



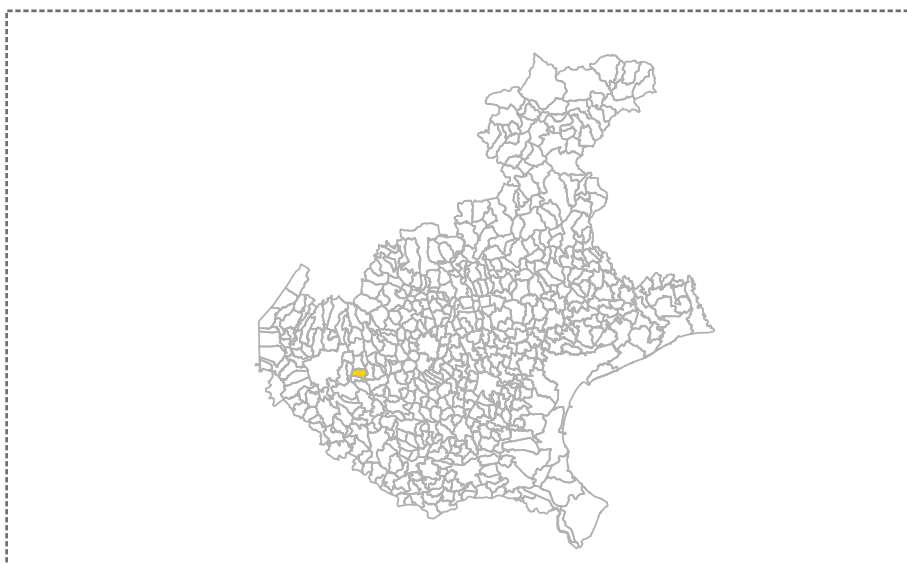
REGIONE DEL VENETO

MICROZONAZIONE SISMICA

Relazione illustrativa

Regione Veneto

Comune di Colognola ai Colli



Regione REGIONE VENETO	Soggetto realizzatore COMUNE DI COLOGNOLA AI COLLI	Data Giugno 2023
Segreteria Regionale per l'Ambiente	Progettista: Dr. Geol. Matteo Collareda Collaboratore: Dr.ssa Geol. Laura Guerra Dr.ssa Geol. Claudia Tomassoli	Studi di Livello 3

Dott. Geol. Matteo Collareda	Dott.ssa Geol. Laura Guerra
con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

INDICE

1	INTRODUZIONE	2
2	GENERALITÀ	3
3	ASSETTO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E IDROGEOLOGICO DELL'AREA	5
3.1	Inquadramento generale	5
3.2	Inquadramento topografico e geomorfologico	6
3.2.1	Forme dovute all'assetto strutturale	6
3.2.2	Forme e processi dovuti alla gravità	6
3.2.3	Forme fluviali e di versante dovute al dilavamento	6
3.2.4	Forme artificiali	6
3.2.5	Elementi morfologici a valenza sismica	7
3.3	Inquadramento geologico	7
3.3.1	La Scaglia Rossa (Cenomaniano -Maastrichtiano)	8
3.3.2	La Serie Eocenica e il Vulcanismo oligocenico-eocenico	9
3.3.3	Formazioni litoidi e depositi sciolti presenti nella Carta Geolitologica del PATI	9
3.4	Inquadramento idrografico e idrogeologico	11
3.4.1	Idrografia - elementi idrologici presenti	11
3.4.2	Acque sotterranee	11
3.5	Inquadramento geologico strutturale	13
4	DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO	16
4.1	Inquadramento sismotettonico generale	16
4.2	Caratterizzazione sismogenetica locale	20
4.3	Sismicità storica	22
4.4	Faglie capaci e sorgenti sismogenetiche	26
4.5	Zonazione sismica nazionale	30
4.6	Pericolosità sismica di riferimento	31
5	MICROZONAZIONE SISMICA. PRINCIPI FONDAMENTALI E FINALITÀ	34
5.1	Introduzione	34
5.2	La natura del problema	34
5.3	Finalità e livelli di approfondimento	36
6	DATI GEOTECNICI E GEOFISICI	38
6.1	Indagini pregresse e di nuova realizzazione	38
6.2	Metodologia di elaborazione delle indagini reperite dall'archivio dello scrivente per il presente approfondimento	38
6.2.1	Indagine sismica di tipo passivo a stazione singola (H.V.S.R.)	38
6.2.2	Indagine sismica di tipo passivo in array (Re.Mi.)	41
6.3	Modello geologico e geosismico del sottosuolo - interpretazione e incertezze	43
7	ELABORATI CARTOGRAFICI	45
7.1	Carta delle indagini	45
7.2	Carta geologico-tecnica	45
7.3	Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica	49
7.3.1	Zone Stabili	50
7.3.2	Zone Stabili Suscettibili Di Amplificazioni Locali	50
7.3.3	Zone di attenzione per instabilità	54
7.4	Carta delle frequenze	57
7.5	Carta della pericolosità sismica locale (CPSL)	61
8	APPROFONDIMENTI DI LIVELLO 3	63
8.1	Analisi di riposta sismica locale	63
8.1.1	Descrizione del metodo	64
8.1.2	Analisi numeriche condotte nel Comune di Colognola ai Colli	70
8.2	Verifiche alla Liquefazione	80
9	PROPOSTA PER LE NORME TECNICHE OPERATIVE (NTO)	86
10	REDAZIONE CARTOGRAFICA E CREAZIONE BASI INFORMATIVE	88
11	BIBLIOGRAFIA	90

Dott. Geol. Matteo Collareda	Dott.ssa Geol. Laura Guerra
con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

1 INTRODUZIONE

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

I rischi naturali possono essere mitigati attraverso azioni preventive, come la corretta gestione del territorio da parte delle amministrazioni competenti. Attendere un evento sismico per intervenire in fase di emergenza, aumenta esponenzialmente il costo di gestione degli interventi e delle successive ricostruzioni. Al contrario, operare in modo preventivo riduce i costi di gestione in fase di emergenza, poiché agire sulla mitigazione del rischio diminuisce alla fonte il loro "peso" economico e sociale sull'ambiente e sulla popolazione.

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

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

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

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

2

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

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

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

Dott. Geol. Matteo Collareda	Dott.ssa Geol. Laura Guerra
con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

2 GENERALITÀ

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

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

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

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

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

3

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

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

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

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

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

Su incarico dell'amministrazione comunale di Colognola ai Colli, il presente studio è stato svolto ad un Livello 3 di approfondimento, secondo le modalità riportate negli "Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica" approvati dalla Conferenza delle Regioni e delle Province autonome il

Dott. Geol. Matteo Collareda	Dott.ssa Geol. Laura Guerra
con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

13/11/2008 e s.m.i. e secondo le Linee Guida Regionali, **DGRV 1572/2013 oltre che DGRV 899/2019 e DGRV 1381/2021**. Inoltre, lo studio recepisce e integra quanto ottenuto nel Livello 1 di Microzonazione Sismica, condotto nell'anno 2015 dallo "Studio Mastella" e del quale si riprendono le parti generali tutt'ora valide.

La metodologia espressa nella normativa regionale prevede che il Livello 1 di approfondimento sia esteso a tutto il territorio comunale, ad esclusione delle zone SIC e ZPS, in sede di redazione del Piano di Assetto del Territorio o PAT mentre il livello superiore di approfondimento, a supporto del Piano degli Interventi o PI o dei Piani Urbanistici Attuativi o PUA, dev'essere condotto sulle parti di territorio suscettibili di amplificazione sismica individuate nello studio di Livello 1 (e per le quali si prevedono trasformazioni urbanistiche del territorio che comportano un incremento dei carichi urbanistico/insediativi) e per il territorio compreso nel perimetro del centro storico, nelle aree urbanizzate e di futura espansione.

In accordo con il Comune, visti i risultati già emersi con il Livello 1, la limitata estensione del territorio oggetto di analisi e la quantità di dati a disposizione, è stato deciso di estendere le analisi di approfondimento di Livello 3 a tutto il territorio comunale.

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

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

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

Dott. Geol. Matteo Collareda	Dott.ssa Geol. Laura Guerra
con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

3 ASSETTO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E IDROGEOLOGICO DELL'AREA

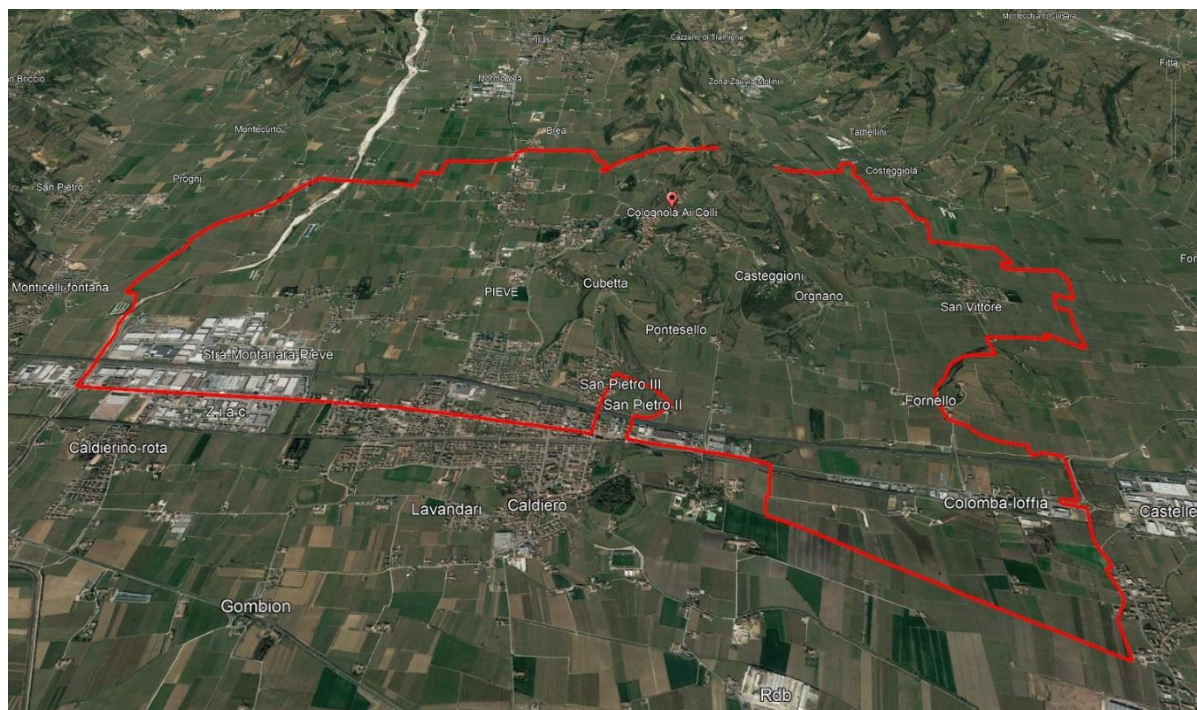
Nel presente capitolo vengono illustrate le principali caratteristiche geomorfologiche, litologico-stratigrafiche ed idrogeologiche del territorio oggetto di analisi, basate essenzialmente sulla relazione illustrativa della Microzonazione sismica di Livello 1 eseguita nel 2015 (a sua volta basata sulla Relazione e sulle tavole del Quadro Conoscitivo Geologico dei P.A.T. intercomunale), sugli elaborati della Carta Geologica d'Italia, del PAI del Bacino dell'Adige, dell'IFFI e del Progetto Ithaca.

Tali informazioni, sono state nuovamente analizzate nella loro totalità, confrontate con i risultati delle indagini recenti reperite e/o eseguite appositamente per questo livello di approfondimento ed eventualmente modificate in modo da fornire una rappresentazione più aderente dalla realtà del territorio.

3.1 Inquadramento generale

Il territorio comunale di Colognola ai Colli si trova nella porzione orientale della provincia di Verona, ha un'estensione di circa 21 km² e accoglie una popolazione residente di circa 8.650 abitanti; i Comuni confinanti sono ad est Soave, a nord Illasi e Cazzano di Tramigna, ad ovest Lavagno ed infine a sud Caldiero e Belfiore.

La morfologia del territorio comunale è dominata da una grande piana alluvionale che ne occupa la porzione occidentale e sud orientale, con depositi prevalentemente limoso - sabbiosi (ma anche ghiaioso - sabbiosi nella parte nord occidentale) e forme relitte di erosione fluviale. La parte centro settentrionale è invece occupata da dei rilievi collinari tondeggianti, testimonianze del vulcanesimo miocenico, spesso ricoperti da materiali colluviali argilloso limosi.



Nella cartografia nazionale dell'I.G.M. esso è compreso nelle seguenti Tavolette della Carta Topografica d'Italia alla scala 1:25.000:

- S. Martino Buon Albergo (F. 49 III NE)
- Zevio (F. 49 III SE)
- Soave (F. 49 II NO)
- S. Bonifacio (F. 49 II SO)

Dott. Geol. Matteo Collareda con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Laura Guerra Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli
---	---

Inoltre è compreso nel Foglio Verona (F. 49) della Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 100.000.

Per quanto attiene alla Cartografia Tecnica Regionale scala 1:10.000 prodotta dalla Regione Veneto, gli elementi interessati, da Ovest verso Est, sono i seguenti:

124140 San Martino Buon Albergo

124150 Soave

3.2 Inquadramento topografico e geomorfologico

L'assetto morfologico del comune di Colognola ai Colli deriva in larga parte dal modellamento operato dal torrente Illasi presente a ovest del territorio comunale e che ha creato la grande piana alluvionale presente nel settore occidentale e meridionale del territorio comunale. Si notano inoltre dei rilievi collinari di origine vulcanica presenti nella porzione centro orientale del territorio, che sono stati modellati dalle acque superficiali, dalla gravità e da alcuni interventi antropici.

Nei paragrafi successivi verranno descritti in dettaglio le forme e i processi attivi o non attivi che hanno modellato il territorio comunale.

3.2.1 *Forme dovute all'assetto strutturale*

Nel territorio in esame sono state segnalate alcune faglie presunte la cui traccia non è visibile in superficie e quindi non è possibile verificarne il cinematisimo. Tali faglie si trovano nella parte collinare del territorio e hanno un andamento NNW-SSE, tipico della tettonica scledense che domina la parte orientale della Lessinia.

3.2.2 *Forme e processi dovuti alla gravità*

Nel territorio di comunale di Colognola ai Colli sono stati individuati soltanto due dissesti franosi.

Il primo è situato sul versante in località Mezzomonte, a sud della sede municipale e si tratta di una frana non attiva che scende verso ovest. Non si dispongono di dati certi su questo dissesto, ma si tratta probabilmente di una frana di scorrimento.

Il secondo fenomeno di dissesto si trova sul versante collinare ad est di loc. Casteggiani e anche in questo caso si tratta di una frana non attiva di cui non si hanno informazioni certe ma la tipologia più probabile è quella di scorrimento.

3.2.3 *Forme fluviali e di versante dovute al dilavamento*

Nel territorio sono numerose le forme e i processi geomorfologici dovuti alle acque superficiali. In primo luogo si nota la presenza del torrente Illasi nella parte occidentale del territorio: tale corso d'acqua, nel corso dei secoli, ha divagato in pianura come dimostrato dalle tracce di corso fluviale estinto e dagli orli di terrazzo ancora presenti nella pianura ad ovest delle colline. Ad est di queste ultime si trovano ancora le stesse forme, probabilmente dovute a corsi d'acqua minori ora estinti.

I rilievi collinari di Colognola ai Colli presentano lungo i versanti numerose vallecicole a conca o a V che scendono dalle colline e sono state scavate dal ruscellamento superficiale delle acque meteoriche. Queste vallecicole si formano nelle porzioni più deboli della roccia come ad esempio lungo il piano di faglia: tale situazione si può osservare in loc. Cubetta, dove una vallecicola a conca ricalca esattamente la direzione di una faglia. Tale erosione superficiale ha formato delle creste di displuvio sulle sommità collinari, e il materiale eroso si ritrova in alcuni casi deposto come cono alluvionale allo sbocco delle vallecicole nella pianura, come si può notare sul versante ad est della loc. San Nicolò e a ovest della loc. Creolo di Sotto.

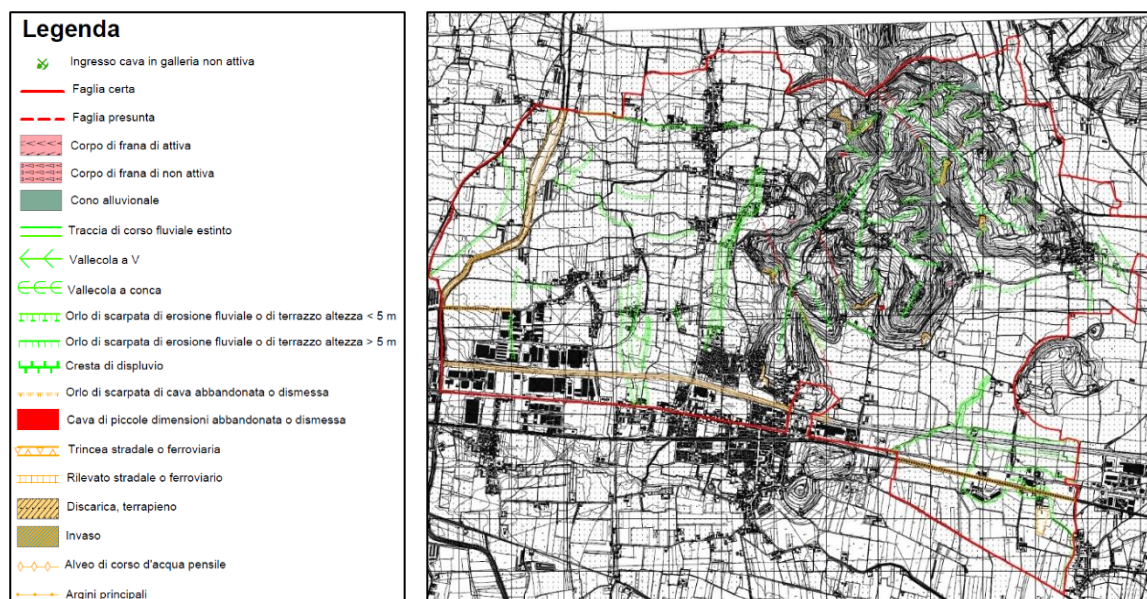
3.2.4 *Forme artificiali*

Sono presenti alcune forme dovute a interventi antropici; la parte collinare è stata in passato oggetto di attività di cava, come testimoniato da alcuni orli di scarpata di cava abbandonata o dismessa e da alcune cave di piccole dimensioni abbandonate o dismesse. In queste cave veniva estratta la Scaglia

Rossa, utilizzata come pietra lapidea per uso ornamentale o per le coperture dei tetti tipiche dell'area lessinea.

I materiali di scarto dell'attività di cava sono stati accumulati in discariche terrapieni ai piedi delle colline, come si può ancor oggi osservare in località Bocca Scalucce. Nel territorio sono presenti alcuni rilevati stradali e ferroviari come per esempio il rilevato ferroviario presente nella parte occidentale della pianura e quello autostradale presente a sud del comune. Oltre ad essere rilevata, l'autostrada presenta una trincea autostradale in loc. San Pietro.

Nell'area di studio sono presenti anche alcuni interventi idraulici sul torrente Illasi atti a prevenirne le eventuali piene critiche: tutto il corso del torrente nel territorio di Colognola ai Colli è racchiuso tra argini artificiali, pertanto l'alveo del torrente Illasi è da considerarsi pensile. Si segnala anche la presenza di un invaso d'acqua nei pressi di della loc. Carrarini, formatasi probabilmente sul piano di cavazione di una ex cava.



Carta Geomorfologica redatta per il PATI di Colognola ai Colli (2007)

3.2.5 Elementi morfologici a valenza sismica

All'interno del territorio comunale sono stati cartografati e riportati nella Carta Geomorfologica del PATI alcuni elementi morfologici aventi valenza sismica, cioè potenzialmente capaci di modificare l'input sismico. Sono state rilevate alcune creste di dislivello sui rilievi con roccia sub-affiorante e alcune scarpate morfologiche presenti nel settore collinare del territorio comunale: tali gradini morfologici hanno un'altezza variabile tra 10 metri e 30 metri. Tali elementi, oltre alla presenza di morfologie sepolte significative, possono sicuramente condizionare l'amplificazione del segnale sismico, come sarà illustrato nei capitoli successivi riguardanti gli approfondimenti di Livello 3.

3.3 Inquadramento geologico

Dal punto di vista litologico stratigrafico, il territorio di Colognola ai Colli è composto da:

- una parte collinare dove affiorano le formazioni cretaceo-eoceniche della successione Trentina (Scaglia Rossa - Calcareniti e calcari nummulitici) e i basalti eocenici spesso ricoperti da depositi sciolti eluvio colluviali;
- una parte pianeggiante occupata da depositi di origine alluvionale.

Di seguito vengono riportate le caratteristiche litologiche di tali rocce e depositi.

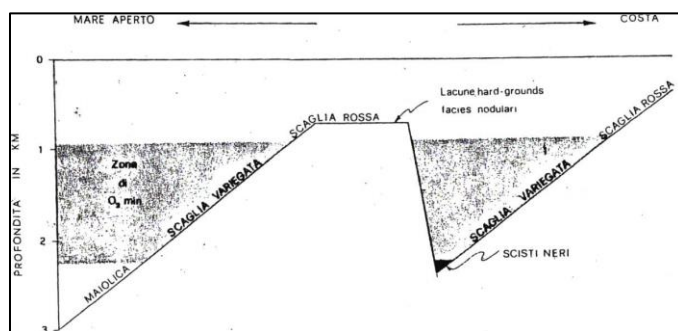
3.3.1 La Scaglia Rossa (Cenomaniano -Maastrichtiano)

La Scaglia Rossa è composta da calcari micritici rossi, rosati o bianchi molto ben stratificati alternati a calcari marnosi e marne di colore rosso (BOSELLINI et al., 1978; FERRARI, 1982; ROGHI & ROMANO 2009) contenenti abbondanti Foraminiferi planctonici e Radiolari e localmente noduli o liste di selce; lo spessore complessivo è di circa 60 metri.

All'interno della Scaglia si possono distinguere due facies: nella parte basale e in quella più sommitale si ritrovano calcari con noduli e liste di selce rossa, mentre nella parte mediana è più marnosa con locali intercalazioni detritiche (BOSELLINI et al., 1978; ROGHI & ROMANO, 2009).

All'interno di questa formazione sono segnalati bioturbazioni (Zoophycos), hard grounds, lacune stratigrafiche e orizzonti condensati (MASSARI & MEDIZZA 1973) collegati a mineralizzazioni e micrometeoriti (CASTELLARIN et al., 1974). Vi sono inoltre slumps, brecce poligeniche e corpi canalizzati probabilmente riferibili alla ripresa dei movimenti tettonici distensivi sul bordo della Piattaforma di Trento (CASTELLARIN et al., 1974).

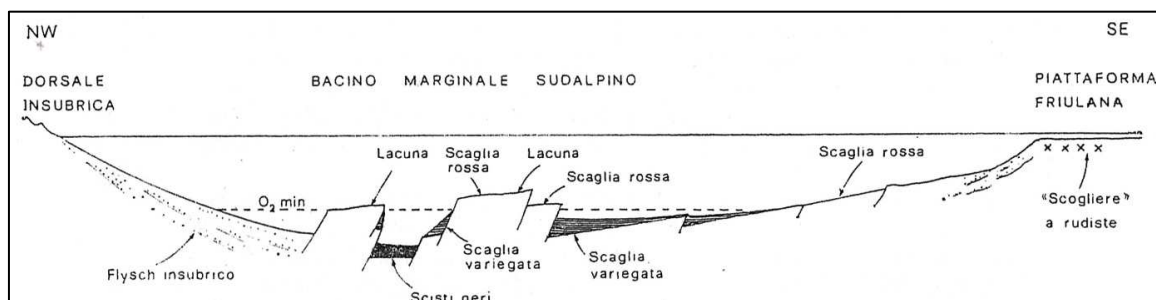
Gli strati basali riferiti al Turoniano superiore-Coniaciano, noti anche col nome di 'lastame', sono calcari micritici di colore rosa, rossastro o biancastro, a stratificazione regolare e netta separati da interstrati argillosi sottili. Alcuni di questi strati hanno un aspetto nodulare simile al Rosso Ammonitico Veronese. Il contenuto paleontologico è molto ricco e comprende Foraminiferi planctonici ma anche ammoniti, inocerami, echinodermi, rudiste, tartarughe, pesci e rettili marini.



Modello batimetrico per le facies cretache del Trentino (da BOSELLINI et al., 1978).

Il contatto inferiore con la Scaglia Variegata Alpina è transizionale; al tetto invece si ritrova un banco di spessore variabile tra i 50 centimetri e i 2,5 metri di calcare marnoso rosato a stratificazione indistinta (MALARODA, 1962; MEDIZZA, 1965) e età Maastrichtiano (ROGHI & ROMANO, 2009), alla cui base e al tetto sono presenti due hard grounds. Questi due livelli, individuati dalla presenza di ossidi di ferro, rappresentano la mancanza di sedimentazione durata tutto il Campaniano (alla base) e quella Paleocenica (al tetto); quest'ultima è anche il contatto con i soprastanti Calcari Eocenici.

La Scaglia Rossa si è deposta in un ambiente contiguo alla Scaglia Variegata Alpina, dove la circolazione marina permetteva una buona ossigenazione del fondo: ciò è provato dalla limonite presente nei calcari, a cui dà la caratteristica colorazione rosata o rossastra.



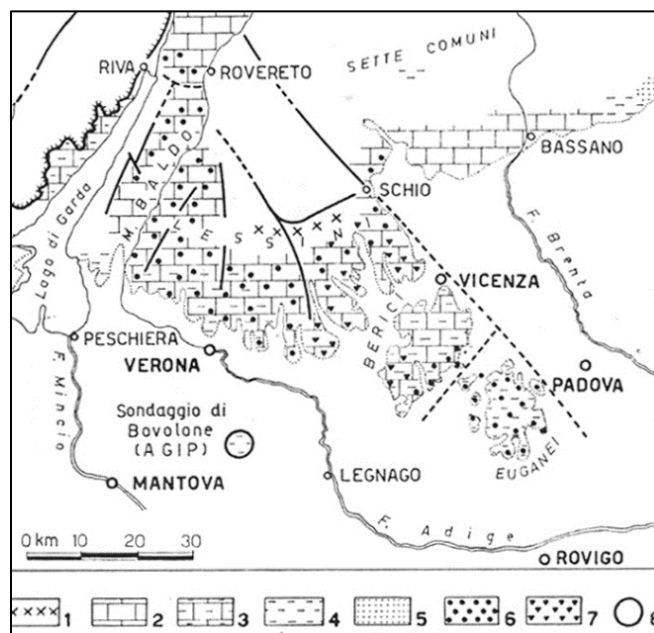
Interpretazione paleogeografico-geodinamica del "marginal basin" sudalpino, durante il Cretaceo superiore. A nordovest la dorsale insubrica, forse un arco inattivo o la paleo-catena alpina; a sudest il margine stabile della Placca Adria/Apula (Piattaforma friulana) (da BOSELLINI et al., 1978).

3.3.2 La Serie Eocenica e il Vulcanismo oligocenico-eocenico

Al di sopra della Formazione della Scaglia Rossa (che affiora in una porzione limitata e periferica all'interno del territorio comunale) si trova la Formazione del Calcari nummulitici: essa è rappresentata da una successione discontinua di calcari, calcareniti, nummulitiche, calcari di scogliera e marne giallognole aventi all'interno numerosi fossili di Nummuliti. Tale Formazione è fortemente interessata dalle fenomenologie carsiche sia di tipo epigeo (solchi di dissoluzione) che ipogeo (grotte e cavità di diverse dimensioni a sviluppo verticale o orizzontale, vuote o riempite di materiale in dissoluto).

Per quanto riguarda gli affioramenti vulcanici, il fenomeno esso ha interessato l'area dei Monti Lessini (soprattutto quelli orientali prossimi a Colognola ai Colli) a partire dall'Eocene e per tutto l'Oligocene (PICCOLI, 1965, 1966): a questo periodo risale la messa in posto di numerosi filoni e *necks* basaltici, mentre alcune colate iniziano a costruire veri e propri edifici vulcanici, conosciuti in questa zona come *purghes lessinee*.

Questo tipo di vulcanesimo sembra avere sorgenti profonde, vista la sua composizione basica e ultrabasica (PICCOLI 1965, 1966, 1969); la deformazione fragile che ha interessato i Monti Lessini, ha probabilmente agito come via preferenziale di risalita dei magmi: essendo basici, sono più fluidi e il meccanismo con cui vengono a giorno segue le fratture preesistenti delle rocce come già suggerito da altri autori (PICCOLI, 1965, 1966, 1969).



Distribuzione delle facies sedimentarie e delle vulcaniti dell'Eocene inferiore e medio. 1-Scogliere dell'Eocene inferiore; 2-Calcarei; 3-Calcarei e marne; 4-Marne; 5-Flysch; 6-Vulcaniti basiche in generale; 7-Vulcaniti basiche subaeree del tardo Eocene medio; 8-Sondaggio AGIP di Bovolone N. 1. (da PICCOLI, 1969)

3.3.3 Formazioni litoidi e depositi sciolti presenti nella Carta Geolitologica del PATI

In base alle osservazioni di campagna è stato possibile riconoscere le litologie presenti nel territorio comunale interpretandole dal punto di vista stratigrafico e correlandole alle litologie individuate nella Carta Geolitologica del PATI:

- **L-SUB-03 - Rocce compatte stratificate:** sono strati calcarei coerenti di dimensioni centimetriche o decimetriche riconducibili alle Formazioni della Scaglia Rossa e dei Calcari Nummulitici;
- **L-SUB-04 - Rocce superficialmente alterate e con substrato compatto:** si tratta di strati basaltici che presentano in superficie coltri di alterazione costituite da minerali argillosi. Tali rocce sono riconducibili ai Basalti del vulcanesimo oligocenico-eocenico;

Dott. Geol. Matteo Collareda	Dott.ssa Geol. Laura Guerra
con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

Oltre alle litologie rocciose, sono presenti nel territorio diversi depositi sciolti, che ricoprono in parte le colline e compongono la pianura alluvionale presente nella porzione occidentale e meridionale del comune:

- **L-ALL-01 - Materiali granulari dei terrazzi fluviali e/o fluvioglaciali prevalentemente ghiaiosi e sabbiosi:** si tratta delle aree ghiaiose e ciottolose che costituiscono l'alveo del Torrente Illasi e la conoide alluvionale, nella porzione più occidentale del comune;
- **L-ALL-05 - Materiali alluvionali a tessitura prevalentemente limo- argillosa:** sono depositi alluvionali limo argillosi che compongono quasi totalmente la porzione pianeggiante del territorio di Colognola ai Colli;
- **L-DET-03 - Materiali della copertura detritica colluviale poco consolidati e costituiti da frazione argilloso - limosa prevalente con subordinate inclusioni sabbioso - ghiaiose:** si tratta di depositi che tappezzano soprattutto la parte più occidentale della porzione collinare di Colognola. Localmente presentano spessori intorno ai 2 metri; sono depositi prevalentemente argilloso - limosi, con alcune inclusioni ghiaiose e sabbiose.
- **L-DET-07 - Materiali sciolti per accumulo detritico a prevalente pezzatura grossolana:** si tratta di depositi a tessitura ghiaiosa prevalente che compongono alcuni piccoli conoidi detritici presenti nelle vallecole che scendono dai versanti orientali della porzione collinare di Colognola;
- **L-FRA-01 - Materiali sciolti per accumulo di frana a prevalente matrice fine argillosa talora inglobante inclusi lapidei:** compongono i 2 corpi di frana che si trovano nella parte collinare e presentano una composizione prevalentemente argillosa. Si originano dai colluvi argilloso - limosi delle colline.

3.3.4 Caratterizzazione geomeccanica dei litotipi

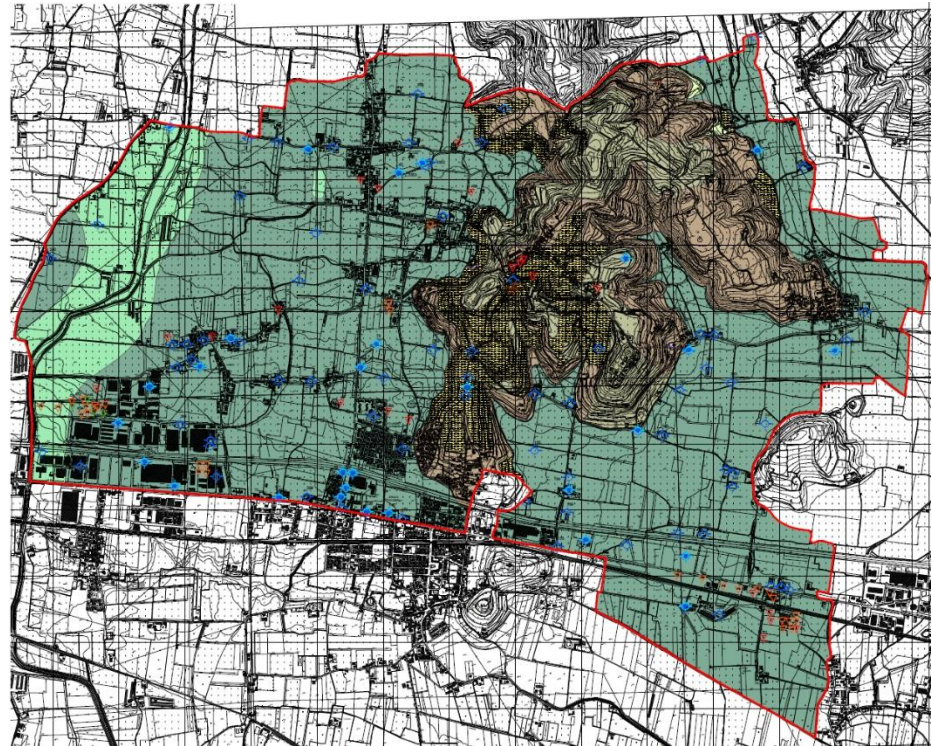
Nel territorio comunale si è potuta verificare la presenza di differenti substrati con le caratteristiche geotecniche riportate nella tabella sottostante desunte da letteratura. È importante ricordare poi come le litologie siano variabili in profondità, sia in senso verticale che orizzontale, e che i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

10

LITOLOGIA	VALORI ORIENTATIVI		
	Densità media (Kg/m ³)	Velocità onde sismiche (Km/sec)	Rigidità dello strato
Masse rocciose carbonatiche stratificate (Scaglia Rossa e Calcari Nummulitici)	2.5	3.8	10
Masse rocciose basaltiche	2.9	4.2	10
Sedimenti sabbioso - ghiaiosi con poco limo	2	0.4	0.8
Sedimenti sabbioso argillosi con frazioni ghiaiose-sabbiose in lenti	1.7	0.25	0.4

Legenda

- Rocce compatte stratificate
- Rocce superficialmente alterate e con substrato compatto
- Materiali della copertura detritico colluviale limo-argillosi con inclusioni sabbioso-ghiaiose
- Materiali di accumulo di frana
- Materiali alluvionali prevalentemente limo-argillosi
- Materiali granulari dei terrazzi fluviali e/o fluvio-glaciali prevalentemente ghiaiosi e sabbiosi
- Materiali sciolti per accumulo detritico a prevalente pozzatura grossolana
- Prove penetrometriche statiche
- Prove penetrometriche dinamiche
- Trincee
- sondaggi
- Pozzi con stratigrafia
- Pozzi senza stratigrafia



Carta Geolitologica redatta per il PATI di Colognola ai Colli (2007)

3.4 Inquadramento idrografico e idrogeologico

11

3.4.1 Idrografia - elementi idrologici presenti

Il reticolo idrografico presenta una fitta maglia di corsi d'acqua di diversa natura e importanza: i principali corsi d'acqua, i torrenti Illasi e Tramigna si trovano ad una distanza minima superiore ad 1 km.

I corsi d'acqua lessinei si caratterizzano per l'esiguità della circolazione idrica superficiale attiva: nei rilievi collinari e nelle valli inter collinari, ad eccezione del torrente Tramigna, che trae origine da una cospicua sorgente di origine carsica in corrispondenza dell'abitato Cazzano di Tramigna (600 l/sec), i corsi d'acqua hanno carattere effimero e si riempiono solo in occasione di precipitazioni particolarmente intense, a causa rispettivamente di un carsismo ben sviluppato che caratterizza tutto il tavolato dei Monti Lessini veronesi e di una elevata permeabilità dei depositi alluvionali di origine lessinea: un esempio di tale situazione si può notare nel torrente Illasi.

Le acque raccolte dalle rocce carbonatiche o da quelle basaltiche fratturate, vengono a giorno sulle colline del territorio comunale attraverso sorgenti.

3.4.2 Acque sotterranee

Dal punto di vista idrogeologico, il territorio di Colognola ai Colli può essere suddiviso in due zone aventi caratteristiche molto differenti.

La parte collinare rientra, a scala regionale, nella “Zona degli Acquiferi di Montagna” della potente Serie Idrogeologica Veneta che in queste colline è rappresentata dal Complesso Idrogeologico Lessineo, ospitato in rocce carbonatiche, terrigene, terrigeno-carbonatiche, vulcano clastiche e vulcaniche di età compresa tra il Triassico inferiore e l'Oligocene.

La struttura idrogeologica di base, estesa con continuità in tutta la Lessinia, è rappresentata dalla parte più alta della Dolomia Principale, dai Calcari Grigi e dalla Formazione di San Vigilio; in essa è

Dott. Geol. Matteo Collareda con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Laura Guerra Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli
---	---

particolarmente sviluppato un carsismo per condotti. Assieme ai calcari argillosi del Cretacico, permeabili per fratturazione e fessurazione, essa costituisce l'Acquifero Carbonatico Inferiore del Complesso Idrogeologico Lessineo, caratterizzato da elevata capacità di immagazzinamento e trasmissione idrica grazie alla sua notevole estensione e potenza. Ad esso è sovrapposto l'Acquifero superiore francamente Carbonatico o misto Carbonatico e Vulcanico, di età paleogenica, permeabile per fratturazione e carsismo nelle porzioni carbonatiche e per fessurazione (fessure da raffreddamento) e porosità (vacuoli legati all'espansione di prodotti volatili durante la fase di solidificazione) nelle porzioni vulcaniche. L'Acquifero superiore è caratterizzato da elevata capacità di infiltrazione e trasmissione, ma di modesta produttività per limitata espansione e potenza.

La ricarica del Complesso Idrogeologico Lessineo è dovuta in massima parte alla infiltrazione diretta delle precipitazioni meteoriche nell'area delle Alpi Meridionali, in particolare nei massicci delle Piccole Dolomiti, Monte Pasubio e Monte Carega e, in minor misura, ai corsi d'acqua, specialmente in corrispondenza dei periodi di piena. La discarica ha luogo attraverso le sorgenti di vario tipo, attraverso la ricarica nei tratti drenanti percorsi d'acqua ed infine come alimentazione dell'acquifero della fascia pedemontana della pianura, laddove si determinano situazioni di continuità idraulica.

La parte pianeggiante è compresa invece, dal punto di vista stratigrafico, nella pianura veneta, costituita dal rimaneggiamento fluviale dei prodotti di disfacimento delle Prealpi e Alpi venete. Questi sono stati trasportati in pianura, a partire da circa 25.000 anni fa, dai complessi sistemi fluviali che in quel periodo rispecchiavano a grandi linee l'idrografia attuale; i grandi corsi d'acqua, alimentati dalle acque dei ghiacciai alpini in scioglimento, hanno portato in questo periodo dell'era Quaternaria alla deposizione negli ultimi 30-50 cm di sedimenti della pianura.

La natura dei processi che hanno portato alla formazione della pianura e l'uniformità spaziale e temporale della loro azione, ha permesso la definizione di modello stratigrafico valido per tutta la pianura veneta; in direzione nord-sud la pianura veneta si può infatti suddividere in alta, media e bassa pianura.

12

L'area di pianura adiacente ai rilievi, l'alta pianura, è caratterizzata dalla presenza di estesi conoidi alluvionali (strutture a ventaglio che pongono il loro apice in corrispondenza dello sbocco in pianura dei principali fiumi alpini) che costituiscono uno spesso materasso alluvionale ghiaioso, perlopiù indifferenziato. Queste strutture, oltre ad essere sovrapposte, sono anche compenstrate con quelle dei fiumi attigui creando in questa fascia un sottosuolo uniformemente ghiaioso.

In questa unità stratigrafica esiste un'unica falda idrica a carattere freatico, sostenuta dal substrato roccioso; tale falda oscilla all'interno dell'acquifero a grande permeabilità in relazione alle fasi di magra e di piena del proprio regime.

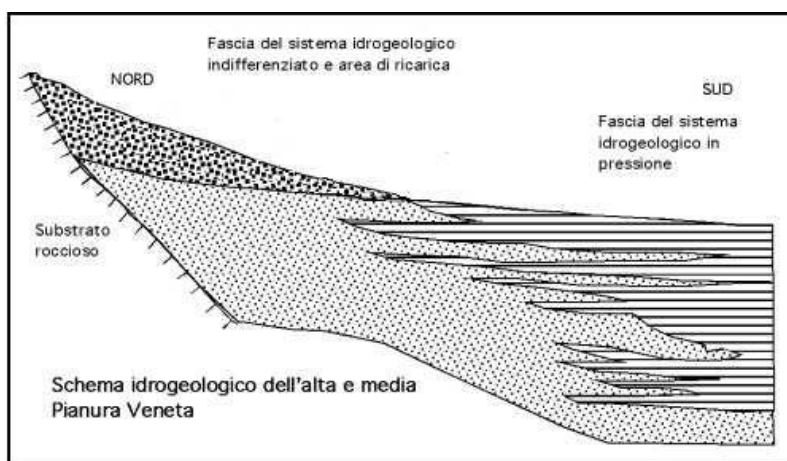
Al piede dei rilievi la falda si trova tra i 100 e i 50 m di profondità, ma spostandosi verso sud la superficie freatica si avvicina progressivamente al piano campagna, fino a venire a giorno in corrispondenza di locali livelli impermeabili nei punti più topograficamente depressi. Tali livelli sono costituiti dai sedimenti fini della parte terminale delle conoidi alluvionali: la tavola d'acqua in questa zona risale per la minore permeabilità di questi depositi, creando una rete di sorgenti lungo la "linea delle risorgive" della media pianura.

Il substrato, in questa zona di larghezza variabile tra i 2 e gli 8 km, è costituito da alternanze di orizzonti ghiaiosi e limoso argillosi. Tale differenziazione del materasso alluvionale origina un complesso idrogeologico multifalde ad acquiferi sovrapposti separati tra loro dagli orizzonti impermeabili argillosi. Gli acquiferi sono generalmente in pressione visto che le aree di ricarica sono comunque ad una quota assoluta più alta rispetto a quella degli acquiferi considerati. Le ghiaie quindi verso valle scompaiono in una decina di chilometri così che, in distanze relativamente brevi, si passa ai depositi fini della bassa pianura. I sedimenti di quest'area sono costituiti prevalentemente da orizzonti limoso argillosi dei depositi di piana alluvionale, alternati a livelli sabbiosi generalmente fini, che costituiscono la testimonianza di antichi tracciati fluviali.

Questa porzione del territorio risulta sempre meno ricca di riserve idriche sotterranee produttive, spostandosi gradualmente verso sud, a causa della mancanza nel sottosuolo di acquiferi di spessore apprezzabile ad elevata permeabilità.

L'area pianeggiante nel settore occidentale del territorio comunale si ubica allo sbocco della valle d'Illasi e della valle di Mezzane nell'alta pianura veronese; il sottosuolo di tale area è interessato da materiali prevalentemente a grana fine sovrastanti le alluvioni grossolane di fondovalle del torrente Illasi. Tali depositi di materiali fini hanno avuto origine dall'azione di sbarramento delle valli lessinee causata dall'attività deposizionale del fiume Adige che scorreva con direzione est-ovest verso est alle pendici di tali rilievi. In questa zona la soggiacenza della falda freatica è di circa 10-30 metri dal p.c. e risale in superficie verso sud fino a raggiungere i 5-10 m dal p.c. locale. La stessa situazione è presente nella parte pianeggiante orientale, dove la soggiacenza è 10-30 m vicino alla parte collinare per diventare più superficiale verso sud raggiungendo i 5-10 m e gli 0-5 m dal p.c. in loc. Loggia di sopra. Nel complesso, la direzione di deflusso, risulta da Nord-Ovest a Sud-Est.

Tutta la pianura è interessata da numerosi pozzi freatici: alcuni di essi presentano un'anomalia termica rispetto a quelli adiacenti, da ricondurre probabilmente ad un serbatoio carbonatico profondo sede di un circuito geotermico, che alimenta le vicine Terme di Giunone nel comune di Caldiero.



Profilo geologico di alta e media pianura

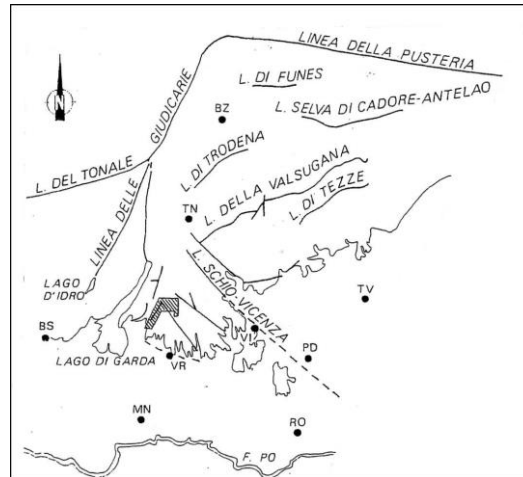
3.5 Inquadramento geologico strutturale

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

Durante la fase mesoalpina paleogenica (DOGLIONI & BOSELLINI 1987), il trend delle faglie normali cambia, assumendo una direzione N-NNW come il Graben Alpone-Agno, a est dei Lessini; questi movimenti sono paralleli alla linea Schio-Vicenza, vicino alla quale le faglie preesistenti aventi direzione N-NNE, vengono riattivate con movimento normale-obliquo sinistro (PICCOLI, 1966; ZAMPIERI, 1995). Contemporaneamente a questa deformazione, si instaura in tutto il Sudalpino un regime compressivo che porta alla formazione di pieghe con asse NNW-SSE e sovrascorrimenti ovest

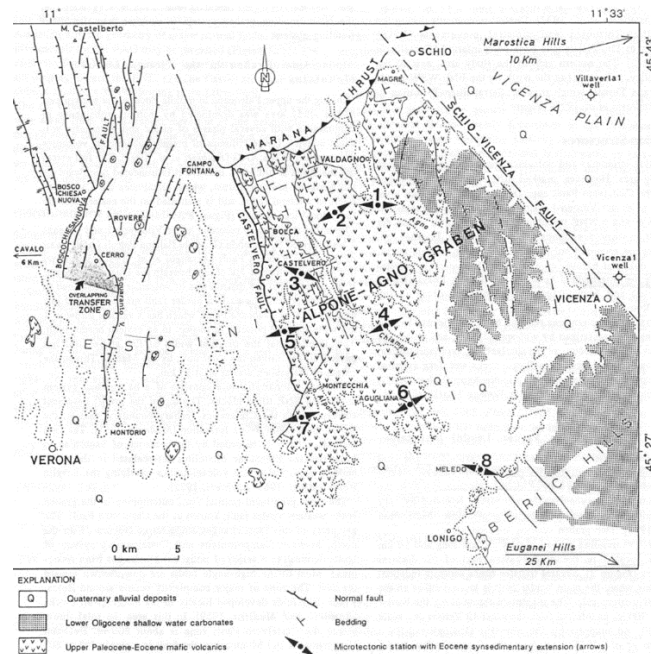
vergenti; tali strutture hanno origine nell'Eocene e interessano soprattutto il Sudalpino orientale e le Dolomiti (DOGLIONI & BOSELLINI, 1987). Soltanto alla fine del Neogene il Sudalpino assume la caratteristica vergenza verso meridionale. Nel Miocene medio le Alpi meridionali sono soggette a sovrascorrimenti immergenti a nord e pieghe con asse circa E-W (PIERI & GROPPi, 1981) che ovviamente riutilizzano strutture già presenti in precedenza.

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



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

14



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

Dott. Geol. Matteo Collareda	Dott.ssa Geol. Laura Guerra
con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

È durante il Miocene che i monti Lessini subiscono un importante sollevamento, tanto che nel Pliocene, la Piattaforma Lessinea è completamente emersa, e le zone costiere si trovano lungo l'attuale bordo della Pianura Padana (DONDI, 1985). È da ricordare che durante il Pliocene avviene anche il tilting verso sud della Piattaforma Lessinea (ZANFERRARI ET AL., 1982), provocato dalla rotazione di larghi blocchi verso est; quest'ultimo movimento è da ricondurre probabilmente alle deformazioni del margine prealpino che, rispetto all'avanfossa appenninica, è una rampa di avanpaese (CASTELLARIN et al, 1982; DOGLIONI, 1993).

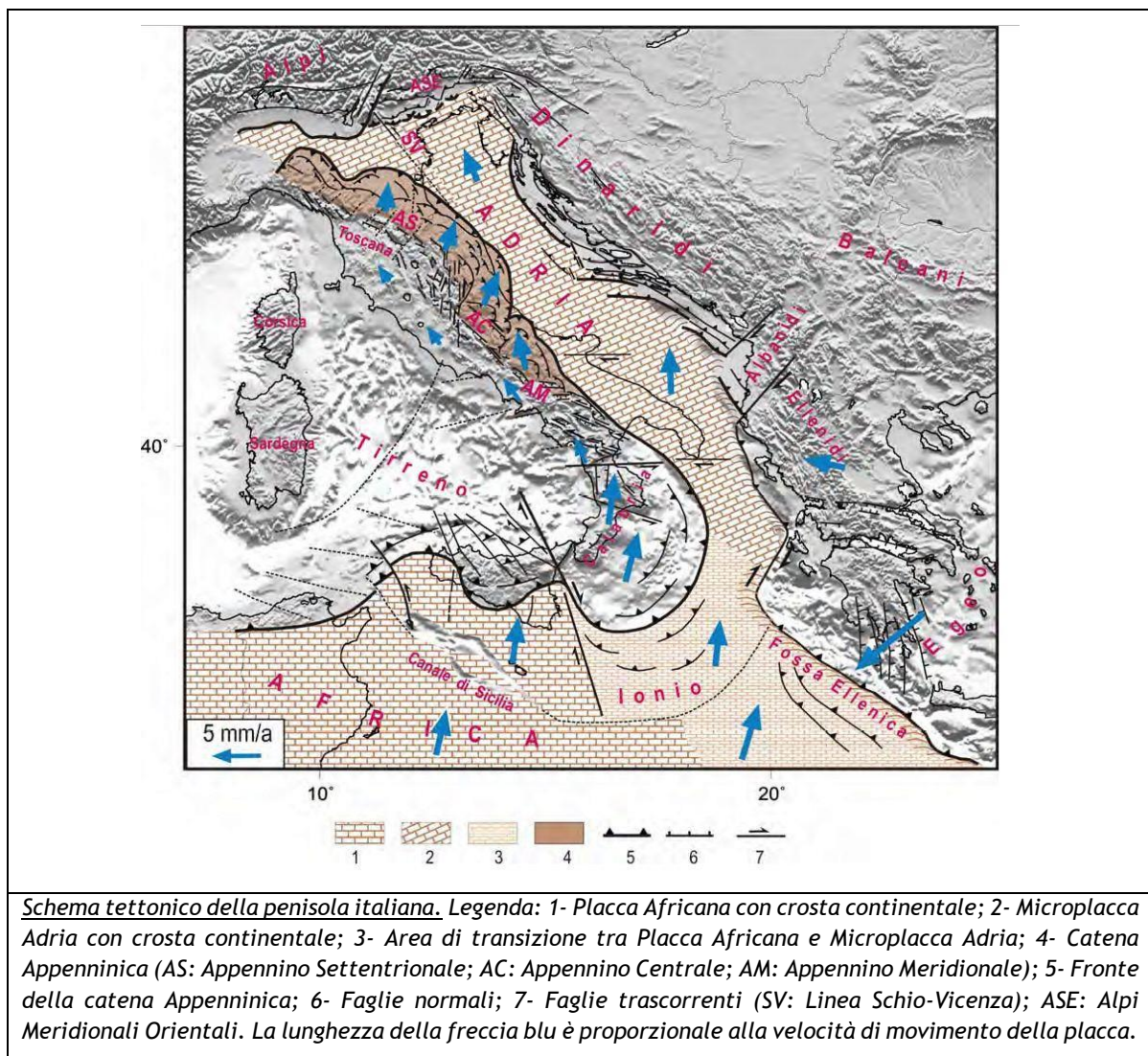
Anche nel Quaternario l'area dei monti Lessini continua ad essere soggetta a sollevanti differenziali, in linea con il trend deformativo del Sudalpino orientale: tali movimenti sono ancora in atto e hanno probabilmente provocato i forti terremoti registrati nell'area negli ultimi mille anni; a questi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

4 DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO

Nel presente capitolo verrà trattata la sismicità storica locale, le faglie capaci e le sorgenti sismogenetiche, la zonazione sismica nazionale, la pericolosità sismica di riferimento e verrà fatto un accenno all'inquadramento sismo-tettonico generale del Comune di Colognola ai Colli.

4.1 Inquadramento sismotettonico generale

Dal punto di vista strutturale, il territorio di Colognola ai Colli 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.

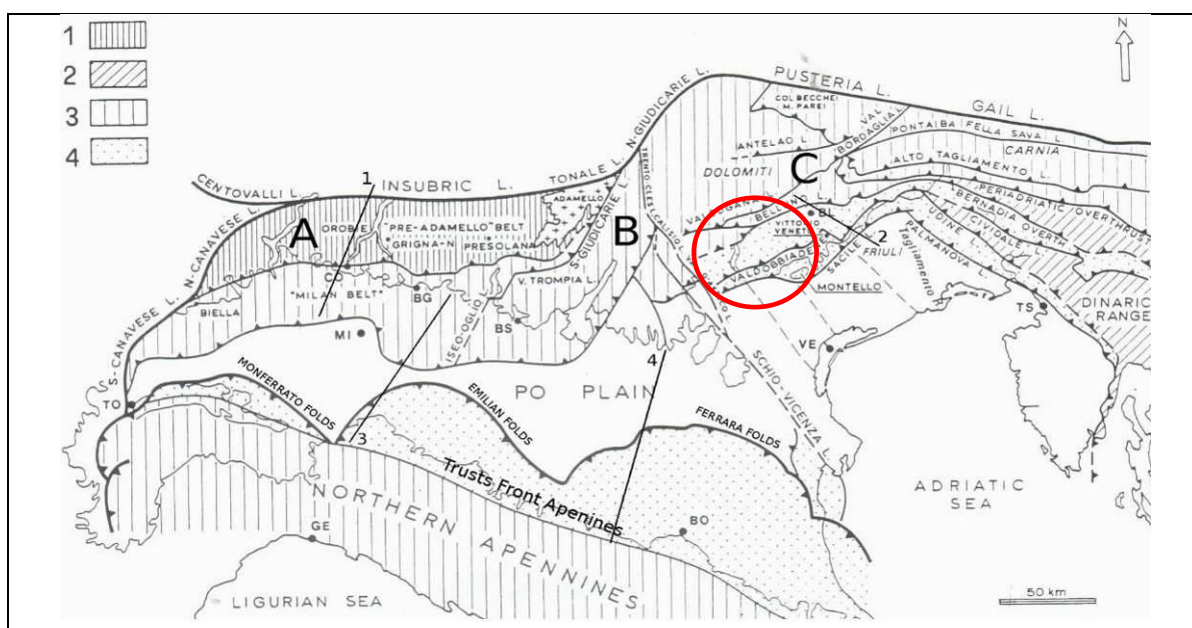


L'Adria è costituita da crosta continentale che, nella porzione più settentrionale, è rappresentata dal substrato della Pianura Padana interagente con il fronte della catena Appenninica a Sud e con il Sud-

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, Ballye 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 e al., 2002): una faglia trascorrente sinistra (Plio - Quaternaria) che mette le Apli Meridionali a contatto con quelle Centro Occidentali.

Il blocco Veneto - Friulano (figura seguente) è caratterizzato da strutture tettoniche con direzioni variabili (Dogliosi e al., 1987; Castellarin e al., 1992; Pontron e al., 2000). Nella zona friulana centrale si ha il massimo delle deformazioni e del raccorciamento per l'estrema embricazione Sud - vergente delle unità. L'assetto strutturale della Pianura Veneta, che rappresenta l'avampaese di due catene montuose perimetrali, è condizionato dall'interferenza tra le strutture del Sud Alpino a nord ed il fronte della catena Dinnarica a Est (Merlini e al., 2002).



Schema strutturale della Pianura Padana (microplacca Adria) e delle aree adiacenti (modificato da: CASTELLARIN e al., 1982). Legenda: Il Sud - alpino è tettonizzato in età ealpina (Cretaceo-Paleocenica) (1) e in età Eocene inf. e medio (2). L'area Appenninica è coeva al settore più occidentale delle Alpi (3) di età Messiniana e Plio - Pleistocenica. L'area Appenninica e Veneto-Friulana (4), in forte accorciamento, è caratterizzata dalle strutture sepolte sotto i depositi di pianura. Il Sud - Alpino è diviso in A) Blocco Lombardo, B) Blocco Trentino - Lessineo e C) Blocco Veneto - Friulano.

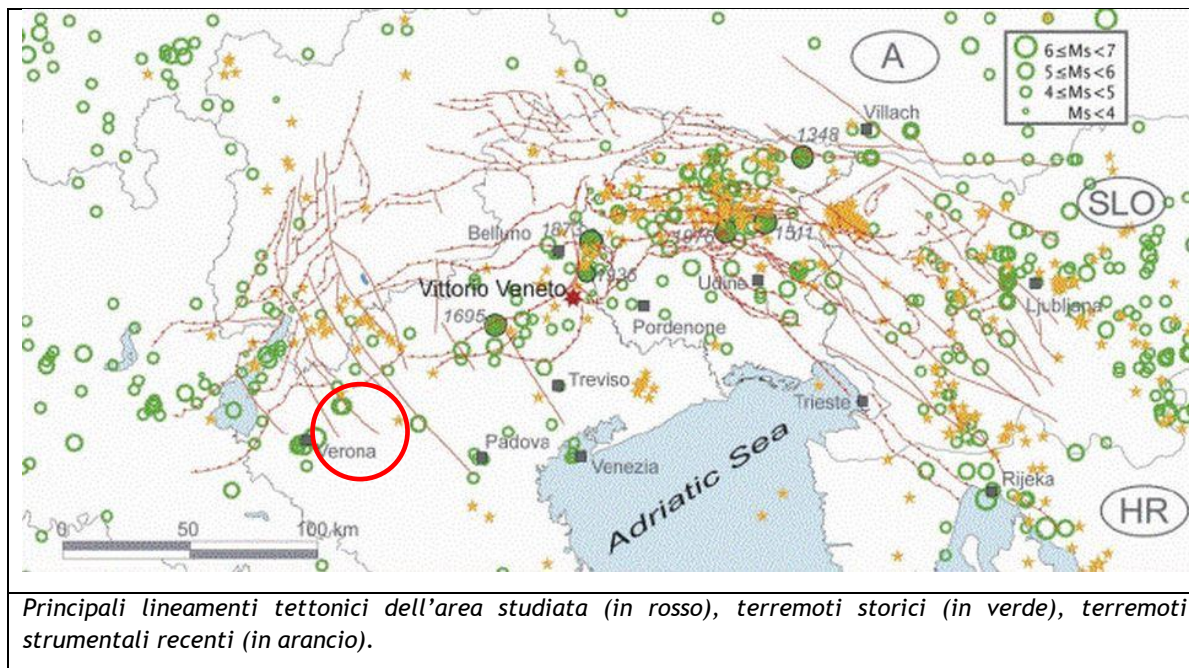
Dallo studio della distribuzione dei meccanismi focali si è ricavato l'assetto dell'ellissoide dello stress tettonico in termini di direzione di massima compressione e distensione, questo al fine di definire l'interazione tettonica attuale tra la placca Europea e quella Adria, responsabile degli ultimi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

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

Il risultato finale è rappresentato da un'attività sismica nelle regioni delle Alpi Orientali (Slejko et al., 1989) considerata tra le più elevate del nostro paese. Cinque terremoti con magnitudo di superficie (MS) superiore a 6 sono, infatti, avvenuti nell'ultimo millennio: nel 1348 a Villaco con MS 6,4 (l'epicentro sembra localizzato nell'attuale zona di confine tra Italia e Austria), nel 1511 nella

zona tra Gemona e Idria con MS 6,2, nel 1695 ad Asolo con MS 6,5, nel 1873 nell'Alpago con MS 6,3 e nel 1976 a Gemona con MS 6,5. Oltre a questi, nel 1936 un terremoto di magnitudo (MS) 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.

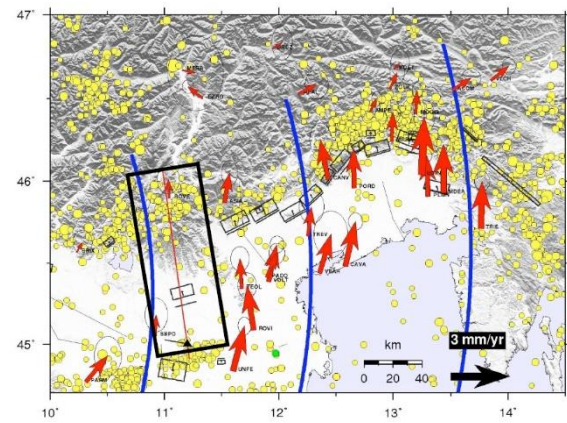
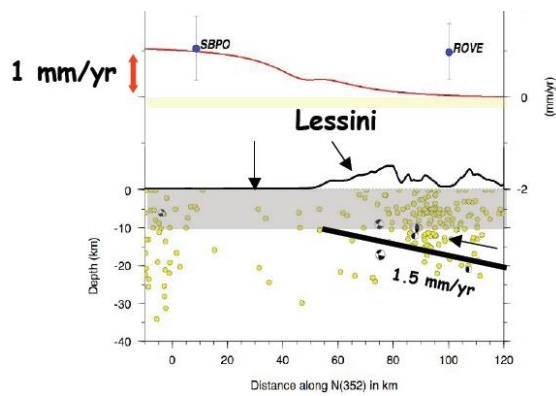
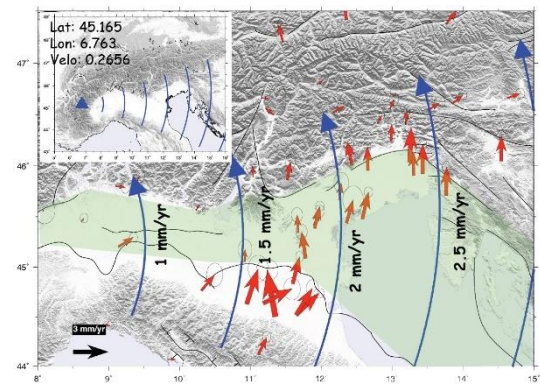
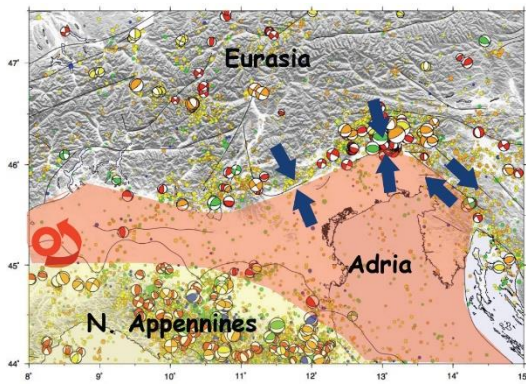


Le principali strutture tettoniche nel Veneto centro-orientale sono rappresentate da sovrascorrimenti con orientazione nord est-sud ovest, tagliati, talvolta, da faglie trascorrenti.

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.

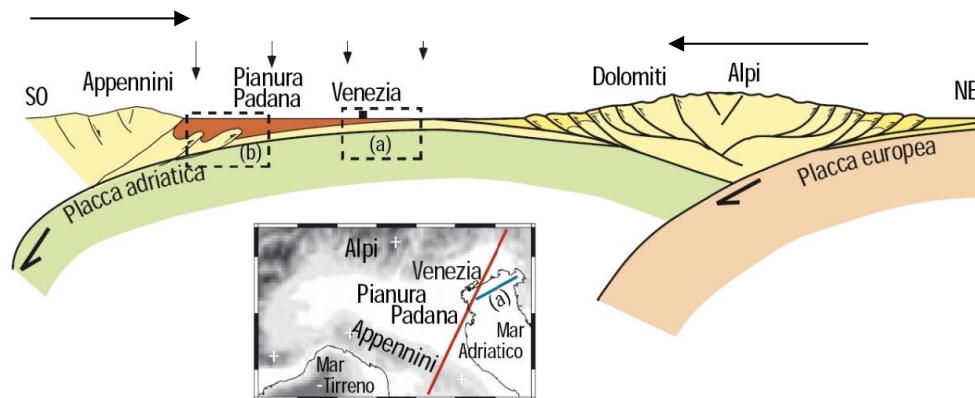
Nell'ambito di un progetto sviluppato negli anni Novanta, Meletti et al. (2000) hanno formulato un modello sismogenetico per l'Italia che consta di 80 zone sismogenetiche. Queste zone risultano omogenee sia dal punto di vista tettonico che da quello sismico. Studi successivi (Slejko e Rebez, 2002) hanno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

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



19

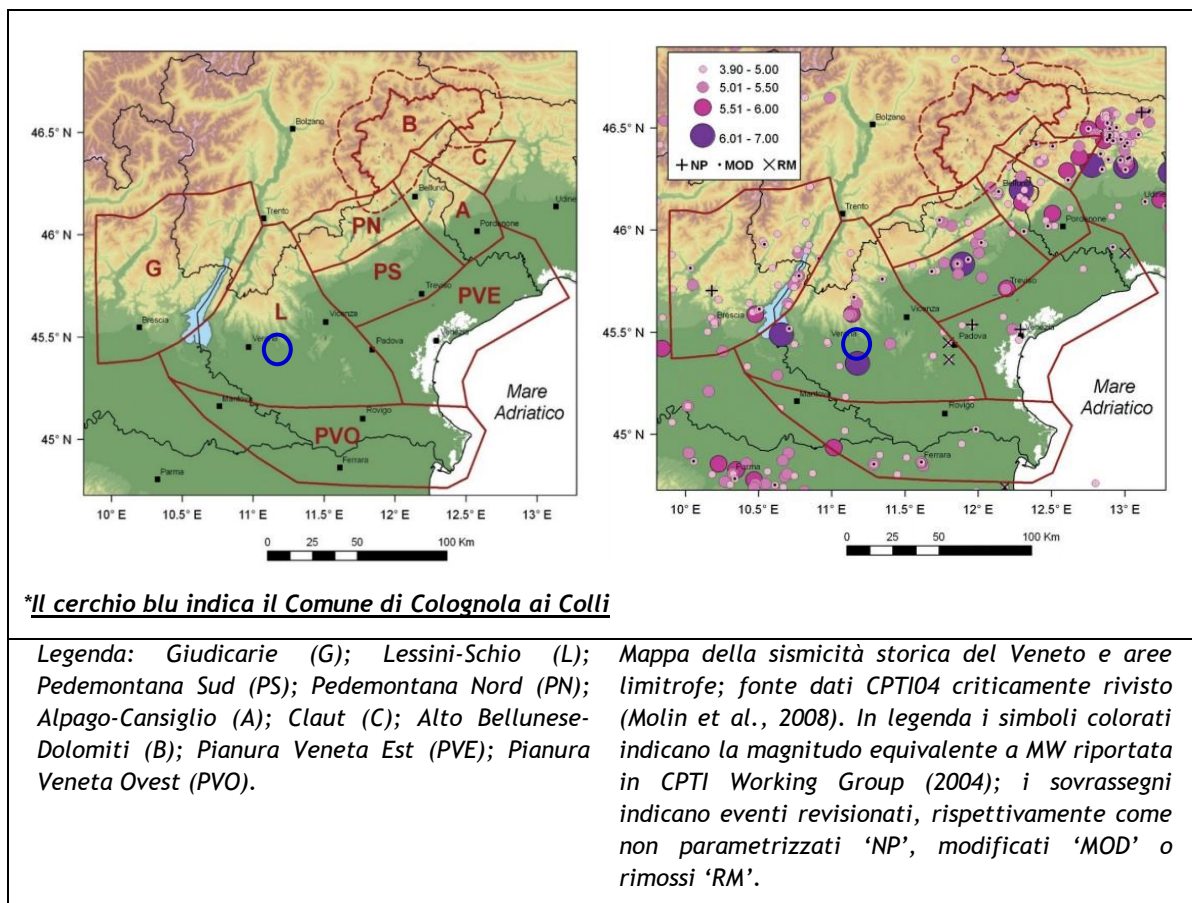
Rappresentazione schematica della cinematica della microplacca Adria in corrispondenza del margine alpino tratta da Serpelloni, 2008.



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

4.2 Caratterizzazione sismogenetica locale

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



20

Il territorio comunale di Colognola ai Colli 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.

Questa regione si estende dai fronti di accavallamento più esterni del sistema delle Giudicarie Meridionali ad ovest, fino alla Flessura Pedemontana ad est e comprende i Monti Lessini, la fascia della Linea Schio-Vicenza e i rilievi dei Monti Berici e dei Colli Euganei.

La transizione dal dominio pede-alpino a quello pedeappenninico avviene nella pianura padana; il limite meridionale del poligono è stato tracciato in modo arbitrario laddove la sismicità nota risulta minima. Si sottolinea comunque che definire con precisione dei limiti è, in questi casi, una semplificazione.

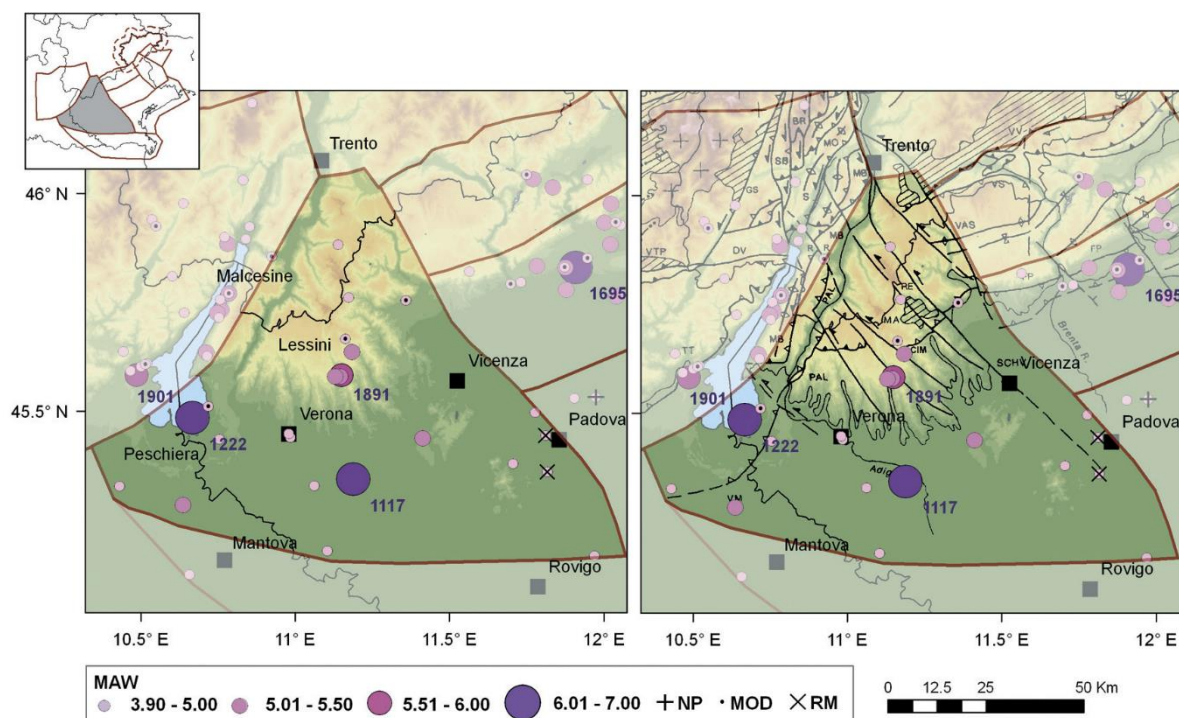
L'area è interessata da faglie prevalentemente trascorrenti, disposte NO-SE. Sono mappati anche alcuni elementi tettonici ad andamento ENE-OSO, quali il sovrascorrimento di Cima Marana o il klippen di Castel Malera. La fascia Schio - Vicenza separa strutture plicative ad est, dai Lessini posti ad ovest.

Essi rappresentano un settore meno deformato, ponte, per alcuni autori, all'avampaese indeformato che si estende a NE di Venezia; in quest'area infatti il Pliocene non risulta piegato, e immerge dolcemente verso sud nella direzione del centro bacino (p. es. Fantoni et al., 2002; Fantoni e Franciosi, 2009).

L'attività recente, e talora l'esistenza stessa di diverse faglie ad andamento NO-SE 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).

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

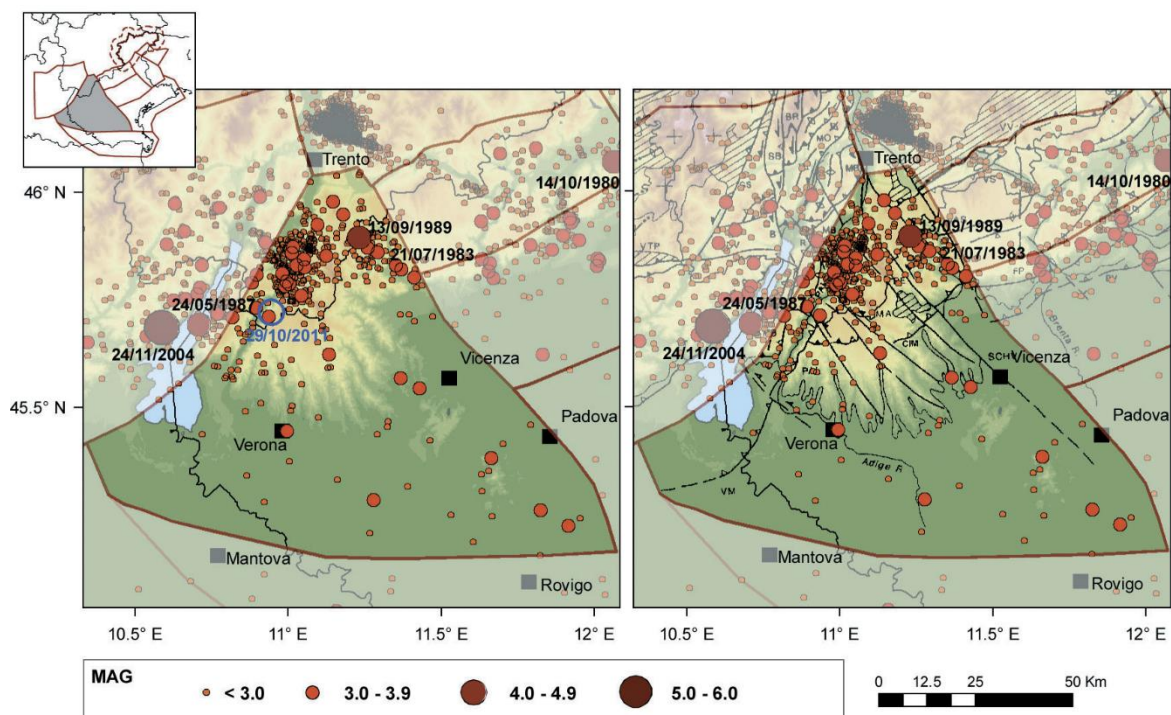
Da un punto di vista della sismicità storica il distretto dei Lessini è una zona potenzialmente interessata da due forti eventi medioevali, e alcuni eventi che hanno superato la soglia del danno ($10=VI$ MCS), ben documentati nel Rinascimento e dalla fine dell'Ottocento.



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

La sismicità registrata strumentalmente dal 1977 al 2010 presenta un solo evento rilevante, e si concentra nella regione montuosa, entro i 20-25 km di profondità. Il 29 ottobre 2011, un terremoto ($M_L=4,4$, $M_W=4,0$, rappresentato in blu nella mappa sotto riportata) nella zona di Ala-Avio, ha dato inizio ad una sequenza di piccoli eventi ancora in corso durante la revisione finale di questo articolo [per una analisi sismologica preliminare, si faccia riferimento a Garbin et al. (2011)]. I terremoti con

magnitudo superiore a 3 sono localizzati nella porzione settentrionale della Lessinia, e verso la pianura in una fascia delimitata dalla Schio-Vicenza a est e il fiume Adige a ovest. In epoca strumentale il terremoto più forte si è verificato il 13 settembre 1989, nell'area di Pasubio ($M_D=4,7$, profondità: 9-10 km).



Mappa della sismicità strumentale del distretto Lessini-Schio (L); fonte dati OGS. Visualizzazione su DEM in scala cromatica (sn) e su DEM integrato con modello strutturale tratto da Castellarin et al. (1998b) (dx). In blu nella mappa di sinistra è riportata la localizzazione dell'ultimo evento significativo, avvenuto nella zona di Ala-Avio il 29 ottobre 2011 ($M_L=4,4$, $M_W=4,0$).

22

Dal punto di vista della neotettonica è in atto un processo di sollevamento articolato dell'area, che la suddivide in piccoli blocchi soggetti sia a sollevamenti differenziali sia a basculamenti ad opera di faglie subverticali, appartenenti ai sistemi giudicariense NNE-SSO, scledense NO-SE e della Valsugana OSO-ENE (Zanferrari et al., 1982).

L'intensità del sollevamento aumenta da sud verso nord. La zona dei Lessini orientali, Berici e Euganei è interessata da un movimento di inarcamento anticlinale, con asse circa OSO-ENE collocabile in corrispondenza dei Berici, mentre i Lessini occidentali sono prevalentemente caratterizzati da basculamenti con abbassamento della porzione occidentale dei blocchi. A tensioni secondarie normali all'asse dell'anticlinale berico-euganea sono imputabili i modesti collassi locali con la formazione di depressioni tettoniche (p. es. graben Vicenza-Montecchio e graben Berici ed Euganei). Evidenze di fagliazione recente nell'area dei Lessini e nel settore sudorientale del Monte Baldo sono state proposte da Sauro e Zampieri (2001).

4.3 Sismicità storica

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

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

Dott. Geol. Matteo Collareda	Dott.ssa Geol. Laura Guerra
con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

Tra i terremoti storici più rilevanti con epicentro in Veneto si possono ricordare:

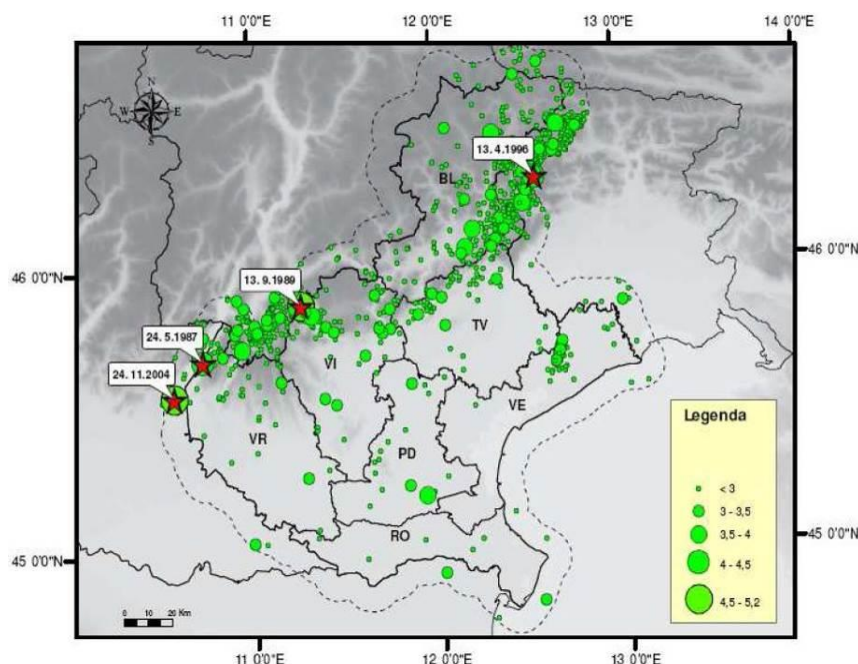
DATA	AREA EPICENTRALE	I MCS MAGNITUDO	DESCRIZIONE
03/01/1117	veronese	IX-X Mw=6.7	I danni maggiori si registrarono a Verona, ma interessarono anche la valle dell'Adige e, verso sud, il territorio fino ai primi rilievi emiliani.
04/11/1268	trevigiano	VII-VIII Mw=5.4	Colpita la provincia di Treviso. Danni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

23

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

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

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



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

I terremoti identificati con la stella rossa sono così sintetizzabili:

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

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

Il territorio comunale di Colognola ai Colli appare 11 volte nel Database sopra citato con intensità registrata superiore o uguale a 3.

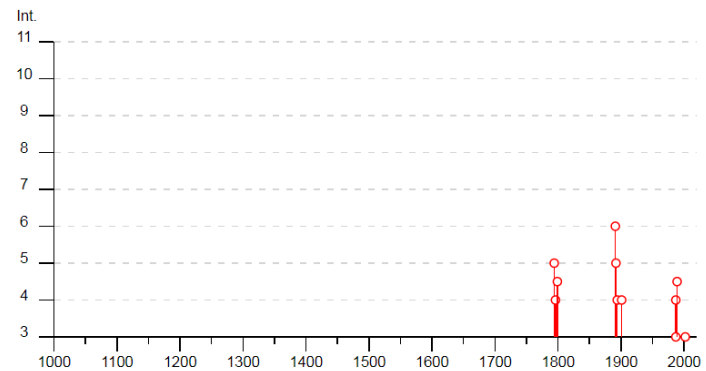
Nella tabella seguente sono stati elencati i vari eventi registrati, con indicati, oltre all'intensità in scala MCS al sito in esame (I), la data (anno, mese, giorno, ora, minuto) in cui si è verificato l'evento A_x , l'intensità massima epicentrale in scala MCS (I_0) e la magnitudo momento (M_w).

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

Dott. Geol. Matteo Collareda	Dott.ssa Geol. Laura Guerra
con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

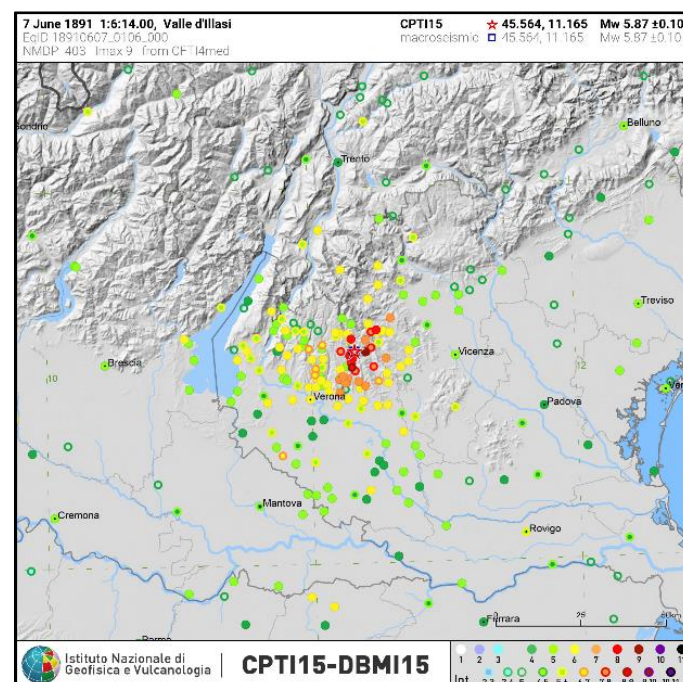
Colognola ai Colli

PlaceID IT_22568
Coordinate (lat, lon) 45.432, 11.193
Comune (ISTAT 2015) Colognola ai Colli
Provincia Verona
Regione Veneto
Numero di eventi riportati 11



Effetti	In occasione del terremoto del									
Int.	Anno	Me	Gi	Ho	Mi	Se	Area epicentrale	NMDP	Io	Mw
5	1794	06	07	00	45		Prealpi Friulane	19	8-9	5.96
4	1796	10	22	04			Emilia orientale	27	7	5.45
4-5	1799	05	29	19			Bresciano	12	6-7	5.04
6	1891	06	07	01	06	1	Valle d'Illasi	403	8-9	5.87
5	1892	08	09	07	58		Valle d'Alpone	160	6-7	4.91
4	1894	02	09	12	48	0	Valle d'Illasi	116	6	4.74
4	1901	10	30	14	49	5	Garda occidentale	289	7-8	5.44
4	1987	05	02	20	43	5	Reggiano	802	6	4.71
3	1987	05	24	10	23	2	Garda occidentale	29	6	4.63
4-5	1989	09	13	21	54	0	Prealpi Vicentine	779	6-7	4.85
3	2002	11	13	10	48	0	Franciacorta	768	5	4.21

L'evento registrato il giorno 07 giugno dell'anno 1891 nella Valle dell'Illasi è stato quello di maggiore intensità rilevato nel territorio di Colognola ai Colli. Secondo i cataloghi oggi disponibili (CPTI15, Rovida A., Locati M., Camassi R., Lolli, B., Gasperini P., Antonucci A., 2022. Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI15), versione 4.0. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.13127/CPTI/CPTI15.4>) la magnitudo Mw dell'evento del 1891 sarebbe stata pari a 5.9 e, a Colognola ai Colli, si sarebbe avvertito con un'intensità MCS di 6.



Dott. Geol. Matteo Collareda con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Laura Guerra Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli
---	---

4.4 Faglie capaci e sorgenti sismogenetiche

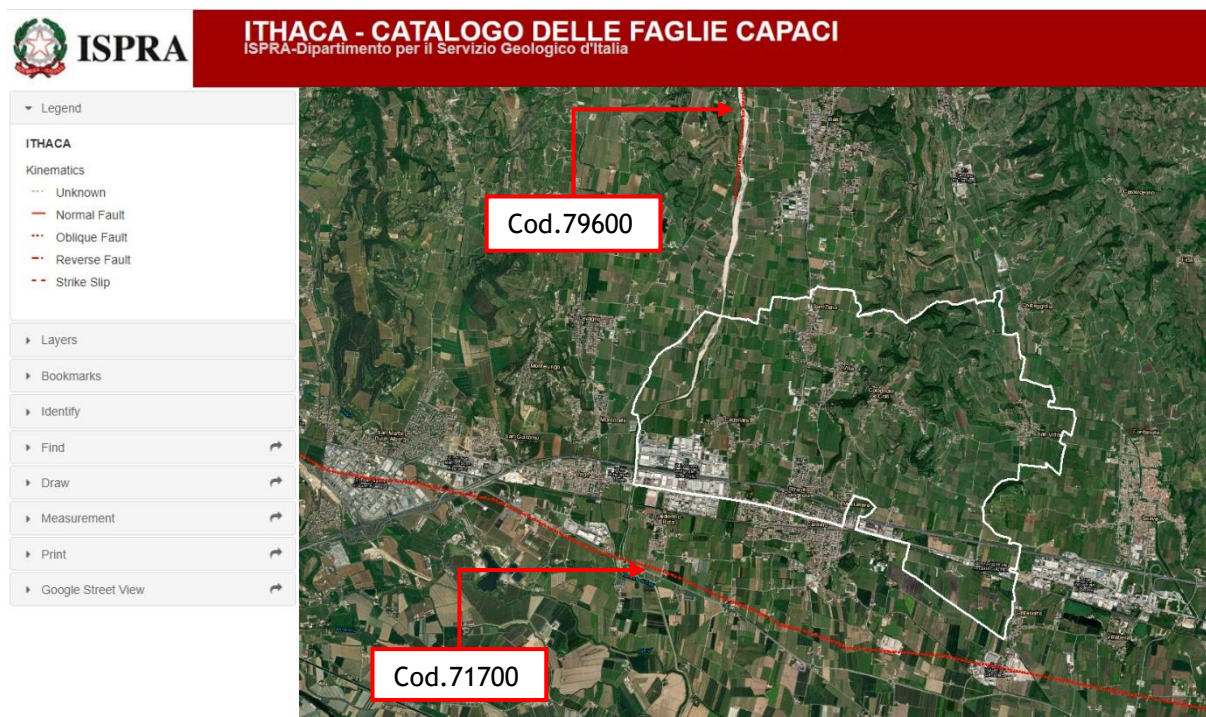
Per quanto riguarda il tema delle faglie capaci (faglie che si sono rotte almeno una volta negli ultimi 40.000 anni, raggiungendo la superficie e producendo una rottura del terreno) e l'inquadramento delle sorgenti sismogenetiche più prossime all'area di Colognola ai Colli, si è fatto riferimento agli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

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

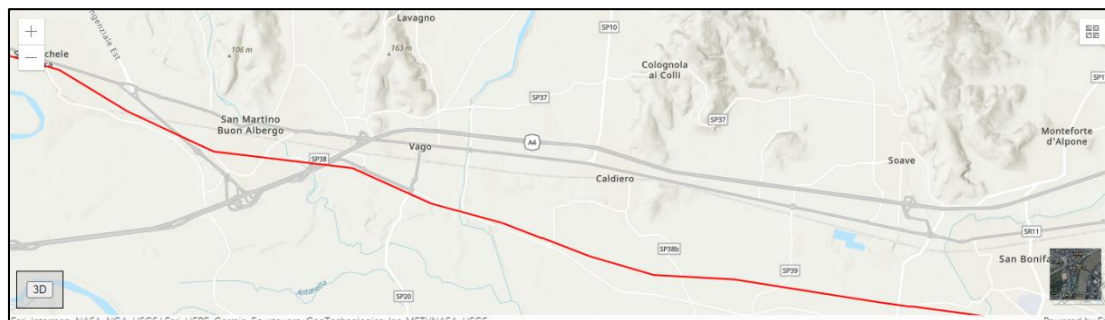
ITHACA è un database creato per la raccolta e la consultazione di tutte le informazioni disponibili sulle strutture tettoniche attive in Italia, con particolare attenzione ai processi tettonici che potrebbero generare rischi naturali (*ITHACA Working Group (2019). ITHACA (ITaly HAZard from CAPable faulting), A database of active capable faults of the Italian territory. Version December 2019. ISPRA Geological Survey of Italy. Web Portal <http://sgi2.isprambiente.it/ithacaweb/Mappatura.aspx>*).

Il progetto si occupa in modo particolare delle faglie capaci, definite come faglie che potenzialmente possono creare deformazione in superficie: dalla sua consultazione emerge che non vi sono faglie attive e capaci che interessino direttamente il territorio comunale di Colognola ai Colli; si segnala comunque la presenza nelle immediate vicinanze di due lineamenti a cinematismo non definito: la faglia "Alto Adige" (cod. 71700) e la faglia "Val d'Illasi" (cod. 79600).

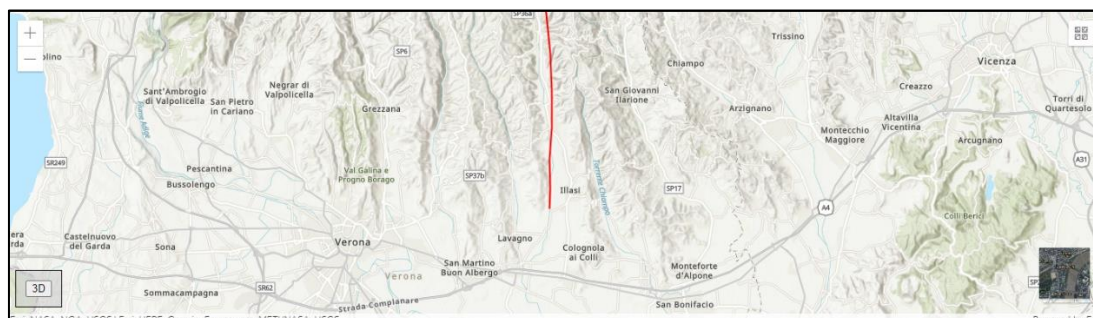
Tali lineamenti, le cui tracce sono poste rispettivamente a 500 m ed a 1.5 km dai confini comunali di Colognola ai Colli, sono ubicabili indicativamente come nella figura sotto riportata (immagine estratta dal sito dell'ISPRA):



Di seguito sono riportate per le due faglie tutte le informazioni desunte dalle schede specifiche ITHACA di tali lineamenti:



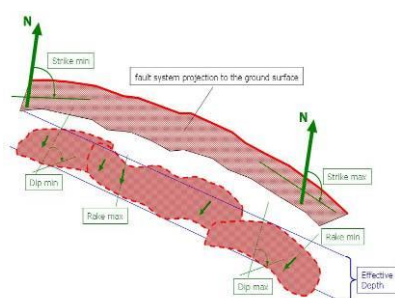
Nome faglia	Alto Adige
Tipo Faglia	ND
Codice faglia	71700
Regione	Veneto
Sistema	Adige Line
Ordine	Primaria
Direzione media (°)	110
Inclinazione (°)	Non definita
Direzione inclinazione	
Lunghezza (km)	30.0
Ultima attività (anni)	Storica (<3000)
Evidenze attività in superficie	Subsidenza
Qualità dello studio	Bassa



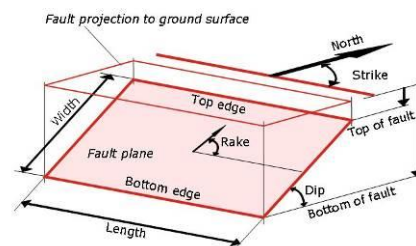
Nome faglia	Val d'Illasi
Tipo Faglia	ND
Codice faglia	79600
Regione	Veneto
Sistema	Val d'Illasi
Ordine	Secondaria
Direzione media (°)	175
Inclinazione (°)	Non definita
Direzione inclinazione	
Lunghezza (km)	15.1
Ultima attività (anni)	Pleistocene generico
Evidenze attività in superficie	ND
Qualità dello studio	Bassa

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

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

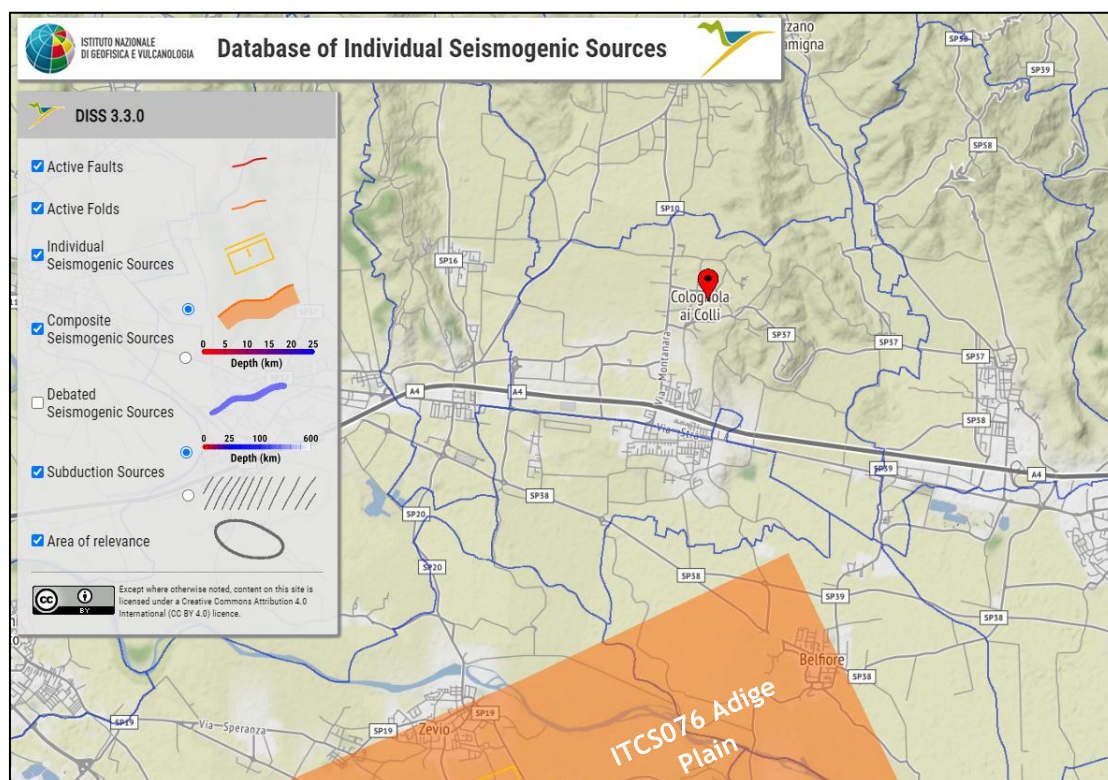


Sorgenti composite (CS): sono regioni estese contenenti un numero non specificato di sorgenti minori allineate che non è ancora conosciuto singolarmente. Le sorgenti composite non sono associate a uno specifico gruppo di terremoti storici.



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

La mappa del DISS mostra che il territorio comunale di Colognola ai Colli è adiacente alla sorgente composita ITCS076 "Adige Plain".



Tale zona è interpretata come appartenente al fronte più esterno del Thrust Sud Alpino delle Giudicarie, sepolto al di sotto della pianura. Tale sorgente non segue però alcun andamento strutturale precedentemente mappato, e la sua presenza è ipotizzata in base al verificarsi del catastrofico terremoto veronese del 3 gennaio 1117.

I cataloghi storici e strumentali mostrano che quest'area è caratterizzata da una distribuzione sparsa di eventi di bassa magnitudo, a parte il terremoto chiave del 1117 (Guidoboni et al., 2005).

Si è ipotizzato che la sorgente del terremoto del 1117 potesse essere un segmento della Catena alpina meridionale orientale nella pianura veneta, a est dei Monti Lessini (segmento di Thiene, Galadini et al., 2005) o un thrust cieco della catena dell'Appennino Settentrionale nei pressi di Cremona (Galli, 2005). Il campo di intensità macrosismica più aggiornato di questo evento mostra chiaramente che l'area maggiormente danneggiata si trovava nella pianura dell'Adige a sud della città di Verona (Guidoboni et al., 2005). Questo è considerato una chiara indicazione che la sorgente sismogenetica

Dott. Geol. Matteo Collareda	Dott.ssa Geol. Laura Guerra
con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

del terremoto del 1117 deve essere localizzata in quella zona e non può essere altrove. Tuttavia, questa ipotesi contrasta con la mancanza di ogni evidenza geofisica e/o geologica della presenza di strutture compressive sepolte nella pianura a sud di Verona. Infatti, tutti gli studi geofisici e strutturali finora pubblicati mostrano che l'area epicentrale del terremoto del 1117 è un monoclinio indeformato, o leggermente deformato, immergente a sud nell'avanfossa sia della catena dell'Appennino meridionale che di quello settentrionale.

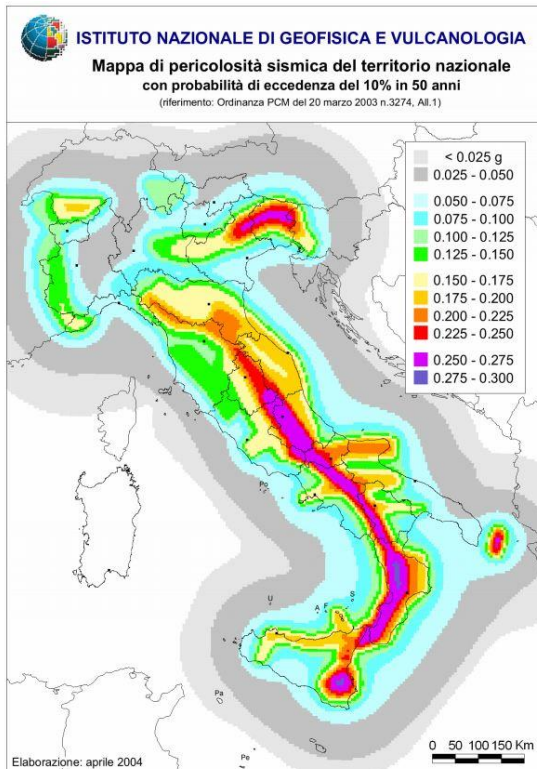
In questo quadro, l'ubicazione e la geometria di questa sorgente Composita si basa su uno studio dettagliato della morfologia e del modello di drenaggio della porzione della pianura dell'Adige coincidente con l'area epicentrale macrosismica del terremoto del 1117. Questo studio (Burrato, P. e G. Valensise, in preparazione) ha evidenziato la presenza di anomalie topografiche e drenanti compatibili con la presenza di un thrust sepolto che induce moti relativi verticali. Il thrust che meglio si adatta dalla modellazione delle anomalie coincide con una struttura sepolta vista nelle linee di esplorazione sismica. Questa Sorgente è una faglia a spinta cieca tendente a SE, ritenuta una rampa attiva del sistema di faglie delle Giudicarie.

L'immersione è stata tratto dalla modellazione delle anomalie topografiche e di drenaggio, tuttavia è in accordo con l'orientamento generale delle strutture tettoniche mappate; anche l'inclinazione è stata dedotta dalla modellazione e concorda con considerazioni geologiche regionali relative al piano di spinta. La profondità minima e massima sono state basate sulla modellazione, sulla geologia del sottosuolo e sull'incertezza relativa alla profondità alla quale è radicata la spinta attiva. Il tasso di slittamento è stato dedotto dai dati geodinamici regionali.

ITCS076 - Adige Plain	
Minima profondità (km)	3
Massima profondità (km)	14
Direzione (°)	240 - 260
Inclinazione (°)	30 - 50
Rake (°)	80 - 100
Velocità di movimento (mm/anno)	0,1 - 0,5
Magnitudo massima	7.2

4.5 Zonazione sismica nazionale

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

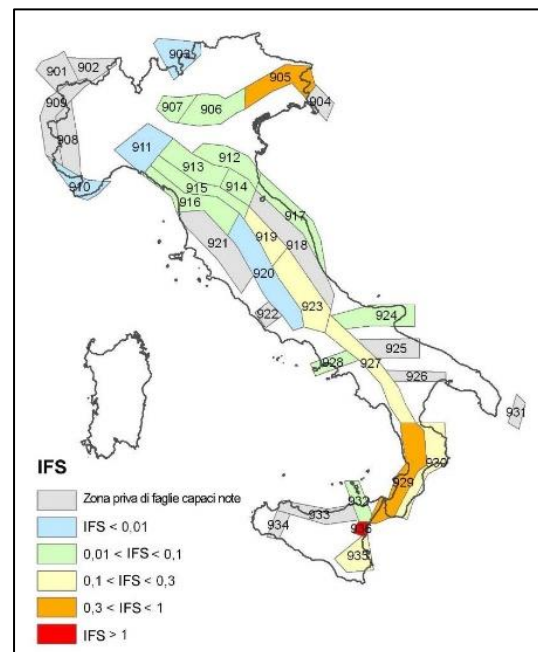


All'interno della ricerca eseguita per tale redazione, è stata elaborata una nuova zonazione sismogenetica, denominata ZS9 che divide tutto il territorio italiano in 36 zone. Tale zonizzazione è stata condotta tramite l'analisi cinematica degli elementi geologici (cenozoici e quaternari) coinvolti nella 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.

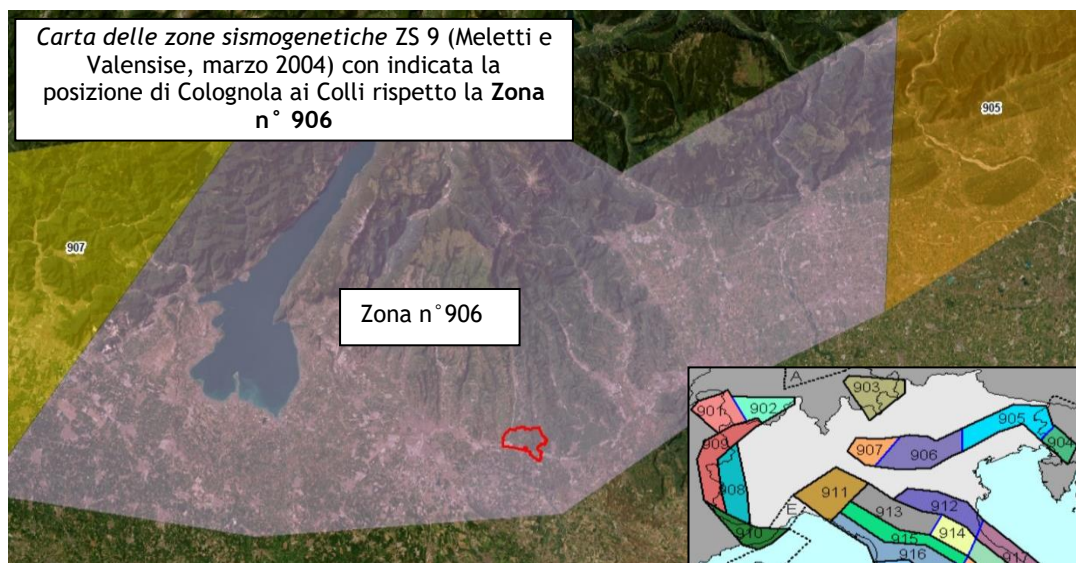
Secondo la zonazione sismogenetica ZS9 (Meletti e Valensise, 2004), nel Veneto ricadono le Zone Sismogenetiche n°905 "Friuli-Veneto orientale" e n°906 "Garda-veronese", che interessano rispettivamente la fascia pedemontana tra Bassano del Grappa e il confine con il Friuli Venezia Giulia e la fascia pedemontana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



Dott. Geol. Matteo Collareda
con la collaborazione di:

Dott.ssa Geol. Laura Guerra
Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

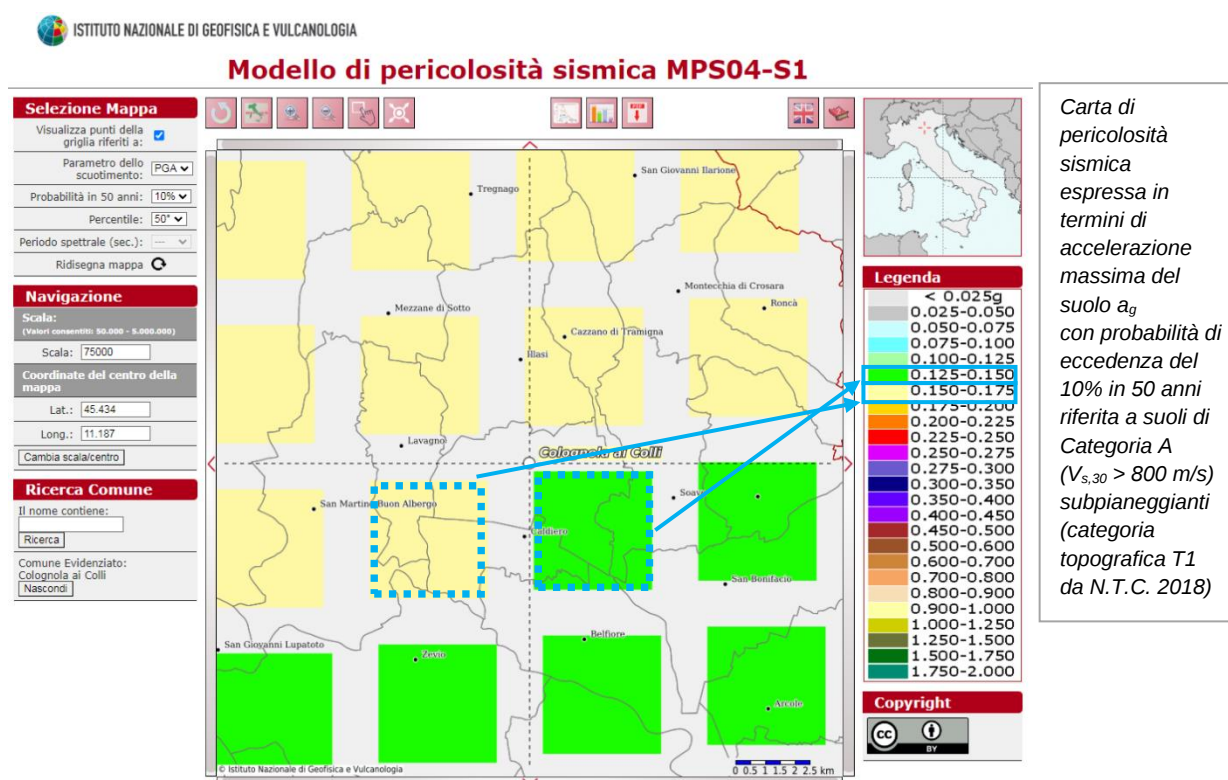
Il Comune di Colognola ai Colli si posiziona all'interno della zona sismogenetica n. 906 come visibile nella figura seguente, per cui si sviluppa all'interno dell'area di massima convergenza tra la placca adriatica ed europea caratterizzata da faglie trascorrenti destre con direzione nord ovest-sud est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



4.6 Pericolosità sismica di riferimento

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

31



Dott. Geol. Matteo Collareda con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Laura Guerra Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli
---	---

Pertanto, secondo l'O.P.C.M. n° 3519 del 28/04/2006, la cui applicazione è stata definita dalla Regione Veneto con D.G.R.V. n° 71 del 22/01/2008 e considerata nell'emanazione del D.M. 17/01/2018, il territorio oggetto dello studio di Microzonazione Sismica risulta caratterizzato in parte da valori di accelerazione sismica orizzontale a_g riferiti a suoli rigidi sub-pianeggianti caratterizzati da $V_{s30} > 800$ m/s compresi tra 0,125g - 0,150g (valori riferiti ad una probabilità di superamento del 10% in 50 anni - mappa 50° percentile), che lo farebbero rientrare in Zona 3 come classifica la tabella riportata sotto, estratta dall'O.P.C.M. n° 3519 stessa. In parte è invece caratterizzato da valori di a_g compresi tra 0,150g e 0,175g che sono propri della Zona 2, in cui quindi, cautelativamente, si fa rientrare il territorio comunale.

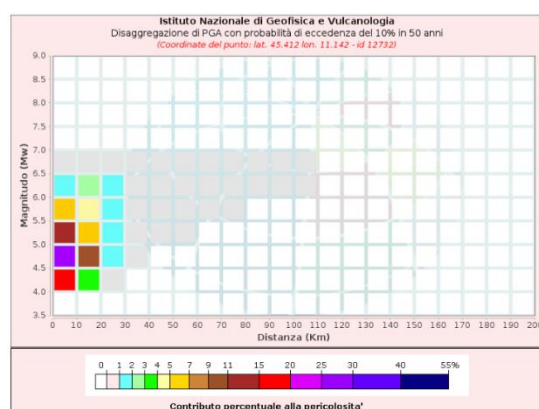
a) Ciascuna zona è individuata mediante valori di accelerazione massima del suolo a_g con probabilità di superamento del 10% in 50 anni, riferiti a suoli rigidi caratterizzati da $V_{s30} > 800$ m/s, secondo lo schema seguente:

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

Anche da un 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 Colognola ai Colli in **ZONA** sismica 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 10-30 km).



Disaggregazione di PGA con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni (Coordinate del punto: lat. 45.412 lon. 11.142 - id 12732)										
Distanza (km)	Magnitudo (M_w)									
	3.5-4.0	4.0-4.5	4.5-5.0	5.0-5.5	5.5-6.0	6.0-6.5	6.5-7.0	7.0-7.5	7.5-8.0	8.0-8.5
0-10	0.0000	17.1000	27.7000	12.8000	5.1400	1.8200	0.1770	0.0000	0.0000	0.0000
10-20	0.0000	3.8900	9.2200	6.9600	4.2100	2.0900	0.2460	0.0000	0.0000	0.0000
20-30	0.0000	0.2260	1.2600	1.7000	1.5300	1.0700	0.1540	0.0000	0.0000	0.0000
30-40	0.0000	0.0000	0.0778	0.4340	0.6020	0.5520	0.0925	0.0000	0.0000	0.0000
40-50	0.0000	0.0000	0.0000	0.0642	0.2280	0.2780	0.0530	0.0000	0.0000	0.0000
50-60	0.0000	0.0000	0.0000	0.0015	0.0685	0.1180	0.0245	0.0000	0.0000	0.0000
60-70	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0131	0.0422	0.0099	0.0000	0.0000	0.0000
70-80	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0008	0.0216	0.0075	0.0000	0.0000	0.0000
80-90	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0087	0.0051	0.0000	0.0000	0.0000
90-100	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0023	0.0028	0.0000	0.0000	0.0000
100-110	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0002	0.0008	0.0000	0.0000	0.0000
110-120	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
120-130	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
130-140	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
140-150	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
150-160	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
160-170	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
170-180	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
180-190	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
190-200	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Valori Medi										
Magnitudo	Distanza					Epsilon				
4,99	9,75					0,624				

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.

Dott. Geol. Matteo Collareda	Dott.ssa Geol. Laura Guerra
con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

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

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

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

5 MICROZONAZIONE SISMICA. PRINCIPI FONDAMENTALI E FINALITÀ

5.1 Introduzione

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

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

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

5.2 La natura del problema

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



Turchia, agosto 1999



Emilia, maggio 2012



L'Aquila, aprile 2009



Tatsuoka, 2006

Le osservazioni condotte nei secoli hanno dimostrato come possono verificarsi situazioni completamente differenti all'interno dello stesso territorio, anche a breve distanza; fin dagli anni Settanta, le ricerche scientifiche hanno evidenziato che la causa maggiore di variabilità spaziale del

Dott. Geol. Matteo Collareda con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Laura Guerra Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli
---	---

moto sismico sono i fenomeni legati alla propagazione delle onde S nei depositi di terreno, lungo la direzione verticale.

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

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

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

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

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



35

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

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

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

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

Dott. Geol. Matteo Collareda	Dott.ssa Geol. Laura Guerra
con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

5.3 Finalità e livelli di approfondimento

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

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

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

In sintesi:

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

36

Va sottolineato che l'adozione di tre livelli consente una grande flessibilità nelle applicazioni, in quanto permette di adeguare il livello di approfondimento alle risorse e ai tempi disponibili, nonché al tipo di utilizzo.

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

Tale studio di Microzonazione Sismica (MS) è consistito nella raccolta ed elaborazione dei dati di natura geologica, geomorfologica, idrogeologica, geotecnica e sismica, al fine di pervenire ad una prima suddivisione del territorio comunale studiato in zone omogenee dal punto di vista del comportamento sismico.

In particolare, come sarà possibile leggere nei paragrafi seguenti, nel precedente studio si evidenziò come tutto il territorio comunale sia da considerarsi suscettibile di amplificazione sismica, in quanto il moto sismico di base è modificabile rispetto a quello atteso in condizioni ideali di roccia rigida e pianeggiante.

Il presente studio di approfondimento operante al Livello 3 si pone quindi come obiettivo principale di **valutare e quantificare in modo approfondito la risposta sismica locale all'interno delle microzone precedentemente individuate, stimando i fattori di amplificazione FA tramite modellazioni numeriche di risposta sismica locale e di analizzare le potenziali instabilità sismo-inducibili presenti nel territorio.**

Lo studio ha portato alla quantificazione delle variazioni in termini di frequenza, durata e intensità che un moto sismico di base subisce attraversando gli strati più superficiali, fino a raggiungere la superficie. Tali valutazioni hanno portato alla **determinazione dei Fattori di Amplificazione** in corrispondenza delle aree soggette allo studio; in particolare, sono state effettuate modellazioni

Dott. Geol. Matteo Collareda	Dott.ssa Geol. Laura Guerra
con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

numeriche, sia bidimensionali che monodimensionali, rappresentative della sismo-stratigrafia media del territorio. La costruzione dei modelli è stata condotta utilizzando le numerose prove geognostiche archiviate e/o reperite per il presente lavoro e di seguito illustrate.

Inoltre, una nuova analisi approfondita dei dati esistenti, integrati con quelli provenienti dall'esecuzione di nuove indagini geognostiche, ha permesso riconsiderare la predisposizione di alcune aree al fenomeno della liquefazione, permettendo di individuare una serie di "zone di attenzione per instabilità per liquefazione" all'interno del territorio comunale, che sono state poi oggetto degli approfondimenti di Livello 3 successivamente descritti.

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

Dott. Geol. Matteo Collareda con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Laura Guerra Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli
---	---

6 DATI GEOTECNICI E GEOFISICI

6.1 Indagini pregresse e di nuova realizzazione

Per la realizzazione del presente studio di approfondimento, al fine di aumentare la densità della copertura di informazioni su tutto il territorio comunale ed in particolar modo nelle aree aventi maggiori dubbi interpretativi, le indagini archiviate con lo studio di MS1 sono state integrate con nuove misure geofisiche / geognostiche eseguite appositamente per il presente studio e/o reperite dall'archivio dello scrivente o dagli archivi nazionali.

Nel dettaglio, all'interno del database consegnato sono archiviate le seguenti indagini:

- **n° 17 Prove Penetrometriche Statiche (CPT)** (di cui 7 reperite dall'archivio dello scrivente e 2 eseguite appositamente per la realizzazione del presente approfondimento) e **n° 7 Prove Penetrometriche Dinamiche** (di cui 1 super pesante (DS) reperita per questo livello di approfondimento) per la caratterizzazione stratigrafica a geotecnica del sottosuolo;
- **n° 71 registrazioni di rumore sismico ambientale a stazione singola con elaborazione H.V.S.R. (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*)**, per individuare le frequenze di risonanza dei depositi;
- **n° 28 Sondaggi geognostici a carotaggio continuo (SD e SC) e pozzi per acqua (PA)**, di cui 19 estratti per il presente approfondimento dalla Banca Dati ISPRA (L. 464/84) nella quale sono presenti le informazioni relative a studi o indagini nel sottosuolo nazionale, per scopi di ricerca idrica o per opere di ingegneria civile, riguardanti in particolare le indagini spinte a profondità maggiori di 30 metri dal piano campagna;
- **n. 11 Trincee geognostiche (T)** che arrivano fino profondità massime di 7 m dal p.c. locale;
- **n° 22 prospezioni sismiche con tecnica passiva Re.Mi. (*Refraction Microtremor*)**, (di cui 17 reperite dall'archivio dello scrivente per il presente approfondimento) e **n° 8 prospezioni sismiche con tecnica attiva MASW (*Multichannel Analysis of Surface Waves*)**, sviluppate in *array* lineari con geofoni ad asse verticale per la ricostruzione sismo-stratigrafica del sottosuolo tramite la misura della velocità di propagazione delle onde S.

38

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

6.2 Metodologia di elaborazione delle indagini reperite dall'archivio dello scrivente per il presente approfondimento

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

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

- **la frequenza di risonanza del sito**, che rappresenta un parametro fondamentale per il corretto dimensionamento degli edifici in termini di risposta sismica locale. Si dovranno adottare adeguate precauzioni nel costruire edifici aventi la stessa frequenza di vibrazione del terreno, per evitare l'effetto di *doppia risonanza*, estremamente pericoloso per la stabilità degli stessi;

Dott. Geol. Matteo Collareda	Dott.ssa Geol. Laura Guerra
con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

- la **frequenza fondamentale di risonanza di un edificio**, qualora la misura venga effettuata all'interno dello stesso. In seguito, sarà possibile confrontarla con quella caratteristica del sito (*free field*) e capire se, in caso di sisma, la struttura potrà essere o meno a rischio;
- la **velocità media delle onde di taglio V_s** , calcolata tramite un apposito codice di calcolo. È necessario, per l'affidabilità del risultato, conoscere la profondità di un riflettore noto dalla stratigrafia (prova penetrometrica, sondaggio, ecc.) e riconoscibile nella curva H/V. Sarà quindi possibile calcolare la $V_{s,30}$ e la relativa categoria di sottosuolo come esplicitamente richiesto dalle Norme Tecniche per le Costruzioni del 17/01/2018;
- la **stratigrafia del sottosuolo** con un *range* di indagine compreso tra 0,5 m e 700 m di profondità anche se il dettaglio maggiore si ha nei primi 100 m. Il principio su cui si basa la presente tecnica, in termini di stratigrafia del sottosuolo, è rappresentato dalla definizione di strato inteso come unità distinta da quelle sopra e sottostante per un contrasto d'impedenza, ossia per il rapporto tra i prodotti di velocità delle onde sismiche nel mezzo e la densità del mezzo stesso.

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

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

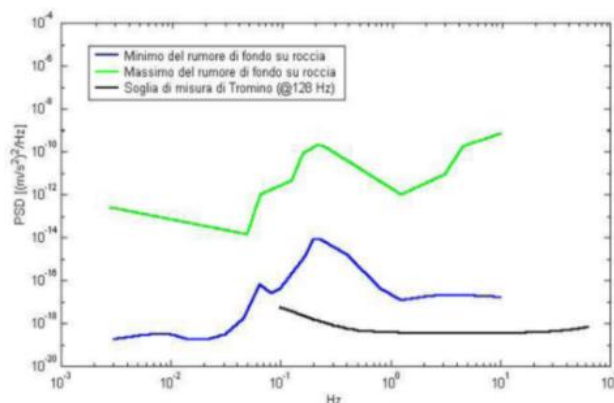
Possiamo scrivere questo come:

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

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

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

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



Sintesi dei risultati

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

Analizzando la “Carta delle Frequenze” e la “Carta delle Indagini” successivamente descritte, si vede come sia stato indagato integralmente il territorio previsto dall'incarico e come le n° 21 misure H.V.S.R. recuperate dall'archivio dello scrivente per questo approfondimento, siano state distribuite in modo da completare il pattern di informazioni riguardante il territorio comunale, integrando quanto già realizzato per il Livello 1 di MS: la distribuzione delle prove è stata ottimizzata per vedere il “modo” di rispondere dei vari depositi individuati alle sollecitazioni sismiche.

Durante le fasi interpretative delle misure HVSR si è cercato di individuare la frequenza “fondamentale” (corrispondente a quella con il valore significativo più basso (f_0)) considerando la finestra frequenziale di 0,1-20 Hz, che risulta essere quella di normale interesse ingegneristico-strutturale.

Nella tabella seguente è riportata esclusivamente la sintesi dei risultati delle misure H.V.S.R. inserite dallo scrivente per questo studio ed effettuate mediante Tromino®; le valutazioni sulle condizioni di amplificazione di sito sono state effettuate considerando la finestra frequenziale di 0,1-20 Hz, in quanto risulta essere quella di normale interesse ingegneristico-strutturale.

CODICE PROVA	FREQUENZA DI RISONANZA (Hz) (INTERVALLO 0,1-20 Hz)	CONDIZIONE DI AMPLIFICAZIONE (INTERVALLO 0,1-20 Hz)
P77	3	sì
P78	1.8	sì
P79	1	sì
P80	2.2	sì
P81	1.6	sì
P82	1.5	sì
P83	1	sì
P84	7.2	ni

Dott. Geol. Matteo Collareda	Dott.ssa Geol. Laura Guerra
con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

P85	1.4	sì
P86	1	sì
P87	5.7	sì
P88	2.8	sì
P89	2.8	sì
P90	1.1	sì
P91	1.6	sì
P92	1.3	sì
P93	1.5	sì
P94	3	sì
P95	1.6	sì
P96	2.1	sì
P97	1.6	sì
P99	5.9	sì
P100	1.25	sì
P101	1.2	sì
P102	1.2	sì

Come già accennato, le schede con i risultati di tali prove sono archiviati nella cartella “Indagini / Documenti” presente all’interno del CD allegato allo studio.

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

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

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

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

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



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

Per ottenere un elevato dettaglio del segnale, il *sampling rate* utilizzato è stato di 512 Hz. La durata (lunghezza temporale) del segnale registrato per ogni misura è stato di circa 6 minuti. Il software utilizzato per l'analisi spettrale è [Grilla v.9.7.0 release 2021](#). Data la necessità di analizzare con elevato dettaglio le basse frequenze (tipicamente anche al di sotto dei 10 Hz), sono stati utilizzati n°16 geofoni verticali a 4,5 Hz uniti in *array* lineari totalmente digitali (*SoilSpy Rosina*). Ogni geofono è munito di un digitalizzatore che converte il segnale e lo trasmette al sismografo tramite un'interfaccia USB. Tale sistema permette di avere elevati rapporti di rumore, un perfetto sincronismo e una estrema leggerezza. Tutti gli stendimenti eseguiti non presentavano sostanziali variazioni di quota e, quindi, i siti indagati sono stati considerati a sviluppo orizzontale.

42

Sintesi dei risultati

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

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

Dott. Geol. Matteo Collareda con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Laura Guerra Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli
---	---

6.3 Modello geologico e geosismico del sottosuolo - interpretazione e incertezze

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

L'analisi delle misurazioni in array (Re.Mi.) ed a stazione singola (H.V.S.R.) reperite per il presente approfondimento e integrate con quelle già archiviate nello studio di Livello 1, hanno permesso di ricostruire con una certa precisione i modelli sismo-stratigrafici locali, poiché i segnali si presentano con un'elevata coerenza nel modo fondamentale.

Inoltre, la presenza di un rumore di fondo caratterizzato da un ricco spettro frequenziale ha permesso di ottenere, nella maggior parte dei casi, un'elevata profondità di penetrazione per quanto riguarda le misure in array.

Ad ogni modo una ricostruzione accurata del modello geologico/geosismico del territorio di Colognola ai Colli risulta comunque decisamente complessa a causa di una serie di fattori sia intrinseci alle caratteristiche geologico / geomorfologiche / geotecniche dei litotipi presenti, sia per l'esigua profondità che le indagini dirette raggiungono in molte parti del territorio, a fronte di spessori dei depositi molto elevati.

Il territorio comunale può essere schematicamente suddiviso in due macroaree litologiche con differenti caratteristiche genetiche e granulometriche:

- la parte collinare, che occupa la porzione centrale del comune, è costituita dal substrato litoide, composto da formazioni calcaree (più o meno stratificate) e lave basaltiche, che si presenta localmente e variamente alterato in superficie; le misure geofisiche presenti nella zona collinare in corrispondenza dell'ammasso roccioso sub-affiorante, hanno evidenziato una buona rigidità del sottosuolo con valori di velocità delle onde di taglio V_s moderatamente elevati (400 - 600 m/s), ad eccezione dei primi metri, dove il materiale si presenta appunto fratturato e/o alterato ($V_s = 110-180$ m/s). Al disopra dei vari termini di substrato possono essere presenti coperture eluvio-colluviali argilloso detritiche ($V_s = 160-280$ m/s), con spessori variabili di 5-20 m che portano, in occasione di eventi sismici, ad amplificazioni considerevoli del moto sismico di base. In ogni caso il bedrock sismico ($V_s > 800$ m/s) è stato rilevato a profondità non elevate, variabili generalmente tra i 10 - 35 m. Alla base delle vallecicole che scendono dal versante orientale delle colline, si trovano alcuni depositi di conoide detritica a granulometria grossolana ($V_s = 350-450$ m/s).
- la restante parte del territorio si presenta pressoché pianeggiante ed è dominata da depositi di origine alluvionale originatisi essenzialmente dal Torrente Illasi ad ovest e dal Torrente Tramigna ad est. In buona parte delle misure realizzate nella piana alluvionale sono emerse condizioni stratigrafiche tali da ipotizzare importanti amplificazioni del moto sismico in superficie. Si tratta di terreni costituiti da un'alternanza di livelli anche decametrici limoso/argillosi e ghiaioso/sabbiosi con prevalenza dei termini più fini in prossimità della superficie (ad eccezione dell'area di conoide alluvionale posta al limite nord occidentale del territorio comunale, costituita prevalentemente da ghiaie e ghiaie limose). Nella zona orientale della piana è stata inoltre cartografata un'area con terreni spiccatamente sabbiosi, identificata come un lembo dell'antico megafan atesino. In tutta l'area, oltre i 50 - 70 m di profondità le ghiaie diventano preponderanti, fino alla base del materasso alluvionale, che poggia su un substrato calcareo posto a profondità superiori ai 100 m nella parti più distali della pianura; questo contatto tra la copertura quaternaria (caratterizzata nel complesso da una velocità di propagazione delle onde S variabile ma comunque mediamente elevata pari a $V_s = 300 - 570$ m/s) e la sottostante formazione rocciosa ($V_s > 800$ m/s), genera, ad una determinata frequenza (circa 1 Hz - 1,7 Hz), l'amplificazione sismica locale maggiore. Tale picco si sposta verso più alte frequenze avvicinandosi alle colline, dove il substrato roccioso si posiziona ad una profondità minore.

Dott. Geol. Matteo Collareda	Dott.ssa Geol. Laura Guerra
con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

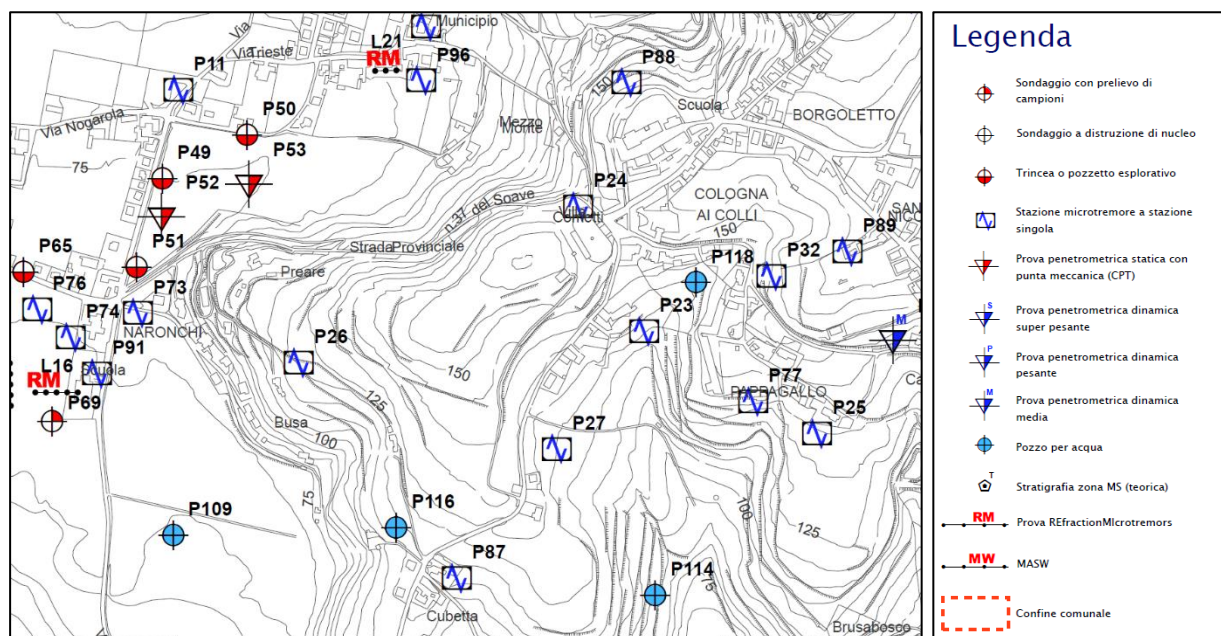
In generale, confrontando tutte le prospezioni raccolte nel Comune di Colognola ai Colli, si è osservato che i maggiori contrasti di rigidità e, quindi, le amplificazioni sismiche più elevate, si localizzano nella zona di pianura, nella fascia di raccordo pianura - collina e nelle coperture collinari; inoltre, si fa presente che nelle zone infravallive e nelle aree concave riempite possono verificarsi condizioni di “guide d’onda” del moto sismico in condizioni bidimensionali che possono, quindi, amplificare notevolmente il moto sismico di base.

7 ELABORATI CARTOGRAFICI

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

7.1 Carta delle indagini

Si tratta della cartografia elaborata sulla base della Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000, con ubicate le indagini reperite o realizzate espressamente per le analisi di MS (di seguito è riportato un estratto).



In particolare sono state ubicate le indagini provenienti da:

- Microzonazione sismica di Livello 1 del Comune di Colognola ai Colli
- Archivio dello scrivente
- Nuova realizzazione per questo approfondimento di Livello 3

I rapporti delle indagini già presenti nel Livello 1 di MS e di quelle raccolte o realizzate espressamente per questo livello di approfondimento, sono stati schedati, informatizzati e inseriti nel supporto informatico allegato, all'interno della cartella "Indagini \ Documenti".

7.2 Carta geologico-tecnica

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

Questa carta, elaborata sulla base della Carta Tecnica Regionale alla scala 1: 10.000, rivede parzialmente la medesima tavola redatta per il Livello 1 di MS, a sua volta elaborata essenzialmente tramite l'integrazione e la rivisitazione in chiave sismologica degli elementi geolitologici, geomorfologici e idrogeologici contenuti nel P.A.T.I. di Colognola ai Colli.

Dott. Geol. Matteo Collareda con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Laura Guerra Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli
---	---

Infatti, alla luce di nuovi rilievi geologici di superficie eseguiti, della revisione dei dati archiviati e delle nuove prove geofisiche e geognostiche eseguite / recuperate per il presente lavoro, oltre che dell'esperienza di studi eseguiti in questi anni dallo scrivente nei comuni limitrofi, si è ritenuto necessario, di integrare e parzialmente modificare i contenuti dello studio di Livello 1.

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

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

Per evidenziare i possibili effetti di amplificazione stratigrafica (contrasto di impedenza tra mezzi geologici differenti) e predisporre le informazioni utili per la MOPS (Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica), sulla base degli studi specifici di carattere geofisico, sono stati individuati i contatti tra litologie che possono rispondere in modo differente alla sollecitazione sismica e, in particolare, sono stati separati gli ammassi rocciosi dalle coperture fluviali, eluvio/colluviali e detritiche (ghiaioso - sabbiose, sabbioso - limose e limoso - argillose - ghiaiose).

In maniera schematica possiamo affermare che la maggior parte del territorio comunale presenta in affioramento le coperture ghiaiose, limoso - ghiaiose e sabbioso - limoso - ghiaiose dei fondivalle fluviali; nella parte centrale affiorano invece gli ammassi rocciosi calcarei e vulcanici del substrato, spesso ricoperti da materie argilloso - limoso di origine eluvio colluviale. Allo sbocco di alcune piccole vallecole sul versante orientale delle colline, sono localizzati una serie di conoidi detritici di materiale per lo più grossolano.

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

- delimitazione del substrato geologico (roccia) dai terreni di copertura: le unità litologiche individuate dai P.A.T.I. e nella MS1 sono state riviste sulla base delle conoscenze dei luoghi, delle prove eseguite, ed uniformate alle indicazioni delle linee guida della Protezione Civile;
- irregolarità del rilievo marcate: essenzialmente orli di scarpata e creste e che possono esaltare gli effetti di amplificazione topografica;
- elementi tettonico-strutturali ricavati dai cataloghi nazionali;
- morfologie di superficie e morfologie sepolte.

Le principali unità litologico - tecniche identificate vengono riportate schematicamente di seguito:

Legenda

Substrato geologico

AL	Alternanza di litotipi
GR	Granulare
LPS	Lapideo, stratificato

Terreni di copertura

CLec	Argille inorganiche di medio-bassa plasticità, argille ghiaiose o sabbiose, argille limose, argille magre di eluvi/colluvi
MLin	Limi inorganici, farina di roccia, sabbie fine limose o argillose, limi argillosi di bassa plasticità di bacino (piana) intramontano
GCcd	Ghiaie argillose, miscela di ghiaia, sabbia e argilla di conoide detritica

GCfd	Ghiaie argillose, miscela di ghiaia, sabbia e argilla di falda detritica
GMca	Ghiaie limose, miscela di ghiaia, sabbia e limo di conoide alluvionale
GMin	Ghiaie limose, miscela di ghiaia, sabbia e limo di bacino (piana) intramontano
GWca	Ghiaie pulite con granulometria ben assortita, miscela di ghiaia e sabbie di conoide alluvionale
GWin	Ghiaie pulite con granulometria ben assortita, miscela di bacino (piana) intramontano
SMin	Sabbie limose, miscela di sabbia e limo di bacino (piana) intramontano
RLzz	Terreni contenenti resti di attività antropica di altra origine

Dott. Geol. Matteo Collareda	Dott.ssa Geol. Laura Guerra
con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

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

CODIFICA PATI	DESCRIZIONE PATI	CODICE MS	DESCRIZIONE MS	CODICE AMBIENTE GENETICO/ DEPOSIZIONALE
L-SUB-03	Rocce compatte stratificate	AL	Alternanza di litotipi	-
L-SUB-03	Rocce compatte stratificate	LPS	Lapideo stratificato	
L-SUB-04	Rocce superficialmente alterate e con substrato compatto	GR	Granulare	-
L-ALL-01	Materiali granulari dei terrazzi fluviali e/o fluvioglaciali prevalentemente ghiaiosi e sabbiosi	GW /GM	Ghiaie pulite con granulometria poco assortita, miscela di ghiaia e sabbia / Ghiaie limose, miscela di ghiaia, sabbia e limo	ca = (conoide alluvionale in = (bacino o piana intramontana)
L-ALL-05	Materiali alluvionali a tessitura prevalentemente limoso argillosa	ML	Limi inorganici, farina di roccia, sabbie fini limose o argillose, limi argillosi di bassa plasticità	in = (bacino o piana intramontana)
L-DET-03	Materiali della copertura detritica colluviale poco consolidati e costituiti da frazione limo-argillosa prevalente con subordinate inclusioni sabbioso-ghiaiose	CL	Argille inorganiche di media-bassa plasticità, argille ghiaiose o sabbiose, argille limose, argille magre	ec = (eluvi/colluvi)
L-DET-07	Materiali sciolti per accumulo detritico a prevalente pezzatura grossolana	GC	Ghiaie argillose, miscela di ghiaia, sabbia e argilla	fd = (falda detritica) cd = (conoide detritica)
L-FRA-01	Materiali sciolti per accumulo di frana a prevalente matrice fine argillosa talora inglobante inclusi lapidei	3035	Frana non definita - inattiva	-

Per quanto riguarda le zone di versante potenzialmente instabili, sono state riprese le due aree già inserite nello studio di Livello 1 e derivanti dalla cartografia comunale (P.A.T.I.): si tratta di due

Dott. Geol. Matteo Collareda	Dott.ssa Geol. Laura Guerra
con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

piccole frane inattive aventi tipologia di movimento non definita e che non risultano essere presenti nelle cartografie tematiche nazionali o negli strumenti pianificatori consultati (IFFI, PAI).

Tra le forme di superficie rilevanti ai fini dell'amplificazione sismica, in aggiunta ai piccoli depositi detritici presenti lungo il versante orientale delle colline calcareo /vulcaniche (già inseriti con lo studio di Livello 1 di MS), è stato introdotto il perimetro della conoide alluvionale del Torrente Illasi, situata nella porzione nord occidentale del territorio comunale in corrispondenza dei terreni più spiccatamente ghiaiosi.

La focalizzazione delle onde sismiche in corrispondenza di creste, cime o cigli di scarpata è il fenomeno che sta alla base dell'amplificazione topografica. Nella carta prodotta sono state quindi evidenziate le irregolarità più marcate dei rilievi che potrebbero produrre particolari amplificazioni sismiche: sono state perciò integrate e riorganizzate le informazioni derivanti dal Livello 1 di MS e sono state messe in evidenza le linee di cresta e i cigli di scarpata che possono indurre effetti sismici, di carattere bidimensionale e tridimensionale, definibili come *effetti topografici*.

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

Effetti stratigrafici associati ad amplificazioni di carattere topografico sono invece possibili per i detriti posti lungo i versanti, condizione che può contemporaneamente verificarsi anche per gli ammassi rocciosi in posto.

Inoltre, nella CGT, come espressamente richiesto nelle linee guida della protezione civile e negli standard di rappresentazione e archiviazione informatica, è stata riportata la profondità del substrato geologico (laddove sia stato raggiunto) ricavata da sondaggi geognostici e la profondità della falda idrica. Per quanto riguarda le zone con materiale di riporto, nell'area collinare sono presenti alcune cave dismesse per le quali si è ritenuto comunque opportuno assegnare il retino di materiale di riporto antropico, anche se non si hanno informazioni dettagliate su quale sia il tipo di ripristino eseguito (discariche, terrapieni...) e sul tipo di materiale utilizzato. Non essendo, inoltre, noti gli spessori di tali depositi, queste aree sono state successivamente escluse dall'analisi di Livello 3.

48

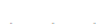
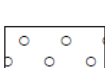
Elementi geologici e idrogeologici

-  Pozzo o sondaggio che ha raggiunto il substrato geologico con indicazione della profondità (m) del tetto del substrato
-  Pozzo o sondaggio che non ha raggiunto il substrato geologico con indicazione della profondità (m) raggiunta
-  Presenza della falda in aree con sabbie e/o ghiaie con indicazione della profondità (m) del tetto della falda

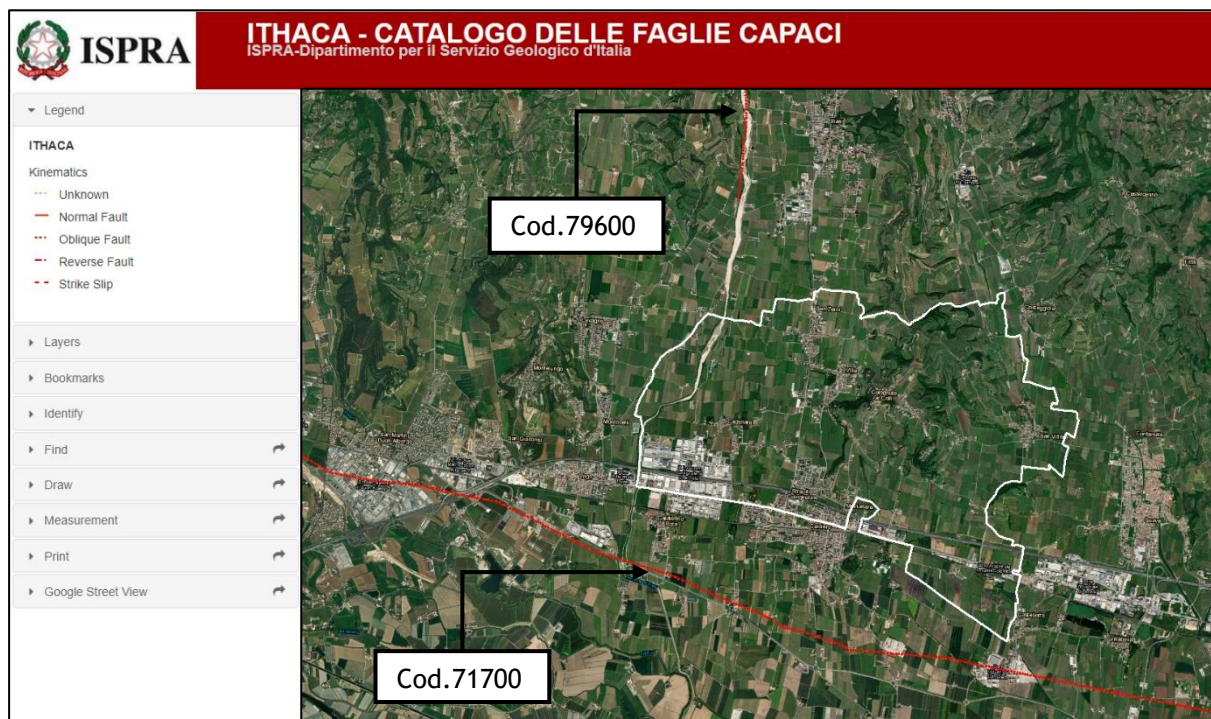
Elementi tettonico strutturali

-  Faglia con cinematisma non definito non attiva - incerta

Forme di superficie e sepolte

-  Orlo di scarpata morfologica naturale o artificiale (10-20 m)
-  Orlo di scarpata morfologica naturale o artificiale (10-20 m)
-  Cresta
-  Asse di paleoalveo
-  Asse di valle sepolta stretta ($C \geq 0.25$)
-  Asse di valle sepolta larga ($C < 0.25$)
-  Conoide alluvionale
-  Falda detritica

Relativamente alla presenza di lineamenti tettonico-strutturali, come già indicato al capitolo 4.1, la consultazione del catalogo ITHACA ha evidenziato come non vi siano faglie attive e capaci che interessino direttamente il territorio comunale di Colognola ai Colli; si segnala nuovamente ad ogni modo la presenza nelle immediate vicinanze di due lineamenti a cinematismo non definito: la faglia “Alto Adige” (cod. 71700) e la faglia “Val d’Illasi” (cod. 79600).



49

7.3 Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica

La “Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica” (MOPS), prodotta per il Livello 1 e rivisitata con il presente lavoro in virtù delle analisi fatte e dei risultati ottenuti dalle nuove prove geofisiche/geognostiche condotte/reperite, ha come finalità la suddivisione del territorio comunale in aree sismicamente omogenee dei seguenti tipi:

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

Inoltre, in essa sono rappresentate le seguenti informazioni:

- misure di rumore ambientale H.V.S.R.;
- elementi morfologici superficiali e sepolti;
- traccia delle sezioni per gli approfondimenti delle amplificazioni topografiche (Livello 3).

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

A differenza di quanto indicato nel Livello 1 di microzonazione, una nuova analisi degli assetti morfologici e delle caratteristiche litologiche / geofisiche dei termini rocciosi del substrato, ha portato a rivalutare ed escludere la completa stabilità di alcune zone; inoltre, la riconsiderazione delle caratteristiche litologiche e genetiche delle coperture di fondovalle presenti all’interno del territorio comunale, ha portato ad individuare alcune zone potenzialmente liquefacibili, all’interno

delle quali sono stati eseguiti degli approfondimenti di Livello 3 per determinarne appunto il potenziale a liquefazione.

7.3.1 Zone Stabili

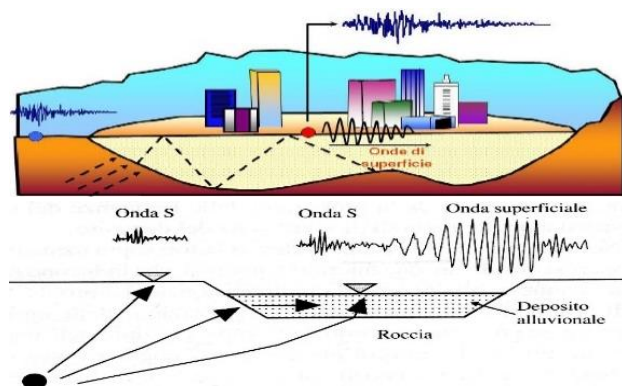
A differenza di quanto proposto nel livello 1 di microzonazione sismica, nel comune di Colognola ai Colli non sono state individuate zone “stabili”. In sostanza, si noti che l'intero territorio è considerabile come suscettibile di amplificazione sismica.

Infatti, è stato verificato che in ogni parte del territorio analizzato il moto sismico è modificabile rispetto a quello atteso in condizioni ideali di roccia rigida e pianeggiante, a causa delle caratteristiche litostratigrafiche e morfologiche locali.

7.3.2 Zone Stabili Suscettibili Di Amplificazioni Locali

Il Comune di Colognola ai Colli risulta quindi completamente suscettibile di amplificazioni locali per i seguenti motivi:

- A. **stratigrafia e caratteristiche dei litotipi**. Come evidenziato nella “Carta geologico-tecnica” e nelle considerazioni fin qui esposte, è stato accertato che sono presenti differenti risposte sismiche variabili in relazione ai diversi ambienti geomorfologici (detrito, roccia, eluvio-colluvio, alluvioni ecc.) ed al contatto tra le coperture ed il substrato roccioso che si ripercuotono sull'amplificabilità sismica del sito;
- B. **forme sepolte ed effetti morfologici**. 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).

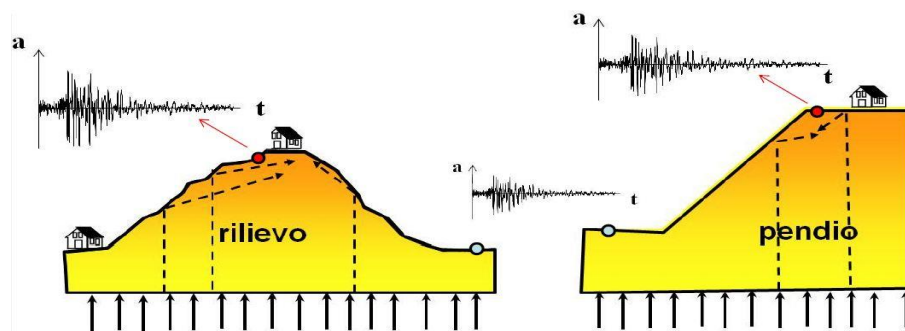


Effetti di bordo (2D o 3D)

Effetti legati alla interazione tra onde sismiche e morfologia sepolta con effetti di focalizzazione delle onde sismiche e generazione di onde di superficie in prossimità dei bordi

- C. **amplificazione topografica**. per quanto riguarda l'amplificazione topografica, è stato qualitativamente coinvolto l'intero territorio collinare, senza fare particolari distinzioni, poiché esso si presenta morfologicamente complesso e non facilmente modellizzabile; inoltre, come anticipato al punto A), si ricorda che nell'ambito collinare l'amplificazione sismica può essere legata, oltre che alle condizioni topografiche dei luoghi, anche a motivi di tipo stratigrafico (detrito su roccia, roccia meno competente su roccia compatta) e, spesso, tali effetti di sito sono associabili tra loro. Si ritiene, quindi, che tutto il territorio di Colognola ai Colli sia assoggettabile ad amplificazione sismica per effetto topografico, fatto salvo per la zona di pianura. Infatti, la topografia locale evidenzia come le inclinazioni delle dorsali che costituiscono l'ambito collinare di Colognola ai Colli siano caratterizzate da versanti con pendenze prossime a 15° e localmente superiori a 30° rispetto all'orizzontale. Per tale motivo, facendo riferimento sia alla normativa vigente in materia di costruzioni (NTC-18), sia alle

esperienze condotte dagli scriventi in situazioni analoghe (mediante modellazioni numeriche avanzate per la verifica dell'amplificazione topografica), si ritiene che tutto l'ambiente collinare sia assoggettabile ad effetti legati alla interazione tra le onde sismiche e la morfologia superficiale. Inoltre, sono state riportate le irregolarità del rilievo marcate costituite dalle linee di cresta in cui sono ritenuti possibili effetti di amplificazione topografica. Nella MOPS sono stati inseriti gli elementi topografici desunti dal P.A.T.I., localmente integrati e modificati.



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

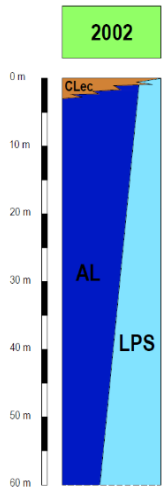
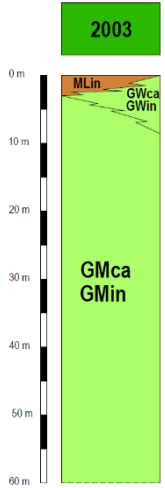
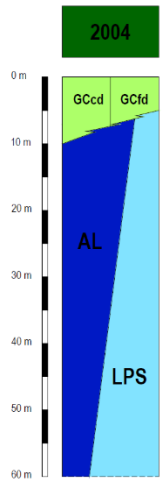
Pertanto, sulla base di quanto finora esposto ed escludendo la presenza di Zone Stabili, le Zone Stabili Suscettibili di Amplificazione sono state suddivise come riportato nella tabella sottostante.

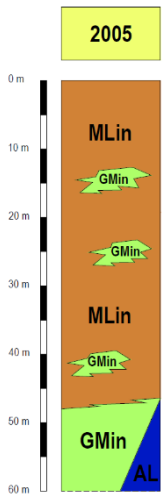
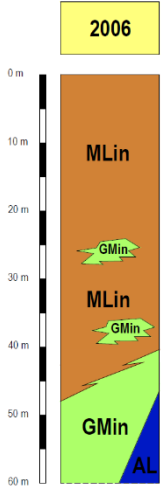
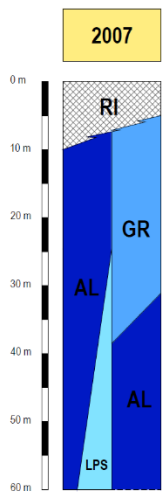
Le Zone sono state create e ordinate dalla Zona 1 alla Zona 9 considerando le caratteristiche litologiche e genetiche dei terreni della Carta Geologico-Tecnica CGT e le potenziali risposte sismiche locali dal punto di vista stratigrafico.

Si ricorda, tuttavia, che nonostante si sia cercato di creare differenti colonnine stratigrafiche per ciascuna combinazione dei terreni di copertura (e relativi spessori) e dei sottostanti substrati, resta comunque un certo grado di incertezza sulla tipologia del substrato al di sotto dei depositi sciolti dovuta all'assetto tettonico-stratigrafico dell'area caratterizzata da un complesso assetto strutturale.

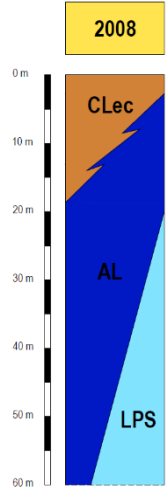
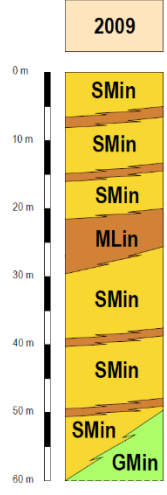
51

Zona 1 - GR - Zona costituita dai prodotti vulcanici terziari (in questa zona essenzialmente colate basaltiche dotate di compattezza variabile e molto spesso alterate nella parte più superficiale, ma sono presenti anche tufi e/o ialoclastiti) che affiorano nelle parti sommitali delle colline, in particolare sul Monte Casteggiani, in loc. Pappagallo e in loc. Monte Scalucce. Lo spessore di questi litotipi all'interno dell'area di studio non è noto e può essere estremamente variabile; alcuni sondaggi geognostici realizzati nei territori limitrofi non ne hanno raggiunto la base fino 50 - 55 m di profondità.	2001	2001
---	-------------	-------------

Zona 2 - AL - Costituita dagli ammassi rocciosi mal stratificati, generalmente poco rigidi, appartenenti alle formazioni calcaree del Terziario ed in parte alle vulcaniti, talora stratificate, che possono essere alternate ad essi. Si tratta di calcari e calcari organogeni bianco giallastri che affiorano principalmente sulle colline ad est del Villaggio la Famiglia, in loc. Naronchi, a San Vittore e in loc. Nichelosa. Stratigraficamente si sovrappongono ai termini calcarei della successione cretacea (Biancone e Scaglia) e presentano spessori che vanno da 18-20 m fino a superare i 100 m nelle parti più distali.	2002	
Zona 3 - GWca/GWin/GMca/GMin - Costituita dalle alluvioni occidentali del Torrente Illasi (recenti e di conoide), in questa zona prevalentemente ghiaiose e ghiaioso - sabbioso - limose; gli spessori complessivi superano i 100 m ed a partire dai 70 - 80 m di profondità si nota una connotazione conglomeratica delle ghiaie.	2003	
Zona 4 - GCcd/GCfd - Costituita dai depositi di versante e di conoide detritica che si rinvencono nella parte est del territorio comunale; si tratta di accumuli poco estesi di ghiaie e ghiaie argillose, con spessori massimi rinvenuti di ca.10 m poggianti direttamente sul substrato roccioso ma che localmente possono interdigitarsi con i sedimenti alluvionali della piana.	2004	

Zona 5 - MLin - Costituita dalle alluvioni orientali del Torrente Illasi, in questo caso con granulometria prevalentemente limoso - argillosa soprattutto nella parte più superficiale, anche se sono frequenti e spesso decametriche le intercalazioni ghiaioso - sabbiose e/o sabbiose; superati i 50 - 55 m di profondità le ghiaie diventano preponderanti, con connotazioni anche conglomeratiche. Gli spessori massimi noti si rinvenivano nella parte occidentale del territorio, dove superano i 100 m.	2005	 2005
Zona 6 - MLin - Comprende i depositi di fondovalle della parte orientale del territorio comunale, costituiti dalle alluvioni del Torrente Tramigna; i terreni sono limi argilloso - sabbiosi, almeno nei primi 35 - 45 m, oltre i quali diventano più frequenti i livelli ghiaiosi che risultano poi preponderanti a maggiori profondità. Anche in quest'area il substrato su cui poggiano le alluvioni si trova a profondità variabili tra l'asse vallivo e l'approssimarsi dei versanti ma nelle parti più distali si superano i 100 - 120 m.	2006	 2006
Zona 7 - Rlzz - Comprende vari tipi di depositi (discariche, terrapieni, etc.) costituiti da terreni sciolti di origine antropica, aventi granulometria eterogenea e spessori variabili tra i 5 - 10 m; poggiano direttamente sul substrato geologico di tipo GR o AL.	2007	 2007

Dott. Geol. Matteo Collareda con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Laura Guerra Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli
---	---

Zona 8 - CLec - Costituita dai depositi eluvio-colluviali a composizione prevalentemente limo-argillosa con inclusioni sabbiose e ghiaiose, derivanti dall'alterazione e dalla disgregazione del substrato roccioso sottostante (granulare e/o alternanza di litotipi o lapideo). Tali depositi hanno spessori variabili tra i 3 - 20 m.	2008	
Zona 9 - SMin - Costituita dai depositi di fondovalle a granulometria prevalentemente sabbiosa, con intervalli anche decametrici di materiale limoso - argilloso, che risultano passare a ghiaie, ghiaie - sabbiose in profondità (50 - 70 m); si tratta dei depositi alluvionali antichi del grande megafan atesino. Il substrato si rinviene a profondità variabili che possono arrivare in questa zona a 90 - 100 m.	2009	

7.3.3 Zone di attenzione per instabilità

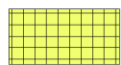
Le zone di attenzione per instabilità individuate all'interno del territorio comunale di Colognola ai Colli in questo livello di approfondimento sono sensibilmente variate rispetto a quanto definito nello studio di Livello 1, precedentemente condotto; infatti sono adesso presenti due distinte tipologie di zone di attenzione:

- zone di attenzione per instabilità di versante (ZAFR);
- zone di attenzione per liquefazione (ZALQ).

Zone di Attenzione per Instabilità



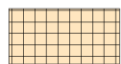
ZAFR – Zona di Attenzione per Instabilità di versante – Zona 8



ZALQ – Zona di Attenzione per Liquefazione
Zona 5



ZALQ – Zona di Attenzione per Liquefazione
Zona 6



ZALQ – Zona di Attenzione per Liquefazione
Zona 9

Dott. Geol. Matteo Collareda con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Laura Guerra Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli
---	---

Le zone di attenzione per instabilità di versante (ZAFR) derivano direttamente dalle aree franose già descritte per la Carta geologico tecnica e derivanti dalla cartografia comunale del P.A.T.I.; come già accennato si tratta di due piccole zone considerate **inattive** e con tipologia di movimento non definita, non cartografate in alcuna delle altre cartografie tematiche consultate (IFFI, PAI, etc.). Per tali motivi si è deciso di studiarle esclusivamente per la stima dei Fattori di Amplificazione (Livello 3).

Le zone di attenzione per liquefazione (ZALQ) sono state individuate *ex novo* nel presente studio all'interno dei depositi alluvionali a granulometria sabbiosa e/o limoso - sabbiosa che occupano la parte meridionale del territorio comunale. Dopo una prima valutazione qualitativa circa la potenziale suscettibilità alla liquefazione dei depositi di fondovalle, è stata effettuata una analisi approfondita dei dati geotecnici, granulometrici e idrogeologici già a disposizione, integrati dai risultati di una serie di nuove indagini geotecniche reperite o addirittura realizzate appositamente per questo studio, attraverso la quale è stato possibile circoscrivere alcune aree in cui, a differenza di quelle circostanti, il potenziale a liquefazione è risultato essere non nullo.

Il fenomeno della “liquefazione” dei terreni interessa in genere i depositi sabbiosi e/o sabbioso limosi sciolti sotto falda, a granulometria uniforme, normalmente consolidati e saturi. La liquefazione rientra tra gli “effetti di sito”, ovvero tra quel tipo di effetti dovuti all’interazione tra le onde sismiche e le condizioni geologiche locali. Le principali manifestazioni della liquefazione sono “oscillazioni e rotture del terreno”, “abbassamenti e sollevamenti del terreno”, “movimenti orizzontali del terreno”, “movimento di masse fluide / collasso in pendii naturali o artificiali”, “perdita di capacità portante delle fondazioni”, “collasso di opere di sostegno e banchine”.

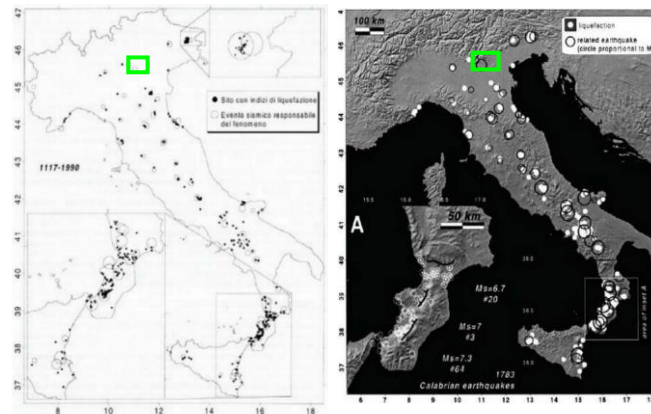
Esistono delle condizioni (fattori predisponenti) che rendono alcuni terreni suscettibili di “liquefazione” ma, affinché questo avvenga, l’azione sismica (fattore scatenante) deve essere tale che, durante lo scuotimento sismico, le sollecitazioni indotte nel terreno determinino un aumento delle pressioni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

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

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

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

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



Criterio storico, che considera il fatto che suoli liquefatti in passato possono liquefare ancora durante terremoti futuri: non si hanno informazioni particolari in merito al comune in esame e, a tal proposito, si riporta la seguente figura, dove vengono evidenziati i siti con indizi di liquefazione in seguito ai terremoti segnalati dal 1117 al 1990. Si noti come i siti con indizi di liquefazione siano esterni all'area in esame: la foto a sinistra è stata estratta da alcuni corsi di aggiornamento che non citavano la fonte mentre, quella a destra, che sostanzialmente riproduce le stesse informazioni, è tratta da “*New empirical relationships between magnitude and distance for liquefaction* - Galli P. (2000)”. Dati analoghi sono riportati anche nel sito www.ceri.uniroma1.it.

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

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

56

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

Tabella ricostruita dalla Figura 2.4 del testo “La liquefazione dei terreni” – Giulio Riga (2007)

Pre - Pleistocene					
Pleistocene					
Olocene					
Tardo Olocene					
< 500 anni					
Prof. falda dal p.c. (m)	3	6	10	15	20

Rischio di liquefazione

Nullo

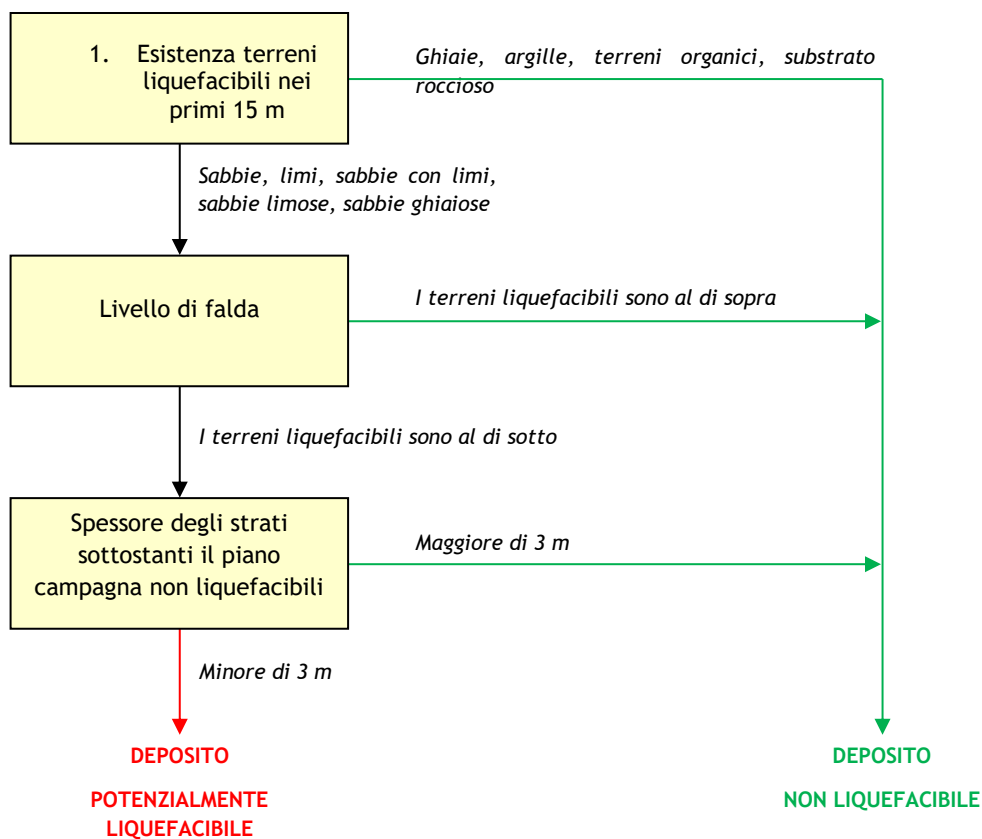
 Basso

 Moderato

 Alto

 Molto alto

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



Schema estratto da "Microzonazione Sismica – Uno strumento consolidato per la riduzione del rischio" – Par. 5.6 – Figura 5.9 di Johann Facciorusso, Claudia Madiati, Giovanni Vannucchi, Luca Martelli

Come accennato, sulla base preliminarmente di tali criteri e quindi delle analisi di dettaglio eseguite per questo livello di approfondimento (descritte esaurientemente al Cap. 8.2), è stato possibile distinguere alcune zone poste all'estremo meridionale del territorio comunale, dove i terreni sono risultati avere un potenziale di liquefazione moderato/alto ($IL = 3.3 - 5.1$), a differenza della restante parte del fondovalle, risultato non considerabile instabile per liquefazione in quanto connotato dalla presenza di terreni aventi potenziale di liquefazione molto basso o assente ($IL < 2$).

Tuttavia, data la variabilità litologica laterale dei depositi analizzati (alternanza di ghiaie, sabbie e livelli argillosi), non è possibile escludere la presenza di falde acquifere sospese in livelli sabbiosi, condizione particolarmente sfavorevole per la liquefazione. Pertanto, come da indicazione da NTC2018, in previsione di interventi costruttivi sarà compito del progettista verificare che il sito, presso il quale è ubicato il manufatto, sia stabile nei confronti della liquefazione.

7.4 Carta delle frequenze

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

Dott. Geol. Matteo Collareda con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Laura Guerra Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli
---	---

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

L'analisi dei microtremori attraverso la tecnica Horizontal to Vertical Spectral Ratio (H.V.S.R.) consente di mettere in luce fenomeni di risonanza sismica e di stimare le frequenze alle quali il moto del terreno può essere amplificato (frequenza fondamentale di risonanza del terreno, F_0). Il metodo consente inoltre di valutare qualitativamente l'entità dell'amplificazione (ampiezza del picco H.V.S.R. alla frequenza F_0) - anche se l'ampiezza del picco H.V.S.R. è una grandezza da interpretare con cautela - e di fornire una stima indicativa sulla profondità del contrasto di impedenza che causa la risonanza sismica.

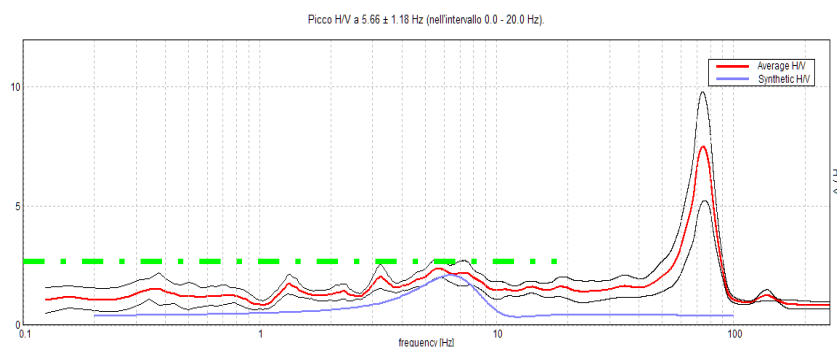
I risultati delle indagini H.V.S.R. da microtremori utilizzate nel presente lavoro hanno consentito di realizzare la Carte delle Frequenze e hanno fornito informazioni utili a definire e delineare la Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (MOPS) dando importanti informazioni su locali criticità.

Le schede di sintesi dei risultati di tali prove, come indicato in precedenza, sono riportate nella cartella "Indagini/Documenti", archiviata all'interno del supporto informatico allegato.

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

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

58



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

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

Dott. Geol. Matteo Collareda	Dott.ssa Geol. Laura Guerra
con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

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

SINTESI DEI RISULTATI

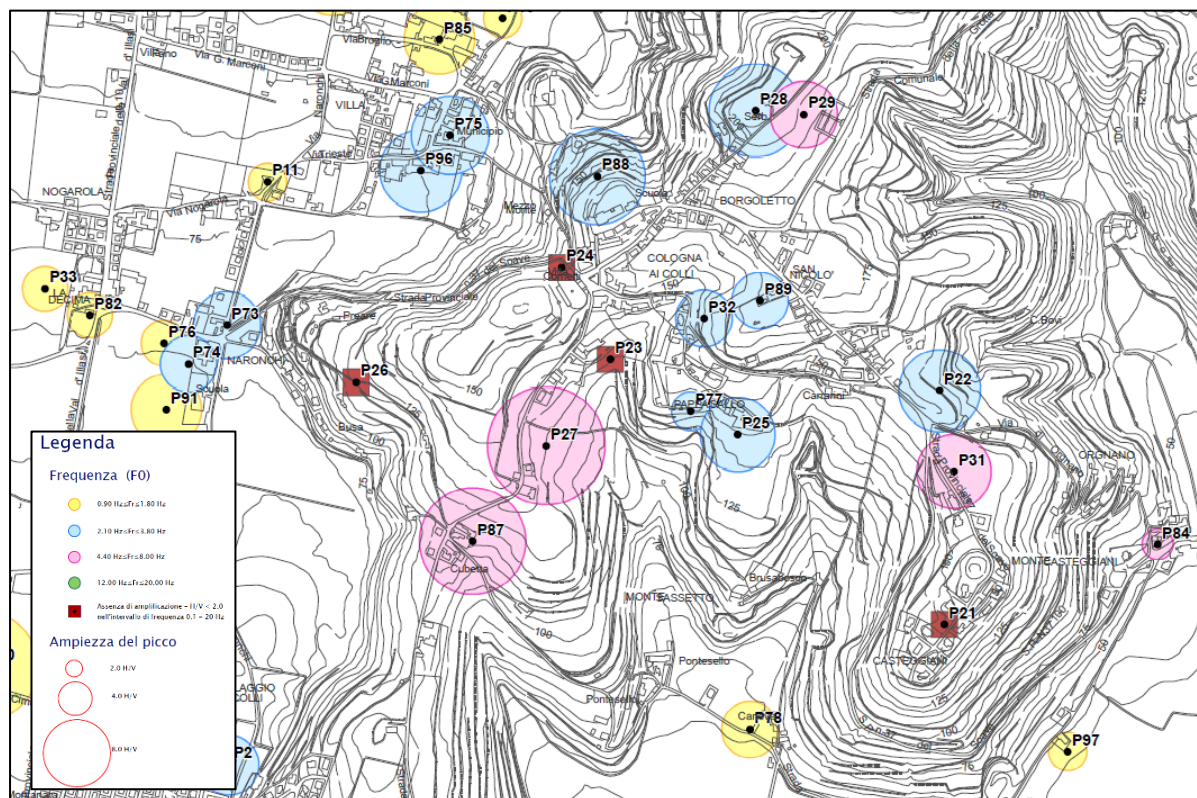
In sostanza, questa carta, elaborata sulla base della C.T.R. alla scala 1:10.000, evidenzia come la frequenza caratteristica di risonanza di sito sia fortemente condizionata dai rapporti litostratigrafici che si sviluppano con la profondità.

Osservando la Carta delle Frequenze, realizzata tramite le misure di rumore ambientale a stazione singola eseguite per il presente studio e quelle archiviate nello studio di MS 1, è possibile formulare alcune interessanti osservazioni.

- Il Comune di Colognola ai Colli presenta un ampio *range* di frequenze di risonanza con valori H/V, in generale, moderatamente elevati, per cui risulta possibile ipotizzare, in molti casi, importanti amplificazioni del moto sismico in superficie.
- Le amplificazioni sono state rilevate sia in presenza delle coperture sia dove sono presenti ammassi rocciosi affioranti, probabilmente a causa di cambiamenti di rigidità intraformazionali nella successione vulcanico / calcarea.
- Si sono osservate, in corrispondenza del substrato roccioso affiorante, importanti variazioni del comportamento dinamico del sottosuolo tra stazioni di misura poste anche a poca distanza l'una dall'altra e all'interno della stessa litologia. Sembra infatti che la fratturazione e/o stratificazione nonché il grado di deformazione tettonica della formazione rocciosa influisca in maniera importante sull'amplificazione del moto sismico atteso in superficie.
- Le frequenze di risonanza più elevate, in termini di rapporti H/V, sono localizzate prevedibilmente in corrispondenza delle zone dei depositi eluvio/colluviali fini e della fascia di passaggio tra il substrato e la piana alluvionale, ad evidenziare bene il contrasto sismico tra le coperture con spessori non troppo elevati e la sottostante formazione rocciosa.
- Nelle zone con substrato affiorante o sub-affiorante, vi sono misure che non hanno registrato frequenze predominanti di vibrazione in quanto non sono presenti contrasti di rigidità tali da generare amplificazione sismica.
- In corrispondenza della piana alluvionale vi è la predominanza di picchi posti a frequenza compresa tra 1.1 - 1.7 Hz e con ampiezza modesta, originati dal contatto tra il materasso alluvionale (ghiaioso nella parte basale) ed il substrato roccioso.

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

In conclusione, i risultati delle analisi sono stati cartografati tramite dei cerchi di diverso colore in base ai valori di frequenza caratteristici (4 classi) e con un diametro proporzionale all'ampiezza del picco.



7.5 Carta della pericolosità sismica locale (CPSL)

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

Legenda

SCENARIO DI PERICOLOSITA' SISMICA LOCALE

P1 : Zone suscettibili di instabilità



Zona potenzialmente franosa o esposta a rischio frana

P2 : Zone suscettibili a liquefazione e cedimenti

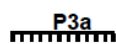


Zona con depositi granulari fini saturi



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

P3 : Zone suscettibili ad amplificazioni topografiche



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



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

P4 : Zone suscettibili ad amplificazioni litologiche e geometriche



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



Zona di fondovalle strette ($C > 0.25$) od in presenza di forme geometriche sepolte tali da non permettere di considerare il modello geologico monodimensionale



Zona pedemontana di falda di detrito, conoide alluvionale e conoide deltizio-lacustre



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



Confine comunale

La maggior parte dell'ampia area di fondovalle è stata associata alla zona **P4a**, ad esclusione di alcune valli più strette, associate alla zona **P4b**, e delle aree considerate potenzialmente liquefacibili (zona **P2b**); nella zona **P4c** ricadono tutte le aree caratterizzate da falde / conoidi di detrito grossolano ai piedi dei rilievi, mentre le aree con presenza di sedimenti fini eluvio/colluviali sono state indicate come zona **P4e**.

I pochi movimenti franosi presenti nel territorio, considerati come inattivi, sono stati associati alla zona **P1c** (zone potenzialmente franose); infine la zona **P2c** comprende le limitate aree in cui sono segnalati depositi di tipo antropico (essenzialmente scarti di cava e terrapieni).

Sono state infine riportate le irregolarità morfologiche dovute alle zone di ciglio con $H > 10$ m (scarpata, bordo di cava, nicchia di distacco, orlo di terrazzo fluviale o di natura antropica...) e le linee di cresta, indicate rispettivamente con il codice **P3a** e **P3b**.

Dott. Geol. Matteo Collareda	Dott.ssa Geol. Laura Guerra
con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

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

PROCEDURA DI MICROZONAZIONE SISMICA								
SIGLA	SCENARIO PERICOLOSITA' SISMICA LOCALE	Verifica di assoggettabilità	(soglia)	1°livello	(soglia)	2°livello	(soglia)	3°livello
P1a	Zona caratterizzata da movimenti franosi attivi				cartografia			Analisi stabilità
P1b	Zona caratterizzata da movimenti franosi quiescenti				cartografia			Analisi stabilità
P1c	Zona potenzialmente franosa o esposta a rischio di frana				cartografia	Analisi di stabilità	Fs prossimo a 1	Analisi stabilità
P2a	Zona con terreni di fondazione particolarmente scadenti quali depositi altamente compressibili, ecc.	zona 4 $p_{ga}>0,100$ zona 3 $p_{ga}<0,100$	p_{ga} di sito $>0,125$		raccolta dati - cartografia	ABITATI PREV.URBAN.* Cedimenti Eventuale verifica	PREV.URBAN.*	Cedimenti
P2b	Zona con depositi granulari fini saturi	zona 4 $p_{ga}>0,100$ zona 3 $p_{ga}<0,100$	p_{ga} di sito $>0,125$		raccolta dati - cartografia	ABITATI PREV.URBAN.* Liquefazione Eventuale verifica	PREV.URBAN.*	Liquefazione
P2c	Zona caratterizzata da coltri di terreno di riporto o che hanno subito riempimenti antropici	zona 4 $p_{ga}>0,100$ zona 3 $p_{ga}<0,100$	p_{ga} di sito $>0,125$		raccolta dati - cartografia	ABITATI PREV.URBAN.* Cedimenti	PREV.URBAN.*	Cedimenti
P3a	Linea di ciglio H>10 m (scarpata, bordo di cava, nicchia di cava, orlo di terrazzo fluviale o di natura antropica, ecc...)				H=10 m; a>15°	Effetti topografici		
P3b	Zona di cresta e/o cocuzzolo: appuntita - arrotondata				$h=1/3H$; a e a2>15°	Effetti topografici		
P4a	Zona di fondovalle ampie e di pianura con presenza di depositi alluvionali e/o fluvio-glaciali granulari e/o coesivi				$V_{s30}<800m/s$; C<0,25 $V_{s30}<800m/s$; C<0,25	Effetti litologici	$h/l>0,65/(C_v-1)$	Effetti lito-geometrici
P4b	Zona di fondovalle stretta (C>0,25) od in presenza di forme geometriche sepolte tali da non permettere di considerare il modello geologico monodimensionale				$V_{s30}<800m/s$; C>0,25			Effetti lito-geometrici
P4c	Zona pedemontana di falda di detrito, conoide alluvionale e conoide dellizio-lacustre				$V_{s30}<800m/s$	Effetti litologici		
P4d	Zona morenica con presenza di depositi granulari e/o coesivi (compresi le coltri loessiche)				$V_{s30}<800m/s$	Effetti litologici		
P4e	Zona con presenza di argille residuali e terre rosse di origine eluvio-colluviale				$V_{s30}<800m/s$	Effetti litologici		
P5a	Linea di contatto stratigrafico e/o tettonico tra litotipi con caratteristiche fisico-meccaniche molto diverse				cartografia	Comportamenti differenziali		
P5b	Zona ove sono presenti o potenzialmente presenti cavità sotterranee o sinkhole				cartografia			Comportamenti differenziali

Dott. Geol. Matteo Collareda con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Laura Guerra Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli
---	---

8 APPROFONDIMENTI DI LIVELLO 3

Come già indicato in precedenza, il territorio comunale di Colognola ai Colli, è stato oggetto di uno studio di MS di Livello 1, eseguito a novembre 2015 dallo “Studio Mastella”.

I risultati finali di quello studio indicavano che il territorio comunale era da considerarsi solo parzialmente suscettibile di amplificazione sismica, individuando anche la presenza di zone completamente stabili.

Una nuova ed attenta analisi preliminare dell’assetto topografico e morfologico dell’area di studio, unitamente alla rilettura delle indagini geofisiche raccolte, ha portato a rivalutare tali conclusioni ed a considerare tutto il territorio comunale come suscettibile di amplificazione sismica, come già indicato in precedenza (Par. 7.3): in conclusione è stato verificato come il moto sismico sia modificabile rispetto a quello atteso in condizioni ideali di roccia rigida e pianeggiante, a causa delle caratteristiche litostratigrafiche e morfologiche locali.

L’obiettivo generale del presente lavoro, condotto all’interno di tutto il territorio comunale, oltre a compensare le incertezze del Livello 1 con approfondimenti conoscitivi, è quello di fornire quantificazioni numeriche della modificazione locale del moto sismico in superficie a causa di assetti tettonico-strutturali “complessi” e dei fenomeni di deformazione permanente.

Le due zone di attenzione per instabilità di versante derivanti dalle cartografie comunali sono state indagate esclusivamente per la stima dei Fattori di Amplificazione, in quanto oltre ad essere di limitatissima estensione, risultano anche inattive ed assenti nelle principali carte tematiche e dagli strumenti pianificatori consultati (IFFI, PAI).

Per quanto riguarda invece le zone di attenzione per liquefazione introdotte in questo lavoro sono state anch’esse oggetto di analisi di approfondimento per la determinazione del potenziale a liquefazione.

A seguito di quanto esplicitato, gli obiettivi principali del presente studio di MS3, sviluppati nei seguenti capitoli, sono:

1. condurre analisi di risposta sismica locale per la quantificazione numerica dell’effetto amplificativo del moto sismico di base stimando i fattori amplificativi FA (fattore di amplificazione in termini di accelerazione) negli intervalli 0.1-0.5s - 0.4-0.8s e 0.7-1.1s attraverso modellazioni numeriche rappresentative della reale condizione di amplificabilità del sito; a tale scopo sono state utilizzate le indagini sismiche e la curva G/G_0 e D/D_0 fornite dagli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica;
2. valutare quantitativamente il potenziale di liquefazione dei depositi nelle zone MOPS caratterizzate da tale instabilità (individuate preliminarmente in questo studio); le verifiche sono state condotte in corrispondenza delle indagini geognostiche reperite e condotte per questo livello di approfondimento.

8.1 Analisi di risposta sismica locale

Come illustrato nelle pagine precedenti, il Comune di Colognola ai Colli non si presta ad analisi di Risposta Sismica Locale a strati piano-paralleli per la stima del fattore di amplificazione, a causa delle sue condizioni geologico-morfologiche, che non permettono l’instaurarsi di soli effetti monodimensionali.

Nel caso in esame, vista la morfologia dei luoghi, gli effetti bidimensionali possono giocare un ruolo dominante nell’amplificabili dei depositi. In particolar modo, nelle zone di fondo valle e nelle aree di cresta si potrà generare un’amplificazione del moto sismico atteso in superficie, a causa delle articolate morfologie strutturali sepolte associate agli effetti legati sia alla stratigrafia sia alla topografia.

Dott. Geol. Matteo Collareda	Dott.ssa Geol. Laura Guerra
con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

Per questo, le quantificazioni della risposta sismica di sito (amplificazione stratigrafica + amplificazione topografica) sono state condotte utilizzando delle modellazioni bidimensionali lungo sezioni rappresentative del Comune di Colognola ai Colli. Tali valutazioni sono state realizzate in corrispondenza delle aree di maggiore interesse ed in generale su tutto il territorio urbano e urbanizzabile.

Solamente per la porzione della piana alluvionale occupata dalle ghiaie del conoide del torrente Illasi (Zona 3) posta all'estremità occidentale, vista la posizione distale e l'assenza di morfologie sepolte, è stata eseguita una analisi di tipo monodimensionale, utilizzando i dati raccolti dallo scrivente per la microzonazione di Livello 3 del Comune di Illasi.

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.

8.1.1 Descrizione del metodo

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

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

64

dove:

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

Il comportamento meccanico dei materiali è espresso dalla legge costitutiva:

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

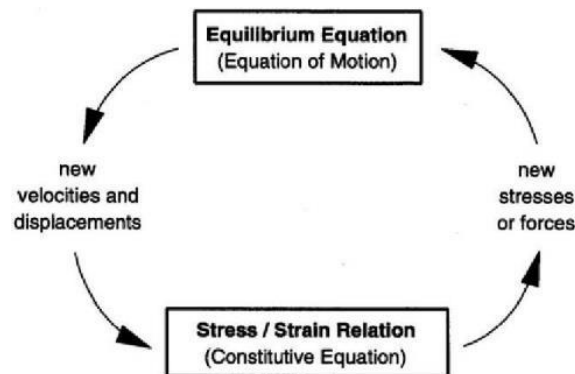
dove k è un parametro che tiene conto della storia di carico, M un funzionale ed $\dot{\epsilon}_{ij}$ il tensore velocità di deformazione espresso dalla:

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

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

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

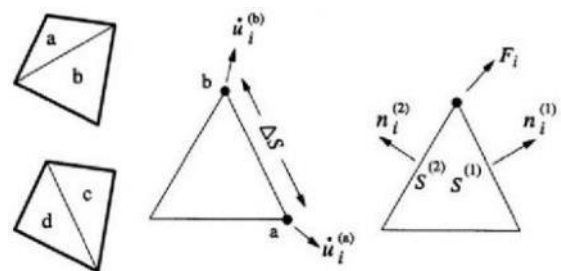
In sintesi, l'algoritmo risolutivo dell'approccio esplicito si articola secondo il ciclo indicato nella seguente figura.



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

65

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



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

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

in cui:

Dott. Geol. Matteo Collareda	Dott.ssa Geol. Laura Guerra
con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

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

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

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

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

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

Infine, per ciascun nodo vengono sommate tutte le forze dovute ai triangoli convergenti nel nodo stesso, le forze dovute a eventuali carichi esterni applicati e le forze di volume dovute alla gravità. In tal modo viene determinata la forza nodale netta $\Sigma \mathbf{F}_i$; se $\Sigma \mathbf{F}_i = 0$, il nodo è in equilibrio, altrimenti subirà un'accelerazione espressa dalla seconda legge di Newton, nient'altro che la (8.1) espressa in termini incrementali:

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

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

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

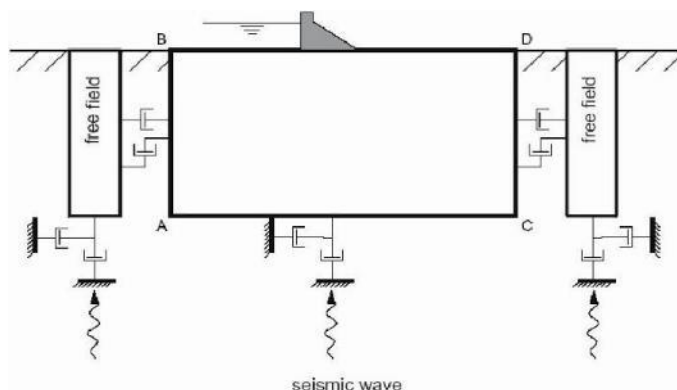
$$\Delta t_{cr} = \min \left\{ \frac{A}{V_p \Delta x_{max}} \right\} \quad (8.8)$$

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

h almeno pari ad un valore compreso tra un decimo ed un ottavo della minima lunghezza d'onda di interesse $\lambda_{\min}$:

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

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



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

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

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

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

Dott. Geol. Matteo Collareda	Dott.ssa Geol. Laura Guerra
con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

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

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

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

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

dove:

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

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

68

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

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

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

Durante ciascun *step* di calcolo, in funzione del valore medio del tensore di velocità di deformazione, viene restituito un fattore moltiplicativo da usarsi nel legame costitutivo, in modo da correggere il valore del modulo tangente di taglio associato a ciascun elemento. Il modello isteretico implementato utilizza solo curve continue che esprimono la variazione del modulo di taglio con la deformazione tangenziale; pertanto, i parametri da fornire in input che definiscono la forma di tali curve, vanno

Dott. Geol. Matteo Collareda	Dott.ssa Geol. Laura Guerra
con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

ricavati attraverso regressione dei dati sperimentali. Analisi di calibrazione dello smorzamento isteretico sono necessarie prima di un suo uso nella pratica corrente.

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

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

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

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

dove ω_j è la frequenza circolare relativa al modo j .

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

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

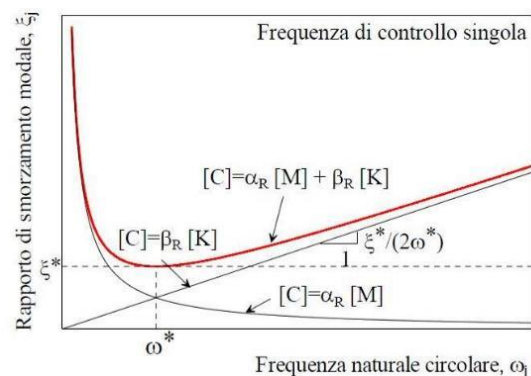
avendo fissato lo smorzamento modale al valore ξ in corrispondenza della singola frequenza ω . Per ciascun elemento della *mesh* occorre specificare il rapporto di smorzamento ξ^* del materiale e la frequenza ω^* . A titolo di esempio, nel caso di smorzamento ξ^* e frequenza ω^* costante per tutto il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

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

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

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

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



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

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

70

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

8.1.2 Analisi numeriche condotte nel Comune di Colognola ai Colli

Le quantificazioni della risposta sismica di sito sono state condotte effettuando delle modellazioni numeriche lungo n°6 profili stratigrafici bidimensionali e n°1 modello monodimensionale rappresentativi del Comune di Colognola ai Colli. Tali valutazioni sono state realizzate in corrispondenza di tutte le aree stabili suscettibili di amplificazione e instabili, in modo da caratterizzare l'intero territorio comunale.

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

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

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

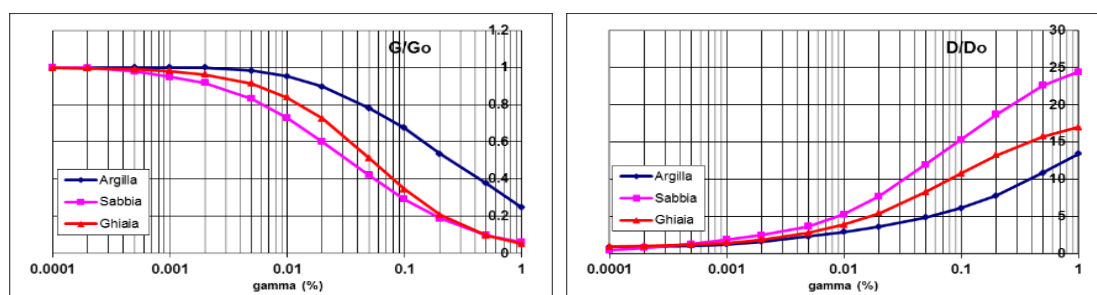
A partire dai risultati di tali modellazioni e interpolando i valori ottenuti, è stata prodotta una “Carta dei fattori di amplificazione FA (0.1-0.5s)” una “Carta dei fattori di amplificazione FA (0.4-0.8s)” e una “Carta dei fattori di amplificazione FA (0.7-1.1s).

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

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

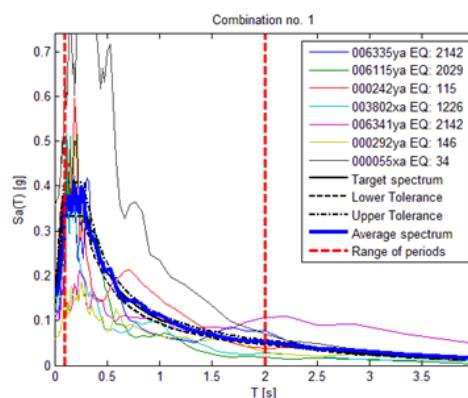
Lungo le frontiere laterali dei modelli sono stati introdotti particolari elementi assorbenti (*free - field* boundaries) che, oltre ad evitare la riflessione delle onde in maniera analoga agli smorzatori viscosi introdotti da Lysmer & Kuhlemeyer (1969), forzano i nodi delle frontiere laterali a riprodurre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

Per limitare la riflessione delle onde in corrispondenza della frontiera inferiore del modello, sono stati utilizzati degli smorzatori viscosi (*quiet boundaries*), mentre le proprietà dissipative dei materiali sono state ottenute attraverso la formulazione di Rayleigh per quanto riguarda il *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*.



Dott. Geol. Matteo Collareda	Dott.ssa Geol. Laura Guerra
con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

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

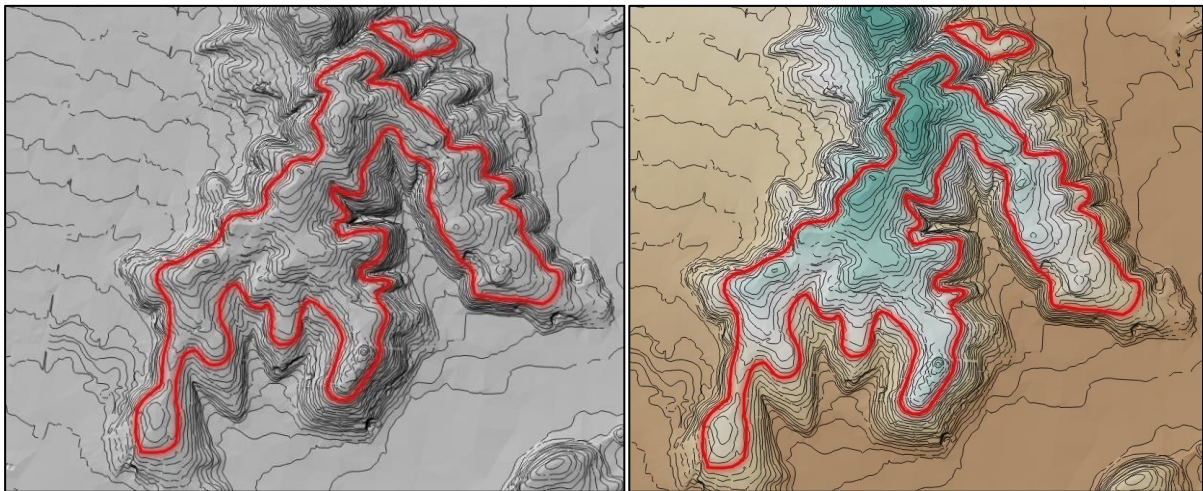
Infine, per calcolare il Fattore di Amplificazione (FA) si è confrontato lo spettro medio in ingresso con quello in uscita, calcolando il rapporto dell'intensità di *Housner* per periodi compresi tra 0.1 - 0.5 s, tra 0.4 - 0.8 s e tra 0.7 - 1.1 s poiché, in tali intervalli, si ha la massima risposta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

Di seguito si riportano, per i n°7 modelli analizzati, il modello sismo - stratigrafico utilizzato per le analisi, e i fattori di Amplificazione FA calcolati.

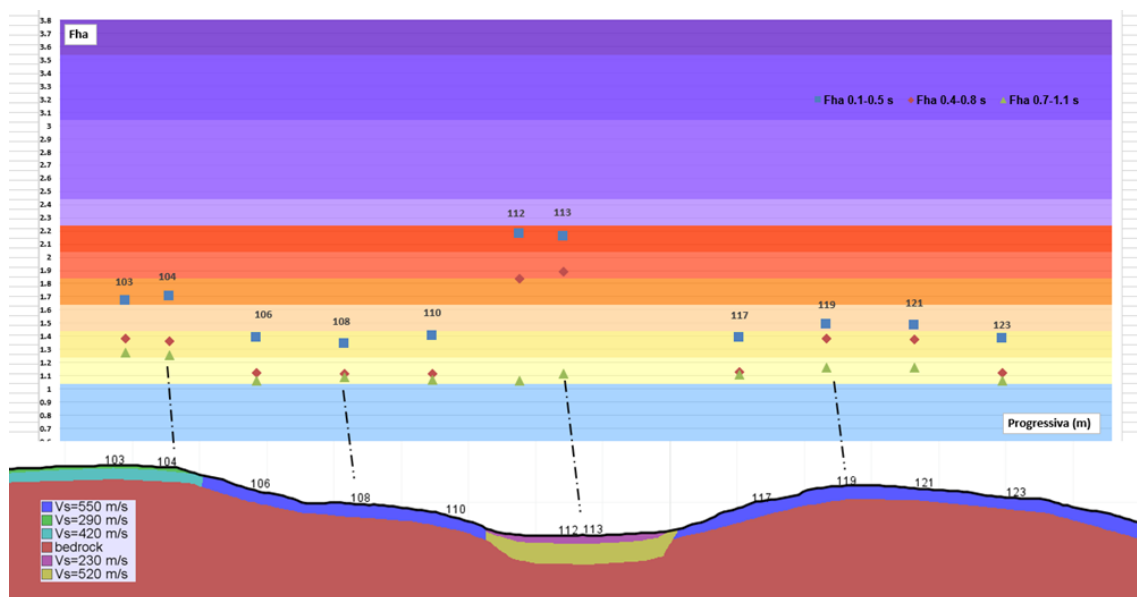
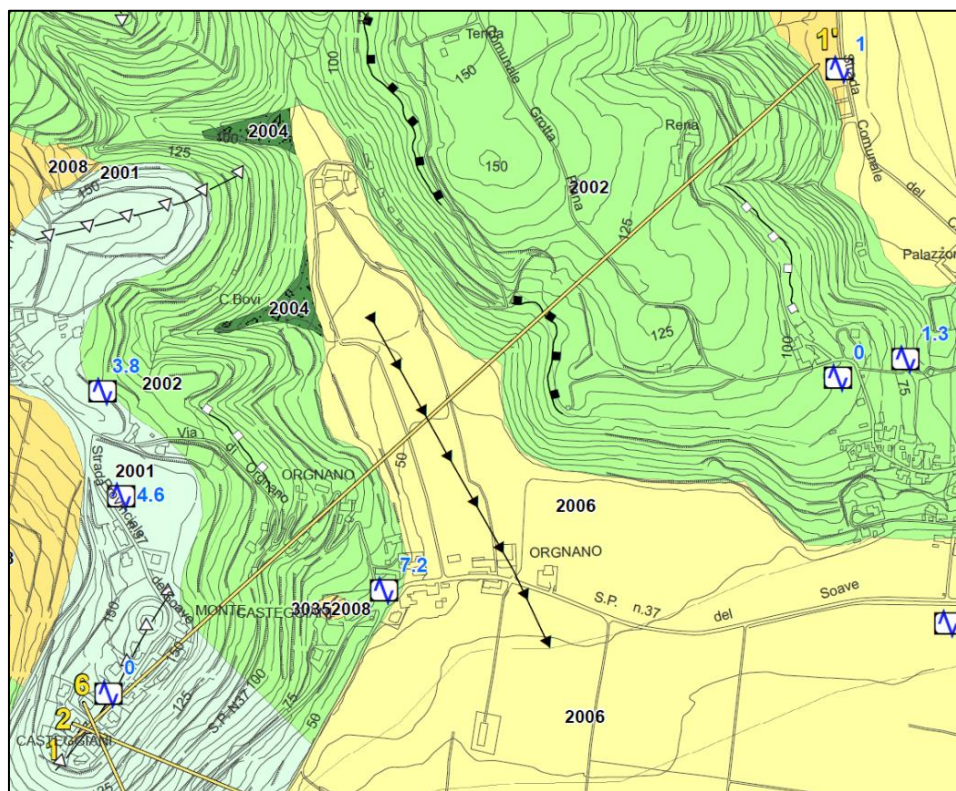
È necessario fare una precisazione: per quanto riguarda le modellazioni bidimensionali, dato il contesto morfologico complesso che caratterizza queste zone, con creste e scarpate che si alternano a valli di larghezza variabile, si è ritenuto importante separare le zone di alto morfologico, in cui per effetto della focalizzazione delle onde sono da attendersi fenomeni di amplificazione massimi, dalle zone di versante, dove si possono creare anche condizioni di deamplificazione.

Per fare questa operazione si sono consultate le cartografie relative al DTM di Colognola ai Colli e alle pendenze, al fine di effettuare questa suddivisione in un modo quanto più oggettivo possibile. Nelle immagini seguenti è possibile osservare come la linea rossa vada a delimitare la zona di alto topografico in cui si possono prevedere amplificazioni massime rispetto al versante.

Con la definizione di tali limiti, successivamente, ogni zona MOPS e quindi ogni litologia è stata suddivisa in due aree, nominate a seguire "cresta" e "versante" a cui sono assegnati fattori di amplificazione diversi ottenuti dalle modellazioni numeriche e tenenti conto della morfologia.

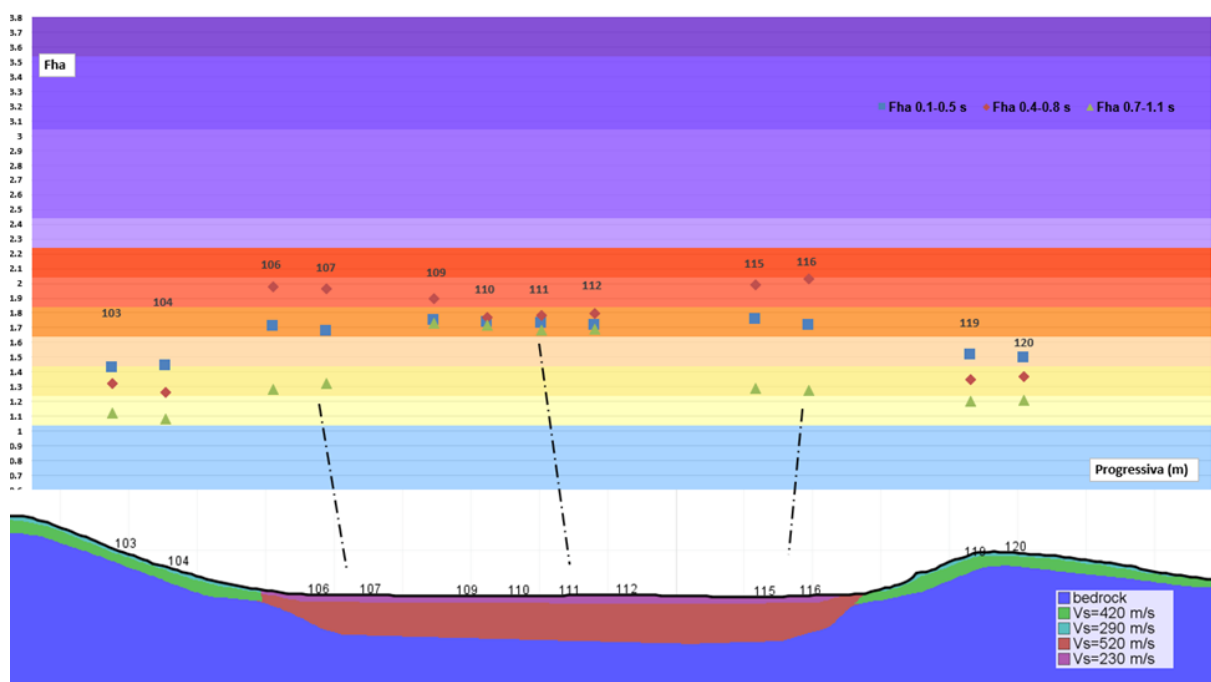
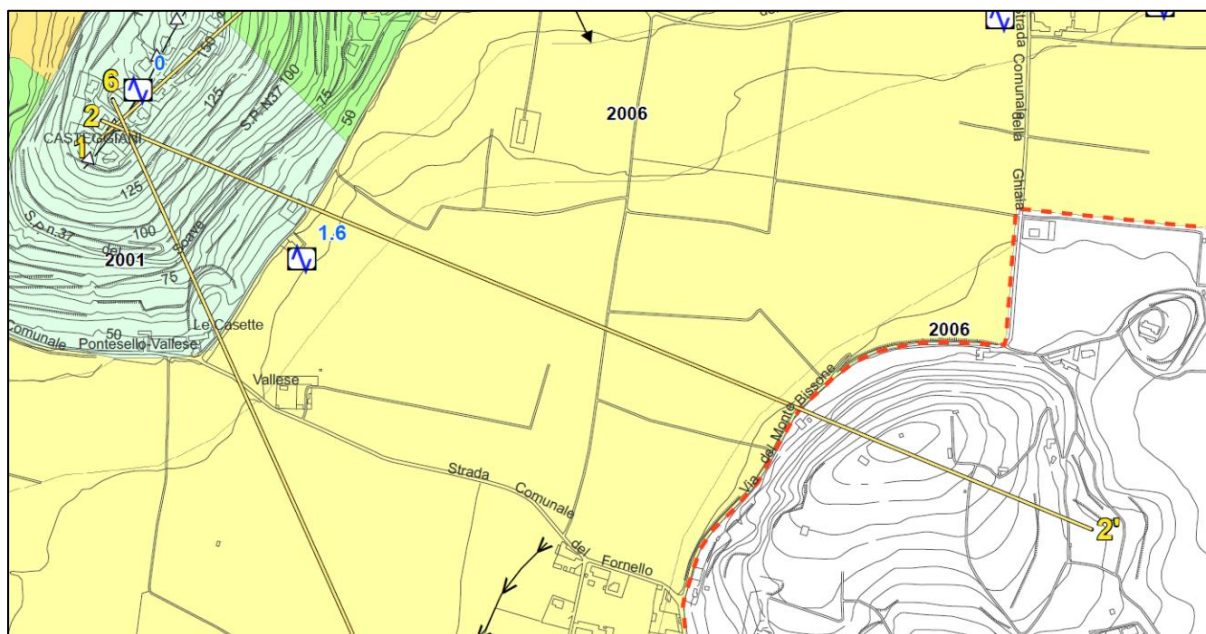


PROFILO 1-1'

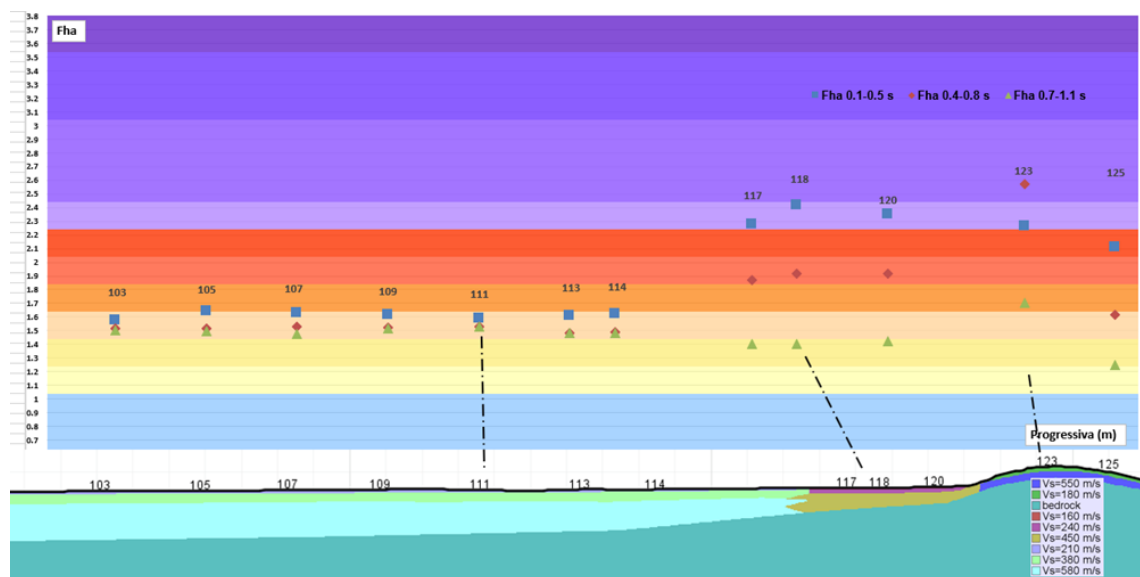


Zona Mops	FA 0.1 - 0.5s	FA 0.4 - 0.8s	FA 0.7 - 1.1s
2001 (cresta)	1.7	1.4	1.3
2002 (versante)	1.4	1.1	1.1
2006 (valle stretta)	2.2	1.9	1.1
2002 (cresta)	1.5	1.4	1.2

PROFILO 2-2'

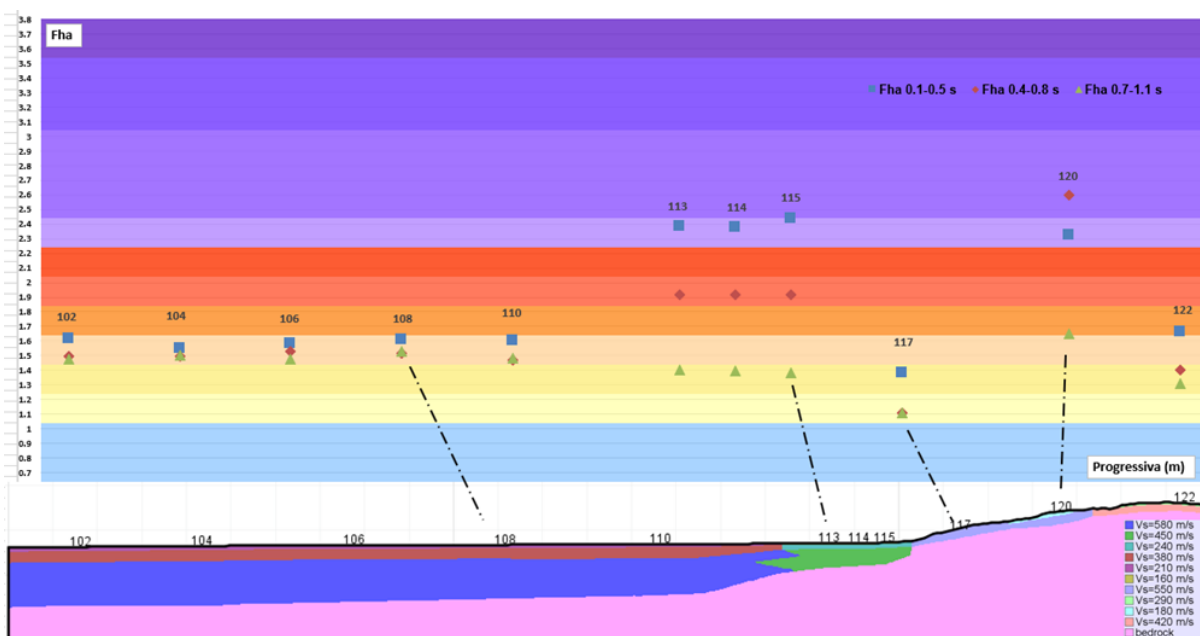
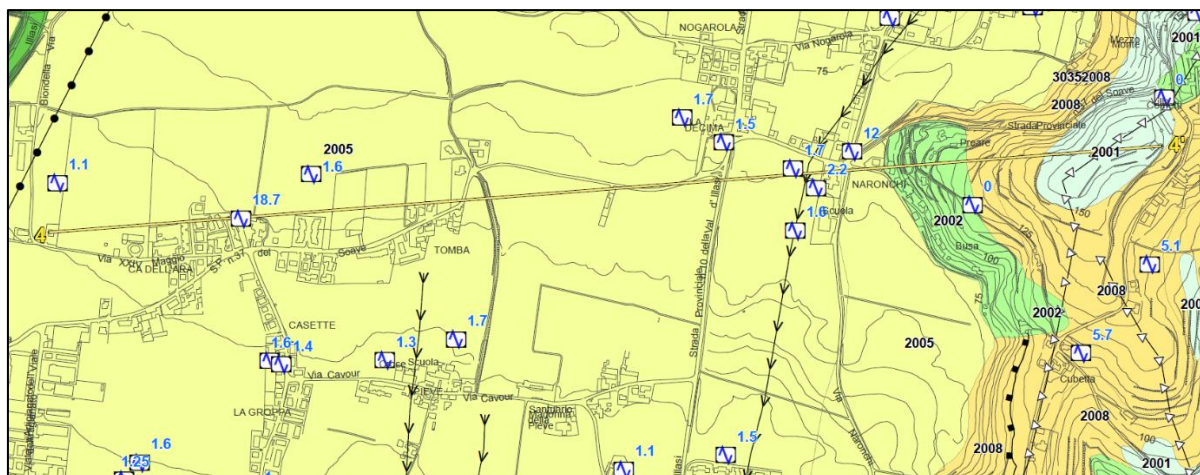


Zona Mops	FA 0.1 - 0.5s	FA 0.4 - 0.8s	FA 0.7 - 1.1s
2006 (bordo valle)	1.7	2.0	1.3
2006 (centro valle)	1.7	1.8	1.7
2006 (bordo valle)	1.7	2.0	1.3

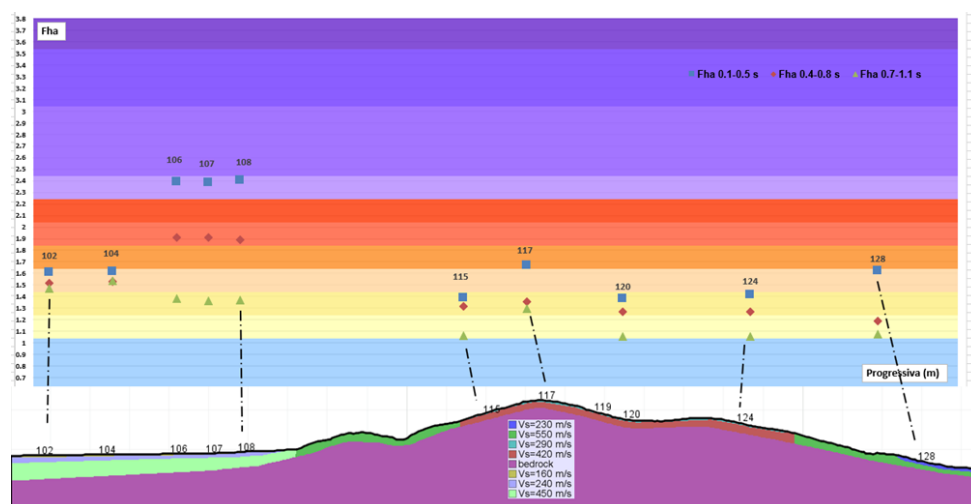
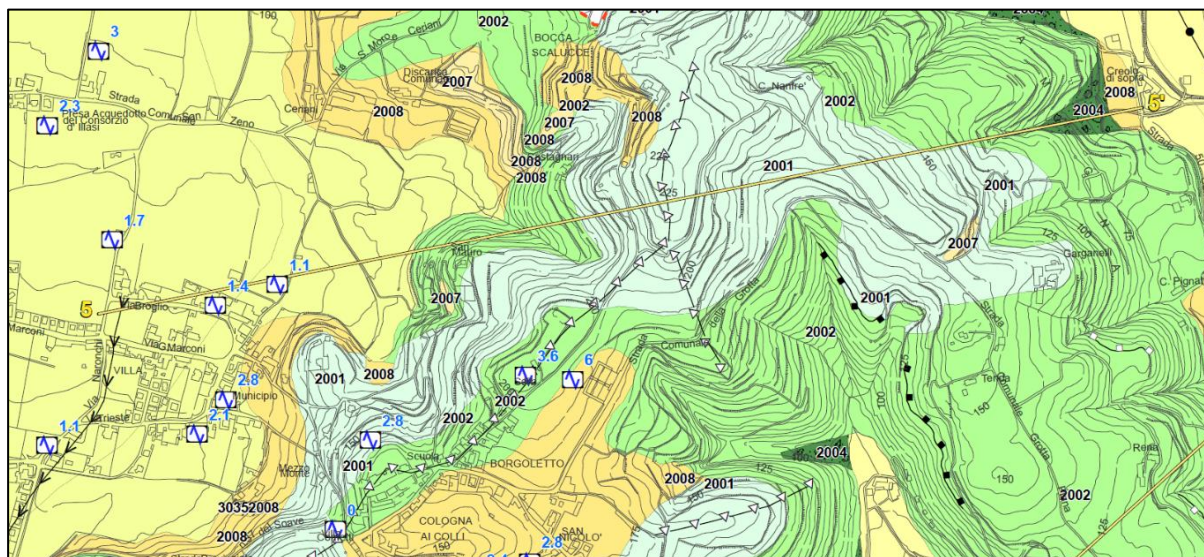


Zona Mops	FA 0.1 - 0.5s	FA 0.4 - 0.8s	FA 0.7 - 1.1s
2005 (pianura)	1.6	1.5	1.5
2005 (raccordo pianura-collina)	2.4	1.9	1.4
2008 (cresta)	2.3	2.6	1.7

PROFILO 4-4'

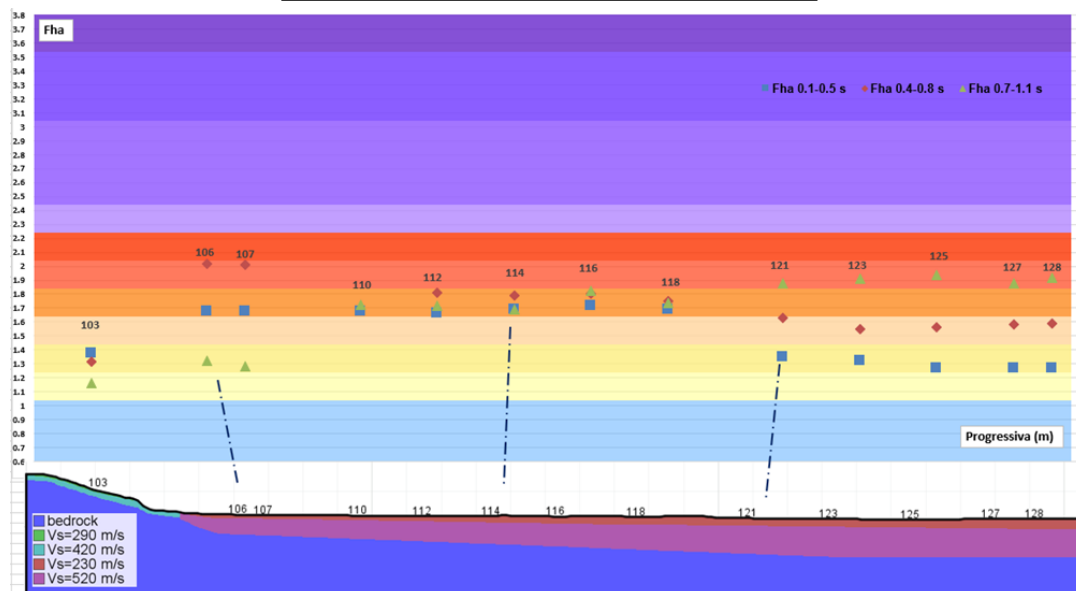
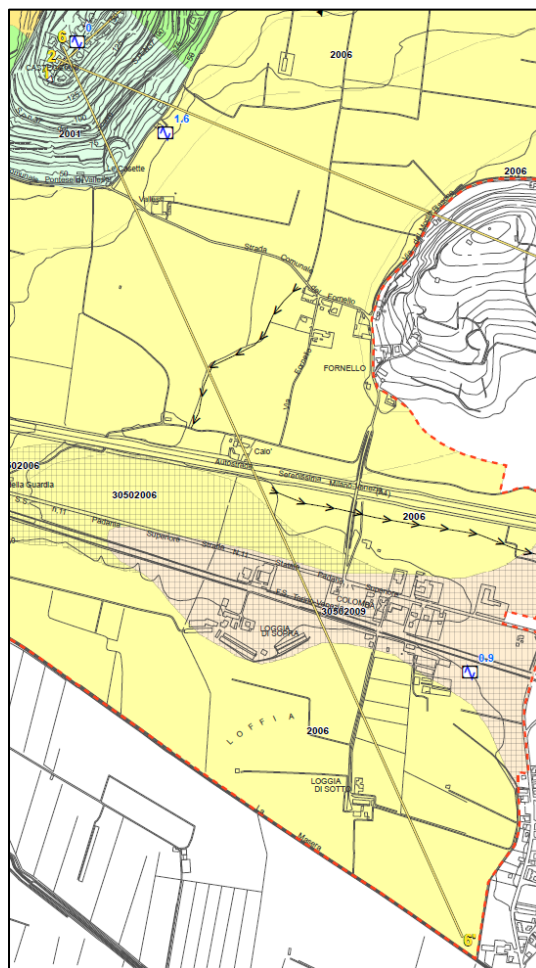


Zona Mops	FA 0.1 - 0.5s	FA 0.4 - 0.8s	FA 0.7 - 1.1s
2005 (pianura)	1.6	1.5	1.5
2005 (raccordo pianura-collina)	2.4	1.9	1.4
2002 (versante)	1.4	1.1	1.1
2008 (versante)	2.1	1.6	1.3



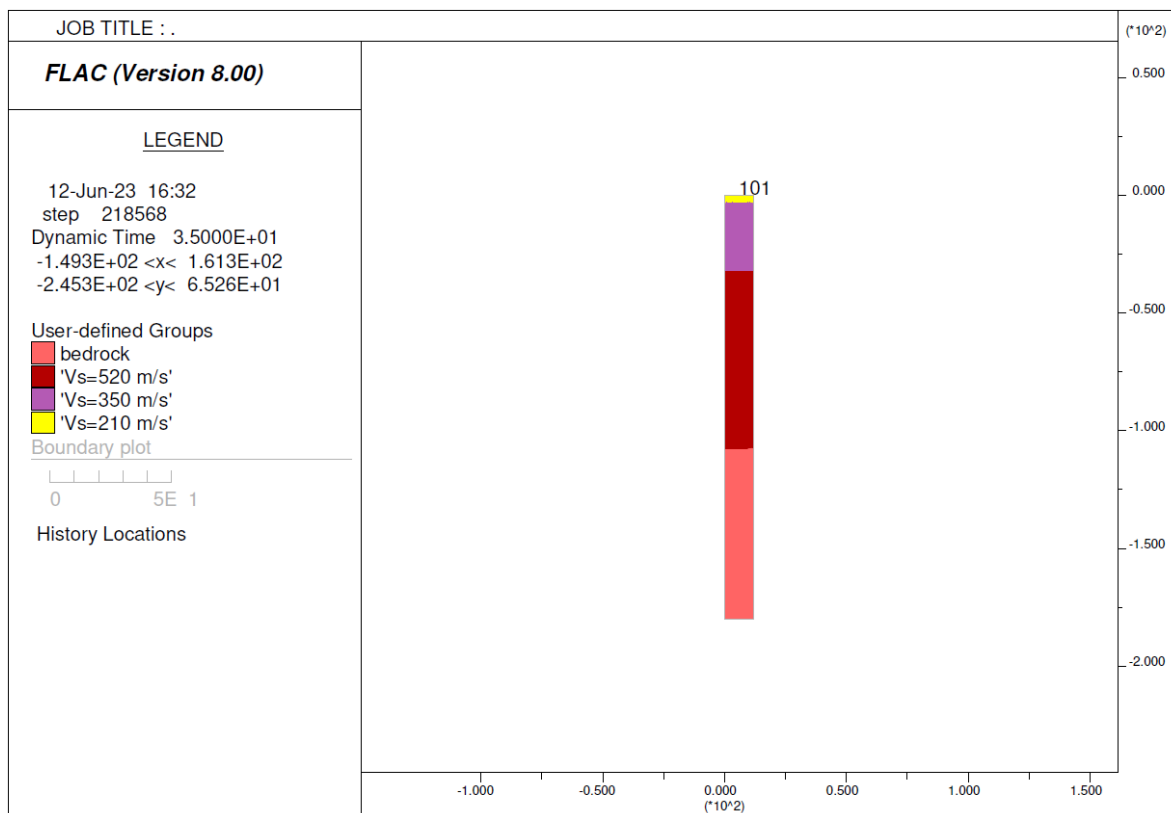
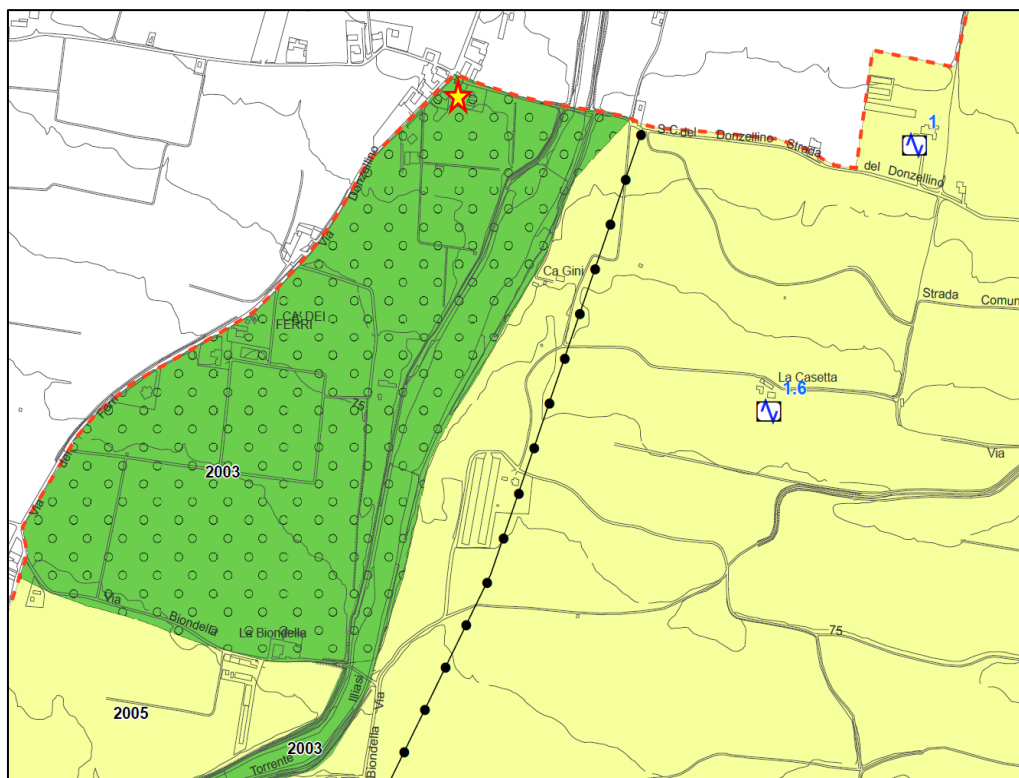
Zona Mops	FA 0.1 - 0.5s	FA 0.4 - 0.8s	FA 0.7 - 1.1s
2005 (pianura)	1.6	1.5	1.5
2005 (raccordo pianura-collina)	2.4	1.9	1.4
2001 (versante)	1.4	1.3	1.1
2001 (cresta)	1.7	1.4	1.3
2001 (versante)	1.4	1.3	1.1
2004	1.6	1.2	1.1

PROFILO 6-6'



Zona Mops	FA 0.1 - 0.5s	FA 0.4 - 0.8s	FA 0.7 - 1.1s
2006 (bordo valle)	1.7	2.0	1.3
2006 (centro valle)	1.7	1.8	1.7
2006 (valle distale)	1.3	1.6	1.9

ANALISI MONODIMENSIONALE ZONA 3



Zona Mops	FA 0.1 - 0.5s	FA 0.4 - 0.8s	FA 0.7 - 1.1s
2003	1.2	1.4	1.6

Dott. Geol. Matteo Collareda	Dott.ssa Geol. Laura Guerra
con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

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

Dall'osservazione degli elaborati si evince che:

- Il Comune di Colognola ai Colli è caratterizzato da valori amplificati del moto sismico di base che variano da 1,1 a 2,6;
- Relativamente ai substrati analizzati (Zona 1 e Zona 2), i fattori ottenuti sono correlati all'unione dell'effetto topografico (amplificazione in corrispondenza di creste e/o versanti) e del fattore stratigrafico, dovuto a contrasti sismici interni ai litotipi e legati a diversi gradi di rigidità della roccia con la profondità, probabilmente dovuti anche a cambi litologici. I valori massimi si sono ottenuti per il periodo 0,1-0,5s in corrispondenza degli alti topografici (FA = 1.5-1.7), mentre in versante si registrano valori leggermente più bassi (FA=1.4); agli alti periodi (0.7 - 1.1s), sia sul versante che in cresta, si hanno valori di FA sensibilmente più bassi pari a FA = 1.1 - 1.3.
- Comportamento simile è stato riscontrato anche per la Zona 8, costituita da coperture fini eluvio-colluviali poste sul substrato roccioso, che presenta in generale i valori di FA più alti registrati in tutta l'area ma con una sensibile differenza tra le zone di cresta (FA = 2.3 - 2.6 - 1.7 per i tre periodi) e quelle di versante (FA = 2.1 - 1.6 - 1.3).
- Anche per quanto riguarda le aree di fondovalle (Zona 5, Zona 6 e Zona 9) ci sono sensibili differenze tra i valori di FA delle zone centrali/distali delle valli e quelli delle aree di raccordo ai versanti dovute al sovrapporsi degli effetti "di valle" con quelli stratigrafici; nello specifico, le parti più distali della Zona 2006 (e tutta la Zona 9) presentano valori pari a FA = 1.3 - 1.6 - 1.9 (rispettivamente per i tre periodi considerati) mentre la parte centrale della zona fa registrare FA = 1.7 - 1.8 - 1.7 e l'area di raccordo FA = 1.7 - 2.0 - 1.3. La zona 5 presenta nella zona centrale valori di FA = 1.6 - 1.5 - 1.5, mentre il bordo di raccordo è caratterizzato da FA = 2.4 - 1.9 - 1.4.
- Le parti della Zona 6 identificate come valli strette, per la loro peculiare conformazione morfologica sepolta che genera riflessioni multiple causate dall'intrappolamento delle onde sismiche, presentano una amplificazione dell'input sismico ancora più accentuata, con valori di FA = 2.2 - 1.9 - 1.1.
- La zona 2003, sulla cui area è stata eseguita una modellazione di tipo monodimensionale, in accordo con quanto già realizzato dallo scrivente per studi di MS nei comuni limitrofi, ha prodotto una terna di valori di FA non particolarmente alti ai bassi periodi, segno di una debole presenza di variazioni litologiche nelle parti più superficiali e di modesti contrasti di rigidità.

80

Si specifica che per quanto riguarda le porzioni di territorio appartenenti alla Zona MOPS 7 (Materiali di Riporto), non avendo informazioni dettagliate sulla sismo-stratigrafia e sugli spessori puntuali dei riporti, sono state escluse dalle analisi di Livello 3.

8.2 Verifiche alla Liquefazione

Il pericolo di liquefazione è stato ampiamente indagato valutando la contemporanea presenza sia dei fattori scatenanti (caratteristiche dei terremoti attesi) sia predisponenti (suscettibilità dei terreni) all'interno delle aree di fondovalle, come illustrato nel Cap. 7.3.

Dopo questa prima fase di screening, come previsto dagli standard regionali per la microzonazione sismica, la suscettibilità dei vari terreni è stata valutata sulla base dei dati provenienti da numerose prove penetrometriche di tipo CPT reperite/condotte.

La verifica di liquefazione dei suoli è stata eseguita sui livelli potenzialmente liquefacibili, secondo il metodo di Idriss e Boulanger (2014), come consigliato dalla Determinazione Reg. 1105/14 della

Dott. Geol. Matteo Collareda	Dott.ssa Geol. Laura Guerra
con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

Regione Emilia-Romagna in base a numerosi studi condotti a seguito del terremoto del 2012. È noto che nei sedimenti granulari la presenza di percentuali di argilla riduce in maniera rilevante la suscettibilità alla liquefazione dei depositi. Anche la presenza di strati superficiali non liquefacibili con spessore maggiore di 3 metri può ulteriormente contrastare la liquefazione degli strati sottostanti.

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

Nel caso specifico la verifica alla liquefazione è stata effettuata sui livelli totalmente o parzialmente incoerenti intercettati fino ad un massimo di 20 m (solitamente più suscettibili a fenomeni di liquefazione), considerando un livello di falda, durante l'evento sismico, prossimo a quello misurato. Per quanto riguarda i dati sismici di *input*, oltre al valore della magnitudo massima attesa propria della zona sismogenetica in cui ricade il comune di Colognola ai Colli (M_w pari a 6,6), è stato assegnato il valore di a_g (PGA) calcolato tramite lo studio di risposta sismica locale condotto per quantificare correttamente la risposta sismica di sito ($PGA = 0.2 g$).

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

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

I risultati ottenuti hanno permesso di suddividere le microzone indagate, delimitando le aree dove effettivamente il rischio di liquefazione è risultato essere moderato - alto rispetto a quelle dove è risultato essere basso o nullo; in questo modo una parte del territorio precedentemente considerato come stabile soggetto alle sole amplificazioni stratigrafiche viene ora riconsiderato come instabile suscettibile a fenomeni di liquefazione, in sostanziale continuità con quanto emerge dagli studi di MS nei comuni limitrofi .

Tuttavia, si ritiene opportuno non escludere a priori la potenziale liquefazione dei terreni ma condurre le opportune verifiche in fase di progettazione, come, tra l'altro, previsto dalle attuali normative vigenti (NTC-08).

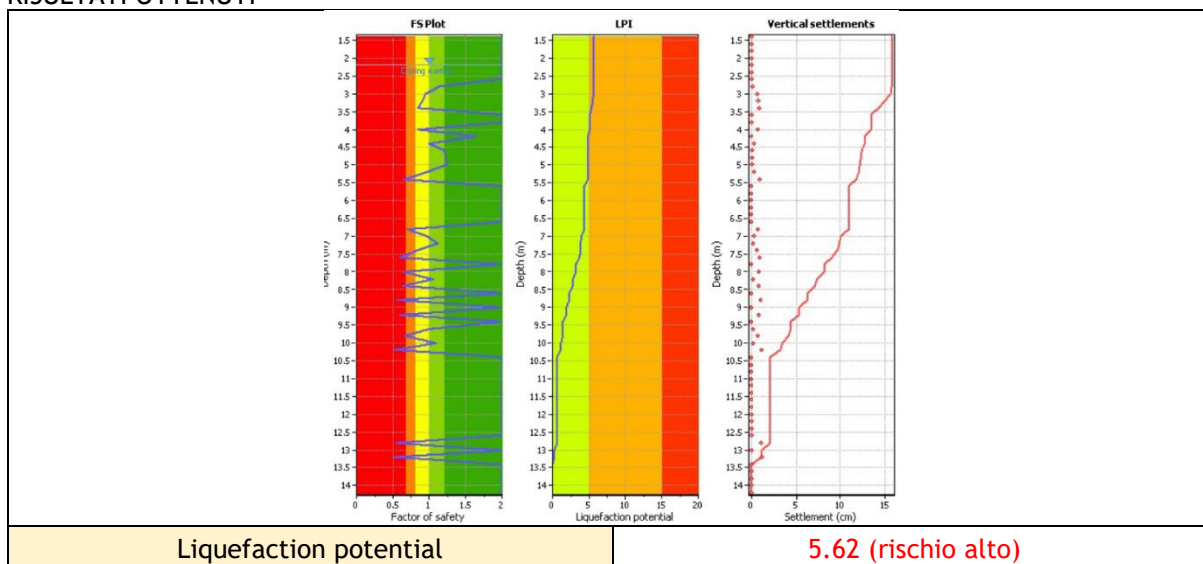
In allegato sono stati riportati i *report* completi delle analisi eseguite mentre di seguito vengono proposte le schede rappresentative delle analisi condotte con illustrati i risultati ottenuti ed una tabella riassuntiva dei valori di I_L ; le informazioni sull'ubicazione delle prove utilizzate per le verifiche alla liquefazione sono riportate nella "Carta delle indagini".

Risultati ottenuti dalle verifiche condotte lungo la verticale della prova P125CPT131

La prova P125CPT131 è stata realizzata nei depositi MLin - Zona 2005. I dati di *input* possono essere così riassunti:

Analysis method	B&I (2014)
Earthquake magnitude M_W	6,60
Peak ground acceleration	0,2
G.W.T. (earthq.)	2,2 m

RISULTATI OTTENUTI



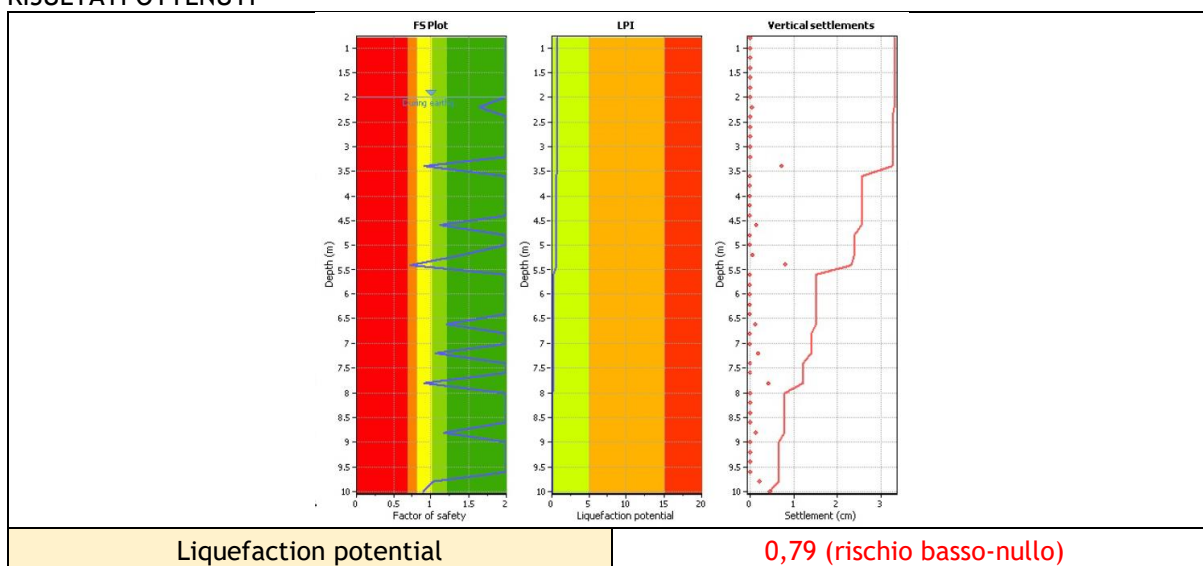
82

Risultati ottenuti dalle verifiche condotte lungo la verticale della prova P126CPT132

La prova P126CPT132 è stata realizzata nei depositi MLin - Zona 2005. I dati di *input* possono essere così riassunti:

Analysis method	B&I (2014)
Earthquake magnitude M_W	6,60
Peak ground acceleration	0,2
G.W.T. (earthq.)	2,00 m

RISULTATI OTTENUTI

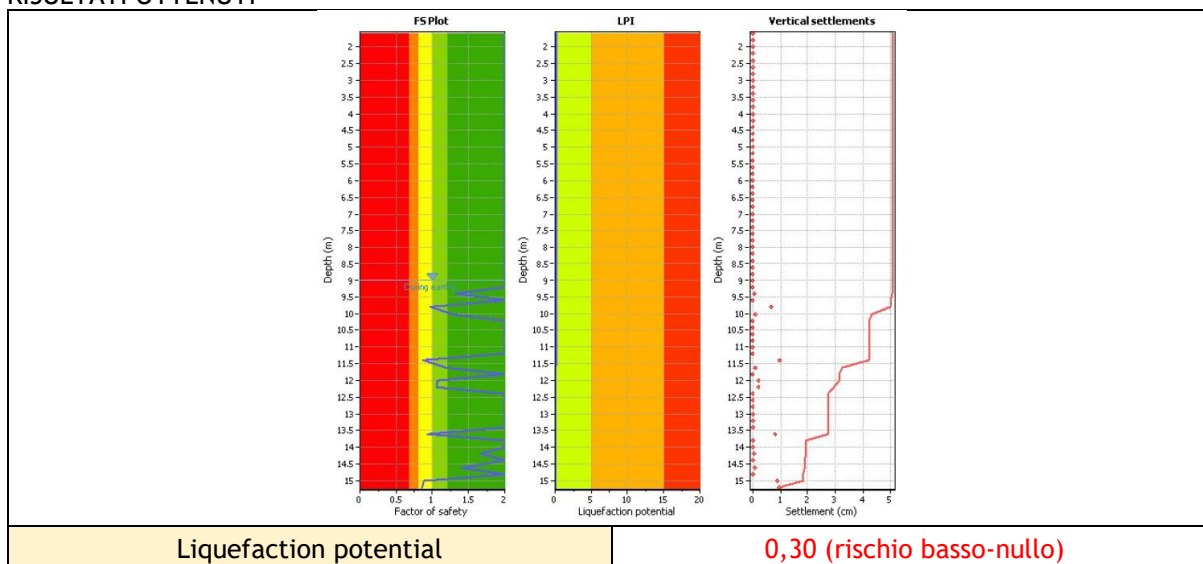


Risultati ottenuti dalle verifiche condotte lungo la verticale della prova P123CPT129

La prova P123CPT129 è stata realizzata nei depositi MLin - Zona 2005. I dati di *input* possono essere così riassunti:

Analysis method	B&I (2014)
Earthquake magnitude M_W	6,60
Peak ground acceleration	0,2
G.W.T. (earthq.)	9,00 m

RISULTATI OTTENUTI



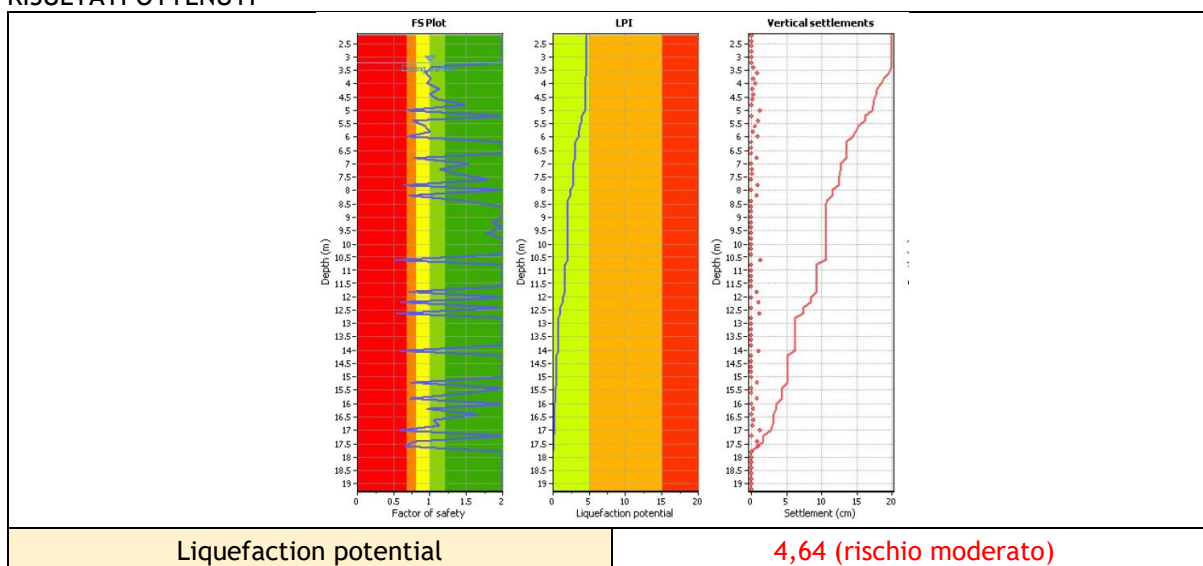
83

Risultati ottenuti dalle verifiche condotte lungo la verticale della prova pregressa P124CPT130

La prova P48 è stata realizzata nei depositi MLin - Zona 2005. I dati di *input* possono essere così riassunti:

Analysis method	B&I (2014)
Earthquake magnitude M_W	6,60
Peak ground acceleration	0,2
G.W.T. (earthq.)	3,20 m

RISULTATI OTTENUTI



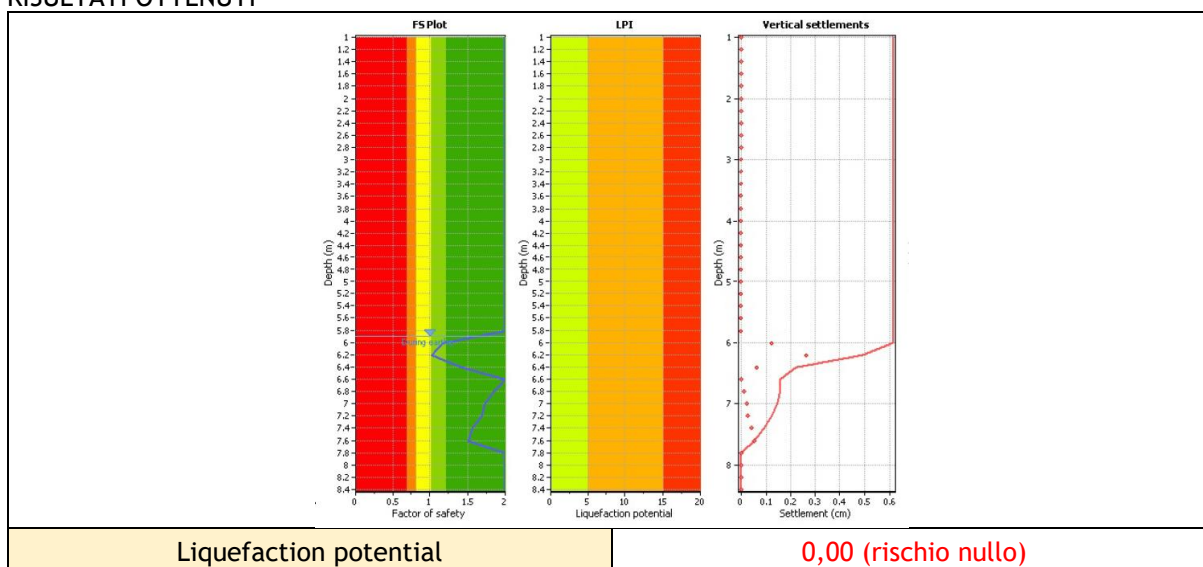
Dott. Geol. Matteo Collareda con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Laura Guerra Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli
---	---

Risultati ottenuti dalle verifiche condotte lungo la verticale della prova pregressa P122CPT128

La prova P76 è stata realizzata nei depositi Mlin - Zona 2005. I dati di *input* possono essere così riassunti:

Analysis method	B&I (2014)
Earthquake magnitude M_W	6,60
Peak ground acceleration	0,2
G.W.T. (earthq.)	5,90 m

RISULTATI OTTENUTI

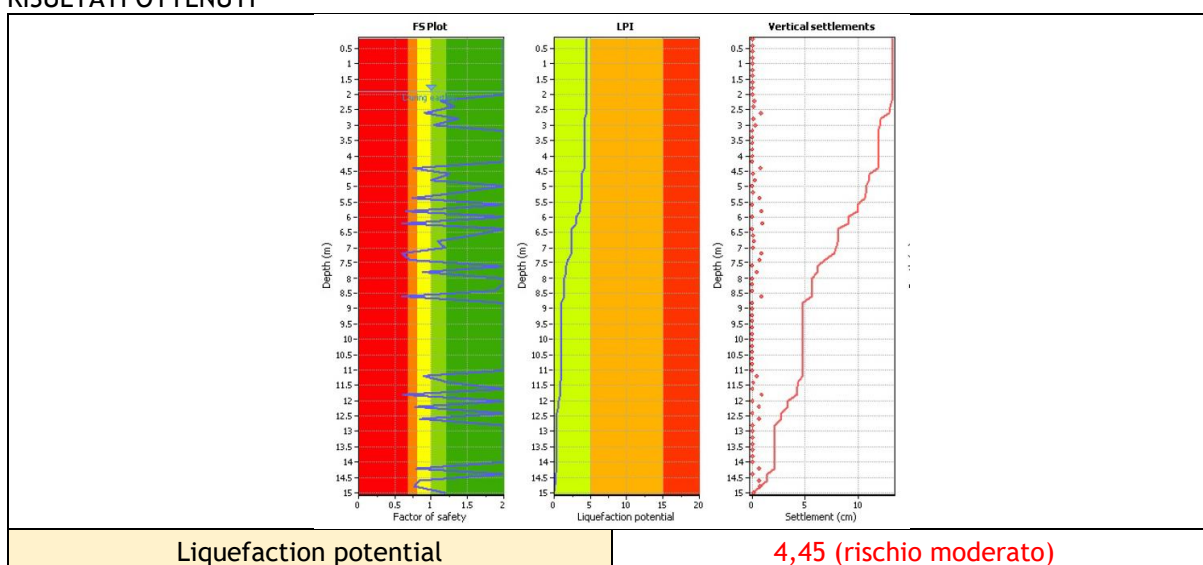


Risultati ottenuti dalle verifiche condotte lungo la verticale della prova pregressa P128CPT134

La prova P49 è stata realizzata nei depositi Mlin - Zona 2006. I dati di *input* possono essere così riassunti:

Analysis method	B&I (2014)
Earthquake magnitude M_W	6,60
Peak ground acceleration	0,2
G.W.T. (earthq.)	1,90 m

RISULTATI OTTENUTI



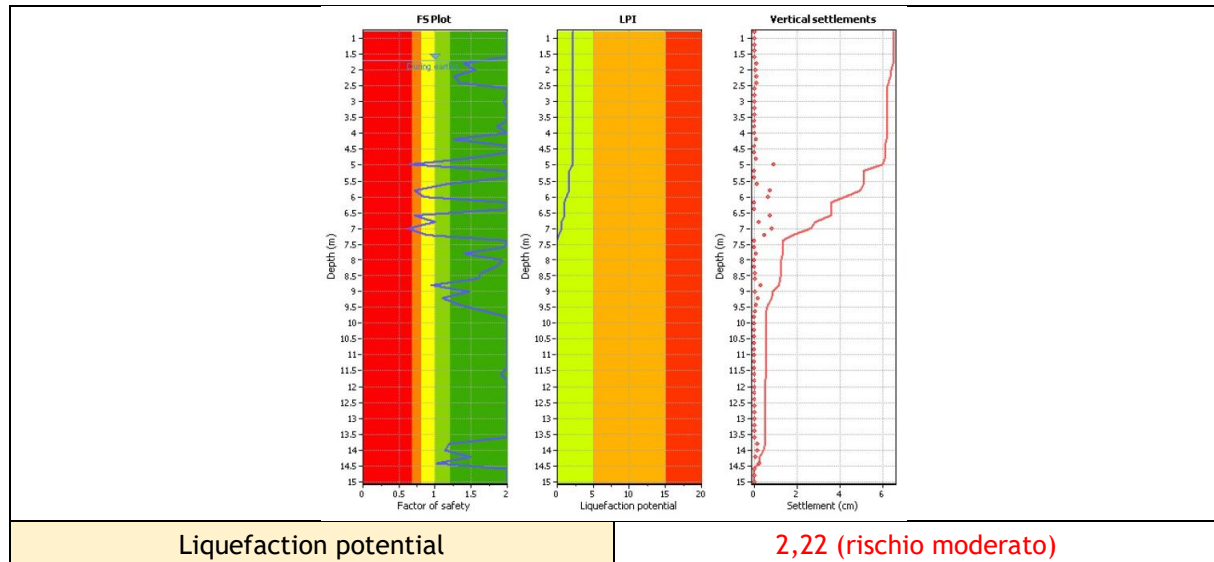
Dott. Geol. Matteo Collareda con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Laura Guerra Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli
---	---

Risultati ottenuti dalle verifiche condotte lungo la verticale della prova pregressa P129CPT135

La prova P30 è stata realizzata nei depositi SMin - Zona 2009. I dati di *input* possono essere così riassunti:

Analysis method	B&I (2014)
Earthquake magnitude M_W	6,60
Peak ground acceleration	0,2
G.W.T. (earthq.)	1,70 m

RISULTATI OTTENUTI



85

P125 - Zona 2005	5.62	(Rischio alto)
P126 - Zona 2005	0.79	(Rischio basso)
P123 - Zona 2005	0.30	(Rischio basso)
P124- Zona 2005	4.64	(Rischio moderato)
P122 - Zona 2005	0.00	(Rischio nullo)
P128 - Zona 2006	4.45	(Rischio moderato)
P129 - Zona 2009	2.22	Rischio moderato)

Come si può osservare il potenziale di liquefazione calcolato presenta valori variabili anche all'interno della stessa zona MOPS a testimonianza dell'estrema variabilità dei depositi; infatti, i materiali indagati presentano un rischio di liquefazione variabile da basso ad alto in quanto la liquefazione risulta fortemente condizionata sia dalla granulometria e dal grado di rigidità dei depositi sia dalla posizione della falda. Ciò ha permesso di individuare quali aree, precedentemente considerate stabili, devono invece essere considerate instabili suscettibili a liquefazione.

Dott. Geol. Matteo Collareda con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Laura Guerra Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli
---	---

9 PROPOSTA PER LE NORME TECNICHE OPERATIVE (NTO)

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

Art. X Riduzione del rischio sismico

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

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

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

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

- Il Comune di Colognola ai Colli è caratterizzato da valori amplificati del moto sismico di base che variano da 1,1 a 2,6;
- Relativamente ai substrati analizzati (Zona 1 e Zona 2), i fattori ottenuti sono correlati all'unione dell'effetto topografico (amplificazione in corrispondenza di creste e/o versanti) e del fattore stratigrafico, dovuto a contrasti sismici interni ai litotipi e legati a diversi gradi di rigidità della roccia andando in profondità, probabilmente dovuta anche a cambi litologici. I valori massimi si sono ottenuti per il periodo 0,1-0,5s in corrispondenza degli alti topografici (FA=1.5-1.7), mentre in versante si registrano valori leggermente più bassi (FA=1.4); agli alti periodi (0.7 - 1.1s), sia sul versante che in cresta, si hanno valori di FA sensibilmente più bassi pari a FA=1.1 - 1.3.
- Comportamento simile è stato riscontrato anche per la Zona 8, costituita da coperture fini eluvio-colluviali poste sul substrato roccioso, che presenta in generale i valori di FA più alti registrati in tutta l'area ma con una sensibile differenza tra le zone di cresta (FA = 2.3 - 2.6 - 1.7 per i tre periodi) e quelle di versante (FA = 2.1 - 1.6 - 1.3).
- Anche per quanto riguarda le aree di fondovalle (Zona 5, Zona 6 e Zona 9) ci sono sensibili differenze tra i valori di FA delle zone centrali/distali delle valli e quelli delle aree di raccordo ai versanti dovute al sovrapporsi degli effetti "di valle" con quelli stratigrafici; nello specifico, le parti più distali della Zona 2006 (e tutta la Zona 9) presentano valori pari a FA = 1.3 - 1.6 - 1.9 (rispettivamente per i tre periodi considerati) mentre la parte centrale della zona fa registrare FA = 1.7 - 1.8 - 1.7 e l'area di raccordo FA = 1.7 - 2.0 - 1.3. La zona 5 presenta nella zona centrale valori di FA = 1.6 - 1.5 - 1.5, mentre il bordo di raccordo è caratterizzato da FA = 2.4 - 1.9 - 1.4.
- Le parti della Zona 6 identificate come valli strette, per la loro peculiare conformazione morfologica sepolta che genera riflessioni multiple causate dall'intrappolamento delle onde sismiche, presentano una amplificazione dell'input sismico ancora più accentuata, con valori di FA = 2.2 - 1.9 - 1.1.
- La zona 2003, sulla cui area è stata eseguita una modellazione di tipo monodimensionale, in accordo con quanto già realizzato dallo scrivente per studi di MS nei comuni limitrofi, ha prodotto una terna di valori di FA non particolarmente alti ai bassi periodi, segno di una debole presenza di variazioni litologiche nelle parti più superficiali e di rigidità elevata dei depositi.

Dott. Geol. Matteo Collareda	Dott.ssa Geol. Laura Guerra
con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

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

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

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

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

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

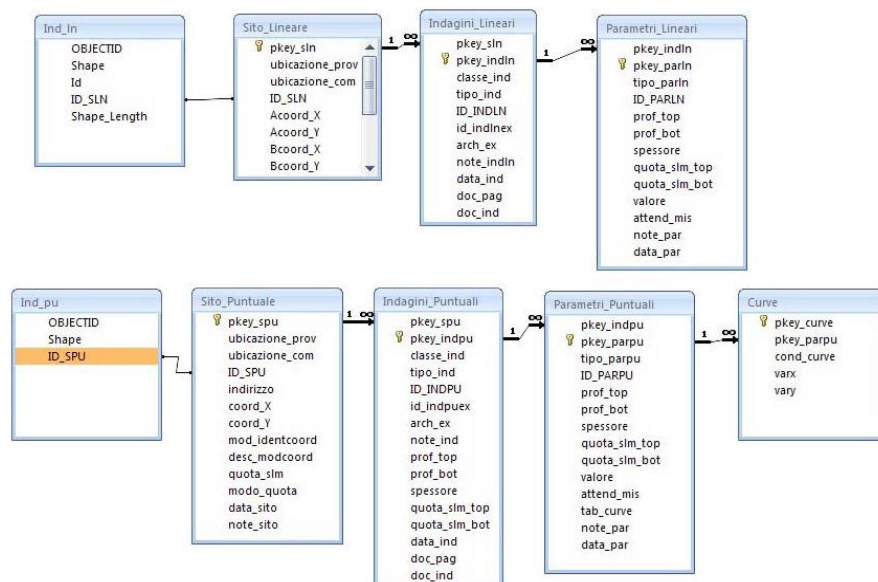
10 REDAZIONE CARTOGRAFICA E CREAZIONE BASI INFORMATIVE

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

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

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

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



88

Relazione fra tabelle e shapefiles
(Figura 2.1-1 “Standard di Rappresentazione e archiviazione informatica” - versione 4.2)

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

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

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

Dott. Geol. Matteo Collareda	Dott.ssa Geol. Laura Guerra
con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

Infine, la tabella **Parametri_Lineari** contiene i parametri definiti dalle prove descritte nella tabella **Indagini_Lineari**.

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

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

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

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

Nome file	Tipo shapefile	Descrizione
Elineari	Lineare	Elementi lineari (escluse le isobate)
Epuntuali	Puntuale	Elementi puntuali (picchi isolati)
Geoidr	Puntuale	Elementi puntuali geologici e idrogeologici
Geotec	Poligonale	Unità geologico tecniche
Forme	Poligonali	Forme di superficie e sepolte

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

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

89

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

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

Tutti gli spetti di risposta elastici calcolati mediante la modellazione 2D effettuata, sono stati salvati nella cartella “MS23/Spettri” della struttura di archiviazione dei file, secondo il formato e le modalità previste dagli Standard.

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

All’interno della cartella “BasiDati” è stato inserito il mosaico delle sezioni *raster* geoferenziate della C.T.R. scala 1:10.000 prodotte dalla Regione Veneto, che sottendono l’intero territorio comunale:

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

Dott. Geol. Matteo Collareda con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Laura Guerra Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli
---	---

11 BIBLIOGRAFIA

1. A. Viganò, G. Bressan, G. Ranalli, S. Martin (2008) - Focal mechanism inversion in the Giudicarie - Lessini seismotectonic region (Southern Alps, Italy): Insight on tectonic stress and strain
2. Autorità di Bacino Distrettuale delle Alpi Orientali. Piano per l'Assetto Idrogeologico del bacino idrografico del fiume Adige.
3. Brammerini F., Di Pasquale G., Naso G., Severino M. (2008) - Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica - Parti I e II - Gruppo di lavoro "Indirizzi e criteri generali per la microzonazione sismica" del Dipartimento della Protezione Civile
4. Castellaro S., Albarello D. (2011). Tecniche sismiche passive: indagini a stazione singola. Ingegneria sismica, pp. 32 - 62
5. Castellaro S., Mulargia F., Bianconi L. (2005). Passive Seismic Stratigraphy: A new efficient, fast and economic technique. Geologia tecnica e ambiente, pp. 77 - 102
6. CERI Centro di ricerca "Previsione, Prevenzione e Controllo dei Rischi Geologici" (2004) - La microzonazione sismica. Metodi, esperienze e normativa
7. Chopra L. (1995). Dynamic of Structures: theory and applications to earthquake engineering. Prentice Hall International Series in Civil Engineering and Engineering Mechanics. Prentice - Hall
8. Dey A. and Morrison H.F. (1979) - Resistivity modelling for arbitrary shaped two-dimensional structures. Geophysical Prospecting, 27, 1020-1036
9. F. Galadini, P. Galli, A. Cittadini, B. Gioiaccio (2001) - Late Quaternary fault movements in the Mt. Baldo - Lessini Mts. Sector of the Southalpine area (northern Italy)
10. Facciorusso J. et al. (2012) - Microzonazione Sismica - Uno strumento consolidato per la riduzione del rischio - L'esperienza della Regione Emilia - Romagna - a cura del Servizio Geologico Sismico e dei Suoli della Regione Emilia - Romagna
11. Ghosh B.; Madabhushi S. P. G. (2003). A numerical investigation into effects of single and multiple frequency earthquake input motion. Soil Dyn. Earthquake Eng., 23(8), 691-704
12. Gruppo di lavoro MPS (2004) - Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'OPCM 3274 del 20 Marzo 2003. Rapporto conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile, INGV, Milano - Roma
13. Kuhlmeier R. L.; Lysmer J. (1969). Finite Element Method Accuracy for Wave Propagation Problems. J. Soil Mech. And Found. Div., ASCE, 99(5), 421-427
14. Lanzo G., Pagliaroli A., D'Elia B. (2003). Numerical study on the frequency-dependent viscous damping in dynamic response analyses of ground. In Latini e Brebbia (eds), Earthquake Resistant Engineering Structures, WIT Press, Southampton, Boston, pp. 315-324
15. Lanzo G., Silvestri F. (1999) - Risposta Sismica Locale. Hevelius Ed.
16. Louie, J. N. (2001). Faster, better: shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays, Bull. Seism. Soc. Am., 91, 347-364
17. M. Locati, R. Camassi e M. Stucchi, 2011. DBMI11, la versione 2011 del Database Macrosismico Italiano. Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11>
18. Mucciarelli M. e Gallipoli M.R. (2001) - A critical review of 10 Years of microtremor H.V.S.R. technique - Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, 42, P. 255 - 266
19. Mucciarelli M. e Gallipoli M.R. (2006) - Comparison between V_{s30} and other estimates of site amplification in Italy - Conf. Eartq. Eng. And Seismol., Ginevra, 3 - 8 Sept. no 270
20. Mucciarelli M (2011) - Tecniche speditive per la stima dell'amplificazione sismica e della dinamica degli edifici - Progetto ricerca 2007PTRC4C - Aracne editrice
21. Panizza M., Slejko D. et al. (1981) - Modello sismotettonico dell'area fra il Lago di Garda e il Monte Grappa
22. 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
23. SESAME Project (2005) - "Site Effects Assessment Using Ambient Excitations"
24. Slejko D. et al (1987) - Modello sismotettonico dell'Italia Nord - Orientale. CNR
25. 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>
26. Suga M, Peruzza L. (2001) - "Distretti sismici del Veneto" in Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata , Vol. 52, n. 4 supplement, pp. s3-s90; December 2011

Dott. Geol. Matteo Collareda	Dott.ssa Geol. Laura Guerra
con la collaborazione di:	Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

ALLEGATI FUORI TESTO

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