

PAT

PIANO DI ASSETTO DEL TERRITORIO

DOCUMENTO PRELIMINARE

Sindaco

Damiano Tommasi

Vice Sindaca - Assessora all'Urbanistica

Avv. Barbara Bissoli

TEAM DI PROGETTAZIONE

Coordinatore Area Territorio

Arch. Arnaldo Toffali

Coordinatore Tecnico - scientifico

Prof. Arch. Paolo Galuzzi - Univ. La Sapienza

Coordinatrice Interna

Arch. Chiara Tassello

Responsabile SITI

Dott. Ernesto Caneva

Pianificazione Urbanistica

Arch. Stefano Menini

Arch. Roberto Carollo

Arch. Emanuela Zorzoni

Dott.ssa Silvia Ederle

Arch. Veronica Lupato

SITI

Arch. Andrea Zenatto

Arch. jr Marco Ceschi

Dott. Matteo Baccara

Specialisti Incaricati

Arch. Lorenzo Bellicini

Avv. Alessandro Calegari

Dott. Nico Cattapan - Social Seed srl

Dott. Geol. Matteo Collareda - Studio Sisma srl

Dott. Agr. Luca Crema

Arch. Andreas Kipar - LAND srl

Dott. Geol. Nicoletta Toffaletti

Ing. Fabio Torta - TRT srl

Responsabile del Procedimento

Dott.ssa Donatella Fragiaco

all.5

CONTRIBUTO GEOLOGICO

INDICE	1
1 INTRODUZIONE.....	2
2 ASSETTO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E IDROGEOLOGICO DELL'AREA	3
2.1 Inquadramento geografico	3
2.2 Assetto geomorfologico locale	4
2.3 Inquadramento geologico e litologico	5
2.4 Assetto idrogeologico locale	8
2.5 Inquadramento sismotettonico generale	9
2.6 Caratterizzazione sismogenetica locale	14
2.7 Faglie capaci e sorgenti sismogenetiche	15
2.8 Zonazione sismica nazionale	18
2.9 Pericolosità sismica di riferimento.....	20
3 LAYER DI COMPETENZA NELLA CARTA DELLE FRAGILITA' E DELLE CRITICITA' AMBIENTALI.....	22
3.1 Layer 6 - Zone potenzialmente instabili per crollo di cavità sotterranee per eventi sismici (tutte le zone collinari “rosa”/zone con cavità)	22
3.2 Layer 7 - Zone potenzialmente instabili per faglia attiva e capace.....	23
3.3 Layer 8 - Zone d'Amplificazione d'Onda sismica.....	29
3.4 Layer 9 - Cavità sepolta - dolina	35
3.5 Layer 10 - Orlo di scarpata morfologica o fluviale.....	36
3.6 Layer 11 - Aree interessate da dissesto gravitativo	38
3.7 Layer 14 - Aree con soggiacenza della falda prossima al piano campagna (< 5m da p.c.)	42
4 CONCLUSIONI	44
5 BIBLIOGRAFIA	49

1 INTRODUZIONE

Tra i principali compiti che un Comune 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, un evento alluvionale o un evento di dissesto idrogeologico 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 ed attuare una pianificazione accorta e sostenibile, 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.

Il Comune di Verona ha attivato una serie di iniziative di avvio ai lavori per la redazione del nuovo Piano di Assetto Territoriale per caratterizzare ed aumentare in prima istanza le conoscenze sulle fragilità e sulle criticità ambientali, redigendo un documento preliminare e una Tavola denominata "Carta delle fragilità e delle Criticità Ambientali".

In questa relazione si intende andare ad analizzare i fenomeni naturali legati alla geologia, con l'obiettivo di attivare in futuro azioni efficaci in materia di riduzione dei rischi naturali, con particolare riguardo al rischio sismico e al rischio Idrogeologico.

Al fine di ottenere un risultato più completo possibile, in questa fase si è proceduto con la raccolta bibliografica di tutti i dati in possesso del Comune, della Provincia e della Regione in modo tale da avere la massima copertura di informazione per elaborare i dati. Oltre a ciò, si è poi eseguito un primo sopralluogo speditivo per la verifica di alcuni elementi riscontrati in bibliografia.

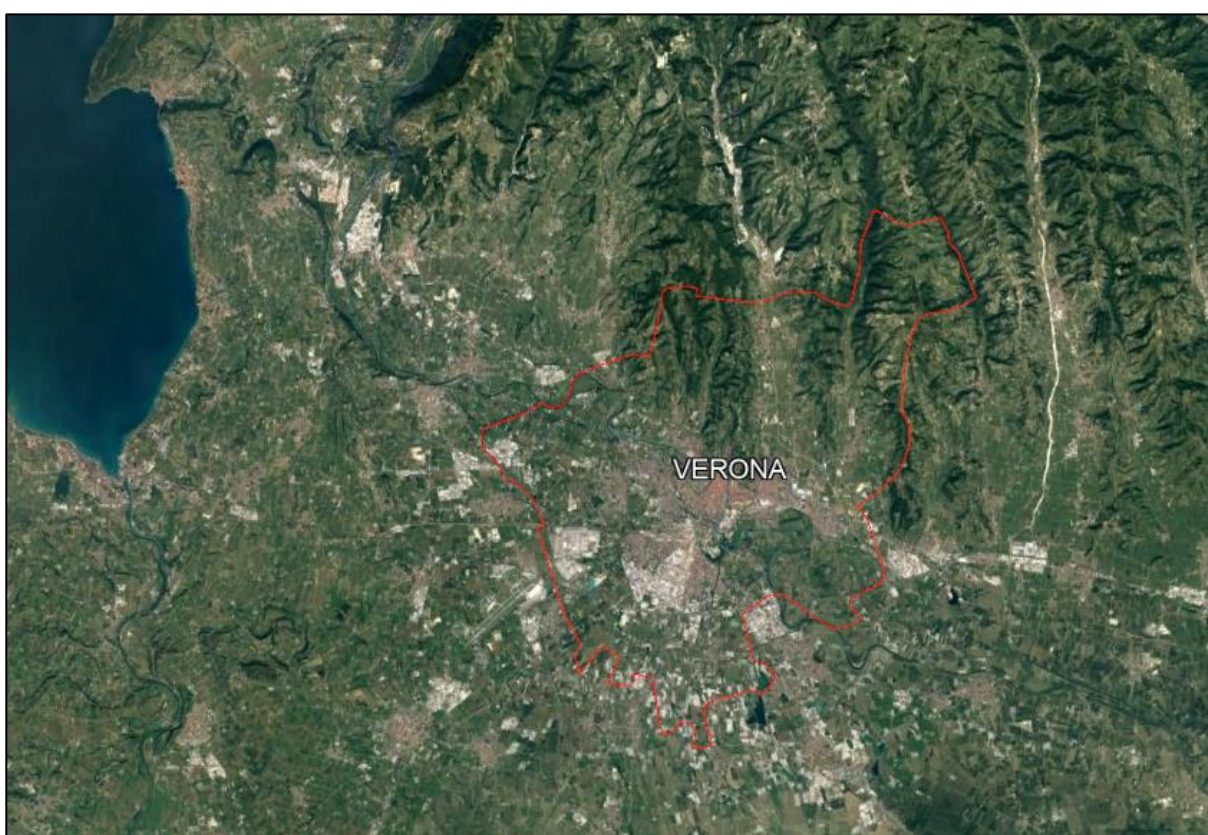
Dal punto di vista dei Rischi, il Comune di Verona è dotato dello Studio di Microzonazione Sismica ed è attenzionato dal Piano di Gestione del Rischio Idraulico (PGRA) e dal Piano d'Assetto Idrogeologico (PAI) dell'Autorità di Bacino delle Alpi Orientali. Gli studi preventivi permettono di identificare aree in cui la pericolosità sismica e idrogeologica raggiungono livelli che possono pregiudicare la sostenibilità del territorio, in termini sia di vite umane, sia economici e sia di degrado ambientale.

2 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.

2.1 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.

Il comune ha poi una parte collinare definita dalle propaggini meridionali dei monti Lessini. Questi si presentano come dei rilievi intervallati da valli più o meno larghe. Le più importanti sono la Valpantena e la Val Squaranto. Le altre sono valli minori con la presenza di corsi d'acqua attivi soltanto in concomitanza con periodi di precipitazioni intense.

2.2 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 lessinea.

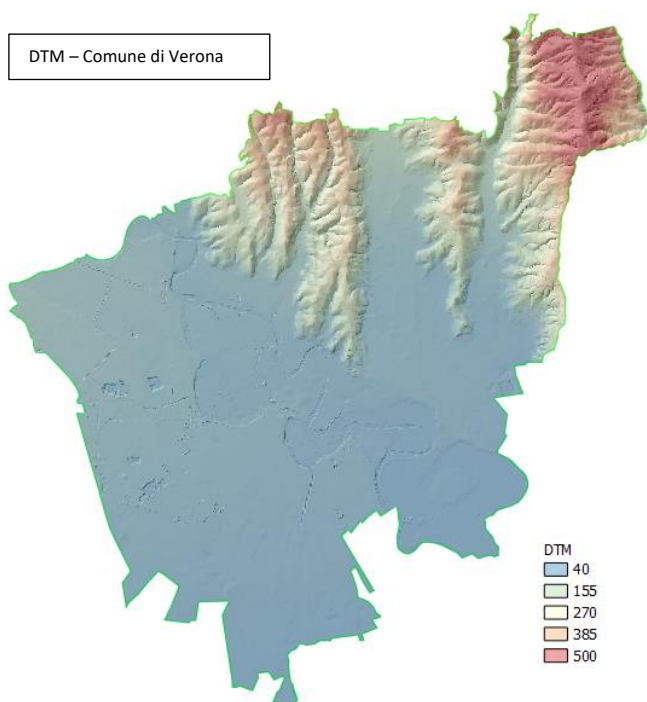
La morfologia del territorio comunale è assai varia in quanto esso è costituito per circa due terzi da pianura e, per circa un terzo, da collina; le quote estreme sono comprese fra i 36 metri e 691 metri s.l.m.: si passa pertanto da una zona di bassa pianura, posta al di sotto della fascia delle risorgive,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

2.3 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

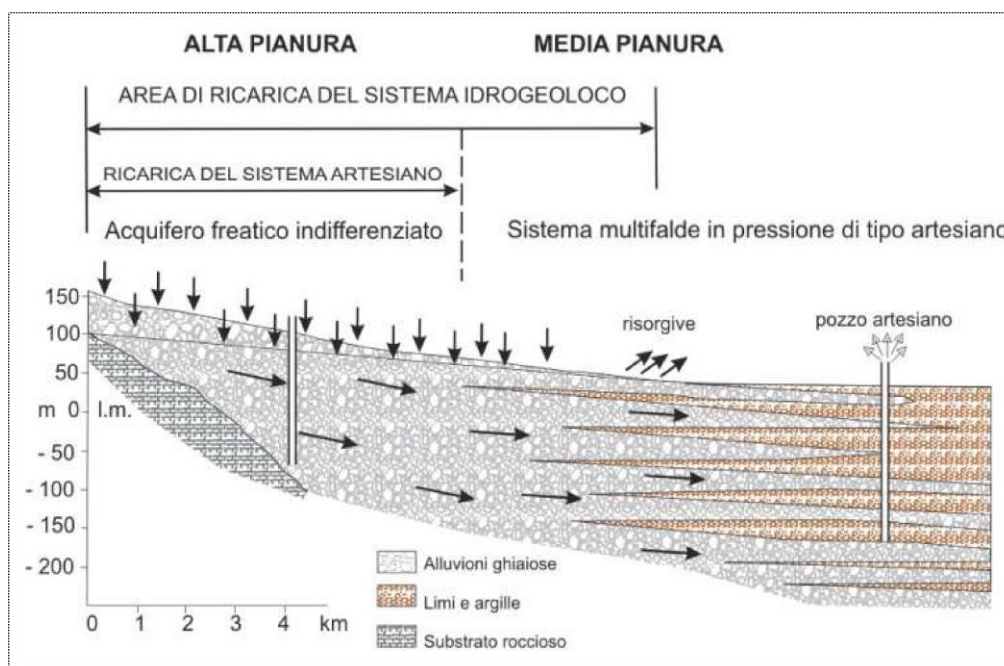
afm - Materiali sciolti di deposito recente ed attuale dell'alveo mobile e delle aree di esondazione recente. Corrispondono ai depositi fluviali attuali e recenti del fiume Adige all'interno del suo alveo attuale.

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.

2.4 Assetto idrogeologico locale

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, schematizzato nella figura sotto, 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 ghiaioso-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.

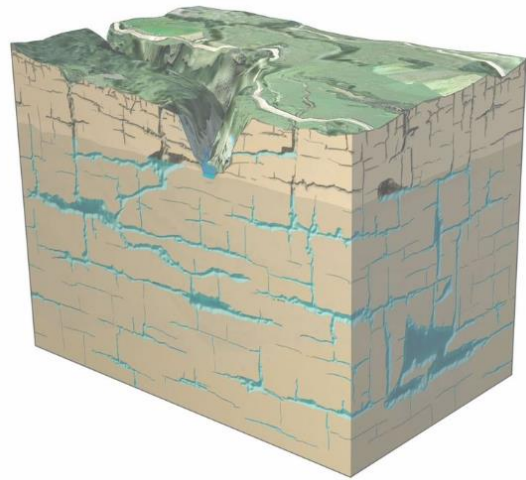
La falda freatica presenta profondità molto variabili, rispetto al piano campagna, da zona a zona: nel settore centro-occidentale la profondità varia da circa 10 a 50 metri dal piano campagna; in quello centro-orientale, in corrispondenza del piano ribassato dell'Adige, la falda risulta sub-affiorante 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.

Per quanto riguarda la **zona collinare**, vista la natura calcarea della roccia, si può assimilare a un acquifero carsico. Le caratteristiche specifiche degli acquiferi carsici li rendono molto vulnerabili a varie fonti inquinanti. L'elevata permeabilità delle rocce carsiche consente all'acqua di infiltrarsi velocemente dalla superficie nel sottosuolo, dove scorre rapidamente, percorrendo distanze notevoli, lungo percorsi solitamente non conosciuti. Tale situazione si complica ulteriormente in virtù del fatto che gli acquiferi carsici presentano caratteristiche molto variabili in condizioni idrologiche diverse. La reazione ai vari fattori negativi è pertanto specifica e notevolmente diversa da quella che si ha in altri ambienti. Per la valutazione dell'impatto che le attività umane hanno sulle acque carsiche queste specificità devono essere considerate in maniera adeguata.

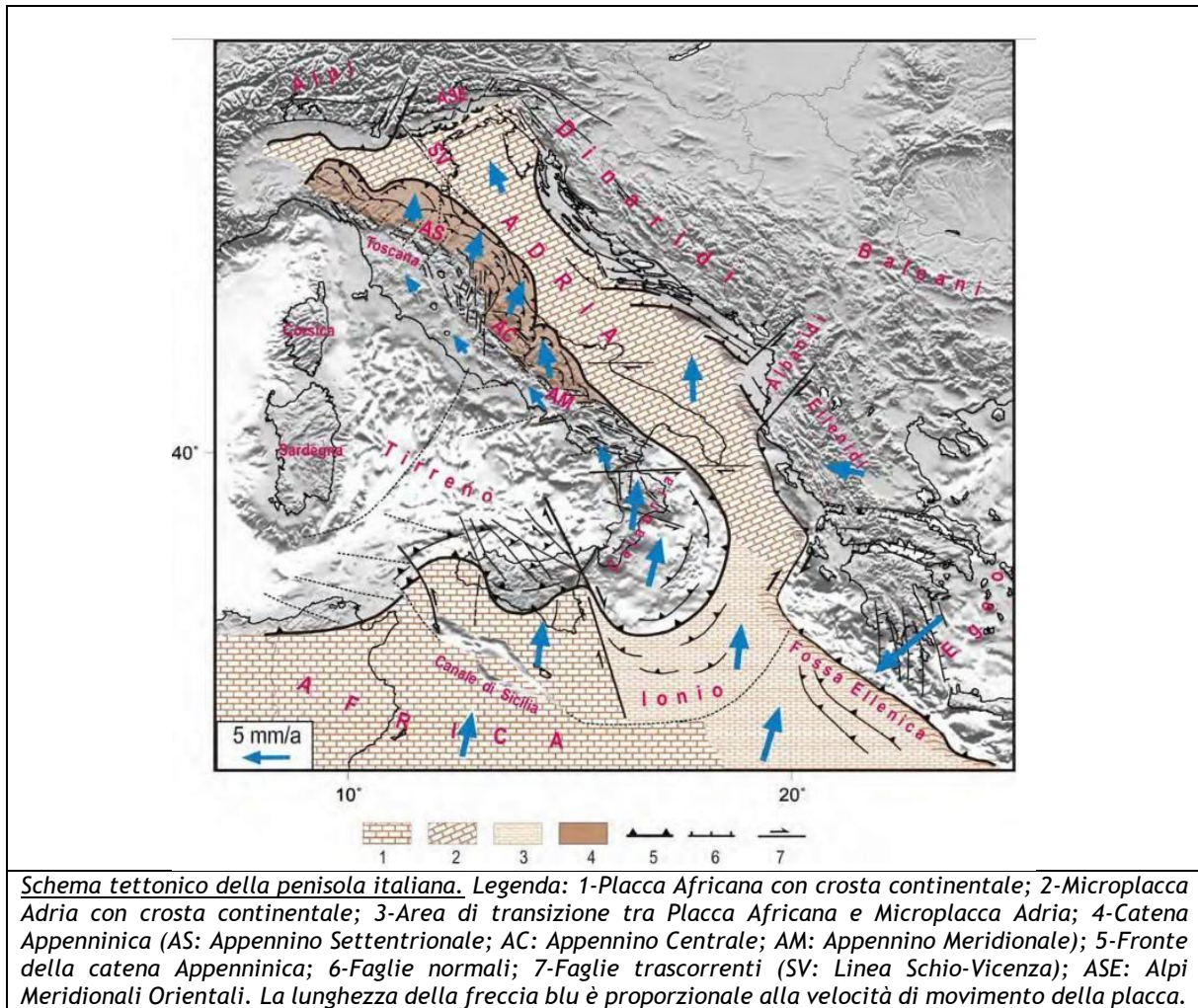
Gli acquiferi carsici sono volumi composti da rocce carbonatiche (per lo più calcari e dolomie) influenzate dai processi di carsificazione. I vuoti creati dal carsismo immagazzinano grandi quantità di acqua. Sono molto diversi dagli altri tipi di acquiferi per l'elevata solubilità delle rocce. Ciò ha come conseguenza la formazione di zone vadose e zone freatiche e conferisce caratteristiche specifiche al flusso. Gli acquiferi carsici (vasti decine, anche centinaia di km²), sono spesso intersecati da zone con fratture e faglie altamente carsificate. L'acqua meteorica si infiltra rapidamente attraverso la superficie rocciosa o la sottile copertura del suolo, raggiungendo il substrato e facendo sì che lo scorrimento superficiale sia molto ridotto. A contatto con il carso vengono inghiottiti anche corsi d'acqua superficiali provenienti da aree non carsiche.



Nel sottosuolo, l'acqua infiltratasi fluisce prevalentemente in verticale verso la falda acquifera. Lungo il percorso l'acqua allarga le fratture per effetto della corrosione e crea un sistema di percorsi di flusso interconnessi, di varie dimensioni. Pertanto, la struttura e il funzionamento degli acquiferi carsici differiscono in maniera significativa dagli acquiferi non carsici (ad esempio quelli porosi). Gli acquiferi carsici sono caratterizzati da un'elevata permeabilità, elevate velocità di flusso dell'acqua sotterranea, vari tipi di flusso e percorsi di flusso diversi e solitamente sconosciuti. Spesso si mescola acqua proveniente da aree di ricarica diverse. Condizioni idrogeologiche diverse hanno un'influenza significativa sulle direzioni del flusso e sui tempi di trasporto, come pure sulla capacità di diluizione e di immagazzinamento degli inquinanti nel sottosuolo.

2.5 Inquadramento sismotettonico generale

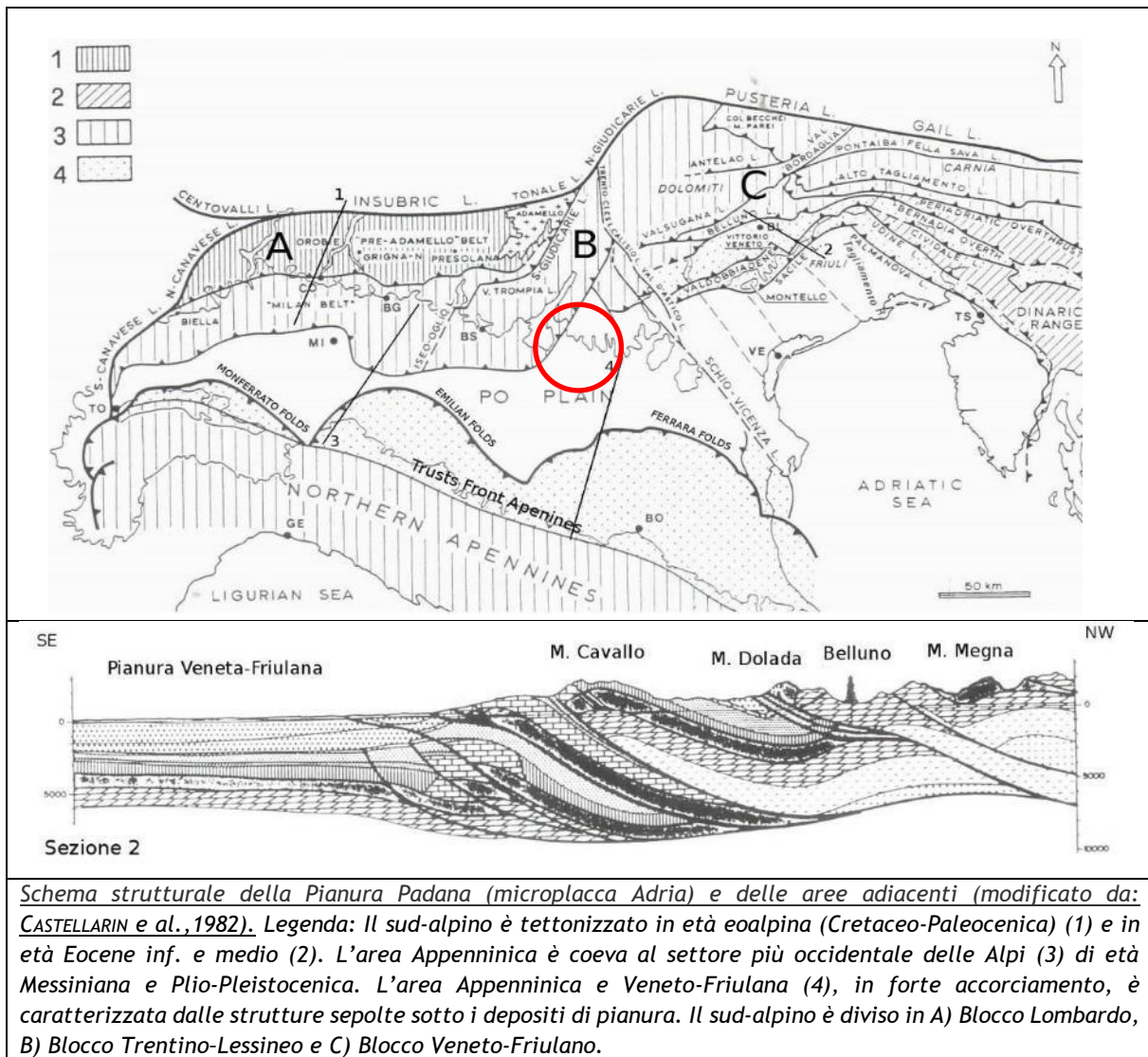
Dal punto di vista strutturale, il territorio di Verona si colloca nella medio-alta pianura veneta a ridosso della grande unità litologica delle Alpi meridionali. Quest'ultima è stata interessata dal *rifting* giurassico con l'individuazione di una piattaforma carbonatica bordata dal bacino carnico,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



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

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

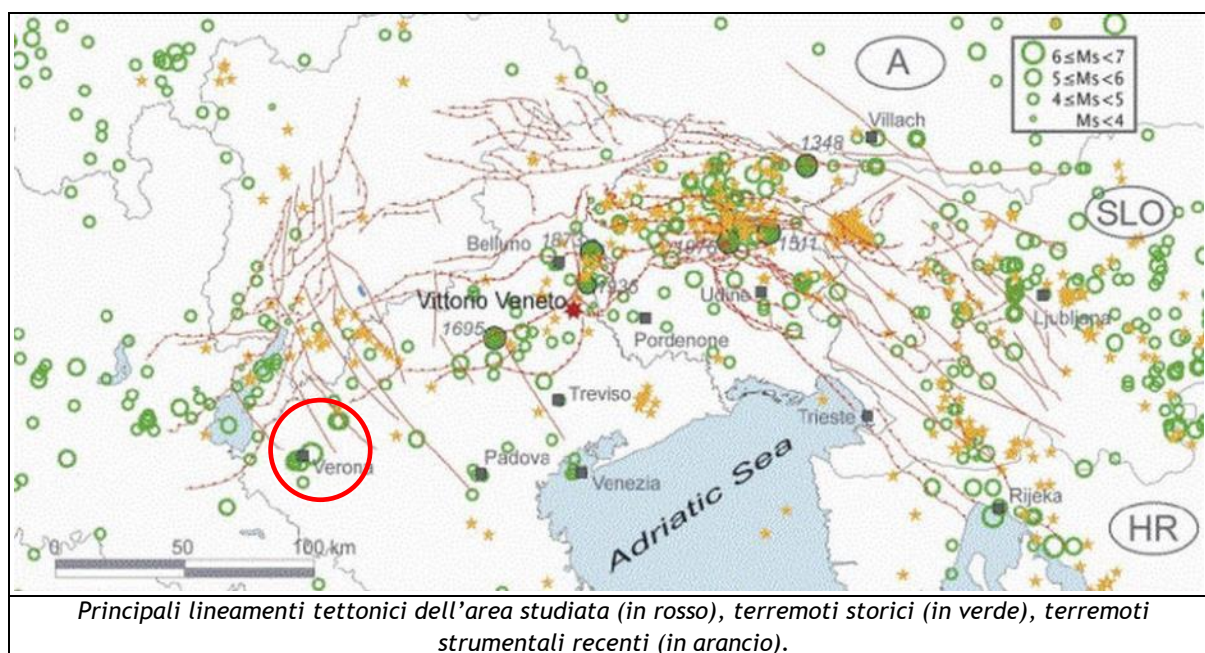
Il blocco veneto-friulano (figura seguente con indicata l'ubicazione del territorio comunale di Verona) è caratterizzato da strutture tettoniche con direzioni variabili (Dogliosi et al., 1987; Castellarin et al., 1992; Pontron et al., 2000). Nella zona friulana centrale si ha il massimo delle deformazioni e del raccorciamento per l'estrema embricazione sud-vergente delle unità. L'assetto strutturale della pianura veneta, che rappresenta l'avampopole 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.

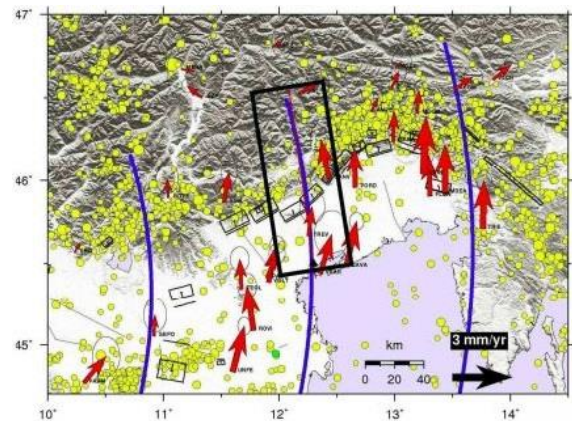
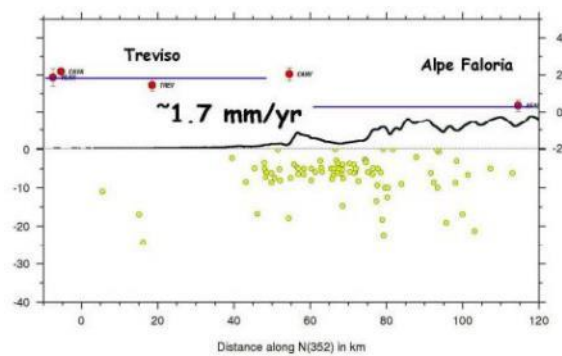
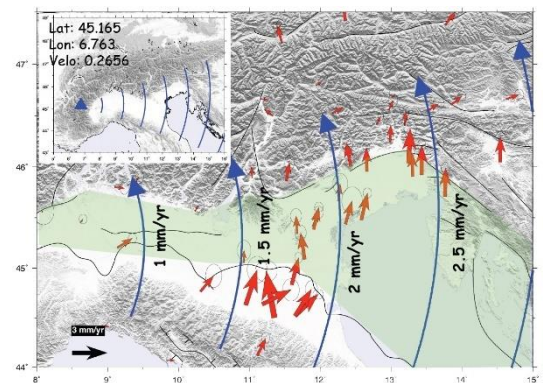
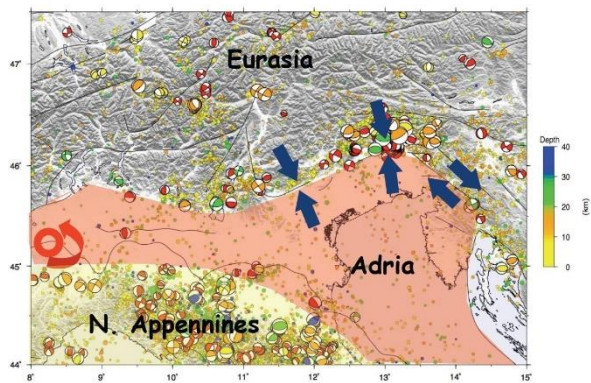
Il risultato finale è rappresentato da un'attività sismica nelle regioni delle Alpi orientali (Slejko et al., 1989) considerata tra le più elevate del nostro paese. Cinque terremoti con magnitudo di superficie (*MS*) superiore a 6 sono infatti avvenuti nell'ultimo millennio: nel 1348 a Villaco con *MS* 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 Aso 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.

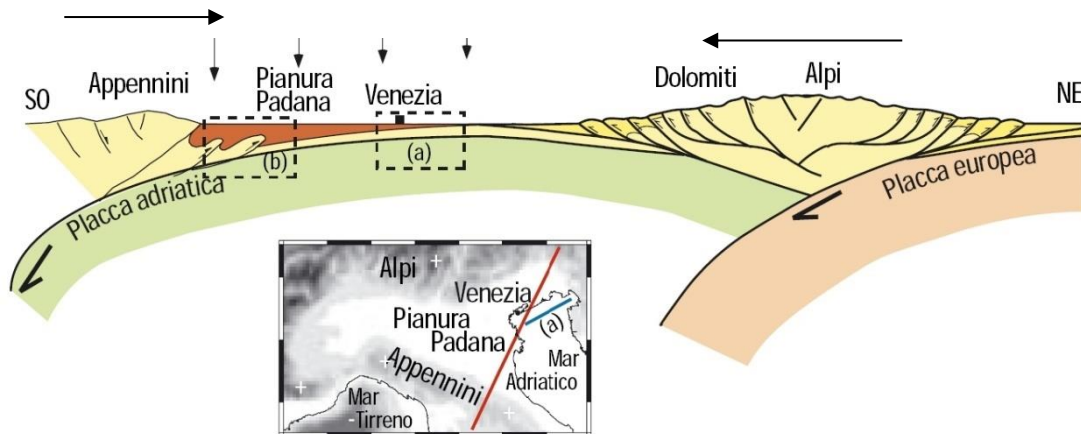
Nell'ambito di un progetto sviluppato negli anni novanta, Meletti et al. (2000) hanno formulato un modello sismogenetico per l'Italia che consta di 80 zone sismogenetiche. Queste zone risultano omogenee sia dal punto di vista tettonico che da quello sismico. Studi successivi (Slejko e Rebez, 2002) hanno 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.

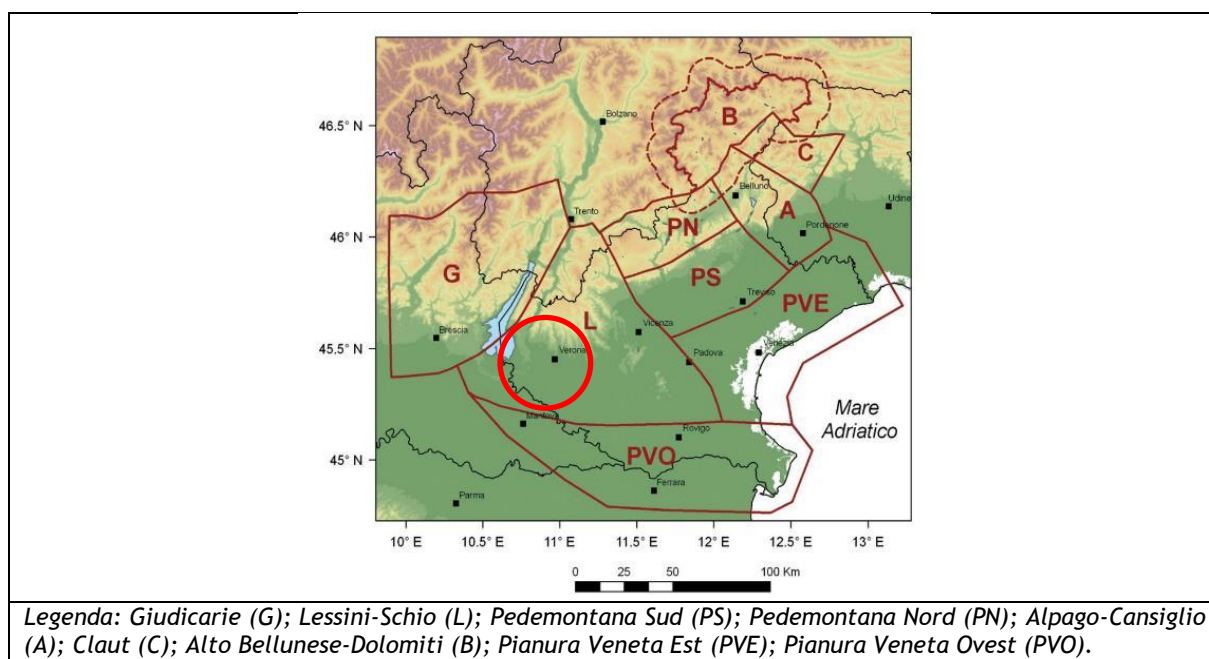
13



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

2.6 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.

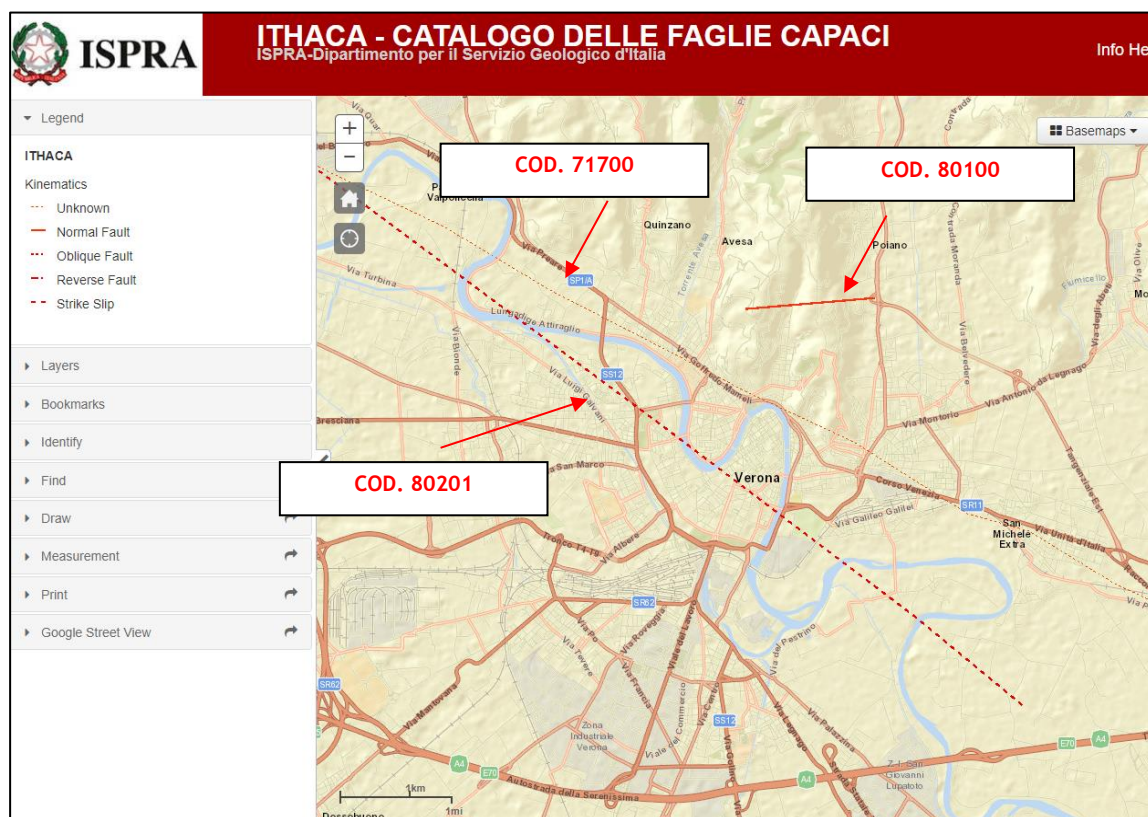


Il distretto **Lessini-Schio (L)** si estende dai fronti di accavallamento più esterni del sistema delle Giudicarie meridionali a ovest, fino alla flessura pedemontana a est, e comprende i monti Lessini, la fascia della linea Schio-Vicenza (SCHV), e i rilievi dei monti Berici e dei colli Euganei. A transizione 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).

2.7 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.

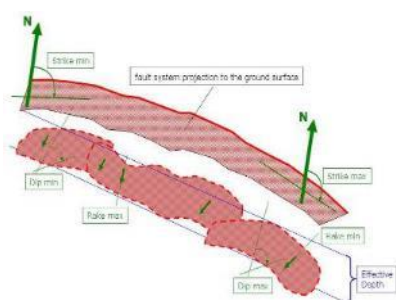
Nome faglia	North Verona
Codice faglia	80100
Macrozona	
Regione	Veneto
Sistema	North Verona
Ordine	
Average Strike	80
Lunghezza (km)	1.9
Profondità (km)	
Ultima attività (anni)	Olocene generico (<10.000)
Affidabilità dato sull'attività	Media
Qualità dello studio	Bassa

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

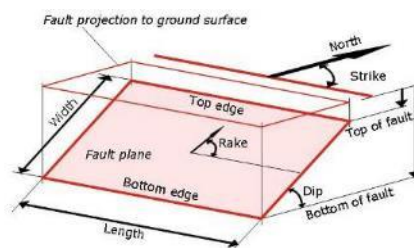
La mappa dell'INGV riportata di seguito, denominata DISS 3.3.0 (*Database of Individual Seismogenic Sources - DISS Version 3.3.0 rilasciata a dicembre 2021*), mostra tre tipologie di sorgenti sismogenetiche.

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.

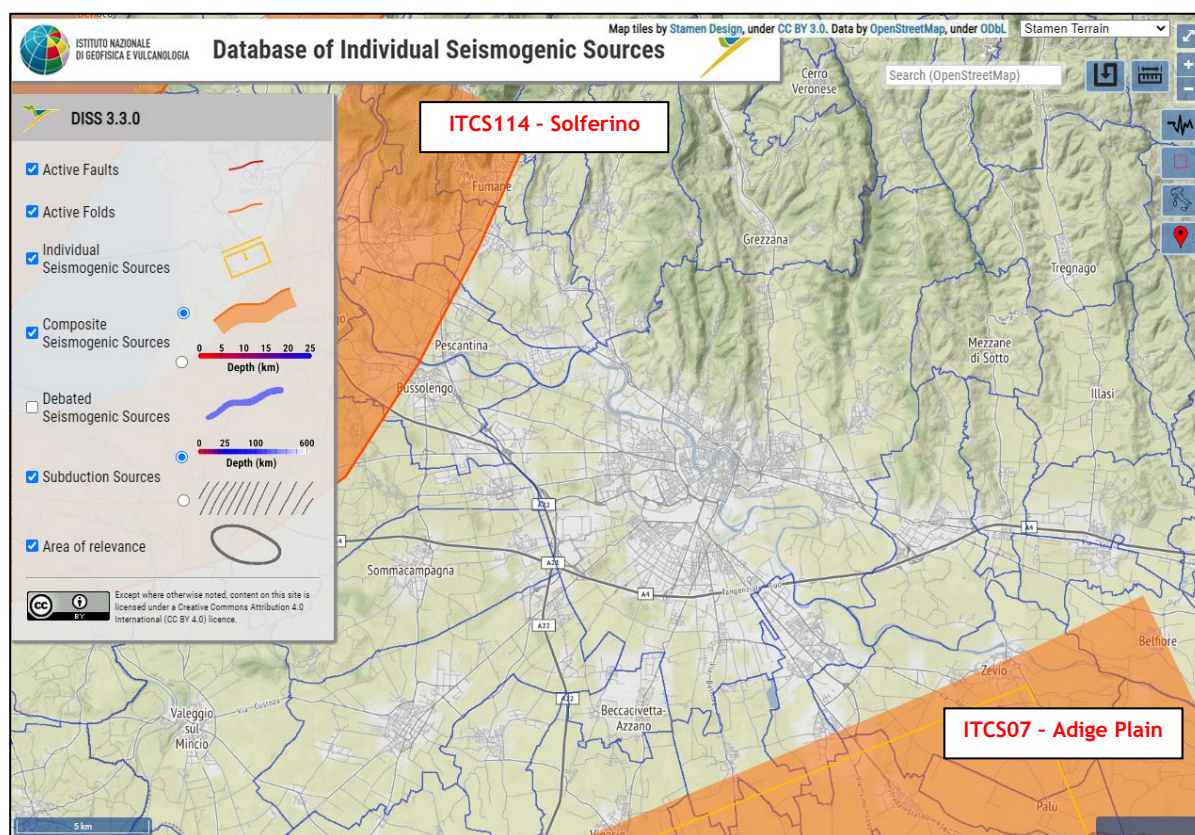


Sorgenti composite (CS): sono regioni estese contenenti un numero non specificato di sorgenti minori allineate che non è ancora conosciuto singolarmente. Le sorgenti composite non sono associate a uno specifico gruppo di terremoti storici.

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.

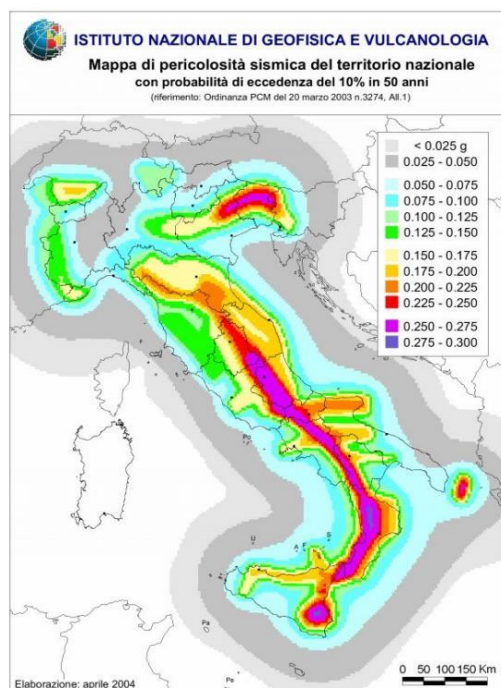
Minima profondità (km)	3.0
Massima profondità (km)	14.0
Direzione (°)	240 - 260
Inclinazione (°)	30 - 50
Rake (°)	80 - 100
Velocità di movimento (mm/anno)	0,100 - 0,500
Magnitudo massima	7,2

2.8 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).

18

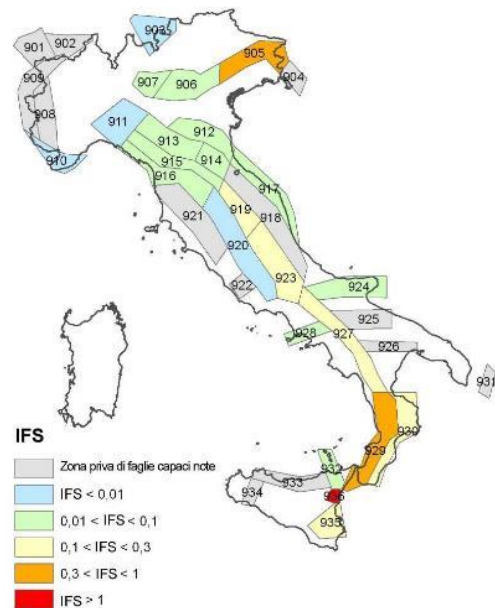
All'interno della ricerca eseguita per tale redazione, è stata elaborata una nuova zonazione sismogenetica,



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.



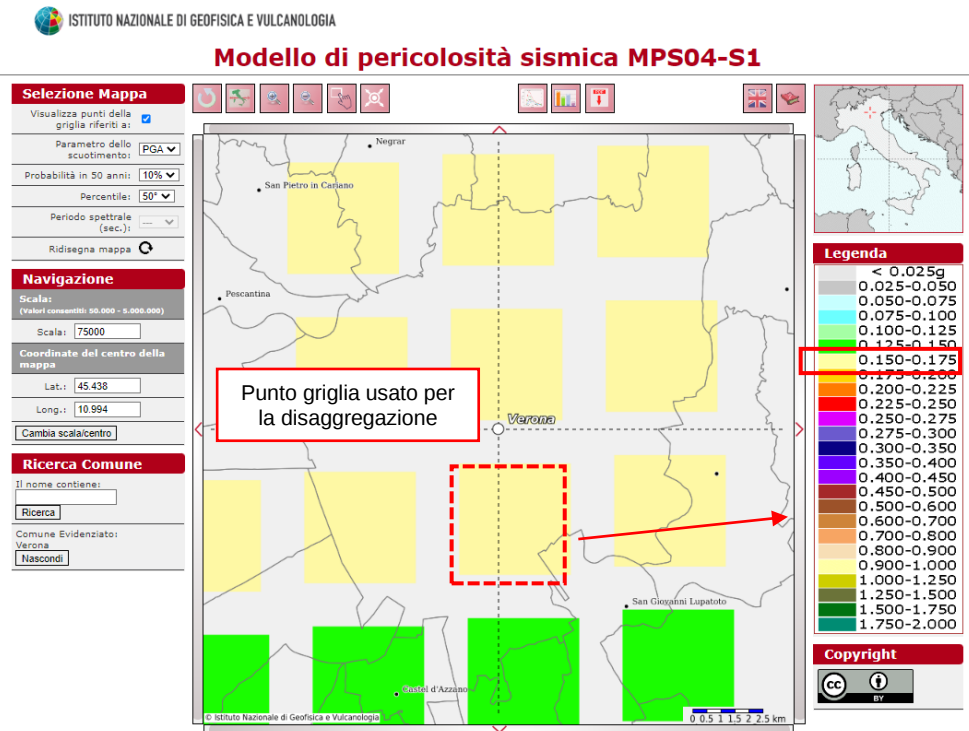
Il comune di Verona si posiziona interamente all’interno della zona sismogenetica n. 906 della figura seguente, per cui si sviluppa all’interno dell’area di massima convergenza tra la placca adriatica ed europea caratterizzata da faglie trascorrenti destre con direzione nord ovest-sud est (*trend* dinarico-es.,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

2.9 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)

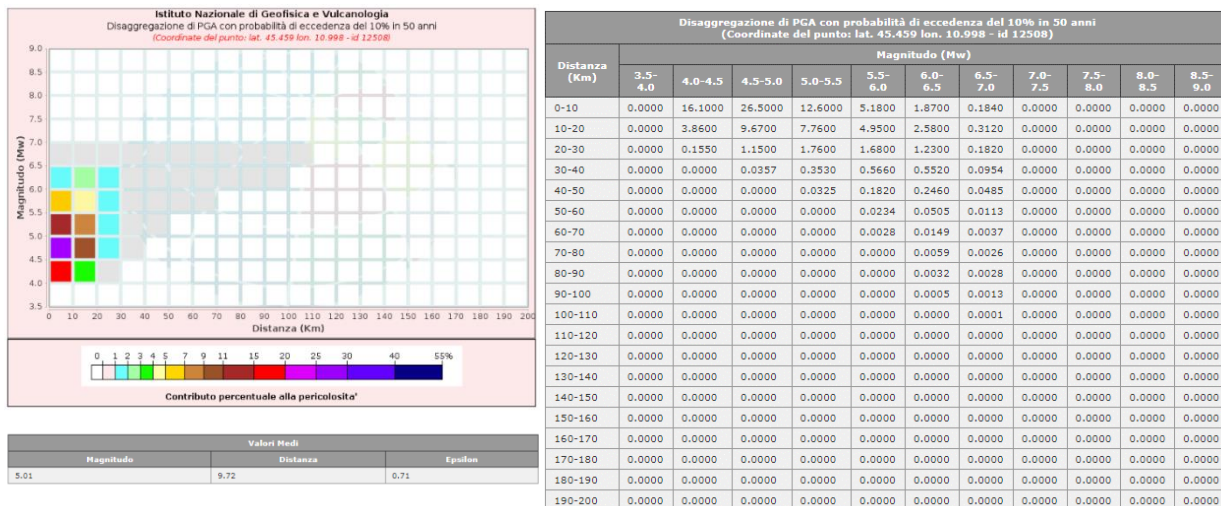
Pertanto, secondo l'O.P.C.M. n° 3519 del 28/04/2006, la cui applicazione è stata definita dalla Regione Veneto con D.G.R.V. n° 71 del 22/01/2008 e considerata nell'emanazione del D.M. 17/01/2018 - NTC, la maggior parte del territorio oggetto dello studio di microzonazione sismica è inseribile nella fascia 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 $V_{s30} > 800$ m/s, secondo lo schema seguente:

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

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

3 LAYER DI COMPETENZA NELLA CARTA DELLE FRAGILITA' E DELLE CRITICITA' AMBIENTALI

La Tav.1 denominata come “Carta delle fragilità e delle criticità ambientali” avrà la finalità di mettere in luce tutte le fragilità e le criticità ambientali presenti sul territorio del Comune di Verona, fin’ora riscontrate.

Secondo quanto concordato con l’ufficio urbanistica del Comune di Verona sono stati elaborati e restituiti i seguenti *layer* affini alla materia geologica:

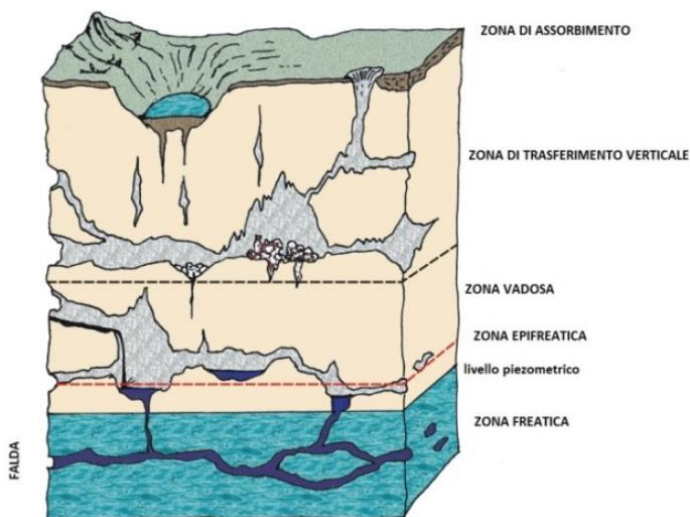
- Layer 6 - Zone potenzialmente instabili per crollo di cavità sotterranee per eventi sismici (tutte le zone collinari “rosa”/zone con cavità);
- Layer 7 - Zone potenzialmente instabili per faglia attiva e capace;
- Layer 8 - Amplificazione d’onda sismica;
- Layer 9 - Cavità sepolta - dolina;
- Layer 10 - Orlo di scarpata morfologica o fluviale
- Layer 11 - Aree potenzialmente interessate da dissesto gravitativo
- Layer 14 - Aree soggiacenza della falda prossima al piano campagna (minore di 5 m da p.c.).

3.1 Layer 6 - Zone potenzialmente instabili per crollo di cavità sotterranee per eventi sismici (tutte le zone collinari “rosa”/zone con cavità)

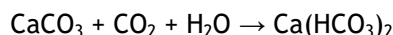
Le zone collinari del Comune di Verona, vista la geologia e la storia delle coltivazioni delle cave delle terre gialle, si presta ad avere questa tipologia di criticità.

Il fenomeno carsico, o carsismo, è un processo erosivo che agisce su lunghissimi periodi e interessa le rocce carbonatiche. Il termine carsismo deriva dal Carso, una regione del Friuli-Venezia Giulia dove questo fenomeno è particolarmente evidente. Il principale agente del carsismo è l’acqua, la cui infiltrazione nel massiccio montuoso provoca processi di corrosione chimica ed erosione meccanica. Questi eventi portano alla dissoluzione del calcare, modificando nel tempo l’aspetto delle rocce e, di conseguenza, il paesaggio circostante, caratterizzato da forme particolari.

Perché i processi di carsificazione possano innescarsi, devono essere presenti una serie di fattori: la presenza di rocce carbonatiche combinata all’azione di fattori fisici e chimici. Le rocce più adatte al processo di carsificazione sono i calcari e le dolomie, formazioni sedimentarie solubili sotto l’azione dell’ossigeno, dell’anidride carbonica e di composti solforati e nitrici (acido solforico, acido solfidrico, acido nitrico). Le rocce carbonatiche sono caratterizzate da un contenuto superiore al 50% di calcite e dolomia (calcite con aggiunta di magnesio). Maggiore è il contenuto di calcite (o dolomia), più le rocce sono soggette a carsificazione e dissoluzione. Quando la percentuale di calcite scende sotto il 50%, si formano le marne, composte principalmente da argilla e sabbia, minerali insolubili che riducono la carsificabilità e conferiscono alle rocce un colore più scuro. Tuttavia, la sola presenza di rocce carbonatiche non è sufficiente per lo sviluppo del carsismo; è essenziale che queste rocce siano fratturate, permettendo all’acqua di penetrare in profondità.



I movimenti tettonici, di cui il Comune di Verona è caratterizzato, attraverso azioni meccaniche sulle rocce che includono dinamiche compressive e distensive, generano i sistemi di fratture necessari allo sviluppo del fenomeno carsico. L'acqua meteorica, penetrando nel massiccio roccioso, esercita un'azione chimica sulla roccia, provocando una lenta ma costante corrosione che consuma e dissolve il calcare. Successivamente, la fase di erosione meccanica e trasporto accumula i residui in aree di deposizione.



Un elemento cruciale nel processo carsico è l'aspetto chimico che porta alla dissoluzione del calcare. L'acqua meteorica (H_2O), ricca anidride carbonica (CO_2) prelevata dall'atmosfera e prodotta dalla vegetazione, infiltrandosi nei pori, negli interstizi e nelle fessurazioni della roccia, si arricchisce di formando acido carbonico (H_2CO_3). Questo acido debole è in grado di mobilitare più efficacemente rispetto all'acqua, il carbonato di calcio (CaCO_3) che costituisce le rocce calcaree. Quando l'acido carbonico incontra il carbonato di calcio si avvia una reazione chimica grazie alla quale quest'ultimo viene trasformato in bicarbonato di calcio $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, un composto solubile in acqua.

Durante il suo percorso, l'acqua tende a perdere parte dell'anidride carbonica e, con essa, il carbonato di calcio che si deposita formando concrezioni come le stalattiti. Questo meccanismo è regolato dall'equilibrio gassoso dell'anidride carbonica contenuta nella soluzione. Quando l'acqua è sottosatura, risulta più aggressiva perché l'elevata concentrazione di anidride carbonica consente di sciogliere ulteriore carbonato di calcio fino a raggiungere l'equilibrio chimico. Al contrario, acque con minor concentrazione di anidride carbonica sono sovrasature e per raggiungere l'equilibrio chimico, cedono il carbonato di calcio.

All'interno di una cavità, le acque provenienti dalla superficie sono generalmente più corrosive rispetto a quelle che circolano nelle zone sottostanti, che tendono invece a essere più concrezionanti.

Queste cavità possono rendersi pericolose in caso di forti terremoti in quanto hanno un equilibrio alquanto precario e una scossa potrebbe destabilizzare la struttura generando crolli visibili anche in superficie generando problemi sulle strutture costruite nelle vicinanze delle cavità.

Per la costruzione del layer (che contiene dei poligoni che individuano zone potenzialmente instabili per crollo di cavità sotterranee per eventi sismici) ci si è avvalsi dell'ausilio della distribuzione delle formazioni rocciose calcaree individuata mediante la consultazione della cartografia in archivio (quadro conoscitivo del PAT precedente e la Carta Geologico-Tecnica MS di Verona).

Per la redazione di questo livello ci si è avvalsi del Layer n°9 "Cavità sepolta e doline" in quanto i due livelli sono collegati tra di loro.

La consultazione di questo e della cartografia pregressa ha evidenziato la presenza di un notevole numero di cavità carsiche localizzate all'interno delle litologie "*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".

3.2 Layer 7 - Zone potenzialmente instabili per faglia attiva e capace

Si è ritenuto di particolare interesse inserire all'interno di questa tavola il suddetto layer in quanto la presenza di faglie attive e capaci, spiegate approfonditamente nel capitolo 2.7 di questa relazione, possono rappresentare una fragilità del territorio Veronese.

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.

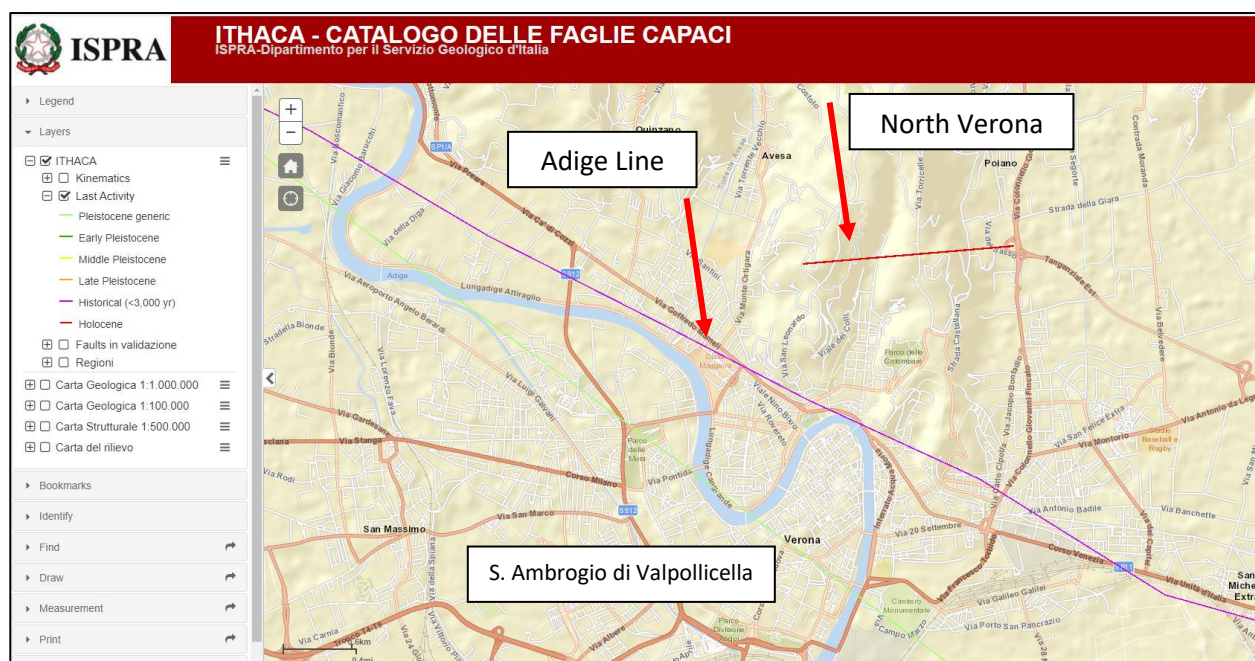
In merito alla faglia S. Ambrogio di Valpolicella, da recenti aggiornamenti del database ITHACA, le ultime evidenze di attività per tale lineamento sono state datate al Pleistocene generico. Dal momento che il Pleistocene generico è un’epoca geologica con durata da 2.58 milioni di anni a circa 11.700 anni fa, l’arco temporale in cui è collocabile l’ultima attività delle faglie, affinché possano ritenersi attive e capaci, è infinitamente piccolo rispetto all’intervallo temporale in anni con cui vengono datate tali faglie. Pertanto, la probabilità che i lineamenti siano da considerarsi “attivi e capaci” secondo la definizione degli ICMS, è da ritenersi estremamente bassa e quindi si è eliminata tale instabilità e la **faglia S. Ambrogio di Valpolicella è stata indicata come “non attiva”** nella carta Geotec.

Invece, per quanto riguarda la faglia Adige Line che attraversa il capoluogo comunale a ridosso del fiume Adige, e la faglia North Verona, 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, si è visto che per tali FAC l’età riportata nel database ITHACA è riferibile all’Olocene o a spostamenti più recenti di 3000 anni.

Quindi, si è deciso di approfondire il tema della “capacità” di rottura tramite delle modellazioni numeriche, affrontate nei paragrafi successivi

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. Dalle considerazioni fatte precedentemente, si è deciso di studiare ad un livello di approfondimento 3 due delle faglie ricadenti nel territorio, come spiegato precedentemente.

24



L’esatta ubicazione delle faglie risulta alquanto incerta poiché:

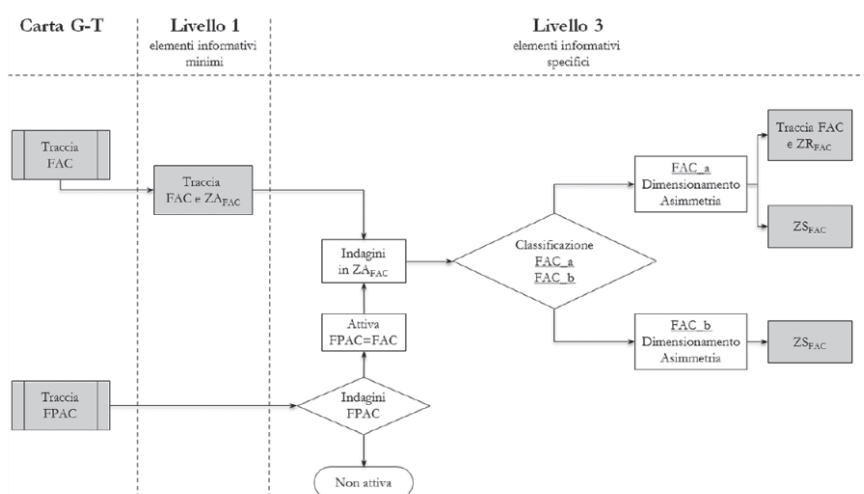
- nelle zone in cui affiora il substrato geologico, non sono presenti, in superficie, indicatori morfologici in grado di accertarne la presenza;
- procedendo verso sud, le porzioni che si trovano celate al di sotto delle coperture sedimentarie, ne nascondono eventuali tracce morfologiche.

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 entrambe 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 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, si è deciso di effettuare uno studio approfondito sulla propagazione della rottura per faglia all'interno dei depositi quaternari che caratterizzano il sottosuolo di Verona, attraverso una modellazione numerica con il codice di calcolo *FLAC 8.0 (Itasca, 2018)* che interessa la faglia Adige Line, che attraversa il capoluogo comunale.

In merito a questo secondo punto, la modellazione ha lo scopo di simulare 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.

Come detto precedentemente, la traccia della faglia riportata in Ithaca, attraversa 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, si è ritenuto opportuno modellare due condizioni:

1. modello per l'area prossima al substrato affiorante, ipotizzando una copertura di circa 40 m e poi bedrock sismico;
2. modello per l'area con copertura con spessore medio di 100 m dal p.c. locale.

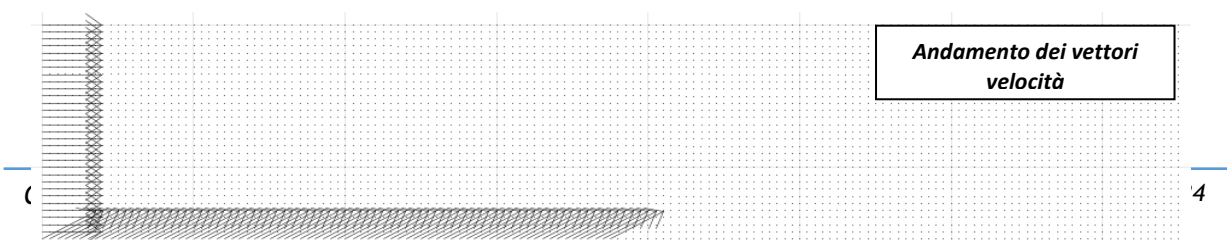
La prima fase si è sviluppata attraverso la creazione di un modello sismo-stratigrafico rappresentativo dell'area in esame: si è considerato un modello bidimensionale orizzontale esteso per circa 1000 m e per 40 m di profondità nel primo caso e 100 m nel secondo caso. La base del modello rappresenta l'interfaccia con il bedrock sismico la cui profondità è stata stimata dalle indagini geofisiche condotte.

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

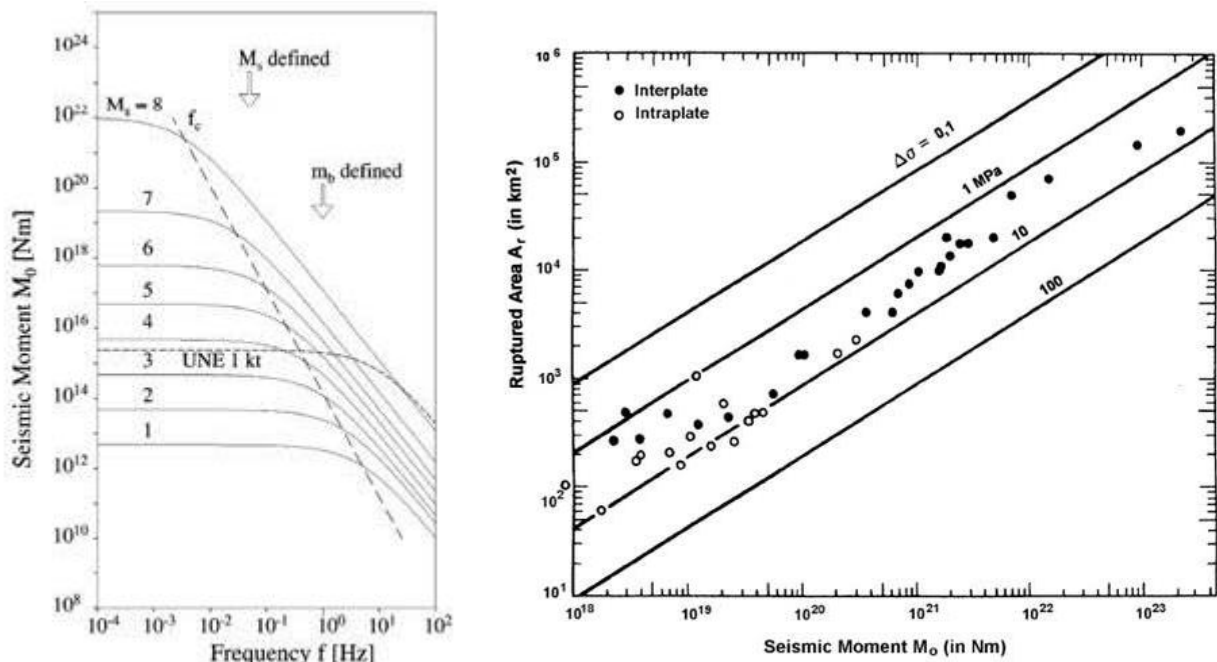
<i>Ghiaie addensate</i>	
Vs:	450 m/s
Angolo di attrito θ :	35°
Coesione:	nulla

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 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 rigidezza crostale.



27

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.

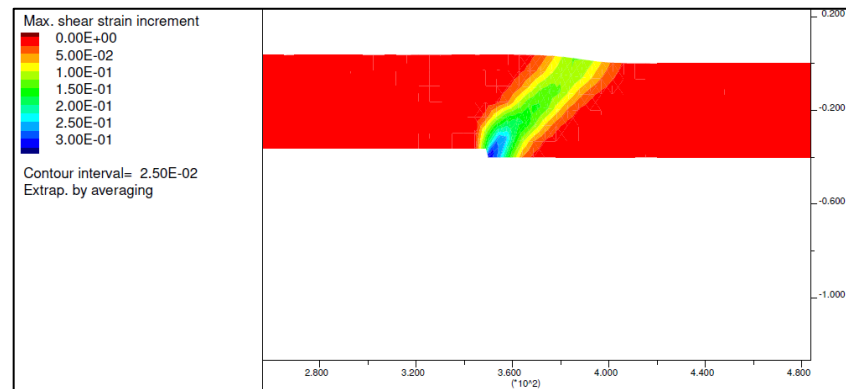
Nelle modellazioni effettuate, si è deciso di considerare il campo delle grandi deformazioni che consente di poter modellare il movimento di ogni nodo della griglia e quindi simulare un comportamento non lineare del materiale.

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 delle modellazioni effettuate riguardanti la propagazione della rottura della faglia inversa hanno prodotto i seguenti risultati:

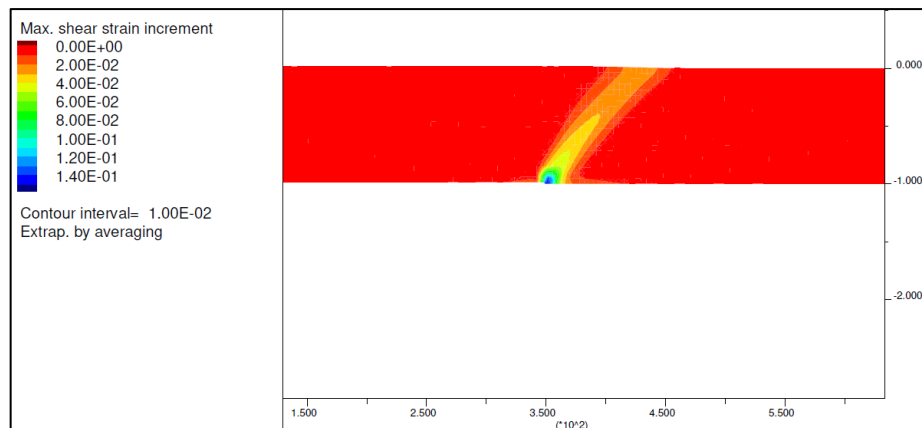
Caso n° 1 - copertura con spessore medio di 40 m dal p.c. locale:

- 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.



Caso n°2 - copertura con spessore medio di 100 m dal p.c. locale

- 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 1.4×10^{-1} nel punto di rottura e di 2.0×10^{-2} in prossimità della superficie mostrando, quindi, una diminuzione di un ordine di grandezza. È ben evidente, infatti, rispetto al caso precedente, che la maggior concentrazione di deformazione è localizzata a profondità massime di 60 m dal piano campagna locale, risultando attenuata in superficie.



28

In conclusione, dalle analisi fatte è possibile trarre le seguenti conclusioni:

- sulla base di rilievi aerofotogrammetrici, geologici e geomorfologici condotti dallo scrivente, non sono stati riscontrati gli elementi che compongono una faglia attiva e capace e i fenomeni cosismici ad essa collegati quali scarpate morfologiche, zone di trasferimento, gap, erosione, coperture. Pertanto, **non è possibile cartografare con ubicazione certa la faglia in esame, che risulta quindi classificabile come FAC_b**;
- in merito alla potenziale capacità della faglia, i modelli effettuati hanno evidenziato che nel caso di bedrock sub-affiorante o copertura esigua al di sopra del bedrock sismico, la deformazione associata al fenomeno di fagliazione, presenta in superficie dei valori di *shear strain* poco attenuati rispetto ai valori massimi; pertanto, non è possibile escludere con certezza la “capacità” di tale faglia in occasione di eventi sismici di magnitudo rilevante.
Discorso differente per il caso con substrato profondo: qui i risultati della modellazione numerica hanno evidenziato come lo spessore elevato di depositi posti al di sopra del bedrock sismico attenuino le deformazioni attese, rendendo difficile la “capacità” della faglia considerata.

Pertanto, si è ritenuto opportuno suddividere tale faglia in due tratti:

- quello ricadente nella copertura profonda, è stato classificato come lineamento non attivo (da intendersi più propriamente come non capace di produrre deformazione in superficie) con ubicazione incerta;

- mentre, al tratto ricadente nel substrato sub affiorante e/o con copertura di spessore ridotto al di sopra del bedrock sismico, è stata assegnata la capacità di produrre deformazioni in superficie e, pertanto, è stata assegnata una “Fascia di Suscettibilità” definita come “Zona di suscettibilità per faglia attiva e capace (caratterizzante e non vincolante in quanto l'ubicazione della faglia è incerta poiché non sussistono evidenze morfologiche di una recente attività)”.

Tali considerazioni e tale metodo di classificazione, è stato utilizzato per entrambe le faglie che interessano il Comune.

Nel layer sono riportati i lineamenti (*shp_lineare*) che a seguito di modellazioni e approfondimenti, presenti nel livello 3 della MS, sono assimilabili a faglie attivi e capaci.

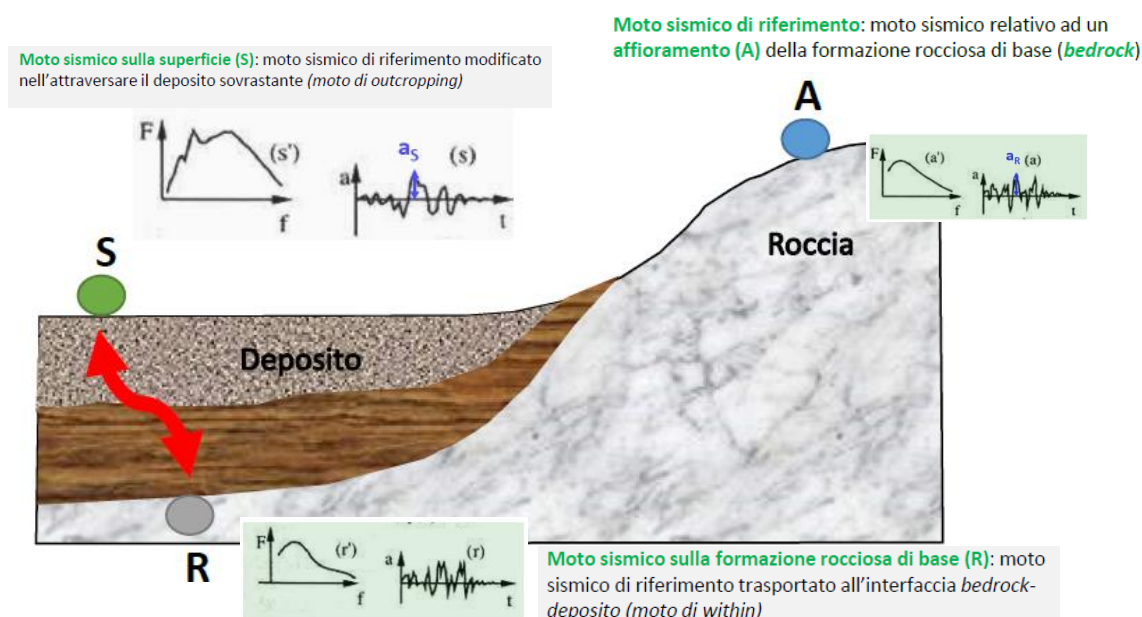
Oltre a questo, è stato inserito un Buffer di 200 m (*shp_poligonale*) indicante la fascia soggetta a vincolo in caso di presenza di una faglia attiva e capace con posizione incerta.

3.3 Layer 8 - Zone d'Amplificazione d'Onda sismica

Nella carta delle fragilità e delle criticità è stato inserito il layer denominato “zone d'amplificazione d'onda sismica” in quanto, in caso di evento sismico, il territorio può rispondere in maniera differente in funzione della stratigrafia e delle condizioni morfologiche. Con questo livello si individueranno tutte quelle zone che amplificherebbero l'onda generata dal terremoto in modo tale da mettere in particolare sollecitazione gli edifici presi in considerazione ovvero con periodo di oscillazione compreso tra 0.1 e 1s.

La comprensione complessiva del moto sismico in superficie si basa sulla valutazione delle modifiche dei parametri sismici di riferimento, tenendo conto delle caratteristiche geologiche, geotecniche e geomorfologiche del sito. Queste valutazioni sono cruciali poiché possono evidenziare differenze significative rispetto al moto sismico previsto dalla pericolosità sismica di base.

Queste modifiche, conosciute come effetti di sito (o effetti locali), includono fenomeni di amplificazione o deamplificazione sismica locale. La rappresentazione schematica di questo è rappresentata nell'immagine seguente dove si denota come l'accelerogramma viene modificato in funzione della posizione a cui si trova lo strumento di registrazione.



In sintesi, la risposta sismica locale è l'insieme delle modifiche in ampiezza, durata e contenuto in frequenza che il moto sismico di riferimento subisce nell'immediato sottosuolo a causa delle condizioni geologiche, geotecniche e morfologiche locali note genericamente come «effetti di sito».

Gli effetti di sito, quindi, possono essere di diverso tipo in quanto la morfologia, la tipologia di sedimenti e la diversa profondità del substrato di riferimento sono variabili anche all'interno del Comune di Verona. Vi sono tre tipologie di amplificazione e deamplificazione:

- **Amplificazione/deamplificazione topografica**

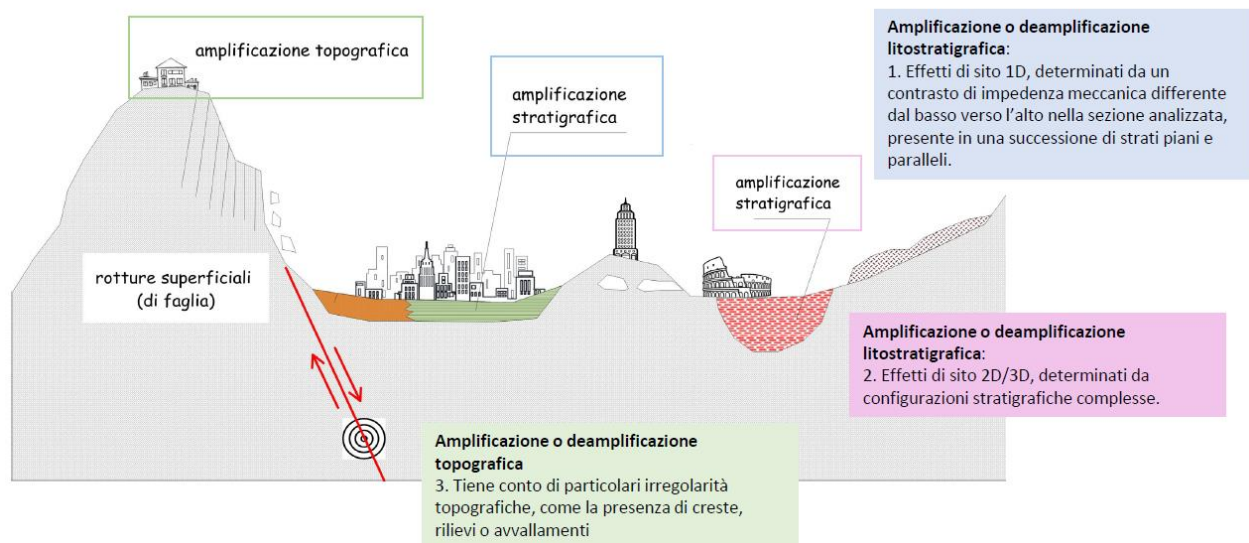
Tiene conto di particolari irregolarità topografiche, come la presenza di creste che amplificano il segnale, rilievi, avvallamenti o versanti che deamplificano il segnale

- **Amplificazione/deamplificazione litostratigrafica 1D**

Effetti di sito 1D, determinati da un contrasto di impedenza meccanica differente dal basso verso l'alto nella sezione analizzata, presente in una successione di strati piani e paralleli.

- **Amplificazione/deamplificazione litostratigrafica 2D/3D**

Effetti di sito 2D/3D, determinati da configurazioni stratigrafiche complesse.



L'amplificazione sismica più semplice, quella stratigrafica, può essere analizzata utilizzando modelli monodimensionali che considerano le differenze nelle proprietà geotecniche lungo la verticale del terreno. Per l'amplificazione topografica e per effetti più complessi, è necessario impiegare software per analisi bidimensionali o tridimensionali, al fine di simulare accuratamente la risposta sismica locale.

Nei modelli per determinare la risposta sismica locale, si considera il processo di verticalizzazione dei raggi sismici. Questo fenomeno è causato da una diminuzione della rigidità dei materiali verso la superficie, che porta a una direzione di incidenza sempre più verticale. Si utilizzano come riferimento le onde di taglio polarizzate nel piano orizzontale (onde SH), che si propagano ortogonalmente rispetto alla superficie topografica (Foti, Lai, Rota, 2009).

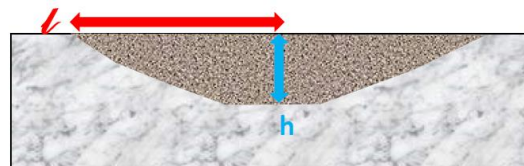
Il metodo semplificato 1D, presenta delle limitazioni nei seguenti contesti e quindi bisogna fare riferimento ad un effetto 2D:

- Nel caso di bacino sedimentario, nel quale i fenomeni di focalizzazione delle onde sismiche, non possono essere valutati con semplicità, ma richiedono analisi più approfondite e dettagliate.
- Nei casi in cui la sezione presenti una geomorfologia alquanto complessa.

Nei fondivalle sono possibili sia "effetti di valle" associati alle riflessioni multiple causate dall'intrappolamento delle onde sismiche all'interno dei depositi che riempiono le valli, sia amplificazioni stratigrafiche causate dal contrasto di impedenza tra mezzi geologici diversi (per la presenza di materiali sciolti poggianti su substrato roccioso).



In presenza di bacini sepolti, il comportamento si complica, e l'entità dell'amplificazione può essere valutata attraverso il seguente schema logico, funzione del rapporto tra la profondità del bacino "h" e la sua semi-ampiezza "l"



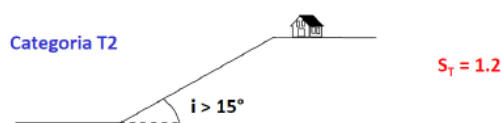
L'amplificazione topografica è trattata allo stesso modo dell'amplificazione stratigrafica dalle NTC18; per amplificazione topografica si identificano tutti quei fenomeni legati alla focalizzazione delle onde sismiche, che avvengono in presenza di configurazioni topografiche particolari, come avvallamenti e/o creste. Le NTC18 consentono l'individuazione di 4 differenti categorie topografiche, per caratterizzare al meglio i siti che si discostano dal terreno di riferimento, con una superficie topografica puramente orizzontale.

Anche in questo caso, la classificazione dell'amplificazione topografica rientra nell'approccio semplificato che viene introdotto dalle NTC18, che consente l'individuazione di un particolare coefficiente S_T , che va a moltiplicare l'accelerazione orizzontale di picco.

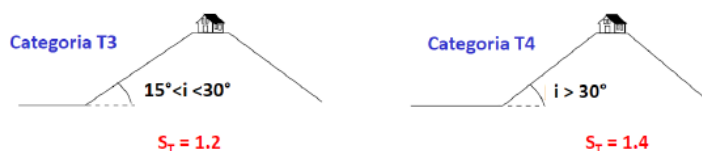
Le categorie topografiche "si riferiscono a configurazioni geometriche prevalentemente bidimensionali, creste o dorsali allungate, e devono essere considerate nella definizione dell'azione sismica se di altezza superiore a 30 m".

Inoltre, gli effetti topografici possono essere trascurati per rilievi con altezze inferiori a 30 m, e nel caso di pendii con una inclinazione media inferiore ai 15° .

→ in prossimità del ciglio superiore di pendii



→ sommità di rilievi con larghezza in cresta molto minore che alla base



Tenendo in considerazione queste caratteristiche nella MS è stata redatta la carta delle MOPS laddove 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.

Ad ogni zona è stata assegnata una colonnina stratigrafica che rappresenta al meglio l'andamento sismostratigrafico del sottosuolo.

Al seguito si è provveduto, nelle stesse modalità che nella MS di terzo livello, con la determinazione del fattore di amplificazione di ogni singola MOPS per l'intervallo di periodo 0.1-1.0 s.

Le onde di taglio (S) sono fondamentali per comprendere il comportamento strutturale degli edifici durante un terremoto. Mentre le onde di compressione (P) agiscono principalmente in direzione verticale sulle sovrastrutture, le onde S esercitano forze di taglio lungo il piano orizzontale, dove gli elementi strutturali sono più vulnerabili. Queste forze di taglio possono indurre oscillazioni nella struttura stessa.

Gli edifici hanno una frequenza fondamentale di vibrazione, che dipende dalla loro rigidità e massa. Questa frequenza rappresenta il **periodo di oscillazione principale della struttura**. In generale, gli edifici più rigidi e bassi hanno periodi di vibrazione più brevi, mentre quelli più flessibili e alti hanno periodi più lunghi.

La progettazione antisismica tiene conto di questa frequenza fondamentale per garantire che gli edifici siano in grado di assorbire l'energia sismica senza subire danni strutturali significativi. La scelta dei materiali, la geometria e il sistema di vincoli influenzano la frequenza fondamentale e la risposta dinamica dell'edificio durante un terremoto.

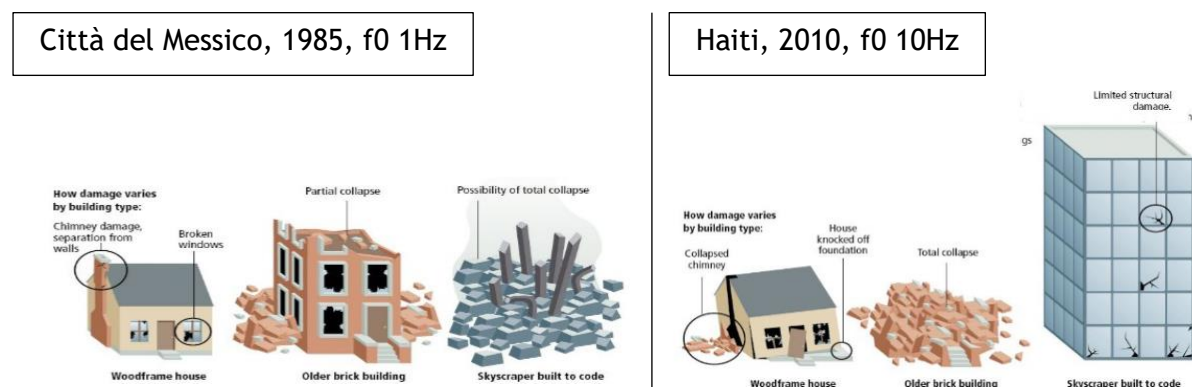
Il rischio sismico di un edificio è legato alla sua suscettibilità a subire lesioni a seguito delle sollecitazioni indotte da un terremoto. È interessante notare che il rischio sismico di un edificio di costruzione relativamente recente è solo marginalmente collegato alle modalità realizzative dello stesso.

Tuttavia, l'effetto più significativo sul rischio sismico è l'amplificazione sismica locale. Questo fenomeno aumenta in modo considerevole l'intensità delle forze sismiche che agiscono sulla struttura. L'amplificazione sismica dipende principalmente dal rapporto tra le frequenze con cui oscillano il terreno di fondazione e l'edificio durante il terremoto.

In particolare, se la frequenza di oscillazione dell'edificio è confrontabile con quella del terreno di fondazione, si verifica il fenomeno della doppia risonanza. Questo comporta una disastrosa amplificazione delle sollecitazioni sismiche sull'opera. Quindi, più il rapporto tra la frequenza fondamentale dell'edificio e quella del terreno si avvicina all'unità, maggiori sono le forze risentite dalla struttura e quindi maggiori sono i danni prevedibili.

Come riportato nei due esempi seguenti si vede come per il terremoto di Città del Messico i danni maggiori sono sugli edifici alti con periodo di oscillazione maggiore rispetto al terremoto del 2010 di Haiti dove gli edifici più colpiti sono stati quelli bassi laddove la frequenza di risonanza era alta e quindi aveva un breve periodo di oscillazione probabilmente accoppiato con il periodo basso degli edifici

32



In via cautelativa per non escludere alcune tipologie di edifici si è ritenuto opportuno eseguire le analisi e i calcoli dei fattori di amplificazione delle varie MOPS nell'intervallo di periodo 0,1-1,0s.

Per le quantificazioni della risposta sismica di sito per ogni MOPS sono state condotte 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 0.1-1.0s a differenza della MS dove si calcolavano i periodi 0.1-0.5s, 0.4-0.8s e 0.7-1.1s.

FATTORE DI AMPLIFICAZIONE FA:

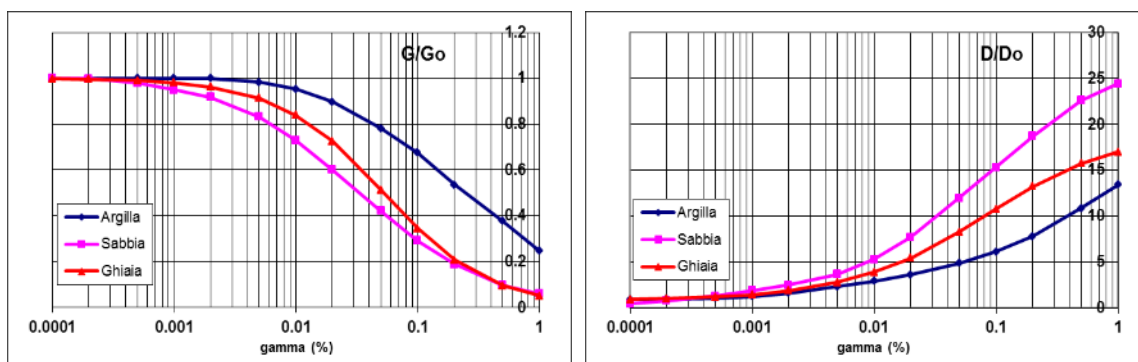
rapporto tra grandezze integrali derivate da spettri di risposta elastici alla superficie (spettri di output) e quelli corrispondenti al moto atteso su un suolo di riferimento pianeggiante ed ipoteticamente affiorante nello stesso sito (spettri di input), calcolati in diversi intervalli di periodi.

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

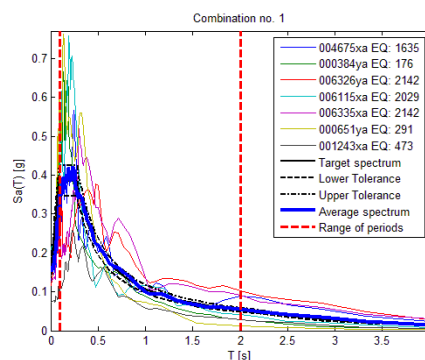
Lungo le frontiere laterali dei modelli sono stati introdotti particolari elementi assorbenti (*free - field* boundaries) che, oltre ad evitare la riflessione delle onde in maniera analoga agli smorzatori viscosi introdotti da Lysmer & Kuhlemeyer (1969), forzano i nodi delle frontiere laterali a riprodurre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

33



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).

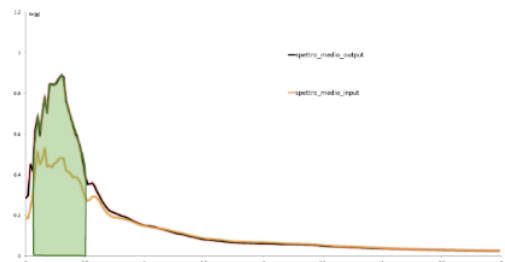
Infine, per calcolare il Fattore di Amplificazione (FA) si è confrontato lo spettro medio in ingresso con quello in uscita, calcolando il rapporto dell'intensità di Housner per periodi compresi tra 0.1 - 1.0 in tale intervallo, si ha la massima risposta in accelerazione.

Schematicamente per questo intervallo si è proceduto nel seguente modo

- calcolo dello spettro medio di output $S_{o,m}$ (Spettro di output medio)
- calcolo dello spettro medio di input $S_{i,m}$ (Spettro di input medio)

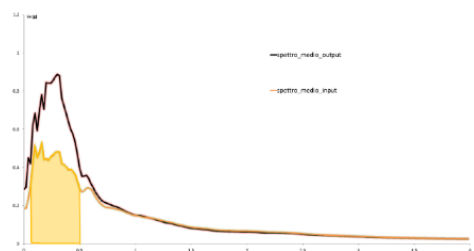
- per il periodo 0.1-1.0 si calcola il valore dell'area sottesa dalla curva dello spettro medio di input

$$SA_{i,m} = \int_{0.1}^{1.1} S_{i,m}(T) dt$$



- per il periodo 0.1-1.0 si calcola il valore dell'area sottesa dalla curva dello spettro medio di output

$$SA_{o,m} = \int_{0.1}^{1.1} S_{o,m}(T) dt$$



- si calcola FA mediante il seguente rapporto $FA = \frac{SA_{o,m}}{SA_{i,m}}$

Ora ad ogni MOPS saranno associati i vari valori di FA.

Le aree con valore di FA > 1,9 rappresenteranno le zone nel comune di Verona in cui è attesa un'importante amplificazione del moto sismico di base.

Per la lavorazione del livello (shp poligonale) relativo alle zone d'amplificazione d'onda sismica si è proceduto partendo dalla Carta delle MOPS della MS di Verona.

Questa suddivide il territorio in microzone omogenee che rispondono in maniera simile all'arrivo di un'onda sismica. Ad ogni microzona è stato associato un Fattore d'Amplificazione basato sull'analisi degli spettri di risposta sismica locale eseguiti nell'intervallo strutturale 0,1-1,0s ritenuto il periodo più rappresentativo

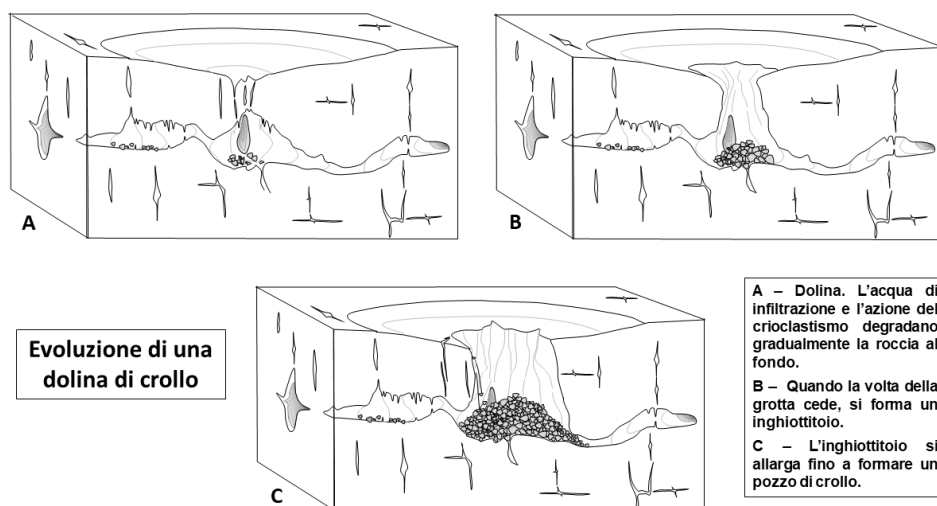
del moto oscillatorio per gli edifici di Verona. Gli areali individuati all'interno della carta rappresentano quindi le aree che hanno un fattore di amplificazione >1.90 , valore soglia cautelativo per questo tipo di strutture.

3.4 Layer 9 - Cavità sepolta - dolina

Data la natura calcarea del territorio di Verona è necessario sottolineare la possibile presenza di queste forme geologiche che possono predisporre delle criticità ed essere delle fragilità per il Comune.

Come spiegato nel capitolo 3.1 della relazione la parte montana del territorio veronese è interessata dalla presenza di cavità e doline dovute all'azione degradante del carsismo.

Approfondendo la tematica delle doline, marginalmente trattata nel capitolo precedente, queste sono la manifestazione in superficie di circolazione idrica all'interno di un acquifero carsico che genera dissoluzioni di roccia anche al di sotto della roccia visibile in superficie. Questa forma merita particolare attenzione in quanto può essere sintomatica della generazione di sinkhole, veri e propri crolli visibili anche in superficie generati dall'evoluzione di una semplice dolina.



Per la redazione di questo layer ci si è avvalsi della 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), che hanno evidenziato la presenza di un notevole numero di cavità carsiche localizzate all'interno delle litologie delle formazioni dei *Calcari Grigi*, del *Rosso Ammonitico* e dei *Calcari nummulitici* che ben si prestano a fenomeni di questo tipo.

Nella fattispecie le doline sono state estratte dal quadro conoscitivo del PAT precedente nel quale vengono riportate queste forme. Da un primo sopralluogo speditivo sul campo si ritiene necessario un ulteriore approfondimento mediante un rilievo di dettaglio e con immagini da drone che possano verificare la veridicità della presenza della forma in questione. In questa fase si ritiene opportuno, in via cautelativa, riportare tutti i dati raccolti.

Si è riportato è ritenuto importante riportare in carta tali forme carsiche e 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 ocre 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 ocre 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.

36

Per questi motivi il Layer puntuale evidenzia i punti critici laddove si potrebbero verificare dei cedimenti puntuali.

3.5 Layer 10 - Orlo di scarpata morfologica o fluviale

Si riporta all'interno di questa tavola la seguente tipologia di forma a causa della sua importanza dal punto di vista di attenzionabilità in quanto dal punto di vista sismico, insieme alle creste rappresentano zone con comportamenti particolari dal punto di vista dei fattori di amplificazione sismica locale. Oltre a ciò rappresentano anche zone da attenzionare in quanto, se di grande entità possono rappresentare un pericolo a chi vi transita nei pressi. Le scarpate più verticali possono anche essere soggette a crolli e di conseguenze debbono essere attenzionate.

La scarpata è quella forma geomorfologica che indica il passaggio repentino in pochi metri da una quota ad un'altra, evidenziata quindi da una brusca rottura del profilo topografico. L'importanza di una scarpata geomorfologica è data soprattutto dal dislivello tra le due tipologie di quote.

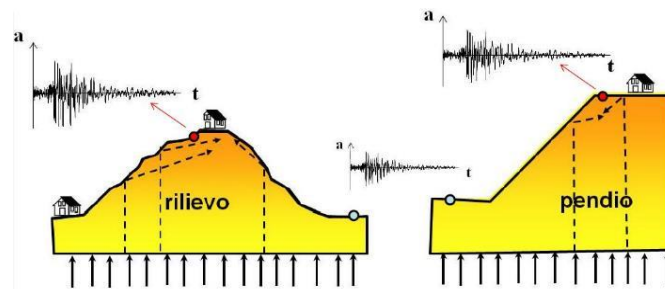
In morfologia però la generazione della forma corrisponde ad un particolare processo. È per questo che le scarpate vengono suddivise sia per la loro entità di variazione di quota, sia per il processo che le ha generate. Nel Comune di Verona ci sono principalmente tre tipi di scarpate geomorfologiche:

- scarpata di degradazione: dovute a degradazioni impostate su fratture o strutture tettoniche degradate dagli agenti atmosferici e dalla gravità;
- scarpata di erosione fluviale: creata dalla dinamica fluviale non solo del fiume principale ma anche dei fiumi e torrenti minori;
- scarpata antropica: generata dalla creazione di cave, terrapieni e opere umane.

Oltre a questa suddivisione le scarpate possono essere di altezza inferiore ai 5 m, compresa tra i 5 e 10 m e superiore ai 10 m.

In questo layer sono riportate anche le creste e i crinali ovvero la parti apicali dei rilievi e dei suoi versanti. Queste hanno una valenza dal punto di vista idrogeologico, in quanto fungono da spartiacque e delimitano diversi bacini idrografici, sismico in quanto sono rilevanti al fine della caratterizzazione degli effetti di amplificazione sismica.

Infatti, come riportato nelle NTC2018, le creste e le scarpate morfologiche amplificano l'onda sismica in funzione delle loro proprietà geometriche. Come evidenziato nella seguente immagine l'accelerogramma alla base della scarpata o del rilievo ha una forma che viene amplificata nel punto più alto della scarpata o del rilievo.



Effetti topografici 2D – 3D.
Effetti legati alla interazione tra onde sismiche e morfologia superficiale con effetti di focalizzazione delle onde sismiche

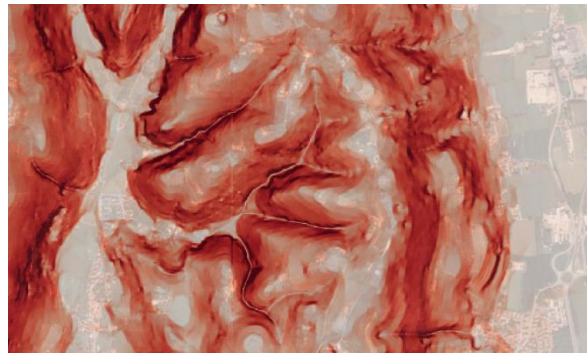
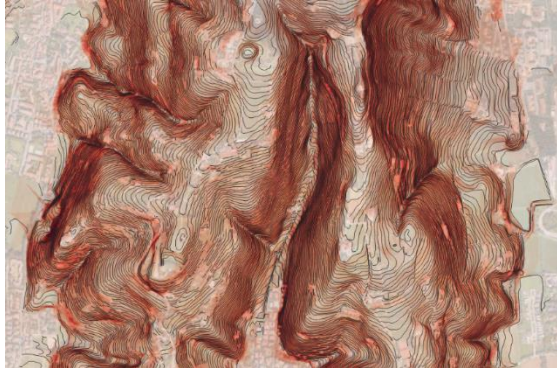
Al fine di individuare al meglio le scarpate e le creste si è proceduto a creare un modello digitale del terreno dai dati regionali e dai dati forniti dallo studio urbanistica del Comune di Verona. Questo modello è stato utile soprattutto nelle zone pianeggianti laddove le rotture di pendenza non sono così evidenti come nella parte montana e dove si è riusciti a discriminare la differenza di quota.

La successiva lavorazione è stata quella di creare una carta delle pendenze la quale mette in risalto la presenza delle scarpate morfologiche in quanto queste presentano una pendenza molto più elevata rispetto alle zone pianeggianti o di pendii costanti. Sono state utilizzate anche le isoipse, curve ad egual quota, che nei punti che presentano rotture di pendenza intensificano la loro concentrazione. Queste lavorazioni sono state fondamentali anche per l'individuazione del profilo di cresta.



- DTM con scala di elevazione da 40(rosso) e 50(blu) m s.l.m. per l'individuazione delle scarpate fluviali generate dallo scorrimento del fiume Adige

-Carta delle pendenze per l'individuazione delle rotture di pendenza e delle creste in ambiente montano



-Isoipse che, laddove si infittiscono, rappresentano la presenza di un passaggio repentino da una quota ad un'altra.

3.6 Layer 11 - Aree interessate da dissesto gravitativo

Nella redazione di questa tavola delle fragilità e delle criticità ambientali è doveroso inserire anche le aree interessate da dissesti gravitativi in quanto possono recare danno a persone e oggetti. Questi fenomeni, sempre maggiormente frequenti anche a causa del cambiamento climatico, interessano il Comune di Verona.

Il termine "frana" o "fenomeno franoso" si riferisce al movimento di massa di materiale sotto l'influenza della gravità, solitamente lungo un pendio. Questo processo morfogenetico modella la superficie terrestre, contribuendo al graduale appiattimento della topografia attraverso la rimozione e il trasporto dei materiali del rilievo. I fenomeni franosi includono frane, reptazione e soliflusso. Le frane possono coinvolgere diversi tipi di materiali e variare in termini di cinematismo e velocità. Sebbene diversi fattori possano predisporre una frana, essa è sempre innescata da una causa specifica. La classificazione più diffusa è quella di Cruden & Varnes (1996), che distingue tra frane da crollo, ribaltamento, scorrimento (planare o rotazionale), espandimento e flusso, oltre alle frane complesse e composite. Il termine equivalente in inglese è "landslide".



Crollo

Il crollo inizia con il distacco di materiale da un pendio ripido, seguito da cadute, rimbalzi e rotolamenti. Questo movimento riduce il volume iniziale e frammenta il materiale. Il distacco avviene lungo superfici di rottura, coincidenti con discontinuità preesistenti. I frammenti si depositano alla base del pendio, formando talus, conoidi, ecc. I crolli si classificano per tipo di materiale: crollo di roccia coinvolge blocchi rocciosi, mentre crolli di terra coinvolgono terre a grana grossa o fine. La velocità varia da molto rapida a estremamente rapida. Il termine equivalente in inglese è "fall".

Espandimento

L'espandimento implica l'espansione laterale di materiale coesivo sopra uno strato più debole, tipicamente su pendii poco inclinati o pianeggianti. La superficie di rottura è detta "superficie di espandimento". Esistono espandimenti di roccia e di terra, con velocità variabile da estremamente lenta a molto rapida. Il termine equivalente in inglese è "spread".



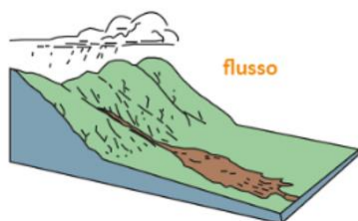
espandimento laterale

Espandimento di Roccia

Coinvolge l'espansione laterale di materiale roccioso sopra uno strato debole. Il movimento è causato dalla deformazione intensa dello strato sottostante e influenzato dalle condizioni geologiche e topografiche locali. Spesso associato a deformazioni profonde di versante, si manifesta con una velocità estremamente lenta. Il termine equivalente in inglese è "rock spread".

Espandimento di Terra

Caratterizzato dall'espansione laterale di materiale a grana fine sopra uno strato debole. Innescato da movimenti rapidi che causano la liquefazione dello strato inferiore e la frammentazione di quello superiore, il fenomeno inizia senza preavviso e progredisce rapidamente. Il termine equivalente in inglese è "soil spread".



flusso

Flusso

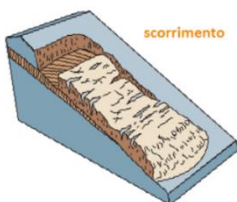
Il flusso è un movimento franoso in cui il materiale si muove in modo turbolento, con particelle che si muovono indipendentemente in un fluido. La superficie di rottura è temporanea e viene distrutta durante il movimento. I flussi includono valanghe di detriti, terre, neve o ghiaccio, flussi di detrito (miscele di terre a grana grossa e fine con acqua), e flussi di fango (terre a grana fine). I termini equivalenti in inglese sono "flow", "avalanches", "debris flow", "earth flow", e "mudflow".

Ribaltamento

Il ribaltamento è la rotazione in avanti di una massa attorno a un punto di cerniera, che può culminare in un crollo o scorrimento. Avviene lungo una superficie di rottura generata da discontinuità verticali. Il movimento è causato dalla gravità o da forze esercitate da unità adiacenti e fluidi presenti nelle discontinuità. Si distinguono ribaltamenti di roccia e di terra. Il termine equivalente in inglese è "topple".



ribaltamento



scorrimento

Scorrimento o Scivolamento

Lo scorrimento implica il movimento di materiale lungo una superficie di rottura riconoscibile, che può essere neoformata o riattivata. Il movimento progressivo inizia da un punto di debolezza e si propaga lungo la superficie di scorrimento. I due tipi principali sono lo scorrimento planare e rotazionale, differenziati per la superficie di rottura e il materiale coinvolto. La velocità varia da lenta a molto rapida. Il termine equivalente in inglese è "slide".

Scorrimento o Scivolamento Planare

Si verifica quando uno o più blocchi scivolano lungo una superficie piana o debolmente ondulata. La superficie di scorrimento è controllata da discontinuità nel materiale coinvolto. Il movimento può avvenire come un unico blocco o in blocchi disarticolati. La velocità varia da lenta a molto rapida. Il termine equivalente in inglese è "translational slide".

Scorrimento o Scivolamento Rotazionale

Inizia con un collasso seguito da una rotazione del materiale lungo una superficie concava verso l'alto. Il movimento può disarticolarsi in elementi che si inclinano all'indietro durante il movimento, con il fronte che può liquefarsi e trasformarsi in un flusso. Le velocità variano da lenta a molto rapida. Il termine equivalente in inglese è "rotational slide".

Al fine di caratterizzare al meglio la tipologia di movimento gravitativo vi sono anche altre caratteristiche da tenere in considerazione che vanno a identificare in maniera accurata le aree qualità descritte di seguito e riassunte nella tabella.

Movimento	Materiale	Umidità	Velocità	Stile	Distribuzione	Stato
Crollo	Roccia	Secco	Estremamente rapida	Complessa	Confinata	Attiva
ribaltamento	Roccia debole	Umido	Molto rapida	Composta	In avanzamento	riattivata
Scivolamento rotazionale	detrito	Bagnato	Rapida	Multipla	In diminuzione	Sospesa
Scivolamento planare	terra	Molto bagnato	Moderata	Successiva	In espansione	Inattiva Quiescente
espandimento	fango		Lenta	singola	In movimento	Inattiva Relitta
flusso			Molto lenta		Multi-direzionale	Inattiva stabilizzata
			Estremamente lenta		Progressiva	Inattiva abbandonata
					Retrogressiva	

Il materiale coinvolto nella massa dislocata di una frana può essere costituito da:

- roccia
- detrito
- terra

40

Questi criteri forniscono informazioni dettagliate utili per comprendere meglio il fenomeno.

In base alla mobilità, che indica la velocità del movimento, una frana può essere classificata come:

- estremamente lenta
- molto lenta
- lenta
- moderata
- rapida
- molto rapida
- estremamente rapida

L'attività del fenomeno franoso si suddivide in diversi aspetti, che aiutano a delineare le caratteristiche principali di una frana e a guidare le analisi dettagliate. Questi aspetti sono raggruppati in tre categorie:

Stile dell'attività: Fornisce informazioni sulle tipologie di movimento presenti e sul loro contributo al fenomeno franoso. Una frana può essere:

- complessa
- composta
- multipla
- successiva
- singola

Distribuzione dell'attività: Indica la direzione del movimento. Una frana può essere:

- confinata
- in avanzamento

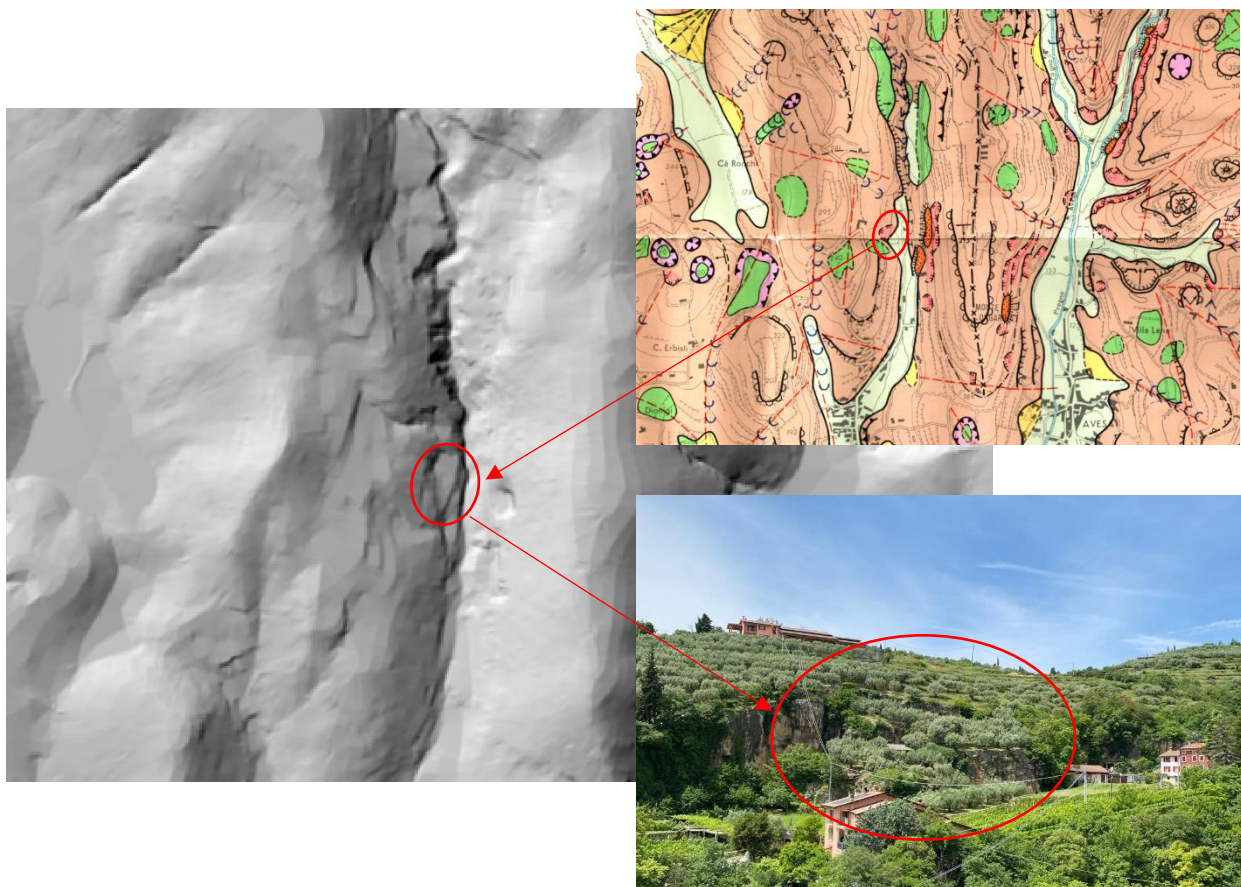
- in diminuzione
- in espansione
- in movimento
- multidirezionale
- progressiva
- retrogressiva

Stato di attività: Definisce lo stadio evolutivo del fenomeno franoso. Una frana può essere:

- attiva
- inattiva abbandonata
- inattiva quiescente
- inattiva relitta
- inattiva stabilizzata
- riattivata
- sospesa

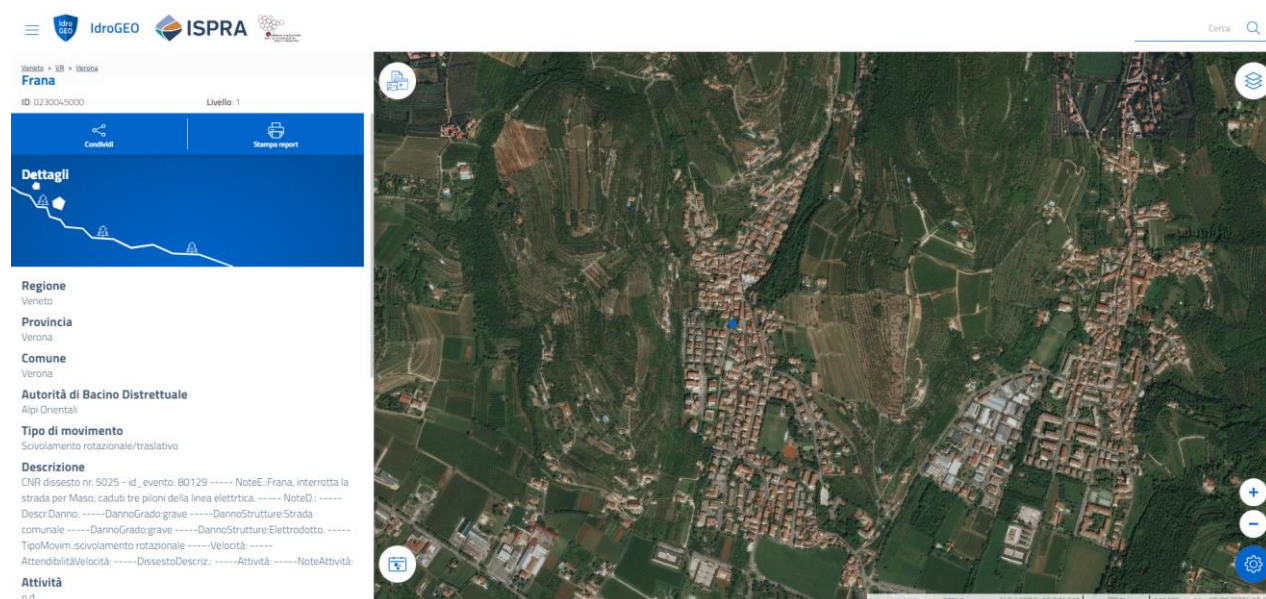
Per la costruzione di questo layer (shp poligonale) si è fatto riferimento al quadro conoscitivo del PAT precedente, alla Carta Geologica del Territorio del Comune di Verona dalle memorie del Museo Civico di Storia Naturale del Comune di Verona redatta nel 1977 da Vittorio de Zanchè e da Lorenzo Sorbini, oltre che alla piattaforma IDROGEO dell'Ispra, la quale riporta il catalogo IFFI ovvero l'Inventario dei Fenomeni Franosi Italiani.

A seguito della raccolta dati eseguita, all'elaborazione della realizzazione dell'Hillshade da DEM (sotto riportato), si è provveduto a un rilievo speditivo in campagna che ha evidenziato la presenza di alcune frane e l'assenza di altre. Si ritiene quindi necessario un ulteriore rilievo dettagliato interpolato con un'analisi con immagini da ortofoto necessarie per individuare dissesti su vasta scala.



Esempio di processo di rilievo di dettaglio di una frana in comune di Verona

Di seguito si riporta l'unica frana evidenziata dal catalogo IFFI descrivibile come una frana di scivolamento rotazionale/traslattivo nella frazione di Quinzano avvenuta 08/05/1963

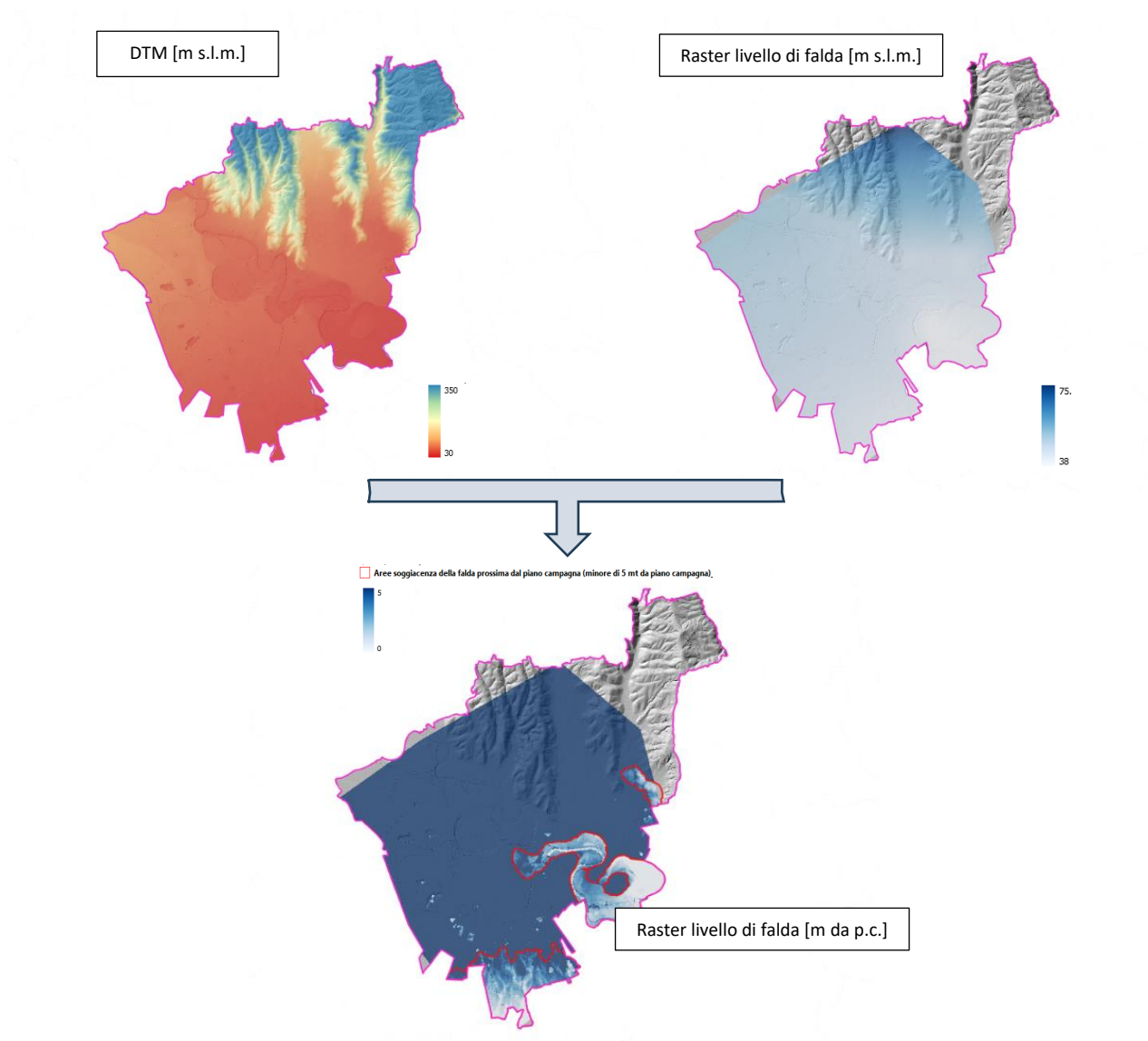


Estratto del catalogo IFFI

3.7 Layer 14 - Aree con soggiacenza della falda prossima al piano campagna (< 5m da p.c.)

Si è ritenuto opportuno inserire nella Carta delle fragilità e delle criticità ambientali questa tematica in quanto una zona che ha la falda prossima alla superficie può avere dei problemi idrogeologici importanti in termini di smaltimento delle acque meteoriche, facile allagabilità e problemi di stabilità agli edifici per presenza o variazione del livello di falda sotto la struttura.

Per la redazione di questo Layer (shp poligonale) sono stati utilizzati i dati relativi ai pozzi forniti dall'ufficio urbanistica. Si è proceduto a creare un DTM del terreno dai punti quotati forniti successivamente si è creato un raster mediante l'interpolazione dei livelli (in m s.l.m.) di falda rilevati all'interno dei pozzi rilevati. Per visualizzare in modo facile le aree con la falda prossima alla superficie si è proceduto mediante l'operazione di sottrazione dei due raster in modo tale che dai valori di quota dei pixel del raster DTM vengano sottratti i valori dei livelli piezometrici del raster dei pozzi in modo tale da ottenere il valore in ogni singolo pixel del livello di falda da p.c. locale. Il procedimento è schematizzato nella pagina seguente.



4 CONCLUSIONI

Tra i principali compiti che un Comune 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, un evento alluvionale o un evento di dissesto idrogeologico 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 ed attuare una pianificazione accorta e sostenibile, 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.

Il Comune di Verona ha attivato una serie di iniziative di avvio ai lavori per la redazione del nuovo Piano di Assetto Territoriale per caratterizzare ed aumentare in prima istanza le conoscenze sulle fragilità e sulle criticità ambientali redigendo un documento preliminare e una Tavola denominata come "Carta delle fragilità e delle Criticità Ambientali".

In questa relazione si intende andare ad analizzare i fenomeni naturali legati alla geologia, con l'obiettivo di attivare in futuro azioni efficaci in materia di riduzione dei rischi naturali, con particolare riguardo al rischio sismico e al rischio Idrogeologico.

Al fine di ottenere un risultato quanto più completo possibile, in questa fase si è proceduto con la raccolta bibliografica di tutti i dati in possesso del Comune, della Provincia e della Regione in modo tale da avere la massima copertura di informazione per elaborare i dati. Oltre a ciò, si è poi eseguito un primo sopralluogo speditivo per la verifica di alcuni elementi rinvenuti in bibliografia.

44

Dal punto di vista dei Rischi, il Comune di Verona è dotato dello Studio di Microzonazione Sismica ed è attenzionato dal Piano di Gestione del Rischio Idraulico (PGRA) e dal Piano d'Assetto Idrogeologico (PAI) dell'Autorità di Bacino delle Alpi Orientali. Gli studi preventivi permettono di identificare aree in cui la pericolosità sismica e idrogeologica raggiunge livelli che possono pregiudicare la sostenibilità del territorio, in termini sia di vite umane, sia economici e sia di degrado ambientale.

La Tav.1 denominata come "Carta delle fragilità e delle criticità ambientali" avrà la finalità di mettere in luce tutte le fragilità e le criticità ambientali presenti sul territorio del Comune di Verona.

Come concordato con l'ufficio urbanistica del Comune di Verona sono stati elaborati e restituiti i seguenti layer affini alla materia geologica:

- Layer 6- Zone potenzialmente instabili per crollo di cavità sotterranee per eventi sismici (tutte le zone collinari "rosa"/zone con cavità);
- Layer 7- Zone potenzialmente instabili per faglia attiva e capace;
- Layer 8- Amplificazione d'onda sismica;
- Layer 9- Cavità sepolta - dolina;
- Layer 10- Orlo di scarpata morfologica o fluviale;
- Layer 11- Aree potenzialmente interessate da dissesto gravitativo;
- Layer 14- Aree soggiacenza della falda prossima dal piano campagna (minore di 5 mt da piano campagna).

4.1 Layer 6 - Zone potenzialmente instabili per crollo di cavità sotterranee per eventi sismici (tutte le zone collinari “rosa”/zone con cavità)

Il Comune di Verona, vista la geologia e la storia delle coltivazioni delle cave delle terre gialle, si presta ad avere questa tipologia di criticità.

Per la costruzione del layer (*shp_poligonale* che individua dei poligoni che individuano zone potenzialmente instabili per crollo di cavità sotterranee per eventi sismici) ci si è avvalsi dell’ausilio della distribuzione delle formazioni rocciose calcaree individuata mediante la consultazione della cartografia in archivio (quadro conoscitivo del PAT precedente e la Carta Geologico-Tecnica MS di Verona).

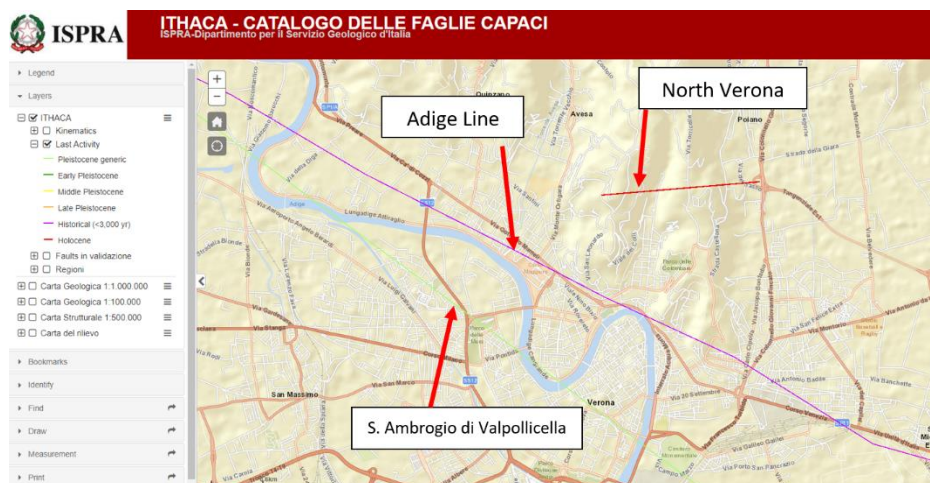
Per la redazione di questo livello ci si è avvalsi del Layer n°9 “Cavità sepolta e doline” in quanto i due livelli sono vicarianti tra di loro.

La consultazione di questo e della cartografia pregressa ha evidenziato la presenza di un notevole numero di cavità carsiche localizzate all’interno delle litologie “*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”.

4.2 Layer 7 - Zone potenzialmente instabili per faglia attiva e capace

Si è ritenuto di particolare interesse inserire all’interno di questa tavola il suddetto layer poichè la presenza di faglie attive e capaci rappresentano una fragilità del territorio Veronese in quanto possibilmente fonte di terremoti.

Nel layer sono riportati i lineamenti (*shp_lineare*) che a seguito di modellazioni e approfondimenti, presenti nel Livello 3 della MS, sono assimilabili a faglie attive e capaci.



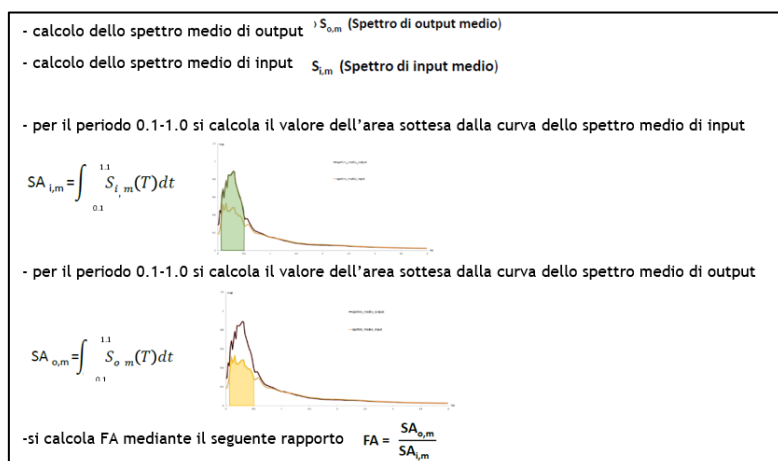
Oltre a questo, è stato inserito un Buffer di 200 m (*shp_poligonale*) indicante la fascia soggetta a vincolo in caso di presenza di una faglia attiva e capace con posizione incerta.

4.3 Layer 8 - Zone d’Amplificazione d’Onda sismica

Nella Carta delle fragilità e delle criticità è stato inserito il layer denominato “zone d’amplificazione d’onda sismica” in quanto, in caso di evento sismico, il territorio può rispondere in maniera differente in funzione della stratigrafia e delle condizioni morfologiche. Con questo livello si individueranno tutte quelle zone che amplificherebbero l’onda generata dal terremoto in modo tale da mettere in sollecitazione gli edifici che hanno un periodo di oscillazione compreso tra 0.1 e 1s.

Per la lavorazione del livello (*shp_poligonale*) relativo alle zone d’amplificazione d’onda sismica si è proceduto partendo dalla Carta delle MOPS della MS di Verona.

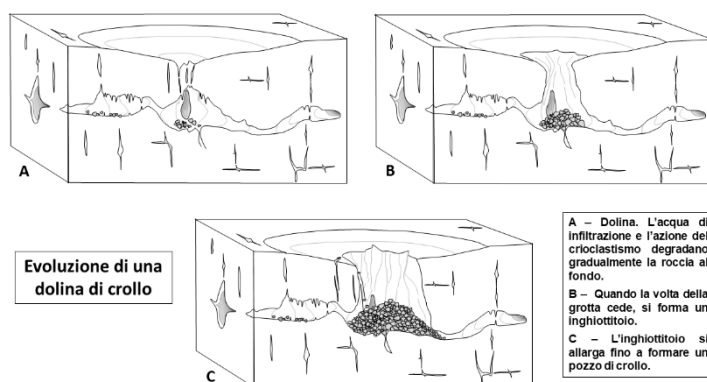
Questa suddivide il territorio in microzone omogenee che rispondono in maniera simile all'arrivo di un'onda sismica. Ad ogni microzona è stato associato un Fattore d'Amplificazione (calcolato seguendo il



procedimento come nella figura a fianco) basato sull'analisi degli spettri di risposta sismica locale eseguiti nell'intervallo strutturale 0,1-1,0s, ritenuto il periodo più rappresentativo del moto oscillatorio per gli edifici di Verona. Gli areali individuati all'interno della carta rappresentano quindi le aree che hanno un fattore di amplificazione >1.90, valore soglia cautelativo per questo tipo di strutture.

4.4 Layer 9 - Cavità sepolta - dolina

Data la natura calcarea del territorio di Verona è necessario sottolineare la possibile presenza di queste forme geologiche che possono predisporre delle criticità ed essere delle fragilità per il Comune.



Come spiegato nel capitolo riferito al Layer 6 la parte montana del territorio veronese è interessata dalla presenza di cavità e doline dovute all'azione degradante del carsismo.

Per la redazione di questo layer (*shp Puntuale*) ci si è avvalsi della 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 delle formazioni dei *Calcari Grigi*, *del Rosso Ammonitico* e *dei Calcari nummulitici* che ben si prestano a fenomeni di questo tipo.

Inoltre, si ricorda che nelle colline Veronesi sono presenti numerose cavità antropiche, prodotte dall'attività estrattiva dell'ocra che hanno contribuito alla creazione di cavità antropiche.

Nella fattispecie le doline sono state estratte dal quadro conoscitivo del PAT precedente nel quale vengono riportate queste forme. Da un primo sopralluogo speditivo sul campo si ritiene necessario un ulteriore approfondimento mediante un rilievo di dettaglio e con immagini da drone che possano verificare la veridicità della presenza della forma in questione. In questa fase si ritiene opportuno, in via cautelativa, riportare tutti i dati raccolti.

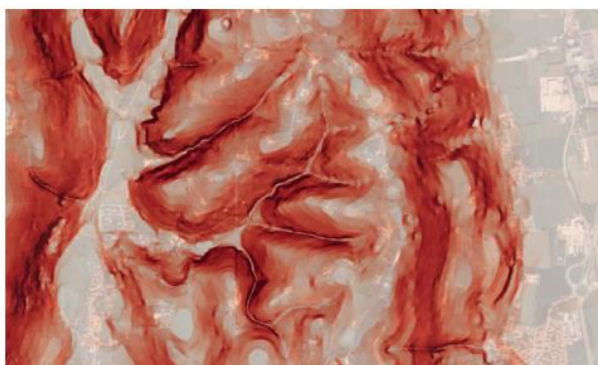
Si è riportato è ritenuto importante riportare in carta tali forme carsiche e gli imbocchi delle grotte.

4.5 Layer 10 - Orlo di scarpata morfologica o fluviale

Si riporta all'interno della tavola la seguente tipologia di forma a causa della sua importanza dal punto di vista di attenzionabilità in quanto dal punto di vista sismico, insieme alle creste rappresentano zone con comportamenti particolari dal punto di vista dell'amplificazione sismica locale. Oltre a ciò, rappresentano anche zone da attenzionare in quanto, se di grande entità, possono rappresentare un pericolo a chi vi transita nei pressi. Le scarpate più verticali possono anche essere soggette a crolli e di conseguenze debbono essere attenzionate.

Al fine di individuare al meglio le scarpate (*shp_lineare*) e le creste (*shp_lineare*) si è proceduto a creare un modello digitale del terreno dai dati regionali e dai dati forniti dallo ufficio urbanistica del Comune di Verona. Questo modello è stato utile soprattutto nelle zone pianeggianti, laddove le rotture di pendenza non sono così evidenti come nella parte montana, riuscendo a discriminare la differenza di quota.

La successiva lavorazione è stata quella di creare una carta delle pendenze, la quale mette in risalto la presenza delle scarpate morfologiche, in quanto queste presentano una pendenza molto più elevata rispetto alle zone pianeggianti o di pendii costanti. Sono state utilizzate anche le isoipse, curve ad egual quota, che nei punti che presentano rotture di pendenza intensificano la loro concentrazione. Queste lavorazioni sono state fondamentali anche per l'individuazione del profilo di cresta.



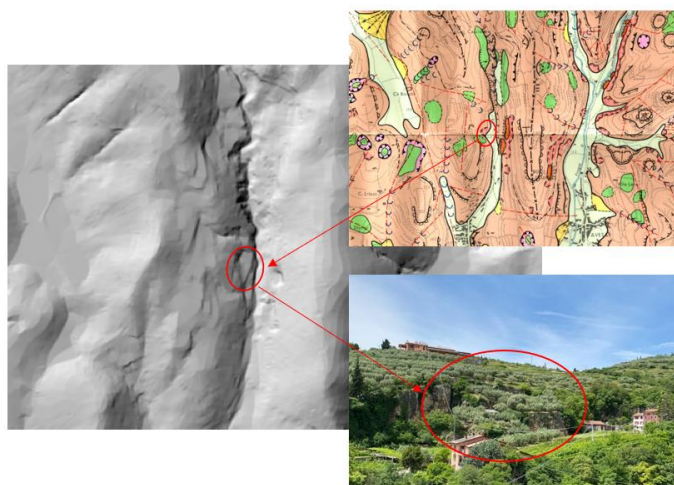
4.6 Layer 11 - Aree interessate da dissesto gravitativo

Nella redazione della Carta delle fragilità e delle criticità ambientali è doveroso inserire anche le aree interessate da dissesti gravitativi in quanto possono recare danno a persone e oggetti. Questi fenomeni, sempre maggiormente frequenti anche a causa del cambiamento climatico, interessano il Comune di Verona.

Per la costruzione di questo layer (*shp_poligonale*) si è fatto riferimento al quadro conoscitivo del PAT precedente, alla Carta Geologica del Territorio del Comune di Verona dalle memorie del Museo Civico di

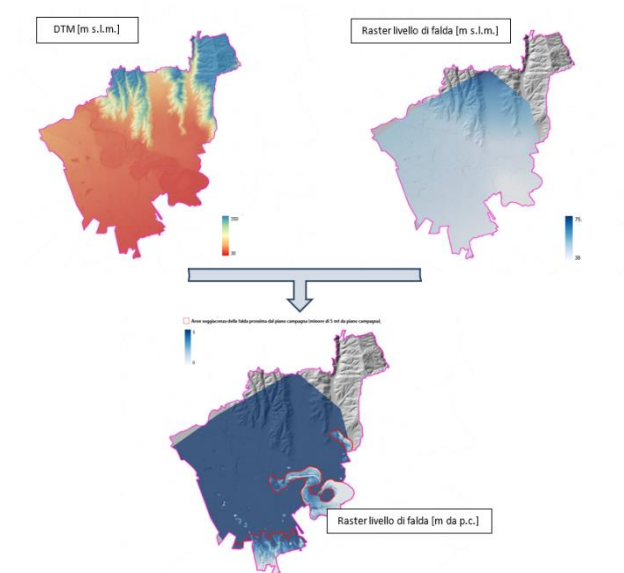
Storia Naturale del Comune di Verona redatta nel 1977 da Vittorio de Zanchè e da Lorenzo Sorbini, oltre che alla piattaforma IDROGEO dell'Ispra, la quale riporta il catalogo IFFI ovvero l'Inventario dei Fenomeni Franosi Italiani.

A seguito della raccolta dati eseguita, all'elaborazione della realizzazione dell'Hillshade da DEM, si è provveduto ad un rilievo speditivo in campagna che ha evidenziato la presenza di alcune frane e l'assenza di altre. Si ritiene quindi necessario un ulteriore rilievo dettagliato interpolato con un'analisi con immagini da ortofoto necessarie per individuare dissesti su vasta scala.



4.7 Layer 14 - Aree con soggiacenza della falda prossima al piano campagna (< 5m da p.c.)

Si è ritenuto opportuno inserire nella Carta delle fragilità e delle criticità ambientali questa tematica in quanto una zona che ha la falda prossima alla superficie può avere dei problemi idrogeologici importanti in termini di smaltimento delle acque meteoriche, facile allagabilità e problemi di stabilità agli edifici per presenza o variazione del livello di falda sotto la struttura.



Per la redazione di questo Layer (shp poligonale) sono stati utilizzati i dati relativi ai pozzi forniti dall'ufficio urbanistica. Si è proceduto a creare un DTM del terreno dai punti quotati forniti successivamente si è creato un raster mediante l'interpolazione dei livelli (in m s.l.m.) di falda rilevati all'interno dei pozzi rilevati. Per visualizzare in modo facile le aree con la falda prossima alla superficie si è proceduto mediante l'operazione di sottrazione dei due raster in modo tale che dai valori di quota dei pixel del raster DTM vengano sottratti i valori dei livelli piezometrici del raster dei pozzi in modo tale da ottenere il valore in ogni singolo pixel del livello di falda da p.c. locale.

5 BIBLIOGRAFIA

1. A. Viganò, G. Bressan, G. Ranalli, S. Martin (2008) - Focal mechanism inversion in the Giudicarie - Lessini seismotectonic region (Southern Alps, Italy): Insight on tectonic stress and strain
2. Autorità di Bacino dei fiumi Isonzo, Tagliamento, Livenza, Piave, Brenta - Bacchiglione. Piano stralcio per l'Assetto Idrogeologico del bacino idrografico del fiume Brenta - Bacchiglione.
3. Brammerini F., Di Pasquale G., Naso G., Severino M. (2008) - Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica - Parti I e II - Gruppo di lavoro "Indirizzi e criteri generali per la microzonazione sismica" del Dipartimento della Protezione Civile
4. Castellaro S., Albarello D. (2011). Tecniche sismiche passive: indagini a stazione singola. Ingegneria sismica, pp. 32 - 62
5. Castellaro S., Mulargia F., Bianconi L. (2005). Passive Seismic Stratigraphy: A new efficient, fast and economic technique. Geologia tecnica e ambiente, pp. 77 - 102
6. CERI Centro di ricerca "Previsione, Prevenzione e Controllo dei Rischi Geologici" (2004) - La microzonazione sismica. Metodi, esperienze e normativa
7. Chopra L. (1995). Dynamic of Structures: theory and applications to earthquake engineering. Prentice Hall International Series in Civil Engineering and Engineering Mechanics. Prentice - Hall
8. Dey A. and Morrison H.F. (1979) - Resistivity modelling for arbitrary shaped two-dimensional structures. Geophysical Prospecting, 27, 1020-1036
9. F. Galadini, P. Galli, A. Cittadini, B. Gioaccio (2001) - Late Quaternary fault movements in the Mt. Baldo - Lessini Mts. Sector of the Southalpine area (northern Italy)
10. Facciorusso J. et al. (2012) - Microzonazione Sismica - Uno strumento consolidato per la riduzione del rischio - L'esperienza della Regione Emilia - Romagna - a cura del Servizio Geologico Sismico e dei Suoli della Regione Emilia - Romagna
11. 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>