

COMUNE di FELTRE Provincia di Belluno





STUDIO DI MICROZONAZIONE SISMICA LIVELLO 1

O.C.D.P.C. n°171 del 19/06/2014 - D.G.R. n°1896 del 14/10/2014 D.G.R. n°598 del 21/04/2015

A cura di:	Con la collaborazione di:
	Claudia TOMASSOLI CO Claudia TOMASSOLI CO CAUDIO Specialista M. 143
Dr. Geol. Matteo Collareda	Dr. Geol. Claudia Tomassoli
Incarico affidato con Determina n°9/UTC in data 10/11/2015	Febbraio 2016



Dr. Geol. Matteo Collareda

via Lungo Giara 29 - 36033 Isola Vicentina (Vicenza) tel./fax 0444 962532 - cell. 349 0567455

e-mail: info@studiosisma.com pec: studiosisma@epap.sicurezzapostale.it

INDICE

1		INTE	TRODUZIONE				
2		GEN	NERALITÀ				
3		ASSETTO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E IDROGEOLOGICO DELL'AREA					
	3.	1	Inquadramento geografico	5			
	3.	2	Inquadramento litologico-stratigrafico locale	6			
3.3		3	Assetto geomorfologico locale e descrizione dei depositi quaternari	16			
	3.	4	Condizioni idrogeologiche locali	26			
4		DEF	INIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO	28			
	4.	1	Inquadramento tettonico locale	28			
	4.	2	Inquadramento sismo-tettonico generale	29			
	4.	3	Caratterizzazione sismogenetica locale	34			
	4.	4	Sismicità storica	35			
	4.	5	Faglie capaci e sorgenti sismogenetiche	40			
	4.	6	Zonazione sismica nazionale	44			
	4.	7	Pericolosità sismica di riferimento	46			
5		MICF	ROZONAZIONE SISMICA. PRINCIPI FONDAMENTALI E FINALITÀ	48			
	5.	1	Introduzione	48			
	5.	2	La natura del problema	48			
	5.	3	Finalità e livelli di approfondimento	50			
6		DAT	I GEOTECNICI E GEOFISICI DA INDAGINI PREGRESSE E DI NUOVA REALIZZAZIONE	52			
	6.	1	Indagini pregresse e di nuova realizzazione	52			
	6.	2	Metodologia di elaborazione e risultati delle nuove indagini	52			
		6.2.	1 Indagine sismica di tipo passivo a stazione singola (H.V.S.R.)	52			
		6.2.	2 Indagine sismica di tipo passivo in array (Re.Mi.)	56			
	6.	3	Modello geosismico del sottosuolo. Interpretazione e incertezze	69			
7		ELAI	BORATI CARTOGRAFICI	72			
	7.	1	Carta delle indagini	72			
	7.	2	Carta geologico-tecnica	72			
	7.	3	Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (Livello 1)	76			
	7.	4	Carta delle frequenze	88			
8		MOD	ELLIZZAZIONI NUMERICHI-LIVELLO 3 DI APPROFONDIMENTO	91			
	8.	1	Descrizione del metodo	91			
	8.	2	Casi applicativi nel comune di Feltre	98			
9		COM	MENTI FINALI E CRITICITÀ	. 104			
1)	RED	AZIONE CARTOGRAFICA E CREAZIONE BASI INFORMATIVE	. 106			
1	1	BIBL	IOGRAFIA	. 108			
1	2	ALLI	EGATI FUORI TESTO	. 109			

1 INTRODUZIONE

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

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

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

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

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

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

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

Le caratteristiche geologiche del territorio possono alterare localmente e in maniera evidente l'azione sismica. Recentemente, anche in Italia (ad esempio Umbria-Marche, 199 -Salò, 2004-L'Aquila, 2010-Modenese, 2012), sono stati evidenziati livelli di danneggiamento estremamente diversi in edifici ubicati a breve distanza tra loro e aventi all'incirca le stesse caratteristiche strutturali. In alcune di queste località (ad esempio Umbria-Marche, 1997) sono state effettuate registrazioni accelerometriche durante un *aftershock*, che hanno mostrato come i livelli di scuotimento su siti in pianura, su terreni sciolti, siano stati amplificati di oltre il doppio rispetto ai siti su roccia e, inoltre, abbiano avuto una durata molto più lunga.

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

2 GENERALITÀ

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

scegliere opportunamente le aree in cui si dovranno posizionare le strutture di emergenza e gli edifici strategici;

- individuare le strutture e le infrastrutture che necessitano di specifiche analisi, per definirne il grado di adeguamento necessario ad evitarne il collasso in caso di sisma e, quindi, per non compromettere le loro funzioni di pubblica utilità.

Il presente studio è stato svolto ad un Livello 1 di approfondimento, 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.

A tal riguardo, anche se non previsto nel Livello 1, sono state effettuate delle misurazioni geofisiche sul territorio comunale, in modo da ottenere informazioni più dettagliate sulla risposta sismica locale, necessaria per definire con maggior cura lo studio di MS e per restituire, oltre a quelle richieste, altre carte tematiche importanti per lo sviluppo urbanistico del territorio e per gli eventuali adeguamenti sismici delle strutture.

Tali indagini potranno essere riutilizzate anche per i successivi livelli di approfondimento, che prevedrebbero necessariamente la realizzazione di queste prove.

In determinate aree, lo studio è stato approfondito a un Livello 3, per stimare quantitativamente la pericolosità sismica e per ottenere alcuni dati utilizzabili nelle eventuali fasi di progettazione futura.

Ad ogni modo, i risultati del Livello 1 possono offrire elementi conoscitivi utili per l'adeguamento o il miglioramento di opere esistenti, e per la realizzazione di quelle nuove, orientando il progettista nella scelta degli approfondimenti specifici da eseguire.

3 ASSETTO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E IDROGEOLOGICO DELL'AREA

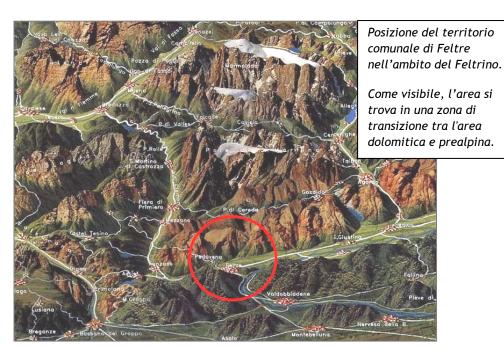
Nel presente capitolo vengono illustrate le principali caratteristiche geomorfologiche e litologicostratigrafiche del territorio comunale con particolare riferimento allo studio di MS, rimandando alle relazioni illustrative e alle tavole del piano conoscitivo geologico del P.R.G. per un maggiore approfondimento.

3.1 Inquadramento geografico

Il territorio comunale di Feltre si estende per 99,79 km² con una popolazione di 20,652 abitanti (censimento al 31/12/2014); è delimitato, a nord dal comune trentino di Mezzano, a est dai comuni di Cesiomaggiore e Lentiai, a sud dal comune di Quero Vas e a ovest dai comuni di Seren del Grappa, Pedavena, Fonzaso e Sovramonte.

Esso appartiene al settore sud-ovest della provincia di Belluno, nell'area geografica denominata "Feltrino", posta al passaggio tra l'area dolomitica e quella prealpina, sviluppandosi in direzione nord-sud; il fondovalle principale, è a quota variabile dai 370 m s.l.m. di Villabruna ai 230 m s.l.m. di Anzù, contornato dalle montagne dolomitiche a Nord (Vetta del Monte Ramezza 2229 m s.l.m.) e da i rilievi prealpini a Sud (M. Aurin 745 m s.l.m., M. Telva 561 m. s.l.m., M. Tomatico 1595 m s.l.m. e M. Miesna a quota 774 m s.l.m.).

Nella cartografia esso è compreso nella Tavoletta alla scala 1:25.000: Feltre (F. 22 II sud-est), mentre è compreso nel Foglio alla scala 1:100.000 Feltre (Foglio n°22) della Carta Geologica d'Italia.

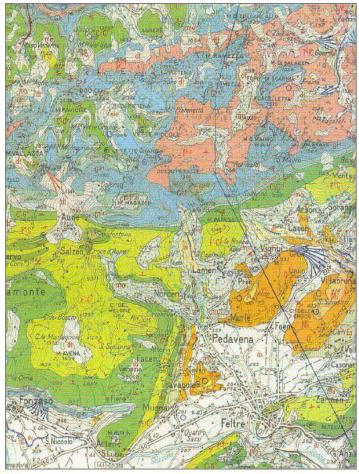


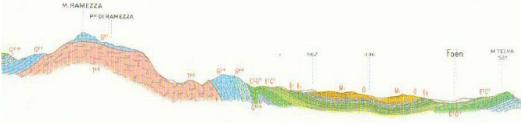
Le conoscenze litologico-stratigrafiche del territorio di Feltre derivano dall'ampia bibliografia esistente mentre le considerazioni di seguito riportate, per quanto riguarda la geologia, geomorfologia e idrogeologia del territorio, sono state riprese dalla "Relazione Geologico-Tecnica esplicativa e conclusiva per il P.R.G. di Feltre" redatta, nell'anno 2005, dal dott. geol. Miglioranza Graziano.

3.2 Inquadramento litologico-stratigrafico locale

Il territorio del comune di Feltre si inserisce in un quadro geologico regionale alquanto complesso. A nord della catena delle Vette Feltrine passa il principale motivo strutturale dell'area, la linea della Valsugana con direzione sud ovest-nord est. Essa separa il basamento cristallino, costituito da formazioni di diversa natura litologica, come rocce intrusive ed effusive, metamorfiche e una successione di terreni dolomitici e calcareo-dolomitici, di età compresa tra il Permiano ed il Trias medio-superiore, dai terreni sedimentari di età compresa tra il Permiano ed il Miocene superiore. Quest'ultimi, con comportamento plastico, si sono raccordati con la pianura veneta attraverso una tettonica compressiva e gravitativa, dando luogo a una serie di pieghe e pieghe-faglie secondo direttrici ad andamento valsuganese.

Le principali dislocazioni per piega sono l'anticlinale M. Coppolo-M. Pelf con direzione WSW-ENE e la sinclinale di Belluno con fianco settentrionale fortemente raddrizzato e quello meridionale a pendio molto dolce. Il fianco di raccordo tra queste due strutture tettoniche è disturbato da due faglie dirette secondo la linea di Belluno, circa ad andamento parallelo; la più settentrionale interessa terreni giurassici, mentre la seconda attraversa formazioni cretaceo-terziarie. A seguire viene riportato un estratto della Carta Geologica del foglio n°22 Feltre con una sezione rappresentativa orientata, grossomodo, nord-sud.



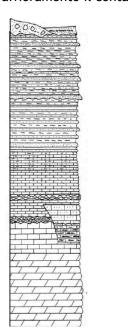


Come si può evincere dalla carta geologica, si possono distinguere tre settori all'interno del territorio del comune di Feltre nei quali il substrato roccioso si differenzia per natura ed età. I termini più antichi, rappresentati dalla Dolomia Principale e dai Calcari Grigi affiorano nella parte più settentrionale del comune, in un territorio limitato a sud, dalla parte sommatale del M. Grave e dal massiccio del M. San Mauro; verso ovest, dalla parte terminale della valle di S. Martino, dal M. Pafagai e dal fianco sinistro della valle di Lamen, confine più occidentale del comune. Da qui, procedendo verso nord queste formazioni costituiscono l'ossatura delle ripide pareti verticali e massicce del Dosso Perazze, Pala Pedavena e Croce D'Aune, del M. Pietena, fino al confine nord del comune di Feltre con la provincia di Trento in corrispondenza de La Pietena, Cima del Diavolo, M. Ramezza.

Compreso tra questo settore a nord e la linea di Belluno a sud, affiorano gli ultimi termini della successione mesozoica, con terreni appartenenti alle formazioni del Rosso Ammonitico Inferiore, della Formazione di Fonzaso, del Rosso Ammonitico Superiore, del Biancone e della Scaglia Variegata e della Scaglia Rossa. Nella parte centrale del territorio comunale, corrispondente al nucleo della sinclinale di Belluno, si rinvengono i termini più recenti della successione, dal Flysch di Belluno a tutti i termini della Molassa feltrina. In particolare in corrispondenza degli abitati di Altin e Vignui, il complesso arenaceo marnoso di Vignui costituisce l'unità più recente all'interno di questo territorio e dell'intera sinclinale di Belluno.

Procedendo verso sud, sul fianco meridionale della sinclinale di Belluno, caratterizzato da pendenze meno accentuate rispetto al fianco settentrionale si ritrovano i termini cretacei ed eocenici del Biancone e della Scaglia Rossa, in corrispondenza del Colle delle Capre e del M. Telva. Nel settore più meridionale del comune di Feltre, in corrispondenza dei versanti del M. Tomatico e del M. Miesna riaffiorano i termini più antichi del Biancone, del Rosso Ammonitico Sup., della Formazione di Fonzaso, del Rosso Ammonitico Inf., del Calcare del Vajont e della Formazione di Igne.

La serie stratigrafica, rilevata durante la redazione delle carte tematiche di natura geologica contenute nel P.R.G. comunale, viene di seguito illustrata partendo dai termini più antichi; alcune formazioni sono state raggruppate all'interno di un unico livello dato che non è presente in affioramento il contatto con la formazione successiva.



Depositi morenici e alluvionali Complesso arenaceo di Vignui Glauconia di Altin/Arenaria di Altin

Marne e siltiti Complesso del Colle della Croce

Mame a Pericosmus Glauconia di Belluno Mame cinerine del T. Colmeda Calcarenite di Pedavena Flysch|di Belluno

Scaglia Rossa

Biancone Rosso Ammonitico Superiore Formazione di Fonzaso /Calcare del Vaiont

Rosso Ammonitico Inferiore

Calcari Grigi / Formazione di Igne

Dolomia Principale

Serie stratigrafica del Feltrino

DOLOMIA PRINCIPALE CALCARI GRIGI	
FORMAZIONE DI IGNE	
CALCARE DEL VAJONT	
ROSSO AMMONITICO INFERIORE FORMAZIONE DI FONZASO ROSSO AMMONITICO SUPERIORE	
BIANCONE SCAGLIA VARIEGATA	
SCAGLIA ROSSA	
FLYSCH DI BELLUNO (EST)	
CALCARE BIOCLASTICO DI PEDAVENA (OVEST)	
MARNE CINERINE A ORIZZONTI BIOCLASTICI DEL T. COLMEDA (OVEST)	
GLAUCONIA DI BELLUNO	
MARNE A PERICOSMUS	
COMPLESSO ARENACEO GLAUCONITICO DEL COLLE DELLA CROCE	
MARNE E SILTITI ARENACEE	
ARENARIA DI ALTIN	
MARNE SILTOSE FINEMENTE ARENACEE	
COMPLESSO ARENACEO MARNOSO DI VIGNUI	

• DOLOMIA PRINCIPALE (Retico-Norico)

Bosellini (1967) descrive l'ambiente di deposizione della Dolomia Principale, riferendolo a bassi ed estesi fondali a sedimentazione prevalentemente carbonatica con caratteristiche variabili nel tempo e nello spazio da subcotidali a intercotidali e sopracotidali. Questa formazione riferita al Norico-Retico viene ancora interpretata dall'autore come una potente serie di banconi dolomitici. Ogni banco è costituito da una successione ciclotemica di 4 unità di sedimentazione. Lo spessore di questa formazione varia da alcune centinaia di metri ad un migliaio, ma dato che nell'area di studio non affiora ne il letto ne il limite superiore con i Calcari Grigi, non è possibile definirne la potenza.

• CALCARI GRIGI (Lias medio-inferiore)

Si tratta di una potente successione di calcari di colore grigio nocciola o biancastra. Casati e Tomai (1969) attribuiscono ai Calcari Grigi una potente successione di calcari di colore nocciola chiaro o rosato alternati a dolomie soprattutto nella parte inferiore. La stratificazione è a volte ben evidente a volte indistinta o in grossi banchi. Il contenuto di macrofossili è rappresentato soprattutto da Crinoidi, visibili ad un esame macroscopico e Brachiopodi più raramente Gasteropodi, Cefalopodi e Bivalvi. La presenza di livelli oolitici e detritici fa pensare ad un ambiente deposizionale epineritico e sublitorale. Il limite con la Dolomia Principale è posto in corrispondenza della comparsa del primo strato calcareo al di sopra delle dolomie in genere scure che contraddistinguono la parte sommatale della formazione sottostante.





• FORMAZIONE DI IGNE (Aleniano-Toarciano)

La Formazione di Igne è caratterizzata secondo Casati e Tomai (1969) da una eterogeneità litologica basata sulla presenza più o meno abbondante di frazione marnosa. Essa è costituita infatti da un'alternanza di calcari e calcari marnosi, selciferi generalmente di colore grigio, a volte con interstratificazioni marnose e argillose per lo più verdine. Rare sono le intercalazioni di dolomie finemente stratificate. La selce si presenta localmente abbondante in noduli, liste, lenti e straterelli. La successione è dal basso verso l'alto, la seguente: marne alternati a calcari marnosi grigi in strati di circa 50 cm di spessore, per una potenza complessiva variabile dai 35 ai 50 metri; livelli decimetrici di calcari e marne per uno spessore variabile di 10 - 20 metri; calcari nodulari verdi e rossi in facies di Rosso Ammonitici, potenti 5 - 10 metri. Il limite superiore della formazione con il Calcare del Vajont è molto netto ed è caratterizzato dalla repentina comparsa di grossi banchi di calcari oolitici poveri o privi di selce.

• CALACARE DEL VAJONT (Dogger)

Calcari ad ooliti, pellets, intraclasti in grossi banchi massicci con strutture trattive, quali *ripple marks* intercalati a sottili livelli micritici a laminazione parallela. La presenza di micriti associate ai banconi oolitici fa ritenere che i calcari siano depositi torbiditici arrivati in un ambiente pelagico dalla vicina Piattaforma Friulana; ne è conferma il progressivo assottigliamento della formazione verso ovest e nord con un progressivo aumento dei livelli micritici e selciferi. Nell'area di studio esso si presenta come intercalazioni di calcari a pellets bianchi nocciola con sottile laminazione entro la Formazione di Fonzaso. Nelle Vette Feltrine, Della Bruna, Martire (1985) individuano alcuni livelli del Calcare del Vajont entro i primi due membri della Formazione di Fonzaso.

• ROSSO AMMONITICO INFERIORE (Malm p.p-Dogger p.p)

Dal Piaz nel lavoro del 1907 e poi Della Bruna, Martire (1985) fanno una dettagliata descrizione di tale formazione. Distinguono innanzitutto tre litofacies: l. stromatolitica, l. nodulare, l. lumachellica. Il limite inferiore giace su una superficie ad *hard-ground* del Toarciano, mentre quello superiore è da porre alla comparsa di calcari grigi e livelli di selce marrone. Le variazioni di spessore fanno ritenere agli Autori che al momento della deposizione la presenza di una struttura *fault-block* creava un aumento batimetrico verso est.

• FORMAZIONE DI FONZASO (Oxfordiano p.p-Calloviano p.p)

Nella serie tipo di questa formazione Borsellini-Dal Cin (1968) individuano cinque unità. Sopra il Rosso Ammonitico Inferiore si hanno tre metri di calcari bianchi senza selce in strati di circa 20 cm; si passa poi a radiolariti micritiche rosse con irregolari intercalazioni di calcari micritico-selciferi per uno spessore di 6.5 metri. Al di sopra si trovano 4 metri di calcari micritico-selciferi a radiolari di colore verdastro in strati sottili con intercalazioni di calcari nocciola a *pellets*. La successiva unità è costituita da intercalazioni del Calcare del Vajont per uno spessore di 22 metri; si termina con una ventina di metri di calcari micritici grigio rossastri in strati di 20 cm di spessore con selce di vario colore e intercalazioni di argilliti verdi. Tali litologie sono interpretate da Borsellini come un adentellato di *facies* di piattaforma e di bacino.

• ROSSO AMMONITICO SUPERIORE (Titoniano p.p-Oxfordiano p.p)

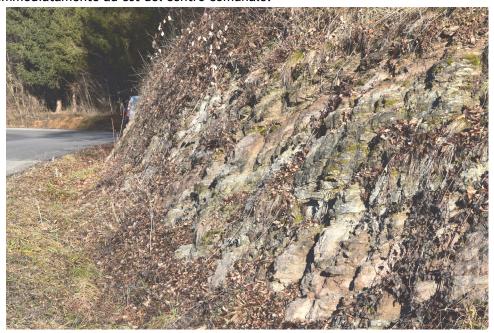
Si tratta di calcari rossi nodulari ammonitici, sbiaditi verso la base e più violacei verso il tetto; contengono anche intercalazioni silicee bianche e rosse per uno spessore complessivo di circa 40 metri. Della Bruna, Martire (1985) limitano questa formazione a qualche metro limitandola al letto da un livello di grossi noduli di selce rossa e al tetto dalla scomparsa della nodularità e da una generale decolorazione che dal rosso passa al bianco. La stratificazione è massiccia, in strati di spessore decrescente da oltre 1 metro alla base a circa 15 centimetri al tetto. Il ritorno a questa litofacies nodulare dopo l'intervallo di livelli bacinali viene considerato come effetto di un aumento di energia delle correnti di fondo.

• BIANCONE E LA SCAGLIA VARIEGATA (Cretaceo p.p-Malm p.p.)

Calcari micritici bianchi a sfaldatura concoide in strati di circa 50 cm con selce prima rossa poi grigia ed abbondanti superfici stilolitiche di pressione (spessore circa 150 metri). Segue un livello di qualche metro di spessore costituito da un livello rossastro vagamente nodulare compatto. Nel lavoro di Dal Piaz del 1907, i livelli sopra citati vengono attribuiti al Titoniano sup. e descritti come calcari compatti bianco-avorio, calcari scagliosi e calcari compatti bianco-opaco. Si hanno di seguito calcari più opachi in strati di 10-20 cm e ricchi di selce sia in noduli che in lenti. Specialmente nella parte superiore della formazione sono presenti livelletti argillosi interstratificati a strati decimetrici di calcari lievemente marnosi a volte rosati a volte bianchi con sfumature grigio-nere. Quest'ultima litologia è associata a noduli di selce nera e a degli interstrati di *black-shales* con noduli di marcassite (Scaglia Variegata). Doglioni (1991) attribuisce a questa formazione uno spessore di circa 700 metri per la sezione lungo la Valle del Cismon anche se sono presenti notevoli variazioni locali di potenza.

• SCAGLIA ROSSA (Eocene inf.-Cretaceo sup.)

Alla base è costituita da strati decimetrici di micriti rosa intercalati a livelli centimetrici di marne. Sono presenti noduli di selce rossa o gialla; verso l'alto si hanno strati di circa un metro si spessore più marnosi di colore rosso intenso. Il limite inferiore è stato posto in corrispondenza del calo di contenuto in selce, della variazione di colore e della caratteristica frattura scagliosa; il limite superiore alla comparsa di marne grigie alternate a livelli argillitici con le tipiche strutture torbiditiche. Il contenuto in macrofossili è rappresentato da rari Echinidi, mentre abbondante è il contenuto di microfaune a foraminiferi platonici. L'età della Scaglia Rossa è compresa tra il Turoniano e l'Eocene inferiore. Il limite Cretaceo-Paleogene è segnato da un hard-round al quale corrisponde una lacuna stratigrafica a carattere regionale. A seguire una foto della formazione scattata immediatamente ad est del centro comunale.



• FLYSCH DI BELLUNO (Eocene)

Si tratta di una successione di banchi calcarenitici arenacei e subordinatamente ruditici e siltosi, grigi se freschi, giallastri quando alterati alternati a siltiti marnose e marne grigie, generalmente di spessore prevalente rispetto ai livelli grossolani (Grandesso, Stefani, 1991). Nei dintorni di Feltre presenta nella parte inferiore banchi di spessore variabile da 40 cm a 60 cm. Man mano che si sale nella formazione lo spessore della frazione arenacea diminuisce fino a qualche centimetro e diventa subordinata alla frazione politica. Sono presenti nella zona di Feltre strutture trattive e di erosione più rare che nell'area di Belluno. Il Flysch di Belluno è presente solo nella parte est dell'area, mentre più a ovest si passa lateralmente al calcare bioclastico di Pedavena. Questa eteropia può essere messa in relazione con la situazione paleogeografia dell'area che durante l'Eocene inferiore e medio era posta al limite del bacino Bellunese con l'area più elevata della Ruga Trentina. La potenza del Flysch è variabile e può raggiungere i 1200 metri a sud del Colle della Pria (Grandesso 1976). A seguire una foto della formazione scattata immediatamente a nord del centro comunale.



• CALACRE BIOCLASTICO DI PEDAVENA (Eocene inf.-medio)

Tale formazione è limitata alla parte più occidentale dell'area in quanto verso est passa in eteropia con il Flysch di Belluno; la sua sedimentazione è dovuta agli apporti provenienti dal margine della Ruga Trentina. La sua successione è caratterizzata da alternanze irregolari di marne argillose grigiogiallastre, calcareniti in strati gradati e laminati e calcari bioclastici nocciola, talora in banchi a stratificazione discontinua, dove è spesso evidente una disposizione disorientata dei clasti (Grandesso 1976). La potenza di questo complesso è stata valutata sui 200 metri. I fossili sono costituiti quasi totalmente da macroforaminiferi e resti di alghe. Il limite inferiore è netto, rappresentato dal brusco passaggio alle marne fogliettate della Scaglia Rossa. Anche il limite superiore è ben definito con le marne grigie soprastanti. L'età è riferibile all'Eocene inferioremedio.

• MARNE CINERINE A ORIZZONTI DEL T. COLMEDA (Eocene medio-sup.)

Questa formazione è costituita da marne argillose cinerine fogliettate con intercalazioni di arenarie grigio-rossastre ad abbondante biotite e da calcareniti bioclastiche in noduli e lenti. Il limite inferiore è netto: si passa bruscamente dai calcari bioclastici della formazione sottostante alle marne cinerine fogliettate. Anche il limite con la Glauconia di Belluno è facilmente individuabile in corrispondenza di un marcato contatto erosivo tra le marne debolmente arenacee e le soprastanti arenarie medio-fini molto glauiconitiche. La potenza di queste marne è di circa 300 metri, l'età risale all'Eocene medio - superiore (Grandesso 1976).

• GLAUCONIA DI BELLUNO (Oligocene sup.-Cattiano)

Si tratta di un conglomerato trasgressivo fortemente glauconitico e rappresenta un orizzonte guida nell'ambito del Bacino Bellunese. E' costituito da arenarie da medio-fini a grossolane, ricchissime in glauconite, con frequenti ciottoli quarzosi e selciferi, abbastanza arrotondati e zeppe soprattutto nella parte inferiore di macrofossili. La Glauconia di Belluno corrisponde al livello più antico della successione molassica bellunese ed è rappresentata da un bancone potente circa 5 metri, di colore verde scuro. Talora il banco glauconitico poggia con un contatto irregolare su di un banchetto calcarenitico a nullipore, moloto bioturbato. La formazione è limitata inferiormente dal Flysch di Belluno ad oriente e dalle Marne cinerine del T. Colmeda ad occidente. Superiormente si passa gradualmente, in continuità di sedimentazione alle marne con intercalazioni arenacee più o meno glauconitiche. Il contenuto fossilifero è assai abbondante e vario ed è rappresentato soprattutto da

lamellibranchi e subordinatamente da gasteropodi, echinidi squame e denti di pesce e resti di altri vertebrati. L'età di tale formazione è Oligocenica superiore (Cattiano).

• MARNE A PERICOSMUS MONSVIALENSIS (Cattiano p.p-Aquitaniano p.p)

Tale formazione è costituita da marne argillose grigio-cenerine molto micacee con intercalazione di calcareniti e arenarie più o meno glauconitiche. Inferiormente e superiormente la granulometria è leggermente più grossolana e più micacea con presenza più o meno abbondante di glauconite. Il tutto sembra concordante al letto con la Glauconia di Belluno e la tetto con il complesso arenaceo glauconitico del Colle della Croce. Le frazioni più grossolane contengono la maggior quantità di fossili, soprattutto pettinidi e lamellibranchi, squame e denti di pesci, coralli ed echinidi. La potenza complessiva è valutabile intorno ai 45-50 metri ed un'età compresa tra il Cattivano p.p. e l'Aquitaniano p.p.

• <u>COMPLESSO ARENACEO GLAUCONITICO DEL COLLE DELLA CROCE (Aquitaniano-Burdigaliano inf.)</u>

Esso è rappresentato quasi totalmente da arenarie fini micacee passanti al letto e al tetto ad arenarie medio-fini fortemente glauconitiche. La Glauconia alla base indica come la "Glauconia del Colle della Pria" sia costituita da un unico bancone di circa 3 metri depositatosi in apparente concordanza sopra il livello marnoso della formazione sottostante. Verso l'alto si passa, attraverso alternanze di siltiti debolmente glauconitiche ed arenarie fini molto micacee e poco fossilifere a due banconi glauconitici ravvicinati denominati entrambi "Glauconia del Colle della Croce". Il bancone sommitale presenta numerosi ciottoli quarzosi e selciferi di dimensioni centimetriche. Il tetto della formazione sembra concordante con le marne siltose soprastanti. I macrofossili sono presenti quasi esclusivamente nei livelli glauconitici dove sono rappresentati da lamellibranchi, coralli, scafopodi, resti vegetali fluitati di dimensioni anche decimetriche. La potenza complessiva di questo intervallo è di circa 35 metri, mentre la sedimentazione è avvenuta durante l'Aquitaniano e l'inizio del Burdigaliano. A seguire una foto della formazione scattata in località Lasen.



• MARNE E SILTITI ARENACEE (Burdigaliano)

La parte inferiore della formazione è costituita da marne siltose fogliettate, debolmente arenacee ad abbondante mica, di colore grigio o verdastro e spesso ricoperte da una patina giallo-rossastra di ossidazione. Verso l'alto la loro granulometria diventa leggermente più grossolana sfumando a siltiti arenacee o ad arenarie fini localmente glauconitiche, per poi ritornare a tratti marnose. Sono concordanti al letto con la "Glauconia del Colle della Croce" e al tetto con arenarie grigie massicce

a resti vegetali fluitati. La formazione è facilmente erodibile e se imbevuta d'acqua ha un comportamento plastico con alta predisposizione alla franosità. Essa ha una grande estensione orizzontale; è infatti presente con caratteristiche litologiche analoghe in tutta la sinclinale di Belluno e in Alpago dove è indicata come Marna di Bolago. I fossili sono abbondanti nella parte inferiore e nei livelli più arenacei verso la sommità. La potenza rilevata nei dintorni di Feltre è di circa 120-130 metri e la sedimentazione di queste marne e siltiti arenacee è avvenuta durante il Burdigaliano.

• ARENARIA DI ALTIN (Burdigaliano sup.)

Tale formazione è costituita da arenarie fini e medio-fini color grigio cenere, molto micacee e massicce, con frequenti tracce di bioturbazione che non presentano una evidente stratificazione. Sono concordanti al letto con le marne e siltiti arenacee della formazione sottostante e al tetto con la Glauconia di Altin. Il contenuto fossilifero è limitato a resti vegetali di dimensioni anche decimetriche. Tale formazione potente circa 11 metri si è depositata durante il Burdigaliano superiore.

• GLAUCONIA DI ALTIN (Burdigaliano sup.)

Corrisponde ad un bancone massiccio, potente circa 6 metri, di arenarie medio-fini molto glauconitiche e micacee a rari ciottoli quarzosi contenenti una discreta frazione carbonatica. Verso la sommità passa gradualmente, con progressiva diminuzione di glauconite, a siltiti marnose finemente micacee. E' molto compatta e resistente ai processi di alterazione meteorica tanto da formare con la sottostante Arenaria di Altin un evidente gradino morfologico che contorna quasi ininterrottamente il rilievo di Altin-Vignui. Il contenuto fossilifero presenta un buon numero di forme soprattutto nella parte inferiore del banco. L'età della Glauconia di Altin è attribuita al Langhiano inferiore.

• MARNE SILTOSE FINEMENTE ARENACEE (Langhiano)

Queste siltiti marnose sono di colore variabile tra il grigio verde alla base e il grigio cenerino verso la sommità. Hanno un elevato contenuto di muscovite e di fossili, non presentano alcuna stratificazione eccetto che nella parte mediana, più argillosa, dove risultano particolarmente fogliettate. Queste siltiti marnose si sono depositate sopra la Glauconia di Altin dalla quale fanno passaggio in modo rapido ma graduale. Verso l'alto il contenuto fossilifero diminuisce e parallelamente si passa a siltiti marnose finemente arenacee su cui poggiano le calcareniti micacee grigio giallastre del "Sass Mort". I fossili sono rappresentati da lamellibranchi e in minor misura da gasteropodi e coralli. L'età di questa formazione è Langhiana.

• COMPLESSO ARENACEO MARNOSO DI VIGNUI (Langhiano)

Il complesso arenaceo marnoso di Vignui costituisce l'unità più recente all'interno del territorio del comune di Feltre e in genere dell'intera sinclinale di Belluno.

E' possibile distinguere due livelli:

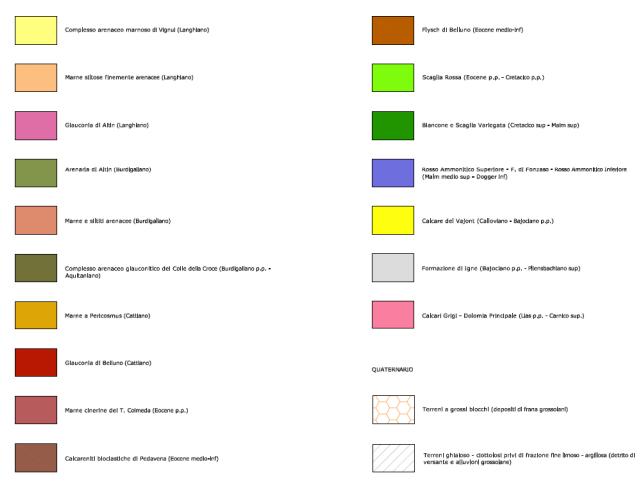
- arenaria micacea grigio giallastra in banchi con rare intercalazioni siltose (Saa Mort);
- o alternanze di marne siltose e calcamenti arenacee grigio giallastre.

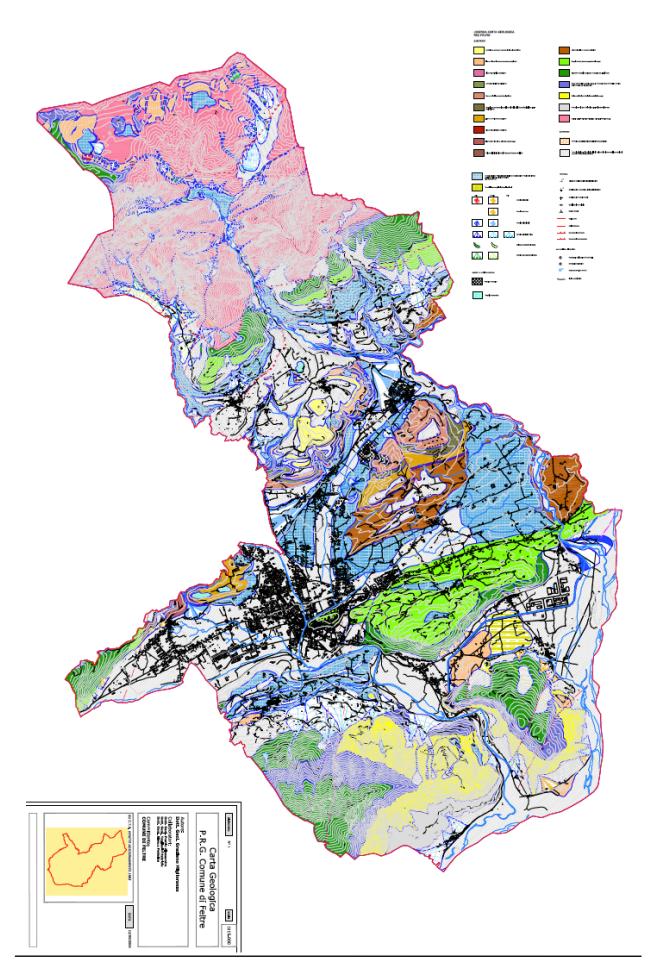
Il membro inferiore è rappresentato alla base da calcareniti grigio-chiaro (Sass Mort nel Feltrino) che si alternano facilmente assumendo una patina giallo-ocra, sono molto micacee e talora manifestano alla base letti glauconitici; si presentano in banchi di circa 4-6 metri intercalati da 20-80 cm di siltiti cinerine sottilmente fogliettate. Verso l'alto la calcarenite diventa meno compatta e gradualmente lascia il posto a marne siltose finemente micacee, potenti qualche metro con le quali inizia la successione ad alternanze che caratterizza il membro superiore della formazione. Esso è costituito da marne siltose, subordinate, verso l'alto, a calcareniti finemente arenacee in strati con limite netto al letto e più sfumato al tetto. Questo complesso è potente circa 100 metri di cui 35 metri sono attribuiti al membro inferiore e i restanti al membro superiore. Il contenuto fossilifero

non è abbondante; nei banconi calcarenitici si riconoscono pochi echinidi, coralli e qualche Pecten, mentre nelle frazioni marnose sono presenti coralli e lamellibranchi. L'età è verosimilmente ancora langhiana come è stato verificato per i livelli inferiori delle alternanze. A seguire una foto della formazione rocciosa appena descritta, al limite con la formazione di Altin.



A seguire viene proposto uno stralcio della Carta Geologica del P.R.G.





3.3 Assetto geomorfologico locale e descrizione dei depositi quaternari

Il territorio del comune di Feltre corrisponde in maniera tributaria al bacino del fiume Piave; i suoi principali affluenti sono infatti il torrente Caorame, il torrente Colmeda, il torrente Stien, il torrente Stizzon ed il torrente Sonna. Gli elementi morfologici caratterizzanti di questo territorio sono ovviamente l'ampia Val Belluna, orientata grossomodo in concordanza con la principale linea tettonica regionale (la linea della Valsugana), e le ortogonali valli di San Martino e di Lamen che costituiscono un asse nord-sud, fisiograficamente racchiuso da gruppi montuosi che superano anche i 2000 m s.l.m. (M. Pietena, 2194 m; M. Ramezza, 2229 m). La confluenza tra gli affluenti ed il fiume Piave avviene ad una quota compresa tra i 200 m e i 230 m s.l.m. Il territorio presenta quindi notevoli dislivelli, un reticolo idrografico piuttosto inciso e una accentuata articolazione del rilievo.

Tutto ciò, associato alle scadenti caratteristiche meccaniche di alcune delle formazioni affioranti, determina una elevata predisposizione al dissesto che si è manifestata fin dalle fasi immediatamente successive alla deglaciazione. I principali centri abitati della valle sono distribuiti nelle zone meno acclivi e generalmente esposte a sud, questo storicamente per ovviare alle rigide temperature che superano per diversi mesi all'anno il limite dello zero termico e per sfruttare le dolci pendenze e l'abbondanza di suolo per fini pastorali e agricoli. Questa distribuzione urbanistica ereditata dal passato è ancor oggi presente e ben conservata, nonostante la tendenza di questi ultimi decenni all'abbandono dei mestieri agricoli e ad un importante sviluppo industriale del territorio.

La rete stradale è decisamente sviluppata e articolata: l'arteria di maggior rilievo è sicuramente costituita dalla S.S. 50 che attraversa la Val Belluna e collega Feltre a Belluno, e la S.S. 348 che collega il territorio comunale alla Provincia di Treviso; di notevole importanza e di forte impatto paesaggistico sono anche le strade comunali che collegano le frazioni interne.



La complessa evoluzione geomorfologica quaternaria cui è stata sottoposta la valle ha determinato la creazione di forme e la deposizione di sequenze sedimentarie originate da processi tipologicamente ben differenziati. Contrariamente a quanto è successo in valli limitrofe, qui tali depositi si sono conservati, anche grazie a grandi fenomeni franosi che hanno "congelato" situazioni morfologiche pregresse, mentre, in altri luoghi, le hanno completamente obliterate.

Oggettivamente ciò che più colpisce ad un primo sguardo, anche superficiale, è la notevole differenza nella morfologia del territorio; esso si distingue infatti da una porzione centrale caratterizzata da litotipi a comportamento duttile, i quali presentano una morfologia dolce e collinare, e due porzioni (una settentrionale ed una meridionale) in cui il territorio si presenta con una importante incisione del reticolo idrografico che testimonia oltre ad un differente comportamento reologico dei materiali, una intensa attività tettonica anche recente.

Altro elemento morfologico caratterizzante è la presenza di numerosi e ingenti accumuli di frana, anche presente come materiale detritico grossolano. La predisposizione al dissesto è stata favorita oltre che dal repentino approfondimento del reticolo idrografico, anche dalle scadenti caratteristiche meccaniche di alcune delle formazioni rocciose affioranti. Litologie strutturalmente complesse e/o caratterizzate da presenza di termini argilloso-limosi quali la Formazione di Fonzaso, il Flysch Eocenico e le marne della Molassa Bellunese si sono dimostrate particolarmente predisponenti per l'innesco di fenomeni franosi anche di notevoli dimensioni (frana dei Collesei) che non hanno però stravolto la morfologia della valle. Ovviamente le tracce di questa passata dinamica gravitativa si arrestano in corrispondenza dell'ultima espansione glaciale Würmiana che ha in qualche modo azzerato, anche se non del tutto, le testimonianze precedenti.

DEPOSITI

Vedremo ora di descrivere più in dettaglio i vari depositi quaternari presenti nel territorio.

• Depositi glaciali

È possibile suddividere i depositi glaciali rinvenuti nel territorio del comune di Feltre in due tipologie principali, di seguito descritte.

1. Depositi morenici del ghiacciaio di fondo valle: apparati morenici attribuibili alla confluenza del ghiacciaio della Val Belluna e del ghiacciaio del Cismon avvenuta durante la massima espansione Wurmiana.

I depositi corrispondenti al ghiacciaio di fondo valle sono sicuramente i più numerosi e arealmente più distribuiti all'interno dell'area studiata. La distinzione tra le due lingue glaciali principali è possibile effettuarla non tanto per la *facies* in cui si presentano i depositi, bensì per le caratteristiche petrografiche degli stessi. Questi depositi sono caratterizzati da una tessitura *matrix supported* (i clasti sono presenti ma sono completamente circondati e avvolti in una matrice limoso argillosa il più delle volte sovraconsolidata), il taglio granulomentrico dei clasti è compreso fra le

ghiaie ed i ciottoli mentre la matrice si colloca nell'ambito dei limi argillosi e argilla debolmente limosa con una colorazione grigio brunastra, come riportato nella figura a fianco e ripresa dalla Relazione Geologica del P.R.G. Questi materiali affiorano copiosamente su tutto il fondo della valle principale, in particolare ai piedi dell'abitato di Tomo, nell'area compresa tra Vignui, Lasen, Pren, loc. Case Bianche e Arson; il sedimento risulta essere fortemente sovraconsolidato. Il grado di sovraconsolidazione è determinato innanzitutto dal fatto che il deposito è ricco di matrice argillosa, la quale presenta una sorta di "memoria storica".



Da un punto di vista morfologico l'unione delle due grandi lingue glaciali nella Val Belluna doveva creare una serie di sovrapposizione di eventi che complicano sicuramente la ricostruzione paleoambientale dell'area. A testimonianza di ciò vanno descritti i depositi cementati rinvenuti in prossimità della stazione ferroviaria e riportati nella figura seguente, ripresa dalla Relazione Geologica del P.R.G. comunale.



Tali depositi sono posizionati alla quota di 256 m s.l.m., al di sotto di un cospicuo ed importante deposito morenico in facies di *till* d'alloggiamento. Il corpo sedimentario si presenta ben stratificato e classato. Il grado di *sorting* (grado di selezione granulometrica dei clasti) è elevato ed il deposito si presenta risciacquato dalla matrice fine. Tali caratteristiche deposizionali sono proprie di un ambiente alluvionale o fluvioglaciale. Da un punto di vista petrografico i clasti sono costituiti essenzialmente da calcari e dolomie e sono quasi del tutto assenti clasti di origine metamorfica. È oltretutto apprezzabile una lieve embricatura (tipo di disposizione dei clasti tabulari, utile per la determinazione della direzione di flusso) che testimonierebbe una corrente di direzione est-ovest. Altrettanto interessanti sono i depositi cementati ritrovati nella porzione nord del territorio, ai piedi delle Vette Feltrine, in corrispondenza del detrito di versante, di cui si riporta, a seguire, la foto



2. Depositi morenici riferibili a ghiacciai locali

Il secondo tipo di depositi glaciali presenti nel territorio comunale può essere riferito ai ghiacciai così detti "locali". I ghiacciai locali sono quelli che prendono origine dai circhi soprastanti il territorio comunale e più precisamente all'interno del complesso delle Vette Feltrine. Nella zona della Busa delle Vette e Busa di Pietena la morfologia si presta a facile interpretazione come zona di circo glaciale con i ghiacciai che vergevano verso sud. Le differenze sostanziali con i depositi

precedentemente descritti sono sia di tipo petrografico che di tipo sedimentologico. Da un punto di vista petrografico questi depositi si presentano composti di rocce autoctone, o per meglio dire da clasti provenienti da litologie presenti nel bacino idrologico in esame, mentre da un punto di vista sedimentologico se il deposito pur si presenta in *facies* diamittica (clasti privi di organizzazione e struttura) massiva in cui i clasti, prevalentemente calcarei, si presentano da angolosi a subarrotondati, il grado di alterazione è scarso o poco apprezzabile, la matrice è prevalentemente limoso-sabbiosa e la tessitura è *clast supported* (i ciottoli sono a contatto gli uni con gli altri e la matrice va a riempire le intercapedini prodotte da tale contatto).

Oltre a questi due tipi di deposito è stato osservato anche del materiale che può essere attribuito al cosiddetto *till* di colata, ovvero depositi trasportati per trazione e depositati per colamento durante il ritiro del ghiacciaio (Bini, 1999). Tra i *till* di colata i più noti sono sicuramente quelli rappresentati morfologicamente dalle morene frontali e dalle morene laterali. Nell'area oggetto di studio vi sono alcuni cordoni morenici frontali in prossimità della vetta del M. Pietena. Esso appare con clasti da subangolosi ad angolosi, ed (una volta pulito l'affioramento da detrito superficiale) è apprezzabile una leggera classazione dovuta a più colate sovrapposte, sempre presenti in un deposito frontale o laterale. In questo caso la totalità dei clasti appartiene litologicamente alla dolomia soprastante il deposito, e il taglio granulometrico così grossolano come il grado di arrotondamento esiguo sono da attribuire essenzialmente allo scarso trasporto subito dal materiale.

• Depositi alluvionali

I depositi alluvionali presenti nel territorio comunale di Feltre possono essere divisi in base alla natura e alla tipologia di genesi; per questo nella Carte Geomorfologica del P.R.G. si è cercato di suddividerli sia per età sia per caratteristiche granulometriche.

Successione temporale:

- o depositi attivi;
- depositi recenti (i quali non subiscono più apporto di sedimenti, ma la loro genesi è avvenuta in ambiente post-glaciale):
- o depositi antichi (la deposizione è avvenuta in ambiente periglaciale distale).

Suddivisione granulometrica:

- o materiali a prevalenza limoso sabbiosa (FS);
- o materiali a prevalenza sabbioso ghiaiosa (SG);
- o materiale con pari distribuzione di limi, sabbie e ghiaie (FSG).

Un deposito alluvionale ha origine per numerose e ripetute esondazioni di un corso d'acqua, il quale rilascia in una zona di scarsa energia (generalmente rappresentata da una zona pianeggiante) il materiale che portava in carico. Il taglio granulometrico del materiale deposto sarà quindi direttamente proporzionale alla portata del corso d'acqua. Essendo la portata di un torrente estremamente variabile il deposito alluvionale sarà quindi costituito da diversi livelli granulometrici, ognuno di essi testimone di una certa energia idraulica. È proprio questa stratificazione che contraddistingue un deposito alluvionale da altri depositi quaternari.

Il reticolo drenante del territorio in esame è estremamente articolato, e si può grossolanamente suddividere in due unità morfologiche principali.

1. Unità morfologica delle valli tributarie

L'unità morfologica delle valli tributarie è quella compresa dalle scoscese pareti delle Vette Feltrine. Il reticolo si presenta estremamente inciso e lungo la Val di S. Martino e la Val di Lamen scorre in gran parte incassato in una profonda valle all'interno della quale non si rinvengono, se non localmente, depositi che siano direttamente ricollegabili all'azione dell'acqua e comunque generalmente attivi. La natura litologica dei materiali alluvionali presenti in questa unità rispecchiano, ovviamente, la sequenza stratigrafica affiorante, i clasti sono quindi prevalentemente di natura calcarea ed il loro grado di arrotondamento è elevato. Localmente questi depositi si

presentano strutturati in livelli suborizzontali ben gradati e classati mostrando elementi embricati. Sono abbastanza diffusi anche ciottoli e blocchi, a testimonianza di regimi di piena tipici dei torrenti alpini.

2. Unità morfologica della Val Belluna

L'unità morfologica della Val Belluna è invece più articolata e complessa, essa infatti è la risultante di diversi episodi di deposizione e successiva erosione da parte di diversi agenti idraulici.

La caratteristica principale di tale deposito è il dilavamento delle cotiche superficiali di materiale morenico da parte delle acque di fusione e di precipitazione; di conseguenza tali depositi hanno una litologia variegata e da un punto di vista petrografico del tutto simile a quella del materiale morenico presente nella zona però con una percentuale di litotipi autoctoni maggiore. Il deposito presenta spesso cementazione, in quanto la temperatura delle acque (ancora piuttosto rigida) favorisce il dissolvimento del carbonato di calcio presente nei clasti; il carbonato di calcio riprecipitando, quando le condizioni chimico fisiche lo consentono, produce una cementazione importante. Tali caratteristiche sono molto ben evidenti, ad esempio, nei depositi ritrovati lungo le pareti settentrionali del monte Tomatico.

Nell'unità morfologica della Val Belluna uno dei depositi alluvionali di maggior estensione è quello costituito da materiali antichi. Sono stati chiamati così tutti i depositi alluvionali rinvenuti a quote altimetriche tali da non poter essere ricollegabili all'idrografia presente oggi, bensì appartenenti ad una idrografia propria di una paleotopografia con livelli di base completamente differenti da quelli presenti oggi nell'area di studio. I depositi sono spesso cementati a attribuiscono al deposito una caratteristica litotecnica pari quasi a quella di litologia in posto, questa caratteristica conserva il deposito alluvionale da una erosione accelerata generalmente scontata in presenza di depositi alluvionali. In affioramento è quindi possibile apprezzare sia l'inclinazione degli strati a diversa energia sia l'embricatura dei clasti, tutti elementi che determinano la direzione del corso d'acqua. A seguire una foto di un deposito alluvionale antico scattata in prossimità della località Arson.



All'interno dell'unità morfologica della Val Belluna troviamo anche le alluvioni recenti. Con tale termine si intendono tutti quei depositi inattivi (non più alimentabili da nuovi apporti di materiale) generatisi per deposizione alluvionale in un sistema idrografico con caratteristiche simili a quello ancor oggi esistente, con le aste fluviali quindi coincidenti con quelle attuali anche se talvolta con un livello di base leggermente diverso. Da un punto di vista di *facies* deposizionale queste alluvioni sono del tutto simili a quelle precedentemente descritte, le differenze si manifestano

sostanzialmente nella petrografia e nel grado di cementazione del deposito. La petrografia è infatti quasi essenzialmente costituita da litologie autoctone, cioè facenti parte di litologie presenti nel bacino di studio. Se infatti nelle alluvioni antiche un fattore importante per la composizione della petrografia del deposito era rappresentato dal rimaneggiamento del materiale morenico (il quale è ricco in clasti esotici), nelle alluvioni recenti tale materiale è stato già rimaneggiato, di conseguenza l'apporto di clasti è appannaggio dei fenomeni di erosione presenti all'interno del bacino. Altra differenza importante è sicuramente rappresentata dall'assenza di cementazione di questo deposito. Seppur non ubiquitaria, nei depositi alluvionali antichi la cementazione è sicuramente diffusa e costituisce un fattore caratterizzante del deposito, mentre in quelli recenti la cementazione è del tutto assente.

Le alluvioni attive sono invece rappresentate da tutti quei depositi che sono tutt'oggi soggette ad apporto di nuovo materiale alluvionale. Sono quindi quei depositi presenti all'interno di un alveo fluviale e nelle sue immediate vicinanze, laddove si possono depositare materiali alluvionali in periodi di piena o comunque forte portata. A seguire una foto dell'alveo attuale del torrente Stizzon in cui sono presenti sia le alluvioni attive sia quelle recenti.



• Depositi gravitativi

Tra i vari tipi di deposito presenti nel territorio comunale, quelli gravitativi sono tra i più diffusi. Derivano direttamente dall'azione della gravità sui materiali che costituiscono il rilievo, che è inclusa tra i processi di denudazione e modellamento dei versanti. Possono essere processi che si manifestano prevalentemente in modo estensivo, quali la caduta di detrito, il *creep*, la gelifrazione ecc., o che assumono carattere localizzato come ad esempio il franamento o il trasporto di massa. Nel primo caso daranno quindi luogo ad accumuli detritici che sono generalmente presenti al piede delle pareti rocciose principali (M. Pietena, M.Ramezza, M. Pafagai, M. S. Mauro ecc.). Si tratta di depositi che presentano una classazione legata direttamente all'inerzia accumulata dal materiale durante le fasi di caduta, per cui si ha una maggior concentrazione di clasti grossolani (blocchi) nelle porzioni più distali del deposito. Vista la brevità del percorso effettuato il grado di arrotondamento dei clasti risulta compreso fra l'angoloso ed il subangoloso, il taglio granulometrico varia dalle ghiaie ai blocchi, la matrice ove presente corrisponde a sabbie anche grossolane. In alcuni casi è possibile riscontrare un principio di cementazione (brecce di versante) connessa anche alla natura calcarea di tali depositi. Questi si possono organizzare morfologicamente come coni di detrito o come falde detritiche.

L'abbondanza di materiale presente all'interno di queste forme di accumulo varia a seconda delle condizioni dell'ammasso roccioso dal quale proviene; infatti, in corrispondenza di porzioni rocciose

fortemente diaclasate, esiste la possibilità di un'alimentazione continua specie nei periodi in cui la temperatura oscilla ripetutamente sopra e sotto lo zero. Un esempio piuttosto evidente della stretta relazione che intercorre tra tettonizzazione dell'ammasso roccioso e abbondanza di detrito disponibile, si può osservare in Val Fratta e lungo lo Scalone di Pietena. Si incontrano delle coltri molto potenti di detrito derivante dal modellamento del versante, interessato da importanti discontinuità tettoniche. Questa abbondante disponibilità di materiale detritico influisce anche sulla frequenza di alcune particolari tipologie di dissesto quali i debris flow che, in questo settore, risultano particolarmente attivi specialmente in corrispondenza delle brevi ma intense piogge estive. Un altro settore dove sono presenti in abbondanza falde detritiche e detrito di versante sparso è rappresentato dal versante meridionale del monte Telva e quello settentrionale del Monte Tomatico, in tali porzioni il detrito risulta però essere per lo più inattivo, l'energia del rilievo è qui molto inferiore rispetto gli ammassi rocciosi di alta quota; inoltre sia da un punto di vista tettonico, sia per quanto riguarda il crioclastismo in questa porzione del territorio le condizioni sono meno penalizzanti.

A seguire si riporta un'immagine catturata in corrispondenza del ristringimento vallivo del torrente Stizzon, al passaggio tra il detrito di versante e il materiale alluvionale grossolano.





All'intero dei depositi di origine gravitativa sono da considerare anche i materiali che costituiscono gli accumuli di frana, i quali sono sparsi lungo tutto il territorio comunale, anche se divisi per

tipologia. I fenomeni franosi tipici delle litologie così dette "fragili" sono essenzialmente fenomeni di crollo, debris flow ed anche fenomeni di scivolamento lungo strato mentre le frane rappresentative delle litologie duttili sono colamenti e scivolamenti rotazionali.

All'interno del territorio comunale, oltre ai *debris flow* già descritti, vi sono due grandi frane che interessano le litologie fragili: la frana per crollo del Monte Pietena e la frana dei Collesei.

La prima, se non altro per la sua ubicazione, è quella di minor interesse per l'incolumità della popolazione. Essa infatti è posta a quota 1950 m s.l.m. nel cuore delle Vette Feltrine. La frana ebbe origine quando il ghiaccio scomparve completamente dalla valle.

Altro fenomeno analogo al precedente, ma di maggior riscontro sulla popolazione, è la frana dei Collesei. Essa, generatasi per il ritiro del ghiacciaio che occupava la Val Belluna, ha creato un classico fenomeno di sbarramento e deviazione di corso fluviale. Originariamente, infatti, il corso del fiume Piave, al tempo ancora facente parte di un apparato fluvioglaciale, doveva scorrere all'interno della valle in direzione est-ovest. La frana dei Collesei ha però impedito la continuazione di tale scorrimento, creando uno sbarramento insormontabile (originariamente la frana doveva essere di dimensioni maggiori di quelle riscontrabili oggi). Se si osserva una carta topografica della zona appare evidente come il fiume Piave faccia una deviazione di circa 90 gradi verso sud in prossimità dell'abitato di Nemeggio, una deviazione così brusca non sarebbe giustificabile in natura se non grazie ad uno sbarramento che ostacoli il normale deflusso del corso d'acqua verso valle. Un altro fenomeno correlato allo sbarramento è la deposizione di materiale lacustre immediatamente a monte della frana. Una volta occluso il flusso idrico, lo sbarramento funziona esattamente come una diga, la quale non permette il defluire delle acque e si crea appunto un lago, la cui deposizione è regolata da dinamiche di decantazione già spiegate sopra. Testimonianze di questo lago sono state rilevate ad est della frazione di Anzù.

Nel territorio comunale sono presenti altre piccole frane di tipo rototraslazionale in corrispondenza di depositi incoerenti come, ad esempio, all'imbocco della Val di S. Martino, dove la frana coinvolge del detrito morenico, ricco di matrice argillosa, tipico dei depositi in *facies* di *till* di alloggiamento. Se pur di dimensioni ridotte queste piccole frane costituiscono una situazione di pericolosità elevata perché interessano diverse porzioni del territorio, in quanto oltre ad innestarsi sul detrito morenico (con le caratteristiche spiegate sopra) possono avere origine anche nei potenti interstrati marnoso-argillosi della Molassa e del Flysch Eocenico.

Infine, molto abbondante in tutto il territorio comunale è il detrito eluviocolluviale che caratterizza la roccia alterabile e che ricopre gran parte dei versanti ad acclività medio-bassa. La sua composizione varia in funzione della natura del substrato così come la qualità e quantità della matrice. Lo spessore di tali coperture non è mai rilevante ma laddove la matrice mostra un'elevata concentrazione di materiale fine, esiste la concreta possibilità che si inneschino lenti fenomeni di creep.

FORME

All'interno del territorio comunale sono presenti svariate forme come quelle più antiche attribuibili a processi glaciali che risultano naturalmente non più attive mentre le forme gravitative e quelle legate all'azione delle acque, mostrano ancora oggi un grado di attività notevole, grazie soprattutto alle condizioni geomorfologiche e strutturali che caratterizzano il territorio.

Forme glaciali

Essendo quelle di origine più antica sono anche quelle meno conservate e visibili. Molte di esse sono, inoltre, ormai sepolte al di sotto di depositi di altra natura. Limitatamente al circo glaciale posizionato in testata della Val di S. Martino si possono rinvenire alcuni cordoni morenici frontali che con la loro tipica forma allungata testimoniano le ultime pulsazioni di un ghiacciaio quasi del tutto ritiratosi. Tipica forma glaciale è anche la topografia irregolare e mammellonate presente in prossimità dell'abitato di Tomo. Oltre che la forma allungata del monte Telva già descritta sopra.

Forme gravitative

Le forme gravitative sono molto evidenti all'interno dell'area comunale, e questo a testimonianza del fatto che la valle è, da sempre, stata predisposta a fenomeni di instabilità dei versanti e di erosione accelerata. Oltre alle forme derivanti dagli accumuli di frana dei Collesei e di altre frane del territorio, sono presenti innumerevoli coni e falde detritiche che fasciano, al piede, le pareti rocciose. I conoidi detritici più vistosi, anche perché più attivi, sono quelli presenti alla base dei monti Pietena, Ramezza e S. Mauro; essi si sovrappongono e si intersecano tra loro a formare delle strutture coalescenti complesse. A volte queste forme d'accumulo sono presenti allo sbocco di canaloni in roccia, all'interno dei quali vengono convogliati, sia per gravità che per ruscellamento concentrato, materiali detritici che vanno poi a costituire queste forme a ventaglio, generalmente piuttosto pendenti e con una evidente classazione dei materiali. I canaloni sono forme di erosione che si impostano in corrispondenza di fasce indebolite meccanicamente per fratturazione o cataclasi e subiscono un approfondimento dovuto, sia alla gravità, che al dilavamento e, talvolta, al carsismo. Questo tipo di incisioni può localmente interessare zone milonitiche o accumuli detritici o di frana ad elevato grado di fratturazione; i processi gravitativi e/o di ruscellamento concentrato danno quindi luogo a forme calanchive (gully erosion), quali quelle osservabili all'imbocco della Val di Lamen le quali prendono forma su un detrito di origine mista (washing out).



Forme legate all'azione delle acque superficiali

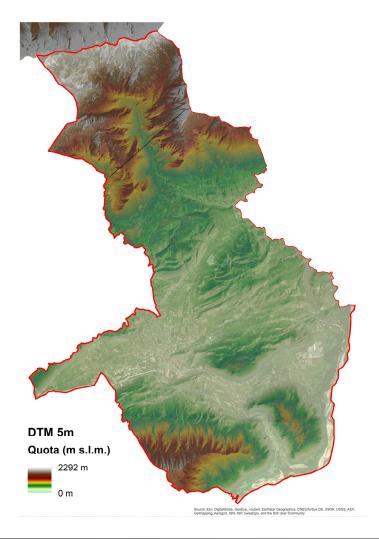
Le forme più diffuse, generate dall'azione delle acque superficiali, presenti nel territorio sono sicuramente rappresentati da paleoalvei e terrazzi fluviali. Altrettanto importanti risultano la scarpate morfologiche di origine fluvio-glaciale con dislivelli, molte volte, superiori ai 20 m.

Sempre legate all'azione delle acque superficiali sono la formazione dei conoidi alluvionali, i quali si distinguono da quelli gravitativi sia da un punto di vista sedimentario (sono qui ben visibili le stratificazioni tipiche dei depositi alluvionali) sia da un punto di vista morfologico. Un conoide di origine alluvionale presenta infatti una pendenza estremamente inferiore di quella di un conoide gravitativo, proprio perché il trasporto del sedimento non è più appannaggio della sola forza di gravità (la quale richiede ovviamente pendenze elevate) ma bensì dell'acqua. Il conoide alluvionale più rappresentativo dell'area è sicuramente quello di Villabruna, il quale costituisce la forma sulla quale poggia l'intero abitato.

Sono inoltre presenti, in tutto il territorio, sia numerose linee di cresta sia, in numero decisamente inferiore, dei picchi isolati. A seguire si riporta un'immagine di una linea di cresta rilevata ad ovest del centro comunale.



Al fine di ricostruire le forme morfologiche che, in caso di evento sismico, possono creare amplificazioni sismiche è stato condotto un rilievo di dettaglio ed è stato ricostruito l'assetto topografico del territorio comunale tramite il DTM5, messo a disposizione dalla Regione Veneto e di seguito riportato.



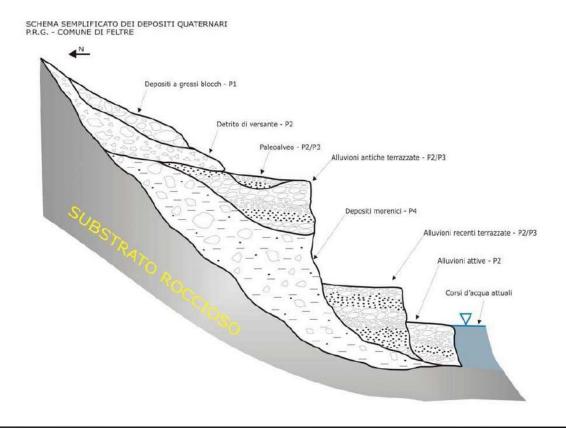
3.4 Condizioni idrogeologiche locali

Per "serie idrogeologica" si intende un "insieme di complessi idrogeologici stratigraficamente giustapposti" (Celico, 1986). Il complesso idrogeologico sarà a sua volta un "insieme di termini litologici simili aventi una comprovata unità spaziale e giaciturale, un tipo di permeabilità prevalente comune ed un grado di permeabilità relativa che si mantiene in un campo di variazione piuttosto ristretto..." (Celico, 1986).

La cartografia sviluppata per il Piano Regolatore Generale ha permesso di mettere in risalto non solo le diverse formazioni rocciose del substrato litoide (Carta Geologica) ma anche le diverse tipologie di depositi quaternari presenti all'interno del territorio comunale, aventi ciascuno caratteristiche granulometriche e tessiturali peculiari (Carta Geomorfologica); ciò fa sì che, anche per i depositi quaternari, si sia fatta una distinzione in complessi idrogeologici come definiti sopra.

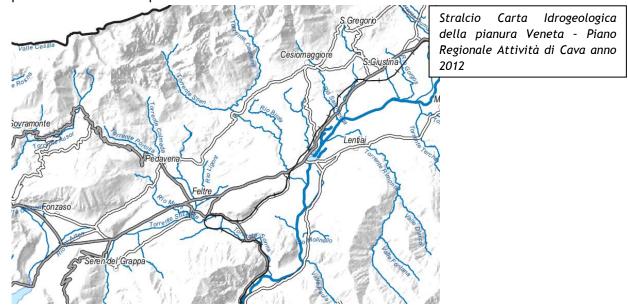
Le caratteristiche fisiche di un materiale, che caratterizzano la circolazione idrica sotterranea, sono la porosità e la fratturazione e/o carsismo; questi aspetti determinano la permeabilità di un materiale cioè l'attitudine di farsi attraversare dall'acqua quando questo è sottoposto ad un carico idraulico.

Lo schema dei depositi quaternari (ripreso dalla Relazione Geologica del P.R.G.), riportato a seguire, mette subito in risalto come depositi aventi diverse caratteristiche granulometriche e tessiturali e quindi diversi valori di porosità e permeabilità, si trovino a contatto tra di loro; questo causa effetti di tamponamento della falda idrica che molto spesso trabocca all'esterno. La circolazione idrica sotterranea all'interno dei corpi sedimentari del quaternario è regolata dalle differenze di permeabilità relativa dei depositi stessi. Come esempio si prenda il versante meridionale delle Vette Feltrine: qui infatti la varietà dei depositi cartografati riesce a mettere in evidenza gli effetti tamponanti dei terreni impermeabili (depositi morenici) sui terreni più permeabili (depositi alluvionali antiche e recenti); questo fenomeno di tamponamento porta molto spesso al trabocco della falda acquifera generando degli allineamenti sorgivi molto belli come nei pressi di Lamen, Lasen e Arson.



Inoltre, all'interno del territorio comunale sono state cartografate 96 sorgenti, di cui 25 censite da ARPAV, mentre le restanti 71 si sono rilevate direttamente sul terreno e/o desunte da bibliografia durante la stesura della Relazione Geologica del P.R.G. comunale. Le zone sorgive all'interno del territorio comunale si possono suddividere in quattro principali fasce: la prima, fascia settentrionale, posta alle quote più elevate, a nord del territorio comunale sulle Vette Feltrine; la seconda, fascia pedemontana, posta a ridosso dei versanti meridionali delle Vette Feltrine alla quota di 450/500 metri s.l.m.; la terza, fascia centrale, raggruppa le sorgenti presenti nella zona centrale del territorio comunale (Mugnai, Peschiera, Tomo, Collesei); la quarta, fascia meridionale, attribuita alle sorgenti presenti al margine sud del territorio comunale, sul versante sud orientale del M. Tomatico e in località Canal.

Appare evidente la complessità idrogeologica del territorio comunale di Feltre, data da un sistema geologico-strutturale e sedimentologico altrettanto articolato. L'apporto idrico nel sottosuolo risulta provenire, prevalentemente, dai propri versanti che riversano le acque piovane nella vallata principale. Inoltre, il sistema idrico superficiale è caratterizzato da numerosi torrenti e rii, testimonianza di un territorio soggetto a frequenti eventi piovosi e piuttosto intensi. La profondità della falda acquifera risulta molto variabile in base alle litologie presenti con quote che variano dal p.c. locale in corrispondenza delle sorgenti, ad oltre 20 metri in prossimità dei materassi alluvionali permeabili di elevato spessore.



4 DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO

4.1 Inquadramento tettonico locale

Dal punto di vista strutturale, il territorio di Feltre si colloca in un contesto tettonico regionale sviluppatosi durante le fasi di deformazioni Neoalpina che si è tradotto mediante una spinta da NNW verso SSE (D'Alberto 1991). Ne deriva un sistema deformativo di direzione WSW-ENE presente sul terreno con anticlinali e sovrascorrimenti sud-vergenti.

Il grande elemento strutturale a scala regionale, presente a nord dell'area di studio, è rappresentato dalla linea della Valsugana. Si tratta di un sovrascorrimento il cui tetto è costituito dal basamento ercinico che si sovrappone a formazioni mesozoiche e terziarie. Come riportato da D'Alberto (1991), a nord di tale linea sono presenti intrusioni del Carbonifero sup. ed ignimbriti permiane che sembrano avere in questa faglia il limite meridionale.

La linea Valsugana prende origine nei pressi dell'altopiano di Folgaria e procedendo verso est, ad oriente del T. Cismon subisce una serie di biforcazioni che danno origine a piani, cui due principali, a minor rigetto raggiungono il Cadore e l'area friulana.

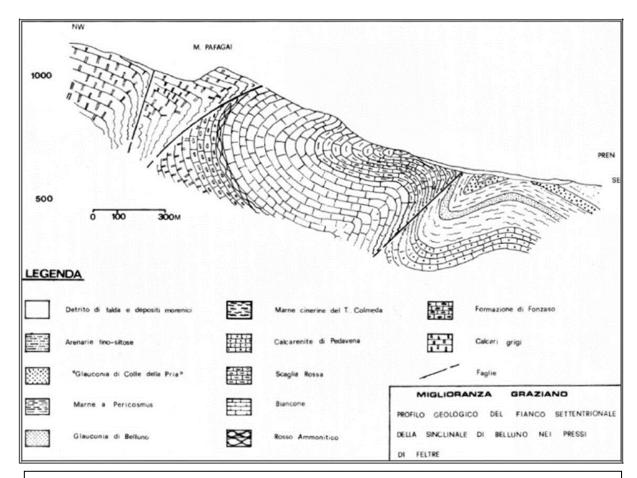
Da questa linea, al limite orientale della Piattaforma Trentina, prende origine la Linea di Belluno (Doglioni, 1990). Si tratta di un sovrascorrimento sud-vergente ben visibile sotto la cima del M. Pafagai e sul versante est dello stesso dove i Calcari Grigi giacciono sul Biancone ed è spesso evidenziata da larghe fasce di rocce cataclasate il cui andamento implica una giacitura subverticale a reggipoggio. Verso est, in località Vignaghe, è presente, inoltre, una faglia che raggiunge forcella S. Mauro interpretata come una diramazione della Linea di Belluno, che viene invece ipotizzata passante a monte degli abitati di Lasen e Arson. Associata alla Linea di Belluno c'è l'anticlinale del Coppolo-Pelf che dal M. Silana, passando per il Coppolo, Vallazza, Vette Piccole raggiunge l'area a nord di Belluno e il Friuli.

Importanti dislocazioni trasversali all'asse della flessura si riconoscono (Miglioranza, 1981) sempre con orientazione NNW-SSE, sul versante occidentale del M. Pafagai in prosecuzione della faglia di Lamen-Stalle alla Fornace e sulla forcella del S. Mauro dove è evidenziata dalla presenza di una fascia di cataclasiti che separa un settore dolomitizzato ad occidente da uno orientale calcareo. Tra il M. Pafagai ed il Dosso Perazze è riconoscibile un allineamento NNE-SSW, probabile prosecuzione della faglia di Facen, come sembrano indicare le cataclasiti di Stalle alla Fornace, importante zona di intersezione di più sistemi di faglie.

Altro elemento strutturale importante dell'area di studio è rappresentato dalla sinclinale di Belluno. Si tratta di una sinclinale molto asimmetrica, con fianco nord raddrizzato, mentre quello meridionale si eleva con debole pendenze (Miglioranza, 1981). Essa longitudinalmente presenta alcune culminazioni assiali che finiscono per isolare piccole sinclinali chiuse come nel caso di Vignai-Altin. Il nucleo della sinclinale è costituito da sedimenti di età langhiana (Complesso arenaceo marnoso di Vignui) che rappresentano i terreni più recenti di tutta la sinclinale di Belluno. Come riportato da Miglioranza (1981), il fatto che la "Glauconia di Altin", affiorante anche nella zona di S. Gregorio, non sia correlabile con la Glauconia di Belluno, posta più ad est, ma sia ad essa sovrastante di circa 200 metri, dimostra che l'asse della sinclinale risulta molto più spostato verso il suo fianco settentrionale di raccordo con l'anticlinale M. Coppolo-M. Pelf.

Vicariante a questa linea di disturbo tettonico è una faglia praticamente parallela che determina un ulteriore accavallamento di scaglie di Calcari Grigi sul Biancone (M. Pafagai e Solforino). Più a sud il piede della flessura M. Coppolo-M. Pelf è attraversato da un'altra faglia (faglia di Lamen-Lasen),

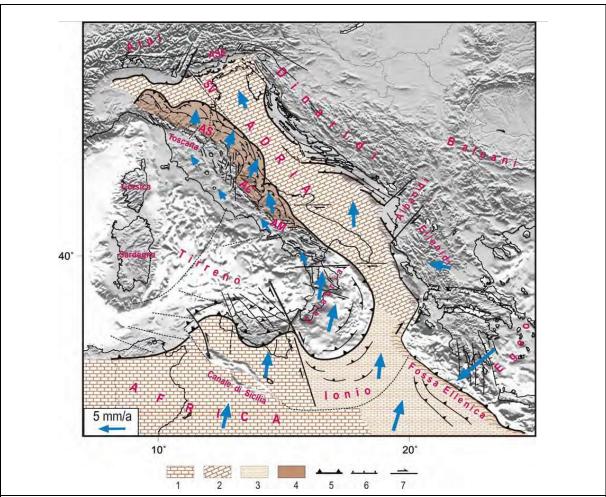
sempre ad andamento WSW-ENE con piano debolmente inclinato evidenziato da un rapido passaggio in un intervallo non affiorante da termini appartenenti alla Scaglia Rossa a Siltiti marnose di età burdigaliana (Miglioranza, 1981). La sinclinale di Belluno è attraversata da un altro sistema di faglie a prevalente rigetto orizzontale. Quelle più importanti sono la faglia che attraversa il versante occidentale del M. Pafagai tra Lamen e Stalle alla Fornace e quella di Cart-Lasen evidente sia lungo il Vallone che a nord di Lasen.



Profilo geologico del fianco settentrionale della sinclinale di Belluno nei pressi di Feltre (P.R.G. 2005).

4.2 Inquadramento sismo-tettonico generale

Dal punto di vista strutturale, il territorio di Feltre si colloca nella zona di transizione tra le dolomiti e le prealpi, inseriti a loro volta nella 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* carnicogiulio. 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.

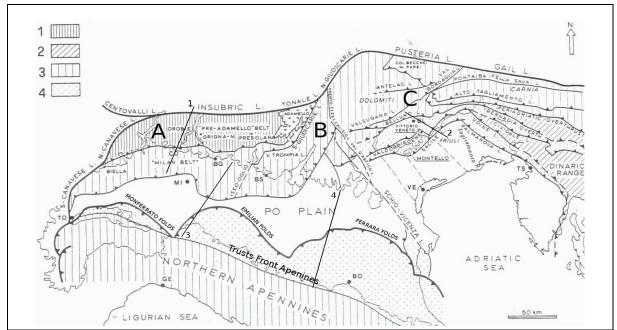


Schema tettonico della penisola italiana. Legenda: 1- Placca Africana con crosta continentale; 2- Microplacca Adria con crosta continentale; 3- Area di transizione tra Placca Africana e Microplacca Adria; 4- Catena Appenninica (AS: Appennino Settentrionale; AC: Appennino Centrale; AM: Appennino Meridionale); 5- Fronte della catena Appenninica; 6- Faglie normali; 7- Faglie trascorrenti (SV: Linea Schio-Vicenza); ASE: Alpi Meridionali Orientali. La lunghezza della freccia blu è proporzionale alla velocità di movimento della placca.

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

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

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

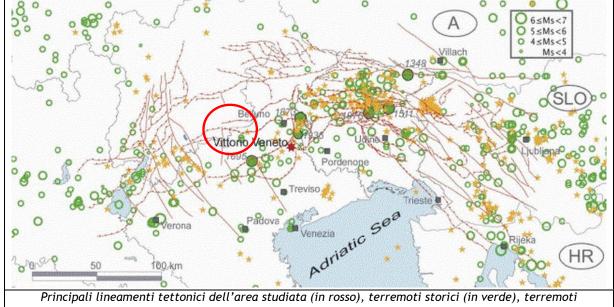


Schema strutturale della Pianura Padana (microplacca Adria) e delle aree adiacenti (modificato da: CASTELLARIN e al., 1982). Legenda: Il Sud-alpino è tettonizzato in età eoalpina (Cretaceo-Paleocenica) (1) e in età Eocene inf. e medio (2). L'area Appenninica è coeva al settore più occidentale delle Alpi (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 et al., 2012).

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

Il risultato finale è rappresentato da un'attività sismica nelle regioni delle Alpi orientali (Slejko et al., 1989) considerata tra le più elevate del nostro paese. Cinque terremoti con magnitudo di superficie (MS) superiore a 6 sono infatti avvenuti nell'ultimo millennio: nel 1348 a Villaco con MS 6,4 (l'epicentro sembra localizzato nell'attuale zona di confine tra Italia e Austria), nel 1511 nella zona tra Gemona e Idria con MS 6,2, nel 1695 ad Asolo con MS 6,5, nel 1873 nell'Alpago con MS 6,3 e nel 1976 a Gemona con MS 6,5. Oltre a questi, nel 1936 un terremoto di magnitudo 6,1 ha provocato distruzioni nei paesi del Cansiglio. La figura seguente mostra le faglie principali rilevate nella regione e la distribuzione spaziale dei maggiori terremoti. Questi ultimi, nell'area indagata, risultano di numero molto inferiore rispetto a quelli avvenuti nel vicino Friuli: bisogna segnalare, però, che la sismicità friulana risente della coda del forte terremoto del 1976 e che le stazioni della rete sismometrica dell'Italia nord-orientale sono state ubicate, per un lungo periodo, esclusivamente sul territorio friulano.



strumentali recenti (in arancio).

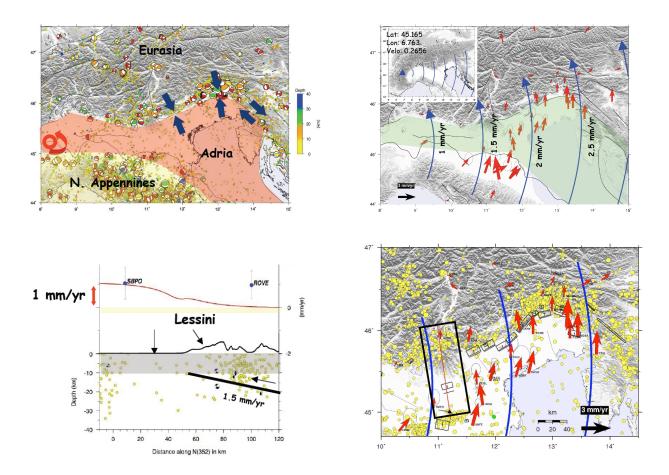
Le principali strutture tettoniche nel Veneto centro-orientale sono rappresentate da sovrascorrimenti con orientazione nord est-sud ovest, tagliati talvolta da faglie trascorrenti.

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

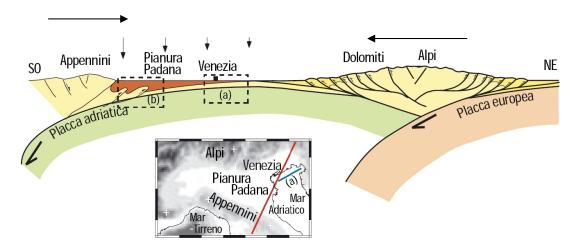
Nell'ambito di un progetto sviluppato negli anni novanta, Meletti et al. (2000) hanno formulato un modello sismogenetico per l'Italia che consta di 80 zone sismogenetiche. Queste zone risultano omogenee sia dal punto di vista tettonico che da quello sismico. Studi successivi (Slejko e Rebez, 2002) hanno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

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

Il territorio feltrino che, è localizzato al passaggio tra l'area dolomitica e quella prealpina, tra cui rientra il comune di Feltre, è caratterizzato da due pieghe anticlinali (Coppolo-Pelf e Grappa-Visentin) e la sinclinale di Belluno sviluppate ENE. Questi elementi sono l'espressione più superficiale dei movimenti compressivi avvenuti lungo la Linea della Valsugana", "Linea Belluno" e la "Linea Bassano-Vittorio Veneto".



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

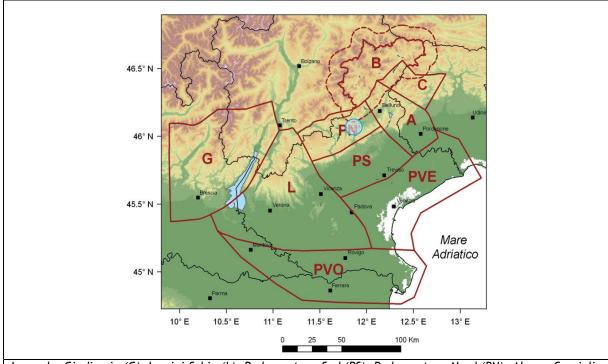


Schema tettonico dell'Italia settentrionale con evidenziati i movimenti delle placche coinvolte, tratto da Carminati et al., 2006.

4.3 Caratterizzazione sismogenetica locale

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

Il territorio comunale di Feltre ricade all'interno del distretto Pedemontana Nord (PN). Questo distretto ha come limite settentrionale il sovrascorrimento della Valsugana che nel suo *hangingwall* (tetto) coinvolge ampiamente il basamento metamorfico e come limite meridionale la Flessura Pedemontana. La suddivisione del distretto della Pedemontana, in due porzioni distinte riprende l'idea che nella porzione settentrionale le strutture abbiano raggiunto una configurazione tettonica pressoché definita (Zanferrari et al.,1982), analogamente, in direzione longitudinale alla catena, i caratteri di sismicità variano con gradualità.



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

L'area è caratterizzata da pieghe, faglie/pieghe e sovrascorrimenti ad andamento ENE-WSW, vergenti a SSE. L'assetto strutturale ha le sue origini nell'evento compressivo della fase valsuganese (Miocene Medio e sup.) successivamente ri-arrangiato dall'evento compressionale del Messiniano-Pliocene (Castellarin et al., 1998a). Due fasce di svincolo di rilievo regionale interrompono lateralmente la continuità del *thrust* della Valsugana. Ad ovest l'allineamento Trento-Cles-Calisio-Schio-Vicenza, che rappresenta la separazione fra il Sistema delle Gudicarie dalle strutture valsuganesi e ad est dalla Valle del Cordevole-Val Medon, a NO di Belluno, separa le Dolomiti occidentali da quelle orientali; a cavallo di questo lineamento il *thrust* della Valsugana si sfrangia in numerose strutture minori, mentre fra Trento ed Agordo resta una struttura singola ben definita (Castellarin *et al.*,2004).Il distretto non include questi elementi di svincolo.

4.4 Sismicità storica

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

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

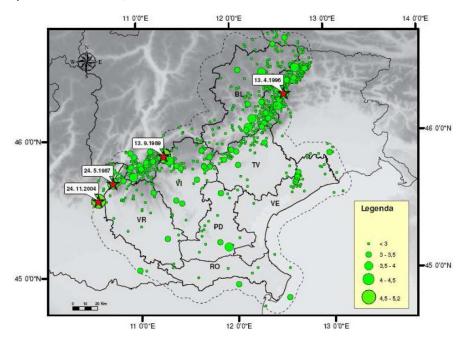
Tra i terremoti storici più rilevanti con epicentro in Veneto si possono ricordare:

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

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

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

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



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

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

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

La ricostruzione storica degli eventi sismici che hanno caratterizzato il territorio comunale di Feltre è stata fatta utilizzando il Database Macrosismico Italiano DBMI11 dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (a cura di M. Locati, R. Camassi e M. Stucchi, 2011): rispetto al precedente DBMI04 raccomandato nelle Linee Guida della Regione Veneto per la realizzazione dello studio della compatibilità sismica, il DBMI11 rappresenta l'integrazione e l'aggiornamento, per cui è stato consultato per estrarre le seguenti informazioni.

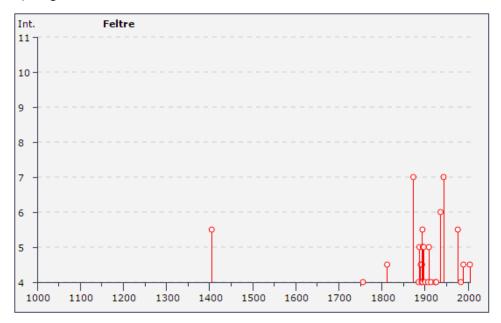
 $^{^{1}}$ La magnitudo di durata M_D è il tipo di magnitudo che si utilizza per registrare piccoli terremoti, come quelli registrati in zona vulcanica che, vicini agli strumenti, li saturano. Si basa sul logaritmo della durata dell'evento sismico.

Nello specifico, il comune di Feltre appare ben 24 volte nel Database Macrosismico DBMI11, con intensità registrata superiore o uguale a 4. Nella tabella seguente sono stati elencati i vari eventi registrati, con indicati, oltre all'intensità in scala MCS al sito in esame (I), la data (anno, mese, giorno, ora, minuto) in cui si è verificato l'evento Ax, l'intensità massima epicentrale in scala MCS (Io) e la magnitudo momento (Mw).

Numero di eventi: 39

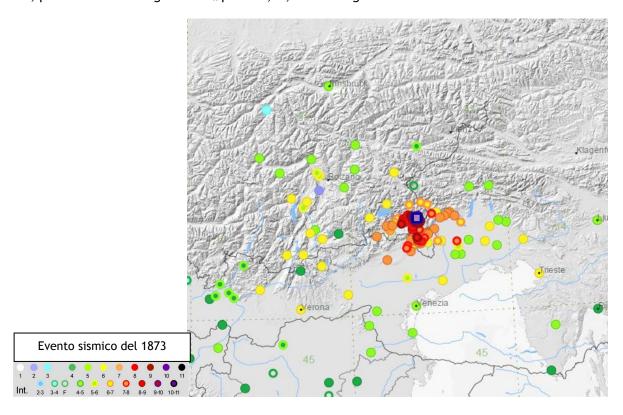
Effetti	evenu. 39	In occasione del terremo	oto del	:
I[MCS]	Data	Ax	Np	Io Mw
F	1268 11 04	Trevigiano	4	7-8 5.35 ±0.34
5-6	1405 06 26 13:45	Bellunese	2	4-5 4.09 ±0.34
4	1756 02 25 24:00	Bassano del Grappa	3	4 3.87 ±0.34
4-5	1812 10 25 07:00	SEQUALS	34	7-8 5.71 ±0.35
7	1873 06 29 03:58	Bellunese	199	9-10 6.32 ±0.11
3-4	1873 09 17	LIGURIA ORIENTALE	67	6-7 5.43 ±0.15
4	1885 12 29	VITTORIO VENETO	47	6 5.18 ±0.19
5	1887 04 14 02:15	ASOLO	9	6 4.77 ±0.55
4-5	1890 03 26 20:10	CADORE	48	6 4.96 ±0.38
F	1891 06 07 01:06	Valle d'Illasi	403	8-9 5.86 ±0.06
4	1892 06 23 23:20	CLAUT	71	5-6 4.71 ±0.14
4-5	1893 10 27 16:31	LONGARONE	54	5 4.60 ±0.26
4	1894 11 27 05:07	FRANCIACORTA	183	6 5.07 ±0.10
5-6	1894 11 28	FONZASO	11	5-6 4.51 ±0.67
3	1895 02 27 15:38	CLAUT	31	5 4.49 ±0.28
5	1895 04 14 22:17	Slovenia	296	8 6.23 ±0.08
5	1895 06 10 01:47	VALDOBBIADENE	73	6 5.03 ±0.13
4	1907 04 25 04:52	Veronese	122	6 4.91 ±0.15
3	1908 07 10 02:13	Carnia	120	7-8 5.38 ±0.13
5	1909 01 13 00:45	BASSA PADANA	799	6-7 5.53 ±0.09
4	1914 10 27 09:22	Garfagnana	618	7 5.76 ±0.09
2	1916 05 17 12:49	Alto Adriatico	132	5.95 ±0.14
4	1924 12 12 03:29	Carnia	78	7 5.38 ±0.19
4	1926 01 01 18:04	Slovenia	63	7-8 5.85 ±0.18
3	1928 03 27 08:32	Carnia	359	9 5.84 ±0.09
3	1934 05 04 13:56	Carnia	80	6 4.85 ±0.19
6	1936 10 18 03:10	BOSCO CANSIGLIO	267	9 6.12 ±0.09
7	1943 07 24 01:43	VALDOBBIADENE	29	7 5.20 ±0.23
3	1951 05 15 22:54	LODIGIANO	154	6-7 5.39 ±0.14
5-6	1976 05 06 20:00	Friuli	770	9-10 6.46 ±0.09
4	1983 11 09 16:29	Parmense	850	6-7 5.06 ±0.09
3	1987 05 02 20:43	Reggiano	802	6 4.74 ±0.09
4-5	1989 09 13 21:54	PASUBIO	779	6-7 4.88 ±0.09
3-4	2001 07 17 15:06	Merano	663	6 4.84 ±0.09
3-4	2004 07 12 13:04	Alpi Giulie	366	5.19 ±0.09
4-5	2004 12 04 22:20	Valle del Piave	115	5 4.18 ±0.14

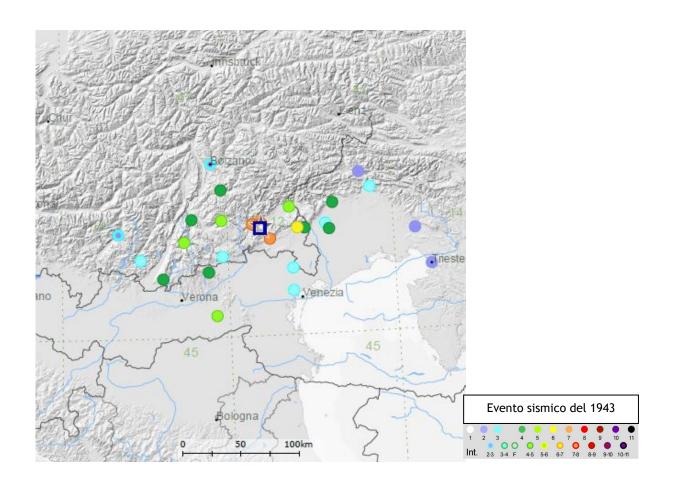
Il grafico seguente ricostruisce la storia sismica di Feltre (per terremoti con intensità al sito superiore o uguale a 4) tra gli anni 1000 e fino al 2004.



L'evento registrato il giorno 29 giugno dell'anno 1873 "Bellunese" e quello del 24 luglio dell'anno 1943 "Valdobbiadene" pur avendo magnitudo differenti sono stati avvertiti nel comune di Feltre con la stessa intensità (MCS) a causa delle diverse distanze dalle sorgenti sismiche.

Secondo i cataloghi oggi disponibili (CPTI11, Guidoboni et al., 2007) la magnitudo M_w del 1873 sarebbe stata pari a 6,32 e, a Feltre, si sarebbe avvertito con un'intensità MCS pari a 7; l'evento del 1943, pur avendo una magnitudo M_w pari a 5,20, è stato segnalato con la medesima intensità.





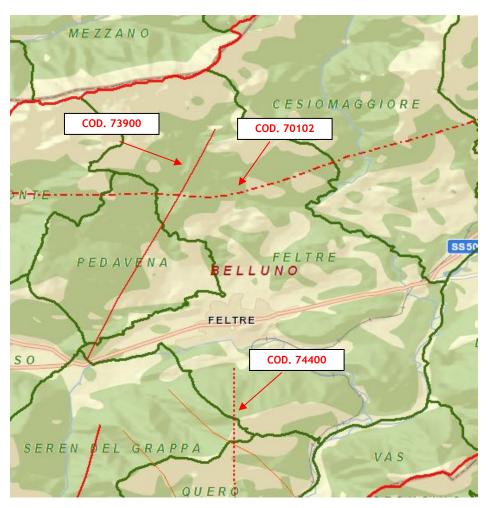
4.5 Faglie capaci e sorgenti sismogenetiche

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 Feltre, si è fatto riferimento agli studi condotti dagli esperti scientifici e riportate nei cataloghi ITHACA e DISS 3.2.0.

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

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

Il progetto si occupa in modo particolare delle faglie capaci, definite come faglie che potenzialmente possono creare deformazione in superficie: dalla sua consultazione è stato possibile individuare una serie di faglie nell'area in studio, <u>ubicabili indicativamente come nella figura sotto riportata</u> (immagine estratta dal sito dell'ISPRA).



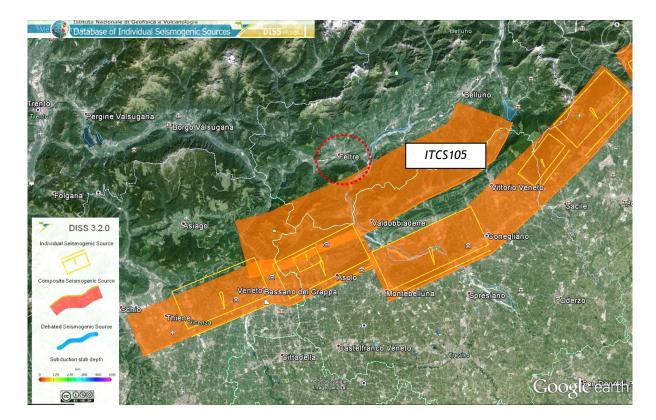
La figura appena riportata evidenzia, altresì, che nel territorio comunale di Feltre sono presenti tre faglie (Cod. 73900, Cod. 70102 Cod. 74400); nelle tabelle sottostanti, sono riportate le informazioni desunte dalle schede specifiche ITHACA per tali lineamenti.

Nome faglia	Facen	S. Gottardo - Mt. Agaro	Schievenin
Tipo Faglia	Normale	Inversa	Trascorrente Sinistra
Codice faglia	73900	70102	74400
Macrozona	2	2	2
Regione	Veneto	Veneto	Veneto
Sistema	Facen	Belluno Line	Schievenin
Ordine		Primario	
Direzione media	20	230	180
Immersione	0	0	0
Lunghezza (km)	10	100	9
Profondità (km)	0	0	0
Ultima attività (anni)		Ultima glaciazione (9,000÷15,000)	Pleistocene Superiore
Affidabilità dato sull'attività	Bassa	Media	Bassa
Intervallo ricorrente (anni)	0	0	0
Velocità di slittamento (mm/anno)	0	0	0
Massima lunghezza attesa di rottura	0	0	0
Massimo scivolamento atteso (m)	0	0	0
Massima magnitudine attesa (MW)			
Qualità dello studio	Bassa	Discreta	Bassa

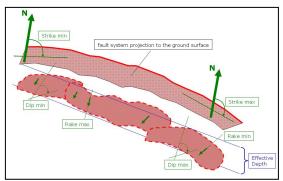
La mappa dell'INGV riportata di seguito, denominata DISS 3.2.0 (*Database of Individual Seismogenic Sources - DISS Version 3*), mostra tre tipologie di sorgenti sismogenetiche.

- 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.

<u>La mappa del DISS posiziona il comune di Feltre a ridosso della zona ITCS105 "Bassano-Vittorio</u> Veneto".



La Zona ITCS105 "Bassano-Vittorio Veneto" sintetizzata nella tabella che segue, schematizza un'area estesa contenente un numero non specificato di sorgenti minori allineate, che non sono ancora conosciute singolarmente e non sono associate a uno specifico gruppo di terremoti storici.



Minima profondità (km)	1.0
Massima profondità (km)	10.0
Direzione (°)	200 - 245
Inclinazione(°)	30 - 50
Rake (°)	60 - 100
Velocità di movimento (mm/anno)	0,29 - 0,72
Magnitudo massima	6,5

Tale Zona viene ampiamente descritta nel D.I.S.S. 3.2.0; si riporta un estratto a seguire.

This Composite Source straddles the region across the Veneto-Friuli foothills midway between the cities of Belluno (to the northwest) and Pordenone (to the southeast). This source belongs to the overall thrust system of the eastern Southalpine Chain that borders the Veneto-Friuli plain in north-eastern Italy. This front is a SE-verging fault system and is thought to accommodate the ca. N-S convergence between Africa (the Adriatic microplate here) and Europe. This composite source includes the Bassano Thrust, which is the thrust bordering to the south the mountain front to the north of the Montello Anticline.

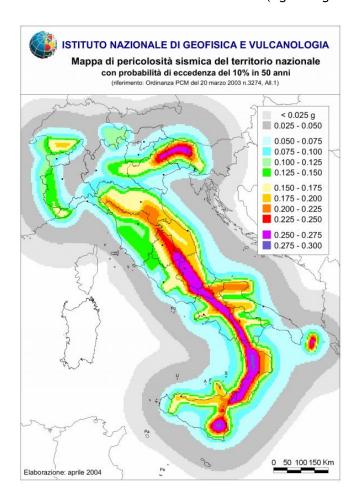
This source was introduced after a finite-element model using visco-elasto-plastic rheology, constrained by matching the observed horizontal GPS and vertical levelling data, showed that the amount of interseismic fault locking, and thus the seismic potential, was greatest in the region for the locked Bassano Thrust (Barba et al. [2013].

Historical and instrumental catalogues (Boschi et al., 2000; Gruppo di Lavoro CPTI, 2004; Pondrelli et al., 2006; Guidoboni et al., 2007) show intermediate (4.5 < Mw < 5.0) seismicity all over the area. Damaging and destructive events have concentrated on the eastern sector of the source. The 25 October 1812 (Mw 5.7, Sequals) earthquake hit the Friuli plain toward Pordenone; the 18 October 1936 (Mw 6.1) hit the foothills in Bosco Cansiglio, while the 29 June 1873 (Mw 6.3) has occurred in the Bellunese area.

The strike of this source was taken following the structural maps of the Veneto-Friuli region that show a thrust fault running parallel to the mountain front (Bassano Thrust) (N200°-245°). The dip was obtained from the geological section published by various Authors (30°-50°). The rake was assumed to represent oblique thrusting, based on geological observations (60-100). The minimum and maximum depth were based on tectonic and geometrical considerations concerning the thrust geometry (1.0 and 10.0 km, respectively). The slip rate was inferred from regional geological data (0.29 - 0.72 mm/y). The maximum magnitude was based on the strongest earthquake occurred in the region (Mw 6.5)

4.6 Zonazione sismica nazionale

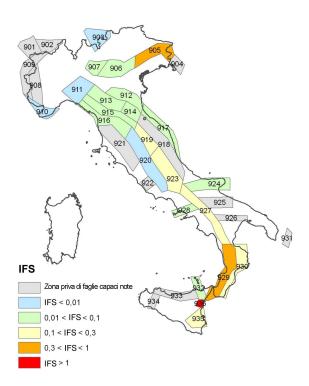
In seguito all'emanazione dell'O.P.C.M. 20/03/2003, n° 3274, in cui si manifestava l'esigenza di una mappa di pericolosità sismica di riferimento per l'individuazione delle zone sismiche sul territorio nazionale, è stato redatto a cura dell'INGV (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia) un documento 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).



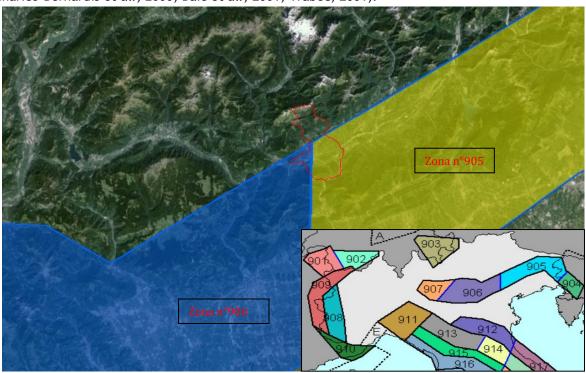
All'interno della ricerca eseguita per tale redazione, è stata elaborata una nuova zonazione sismogenetica, denominata ZS9 che divide tutto il territorio italiano in 36 zone. Tale zonazione è stata condotta tramite l'analisi cinematica degli elementi geologici (cenozoici e quaternari) coinvolti nella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

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

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



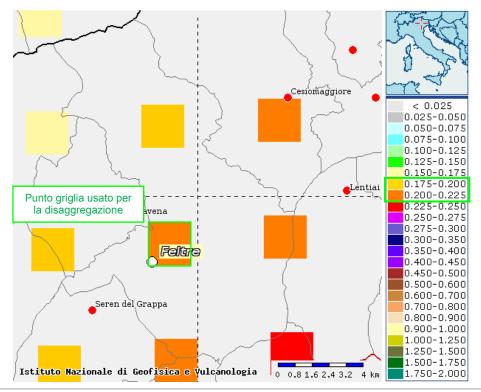
Il comune di Feltre si inserisce a cavallo delle zone sismogenetiche n°905 e n°906 della figura seguente, per cui si sviluppa all'interno dell'area di massima convergenza tra la placca adriatica ed europea caratterizzata da faglie trascorrenti destre con direzione nord ovest-sud est (*trend* dinarico-Bernardis et al., 2000; Baic et al., 2001; Vrabec, 2001).



Carta delle zone sismogenetiche ZS 9 (Meletti e Valensise, marzo 2004) con indicata la posizione di Feltre tra la **Zona n° 906** e la **Zona n° 905**

4.7 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. $n^{\circ}3519$ del 28/04/2006. Nella Carta, della quale la figura seguente rappresenta l'estratto per il comune di Feltre, sono riportati i valori di accelerazione orizzontale massima al suolo $a_{\rm g}$ con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni, riferiti a suoli rigidi subpianeggianti di categoria A.



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

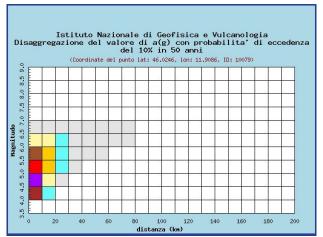
Pertanto, secondo l'O.P.C.M. $n^{\circ}3519$ del 28/04/2006, la cui applicazione è stata definita dalla Regione Veneto con D.G.R.V. $n^{\circ}71$ del 22/01/2008 e considerata nell'emanazione del D.M. 14/01/2008, il territorio oggetto dello studio di MS è inseribile interamente nella fascia distinta da un valore di accelerazione sismica orizzontale a_g riferito a suoli rigidi subpianeggianti caratterizzati da $V_{s,30} > 800$ m/s compreso tra 0,175g e 0,225g (valori riferiti ad una probabilità di superamento del 10% in 50 anni - mappa 50° percentile), ovvero in Zona 2, come classifica la tabella riportata sotto, estratta dall'O.P.C.M. $n^{\circ}3519$ stessa.

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

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

Per gli aspetti amministrativi, infatti, il comune di Feltre rientra in Zona 2, come classificato nell'elenco (allegato I) della Delibera di Consiglio Regionale n°67/03 (cfr. D.G.R.V. n°71 del 22/01/2008).

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). Da questa si evince che il maggior contributo alla pericolosità sismica locale è dato da eventi di entità Mw compresa tra 4,0 e 6,5 e relativamente vicini (R = entro 20-30 Km).



	Disaggregazione del valore di a(g) con probabilita' di eccedenza del 10% in 50 a (Coordinate del punto lat: 46.0246, lon: 11.9086, ID: 10079)							anni			
Distanza in km	Magnitudo										
	3.5-4.0	4.0-4.5	4.5-5.0	5.0-5.5	5.5-6.0	6.0-6.5	6.5-7.0	7.0-7.5	7.5-8.0	8.0-8.5	8.5-9.
0-10	0.000	12.700	25.900	17.000	9.640	4.800	0.584	0.000	0.000	0.000	0.00
10-20	0.000	1.220	4.610	5.780	5.560	4.320	0.675	0.000	0.000	0.000	0.00
20-30	0.000	0.000	0.215	1.040	1.730	1.990	0.385	0.000	0.000	0.000	0.00
30-40	0.000	0.000	0.000	0.077	0.460	0.778	0.177	0.000	0.000	0.000	0.00
40-50	0.000	0.000	0.000	0.000	0.044	0.171	0.046	0.000	0.000	0.000	0.00
50-60	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.045	0.017	0.000	0.000	0.000	0.00
60-70	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.006	0.000	0.000	0.000	0.00
70-80	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.00
80-90	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00
90-100	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00
100-110	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00
110-120	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00
120-130	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00
130-140	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00
140-150	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00
150-160	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00
160-170	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00
170-180	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00
180-190	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00
190-200	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00

Si fa comunque presente che, come tutte le zone sismogenetiche del territorio italiano, anche quelle contrassegnate al n°906 e al n°905 e precedentemente descritte vengono considerate omogenee ai fini della probabilità di accadimento degli eventi sismici, ovvero si ritiene che tutti i punti in esse contenute abbiano la stessa probabilità di essere sede di eventi sismici e, in rapporto agli epicentri noti, non esisterebbe quindi l'effetto distanza.

Secondo il paragrafo 2.8 degli "Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica", per alcune tipologie di verifiche si potrebbe assumere come valore di magnitudo attesa quella massima della zona sismogenetica di appartenenza, che per la zona n°905 e n°906, in cui ricade il territorio di Feltre, vale M_{wmax} = 6,60.

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

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

5 MICROZONAZIONE SISMICA. PRINCIPI FONDAMENTALI E FINALITÀ

5.1 Introduzione

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

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

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

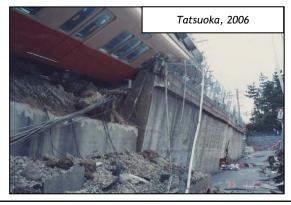
5.2 La natura del problema

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









Le osservazioni condotte nei secoli hanno dimostrato come possono verificarsi situazioni completamente differenti all'interno dello stesso territorio, anche a breve distanza; fin dagli anni '70, le ricerche scientifiche hanno evidenziato che la causa maggiore di variabilità spaziale del moto sismico sono i fenomeni legati alla propagazione delle onde S nei 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.);

EFFETTI DI SITO

- Qualunque sia l'effetto locale analizzato è necessario valutare preliminarmente gli 'Effetti di sito' ('Risposta Sismica Locale'), ovvero le modifiche in ampiezza, durata e contenuto in frequenza del moto sismico rispetto al moto di riferimento su affioramento rigido pianeggiante
- > Si distinguono 3 tipi principali di effetti:
 - 1. effetti stratigrafici (monodimensionali, 1D)



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

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

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

La mappa di MS diventa, quindi, una cartografia di sintesi che identifica il tipo di problemi e le gerarchie di pericolosità tra le diverse aree; nel caso di Feltre, 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.

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

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 (1, 2, 3).

In sintesi:

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

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

Nel caso in esame, è possibile affermare che lo studio di MS eseguito soddisfa il Livello 1 previsto dagli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica del Dipartimento della Protezione Civile.

In aggiunta agli standard del Livello 1, è stato eseguito un approfondimento quantitativo della risposta sismica locale, misurando le frequenze di vibrazione del sottosuolo secondo una maglia rappresentativa del territorio comunale, valutando localmente le velocità di propagazione delle onde di taglio $V_{\scriptscriptstyle S}$ delle varie litologie intagate.

Inoltre, in alcune aree l'amplificazione caratteristica del sito è stata calcolata tramite modellizzazioni numeriche avanzate bidimensionali in campo dinamico, proprie del Livello 3.

Infine, come previsto dalle disposizioni nazionali, relative agli studi di microzonazione sismica, lo studio è stato svolto su tutto il territorio comunale ad eccezione delle aree SIC prive di insediamenti abitativi rilevanti.

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

6.1 Indagini pregresse e di nuova realizzazione

Le ricerche, finalizzate alla raccolta di indagini pregresse, sono state condotte attraverso la consultazione del catalogo ISPRA, del P.R.G. comunale e presso gli archivi dell'ufficio tecnico. In particolare, quest'ultimo ha prodotto alcune indagini geofisiche significative per il presente lavoro, realizzate a supporto degli studi di "Compatibilità sismica" redatti in fase di P.I. come previsto dalla D.G.R. 3308 del 04/11/2008: tali indagini sono state opportunamente schedate e allegate a fine testo. Comunque, visto che gli studi di "Compatibilità sismica" sono stati condotti solamente in alcuni ambiti ristretti del territorio comunale, sono state realizzate delle misure geofisiche in prossimità dei punti ritenuti più significativi al fine di caratterizzare, dal punto di vista sismico, i terreni del comune di Feltre. In particolare, sono state effettuate:

- n°36 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°36 prospezioni sismiche con tecnica passiva Re.Mi. (*Refraction Microtremor*) sviluppate in *array* lineari con geofoni ad asse verticale per la ricostruzione sismostratigrafica del sottosuolo tramite la misura della velocità di propagazione delle onde S.

6.2 Metodologia di elaborazione e risultati delle nuove indagini

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

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

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

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.

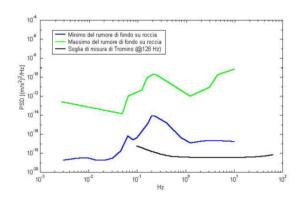
Possiamo scrivere questo come:

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





6.2.1.1 Sintesi dei risultati

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

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

Analizzando la "Carta delle frequenze" e la "Carta delle indagini" successivamente descritte, si vede come sia stato indagato ampiamente il territorio comunale e come le misure eseguite interessano maggiormente gli insediamenti abitativi del comune di Feltre: questo è stato fatto per vedere le modalità di risposta dei vari ambienti geomorfologici alle sollecitazioni sismiche. Nella tabella seguente è riportata esclusivamente la sintesi dei risultati delle misure H.V.S.R. eseguite in questa fase mediante Tromino® (T1, ..., T36) e quelle desunte da studi pregressi considerate attendibili (P34, ..., P134). In allegato fuori testo sono riportate le schede riassuntive dei risultati di tali prove, per quanto riguarda quelle realizzate *ex-novo*. 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)	Presenza di artefatti
T1	0,72	Si	No
T2	0,88	Si	No
T3	11,53	Si	No
T4	2,16	Si	No
T5	1,60	Si	No
T6	1,47	Si	No
T7	19,84	Si	No
T8	1,31	Si	No
T9	1,41	Si	No
T10	19,97	Si	No
T11	10,41	Si	No
T12	3,94	Si	Si
T13	10,28	Si	No
T14	Np	Non amplifica	No
T15	5,94	Si	No
T16	2,80	Si	No
T17	1,19	Si	No
T18	2,40	Si	No
T19	5,19	Si	No
T20	Np	Non amplifica	No
T21	11,84	Si	No
T22	19,97	Si	No
T23	12,00	Si	Si
T24	12,19	Si	No
T25	19,97	Si	No
T26	10,31	Si	No
T27	4,20	Si	No
T28	16,19	Si	No
T29	0,88	Si	Si
T30	1,20	Si	Si
T31	3,88	Si	Si
T32	4,25	Si	Si
T33	16,78	Si	No

T34	Np	Non amplifica	No
T35	19,97	Si	No
T36	Np	Non amplifica	No
P34	4,47	Si	No
P35	4,75	Si	Si
P37	2,10	Si	Si
P39	2,13	Si	No
P40	Np	Non amplifica	No
P41	Np	Non amplifica	Si
P42	1,80	Si	Si
P44	2,72	Si	No
P45	4,50	Si	No
P47	8,44	Si	No
P49	Np	Non amplifica	No
P51	5,30	Si	Si
P52	5,94	Si	Si
P53	2,00	Si	No
P54	1,90	Si	Si
P56	2,75	Si	No
P58	7,00	Si	No
P59	6,84	Si	No
P62	3,91	Si	No
P61	4,06	Si	No
P63	15,13	Si	No
P64	Np	Non amplifica	No
P65	4,30	Si	No
P66	2.78	Si	No
P67	1,50	Si	No
P68	2,16	Si	Si
P69	2,19	Si	No
P70	6,03	Si	No
P71	3,41	Si	No
P72	8,75	Si	No
P73	4,59	Si	No
P74	6,56	Si	No
P75	5,50	Si	Si
P76	2,19	Si	No
P77	3,00	Si	No
P78	17,34	Si	No
P79	Np	Non amplifica	No
P80	10,63	Si	No
P81	13,00	Si	No
P82	Np	Non amplifica	No
P83	15,63	Si	No
P84	17,81	Si	No
P85	Np	Non amplifica	No
P124	0,70	Si	No
P126	0,72	Si	No
P127	0,72	Si	No
P128	0,72	Si	No
P129	0,85	Si	No
P130	0,90	Si	No
P132	2,81	Si	No
P134	1,50	Si	No
	•		**

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 poichè 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 <u>è</u> <u>imprescindibile dall'abilità e dall'esperienza dell'interpretatore</u> 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.6.4 - 2013.

Data la necessità di analizzare con elevato dettaglio le basse frequenze (tipicamente anche al di sotto dei 10 Hz), sono stati utilizzati massimo n°19 geofoni verticali a 4,5 Hz uniti in *array* lineari totalmente digitali (*SoilSpy Rosina*). Ogni geofono è munito di un digitalizzatore che converte il segnale e lo trasmette al sismografo tramite un'interfaccia USB. Tale sistema permette di avere elevati rapporti di rumore, un perfetto sincronismo e una estrema leggerezza. Tutti gli stendimenti eseguiti non presentavano sostanziali variazioni di quota e, quindi, i siti indagati sono stati considerati a sviluppo orizzontale.



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

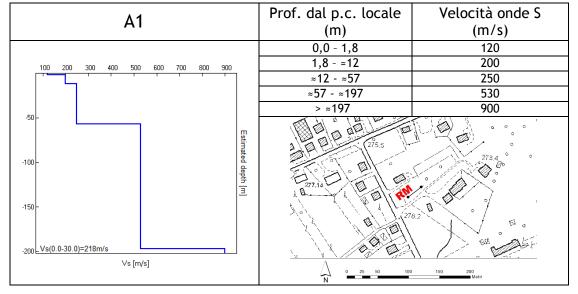
Come detto in precedenza, nel territorio comunale sono state fatte una serie di misure sismiche di superficie (array sismici) per approfondire le conoscenze sulle caratteristiche sismiche dei litotipi costituenti il territorio in esame: in particolare, esse sono state utilizzate per determinare la velocità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

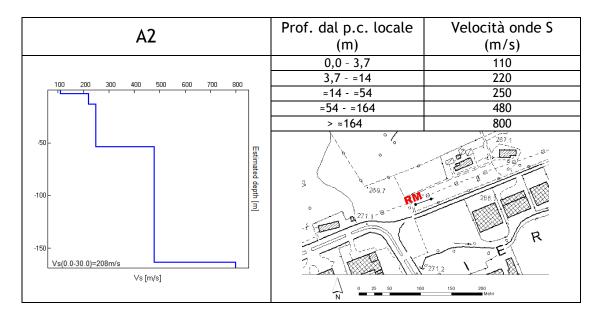
6.2.2.2 Risultati delle misure

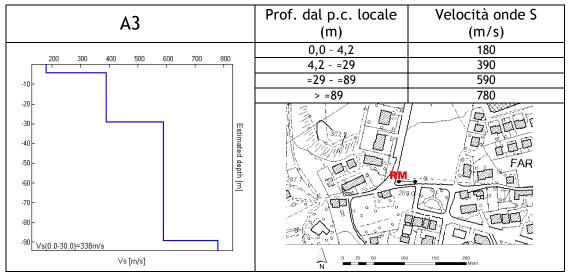
In questo paragrafo è riportata esclusivamente la sintesi dei risultati ottenuti dall'analisi congiunta degli *array* sismici e degli H.V.S.R. accoppiati ad essi, condotti per il presente lavoro.

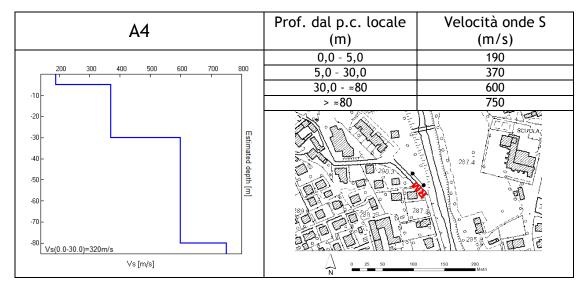
Nelle tabelle seguenti sono riportate l'ubicazione degli *array* e il profilo verticale delle onde di taglio (V.). Si rimanda all'allegato fuori testo per la lettura completa delle schede con i risultati di

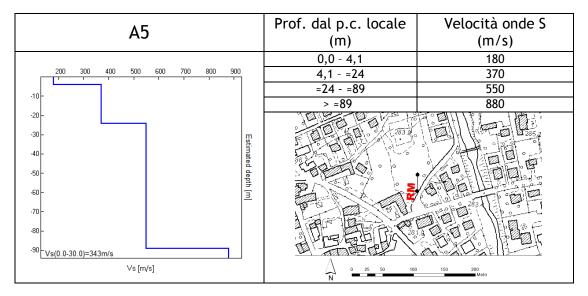
taglio (V_s). Si rimanda all'allegato fuori testo per la lettura completa delle schede con i risultati di tali prove.



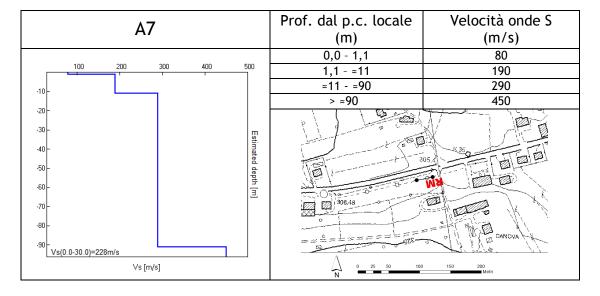


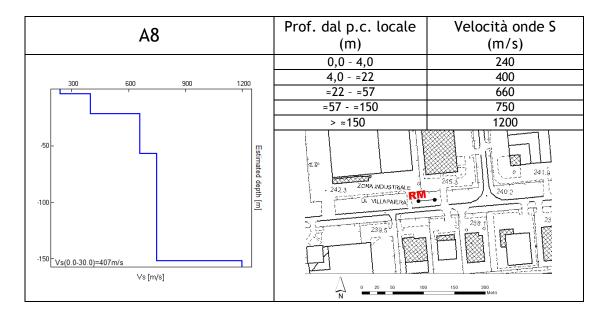


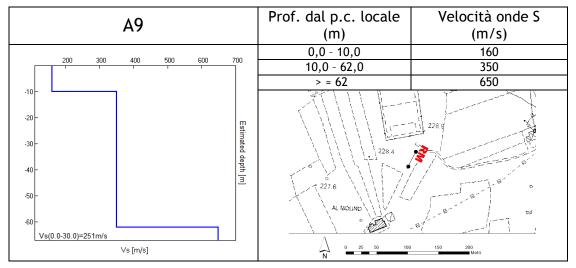


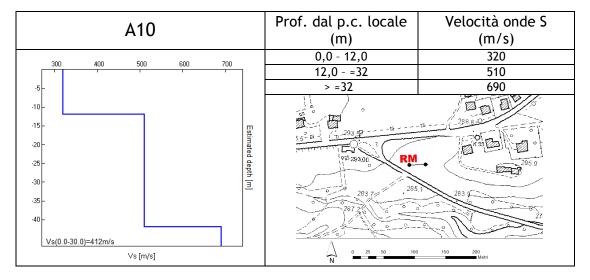


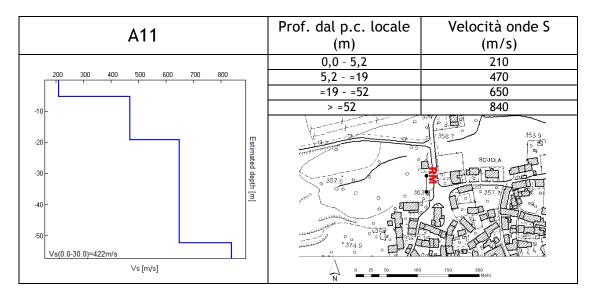
A6	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 2,6	130
100 200 300 400 500 600 700 800	2,6 - ≈14	280
	≈ 14 - ≈72	400
-10-	> ≈72	820
-20 - -30 - -40 - -50 -	270.8	270 30 270 30 270 30 30 30 30 30 30 30 30 30 30 30 30 30
-70 - Vs(0.0-30.0)=299m/s Vs [m/s]	26.5 a 20 100 N	0 150 200 Metri

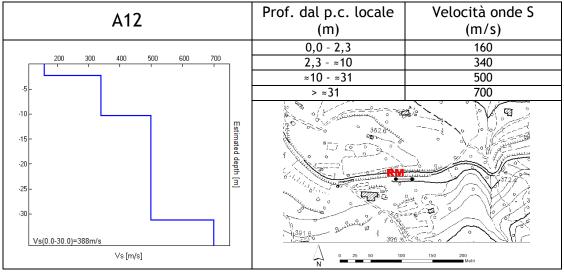




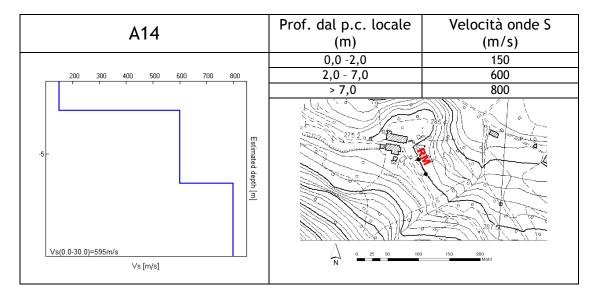


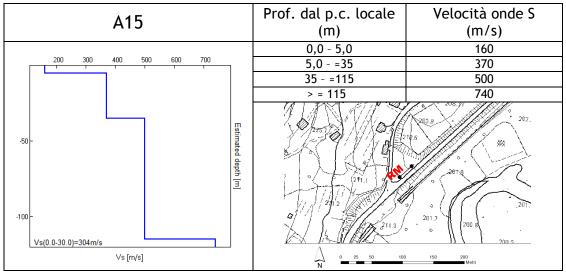


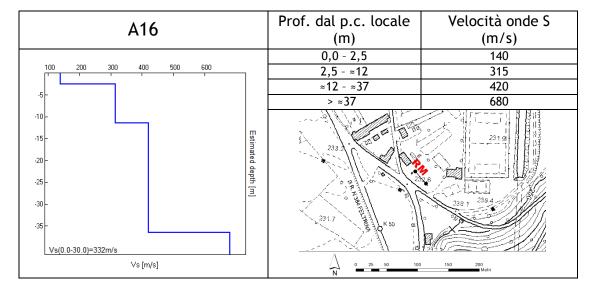


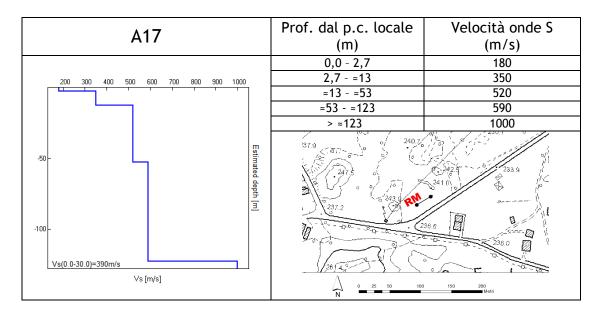


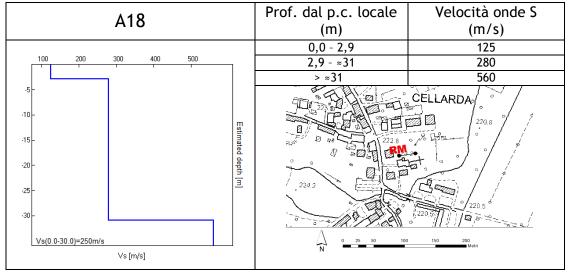
A13		Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
		0,0 - 4,5	130
100 200 300 400 500 6	00	4,5 - ≈25	320
		≈ 25 - ≈110	460
		> ≈110	650
.50 - -100 - 	Estimated depth [m]	3183 3183 3183 3183 3183 3183 3183 3183	DA CIMIA 3310 3430 3610 Metri

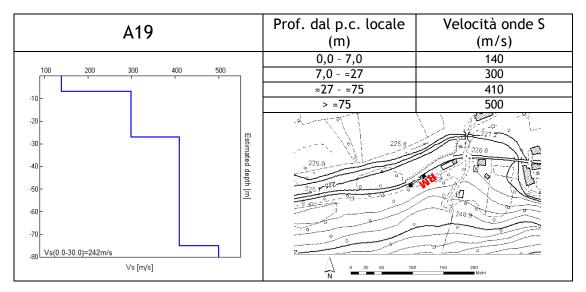


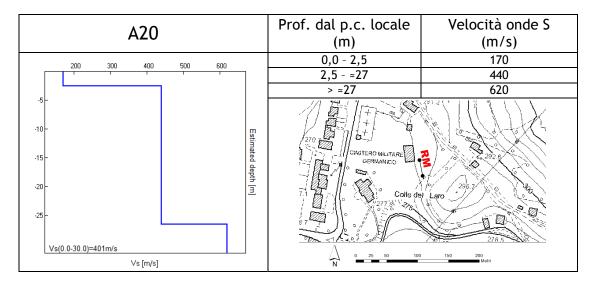




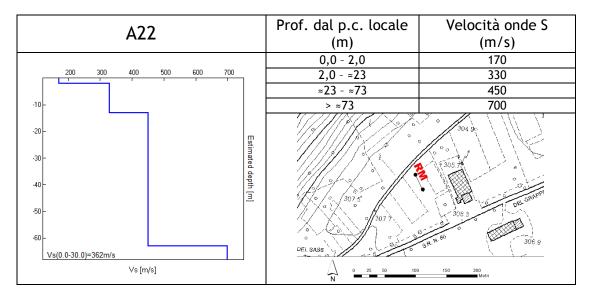


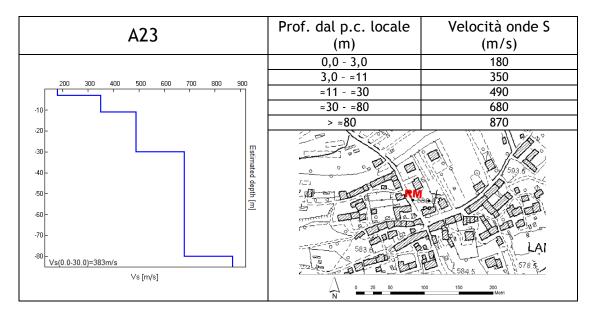


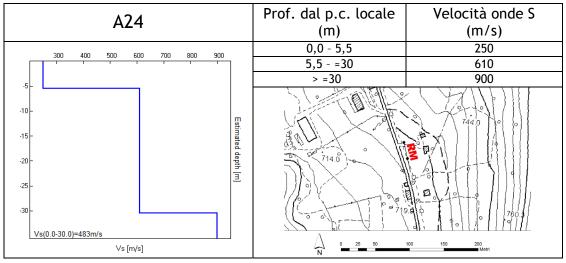


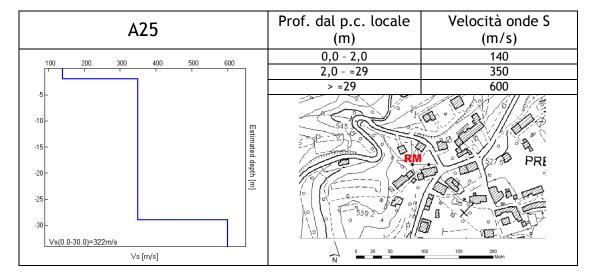


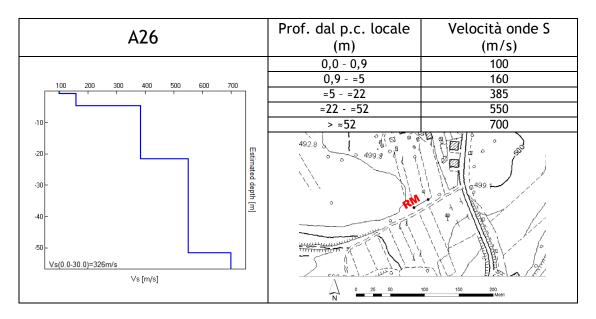
A21		Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
200 300 400 500	600	0,0 - 4,0	160
250 550 450 550	1	4,0 - ≈29	410
.5		> ≈29	610
-10 - -15 - -20 - -25 - -30 - 	Estimated depth [m]	262 8 262 8	200 7

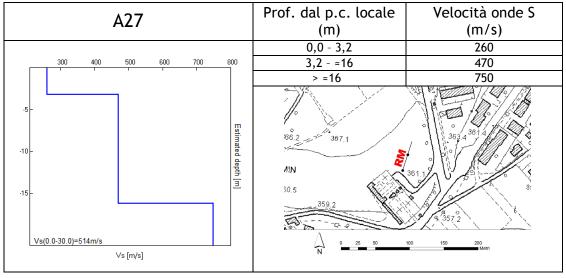


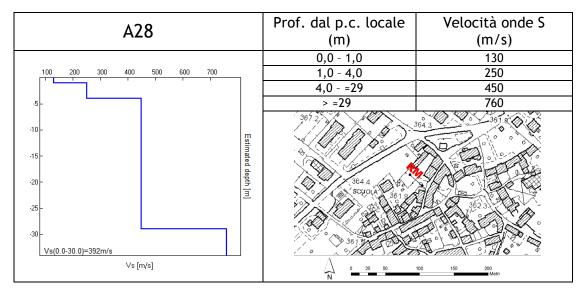


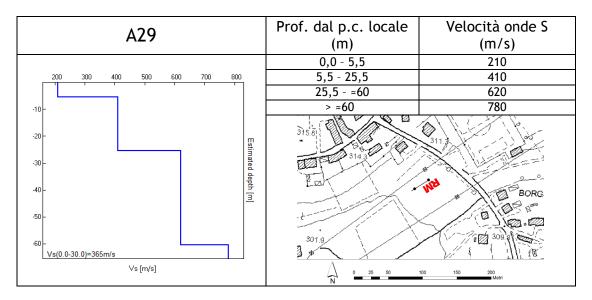






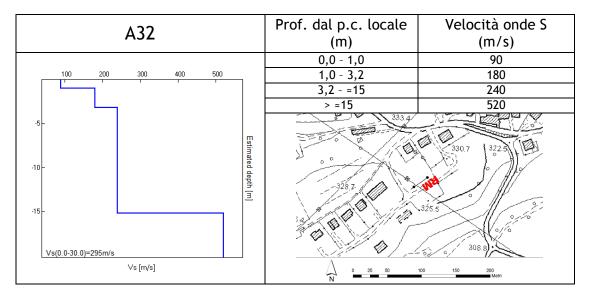






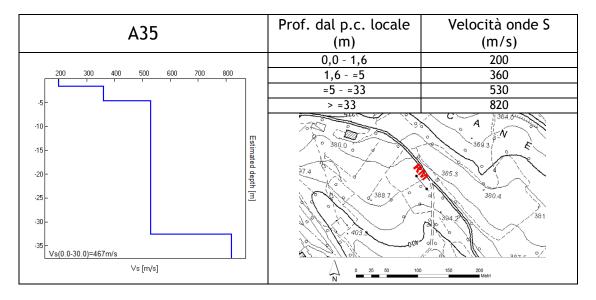
A30	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 10,0	320
300 400 500 600 700 800 900 1000 1100	10,0 - 40,0	650
	40,0 - ≈70	800
-10	> ≈70	1100
-20 - -30 - -40 - -50 - -60 - -70 - -Vs(0.0-30.0)=484m/s	1.5 PEZZOL 338.6	33.6.8 30.0 100 150 200 Metri

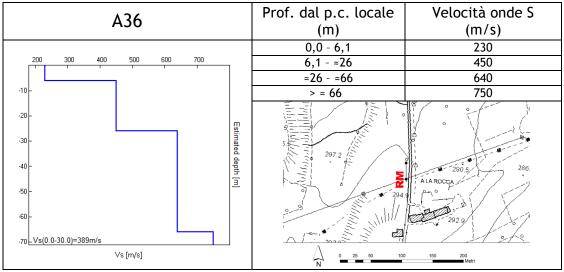
A31	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 0,8	90
100 200 300 400 500 600	0,8 - 2,3	170
	2,3 - ≈17	310
	> ≈17	560
Estimated depth [m]		514.3 FOEN
Vs(0.0-30.0)=338m/s	3113	308.6
Vs [m/s]	O 25 50	100 150 200 Metri



A33	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 5,0	300
300 400 500 600 700 800 900 1000	5,0 - ≈27	580
	≈27 - ≈72	800
-10 -	> ≈72	1050
-203040506070Vs(0.0-30.0)=514m/s Vs [m/s]	30 512.6 -512.6 -66.9 -0 -0 -0 -0 -0 -0 -0 -0 -0 -0 -0 -0 -0 -	150 200 Metri

A34	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 2,0	180
200 300 400 500 600 700 800 900	2,0 - ≈11	400
5-	≈11 - ≈40	580
	> ≈40	900
-10152025303540	528 1 528 1	1 1 X 2 1 488.5 \.
∨s [m/s]	N 0 25 50 100	0 150 200 Metri





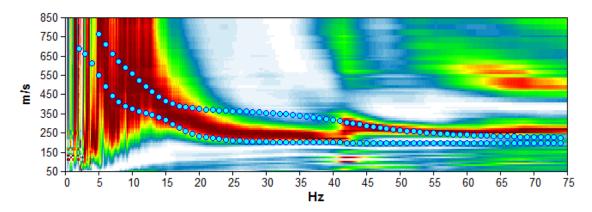
6.3 Modello geosismico del sottosuolo. Interpretazione e incertezze

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

Le misurazioni effettuate in array (Re.Mi.) ed a stazione singola (H.V.S.R.), hanno permesso di ricostruire con una certa precisione i modelli sismo-stratigrafici locali, poiché i segnali si presentano spesso privi di artefatti e con una buona coerenza nel modo fondamentale.

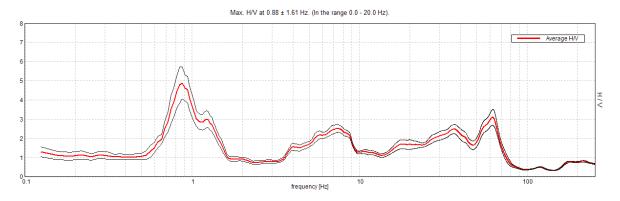
Inoltre, la presenza di un rumore di fondo caratterizzato da un ricco spettro frequenziale, ha permesso di ottenere, nella maggior parte dei casi, un'elevata profondità di penetrazione per quanto riguarda le misure in array.

Le misure H.V.S.R. si presentano, quindi, chiare e ben interpretabili, con rapporti spettrali H / V decisamente elevati in corrispondenza di marcati contrasti sismici e pressoché piatte in concomitanza di un suolo rigido o di una graduale crescita di rigidità con la profondità.



Spettro di velocità da misura sismica in array (Re.Mi. n.29): è possibile notare l'elevata coerenza del segnale alle medio-basse frequenze indagate

I risultati hanno evidenziato un modello sismo-stratigrafico del sottosuolo spiccatamente irregolare, soprattutto per quanto riguarda la profondità del substrato roccioso e i valori di rigidità misurati all'interno delle varie tipologie deposizionali presenti nel territorio comunale a copertura del substrato stesso. Tale modello sismo-stratigrafico risulta compatibile con l'area in oggetto di indagine, caratterizzata da un assetto tettonico-stratigrafico tipico delle zone montuose, infravallive e di raccordo pianura-collina.



Curva H / V da misura H.V.S.R. n.2: la curva mostra un forte contrasto sismico alle medio - basse frequenze (0,88 Hz), associabile al contatto copertura-roccia a circa 160 m dal p.c. locale

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

Buona parte delle misure condotte nella **zona collinare** hanno evidenziato la modesta rigidità di alcuni litotipi come quelli della molassa e del Flysch Bellunese e la presenza di contrasti di rigidità maggiormente localizzati al contatto tra la copertura e il sottostante substrato anche se non si possono escludere amplificazioni sismiche all'interno dell'ammasso roccioso stesso per il passaggio ad un litotipo più massivo.

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

Nella **zona di pianura** sono emerse condizioni stratigrafiche tali da poter ipotizzare importanti amplificazioni del moto sismico in superficie. Le misure condotte hanno evidenziato la presenza di un contrasto sismico rilevante tra la copertura e la sottostante formazione rocciosa tale da generare, ad una determinata frequenza, l'amplificazione sismica locale massima.

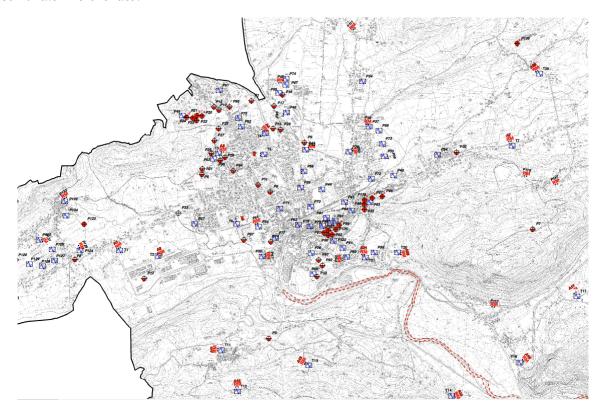
Confrontando tutte le prospezioni eseguite nel comune di Feltre, si è osservato che i maggiori contrasti di rigidità e, quindi, le amplificazioni sismiche più elevate, si localizzano in corrispondenza dei depositi quaternari; inoltre, risulta interessante notare come le frequenze di risonanza più elevate sono localizzate nella porzione settentrionale del territorio indagato mentre nelle zone infravallive assumono valori decisamente inferiori. In questi ultimi contesti tettonico-strutturali possono verificarsi condizioni di "guide d'onda" del moto sismico in condizioni bidimensionali che, quindi, possono amplificare notevolmente il moto sismico di base.

Se da una parte la ricostruzione litologica del sottosuolo risulta complessa in quanto caratterizzata da strutture tettoniche articolate, si fa presente che i modelli sismostratigrafici sono risultati ben correlabili e contraddistinti, come precedentemente illustrato, da contrasti considerevoli all'interno della copertura e al contatto con l'ammasso roccioso sottostante.

7 ELABORATI CARTOGRAFICI

7.1 Carta delle indagini

Si tratta della cartografia elaborata sulla base della Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000, con ubicate le indagini eseguite in questa fase e quelle desunte da studi pregressi. Sono state recuperate alcune misure sismiche condotte a supporto degli studi di "Compatibilità sismica", prodotte a supporto del P.I. comunale, e sono state ubicate alcune stratigrafie reperite presso l'ufficio tecnico comunale. Inoltre, sono stati consultati e archiviati alcuni studi di carattere geologico eseguiti per la progettazione di opere civili. Le indagini di nuova realizzazione sono state schedate e allegate fuori testo. A seguire viene riportato uno stralcio della "Carta delle indagini" relativa alla zona centrale dalla quale si evince come sia stato mappato accuratamente il territorio comunale microzonato.



7.2 Carta geologico-tecnica

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

Questa carta, elaborata sulla base della Carta Recnica Regionale alla scala 1:10.000, riguarda l'integrazione e la rivisitazione in chiave sismologica dei contenuti geolitologici, geomorfologici e idrogeologici contenuti nel P.R.G. comunale. Sono stati comunque eseguiti rilievi geologici di superficie che hanno integrato e modificato i contenuti del P.R.G. stesso, alla luce anche dei risultati ottenuti dalle prove geofisiche effettuate.

Per l'elaborazione della CGT sono state quindi analizzate le informazioni di carattere geologico disponibili e, sulla base delle caratteristiche meccaniche e degli ambienti genetico-deposizionali dei

terreni, le varie unità litologiche sono state accorpate in classi distinte e rappresentative dei depositi costituenti il territorio di Feltre.

Nella descrizione delle unità litologiche previste dagli indirizzi di Microzonazione Sismica della Protezione Civile, sono stati considerati anche i risultati delle prove geofisiche di tipo sismico, per cui sono state specificate anche le caratteristiche delle litologie in termini di velocità di propagazione delle onde di taglio S (Vs) e di frequenza di risonanza dei depositi.

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

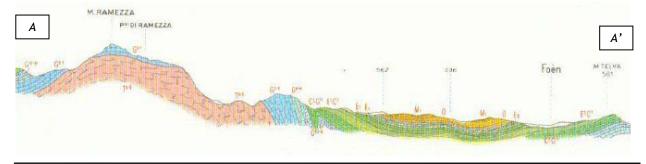
Visto che le definizioni previste dagli "standard di rappresentazione e archiviazione informatica" non ricoprono ne tutti gli ambienti deposizionali ne possibili forme morfologiche, le litologie riconducibili sia all'ambiente fluviale che fluvioglaciale (antico e recente), sono state classificate tutte come appartenenti all'ambiente glaciale (fg).

Per evidenziare i possibili effetti di amplificazione stratigrafica (contrasto di impedenza tra mezzi geologici differenti) e predisporre le informazioni utili per la MOPS, sulla base degli studi specifici di carattere geofisico sono stati individuati i contatti tra litologie che possono rispondere in modo differente alla sollecitazione sismica: le indagini hanno verificato che, oltre ad esserci risposte sismiche variabili in relazione ai differenti ambienti geomorfologici in cui esse si registrano (coperture moreniche e detritiche, substrato geologico "roccia", coperture alluvionali e glaciali), esistono risposte diverse anche, ad esempio, in base alla tipologia di substrato presente al di sotto della copertura.

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

- delimitazione del substrato dai terreni di copertura, considerando per questi ultimi uno spessore minimo di 3 m. Le unità litologiche individuate sono state uniformate secondo le indicazioni delle linee guida della Protezione Civile;
- zone di versante potenzialmente instabili sia attive sia inattive;
- elementi tettonico-strutturali attivi ricavati dai cataloghi nazionali e faglie ricavate dal P.R.G. comunale nonché l'asse di sinclinale;
- morfologie di superficie e morfologie sepolte;
- irregolarità marcate del rilievo: linee di cresta e cigli di scarpata in cui sono ritenuti possibili effetti di amplificazione topografica;
- informazioni sulla falda e sulle stratigrafie dei sondaggi e dei pozzi;
- traccia della sezione geologica.

A seguire si riporta la sezione geologica rappresentativa del territorio comunale di Feltre dalla quale si riscontra chiaramente la presenza della sinclinale localizzata nella porzione centrale del territorio comunale con uno sviluppo, grossomodo, est-ovest. Altrettanto chiara risulta l'ubicazione degli affioramenti più antichi in corrispondenza delle Vette Feltrine e a sud del centro storico.



Le unità litologiche principali definite nella "Carta geologico-tecnica" sono le seguenti:

Carta Geolitologica del P.A.T P.R.G.	Carta geologico - tecnica per la Microzonazione Sismica	Simbolo riportato in carta
Glauconia di Belluno, Complesso arenaceo Colle della Croce, Arenaria di Altin e Glauconia di Altin	GR	GR
Formazione Igne, Flysch di Belluno, Calcarenite di Pedavena, Marne cineree del T. Colmeda, Marne a Pericosmus, Marne e siltiti, Complesso arenaceo di Vignui	ALS	ALS
Calcari del Vajount, Rosso Ammonitico e Formazione di Fonzaso, Biancone, Scaglia Rossa,	LPS	LPS
Marne siltose finemente arenacee	СО	СО
Terreni contenenti resti di attività antropica	RI	XXXXXX
Granulometria: materiale argilloso, argilloso ghiaioso o sabbioso e argille limose. Ambienti: coperture glaciali moreniche (till) della Val Belluna e dei ghiacciai locali, materiali fluviali e fluvioglaciali antichi e recenti, conoidi di deiezione e alluvionali, zone palustri	CL ti + CL fg + CL cz + CL ca + CL pa	CL
<u>Granulometria</u> : materiale argilloso, sabbie fini limose o argillose. <u>Ambienti</u> : coperture fluviali e fluvioglaciali, conoide di deiezione	ML fg + ML cz	ML
<u>Granulometria</u> : ghiaie limose, miscela di ghiaia, sabbia e limo <u>Ambienti</u> : falda detritica, conoide detritica, conoide di deiezione	GM fd + GM cz + GM cd	GM
<u>Granulometria</u> : ghiaie pulite con granulometria assortita, miscela di ghiaia e sabbia <u>Ambienti</u> : coperture fluviali e fluvioglaciali, conoide alluvionale	GW fg + GW ca	GW

Per quanto riguarda le zone di versante potenzialmente instabili, sono state inserite le aree soggette a fenomeni gravitativi individuate e descritte nella cartografia pianificatoria comunale (P.R.G.) e negli studi pianificatori di livello superiore (PAI). Infine, sono state inserite le frane desunte dal rilievo geologico e geomorfologico effettuato per il presente lavoro o recentemente cartografate dalla Provincia, come quella presente in località Villaga. Sono state indicate le frane di crollo, scorrimento, colata e complesse, differenziandole tra attive e inattive.

Invece, i lineamenti sismicamente attivi (rotture in superficie per riattivazione di faglia capace) possono essere evidenziati solo da studi sismogenetici di livello superiore, per cui nella carta sono state ubicate le presunte faglie "capaci" riportate nel Data Base ITHACA e precedentemente illustrate.

Altro elemento strutturale importante dell'area di studio è rappresentato dalla sinclinale di Belluno che è stata posizionata a nord del centro storico con andamento, grossomodo, sud ovest-nord est. Si tratta di una sinclinale molto asimmetrica, con fianco nord raddrizzato, mentre quello meridionale si eleva con debole pendenza (Miglioranza, 1981).

La focalizzazione delle onde sismiche in corrispondenza di creste, cime o cigli di scarpata è il fenomeno che sta alla base dell'amplificazione topografica. Nella carta prodotta sono state

evidenziate le irregolarità più marcate che potrebbero produrre particolari amplificazioni sismiche: si sono messe in evidenza le linee di cresta, gli assi di paleoalveo, gli orli di scarpata morfologica differenziandoli tra quelli con altezza compresa tra 10-20 m e quelli maggiori si 20 m.

Vista la morfologia delle valli locali, nei siti infravallivi posti sui terreni di copertura 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 di superficie) all'interno dei depositi di riempimento stessi. Nella "Carta geologico-tecnica" sono state indicate le zone più importanti in cui si ritiene che possano verificarsi tali fenomeni, ovvero la valle del torrente Stizzon, del fiume Piave e quella che dalla località Villabruna scende verso il centro di Feltre. Inoltre, sono state suddivise le valli sepolte larghe con C<0,25 e quelle strette con C≥0,25, a seconda dello sviluppo della vallecola considerata (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.

Sono state riportate le stratigrafie dei pozzi dell'ISPRA, di alcuni sondaggi del P.R.G. e di indagini eseguite da altri Professionisti, nonché quelle derivate dalla bibliografia reperita. Nella "Carta geologico-tecnica" sono state specificate le profondità dei pozzi / sondaggi in relazione al "substrato geologico", considerando come "substrato geologico" l'ammasso roccioso generico; inoltre, è stato indicato l'eventuale livello della falda misurato e sono state riportate alcune sorgenti assegnando, a queste ultime, un livello della falda prossimo al piano campagna locale (0 m dal p.c. locale).

7.3 Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (Livello 1)

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

- Zone stabili;
- Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali;
- Zone di attenzione per instabilità.

Inoltre, in essa sono state inserite le seguenti informazioni:

- forme di superficie e sepolte;
- tracce di sezioni per gli approfondimenti di Livello 3;
- misure di rumore ambientale;
- faglie attive e capaci.

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

1. ZONE STABILI

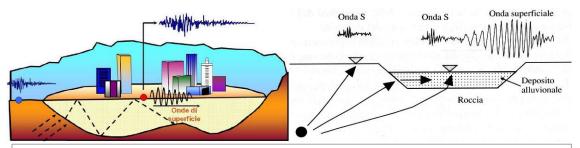
Nel comune di Feltre non sono state individuate zone "stabili". In sostanza, si noti che l'intero territorio è considerabile come stabile suscettibile di amplificazione sismica e, localmente, presenta zone di attenzione per instabilità.

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

2. ZONE STABILI SUSCETTIBILI DI AMPLIFICAZIONI LOCALI

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

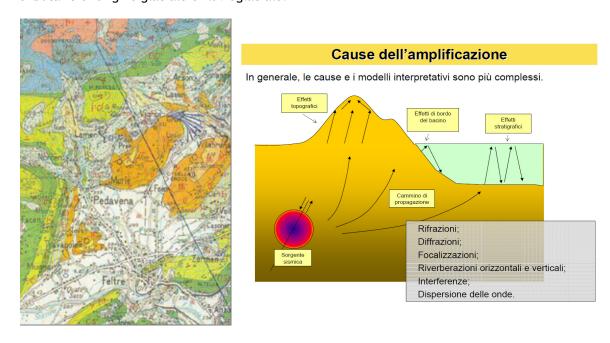
- A. Stratigrafia e caratteristiche dei litotipi. Come evidenziato nella "Carta geologico-tecnica" e nelle considerazioni fin qui esposte, è stato accertato che, oltre ad esserci differenti risposte sismiche variabili in relazione ai diversi ambienti geomorfologici (detrito, roccia, alluvioni, materiale morenico, ecc.) ed al contatto tra le coperture ed il substrato roccioso, si possono verificare cambi di rigidità anche al contatto tra formazioni rocciose di caratteristiche differenti ed all'interno dello stesso ammasso, che si ripercuotono sull'amplificabilità sismica del sito (passaggio tra substrato alterato e compatto).
- 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 valle e 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

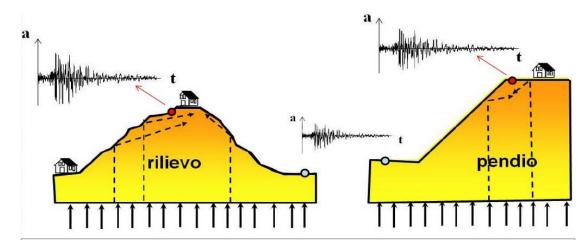
Infatti, la maggior parte del territorio comunale di Feltre si sviluppa all'interno della valle Feltre-Belluno allungata in direzione sud ovest-nord est, dove il substrato roccioso si trova, a volte celato dalle coperture alluvionali, a profondità non particolarmente elevate, per cui sono possibili gli "effetti di valle" appena descritti. Lo stesso dicasi per alcune vallecole tributarie di origine glaciale e fluvioglaciale.



Pertanto, nella carta sono state riportate le informazioni relative alla morfologia sepolta tramite l'asse di valle sepolta definite "strette" o "larghe" a seconda dei casi e del loro sviluppo.

C. Amplificazione topografica. Per quanto riguarda l'amplificazione topografica, è stato qualitativamente coinvolto l'intero territorio collinare, senza fare particolari distinzioni, anche perché la normativa vigente in materia di costruzioni (D.M. 14.01.2008 - NTC) permetterebbe di suddividere omogeneamente le aree in condizioni geometriche ben ricostruibili: Feltre presenta invece una morfologia complessa e non facilmente modellizzabile (la norma dice che per condizioni topografiche complesse è necessario predisporre analisi specifiche di risposta sismica locale), per cui si ritiene che tale aspetto debba essere approfondito nei livelli successivi di analisi, dopo aver perimetrato con attenzione le aree da indagare.

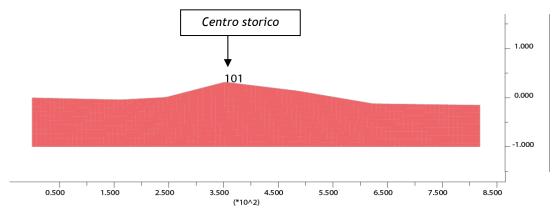
Come anticipato nel punto A, si ricorda che nell'ambito collinare l'amplificazione sismica può essere legata, oltre che alle condizioni topografiche dei luoghi, anche a motivi di tipo stratigrafico (detrito su roccia per esempio) e, spesso, tali effetti di sito sono associati tra loro.



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

Per rafforzare tale ipotesi e per approfondire le indicazioni delle NTC, è stato verificato il potenziale di amplificazione della zona di roccia affiorante compatta (substrato geologico LPS - Scaglia Rossa) in corrispondenza del centro storico della città tramite una modellazione bidimensionale in campo elastico senza smorzamento ciclico (maggiori informazioni sono riportate nel capitolo riguardante gli approfondimenti di Livello 3).

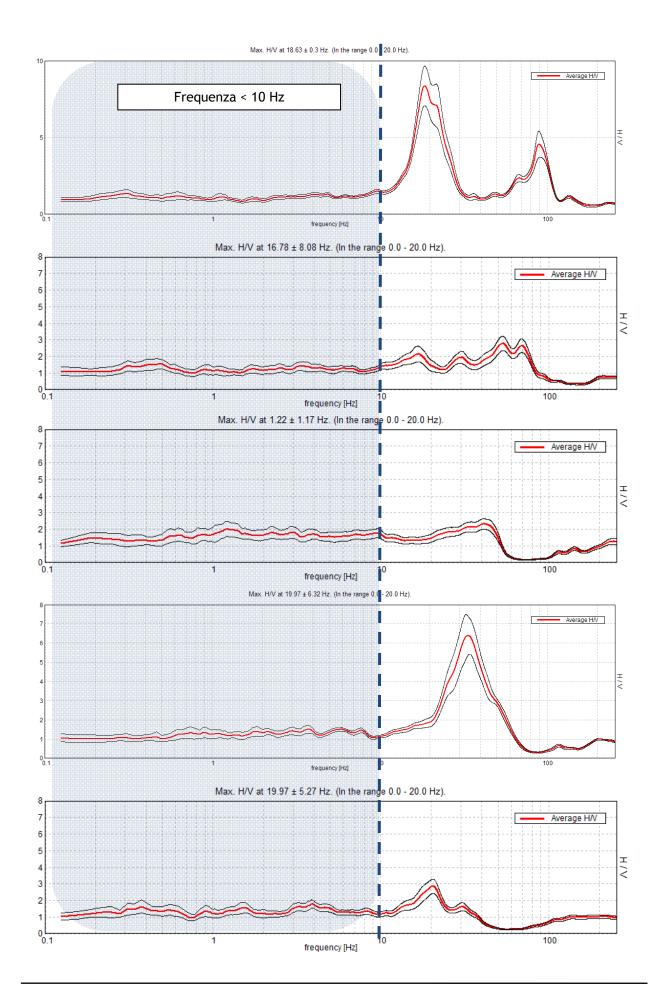
Nella sezione analizzata, riportata a seguire, è stata verificata una certa amplificazione in corrispondenza della cresta con un FA, nell'intervallo 0,1-0,5s, in termini di pseudo accelerazione pari a 1,57.



Si ritiene, quindi, che tutto il territorio collinare di Feltre sia assoggettabile ad amplificazione sismica per effetto topografico, fatto salvo quindi per le zone di pianura infravallive.

Le Zone 1 e 2 sono relative al substrato roccioso subaffiorante; la Zona n°1 comprende le formazioni prevalentemente calcaree mentre la Zona 2 le formazioni della molassa e del Flysch Bellunese. Tale raggruppamento deriva da alcune considerazioni in merito alle misure geofisiche analizzate e condotte in prossimità delle formazioni rocciose subaffioranti.

- Le n°16 misure H.V.S.R. hanno rilevato un comportamento dinamico delle formazioni rocciose sostanzialmente omogeneo con curve H/V, per frequenze inferiori a 10 Hz, pressoché piatte (vedi figura seguente).
- Le misure di Vs condotte tramite la metodologia Re.Mi., in corrispondenza delle litologie della Zona 1, hanno restituito valori di rigidità decisamente più elevati rispetto a quelli della Zona 2.



Come detto in precedenza, a Feltre non si sono verificate le condizioni per ipotizzare la perimetrazione di Zone stabili dove lo scuotimento sismico sia associabile solamente all'energia ed alla distanza dell'evento. Pertanto, sulla base di quanto finora esposto ed escludendo la presenza di Zone stabili, le Zone stabili suscettibili di amplificazione sono state così suddivise.

Zona 2001	LPS + ALS (solo "Formazione Igne")	
Zona 2002	ALS ("Formazioni Igne" escluse) + GR + CO	
Zona 2003-4-5	GWfg (recente) + GWcz + GWca	
Zona 2006	GWfg (antico)	
Zona 2007	GMfd + GMcz + GMcd	
Zona 2008-9	CLti + CLcz	
Zona 2010	CLfg (antico)	
Zona 2011	CLfg (antico) + CLcz	
Zona 2012	CLfg (recente) + CLcz	
Zona 2013	CL pa	
Zona 2014	MLfg (antico)	
Zona 2015	MLfg (recente) + MLcz	

La zona di riporto, corrispondente all'area di lavorazione dei materiali di cava, non è stata microzonata in quanto non è stato possibile accedervi ed effettuare misure geofisiche specifiche.

Considerando che una zona omogenea, per definizione, è un'area che, sottoposta a sollecitazione sismica, risponde nello stesso modo in tutti i suoi punti e che tale comportamento dipenda dal grado di rigidità dei materiali, dallo spessore e dal contrasto sismico con quella sottostante, appare opportuno riportare alcune considerazioni importanti che hanno portato alla suddivisione dei terreni di copertura in n°13 microzone:

- o nel territorio comunale sono presenti materiali fluvioglaciali di varia granulometrie (GW-ML-CL) ma di età differenti. Come riportato nella Carta Geomorfologica del P.R.G., si possono distinguere i materiale fluvioglaciali antichi, localizzati nella porzione settentrionale del territorio microzonato e quelli recenti presenti nelle maggiori aree infravallive. In particolare, i primi presentano un grado di cementazione spiccatamente più elevato con valori di Vs, ad eccezione dei primi metri, sempre superiori a 350 m/s ed è quindi possibile ipotizzare un comportamento dinamico differente dagli altri depositi di analoga granulometria;
- lo stesso materiale risponde in modo diverso in base allo spessore e al tipo di substrato sottostante. Questo è il caso delle Zone 3, 4 e 5 che, nonostante presentino lo stesso materiale (GWfg), hanno risposte sismiche diverse. Tali suddivisioni sono state individuate grazie all'elevato numero di misure H.V.S.R. condotte. In particolare, la Zona 3 è localizzata nei pressi del centro storico, nella valle del fiume Piave e del fiume Sonna dove il materiale alluvionale è collocato al disopra del substrato della Zona 1; la Zona 4 è localizzata lungo le vallate secondarie dove il substrato sottostante appartiene alla Zona 2; la Zona 5 è associata all'area del torrente Stizzon dove si sono registrate le frequenze più basse. È proprio in quest'ultimo caso che si possono riscontare delle differenze sulla risposta sismica locale dovute ad un maggiore approfondimento del substrato.

A partire da queste considerazioni, dall'analisi critica della "Carta geologico-tecnica" e dai risultati ottenuti dalle misure geofisiche condotte è stato possibile individuare le seguenti successioni stratigrafiche.

Zona 2001. LPS + ALS, ammassi rocciosi prevalentemente calcarei stratificati. Sono localizzati nella porzione meridionale del territorio comunale e nella parte nord dell'area microzonata. A questa zona appartengono: Rosso Ammonitico, Formazione di Fonzaso, Formazione di Igne, Calcare del Vajont, Biancone e Scaglia Rossa.	
Zona 2002. ALS + GR + CO, ammassi rocciosi appartenenti alla molassa e al Flysch di Belluno. Sono localizzati nella porzione centrale del territorio comunale. A questa zona appartengono: Flysch di Belluno, Calcarenite di Pedavena, Marne Cinerine del torrente Colmeda, Glauconia di Belluno, Marne a Pericosmus, Complesso del Colle della Croce, Marne e siltiti, Glauconia di Altin, Arenaria di ALtin e Complesso arenaceo di Vignui.	
Zona 2003. GW (fluvioglaciale recente), caratterizzata da materiale fluviale e fluvioglaciale ghiaioso sabbioso recente ed è collocata nel centro storico del comune, lungo il fiume Piave e il fiume Sonna. Presenta uno spessore decimetrico e poggia sulla Zona 2001.	2001
Zona 2004. GW (fluvioglaciale recente), caratterizzata da materiale fluviale e fluvioglaciale ghiaioso sabbioso recente ed è collocata nelle valli secondarie, a nord del centro storico. Presenta uno spessore decimetrico e poggia sulla Zona 2002.	2002
Zona 2005. GW (fluvioglaciale recente), caratterizzata da materiale fluviale e fluvioglaciale ghiaioso sabbioso recente ed è collocata nella valle principale del torrente Stizzon. Presenta uno spessore a volte superiore a 100 m e poggia sulla Zona 2001.	2001
Zona 2006. GW (fluvioglaciale antico), caratterizzata da materiale fluviale e fluvioglaciale ghiaioso sabbioso antico ed è posizionata nella porzione nord del territorio microzonato. Presenta spessori metrici o decimetrici ed è posto al disopra della Zona 2002.	2002
Zona 2007. GM, relativa alla falda detritica, conoide di deiezione e detritica ed è costituita da miscela di ghiaia, sabbia e limo. Gli spessori sono metrici ed è collocata a ridosso delle zone di versante con substrato roccioso riconducibile alla Zona 2001.	2001
Zona 2008. CL, è costituita da argille, argille ghiaiose o sabbiose. La genesi è quella morenica (<i>Till</i> di alloggiamento) e, marginalmente, di conoide di deiezione. La Zona è posizionata sopra la 2001.	2001

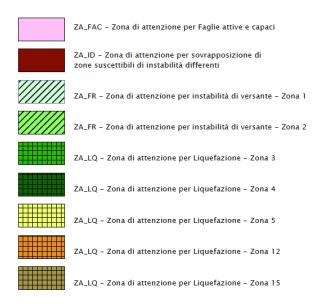
	<u> </u>
Zona 2009. CL, è costituita da argille, argille ghiaiose o sabbiose. La genesi è quella morenica (<i>Till</i> di alloggiamento) e, marginalmente, di conoide di deiezione. La Zona è posizionata sopra la 2002	2002
Zona 2010 CL (fluvioglaciale antico), è costituita da materiale fluviale e fluvioglaciale argilloso, argilloso ghiaioso e sabbioso. È localizzata a sud del centro storico e poggia sulla Zona 2001.	2001
Zona 2011 CL (fluvioglaciale antico), è costituita da materiale fluviale e fluvioglaciale argilloso, argilloso ghiaioso e sabbioso. È localizzata a nord del territorio microzonato e poggia sulla Zona 2002.	2002
Zona 2012 CL (fluvioglaciale recente), è costituita da materiale fluviale e fluvioglaciale argilloso, argilloso ghiaioso e sabbioso. È localizzata a nord del centro storico e presenta spessori metrici e decimetrici; poggia sulla Zona 2002.	2002
Zona 2013 CL, è costituita da materiale palustre argilloso, argilloso ghiaioso e sabbioso. È localizzata a ridosso della frana Collesei. Presenta, verosimilmente, spessori decimetrici e poggia sulla Zona 2001.	2001
Zona 2014 ML (fluvioglaciale antico), è costituita da materiale limoso, sabbie fini limose o argillose. È localizzata nei pressi della località Pren e presenta, verosimilmente, spessori metrici o decimetrici e poggia sulla Zona 2002.	2002
Zona 2015 ML (fluvioglaciale recente), è costituita da materiale limoso, sabbie fini limose o argillose. È localizzata a ridosso delle propaggine collinari costituite da substrato appartenete alla Zona 2002. Gli spessori sono, verosimilmente, metrici o decimetrici.	2002

3. ZONE DI ATTENZIONE PER INSTABILITÀ

Per quanto riguarda le Zone di attenzione per instabilità, esse sono state così individuate:

- aree di frana;
- prossimità di lineamenti sismogenetici riconosciuti attivi;
- aree potenzialmente soggette a fenomeni di liquefazione.

Zone di attenzione per instabilità



Le aree di frana desunte derivano da una verifica incrociata tra le cartografie del P.R.G. e quelle del P.A.I.; inoltre sono state aggiunte quelle recenti riportate nelle cartografie provinciali. Le frane presenti nella MOPS coincidono perfettamente con quelle riportate nella "Carta geologico-tecnica"; si rimanda ai livelli successivi per l'analisi specifica di tale potenziale instabilità, una volta verificata la "pericolosità" in relazione alla "vulnerabilità" del sito in cui sviluppano.

I lineamenti sismicamente attivi (rotture in superficie per riattivazione di faglia capace) possono essere evidenziati solo da studi sismogenetici di livello superiore, per cui nella carta sono state ubicate le faglia "capaci" di ITHACA. Inoltre, come previsto dalle linee guida nazionali, è stato creato un *buffer* di 200 m e assegnata la relativa zona di attenzione.

Tra le aree potenzialmente instabili per fenomeni di liquefazione, visto che il territorio comunale è parzialmente assoggettabile a tale effetto cosismico, è stata fatta una prima analisi di approfondimento per verificare se, con i dati disponibili, è possibile escludere qualche ambito geomorfologico di Feltre.

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

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

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

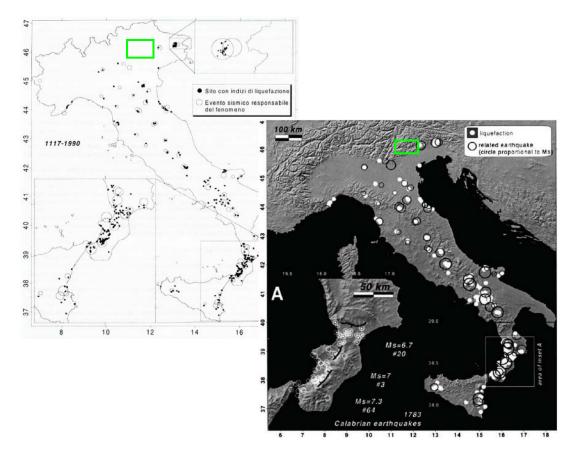
Altri standard di riferimento ed altre linee guida tendono ad ampliare la gamma dei terreni potenzialmente suscettibili alla liquefazione, indicazione di cui si è tenuto conto anche nel presente studio.

In generale, buona parte del fondovalle, in corrispondenza dei depositi fluviali e fluvioglaciali recenti, NON soddisfano alcuna di queste caratteristiche, per cui si ritiene che siano potenzialmente soggetti alla liquefazione dei terreni in caso di terremoto di magnitudo e durata importanti. Pertanto, la mancanza di dati diffusi (sondaggi profondi - prove SPT in foro - analisi di laboratorio) impone che in questa fase (Livello 1) il fondovalle venga considerato cautelativamente una "Zona di attenzione", rimandando ai successivi livelli di approfondimento per la verifica di tale condizione. Invece, si è ritenuto di escludere dalla potenziale liquefazione i depositi fluviali e fluvioglaciali antichi in quanto presentano un elevato grado di consolidamento e cementazione, confermato dalle velocità di propagazione delle onde S misurate che, ad eccezione dei primi metri, non scendono mai sotto i 350 m/s.

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".

<u>Criterio storico</u>, 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.

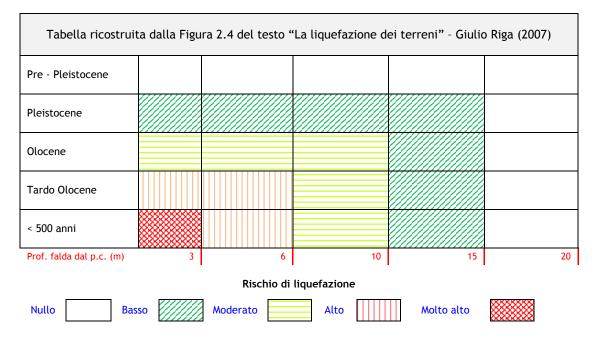


Si noti come i siti con indizi di liquefazione siano esterni all'area in esame: la foto a sinistra è stata estratta da alcuni corsi di aggiornamento che non citavano la fonte mentre, quella a destra, che sostanzialmente riproduce le stesse informazioni, è tratta da "New empirical relationships between 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.

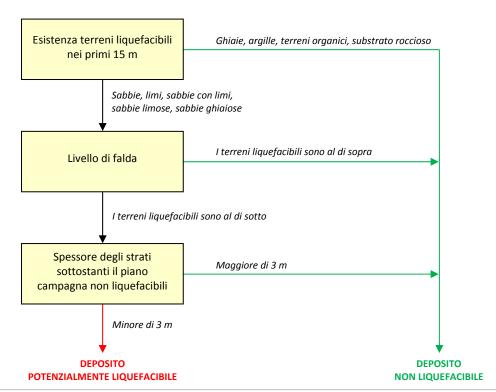
Criterio di Iwasaky et al. (1982)			
Classe	Unità geomorfologica Potenziale di liquefazion		
Α	Letti di fiumi recenti, paleoalvei, paludi, zone bonificate, zone interdunari Probabile		
В	Conoidi, argini naturali, dune di sabbia, pianure di esondazione, spiagge, altre pianure	Possibile Possibile	
С	Terrazzi,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

Probabilità di liquefazione			
Età del deposito	Profondità della falda		
Lta det deposito	< 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		Molto Bassa	
Pleistocene antico e depositi anteriori	Molto Bassa	Molto Bassa	Molto Bassa



Sulla base di queste tabelle e delle condizioni geologiche locali, si ritiene di poter attribuire un certo grado di potenziale liquefazione alle Zone 3, 4, 5, 12, e 15 appartenenti ai depositi fluviali e fluvioglaciali recenti.

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).



Estratto da "Microzonazione sismica - Uno strumento consolidato per la riduzione del rischio" -Par. 5.6 - Figura 5.9 di Johann Facciorusso, Claudia Madiai, Giovanni Vannucchi, Luca Martelli

Sulla base di tale metodo, sono state considerate liquefacibili le verticali (in tal caso analizzando le stratigrafie di alcuni sondaggi e/o pozzi) contenenti entro i primi 15 m almeno uno strato giudicato suscettibile di liquefazione (costituito da sabbie, sabbie con limi, sabbie limose, sabbie ghiaiose) e posizionato al di sotto del livello di falda, purché non sia presente uno strato superficiale di terreno non liquefacibile (argilla, ghiaia, substrato roccioso e terreni organici) di spessore pari ad almeno 3 m (che produrrebbe un "effetto tappo" sulle manifestazioni e le conseguenze, in superficie, della liquefazione sismica).

Il risultato di tale analisi non ha permesso di correlare i risultati puntuali mediante processi di interpolazione spaziale, necessari a delimitare e distinguere le aree liquefacibili. Infatti:

- le stratigrafie dei pozzi riportano dati indicativi sulla granulometria, non sempre definita con precisione e molto approssimativa;
- spesso, le stratigrafie delle prove e dei sondaggi presentano, anche a brevissima distanza, condizioni litologiche completamente differenti e, questo, per la complessità genetica di alcuni ambienti deposizionali.

In conclusione, le zone del territorio comunale di Feltre (centro storico e aree infravallive) caratterizzate da un materiale fluviale e/o fluvioglaciale recente dove la frazione sabbiosa potrebbe essere rilevante e non potendo delimitarla a causa delle scarse informazioni stratigrafiche, si è ritenuto necessario attribuire la potenzialità alla liquefazione di tali depositi.

Nella Carta delle MOPS, il Comune di Feltre è stato quindi parzialmente compreso tra le zone ZA_{LQ} (Zona di attenzione per liquefazione).

Il retino associato alla zona ZA_{LQ} è sovrapposto alla simbologia delle zone stabili suscettibili di amplificazione precedentemente descritte, per conservare entrambe le informazioni. In questo modo, se gli approfondimenti successivi non confermassero l'instabilità per liquefazione di una certa zona, sarà possibile trattare la stessa come stabile suscettibile di amplificazione e caratterizzarla secondo i suoi parametri.

Si rimanda quindi agli studi futuri ed alle fasi successive di approfondimento per l'analisi del "Criterio di composizione" e del "Criterio di stato fisico", nonché per l'analisi quantitativa del potenziale di liquefazione (con metodi semplificati e/o dinamici), che necessitano di dati granulometrici e di prove specifiche per la loro applicazione.

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*) consentono di analizzare la variazione della risposta sismica di un sito al variare delle condizioni litostratigrafiche.

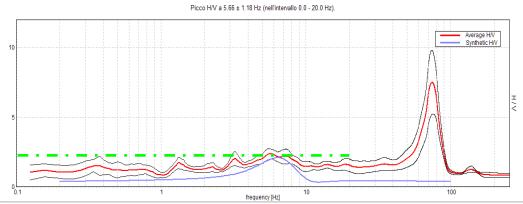
Durante le indagini di MS dell'area aquilana dopo il terremoto del 6 aprile 2009, i risultati di tali analisi si sono rilevati estremamente utili sin dalle prime fasi di elaborazione delle carte di Livello 1.

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

I risultati delle indagini H.V.S.R. da microtremori hanno consentito di realizzare la Carte delle frequenze e hanno fornito informazioni utili a definire e delineare la Carta MOPS. Gli stessi hanno inoltre dato informazioni su locali criticità e sono stati utili nella pianificazione delle indagini lineari.

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

Dal punto di vista ingegneristico-strutturale il valore di risonanza del sottosuolo rappresenta un parametro fondamentale per una corretta progettazione sismica delle strutture. È ormai consolidata, sia a livello accademico sia professionale, l'ipotesi che le strutture subiscano le sollecitazioni sismiche maggiori quando c'è coincidenza tra la frequenza di vibrazione naturale del terreno investito da un'onda sismica e quella naturale dell'edificio. Si dovrà quindi porre estrema attenzione nell'edificare strutture aventi gli stessi periodi di vibrazione del terreno. Tutte le valutazioni sulle condizioni di amplificazione di sito sono state effettuate considerando la finestra frequenziale di 0,1-20 Hz, in quanto tali frequenze risultano essere quelle di normale interesse ingegneristico-strutturale. Inoltre, le amplificazioni sismiche considerate nella curva H/V sono state quelle con un rapporto superiore a 2: infatti, in base al progetto SESAME, che di fatto fornisce le linee guida per misure sismiche H.V.S.R., il rapporto sotto il quale non si devono considerare le amplificazioni sismiche dovute ad effetti locali è fissato a 2 (linea tratteggiata nella figura sotto).



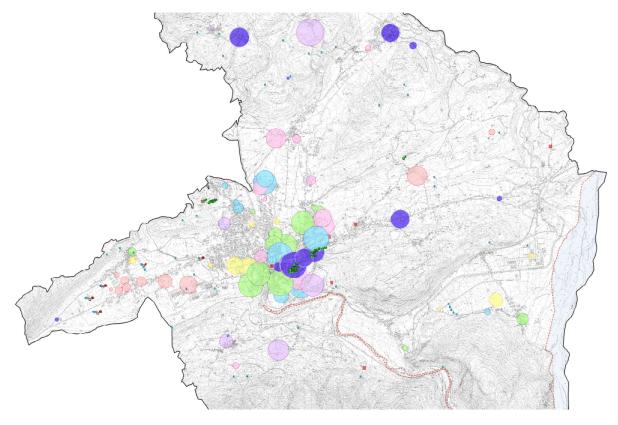
Sono attribuite condizioni di amplificazione stratigrafica per quei siti in cui la curva mediana di interpolazione del grafico presenta picchi con ampiezza H/V superiore a 2 (criterio SESAME, 2004; Albarello e Castellaro, 2011) all'interno del campo di frequenze compreso tra 0,1 e 20 Hz

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

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

SINTESI DEI RISULTATI

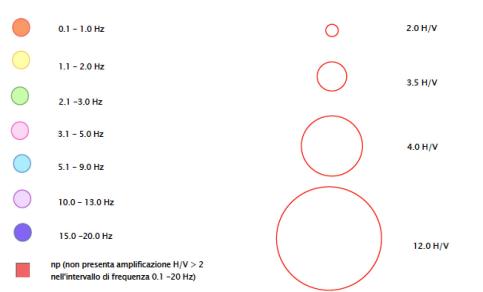
In sostanza, questa carta, elaborata sulla base della C.T.R. alla scala 1:10.000 e riportata in estratto nella figura sottostante, evidenzia come la frequenza fondamentale di risonanza di un sito sia molto variabile e condizionata dai rapporti litostratigrafici che si sviluppano con la profondità: nel nostro caso, la frequenza fondamentale di risonanza risulta legata al contrasto di rigidità presente tra la copertura e la sottostante formazione rocciosa.



I risultati delle analisi sono stati cartografati tramite dei cerchi di diverso colore in base ai valori di frequenza F_0 (7 classi) e con un diametro proporzionale all'ampiezza del picco A_0 , così suddiviso:

Frequenza Fondamentale (Fo)

Ampiezza del picco (Ao)



Osservando la "Carta delle frequenze", realizzata interamente tramite le misure di rumore ambientale a stazione singola eseguite per il presente studio, è possibile formulare alcune interessanti osservazioni:

- il comune di Feltre presenta un ampio *range* di frequenze di risonanza con valori H/V, in generale, abbastanza elevati, per cui risulta possibile ipotizzare importanti amplificazioni del moto sismico in superficie;
- le frequenze di risonanza con i rapporti H/V più elevati sono localizzate, generalmente, in corrispondenza dei terreni di copertura fluviale e fluvioglaciali recenti ed in particolare nella zone dove la profondità del substrato roccioso non è molto elevata;
- per quanto riguarda la distribuzione dei vali di frequenza, si osserva una netta differenza tra le misure condotte lungo le maggiori aree infravallive (frequenze medio-basse) e quelle a ridosso del substrato roccioso affiorante (frequenze medio-alte). Altra differenza sostanziale si osserva in quelle prospezioni condotte nella porzione settentrionale del territorio microzonato (alte frequenze);
- le n° 16 registrazioni effettuate in corrispondenza di ammassi rocciosi affioranti, hanno restituito uno spettro H/V pressoché piatto (assenza di amplificazione) per valori di frequenza inferiori a 10 Hz. Eventuali risonanze a valori più elevati sono imputabili alla copertura superficiale di modesto spessore (qualche metro).

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.

8 MODELLIZZAZIONI NUMERICHE-LIVELLO 3 DI APPROFONDIMENTO

Per quantificare correttamente la risposta sismica di sito sono state effettuate due modellazioni bidimensionali lungo due sezioni rappresentative del territorio comunale di Feltre.

In particolare, la prima simulazione è stata condotta per quantificare l'amplificazione topografica che, in caso di evento sismico, potrebbe verificarsi nei pressi del centro storico mentre la seconda, realizzata trasversalmente alla valle del torrente Stizzon, per valutare gli effetti di amplificazione stratigrafica e di valle, dovuti a morfologie complesse sepolte.

La tecnica di risoluzione numerica adoperata è quella alle differenze finite (FDM) implementata nel codice di calcolo FLAC 7.0 (Itasca, 2011), operante nel dominio del tempo. Il codice effettua un'analisi lagrangiana del continuo risolto mediante uno schema di avanzamento temporale di tipo esplicito.

Il risultato finale è rappresentato da due sezioni sismo-stratigrafiche lungo le quali sono state calcolate le storie accelerometriche orizzontali attese al sito e plottate negli spettri di risposta.

8.1 Descrizione del metodo

Il codice di calcolo FLAC 2D v.7.0 (*Fast Lagrangian Analysis of Continua*) della Itasca (2011) 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:

$$\rho \cdot \frac{\partial \dot{\mathbf{u}}_{i}}{\partial t} = \sum_{i} \frac{\partial \tau_{ji}}{\partial \mathbf{x}_{i}} + \rho \mathbf{g}_{i}$$
 (8.1)

dove:

- ρè la densità
- x_i la componente i esima del vettore posizione
- ů_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:

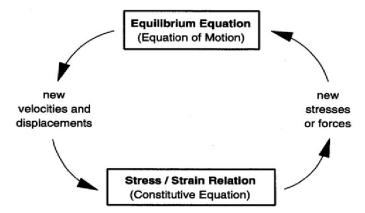
$$\tau_{ii} = M(\tau_{ii}; \dot{e}_{ii}; k) \tag{8.2}$$

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

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

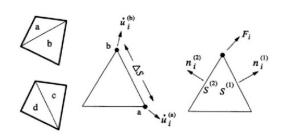
I materiali vengono rappresentati da elementi quadrilateri, o zone, che formano una griglia (*mesh*) che può essere configurata dall'utente in modo da modellare contatti stratigrafici e morfologie superficiali, anche complesse e irregolari. A ciascuna zona si assegnano le proprietà fisiche e meccaniche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

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



Ad ogni nuovo passo di calcolo (step), vengono risolte le equazioni di equilibrio dinamico, per cui dalle tensioni e dalle forze si ottengono i valori corrispondenti delle velocità di deformazione e degli spostamenti; successivamente, dalle velocità di deformazione e attraverso le equazioni dei legami costituivi, 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 $\Delta_{\rm t}$ (timestep) corrispondente al singolo ciclo di calcolo è

sufficientemente piccolo, tale alterazione non può propagarsi da un elemento all'altro in tale intervallo. Tale approccio si è dimostrato particolarmente efficiente nella modellazione di problemi non lineari in presenza di grandi deformazioni. Per contro, essendo il Δ_t richiesto generalmente molto piccolo, sono necessari un gran numero di passi di integrazione cui corrispondono tempi di calcolo molto elevati.



Gli elementi quadrangolari della griglia vengono automaticamente suddivisi dal programma in due set sovrapposti di triangoli a deformazioni costanti.

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

$$\int_{S} \mathbf{f} \cdot \hat{\mathbf{n}} \cdot d\mathbf{s} = \int_{A} \operatorname{div} \mathbf{f} \cdot d\mathbf{A}$$
(8.4)

in cui:

- 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:

$$\frac{\partial \dot{\mathbf{u}}_{i}}{\partial \mathbf{x}_{i}} \cong \frac{1}{2A} \sum_{s} \left(\dot{\mathbf{u}}_{i}^{(a)} + \dot{\mathbf{u}}_{i}^{(b)} \right) \mathbf{n}_{j} \, \Delta s \tag{8.5}$$

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

$$F_{i} = \frac{1}{2} \tau_{ji} \left(n_{i}^{(1)} S^{(1)} + n_{i}^{(2)} S^{(2)} \right)$$
 (8.6)

Infine, per ciascun nodo vengono sommate tutte le forze dovute ai triangoli convergenti nel nodo stesso, le forze dovute a eventuali carichi esterni applicati e le forze di volume dovute alla gravità. In tal modo viene determinata la forza nodale netta ΣF_i ; se ΣF_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:

$$\dot{\mathbf{u}}_{i}^{\left(t+\frac{\Delta t}{2}\right)} = \dot{\mathbf{u}}_{i}^{\left(t-\frac{\Delta t}{2}\right)} + \left[\sum_{i} F_{i}^{(t)}\right] \frac{\Delta t}{m} \tag{8.7}$$

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

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

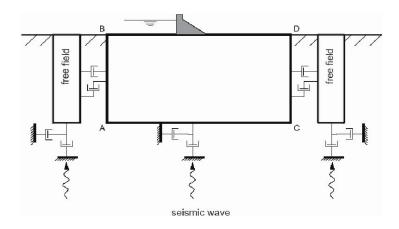
$$\Delta t_{cr} = \min \left\{ \frac{A}{V_p \Delta x_{max}} \right\}$$
 (8.8)

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 rigidezza del materiale è elevata e quanto più piccolo è l'elemento. Il Δt di calcolo viene determinato internamente da FLAC, applicando un coefficiente di sicurezza pari a 2 al valore fornito dalla (8.8). Particolare attenzione va posta nella scelta delle dimensioni degli elementi della *mesh*, in quanto queste condizionano in maniera fondamentale l'accuratezza numerica della trasmissione delle onde. In particolare, per un'accurata modellazione viene consigliato di scegliere una altezza degli elementi h almeno pari ad un valore compreso tra un decimo e un ottavo della minima lunghezza d'onda di interesse λ_{min} :

$$h \le \frac{\lambda_{\min}}{10} \tag{8.9}$$

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

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



In pratica, essi riproducono il moto libero del terreno che si avrebbe in assenza della configurazione bidimensionale e allo stesso tempo impediscono la riflessione ai bordi della *mesh* delle onde diffratte verso l'esterno. Come illustrato, i singoli nodi dei contorni laterali della griglia principale vengono accoppiati alla griglia *free-field* attraverso smorzatori 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 e agenti in direzione normale e tangenziale al contorno stesso; essi consentono un pressoché completo assorbimento delle onde di volume che incidono sul contorno. I contorni quiet possono essere applicati su contorni verticali, orizzontali o inclinati. Essi vanno applicati al confine inferiore della mesh per simulare la base elastica, mentre ai bordi del modello, come detto, è preferibile l'utilizzo dei contorni free-field.

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

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

$$\sigma_{n} = 2(\rho V_{p})v_{n}$$
 $\sigma_{s} = 2(\rho V_{s})v_{s}$ (8.10)

dove:

- ρè la densità;
- σ_n , σ_s rispettivamente tensione applicata in direzione normale e tangenziale al contorno;

- V_P , V_S rispettivamente velocità delle onde di compressione e di taglio del materiale che viene simulato al di sotto del contorno inferiore (costituente la base elastica);
- v_n, v_s rispettivamente la velocità di input normale e tangente al contorno.

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

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

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

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

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

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:

$$\mathbf{C} = \alpha_{\mathbf{R}} \, \mathbf{M} + \beta_{\mathbf{R}} \, \mathbf{K} \tag{8.11}$$

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

$$\xi_{j} = \frac{1}{2} \left(\frac{\alpha_{R}}{\omega_{j}} + \beta_{R} \omega_{j} \right) \tag{8.12}$$

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:

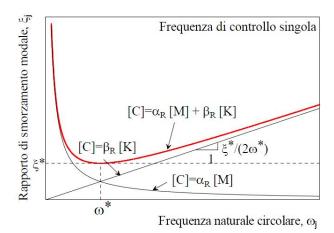
$$\alpha_{R} = \xi^* \omega^* \qquad \beta_{R} = \frac{\xi^*}{\omega^*} \qquad (8.13)$$

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_i secondo la:

$$\xi_{j} = \frac{\xi^{*}}{2} \left(\frac{\omega^{*}}{\omega_{j}} + \frac{\omega_{j}}{\omega^{*}} \right) \tag{8.14}$$

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^* .

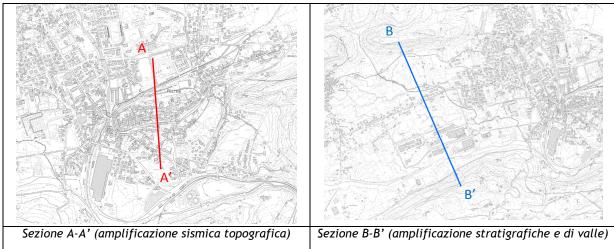
In generale, f* deve essere scelta nel campo di frequenza significativo per il problema in esame sia in termini di frequenze naturali del sistema che di frequenze predominati dell'input. In prima approssimazione, si può collocare f* tra la frequenza fondamentale del sistema e la frequenza predominate 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 (v);
- nel caso di analisi non lineari occorre fornire i parametri caratteristici del modello adottato;
- rapporto di smorzamento (ξ^*) e frequenza di controllo (f^*) se si adotta la formulazione di Rayleigh.

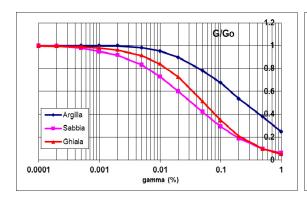
Il codice offre notevoli potenzialità di dati in output, potendo restituire la storia temporale di tutte le grandezze di interesse: spostamenti, velocità, accelerazioni, deformazioni e tensioni. L'interfaccia grafica consente, inoltre, di costruire ed esportare i grafici delle sopraccitate grandezze,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

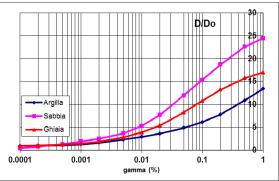
8.2 Casi applicativi nel comune di Feltre

Per quantificare l'azione sismica in superficie sono state realizzate n°2 sezioni bidimensionali sulle quali è stata successivamente condotta la modellazione numerica, come precedentemente spiegato. L'ubicazione di tali modellazioni viene riportata nella figura seguente.



Le sismostratigrafie e i valori di rigidità utilizzati sono quelli ottenuti dalle indagini sismiche eseguite appositamente e precedentemente descritte. 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 e Kuhlemeyer (1969), forzano i nodi delle frontiere laterali a riprodurre il moto di free-field, essenziale per le analisi di risposta sismica locale bidimensionale (2D). 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%); per i materiali di copertura è stato utilizzato lo smorzamento isteretico tramite le curve G/G_0 e D/D_0 indicate negli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica e sotto riportate.



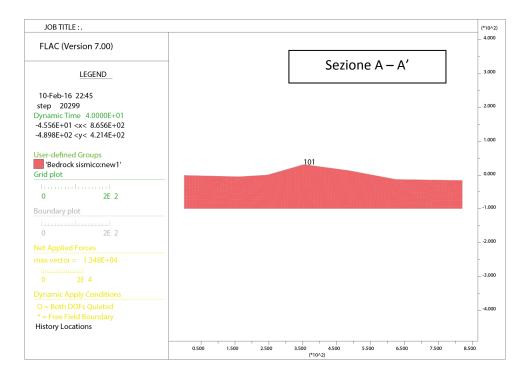


Nel rispetto della normativa vigente - D.M. 14/01/2008 - è stata assunta una severità dell'azione sismica con la probabilità di superamento (P) e con il periodo di ritorno (T_r) relativi allo stato limite considerato. In particolare, è stata considerata una vita nominale della costruzione (V_n) di 50 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).

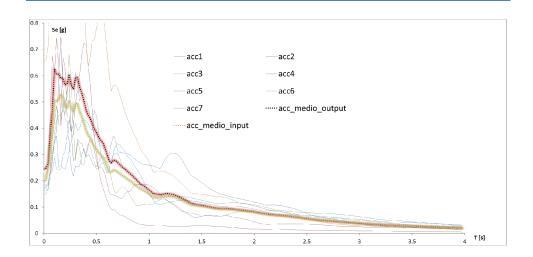
L'input sismico utilizzato è rappresentato da una settupla di storie accelerometriche applicate alla base del modello e riferite agli spettri di normativa calcolati per il sito in esame, considerando un sottosuolo di roccia affiorante (classe A) con topografia orizzontale (T1) e correttamente deconvoluto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

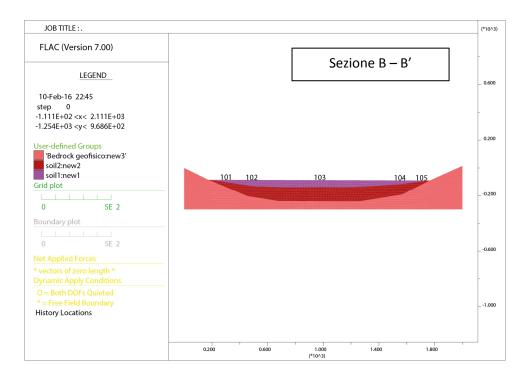
In particolare, i sette accelerogrammi sono stati ricavati tramite l'utilizzo del portale SEISM-HOME creato dall'Eucentre di Pavia, che seleziona gli *input* con il massimo rigore da parte di operatori esperti, evitando in particolare di inserire più di una registrazione proveniente dallo stesso evento o dalla stessa stazione. Tramite una procedura ottimizzata (Corigliano et al., 2012) è stato selezionato l'insieme migliore di accelerogrammi spettro-compatibili registrati su sottosuolo roccioso di Categoria A e disponibili nelle principali banche dati accelerometriche mondiali accreditate.

Le *history* (storia temporale) ricavate al tetto del modello (per ogni *input* sismico applicato) rappresentano le storie accelerometriche orizzontali attese nel sito d'indagine: ogni *history* è stata successivamente plottata in uno spettro di risposta elastico e mediata in una curva rappresentativa.

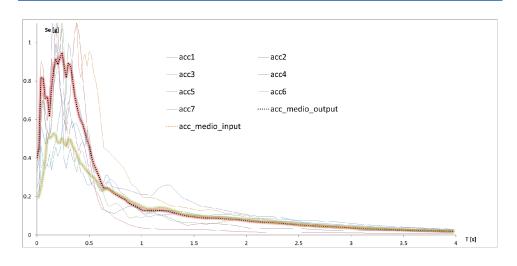


101

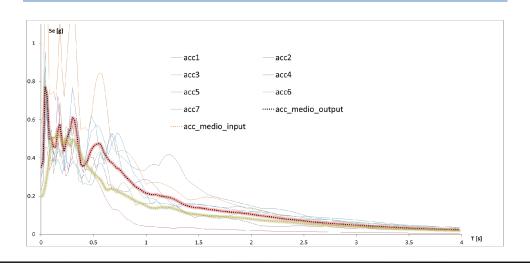




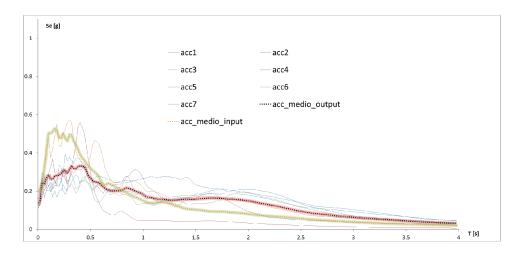
101 – Fattore Amplificazione intervallo 0,1-0,5s = 2.2



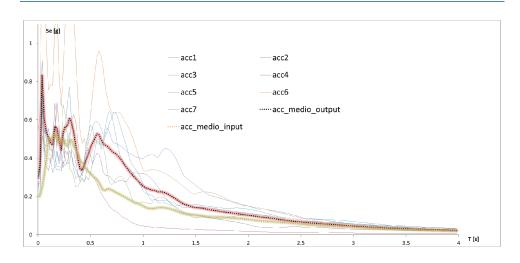
102 – Fattore Amplificazione intervallo 0,1-0,5s = 1.4



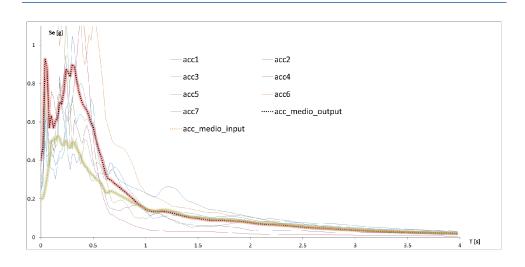
103 – Fattore Amplificazione intervallo 0,1-0,5s = 0.9



104 – Fattore Amplificazione intervallo 0,1-0,5s = 1.4



105 – Fattore Amplificazione intervallo 0,1-0,5s = 2.1



I risultati ottenuti lungo la sezione A-A', nella quale è stata analizzata l'amplificazione di natura puramente topografica avendo utilizzato un modello costitutivo di natura puramente elastica con Vs = 800 m/s, hanno rilevato, nonostante le modeste differenze di quota (circa 30 m), un aumento dell'input sismico in prossimità del punto topograficamente più elevato e corrispondente alla parte sommitale del centro storico della città. Per questo, come visibile nelle cartografie prodotte e precedentemente illustrate, nel territorio comunale di Feltre si escludono Zone stabili non soggette ad amplificazioni sismiche.

La sezione B-B', realizzata tramite l'utilizzo di un modello lineare equivalente e caratterizzata da valori di rigidità compatibili con i risultati delle prove condotte, ha evidenziato una maggiore amplificazione nei pressi del raccordo pianura-collina (effetto di bordo), dove si concentrano maggiormente i fenomeni di intrappolamento delle onde sismiche. Infatti, il fattore di amplificazione nei punti 101 e 105, in termini di pseudo-accelerazione nell'intervallo 0,1-0,5 s, è maggiore di 2 a differenza di quello calcolato nel centro della valle che si attesta su di un valore inferiore a 1. A tal proposito, si osserva che lo spettro calcolato nel punto 103 (centro valle) è l'unico a presentare, a causa dell'elevata profondità del *bedrock* sismico, una deamplificazione ai bassi periodi e un'amplificazione per periodi superiori a 0,8s e che, quindi, si comporta da filtro tagliando le alte frequenze e aumentando quelle basse.

9 COMMENTI FINALI E CRITICITÀ

I capitoli precedenti hanno evidenziato chiaramente la complessità geologica del comune di Feltre che, vista in chiave sismica, dimostra una risposta locale continuamente variabile e denota una certa difficoltà nel ricostruire microzone con risposte omogenee.

In pratica, tale studio ha permesso di definire le aree da sottoporre a nuove indagini per i futuri studi di Microzonazione Sismica. In tal senso, visto che le indagini hanno coperto gran parte del territorio comunale coinvolgendo la maggior parte degli ambiti geomorfologici individuati e delle litologie riscontrate, si ritiene che i livelli successivi di approfondimento debbano essere concentrati solo nelle aree ritenute importanti per la comunità.

Del resto, l'adeguamento del livello di approfondimento va misurato con le risorse e con i tempi disponibili, nonché con la destinazione d'uso del territorio.

Perciò, lo studio di MS eseguito si presta a essere aggiornato e integrato per rendere sempre più basso il rischio sismico. Per ottimizzare i costi degli eventuali approfondimenti successivi e, quindi, per inquadrare al meglio le zone individuate, si propone di realizzare gli studi futuri come segue:

- individuare e perimetrare le aree più abitate, i centri di futura urbanizzazione e le zone che comprendono gli edifici ritenuti strategici o importanti ai fini della Protezione Civile, che si sviluppano prevalentemente in aree caratterizzate da condizioni particolari che potrebbero presentare amplificazioni importanti;
- eseguire un'analisi geologico-geomorfologica di dettaglio per ogni area individuata, prendendo in considerazione le caratteristiche morfologiche, litostratigrafiche e geotecniche delle diverse zone, integrandole con i dati già raccolti ed interpretandoli appositamente;
- 3. dove necessario, ricostruire con dettaglio la topografia delle aree indagate, inquadrandole con precisione nella morfologia generale;
- 4. definire eventuali indagini dirette per determinare le caratteristiche geotecniche locali e verificare la necessità di integrare le prove geofisiche già eseguite;
- 5. le aree potenzialmente instabili già individuate in questa fase (aree di frana) dovranno essere analizzate in maniera approfondita, una volta verificata la "pericolosità" in relazione alla "vulnerabilità" del sito in cui sviluppano;
- 6. dovrà essere posta particolare attenzione circa la potenziale suscettibilità di liquefazione dei terreni: tale considerazione potrà essere sviluppata solo dopo aver raccolto ulteriori informazioni derivabili esclusivamente da indagini dirette, per cui si rimanda ai successivi livelli di approfondimento.

Le Zone di attenzione dovranno essere valutate in modo da delimitare / quantificare il fenomeno e, se non fosse confermata l'instabilità, si dovranno trattare le stesse microzone come "stabili suscettibili di amplificazione" e caratterizzarle secondo i parametri propri di questo tipo di zona.

In caso contrario, l'area dovrà essere trattata come Zona di Suscettibilità (ZS) o Zona di Rispetto (ZR).

Concettualmente, il significato dei due tipi di zone è il seguente:

- Zone di Suscettibilità (ZS): sono zone nelle quali, a seguito di una raccolta dati specifici per l'instabilità in esame e l'applicazione di specifici metodi di calcolo, anche semplificati, è possibile definire la pericolosità in termini quantitativi;
- Zone di Rispetto (ZR): sono zone nelle quali, a seguito di una raccolta dati specifica per l'instabilità in esame e l'applicazione di specifici metodi di calcolo, anche avanzati, è possibile quantificare con maggior accuratezza la pericolosità. Tale quantificazione è finalizzata all'analisi dettagliata di aree limitate sulle quali possono essere presenti opere vulnerabili.

Si ritiene importante sottolineare, per quanto riguarda la stima del fattore di amplificazione, che il comune di Feltre non si presterebbe completamente ad un'analisi di Livello 2 a causa delle sue condizioni geologico-morfologiche, che non permettono l'instaurarsi di soli effetti monodimensionali.

Infatti, una "Carta di microzonazione sismica" di Livello 2 prevederebbe la quantificazione numerica degli effetti delle zone riportate nella "Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica" del Livello 1, con metodi semplificati basati sull'utilizzo di abachi costruiti unicamente su modelli monodimensionali.

Nel caso in esame, vista la morfologia dei luoghi ed in presenza di bacini sepolti, ovvero di forme concave del basamento sismico, gli effetti bidimensionali possono giocare un ruolo dominante e, quindi, rendere irrealistiche le stime degli abachi. In particolar modo, nella zona di fondovalle del comune di Feltre e lungo la fascia pedecollinare, dove risultano presenti i maggiori insediamenti abitativi e produttivi, oltre che nelle vallecole laterali, si potrà generare un'amplificazione del moto sismico atteso in superficie, a causa delle articolate morfologie strutturali sepolte associate agli effetti legati alla stratigrafia.

In generale, gli studi di MS hanno lo scopo di razionalizzare la conoscenza del territorio per chi deve pianificare gli interventi: invece, per la progettazione delle opere è importante eseguire indagini specifiche, come del resto previsto dalle vigenti Norme Tecniche per le Costruzioni (D.M. 14 gennaio 2008).

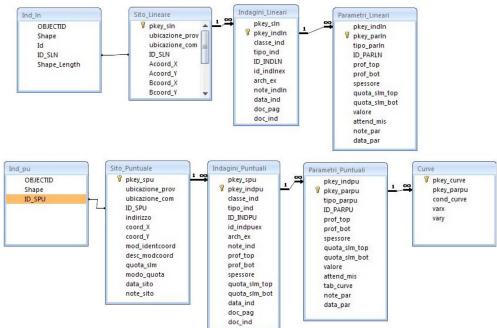
10 REDAZIONE CARTOGRAFICA E CREAZIONE BASI INFORMATIVE

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 4.0 - emanati dalla "Commissione tecnica per il monitoraggio degli studi di Microzonazione Sismica" nel giugno 2015. Gli Standard sopraccitati 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 4.0.

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



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

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

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

Lo shapefile Ind_In 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

Dr. Geol. Matteo Collareda

Indagini_Lineari definisce la tipologia d'indagine eseguita e le informazioni necessarie alla sua tracciabilità, tramite un collegamento esterno con documentazione corrispondente, in formato pdf. Infine, la tabella Parametri_Lineari contiene i parametri definiti dalle prove descritte nella tabella Indagini_Lineari.

Il contenuto informativo riportato nella "Carta delle frequenze" è definito dal campo VALORE della tabella **Parametri_Puntuali**, dove viene specificato il valore della frequenza fondamentale di risonanza espresso in Hertz (Hz) nell'intervallo compreso tra 0,1 Hz e 20,0 Hz. La restituzione grafica dei valori di frequenza si riferisce a quanto proposto per la "Carta delle frequenze" di risonanza negli "Standard di rappresentazione cartografica e archiviazione informatica. Specifiche tecniche per la redazione degli elaborati cartografici e informatici relativi al Primo livello delle attività di Microzonazione Sismica - Versione 1.2" (2012) della Regione Abruzzo.

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 realizzata 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
Forme	Poligonale	Forme di superficie sepolte
Elineari	Lineare	Elementi lineari (escluse le isobate)
Geoidr	Puntuale	Elementi puntuali geologici e idrogeologici
Geotec	Poligonale	Unità geologico tecniche

Nella Cartella MS1 sono invece contenuti i seguenti shapefile

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

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 stata inserita la C.T.R. *raster* geoferenziate alla scala 1:10.000 utilizzata per il presente lavoro

Le coordinate delle tabelle (.mdb) e gli *shapefiles* allegati al progetto sono nel formato **WGS84 UTM33N**.

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. Bramerini 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
- 3. Castellaro S., Albarello D. (2011). Tecniche sismiche passive: indagini a stazione singola. Ingegneria sismica, pp. 32 62
- 4. Castellaro S., Mulargia F., Bianconi L. (2005). Passive Seismic Stratigraphy: A new efficient, fast and economic technique. Geologia tecnica e ambiente, pp. 77 102
- 5. CERI Centro di ricerca "Previsione, Prevenzione e Controllo dei Rischi Geologici" (2004) La microzonazione sismica. Metodi, esperienze e normativa
- 6. Chopra L. (1995). Dynamic of Structures: theory and applications to earthquake engineering. Prentice Hall International Series in Civil Engineering and Engineering Mechanics. Prentice Hall
- 7. F. Galadini, P. Galli, A. Cittadini, B. Gioaccio (2001) Late Quaternary fault movements in the Mt. Baldo Lessini Mts. Sector of the Southalpine area (northern Italy)
- 8. Facciorusso J. et al. (2012) Microzonazione Sismica Uno strumento consolidato per la riduzione del rischio L'esperienza della Regione Emilia Romagna a cura del Servizio Geologico Sismico e dei Suoli della Regione Emilia Romagna
- 9. Ghosh B.; Madabhushi S. P. G. (2003). A numerical investigation into effects of single and multiple frequency earthquake input motion. Soil Dyn. Earthquake Eng., 23(8), 691-704
- 10. Gruppo di lavoro MPS (2004) Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'OPCM 3274 del 20 Marzo 2003. Rapporto conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile, INGV, Milano Roma
- 11. lervolino I., Galasso C., Cosenza E. (2009) REXEL: computer aided record selection for code based seismic structural analysis Bulletin of Earthquake Engineering, 8: 339 362
- 12. Itasca (2011). FLAC Fast Lagrangian Analysis of Continua. v.7.0. User's Manual
- 13. Kuhlmeyer R. L.; Lysmer J. (1969). Finite Element Method Accuracy for Wave Propagation Problems. J. Soil Mech. and Found. Div., ASCE, 99(5), 421-427
- 14. Lanzo G., Pagliaroli A., D'Elia B. (2003). Numerical study on the frequency-dependent viscous damping in dynamic response analyses of ground. In Latini e Brebbia (eds), Earthquake Resistant Engineering Structures, WIT Press, Southampton, Boston, pp. 315-324
- 15. Lanzo G., Pagliaroli A., D'Elia B. (2004a). Influenza della modellazione di Rayleigh dello smorzamento viscoso nelle analisi di risposta sismica locale. Atti XI Congresso Nazionale "L'Ingegneria Sismica in Italia", Genova, Italia, 25 29 Gennaio.
- 16. Lanzo G., Silvestri F. (1999) Risposta Sismica Locale. Hevelius Ed.
- 17. Louie, J. N. (2001). Faster, better: shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays, Bull. Seism. Soc. Am., 91, 347-364
- 18. M. Locati, R. Camassi e M. Stucchi, 2011. DBMI11, la versione 2011 del Database Macrosismico Italiano. Milano, Bologna, http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11
- 19. Mucciarelli M. e Gallipoli M.R. (2001) A critical review of 10 Years of microtremor H.V.S.R. technique Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, 42, P. 255 266
- 20. Mucciarelli M. e Gallipoli M.R. (2006) Comparison between V_{s30} and other estimates of site amplification in Italy Conf. Eartq. Eng. And Seismol., Ginevra, 3 8 Sept. no 270
- 21. Mucciarelli M (2011) Tecniche speditive per la stima dell'amplificazione sismica e della dinamica degli edifici Progetto ricerca 2007PTRC4C Aracne editrice
- 22. Panizza M., Slejko D. et al. (1981) Modello sismotettonico dell'area fra il Lago di Garda e il Monte Grappa
- 23. Rota M., Zuccolo E., Taverna L., Corigliano M., Lai C.G., Penna A. (2012) "Mesozonation of the Italian territory for the definition of real spectrum-compatible accelerograms", in stampa sul Bulletin of Earthquake Engineering
- 24. SESAME Project (2005) "Site Effects Assessment Using Ambient Excitations"
- 25. Silvester P.P. and Ferrari R.L. (1990) Finite elements for electrical engineers (2 nd ed.) Cambridge University Press.
- 26. Slejko D. et al (1987) Modello sismotettonico dell'Italia Nord Orientale. CNR
- 27. Spallarossa D. e Barani S. (2007) Report, Disaggregazione della Pericolosità Sismica in Termini di M R ε Progetto DPC-INGV S1, http://esse1.mi.ingv.it/d14.html

12 ALLEGATI FUORI TESTO

Carta delle indagini
 Carta geologico-tecnica
 Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica
 Carta delle frequenze
 Scala 1:10.000
 Scala 1:10.000

5. Schede delle indagini

6. DVD contenente i file pdf dello studio e le basi informative