



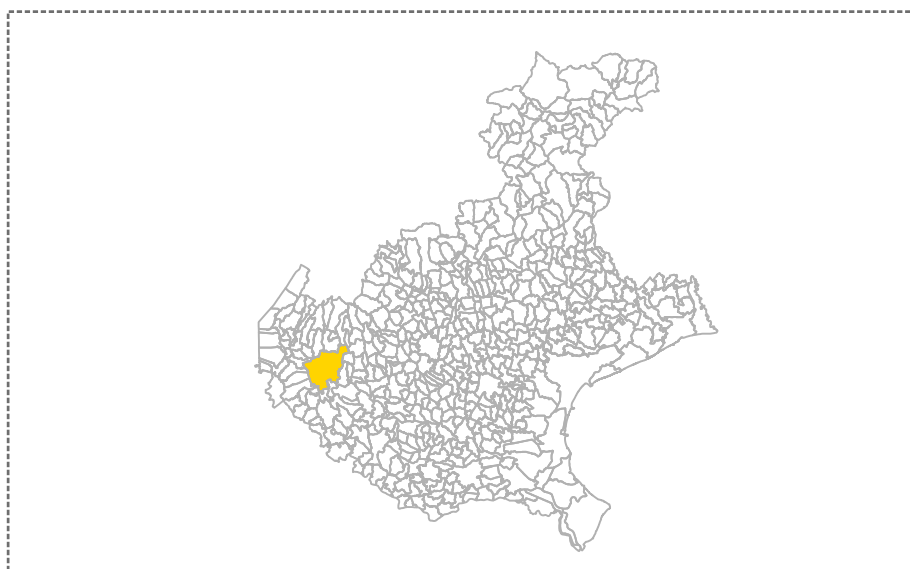
REGIONE DEL VENETO

MICROZONAZIONE SISMICA

Relazione illustrativa

Regione Veneto

Comune di Verona



Regione REGIONE VENETO	Soggetto realizzatore COMUNE DI VERONA	Data Dicembre 2022 - Integrazioni Aprile 2025
Segreteria Regionale per l'Ambiente	Progettista: Dr. Geol. Matteo Collareda Collaboratore: Dr.ssa Geol. Claudia Tomassoli Dr.ssa Geol. Laura Guerra	Livello 3

INDICE

1	INTRODUZIONE	2
2	GENERALITÀ	3
3	ASSETTO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E IDROGEOLOGICO DELL'AREA	5
3.1	Inquadramento geografico.....	5
3.2	Assetto geomorfologico locale	6
3.3	Inquadramento geologico e litologico	7
3.4	Assetto idrogeologico locale.....	9
4	DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO	11
4.1	Inquadramento sismotettonico generale	11
4.2	Caratterizzazione sismogenetica locale	15
4.3	Sismicità storica	16
4.4	Faglie capaci e sorgenti sismogenetiche	21
4.5	Zonazione sismica nazionale	24
4.6	Pericolosità sismica di riferimento.....	26
5	MICROZONAZIONE SISMICA. PRINCIPI FONDAMENTALI E FINALITÀ	28
5.1	Introduzione.....	28
5.2	La natura del problema	28
5.3	Finalità e livelli di approfondimento	30
6	DATI GEOTECNICI E GEOFISICI DA INDAGINI PREGRESSE E DI NUOVA REALIZZAZIONE.....	31
6.1	Indagini pregresse e di nuova realizzazione	31
6.2	Metodologia di elaborazione delle nuove indagini	32
6.2.1	Indagine sismica di tipo passivo a stazione singola (H.V.S.R.)	32
6.2.2	Indagine sismica di tipo passivo in array (Re.Mi.)	36
6.3	Modello geosismico del sottosuolo. Interpretazione e incertezze	39
7	ELABORATI CARTOGRAFICI.....	40
7.1	Carta delle indagini	40
7.2	Carta geologico-tecnica	42
7.3	Carta delle microzonee omogenee in prospettiva sismica	45
7.4	Carta delle frequenze	51
7.5	Carta della pericolosità sismica locale (CPSL)	54
8	APPROFONDIMENTI DI LIVELLO 3	55
8.1	Descrizione del metodo	56
8.2	Analisi di riposta sismica locale nel comune di Verona	62
8.3	Verifiche a liquefazione	77
8.4	Approfondimento sulle faglie attive e capaci	85
9	PROPOSTA PER LE NORME TECNICHE OPERATIVE (NTO)	106
10	REDAZIONE CARTOGRAFICA E CREAZIONE BASI INFORMATIVE	109
11	BIBLIOGRAFIA	112
12	ALLEGATI FUORI TESTO	113

1 INTRODUZIONE

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

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

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

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

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

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

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

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

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

2 GENERALITÀ

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Il presente studio è stato svolto ad un Livello 3 di approfondimento, secondo le modalità richieste dalle Linee Guida Regionali approvate con D.G.R.V. 1572 del 03/09/2013. Inoltre, il lavoro si presenta come un approfondimento del Livello 1, condotto nel 2017 e del quale si riprendono le parti generali tutt'ora valide ed eventualmente aggiornate alle ultime versioni.

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 storico, nelle aree urbanizzate e di futura espansione.

In accordo con il Comune, visti i risultati già emersi con il Livello 1, è stato deciso di estendere le analisi di approfondimento di Livello 3, a tutto il territorio comunale.

Allo scopo di definire ancora più nel dettaglio le caratteristiche sismiche dei terreni **sono state aggiunte per, il presente lavoro, ulteriori indagini geognostiche e geofisiche** (Cap. 6) nelle aree di maggiore interesse effettuate *ex-novo* e recuperate dall'archivio del sottoscritto in modo da ottenere informazioni più dettagliate sulla risposta sismica locale, necessaria per definire con maggior cura lo studio di MS e per restituire carte tematiche importanti per lo sviluppo urbanistico del territorio e per gli eventuali adeguamenti sismici delle strutture. Inoltre, sono state analizzate e quantificate le possibili amplificazioni del moto sismico di base (Livello 3 di approfondimento) e le potenziali instabilità segnalate nel Livello 1.

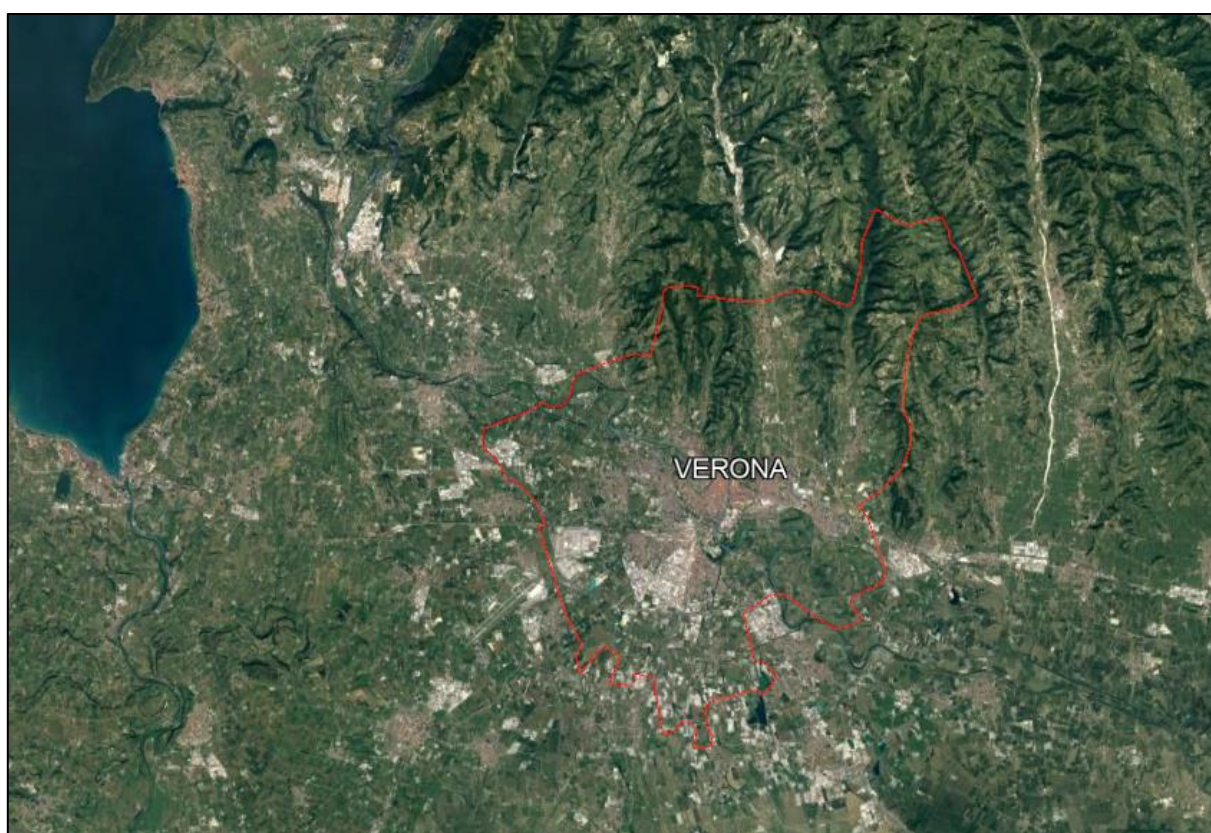
Ad ogni modo, i risultati del Livello 3, possono offrire elementi conoscitivi utili per l'adeguamento o il miglioramento di opere esistenti e per la realizzazione di quelle nuove, orientando il Progettista nella scelta degli approfondimenti specifici da eseguire.

3 ASSETTO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E IDROGEOLOGICO DELL'AREA

Nel presente capitolo vengono illustrate le principali caratteristiche geomorfologiche, litologico-stratigrafiche ed idrogeologiche del territorio oggetto di analisi; tutte le informazioni derivano dall'analisi degli strumenti pianificatori comunali (PAT e Studio di MS di Livello 1).

3.1 Inquadramento geografico

Il comune di Verona si trova al margine settentrionale della Pianura Padana, lungo il fiume Adige e ai piedi dei monti Lessini; confina con i comuni di Bussolengo, Buttapietra, Castel d'Azzano, Grezzana, Mezzane di Sotto, Negrar di Valpolicella, Pescantina, Roverè Veronese, San Giovanni Lupatoto, San Martino Buon Albergo, San Mauro di Saline, San Pietro in Cariano, Sommacampagna, Sona, Tregnago, Villafranca di Verona e conta una popolazione di circa 255.748 abitanti (dato Istat al 30.09.2022).



Il territorio di Verona si sviluppa su una superficie di 198,92 km², di cui circa la metà in rilievo ed il resto pianeggiante; le quote della superficie topografica sono comprese tra 36 metri e 691 metri s.l.m. L'abitato di Verona si situa in posizione centrale rispetto al territorio comunale, il quale è caratterizzato da una notevole eterogeneità di paesaggi a causa della particolare collocazione geografica e dell'escursione altitudinale, che va dai 30 metri della pianura agli oltre 600 metri della zona pedemontana. La città, che sorge lungo le rive del fiume Adige nel punto in cui questo entra nella Pianura Padana e forma un caratteristico doppio meandro, è posta a cavallo tra le propaggini meridionali dei monti Lessini che contornano la città a Nord e la pianura che si apre a Sud del corso del fiume. L'elemento distintivo del paesaggio è l'Adige, che condiziona fortemente le forme del territorio sia nel tratto urbano sia in quello extraurbano, per via sia del suo sviluppo ma anche per la presenza di paleoalvei e terrazzamenti fluviali tracciati dai suoi antichi percorsi. L'ambito fluviale è ormai quasi privo di elementi di naturalità, a causa degli interventi di regimazione idraulica e della diffusa antropizzazione, nonostante ciò, si conservano alcuni elementi seminaturali a valle dell'abitato: il nucleo boscato più

consistente è quello dell'isola del Pestrino, che rappresenta l'unica morfologia fluviale sopravvissuta agli interventi di sistemazione idraulica di difesa dalle piene nel tratto di fiume entro i limiti comunali.

3.2 Assetto geomorfologico locale

L'area di studio si colloca nella fascia dell'alta Pianura Veronese in prossimità del limite meridionale dei Monti Lessini centrali. Il territorio è quindi caratterizzato da morfologie prevalentemente sub-pianeggianti, che rappresentano, a ridosso delle colline, la parte prossimale delle conoidi alluvionali dei torrenti lessinei e, più a sud, parte della piana di divagazione a meandri del fiume Adige, incisa nell'antica conoide rissiana atesina o nella conoide lessinei.

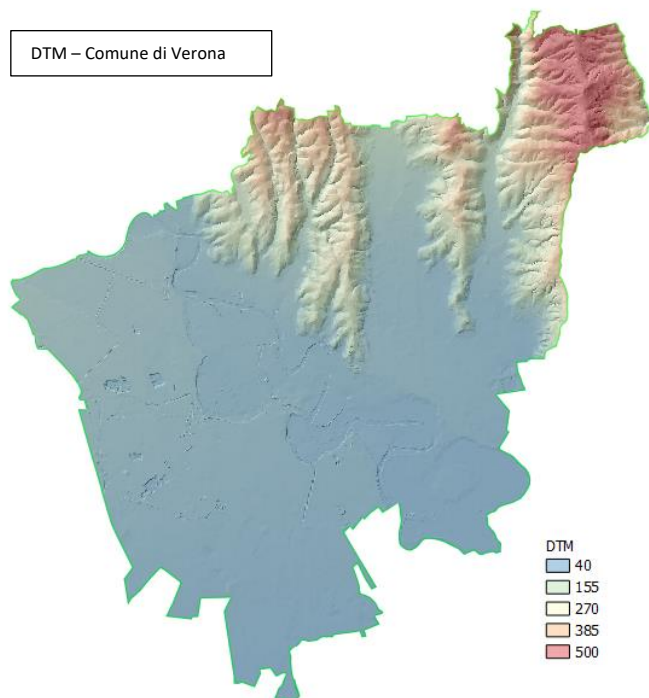
La morfologia del territorio comunale è assai varia in quanto esso è costituito per circa due terzi da pianura e, per circa un terzo, da collina; le quote estreme sono comprese fra i 36 metri e 691 metri s.l.m.: si passa pertanto da una zona di bassa pianura, posta al di sotto della fascia delle risorgive, ad aree di media-alta collina, nelle porzioni settentrionali.

L'elemento geomorfologico più importante della pianura è rappresentato dal grande conoide dell'Adige di età würmiana, profondamente inciso nel suo settore centrale da una serie di scarpate degradanti verso il corso attuale del Fiume. La porzione settentrionale del conoide dell'Adige confina con le aree entrovallive del settore meridionale dei Monti Lessini.

La valle più ampia è la Valpantena, seguono la Val Squaranto e la Valle di Avesa; ancor più limitate sono la Valle di Quinzano e la Valdoneya. Solo una piccola porzione della Valpolicella, presso Parona, fa parte del territorio comunale. I settori più meridionali delle valli si raccordano dolcemente con l'alta pianura veronese. I settori settentrionali della Val Squaranto, della Valle di Avesa e di Quinzano sono caratterizzati da strette forre fluviali, alle quali sono collegate ripide pareti rocciose, talora subverticali, ove possono manifestarsi locali fenomeni di instabilità.

L'area collinare è costituita da dorsali che si protendono verso la pianura con direzioni circa meridiane ed il paesaggio è caratterizzato da dossi cupoliformi di forma allungata. Le forme rilevate nel territorio collinare possono essere attribuite a tre principali agenti morfogenetici: erosione idrica in s.s., fenomeni gravitativi e fenomeni di dissoluzione carsica. All'origine di questi fenomeni vi sono spesso le manifestazioni neotettoniche rappresentate da faglie e da fratture con direzioni prevalenti Nord-Sud; N.N.E.-S.S.O. e O.N.O.-E.S.E.

Analizzando le forme del territorio si individua un elemento morfologico significativo nel terrazzo fluviale che delimita il limite litologico tra la conoide dell'Adige e la sottostante piana di divagazione del fiume. Si tratta di una estesa scarpata di erosione che si sviluppa dal quartiere di Porto San Pancrazio, borda San Miche Extra in prossimità della linea ferroviaria FS Milano-Venezia e prosegue verso Sud sino alla località Molini. La "conoide dell'Adige" è un'ampia zona che, partendo dallo sbocco della Val d'Adige, si apre a ventaglio nella pianura veronese ed è attraversata, con direzione da Nord-Ovest verso Sud-Est dal fiume Adige, incassato nella sua piana di divagazione. Sulla superficie della conoide sono riconoscibili alvei abbandonati, a volte sovradimensionati rispetto ai corsi d'acqua che ospitano. Tali alvei



costituiscono un'estesa rete a canali intrecciati. L'area compresa tra le scarpate principali della conoide dell'Adige e invece definita "piana di divagazione dell'Adige".

In corrispondenza del centro storico della città di Verona la piana assume un'ampiezza minima di circa un chilometro. Da qui la piana di divagazione va progressivamente allargandosi a ventaglio verso Sud-Est. All'interno della piana di divagazione sono distinguibili aree a canali intrecciati, che formano un insieme costituito da più zone tra loro separate, che generalmente si presentano terrazzate rispetto al resto della piana di divagazione. Sono poi individuabili aree a canali meandriformi, che interessano la maggior parte della piana di divagazione.

Le conoidi formate dai torrenti provenienti dai Lessini e dalle loro propaggini collinari sono limitate ad est e ad ovest dai versanti stessi, mentre nella porzione meridionale il loro contatto con le alluvioni dell'Adige non ha evidenza morfologica.

Ampio risalto hanno inoltre le aree di cava distinte in attive talora con falda affiorante, abbandonate o dismesse. Alcune delle cave abbandonate o dismesse sono state successivamente utilizzate per stoccaggio di rifiuti.

3.3 Inquadramento geologico e litologico

Le unità litologiche sono state coordinate con quelle della Legenda della Carta Geologica del Veneto redatta dall'Istituto di Geologia dell'Università di Padova e pubblicata nel 1990 in collaborazione fra Regione Veneto e Servizio Geologico Nazionale.

Le formazioni geologiche sono state assoggettate a raggruppamenti in funzione della litologia, dello stato di aggregazione, del grado di alterazione e del conseguente comportamento meccanico che le singole unità assumono nei confronti degli interventi insediativi e infrastrutturali che lo strumento urbanistico introduce.

Rispetto ad una classificazione basata esclusivamente sulle formazioni geologiche, una legenda litologica sviluppa criteri che consentono di distinguere le unità del substrato geologico da quelle delle coperture di materiali sciolti.

Per quanto riguarda le unità del substrato si fa riferimento alla compattezza, al grado di suddivisione dell'ammasso roccioso, al grado di alterazione, alla presenza di alternanze di materiali a diverso grado di resistenza o coesione, alla tessitura e grado di cementazione delle singole formazioni.

Per quanto riguarda i materiali delle coperture il riferimento fondamentale è quello che richiama il processo di messa in posto del deposito o dell'accumulo, lo stato di addensamento e la tessitura dei materiali costituenti.

Le unità litologiche sono le seguenti:

- **Litologia del substrato:**

RCS/C - *Rocce compatte stratificate a composizione calcarea preminente*. Questa unità comprende le seguenti formazioni geologiche:

Calcari Grigi di Noriglio (Giurassico inferiore p.p.), si tratta di calcari e calcari argillosi suddivisi in strati di potenza variabile dai 5 cm ai 2 metri, talora dolomitizzati. La potenza massima si aggira sui 200 metri.

Rosso ammonitico (Cretaceo inferiore p.p. - Giurassico medio p.p.), si tratta di calcari a grana finissima di colore variabile dal rosso al rosa, dal giallastro fino al bianco. La potenza massima è di circa 20-30 metri.

Scaglia rossa (Cretaceo superiore p.p.), la parte inferiore della formazione è costituita da calcari rosati in strati di 20-30 cm di spessore. Si tratta di un calcare lastrolare, comunemente denominato "Lastame", usato nell'architettura tradizionale. Superiormente si passa a calcari rosati o rosso mattone fittamente stratificati e spesso intensamente fratturati. La potenza massima è di circa 75 metri.

Calcari nummulitici (Eocene medio ed inferiore p.p.), la porzione inferiore della formazione è nota localmente come "Pietra Gallina"; in essa furono aperte in passato numerose cave e molti edifici di Verona vennero costruiti con questi materiali. Si tratta di litotipi calcarei di colore tra il bianco sporco ed il giallastro. La parte superiore della formazione è detta "Pietra di Avesa"; essa presenta banchi calcarei talora potenti 5-6 metri. La potenza massima è di 150 metri.

RC/T/C - Rocce compatte prevalenti alternate a strati o interposizioni tenere a composizione calcarea preminente. Questa unità comprende la formazione geologica del **Biancone** (Cretaceo superiore p.p.- Cretaceo inferiore p.p.). Il Biancone presenta una notevole variabilità litologica; si passa da calcari varicolori, presenti nella parte inferiore della formazione, a calcari biancastri con interposti straterelli di marne nella parte mediana. Verso la parte sommitale della formazione gli interstrati marnosi tendono a scomparire e la roccia torna ad essere quasi esclusivamente calcarea. La potenza massima è di circa 180 metri.

RTA/C - Rocce tenere a prevalente attrito interno e composizione calcarea. Questa unità comprende la formazione geologica del Miocene medio costituita da **Calcareniti a Pettinidi**, arenarie fini giallastre. Nella porzione basale della formazione sono frequenti le facies arenacee; seguono, verso l'alto, calcareniti e calcareniti bioclastiche. La potenza massima è di circa 40 metri.

RTC/C - Rocce tenere a prevalente coesione e composizione calcarea.

Questa unità comprende le seguenti formazioni geologiche:

Calcari argillosi e marne (Eocene inferiore p.p.), la formazione è rappresentata da marne fittamente stratificate, talora laminate e da calcari argillosi. La potenza massima è di 20 metri.

Marne di Priabona (Eocene superiore.), la formazione è costituita da marne di colore grigio verdastro o grigio giallastro. La potenza massima è di circa 80 metri.

RSA/B - Rocce superficialmente alterate e con substrato compatto a composizione basaltica. Questa unità comprende le formazioni terziarie dei basalti compatti di camini e filoni.

RTA/B - Rocce tenere a prevalente attrito interno di origine vulcanica e vulcanoclastica (brecce d'esplosione e ialoclastiti).

RTC/B - Rocce tenere a prevalente coesione di origine vulcanica e vulcanoclastica (vulcanoclastiti fini).

- **Materiali della copertura detritica colluviale-eluviale e gravitativa:**

ecf - Materiali della copertura detritica eluvio-colluviale poco consolidati e costituiti da frazione limo argillosa prevalente con subordinate inclusioni sabbioso-ghiaiose e/o blocchi lapidei. Comprendono le coltri eluvio colluviali di copertura dei versanti e i depositi prevalentemente argillosi di riempimento delle depressioni carsiche.

fss - Materiali di antiche frane per scoscendimento in blocco, anche con compagine rocciosa ben conservata.

fks - Materiali sciolti per accumulo di antiche frane per crollo e colata di detriti con abbondante frazione lapidea in matrice fine scarsa.

- **Materiali alluvionali e fluvioglaciali:**

ags - *Materiali granulari più o meno addensati dei terrazzi fluviali e fluvioglaciali a tessitura prevalentemente ghiaiosa e sabbiosa.* Costituiscono la maggior parte della pianura veronese e sono rappresentati dai depositi fluvioglaciali dell'antico conoide depositato dall'Adige.

als - *Materiali alluvionali e fluvioglaciale a tessitura prevalentemente sabbiosa.* Rappresentano gran parte delle alluvioni depositate all'interno dell'antico piano di divagazione dell'Adige.

ala - *Materiali alluvionali e fluvioglaciali a tessitura prevalentemente limoso-argillosa.* Corrispondono a depositi fini presenti nei tratti terminali di alcune vallate lessinee minori, in prossimità del loro sbocco nella pianura

apt - *Materiali di deposito palustre a tessitura fine.*

cdt - *Materiali a tessitura eterogenea dei depositi di conoide torrentizia.*

afs - *Materiali sciolti di alveo fluviale recente stabilizzati.* Corrispondono a depositi fluviali recenti del fiume Adige con tessitura prevalentemente sabbioso-limosa

afm - *Materiali sciolti di deposito recente ed attuale dell'alveo mobile e delle aree di esondazione recente.* Corrispondono ai depositi fluviali attuali e recenti del fiume Adige all'interno del suo alveo attuale.

atm - *Materiali alluvionali e fluvioglaciali a tessitura eterogenea.* Corrispondono ai depositi grossolani (ghiaiosi e ciottolosi ma in matrice argilloso limosa talora abbondante) dei fondovalle lessinei.

3.4 Assetto idrogeologico locale

9

Sotto l'aspetto idrogeologico, nel territorio comunale di Verona si possono distinguere n.2 complessi idrogeologici, quello di collina e quello di pianura molto più esteso.

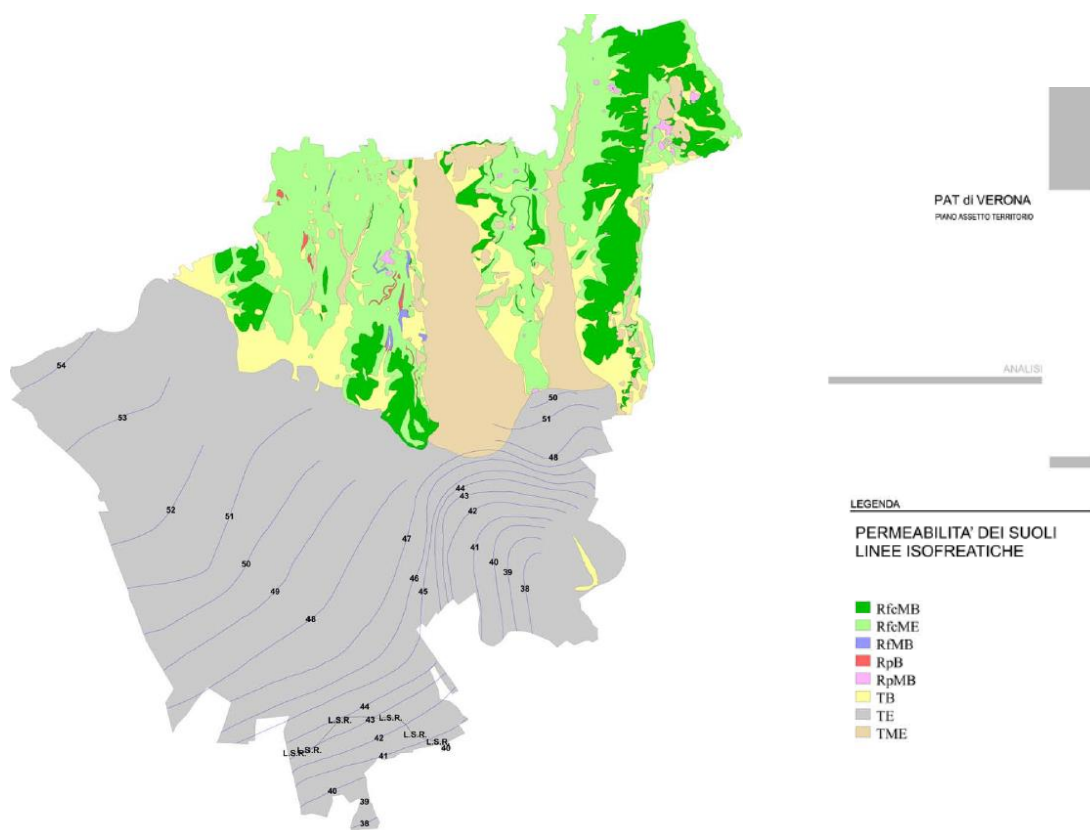
La situazione idrogeologica dell'area di pianura è data da una struttura dell'acquifero costituito da un materasso ghiaioso-sabbioso di provenienza atesina con uno spessore di almeno 150 metri.

Nel settore centro-meridionale del territorio comunale alle ghiaie e sabbie si intercalano livelli di argilla la cui estensione areale non è definita con precisione. Il materasso ghiaio-sabbioso ospita un acquifero di enorme potenzialità, la cui alimentazione è complessa e solo parzialmente nota.

Il deflusso naturale dell'acquifero freatico avviene, in superficie, dalle risorgive, mentre in profondità avviene attraverso l'alimentazione del sistema acquifero a falde confinate presente nella media e bassa pianura veronese.

La linea delle risorgive, che delimita le due aree con diverse caratteristiche idrogeologiche, ovvero l'acquifero freatico indifferenziato e quello multifalda, si trova nella porzione più meridionale del territorio comunale nei pressi di Fraccazzole e Ca' Raffaldo a Sud di Ca' di David. A Nord di tale linea si trova l'area di ricarica degli acquiferi profondi.

Il secondo acquifero di una certa importanza risiede nelle porzioni terminali della Valpantena e della Val Squaranto. In questo caso l'area di alimentazione è nota e viene individuata nell'altopiano della Lessinia. Il regime dell'acquifero entrovallivo è diverso da quello dell'acquifero di pianura ed è legato alle precipitazioni che avvengono in Lessinia.



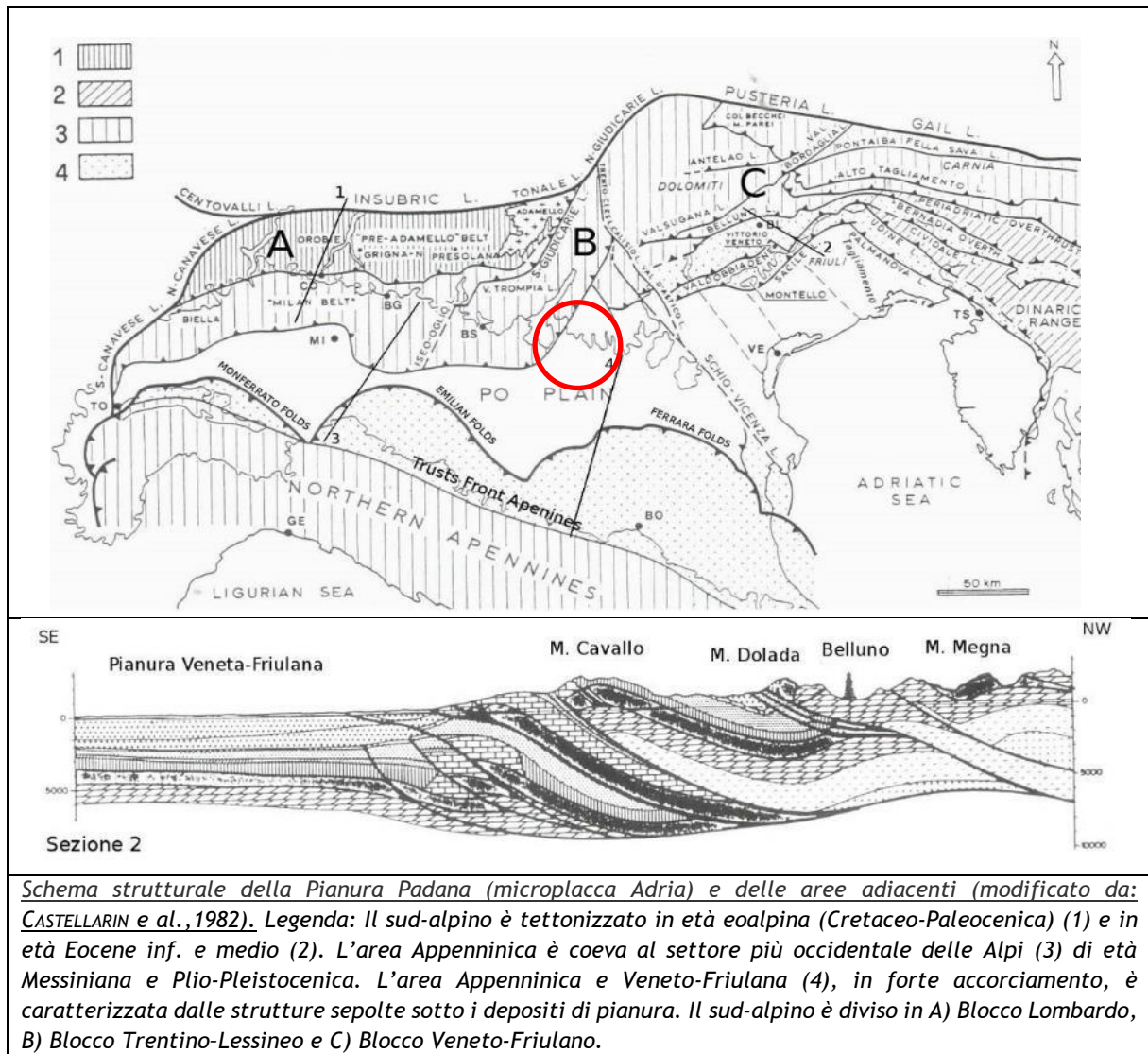
La falda freatica presenta profondità molto variabili, rispetto al piano campagna, da zona a zona: nel settore centro-occidentale la profondità varia da circa 10 a 50 metri dal piano campagna; in quello centro-orientale, in corrispondenza del piano ribassato dell'Adige, la falda risulta sub-affiorante o con profondità comprese entro i due metri dal p.c. A Nord di tali settori sia verso il margine collinare che nelle porzioni meridionali della Valpantena e della Val Squaranto, la falda freatica si approfondisce notevolmente.

Nelle aree meridionali del territorio comunale, a Sud di Ca' di David la falda freatica risulta superficiale con valori compresi entro i due metri dal p.c. locale.

Nel complesso, la direzione di deflusso risulta da Nord-Ovest a Sud-Est; va segnalata tuttavia la presenza di una direzione di scorrimento orientata Nord-Sud nei settori nord-orientali della pianura, a testimonianza di una alimentazione delle falde acquifere, proveniente dai rilievi collinari.

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.

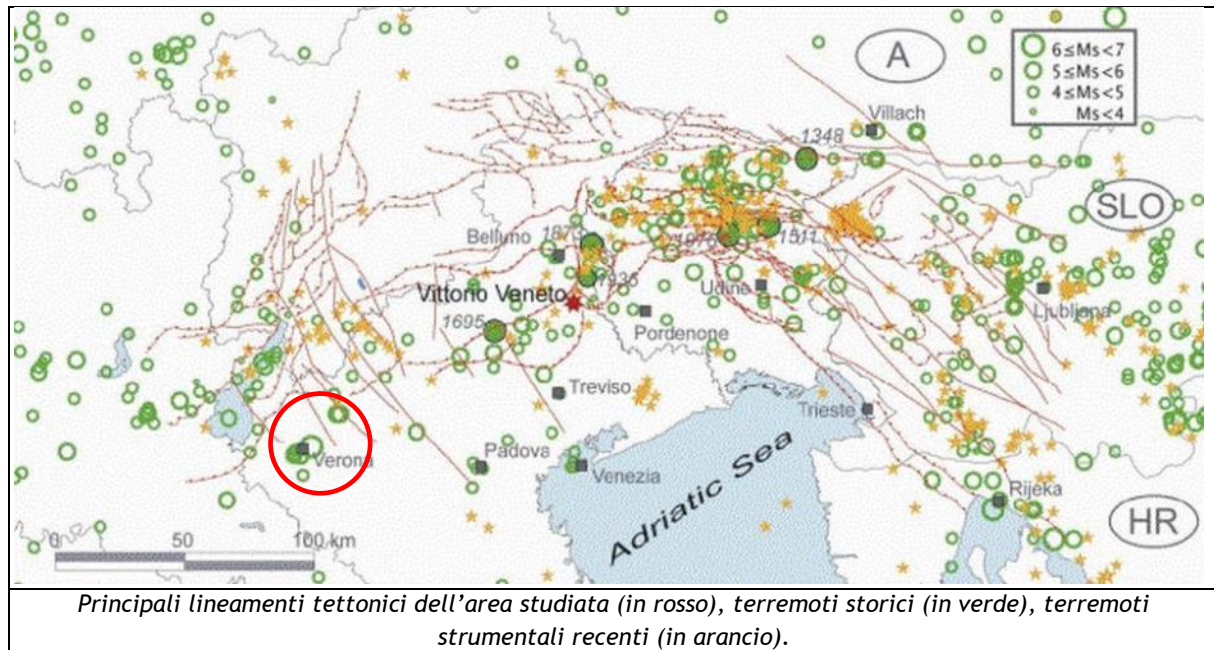
Il blocco veneto-friulano (figura seguente con indicata l'ubicazione del territorio comunale di Verona) è caratterizzato da strutture tettoniche con direzioni variabili (Dogliosi et al., 1987; Castellarin et al., 1992; Pontron et al., 2000). Nella zona friulana centrale si ha il massimo delle deformazioni 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.

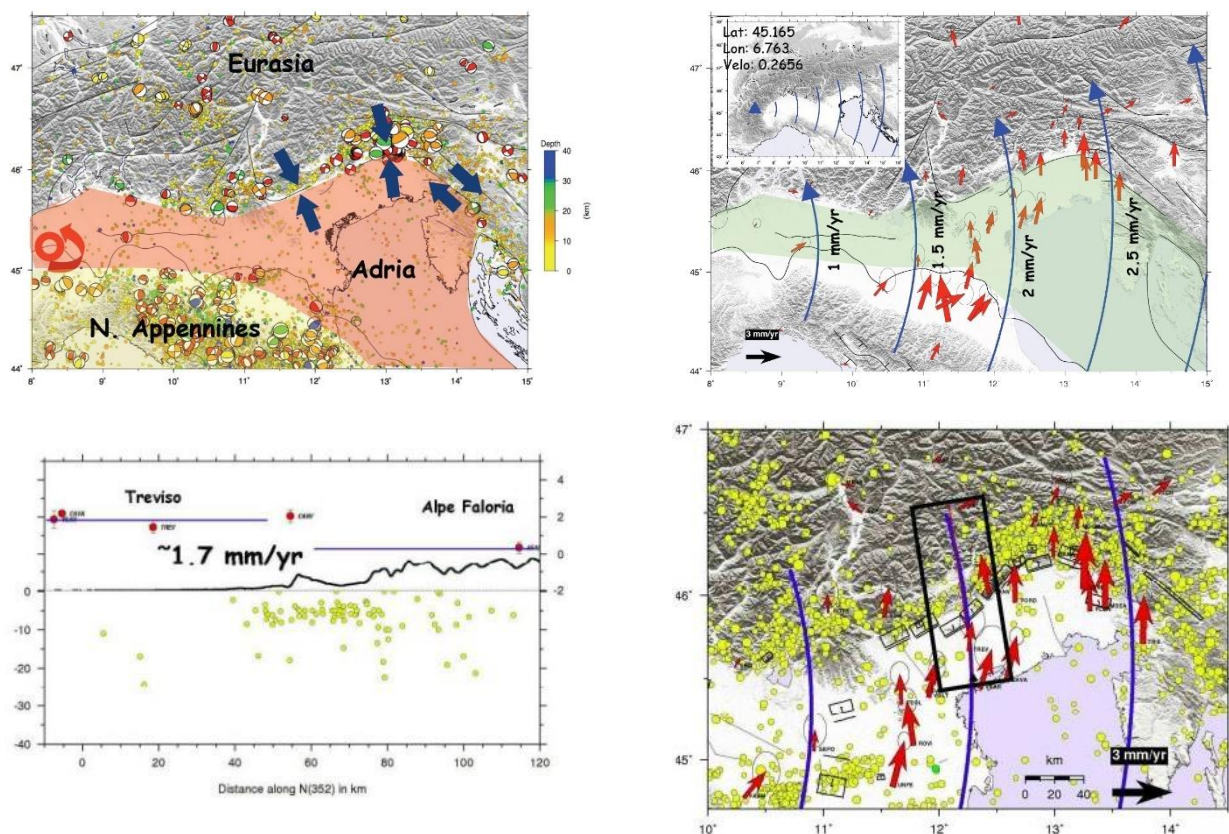
Il risultato finale è rappresentato da un'attività sismica nelle regioni delle Alpi orientali (Slejko et al., 1989) considerata tra le più elevate del nostro paese. Cinque terremoti con magnitudo di superficie (MS) superiore a 6 sono infatti avvenuti nell'ultimo millennio: nel 1348 a Villaco con MS 6,4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



Le principali strutture tettoniche nel Veneto centro-orientale sono rappresentate da sovrascorrimenti con orientazione nord est-sud ovest, tagliati talvolta da faglie trascorrenti. Una prima interpretazione della sismicità in chiave sismogenetica è stata presentata da Slejko et al. (1989) nell'ambito di un modello sismotettonico che interessa il territorio italiano dal lago di Garda al confine con la Slovenia.

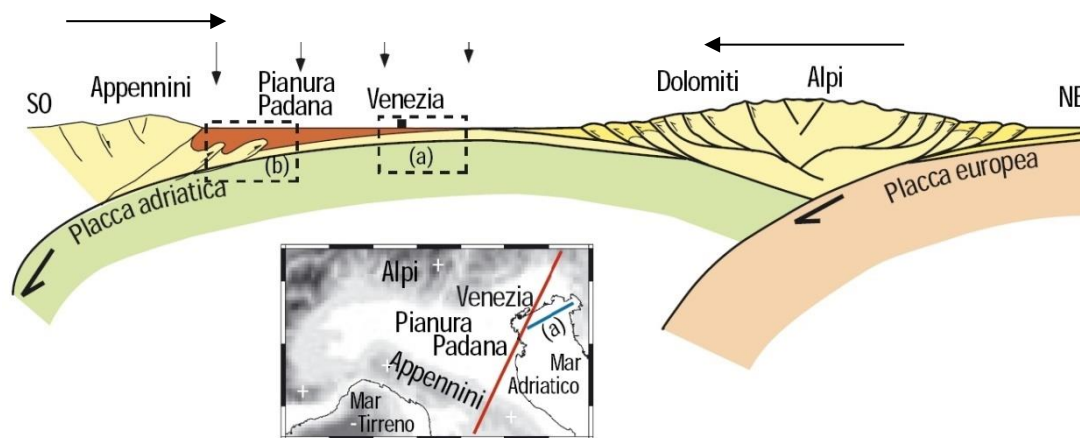
Nell'ambito di un progetto sviluppato negli anni novanta, Meletti et al. (2000) hanno formulato un modello sismogenetico per l'Italia che consta di 80 zone sismogenetiche. Queste zone risultano omogenee sia dal punto di vista tettonico che da quello sismico. Studi successivi (Slejko e Rebez, 2002) hanno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



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

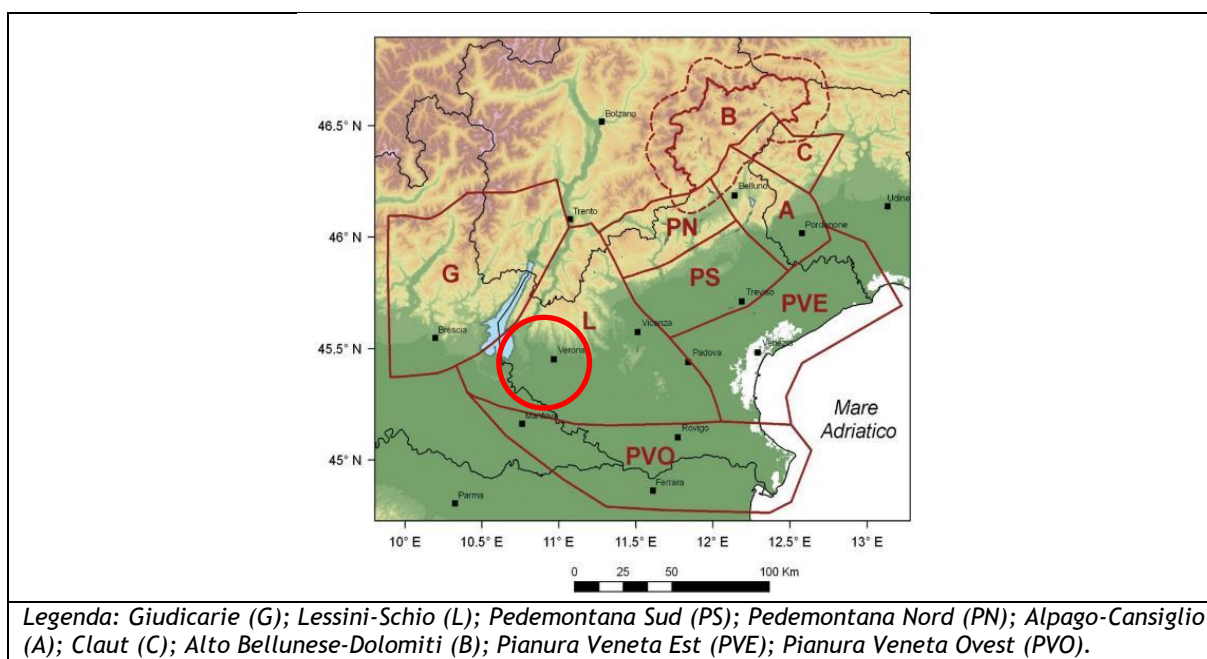
14



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

4.2 Caratterizzazione sismogenetica locale

Il territorio regionale del Veneto è stato suddiviso in **distretti sismici**: ogni distretto rappresenta un'area all'interno della quale si ritiene che i terremoti possano essere identificati da alcuni elementi sismogenetici comuni, pur con la consapevolezza che le schematizzazioni in tal senso sono sempre riduttive e devono essere opportunamente contestualizzate nell'interpretazione dello specifico evento sismico. Sulla base di dati sismologici, elementi geologico-strutturali e informazioni relative alla cinematica e alla tettonica attiva, sono stati identificati 9 distretti sismici come visibile nella figura sotto riportata. Il territorio comunale di Verona ricade all'interno del distretto Lessini-Schio (L) che si estende dai fronti di accavallamento più esterni del sistema delle Giudicarie meridionali a ovest, fino alla flessura pedemontana a 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.



Il distretto **Lessini-Schio (L)** si estende dai fronti di accavallamento più esterni del sistema delle Giudicarie meridionali a ovest, fino alla flessura pedemontana a est, e comprende i monti Lessini, la fascia della linea Schio-Vicenza (SCHV), e i rilievi dei monti Berici e dei colli Euganei. A 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 a ovest. Essi rappresentano un settore meno deformato, ponte, per alcuni autori, all'avampaese 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 centrale del 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).

4.3 Sismicità storica

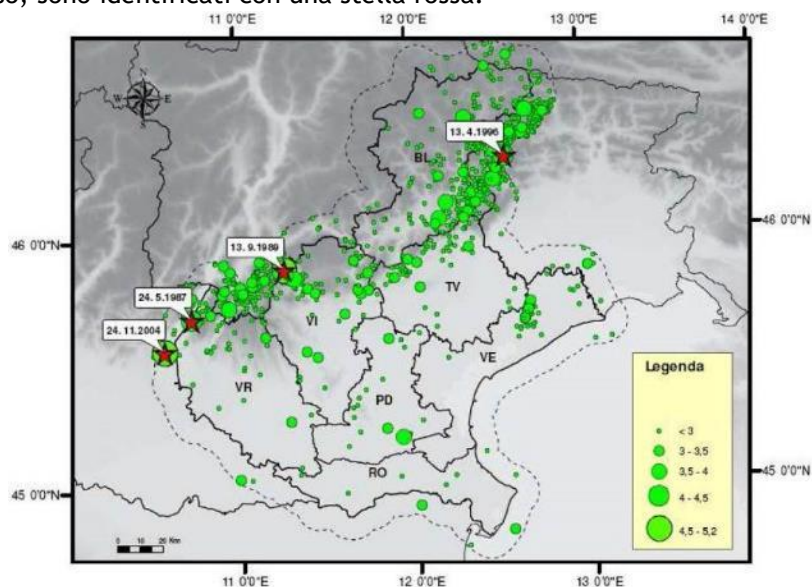
Il Veneto è attualmente una regione silente dal punto di vista sismico. L'assenza di grossi eventi sismici recenti sorprende, ma non deve far pensare che il Veneto sia una regione tettonicamente inattiva. Evidenze di movimenti recenti (neotettonica) sono osservabili soprattutto nella fascia pedemontana (in particolare al confine tra le province di Belluno e Treviso) lungo la quale sono allineati i principali eventi storici. La pericolosità sismica del Veneto è in parte legata all'attività dei distretti sismici del Friuli centrale e, in minor misura, dell'Alpago e del Garda. Allo stato attuale, il territorio regionale è interessato da una certa sismicità di magnitudo 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 Castelvero, Badia Calavena, Marzemigo. Una ventina i paesi danneggiati in modo significativo (superiore o pari al VII MCS). La scossa fu risentita fino a Trieste, Auronzo, Bormio, Chiavenna, Domodossola, Torino, Asti, Genova.
19/02/1932	monte Baldo	VII-VIII Mw=5.0	La scossa provocò danni a diverse località della sponda veronese del Lago di Garda, tra le quali Albisano, S. Zeno, Garda.
18/10/1936	Alpago-Cansiglio (BL-PN)	IX Mw=6.1	Colpita la zona di confine fra le attuali province di Belluno, Treviso e Pordenone con i massimi effetti a sud dell'altopiano del Cansiglio nei paesi di Fiaschetti, Stevenà e Villa di Villa. Gravissimi danni anche a nord del Cansiglio, nella conca d'Alpago in particolare nelle località di Puos d'Alpago, Cornei e Villa.

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

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

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

17

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

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

La ricostruzione storica degli eventi sismici che hanno caratterizzato il territorio comunale di Verona 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.

Nello specifico, il comune di Verona appare 75 volte nel Database sopra citato con intensità registrata superiore o uguale a 4. Nella tabella seguente sono stati elencati i vari eventi registrati, con indicati, oltre all'intensità in scala MCS al sito in esame (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).

Verona

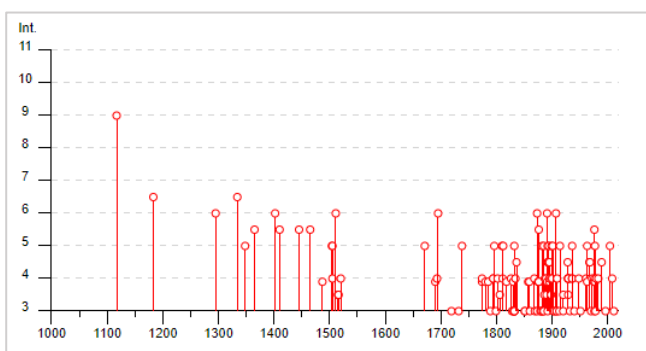
PlaceID IT_23679
 Coordinate (lat, lon) 45.439, 10.994
 Comune (ISTAT 2015) Verona
 Provincia Verona
 Regione Veneto
 Numero di eventi riportati 151

Effetti	In occasione del terremoto del								
Int.	Anno	Me	Gi	Mo	Mi	Se	Area epicentrale	NMDP	Io Mw
9	1117	01	03	13	13		Veronese	55	9 6.52
6-7	1183	12					Verona	1	6-7 4.86
NC	1276	07	29	18	30		Monferrato	9	5 4.81
6	1295	09	03				Grigion, Churwalden	17	8 6.20
6-7	1334	12	04				Verona	1	6-7 4.86
5	1348	01	25				Alpi Giulie	89	9 6.63
5-6	1365	09	21	05	45		Verona	2	5-6 4.40
6	1402						Verona	1	6 4.63
5-6	1410	06	10	21			Verona	5	
5-6	1445	03	21	13	30		Verona	1	5-6 4.40
5-6	1465	04	07	15	30		Pianura emiliana	5	5-6 4.40
F	1487	01	11	15	40		Ferrara	2	4 3.70
NC	1501	06	05	10			Modenese	17	9 6.05
5	1504	12	31	04			Bolognese	15	6 5.02
5	1505	01	03	02			Bolognese	31	8 5.62
4	1505	01	20	23	50		Bolognese	11	5-6 4.76
6	1511	03	26	15	30		Friuli-Slovenia	120	9 6.32
3-4	1515	10	25	12	35		Pianura Padana	5	
3-4	1516	05	20	23			Pianura Padana	4	
4	1520	02	18	04	30		Bresciano-Veronese	2	
5	1671	06	20	10			Modenese-Reggiano	8	7 5.27
F	1690	12	04	14			Carinthia, Villach	60	8-9 6.16
4	1693	07	06	09	15		Mantovano	13	7 5.23
6	1695	02	25	05	30		Asolano	107	10 6.40
3	1719	01	07				Italia nord-orientale	11	5-6 4.94
3	1732	02	04	18	20		Parma	9	5-6 4.65
5	1738	11	05	00	30		Emilia occidentale	10	7 5.10
F	1774	03	04				Parma	2	5 4.16
4	1774	03	31	14	49		Bresciano	6	5-6 4.40
F	1780	02	06	04			Bolognese	9	6-7 5.06
F	1785	07	19	22	30		Val Lagarina	5	4 3.70
3	1789	08	04				Prealpi Friulane	5	4-5 3.93
4	1794	06	07	00	45		Prealpi Friulane	19	8-9 5.96
4	1794	06	30	04	45		Prealpi Friulane	8	7-8 5.40
5	1796	10	22	04			Emilia orientale	27	7 5.45
3	1799	05	29	19			Bresciano	12	6-7 5.04
4	1802	05	12	09	30		Valle dell'Oglio	94	8 5.60
3-4	1806	02	12				Reggiano	28	7 5.21
5	1810	12	25	00	45		Pianura emiliana	33	6 5.06
4	1811	07	15	22	44		Modenese-Reggiano	19	6-7 5.13
5	1812	10	25	07			Pordenonese	34	7-8 5.62
F	1818	12	09	18	55		Farmense	26	7 5.24
4	1826	06	24	12	15		Garda occidentale	20	5 4.62
3	1828	10	09	02	20		Oltrepò Pavese	110	8 5.72
2	1828	10	10	01	30		Oltrepò Pavese	18	
F	1830	01	26	04	30		Alto Reno	11	5 4.53
3	1831	07	14	15	30		Reggiano	8	5-6 4.60

3	1832	03	11	06	45		Carpi	14	5 4.51
3	1832	03	11	08	45		Farmense	14	
3	1832	03	12	02	30		Farmense	4	
5	1832	03	13	03	30		Reggiano	97	7-8 5.51
2	1832	03	14	04	40		Reggiano	5	
3	1832	03	14	07	41		Reggiano	7	
4	1834	07	04	00	45		Val di Taro-Lunigiana	24	6-7 5.08
4-5	1836	06	12	02	30		Asolano	26	8 5.53
2-3	1850	09	18	06	20		Modenese	7	5 4.16
3	1851	02	05	09	50		Valtellina	30	5 4.72
3	1851	08	03				Valli Giudicarie	15	6 4.92
2-3	1854	12	29	01	45		Liguria occidentale	86	7-8 5.72
F	1857	02	01				Farmense-Reggiano	22	6-7 5.11
F	1859	01	20	07	55		Prealpi Trevigiane	36	6 4.80
3	1860	07	19				Prealpi Trevigiane	10	6-7 4.92
NF	1866	08	11	29			Monte Baldo	33	7 4.96
4	1868	05	22	21	15		Garda settentrionale	11	5 4.40
3	1869	12	13	02	53		Sassuolo	13	5 4.57
3	1873	03	12	20	04		Appennino marchigiano	196	8 5.85
6	1873	06	29	03	58		Alpago Cansiglio	197	9-10 6.29
F	1875	03	17	23	51		Costa romagnola	144	8 5.74
F	1876	04	29	10	49		Monte Baldo	25	7 5.07
5-6	1876	05	01	10	50		Verona	2	4-5 3.93
F	1876	05	29	10	45		Monte Baldo	5	6-7 4.86
3	1879	02	14				Garda occidentale	13	5 4.62
3	1881	01	24	16	14		Bolognese	38	7 5.22
2	1881	01	25	07	06		Bolognese	18	5 4.59
3	1881	02	14	09	00	3	Appennino bolognese	21	6 4.77
5	1882	09	18	19	25		Monte Baldo	7	7 5.08
3	1884	09	12	07	23		Pianura lombarda	34	6 4.70
5	1885	02	26	20	48		Pianura Padana	78	6 5.01
3	1885	12	29				Alpago Cansiglio	47	6 4.96
3-4	1886	10	15	02	20		Collecchio	44	6 4.70
4	1887	02	23	05	21	5	Liguria occidentale	1511	9 6.27
4	1889	03	08	02	57	0	Bolognese	38	5 4.53
3-4	1890	03	26	20	10		Bellunese	48	6 4.82
6	1891	06	07	01	06	1	Valle d'Illasi	403	8-9 5.87
F	1891	06	15				Peschiera	35	6 4.69
4-5	1892	01	05				Garda occidentale	93	6-7 4.96
3	1892	06	23	23	20		Dolomiti Friulane	71	5-6 4.98
5	1892	08	09	07	58		Valle d'Alpone	160	6-7 4.91
4-5	1893	10	27	16	31		Bellunese	54	5 4.42
5	1894	02	09	12	48	0	Valle d'Illasi	116	6 4.74
4-5	1894	11	27	05	07		Bresciano	183	6 4.89
F	1895	06	10	01	47		Prealpi Trevigiane	73	6 4.85
4-5	1895	10	12	02	45		Monte Baldo	3	5 4.16
4	1895	11	02	07	30		Valle de' Signori	11	5 4.33
2-3	1897	01	27	01	35		Prealpi Vicentine	16	4-5 4.11

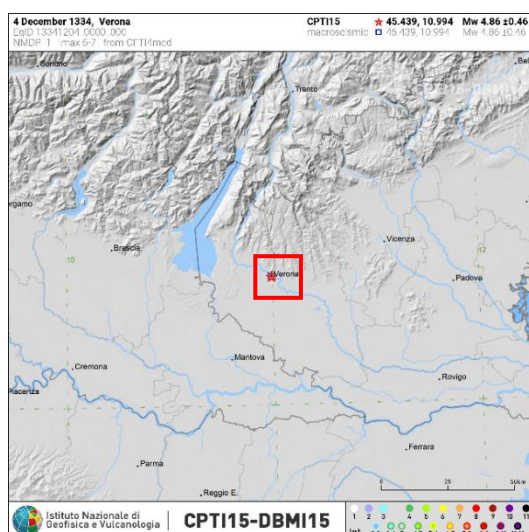
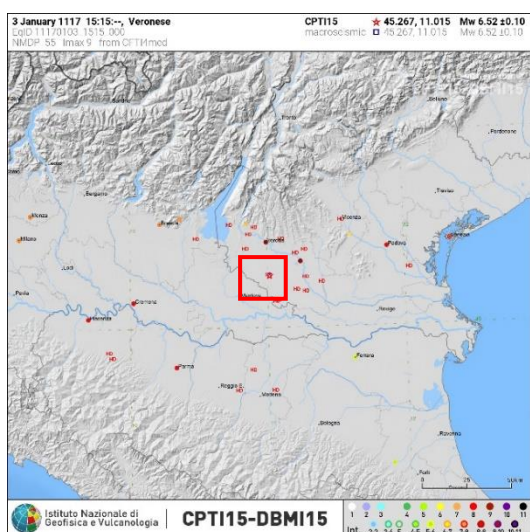
3-4	1898 01 16 13 10	Romagna settentrionale	110	6 4.59
4	1898 03 04 21 03	Parmanese	313	7-8 5.37
5	1899 11 19 23 40	Pianura Veneta	25	5 4.25
4	1900 03 04 16 35	Asolano	98	6-7 5.05
5	1901 10 30 14 49	Garda occidentale	289	7-8 5.44
3	1902 06 19 09 23	Alpi Retiche	184	6-7 4.96
3	1904 03 10 04 23	Slovenia nord-occidentale	57	
6	1907 04 25 04 32	Veronese	122	6 4.79
3	1908 02 03 13 36	Valle d'Illyasi	34	5-6 4.32
3	1908 03 15 07 38	Valle d'Illyasi	28	5-6 4.91
4	1909 01 13 00 45	Emilia Romagna orientale	867	6-7 5.36
3	1913 11 25 20 55	Appennino parmanese	73	4-5 4.65
5	1914 10 27 09 22	Lucchese	660	7 5.63
2-3	1916 05 17 12 30	Riminense	132	8 5.82
2-3	1916 08 16 07 06	Riminense	257	8 5.82
3-4	1920 09 07 05 55	Garfagnana	750	10 6.53
3	1920 10 06 22 47	Mantovano	19	4-5 4.14
4-5	1928 03 27 08 32	Carnia	359	9 6.02
2-3	1928 06 13 08	Carpi	35	6 4.67
4	1929 04 10 05 44	Bolognese	87	6 5.05
4	1929 04 19 04 16	Bolognese	82	6-7 5.13
4	1929 04 20 01 10	Bolognese	109	7 5.36
3-4	1929 04 29 18 36	Bolognese	45	6 5.20
4	1929 05 11 19 23	Bolognese	64	6-7 5.29
2-3	1930 10 30 07 13	Sanigallia	268	8 5.83
3	1932 02 19 12 37	Garda orientale	21	7-8 5.16
4	1936 06 21 19 25	Garda orientale	13	5 4.15
4	1936 06 22 03 44	Garda orientale	20	5-6 4.46
5	1936 10 18 03 10	Alpago Canaiglio	269	9 6.06
3	1940 01 24 23 32	Appennino emiliano	6	
4	1948 07 19 18 11	Garda settentrionale	16	5 4.87
3	1951 05 19 22 34	Lodigiano	179	6-7 5.17
4	1961 11 23 01 12	Prealpi bergamasche	119	6-7 4.86
5	1963 03 04 22 30	Veronese	6	5 4.41
F	1963 07 19 05 46	Mar Ligure	412	5.95
2-3	1963 11 04 15 46	Bassa modenese	5	5 4.16
4-5	1967 12 30 04 19	Emilia Romagna orientale	40	6 5.05
4-5	1968 06 22 12 21	Val Lagarina	27	6-7 4.74
3	1970 04 19 18 16	Garda occidentale	65	5 4.55
4	1972 10 25 21 56	Appennino settentrionale	198	5 4.87
F	1975 03 24 02 33	Carnia	24	5-6 4.51
5-6	1976 05 06 20 00	Friuli	770	8-10 6.45
4	1976 09 11 16 35	Friuli	40	7-8 5.60
3	1976 12 13 05 24	Garda settentrionale	128	7 4.90
F	1977 04 03 03 18	Friuli	25	5 4.51
5	1977 09 16 23 48	Friuli	94	6-7 5.26
3	1978 12 05 15 39	Romagna	34	4-5 4.61
4	1979 02 09 14 44	Bergamasco	73	6 4.78
4	1983 11 09 16 29	Parmanese	850	6-7 5.04
4-5	1989 09 13 21 54	Prealpi Vicentine	779	6-7 4.85
MF	1995 12 31 21 29	Appennino reggiano	96	4-5 4.51
3	1996 10 19 09 55	Pianura emiliana	135	7 5.38
MF	2000 06 18 07 42	Pianura emiliana	304	5-6 4.40
5	2004 11 24 22 39	Garda occidentale	176	7-8 4.99
4	2008 12 23 15 24	Parmanese	291	6-7 5.36
3	2011 07 17 18 30	Pianura lombardo-veneta	73	5 4.79

Il grafico seguente ricostruisce la storia sismica di Verona (per terremoti con intensità al sito superiore o uguale a 4) tra gli anni 1000 e fino al 2011.



Gli eventi registrati il 3 gennaio 1117, dicembre 1183 e il 4 dicembre 1334 sono stati quelli di maggiore intensità rilevati nel territorio di Verona e limitrofi. Secondo i cataloghi oggi disponibili (CPTI15, Guidoboni et al., 2007) la magnitudo M_w del 1117 (Veronese) sarebbe stata pari a 6,52 e, a Verona, si sarebbe avvertito con un'intensità MCS di 9, la magnitudo M_w del 1183 (Verona) sarebbe stata pari a 4,86 e si sarebbe avvertita a Verona con un'intensità MCS di 6-7, mentre la magnitudo M_w del 1334 (Verona) sarebbe stata pari a 4,86 e, a Verona, si sarebbe avvertito con un'intensità MCS di 6-7.

19



Per quanto riguarda il terremoto del 1117 d.C. si rimanda al seguente link <https://storing.ingv.it/cfti/cfti5/quake.php?000351T> per una presa visione delle rilevanti ripercussioni che tale evento ha avuto sulla città di Verona. Si ripota un estratto a seguire:

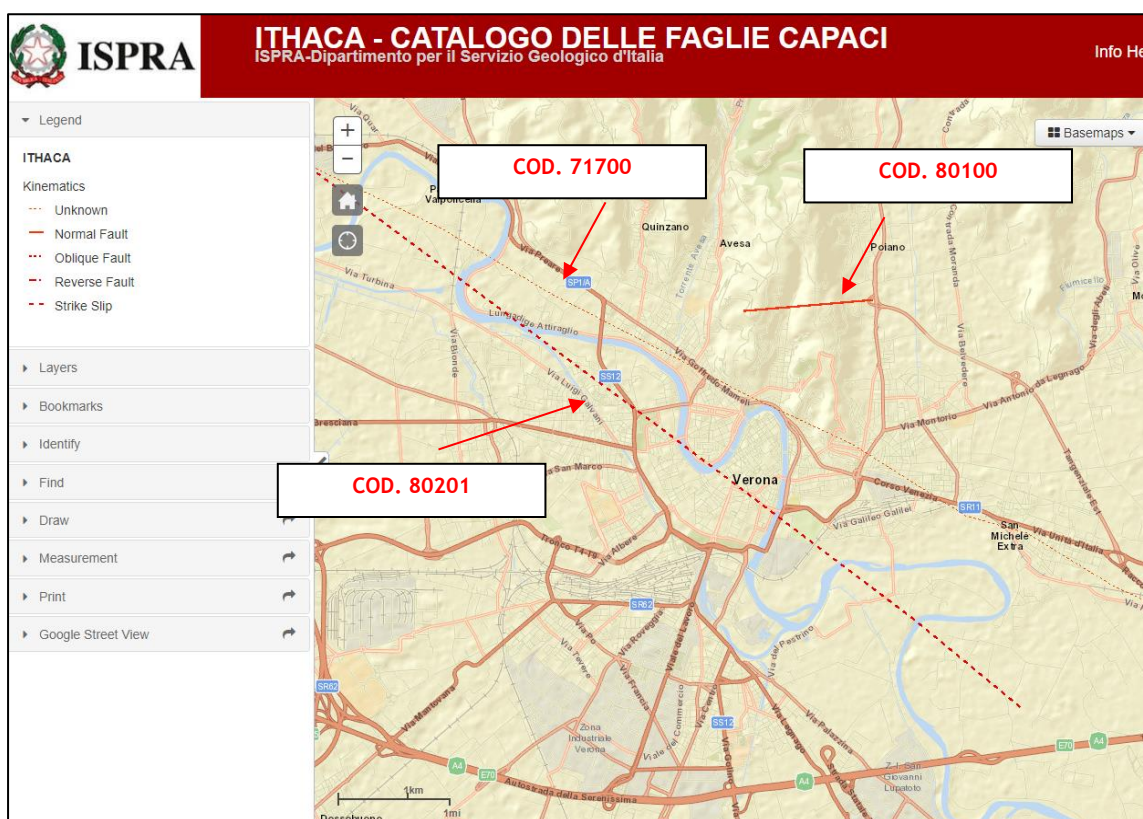
.....Verona fu la città maggiormente colpita e per la quale restano attestazioni sicure di danni gravi e diffusi. Risultarono danneggiati i seguenti edifici: l'Arena (antico anfiteatro), e, secondo la letteratura degli storici dell'arte, oggi in parte revisionata: la chiesa di S.Zeno, S.Fermo Maggiore, S.Fermo Minore in Braida, S.Maria in Organo, S.Lorenzo, S.Trinità, SS.Apostoli, S.Elena, S.Giovanni in Fonte, S.Giovanni in Valle, S.Stefano, S.Eufemia, S.Giorgio in Braida, S.Procolo, S.Pietro in Castello, la cattedrale. Ronco all'Adige (Verona), un documento attesta gravi danni alla chiesa di S.Maria, consistenti in crolli di ampie parti della costruzione, tanto che non fu più ricostruita. A Cremona crollò la parte absidale della cattedrale. A Costozza (Vicenza), un'epigrafe, forse del XIV secolo, posta alla base del campanile della chiesa di S.Mauro, ricorda la data del 1117 assieme ad altre (1223 e 1348). È ragionevole ritenere che il ricordo del 1117 si riferisca a un danno subito dal campanile stesso, che presenta diverse fasi di costruzione. A Nonantola (Modena), secondo la grande iscrizione nell'architrave del portale, fu danneggiata la chiesa abbaziale di S.Silvestro: crollarono probabilmente le capriate. Ma dalle analisi archeologiche recenti il danno sembra molto più esteso. A Padova, nel duomo dedicato a S.Maria Assunta, crollò gran parte del soffitto in legno. La basilica di S.Giustina subì danni molto gravi tanto che fu necessario sostituirla con un nuovo edificio. A Parma è ricordato il crollo di gran parte della cattedrale (duomo) dedicata a S.Maria Assunta. Analisi architettoniche condotte da Quintavalle (1974) (11) hanno tuttavia corretto l'ipotesi di un crollo generale della cattedrale, limitando i danni al tiburio. Per Piacenza l'indicazione dei danni all'antica cattedrale di S.Giustina o addirittura del suo crollo totale è contenuta nella storiografia cittadina successiva, ma non è attestata da documenti. L'epigrafe di fondazione della chiesa del 1122 non prova che l'edificio ne sostituisse uno precedente rovinato dal terremoto. Forse fu danneggiata la chiesa di S.Antonino, come sembra di poter dedurre dai libri di conti di alcuni anni dopo. Tuttavia diversi documenti del XII secolo attestano che questo terremoto rappresentò un evento determinante nella memoria delle comunità locali di quest'area, tanto che la data 1117 fu usata da testi in atti giudiziari per datare ricordi personali ordinati in anteriori o posteriori al terremoto stesso. Per Serle e suo territorio (prov. Brescia) il terremoto, come elemento di datazione, è menzionato in processi per alcune controversie sorte fra gli abati del monastero di S.Pietro in Monte Ursino e alcuni proprietari. Per Milano, le fonti coeve definiscono il terremoto "molto forte" ("ingens"). Un cronista dell'inizio del XIII secolo riferisce del crollo di una torre. Secondo Cecchi (1994) (12), la basilica di S.Lorenzo Maggiore fu fortemente lesionata dal terremoto. In base ai rilievi sulla struttura dell'edificio, Cecchi (1994) ritiene che la torre di sud-est fu lesionata in modo così rilevante da dover essere ricostruita; le torri di sud-ovest e di nord-ovest furono capitozzate; la torre di nord-est rimase sostanzialmente integra, ma fortemente lesionata. Inoltre, l'atrio della cappella di S.Aquilino fu molto probabilmente danneggiato, se non altro per il crollo delle torri contigue. Le murature perimetrali subirono danni gravissimi ma non irreparabili; anche la cupola rimase probabilmente fortemente lesionata e in precarie condizioni di stabilità. A San Faustino (nei pressi di Rubiera, prov. Reggio Emilia) un'epigrafe mutila, attribuita alla chiesa dei Ss.Faustino e Giovita, alla luce di una possibile integrazione – in base a deduzioni di ordine metrico – permette di supporre un restauro delle strutture dell'edificio alla fine del 1117. A Faenza il campanile della cattedrale e la stessa cattedrale subirono delle lesioni. Questa informazione va tuttavia accolta con cautela per un problema cronologico che presenta la fonte che attesta il terremoto. Si tratta del "Chronicon Faventinum" di Tolosano, che fu canonico della cattedrale di Faenza tra la fine del XII e l'inizio del XIII secolo. La notizia del terremoto è riportata sotto l'anno 1142 ("MCXLII"): Alexandre (1990, p.103) (13) ha ipotizzato che possa trattarsi del 1117. Si può ritenere infatti che il copista potrebbe aver commesso un banale errore nella trascrizione della data, basta infatti trasformare la lettera L in V per ottenere 1117 ("MCXVII"). I sei codici che costituiscono la tradizione manoscritta dell'opera di Tolosano sono tutti difettosi e talvolta piuttosto imprecisi. Per quanto riguarda Ferrara, Brescia e Monza, le fonti qualificano il terremoto come "grandissimo" ("maximus") e "grande" ("magnus"), ma senza menzionare danni. Per Venezia, il terremoto è definito "assai terribile", ma non sono attestati danni specifici in città, se non l'incendio di due chiese, probabilmente non correlato col terremoto. Valle tridentina. Ottone di Frisinga, vescovo di quella città tra il 1138 e il 1158, afferma nella sua cronaca (p.330) che ancora ai suoi tempi, intorno al 1143-1146, si potevano osservare i danni di un terremoto lungo la Valle tridentina. Nel XII secolo questa espressione individuava la valle dell'Adige, da Salorno (a metà strada fra Trento e Bolzano) alla chiusa di Ceraino, circa 30 km a nord di Verona. Ottone di Frisinga non data in modo esplicito il terremoto. Il passo, datato al 1117 da Hofmeister (1912), il curatore della cronaca di Ottone per i "Monumenta Germaniae Historica", è inserito in un contesto in cui si susseguono notizie in ordine non strettamente cronologico. La notizia del terremoto è preceduta da avvenimenti databili al 1119, 1118, 1121. Gli insediamenti danneggiati, e forse caduti in rovina, ai quali si riferisce Ottone di Frisinga, potevano essere alcuni piccoli castelli di guardia della valle dell'Adige. Le informazioni fornite da Ottone devono essere valutate con cautela. Infatti, la via del Brennero che Ottone percorse almeno quattro volte, tra il 1141 e il 1146, attraversa ampie zone erosive e soggette a frane fra cui l'area nota come i "Lavini di Marco" (tra Rovereto e Serravalle all'Adige, sulla riva sinistra del fiume Adige), che la geologia odierna interpreta come un gruppo di frane complesso databile a circa 1300 anni fa (Orombelli e Sauro 1988; Sauro e Zampieri 2001 (14, 15)). Inoltre, si deve rammentare che la "Valle tridentina" era stata colpita da un distruttivo terremoto nel 1046 (si veda la scheda relativa): così non si può escludere che all'epoca di Ottone di Frisinga si vedessero ancora le rovine di molti piccoli castelli non più ricostruiti. In una deposizione testimoniale databile approssimativamente agli anni 1160-1168, il prete Albino di Torcello (Venezia) accenna al fatto che andò ad abitare a Caresana (prov. Vercelli) "prima del terremoto". In base a questa indicazione si può desumere che il terremoto fosse stato per decenni un evento assai noto per le società del tempo.....

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 Verona, 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. ISPRA Geological Survey of Italy. (WebPortal <http://sgi2.isprambiente.it/ithacaweb/Mappatura.aspx>).



La figura appena riportata evidenzia, altresì, che all'interno del territorio comunale sono presenti tre faglie attive e capaci; nelle tabelle sottostanti, vengono riportate le informazioni desunte dalle schede specifiche ITHACA per tali lineamenti. Si precisa che tali lineamenti hanno subito una modifica, rispetto a quanto riportato nel Livello 1 di MS, in termini di localizzazione e di definizione dell'età dell'ultima probabile attività delle FAC.

Nome faglia	North Verona
Codice faglia	80100
Macrozona	
Regione	Veneto
Sistema	North Verona
Ordine	
Average Strike	80
Lunghezza (km)	1.9
Profondità (km)	
Ultima attività (anni)	Olocene generico (<10.000)

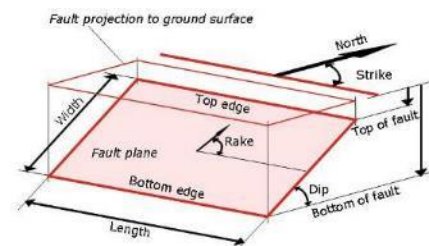
Affidabilità dato sull'attività	Media
Qualità dello studio	Bassa

Nome faglia	S. Ambrogio Valpolicella
Codice faglia	80201
Macrozona	
Regione	Veneto
Sistema	S. Ambrogio Valpolicella
Ordine	SECONDARIA
Average Strike	320
Lunghezza (km)	39.4
Profondità (km)	
Ultima attività (anni)	Pleistocene generico
Affidabilità dato sull'attività	Bassa
Qualità dello studio	Bassa

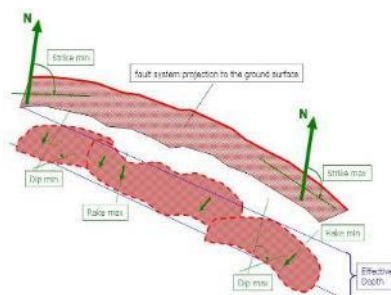
Nome faglia	Adige Line
Codice faglia	71700
Macrozona	
Regione	Veneto
Sistema	Adige Line
Ordine	PRIMARIA
Average Strike	110
Lunghezza (km)	30.0
Profondità (km)	
Ultima attività (anni)	Storico (<3.000)
Affidabilità dato sull'attività	Bassa
Qualità dello studio	Bassa

La mappa dell'INGV riportata di seguito, denominata 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.

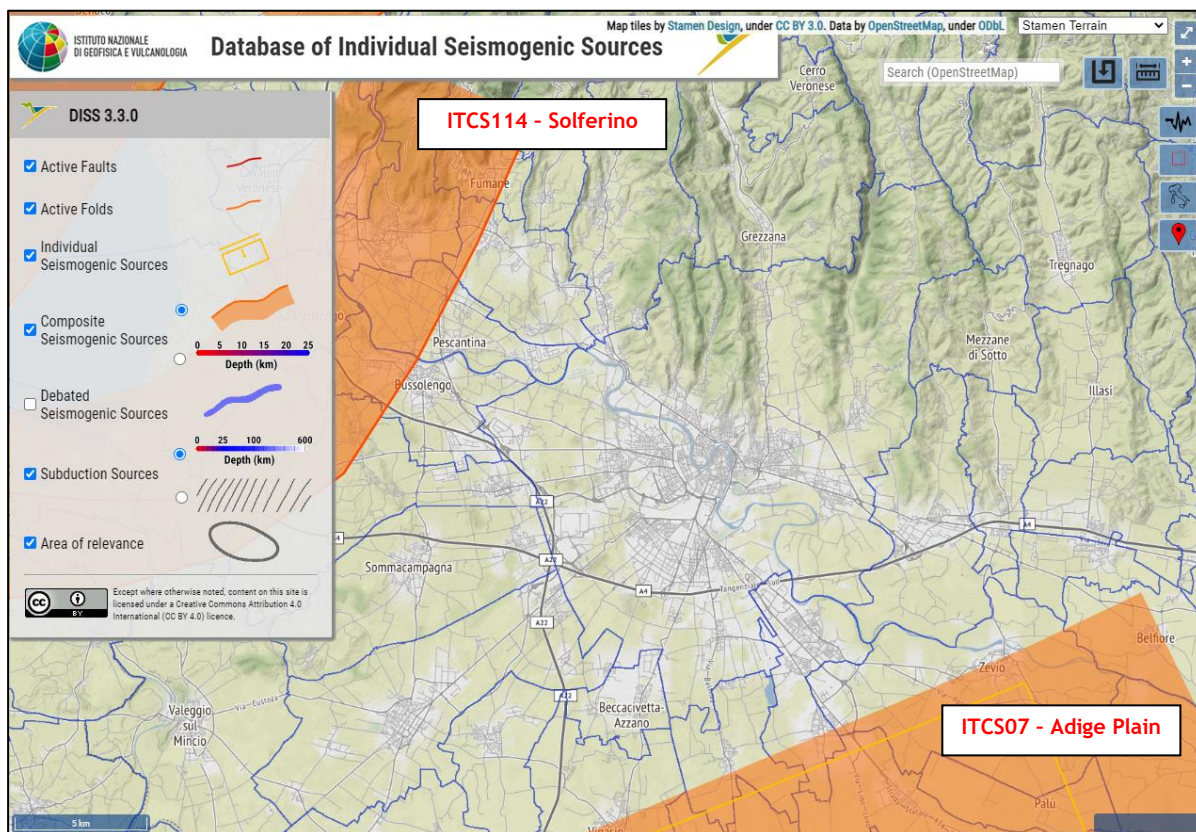


Sorgenti composite (CS): sono regioni estese contenenti un numero non specificato di sorgenti minori allineate che non è ancora conosciuto singolarmente. Le sorgenti composite non sono associate a uno specifico gruppo di terremoti storici.



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 Verona si colloca a sud-est della sorgente composita ITCS114 “Solferino” e a nord-ovest della sorgente composita ITCS076 “Adige Plain”.



Le linee sismiche che attraversano la **Zona ITCS114 “Solferino”**, sintetizzata nella tabella che segue, insieme ad altri dati geofisici mostrano che la connessione tra i due sistemi di spinta è in realtà un'area abbastanza complessa, l'immagine di due ca. 30 km di lunghezza, WNW-ESE che colpisce, spinte S-verging (le spinte di Sirmione e Solferino, rispettivamente a nord e a sud), situate leggermente a nord rispetto all'area occupata dalla linea NW ereditata dalle normali faglie. Nella stessa area, una mappa dell'anomalia gravimetrica residua di Bouguer mostra due alti gravimetrici a passo di destra che evidenziano le linee anticlinali relative alle spinte di Sirmione e Solferino, e quindi contribuire a definire la geometria in profondità della parte meridionale del sistema di faglie Giudicarie.

Minima profondità (km)	3,0
Massima profondità (km)	8,0
Direzione (°)	215 - 270
Inclinazione (°)	25 - 45
Rake (°)	70 - 100
Velocità di movimento (mm/anno)	0,100 - 0,500
Magnitudo massima	6,4

Invece la **Zona ITCS076 “Adige Plain”** si trova nella Piana dell'Adige a sud della città di Verona. Viene interpretato come appartenente al fronte di spinta più esterno del sistema di spinta delle Giudicarie Alpine Meridionali, ed è sepolto nella pianura. Tuttavia, questa fonte non segue alcuna tendenza strutturale precedentemente mappata, e come tale la sua presenza è ipotizzata in base al verificarsi del catastrofico terremoto di Veronese del 3 gennaio 1117.

La causa del terremoto del 1117 fu ipotizzata sia come un segmento della Catena Sud-Alpina Orientale nella pianura veneta, ad est della Lessini Mts. (Thiene segment, Galadini et al., 2005) o su una spinta cieca della catena appenninica settentrionale nei pressi di Cremona (Galli, 2005).

Il campo di intensità macrosismica più aggiornato di questo evento mostra chiaramente che la zona più danneggiata era nella pianura dell'Adige a sud della città di Verona (Guidoboni et al., 2005). Questo è considerato una chiara indicazione che la fonte sismica del terremoto del 1117 deve essere localizzata in quella zona e non può essere altrove. Tuttavia, questa ipotesi è in contrasto con la mancanza di qualsiasi evidenza geofisica e/o geologica della presenza di strutture compressionali sepolte nella pianura a sud di Verona. Infatti, tutti gli studi geofisici e strutturali finora pubblicati mostrano che l'area picentrale del terremoto del 1117 è una monoclina non formata, o leggermente deformata, a S-dipping nella parte anteriore delle catene appenniniche meridionali e settentrionali.

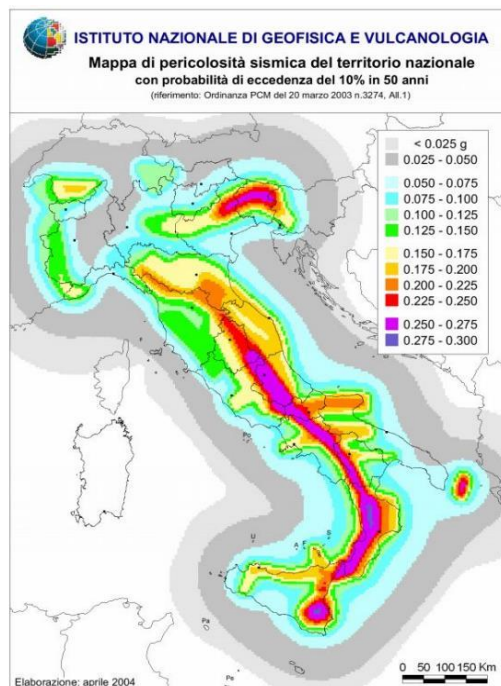
Minima profondità (km)	3.0
Massima profondità (km)	14.0
Direzione (°)	240 - 260
Inclinazione (°)	30 - 50
Rake (°)	80 - 100
Velocità di movimento (mm/anno)	0,100 - 0,500
Magnitudo massima	7,2

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).

24

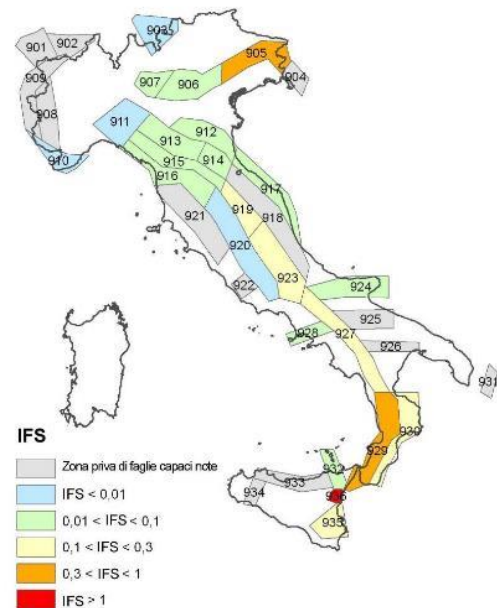
All'interno della ricerca eseguita per tale redazione, è stata elaborata una nuova zonazione



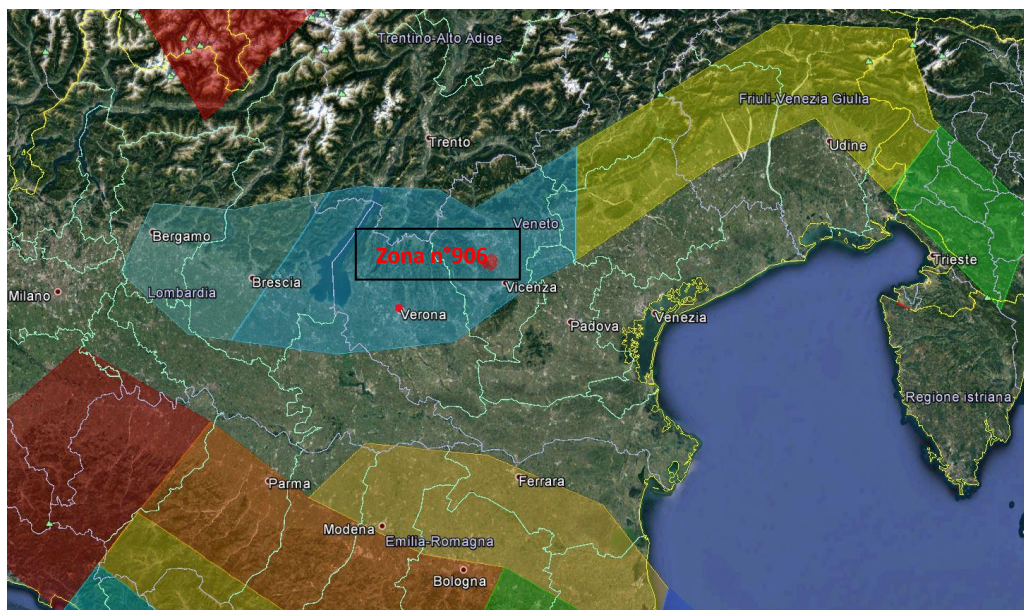
sismogenetica, denominata ZS9 che divide tutto il territorio italiano in 36 zone. Tale zonizzazione è stata condotta tramite l'analisi cinematica degli elementi geologici (cenozoici e quaternari) coinvolti nella dinamica delle strutture litosferiche profonde e della crosta superficiale; essa, pur basandosi 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 CPTI15). Il confronto tra le informazioni che hanno condotto alla costruzione del modello geodinamico e la sismicità osservata ha permesso di costruire la Carta delle Zone Sismogenetiche del territorio nazionale.

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

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



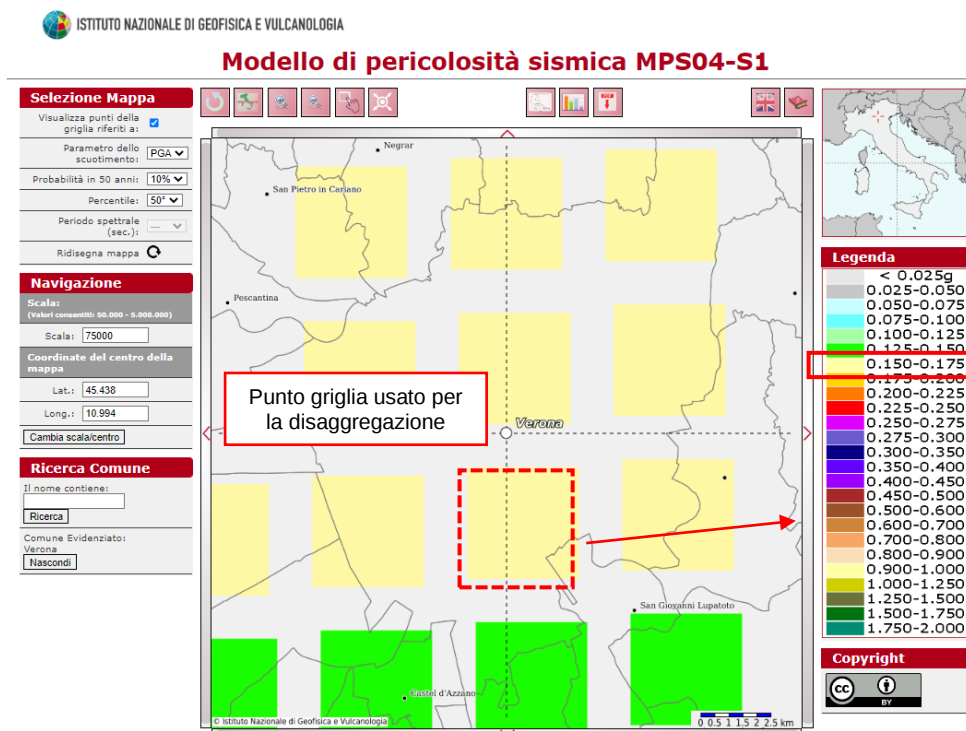
Il comune di Verona si posiziona interamente all’interno della zona sismogenetica n. 906 della figura seguente, per cui si sviluppa all’interno dell’area di massima convergenza tra la placca adriatica ed europea caratterizzata da faglie trascorrenti destre con direzione nord ovest-sud est (*trend* dinarico-es., Bernardis et al., 2000; Baic et al., 2001; Vrabec, 2001).



Dettaglio della Carta delle zone sismogenetiche ZS9 (Meletti e Valensise, marzo 2004), con l’ubicazione del comune di Verona

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



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

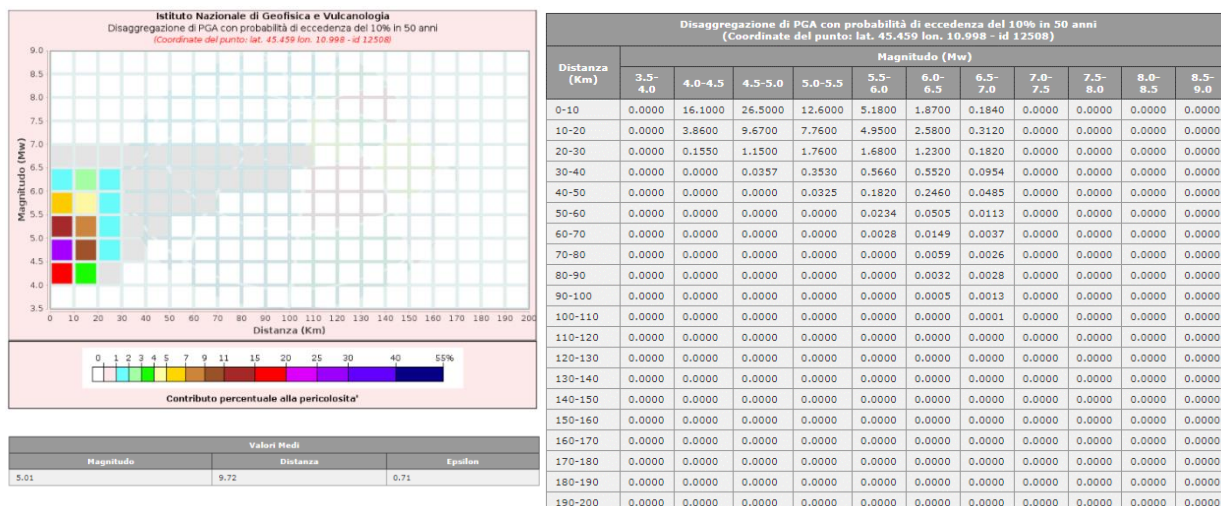
Pertanto, secondo l'O.P.C.M. n° 3519 del 28/04/2006, la cui applicazione è stata definita dalla Regione Veneto con D.G.R.V. n° 71 del 22/01/2008 e considerata nell'emanazione del D.M. 17/01/2018 - NTC, la maggior parte del territorio oggetto dello studio di microzonazione sismica è inseribile nella fascia 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

Dal punto di vista amministrativo, con deliberazione n.244 del 9 marzo 2021 (BUR 38 del 16 marzo 2021) la Giunta Regionale ha approvato il nuovo elenco dei comuni sismici del Veneto che inserisce il territorio comunale di Verona in Zona 2.

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 10-20 km).

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.

Secondo il paragrafo 2.8 degli “Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica”, per alcune tipologie di verifiche si potrebbe assumere come valore di magnitudo attesa quella massima della zona sismogenetica di appartenenza, che per la zona n°906, in cui ricade il territorio di Verona, vale $M_{wmax} = 6,60$.

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

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

5 MICROZONAZIONE SISMICA. PRINCIPI FONDAMENTALI E FINALITÀ

5.1 Introduzione

I recenti terremoti che hanno interessato il nostro paese hanno ampiamente dimostrato che la variabilità spaziale del danno rilevato trova molto spesso la sua causa principale nei cosiddetti “effetti locali”, ossia nelle differenti risposte del territorio alle azioni sismiche, legate alla variazione delle sue condizioni geologiche, geomorfologiche e geotecniche.

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

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

5.2 La natura del problema

Durante lo scuotimento sismico 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.

28



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 '70, 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 terreni, 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 Microzonazione Sismica (MS), precedentemente definita.

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

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

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

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



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

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

La mappa di MS diventa, quindi, una cartografia di sintesi che identifica il tipo di problemi e le gerarchie di pericolosità tra le diverse aree; nel caso di Verona, 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 comunque presente che la MS è legata alla gestione del territorio ed alla pianificazione urbanistica e NON alla progettazione delle strutture.

5.3 Finalità e livelli di approfondimento

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

Essa si colloca ad un livello intermedio tra la classificazione sismica a scala nazionale, che fa riferimento ad 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, in primo luogo, quello di distinguere le zone il cui comportamento può essere instabile (aree critiche) dalle zone stabili dove possono aversi o meno “fenomeni di amplificazione del moto sismico” (aree stabili suscettibili o non suscettibili di amplificazione), 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 (1, 2 e 3).

In sintesi:

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

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

Nel caso in esame, è possibile affermare che lo studio di MS è stato svolto ad un Livello 3 di approfondimento, quantificando le variazioni in termini di frequenza, durata e intensità che un moto sismico di base subisce attraversando gli strati più superficiali, fino a raggiungere la superficie. Tali valutazioni hanno portato alla **determinazione dei Fattori di Amplificazione** in corrispondenza delle aree soggette allo studio; in particolare, sono state effettuate modellazioni numeriche bidimensionali e monodimensionali rappresentative della sismo-stratigrafia media del territorio. La costruzione dei modelli è stata condotta utilizzando le numerose prove geognostiche condotte e di seguito illustrate.

Inoltre, sono stati condotti degli approfondimenti sulle zone di attenzione per “faglie potenzialmente attive e capaci” indicate nel precedente studio di MS e relativamente al potenziale di liquefazione, in quanto alcune porzioni del territorio erano state individuate le condizioni predisponenti per tale fenomeno.

Alla luce delle analisi effettuate e dei risultati ottenuti, è stato possibile rivisitare lo studio di MS di Livello 1, precedentemente svolto.

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

6.1 Indagini pregresse e di nuova realizzazione

Durante lo studio di Livello 1, inizialmente si è proceduto a raccogliere e analizzare tutti i dati disponibili sul territorio comunale finalizzati alla costruzione stratigrafica, attribuzione dei parametri geotecnici ai litoitipi presenti e in particolare allo scopo di definire il modello geologico del sottosuolo del territorio comunale.

Successivamente, al fine di caratterizzare dal punto di vista sismico i terreni del comune di Verona furono condotte numerose misure geofisiche nelle aree ritenute più significative; le indagini effettuate sono state schedate e allegate a quel lavoro, a cui si rimanda per una lettura più approfondita.

In questa nuova fase, per la realizzazione dei modelli di RSL propri del Livello 3 di approfondimento e per la valutazione delle potenziali instabilità, tali dati sono stati integrati da alcune nuove indagini effettuate dallo scrivente e recuperate dall'attività professionale svolta nel corso degli ultimi anni.

Tutte le indagini, pregresse e di nuova realizzazione, sono state schedate, informatizzate e inserite nel DVD allegato al presente studio. Nel dettaglio, nel database realizzato sono state archiviate:

- **n° 89 prospezioni sismiche con tecnica attiva M.A.S.W.** (Multichannel Analysis of Surface Waves ovvero Analisi Multicanale delle onde Superficiali di Rayleigh) 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° 4 stendimenti geo-elettrici 2D** con 48 elettrodi, per misurare la resistività dei terreni oggetto di indagine tramite l'inversione tomografica in configurazione Wenner e in configurazione dipolo-dipolo;
- **n° 181 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° 196 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° 1 misura in foro di tipo Down-hole** per la ricostruzione sismo-stratigrafica del sottosuolo tramite la misura della velocità di propagazione delle onde P e S;
- **n° 4 prove penetrometriche statiche C.P.T.** per la corretta ricostruzione stratigrafica e parametrizzazione dei terreni attraversati;
- **n° 7 Prove Penetrometriche Dinamiche Super Pesanti (DPSH), e Prove Penetrometriche Dinamiche Medie (DN)** per la caratterizzazione stratigrafica a geotecnica del sottosuolo;
- **n° 263 Sondaggi geognostici a carotaggio continuo (con SPT in foro) e pozzi ISPRA** per la caratterizzazione stratigrafica a geotecnica del sottosuolo;
- **n° 2 Trincee geognostiche** che arrivano fino profondità massime di 3 m dal p.c. locale;
- **n. 2 linee di sismica a riflessione** per la ricostruzione stratigrafica del sottosuolo attraverso la raccolta, la registrazione e la successiva elaborazione (*processing*) delle informazioni contenute negli echi di onde elastiche generate artificialmente in prossimità della superficie.

6.2 Metodologia di elaborazione delle nuove indagini

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

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

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

32

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

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

Possiamo scrivere questo come:

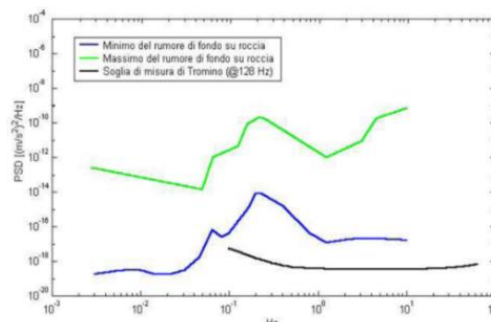
segnale registrazione al sito x = sorgente * effetti di percorso * funzione trasferimento strumento

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

informazioni. Questa informazione è però sepolta all'interno del rumore casuale e può essere estratta attraverso tecniche opportune.

Una di queste tecniche è la teoria dei rapporti spettrali o semplicemente H.V.S.R., che è in grado di fornire stime affidabili delle frequenze principali del sottosuolo, informazione di notevole importanza nell'ingegneria sismica.

Per l'acquisizione dei dati è stato utilizzato un tromometro digitale della ditta Moho 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.



6.2.1.1 Sintesi dei risultati

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

Analizzando la “Carta delle frequenze” e la “Carta delle indagini” successivamente descritte, si vede come sia stato indagato integralmente tutto il territorio comunale e come le n° 196 misure H.V.S.R. siano state distribuite in modo da interessare completamente il comune di Verona: la distribuzione delle prove è stata ottimizzata per vedere il “modo” di rispondere dei vari depositi alle sollecitazioni sismiche.

Nella tabella seguente è riportata esclusivamente la sintesi dei risultati delle misure H.V.S.R. eseguite in questa fase mediante Tromino®, mentre in allegato fuori testo sono riportate le schede riassuntive dei risultati di tali prove con indicata la frequenza “**caratteristica**” di sito, cioè quella con il rapporto H/V più elevato. 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.

CODICE PROVA	F ₀ “FONDAMENTALE” [Hz] (INTERVALLO 0,1 - 20 Hz)	CONDIZIONE DI AMPLIFICAZIONE (INTERVALLO 0,1-20 Hz)
023091P5	4.01	SI
023091P6	5.34	SI
023091P7	3.36	SI
023091P8	2.58	SI
023091P19	1.67	SI
023091P20	3.15	SI
023091P21	3.08	SI
023091P22	4.77	SI
023091P23	3.75	SI
023091P25	2.8	SI
023091P26	7.73	SI
023091P27	6.93	SI

023091P34	2.17	SI
023091P36	2.82	SI
023091P37	2.7	SI
023091P38	2.12	SI
023091P46	3.9	SI
023091P47	3.02	SI
023091P48	0	NO
023091P51	0	NO
023091P52	0	NO
023091P53	0	NO
023091P54	0	NO
023091P57	0	NO
023091P60	0	NO
023091P61	0	NO
023091P288	2.66	SI
023091P289	1.72	SI
023091P290	4.94	SI
023091P291	1.2	SI
023091P292	2.34	SI
023091P293	1.03	SI
023091P294	1.31	SI
023091P295	1.25	SI
023091P296	1.25	SI
023091P297	0.94	SI
023091P298	1.41	SI
023091P299	0	NO
023091P300	10.63	SI
023091P301	1.31	SI
023091P302	1.16	SI
023091P303	1.31	SI
023091P304	1.31	SI
023091P305	1.03	SI
023091P306	1.2	SI
023091P307	1.25	SI
023091P308	1.0	SI
023091P309	1.25	SI
023091P310	1.38	SI
023091P311	0.38	SI
023091P312	0.95	SI
023091P313	3.66	SI
023091P314	6.66	SI
023091P315	1.1	SI
023091P316	1.25	SI
023091P317	1.25	SI
023091P318	3.72	SI
023091P319	1.34	SI
023091P320	3.8	SI
023091P321	1.34	SI
023091P322	0.37	SI
023091P323	3.2	SI
023091P324	1.06	SI
023091P325	1.5	SI
023091P326	0.38	SI
023091P327	0.4	SI
023091P328	1.13	SI
023091P329	0.52	SI
023091P330	3.53	SI
023091P331	1.25	SI

023091P332	7.0	SI
023091P333	0.75	SI
023091P334	1.3	SI
023091P335	1.5	SI
023091P336	1.38	SI
023091P337	1.25	SI
023091P338	0.88	SI
023091P339	1.2	SI
023091P340	19.97	SI
023091P341	0.56	SI
023091P342	0.94	SI
023091P343	1.25	SI
023091P344	5.78	SI
023091P345	1.66	SI
023091P346	1.1	SI
023091P347	1.31	SI
023091P348	0.91	SI
023091P349	1.25	SI
023091P350	1.2	SI
023091P351	5.94	SI
023091P352	0	NO
023091P353	0.68	SI
023091P354	1.1	SI
023091P355	1.5	SI
023091P356	1.28	SI
023091P357	0.42	SI
023091P358	5.5	SI
023091P359	0.91	SI
023091P360	1.25	SI
023091P361	1.72	SI
023091P362	1.25	SI
023091P363	1.2	SI
023091P364	1.22	SI
023091P365	1.25	SI
023091P366	1.34	SI
023091P367	0.88	SI
023091P368	0.44	SI
023091P369	1.47	SI
023091P370	16.88	SI
023091P371	2.34	SI
023091P372	1.0	SI
023091P373	1.25	SI
023091P374	5.72	SI
023091P375	15	SI
023091P376	5.5	SI
023091P377	1.41	SI
023091P378	1.34	SI
023091P379	1.1	SI
023091P380	6.72	SI
023091P381	1.03	SI
023091P382	6.53	SI
023091P383	1.09	SI
023091P384	2.19	SI
023091P385	9.88	SI
023091P386	3.44	SI
023091P387	0.72	SI
023091P388	1.22	SI
023091P389	1.38	SI

023091P390	1.03	SI
023091P391	1.34	SI
023091P392	1.13	SI
023091P393	4.13	SI
023091P394	1.0	SI
023091P395	1.0	SI
023091P396	1.09	SI
023091P397	1.0	SI
023091P398	19.88	SI
023091P399	1.7	SI
023091P400	1	SI
023091P401	1.2	SI
023091P402	1.3	SI
023091P403	1.3	SI
023091P404	1	SI
023091P405	1.4	SI
023091P406	6.16	SI
023091P407	1.72	SI
023091P408	19.97	SI
023091P409	1.75	SI
023091P410	1.03	SI
023091P411	0.85	SI
023091P412	19.97	SI
023091P413	1.6	SI
023091P414	1.8	SI
023091P415	9.0	SI
023091P416	1.0	SI
023091P417	2.91	SI
023091P420	0.72	SI
023091P427	2.5	SI
023091P429	1.02	SI
023091P434	0	NO
023091P436	1.09	SI
023091P437	0.5	SI

In allegato fuori testo sono riportati i report dei risultati di tali prove. In particolare, per ogni misura sono stati indicati:

- i grafici rappresentanti il rapporto spettrale H/V registrato e l'andamento delle tre componenti spettrali;
- la time history del segnale e la documentazione fotografica;
- la qualità del segnale acquisito in base al progetto SESAME (*Linee guida 2005*).

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

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

di prospezione sismica che utilizzano le onde di superficie si basano su modelli fisico-matematici nei quali il sottosuolo viene schematizzato come una serie di strati con caratteristiche elastiche lineari.

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

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

I tempi di registrazione dei microtremori sono decisamente più elevati rispetto alle indagini di tipo attivo. La registrazione viene analizzata in finestre temporali che variano dai 10 ai 30 secondi. Sono da considerare la lunghezza dello stendimento L e la distanza intergeofonica Δx , che agisce sul segnale come una specie di filtro in frequenza; supponendo, infatti, che il segnale arrivi da tutte le direzioni, maggiore è la spaziatura, minore sarà la frequenza del segnale utile campionabile e viceversa: se la frequenza è più bassa, aumenta la profondità d'indagine. La fase più delicata è quella del *data processing*, che consiste nel trattamento dei dati acquisiti con l'obiettivo di stimare la velocità di fase delle onde di Rayleigh (V_r), che sono correlabili con le velocità V_s di propagazione delle onde S ($V_s \approx 1,1 V_r$). Le varie tecniche di processing trasformano l'informazione registrata nel dominio $x-t$ (spazio tempo), in un dominio dove l'energia associata all'evento è funzione della frequenza e di altre variabili. Tutto questo allo scopo di localizzare attraverso lo spettro la densità di energia maggiore, alla quale sono di solito associate le onde di Rayleigh. Con procedura manuale vengono selezionati dei punti sullo spettro, che andranno a formare la curva di dispersione sperimentale.

La scelta di questi valori, denominata *picking*, è condizionata da alcune indicazioni ma è imprescindibile dall'abilità e dall'esperienza dell'interprete anche in base ad altre conoscenze in merito al sito in esame.

Per ottenere un elevato dettaglio del segnale, il *sampling rate* utilizzato è stato di 512 Hz. La durata (lunghezza temporale) del segnale registrato per ogni misura è stato di circa 6 minuti. Il software utilizzato per l'analisi spettrale è [Grilla v.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° 9 o 16 geofoni verticali a 4,5 Hz uniti in *array* lineari totalmente digitali (*SoilSpy Rosina*). Ogni geofono è munito di un digitalizzatore che converte il segnale e lo trasmette al sismografo tramite un'interfaccia USB. Tale sistema permette di avere elevati rapporti di rumore, un perfetto sincronismo e una estrema leggerezza; la spaziatura utilizzata tra i geofoni è stata di 3 m o 4 m. Tutti gli stendimenti eseguiti non presentavano sostanziali variazioni di quota e, quindi, i siti indagati sono stati considerati a sviluppo orizzontale.

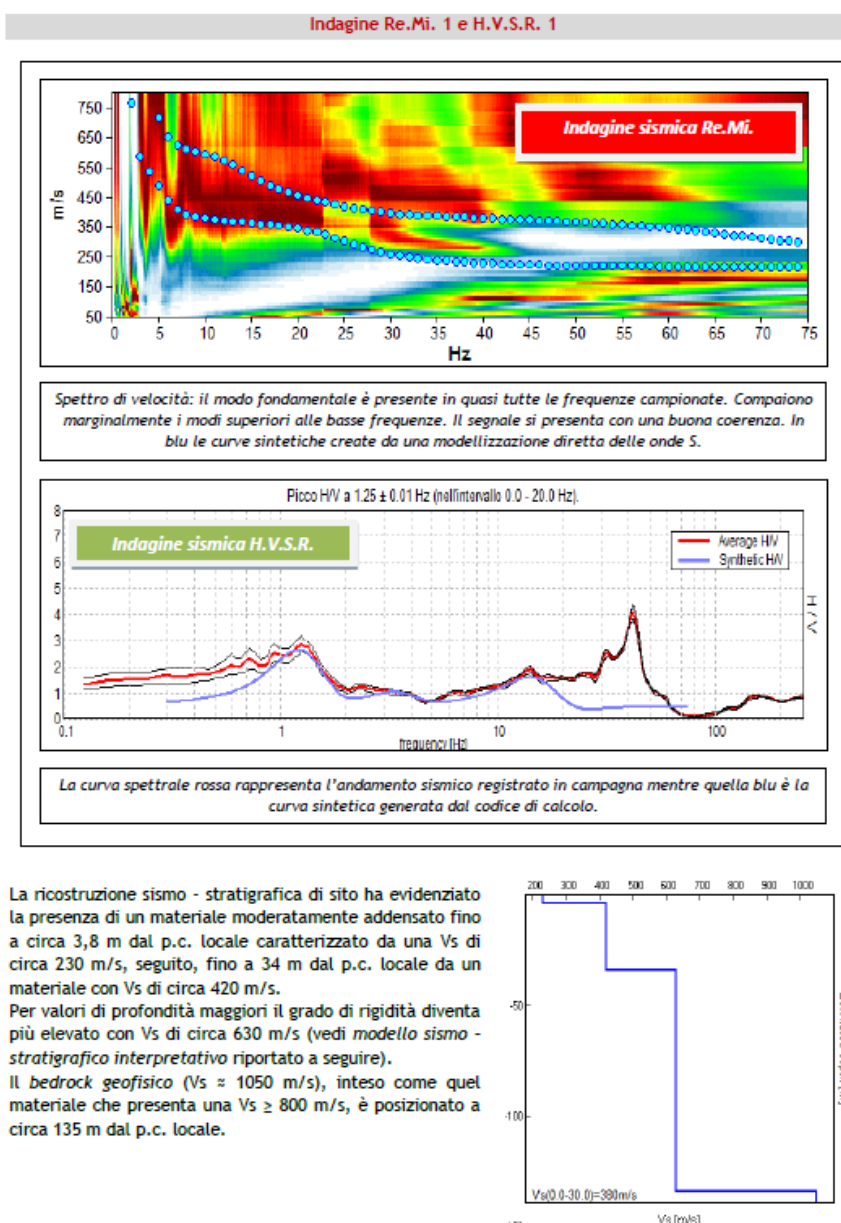


6.2.2.1 Determinazione delle velocità delle onde di taglio S (V_s)

Le misure sismiche di superficie (*array* sismici), effettuate per approfondire le conoscenze sulle caratteristiche sismiche dei litotipi costituenti il territorio in esame, hanno permesso di determinare la velocità di propagazione delle onde di taglio S (V_s) dei terreni testati.

L'interpretazione degli *array* è stata eseguita in modo congiunto (dove possibile) con le misure H.V.S.R. accoppiate ad esse. L'utilizzo incrociato delle due tecniche sismiche ha permesso di ottenere un modello sismo - stratigrafico del sottosuolo robusto e affidabile in corrispondenza della zona d'interesse. L'indagine Re.Mi. ha individuato le discontinuità sismiche superficiali e stimato le velocità di propagazione delle onde S mentre la prospezione passiva a stazione singola (H.V.S.R.), ha stimato il grado di rigidità della copertura e del substrato di riferimento.

Di seguito viene presentato, come esempio, un *report*; 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.



6.3 Modello geosismico del sottosuolo. Interpretazione e incertezze

La valutazione della risposta sismica locale, sia con approccio semplificato sia con modellazioni avanzate, non può prescindere da un'accurata ricostruzione del modello geosismico del sottosuolo tramite l'utilizzo di indagini geofisiche specifiche. Le misurazioni effettuate in *array* (Re.Mi.) ed a stazione singola (H.V.S.R.), hanno permesso di ricostruire con una certa precisione i modelli sismo-stratigrafici locali, poiché i segnali si presentano con un'elevata coerenza nel modo fondamentale. Inoltre, la presenza di un rumore di fondo caratterizzato da un ricco spettro frequenziale ha permesso di ottenere, nella maggior parte dei casi, un'elevata profondità di penetrazione per quanto riguarda le misure in *array*.

La profondità del *bedrock* sismico ed il grado di rigidità della copertura, come ben noto, contribuiscono in maniera determinante nella valutazione della risposta sismica locale, amplificando gli effetti in modo considerevole. Tali amplificazioni saranno tanto più marcate quanto più elevati sono i contrasti di rigidità tra i vari sismo-strati.

I risultati hanno evidenziato un modello sismo-stratigrafico del sottosuolo abbastanza regolare, soprattutto per quanto riguarda lo spessore della copertura e la profondità del *bedrock* sismico nella porzione meridionale del territorio (zona di pianura) mentre si presenta localmente irregolare nella parte settentrionale (zona collinare).

Nelle **zone collinari e pedecollinari** settentrionali del territorio comunale affiorano i substrati geologici definiti dalle formazioni dei Calcari Grigi, Gruppo San Vigilio, Complesso Dolomitico Indifferenziato, Rosso Ammonitico e Biancone che hanno mostrato assenza di amplificazioni sismiche dovute alla stratigrafia, restituendo curve H/V pressoché piatte e valori di $V_s >$ di 800 m/s già nell'immediato sottosuolo.

Procedendo progressivamente verso sud-ovest, affiorano ulteriori substrati geologici, riconducibili alle formazioni delle Marne di Priabona, Calcareni eoceniche e piccolissimi affioramenti di prodotti vulcanici (tufi e ialoclastiti basaltici). In tal caso, le indagini sismiche hanno evidenziato la modesta rigidità di tali litotipi, in cui il *bedrock* sismico è collocabile a profondità maggiori di 20 m dal p.c. locale. Inoltre, tutti i substrati, possono presentare una copertura eluvio-colluviale o di falda detritica per spessori variabile da 3 m a 30 m dal p.c. locale.

Procedendo verso la zona meridionale del territorio, i substrati sono progressivamente celati da una copertura limosa-argillosa, che passa gradualmente ai depositi ghiaiosi-limosi di origine fluvioglaciale. Nella zona di **piana alluvionale**, sono emerse condizioni stratigrafiche tali da ipotizzare amplificazioni del moto sismico in superficie. Le misure condotte hanno evidenziato la presenza di materiali aventi spessori variabile tra 0 e 10 m con velocità delle onde di taglio inferiore a 300 m/s, mentre i sismostrati sottostanti, sono caratterizzati da V_s comprese tra 400 m/s e 550 m/s. Il *bedrock geofisico* si riscontra a profondità maggiori di 80 m dal p.c. locale: tale contrasto genera, ad una determinata frequenza (circa 1 Hz - 2 Hz) l'amplificazione sismica locale maggiore. Tale picco si sposta verso più alte frequenze avvicinandosi alle colline, dove il substrato roccioso si posiziona ad una profondità compresa tra i 40 m ed i 80 m dal p.c. locale.

Sono state indagate, infine, le **fasce pedecollinari**, costituite in prevalenza da depositi di natura eluvio colluviale provenienti dal disfacimento e dall'alterazione del substrato roccioso affiorante nei rilievi collinari e che si confondono con depositi limoso-argillosi di origine fluvioglaciale che riempiono le valli di Marzana, Quinto, Avesa, e Montorio. Dai sondaggi geognostici catalogati, è possibile osservare il progressivo approfondimento del substrato roccioso verso il centro della valle, dove può essere celato anche da spessori di copertura maggiori di 100 m dal p.c. locale.

Si ribadisce l'importanza di "quantificare" i contrasti di rigidità tramite misure dirette, poiché qualsiasi litologia è in grado di generare amplificazione qualora ci sia un miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità o un passaggio ad un litotipo più massivo.

Confrontando tutte le prospezioni eseguite nel Comune di Verona, si è osservato che i maggiori contrasti di rigidità e, quindi, le amplificazioni sismiche più elevate, sono localizzabili nelle incisioni vallive della zona collinare e nella porzione centrale del territorio comunale a ridosso del raccordo tra la pianura e la zona collinare e nell'area dei rilievi; si fa presente che l'area di raccordo e la pianura risultano essere quelle potenzialmente soggette ad articolati fenomeni di amplificazione dovuti a condizioni di guide d'onda del moto sismico in condizioni bidimensionali.

Se da una parte la ricostruzione litologica del sottosuolo risulta complessa in quanto caratterizzata da strutture tettoniche articolate, i modelli sismostratigrafici sono risultati ben correlabili e contraddistinti, come precedentemente illustrato, da contrasti considerevoli all'interno della copertura, nell'ammasso roccioso ed al contatto tra i due.

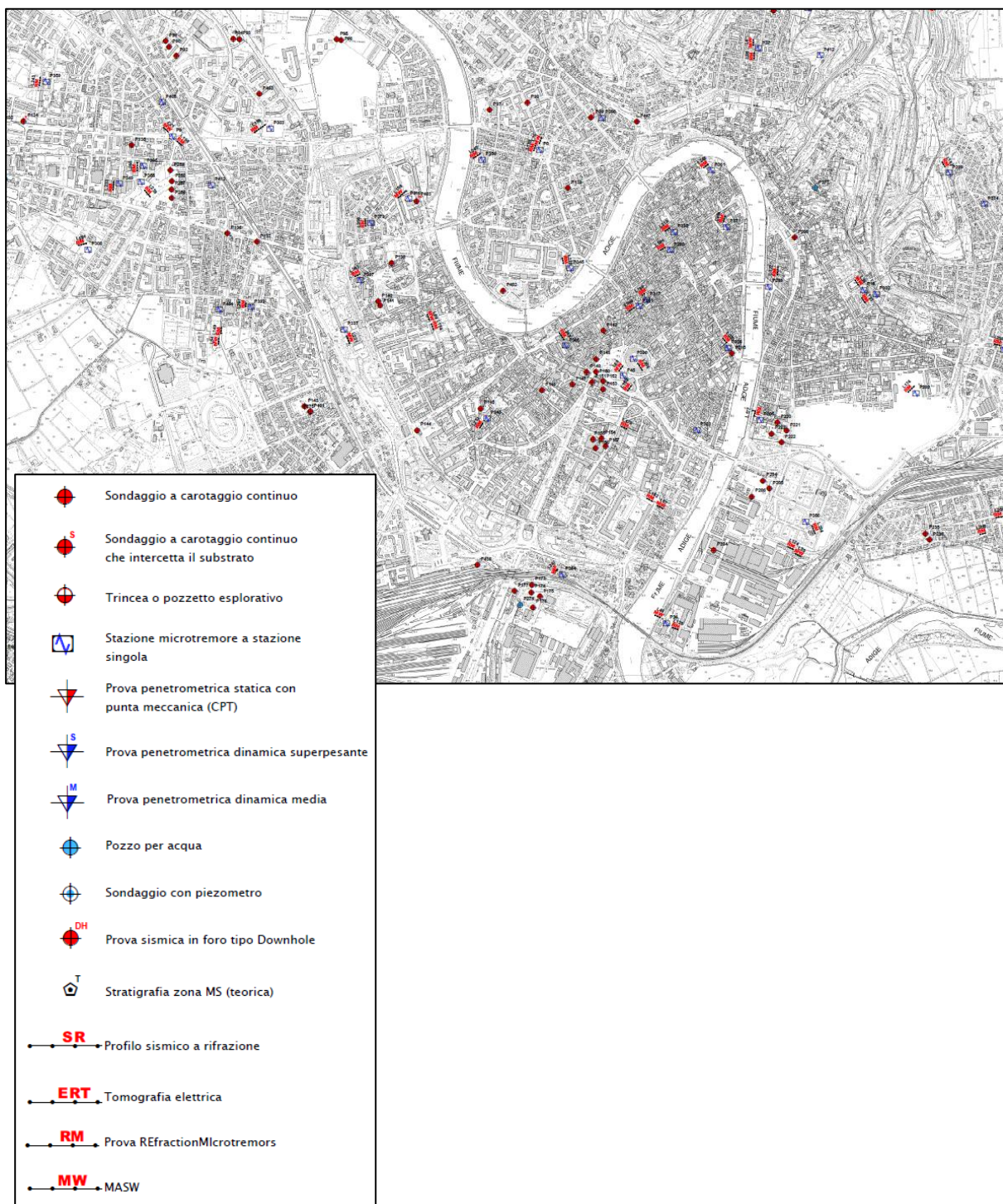
7 ELABORATI CARTOGRAFICI

7.1 Carta delle indagini

Si tratta della cartografia elaborata sulla base della Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000, con ubicate le indagini eseguite in questa fase e quelle desunte da lavori pregressi eseguiti nel comune di Verona. In particolare, sono state ubicate le indagini provenienti da:

- Microzonazione sismica di Livello 1
- Catalogo ISPRA
- Studi geologici pregressi raccolti presso l'Ufficio Tecnico Comunale;
- Indagini geognostiche e geofisiche di nuova realizzazione;
- Indagini pregresse dall'archivio dello scrivente.

Nella figura seguente è riportato un estratto della "Carta delle indagini" prodotta per il presente lavoro che dimostra come sia stato indagato, in modo dettagliato, l'intero territorio comunale; i rapporti delle indagini di nuova realizzazione, insieme a quelle raccolte e/o realizzate per il Livello 1 di MS, sono stati schedati, informatizzati e inseriti nel supporto informatico allegato all'interno della cartella "Indagini \ Documenti".



7.2 Carta geologico-tecnica

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

Questa carta, elaborata sulla base della Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000, riguarda l’integrazione e la rivisitazione in **chiave sismologica** dei contenuti geolitologici, geomorfologici e idrogeologici contenuti nel P.A.T. comunale. Sono stati comunque eseguiti rilievi geologici di superficie che hanno integrato e modificato i contenuti del P.A.T. stesso, alla luce anche dei risultati ottenuti dalle prove geofisiche effettuate e di quelle pregresse consultate.

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 sono state accorpate in modo da rappresentare, in ottica sismica, i depositi presenti nel comune di Verona.

Alla fine, sono state create due unità principali (“Terreni di copertura” e “Substrato geologico”) che contengono una serie di unità litologiche derivate dalla selezione e, talora, dall’accorpamento delle litologie locali.

Visto che le definizioni previste dagli “standard di rappresentazione e archiviazione informatica” non ricoprono tutti gli ambienti deposizionali, le litologie riconducibili sia all’ambiente fluviale che fluvioglaciale, sono state classificate come appartenenti all’ambiente glaciale (fg).

Per evidenziare i possibili effetti di amplificazione stratigrafica (contrasto di impedenza tra mezzi geologici differenti) e predisporre le informazioni utili per la MOPS (Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica), sulla base degli studi specifici di carattere geofisico, sono stati individuati i contatti tra litologie che possono rispondere in modo differente alla sollecitazione sismica: le indagini hanno verificato che sono presenti risposte sismiche variabili in relazione ai differenti ambienti geomorfologici (coperture eluvio-colluviali e detritiche, substrato geologico “roccia”, coperture alluvionali).

In sostanza, per riconoscere, in via preliminare, le aree soggette o non soggette ad amplificazione sismica e quelle di attenzione per instabilità, in questa carta sono state indicate le seguenti situazioni:

- delimitazione del substrato geologico (roccia) dai terreni di copertura. Le unità litologiche individuate dal P.A.T. sono state uniformate alle indicazioni delle linee guida della Protezione Civile;
- elementi tettonico-strutturali attivi ricavati dal Data Base delle “faglie attive e capaci ITHACA” e quelli non attivi desunti dal P.A.T.;
- irregolarità del rilievo marcate: linee di cresta e orli di scarpata che possono esaltare gli effetti di amplificazione topografica;
- morfologie di superficie e morfologie sepolte come l’asse di valle sepolta;
- informazioni sulla soggiacenza della falda e sulla profondità di pozzi o sondaggi pregressi che hanno raggiunto o meno il substrato.

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 PAT associate alla consultazione della cartografia geologica generale, sono stati individuati i contatti tra litologie che possono rispondere in modo differente alla sollecitazione sismica.

In conclusione, facendo riferimento alle descrizioni litologiche del paragrafo 3.3, le unità riportate nella tabella precedente individuano e accorpano i seguenti terreni:

	Carta Geolitologica del P.A.T. (parzialmente modificata)	Carta geologico-tecnica per la microzonazione sismica
Substrato geologico	Rocce compatte stratificate a composizione calcarea preminente Questa unità comprende le seguenti formazioni geologiche: <u>Calcari Grigi di Noriglio (Giurassico inferiore p.p.)</u> Si tratta di calcari e calcari argillosi suddivisi in strati di potenza variabile dai 5 cm ai 2 metri, talora dolomitizzati. La potenza massima si aggira sui 200 metri. <u>Rosso ammonitico (Cretaceo inferiore p.p. - Giurassico medio p.p.)</u> Si tratta di calcari a grana finissima di colore variabile dal rosso al rosa, dal giallastro fino al bianco. La potenza massima è di circa 20-30 metri. <u>Scaglia rossa (Cretaceo superiore p.p.)</u> La parte inferiore della formazione è costituita da calcari rosati in strati di 20-30 cm di spessore. Si tratta di un calcare lastrolare, comunemente denominato "Lastame", usato nell'architettura tradizionale. Superiormente si passa a calcari rosati o rosso mattone fittamente stratificati e spesso intensamente fratturati. La potenza massima è di circa 75 metri. <u>Calcari nummulitici (Eocene medio ed inferiore p.p.)</u> La porzione inferiore della formazione è nota localmente come "Pietra Gallina"; in essa furono aperte in passato numerose cave e molti edifici di Verona vennero costruiti con questi materiali. Si tratta di litotipi calcarei di colore tra il bianco sporco ed il giallastro. La parte superiore della formazione è detta "Pietra di Avesa"; essa presenta banchi calcarei talora potenti 5-6 metri. La potenza massima è di 150 metri.	LPS Lapideo, stratificato
	Rocce compatte prevalenti alternate a strati o interposizioni tenere a composizione calcarea preminente Questa unità comprende la formazione geologica del <u>Biancone</u> (Cretaceo superiore p.p. - Cretaceo inferiore p.p.) Il Biancone presenta una notevole variabilità litologica; si passa da calcari varicolori, presenti nella parte inferiore della formazione, a calcari biancastri con interposti straterelli di marne nella parte mediana. Verso la parte sommitale della formazione gli interstrati marnosi tendono a scomparire e la roccia torna ad essere quasi esclusivamente calcarea. La potenza massima è di circa 180 metri.	ALS Alternanza di litotipi stratificato
	Rocce tenere a prevalente attrito interno e composizione calcarea Questa unità comprende le formazioni geologiche del Miocene medio costituita da Calcareni a Pettinidi, arenarie fini giallastre. Nella porzione basale della formazione sono frequenti le facies arenacee; seguono, verso l'alto, calcareniti e calcareniti bioclastiche. La potenza massima è di circa 40 metri.	SFGR Granulare cementato, fratturato/alterato
	Rocce tenere a prevalente coesione e composizione calcarea Questa unità comprende le seguenti formazioni geologiche: <u>Calcari argillosi e marne (Eocene inferiore p.p.)</u> La formazione è rappresentata da marne fittamente stratificate, talora laminate e da calcari argillosi. La potenza massima è di 20 metri. <u>Marne di Priabona (Eocene superiore.)</u> La formazione è costituita da marne di colore grigio verdastro o grigio giallastro. La potenza massima è di circa 80 metri.	COS Coesivo, sovra consolidato, stratificato
	Rocce superficialmente alterate e con substrato compatto Questa unità comprende le seguenti formazioni di origine vulcanica quali breccie, ialoclastiti, basalti.	GR Granulare cementato
Terreni di copertura	Materiali della copertura detritica eluvio-colluviale poco consistenti e costituiti da frazione limo argillosa prevalente con subordinate inclusioni sabbioso-ghiaiose e/o blocchi lapidei Comprendono le coltri eluvio colluviali di copertura dei versanti e i depositi prevalentemente argillosi di riempimento delle depressioni carsiche	CLec Argille inorganiche di media-bassa plasticità, argille ghiaiose o sabbiose argille limose, argille magre (eluvi/colluvi)
	Materiali di antiche frane per scoscendimento in blocco, anche con compagine rocciosa ben conservata; materiali sciolti per accumulo di antiche frane per crollo e colata di detriti con abbondante frazione lapidea in matrice fine scarsa	GMfd Ghiaie limose, miscela di ghiaia, sabbia e limo (falda detritica)
	Materiali granulari poco addensati dei terrazzi fluviali e fluvioglaciali a tessitura prevalentemente ghiaiosa e sabbiosa Costituiscono la maggior parte della pianura veronese e sono rappresentati dai depositi fluvioglaciali dell'antico conoide depositato dall'Adige	GWfg Ghiaie pulite con granulometria ben assortita, miscela di ghiaie e sabbie (fluvio-glaciali)
	Materiali alluvionali e fluvioglaciali a tessitura prevalentemente sabbiosa poco addensate Rappresentano gran parte delle alluvioni depositate all'interno dell'antico piano di divagazione dell'Adige	SPfg - SCfg Sabbie pulite con granulometria poco assortita e sabbie argillose (fluvio-glaciale)

	<i>Materiali alluvionali e fluvioglaciali a tessitura prevalentemente limoso-argillosa</i> Corrispondono a depositi fini presenti nei tratti terminali di alcune vallate lessinee minori, in prossimità del loro sbocco nella pianura	MLfg Limi inorganici, farina di roccia, sabbie fini limose o argillose, limi argillosi di bassa plasticità (fluvio-glaciale)
	<i>Materiali a tessitura eterogenea dei depositi di conoide torrentizia</i>	SWca Sabbie pulite e ben assortite, sabbie ghiaiose (deposito conoide torrentizia)
	<i>Materiali sciolti di alveo fluviale recente stabilizzati, dell'alveo mobile e delle aree di esondazione recente.</i> Corrispondono a depositi fluviali attuali e recenti del fiume Adige con tessitura prevalentemente sabbioso-limosa anche all'interno del suo alveo attuale	SWpi Sabbie pulite e ben assortite, sabbie ghiaiose (piana inondabile)
	<i>Depositi palustri a tessitura fine e torbiera</i>	CLpa Argille inorganiche di media-bassa plasticità, argille ghiaiose o sabbiose argille limose, argille magre (palustre)
	<i>Riporto di natura antropica / terrapieni / discariche</i>	RI (Materiale di riporto)

La focalizzazione delle onde sismiche in corrispondenza di creste, cime o cigli di scarpata è il fenomeno che sta alla base dell'amplificazione topografica. Nella carta prodotta sono state evidenziate le irregolarità morfologiche più marcate che potrebbero produrre particolari amplificazioni sismiche: sono state inserite le informazioni derivanti dal P.A.T. mettendo in evidenza le linee di cresta, gli orli di scarpata morfologica e gli orli di terrazzo fluviale.

Vista la morfologia dei rilievi collinari, è possibile riscontrare, oltre a quelle stratigrafiche, la presenza di amplificazioni dovute agli "effetti di valle" legati alle riflessioni multiple causate dall'intrappolamento delle onde sismiche (P, S e superficiali) all'interno dei depositi di riempimento stessi. Nella "Carta geologico-tecnica" sono state indicate le zone più importanti in cui si ritiene che possano verificarsi tali fenomeni, ovvero le vallecicole di Avesa, Marzana, Quinzano, Santa Croce, Montorio e Mizzole assegnandovi la tipologia di "Valle sepolta larga $C < 0,25$ " e/o di "Valle sepolta stretta $C > 0,25$ " a seconda dei casi ($C=H/L$ con H profondità della valle e L semi larghezza della stessa).

Per quanto riguarda le cavità sepolte, la consultazione di varie bibliografie e cartografie esistenti come il "catasto regionale per il censimento delle grotte e delle aree carsiche della Regione" ed il Geoportale della provincia contenente le cartografie del P.T.C.P. (Piano Territoriale Comunale Provinciale), ha evidenziato la presenza di un notevole numero di cavità carsiche localizzate all'interno delle litologie LPS (*Calcari Grigi, Rosso Ammonitico e Calcari nummulitici*) che per la loro natura calcarea ben si prestano a fenomeni di questo tipo. Pertanto, si è ritenuto importante riportare in carta tali informazioni indicando la litologia suddetta come "aree soggetta a cavità" e segnando, come informazioni puntuali, gli imbocchi delle grotte. Inoltre, si ricorda che nelle colline Veronesi sono presenti numerose cavità antropiche, prodotte dall'attività estrattiva dell'ocra:

Come segnalato dal Museo di Storia Naturale di Verona, lungo la fascia pedecollinare dei Monti Lessini Veronesi sono presenti fenomeni paleocarsici ipogei sigillati da ocre, risalenti a milioni di anni fa. Si tratta di un intricato reticolo di antiche grotte a ramificazione dendritica ed a graticcio, naturalmente riempite da ocra la cui intensa coltivazione, culminata nel corso degli anni '50 del secolo scorso, ha portato Verona a diventare una delle più importanti località estrattive di terre coloranti a livello nazionale ed europeo per qualità dei materiali e volumetrie estratte. Valdonega è il sito con la maggiore produzione di ocra gialla. In questa località è segnalata una densità d'ingressi minerari particolarmente elevata ed una rete di gallerie scavata in epoca storica, estremamente lunga. Su di un'area di circa 2 km² sono valutate in oltre 20 km le gallerie documentate che fanno, del giacimento delle Torricelle, uno dei più importanti - se non il

più importante - d'Europa. Sulle Torricelle sono noti gli ingressi di oltre 50 cavità paleocarsiche, ma poche sono quelle ancora accessibili.

L'escavazione delle ocre per essere utilizzate come terre coloranti è molto antica e documentata dai numerosi campioni rinvenuti nei siti archeologici del Paleolitico superiore della Grotta di Fumane e del Riparo Tagliente.

Se si escludono pochi tentativi di descrizione dei fenomeni carsici collegati alle ocre (Ferro, 1905), solo a partire dagli anni '70 del secolo scorso, la terra gialla di Verona ha assunto un ruolo molto importante per lo studio del carsismo, specialmente per quanto riguarda i fenomeni paleocarsici che hanno interessato la provincia di Verona. I giacimenti di ocre più importanti del Veronese sono quelli di Valdonega (Verona - Torricelle), Cà de la Pela e Monte (Sant'Ambrogio di Valpolicella), Ponte di Veja (Sant'Anna d'Alfaedo), San Bortolo delle Montagne (Selva di Progno), Cà Vecchi e Pralongo (Badia Calavena), Covoli di Velo (Velo Veronese) e Salgari (San Giovanni Ilarione).

L'attività di estrazione della terra gialla di Verona è decisamente diminuita a partire dagli anni '60 del secolo scorso per il successo commerciale dei colori sintetici, più competitivi sul mercato di quelli naturali, mentre le grotte-miniere sono state chiuse per motivi di sicurezza.

Effetti stratigrafici associati ad amplificazioni di carattere topografico sono invece possibili per i detriti posti lungo i versanti, condizione che può contemporaneamente verificarsi anche per gli ammassi rocciosi in posto. Inoltre, nella CGT, come espressamente richiesto nelle linee guida della protezione civile e negli standard di rappresentazione e archiviazione informatica, è stata riportata la profondità del substrato geologico (laddove sia stato raggiunto) ricavata da sondaggi geognostici e la profondità della falda idrica. Per quanto riguarda le zone con materiale di riporto, nell'area di pianura sono presenti numerose cave ancora oggi attive e/o dismesse. Per queste ultime, si è ritenuto opportuno assegnargli il retino di materiale di riporto antropico, in quanto non si hanno informazioni su quale sia il tipo di bonifica eseguita (discariche, terrapieni...) e sul tipo di materiale utilizzato. Non essendo, inoltre, noti gli spessori di tali depositi, queste aree sono state anche escluse dall'analisi di livello 3.

45

7.3 Carta delle microzonee omogenee in prospettiva sismica

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

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

Inoltre, in essa sono state inserite le seguenti informazioni:

- morfologie di superficie e sepolte;
- misure di rumore ambientale H.V.S.R.;
- traccia delle sezioni utilizzate per gli approfondimenti di terzo livello e punti in cui sono state eseguite modellazioni monodimensionali.

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

1. ZONE STABILI

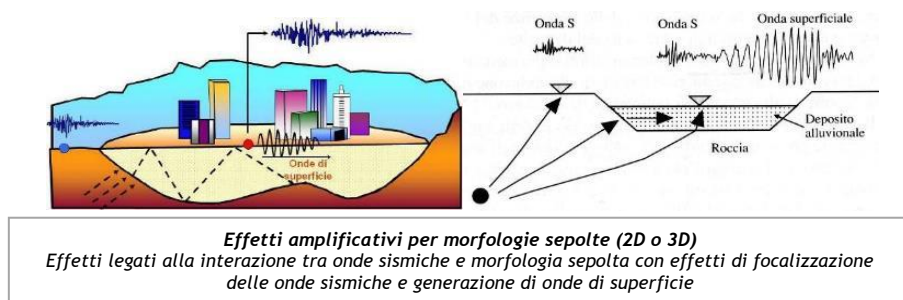
Nel comune di Verona non sono state individuate zone “stabili”. In sostanza, si noti che l’intero territorio è considerevole come stabile suscettibile di amplificazione sismica e presenta, su vaste aree, delle zone di attenzione per le instabilità.

Infatti, è 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 e morfologiche locali.

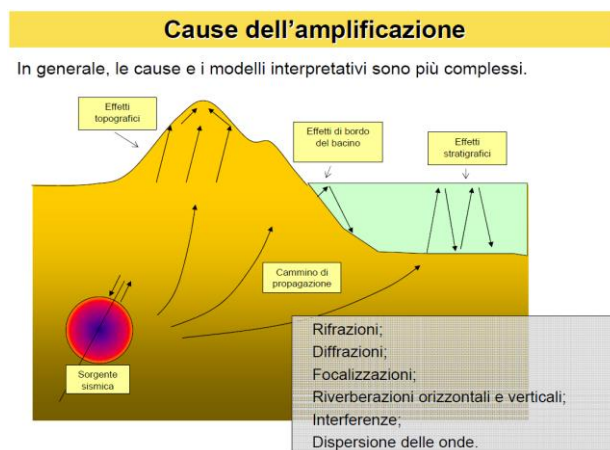
2. ZONE STABILI SUSCETTIBILI DI AMPLIFICAZIONI LOCALI

Il comune di Verona risulterebbe suscettibile di amplificazioni locali per i seguenti motivi:

- A. **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 ai diversi ambienti geomorfologici (detrito, roccia, fluviale, eluvio/colluvio, ecc.) ed al contatto tra le coperture ed il substrato roccioso che si ripercuotono sull’amplificabilità sismica del sito;

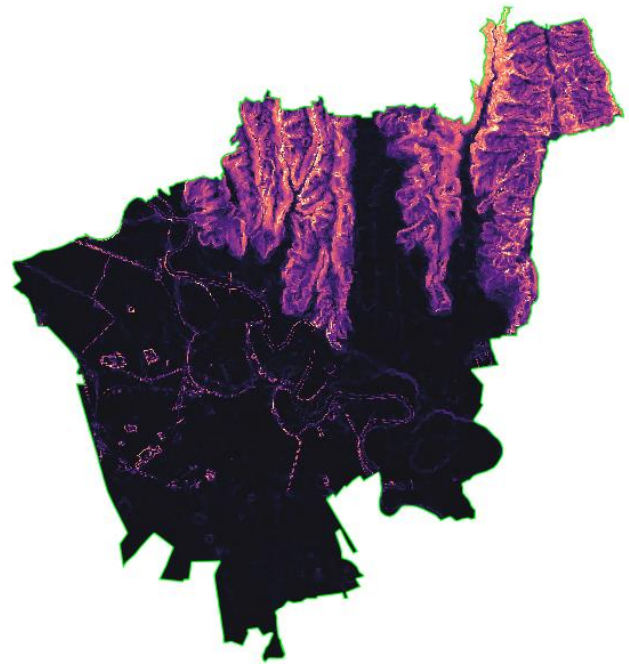


- B. **forme sepolte**. Nei fondivalle sono possibili sia “effetti di valle” associati alle riflessioni multiple causate dall’intrappolamento delle onde sismiche (P, S e di superficiali) all’interno dei depositi che riempiono le valli, sia amplificazioni stratigrafiche causate dal contrasto di impedenza tra mezzi geologici diversi (per la presenza di coperture poggianti su substrato roccioso);



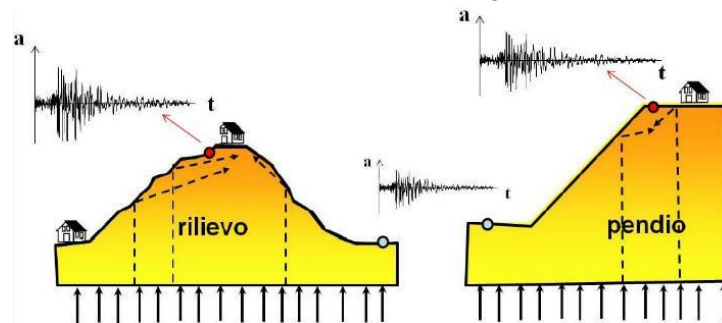
- C. **amplificazione topografica**. Per quanto riguarda l’amplificazione topografica, è stato qualitativamente coinvolto l’intero territorio collinare, senza fare particolari distinzioni, poiché si presenta morfologicamente complesso e non facilmente modellizzabile. Inoltre, come anticipato al punto A), si ricorda che nell’ambito collinare l’amplificazione sismica può essere legata, oltre che alle condizioni topografiche dei luoghi, anche a motivi di tipo stratigrafico (detrito su roccia, roccia meno competente su roccia compatta) e, spesso, tali effetti di sito sono associabili tra loro.

Si ritiene, quindi, che tutto il territorio collinare di Verona sia assoggettabile ad amplificazione sismica per effetto topografico, fatto salvo per la zona di pianura. Infatti, la topografia locale evidenzia come le inclinazioni delle dorsali che costituiscono l'ambito collinare di Verona siano caratterizzate da versanti con pendenze spesso superiori a 15° rispetto all'orizzontale e, localmente, superiore ai 40° (vedi immagine seguente relativa alle pendenze comprese tra 0° e 45°).



Per tale motivo, facendo riferimento sia alla normativa vigente in materia di costruzioni (NTC-18), sia alle esperienze condotte dagli scriventi in situazioni analoghe (mediante modellazioni numeriche avanzate per la verifica dell'amplificazione topografica), si ritiene che tutto l'ambiente collinare sia assoggettabile ad effetti legati alla interazione tra le onde sismiche e la morfologia superficiale.

Inoltre, sono state riportate le irregolarità del rilievo marcate costituite dalle linee di cresta in cui sono ritenuti possibili effetti di amplificazione topografica. Nella MOPS sono stati inseriti gli elementi topografici desunti dal P.A.T., localmente integrati e modificati.



Effetti topografici 2D – 3D.

Effetti legati alla interazione tra onde sismiche e morfologia superficiale con effetti di focalizzazione delle onde sismiche

Pertanto, sulla base di quanto finora esposto, sono state create 11 zone ordinate dalla Zona 1 alla Zona 11 considerando le caratteristiche litologiche e genetiche dei terreni della “Carta geologico-tecnica” e le potenziali risposte sismiche locali dal punto di vista stratigrafico.

Inoltre, si specifica che, come già detto nella “Carta Geologico-Tecnica”, nella gran parte del territorio collinare e montuoso sono state rilevate strutture carsiche rilevanti (grotte, doline, ecc..) ricadenti nella litologia LPS - lapideo, stratificato. Si è ritenuto necessario, quindi, assegnare a tale substrato geologico la presenza di possibili cavità sepolte e identificare tali aree come “Zone di attenzione per cedimenti differenziali/crollo di cavità sotterranee/sinkhole”. Per questo motivo la litologia LPS non compare nelle zone stabili suscettibili di amplificazione riportate nella tabella sottostante.

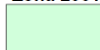
Infine, è stata creata anche la zona 2099 all'interno della quale ricadono i litotipi stratificati e fratturati / alterati (sigla SF).

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

Si ricorda che una stessa zona può accorpare differenti colonnine stratigrafiche in virtù di un analogo comportamento rilevato durante le indagini sismiche, inoltre l'incertezza sulla tipologia del substrato al di sotto dei depositi sciolti è dovuta all'assetto tettonico-stratigrafico della vallata caratterizzata da un complesso sistema di faglie.

Substrati geologici

Zona 2001

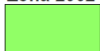


Zona 2001: ALS - comprende il settore in cui affiora il substrato calcareo caratterizzato da rocce compatte prevalenti, alternate a strati o interposizioni tenere a composizione calcarea preminente, rappresentato dalla formazione geologica del Biancone, la cui potenza massima è di circa 180 m.

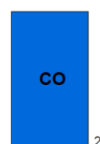


< 180 m

Zona 2002



Zona 2002: COS - corrisponde alla fascia pedemontana e di fondovalle in cui il substrato è rappresentato dalle formazioni calcaree tenere a prevalente coesione (COS) individuate dalle formazioni dei Calcari argillosi e marne (potenza massima è di 20 metri) e Marne di Priabona (potenza massima è di circa 80 metri).



20-80 m

Zona 2003



Zona 2003: GR - affiora sporadicamente all'interno del territorio comunale, prevalentemente in incisioni vallive o nelle fasce pedecollinari. È rappresentato da rocce tenere a prevalente attrito interno di origine vulcanica e vulcanoclastica costituite da formazioni terziarie dei basalti compatti di camini e filoni, brecce d'esplosione e ialoclastiti e vulcanoclastiti fini.



Zona 2099



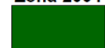
Zona 2099: SFGR - comprende piccole porzioni collinari o pedecollinari in cui il substrato, rappresentato dalle formazioni calcaree tenere a prevalente coesione, è sovrastato da coperture superficiali tenere a prevalente attrito interno sempre di origine calcarea con spessori massimi di 40 m, costituite da Calcareni a Pettinidi, arenarie fini giallastre.



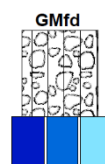
< 40 m

Terreni di copertura

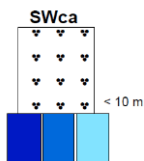
Zona 2004



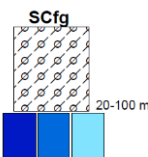
Zona 2004: GMfd - è rappresentata da depositi detritici di antiche frane poste sui rilievi collinari calcarei con spessori compresi tra i 2 e i 8 m. Per le caratteristiche litologico-stratigrafiche e morfologiche in questa zona sono possibili fenomeni di amplificazioni litostratigrafiche, per presumibili forti contrasti di impedenza sismica, e fenomeni di amplificazione morfologica.



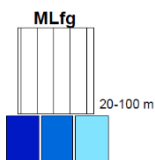
< 10 m

Zona 2005

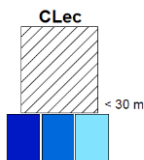
Zona 2005: SWca - è rappresentata da depositi detritici sabbiosi ghiaiosi con granulometria ben assortita, costituenti le conoidi torrentizie poste sui rilievi collinari calcarei con spessori compresi tra i 2 e i 7 m. Per le caratteristiche litologico-stratigrafiche e morfologiche in questa zona sono possibili fenomeni di amplificazioni litostratigrafiche, per presumibili forti contrasti di impedenza sismica, e fenomeni di amplificazione morfologica.

Zona 2006

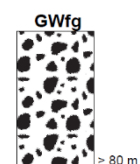
Zona 2006: SCfg - è rappresentata da depositi di origine fluviale costituiti da sabbie argillose, miscela di sabbia e argilla, presenti nelle valli delle frazioni di Mizzole, Montorio e a nord di Avesa. Gli spessori aumentano progredendo verso il centro della valle con valori massimi maggiori di 50 m. Anche in questa zona sono da attendersi fenomeni di amplificazioni litostratigrafiche, e fenomeni di amplificazione morfologica.

Zona 2007

Zona 2007: MLfg - è rappresentata da depositi di origine fluviale costituiti da limi inorganici, sabbie fini limose o argillose e limi argillosi, presenti nella vallata principale a nord del capoluogo, nelle frazioni di Marzana, Quinto, Poiano e Santa Croce, e ad ovest del comune, nella zona a ridosso del versante collinare, nella frazione di Parona e Montresor. Gli spessori aumentano progredendo verso il centro della valle con valori variabili da 10-20 m a ridosso dei versanti a valori massimi maggiori di 80 m dal p.c. locale. Anche in questa zona sono da attendersi fenomeni di amplificazioni litostratigrafiche, e fenomeni di amplificazione morfologica.

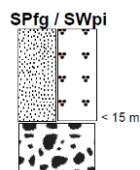
Zona 2008

Zona 2008: CLec - corrisponde ai materiali di copertura detritica eluvio-colluviali di natura argillosa, argillosa ghiaiosa o sabbiosa, ubicati nelle depressioni carsiche e nei tratti terminali delle vallate lessinee in prossimità del loro sbocco in pianura. Gli spessori sono variabili da pochi metri a massimo 30 m dal p.c. locale. Dal punto di vista litologico, possono presentare una significativa variabilità in senso laterale e pertanto, sono da attendersi fenomeni di amplificazioni litostratigrafiche, e fenomeni di amplificazione morfologica.

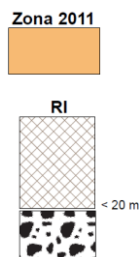
Zona 2009

2009: GWfg - è formata dalla formazione dei depositi fluvio-glaciali, dell'antico conoide depositato dall'Adige, che costituiscono la maggior parte della pianura veronese, costituito da materiali ghiaiosi e sabbiosi alternati a livelli sabbiosi e limosi con spessori anche superiori a 100 m.

Sono presenti diverse cave in ghiaia con fronti (orli di scarpata) piuttosto alti e con pendenze elevate. Non si esclude l'ipotesi di possibili fenomeni di amplificazione litostratigrafica, per contrasti di impedenza, e morfologica, per la presenza di orli di scarpata di cave e di terrazzi fluviali.

Zona 2010

Zona 2010: SPfg e SWpi - questa microzona corrisponde alla piana di divagazione del fiume Adige (infatti in essa sono presenti i paleo alvei dell'Adige) che risulta depressa rispetto la pianura circostante, bordata da antichi terrazzi fluviali. La microzona è caratterizzata dalla presenza di sabbie e ghiaie con spessori variabili dai 4 m-5 m fino ai 15 m massimo, che sovrastano i materiali fluvioglaciali della conoide dell'Adige dati da ghiaie, ghiaie sabbiose, sabbie e argille. Tale microzona è segnalata anche nelle valli Nord Est del territorio comunale in cui è presente anche un'area maggiormente argillosa di origine palustre. Anche in questa zona sono da attendersi possibili fenomeni di amplificazioni litostratigrafiche.



Zona 2011 - RI - materiali di riporto di natura antropica relativi a riempimenti di ex cava/discardie/terrapieni. Gli spessori non sono noti con precisione, ma si ipotizzano maggiori di 5 - 10 m.

3. ZONE DI ATTENZIONE PER INSTABILITÀ

Per quanto riguarda le Zone di attenzione per instabilità, sono state individuate solo aree di instabilità per cedimenti differenziali/crollo di cavità sotterranee/*sinkhole*, in corrispondenza della litologia in cui tale fenomeno può verificarsi (formazioni rocciose calcaree), in accordo con quanto esposto nella “Carta Geologico Tecnica”.

Relativamente ai lineamenti tettonico-strutturali, la consultazione del catalogo ITHACA ha permesso di ubicare all’interno del territorio comunale n° 3 faglie attive capaci. 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). In conformità alle linee guida, nel Livello 1 di MS, tali faglie erano state indicate come “FAC - Faglie attive e capaci”, rimandando ad un livello successivo di approfondimento, il loro studio. Da rilievi geologici condotti dallo scrivente e dall’analisi fotogrammetrica delle aree interessate dalla potenziale fagliazione, **non sono emerse evidenze morfologiche che dimostrano la recente attività ad opera delle faglie stesse.**

Tuttavia, dall’analisi della bibliografia relative alle faglie in oggetto, e su indicazioni della Regione, si è reso necessario approfondire il tema della “capacità” di rottura tramite modellazioni numeriche e indagini geofisiche di dettaglio, come spiegato nei paragrafi successivi.

Infine, il tema della liquefazione è stato trattato nel seguente capitolo 8.3 in quanto il Livello 1 di MS ne aveva indicato la potenzialità di alcuni depositi.

7.4 Carta delle frequenze

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

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

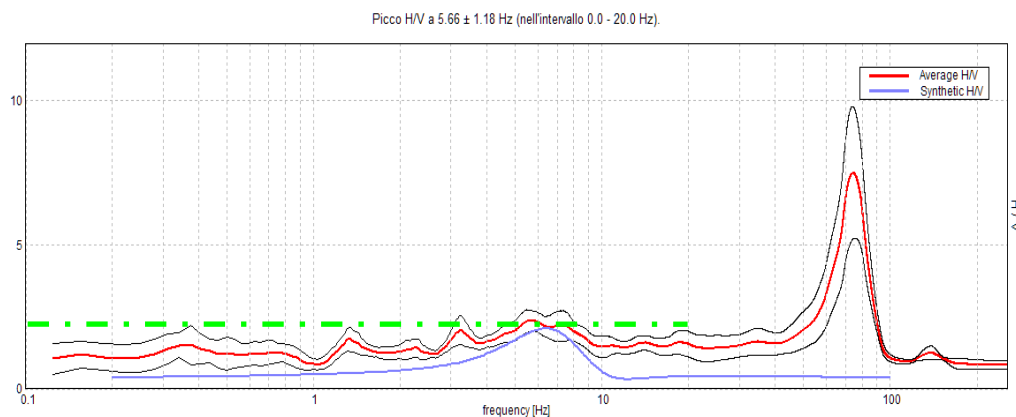
L'analisi dei microtremori attraverso la tecnica *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (H.V.S.R.) consente di mettere in luce fenomeni di risonanza sismica e di stimare le frequenze alle quali il moto del terreno può essere amplificato (frequenza di risonanza del terreno). Il metodo consente inoltre di valutare qualitativamente l'entità dell'amplificazione (ampiezza del picco H.V.S.R. alla frequenza F) - anche se l'ampiezza del picco H.V.S.R. è una grandezza da interpretare con cautela - e di fornire una stima indicativa sulla profondità del contrasto di impedenza che causa la risonanza sismica.

I risultati delle indagini H.V.S.R. da microtremori hanno consentito di realizzare la "Carta delle frequenze", hanno restituito informazioni utili a definire e delineare con maggior dettaglio la "Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica" (MOPS) ed hanno permesso l'identificazione di alcune criticità locali.

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

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

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



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

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

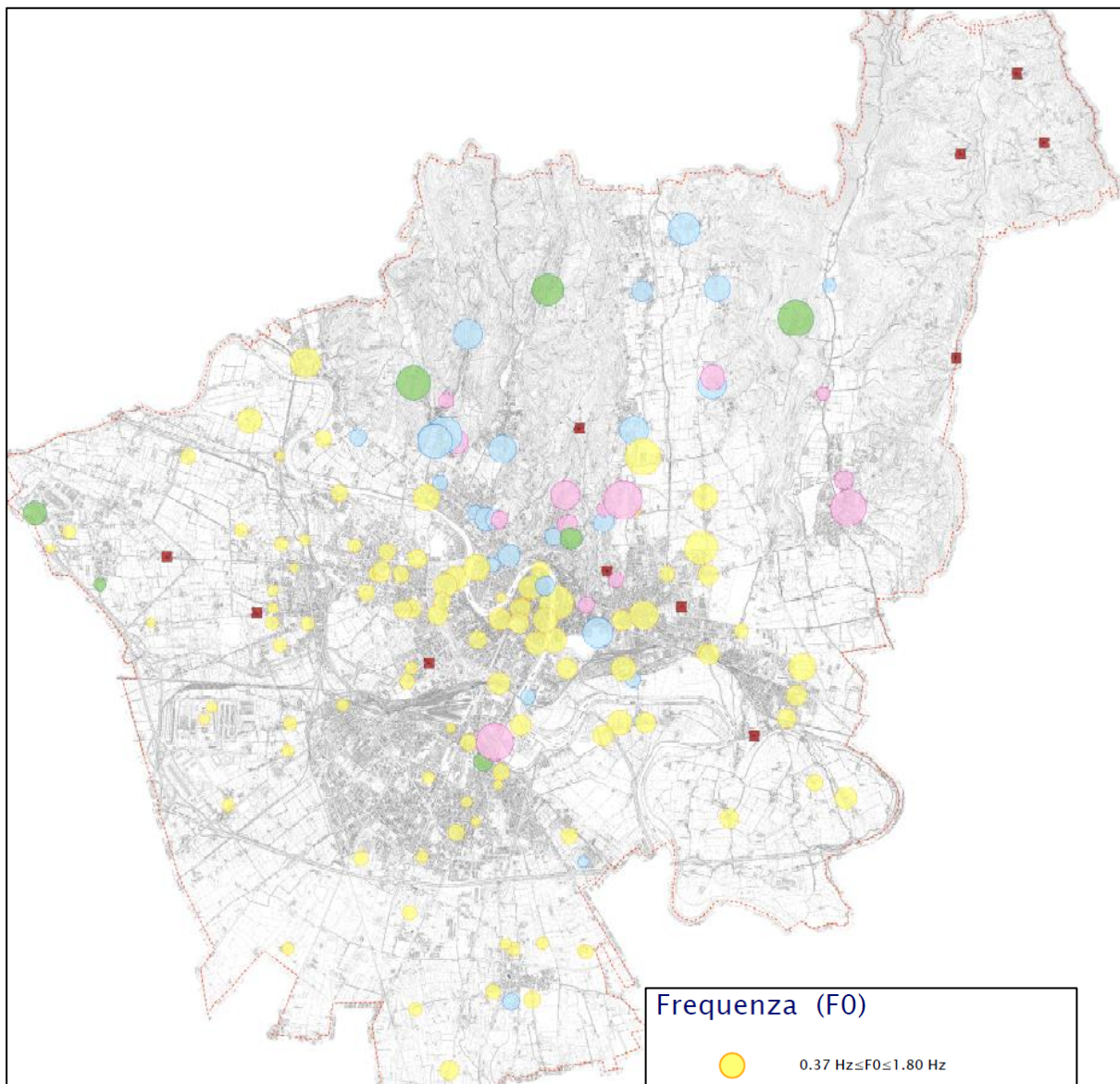
- larghezza delle finestre di analisi pari a 20 s;
- lisciamento secondo una finestra triangolare con ampiezza pari al 10% della frequenza centrale;
- rimozione delle finestre con rapporto STA/LTA (media a breve termine/media a lungo termine) superiore a 2;
- rimozione manuale di eventuali transienti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

SINTESI DEI RISULTATI

In sostanza, questa carta, elaborata sulla base della C.T.R. alla Scala 1:10.000 e riportata in estratto nella figura sottostante, evidenzia come la frequenza di risonanza di un sito sia condizionata dai rapporti litostratigrafici che si sviluppano con la profondità. I risultati delle analisi sono stati cartografati tramite dei cerchi di diverso colore in base ai valori di frequenza F_{max} (4 classi) e con un diametro proporzionale all'ampiezza del picco. Osservando la "Carta delle frequenze", realizzata tramite le misure di rumore ambientale a stazione singola, è possibile formulare alcune interessanti osservazioni:

- il comune di Verona presenta frequenze di risonanza, in generale, caratterizzate da rapporti H/V abbastanza elevati, per cui risulta possibile ipotizzare importanti amplificazioni del moto sismico in superficie, sia in presenza dei terreni quaternari di copertura, sia degli ammassi rocciosi sub-affioranti;
- la risonanza ad alte frequenze è generata, nella maggior parte dei casi, da contrasti stratigrafici localizzati al passaggio copertura-substrato; infatti, si può notare come i picchi H/V a frequenze elevate (> di 5 Hz) siano disposti in prossimità nelle zone in cui affiora il substrato roccioso, ovvero a nord del territorio comunale;
- è chiaramente visibile, inoltre, come il passaggio dalla zona pedecollinare alla pianura alluvionale sia contraddistinto da un progressivo approfondimento del picco HVSR dalle medie frequenze (cerchi azzurri - frequenze tra 2-5 Hz) a quelle più base (cerchi gialli - frequenze minori di 2 Hz);
- infine, nella zona di pianura più distale, le misure hanno sempre frequenze inferiori a 2 Hz e la l'ampiezza dei picchi diminuisce probabilmente a causa della maggior rigidità delle ghiaie e quindi del minor contrasto di impedenza al passaggio con il *bedrock geofisico* collocabile a profondità maggiori di 80 m dal p.c. locale.

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 sepolte.



Frequenza (F0)

- $0.37 \text{ Hz} \leq F0 \leq 1.80 \text{ Hz}$
- $2.12 \text{ Hz} \leq F0 \leq 4.94 \text{ Hz}$
- $5.34 \text{ Hz} \leq F0 \leq 9.88 \text{ Hz}$
- $10.00 \text{ Hz} \leq F0 \leq 20.00 \text{ Hz}$
- 0 (non presenta amplificazione $H/V < 2$ nell'intervallo di frequenza 0.1 - 20 Hz)

Ampiezza del picco

- 2 H/V
- 4 H/V
- 6 H/V

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 stratigrafico-tettonici complessi. Nel territorio comunale è stato assegnato uno scenario di pericolosità sismica locale come riportato nella descrizione accanto.

In particolare, le zone P4a e P4b sono state associate a tutti i materiali sciolti presenti nel comune come depositi alluvionali e fluvio-glaciali granulari e/o coesivi di fondovalle (stretta o larga). Le zone di riporto con materiale antropico sono state associate alla pericolosità P2c.

Le zone P4e e P4c sono state assegnate ai depositi detritici, di conoide e di origine eluvio-colluviale. Sono state riportate, infine, le aree associate al substrato instabile per cavità (P5b) e le irregolarità morfologiche con creste e scarpate.

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 Verona** per quanto riguarda la stima dei fattori di amplificazione che saranno calcolati tramite modelli numerici bi-dimensionali e localmente mono-dimensionali.

Legenda

SCENARIO DI PERICOLOSITA' SISMICA LOCALE

P2 : Zone suscettibili a liquefazione e cedimenti

P2 c Zona caratterizzata da coltri di terreno di riporto o che hanno subito riempimenti antropici

P3 : Zone suscettibili ad amplificazioni topografiche

P3a Zona di ciglio H>10 m (scarpata, bordo di cava, nicchia di distacco, orlo di terrazzo fluviale o di natura antropica...)

P3b Zona di cresta rocciosa e/o cocuzzolo: appuntite - arrotondate

P4 : Zone suscettibili ad amplificazioni litologiche e geometriche

P4a Zona di fondovalle ampie e di pianura con depositi alluvionali e/o fluvio-glaciali granulari e/o coesivi

P4b Zona di fondovalle strette (C<0,25) od in presenza di forme geometriche sepolte tali da non permettere di considerare il modello geologico monodimensionale

P4c Zona pedemontana di falda di detrito, conoide alluvionale e conoide delizio-lacustre

P4e Zona in presenza di argille residuali e terre rosse di origine eluvio - colluviale

P5 : Zone suscettibili a comportamenti differenziali

P5b Zona ove sono presenti o potenzialmente presenti cavità sotterranee o sinkhole

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.* Liquefazione Eventuale verifica	PREV.URBAN.*	Liquefazione
P2c	Zona caratterizzata da coltri di terreno di riporto o che hanno subito riempimenti antropici	zona 4 pga>0,100 zona 3 pga<0,100	pga di sito >0,125		raccolta dati - cartografia	ABITATI* PREV.URBAN.* Cedimenti	PREV.URBAN.*	Cedimenti
P3a	Zona di ciglio H>10 m (scarpata, bordo di cava, nicchia di distacco, orlo di terrazzo fluviale o di natura antropica, ecc...)				H=10 m; a>15°	Effetti topografici		
P3b	Zona di cresta e/o cocuzzolo: appuntita - arrotondata				h=1/3H; a e a2>15°	Effetti topografici		
P4a	Zona di fondovalle ampie e di pianura con presenza di depositi alluvionali e/o fluvio-glaciali granulari e/o coesivi				Vs30<800m/s; C<0,25 Vs30<800m/s; C<0,25	Effetti litologici	h/l>0,65/(Cv-1)	Effetti lito-geometrici
P4b	Zona di fondovalle stretta (C<0,25) od in presenza di forme geometriche sepolte tali da non permettere di considerare il modello geologico monodimensionale				Vs30<800m/s; C<0,25			Effetti lito-geometrici
P4c	Zona pedemontana di falda di detrito, conoide alluvionale e conoide delizio-lacustre				Vs30<800m/s	Effetti litologici		
P4d	Zona morenica con presenza di depositi granulari e/o coesivi (compresi le coltri loessiche)				Vs30<800m/s	Effetti litologici		
P4e	Zona con presenza di argille residuali e terre rosse di origine eluvio-colluviale				Vs30<800m/s	Effetti litologici		
P5a	Linea di contatto stratigrafico e/o tettonico tra litotipi con caratteristiche fisico-meccaniche molto diverse				cartografia	Comportamenti differenziali		
P5b	Zona ove sono presenti o potenzialmente presenti cavità sotterranee o sinkhole				cartografia			Comportamenti differenziali

8 APPROFONDIMENTI DI LIVELLO 3

Nel territorio comunale di Verona è stato eseguito nel 2017, uno studio aggiornato di MS di Livello 1. L'obiettivo generale del presente lavoro è 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 di assetti tettonico-strutturali "complessi" e dei fenomeni di deformazione permanente.

Da quanto emerso dallo studio di microzonazione sismica di Livello 1 condotto, è possibile affermare che il territorio comunale è da considerarsi stabile suscettibile di amplificazione. Infatti, è stato verificato che il moto sismico è modificabile rispetto a quello atteso in condizioni ideali di roccia rigida e pianeggiante in tutto il territorio, a causa delle caratteristiche litostratigrafiche locali.

Inoltre, per quanto riguarda le "Zone di attenzione per instabilità", nel Livello 1 di MS erano state evidenziate zone potenzialmente liquefacibili e, come anticipato nei paragrafi precedenti, sono state riportate diverse FAC - Faglie attive e capaci.

Relativamente ai lineamenti tettonico-strutturali, la consultazione del catalogo ITHACA ha permesso di ubicare all'interno del territorio comunale n°3 faglie attive e capaci. 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.

Nel caso di Verona, 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**. Pertanto, nel Livello 1 di MS, i lineamenti sismicamente attivi (rotture in superficie per riattivazione di faglia capace) riportati nel database ITHACA sono stati trasferiti nella Carta Geotec come FAC - Faglie attive e capaci, come previsto dalle "linee guida per la gestione del territorio in aree interessate da faglie attive e capaci (FAC)" approvate dalla commissione tecnica per la microzonazione sismica, rimandando a livelli successivi di approfondimento lo studio di tale instabilità.

A tale riguardo, per approfondire adeguatamente questo tema si è proceduto con le seguenti fasi operative:

1. raccolta e analisi delle informazioni disponibili da studi pregressi sulla tematica delle FAC (MS1, MS2, carte geologiche, carte di piano, ecc.), con successiva sintesi e individuazione delle integrazioni necessarie per una corretta localizzazione del tracciato delle faglie;
2. realizzazione di un rilievo geologico-strutturale di dettaglio e studio fotogrammetrico per verificare l'esistenza, l'eventuale attività e capacità delle faglie;
3. modellazioni numeriche avanzate (solo sull'Adige Line e la North Verona), finalizzate a valutare la capacità di creare dislocazioni in superficie e localizzarle;
4. svolgimento di indagini geofisiche per definire con maggiore precisione il tracciato delle faglie e individuare l'eventuale area di rilevamento e di approfondimento successivi (es. trincee paleosismiche).

A seguito di quanto esplicitato, 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 attraverso modellazioni numeriche rappresentative della reale condizione di amplificabilità del sito. A tale scopo sono state utilizzate le indagini sismiche eseguite e la curva G/G0 e D/D0 fornite dagli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica.
2. valutare la capacità delle faglie, attraverso modellazioni numeriche avanzate e indagini geofisiche di dettaglio;
3. valutazione quantitativa del potenziale di liquefazione dei depositi nelle zone MOPS caratterizzate da tale instabilità (nel Livello 1 precedentemente prodotto); le verifiche sono state condotte in corrispondenza delle indagini geognostiche eseguite nei due livelli di approfondimento.
4. per quanto riguarda le Zone di attenzione per instabilità per cedimenti differenziali/crollo di cavità sotterranee/*sinkhole*, individuate in corrispondenza della litologia in cui tale fenomeno può verificarsi (formazioni rocciose calcaree), si rimandano gli approfondimenti alla future varianti urbanistiche una volta note le aree di intervento.

8.1 Descrizione del metodo

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

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

dove:

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

Il comportamento meccanico dei materiali è espresso dalla legge costitutiva:

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

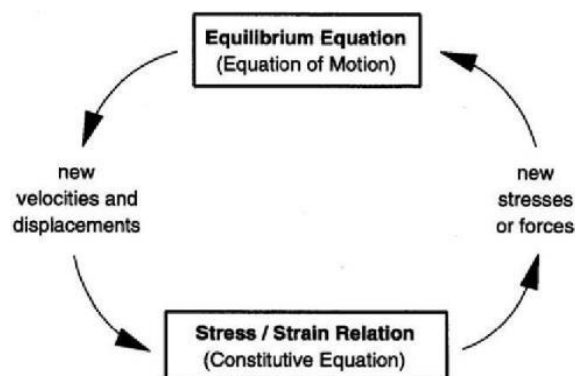
dove k è un parametro che tiene conto della storia di carico, M un funzionale ed $\dot{\epsilon}_{ij}$ il tensore velocità di deformazione espresso dalla:

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

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 ed 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*.

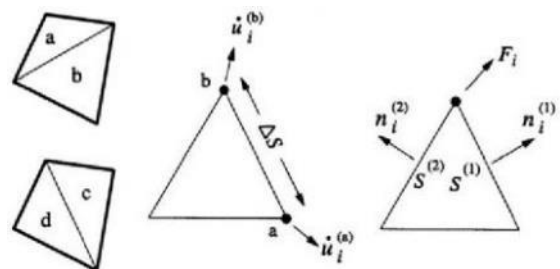
In sintesi, l'algoritmo risolutivo dell'approccio esplicito si articola secondo il ciclo indicato nella seguente figura.



57

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 ed attraverso le equazioni dei legami costitutivi, si giunge a valori aggiornati delle tensioni. L'ipotesi base dell'approccio esplicito consiste nel fatto che, durante ciascuna fase, le grandezze vengono ricavate da altre grandezze i cui valori sono assunti costanti durante l'operazione. Ad esempio, attraverso le leggi costitutive, i valori delle velocità di deformazione sono considerati fissi durante l'operazione di calcolo delle tensioni: in altre parole, i nuovi valori calcolati delle tensioni non influenzano le velocità. Questo può apparire poco accettabile dal punto di vista fisico, poiché se c'è una variazione di tensione in un punto, questa necessariamente influenza i punti vicini alterandone le velocità di deformazione. Tuttavia, se l'intervallo di tempo Δ_t (*timestep*) corrispondente al singolo ciclo di calcolo è sufficientemente piccolo, tale alterazione non può propagarsi da un elemento all'altro in tale intervallo.

Tale approccio si è dimostrato particolarmente efficiente nella modellazione di problemi non lineari in presenza di grandi deformazioni. Per contro, essendo il Δ_t richiesto generalmente molto piccolo, sono necessari un gran numero di passi di integrazione cui corrispondono tempi di calcolo molto elevati. Gli elementi quadrangolari della griglia vengono automaticamente suddivisi dal programma in due set sovrapposti di triangoli a deformazioni costanti.



Le equazioni alle differenze finite per ogni triangolo si ottengono dalla forma generalizzata del teorema della divergenza di Gauss:

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

in cui:

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

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

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

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

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

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 $\Sigma \mathbf{F}_i$; se $\Sigma \mathbf{F}_i = 0$, il nodo è in equilibrio, altrimenti subirà un'accelerazione espressa dalla seconda legge di Newton, nient'altro che la (8.1) espressa in termini incrementali:

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

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

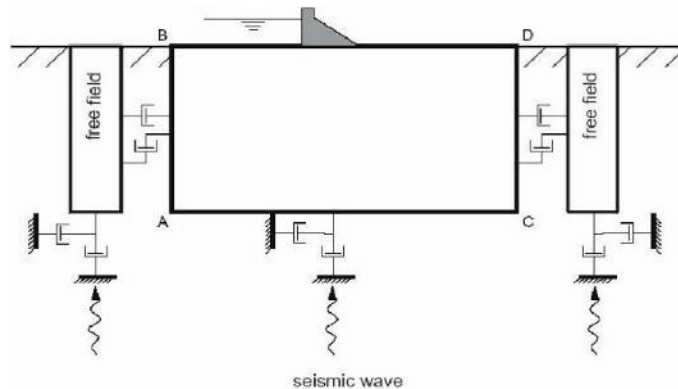
$$\Delta t_{cr} = \min \left\{ \frac{A}{V_p \Delta x_{max}} \right\} \quad (8.8)$$

dove A è la superficie del subelemento triangolare, $\Delta x_{\max}$ 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 ed un ottavo della minima lunghezza d'onda di interesse $\lambda_{\min}$:

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

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 ed allo stesso tempo impediscono la riflessione ai bordi della *mesh* delle onde diffratte verso l'esterno. Come illustrato, i singoli nodi dei contorni laterali della griglia principale vengono accoppiati alla griglia *free - field* attraverso smorzatori viscosi che materialmente assorbono l'energia delle onde incidenti sui contorni, applicando delle forze 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 viscosi attaccati alla griglia ed agenti in direzione normale e tangenziale al contorno stesso; essi consentono un pressoché completo assorbimento delle onde di volume che incidono sul contorno. I contorni *quiet* possono essere applicati su contorni verticali, orizzontali o inclinati. Essi vanno applicati al confine inferiore della *mesh* per simulare la base elastica, mentre ai bordi del modello, come detto, è preferibile l'utilizzo dei contorni *free - field*.

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

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

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

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:

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

60

dove:

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

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

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

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

La complessità dei modelli non lineari e la comodità di un utilizzo diretto delle curve di tipo $G / G_0 - \gamma$ e $D - \gamma$, generalmente fornite dalle prove di laboratorio e dalle correlazioni empiriche, ha portato

all'introduzione di semplici modelli di *smorzamento isteretico* (*hysteretic damping*) nella recente versione 5.0 del codice.

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

Nel caso di analisi lineari, o per modellare comunque lo smorzamento a basse deformazioni che spesso i legami costitutivi non lineari non riescono a cogliere, si può utilizzare la formulazione di *Rayleigh*. Essa conduce ad uno smorzamento dipendente dalla frequenza, in contrasto con le evidenze sperimentali sul comportamento dei terreni. Il suo impiego richiede, pertanto, una oculata scelta dei parametri che lo definiscono, per limitare la variazione dello smorzamento con la frequenza (*Lanzo et al., 2003 e 2004*). Lo smorzamento di *Rayleigh* è stato originariamente formulato per le analisi strutturali ed è espresso in forma matriciale attraverso la definizione di una matrice di smorzamento **C** proporzionale alla matrice di massa **M** e a quella di rigidezza **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 . E' possibile dimostrare (*Chopra, 1995*) che lo smorzamento ξ_j associato al j - esimo modo di vibrazione del deposito è espresso dalla:

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

dove ω_j è la frequenza circolare relativa al modo j .

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

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

avendo fissato lo smorzamento modale al valore ξ in corrispondenza della singola frequenza ω .

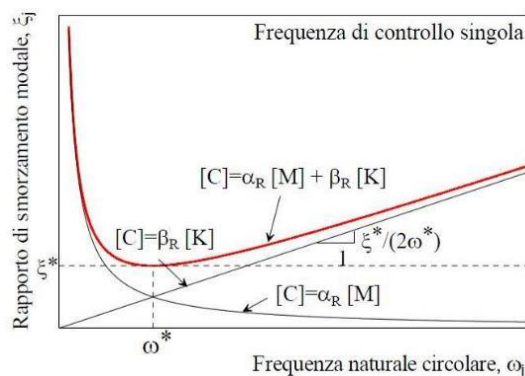
Per ciascun elemento della *mesh* occorre specificare il rapporto di smorzamento ξ^* del materiale e la frequenza ω^* . A titolo di esempio, nel caso di smorzamento ξ^* e frequenza ω^* costante per tutto il deposito, è possibile dimostrare che un'analisi lineare eseguita con FLAC fornisce gli stessi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

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

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^* .

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*.

62

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.

8.2 Analisi di risposta sismica locale nel comune di Verona

Le quantificazioni della risposta sismica di sito sono state condotte effettuando delle modellazioni numeriche lungo n°6 profili stratigrafici bidimensionali e n°5 modellazioni monodimensionali rappresentativi del Comune di Verona. Tali valutazioni sono state realizzate in corrispondenza di tutte le aree stabili suscettibili di amplificazione, in modo da caratterizzare l'intero territorio comunale.

Si precisa che tali sezioni sono da intendersi come sezioni sismo-stratigrafiche, finalizzate a evidenziare il diverso comportamento sismico dei depositi, e non come sezioni geologiche. Pertanto, i rapporti e contatti litologici non corrispondono alla realtà geologica locale, ma sono da intendersi come passaggi tra materiali con differenti velocità sismiche (ricavate dalle interpretazioni delle indagini sismiche).

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.

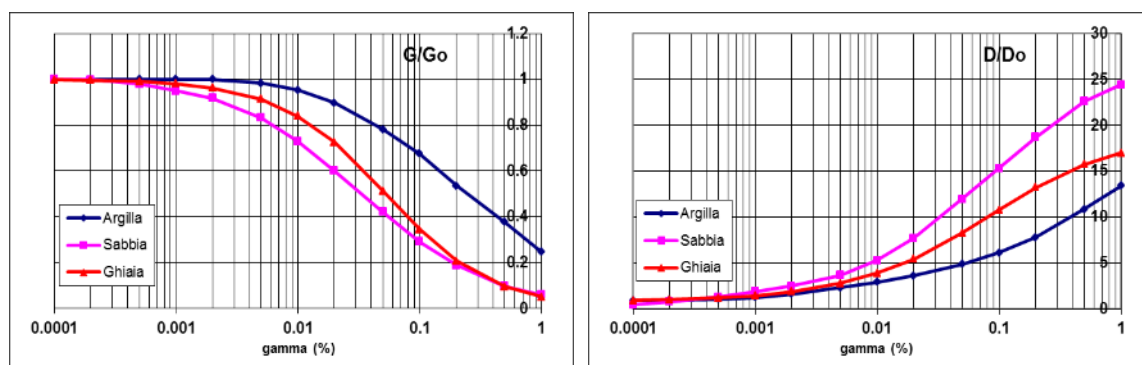
La quantificazione numerica degli effetti sarà rappresentata dai fattori amplificativi FA (fattore di amplificazione in termini di accelerazione) negli intervalli 0.1-0.5s, 0.4-0.8s e 0.7-1.1s.

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)".

Per quantificare l'azione sismica in superficie sono state realizzate delle sezioni di rigidità del sottosuolo sulle quali è stata successivamente condotta la modellazione numerica, come precedentemente spiegato. Le sismostratigrafie e i valori di rigidità utilizzati sono quelli ottenuti dalle indagini sismiche eseguite per il presente studio.

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 ($h_{max} < V_s / 10 \cdot f_{max}$) 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).

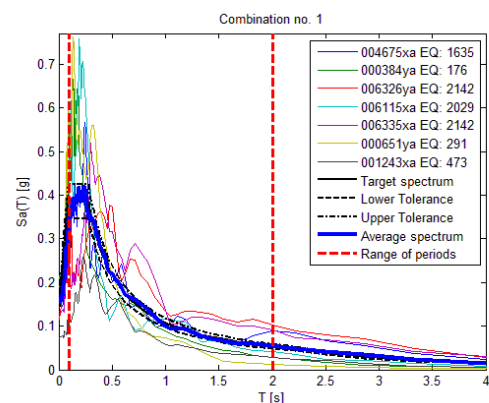
Lungo le frontiere laterali dei modelli sono stati introdotti particolari elementi assorbenti (*free - field* boundaries) che, oltre ad evitare la riflessione delle onde in maniera analoga agli smorzatori viscosi introdotti da Lysmer & Kuhlemeyer (1969), forzano i nodi delle frontiere laterali a riprodurre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



Per limitare la riflessione delle onde in corrispondenza della frontiera inferiore del modello, sono stati utilizzati degli smorzatori viscosi (*quiet boundaries*), mentre le proprietà dissipative dei materiali sono state ottenute attraverso la formulazione di Rayleigh per quanto riguarda il *bedrock geofisico* (smorzamento 0,02 %) ed utilizzando lo *smorzamento isteretico* per i materiali di copertura 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 gennaio 2018* - è stata assunta una severità dell'azione sismica con la probabilità di superamento, P , e con il periodo di ritorno, T_r , relativi allo stato limite considerato. In particolare, è stata considerata una vita nominale della costruzione (V_n) di 50 anni, un coefficiente d'uso (C_u) pari a II e quindi una vita di riferimento $V_r = 50$ anni. A partire da queste indicazioni si è determinato un periodo di ritorno dell'azione sismica di 475 anni corrispondente ad una probabilità di superamento del 10% allo stato limite ultimo di salvaguardia della vita (SLV).

L'input sismico utilizzato è rappresentato da una settupla di storie accelerometriche applicate alla base del modello e riferite agli spettri di Normativa calcolati per il sito in esame, considerando un sottosuolo di roccia affiorante (classe A) con topografia orizzontale (T1) e correttamente deconvoluto (v. Dynamic Analysis della ITASCA, 2011). In particolare, gli accelerogrammi sono stati ricavati tramite l'utilizzo del software REXEL - *computer aided record selection for code - based seismic structural analysis*.



La *history* (storia temporale) ricavata al tetto del modello (per ogni input sismico applicato) rappresenta la storia accelerometrica orizzontale attesa nel

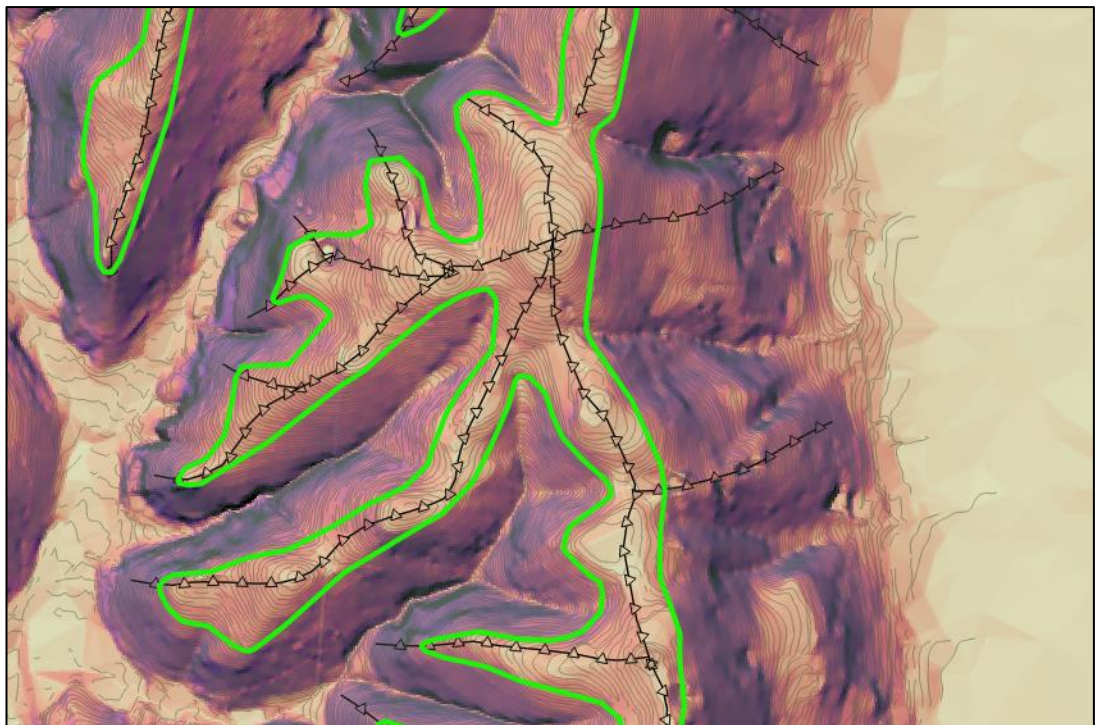
sito d'indagine: ogni *history* è stata successivamente plottata in uno spettro di risposta elastico e mediata in una curva rappresentativa (accelerogramma medio).

Infine, per calcolare il Fattore di Amplificazione (FA) si è confrontato lo spettro medio in ingresso con quello in uscita, calcolando il rapporto dell'intensità di *Housner* per periodi compresi tra 0.1 - 0.5 s, tra 0.4 - 0.8 s e tra 0.7 - 1.1 s poiché, in tali intervalli, si ha la massima risposta in accelerazione.

Di seguito si riportano, per i n° 11 modelli analizzati, il modello sismo - stratigrafico utilizzato per le analisi, e i fattori di Amplificazione FA calcolati.

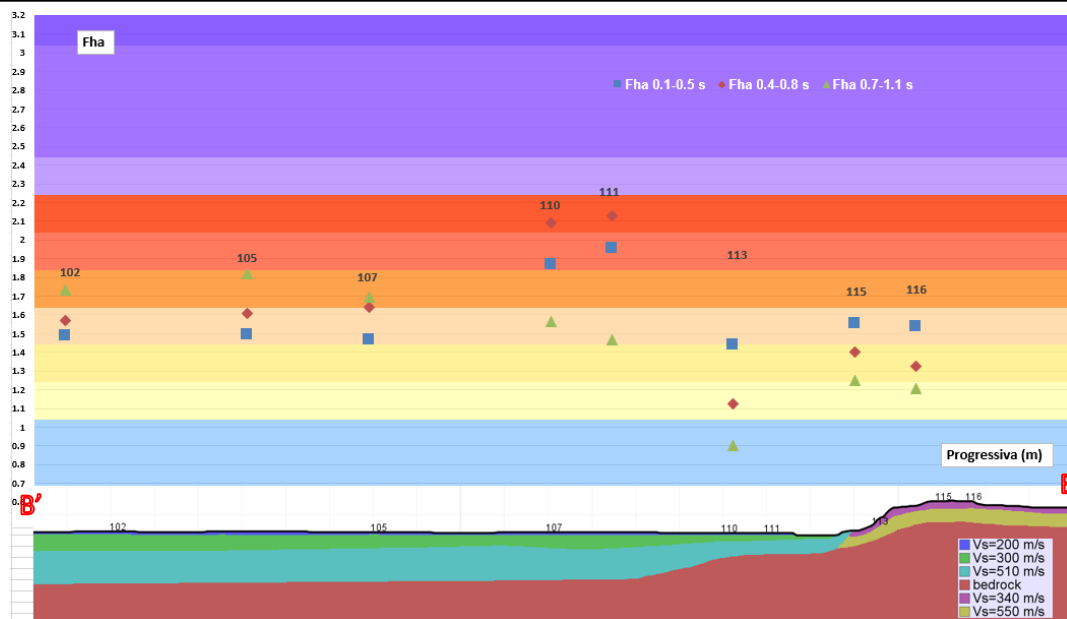
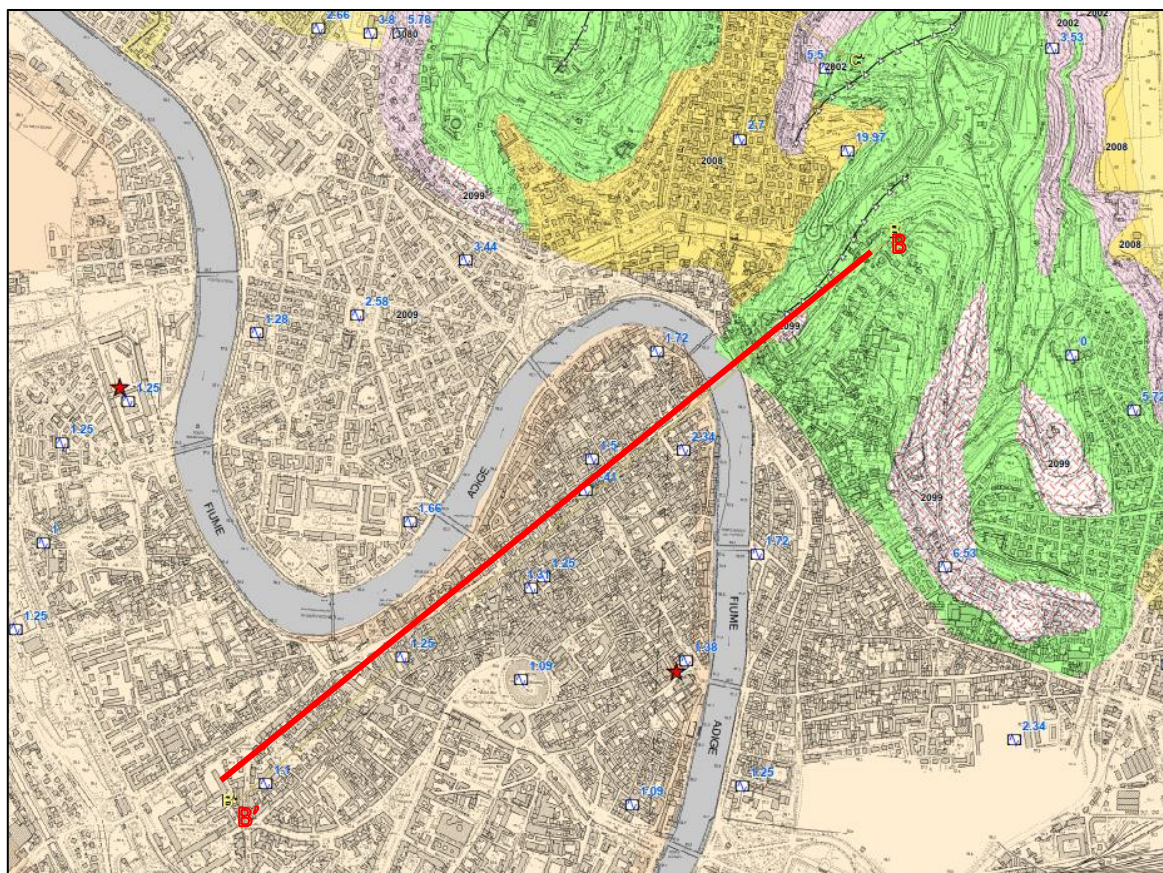
È necessario fare delle precisazioni:

1. Per quanto riguarda le modellazioni bidimensionali, dato il contesto morfologico estremamente complesso che caratterizza le colline veronesi, con creste e scarpate che si alternano a valli di larghezza variabile, si è ritenuto importante separare le zone di alto morfologico, in cui per effetto della focalizzazione delle onde sono da attendersi fenomeni di amplificazione massimi, dalle zone di versante, dove si possono creare anche condizioni di deamplificazione. Per fare questa operazione si sono consultate le cartografie relative al DTM di Verona e alle pendenze riportate nelle pagine dall'inquadramento geologico, al fine di effettuare questa suddivisione in un modo quanto più oggettivo possibile. Nell'immagine seguente è possibile osservare come la linea verde vada a delimitare la zona di alto topografico in cui si possono prevedere amplificazioni massime rispetto al versante. Con la definizione di tali limiti, successivamente, ogni zona MOPS e quindi ogni litologia è stata suddivisa in due aree, nominate a seguire "cresta" e "versante" a cui sono assegnati fattori di amplificazione diversi ottenuti dalle modellazioni numeriche e tenenti conto della morfologia.



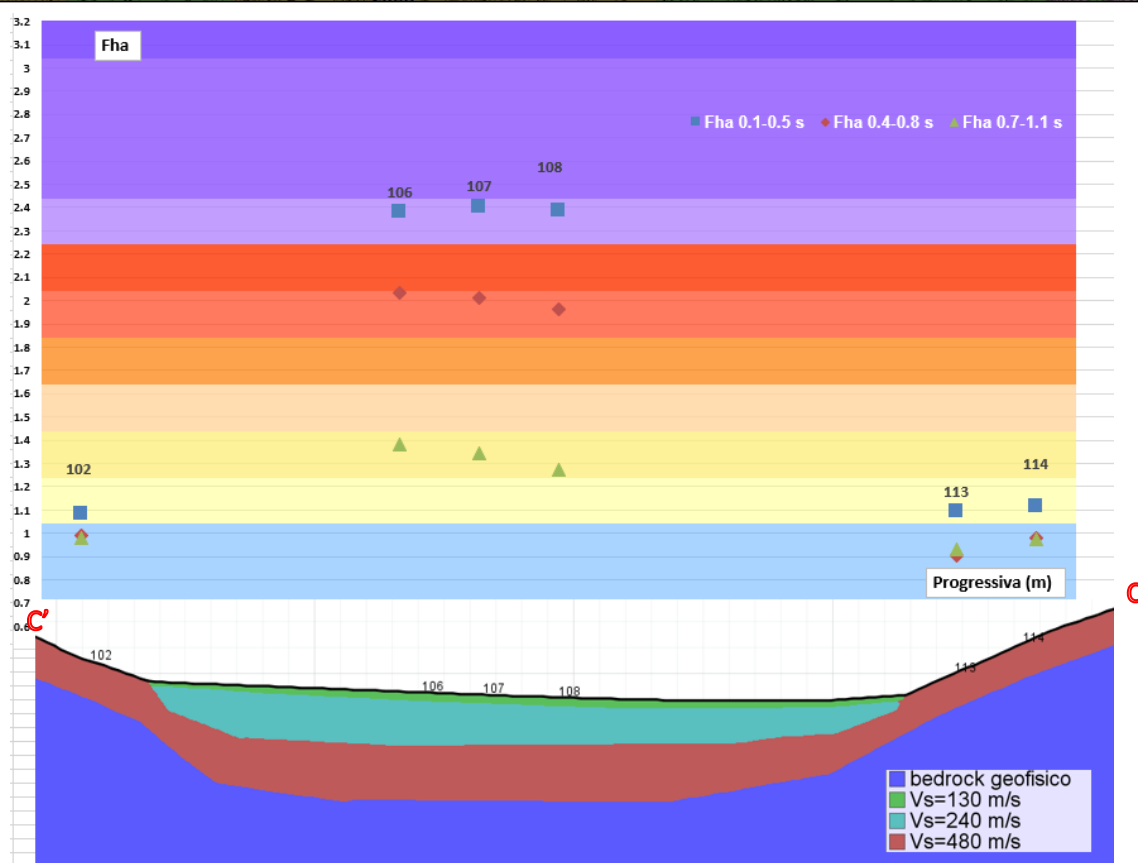
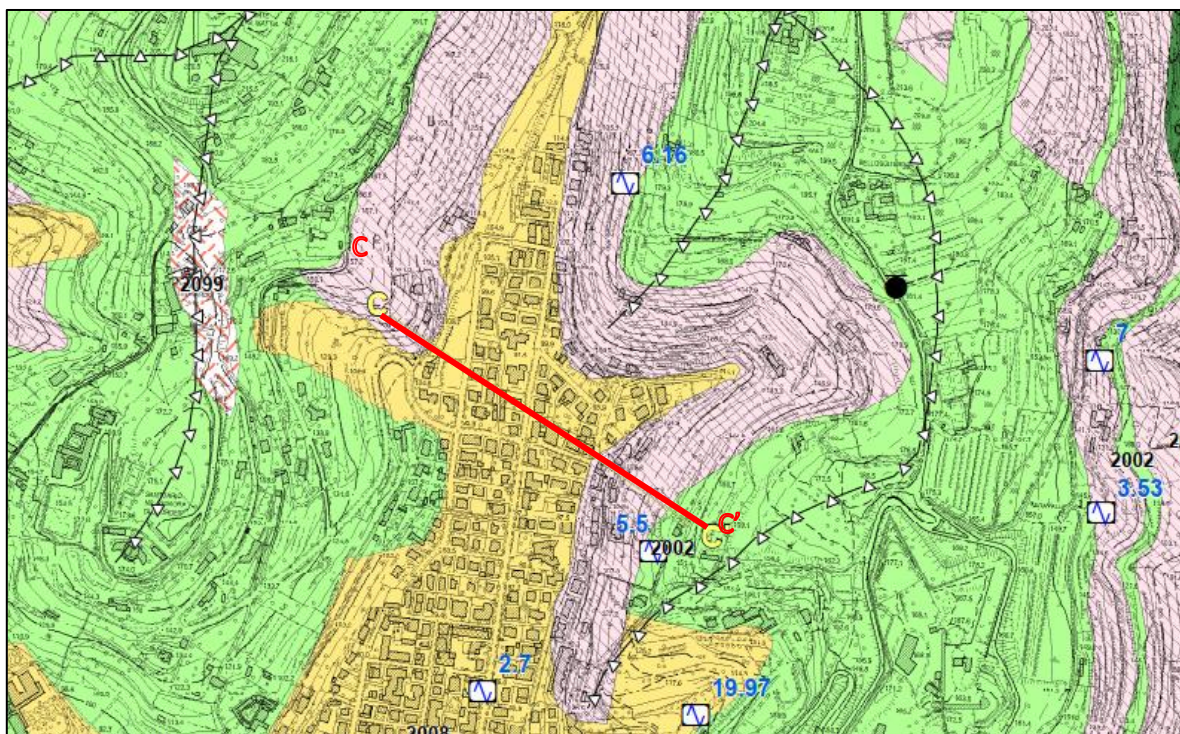
2. Per quanto riguarda invece l'ampia zona di pianura del fondovalle, l'elevato numero di indagini ci ha permesso di effettuare n° 5 modellazioni numeriche monodimensionali ottenute dalla media delle varie sismostratigrafie, al fine di individuare omogeneità o disomogeneità nelle coperture ghiaiose. Nella cartografia MOPS, sono state indicate con delle stelle i baricentri delle aree in cui è stato costruito il modello numerico medio.

PROFILO BB'



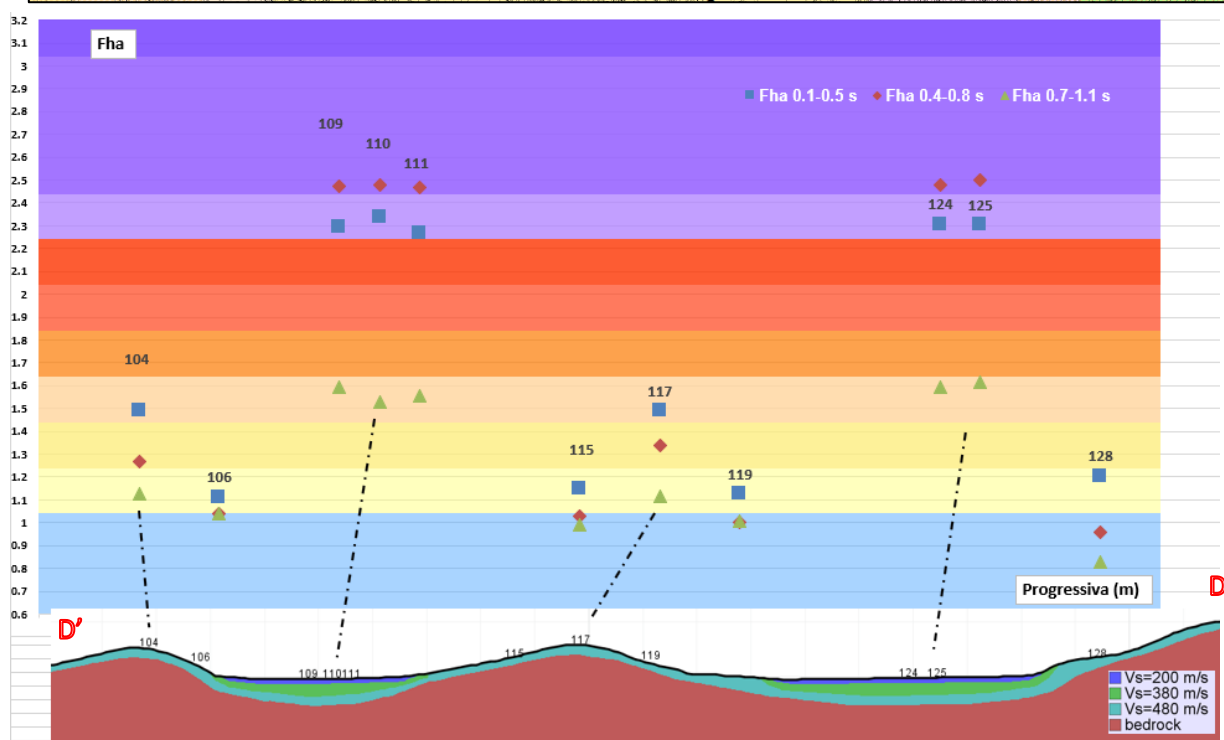
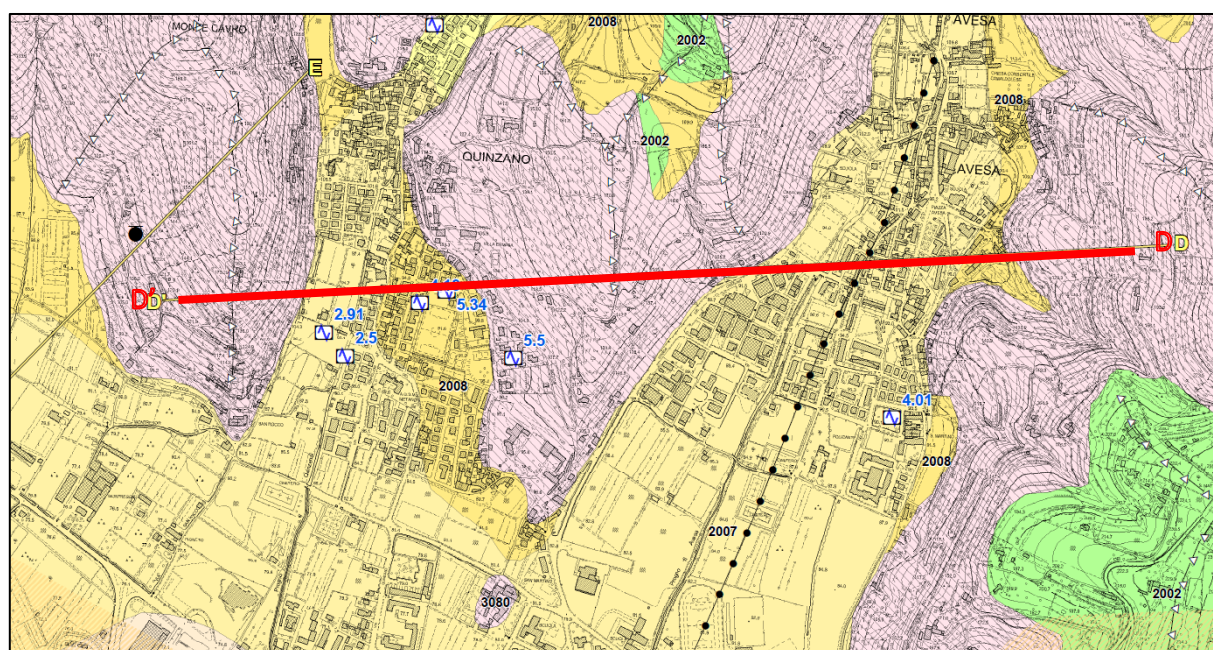
Zona Mops	FA 0.1 - 0.5s	FA 0.4 - 0.8s	FA 0.7 - 1.1s
2002 (versante)	1.4	1.1	1.0
2002 (cresta)	1.5	1.3	1.2
2009 raccordo pianura collina	2.0	2.1	1.5
2009 zona di piana	1.5	1.6	1.7

PROFILO CC'



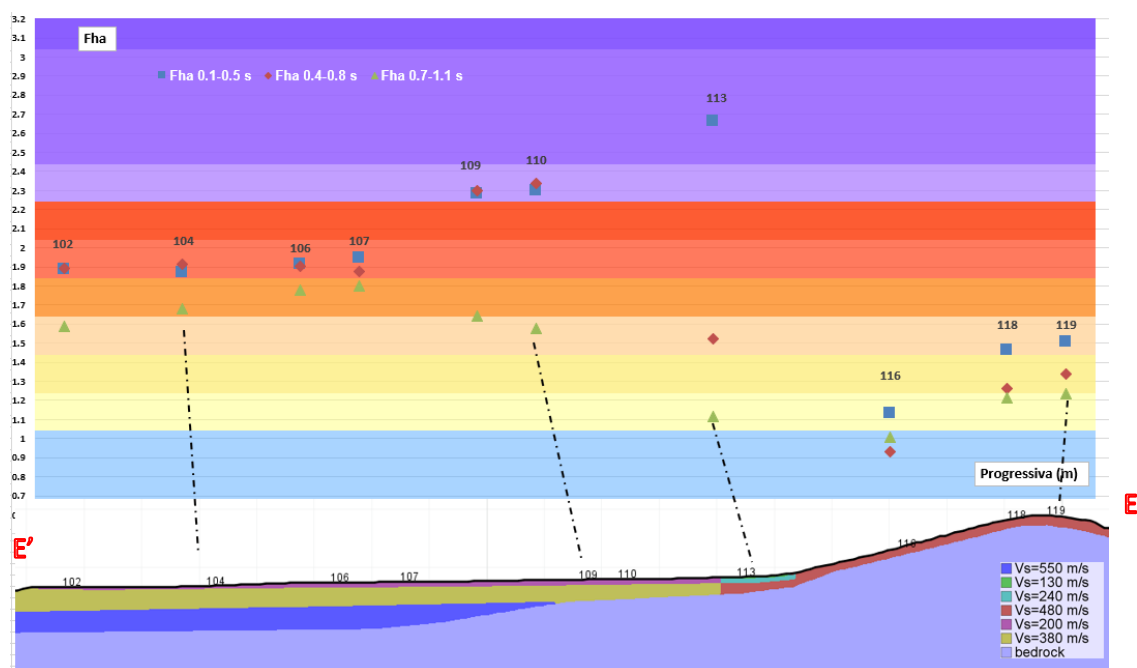
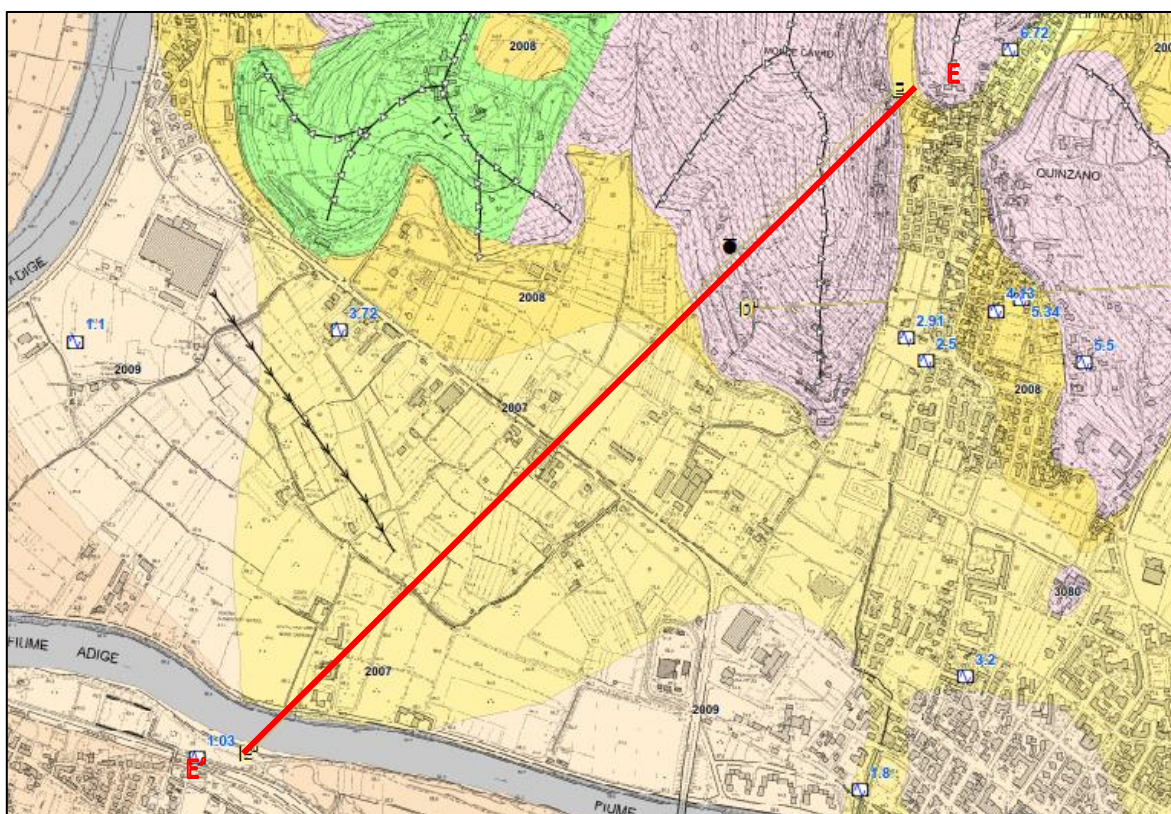
Zona Mops	FA 0.1 - 0.5s	FA 0.4 - 0.8s	FA 0.7 - 1.1s
2008	2.4	2.0	1.3

PROFILO DD'



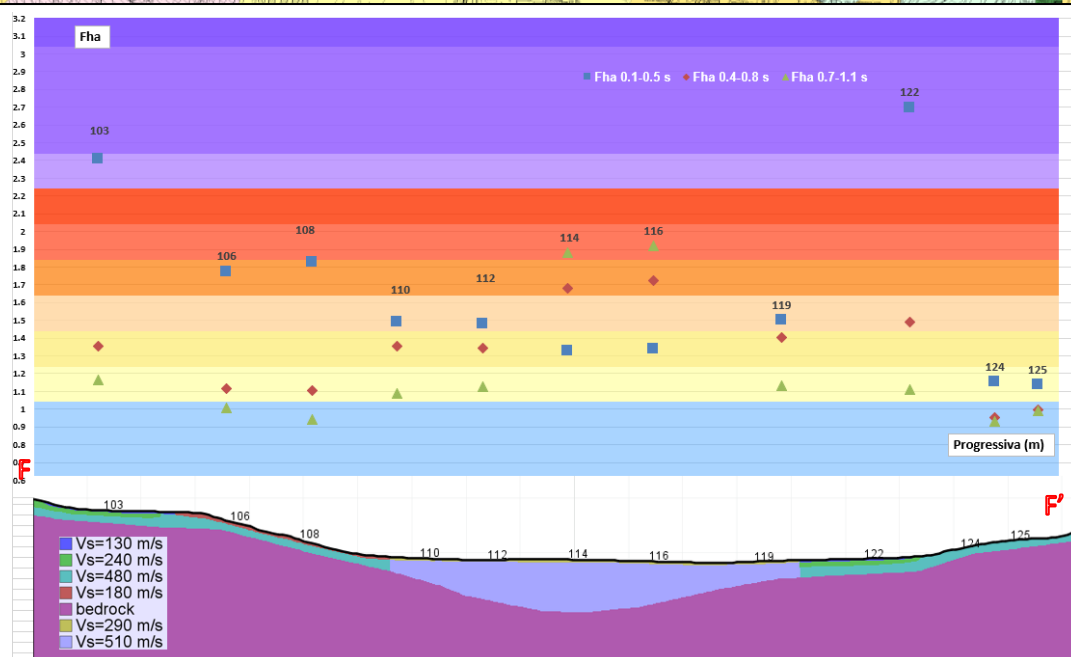
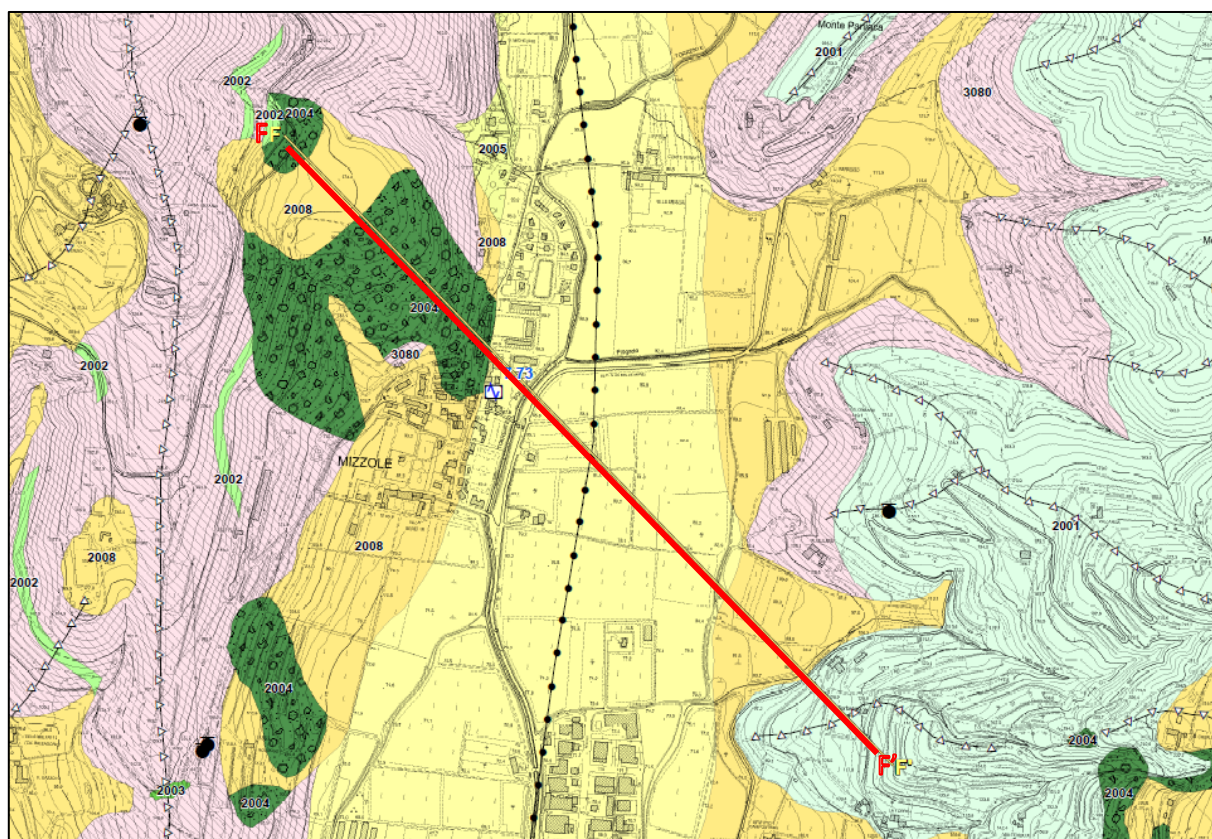
Zona Mops	FA 0.1 - 0.5s	FA 0.4 - 0.8s	FA 0.7 - 1.1s
2007	2.3	2.5	1.6
2008 versante	2.7	1.5	1.1
LPS (3080) cresta	1.5	1.3	1.1
LPS (3080) versante	1.1	1.0	1.0

PROFILO DD'



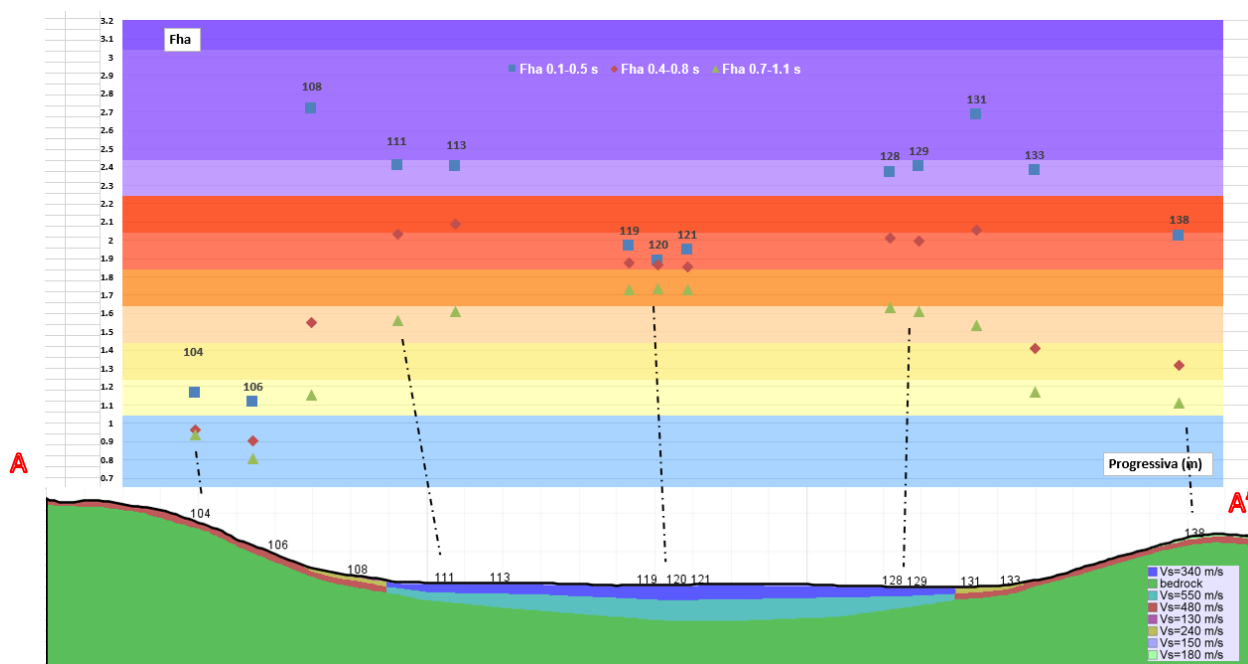
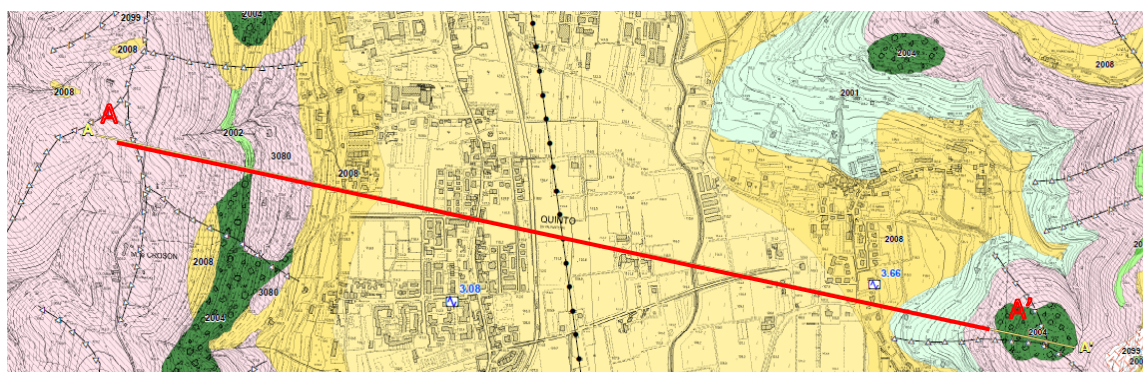
Zona Mops	FA 0.1 - 0.5s	FA 0.4 - 0.8s	FA 0.7 - 1.1s
LPS (3080) versante	1.1	1.0	1.0
LPS (3080) cresta	1.5	1.3	1.1
2007 piana	1.9	1.9	1.8
2007 raccordo pianura collina	2.3	2.3	1.6

PROFILO FF'

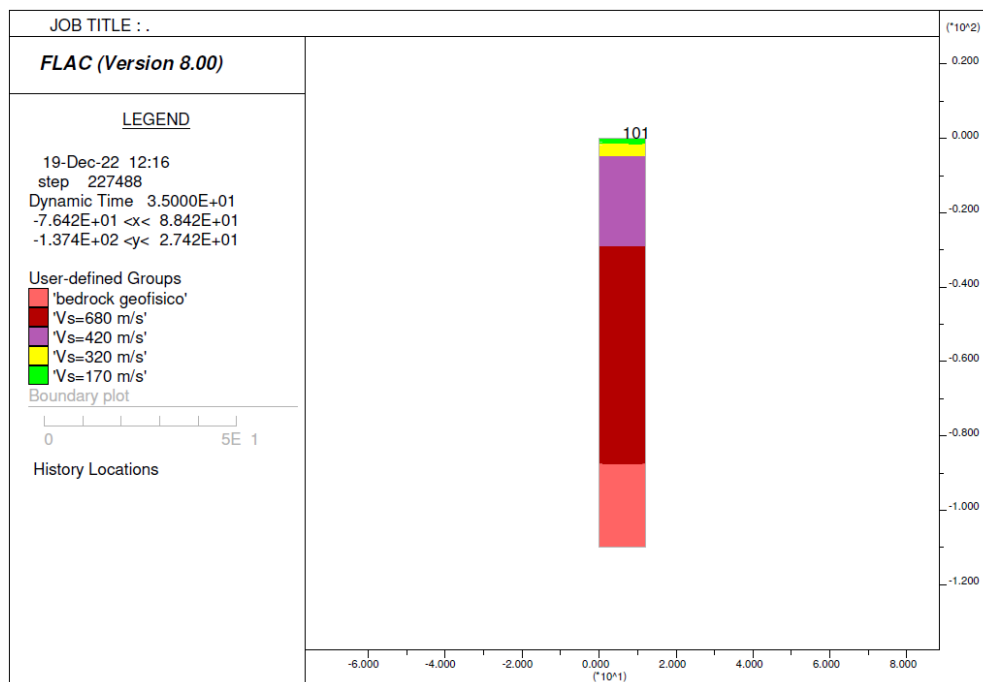
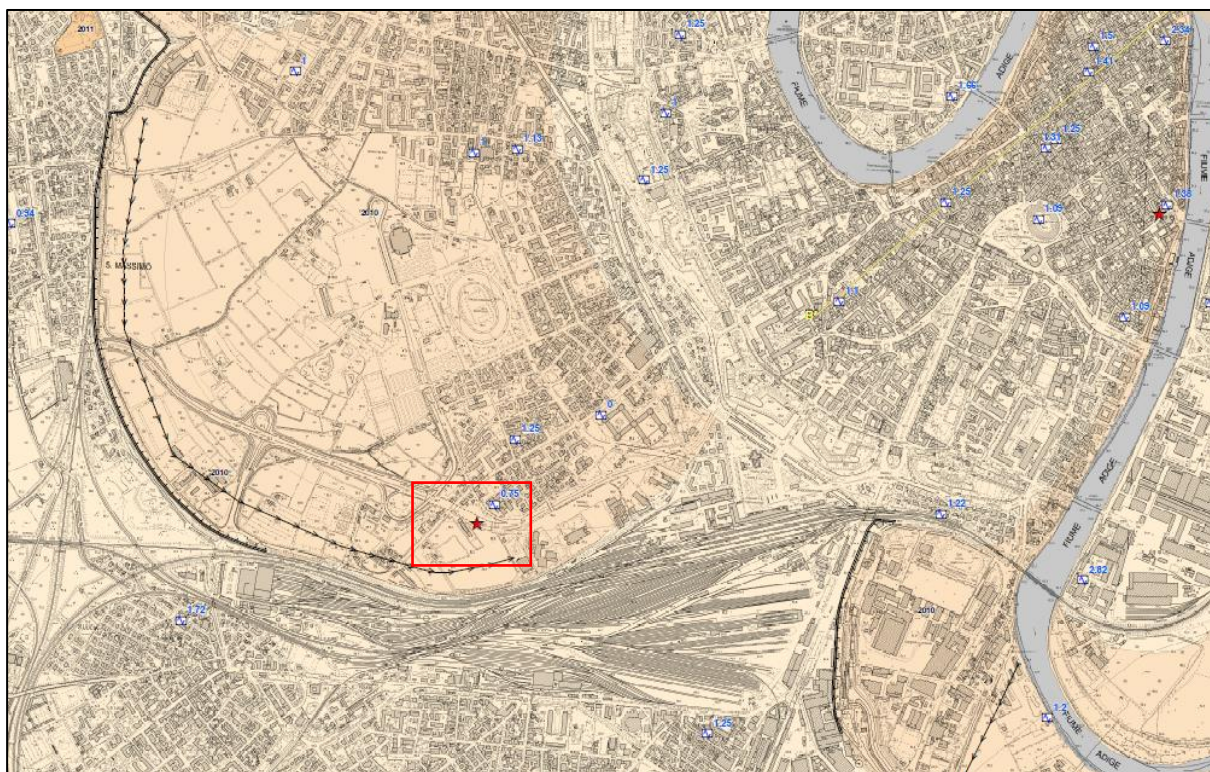


Zona Mops	FA 0.1 - 0.5s	FA 0.4 - 0.8s	FA 0.7 - 1.1s
2008 cresta	2.4	1.4	1.2
2004 versante	1.8	1.1	1.0
2006 bordo valle	1.5	1.4	1.1
2006 centro valle	1.3	1.7	1.9
2001 cresta	1.5	1.3	1.1

PROFILO AA'

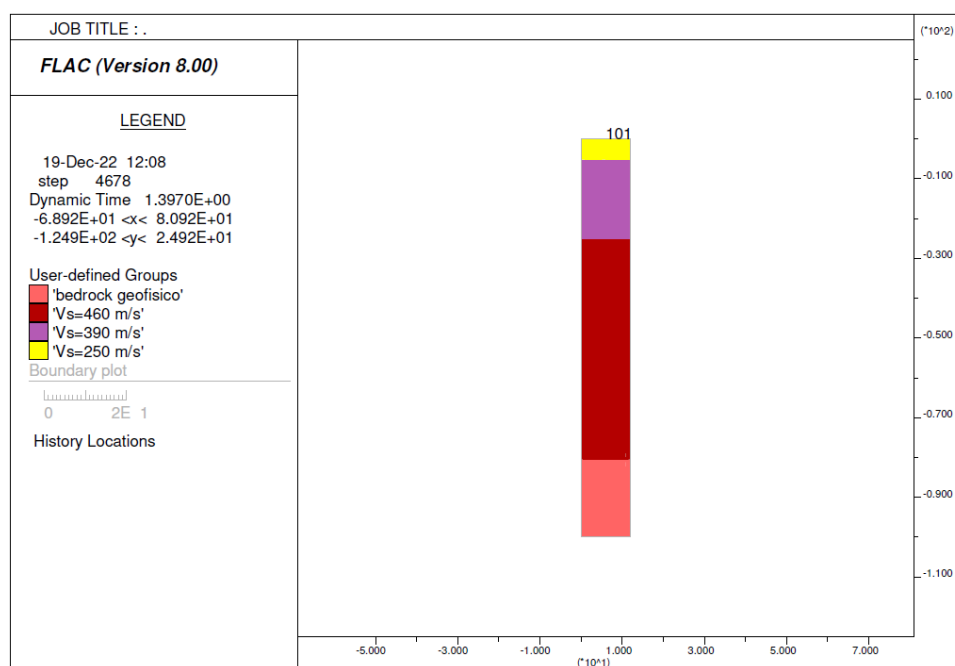


Zona Mops	FA 0.1 - 0.5s	FA 0.4 - 0.8s	FA 0.7 - 1.1s
LPS (3080) versante	1.1	1.0	1.0
2007 bordo valle	2.4	2.0	1.6
2007 centro valle	2.0	1.9	1.7
2004 cresta	2.0	1.3	1.1

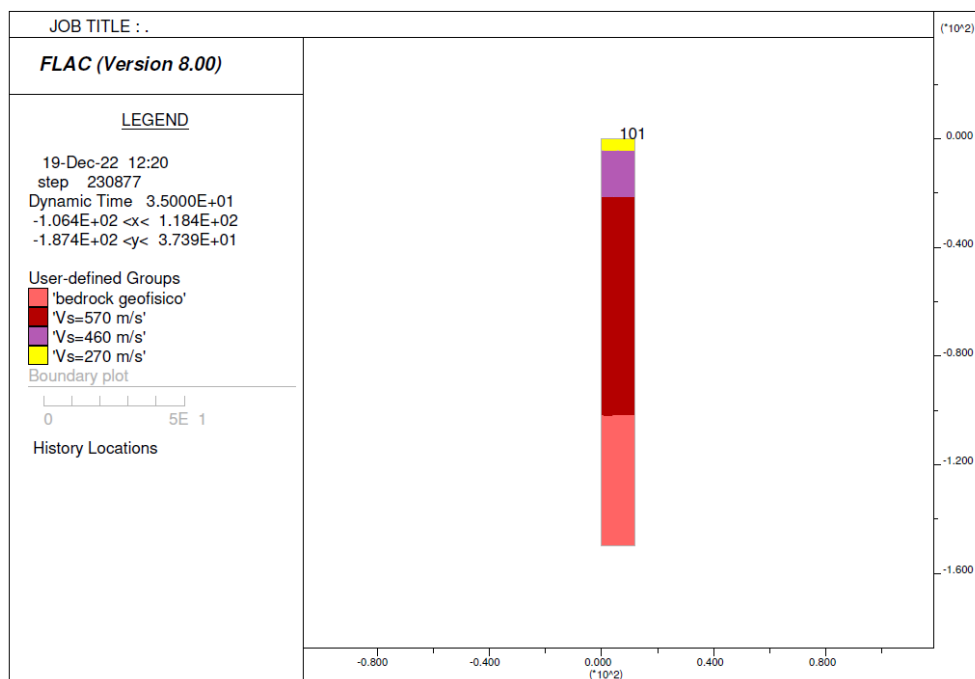
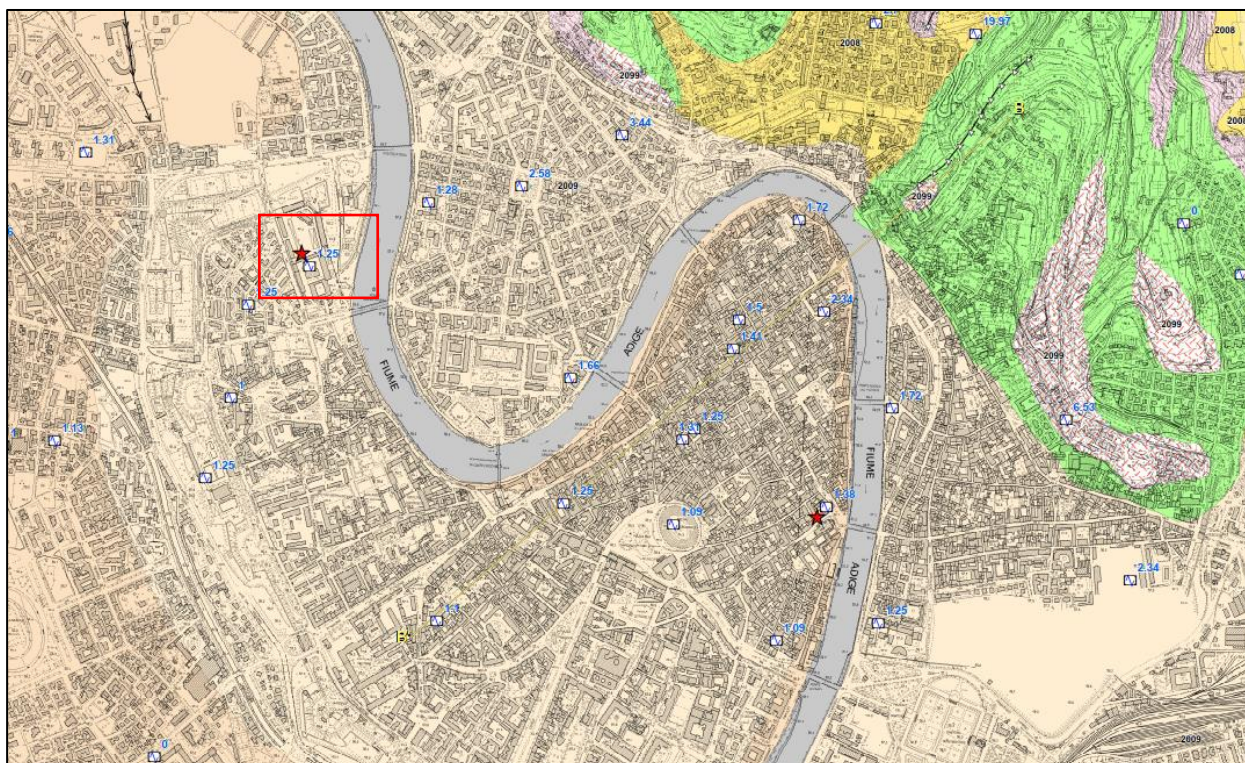


Zona Mops	FA 0.1 - 0.5s	FA 0.4 - 0.8s	FA 0.7 - 1.1s
2010	1.3	1.4	1.7

RSL monodimensionale n°2

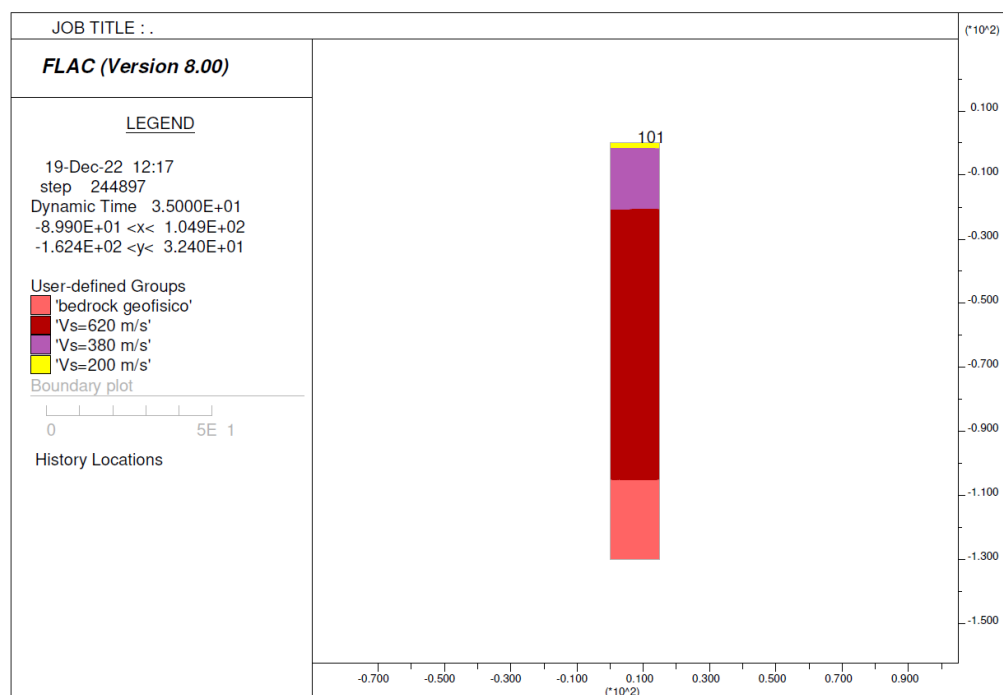
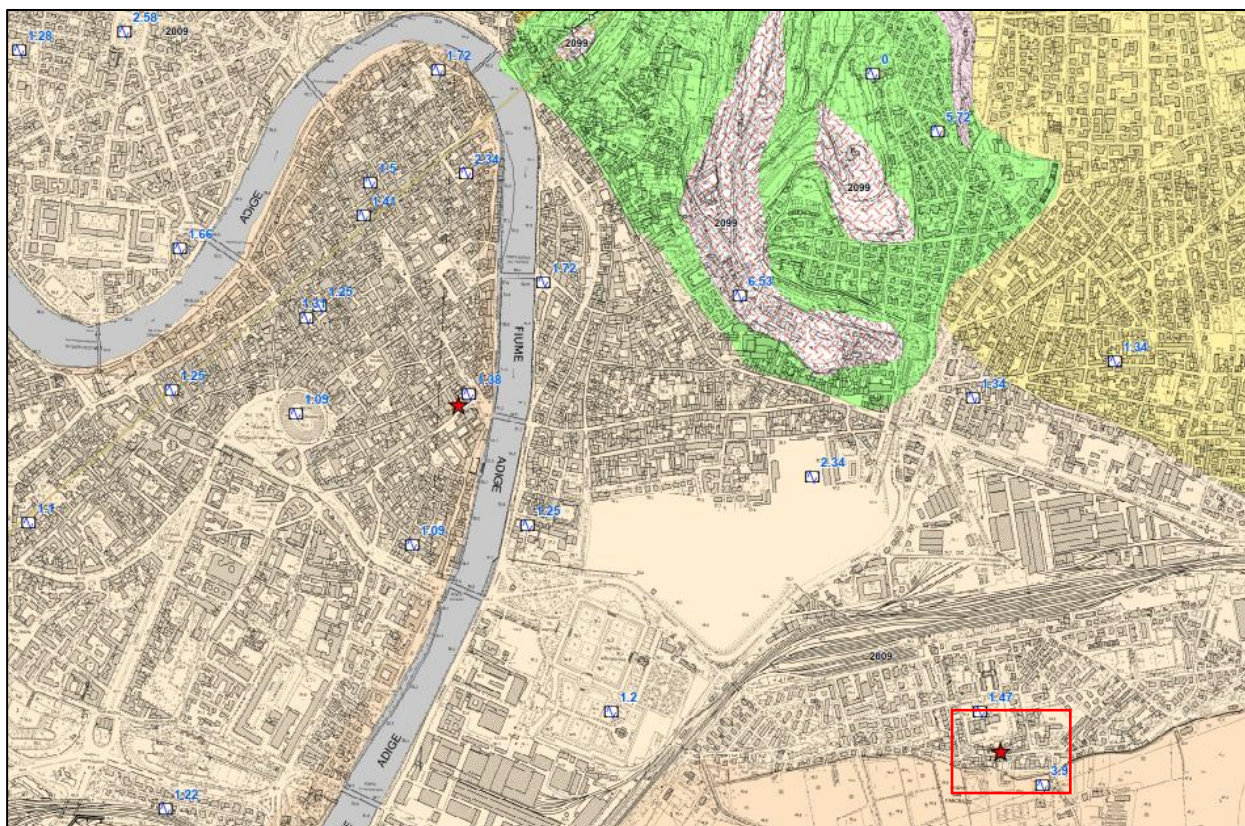


Zona Mops	FA 0.1 - 0.5s	FA 0.4 - 0.8s	FA 0.7 - 1.1s
2009	1.5	1.6	1.7

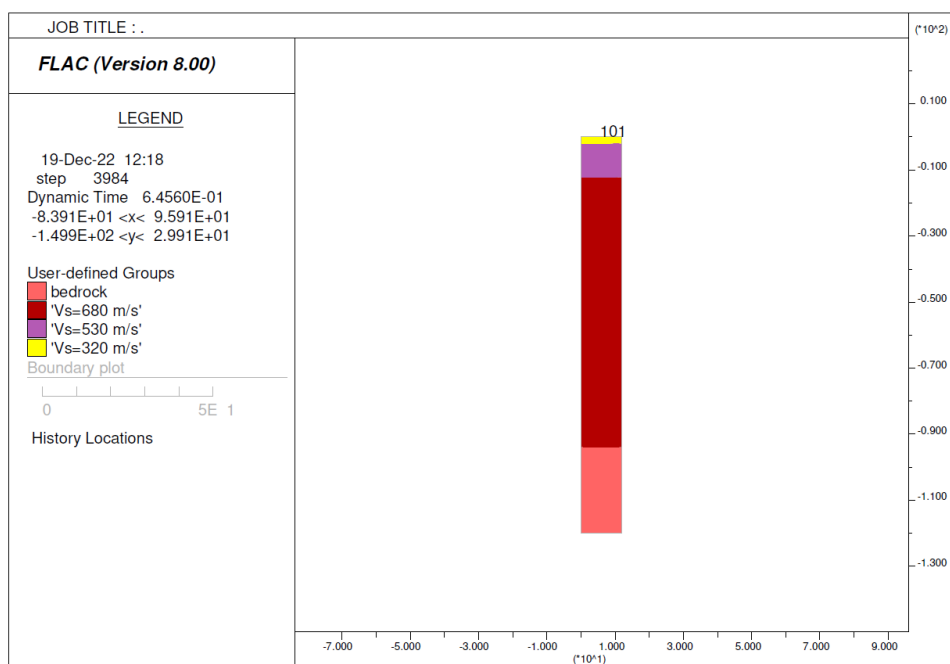


Zona Mops	FA 0.1 - 0.5s	FA 0.4 - 0.8s	FA 0.7 - 1.1s
2009	1.5	1.6	1.7

RSL monodimensionale n°4



Zona Mops	FA 0.1 - 0.5s	FA 0.4 - 0.8s	FA 0.7 - 1.1s
2009	1.5	1.6	1.7



Zona Mops	FA 0.1 - 0.5s	FA 0.4 - 0.8s	FA 0.7 - 1.1s
2009	1.2	1.4	1.3

A partire dai risultati ottenuti è stato possibile creare una maglia di valori tali da poter interpolare i dati e ottenere le “Carte dei fattori di amplificazione”.

In allegato sono riportate le cartografie prodotte, dalla cui consultazione è possibile trarre alcune interessanti considerazioni:

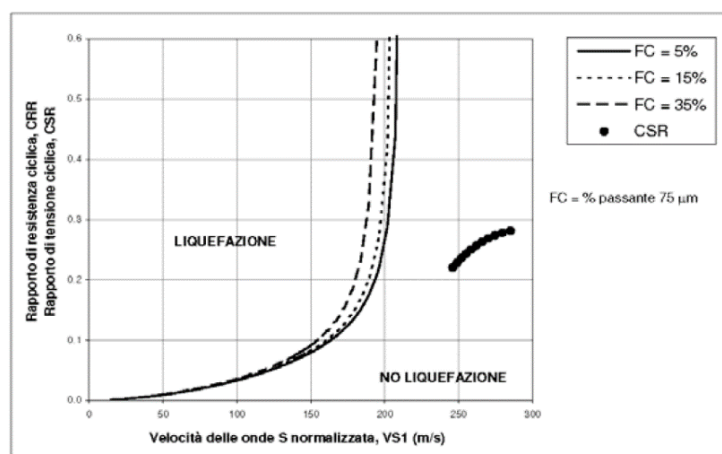
- il territorio comunale di Verona è caratterizzato da valori amplificati del moto sismico che variano da 1,0 a circa 2,7;
- si riscontrano importanti amplificazioni del moto sismico di base sia per motivi stratigrafici che topografici e molte volte dalla combinazione di entrambi;
- nei rilievi collinari con substrato affiorante, ove i fattori di amplificazione più alti sono stati ricavati in corrispondenza dei periodi 0,1-0,5s, è possibile osservare un aumento in corrispondenza delle sommità, dovuto ad un effetto topografico di amplificazione del moto sismico per interferenza delle onde sismiche incidenti la superficie e per una loro focalizzazione in cima ai rilievi; per tale motivo e sulla base del DTM tali zone sono state suddivise in base al fattore di amplificazione calcolato come spiegato precedentemente;
- inoltre, valori massimi di F_a 0,1-0,5s (sensibili ai contrasti superficiali) sono associati anche alle aree detritiche, in corrispondenza delle zone di bordo valle e alle aree con depositi eluvio-colluviali, dove gli spessori di copertura sono ridotti, e i principali contrasti di impedenza sono a profondità minori di 30 m;
- per quanto riguarda i depositi di fondovalle che caratterizzano diverse valli nel Comune di Verona, le modellazioni numeriche hanno evidenziato un comportamento differente dei fattori di amplificazione tra il centro della valle e i versanti della stessa. In particolare, i fattori a periodi elevati, sensibili ai contrasti profondi, aumentano progredendo verso il centro valle, dove gli spessori di copertura sono maggiori e dove, anche le misure HVSR avevano mostrato picchi a basse frequenze (< di 2 Hz - Es. Zona San Felice Extra e Campagnola);
- infine, spostandoci verso la zona di pianura, partendo dal raccordo pianura-collina e progredendo verso sud dove si ha l'apertura della zona di piana dell'Adige, si osserva una variazione dei fattori di amplificazione: anche in questo caso, come nelle valli, si registra un progressivo aumento del fattore a 0.7-1.1s sensibile ai contrasti profondi. Inoltre, al limite meridionale del Comune, si è individuata una fascia con valori amplificativi minori, probabilmente a causa dell'aumento sia dello spessore che della rigidità del materasso alluvionale.

8.3 Verifiche a 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,) a seguito dell'individuazione nel Livello 1 di MS di alcune aree potenzialmente suscettibili a tale fenomeno. A questo punto, come previsto dagli standard regionali per la microzonazione sismica, la suscettibilità dei vari terreni è stata valutata sulla base di alcune prove geognostiche condotte.

Il potenziale di liquefazione di un sottosuolo viene tradizionalmente stimato attraverso i metodi propri della geotecnica, quali l'analisi delle curve di distribuzione granulometrica o 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 V_s .

Le prime relazioni tra valori di V_s 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 V_s 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 V_{s1}). 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 V_{s1} : $V_{s1} = C_v \cdot V_s = V_s \cdot (p_a / \sigma'_{v0})^{0.25}$
- Stima del rapporto tensionale ciclico: $CSR = \tau_{media} / \sigma' = 0.65 \cdot (a_{max} / g) \cdot (\sigma_v / \sigma'_v) \cdot r_d$
- Stima del rapporto di resistenza ciclica (riferita a $M=7.5$): $CRR_{7.5} = 0.022 \cdot (V_{s1} / 100)^2 + 2.8 \cdot (1 / (V_{s1} - V_{s1}')) \cdot 1 / V_{s1}$
- 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.

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 piana alluvionale di Verona è caratterizzata da materiale ghiaioso intercalato a livelli sabbiosi in corrispondenza del fiume Adige e dei suoi paleovalvei. Per tale motivo, l'esecuzione di indagini di tipo penetrometrico può essere fortemente condizionata da tale stratigrafia, in quanto la presenza di livelli grossolani impedisce la penetrazione dello strumento e restituisce un rifiuto strumentale anche a brevi profondità dal p.c. locale.

In virtù di ciò e visto l'elevato numero di indagini geofisiche eseguite sul territorio, si è ritenuto opportuno effettuare verifiche utilizzando il metodo delle Vs.

Si precisa che, in aggiunta alle aree considerate potenzialmente liquefacibili nel Livello 1 (solo le zone sabbiose), si è valutata tale instabilità in tutta porzione della piana alluvionale dell'Adige con falda a profondità minore di 20 m dal piano campagna locale.

In tal senso, le verifiche sono state effettuate 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, variabile a seconda della zona di pianura considerata, in funzione della mappa riportata a pag. 10 della presente relazione e delle informazioni ricavate dai vari sondaggi geognostici analizzati. 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 Verona (M_w media tra le due zone sismogenetiche 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

I *report* completi delle prove analizzate tramite il software LiqSVs dell'azienda GeoLogismiki, sono allegati nel supporto informatico.

A seguire si riportano alcuni grafici riassuntivi delle verifiche di liquefazione eseguite lungo alcune verticali indagate, da cui si evince che le prove hanno restituito un I_L sempre pari a 0.

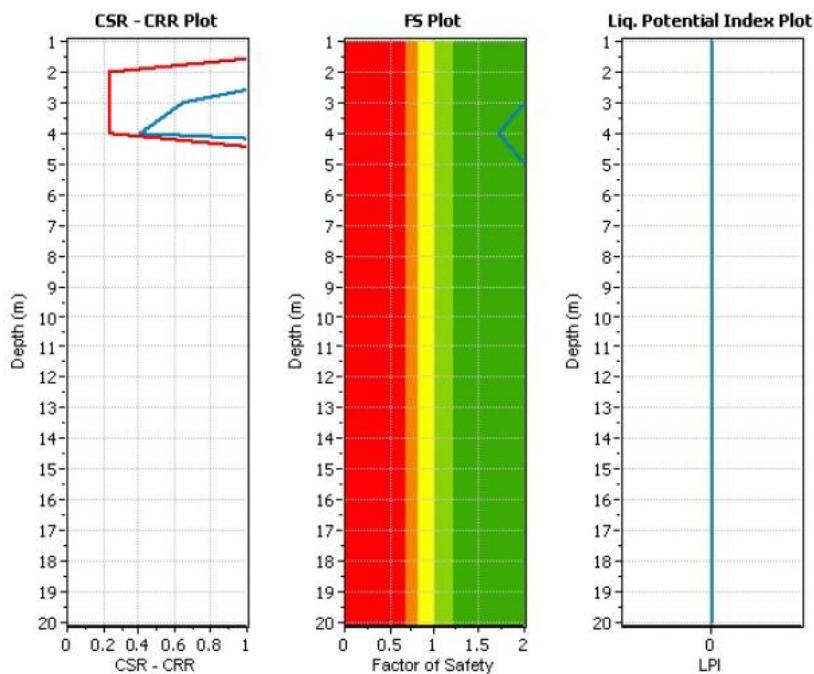
Pertanto, sulla base delle analisi fatte e in conformità a quanto richiesto dagli standard, si è deciso di eliminare l'instabilità legata alla liquefazione nel comune di Verona.

Si ribadisce, tuttavia, che la variabilità del potenziale di liquefazione è strettamente correlato alla variabilità laterale che contraddistingue i depositi alluvionali del Comune caratterizzati da alternanze tra livelli sabbiosi e ghiaiosi. La differente distribuzione e percentuale di tali livelli sabbiosi nelle verticali indagate, può considerarsi il principale fattore influenzante il potenziale di 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 suscettibile nei confronti della liquefazione.

Risultati ottenuti dalle verifiche condotte lungo la prova pregressa L194

Analysis method	B&I (2014)
Earthquake magnitude M_w	6,6
Peak ground acceleration	0,21
G.W.T. (earthq.)	4,0 m



Al fine di approfondire ulteriormente il tema della liquefazione, sono state effettuate ulteriori verifiche di liquefazioni utilizzando le prove SPT eseguite all'interno di alcuni fori di sondaggio.

I risultati hanno confermato la non liquefacibilità dei depositi indagati. A seguire si riporta per ogni sondaggio utilizzato, l'ubicazione in pianta, la stratigrafia e una tabella riassuntiva delle verifiche per ogni SPT.

Sondaggio n° 1



PROFONDITÀ DA BONTÀ TORO dal filo campagna (m)	CAMPIONI			PROFONDITÀ (m)	DESCRIZIONE STRATIGRAFICA	S.P.T.		POCKET PENETROMETER TEST (daN/cm²)	SCISSOMETRO TASCABILE (daN/cm²)	TIPO E DIAMETRO DI PERFORAZIONE (daN/cm²)	TIPO E DIAMETRO DI DIVISAMENTO (daN/cm²)	LIVELLO FALDA DAL P.C.	PIEZOMETRO	NOTE
	TIPO	NUMERO	PROF. (m)			Tipo Furo	PROF. (m)							
1				90	Terreno vegetale di sabbie fini limose e limi sabbiosi									
				0,80										
2				90	Sabbia limosa									
				1,00										
3				90	Sabbie con rarissimo ghiaietto incluso, intercalate da livelli centimetrici di sabbie fini debolmente limose									
				3,30										
4				90	Sabbie fini e sabbie fini debolmente limose									
				3,80										
5				80	Ghiaie con sabbia / sabbia limosa e ciottoli, subarrotondate									
				4,80										
6				80	Sabbia ghiaiosa ciottolosa									
				5,00										
7				80	Ghiaie e ciottoli subarrotondati (Ø max = 8 cm) con matrice sabbiosa. La sabbia tende a diminuire e ad essere più grossolana con la profondità. Da circa 6,5 m aumenta considerevolmente la percentuale di ghiaia e ciottoli, da subarrotondati a subangolari									
				7,50										
8														
				9,00										
9					Trovante portico									
				9,20										

Dati sismici		AZIONI										CORREZIONI SPT SABBIE PULITE				REAZIONI				Probabilità alla liquefazione (per $F_a = 1,00$)		Probabilità alla liquefazione (per $F_a = 1,25$)		Chinese Building Code (1974)			
$a_{max} = ag \times S_a \times C_s \times C_d$	0,210 [g]	PROF. (m)	(N1) ₆₀	Lito	σ_{tot}	σ_{eff}	f_{dr}	CSR	MSF	CSR 7,5	FC % $\leq 0,075$ mm	(N1) ₆₀	CRR	Dr %	K_{sp}	CRR	CRR/CRR	CRR/CRR	LIQUEFACILE	LIQUEFACILE	FC % $\leq 0,005$ mm	Napx	N0	Ncr	LIQUEFACILE		
Magnitudo	6,6																										
Falsi	3,30	m da p.c.																									
S1 MURO VIA TOMBETTA		3,00	3,45	6,0	S	54,000	54,000	0,977	0,133	1,27	0,105	3,00	6,00	0,09	36	1,12	0,10	0,874	LIQUEFACILE	LIQUEFACILE	3,00	6,0	12,2	10,6	SI		
		4,50	4,50	46,0	G	83,400	71,400	0,966	0,154	1,27	0,121	3,00	46,00	-	100	-	-	-	non liquefacibile	non liquefacibile	3,00	46,0	12,2	12,4	NO		
		7,50	7,50	42,6	G	143,400	101,400	0,943	0,182	1,27	0,144	3,00	42,56	-	96	-	-	-	non liquefacibile	non liquefacibile	3,00	43,0	12,2	16,1	NO		
		10,50	10,50	57,7	G	203,400	131,400	0,894	0,189	1,27	0,149	3,00	57,67	-	100	-	-	-	non liquefacibile	non liquefacibile	3,00	64,0	12,2	19,8	NO		
		Se vuoi BIM 2014 cambia CRR																									
a _{max} = ag × S _a × C _s × C _d		S1 - Chinese Building Code																									

da max da min

NO LIQUEFAZIONE		
BLOCCO PER N60 < 30	IN CRR	
BLOCCO PER ARGILLE	IN N60CS	
BLOCCO PER FALDA	IN CRR	
BLOCCO PROF > 20	IN CRR	



Sondaggio n° 2



GEORICERCHÉ

STRATIGRAFIA

SCALA 1:100 Pagina 1/1

SCALA 1:100 Pagina 1

Riferimento: Astaldi S.p.A.

Sondaggio: S2

Località: Verona - Piazza Cittadella

Quota: -

Impresa esecutrice: Georicerche s.r.l.

Data: 05.04.05

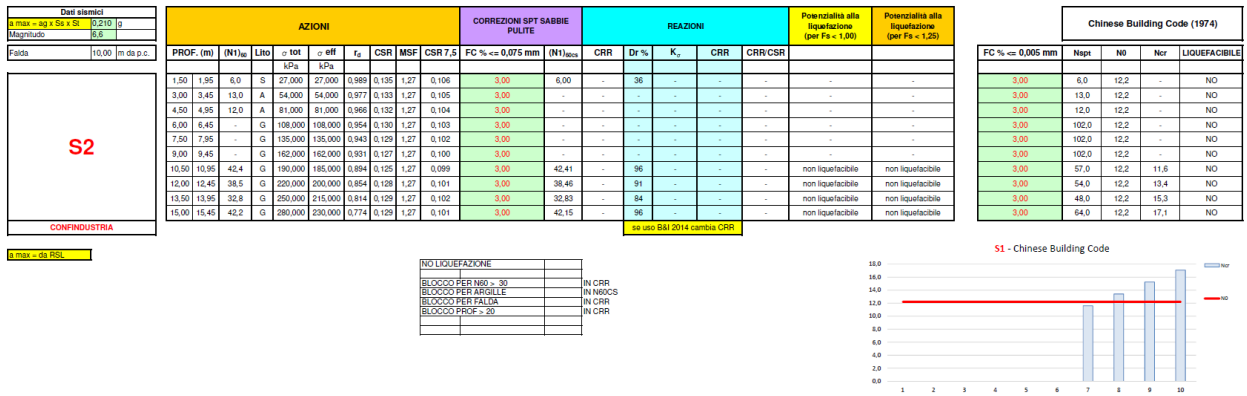
Coordinate:

Redattore: Dott. Geol. A. Valmachino

Perforazione: A carotaggio continuo - Sig. M. Rubbini

P mm	R r	A s	Pz m	LITOLOGIA	Campioni	RP	VT	Prof. % 0-100	SPT		ROD % 0-100	prof. m	DESCRIZIONE
									S.P.T.	N			
													Materiale granulare di sottofondo
									6-3-3	6		0.5	Materiale riciclato (resti di coccio ed elementi ghiaiosi) in abbondante matrice sabbiosa debolmente limosa
												2.1	
									4-7-6	13			Limo argilloso marrone molto ricco di piccoli frammenti di cotto ed elementi litici
												4.6	
									10-5-7	12		4.5	Ghiaia grossolana ad elementi per lo più spigolosi in matrice sabbiosa
												5.6	Limo argilloso marrone molto ricco di piccoli frammenti di cotto ed elementi litici
									21-40-R/10cm	R			Ghiaia poligenica da fine a media, solo localmente grossolana, ad elementi subarotondati (diam. 0.3-3.0 cm) in abbondante matrice sabbiosa. Localmente aumenta la frazione fine ed il materiale passa ad una sabbia media con ghiaia (5.60-7.50; 8.60-9.20; 14.00-14.50 m da p.c.)
									24-43-R/11cm	R			
									50-R/3cm	R			
									21-39-18	57			
									38-35-19	54			
									19-25-23	46			
									17-31-33	64			
127													
105													

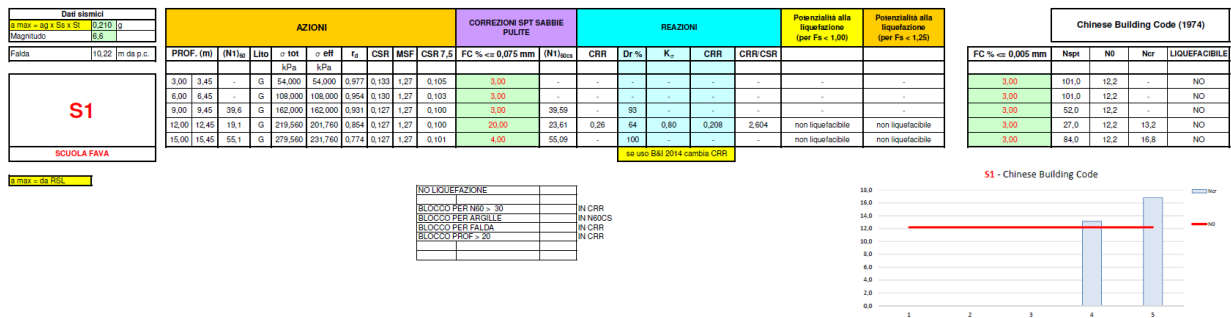
Il livello di falda è stato misurato in corrispondenza del piezometro esistente nelle immediate vicinanze del punto di sondaggio.



Sondaggio n° 3



82



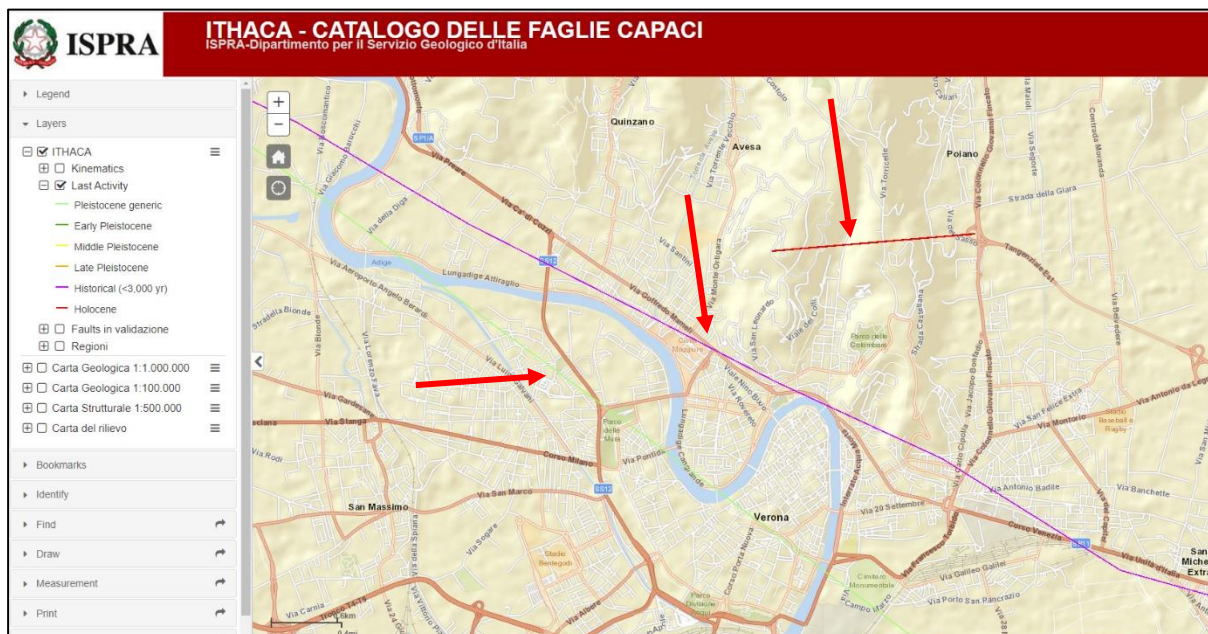
PROFONDITÀ dal piano campagna (m)	CAMPIONI			PERCENTUALE CAROTAZIONE	PROFONDITÀ (m)	COLONNA STRATIGRAFICA	DESCRIZIONE STRATIGRAFICA	S.P.T.			POCKET PENETROMETER TEST (daN/cm²)	SCISSOMETRO TASCABILE (sec/cm)	TIPO E DIAMETRO DI PERFORAZIONE	TIPO E DIAMETRO DI RIVESTIMENTO	LINEELLO FALDA DAL P.C.	PIEZOMETRO	NOTE
	TIPO	NUMERO	PROF. (m)					Tipo Punta	PROF. (m)	N. COLPI per 15 cm							
					90		Terreno vegetale rimaneggiato di limi sabbiosi e sabbie fini limose di colore nocciola, con ghiale e frammenti di laterizi										
1					0,5		Ghiale e ciottoli con sabbia, di colore nocciola										
2					2,0		Ghiale con ciottoli e blocchi, con sabbia, di color nocciola chiaro										
3					3,0				da								
4					80		Ghiale con sabbia e ciottoli; tra 4 m e 4,3 m, ghiale con sabbia debolmente limosa e ciottoli, di colore nocciola		3,00	R							
5					6,3				a								
6					7,5		Ghiale con ciottoli e blocchi, con sabbia, di colore nocciola chiaro - bianco avorio		3,45								
7					8,6		Ghiale da medie a fini, con sabbia, di colore nocciola, e ciottoli		da								
8					8,6				8,00	R							
9					9,0		Lim sabbiosi e sabbie fini limose debolmente ghialose, di colore nocciola		a								
9					9,0				8,45								
9					100				da								
9					9,00				9,00	14							
9					90		Ghiale con sabbia e ciottoli, di color nocciola		a								
9					9,45				9,45	32							
10					10,0												

8.4 Approfondimento sulle faglie attive e capaci

Relativamente ai lineamenti tettonico-strutturali, la consultazione del catalogo ITHACA ha permesso di ubicare all'interno del territorio comunale diverse faglie attive e capaci, disposte indicativamente come nella figura riportata a seguire, e riportata nella cartografia prodotta.

Nel dettaglio si tratta:

1. Adige Line - linea viola (Storica <3000 anni)
2. Faglia di Sant'Ambrogio di Valpolicella - linea verde (Pleistocene generico);
3. Faglia North Verona - linea rossa (Olocene);



Relativamente alle faglie attive e capaci ricavate dal catalogo ITHACA, si segnala che tali informazioni devono ritenersi indicative come peraltro riportato anche sullo stesso sito internet:

“Il Catalogo ITHACA colleziona le informazioni disponibili sulle faglie capaci che interessano il territorio italiano sulla base di una revisione critica della letteratura disponibile. Ne consegue che ITHACA: è in continuo aggiornamento e non può mai considerarsi completo o definitivo; non rappresenta la totalità delle faglie capaci presenti sul territorio nazionale, ma solo quelle per le quali esiste uno studio e quindi un riferimento bibliografico; non ha una copertura omogenea a livello nazionale. Il dettaglio è funzione della qualità delle indagini che sono state effettuate (rilevabile dal campo “study quality”) e della scala alla quale è stato pubblicato il dato, indicata nel campo “mapping scale”, presente nella Scheda descrittiva associata ad ogni faglia. A tal riguardo, la risoluzione massima a cui poter utilizzare il dato non deve essere superiore alla “mapping scale”.”

Come anticipato precedentemente, l'esatta ubicazione delle faglie risulta alquanto incerta poiché:

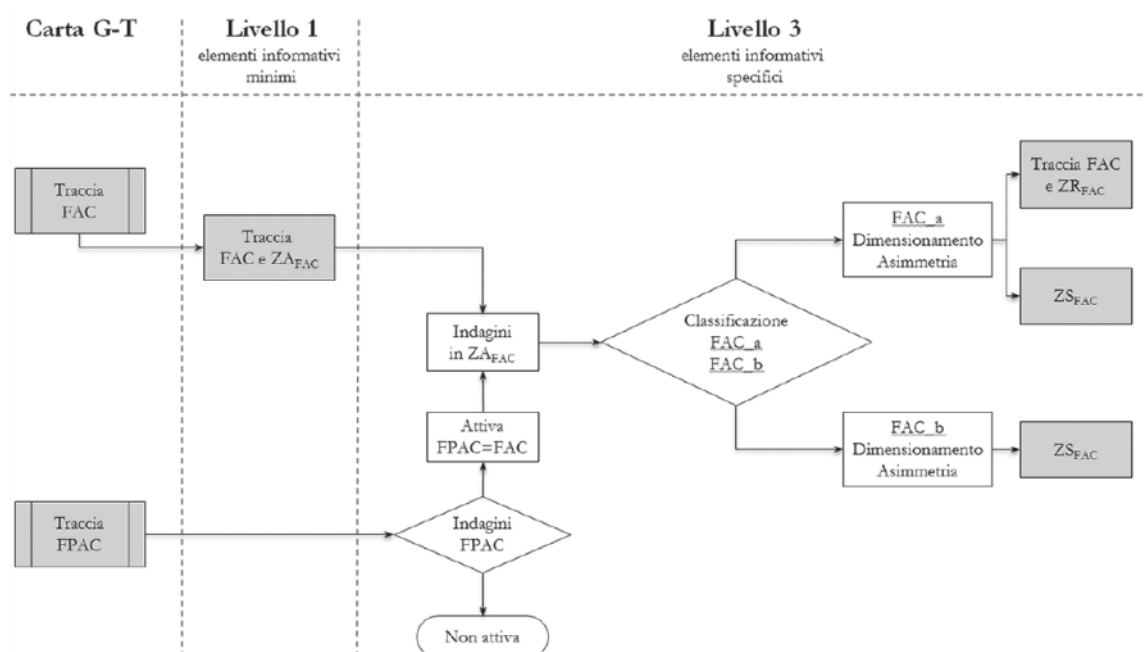
- nelle zone in cui affiora il substrato geologico, non sono presenti, in superficie, indicatori morfologici in grado di accertarne la presenza;
- procedendo verso sud, le faglie si trovano celate al di sotto delle coperture sedimentarie, che ne nascondono eventuali tracce morfologiche.

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 FAC possono essere classificate in due categorie in funzione delle incertezze nella loro identificazione:

CATEGORIA (FAC_x) ¹	DEFINIZIONE DELLA FAC_x	NOTE ESPLICATIVE
FAC_a	Certa e definita	Il piano di rottura principale e fenomeni cosismici ad essa collegati sono riconosciuti con certezza. In questa categoria sono comprese anche le strutture tettoniche secondarie e le zone di trasferimento tra segmenti distinti di una faglia attiva e capace.
FAC_b	Incerta	Gli elementi che compongono una faglia attiva e capace e i fenomeni cosismici collegati non sono cartografabili con certezza e/o dettaglio, per assenza di dati o perché non possono essere identificati (zone di trasferimento, gap, erosione, coperture, ecc.).

In particolare, secondo quanto riportato nel diagramma di flusso riportato nelle linee guida sulle faglie attive e capaci, le FPAC vengono riportate nella Carta Geologico Tecnica per la Microzonazione Sismica (CGT_MS) nel livello MS1 ma non nelle MOPS.



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 Verona, per tutte e tre le faglie considerate, 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, tramite rilievi geologici di superficie, la presenza di faglie attive e capaci di creare dislocazioni in superficie all'interno del territorio comunale di Verona.

Tuttavia, dato il rischio sismico che una attività di dislocazione tettonica può provocare in superficie e su indicazione della Regione (rif. Parere Sismico del Genio Civile di Verona - protocollo n. 0092383), si è reso necessario effettuare degli approfondimenti sulle faglie in esame. A seguire si riporta per ogni FAC, i risultati delle indagini svolte e le relative conclusioni.

1. Faglia Sant'Ambrogio di Valpolicella

La faglia di Sant'Ambrogio di Valpolicella attraversa completamente il comune di Verona, da Ovest verso Est, interrompendosi quasi a ridosso del confine comunale. Nella tabella seguente si riportano le informazioni desunte dalla scheda specifica ITHACA per tale lineamento, aggiornate rispetto a quanto riportato nello studio di MS1.

Nome faglia	S. Ambrogio di Valpolicella
Tipo Faglia	Strike slip DX
Codice faglia	80201
Regione	Veneto
Sistema	S. Ambrogio di Valpolicella
Direzione media	320
Lunghezza (km)	39.4
Dip (°)	NE
Ultima attività (anni)	Pleistocene generico
Affidabilità dato sull'attività	Bassa
Intervallo ricorrente (anni)	0
References	Scardia, G., Festa, A., Monegato, G., Pini, R., Rogledi, S., Tremolada, F., & Galadini, F. - Evidence for late Alpine tectonics in the Lake Garda area (northern Italy) and seismogenic implications.

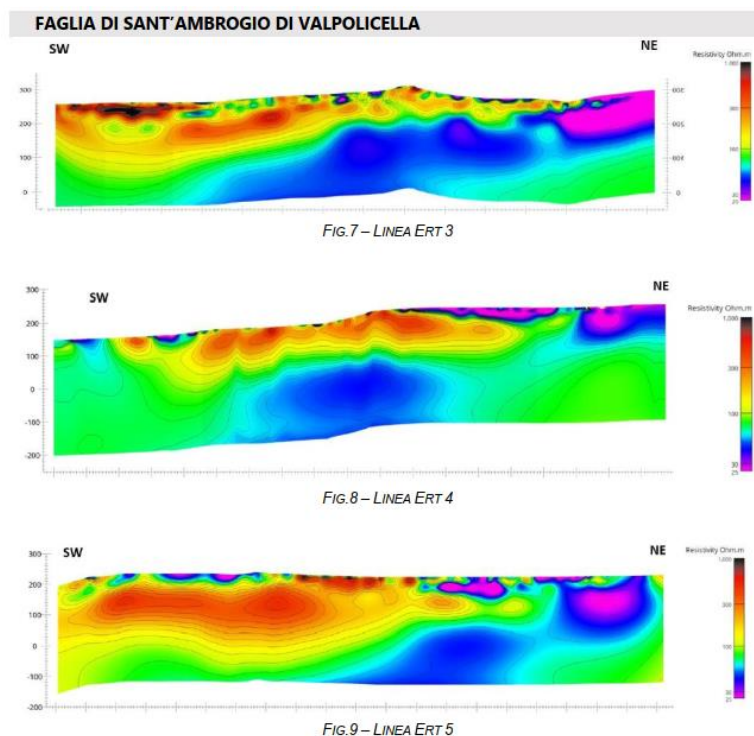
Da ricerche bibliografiche effettuate, è emerso che nel febbraio 2023 è stato realizzato lo studio “Microzonazione Sismica di Livello 3 per Faglie Attive e Capaci” nel comune di Costermano sul Garda ad opera del Geol. Nicola Boscaini, in cui viene approfondito il tema della capacità di alcune faglie nel territorio comunale, tra cui anche quella di Sant'Ambrogio di Valpolicella che attraversa il comune. In particolare, nello studio vengono presentati:

- i risultati di un'indagine di sismica a riflessione effettuata presso Costermano sul Garda finalizzata alla caratterizzazione geologico-strutturale del sottosuolo, con particolare riferimento all'individuazione di discontinuità riferibili alla presenza di sistemi di faglia;
- i risultati di una serie di indagini tomografiche elettriche 2D nel territorio di Costermano e Caprino Veronese finalizzate a definire il modello litostratigrafico e localizzare elementi oggettivi per l'individuazione di anomalie di resistività elettrica, che possano contribuire all'individuazione di eterogeneità litologiche da associare alla possibile presenza di effetti cosismici/dislocazione prodotti da attività tettonica pregressa.

Nel caso della faglia di Sant'Ambrogio, i risultati delle indagini profonde evidenziano che:

“Indagini ERT:

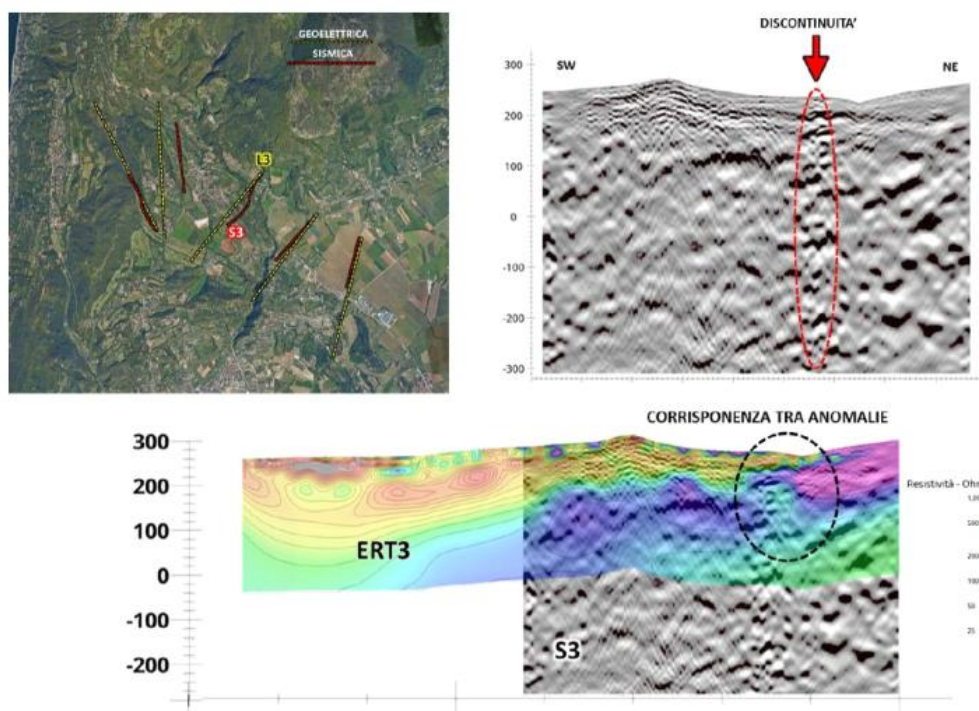
.....Nelle sezioni sopra riportate sono state individuate numerose variazioni di resistività dei terreni. In particolare, i depositi conglomeratici fluvioglaciali e morenici, sia in affioramento che presenti fino a profondità anche di oltre 100 metri (vedi anche stratigrafia pozzo interpretata da S. Venzo, 1961), sembrano mostrare una resistività media. Nelle sezioni ERT 3, 4 e 5 si segnalano inoltre discontinuità laterali individuate nella porzione finale (lato nord-est), con presenza di formazioni molto conduttive, attribuibili probabilmente a depositi argillosi e marne argillose. Tale netta differenza di resistività nella parte finale delle sezioni mostra una buona continuità nelle diverse sezioni con un allineamento compatibile con una lineazione tettonica di tipo trascorrente (ad alto angolo) come la faglia di Sant'Ambrogio Valpolicella.....”



“Indagini di sismica a riflessione:

..... Nella sezione S3, si evidenzia la presenza di un’area anomala sub-verticale a partire dal p.c. fino alla massima profondità raggiunta dall’indagine sismica, con riflettori ad elevata ampiezza e limitata continuità laterale, potenzialmente riferibile ad una fascia di materiale tettonizzato a componente verticale (compatibile con un sistema trascorrente ad alto angolo, quale è la faglia di Valpolicella - Sant’Ambrogio).

Tale punto critico corrisponde alla discontinuità laterale geoelettrica segnalata nella sezione ERT3 (Fig. 14), in particolare all’area in cui in conduttivo proveniente da Est va ad incunearsi al di sotto del resistivo superficiale proveniente da Ovest.....



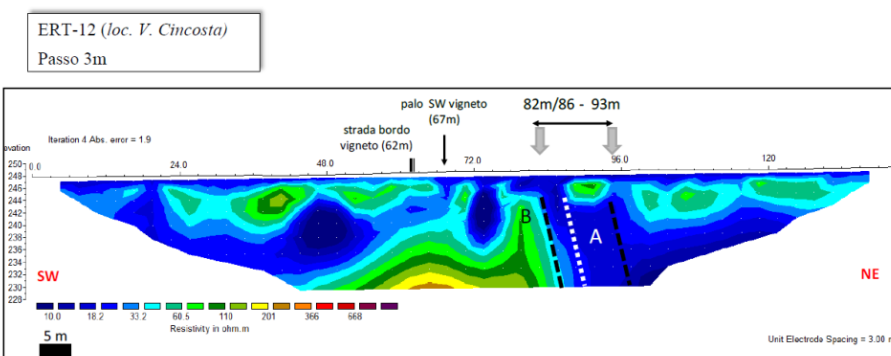
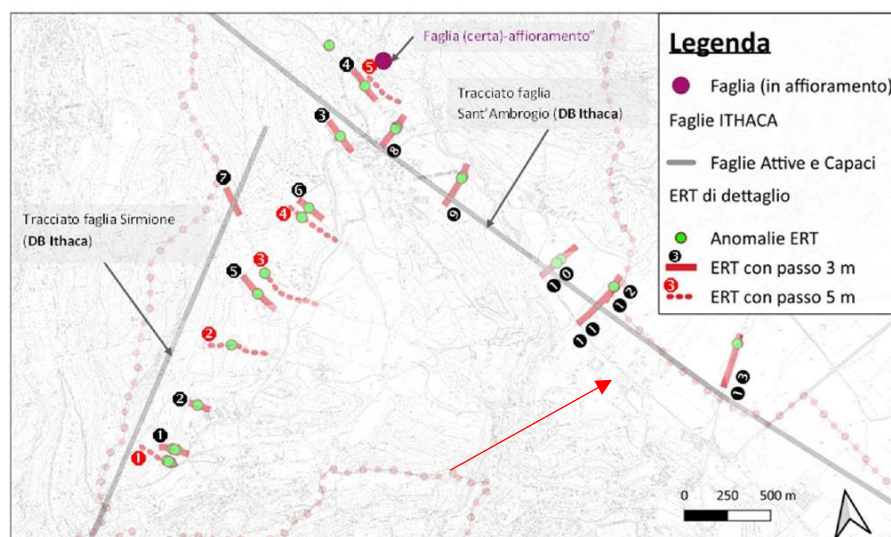
“..... La combinazione della metodologia di indagine geoelettrica e sismica ha quindi permesso di delineare con maggiore precisione il tracciato delle discontinuità nel tratto interessato; in particolare, la faglia di Sant’Ambrogio

di Valpolicella, ben individuata sia nelle ERT che nelle linee sismiche, sembrerebbe essere segmentata lungo il percorso, con porzioni coincidenti con quanto riportato in bibliografia (ITHACA) e, al contrario, parti dislocate di 100-200 metri in direzione NE. Non sono state individuate evidenze di discontinuità nei sismostrati compresi tra la superficie topografica e i primi 10/20m.”

“....In base ai risultati delle indagini geofisiche profonde.... sono state pianificate indagini geofisiche di dettaglio, mediante l'utilizzo del metodo della Tomografia della Resistività Elettrica (ERT) e della sismica attiva MASW (Multi-channel Analysis of Surface Waves). Le aree da investigare....sono state effettuate lungo i due nuovi tracciati di faglie individuati dallo studio geofisico profondo....”

“.....Sono state evidenziate discontinuità laterali dei valori di resistività compatibili con una lineazione tettonica di tipo trascorrente (ad alto angolo) come la Faglia di Valpolicella - Sant'Ambrogio, ma con allineamento spostato di circa 100-200 metri verso Nord-Est rispetto all'individuazione cartografica della faglia in questione sul catalogo ITHACA di ISPRA..... In particolare, si riconferma l'utilità di eseguire un rilievo geologico di dettaglio..... e un'ulteriore indagine geofisica di dettaglio dei primi 50m circa di profondità”.

“Lungo la faglia di Sant'Ambrogio (SE-NW), le anomalie riscontrate risultano essere collocate a profondità comprese nei primi 5 metri. Un'anomalia di resistività di particolare interesse è stata riscontrata lungo la parte orientale del profilo ERT-12/13 (Tav.le 13/14) dove l'anomalia sembra raggiungere la superficie. Si consiglia di effettuare un saggio (piccolo scavo) per verificare la natura di quest'anomalia”.



- A : volumi dei terreni a caratterizzati da bassi valori di resistività (< 25 Ohm.m);
- B : anomalia di resistività (freccia di color grigio) attribuibile a possibile dislocazione;
- L : anomalia di resistività (freccia nera) attribuibile a possibile variazione litostratigrafica.

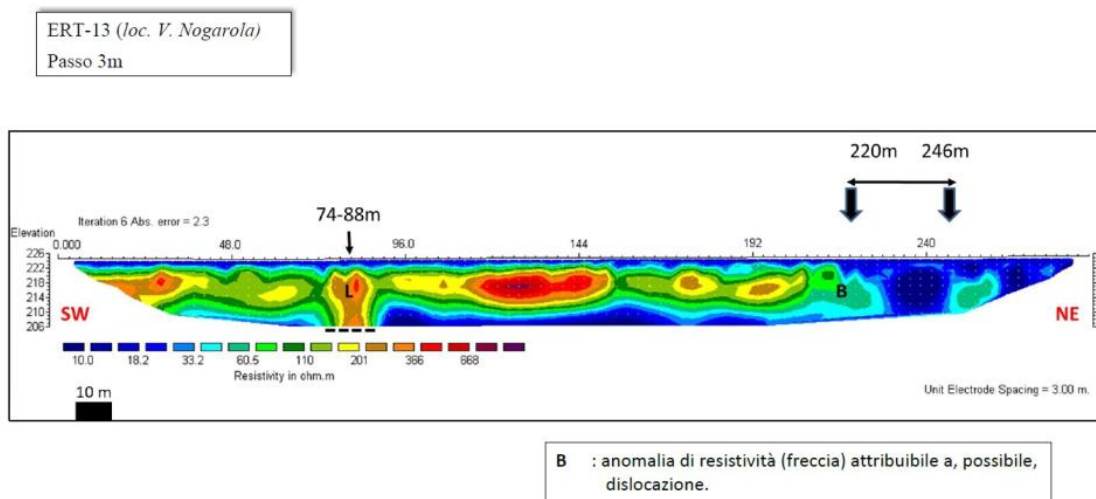


FIG.51 – FAGLIA S. AMBROGIO. ERT 13 VIA NOGAROLA – PASSO 3m

“La Faglia di Sant’Ambrogio di Valpolicella, nella parte a sud di loc. Casal, è stata individuata sia nelle indagini geofisiche profonde sia dalla presenza di anomalie di resistività individuate nelle ERT di dettaglio, conseguentemente l’ubicazione risulta certa. Le anomalie individuate nella geoelettrica di dettaglio risultano ubicate a profondità di circa 5m dal p.c. locale. Pertanto, nella possibilità, seppur remota, che queste anomalie siano legate ad effetti sismici, questo tratto della faglia viene classificato come **FAC_a** poiché presenta anomalie in depositi con età < 25’000 anni (LGM) e con effetti prossimi alla superficie o potenzialmente in grado di raggiungere la superficie.

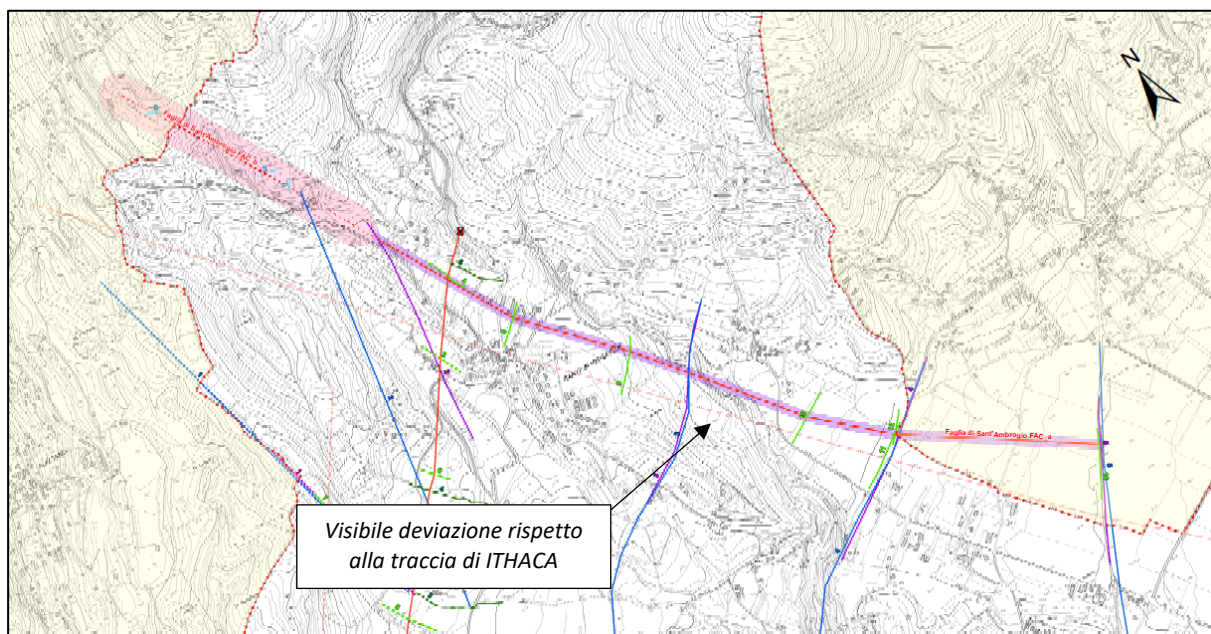
Nella porzione a nord di loc. Casal, verso il confine settentrionale del territorio comunale, la faglia entra nel substrato roccioso. In questa zona si notano evidenze della presenza della faglia in corrispondenza di alcuni affioramenti e tagli stradali ma non è possibile indicare, con la medesima precisione, l’ubicazione della stessa. Questo tratto è stato inoltre investigato con indagini geofisiche sperimentali di recente sviluppo (MASW di tipo DIPL), in grado di caratterizzare variazioni laterali di velocità, in questo caso associabili a un piano di discontinuità. Per una definizione certa della faglia lo studio necessiterebbe di un approfondimento del rilevamento geologico su scala sovracomunale e di ulteriori indagini geofisiche in grado di coprire un areale maggiore. Pertanto, questo tratto viene cautelativamente classificato come **FAC_b**.

Sulla base dei risultati ottenuti e precedentemente esposti, nello studio di MS3 di Costermano del Garda, è stata prodotta una cartografia di Livello 3 in cui:

“Per quanto riguarda la Faglia di Sant’Ambrogio, in accordo con le Linee guida, sono state applicate 2 fasce di rispetto diverse in funzione della categoria FAC. Nello specifico la faglia è composta da 2 tratti: il primo è di tipo **FAC_a**, il secondo di tipo **FAC_b**.

La **FAC_a** è stata studiata con un livello di significatività delle indagini molto elevato (Ind_1, Ind_2, Ind_3; Tab. 2) e la sua ubicazione risulta certa. Ciò ha permesso di individuare una **ZRFAC simmetrica** la cui ampiezza è stata cautelativamente estesa a **40m** (> di 30m), in grado di includere la fascia deformativa individuata nelle aree maggiormente significative dal punto di vista urbanistico, e di annullare il valore della ZSFAC.

La rimanente area è stata investigata con indagini tipo Ind_1, Ind_2 (limitato ad alcuni affioramenti e che necessiterebbe di uno studio approfondito su scala sovracomunale) e Ind_3 con indagini geofisiche sperimentali (MASW di tipo DIPL) nelle poche aree accessibili. Queste indagini hanno permesso di perimetrare una **ZSFAC simmetrica** di ampiezza pari a **160m** per il tratto di faglia incerto (**FAC_b**).”



Oltre a questo studio, si riporta anche una relazione geofisica condotta dal sottoscritto per conto di “Esaverona Engineering”, archiviato come studio pregresso ([documento 023091L277](#)), in cui è stata eseguita **1 linea di sismica a riflessione** per la ricostruzione stratigrafica del sottosuolo attraverso la raccolta, la registrazione e la successiva elaborazione (*processing*) delle informazioni contenute negli echi di onde elastiche generate artificialmente in prossimità della superficie.

L'ubicazione di dettaglio delle indagini svolte è riportata a seguire, con sovrapposta la traccia del presunto pinao di faglia secondo ITHACA.

91



Ubicazione prove in sito e posizione del geofono G1 - inizio linea

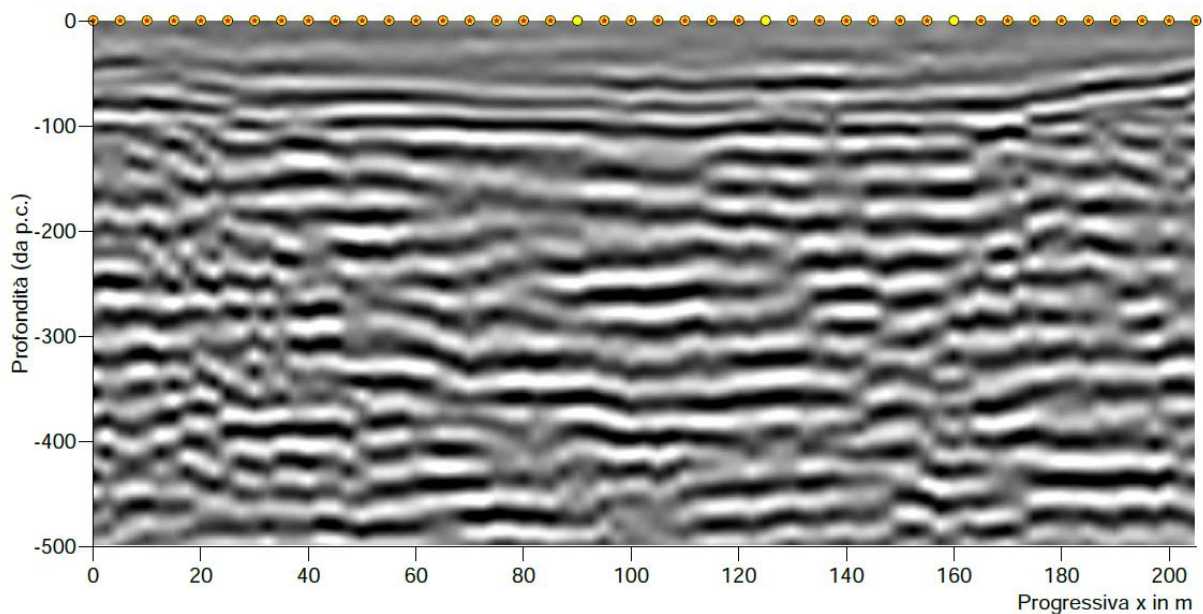
Dai risultati dell'indagine si evince che:

“.....La sismica a riflessione ha permesso la ricostruzione delle geometrie del sottosuolo estrapolando le informazioni ottenute mediante le acquisizioni condotte. La produzione della sezione 2D ha consentito di conoscere l'estensione dei corpi geologici nell'area investigata. Si presenta di seguito, ed

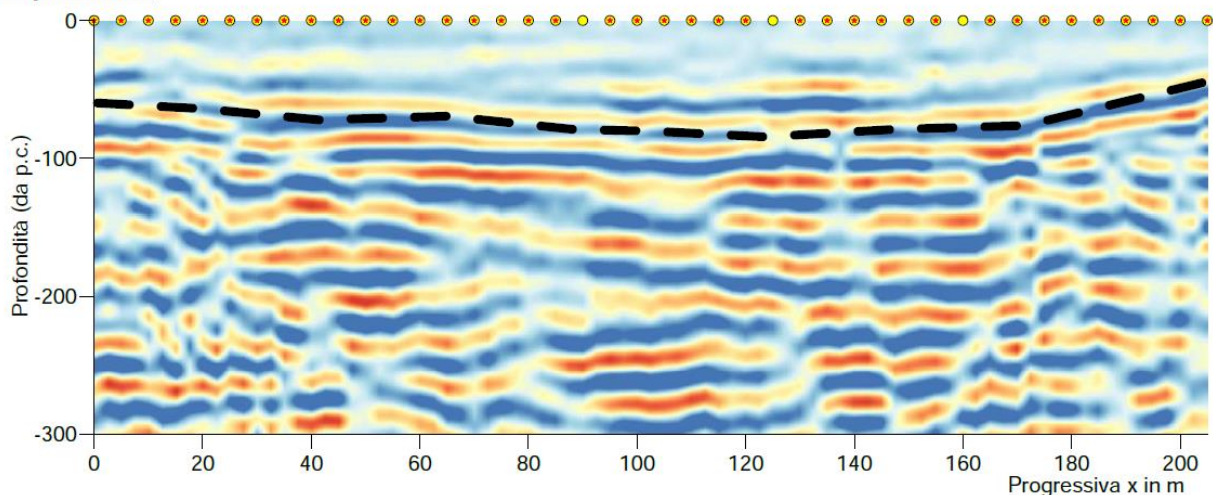
in allegato, la sezione ottenuta che è stata poi interpretata al fine di evidenziare i principali riflettori individuati.

È stato individuato un riflettore continuo, ad una profondità di circa 80-90 m dal p.c. locale, probabilmente associabile al contatto copertura - roccia. Non si individuano, invece, particolari discontinuità sub-verticali che potrebbero ricondurre alla presenza di una fagliazione/fratturazione prossima alla superficie che avrebbe, inevitabilmente, dislocato la discontinuità stratigrafica individuata (linea tratteggiata nera).....”

Indagine sismica a riflessione



Interpretazione



In conclusione, per la faglia di Sant'Ambrogio di Valpolicella è possibile dire che, nonostante le indagini fatte a Costermano abbiamo evidenziato delle anomalie riconducibili ad una fagliazione, non è possibile definire la reale capacità di tale lineamento.

Inoltre, sempre dal suddetto studio, il segmento più meridionale della Faglia di Sant'Ambrogio di Valpolicella mostra una angolazione diversa rispetto a quella indicata da ITHACA, sconfinando in modo deciso nel Comune di Caprino. Se si considera valido questo andamento e lo si prosegue verso S.E. ipotizzando di mantenere lo stesso angolo (tutto da confermare), il suo andamento nel comune di Verona subirebbe uno slittamento verso nord, giustificando il non ritrovamento della faglia nella riflessione sismica suddetta.

In virtù delle considerazioni finora esposte, si può affermare che nell'area oggetto di studio non sono emersi, dalle indagini condotte, elementi geofisici e stratigrafici per confermare la possibile presenza di faglie attive e capaci.

Pertanto, la faglia di S. Ambrogio di Valpolicella è da considerarsi **non vincolante dal punto di vista urbanistico**, in quanto non può generare, proprio per la sua non capacità di creare deformazione in superficie, zone di suscettibilità (ZS) o zone di rispetto (ZR). In conformità con gli Indirizzi e Criteri di MS, la faglia è stata indicata con “non attiva - incerta” e riportata solo nella cartografia Carta Geologico Tecnica.

2. Faglia North Verona

La faglia North Verona affiora nella vallata della frazione Valdonega, iniziando e interrompendosi nelle colline a ridosso della valle. Nella tabella seguente si riportano le informazioni desunte dalla scheda specifica ITHACA per tale lineamento, aggiornate rispetto a quanto riportato nello studio di MS1.

Nome faglia	North Verona
Codice faglia	80100
Macrozona	
Regione	Veneto
Sistema	North Verona
Average Strike	80
Lunghezza (km)	1.9
Dip direction	S
Profondità (km)	
Ultima attività (anni)	Olocene generico (<10.000)
Affidabilità dato sull'attività	Media
Qualità dello studio	Bassa
References	PANIZZA M., BOLLETTINARI G., CARTON A. & CASTALDINI D. (1988a) - Studio neotettonico del Sistema Verona – Brescia CASTALDINI D. & PANIZZA M. (1991) - Inventario delle faglie attive tra i fiumi Po e Piave ed il lago di Como (Italia settentrionale).

93

Al fine di studiare in modo approfondito la propagazione della rottura per faglia all'interno dei depositi quaternari che caratterizzano il sottosuolo di Verona, si è provveduto ad eseguire una modellazione numerica con il codice di calcolo *FLAC 8.0 (Itasca, 2018)* che simula l'evolversi della deformazione lungo un piano di faglia, valutando l'ampiezza dell'area deformata dall'eventuale fagliazione in superficie e la deviazione della traccia del piano di faglia reale dalla sua proiezione verticale.

In base al contesto geologico in cui è presente la faglia, ovvero coperture poco spesse (minore di 30-40 m) su substrato geologico, si è costruito un modello sismo-stratigrafico rappresentativo dell'area in esame considerando un modello bidimensionale orizzontale esteso per circa 1000 m e per 40 m di profondità. La base del modello rappresenta l'interfaccia con il bedrock sismico.

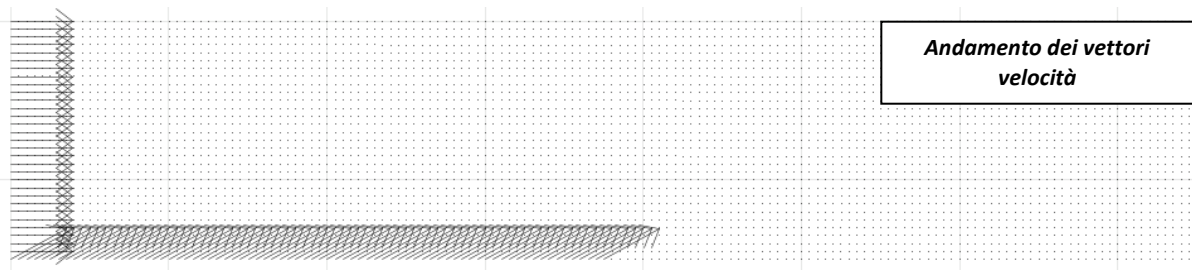
Il comportamento geotecnico dei depositi è stato assimilato a un modello costitutivo Mohr-Coulomb e si è considerato un modello sismo-stratigrafico medio rappresentativo dell'intero territorio

Ghiaie addensate

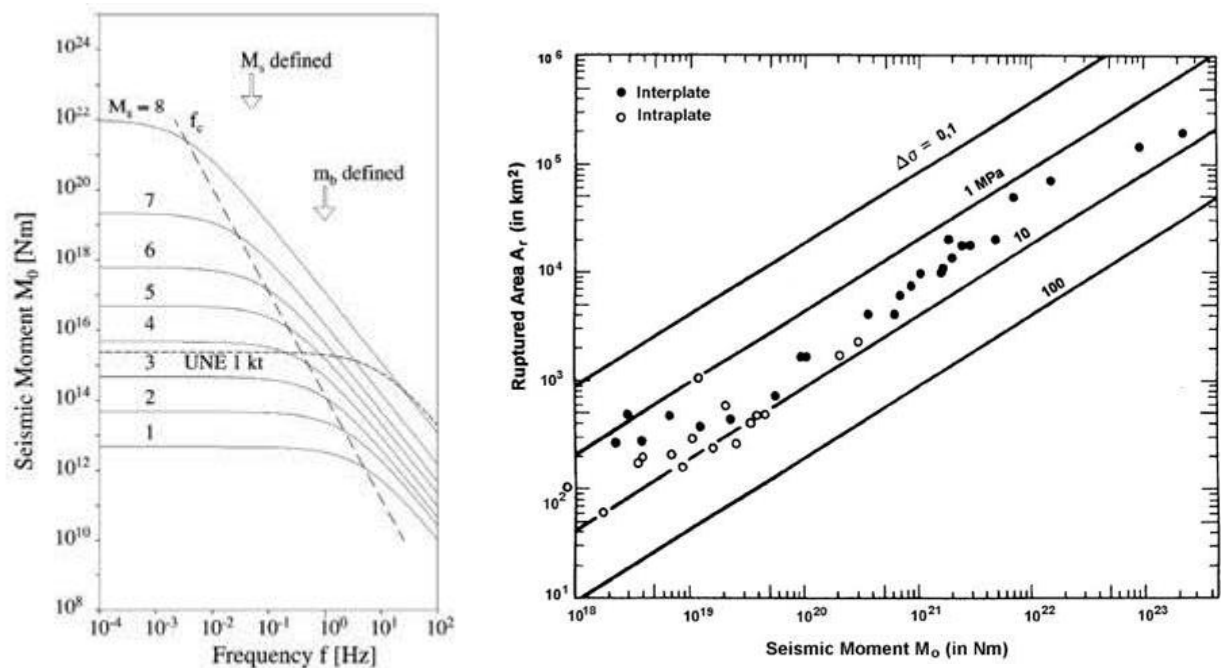
Vs: 450 m/s
 Angolo di attrito θ : 35°
 Coesione: nulla

Relativamente alle condizioni al contorno, nella fase di creazione del modello si è imposta una condizione di spostamento nullo in direzione orizzontale ai lati del modello, e spostamento nullo sia lungo la verticale che l'orizzontale alla base dello strato.

Dopo aver creato il modello, si è simulato lo spostamento lungo il piano di faglia: per la faglia in questione non si hanno indicazioni relative al cinematismo, pertanto, considerato il contesto tettonico in cui è inserito il comune, si è ipotizzata una faglia inversa con inclinazione di 45° (il cinematismo non è noto in ITHACA). Pertanto, si sono applicati dei vettori velocità al confine laterale e inferiore della porzione del modello dislocante. I vettori alla base si sono imposti paralleli al piano di faglia, mentre quelli laterali lungo la direzione orizzontale entrante (per simulare la compressione dovuta alla faglia inversa).



Riguardo l'ampiezza dei vettori in termini di velocità, essa è correlata al numero di *step* di calcolo che effettua il programma e alla dislocazione tettonica massima che la faglia è in grado di produrre. Questo parametro è stato ottenuto a partire da delle relazioni empiriche e grafiche che correlano la magnitudo momento massima attesa nell'area, il momento sismico scalare, l'area di faglia e la rigidità crostale.

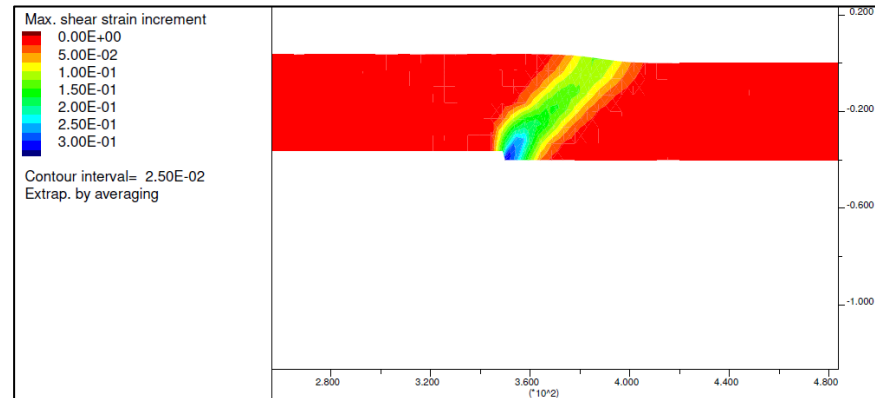


Considerando per l'area di indagine una magnitudo momento massima di circa 6,6 Mw, una rigidità di 30 GPa e un momento sismico di 10^{18} , si è ricavato una dislocazione tettonica massima di circa 5 m. Imponendo tale spostamento e un numero di step pari a 50000, i vettori hanno un'ampiezza dell'ordine di 10^{-4} m/s.

Nelle modellazioni effettuate, si è deciso di considerare il campo delle grandi deformazioni che consente di poter modellare il movimento di ogni nodo della griglia e quindi simulare un comportamento non lineare del materiale.

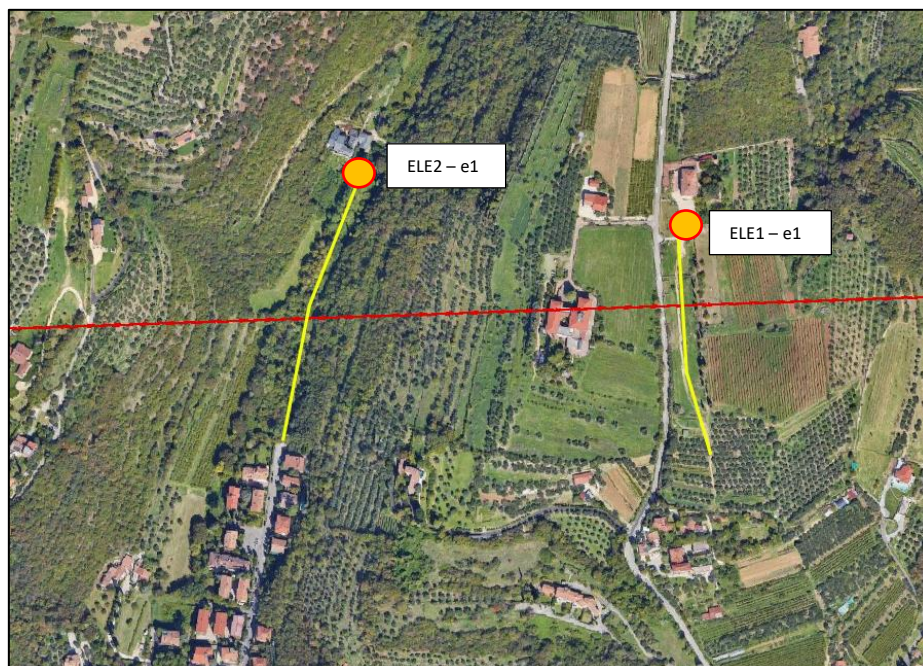
Plottando lo *shear strain increment (ssi)* si può osservare l'andamento della *shear band*, ossia dell'area all'interno della quale il materiale subisce una deformazione di taglio. Essa inizia nel punto di intersezione del piano di faglia con l'interfaccia *bedrock* - terreno e si propaga verso la superficie.

I risultati ottenuti mostrano che i massimi valori di deformazione si sono riscontrati fino a circa 40-60 m dal punto di rottura, in senso orizzontale. I valori di *strain* sono risultati di 3.0×10^{-1} nel punto di rottura e di 1.5×10^{-1} in prossimità della superficie mostrando, quindi, lo stesso ordine di grandezza. È evidente, infatti, che la deformazione coinvolge tutto lo spessore di deposito, subendo una scarsa attenuazione. Pertanto, non è possibile escludere con certezza la “capacità” di tale faglia in occasione di eventi sismici di magnitudo rilevante.



In vista di tali risultati, si è deciso di effettuare n. 2 **tomografie elettriche di resistività 2D** con 48 elettrodi per misurare la resistività dei terreni oggetto di indagine tramite l’inversione tomografica in configurazione dipolo-dipolo ed evidenziare eventuali anomalie di resistività elettrica che possano indicare eterogeneità litologiche da associare alla presenza di effetti cosismici/dislocazione prodotti da attività tettonica pregressa. La presenza di una fagliazione superficiale, infatti, può provocare deformazioni istantanee e permanenti del suolo che sono limitate all’area di esposizione della faglia sismogenetica.

Nell’immagine seguente si riporta l’ubicazione delle linee elettriche e la traccia del piano di faglia di Ithaca in rosso. Le seguenti indagini sono state archiviate nel database con codice ID_SLN 023091L274 (ELE2) e 023091L275 (ELE1).



Ubicazione prove in sito e posizione degli elettrodi e1 - inizio linea



Ele 1



Ele 2

Indagini Geo-Elettrica con inversione tomografica

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

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

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

Le misure sono ciclicamente ripetute fino ad un massimo di 4-6 volte qualora non si raggiunga prima una stabilizzazione della lettura (indicata da un basso scarto percentuale tra il 2-6%) e in corrente alternata con periodo di misura che può essere compreso tra 0,8s e 0,12s con cicli di alcuni secondi; i voltaggi variano da un minimo di 0,2mV a massimi di 400V mentre l'intensità di corrente varia da minimi di 0,001mA a massimi di 50mA. Le misure non soddisfacenti, comunque salvate nel *data set*, potranno essere eliminate in sede di analisi. Per ottenere una densità di valori idonea alla costruzione di una pseudosezione di resistività è necessario che il passo di misura non superi la distanza interelettrodica. Il primo risultato dell'analisi è costituito da una pseudosezione che è solo rappresentativa della sezione reale. Ritrae, infatti, l'andamento della resistività apparente, una specie di valore mediato, con la pseudopropfondità, calcolata con semplici considerazioni geometriche. Ogni misura viene posta convenzionalmente al centro del quadripolo attivo ed alla pseudopropfondità che gli compete.

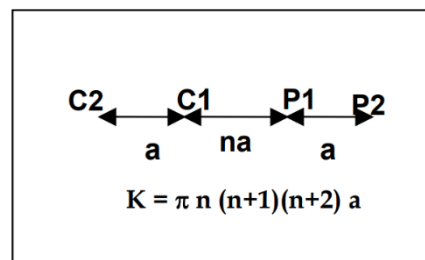
I dati acquisiti in campagna sono rappresentati secondo pseudosezioni (2D) o pseudopiani (3D) e vengono successivamente elaborati per risalire alla elettro-stratigrafia reale (resistività vera) del volume indagato che si ottiene utilizzando la tecnica di inversione.

Nelle indagini geo-elettriche è possibile scegliere diversi tipi di configurazioni in base a criteri che considerano, ad esempio, il tipo di *target* da individuare, la profondità massima da raggiungere o la sensibilità delle misurazioni condotte. Le configurazioni si distinguono in base alla distribuzione geometrica della programmazione di attivazione delle coppie di elettrodi attivati per l'acquisizione.

Array Dipolo-Dipolo

Il dispositivo Dipolo-Dipolo Assiale, è caratterizzato dal fatto che il dipolo di corrente ed il dipolo di potenziale presentano la stessa distanza e, a differenza degli altri dispositivi, i due dipoli sono separati.

Le distanze tra gli elettrodi di corrente e quelli di potenziali aumentano seguendo multipli interi di n . Per questo dispositivo il parametro n è pari al rapporto tra la distanza fra gli elettrodi $C1 - P1$ e la distanza tra gli elettrodi di corrente $C2-C1$ oppure tra gli elettrodi di potenziale $P1-P2$ (pari alla distanza elettrodica definita come a). La profondità media di investigazione è confrontabile con quella del Wenner ma, a parità di elettrodi, la copertura orizzontale raggiunta dal dispositivo Dipolo-Dipolo risulta essere maggiore del Wenner.



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

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

- Il procedimento di calcolo prevede la suddivisione iniziale del volume in una griglia di regolarizzazione (analoga a quella impiegata nelle computazioni ad elementi finiti). Ad ogni cella della griglia viene attribuito un valore di resistività sulla base dei dati misurati ed a quelle di confine viene impostata una resistività pari alla media delle letture eseguite.
- Il modello iniziale viene quindi sottoposto ad un processo di inversione che utilizza una *routine* conosciuta con il nome di *smoothness-constrained least-square method* (De Groot-Hedlin e Constable 1990, Sasaki 1992) implementata con una tecnica di ottimizzazione quasi-Newtoniana (Loke e Barker 1996) che la velocizza notevolmente. Le elaborazioni considerano in blocco tutti i dati acquisiti ed ottimizzano un modello a celle di resistività. Questo modello è meno viziato dalla assunzione di una elettrostratigrafia piana valida per il monodimensionale e risulta, quindi, più adattabile alle complesse geometrie che si incontrano nella realtà.
- L'inversione ha termine al momento in cui si ottiene una buona coincidenza, in senso statistico (scarto quadratico medio), tra i dati sperimentali e quelli teorici (confronto tra pseudosezioni misurate e calcolate).
- Disponendo di una taratura (sondaggio meccanico o dati desunti da scavi) il modello geoelettrico del sottosuolo proposto al termine dell'analisi può essere ricondotto a quello geolitologico.

Strumentazione, acquisizione ed elaborazioni

Nel caso in questione è stato utilizzato il nuovo geo-resistivimetro della MoHo Srl modello **ELECTRA** in configurazione Dipolo-Dipolo, con *array* geometrici come riportato nella tabella seguente.

Nome Linea	N° elettrodi	Interdistanza degli elettrodi [m]	Lunghezza [m]
ELE1	48elettrodi	5	235 m circa
ELE2	48elettrodi	5	235 m circa

Risultati Indagini Geo-Elettriche

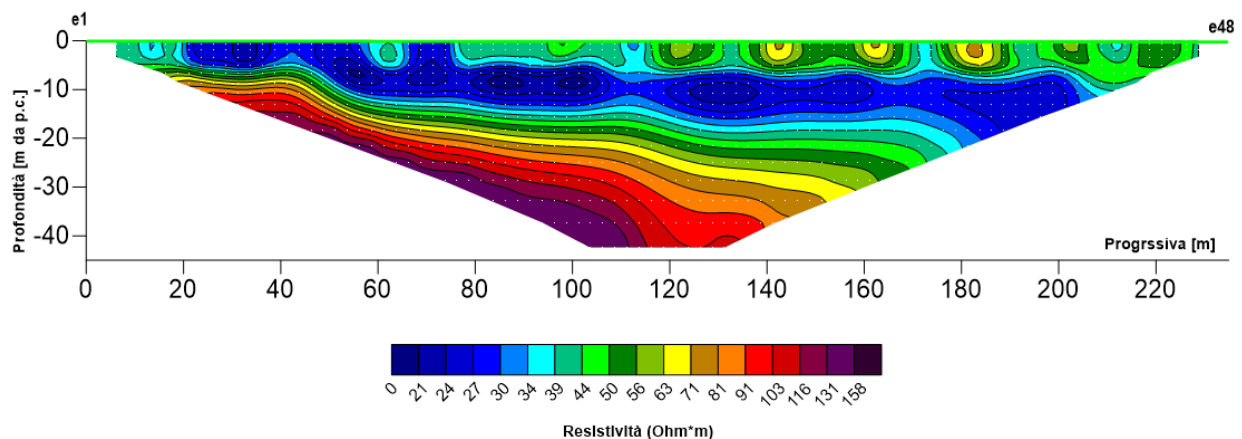
Nelle Tavole riportate in allegato (023091L274.pdf e 023091L275.pdf) e in estratto a seguire, viene mostrato l'andamento della resistività nel sottosuolo attraverso una scala cromatica che parte dal blu ed incrementa verso il rosso-viola.

I modelli elettrici ottimizzati, che restituiscono la resistività reale del terreno, presentano un *range* di valori che parte da circa pochi Ohm * m a circa 160 Ohm *m per la linea 1 e circa 500 Ohm*m per la linea 2.

Le sezioni sono state acquisite nell'area in prossimità dei punti critici di progetto (FAC), perpendicolari ad esse e posizionate in funzione della morfologia del terreno e degli spazi disponibili.

Indagine ELE1

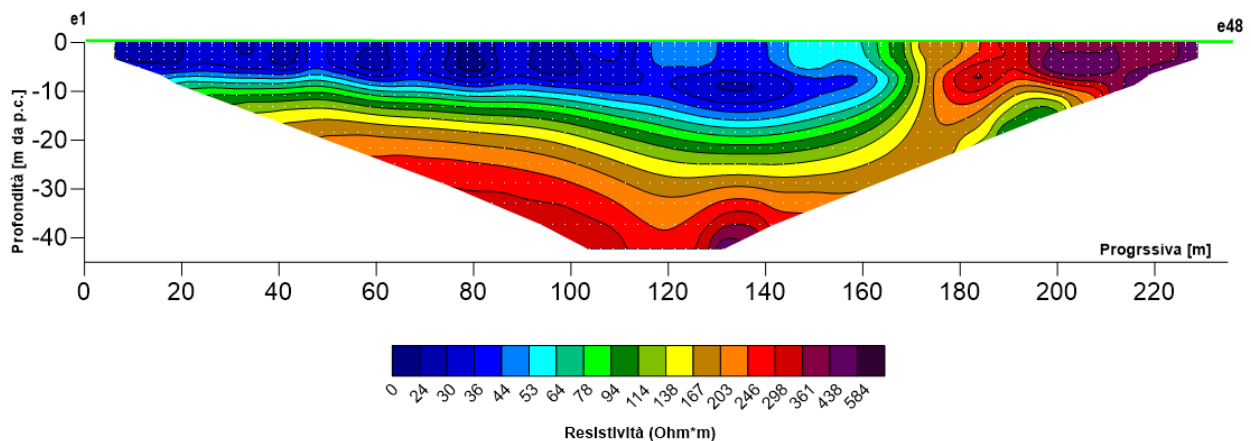
Tomografia Elettrica di Resistività - ELE1



La linea geo-elettrica *ELE 1* presenta un errore di inversione minore del 20% ed ha raggiunto la profondità massima di indagine di circa 40 m. La sezione presenta un assetto elettro-stratigrafico difficilmente riconducibile ad una zona di fratturazione entro la profondità investigata in quanto non si osservano zone lineari di contatto e dislocazioni rilevanti. Al contrario, è possibile individuare un'unità geoelettrica a bassa resistività ($\rho < 50 \text{ ohm} \cdot \text{m}$), con spessore di circa 20 m di profondità dal p.c. locale, lungo tutta la stessa senza interruzioni rilevanti (andamento piano parallelo). Al di sotto di questa si ha un'unità alta resistiva ($\rho > 50 \text{ ohm} \cdot \text{m}$ - probabile substrato) che presenta, anche in questo caso, una buona continuità laterale.

Indagine ELE2

Tomografia Elettrica di Resistività - ELE2



La linea geo-elettrica *ELE 2* presenta un errore di inversione minore del 20% ed ha raggiunto la profondità massima di indagine di circa 40 m. Anche in questo caso la sezione presenta un assetto elettrostratigrafico difficilmente riconducibile ad una zona di fratturazione entro la profondità investigata. Si può osservare un'unità geoelettrica a bassa resistività ($\rho < 50 \text{ ohm} \cdot \text{m}$), con spessore massimo di circa 15-20 m di profondità dal p.c. locale fino alla progressiva 160 m dove si evidenzia un passaggio ad un'unità alto resistiva ($\rho > 50 \text{ ohm} \cdot \text{m}$ - probabile substrato). Tale passaggio può essere correlato ad un possibile contatto litologico (copertura-roccia).

In conclusione, le indagini geoelettriche eseguite hanno consentito di ricostruire un modello elettrostratigrafico generalmente regolare con variazioni di resistività riconducibili a variazioni litostratigrafiche compatibili con la tipologia di deposito/substrato geologico, ma non a zone di intensa fratturazione e/o dislocazione tettonica.

Pertanto, non essendo emersi, dalle indagini eseguite, elementi geofisici e stratigrafici per confermare la possibile presenza di faglie attive e capaci, la faglia North Verona è da considerarsi **non vincolante dal punto di vista urbanistico**, in quanto non può generare, proprio per la sua non capacità di creare deformazione in superficie, zone di suscettibilità (ZS) o zone di rispetto (ZR).

In conformità con gli Indirizzi e Criteri di MS, la faglia è stata indicata con “non attiva - incerta” e riportata solo nella cartografia Carta Geologico Tecnica.

3. Faglia Adige Line

La faglia Adige Line taglia l'intero comune di Verona da ovest a est, sconfinando nei comuni limitrofi di San Martino Buon Albergo, Lavagno e Caldiero. Nella tabella seguente si riportano le informazioni desunte dalla scheda specifica ITHACA per tale lineamento, aggiornate rispetto a quanto riportato nello studio di MS1.

Nome faglia	Adige Line		
Codice faglia	71700		
Macrozona			
Regione	Veneto		
Sistema	Adige Line		
Average Strike	110		
Lunghezza (km)	30.0		
Dip direction	-		
Profondità (km)			
Ultima attività (anni)	Storica (<3000)		
Affidabilità dato sull'attività	Media		
Qualità dello studio	Bassa		
References			
Authors	Title	Reference	Year
CASTALDINI D. & PANIZZA M. (1991)	Inventario delle faglie attive tra i fiumi Po e Piave ed il lago di Como (Italia settentrionale).	Il Quaternario, 4(2), 333-410.	1991
ARCA S. & BERETTA G.P. (1985)	Prima sintesi geodetico-geologica sui movimenti verticali del suolo nell'Italia settentrionale	Boll. Geod. Sc. Aff., 44(2), 125-156	1985
BARALDI F., CARTON A., CASTALDINI D., PANIZZA M., PELLEGRINI M. & SORBINI L. (1980)	Neotettonica di parte dei fogli Peschiera del Garda (48), Verona (49), mantova (62) e di tutto il foglio Legnago (63)	CNR (1980) - Contributi alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia. Pubbl.356 P.F. Geodinamica, 613-655	1980
CARTON A. & CASTALDINI D. (1985)	Approfondimenti di morfoneotettonica tra il lago di Garda ed il torrente Alpone (provincia di Verona)	Boll. Mus. Civ. St. Nat. Verona, 12, 461-491	1985
AA.VV.	ENEL (1981) - Elementi di neotettonica del territorio italiano. 3, 1-94. Milano	ENEL (1981) - Elementi di neotettonica del territorio italiano. 3, 1-94. Milano	1981
PANIZZA M., BOLLETTINARI G., CARTON A. & CASTALDINI D. (1988a)	Studio neotettonico del Sistema Verona - Brescia	ENEL (1988) - Contributi di preminente interesse scientifico agli studi di localizzazioni di impianti nucleari in Piemonte e Lombardia, 1	1988
PANIZZA M., SLEIKO D., BARTOLOMEI G., CARTON A., CASTALDINI D., DEMARTIN M., NICOLICH R., SAURO U., SEMENZA E. & SORBINI L. (1981)	Modello sismotettonico dell'area fra il Lago di Garda ed il Monte Grappa	Rend. Soc. Geol. It., 3, 587-603	1981
SAURO U. & MENEGHEL M. (1980)	Dati preliminari sulla neotettonica dei fogli 21 (Trento) (p.p.), 35 (Riva) (p.p.), 36 (Schiö) (p.p.), 49 (Verona) (p.p.)	CNR (1980) - Contributi alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, P.F. Geodinamica, Pubbl. 356, 331-357	1980
SERVA L. (1990)	Il ruolo delle Scienze della Terra nelle analisi di sicurezza di un sito per alcune tipologie di impianti industriali: il terremoto di riferimento per il sito di Viadana (MN).	Boll. Soc. Geol. It., 109, 375-411	1990
SLEIKO D., CARRARO F., CARULLI G.B., CASTALDINI D., CAVALLIN A., DOGLIONI C. et alii	Modello sismotettonico dell'Italia nord-orientale	CNR, GNDT, Rend. 1, 82 pp	1987
SORBINI L., ACCORSI C.A., BANDINI MAZZINI M., FORLANI L., GANDINI F., MENEGHEL M., RIGONI A. & SOMMARUGA M. (1984)	Geologia e geomorfologia di una porzione della pinura a Sud.Est di Verona	Mem. Mus. Civ. St. Nat. Verona, 2(2), 92 pp.	1984
ZANFERRARI A., BOLLETTINARI G., CAROBENE L., CARTON A., CARULLI G.B., CASTALDIN D., CAVALLIN A. et alii	Evoluzione neotettonica dell'Italia Nord-Orientale	Mem. Sc. Geol., 35, 355-376, Padova	1982

Al fine di studiare in modo approfondito la propagazione della rottura per faglia all'interno dei depositi quaternari che caratterizzano il sottosuolo di Verona, si è provveduto ad eseguire una modellazione numerica con il codice di calcolo *FLAC 8.0* (Itasca, 2018) che simula l'evolversi della deformazione lungo un piano di faglia, valutando l'ampiezza dell'area deformata dall'eventuale fagliazione in superficie e la deviazione della traccia del piano di faglia reale dalla sua proiezione verticale.

In base al contesto geologico in cui è presente la faglia, si può osservare che la traccia della faglia riportata in Ithaca incorre in tre situazioni dal punto di vista geologico-geomorfologico:

- attraversa il substrato geologico;
- attraversa nella zona occidentale e in quella centrale del territorio depositi alluvionali con spessori dell'ordine di 40-50 m;
- attraversa aree con spessori maggiori di 100 m dal p.c. locale nella zona orientale del comune.

Tali stratigrafie condizionano profondamente il propagarsi dell'eventuale rottura di una faglia, pertanto, escludendo il caso di substrato affiorante che implica di per sé la rottura in superficie, e il caso di copertura poco spessa già descritto nel caso della faglia North Verona, si è ritenuto opportuno creare un modello per l'area con copertura con spessore medio di 100 m dal p.c. locale.

Quindi, si è considerato un modello bidimensionale orizzontale esteso per circa 1000 m e per 100 m di profondità. La base del modello rappresenta l'interfaccia con il bedrock sismico.

Il comportamento geotecnico dei depositi è stato assimilato a un modello costitutivo Mohr-Coulomb e si è considerato un modello sismo-stratigrafico medio rappresentativo dell'intero territorio

Ghiaie addensate

V_s: 450 m/s

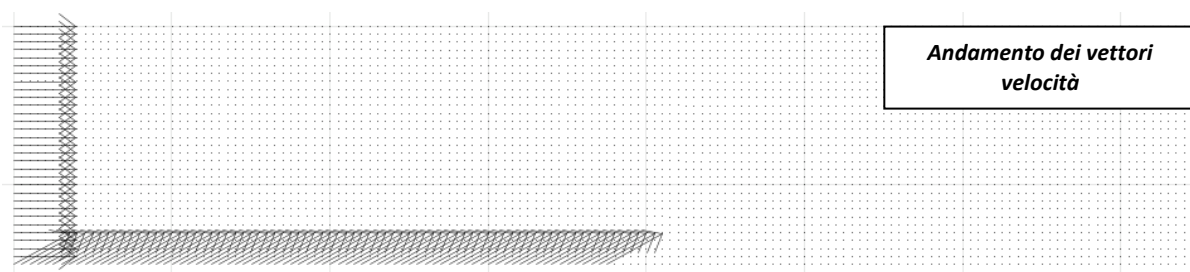
Angolo di attrito θ : 35°

Coesione: nulla

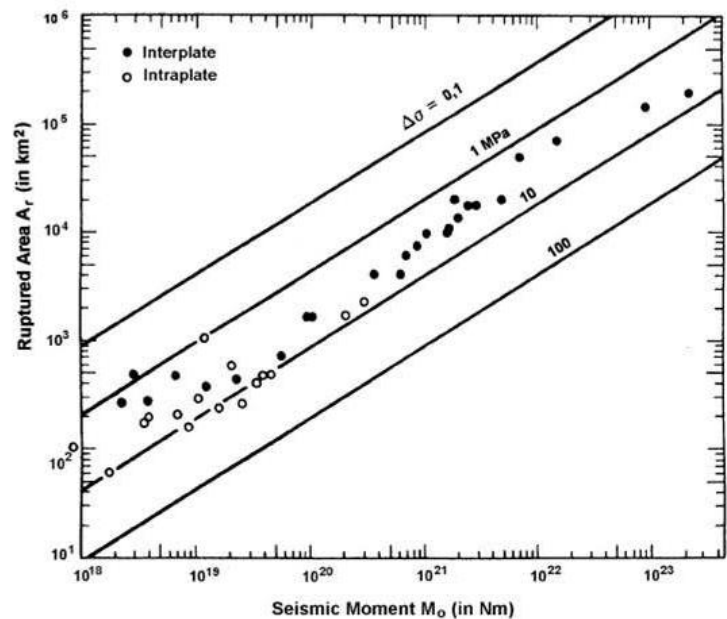
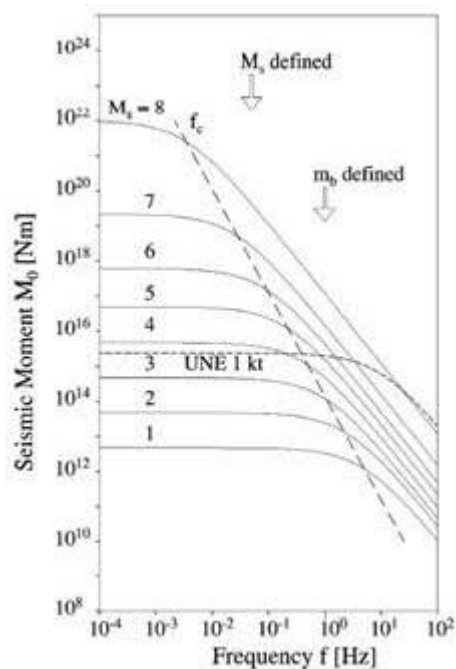
100

Relativamente alle condizioni al contorno, nella fase di creazione del modello si è imposta una condizione di spostamento nullo in direzione orizzontale ai lati del modello, e spostamento nullo sia lungo la verticale che l'orizzontale alla base dello strato.

Dopo aver creato il modello, si è simulato lo spostamento lungo il piano di faglia: per la faglia in questione non si hanno indicazioni relative al cinematiso, pertanto, considerato il contesto tettonico in cui è inserito il comune, si è ipotizzata una faglia inversa con inclinazione di 45° (il cinematiso non è noto in ITHACA). Pertanto, si sono applicati dei vettori velocità al confine laterale e inferiore della porzione del modello dislocante. I vettori alla base si sono imposti paralleli al piano di faglia, mentre quelli laterali lungo la direzione orizzontale entrante (per simulare la compressione dovuta alla faglia inversa).



Riguardo l'ampiezza dei vettori in termini di velocità, essa è correlata al numero di *step* di calcolo che effettua il programma e alla dislocazione tettonica massima che la faglia è in grado di produrre. Questo parametro è stato ottenuto a partire da delle relazioni empiriche e grafiche che correlano la magnitudo momento massima attesa nell'area, il momento sismico scalare, l'area di faglia e la rigidità crostale.

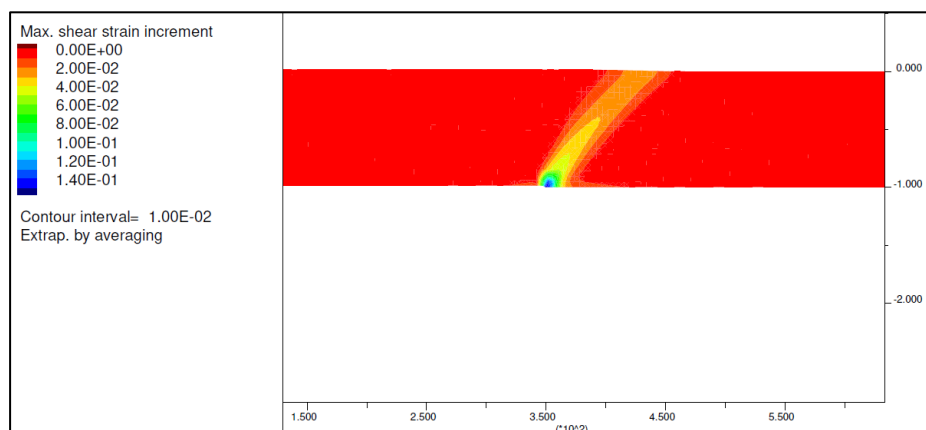


Considerando per l'area di indagine una magnitudo momento massima di circa 6,6 Mw, una rigidezza di 30 GPa e un momento sismico di 10^{18} , si è ricavato una dislocazione tettonica massima di circa 5 m. Imponendo tale spostamento e un numero di step pari a 50000, i vettori hanno un'ampiezza dell'ordine di 10^{-4} m/s.

Nelle modellazioni effettuate, si è deciso di considerare il campo delle grandi deformazioni che consente di poter modellare il movimento di ogni nodo della griglia e quindi simulare un comportamento non lineare del materiale.

Plottando lo *shear strain increment (ssi)* si può osservare l'andamento della *shear band*, ossia dell'area all'interno della quale il materiale subisce una deformazione di taglio. Essa inizia nel punto di intersezione del piano di faglia con l'interfaccia *bedrock* - terreno e si propaga verso la superficie.

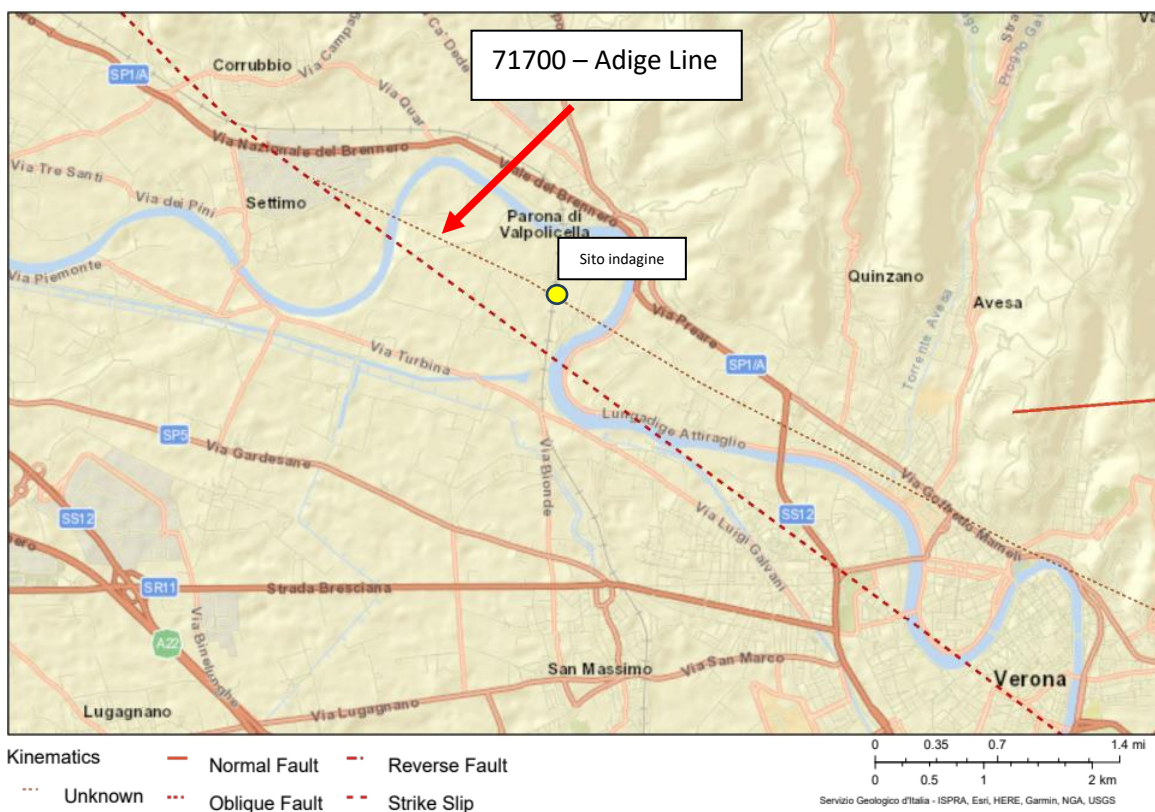
I risultati evidenziano che i massimi valori di deformazione si sono riscontrati fino a circa 50-100 m dal punto di rottura, in orizzontale. I valori di *strain* sono risultati di $1.4e-1$ nel punto di rottura e di $2.0e-2$ in prossimità della superficie mostrando, quindi, una diminuzione di un ordine di grandezza. È ben evidente, infatti, rispetto al caso precedente della faglia di North Verona, che la maggior concentrazione di deformazione è localizzata a profondità massime di 60 m dal piano campagna locale, risultando attenuata in superficie.



Tuttavia, considerando che la faglia interessa gran parte del territorio urbanizzato e diversi contesti geologici tra cui anche substrato affiorante, si è ritenuto opportuno approfondire lo studio dell'Adige Line effettuando n. 1 linea di sismica a riflessione con n. 194 geofoni per la ricostruzione stratigrafica

del sottosuolo attraverso la raccolta, la registrazione e la successiva elaborazione (*processing*) delle informazioni contenute negli echi di onde elastiche generate artificialmente in prossimità della superficie.

Nell'immagine seguente si riporta l'ubicazione della linea sismica in corrispondenza della traccia del piano di faglia di Ithaca in tratteggio rosso. L'indagine è archiviata nel database con codice 023091L276.



102



Ubicazione prove in sito e posizione del geofono g1 - inizio linea

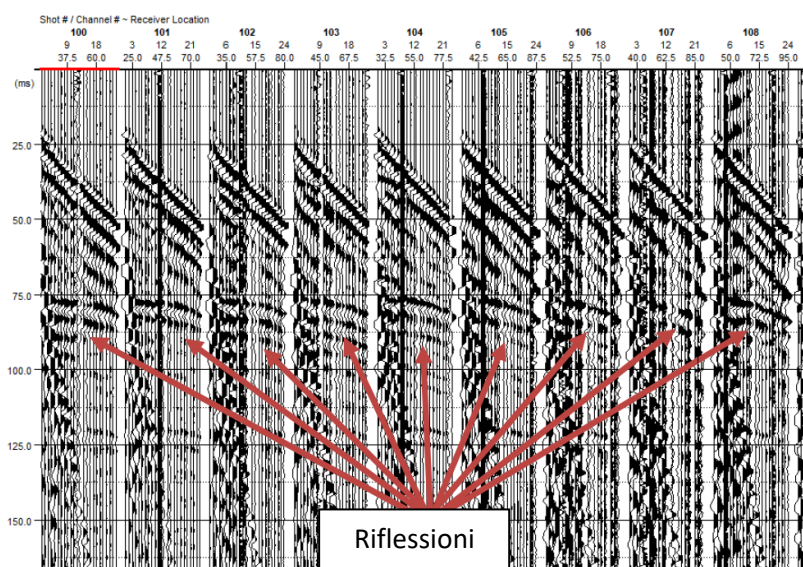


Indagine Sismica a riflessione

Obiettivo della sismica a riflessione è la ricostruzione delle strutture geologiche sepolte, attraverso la raccolta, la registrazione e la successiva elaborazione (processing) delle informazioni contenute negli echi di onde elastiche generate artificialmente in prossimità della superficie. La tecnica della sismica a riflessione è largamente impiegata nella ricerca di strutture nel sottosuolo. La riflessione delle onde sismiche consente di determinare con grande dettaglio la profondità e la pendenza delle discontinuità geologiche. È il solo sistema che restituisce un'immagine completa del sottosuolo. Fino ad ora, tra tutti i sistemi geofisici, è quello che fornisce la miglior risoluzione.

La prospezione sismica consiste nel generare impulsi di breve durata e ampiezza limitata utilizzando apposite sorgenti; i segnali riflessi sono successivamente raccolti e registrati da opportuni sensori organizzati secondo determinate configurazioni spaziali. L'insieme di tutti i segnali e del rumore registrati dal sensore nel tempo, formano una traccia sismica. Le tracce sismiche registrate simultaneamente in risposta a una singola energizzazione (shot) formano un record sismico (shot gather). Un gruppo di shot collezionati lungo una determinata direzione costituisce a sua volta un profilo sismico. La sorgente (di pressione o taglio) acustica viene posizionata vicino alla superficie. Le onde si propagano in tutte le direzioni dalla sorgente. L'energia è registrata da geofoni o accelerometri posti in superficie o in foro. I tempi e le ampiezze delle riflessioni sono usate per interpretare il sottosuolo. Operazioni di processamento tramite software appositi sono infine utilizzati per rappresentare un'immagine 1D, 2D o 3D delle strutture del sottosuolo.

103



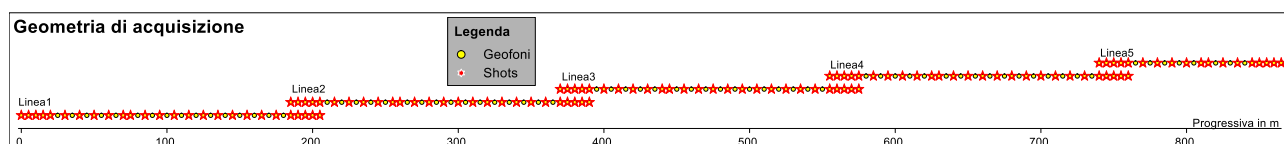
Esempio di shot gathers con rappresentazione degli eventi riflessi tramite il software Geogiga Reflector

La fase di processing è stata eseguita con il software Reflector (GEOGIGA) che ha consentito di ottenere una sezione stack dopo una serie di elaborazioni che consistono nell'aumentare il rapporto segnale rumore delle tracce e mettere in risalto gli eventi riflessi presenti negli shot gather. Queste comprendono: Muting, Gain, FK Filter, Sort, Static correction, Velocity analysis, Normal Moveout, Stack, Migration, Editing, Depth Conversion. Il risultato finale è una rappresentazione, in unità di tempo o profondità, di una sezione verticale del sottosuolo lungo la linea del profilo. Ciascun riflettore sismico segnala la presenza di una discontinuità (strato, discordanza, contatto tettonico).

Per effettuare l'acquisizione è stato utilizzato come sorgente sismica un maglio di 400kg in caduta libera rilasciato da circa 1,5 - 2,0 m, utilizzando geofoni verticali come ricevitori interdistanziati di 5 m. Per quanto riguarda il sismografo, è stato utilizzato il sistema Soilspy Rosina della Moho. È stata utilizzata una finestra temporale di 2 secondi in modo da essere sicuri di registrare tutte le riflessioni utili.

Nome Linea	N° geofoni	N° Shots	Interdistanza geofoni [m]	Lunghezza [m]
RIFL	194	122	5	865

L'intera acquisizione è avvenuta con uno schema regolare con gli shot disposti come indicato nelle immagini a seguire:

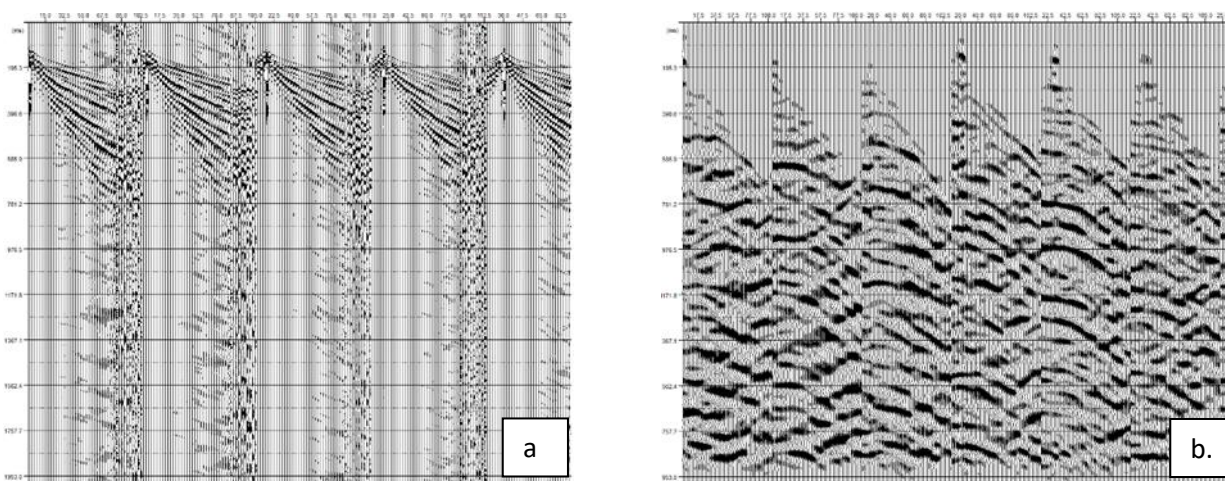


In particolare, sono state eseguite 5 linee in roll-along in modo da raggiungere la lunghezza dello stendimento richiesta. Il rilievo è stato progettato in modo da avere una buona copertura multipla, che consente di incrementare il rapporto segnale/rumore.

104

Non erano presenti sostanziali variazioni di quota e quindi il sito può essere considerato orizzontale.

Una volta acquisiti i dati, questi sono stati importati in Reflector (Geogiga), dove sono stati organizzati, analizzati, filtrati ed elaborati in modo da ottenere una sezione stack finale. Si riportano di seguito alcuni shot gather dei dati acquisiti prima e dopo la pulizia ed i filtri effettuati:

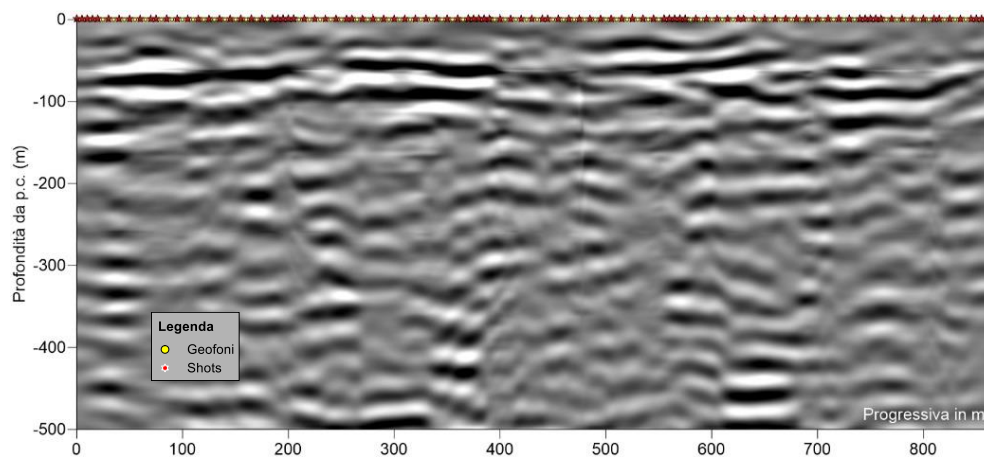


Shot gather dei dati acquisiti prima (a) e dopo la fase di filtraggio (b), che consente di pulire il segnale acquisiti e mettere in risalto le riflessioni per ottenere la sezione stack in tempi (ms) successivamente alla fase di NMO

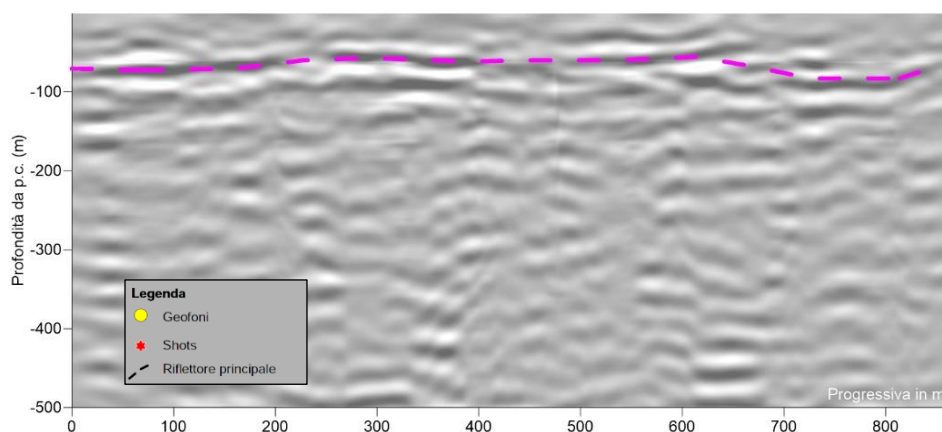
Dal profilo sismico ottenuto si è poi convertita la scala delle ordinate da tempi (TWT) a profondità in m. Per fare ciò sono state analizzate le velocità del sottosuolo tramite la funzione Semblance al fine di ottenere la sezione finale, sotto riportata. Questa è poi stata interpretata al fine di evidenziare i riflettori principali individuati.

Risultati delle indagini

La sismica a riflessione ha permesso la ricostruzione delle geometrie del sottosuolo estrapolando le informazioni ottenute mediante le acquisizioni condotte. La produzione della sezione 2D ha consentito di conoscere l'estensione dei corpi geologici nell'area investigata. Si presenta di seguito, ed in allegato, la sezione ottenuta che è stata poi interpretata al fine di evidenziare i principali riflettori individuati.



Sezione stack finale ottenuta dal processing dei dati.



La sezione presenta un riflettore principale che si trova ad una profondità variabile tra circa 70 e 90 m di profondità dal p.c. evidenziato dalla linea tratteggiata viola. Questo riflettore appare continuo e ben definito, suggerendo un contatto geologico significativo. Dal punto di vista geologico questo riflettore potrebbe corrispondere al passaggio tra i depositi alluvionali più superficiali ed una formazione più consolidata sottostante. La porzione superiore della sezione, compresa tra il piano campagna ed il riflettore principale, è caratterizzata da una sequenza di riflettori caotici e discontinui, con un certo grado di variabilità laterale.

Al di sotto del riflettore principale, la sezione si presenta più regolare, senza riflessioni nette, suggerendo una maggiore omogeneità litologica ed un grado di consolidazione superiore rispetto ai depositi sovrastanti.

La sezione non evidenzia elementi tettonici marcati che potrebbero ricondurre alla presenza di una faglia o elementi tettonici significativi.

Pertanto, non essendo emersi, dalle indagini eseguite, elementi geofisici e stratigrafici per confermare la possibile presenza di faglie attive e capaci, anche la faglia Adige Line è da considerarsi non vincolante dal punto di vista urbanistico, in quanto non può generare, proprio per la sua non capacità di creare deformazione in superficie, zone di suscettibilità (ZS) o zone di rispetto (ZR). In conformità con gli Indirizzi e Criteri di MS, la faglia è stata indicata con “non attiva - incerta” e riportata solo nella cartografia Carta Geologico Tecnica.

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 Verona, al fine di recepire e rendere operativo lo studio di Microzonazione Sismica di Livello 3, per quanto concerne la stima della pericolosità sismica locale.

Art. 31 Vincolo sismico

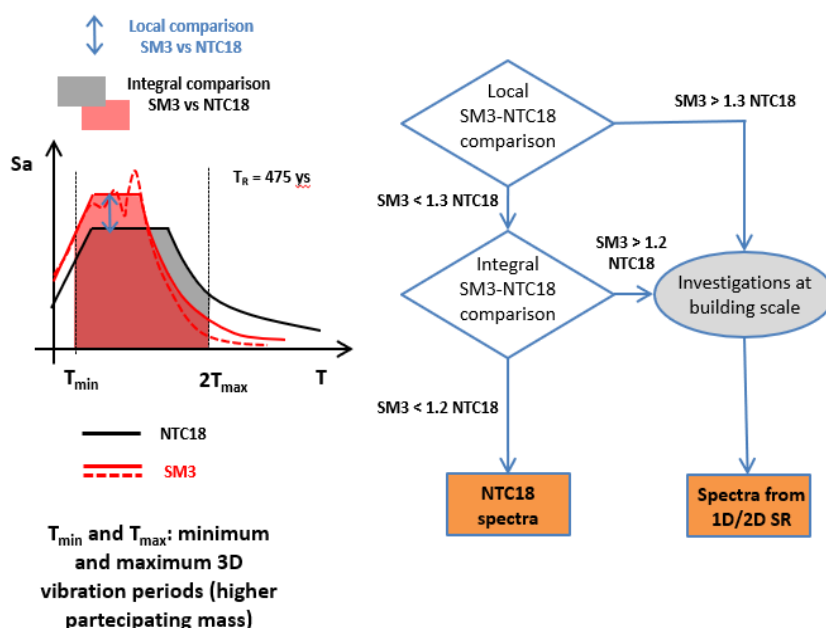
L'intero territorio comunale è classificato in zona sismica 2.

Art. 31 bis - Riduzione del rischio sismico

1. Per l'intero territorio comunale è disponibile uno studio di Microzonazione Sismica di Livello 3, parte integrante dello strumento urbanistico comunale, il quale identifica vari scenari di pericolosità sismica locale.
2. Nel caso di esecuzione di opere o di interventi, lo studio di Microzonazione Sismica non potrà in alcun modo sostituire le indagini e le elaborazioni puntuali, esplicitamente previste dalle vigenti Norme Tecniche sulle Costruzioni.
3. Lo studio di Microzonazione Sismica di Livello 3 ha evidenziato le criticità sismiche del territorio comunale per quanto riguarda l'amplificazione sismica locale, a causa di contatti sismo-stratigrafici tra litologie che possono rispondere in modo differente alla sollecitazione sismica. In particolare, lo studio ha mostrato che:
 - il territorio comunale di Verona è caratterizzato da valori amplificati del moto sismico di base (FA) che variano da 1,0 a circa 2,7;
 - si riscontrano importanti amplificazioni del moto sismico di base sia per motivi stratigrafici che topografici e, a volte, dalla combinazione di entrambi;
 - nei rilievi collinari con substrato affiorante, ove i fattori di amplificazione più alti sono stati ricavati in corrispondenza dei periodi 0,1-0,5s, è possibile osservare un aumento in corrispondenza delle sommità, dovuto ad un effetto topografico di amplificazione del moto sismico per interferenza delle onde sismiche incidenti la superficie e per una loro focalizzazione in cima ai rilievi;
 - inoltre, valori massimi di Fa 0,1-0,5s (sensibili ai contrasti superficiali) sono associati anche alle aree detritiche, in corrispondenza delle zone di bordo valle e alle aree con depositi eluvio-colluviali, dove gli spessori di copertura sono ridotti e i principali contrasti di impedenza sono a profondità minori di 30 m;
 - per quanto riguarda i depositi di fondovalle, le modellazioni numeriche hanno evidenziato un comportamento differente dei fattori di amplificazione sia tra il centro della valle e i versanti della stessa, sia progredendo verso sud, dove la valle si allarga e gli spessori dei depositi ghiaiosi aumentano. In particolare, i fattori a periodi elevati, sensibili ai contrasti profondi, aumentano progredendo verso il centro valle, dove gli spessori di copertura sono maggiori e dove, anche le misure HVSR hanno mostrato picchi alle basse frequenze (< di 2 Hz).
 - infine, spostandoci verso la zona di pianura, partendo dal raccordo pianura-collina e progredendo verso sud dove si ha l'apertura della zona di piana dell'Adige, si osserva una variazione dei fattori di amplificazione: anche in questo caso, come nelle valli, si registra un progressivo aumento del fattore a 0,7-1,1s sensibile ai contrasti profondi. Inoltre, al limite meridionale del Comune, si è individuata una fascia con valori amplificativi minori, probabilmente a causa dell'aumento sia dello spessore che della rigidezza del materasso alluvionale.

4. In fase di progettazione delle opere o degli interventi si dovrà produrre idonea Relazione Tecnica rispetto alle seguenti prescrizioni:

- 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;
- la valutazione della Risposta Sismica Locale (RSL) potrà essere fatta in modalità semplificata, utilizzando le Categorie di Sottosuolo e le Categorie Topografiche, o attraverso procedure avanzate di modellazione numerica, come previsto dalle NTC Cap 3.2.2. In particolare, nel capitolo 7.11.3 delle NTC viene **chiaramente espressa** la necessità di procedere con modellazioni numeriche di RSL in tutti i contesti geologici-stratigrafici non assimilabili a morfologie schematizzabili con un modello mono-dimensionale. Dai risultati ottenuti dallo studio di MS3 si evince che in generale, nel territorio Comunale di Verona, la mono-dimensionalità del sottosuolo è garantita solo nella porzione meridionale del Comune (MOPS 2009 con FA 1.2-1.4-1.3). Per questo, nelle restanti porzioni del territorio sarà necessario, una volta confermata la bidimensionalità del sottosuolo, quantificare la pericolosità sismica locale tramite analisi avanzate di risposta sismica locale (modellazioni numeriche) di architettura 1D o 2D, a seconda delle aree di studio e nelle modalità previste dalle Norme Tecniche sulle Costruzioni.
- Lo studio di MS3 ha quantificato l'amplificazione sismica locale attraverso modellazioni numeriche di RSL2D che hanno stimato i fenomeni amplificativi del moto sismico sia per motivi stratigrafici, topografici e per morfologie sepolte (effetti di valle e raccordo pianura collina). Quindi, è possibile valutare la condizione di mono-dimensionalità del sottosuolo e, di conseguenza, l'applicabilità delle procedure semplificate (Categoria di sottosuolo + Categoria topografica) attraverso il confronto tra gli spettri di risposta sismica locale elaborati per le varie microzone (rif. Carta di microzonazione sismica e Relazione Illustrativa da pag.93) e quelli derivanti dall'utilizzo delle Categorie di sottosuolo delle NTC. Tale valutazione dovrà essere fatta per le strutture di classe d'uso II e con Vita Nominale 50 anni (tempo di ritorno 475 anni). Per quelle appartenenti alla classe d'uso III e IV sarà necessario procedere direttamente con una RSL avanzata. Per quanto riguarda la valutazione sopra citata, la procedura di confronto dovrà essere svolta secondo il seguente codice di flusso:



A. Pagliaroli, I. Gaudiosi, R. Razzano, S. Giallini, F. de Silva, A. Chiaradonna, A. Ciancimino, S. Foti (modificato da M. Collareda 2024)

Descrizione: per un sito generico, il progettista deve confrontare preliminarmente lo spettro fornito dallo studio MS3 (relativo alla microzona sismica in cui ricade) con il corrispondente spettro codificato da approccio semplificato (per un periodo di ritorno di 475 anni e corrispondente Categoria di Sottosuolo e Categoria Topografica); il confronto viene effettuato nell'intervallo di interesse definito in termini di periodi di vibrazione della struttura.

Se lo spettro di MS3 della microzona di interesse non supera localmente il 30% dello spettro semplificato, e, in termini di integrali degli spettri, quello di MS3 non supera il 20% dello spettro semplificato, gli effetti di sito non sono così rilevanti e quello semplificato, basato sulle categorie, può essere considerato adeguato.

Al contrario, se lo spettro di MS3 supera significativamente lo spettro semplificato, localmente o in termini di integrale (come sopra descritto), l'amplificazione in sito è rilevante e il progettista dovrà eseguire appropriate indagini per definire il volume significativo e condurre una RSL avanzata in modalità 1D o 2D, per la valutazione degli spettri di progetto.

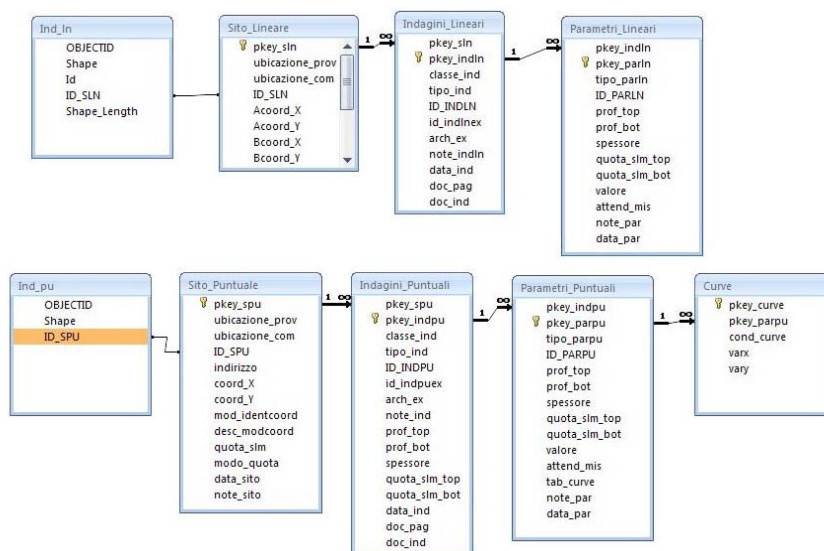
10 REDAZIONE CARTOGRAFICA E CREAZIONE BASI INFORMATIVE

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.



Relazione fra tabelle e shapefiles

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

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

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

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

Il contenuto informativo riportato nella “Carta delle frequenze” è definito dal campo VALORE della tabella Parametri_Puntuali, dove viene specificato il valore della frequenza fondamentale di risonanza espresso in Hertz (Hz) nell’intervallo compreso tra 0,1 Hz e 20,0 Hz. La restituzione grafica dei valori di frequenza si riferisce a quanto proposto per la “Carta delle frequenze” di risonanza negli “Standard di rappresentazione cartografica e archiviazione informatica - 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 microzone omogenee in prospettiva sismica” sono state realizzate in formato vettoriale e rappresentano le informazioni contenute nelle cartelle GeoTec ed MS1; le Carte di microzonazione invece sono state realizzate con quanto contenuto nella cartella MS23.

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

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

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

Nome file	Tipo <i>shapefile</i>	Descrizione
Stab	Poligonale	Zone stabili suscettibili di amplificazione locale
Instab	Poligonale	Zone instabili

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

Nome file	Tipo <i>shapefile</i>	Descrizione
Stab	Poligonale	Zone stabili suscettibili di amplificazione locale
Instab	Poligonale	Zone instabili

Tutti gli spettri 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° 20 file .txt contenenti gli spettri medi ottenuti dall’elaborazione numerica dei n.7 accelerogrammi di input nominati con un codice progressivo (VeronaPSAO01.txt, VeronaPSAO014.txt).

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

1. Aprire lo shp stab/instab e vedere in quale poligono ricade l'area di interesse

2. Aprire la tabella degli attributi dello shp e leggere il nome dello spettro associato al poligono di interesse (es. VeronaPSAO02);

3. Andare nella cartella "Spettri" e cercare la cartella con il nome suddetto: al suo interno troverà lo spettro elastico medio e i n.7 spettri ottenuti dalla modellazione.

La cartografia di base utilizzata per l'elaborazione dello studio è la C.T.R. del Veneto, le cui coordinate sono espresse in WGS84 Zona 33N.

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 Verona.

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. Gioiaccio (2001) - Late Quaternary fault movements in the Mt. Baldo - Lessini Mts. Sector of the Southalpine area (northern Italy)
10. Facciorusso J. et al. (2012) - Microzonazione Sismica - Uno strumento consolidato per la riduzione del rischio - L'esperienza della Regione Emilia - Romagna - a cura del Servizio Geologico Sismico e dei Suoli della Regione Emilia - Romagna
11. 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
12. 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
13. Kuhlmeier R. L.; Lysmer J. (1969). Finite Element Method Accuracy for Wave Propagation Problems. J. Soil Mech. and Found. Div., ASCE, 99(5), 421-427
14. 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
15. Lanzo G., Pagliaroli A., D'Elia B. (2004a). Influenza della modellazione di Rayleigh dello smorzamento viscoso nelle analisi di risposta sismica locale. Atti XI Congresso Nazionale "L'Ingegneria Sismica in Italia", Genova, Italia, 25 - 29 Gennaio
16. Lanzo G., Silvestri F. (1999) - Risposta Sismica Locale. Hevelius Ed.
17. Louie, J. N. (2001). Faster, better: shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays, Bull. Seism. Soc. Am., 91, 347-364
18. M. Locati, R. Camassi e M. Stucchi, 2011. DBMI11, la versione 2011 del Database Macrosismico Italiano. Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11>
19. 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
20. 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
21. Mucciarelli M (2011) - Tecniche speditive per la stima dell'amplificazione sismica e della dinamica degli edifici - Progetto ricerca 2007PTRC4C - Aracne editrice
22. Panizza M., Slejko D. et al. (1981) - Modello sismotettonico dell'area fra il Lago di Garda e il Monte Grappa
23. Rota M., Zuccolo E., Taverna L., Corigliano M., Lai C.G., Penna A. (2012) - "Mesozonation of the Italian territory for the definition of real spectrum-compatible accelerograms", in stampa sul Bulletin of Earthquake Engineering
24. SESAME Project (2005) - "Site Effects Assessment Using Ambient Excitations"
25. Slejko D. et al (1987) - Modello sismotettonico dell'Italia Nord - Orientale. CNR
26. Spallarossa D. e Barani S. (2007) - Report, Disaggregazione della Pericolosità Sismica in Termini di M - R - ϵ - Progetto DPC-INGV S1, <http://esse1.mi.ingv.it/d14.html>

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	Scala 1:10.000
6. Carta di microzonazione sismica FA 0,1-0,5s - Livello 3	Scala 1:10.000
7. Carta di microzonazione sismica FA 0,4-0,8s - Livello 3	Scala 1:10.000
8. Carta di microzonazione sismica FA 0,7-1,1s - Livello 3	Scala 1:10.000
9. Report delle verifiche a liquefazione	
10. DVD contenente i file pdf dello studio e le basi informative	