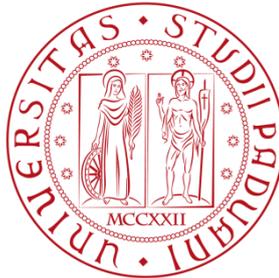


UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA



FACOLTÀ DI SCIENZE MATEMATICHE FISICHE E NATURALI

**Tesi di Laurea Magistrale in Geologia e Geologia
Tecnica**

**MICROZONAZIONE SISMICA DEL COMUNE
DI BADIA CALAVENA (VERONA)**

Relatore:

Prof. MARIO FLORIS

Laureando:

SARTORI FABIO

Correlatore:

Dott. Geol. DARIO GASPARI

Matricola:

1014409

ANNO ACCADEMICO

2012 – 2013

Ai miei Genitori

1	INTRODUZIONE	7
2	VALUTAZIONE DELLA PERICOLOSITÀ SISMICA, DEFINIZIONI E METODI DI VALUTAZIONE	11
2.1	PREMESSA	11
2.2	PERICOLOSITÀ SISMICA	13
2.3	MACROZONAZIONE SISMICA O PERICOLOSITÀ SISMICA DI BASE	14
2.3.1	VALUTAZIONE DELL'ACCELERAZIONE MASSIMA (α_{MAX})	15
2.3.2	ZONAZIONE SISMOGENETICA	20
2.4	MICROZONAZIONE SISMICA O PERICOLOSITÀ SISMICA LOCALE	23
2.4.1	RISPOSTA SISMICA LOCALE	24
2.4.1.1	EFFETTO DELLA GEOLOGIA SUPERFICIALE	25
2.4.1.2	EFFETTO DELLA TOPOGRAFIA	28
3	ASSETTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO DELL'AREA	31
3.1	INQUADRAMENTO GEOLOGICO	31
3.1.1	STRATIGRAFIA	33
3.2	INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO	35
3.2.1	FENOMENI FRANOSI	37
3.3	SISMICITÀ E TETTONICA DELL'AREA DI BADIA CALAVENA	38
4	MODELLO GEOLOGICO TECNICO DEL SOTTOSUOLO	45
4.1	MODELLO GEOLOGICO	45
4.2	DATI GEOTECNICI E GEOFISICI	47
4.2.1	DATI PREGRESSI	47
4.2.2	CAMPAGNA DI INDAGINI	51
4.2.2.1	MISURA DEL MICROTREMORE CON IL METODO NAKAMURA	52
4.2.2.2	DEFINIZIONE DEL MODELLO VERTICALE DELLE ONDE V_s	54
4.2.2.3	PROFILI SISMICI A RIFRAZIONE IN ONDE DI TAGLIO (S)	60

5	<i>METODOLOGIE DI ELABORAZIONE E CARTOGRAFICHE</i>	63
5.1	COSTRUZIONE DEL DATABASE GEOLOGICO	63
5.2	MICROZONE OMOGENEE IN PROSPETTIVA SISMICA	63
5.3	ELABORAZIONI CARTOGRAFICHE	66
5.3.1	CARTA DELLE INDAGINI	67
5.3.2	CARTA GEOLOGICO TECNICA	68
5.3.3	CARTA DELLE MICROZONE OMOGENEE IN PROSPETTIVA SISMICA	68
6	<i>DISCUSSIONE DEI RISULTATI, INTERPRETAZIONI ED INCERTEZZE</i>	70
7	<i>CONCLUSIONI</i>	73
	<i>BIBLIOGRAFIA</i>	78

1 INTRODUZIONE

Lo scopo di questa tesi di laurea magistrale è quello di redigere la carta della microzonazione sismica del comune di Badia Calavena, situato nella porzione nord – orientale della provincia di Verona, Italia (Figura 1.1).



Figura 1.1 – Inquadramento geografico dell'area di studio.

L'area di studio, con un'estensione di circa 27 chilometri quadrati, si trova all'interno del Foglio Geologico numero 49 "Verona" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 (Figura 1.2).



Figura 1.2 –Confine comunale di Badia Calavena su carta topografica IGM (1:100.000) riportata non in scala.

Le attività ed i lavori per la realizzazione degli studi di microzonazione sismica (abbreviata con l'acronimo MS) hanno lo scopo di riconoscere la pericolosità sismica locale (livello comunale o sub comunale) e, quindi, le condizioni locali che possono modificare sensibilmente le caratteristiche del moto sismico atteso, in condizioni di roccia rigida e pianeggiante. Si valuta, pertanto, la pericolosità sismica locale attraverso l'individuazione di zone del territorio caratterizzate da comportamento sismico omogeneo.

In sostanza, la microzonazione sismica individua e caratterizza le zone stabili, le zone stabili suscettibili di amplificazione locale del moto sismico e le zone suscettibili di instabilità.

Per standardizzare i metodi di analisi e per facilitarne la diffusione, la leggibilità e l'omogeneità dei dati è necessario ottemperare a quanto stabilito nelle normative e nelle linee guida seguenti:

- Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica (ICMS 2008) e suoi allegati;
- Commissione Tecnica per la Microzonazione Sismica (CTMS) in particolare articolo 5, comma 7 dell'OPCM del 13 Novembre 2010 n. 3907 e suoi allegati;
- OPCM del 27 Febbraio 2012 n. 4007 e suoi allegati.

Oltre alle sopracitate linee guida, la Protezione Civile Nazionale fornisce uno standard per la predisposizione ed archiviazione delle strutture dati ed il loro popolamento nonché un sistema di coordinate di riferimento per il database cartografico e tematico, ovvero il WGS84 – UTM – 33N.

Il presente studio di microzonazione sismica di livello 1, propedeutico ai successivi studi più approfonditi, si è sviluppato ed articolato in diverse fasi.

Per prima cosa è stato necessario consultare gli archivi sismici storici, la bibliografia geologica esistente ed il materiale geologico depositato presso gli archivi comunali quali indagini geologiche, geotecniche, geofisiche e carte geologiche.

Successivamente, sono state effettuate specifiche indagini geofisiche al fine di verificare alcune situazioni geologiche locali, ritenute significative a livello comunale, e precisamente: otto profili ReMI, otto misure dei microtremiti effettuate con il metodo Horizontal to Vertical Spectral Ratios (HVSR) e due stendimenti a rifrazione delle onde di taglio (V_s).

L'insieme dei dati raccolti sono stati analizzati ed elaborati considerando le linee guida indicate nelle ICMS ed, in seguito alla loro informatizzazione in ambiente GIS, sono state redatte le seguenti carte:

- Profili geologici;
- Carta delle indagini;
- Carta geologico tecnica per la microzonazione sismica;
- Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica.

2 VALUTAZIONE DELLA PERICOLOSITÀ SISMICA, DEFINIZIONI E METODI DI VALUTAZIONE

2.1 PREMESSA

La penisola italiana è una delle zone sismicamente più attive del Mediterraneo. Essa, inoltre, ha avuto la fortuna ed il pregio di essere stata sede di alcune tra le più antiche civiltà al mondo, con livello culturale avanzato, ed una certa propensione allo studio dei fenomeni naturali. Il connubio tra questi due fatti, apparentemente non connessi tra di loro, ha permesso la registrazione di eventi sismici molto antichi e la reperibilità di notizie perlomeno attendibili su tali fenomeni del passato.

Tuttavia, solo a partire dal XIX secolo gli studiosi di sismologia hanno iniziato ad estrarre da queste cronache le informazioni riguardanti i terremoti nel tentativo di “scrivere” una storia sismica italiana.

Dalla raccolta e classificazione sistematica degli eventi sismici sono nati i primi cataloghi dei terremoti. Attualmente esistono numerosi catasti dei terremoti e database sismici sia a livello nazionale che mondiale. Per quanto concerne l'Italia il catalogo di riferimento è il Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (versione CPTI 11), il quale, dopo numerosi aggiornamenti, è in grado di fornire la distribuzione e la magnitudo dei macrosismi dall'anno 1000 all'anno 2008.

Numerosi studi hanno sottolineato come la pericolosità sismica non dipenda solo dal tipo di terremoto o dalla distanza tra l'epicentro e la località interessata, ma, soprattutto, dalle caratteristiche geologiche dell'area di interesse. Infatti, la geometria della struttura del sottosuolo, le variazioni dei tipi di terreni e delle loro proprietà con la profondità, le discontinuità laterali, e la superficie topografica sono all'origine delle larghe amplificazioni delle vibrazioni del terreno e sono state correlate alla distribuzione del danno durante i terremoti distruttivi.

Questi fattori sono particolarmente importanti per la corretta valutazione dell'azione sismica nell'ambito della difesa dai terremoti. Per tale motivo, ai fini della riduzione del rischio sismico, è importante riconoscere le aree in cui le oscillazioni del suolo sono più ampie e definire le frequenze con le quali esse tendono ad oscillare.

La conoscenza della pericolosità sismica di un'area è necessaria per valutare il suo rischio sismico il quale è definito come: *“la probabilità che si verifichi o che venga superato un certo livello di danno o di perdita in termini economico – sociali in un prefissato intervallo di tempo ed in una data area a causa di un evento sismico”*.

Esso dipende dalla probabilità di accadimento del sisma (pericolosità), dalla sua intensità, dalle principali caratteristiche della comunità esposta (esposizione) e dalla propensione al danno (vulnerabilità).

La *PERICOLOSITA'* esprime la probabilità che, in un certo intervallo di tempo, una determinata area sia interessata da terremoti che possono produrre danni. Essa è calcolata indipendentemente dalle opere di costruzione.

L'*INTENSITÀ* o *SEVERITÀ* di un terremoto può essere valutata in due modi: misurando l'energia sprigionata dal sisma (Scala Richter) oppure valutando le conseguenze sull'uomo, sulle costruzioni e sull'ambiente (Scala Mercalli).

L'*ESPOSIZIONE* è una misura dell'importanza dell'oggetto esposto al rischio, in relazione alle principali caratteristiche dell'ambiente, ovvero ciò che può essere negativamente affetto da un evento sismico.

La *VULNERABILITA'* consiste nella valutazione della possibilità che persone, edifici o attività subiscano danni o modificazioni al verificarsi dell'evento sismico. Misura da una parte la perdita o la riduzione dell'efficienza, dall'altra la capacità residua a svolgere ed assicurare le funzioni che il sistema territoriale esprime nel suo complesso in condizioni normali.

In Italia il rischio sismico non è legato solo alla sismicità del territorio, ma anche all'elevata densità di popolazione ed al fatto che parte del patrimonio edilizio non è stato realizzato con criteri antisismici. Per tale motivo, riveste notevole importanza minimizzare i danni prodotti da un terremoto mediante un razionale utilizzo del territorio e l'elaborazione di norme costruttive che rendano gli edifici in grado di resistere alle scosse più intense che potranno colpirli.

Prima di affrontare la tematica riguardante la Microzonazione Sismica del Comune di Badia Calavena, è opportuno definire il concetto di pericolosità sismica.

2.2 PERICOLOSITÀ SISMICA

La valutazione della *pericolosità sismica* si pone alla base delle conoscenze per la predisposizione dello studio di microzonazione sismica in quanto rappresenta la frequenza e la forza dei terremoti che interessano un territorio, ovvero la loro sismicità. Essa può essere analizzata con metodi deterministici, assumendo un determinato terremoto di riferimento, o con metodi probabilistici, dove le incertezze dovute alla grandezza, alla localizzazione ed al tempo di occorrenza del terremoto sono esplicitamente considerate.

La pericolosità viene suddivisa in pericolosità di base e pericolosità locale.

PERICOLOSITÀ SISMICA di BASE è dovuta alle caratteristiche sismologiche dell'area quali tipo, dimensioni e profondità delle sorgenti sismiche, energia e frequenza dei terremoti. La pericolosità sismica di base calcola, generalmente in maniera probabilistica, per una certa regione ed in un determinato periodo di tempo, i valori dei parametri corrispondenti a prefissate probabilità di superamento. Tali parametri, ovvero velocità, accelerazione, intensità ed ordinate spettrali descrivono lo scuotimento prodotto dal terremoto in condizioni di suolo rigido e senza irregolarità morfologiche (terremoto di riferimento). La scala di studio è solitamente regionale e costituisce una base per la definizione del terremoto di riferimento per studi di microzonazione sismica.

PERICOLOSITÀ SISMICA LOCALE è dovuta alle caratteristiche locali litostratigrafiche e morfologiche. Lo studio della pericolosità sismica locale è condotto a scala di dettaglio partendo dai risultati degli studi di pericolosità sismica di base (terremoto di riferimento) ed analizzando i caratteri geologici, geomorfologici, geotecnici e geofisici del sito; permette, quindi, di definire le amplificazioni locali e la possibilità di accadimento di fenomeni di instabilità del terreno.

La definizione della pericolosità sismica di un'area consente di determinare il livello di scuotimento, cioè l'entità del moto del suolo, che è lecito attendersi nell'area stessa. Per individuare i parametri di scuotimento sul territorio vengono utilizzati gli eventi

sismici registrati in passato, la zonazione sismogenetica quindi tettonicità, modelli geodinamici e strutturali della regione, e le leggi di attenuazione dell'energia sismica.

2.3 MACROZONAZIONE SISMICA O PERICOLOSITÀ SISMICA DI BASE

Per zonazione sismica di un territorio si intende l'insieme di criteri geologici, geofisici ed ingegneristici atti ad individuare e delimitare aree a risposta omogenea rispetto al rischio sismico.

I criteri e le metodologie di intervento dipendono dall'estensione delle aree che si prendono in considerazione: si parlerà quindi di *macrozonazione sismica* o zonazione di primo grado, se la scala è a livello regionale, e di *microzonazione sismica* o zonazione di secondo grado, se la scala di indagine è comunale.

L'esigenza di elaborare una classificazione sismica del territorio nazionale in Italia nacque successivamente al terremoto di Reggio Calabria e Messina del 1908. Nel corso degli anni successivi vennero istituiti, attraverso un decreto, degli elenchi di comuni nei quali l'attività costruttiva doveva essere regolata da norme precise, ovviamente più severe e rigide rispetto al resto del paese. In pratica, un comune veniva dichiarato sismico solo se, nel corso della sua storia, si era verificato un terremoto entro i suoi confini comunali.

Tale rudimentale metodo di classificazione venne aggiornato verso la metà degli anni '70 grazie all'entrata in vigore della legge numero 64 del 2 Luglio 1974 che sanciva la normativa sismica italiana che sarebbe rimasta in vigore fino al 2003.

La sopracitata legge prevedeva la suddivisione del territorio in aree sismiche di prima, seconda, terza categoria, assegnando per ogni categoria un coefficiente di intensità sismica (Tabella 2.1). Esso rappresentava la massima accelerazione alla quale si voleva che gli edifici rispondessero in maniera elastica.

AREA SISMICA	COEFFICIENTE di INTENSITÀ SISMICA
I	0,1
II	0,07
III	0,04

Tabella 2.1 – Aree sismiche ed accelerazioni previste.

Alla base di questa classificazione vi era, sostanzialmente, solo un'analisi statistica dei terremoti avvenuti a partire dall'anno mille in poi, in quanto, non erano ancora disponibili conoscenze approfondite e territorialmente generalizzate di carattere geologico – strutturale e quindi sismogenetico.

2.3.1 VALUTAZIONE DELL'ACCELERAZIONE MASSIMA (a_{MAX})

Nel 2003, grazie all'ordinanza del presidente del consiglio dei ministri n. 3274 del 20 marzo 2003 inerente a "primi elementi in materia di criteri generali per la classificazione sismica del territorio nazionale e di normative tecniche per la costruzione in zona sismica" (G.U: n° 105 nel 8 maggio 2003), viene adottata la nuova classificazione sismica del territorio nazionale.

In base alla normativa, la pericolosità viene espressa come l'accelerazione orizzontale al suolo (a_g) che ha una probabilità del 10 % di essere superata in 50 anni, la quale corrisponde e rappresenta l'accelerazione "a" cui gli edifici devono resistere senza collassare.

Tutto il territorio nazionale viene ripartito in 4 zone nelle quali applicare, in modo differenziato, le norme tecniche per la progettazione, la valutazione e l'adeguamento sismico degli edifici.

Nella tabella 2.2 sono riportati il valore di picco di accelerazione orizzontale del suolo (a_g) espresso in percentuale di "g" ed i valori dell'accelerazione orizzontale di

ancoraggio dello spettro di risposta elastico nelle norme tecniche sulle costruzioni. Tali valori sono riferiti alle accelerazioni attese in seguito ad un evento sismico in sito su roccia o suolo molto rigido (con $V_s > 800$ m/s).

ZONA SISMICA	ACCELERAZIONE ORIZZONTALE CON PROBABILITA' DI SUPERAMENTO PARI AL 10 % IN 50 ANNI (ag/g)	ACCELERAZIONE ORIZZONTALE DI ANCORAGGIO DELLO SPETTRO DI RISPOSTA ELASTICO (NORME TECNICHE) ag/g
1	Maggiore di 0,25	0,35
2	0,15 – 0,25	0,25
3	0,05 – 0,15	0,15
4	Minore di 0,05	0,05

Tabella 2.2 – Categorie di rischio ed accelerazioni previste dalla normativa.

Le valutazioni dell'accelerazione orizzontale del suolo a_g sono state effettuate attraverso le seguenti operazioni:

- Identificazione delle aree sismogenetiche in base ai dati geologici, geofisici, ed ai cataloghi sismologici, sia storici che strumentali;
- Determinazione del periodo di ritorno di terremoti di diversa intensità per ogni zona sismogenetica;
- Valutazione di a_g per ogni area di 0,05 gradi di lato del territorio nazionale, utilizzando leggi medie di attenuazione dell'energia sismica con la distanza.

In base alla nuova normativa è stata prodotta una mappa della classificazione sismica del territorio nazionale (Figura 2.1), in termini di accelerazione massima a_{max} con

probabilità di superamento del 10% in 50 anni riferiti a siti su roccia o suolo molto rigido (*Categoria A* con $V_s > 800$ m/s).

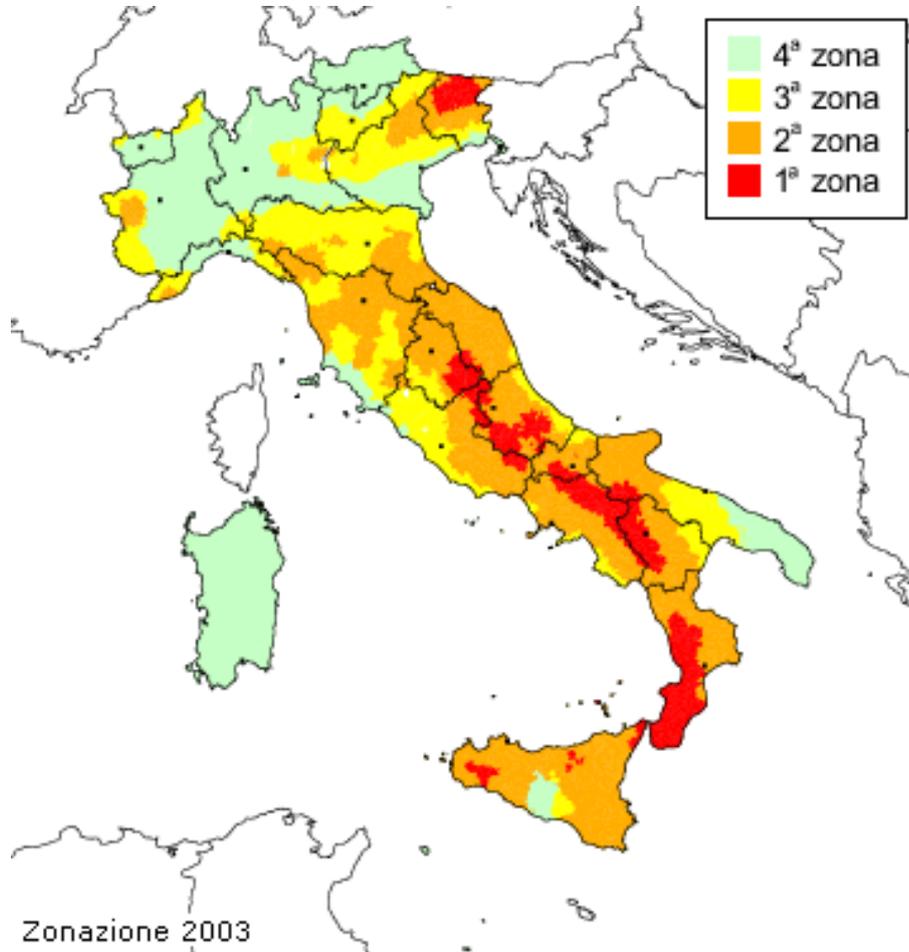


Figura 2.1 – Classificazione Sismica italiana secondo l'ordinanza del 2003.

In seguito è stata affidata alle varie regioni l'individuazione, la formazione e l'aggiornamento dell'elenco delle zone sismiche sulla base dei criteri generali della normativa (Figura 2.2).

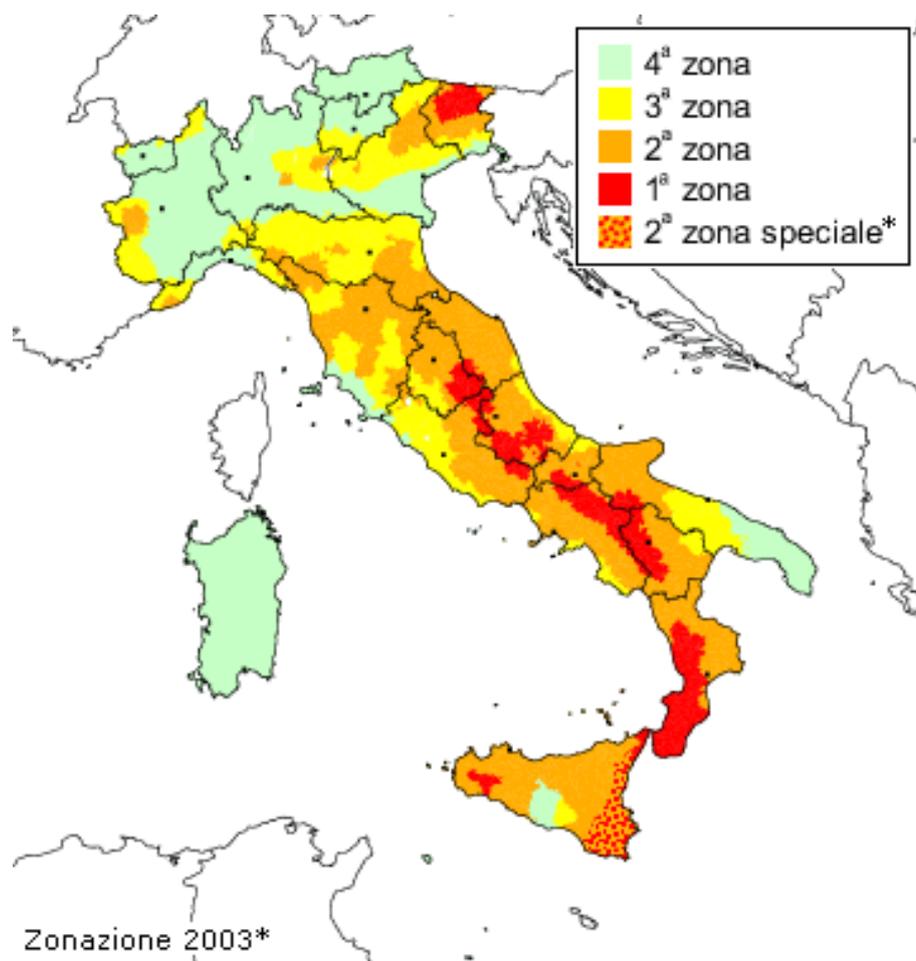


Figura 2.2 – Classificazione sismica italiana con le modifiche delle regioni.

Dall’analisi della mappa della classificazione sismica del territorio italiano si evince che tutto il territorio nazionale è considerato sismico, in particolare il 9,2% della superficie nazionale ha un livello di sismicità alta, ed il 31,9 % ha un livello di sismicità minima. La regione maggiormente esposta è la Calabria che presenta il 100% della superficie classificata a livello “Alto” e “Medio”, seguono l’Abruzzo, la Campania ed infine la Sicilia. Le regioni con gran parte della superficie a sismicità minima, invece, sono la Sardegna e la Valle d’Aosta.

In seguito all’OPCM n. 3519 del 28 Aprile 2006 è stata realizzata anche una mappa di pericolosità sismica (Figura 2.3) che rappresenta un riferimento per l’individuazione delle zone sismiche.

Tale mappa consiste in un aggiornamento della precedente versione datata Aprile 2004, la quale, tuttavia, faceva già riferimento alla nuova zonazione sismogenetica denominata ZS9. Per la sua realizzazione sono stati compiuti numerosi calcoli ed operazioni; in particolare, è stato aggiornato il catalogo parametrico dei terremoti italiani (CPTI) con la nuova versione denominata "CPTI 11", ma, soprattutto, sono state verificate, alla luce dei dati dei terremoti più recenti, le relazioni di attenuazione di a_{max} definite a scala nazionale ed europea.

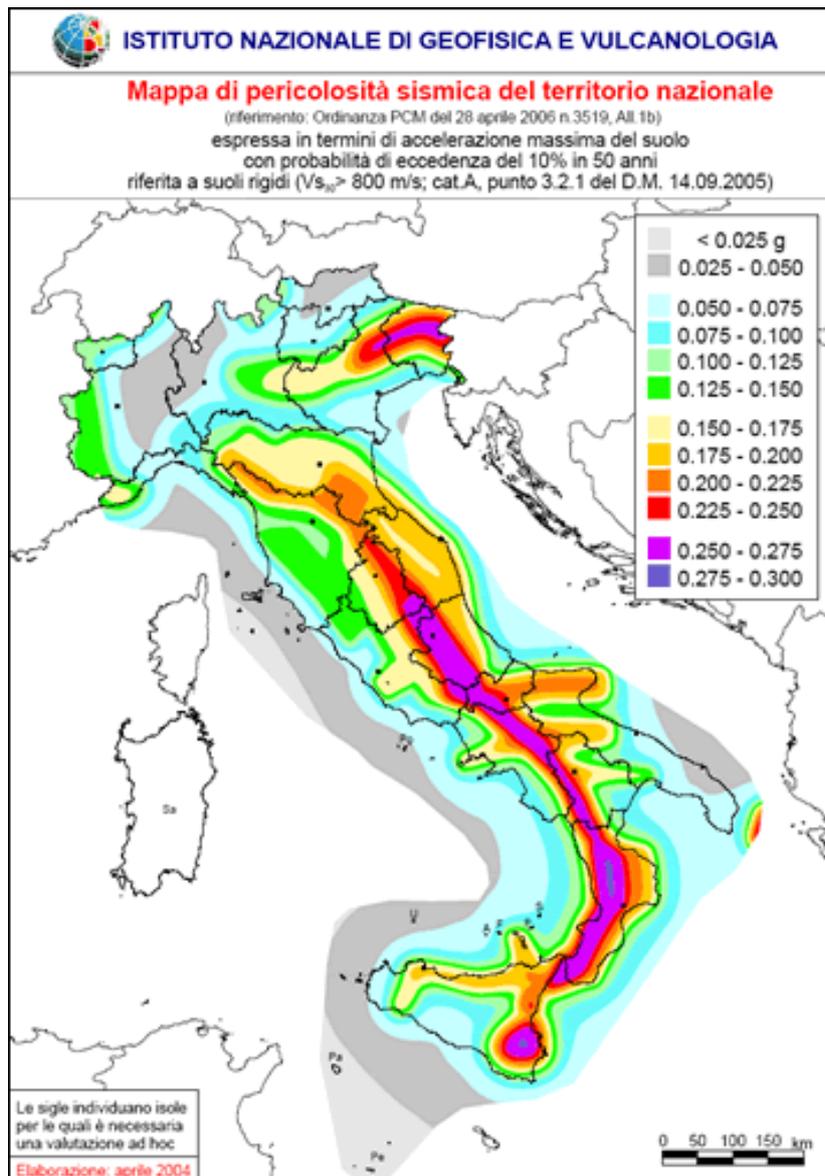


Figura 2.3 – Mappa di pericolosità sismica d'Italia.

2.3.2 ZONAZIONE SISMOGENETICA

Fino al 2002, il punto di riferimento per la valutazione della pericolosità sismica nell'area italiana è stata la zonazione sismogenetica ZS4 (Figura 2.4). Tale zonazione era stata realizzata nel 1996 ma, gli sviluppi più recenti in materia di sismogenesi, hanno evidenziato alcune incoerenze con il catalogo CPTI. Per tale motivo, al fine di ottenere un modello più coerente con i nuovi dati e con il quadro sismotettonico oggi disponibile, è stata sviluppata una nuova zonazione sismogenetica denominata ZS9 (Figura 2.5).

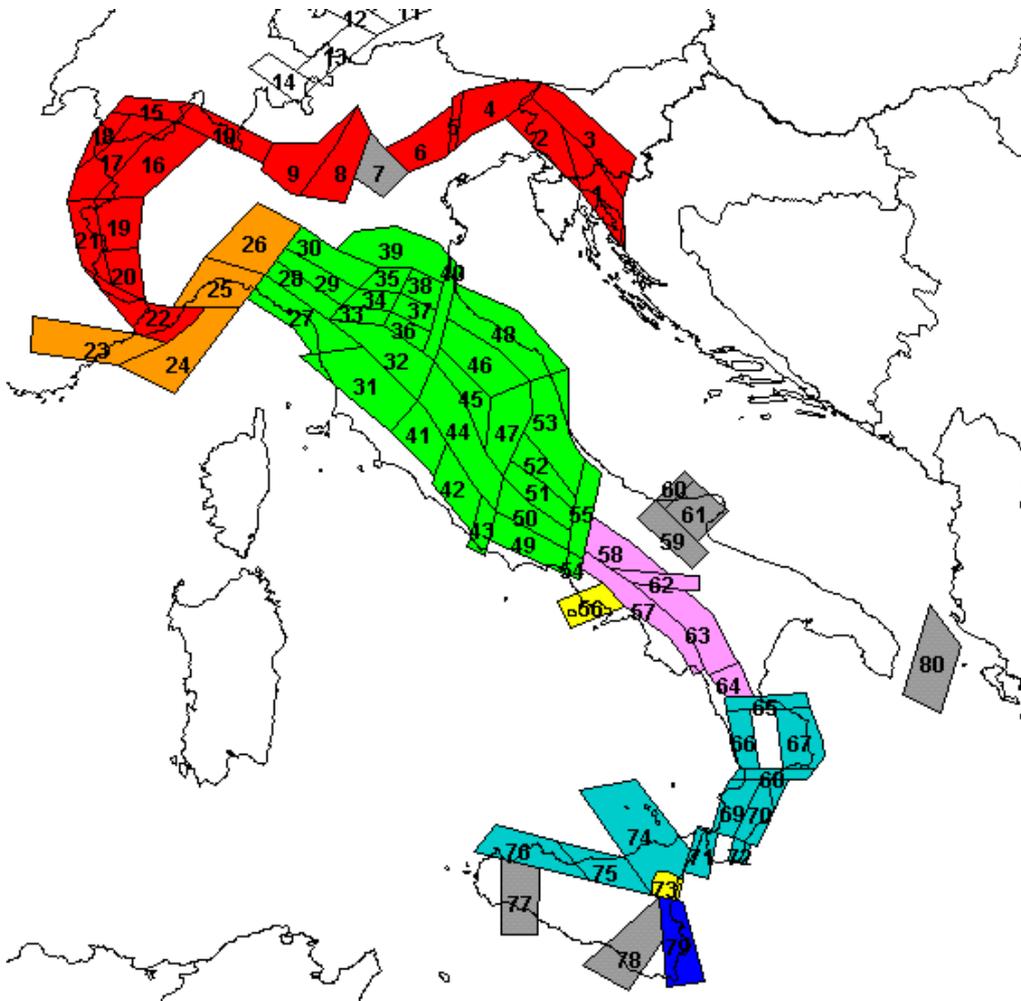


Figura 2.4 – Zonazione sismogenetica ZS4.

La zonazione sismogenetica ZS9 è il risultato delle modifiche, degli accorpamenti e delle elisioni delle numerose zone di ZS4 e dell'introduzione di nuove zone.

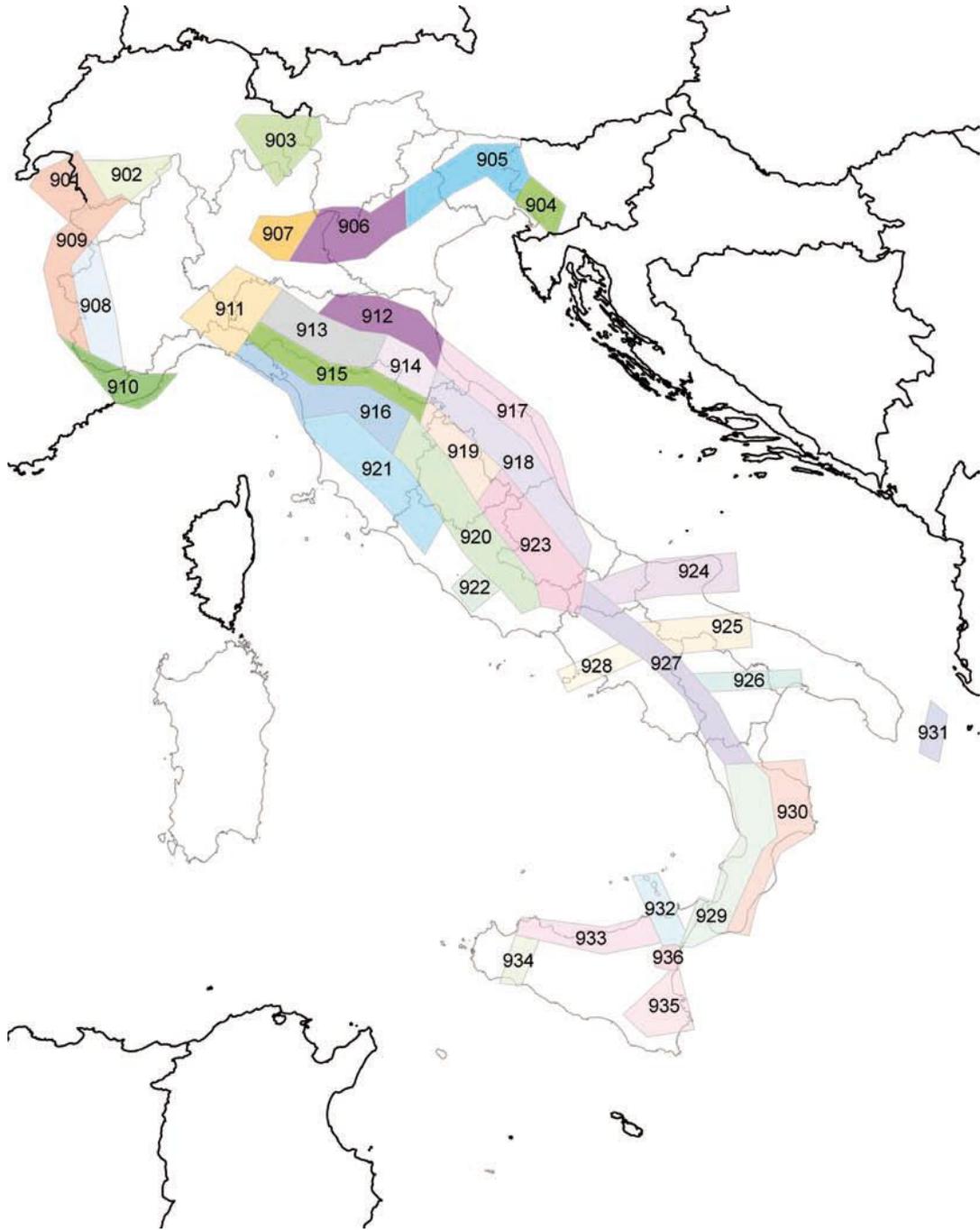


Figura 2.5 – Zonazione Sismogenetica ZS9.

La zonazione sismogenetica ZS9 è stata disegnata in maniera tale da soddisfare i seguenti requisiti:

- essere basata sul progresso modello ZS4;
- recepire le informazioni sulle sorgenti sismogenetiche italiane alla luce delle nuove evidenze di tettonica attiva e delle valutazioni sul potenziale sismogenetico acquisite negli ultimi anni;
- considerare ed analizzare i dati relativi a terremoti localizzati al di fuori delle zone sorgente definite in ZS4;
- essere utilizzabile con i dati aggiornati del CPTI 11;
- fornire una stima di profondità “efficacie”, definita come l’intervallo di profondità nel quale viene rilasciato il maggior numero di terremoti in ogni zona sorgente, utilizzabile in combinazione con le relazioni di attenuazione determinate su base regionale;
- fornire per ogni ZS un meccanismo di fagliazione prevalente, utilizzabile con le relazioni di attenuazione classiche modificate secondo le procedure di Bommer.

La zonazione ZS9 comprende 42 zone – sorgente, l’unione di più zone ZS4 è avvenuta in base alle caratteristiche del dominio cinematico al quale ognuna delle zone veniva attribuita.

Oltre alla riduzione del numero di zone rispetto alla ZS4, la ZS9 è caratterizzata anche da modifiche dei limiti delle zone, che sono state effettuate tenendo conto dei nuovi dati relativi alle geometrie di singole sorgenti o di insiemi di queste. Si deve, però, tenere presente che i confini geografici di molte zone di ZS9 rappresentano il frutto di un compromesso tra numerosi parametri, di conseguenza, sono affetti da un certo margine di incertezza.

Per far fronte a questa problematica, nella redazione di ZS9 si è fatto ricorso ai bordi morbidi, cioè ad una fascia (definita in Km) di dimensioni variabili, nella quale si produce uno smussamento della distribuzione della pericolosità, producendo così gradienti meno accentuati e confini tra le diverse ZS.

2.4 MICROZONAZIONE SISMICA O PERICOLOSITÀ SISMICA LOCALE

La microzonazione sismica o zonazione di secondo grado consiste nell'individuazione delle aree a differente risposta sismica nell'ambito di uno stesso comune. Con essa si forniscono carte di dettaglio delle variazioni degli effetti locali, con uno studio volto alla valutazione quantitativa dell'influenza che hanno le condizioni locali sul comportamento del territorio in relazione ad una evento sismico, raffinando quindi le conoscenze ottenute grazie alla macrozonazione sismica del territorio nazionale o zonazione di primo grado.

L'esigenza di questo studio nasce dal fatto che con la zonazione di primo grado vengono delimitate ed accorpate, a grande scala, aree soggette a rischio sismico piuttosto diverso e variabile. Questo determina degli squilibri all'interno dell'area, in genere, tanto maggiori quanto più estesa è l'area stessa. Infatti, l'esame della distribuzione dei danni prodotti da un terremoto nello stesso territorio dimostra che le azioni sismiche possono assumere, anche a distanze piccole, caratteristiche differenti, in funzione delle diverse condizioni locali (morfologia superficiale, morfologia del substrato roccioso sepolto, presenza e profondità della falda freatica, caratteristiche geologiche del sottosuolo, presenza di faglie).

La microzonazione sismica, quindi, rappresenta l'attività svolta ai fini di una più dettagliata suddivisione del territorio comunale in sottozone, o microzone, ad omogenea risposta sismica, nelle quali i valori di pericolosità sismica rispecchiano più rigorosamente le condizioni locali.

L'individuazione di tali zone avviene attraverso un insieme di indagini e di studi effettuati allo scopo di valutare le caratteristiche geolitologiche, geomorfologiche, geosismiche e geotecniche dei litotipi presenti in un'area relativamente ancora vasta, quale è il territorio comunale.

Mediante la microzonazione vengono anche individuati i terreni dinamicamente instabili, ovvero quelli che in caso di sollecitazione sismica possono essere soggetti a

deformazioni permanenti, quali frane, liquefazioni ed addensamenti, e vengono, inoltre, stimate le accelerazioni che si possono determinare sui terreni dinamicamente stabili.

Il risultato dello studio viene sintetizzato in carte di dettaglio da cui possono essere ricavate informazioni su eventuali limitazioni di natura urbanistica o suggerimenti per la progettazione degli edifici ed, in generale, per un razionale uso del territorio.

2.4.1 RISPOSTA SISMICA LOCALE

La geometria della struttura del sottosuolo unita alle variazioni dei tipi di terreno ed alle sue proprietà con la profondità, assieme alle discontinuità laterali ed alla superficie topografica, sono all'origine delle larghe amplificazioni delle vibrazioni del terreno e sono direttamente correlabili alla distribuzione del danno durante i terremoti distruttivi.

Ai fini della riduzione del rischio sismico è importante riconoscere le aree in cui le oscillazioni del suolo sono più ampie e definire le frequenze con le quali esse tendono ad oscillare. L'azione esercitata localmente dagli strati più superficiali, che operano sia da filtro che da amplificatore, costituisce quello che va sotto il nome di *effetto di sito*.

Pertanto, la modificazione dell'ampiezza, della frequenza e della durata dello scuotimento sismico dovute alle specifiche condizioni litostratigrafiche e morfologiche di un sito è detta *risposta sismica di sito*. Essa può essere quantificata mediante il rapporto tra il moto sismico alla superficie del sito e quello che si osserverebbe per lo stesso evento sismico su un di ipotetico affioramento di roccia rigida con morfologia orizzontale. Nel caso in cui tale rapporto sia maggiore di 1 si entra nella condizione di *amplificazione locale*.

Riconoscere in dettaglio le aree caratterizzate in media da simile *risposta di sito*, dovuto alle caratteristiche geologiche o alla topografia, è diventata una richiesta fondamentale negli studi geologici e geofisici relativi alle costruzioni.

L'azione esercitata localmente dagli strati più superficiali, che operano sia da filtro che da amplificatore, può essere valutata mediante due differenti metodi di indagine:

- METODI DIRETTI o STRUMENTALI: basati sull'analisi e sull'elaborazione di dati di registrazione sismogenetiche eseguite in sito;
- METODI INDIRETTI o NUMERICI: basati sulla modellazione numerica di specifiche situazioni ben caratterizzate geometricamente e meccanicamente, tramite rilievi specifici ed accurate indagini geologiche e geologico – tecniche.

2.4.1.1 EFFETTO DELLA GEOLOGIA SUPERFICIALE

È ben noto come la geologia di superficie influenzi in modo significativo il moto sismico. Il fenomeno responsabile dell'amplificazione del moto nei sedimenti sciolti è l'intrappolamento delle onde sismiche a causa del contrasto di impedenza tra i sedimenti stessi ed il bedrock. L'interferenza tra queste onde intrappolate conduce a modelli di risonanza la cui forma e la cui frequenza è legata alle caratteristiche geometriche e meccaniche della struttura.

La frequenza alla quale si ha la risonanza dipende dalle caratteristiche fisico – meccaniche, geometriche e dinamiche degli strati del sottosuolo. Quando la struttura è stratificata orizzontalmente questo intrappolamento colpisce solamente le onde di volume, che viaggiano verso l'alto ed il basso negli strati superficiali.

In una geometria più reale, in cui i sedimenti di superficie formano una struttura più complessa in quanto sono presenti variazioni laterali di facies o di spessore, il problema risulta molto più complicato, in quanto si produce l'intrappolamento sia delle onde p ed s , sia delle onde superficiali L ed R , con la generazione e la dispersione di queste ultime all'interfaccia tra gli strati.

L'effetto più chiaro della risonanza è l'aumento della durata del segnale: le onde intrappolate negli strati superficiali viaggiano da parte a parte all'interno dei sedimenti fino a che si attenuano.

Le onde di volume, ovvero le onde p ed s , subiscono riflessioni caratteristiche tra i limiti superiore ed inferiore dei sedimenti.

Le onde superficiali, invece, viaggiano da un estremo ad un altro della valle, riflettendosi in essi. Queste ultime riflessioni producono l'incremento nella durata della perturbazione, che è tanto più importante quanto maggiore è il contrasto di impedenza con il substrato roccioso.

La nuova normativa sismica italiana per la definizione dello spettro di risposta locale tiene specifico conto delle caratteristiche dei terreni di fondazione. Essa, infatti, prevede una suddivisione in cinque diverse categorie del profilo stratigrafico dei terreni che compongono i primi 30 metri di suolo (le profondità si definiscono al piano di posa delle fondazioni). Tali terreni sono stati classificati in base ai rispettivi valori delle V_{s30} , ovvero ai valori medi di velocità di propagazione della onde di taglio entro i 30 metri di profondità.

Il calcolo del valore delle V_{s30} viene eseguito tramite la seguente formula:

$$V_{s30} = \frac{30}{\sum_{i=1}^N \frac{h_i}{V_i}}$$

Dove:

h_i è lo spessore in metri dell' i esimo strato compreso nei primi trenta metri di profondità;

V_i è la velocità della onde di taglio nello stesso strato;

N è il numero di strati presenti nei primi 30 metri di profondità.

Le cinque diverse categorie di profilo stratigrafico distinte sono:

A. FORMAZIONI LITOIDI o SUOLI OMOGENEI MOLTO RIGIDI:

caratterizzati da valori di V_{s30} superiori a 800 metri al secondo, comprendenti eventuali strati superficiali alterati di spessore massimo di cinque metri;

B. DEPOSITI di SABBIE e o GHIAIE MOLTO ADDENSATE o ARGILLE MOLTO CONSISTENTI:

caratterizzati da spessori di diverse decine di metri, con un graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità, e con valori di V_{s30} compresi tra i 360 e gli 800 metri al secondo;

C. DEPOSITI di SABBIE e GHIAIE MEDIAMENTE ADDENSATE, o ARGILLE DI MEDIA CONSISTENZA:

caratterizzati da spessori variabili da diverse decine fino a centinaia di metri, ed aventi valori di V_{s30} compresi tra 180 e 360 metri al secondo;

D. DEPOSITI di TERRENI GRANULARI da SCIOLTI a POCO ADDENSATI oppure COESIVI da POCO o MEDIAMENTE CONSISTENTI:

caratterizzati da valori di V_{s30} inferiori a 180 metri al secondo;

E. PROFILI di TERRENO costituiti da STRATI SUPERFICIALI ALLUVIONALI:

caratterizzati da valori di V_{s30} simili a quelli dei terreni di tipo C e D ed aventi spessori compresi tra 5 e 20 metri, giacenti su un substrato di materiale più rigido con valori delle V_{s30} superiori agli 800 metri al secondo.

In aggiunta alle cinque categorie sopracitate ne sono state aggiunte altre due, le quali necessitano di studi speciali e più approfonditi per la definizione dell'azione sismica:

S1 TERRENI con STRATO di almeno 10 METRI di ARGILLE o LIMI di BASSA CONSISTENZA:

caratterizzati da elevati indici di plasticità e da valori delle V_{s30} inferiori ai 100 metri al secondo;

S2 TERRENI SOGGETTI A LIQUEFAZIONE:

caratterizzati da argille sensitive o da qualsiasi altra categoria di terreno non classificabile nei tipi precedenti.

2.4.1.2 EFFETTO DELLA TOPOGRAFIA

È nota l'influenza della topografia sul segnale sismico con effetti differenziali negli edifici situati in zone elevate. L'osservazione della localizzazione dei danni mette in evidenza che l'influenza della geometria superficiale si risente maggiormente alla sommità del rilievo ed, a livello generale, si produce amplificazione sulle topografie convesse, ovvero le zone elevate con rilievo, e deamplificazione su topografie concave, quindi le zone basse e le valli.

L'amplificazione del moto alla sommità dei rilievi va attribuita alla focalizzazione delle onde sismiche in prossimità della cresta del rilievo a causa della riflessione sulla superficie libera ed all'interazione fra il campo d'onda incidente e quello diffratto. Sono stati realizzati degli studi parametrici i quali hanno messo in evidenza che:

- il moto sismico in corrispondenza della cresta di un rilievo è amplificato rispetto alla base;
- l'amplificazione alla sommità del rilievo è condizionata dalle sue caratteristiche geometriche ed, in particolare, l'amplificazione in sommità è maggiore quanto maggiore è il fattore di forma dato dal quoziente tra altezza del rilievo e la semilarghezza della base e del rilievo (H/L elevato quando la semilarghezza L è tanto inferiore all'altezza H),
- lungo i fianchi di un rilievo topografico si producono rapide variazioni del moto, sia in ampiezza sia in contenuto di frequenza, a causa dell'interazione tra onde incidenti ed onde diffratte, che possono produrre marcati movimenti differenziali.

Sulla base di queste considerazioni emerge che gli effetti di amplificazione del moto sismico legati alla topografia devono essere tenuti presenti nella progettazione antisismica di una struttura localizzata sia in prossimità della sommità di un rilievo che lungo i fianchi.

Pertanto, la normativa sismica italiana prevede, per la definizione dello spettro di risposta locale, di considerare gli effetti morfologici incrementando lo spettro di un fattore ulteriore, detto fattore di amplificazione topografica. Quindi, per strutture

importanti erette sopra o in vicinanza di pendii con inclinazione superiore ai 15 gradi e dislivello superiore a circa 30 metri dovrà essere incrementata l'azione sismica di progetto.

3 ASSETTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO DELL'AREA

3.1 INQUADRAMENTO GEOLOGICO

La Valle d'Illasi ha origine nel Gruppo del Monte Carega e, con direzione Nord – Sud, attraversa i Monti Lessini per poi aprirsi verso Sud sull'ampio conoide rissiano del Fiume Adige.

I Monti Lessini, nel loro complesso, presentano una successione stratigrafica compresa tra il Giurassico e l'Eocene Inferiore – Medio. Durante il Giurassico la Lessinia si trovava in condizioni di alto strutturale in quanto apparteneva ad una struttura geologica – tettonica, denominata "*Piattaforma Veneta*" o "*Ruga Trentina*", delimitata a ovest dal "*Bacino Lombardo*" e ad est dal "*Bacino Bellunese*".

Su questo alto strutturale, nell'intervallo tra il Giurassico inferiore e quello medio, si depositarono sedimenti tipici di piattaforma (Calcari Grigi di Noriglio e Calcari oolitici di S. Vigilio) mentre a partire dalla parte alta del Giurassico medio la sedimentazione fu caratterizzata dalla deposizione di sedimenti pelagici che testimoniano il progressivo annegamento della "Piattaforma Veneta" (Rosso Ammonitico).

Nella Valle di Illasi il Rosso Ammonitico posa direttamente sui Calcari Grigi di Noriglio, senza l'interposizione dei Calcari oolitici di S. Vigilio. L'assenza di questa Formazione testimonia una emersione della piattaforma carbonatica nel settore orientale dei Lessini ed un successivo annegamento con conseguente deposizione del Rosso Ammonitico.

Dalla fine del Giurassico (Titoniano) e per tutto il Cretaceo la differenza di sedimentazione tra la "Piattaforma Veneta" e i bacini confinanti venne uniformata e, nell'area che va dal Lago di Garda fino ai confini del bellunese, si realizzò una situazione di plateau pelagico dove si formarono le successioni calcaree e calcareo – marnose che caratterizzano le Formazioni del Biancone e della Scaglia rossa.

A partire dal Paleocene Inferiore l'assetto geologico – stratigrafico fu fortemente condizionato dalla tettonica e dal vulcanesimo, entrambi legati all'orogenesi alpina che caratterizzò tutta l'era Terziaria, determinando una paleogeografia articolata con conseguente deposizione delle successioni marine della Formazione dei Calcari a

Nummuliti (Eocene Inferiore – Medio) ed alla produzione di abbondanti depositi vulcanici e vulcano – detritici.

In seguito, con il continuo svilupparsi dell'orogenesi alpina l'ambiente divenne continentale con il sollevamento dall'acqua e con l'inizio dei mutamenti tettonici, climatici ed erosivi che hanno portato all'attuale fisionomia dell'area ed alla formazione dei depositi quaternari che ricoprono il substrato roccioso.

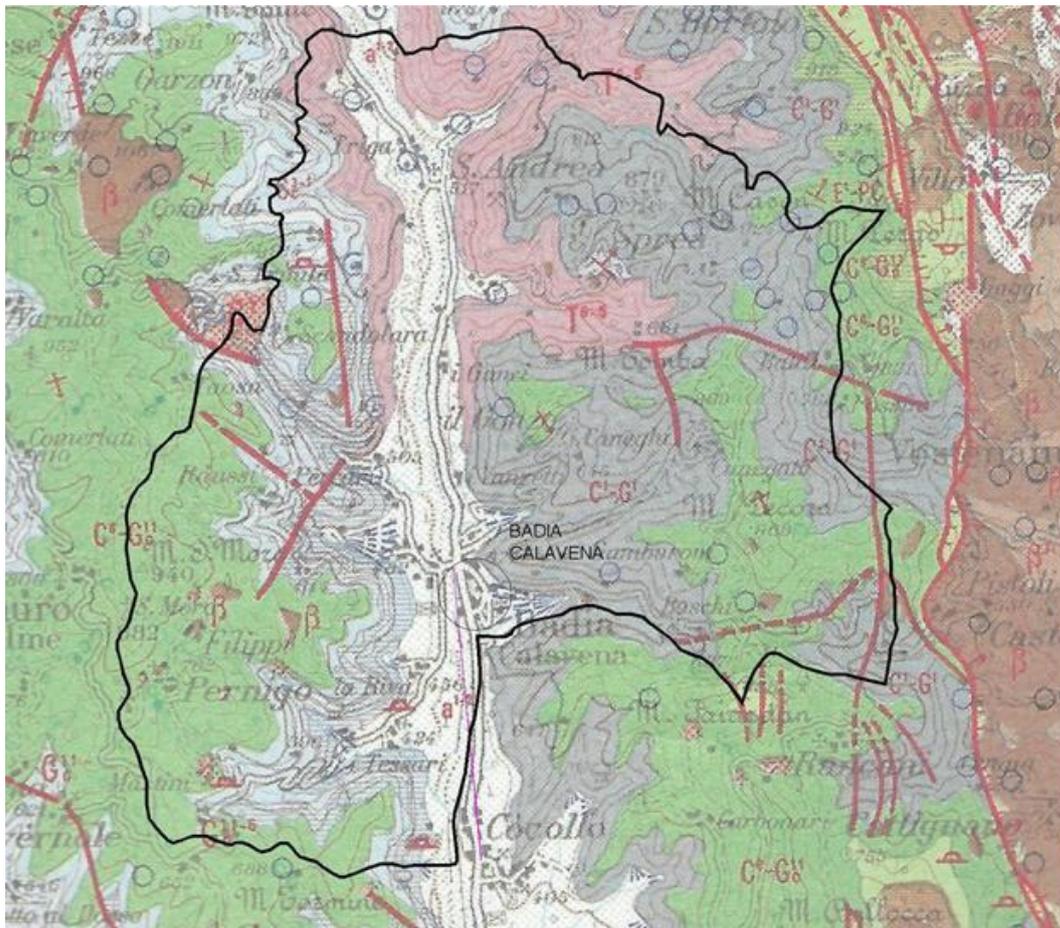


Figura 3.1 – Estratto della Carta Geologica d'Italia con scala 1:100.000 ingrandita a 1:50.000 con evidenziato il limite comunale di Badia Calavena.

3.1.1 STRATIGRAFIA

All'interno dell'area comunale la stratigrafia riscontrata è caratterizzata da:

DEPOSITI COLLUVIALI, ELUVIALI O DETRITICI (SM)

Questi materiali hanno una granulometria molto variabile che va dai ciottoli ai limi ed argille. La tipologia più frequente di questi depositi è il colluviale e per questo motivo nella classificazione ai fini sismici è stato utilizzato l'acronimo "SM" che sta per ghiaie limose, miscele di ghiaia, sabbia e limo. Questi materiali sono presenti soprattutto sui versanti, dove ricoprono il substrato roccioso con spessori fino a due metri. Sono, inoltre, presenti nelle zone depresse dei versanti ed al passaggio tra i versanti ed i fondovalle dove possono avere spessori anche notevoli che si aggirano attorno ai 15 metri.

DEPOSITI ALLUVIONALI DEL TORRENTE ILLASI (GM)

Si tratta di alluvioni antiche in quanto sono state incise dal Torrente Illasi, il quale attualmente, in questo tratto di valle, si trova in fase erosiva.

Questi depositi sono costituiti da ghiaie sabbiose e ciottoli con la presenza di limo o limo argilloso, sparso o concentrato in strati, i quali possono avere uno spessore anche dell'ordine del metro. La frazione fine arriva principalmente dalle valli laterali le cui alluvioni si interdigitano con quelle del Torrente Illasi.

Localmente, ed a vari livelli, sono presenti banchi arealmente poco estesi, di sedimenti cementati, legati alla circolazione di acque ricche di carbonato di calcio. Tali conglomerati sono stati individuati lungo le scarpate dei terrazzi nell'area compresa tra la frazione di S. Andrea ed il Capoluogo.

BASALTI (AL)

Questi depositi vulcanici sono stati classificati, ai fini sismici, come "Alternanza di litotipi" (AL) in quanto rappresentati da colate aeree massicce o da fratturazione colonnare alternate da effusioni di ambiente marino o aereo, come pillow breccias, breccie extradiatremiche e da tufiti più o meno stratificate.

PIROCLASTITI BASALTICHE (NRS)

Sono depositi vulcanici di tipo aereo depositatesi in ambiente marino. Tali depositi sono fittamente stratificati, hanno una grana fine e spesso hanno una componente calcarea.

SCAGLIA ROSSA (ALS)

Questa formazione è costituita da calcari marnosi rosei con caratteristici hard-grounds nella parte sommitale, fittamente stratificati e calcari rossi selciferi. Affiora esclusivamente alla sommità del Monte San Moro, ubicato nel settore occidentale del territorio comunale. La Scaglia Rossa è stata classificata ai fini sismici come “Alternanza di litotipi stratificati” in quanto raggruppata con le sottostanti litologie del Biancone e della Scaglia variegata e, quindi, con variazioni della componente argillosa che comporta il passaggio da calcari micritici a calcari marnosi e marne.

BIANCONE (ALS)

È una formazione geologica costituita, nella parte basale e media, da calcari micritici (finissimi) di colore bianco, rosato o grigio chiaro. Nella parte sommitale, invece, riscontriamo un aumento della frazione argillosa, soprattutto all’interno dei piani di stratificazione.

ROSSO AMMONITICO (LPS)

Tale formazione affiora esclusivamente nel settore occidentale del territorio comunale, mentre nella porzione orientale, sebbene talora riconoscibile, si presenta dolomitizzata. Le rocce del Rosso Ammonitico Veronese sono costituite da calcari nodulari micritici, di colore rosso o rosato con stratificazione compatta. La parte inferiore ha un aspetto più massiccio, con strati che possono perdere la loro individualità nello spazio di pochi metri mentre, nella parte superiore, la stratificazione è netta con spessori decimetrici.

CALCARI GRIGI DI NORIGLIO (LPS)

La formazione dei Calcari Grigi è costituita da calcari, suddivisi in strati, della potenza fino a due metri, le cui superfici di stratificazione sono caratterizzate dalla presenza di sottili intercalazioni marnose. La colorazione varia da un grigio chiaro, al nocciola, al bianco.

COMPLESSO DOLOMITICO INDIFFERENZIATO (LP)

Costituito da dolomie e calcari dolomitici giallastri e rosa – violacei con assenza quasi completa di stratificazione, eteropici con le formazioni che si sono depositate dal Giurassico inferiore al Cretaceo inferiore. La genesi di tali rocce può essere fatta risalire a fenomeni di dolomitizzazione secondaria delle formazioni del Biancone p.p., del Rosso Ammonitico Veronese e dei Calcari Grigi.

3.2 INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

Il territorio comunale di Badia Calavena si trova ad una altitudine media di 500 metri sul livello del mare e si estende su una superficie di circa 27 chilometri quadrati. Tale territorio copre un tratto, lungo circa sei chilometri, della Valle di Illasi che ne costituisce l'elemento morfologico principale e che lo suddivide in due parti, rappresentate dai suoi versanti, rispettivamente orientale ed occidentale. La valle di Illasi è orientata circa Nord – Sud ed è una valle fluviale, caratterizzata da una tipica sezione a "V" (Figura 3.2).

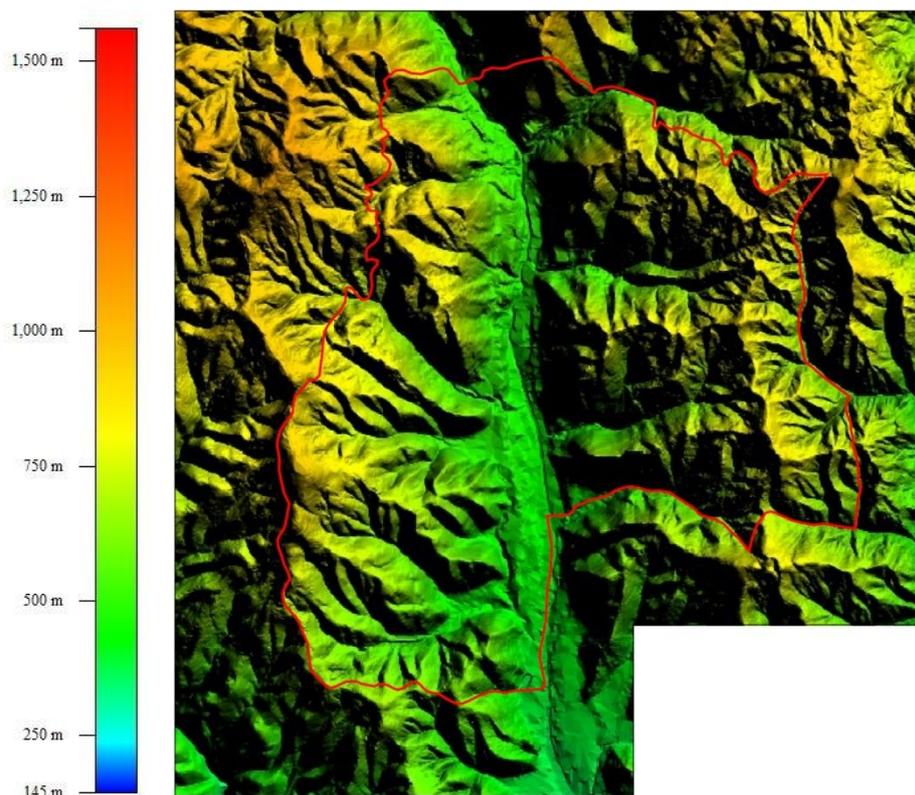


Figura 3.2 – Altimetria ed Orografia ottenuti con il DEM del territorio comunale di Badia Calavena.

I versanti appartengono a due dorsali montuose le cui sommità hanno andamento parallelo alla valle, e le cui quote massime sono rappresentate dalla cima del Monte San Moro (953 metri s.l.m.), per la dorsale occidentale, e la cima del Monte Pecora (870 metri s.l.m.), per la dorsale orientale. Tali versanti sono profondamente incisi dalla rete idrografica minore ed hanno pendenze che passano gradualmente da moderate (5 – 10°), nella parte sommitale delle dorsali, a piuttosto elevata (30 – 60°), andando verso il fondovalle o verso le valli secondarie.

Le forme del rilievo sono condizionate in modo abbastanza incisivo dalle caratteristiche composizionali e strutturali dei litotipi presenti.

Il Biancone e le vulcanoclastiti, costituiti da rocce più erodibili tra quelle presenti nell'area analizzata in quanto fittamente fratturate o poco competenti, danno luogo a morfologie molto dolci e pendii generalmente poco inclinati.

Litologie come il Complesso Dolomitico indifferenziato, il Rosso Ammonitico e Calcarei Grigi di Noriglio, invece, essendo strutturalmente più competenti (massicce), formano versanti più ripidi e spesso danno luogo a pareti rocciose.

Sul fondovalle sono presenti forme di deposito alluvionale antiche ed attuali.

Le forme antiche sono rappresentate dai terrazzi alluvionali, formatisi per l'abbondante apporto di materiale deposto, in seguito all'ultima fase glaciale (Wurm), dal Progno d'Ilasi e dai corsi d'acqua laterali;

Le forme recenti sono legate principalmente all'erosione esercitata dai corsi d'acqua sui depositi alluvionali antichi; altre forme recenti come conoidi alluvionali o falde detritiche non sono segnalate dalle cartografie esistenti.

Tra gli aspetti legati all'erosione idrica sono presenti numerosi tratti di alvei di torrenti minori che mostrano una recente tendenza all'approfondimento ed all'erosione laterale.

L'area è caratterizzata da una rete idrografica minore ben sviluppata ed incisa anche se, solo occasionalmente, è sede di circolazione d'acqua, la quale viene velocemente assorbita dalle rocce carbonatiche andando, quindi, ad alimentare l'acquifero profondo.

3.2.1 FENOMENI FRANOSI

Nel territorio comunale di Badia Calavena sono state individuate complessivamente sette frane, delle quali tre sono segnalate nel Piano Stralcio dell'Autorità di bacino dell'Adige (P.A.I.) e le altre quattro sono state definite tramite l'ausilio dell'amministrazione comunale, e di mirati sopralluoghi.

FRANA di VALCAVA: localizzata a sud dell'abitato di S. Andrea in sinistra idrografica e classificata dal P.A.I. come fenomeno di crollo e colata rapida di detriti o fango, con assegnata pericolosità molto elevata P4 (codice identificativo 230067800).

FRANA di CÀ del DIAVOLO: localizzata nei pressi dell'omonima Località e classificata come fenomeno di crollo e colata rapida di detriti o fango cui è stata assegnata una pericolosità da elevata a molto elevata P3 e P4 (codice identificativo 230083300).

FRANA di CANOVI: localizzata nei pressi dell'omonima contrada, classificata come fenomeno di scorrimento rotazionale o traslativo cui è stata assegnata una pericolosità media P2 (codice identificativo PAI 230067700).

Due fenomeni franosi localizzati in VAL TANARA, nei pressi di S. Andrea, attribuibili a movimenti roto – traslazionali che hanno interessato i depositi alluvionali.

Una frana posizionata a monte della località CÀ DEL DIAVOLO attribuibile a movimenti roto – traslazionali che hanno interessato il terrazzo alluvionale.

Una frana, posizionata sul versante nord – occidentale del MONTE PECORA attribuibile ad uno scivolamento verticale che ha interessato l'esigua copertura colluviale.

3.3 SISMICITÀ E TETTONICA DELL'AREA DI BADIA CALAVENA

Per l'analisi della storia sismica della regione in cui si inserisce il territorio comunale di Badia Calavena sono stati consultati diversi catasti dei terremoti e *database* sismici. In particolare, sono stati visionati:

- Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (versione CPTI 11), con distribuzione dei macrosismi per classi, in funzione del momento di magnitudo M_w con soglia prevalente a valori superiori di 4,5 con copertura temporale compresa tra il 1000 ed il 2008;
- DataBase Macrosismico Italiano (versione DBMI 11) direttamente connesso al CPTI11 (Figura 3.3);
- Massime Intensità Macrosismiche Osservate nei Comuni Italiani (GNDT);

- Database DOM4.1 di osservazioni macrosismiche di terremoti dell'area italiana al di sopra della soglia del danno.

Per comodità di consultazione gli eventi principali e più significativi sono stati riportati nella sottostante Tabella 3.1 la quale mostra la storia sismica di Badia Calavena dal 1000 al 2008. In tale tabella sono indicate le intensità associate (I) che hanno interessato il territorio comunale, relative agli eventi epicentrali verificati nella località (Ax) con intensità epicentrale (I_0) e momento di magnitudo (M_w).

I[MCS]	Data	Ax	Np	I_0	M_w
8-9	1891 06 07 01:06	Valle d'Illasi	403	8-9	5.86 ±0.06
5	1891 06 15	PESCHIERA	35	6	4.60 ±0.26
5-6	1892 01 05	GARDA OCC.	100	6-7	5.02 ±0.15
6	1892 08 09 07:58	Valle d'Alpone	160	6-7	4.91 ±0.11
6	1894 02 09 12:48	Valle d'Illasi	116	6	4.77 ±0.15
4	1894 11 27 05:07	FRANCIACORTA	183	6	5.07 ±0.10
3	1907 04 25 04:52	Veronese	122	6	4.91 ±0.15
5-6	1908 02 03 13:36	Valle d'Illasi	34	5-6	4.43 ±0.47
4	1908 03 15 07:38	Valle del Chiampo	28	5-6	4.96 ±0.31
4-5	1989 09 13 21:54	PASUBIO	779	6-7	4.88 ±0.09
2-3	2001 07 17 15:06	Merano	663	6	4.84 ±0.09

Tabella 3.1 – Storia sismica di Badia Calavena dal 1000 al 2008.

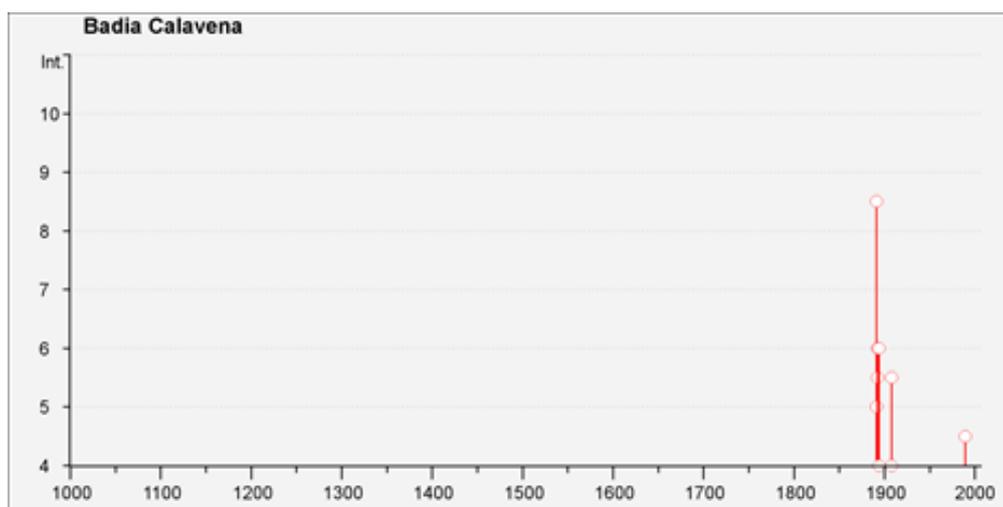


Figura 3.3 – Storia sismica della località Badia Calavena tratta dal DBMI 11.

La “storia sismica” di Badia Calavena è da ritenersi recente, con terremoti concentrati dalla fine del 1800 ad oggi, tra i quali spiccano gli eventi sismici del 1891 (il più intenso) e del 1894.

La massima intensità sismica associata a Badia Calavena è tra l’VIII° ed il IX° della scala MCS e nella scala delle osservazioni temporali risulta essere il maggior evento che ha interessato la regione prealpina compresa tra i Monti Lessini ed il Garda. Altre zone con eventi sismici rilevanti sono distribuiti lungo la fascia dell’alta pianura veronese, nella regione gardesana nord e sud e la zona del basso Trentino Alto Adige (Val d’Adige, Roveretano, alto Garda).

L’area epicentrale del terremoto verificatosi nel 1891 a Badia Calavena è collocabile secondo le ricostruzioni del DBM-11 poco ad est del capoluogo (Figura 3.4).

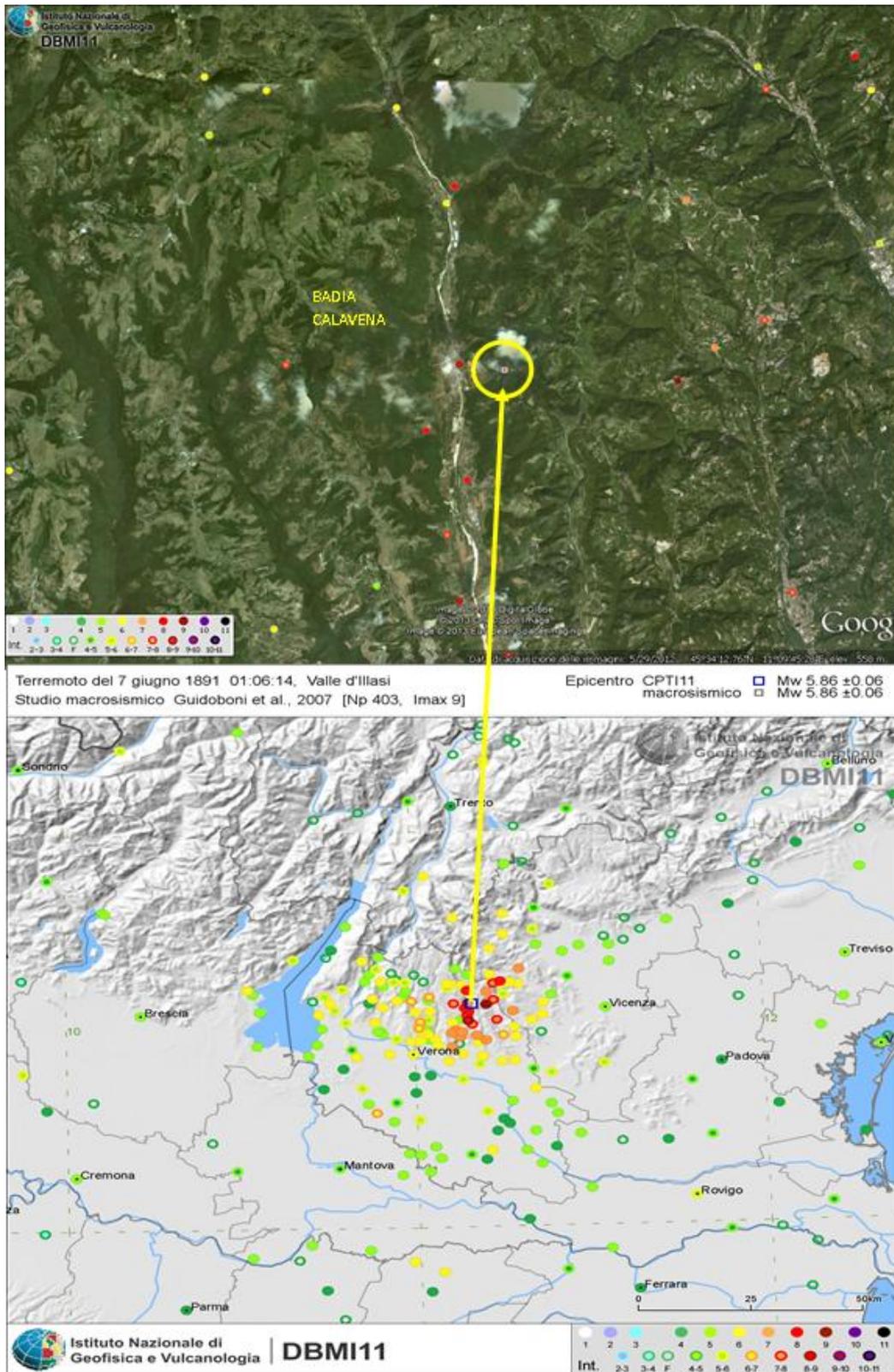


Figura 3.4 – Evento sismico del 1891 (Val d’Ilasi) con le intensità macrosismiche (Io) risentite nell’area. Il cerchio giallo individua l’area epicentrale.

La sismicità locale della regione si inquadra nel sistema geodinamico che vede la presenza nel diretto intorno della Val d'Adige di due sistemi tettonici conosciuti come sistema Scledense, ad est, e Giudicariense, nel settore ovest, oltre ad una serie di strutture di svincolo e trasferimento delle deformazioni variamente inclinate rispetto alle prime (Figura 3.5).

Nella zona studiata sono presenti altri lineamenti tettonici minori con orientazione diversa da quella dei sistemi precedentemente descritti. Le evidenze di campagna e la bibliografia esistente non segnalano la presenza di faglie attive.

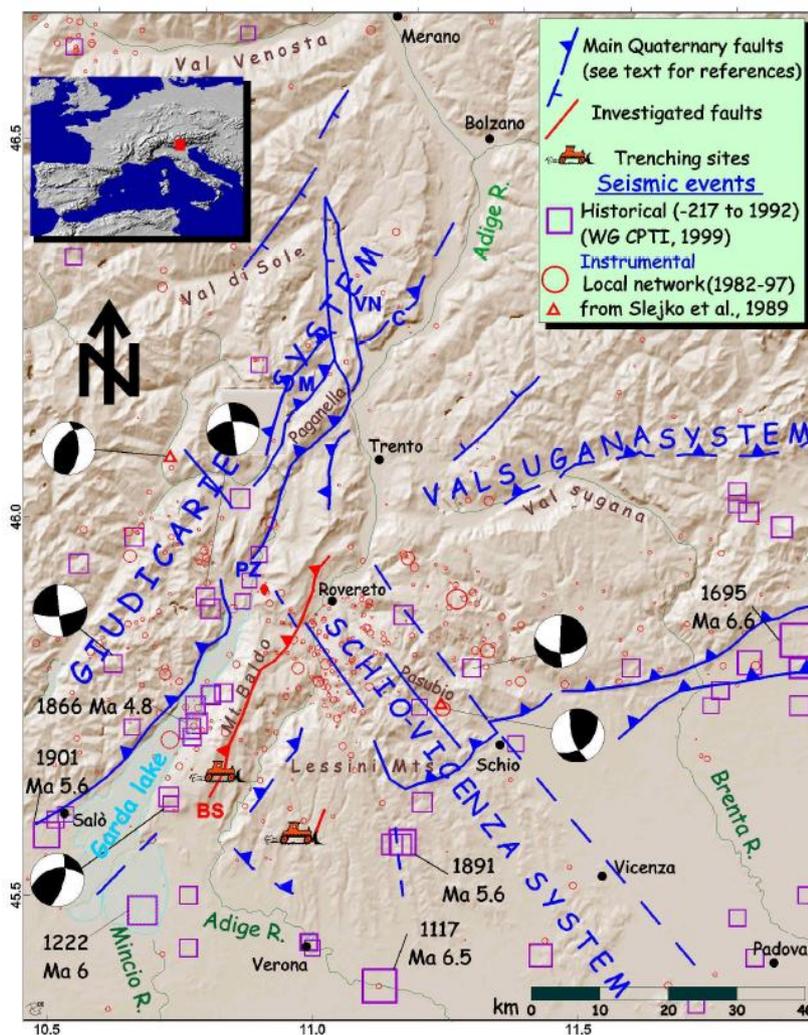


Figura 3.5 – Schema geodinamico-strutturale semplificato della regione.

Dal punto di vista sismo – tettonico il repertorio bibliografico associa la sismicità della zona ad una faglia che ipoteticamente insiste lungo l'asse della Valle d'Illyasi (come una delle faglie presenti comunemente in quasi tutti gli assi vallivi ad andamento meridiano dei Lessini) per la quale, tuttavia, non si segnalano studi specifici che ne accertino la reale esistenza, ubicazione o effetti neotettonici superficiali misurabili.

I grandi sistemi tettonici sismogenetici (come desumibile dal catasto cartografico DISS-3.1) si collocano nell'area Gardesana e pedemontana del Veneto orientale, oltre che nell'alta pianura veronese e lombarda (Figura 3.6).

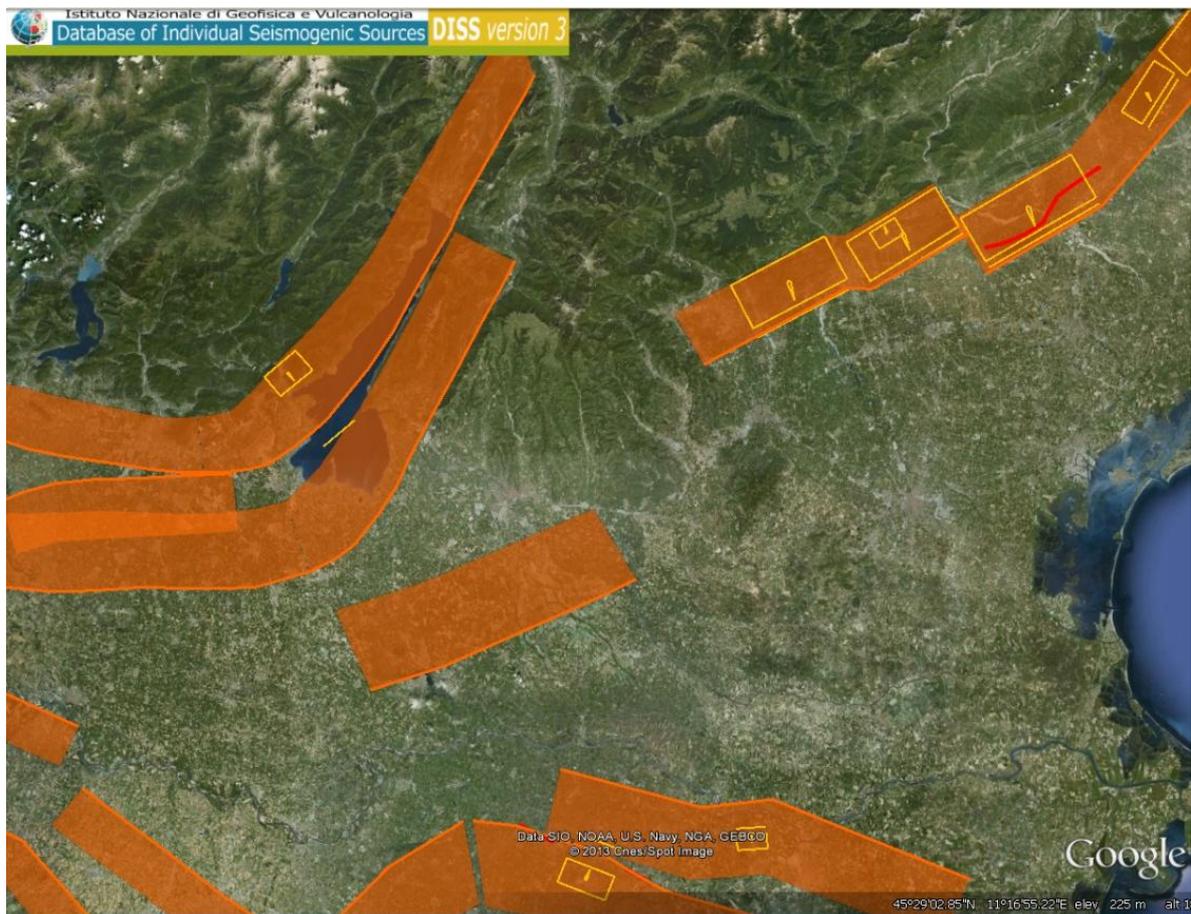


Figura 3.6 – Faglie sismogenetiche di interesse regionale cui è associata l'attuale sismicità della regione; la stella indica la zona di Badia Calavena (tratta dall'archivio dei sistemi tettonici sismogenetici DISS 3.1).

Il territorio di Badia Calavena si colloca nella Zona Sismogenetica ZS – 906 facente parte del dominio geografico dell’Arco Alpino esteso tra Bassano del Grappa e Verona (Lago di Garda). La zonizzazione ZS9 è stata adottata con l’Ordinanza O.P.C.M. 28 aprile 2006, n. 3519 “Criteri generali per l’individuazione delle zone sismiche e per la formazione e l’aggiornamento degli elenchi delle medesime zone”.

Il territorio del Comune di Badia Calavena è stato ascritto a zona sismica di tipo 2 già con l’O.P.C.M. n° 3274 del 2003 e classificata con accelerazioni orizzontali (a_g) al suolo comprese tra 0,150 e 0,175g (Figura 3.7).

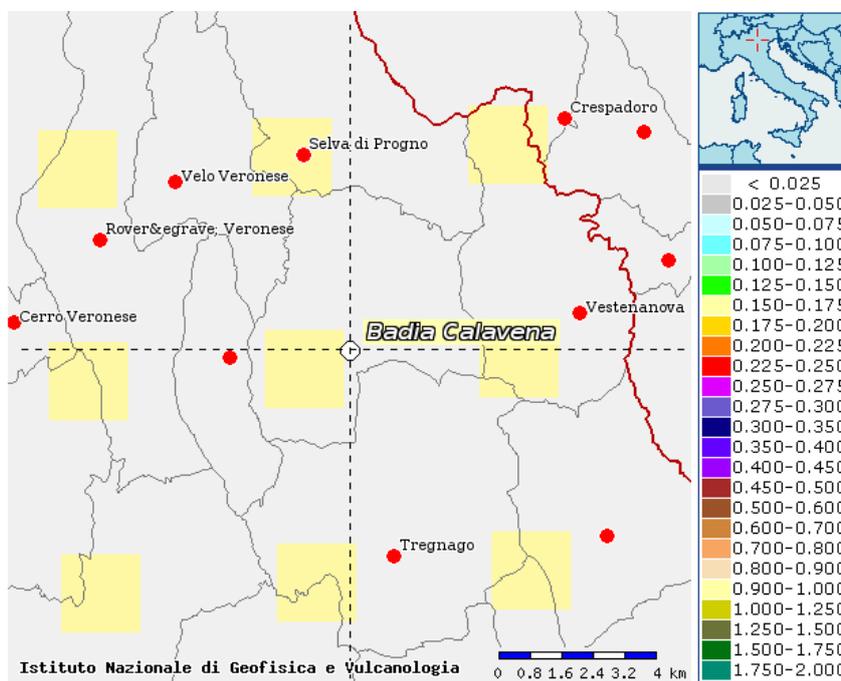


Figura 3.7 – Pericolosità sismica della regione in termini di a_g (fonte INGV 2007).

L’accelerazione a_g è da intendersi riferita ad un substrato rigido (*bedrock* con velocità delle onde di taglio superiori agli 800 metri al secondo). La massima intensità macrosismica della zona ZS – 906 ha una magnitudo massima di $M = 6,6$ che è anche da assumersi come la massima intensità sismica associata al sisma di riferimento per le valutazioni di microzonazione sismica, riferita ad eventi con tempo di ritorno di 475 anni e probabilità di superamento del 10% in 50 anni.

4 MODELLO GEOLOGICO TECNICO DEL SOTTOSUOLO

4.1 MODELLO GEOLOGICO

Il modello geologico del sottosuolo alla scala comunale è efficacemente rappresentato dai profili geologici tracciati trasversalmente all'asse della Val d'Illasi con direttrici grossomodo est – ovest prevalenti (Figura 4.1 ed ulteriori profili nell'Allegato 4).

Il sottosuolo del territorio comunale di Badia Calavena è prevalentemente costituito da substrato roccioso formato da calcari dolomitizzati o dolomia (complesso dolomitico indifferenziato - unità LP), da calcari massicci stratificati (LPS) e da alternanze di calcari e calcari marnosi (ALS).

Sporadicamente sui versanti si intercalano unità vulcaniche appartenenti alle formazioni dei depositi vulcanici stratificati (AL = alternanze di basalti e vulcaniti stratificate) e depositi vulcanoclastici poco rigidi (NRS).

Sui versanti vallivi interni al territorio di Badia Calavena si osservano due sequenze stratigrafiche differenti per il substrato roccioso e precisamente:

- in sinistra idrografica prevale la presenza dei Calcari dolomitizzati (LP) ricoperti da alternanze di calcari e calcari marnosi (ALS).
- In destra idrografica i calcari dolomitizzati (LP) affiorano solo al piede del versante e salendo nella sequenza stratigrafica si passa a calcari massicci (LPS) e successivamente a alternanze di calcari e calcari marnosi (ALS).

La sequenza dei litotipi è scomposta da sistemi di faglie di varia natura ad andamento prevalentemente sub verticale.

I materiali sciolti che costituiscono la copertura quaternaria assumono rilevanza lungo la valle principale dell'Illasi e raggiungono spessori (stimabili in difetto) superiori a 80 metri (pozzo idrico che ha intercettato il substrato roccioso a 72 m) in corrispondenza dell'asse vallivo presso il limite comunale meridionale. Gli spessori delle alluvioni si mantengono elevati anche in prossimità dei fianchi vallivi per la presenza di terrazzi alluvionali di altezza pluridecametrica ben riconoscibili tra gli abitati di Badia Calavena e

Sant'Andrea. Le alluvioni, con terrazzi più modesti, si insinuano anche negli imbocchi delle valli laterali dove sfumano e si intercalano con i depositi colluviali.

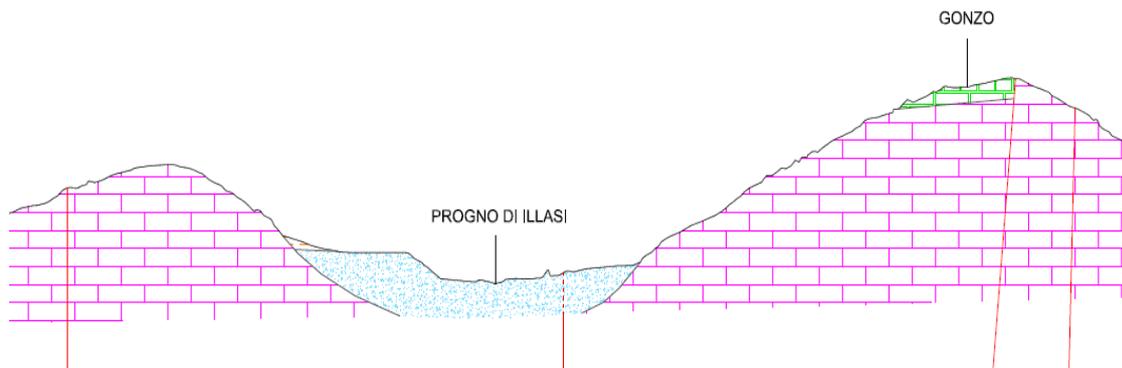


Figura 4.1 – Sezione geologica tracciata tra gli abitati di Badia e Sant'Andrea con la presenza in sinistra idrografica del terrazzo alluvionale con una altezza di diverse decine di metri.

Le alluvioni terrazzate sono composte da ghiaie sabbiose e ciottoli con la presenza di limo o limo argilloso, sparso o concentrato in strati, che possono avere uno spessore anche metrico. Sulle scarpate dei terrazzi alluvionali, come è emerso con i sopralluoghi effettuati, affiorano, talora, conglomerati cementati con spessore di uno o due metri, lateralmente discontinui, segnalati anche in almeno due sondaggi effettuati nel fondo valle, poco a sud di Badia Calavena.

Tra i depositi sciolti sono presenti anche coltri eluviali – colluviali composte da sabbie limose ed argillose, con inclusi litici i quali, in corrispondenza degli impluvi laterali, possono presentare intercalazioni di lenti di detrito grossolano. Le coltri eluviali – colluviali possono avere spessori che arrivano anche a 15 metri. Questi depositi possono assumere spessori rilevanti in corrispondenza di doline, presso le testate di ampi impluvi o al piede dei versanti.

La circolazione idrica sotterranea, presente nel fondo valle, è rappresentata da una falda freatica, posizionata a profondità prossime ai 100 metri, e da orizzonti isolati o localmente sospesi di scarsa rilevanza, i quali si attestano a profondità superiori a 10 metri.

4.2 DATI GEOTECNICI E GEOFISICI

Le informazioni litologiche, i dati geotecnici ed i dati geofisici delle unità presenti nel territorio comunale sono stati desunti da studi e relazioni geologiche inerenti a progetti realizzati nel territorio di Badia Calavena i quali sono diventati parte integrante dell'archivio indagini della microzonazione comunale. A tali dati sono stati aggiunti i risultati di una apposita campagna geofisica condotta nel maggio 2013.

4.2.1 DATI PREGRESSI

Le informazioni geotecniche reperite sul territorio comunale si distinguono nettamente per il contenuto di indagini ed analisi condotte sul fondovalle, essenzialmente sulle unità alluvionali e di copertura detritica, e quelli condotti sui versanti collinari e montuosi dove in prevalenza dominano le formazioni rocciose.

DOLOMIA INDIFFERENZIATA (LP): si distingue in ammassi rocciosi localmente cristallini con le originarie strutture sedimentarie obliterate. In genere nei domini a forte dolomitizzazione la fratturazione è medio bassa, con occasionali fasce, spesse qualche metro, legate ad importanti fratture o faglie. Nei casi di dolomitizzazione meno spinta la stratificazione originaria, generalmente suborizzontale, si aggiunge ai sistemi secondari di fratturazione ad andamento circa perpendicolare alla stratificazione. Localmente i processi idrotermali che hanno condotto alla dolomitizzazione possono creare aree di decomposizione e destrutturazione dell'ammasso. Mediamente l'ammasso roccioso presenta una fratturazione con elevata spaziatura e bassa frequenza, caratterizzata da volumi rocciosi unitari importanti (maggiori del metro cubo) che si riducono nel caso in cui la dolomitizzazione abbia interessato le formazioni del Biancone e della Scaglia Rossa, sulla sommità delle dorsali. Nel complesso l'ammasso roccioso è massiccio e con comportamento rigido. La classificazione geomeccanica dell'ammasso roccioso è riportata nella Tabella 4.1 sottostante.

Classifica	Valutazione della qualità media dell'ammasso
<i>RMR (Bieniawski)</i>	Classe II-III
<i>GSI – interpretato</i>	60 (giunti discreti)

Tabella 4.1 – Classificazione geomeccanica dell'unità LP.

GRUPPO dei CALCARI GRIGI e formazione del ROSSO AMMONITIVO (LPS): queste litologie presentano un chiaro sistema di suddivisione determinato dalla stratificazione con spazature variabili da qualche decimetro a qualche metro nelle bancate calcaree più massicce. Al sistema della stratificazione si aggiungono sistemi subordinati di fratturazione perpendicolari alla stratificazione stessa. I volumi rocciosi variano da qualche decimetro a qualche metro cubo. Mediamente l'unità rocciosa si presenta massiccia con comportamento generalmente rigido, localmente influenzato da formazioni ed intercalazioni marnose o argillose che possono introdurre una componente di tipo rigido – plastico sul comportamento reologico a grande scala. La classificazione geomeccanica dell'ammasso roccioso è riportata nella Tabella 4.2 sottostante.

Classifica	Valutazione della qualità media dell'ammasso
<i>RQD (Bieniawski)</i>	Classe III
<i>GSI – interpretato</i>	50 (giunti discreti) - 40 (giunti scadenti)

Tabella 4.2 – Classificazione geomeccanica dell'unità LPS.

BIANCONE e SCAGLIA ROSSA (ALS): Tali unità si caratterizzano per una fitta stratificazione e per la presenza, specie nel Biancone, di importanti intercalazioni marnose ed argillitiche, talora fogliettate. Alla stratificazione, generalmente sub – orizzontale e con spessore variabile tra il centimetro e qualche decimetro, si associano sistemi di fratturazione secondari circa perpendicolari alla stratificazione ed ad alta frequenza. Mediamente il volume roccioso unitario è basso con valori massimi di qualche

decimetro cubo. L'ammasso roccioso si presenta generalmente fratturato con comportamento generalmente plastico a grande scala. La classificazione geomeccanica dell'ammasso roccioso è riportata nella Tabella 4.3 sottostante.

Classifica	Valutazione della qualità media dell'ammasso
<i>RQD (Bieniawski)</i>	Classe III-IV
<i>GSI - interpretato</i>	30 (giunti scadenti localmente comportamento flyschoidale)

Tabella 4.3 – Classificazione geomeccanica dell'unità ALS.

COLATE ed INTRUSIONI BASALTICHE (AL): si tratta di ammassi rocciosi composti prevalentemente da colate basaltiche, in genere di tipo stratificato ed intercalate da livelli vulcanodetritici o vulcanoclastici. L'ammasso si presenta prevalentemente scomposto dalle alternanze tra i litotipi la cui spaziatura è superiore a qualche decimetro. Il volume roccioso unitario è medio elevato. Nel complesso il comportamento dell'ammasso roccioso è di tipo plastico a grande scala. La classificazione geomeccanica dell'ammasso roccioso è riportata nella Tabella 4.4 sottostante.

Classifica	Valutazione della qualità media dell'ammasso
<i>RQD (Bieniawski)</i>	Classe III
<i>GSI - interpretato</i>	35 (giunti discreti)

Tabella 4.4 – Classificazione geomeccanica dell'unità AL.

DEPOSITI VULCANOCLASTICI (NRS): sono caratterizzati da scarse strutture geologiche primarie. Ad esclusione delle rare intercalazioni carbonatiche sono costituiti da depositi detritici a grana da medio – grossa a fine, consolidati e cementati. La tipologia del cemento che lega i granuli di origine vulcanica e sedimentaria è di tipo argilloso o carbonatico. Il comportamento geomeccanico dall'ammasso roccioso è determinato dalle caratteristiche di resistenza e deformabilità dei granuli e del cemento che li unisce. Nel

complesso questa unità (NRS) presenta un comportamento dell'ammasso roccioso di tipo duttile a grande scala.

Per quanto riguarda la caratterizzazione delle coltri detritiche ed alluvionali sono stati distinti essenzialmente i depositi di fondovalle nelle depressioni vallive e le coltri colluviali presenti sui versanti.

ALLUVIONI di FONDOVALLE (GM): caratterizzate dalla presenza di strati di ghiaia sabbiosa con ciottoli e limo intercalati a livelli limoso – sabbiosi dallo spessore massimo di uno o due metri. All'interno delle ghiaie sono presenti lenti di conglomerati di spessore variabile affioranti lungo gli sbancamenti che intaccano le scarpate dei terrazzi fluviali. I valori di N_{spt} (Standard Penetration Test) variano tra 12 e 72. Il grado di addensamento o densità relativa D_r varia tra il 42 e l'80%, con stato di addensamento da medio ad elevato. I livelli limoso – sabbiosi sono scarsamente o poco plastici e presentano valori di N_{spt} compresi tra 4 e 8, poco consistenti. La coesione è inferiore ai 70 KPa. I parametri geotecnici medi derivati dalle suddette prove sono riportati nella Tabella 4.5 sottostante.

Litologia	γ (kN/m^3)	ϕ_c ($^\circ$)	c_u (kN/m^2)	E_s (MPa)
Ghiaia arrotondata da grossolana a fine, sabbiosa, da limosa a debolmente limosa talora ciottolosa	20	31	-	12-20
Limi argillosi e ghiaiosi	19	23	-	4,5-5,0

Tabella 4.5 – Parametri geotecnici dell'unità GM.

COLTRI COLLUVIALI (SM): caratterizzate dalla presenza di abbondante matrice fine limo – argillosa. Le poche informazioni disponibili si rifanno a valori di resistenza o addensamento derivante da prove SPT condotte in sondaggi eseguiti poco ad est del capoluogo di Badia Calavena. I parametri geotecnici derivati dalle suddette prove sono riportati nella Tabella 4.6 sottostante.

Litologia	γ (kN/m^3)	ϕ_c ($^\circ$)	c_u (kN/m^2)	E_s (MPa)
Limi argillosi e argilla limosa con spara ghiaia	22	-	60-80	4,5-5,0

Tabella 4.6 – Parametri geotecnici dell'unità SM.

4.2.2 CAMPAGNA DI INDAGINI

Per le finalità dello studio si è ritenuto di dover effettuare nuove indagini geofisiche al fine di integrare i dati pregressi. A tale scopo è stata effettuata una campagna caratterizzate dalle seguenti indagini:

- N° 8 misurazione del microtremore sismico con il metodo Nakamura, utilizzando un sismometro analogico con periodi di frequenza di 1 Hz collegato ad un digitalizzatore a 24 bit, finalizzate all'elaborazione degli spettri di base ed analisi HVSr del sottosuolo;
- N° 8 stendimenti per la definizione del modello verticale delle onde Vs, effettuati con il metodo passivo noto come ReMi. Su quattro di questi stendimenti l'indagine è stata integrata con un'acquisizione attiva mediante impatto di una mazza da otto chilogrammi a offset di due metri ed analizzata con il metodo MASW;
- N° 2 stendimenti di sismica a rifrazione in onde di taglio (S).

Gli otto siti di indagine sono stati equamente suddivisi tra il fondovalle e le zone con substrato roccioso subaffiorante.

4.2.2.1 MISURA DEL MICROTREMORE CON IL METODO NAKAMURA

La misurazione dei microtremori effettuata sulle alluvioni di fondovalle ha fornito curve H/V prive di picchi significativi (Figura 4.2) e quindi interpretabili come effetti generati da sorgenti vibrazionali naturali, per cui non è stato possibile ottenere alcuna indicazione relativa all'entità della frequenza di risonanza dei siti.

L'elevato addensamento dei materiali, rivelato dai profili verticali di velocità unitamente all'assenza di forti contrasti di impedenza al di sotto dei primissimi metri, rende problematica anche l'applicazione di questo metodo. Essi, infatti, non hanno sufficiente energia per mettere in risonanza la struttura geologica di elevata rigidità.

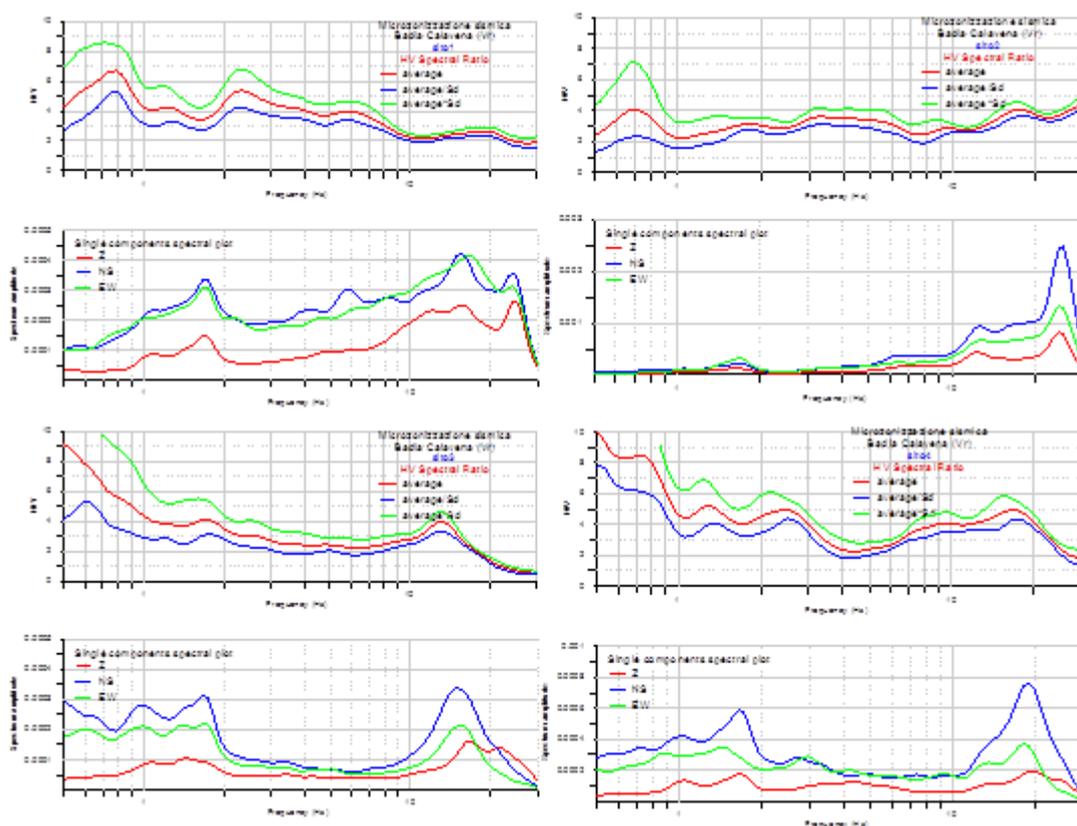


Figura 4.2 – Rapporti spettrali H/V e spettri delle singole componenti nei siti 1–4.

Nei quattro siti ritenuti in condizioni di substrato roccioso molto prossimo alla superficie (Figura 4.3) i risultati ottenuti appaiono caratterizzati da una maggior coerenza la quale si evidenzia soprattutto nelle curve spettrali delle componenti singole *H* e *V*. Nelle curve *H/V* questo elemento è meno marcato, ma pur sempre riconoscibile.

Si tratta di un massimo posizionato tra 1.5 e 2 Hz dove le componenti orizzontali sono quelle maggiormente amplificate e dove quella verticale subisce una alterazione molto più contenuta.

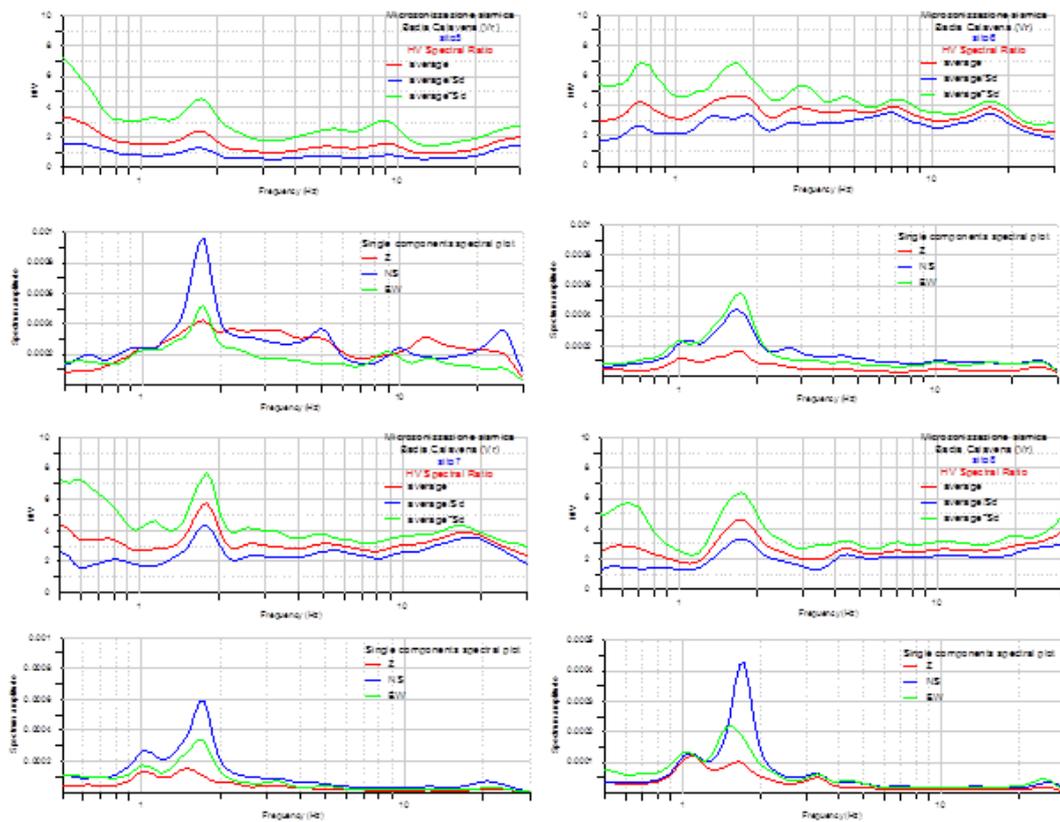


Figura 4.3 – Rapporti spettrali H/V e spettri delle singole componenti nei siti 5–8.

Se tale picco fosse generato da una sorgente vibrazionale naturale, la sua stabilità nel campo delle frequenze dovrebbe indicare che l'interfaccia alla quale si riferisce è posizionata ad una profondità confrontabile in tutti i siti, in condizioni di monodimensionalità del modello geologico.

Ammettendo ciò significherebbe che l'interfaccia bedrock – copertura dovrebbe rinvenirsi a profondità che differirebbero solo in funzione della diversa velocità dei terreni che caratterizza i differenti siti. Fermo restando tale ipotesi, applicando la relazione che lega la frequenza F alla profondità H ed alla velocità V ($H=Vs/4H$) si ottengono risultati di profondità che vanno da circa 50 metri per i siti 5 e 6 ai 100 metri per i siti 7 e 8. Questo

dato appare decisamente poco verosimile e si discosta in maniera molto evidente dai risultati degli affioramenti presenti e dai profili sismici.

Si può quindi concludere che questo massimo non è attribuibile ad una sorgente vibrazionale naturale, bensì ad una antropogenica, in grado di mascherare quella naturale.

4.2.2.2 DEFINIZIONE DEL MODELLO VERTICALE DELLE ONDE Vs

Le immagini spettrali ReMi dei siti 1, 2, 3, 4, ubicati sulle alluvioni terrazzate di fondo valle, sono state ottenute partendo da una velocità minima di fase di 100 metri al secondo e una frequenza di corner di 60 – 65 Hertz. La dispersività dei sedimenti è di qualità variabile da sito a sito ed è connessa con le caratteristiche di addensamento dei depositi più superficiali e con l'entità del contrasto di impedenza con quelli sottostanti.

Si può notare come sia il contenuto energetico che la monomodalità tendano progressivamente a regredire dal sito 1 al sito 4, ovvero risalendo la valle (Figura 4.4).

Qui, infatti, il modo fondamentale è quasi totalmente mascherato da un superiore e si intuisce soltanto il suo trend al confine superiore della zona a rumore incoerente.

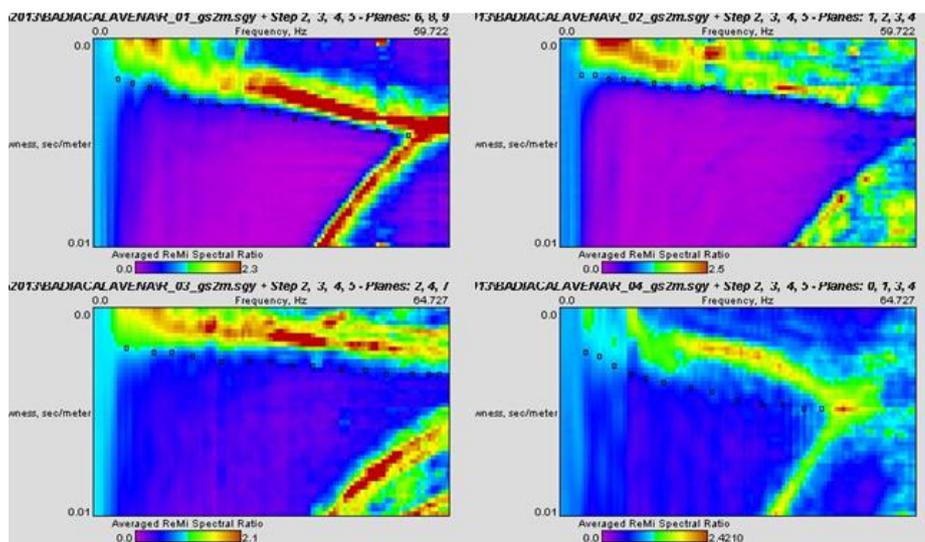


Figura 4.4 – Immagini spettrali ottenute dall'analisi in frequenza del segnale.

La sismostratigrafie derivate dalla modellazione diretta delle curve di dispersione indicano come i sedimenti alluvionali siano caratterizzati da velocità, nei primi 15 – 18 metri, crescenti da remi1 a remi4. Esse, inoltre, assumono valori tipici di materiali fortemente addensati già a partire dai due – tre metri di profondità ($320\text{m/s} < V_s < 550\text{m/s}$).

A profondità comprese tra 18 e 20 metri si intercettano materiali sovraconsolidati con V_s di 650 – 700 metri al secondo (Figura 4.5).

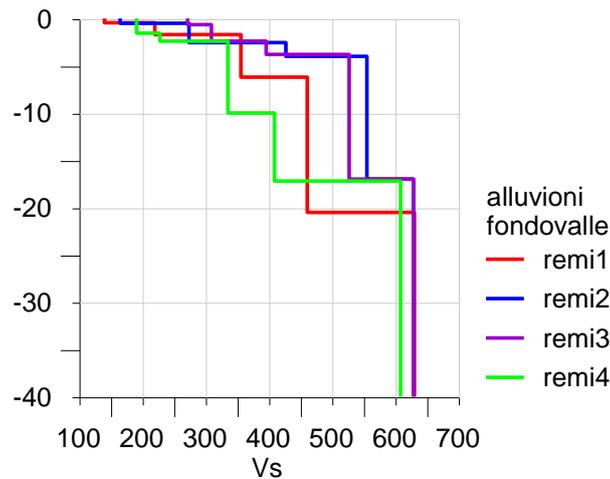


Figura 4.5 – Profilo verticale delle velocità per i siti da 1, 2, 3, 4.

Nei siti 5, 6, 7, 8 dove il substrato roccioso è subaffiorante, l'acquisizione ha richiesto la riduzione della spaziatura intergeofonica da due ad un metro.

Le immagini spettrali (Figura 4.6) sono state ottenute partendo da velocità minime di fase comprese tra 100 metri al secondo (remi 5 – 6) e 150 metri al secondo (remi 7 – 8) con frequenze di corner variabili da 100 Hertz (remi 5 – 6) a 150 Hertz (remi 7 – 8).

Ciò nonostante si ritiene che la curva di dispersione non sia appropriata a causa dell'incertezza di individuazione del modo fondamentale. Infatti, quando il bedrock è molto prossimo alla superficie questa metodica di indagine non è applicabile in quanto si manifesta un contrasto di velocità troppo marcato e l'inerzia dei geofoni a bassa frequenza (4,5 Hertz) non è più sufficiente a campionare con dettaglio eventuali fenomeni dispersivi.

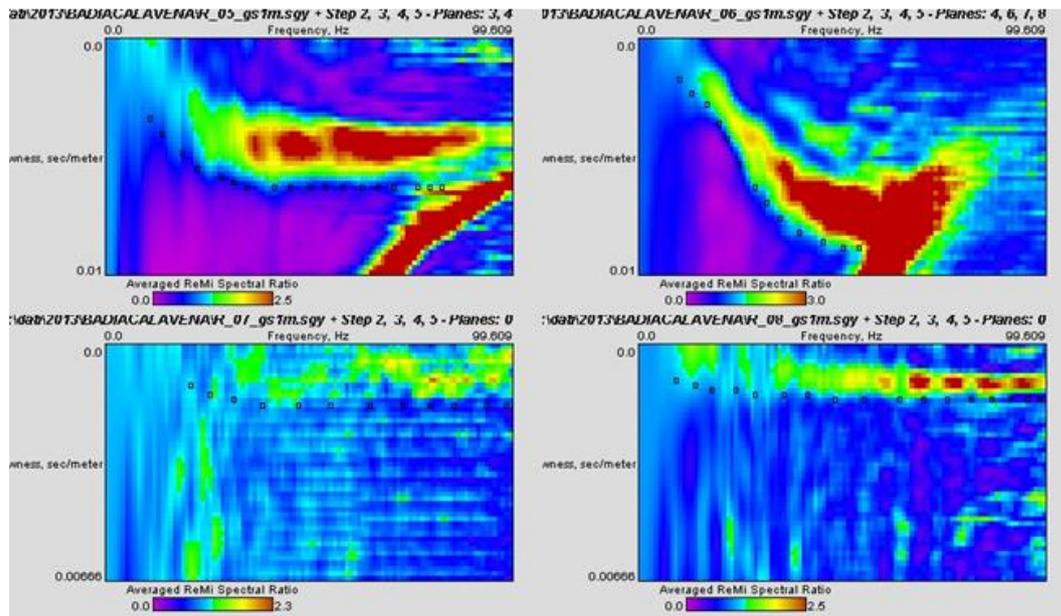


Figura 4.6 – Immagini spettrali ottenute dall’analisi in frequenza del segnale.

Le sismostratigrafie derivate dalla modellazione diretta delle curve di dispersione indicano come il bedrock (che non deve essere confuso con il substrato roccioso, il quale può, tuttavia, coincidere con quest’ultimo solo nel caso in cui le Vs siano maggiori di 800 metri al secondo) verrebbe intercettato a profondità comprese tra 15 e 30 metri (Figura 4.7).

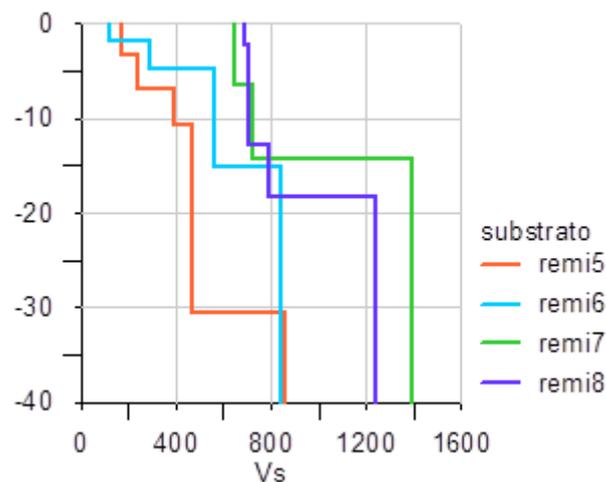


Figura 4.7 – Profilo verticale delle velocità per i siti 5, 6, 7, 8.

Per questi ultimi 4 siti (5, 6, 7, 8) alla semplice registrazione del rumore di fondo si è accoppiata una acquisizione attiva mediante impatto di una mazza da 8 chilogrammi con offset di due metri.

Gli spettri velocità di fase fratto frequenza (Figura 4.8) ricavati dall'analisi delle onde di superficie mostrano una bassa dispersività in cui risulta difficile il campionamento del modo fondamentale ed, alle alte frequenze, va forzatamente ricercato nei contenuti spettrali meno energetici che presentano le minori velocità di fase a parità di frequenza.

I dati ottenuti dalle varie curve di dispersione di queste indagini non sono da ritenersi validi, come per le indagini ReMI effettuate negli stessi siti, in quanto effettuati in condizioni che possono essere definite al limite della loro applicabilità teorica.

Per effettuare un controllo sui dati ottenuti con le indagini MASW (Figura 4.9) e ReMI e per valutare la vicinanza del substrato roccioso è stata eseguita, nei siti 6 e 7, una indagine sismica a rifrazione in onde di taglio sull'impronta degli stendimenti sismici MASW e ReMi.

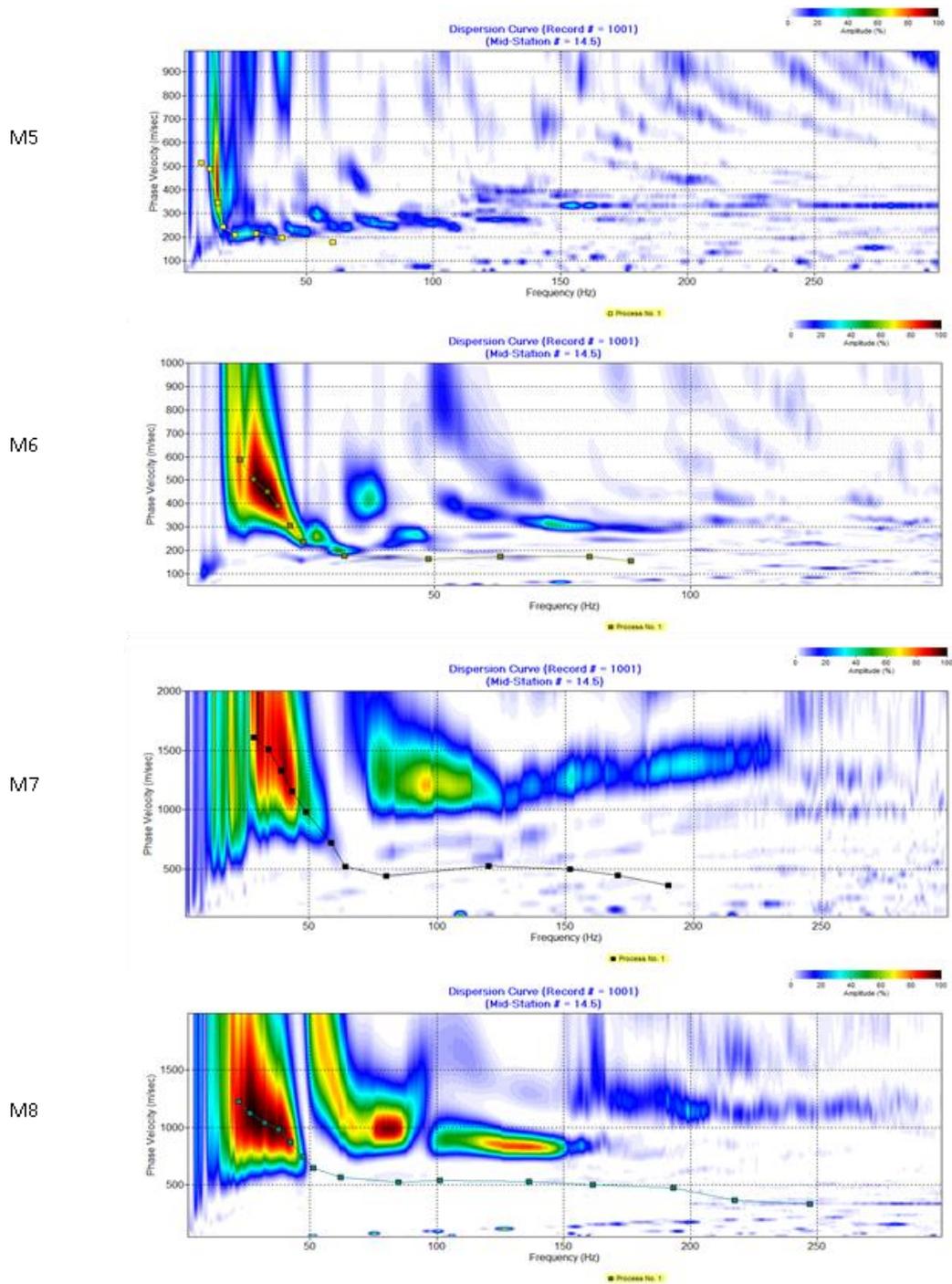


Figura 4.8 – Spettri di velocità di fase fratto la frequenza ricavati dall'analisi delle onde di superficie.

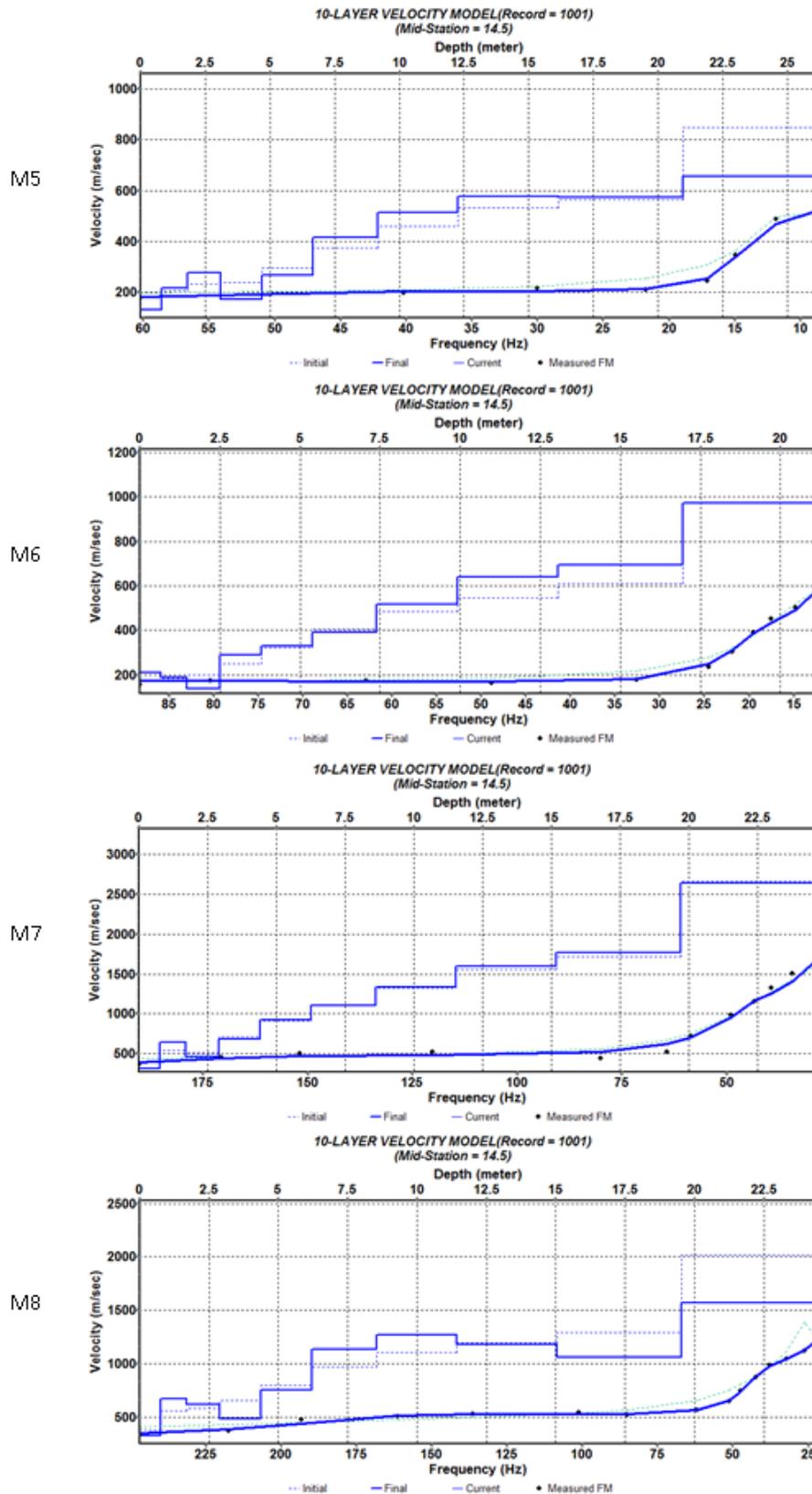


Figura 4.9 – Profili verticali delle velocità ottenute con le indagini MASW per i siti 5, 6, 7, 8.

4.2.2.3 PROFILI SISMICI A RIFRAZIONE IN ONDE DI TAGLIO (S)

I due stendimenti effettuati nei siti 6 e 7 (Figure 4.10 e 4.11) si sviluppano per una lunghezza di 25 metri sulla cui estensione territoriale sono stati distribuiti 24 geofoni orizzontali da 14 Hertz dotati di sistema di energizzazione “wood plank”, il quale dispone di fianchi sagomati a 60° precaricati dal peso dell’operatore. Sono state eseguite 7 energizzazioni di cui 5 interne e due estreme a distanza di una stazione.

La prossimità del substrato roccioso rifrangente (1,5 – 2 metri) è stata confermata dall’esito delle prospezioni. Si identifica, per confronto sia dei tempi di primo arrivo dei tiri centrali che delle sezioni di velocità risultanti, una diversità di comportamento delle proprietà meccaniche dell’ammasso roccioso dei due siti:

- per il sito 6 si ha un gradiente molto basso e tempi di arrivo molto veloci quasi mancasse lo strato areato (Figura 4.10);
- per il sito 7 il gradiente è molto forte e, forse, si determina una sovrastima delle velocità in profondità oltre la superficie totalrifrangente che separa la copertura dal bedrock (Figura 4.11).

Senza entrare in merito alla discussione sui limiti delle indagini sismiche a rifrazione la prova è servita a verificare che almeno due dei quattro siti in roccia, ma anche probabilmente gli altri due, presentano effettivamente il substrato roccioso a debole profondità e, quindi, rientrano nella categoria di sottosuolo rigido.

Questa stessa conclusione non può essere analiticamente ricavata dalla sola analisi delle onde di superficie siano esse attive (MASW Figura 4.12) o passive (ReMi) per raggiungimento delle condizioni limite di applicabilità teorica dei metodi.

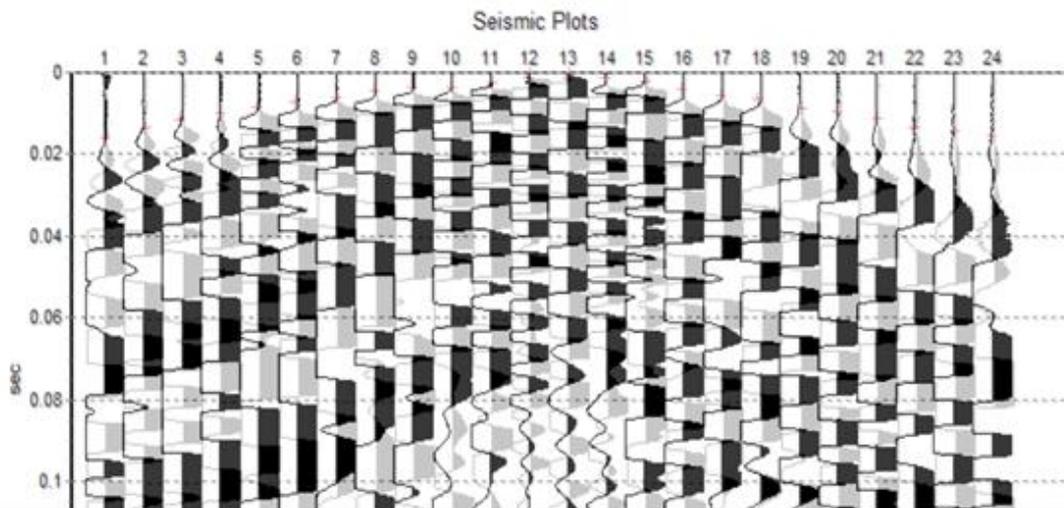


Figura 4.10 – Tiri centrali della coppia di energizzazioni a polarità invertita dello stendimento sismico a rifrazione in onde di taglio nel Sito 6.

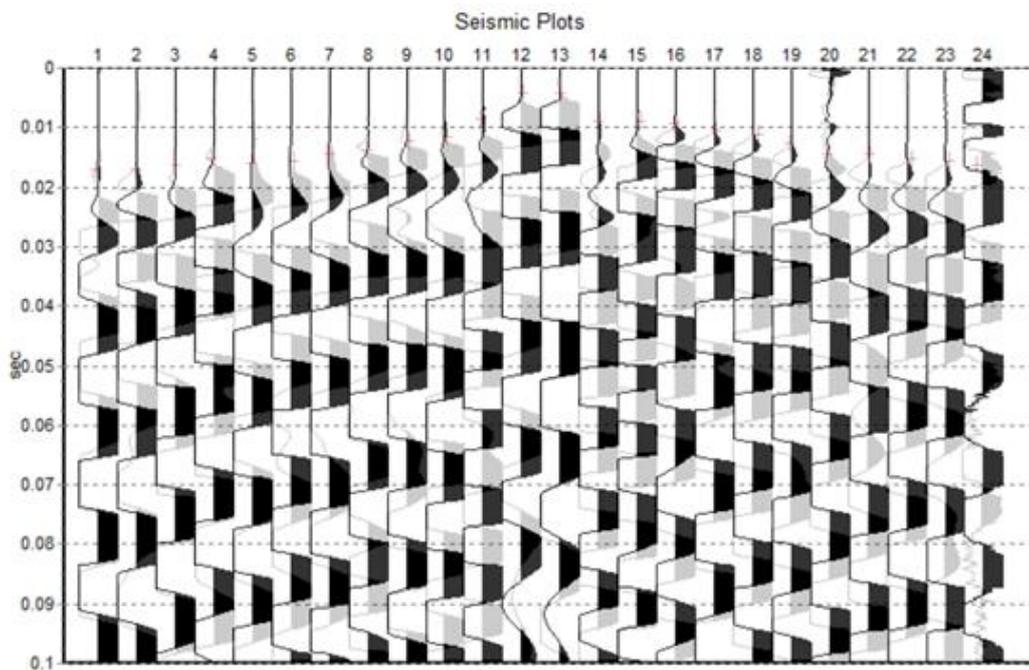


Figura 4.11 – Tiri centrali della coppia di energizzazioni a polarità invertita dello stendimento sismico a rifrazione in onde di taglio nel Sito 7.

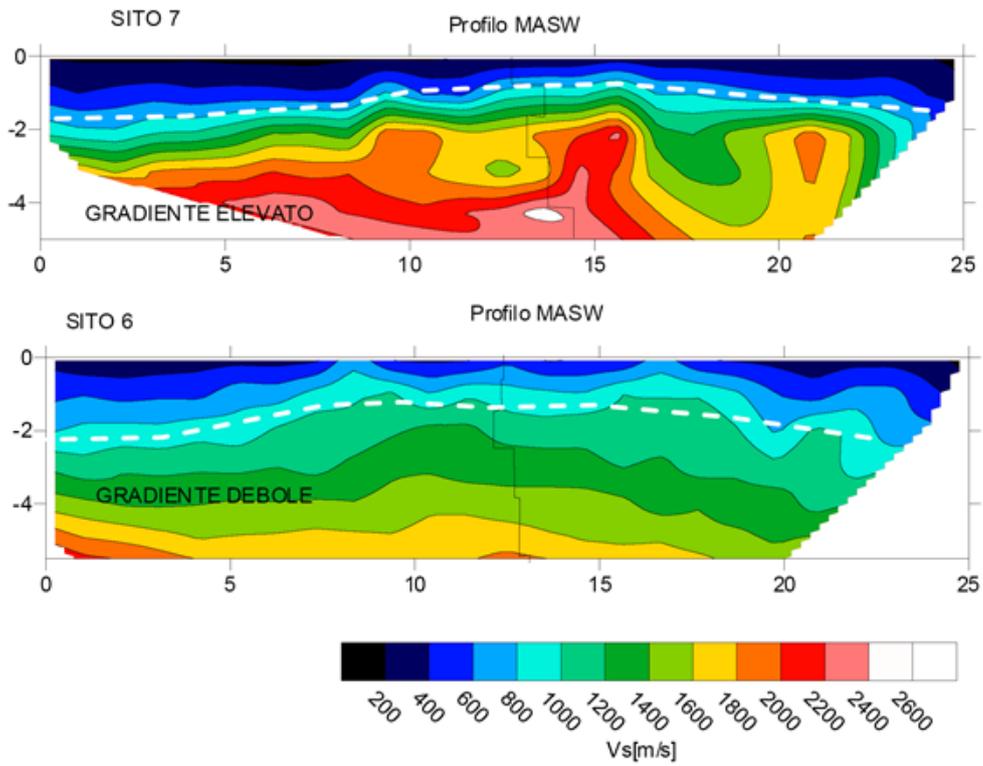


Figura 4.12 – Profili stratigrafici ottenuti con la rifrazione in onde di taglio.

5 METODOLOGIE DI ELABORAZIONE E CARTOGRAFICHE

Nel seguito saranno illustrate le metodologie adottate, le elaborazioni utilizzate ed i risultati ottenuti nella produzione della cartografia e dell'archivio dati cartografico e geologico.

5.1 COSTRUZIONE DEL DATABASE GEOLOGICO

Con la costruzione del database geologico sono state accorpate le unità litologiche cartografate nel PRG, secondo unità litotecniche in prospettiva sismica, distinte le forme superficiali e strutturali, come proposto dagli ICMS – 2008 negli *Standard di rappresentazione ed archiviazione informatica* nella versione 2,0 (2012).

Le aree ad instabilità non definita sono state digitalizzate utilizzando come base le aree a fasce clivometriche derivate dal DTM.

La predisposizione del database si è perfezionata con l'archiviazione dei dati geologici, delle indagini e dei parametri, popolando le tabelle predisposte dagli Standard.

5.2 MICROZONE OMOGENEE IN PROSPETTIVA SISMICA

La costruzione delle microzone omogenee in prospettiva sismica è stata ottenuta in ambito GIS con la funzione di *geoprocessing* applicata ai tematismi delle litologie e delle instabilità. Tale elaborazione ha prodotto le aree stabili suscettibili di instabilità a complemento delle aree instabili.

L'individuazione dei rapporti stratigrafici caratteristici e la possibile influenza degli aspetti geomorfologici (cresta o dorsale) ha permesso di definire le seguenti zone:

- n° 8 zone stabili suscettibili di amplificazione;
- zone instabili.

Non sono state delimitate aree stabili considerando, a tale proposito, la morfologia accidentata del territorio e le informazioni storiche di dissesti e danni ad edifici anche in presenza di substrato geologico subaffiorante. Nel seguito sono descritte le microzone omogenee in prospettiva sismica.

ZONA 1:



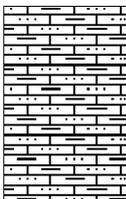
Individua aree con substrato lapideo (LP) rigido subaffiorante, con elevata resistenza a compressione semplice, tenace, massiccio e poco fratturato. Le coperture hanno spessori inferiori a tre metri. L'amplificazione sismica è legata ad effetti geomorfologici in corrispondenza di creste, dorsali o versanti molto acclivi. Localmente in presenza di fasce tettoniche (non cartografabili alla scala del presente studio) sono prevedibili effetti deformativi.

ZONA 2:



Aree con substrato geologico rigido stratificato (LPS). Si tratta di unità litologiche con resistenza a compressione semplice medio elevata, stratificazione da decimetrica a metrica ed una fratturazione con spaziatura da bassa a media; i volumi rocciosi unitari massimi sono di qualche metro cubo. Le coperture hanno spessori inferiori a tre metri. Gli effetti di amplificazione sono legati agli effetti geomorfologici in particolare corrispondenza di creste, dorsali o versanti molto acclivi.

ZONA 3:



Aree con substrato geologico stratificato; alternanze di litotipi (AL) subaffiorante. Al suo interno son state accorpate le unità moderatamente rigide dei basalti, solitamente alterati e con discreta resistenza, bassa deformabilità, alternati a livelli di depositi vulcanici o vulcanoclastitici a resistenza bassa e deformabili. I sistemi di fratture sono a bassa frequenza. La copertura detritica è inferiori a tre metri. L'amplificazione è legata ad effetti geomorfologici (creste – dorsali) e a versanti molto acclivi.

ZONA 4:



In queste zone il substrato roccioso si presenta con alternanze di litotipi stratificati (ALS). Include le unità litologiche con stratificazione a scala decimetrica, con resistenza a compressione semplice medio bassa. Presenta intercalazioni di unità litologiche poco rigide e poco resistenti (marne, argilliti). L'ammasso ha volumi rocciosi unitari massimi di qualche decimetro cubo. Si presenta subaffiorante e le coperture hanno spessori inferiori a tre metri. L'amplificazione sismica è legata ad effetti geomorfologici dovuta alla collocazione su creste, dorsali o versanti molto acclivi. Localmente, per la presenza di orizzonti poco rigidi a modeste profondità, si potrebbero indurre effetti litologici di amplificazione dovuti alla scarsa rigidità del substrato.

ZONA 5:



In tali zone rientrano le aree con substrato geologico non rigido (NRS), poco resistente e deformabile, stratificato e con poche fratture. Il substrato è subaffiorante con coperture inferiori a tre metri. In queste zone l'amplificazione sismica è legata ad effetti litologici (scarsa rigidità) combinata ad effetti geomorfologici in corrispondenza di creste, dorsali o versanti molto acclivi.

5.3 ELABORAZIONI CARTOGRAFICHE

La cartografia impiegata nella base topografica è la Carta Tecnica della Regione Veneto su base vettoriale alla scala 1:5.000 in formato DXF in origine nel sistema di proiezione Gauss – Boaga ed opportunamente trasformato nel sistema georeferenziato WGS84 – UTM – 33N come richiesto dalle specifiche tecniche di elaborazione dei dati (Figura 5.1).

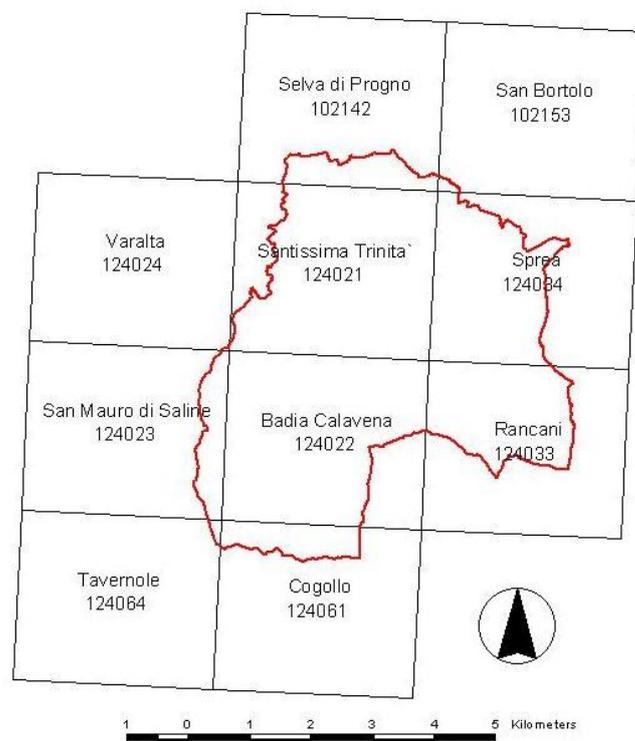


Figura 5.1 – Elementi della CTR regione Veneto alla scala 1:5.000 impiegati nelle elaborazioni e trasformati nel sistema WGS84 – UTM - 33N.

Dopo la trasformazione da Sistema Gauss – Boaga a WGS84 con gli elementi vettoriali si è costruito un modello digitale del terreno DTM con definizione di 2 metri, impiegato nelle valutazioni di suscettibilità alla instabilità (carta delle pendenze) e per la stesura dei profili topografici utilizzati per produrre i profili geologici.

La base cartografica geologica impiegata è quella del PRG comunale del 1990 alla quale sono state apportate alcune modifiche ai limiti litologici, sulla base delle evidenze dal confronto con le foto aeree della zona e con altra cartografia geologica regionale (Carta geologica dei Lessini centro – occidentali).

La predisposizione ed archiviazione delle basi dati cartografici e dei dati geologici con strumento GIS (ARCMAP 10) ed il popolamento dei database è avvenuta secondo gli standard tecnici predisposti dalla Protezione Civile, come contemplato negli Standard definiti nel 2012 dalla CTMS.

5.3.1 CARTA DELLE INDAGINI

In questa carta (Figura 5.2 ed Allegato 1) sono posizionate le indagini pregresse raccolte presso l'archivio comunale e le indagini fatte appositamente per questo studio; tali indagini sono suddivise per tipologia.

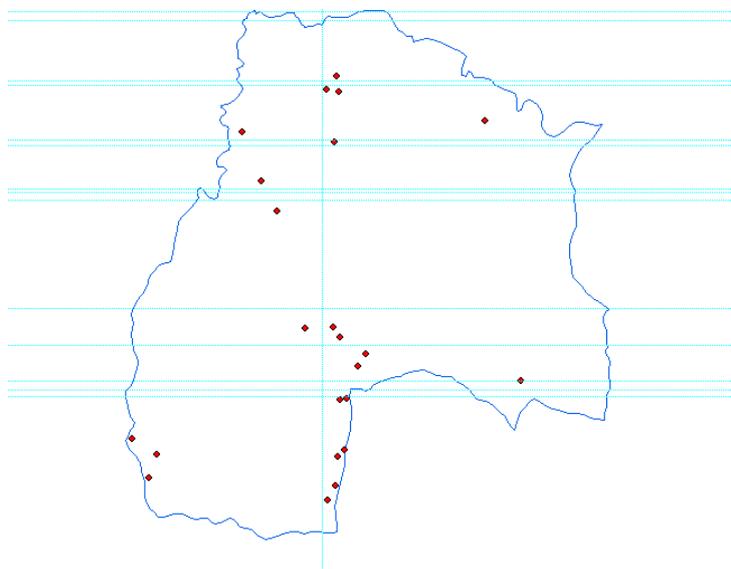


Figura 5.2 – Stralcio della carta delle indagini visibile nell'Allegato 1.

5.3.2 CARTA GEOLOGICO TECNICA

In questa carta (Allegato 2) sono riportate le litologie dei materiali presenti sul territorio studiato e le forme geomorfologiche utili ai fini della valutazione degli effetti sismici ed ai possibili effetti di amplificazione sismica.

Le varie litologie che costituiscono il sottosuolo sono state raggruppate nelle unità definite negli “Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica” (ICMS - 2008) e nel caso specifico nelle seguenti unità:

- Terreni di copertura, rappresentata dai depositi terrazzati di fondovalle costituiti da Ghiaie limose, miscele di ghiaie e limo (GM) e dai depositi eluviali e colluviali (SM);
- Substrato geologico rigido, rappresentato da ammassi lapidei (LP), lapidei stratificati (LPS), alternanze di litotipi (AL) e alternanze di litotipi stratificati (ALS);
- Substrato geologico non rigido, rappresentato da formazioni rocciose stratificate e duttili (NRS).

Sono, inoltre, riportati i fenomeni di instabilità di versante, gli elementi tettonico-strutturali, le forme di superficie o sepolte ed i punti noti in cui sono disponibili informazioni relative alla profondità del substrato roccioso (Elementi geologici e idrogeologici).

5.3.3 CARTA DELLE MICROZONE OMOGENEE IN PROSPETTIVA SISMICA

Questo elaborato (Figura 5.3 ed Allegato 3) costituisce la sintesi del lavoro di microzonazione effettuato in quanto riunisce le aree a differente tipologia di suscettibilità alle amplificazioni locali, a loro volta suddivise in zone a differenti caratteristiche geotecniche o geomeccaniche del substrato.

Le microzone omogenee sono state individuate sulla base di osservazioni geologiche e geomorfologiche ed in relazione all'acquisizione, valutazione ed analisi dei dati geognostici e geofisici.

Tali zone sono state differenziate in base alle caratteristiche litostratigrafiche e geomorfologiche, correlate a differenti tipologie di effetti prodotti dall'azione sismica quali amplificazioni sismiche ed instabilità di versante.

Fondamentale, per questo scopo, è risultata essere la ricostruzione del modello geologico – tecnico dell'area unitamente all'individuazione dei litotipi costituenti il substrato rigido, e la valutazione qualitativa del contrasto di impedenza sismica atteso.

L'area studiata è stata suddivisa in:

- Zone suscettibili di amplificazione (litologica o morfologica);
- Zone suscettibili di instabilità.

In questa carta sono, inoltre, riportate le "Forme di superficie o sepolte" e precisamente:

- Orli di terrazzo fluviale ($10 < H < 20$ m);
- Orli di terrazzo fluviale ($H > 20$ m);
- Linee di cresta.

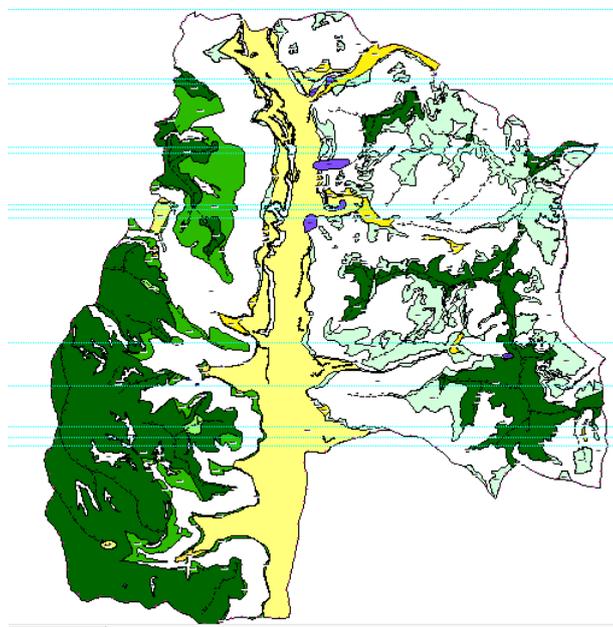


Figura 5.3 – Stralcio della Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica visibile nell'Allegato 3.

6 DISCUSSIONE DEI RISULTATI, INTERPRETAZIONI ED INCERTEZZE

Dalle analisi effettuate si è visto che l'intero territorio del comune di Badia Calavena è suscettibile ad amplificazione sismica legata a fenomeni geomorfologici.

La morfologia di questo territorio, infatti, è caratterizzata da dorsali montuose o creste, da valli fluviali strette con una scolastica forma a "V" nelle quali i fondovalle sono sagomati da alti terrazzi che presentano scarpate con versanti piuttosto acclivi.

La suscettibilità all'amplificazione sismica per gli effetti litologici è stata assegnata alle zone in cui affiorano, o sono sub-affioranti, rocce appartenenti a formazioni geologiche "non rigide" (NRS), o dove il sottosuolo è costituito, per spessori superiori a tre metri, da materiali di copertura del substrato roccioso.

Le "Zone suscettibili di instabilità" individuate per il territorio di Badia Calavena sono complessivamente sette, delle quali tre sono segnalate nel Piano Stralcio dell'Autorità di bacino dell'Adige (P.A.I.) e quattro nella cartografia del P.R.G. vigente. Tra le instabilità rientrano anche le aree di instabilità non definita con caratteristiche di spiccata predisposizione ai fenomeni franosi per caratteri morfologici e litologici.

Nel processo di completamento degli studi non sono mancate le incertezze, in particolar modo connesse alla definizione delle unità litologiche in prospettiva sismica, alle valutazioni delle instabilità ed alle interpretazioni delle indagini geofisiche.

SEQUENZA LITOLOGICA: alla luce delle caratteristiche geotecniche delle unità che compongono la sequenza stratigrafica, le formazioni litologiche sono state interpretate ed aggregate secondo le classi di sottosuolo proposte da ICMS – 2008 seguendo un criterio che si basa sulla litologia e l'assetto strutturale determinato dalla stratificazione e dalla fratturazione.

Tale interpretazione ha introdotto alcune incertezze di risposta per quelle unità del substrato che includono la presenza di orizzonti litologici con differenti comportamenti geotecnici e geofisici e non cartografate nella bibliografia geologica utilizzata.

Un caso emblematico di tale incertezza è rappresentato dalla formazione del Biancone che presenta al suo interno l'orizzonte marnoso ed argilloso della facies Cenomaniana con caratteri geotecnici e strutturali assimilabili al substrato non rigido, come quello rappresentato dai depositi vulcanoclastici. Tale condizione, in caso di prossimità alla superficie del suddetto orizzonte litologico, può localmente incidere sulla risposta sismica del sito.

Incertezze interpretative sono inoltre legate all'assetto litologico derivante dalla scarsa diffusione di informazioni e dati stratigrafici in merito allo spessore delle coltri alluvionali e colluviali. Le zone in cui gli spessori della copertura eluviale – colluviale sono state interpretate con spessori inferiori a tre metri sono state definite come appartenenti alle zone con substrato roccioso affiorante.

INSTABILITÀ: la definizione delle aree suscettibili di instabilità in prospettiva sismica nasce dalla necessità di espandere, per similitudine, le aree del territorio comunale che attualmente si presentano predisposte a fenomeni di dissesto franoso.

I dissesti cartografati sono associati ad un substrato roccioso affiorante e versanti molto acclivi (maggiori di 30°) per le frane di crollo, o ad elevate scarpate di terrazzi alluvionali particolarmente acclivi (maggiori di 30°) e in materiali sciolti, per frane di tipo complesso.

Per similitudine, ed in via del tutto cautelativo, considerando il possibile effetto scatenante di un sisma, come documentato anche dalle frane provocate dal terremoto del 1891 in località Vanzetti, si è ritenuto opportuno estendere e delimitare fenomeni di instabilità a tutte quelle aree con roccia affiorante o subaffiorante ed alle scarpate di terrazzo alluvionale caratterizzate da inclinazioni maggiori ai 30°.

La delimitazione ed interpretazione manuale delle aree suscettibili di instabilità, escluse quelle attive e circoscritte come fenomeni ed estensione, è stata assegnata a vaste aree di territorio considerando regioni di pendio con inclinazioni prevalentemente superiori a 30°.

INDAGINI GEOFISICHE: le indagini, ed in particolare quelle geofisiche, come appurato con le prospezioni specificatamente realizzate nel maggio 2013 per la

microzonazione, denotano una difficoltà di interpretazione dei risultati, insita nella singolarità dei modelli teorici a cui si rifanno, i quali generalmente non si possono adattare alle condizioni litostratigrafiche e morfologiche di ogni sito.

I risultati delle nuove misure del rumore e la metodica HRSV (metodo Nakamura), come le indagini ReMI, seppur con qualche eccezione, denotano notevoli singolarità che ne limitano l'impiego e ne evidenziano i limiti.

Nonostante tali margini di incertezza si è deciso di includerle ugualmente in questo lavoro per evidenziare i limiti di queste indagini se impiegate in determinati siti e, di conseguenza, la necessità di adottare opportune tarature con indagini dirette.

A livello generale si può affermare che le criticità contenute negli elaborati sono essenzialmente riconducibili ad un basso numero di indagini esistenti che può comportare, in alcune zone, una errata valutazione della risposta sismica locale.

Tale problematica è localizzata soprattutto nella fasce del fondovalle posizionate in prossimità dei versanti rocciosi dove si assiste ad una variazione laterale dello spessore dei materiali alluvionali terrazzati.

7 CONCLUSIONI

Per poter validare il nostro elaborato e cercare un riscontro delle zone delimitate e segnalate come instabili nella carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica si è deciso di analizzare gli archivi storici al fine di confrontarsi con informazioni dettagliate e specifiche riguardo danni e conseguenze riscontrati a seguito di fenomeni sismici del passato.

L'unico evento sismico che è stato documentato con una descrizione dei danni occorsi è quello del 7 giugno 1891. Tale fenomeno, accompagnato dal conseguente sciame sismico, è stato descritto nel libro "Il terremoto di Badia Calavena" redatto da Gianfrancesco Cieno nell'Agosto del 1892.

In tale testo sono evidenziati e sottolineati i momenti di terrore e sgomento cui fu sottoposta l'intera popolazione, congiuntamente agli ingenti danni subiti dai fabbricati: ogni singola costruzione riportò danni rilevanti ed il 60 % di esse fu dichiarato inagibile.

Ai fini di questo studio, tuttavia, risulta fondamentale analizzare le differenze di azione che ha prodotto tale terremoto sulle varie zone del territorio comunale per poter effettuare un confronto con la zonizzazione sismica effettuata.

L'epicentro del sisma, con magnitudo stimata di 5,86 gradi, fu localizzato al centro del quadrilatero formato dagli abitati di Cogollo, Castelvero, Valle Tessari e Valle Tanara, ovvero in prossimità della contrada Lerchi, la quale venne completamente rasa al suolo.

Spostandosi dalla zona epicentrale risultarono maggiormente interessate e lesionate le abitazioni poste sul fondovalle, ed in modo singolare quelle poste in concomitanza degli sbocchi delle valli laterali.

Le abitazioni posizionate sul substrato roccioso, ed in particolare sui versanti e sulle dorsali, subirono minori danni rispetto a quelle del fondo valle. Anche lo stesso Capoluogo, Badia Calavena, essendo costruito sullo zoccolo roccioso del limitrofo Monte San Pietro, rimase meno danneggiato ed i suoi caseggiati non subirono conseguenze disastrose.

È doveroso, tuttavia, citare l'eccezione della contrada Sprea, localizzata in sinistra idrografica del Progno Illasi, ad una altitudine di circa 850 metri, la quale, nonostante sia costruita su rocce appartenenti al "Complesso Dolomitico Indifferenziato" (LP), riportò ingenti danni. Furono molte le abitazioni lesionate e numerosi i crolli segnalati, come, ad esempio, quello della canonica e dell'antica Chiesa del Monte San Pietro.

Infine, per illustrare in maniera riassunta ma esaustiva gli effetti del fenomeno sismico, vanno citati i numerosi crolli e distaccamenti di blocchi dalle pareti rocciose delimitanti la valle. Tali massi, oltre a deturpare boschi ed aree agricole, rovinarono su case ed edifici, come successe nella contrada Vanzetti dove un blocco di 50 quintali sfondò un'abitazione.

Quanto emerso dalle cronache e dalla bibliografia dell'epoca concorda con la scelta fatta in questo lavoro di considerare l'intero territorio comunale come "suscettibile di amplificazioni locali" ed i versanti con pendenze maggiori al 58% (30°) come "Aree suscettibili di instabilità non definita, per fenomeni di crollo o complessi".

Il confronto della zonizzazione sismica effettuata in questo lavoro con la distribuzione dei danni avvenuti in seguito all'evento del 1892 ha permesso di effettuare le seguenti osservazioni:

L'amplificazione sismica cui è soggetta la zona posta nel fondovalle del Torrente Illasi è determinata dall'essere una valle fluviale stretta, con tipica sezione a forma di "V", ed alla presenza di un sottosuolo composto da depositi alluvionali i cui spessori si riducono fino ad azzerarsi lateralmente, mentre superano gli 80 metri andando al centro della valle.

In corrispondenza degli sbocchi vallivi si ha una maggiore amplificazione delle onde sismiche rispetto al resto del fondovalle a causa dei ridotti spessori dei depositi alluvionali ed alla presenza di valli molto strette con conseguenti effetti focalizzanti tra linee di cresta ravvicinate e di fondovalle.

Nelle zone di cresta, o in prossimità delle stesse, il moto sismico risulta essere amplificato alla sommità del rilievo rispetto alla base. Questo fenomeno è stato riscontrato nella frazione di Sprea la quale, nonostante sia costruita in prossimità di substrato sub – affiorante, ha subito, con il terremoto del 1981, numerosi crolli e danni.

Infine, la decisione di classificare i versanti con pendenze superiori al 58% (30°) come “Aree suscettibili di instabilità non definita, per fenomeni di crollo o complessi” è scaturita considerando il masso di 50 quintali crollato, in seguito dell’evento sismico del 1891, sulla contrada Vanzetti posizionata alla base di un pendio, il quale è caratterizzato da pendenze variabili ma mediamente superiori alla suddetta. Tale pendio, inoltre, presenta evidenze di predisposizione ai dissesti sui versanti come riscontrato nel corso dei sopralluoghi.

Si è riscontrata, pertanto, una marcata compatibilità tra le assunzioni ed interpretazioni fatte per la realizzazione di questo lavoro di Microzonazione Sismica del Comune di Badia Calavena con le evidenze storiche testimoniate dalla bibliografia.

Tuttavia, le zone di instabilità non definita risentono dell’approccio cautelativo adottato nelle nostre analisi in assenza di rilievi geologici e geomorfologici di dettaglio che potrebbero permettere una delimitazione più accurata del fenomeno.

RINGRAZIAMENTI

Mi sembra doveroso ringraziare, in concomitanza del conseguimento di questo importante traguardo, alcune persone che sono state particolarmente presenti e premurose, ed hanno contribuito attivamente affinché potessi completare questo percorso di studi.

Innanzitutto voglio elogiare i miei genitori, capaci, soprattutto nei momenti più delicati e meno brillanti di questi anni universitari, di assistermi, sostenermi e spronarmi.

Il professore Mario Floris, prima di tutto come persona, nonché come docente e relatore di entrambe le mie tesi di laurea, sia triennale che magistrale.

La mia fidanzata Anna, che mi ha sopportato, sostenuto ed assecondato durante tutto il percorso di studi della laurea magistrale ed in particolar modo in questi ultimi mesi precedenti la laurea.

Il Dottore Geologo Dario Gaspari, il quale ha permesso che sostenessi un periodo di stage presso il suo studio dedicandomi tempo, attenzioni ed energie. Un sentito ringraziamento va anche al Dottor Geologo Claudio Gardini per i preziosi aiuti e consigli. Inoltre, mi sento in dovere di ringraziare il Dottor Geologo Tomas Garbari ed il Dottor Geologo Roberto Begni.

I miei cugini e zii, anche quelli acquisiti, i quali si sono sempre adoperati affinché conseguissi il titolo di laurea.

Mauro, Silvana e Giulia Bertagnoli che non mi hanno mai fatto mancare il loro appoggio e sostegno.

La famiglia Carlo Campara, in particolar modo Donatella e Fabio, assieme ai ragazzi della Pizzeria “da Fabio”, su tutti Amel e Lino, i quali mi hanno sempre incitato ed hanno sempre fatto il possibile affinché potessi far coincidere gli impegni universitari con quelli lavorativi avendo particolare pazienza e capacità di sopportazione durante i miei periodi lunatici in concomitanza delle sessioni di esame.

Matteo, Valentina, Samuele e Beatrice sempre pronti ad incitarmi e sostenermi nei momenti cruciali, nonché a celebrare e festeggiare i momenti di gioia.

I miei compagni ed amici di università, con i quali è stato possibile collaborare attivamente oltre che passare degli indimenticabili momenti di spensieratezza. In particolar modo Andrea Gasparini, Peter Castelletti, Luca Gandolfo ed Andrea Zulian.

BIBLIOGRAFIA

- Geli L., Bard P.Y., Jullien B. (1988). The effect of topography on earthquake ground motion: a review and new result. Bull. Seism. Soc. of America, Vol.78, No.1
- Aki K., Larner K.L. (1970). Surface motion of a layered medium having an irregular interface due to incident plane SH waves. Jour. Geoph. Research, Vol.70
- Gruppo di lavoro MS, 2008. Indirizzi e criteri per la micrizonazione sismica. Conferenza delle Regioni e delle Province autonome – Dipartimento della Protezione Civile, Roma, 3 vol. e Cdrom
- Bosellini A., Carraro F., Corsi M., De Vecchi G.P., Gatto G.O., Malaroda R., Sturani C., Ungaro S., Zanettin B., 1967 – Note illustrative della carta geologica d'Italia, F. 49, Verona, 61 pp, Roma.
- Zampieri D. e Zorzin R, 1993 - Carta geologica dei Lessini centro-occidentali tra la Valpantena e la Val d'Ilasi. In: SORBINI L. (a cura di), 1993 - Geologia, idrogeologia e qualità dei principali acquiferi veronesi. Mem. Mus. Civ. St. Nat. di Verona, II serie, Sezione Sc. Della Terra, n° 4, 150 pp., Verona.
- CPTI11: A. Rovida, R. Camassi, P. Gasperini e M. Stucchi (a cura di), 2011. CPTI11, la versione 2011 del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani. Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI>. DOI: 10.6092/INGV.IT-CPTI11
- DISS 3 current version: DISS Working Group (2010). Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.1.1: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas. <http://diss.rm.ingv.it/diss/>, © INGV 2010 - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia - All rights reserved; DOI:10.6092/INGV.IT-DISS3.1.1
- Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia: <http://www.ingv.it/it/>
- Progetto IFFI :- Inventario dei fenomeni franosi in Italia- <http://www.isprambiente.gov.it/it/progetti/iffi-inventario-dei-fenomeni-franosi-in-italia>.
- AUTORITA' DI BACINO NAZIONALE DEL FIUME ADIGE: <http://www.bacino-adige.it/index.php> - Piano Stralcio per la tutela dal Rischio Idrogeologico Bacino dell'Adige, Regione Veneto Adottato dal Comitato Istituzionale con deliberazione n. 01/2005 del 15 febbraio 2005 Approvato con D.C.P.M 27 aprile 2006 1^ Variante - Aree in dissesto da versante
- PIANO REGOLATORE GENERALE del Comune di Badia Calavena (1990) – Carta Geologica, Carta Geomorfologica, Carta Idrogeologica e Relazione Geologica.