



PROTEZIONE CIVILE
Presidenza del Consiglio dei Ministri
Dipartimento della Protezione Civile



Regione Emilia Romagna



CONFERENZA DELLE REGIONI E
DELLE PROVINCE AUTONOME

Attuazione dell'articolo 11 dalla legge 24 giugno 2009, n.77

MICROZONAZIONE SISMICA

Livello 2

Relazione illustrativa

Regione Emilia–Romagna

Comune di Grizzana Morandi



Regione	Soggetto realizzatore	Data
EMILIA–ROMAGNA	Raggruppamento temporaneo di professionisti Capogruppo: dott. geol. Samuel Sangiorgi Mandanti: dott. geol. Raffaele Brunaldi, dott. geol. Maurizio Zamboni, dott. geol. Antonio Milioto, ing. Marco Soglia	Luglio 2020

INDICE GENERALE

1	INTRODUZIONE.....	3
1.1	Contenuti dello studio.....	3
1.2	Riferimenti normativi.....	4
1.3	Gli elaborati a corredo dello studio.....	5
2	DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO.....	7
2.1	Riferimenti bibliografici.....	7
2.2	Sismicità storica.....	7
2.3	Sorgenti sismogeniche e mappa pericolosità sismica INGV.....	8
2.4	Ulteriori elementi di pericolosità sismica di riferimento per la pianificazione territoriale: gli indirizzi regionali per gli studi di microzonazione sismica.....	10
3	ASSETTO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E IDROGEOLOGICO DELL'AREA.....	12
3.1	Inquadramento geologico regionale.....	12
3.2	Ulteriori dati geologici e morfo-strutturali in aree con evidenze di attività tettonica recente.....	15
3.3	Stratigrafia.....	17
3.3.1	<i>Unità Liguridi (formazioni "pre flysch").....</i>	<i>18</i>
3.3.2	<i>Unità Liguridi.....</i>	<i>19</i>
3.3.3	<i>Successione Epiligure.....</i>	<i>20</i>
3.4	Depositi continentali quaternari.....	24
4	DATI GEOTECNICI E GEOFISICI.....	27
4.1	Dati pregressi.....	27
4.2	Le indagini eseguite per la microzonazione sismica.....	27
5	MODELLO DEL SOTTOSUOLO.....	29
5.1	Capoluogo.....	29
5.2	Castagnetto – Stanco di Sopra e Stanco di Sotto.....	31
5.3	Ca di Lagaro.....	33
5.4	Pian di Setta.....	34
5.5	Casigno – Il Poggio.....	36
5.6	America – Ca del Bosco.....	38

5.7 Pioppe.....	39
5.8 Collina – Cavanella – Roggio Martino.....	41
5.9 Oreglia di Sopra.....	42
5.10 Campolo – Il Cavallino – Vimignano.....	43
5.11 Pianaccia e Arpiattaroi.....	45
5.12 Collina di Savignano.....	47
5.13 Ponte.....	49
6 INTERPRETAZIONI E INCERTEZZE.....	51
7 METODOLOGIE DI ELABORAZIONE E RISULTATI.....	52
7.1 Cenni introduttivi.....	52
7.2 Sintesi illustrativa delle MOPS.....	52
7.3 I fattori di amplificazione considerati per lo studio di MS.....	54
7.4 Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali: calcolo dei fattori di amplificazione.....	55
7.5 Zone di attenzione per instabilità: calcolo dei fattori di amplificazione.....	57
7.6 Effetti della topografia: calcolo dei fattori di amplificazione.....	58
7.7 Elaborazione dei valori di HSM.....	60
8 ELABORATI CARTOGRAFICI.....	61
8.1 Carta delle Indagini (Tavola 1).....	61
8.2 Carta geologico-technica per la microzonazione sismica (Tavola 2).....	61
8.3 Carta delle frequenze naturali dei terreni (Tavola 3).....	62
8.4 Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica MOPS (Tavola 4).....	63
8.5 Carta delle velocità delle onde di taglio S (Tavola 5).....	65
8.6 Carta di microzonazione sismica livello 2 (Tavole 6-7-8-9-10-11).....	66
8.7 Carta della distribuzione dei valori di H_{SM}	67
9 BIBLIOGRAFIA.....	68

1 INTRODUZIONE

1.1 Contenuti dello studio

L'Unione dei Comuni dell'Appennino Bolognese è risultata destinataria di contributi stanziati dal Dipartimento della Protezione Civile nazionale per la realizzazione di studi comunali di microzonazione sismica (livello 2) e di analisi della Condizione Limite per l'Emergenza (CLE), come previsto dalla Legge 77/2009 e ai sensi dell'Ordinanza del Capo Dipartimento della Protezione Civile n. 344/2016, recepita dalla Regione Emilia-Romagna con Deliberazione della Giunta Regionale n. 2188/2016. Per i Comuni di Grizzana Morandi, Monzuno e San Benedetto Val di Sambro, gli studi sono stati affidati al Raggruppamento costituito dai geologi professionisti Samuel Sangiorgi (Capogruppo), Raffaele Brunaldi, Maurizio Zamboni e Antonio Milioto e dall'ing. Marco Soglia (rilievi per l'analisi della CLE).

Sono state dunque espletate le seguenti attività:

- raccolta dati geognostici e geofisici disponibili ed esecuzione di nuove indagini;
- elaborazione dello studio di microzonazione sismica (MS) di livello 1 e di livello 2 per il territorio urbanizzato/urbanizzabile;
- elaborazione delle analisi della Condizione Limite per l'Emergenza (CLE);
- archiviazione dei dati e adeguamento delle cartografie secondo gli standard di rappresentazione e archiviazione previsti per la MS e la CLE.

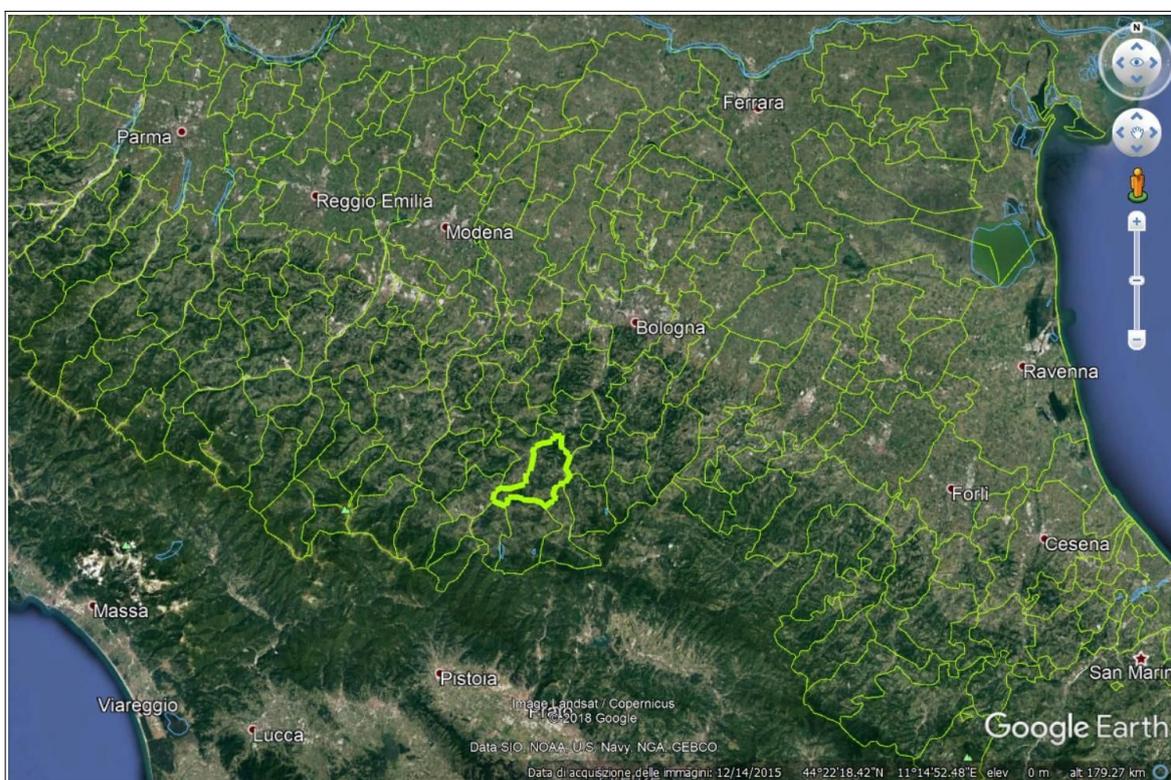


Figura 1.1 – Localizzazione del territorio amministrativo del Comune di Grizzana Morandi (foto aerea: “Google Earth”)

La figura 1.1 offre un inquadramento del limite comunale di Grizzana Morandi: si tratta di un territorio amministrativo situato in un contesto morfologico montano, di estensione areale totale pari a circa 77,4 Km² e con una popolazione di circa 3894 abitanti (dato ISTAT 01/01/2019).

La figura 1.2 localizza con maggior dettaglio le aree urbane/urbanizzate (il Capoluogo e le frazioni) interessate dallo studio di microzonazione sismica.

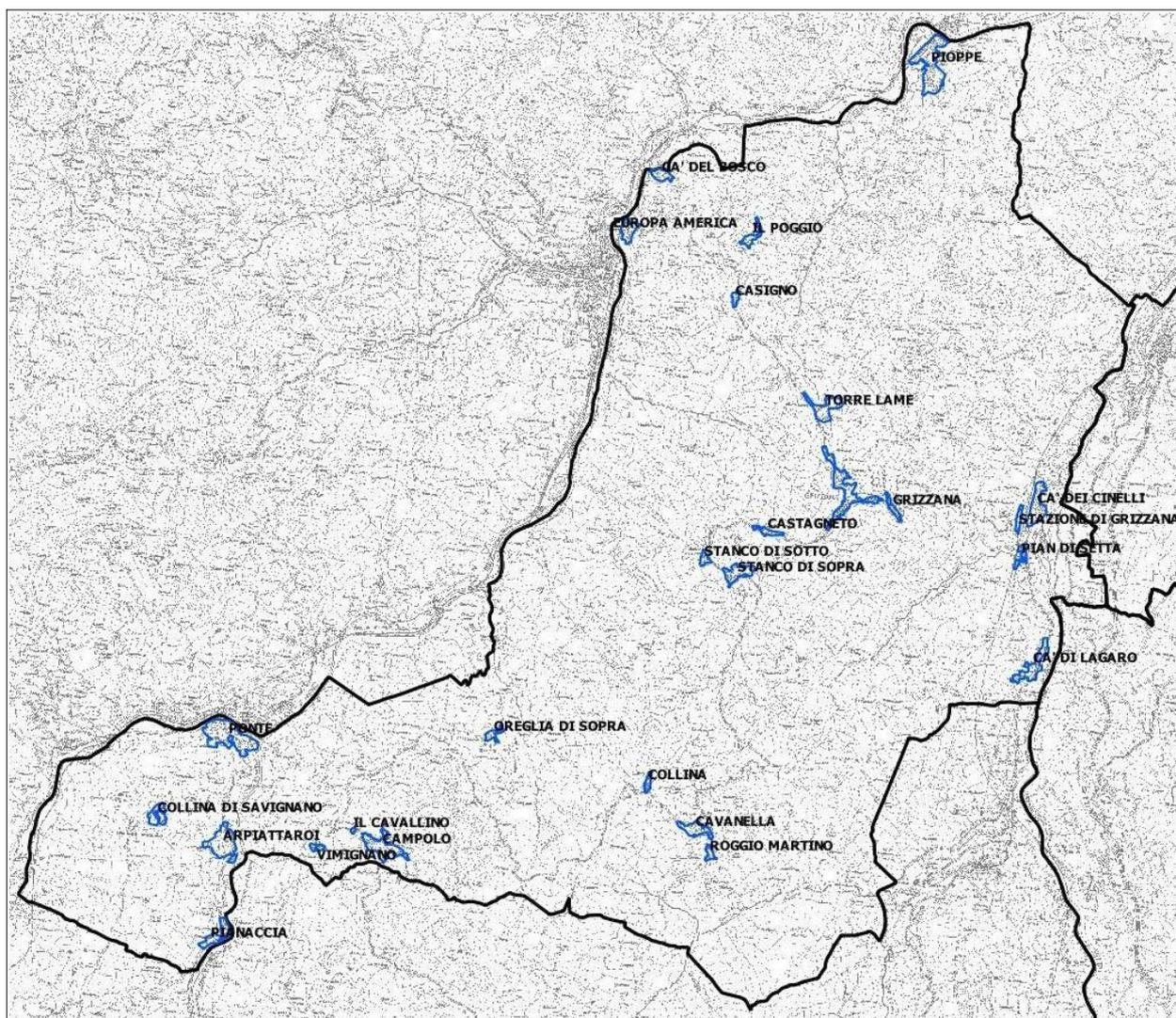


Figura 1.2 – Localizzazione delle aree urbanizzate oggetto di microzonazione (su base topografica della Regione Emilia-Romagna - CTR 1:10.000)

1.2 Riferimenti normativi

Il presente lavoro è redatto sulla base delle indicazioni contenute nell'Allegato C della Delibera 2188/2016 della Giunta della Regione dell'Emilia-Romagna, dal titolo “Approvazione dei criteri, delle linee guida e delle indicazioni tecniche e procedurali per la presentazione dei progetti e l'attribuzione dei contributi per la realizzazione di interventi di riduzione del rischio sismico in edifici pubblici strategici e rilevanti, in edifici privati e per studi di microzonazione sismica”.

Per quanto non specificato nel suddetto documento, i riferimenti tecnici per la realizzazione

dello studio e per l'elaborazione e la redazione delle tavole cartografiche sono rappresentati dai seguenti testi:

- ✓ “Microzonazione sismica – Standard di rappresentazione e archiviazione informatica versione 4.1”, redatto dalla Commissione tecnica per la microzonazione sismica (Commissione tecnica per la microzonazione sismica, novembre 2018), da qui in avanti “Standard MS 4.1”;
- ✓ “Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica”, approvato dal Dipartimento della Protezione Civile e dalla Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome e successive modifiche e integrazioni (Gruppo di lavoro MS, 2008; AA.VV., 2011), da qui in avanti “ICMS”.

Nella redazione dello studio ci si è inoltre riferiti alle seguenti normative:

- ✓ Deliberazione della Giunta Regionale n. 630/2019 “Atto di Coordinamento Tecnico sugli studi di microzonazione sismica per la pianificazione territoriale e urbanistica (artt. 22 e 49, L.R. n. 24/2017)”
- ✓ LR 30/10/2008 n.19 “Norme per la riduzione del Rischio Sismico”;
- ✓ LR 21/12/2017 n.24 “Disciplina regionale sulla tutela e l'uso del territorio”;
- ✓ DM del 17/01/2018 “Aggiornamento delle Norme Tecniche per le Costruzioni”.

1.3 Gli elaborati a corredo dello studio

Gli elaborati dello studio di microzonazione sismica per il Comune di Grizzana Morandi sono i seguenti:

- la presente Relazione Descrittiva (riprodotta in formato *.pdf) che, oltre a caratterizzare e inquadrare le aree oggetto delle analisi nel contesto geologico, geomorfologico e sismotettonico regionale, descrive le metodologie seguite e illustra i risultati dello studio di microzonazione rappresentati nelle diverse cartografie;
- le tavole cartografiche (riprodotte in formato *.pdf) elencate in tabella 1.1 e illustrate in dettaglio nel capitolo 8;
- l'archivio informatizzato dei dati delle indagini (alfanumerici e cartografici in formato *.shp – shapefile);
- le sezioni geologiche di riferimento per il territorio studiato (riprodotte in formato *.pdf), contenute nell'Allegato 1;
- i rapporti delle indagini di nuova esecuzione (riprodotti in formato *.pdf), contenuti nell'Allegato 2;
- le sezioni topografiche pubblicate per la stima degli effetti topografici per il territorio studiato (riprodotte in formato *.pdf), contenute nell'Allegato 3.

Elaborato cartografico	Sigla Tavola	Scala
Carta delle indagini	Tavola 1a/b	1:10.000
Carta geologico-tecnica	Tavola 2a/b/c	1:10.000

Elaborato cartografico	Sigla Tavola	Scala
Carta delle frequenze naturali dei terreni	Tavola 3a/b	1:10.000
Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (MOPS)	Tavola 4a/b/c	1:5.000
Carta delle velocità delle onde di taglio S (Vs)	Tavola 5a/b	1:10.000
Carta di microzonazione sismica di livello 2 - FA _{PGA}	Tavola 6a/b/c	1:5.000
Carta di microzonazione sismica di livello 2 - FA _{SI1}	Tavola 7a/b/c	1:5.000
Carta di microzonazione sismica di livello 2 - FA _{SI2}	Tavola 8a/b/c	1:5.000
Carta di microzonazione sismica di livello 2 - FA _{SI3}	Tavola 6a/b/c	1:5.000
Carta di microzonazione sismica di livello 2 - FA _{SI1}	Tavola 10a/b/c	1:5.000
Carta di microzonazione sismica di livello 2 - FA _{SI2}	Tavola 11a/b/c	1:5.000
Carta della distribuzione dei valori di H _{SM}	Tavola 12a/b	1:10.000

Tabella 1.1 - Elaborati cartografici predisposti per lo studio di microzonazione sismica del Comune di Grizzana Morandi

Tutti gli elaborati sono stati realizzati secondo le specifiche indicate nella DGR 2188/2016 della Regione Emilia-Romagna. Tali specifiche rimandano sostanzialmente alle linee guida emanate dal Dipartimento della Protezione Civile con gli Standard MS v.4.1 (CTMS, 2018), che dettagliano ogni aspetto legato a tali studi. Sono inoltre coerenti con la successiva DGR 630/2019. Si segnala a questo proposito che l'obbligo di attenersi in modo rigoroso ai suddetti standard di rappresentazione, ha vincolato il presente lavoro sia a livello di articolazione delle tavole (numero e tipologia) e della relazione (titoli e ordine dei capitoli), che a livello di rappresentazione cartografica (tematismi rappresentati, legende e denominazioni, ma anche layout, colori e font dei caratteri) e di contenuti descrittivi.

Le cartografie elaborate hanno utilizzato come base topografica di riferimento i raster tipografici georeferenziati della Regione Emilia dalla Regione Emilia Romagna (DBT scala 1.5.000), aggiornati al 2013. Per questo lavoro, la base topografica raster è stata georeferenziata secondo il sistema di riferimento richiesto, ovvero nelle coordinate "WGS_1984_UTM_Zone_33N", per produrre tutti gli strati informativi in formato numerico in coerenza con quanto richiesto dagli Standard MS.

2 DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO

2.1 Riferimenti bibliografici

La sismicità di un territorio è strettamente connessa al suo contesto tettonico-strutturale, dunque alla presenza di strutture geologicamente “attive”. Alla base di ogni stima della pericolosità sismica di un territorio vi è quindi l'indispensabile conoscenza della sua storia sismica (cioè di tutte le informazioni sui terremoti avvenuti nel passato) e della geologia strutturale locale, fattori strettamente connessi tra loro.

A supporto della redazione del presente capitolo, sono stati utilizzati i dati liberamente consultabili di database pubblici sviluppati da diversi enti e gruppi di ricerca:

- il *CPTI15 - Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani versione 2015* (Rovida et al., 2016; <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI15>), che raccoglie i parametri dei terremoti avvenuti in Italia con intensità massima ≥ 5 o magnitudo ≥ 4.0 d'interesse nella finestra temporale 1000–2014
- il *DBMI15 - Database delle osservazioni macrosismiche dei terremoti italiani* utilizzate per la compilazione del catalogo parametrico CPTI15 e provenienti da diverse fonti. È relativo ai terremoti con intensità massima ≥ 5 e d'interesse per l'Italia nella finestra temporale 1000–2014 (Locati et al., 2016 <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI15/>) e la sua precedente versione DBMI04 (Stucchi et al., 2007);
- il *CFT15Med - Catalogo dei Forti Terremoti in Italia e in area mediterranea* (Guidoboni et al., 2018), che riporta per numerose località i risentimenti di circa 300 tra i terremoti storici più forti avvenuti sul territorio italiano, e fornisce anche informazioni sul contesto storico, sociale e demografico in cui gli eventi si sono prodotti, sui parametri epicentrali, sugli effetti dei terremoti sull'ambiente fisico (fagliazione superficiale, frane sismo-indotte, liquefazioni, maremoti, ecc.), sul danneggiamento dei centri storici e di beni monumentali;
- la *Mappa di Pericolosità Sismica Nazionale* (INGV, 2004; <http://esse1.mi.ingv.it/>) che definisce una “pericolosità di base” su un reticolo di punti di riferimento. Ad essi sono attribuiti, per nove differenti periodi di ritorno del sisma atteso, i valori di accelerazione orizzontale massima del suolo (a_g) e dei principali “parametri spettrali”, da utilizzare per il calcolo dell'azione sismica;
- la *Zonazione Sismogenetica ZS9* (Meletti e Valensise, 2004 (<http://zonesismiche.mi.ingv.it/documenti/App2.pdf>), che individua sul territorio italiano 42 macrozone-sorgente e ha rappresentato il riferimento per i calcoli di pericolosità sismica nel territorio nazionale di cui al punto precedente;
- il *Database delle Sorgenti Sismogenetiche Italiane DISS versione 3.2.1* (DISS Working Group, 2018), che contiene sorgenti individuali e composite di terremoti, intese come una rappresentazione georeferenziata semplificata e in 3D di faglie (sorgenti individuali) o regioni contenenti faglie (sorgenti composite) in grado di generare terremoti di M 5.5 o superiore.

2.2 Sismicità storica

Il DBMI15 (Locati et al., 2016), riporta per il Capoluogo 12 eventi sismici (figura 2.1) con modesti risentimenti per i manufatti esistenti (vi risultano associate massime intensità fino a 5–6). La scarsità di dati è imputabile alla mancanza o al non reperimento di fonti storiche.

Effetti	In occasione del terremoto del									
Int.	Anno	Me	Gi	Ho	Mi	Se	Area epicentrale	NMDP	Io	Mw
NF	1898	03	04	21	05		Parmense	313	7-8	5.37
5	1956	04	26	03	00	0	Appennino bolognese	89	6	4.74
2	1956	06	03	01	45	5	Appennino forlivese	62	6	4.51
4-5	1964	09	05	21	09		Appennino tosco-emiliano	22	5	4.35
NF	1986	12	06	17	07	1	Ferrarese	604	6	4.43
3	1992	04	17	11	59	0	Appennino bolognese	56	4-5	4.11
NF	1995	10	10	06	54	2	Lunigiana	341	7	4.82
NF	1996	03	14	01	56	3	Appennino tosco-romagnolo	20	4-5	3.56
NF	2000	05	10	16	52	1	Faentino	151	5-6	4.82
NF	2002	06	08	20	13	0	Frignano	115	4	4.23
NF	2002	06	18	22	23	3	Frignano	186	4	4.30
5-6	2003	09	14	21	42	5	Appennino bolognese	133	6	5.24

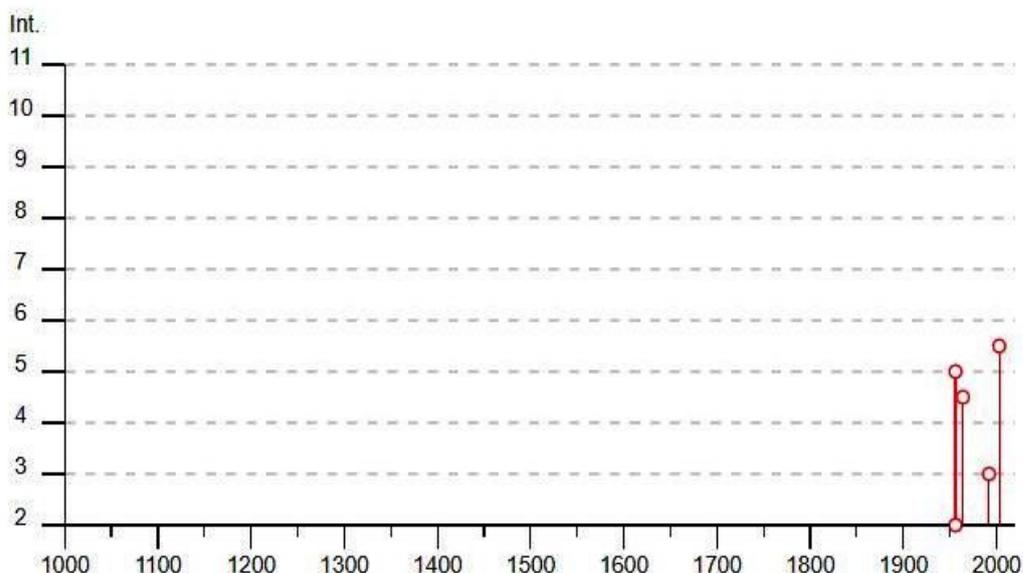


Figura 2.1- Terremoti significativi per il Capoluogo e macrointensità stimata (fonte: INGV - Database Macrosismico Italiano 2015)

2.3 Sorgenti sismogeniche e mappa pericolosità sismica INGV

Secondo la Zonazione sismogenetica del Territorio Italiano - ZS9, prodotta dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) nel 2004 (Meletti e Valensise, 2004), che rappresenta il riferimento per le valutazioni di pericolosità sismica nel territorio nazionale, l'area in esame ricade nella Zona 913 (Appennino Emiliano-romagnolo), caratterizzata da un valore di Mw_{max} pari a 6.14. La zona sismogenica 913 è una delle zone in cui è stato scomposto longitudinalmente l'arco appenninico settentrionale e centrale da Parma fino all'Abruzzo, con eventi sismici riconducibili a meccanismi cinematici prevalentemente compressivi fino al suo

marginie, oppure a situazioni trascorrenti nelle zone di svincolo della struttura appenninica. Tutta la fascia è caratterizzata da terremoti storici che raramente hanno raggiunto valori molto elevati di magnitudo (fonte: INGV).

Il database DISS v. 3.2.1 evidenzia come tutto il territorio di Grizzana Morandi risulti incluso nell'ampia zona sismogenica composta definita con la sigla "ITCS027: Bore-Montefeltro-Fabriano-Laga" (figura 2.2), che comprende lunga fascia di territorio esteso fino all'Appennino Marchigiano. Questa zona è caratterizzata da sismicità legata a meccanismi tettonici di compressione nella catena appenninica con terremoti caratterizzati da profondità ipocentrali generalmente comprese tra 12 km e 22 km. La magnitudo massima stimata di questa zona è pari a $M_w = 6,2$ desunta dall'analisi dei terremoti storici più significativi associati a questa ampia zona, tuttavia con epicentri piuttosto lontani dall'area studiata (Fabriano, 1741, Cagli, 1781, Camerino, 1799, Sarnano, 1873). Nel territorio studiato non sono note sorgenti sismogeniche individuali e la più vicina (distante circa 15 km dal Capoluogo) risulta la "ITIS058 "Loiano", recentemente definita in seguito all'evento sismico del settembre 2003 ($M_w = 5,3$).

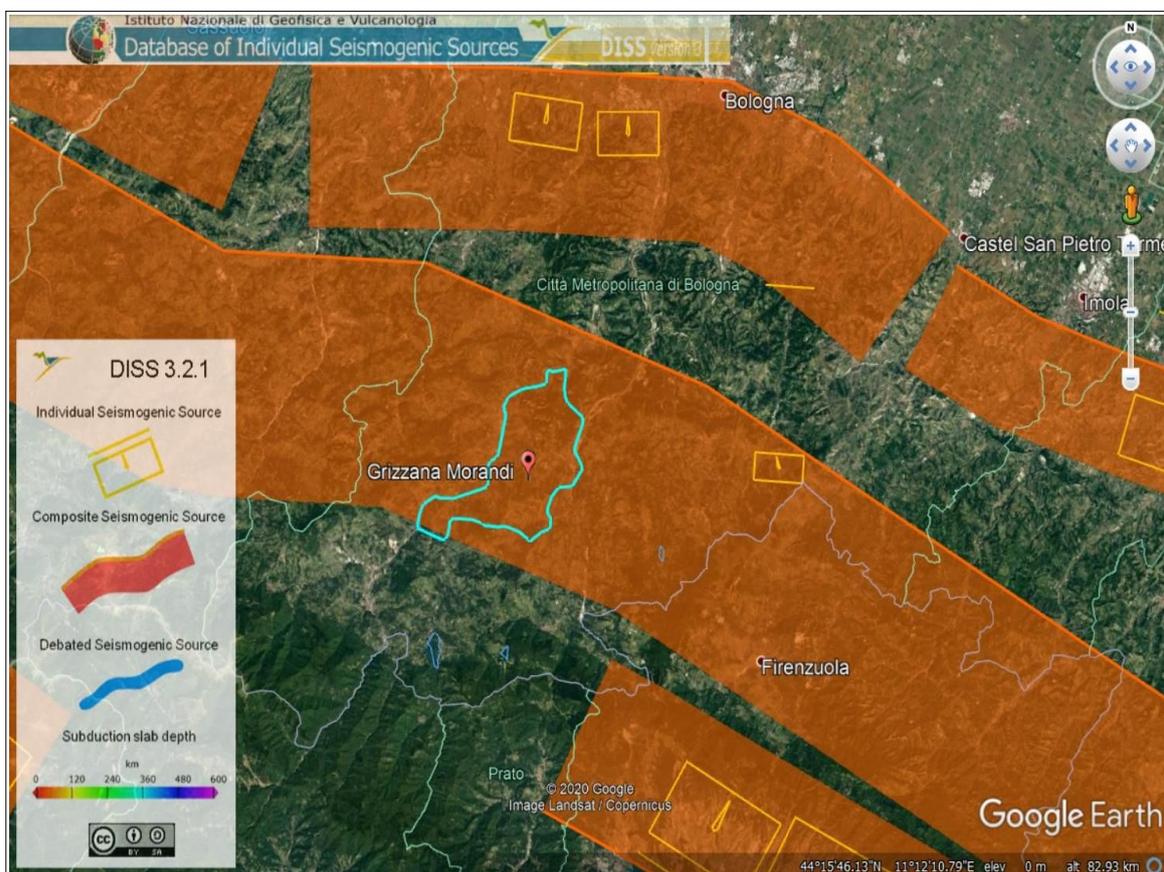


Figura 2.2 – Localizzazione delle sorgenti sismogenetiche contenute nel database DISS (v.3.2.1). Foto aerea: Google Earth

2.4 Ulteriori elementi di pericolosità sismica di riferimento per la pianificazione territoriale: gli indirizzi regionali per gli studi di microzonazione sismica

La Regione Emilia-Romagna ha elaborato e approvato (con Delibera dell'Assemblea Legislativa n.112 del maggio 2007) gli <<Indirizzi per gli studi di Microzonazione sismica in Emilia-Romagna per la pianificazione territoriale e urbanistica>>, in coerenza con la LR n.20/2000 <<Disciplina generale sulla tutela e l'uso del territorio>>. Questi indirizzi regionali per la microzonazione sismica, sono stati elaborati sulla scorta degli esiti delle indagini sismiche che la Regione Emilia-Romagna ha effettuato nel territorio regionale negli ultimi 40 anni circa, assumendo come riferimento la “pericolosità di base” elaborata da INGV e recepita a livello nazionale con l'OPCM 3519/2006.

Con le più recenti DGR 2193/2015 e DGR 630/2019, la Regione Emilia-Romagna ha introdotto ulteriori aggiornamenti agli indirizzi riportati nella DAL 114/2007. Questa parziale revisione prende quale riferimento anche le vigenti Norme Tecniche per le Costruzioni (NTC), le ulteriori esperienze scientifiche seguite ai recenti eventi sismici italiani (L'Aquila 2009; pianura emiliana del 2012) e, infine le esperienze di applicazione della DAL 112/2007. In sintesi, le principali novità contenute nella la DGR 2193/2015 e nella DGR 630/2019 consistono:

- ✓ nelle rimodulazioni degli abachi di microzonazione sismica da considerarsi per le analisi semplificate (“livello 2”);
- ✓ nella definizione di ulteriori parametri di amplificazione riferiti all'intensità spettrale di Housner (per l'intervallo di periodo T 0,5–1,5 s) e riferiti all'intensità spettrale in accelerazione (per i seguenti intervalli di periodo: 0,1–0,5 s, 0,4–0,8 s, 0,7–1,1 s, 0,5–1,5 s)
- ✓ nella richiesta di produrre cartografie delle frequenze naturali dei terreni a scala territoriale e a supporto del “primo livello” di approfondimento;
- ✓ nella richiesta di produrre una carta della distribuzione sul territorio dei valori di “Hazard” H_{SM} (Naso et al., 2019)

Gli indirizzi RER forniscono gli elementi essenziali per espletare gli studi di pericolosità sismica secondo i tre “livelli” di approfondimento e forniscono inoltre tabelle e formule propedeutiche alla valutazione semplificata dell'amplificazione locale (microzonazione sismica di “secondo livello”).

Per quanto riguarda la ag al sito di riferimento ($a_{g,ref}$), la figura 2.3 riporta per il territorio comunale di Grizzana Morandi i punti della griglia INGV e i relativi valori di a_{refg} (mappa MPS04). Ai punti vengono attribuiti i parametri della pericolosità sismica di base e in particolare si attribuiscono il valore dell'accelerazione massima attesa su suolo rigido, con una probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni. La griglia di punti è costruita per tutto il territorio nazionale (densità di 20 punti per grado, circa un punto ogni 5 km) e la mappa MPS04 è diventata ufficialmente la mappa di riferimento per il territorio nazionale a seguito dell'Ordinanza PCM 3519/2006 (G.U. n.105 dell'11 maggio 2006).

Si evince che per il territorio urbanizzato/urbanizzabile, i valori di a_{refg} (per terremoti con TR = 475 anni) sono compresi tra circa 0,170g e 0,159g, pertanto con una variabilità relativamente modesta della pericolosità “di base”, in diminuzione da sud a NNO.

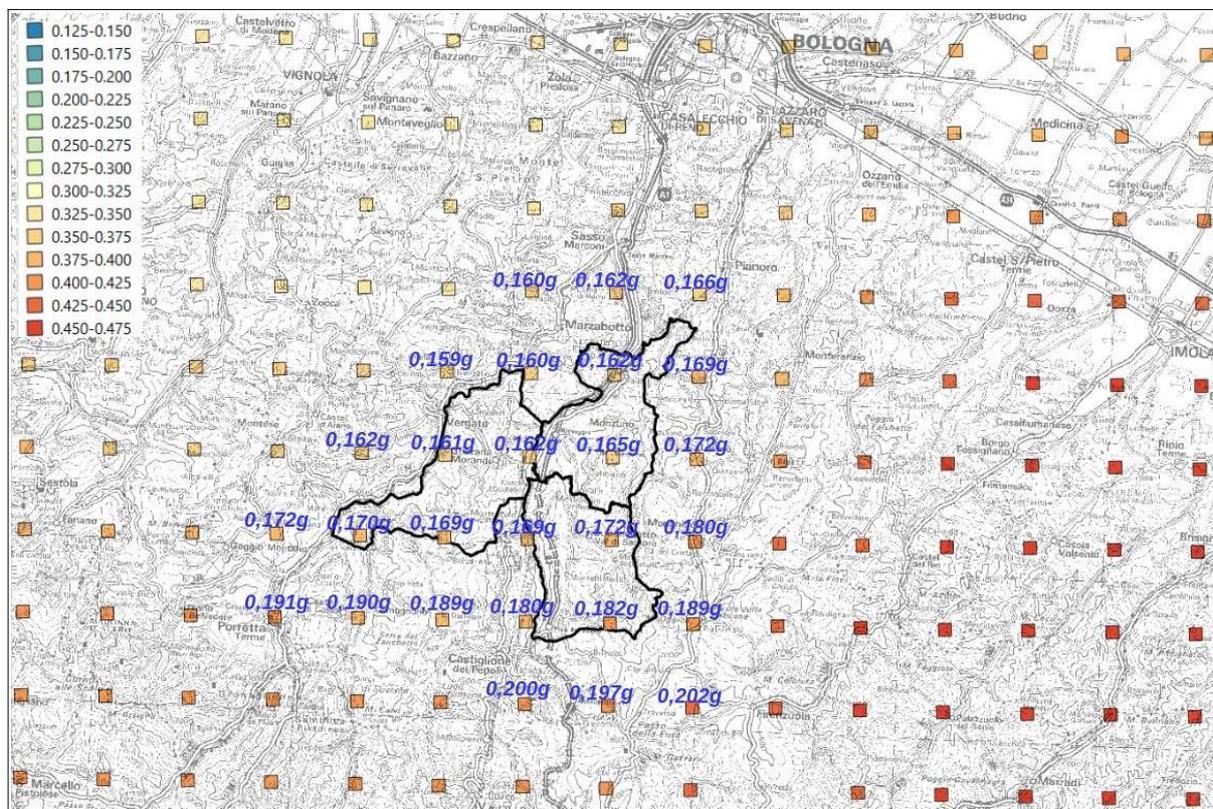


Figura 2.3 – Reticolo INGV di pericolosità sismica. La figura riporta i punti della griglia relativi al territorio comunale di Grizzana Morandi, Monzuno e San Benedetto Val di Sambro

3 ASSETTO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E IDROGEOLOGICO DELL'AREA

3.1 Inquadramento geologico regionale¹

L'assetto geologico strutturale generale del territorio di Grizzana Morandi, Monzuno e San Benedetto Val di Sambro, è attribuibile al contesto montano più ampio di “catena appenninica” settentrionale. Il settore di catena appenninica del territorio in esame è caratterizzato da un generale assetto strutturale a falde sovrapposte (Elter, 1960; Reuter & Groscurth, 1978), sviluppatosi principalmente nel Terziario in seguito alla collisione tra due blocchi continentali rappresentati dalla zolla Europea (o Sardo-Corsa), e della microplacca Adria o Apula o Adriatico-Padana. Il processo di collisione è stato preceduto dalla chiusura di un'area oceanica: il paleoceanico ligure o ligure-piemontese, precedentemente interposto tra di esse (Abbate et alii, 1970).

La catena deriva pertanto dalla deformazione di differenti domini paleogeografici meso-cenozoici: il *Dominio ligure* (corrispondente in larga misura all'area oceanica), il *Dominio sub ligure*, sviluppato sulla crosta assottigliata africana adiacente alla zona oceanica, e il *Dominio tosco-umbro* di pertinenza adriatico-padana.

Oltre a questi domini entra a far parte dell'Appennino settentrionale il *Dominio epiligure* (Ricci Lucchi & Ori, 1985; Bettelli et alii, 1989) formato da sedimenti depositi a partire dall'Eocene medio sulle unità Liguri già tettonizzate.

La chiusura dell'Oceano ligure e la collisione tra i due blocchi continentali portano alla formazione di un prisma di accrezione (Treves, 1984) costituito da rocce deformate per raschiatura ed appilamento a spese degli originari sedimenti depositi sui domini citati. Rocce che inizialmente occupavano aree paleogeografiche tra loro affiancate vengono a sovrapporsi, con i terreni del Dominio ligure accavallati su quelli del subligure e di ambedue sul Dominio tosco-umbro-marchigiano costituito a sua volta da elementi strutturali sovrapposti.

Nell'appennino emiliano, le Liguridi affioranti sul versante padano, tradizionalmente definite “Liguridi esterne”, non presentano impronte di carattere metamorfico e non risultano aver conservato testimonianza dell'originario substrato oceanico sul quale esse si depositarono e dal quale si scollarono durante l'orogenesi appenninica. Rocce ofiolitiche, tuttavia, sono presenti anche nelle Successioni delle Liguridi esterne, ma sotto forma di masse isolate (anche di considerevoli dimensioni, incluse tettonicamente o per fenomeni di frana). Le Liguridi esterne offrono indirette testimonianze della vicinanza del margine continentale (microplacca Adria).

L'orogenesi dell'Appennino settentrionale, che ha scomposto i vari domini paleogeografici appilando e giustappoando tra loro in modo complicato le successioni stratigrafiche tanto da rendere problematica la ricostruzione degli originari rapporti, è il risultato di movimenti tettonici complessi sviluppatisi in un arco di tempo che dal Cretaceo superiore giunge sino

¹ Sintesi estratta dalle “Note Illustrative” della Carta Geologica d'Italia scala 1:50.000 (fogli 237 e 252)

all'attuale. Le varie fasi di questa evoluzione sono solitamente raggruppate in cicli principali:

- 1) il primo ciclo in ordine di tempo comprende le “fasi liguri” (o mesoalpine) ed ha interessato i Domini liguri, interno ed esterno e, probabilmente, anche quello subligure. Esso si considera concluso con l'inizio della deposizione nell'Eocene medio dei terreni della Successione epiligure;
- 2) Il secondo ciclo, miocenico, comprende le “fasi toscane s.l.” (o neoalpine) durante le quali si ha la messa in posto sui Domini toscano-umbri delle Unità liguri e subliguri già tettonizzate e della sovrastante Successione epiligure.

La tettonica delle Liguridi esterne risulta caratterizzata da una prima fase con pieghe isoclinali compresse (Casnedi, 1982; Marini, 1982; Meccheri et alii, 1982; Marroni, 1991; Vescovi, 1991; Bettelli et alii, 1994; 1996), seguita da una seconda fase che ha prodotto un ulteriore raccorciamento ed ha ripiegato le strutture precedenti. Ambedue le fasi sono a vergenza europea, opposta a quella che caratterizza le fasi successive. Esse portano ad una profonda ristrutturazione del prisma di accrezione Ligure che, successivamente durante le fasi toscane, non subirà, tranne poche eccezioni, ulteriori sostanziali modifiche.

L'insieme delle fasi liguri porta ad un appilamento delle successioni deposte nei Domini Liguri in estese falde e alla chiusura dell'oceano ligure-piemontese. I movimenti avvengono in ambiente subacqueo e su questi terreni corrugati si impostano vari bacini minori entro cui si depositano le sequenze detritiche Epiliguri.

Le fasi toscane sono caratterizzate a partire dall'Oligocene superiore dalla collisione delle due zolle continentali l'Europea (o Sardo-Corsa) e l'Apula con una tettonica a *thrusts* e falde, prima con sottoscorrimento verso ovest delle Unità toscane al di sotto delle Unità tettoniche subliguri e liguri già impilate e successivamente di quelle umbro-marchigiane al di sotto delle precedenti. Vengono così ad individuarsi le principali unità tettoniche che ora costituiscono l'ossatura della catena appenninica settentrionale in cui la parte più profonda dell'edificio è occupata dal nucleo metamorfico apuano (Carmignani et alii, 1978) al quale si sovrappone la Falda toscana a sua volta sovrascorsa dalle Subliguridi e dalle Liguridi.

La strutturazione dell'Appennino è dunque strettamente connessa da un lato all'evoluzione estensionale del Mediterraneo occidentale e dall'altro al contemporaneo sottoscorrimento del basamento padano-adriatico e delle coperture meso-cenozoiche al di sotto di quello ligure-toscano (Tomaselli et alii, 1992) e della catena neoformata. Tale strutturazione ha portato le Unità tettoniche Liguri e Subliguri con sovrapposte stratigraficamente le formazioni Epiliguri a costituire una estesa coltre alloctona che a partire da] Miocene inferiore si accavalla via via sugli altri domini (quelli Toscani e quelli Umbro-Marchigiani) sino al margine della catena.

In figura 3.1 è rappresentato il quadro geologico strutturale più ampio che identifica i rapporti tra catena e Pianura Padana. Questa figura, pubblicata nelle Note Illustrative della Carta Sismotettonica della Regione Emilia-Romagna (2004), riporta una sezione geologica di sintesi, ricostruita da Castiglione dei Pepoli, passando per Bologna, fino al fiume Po.

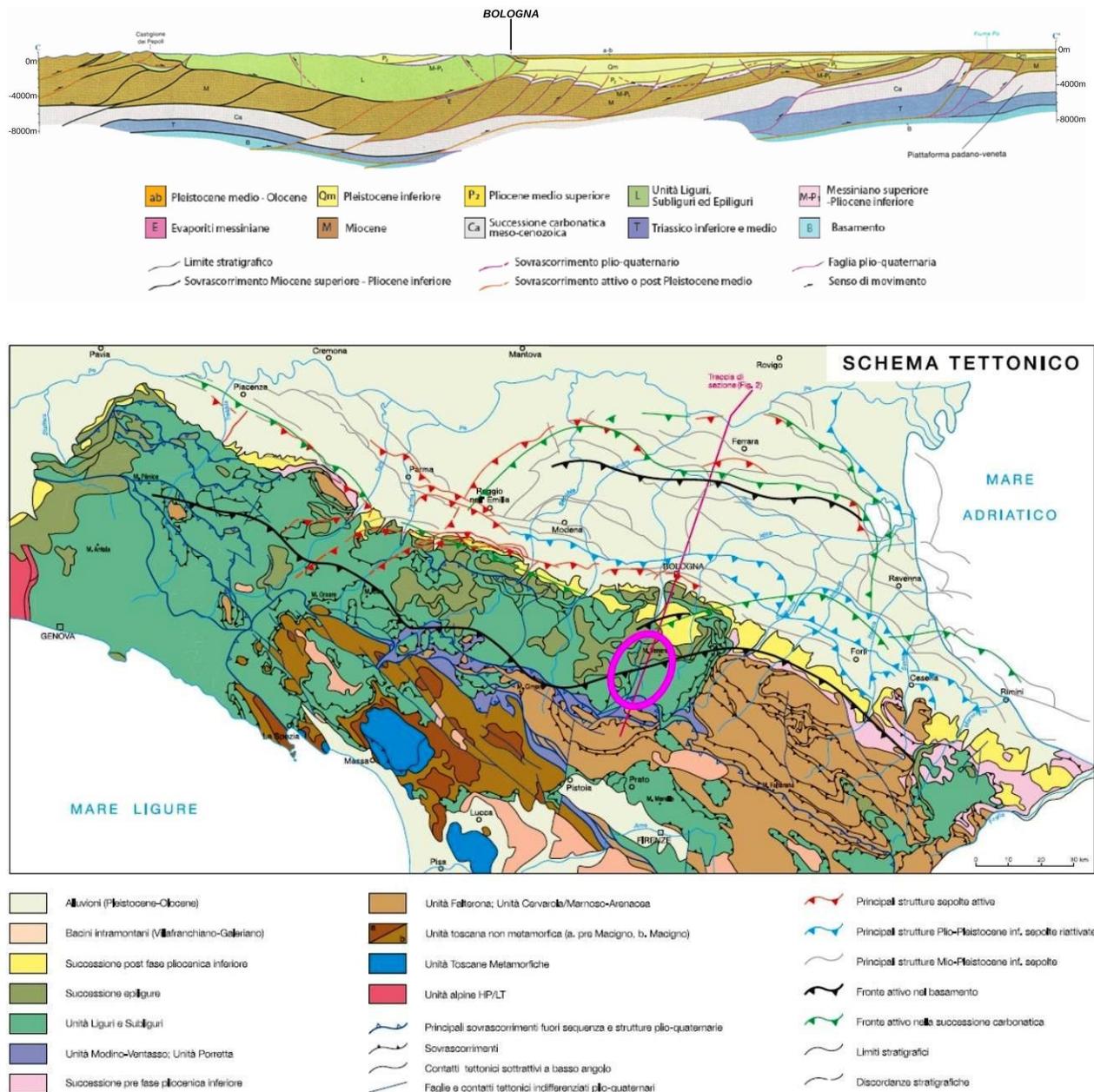


Figura 3.1 – Schema geologico e tettonico del territorio emiliano-romagnolo, tratto dalle “Note Illustrative alla Carta Sismotettonica della Regione Emilia-Romagna” (ed. 2004). Il territorio studiato è localizzato nel cerchio fucsia

In figura 3.1 è rappresentato il quadro geologico strutturale più ampio che identifica i rapporti tra catena e Pianura Padana. Questa figura, pubblicata nelle Note Illustrative della Carta Sismotettonica della Regione Emilia-Romagna (2004), riporta una sezione geologica di sintesi, ricostruita da Castiglione dei Pepoli, passando per Bologna, fino al fiume Po.

La figura 3.2 presenta un ulteriore e più aggiornato schema tettonico del territorio emiliano-romagnolo tratto dalle Note Illustrative della Carta Sismotettonica della Regione Emilia-Romagna e aree limitrofe (edizione 2016).

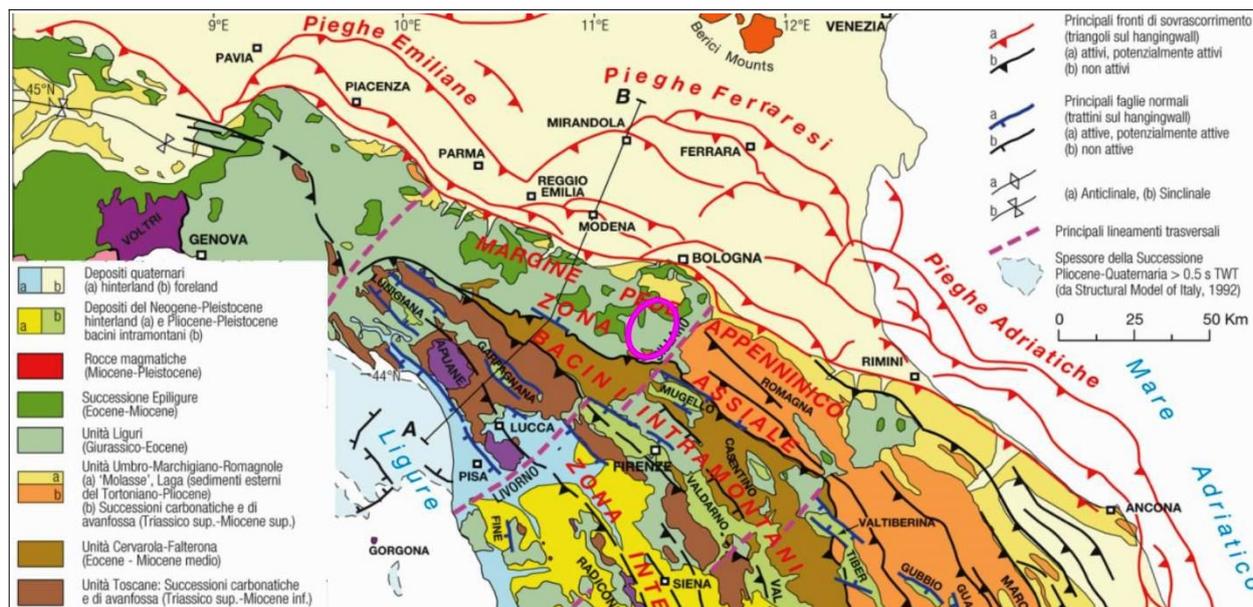


Figura 3.2 – Schema tettonico emiliano-romagnolo tratto dalle “Note Illustrative alla Carta Sismotettonica della Regione Emilia-Romagna a aree limitrofe” (ed. 2016). Il Territorio studiato è localizzato nel cerchietto fucsia

3.2 Ulteriori dati geologici e morfo-strutturali in aree con evidenze di attività tettonica recente

Le “Note Illustrative” prodotte a corredo della carta sismotettonica dell'Emilia-Romagna, nelle due edizioni fin qui pubblicate (2004 e 2016), hanno approfondito su particolari evidenze di attività tettonica recente riscontrate in settori di catena, di margine e di pianura della regione. Rilievi geologici, sismici nonché studi morfo-tettonici indicano come la tettonica attiva sia generalmente caratterizzata dalla presenza di strutture compressive attive, come sovrascorrimenti e piegamenti, come evidenziano anche i meccanismi focali di terremoti noti (Gasparini et alii, 1985; Boccaletti et alii, 1985; Anderson & Jackson, 1987; Frepoli & Amato, 1997; Mariucci et alii, 1999; Benedetti et alii, 2000–2003; Selvaggi et alii, 2001).

Vari Autori, hanno descritto strutture tettoniche trasversali all'asse principale, orientate NNE-SSW, che svincolano la catena in questo settore caratterizzato da deformatione attiva prevalentemente lungo il “thrust” appenninico (Ghelardoni, 1965; Bortolotti, 1966; Castellarin et al., 1985; v. anche Martelli, 2015; Martelli et al. 2017; ecc.).

Rispetto al territorio in esame, l'andamento geografico del principale spartiacque, posto più a sud rispetto ai territori di studio, evidenzia come la catena appenninica risulti dislocata tra le valli del Panaro e del Sillaro. In particolare, l'area del crinale appenninico tra Pracchia (Pistoia) e Castiglione dei Pepoli risulta compreso in una delle principali fasce di deformazione trasversale di questa parte della catena (figura 3.3). Sono infatti individuabili strutture con direzione NE-SW, come ad esempio la faglia localizzata nella valle del F. Reno (da Pontepetri a Ponte alla Venturina, con una lunghezza di oltre 15 km) le cui caratteristiche morfologiche (fianchi acclivi; andamento rettilineo) suggeriscono attività recente quaternaria.

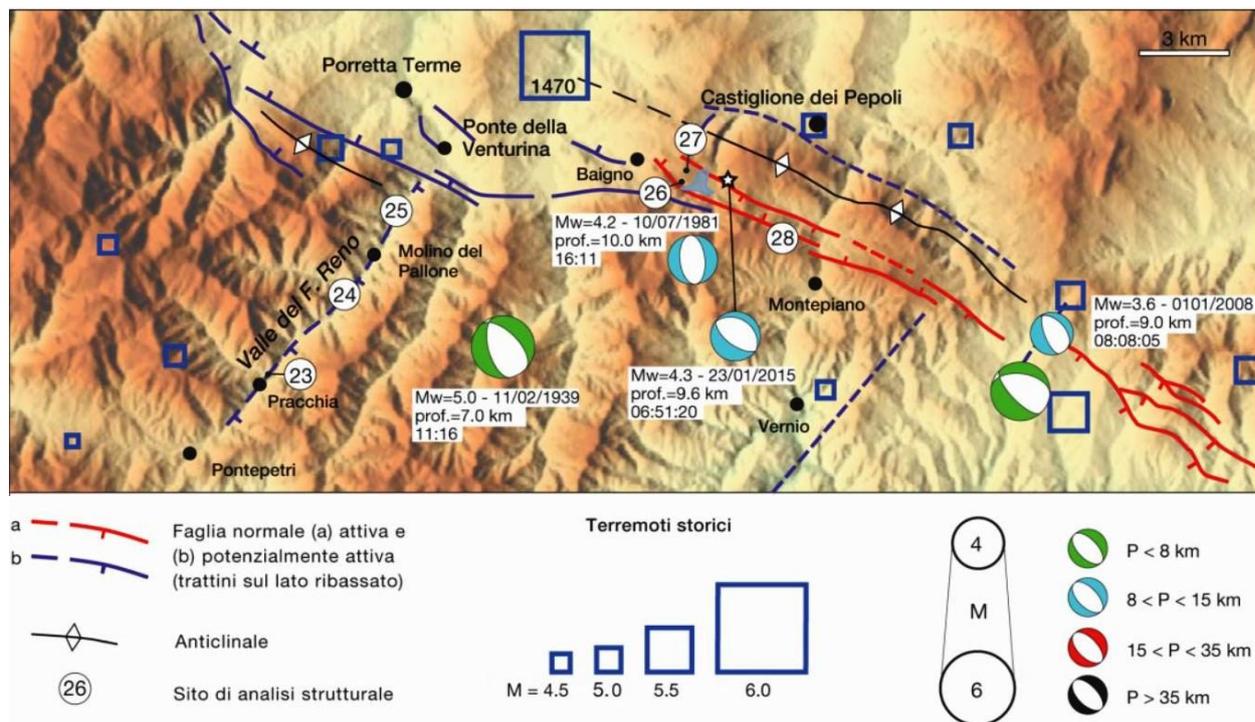


Figura 3.3 – Mappa schematica dell'area di crinale appenninico tra Valle del Reno e Castiglione dei Pepoli (da: Note Illustrative Carta Sismotettonica della Regione Emilia-Romagna e aree limitrofe - ed. 2016)

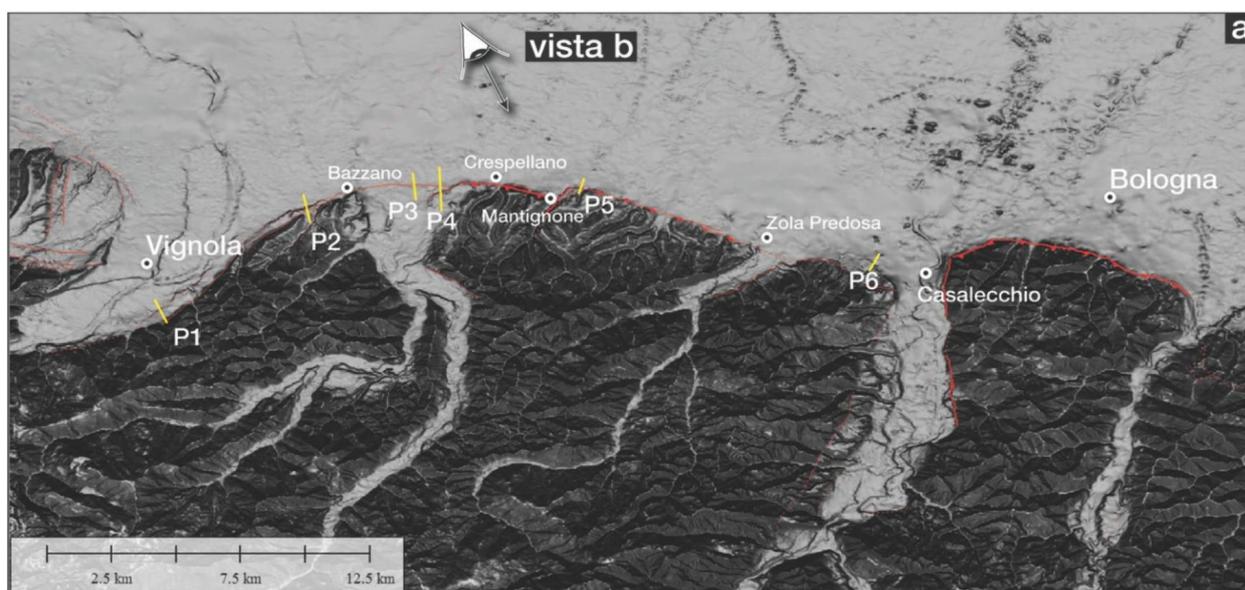


Figura 3.4 – Elaborazione DEM del fronte affiorante del margine appenninico tra Vignola e Bologna (da: Note Illustrative Carta Sismotettonica della Regione Emilia-Romagna e aree limitrofe - ed. 2016)

Il territorio studiato appare dunque inserirsi in un contesto più ampio di attività deformative tettoniche relativamente recenti. Ulteriori evidenze sono infatti riscontrabili più a nord, ovvero lungo il limite morfologico collina-pianura, dove si possono individuare strutture trascorrenti minori che dislocano il fronte del margine affiorante tra le valli dei fiumi Panaro e Reno. In particolare, nel settore Casalecchio-Bologna, si riscontra una dislocazione sinistra del fronte di

quasi 4 km (Boccaletti et al., 2004), con il limite morfologico collina-pianura, ad est del Reno, che risulta infatti più avanzato verso nord (figura 3.4).

3.3 Stratigrafia

I dati conoscitivi sono derivati dalla Carta Geologica dell'Emilia-Romagna alla scala 1:10.000, consultabile anche on line nel sito del Servizio Geologico Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna. Un ulteriore riferimento per questo lavoro, è rappresentato anche dalla Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000 (progetto CARG).

Il territorio comunale di Grizzana Morandi è costituito da substrato marino affiorante appartenente ai domini Subligure e Ligure. La figura 3.5 rappresenta un'ulteriore schema di sintesi delle principali litologie (affioranti o meno).

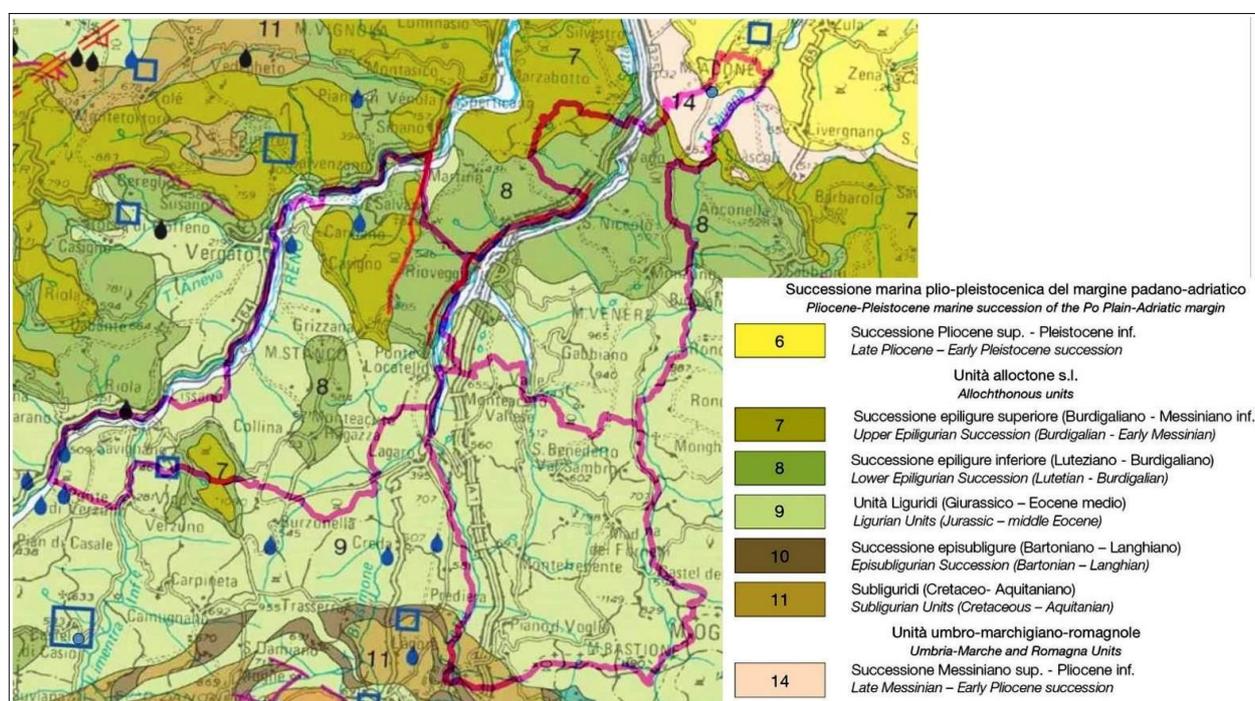


Figura 3.5 - Stralcio della Carta Sismotettonica della Regione Emilia-Romagna e aree limitrofe (ed. 2016) e della sua legenda (unità geologiche affioranti nel territorio comunale di Grizzana Morandi, Monzuno e San Benedetto Val di Sambro)

Le unità litostratigrafiche Liguri sono rappresentate da formazioni torbiditiche di età tardo cretacea e paleogenica per le quali è stato possibile ricostruire delle originarie successioni stratigrafiche e da formazioni, genericamente definibili come "pre-flysch" (Complessi di base Auctti), che si presentano per lo più deformate in modo pervasivo con la distruzione dell'originario ordine stratigrafico. Queste ultime costituiscono in gran parte ciò che nei Fogli della Carta Geologica d'Italia a scala 1:100.000 era definito come "Complesso caotico" e "Complesso indifferenziato".

La Successione Epiligure (Eocene medio-Messiniano inf.), che risulta discordante sulle unità litostratigrafiche Liguri, è schematicamente costituita da una parte inferiore rappresentata da depositi caotici di colata e da sedimenti torbiditico-empipelagici di mare profondo (formazioni

“pre flysch”) e da una parte superiore caratterizzata da sedimenti di piattaforma s.l. a dominante carbonatico–terrigena e da peliti e corpi arenacei risedimentati di scarpata–bacino. Questa successione è dunque caratterizzata da notevoli differenze stratigrafiche all'interno del territorio studiato.

I depositi continentali di età quaternaria (figura 3.6) sono infine rappresentati da depositi alluvionali (terrazzati e non) e locali depositi di conoide torrentizia, inoltre depositi di versante s.l., detrito di falda e depositi eluvio–colluviali.

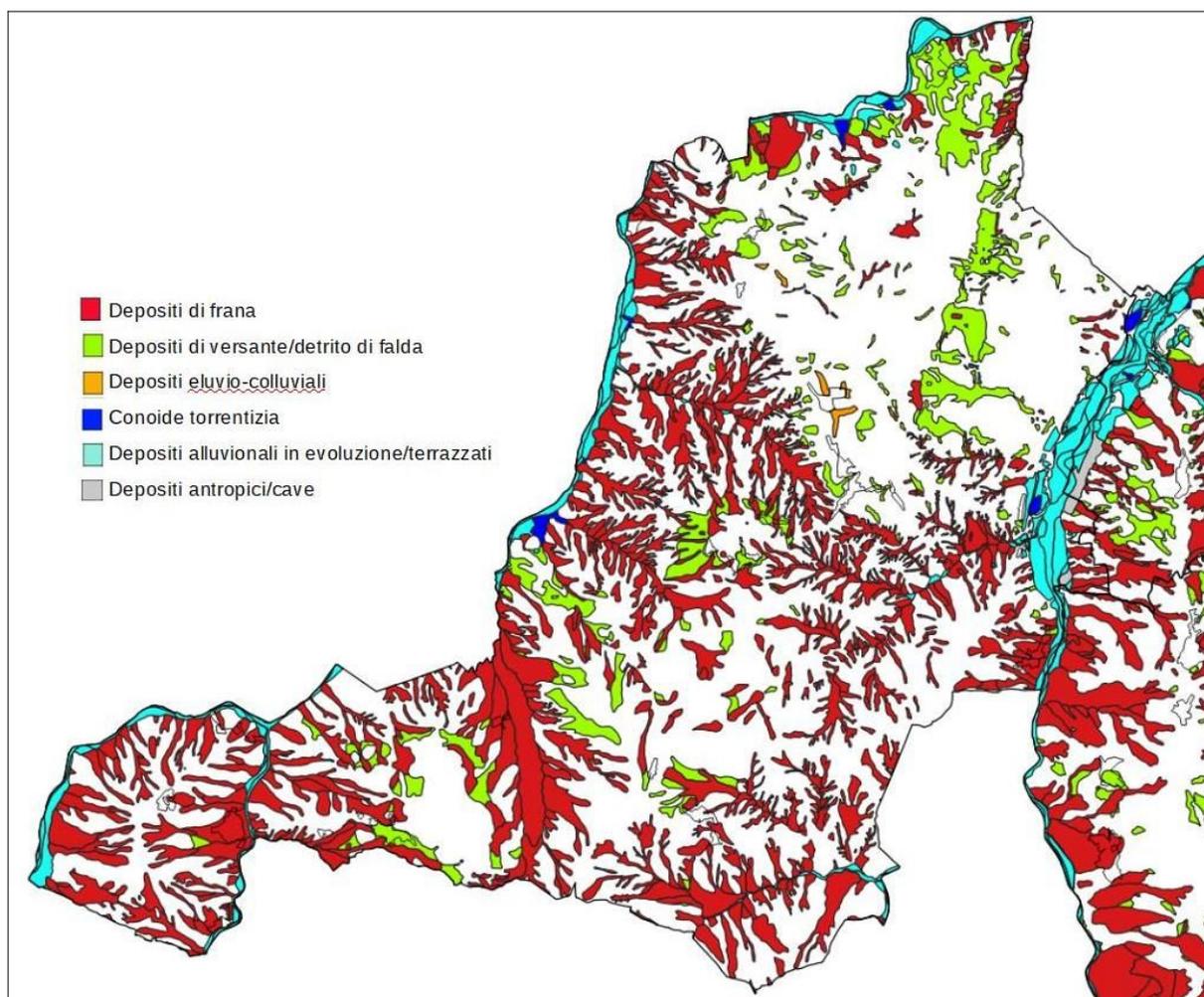


Figura 3.6 - Depositi continentali quaternari nel territorio comunale di Grizzana Morandi (fonte dati vettoriali: SGSS Regione Emilia–Romagna)

Nei successivi paragrafi verranno descritte con maggior dettaglio le singole unità litostratigrafiche affioranti (dai termini più antichi ai più recenti) e i depositi quaternari che interessano il territorio studiato di Grizzana Morandi.

3.3.1 Unità Liguridi (formazioni “pre flysch”)

APA – ARGILLE A PALOMBINI con ofioliti e breccie ofiolitiche

Argilliti ed argilliti siltose grigio scure, più raramente verdi, rossastre o grigio–azzurrognole, fissili (nella pelite è spesso presente un clivaggio scaglioso a carattere pervasivo), alternate a calcilutiti silicizzate grigio chiare e grigio–verdi, biancastre in superficie alterata, talvolta con

base arenitica da fine a grossolana, in strati da medi a spessi (molto spesso discontinui per motivi tettonici) e più rari calcari marnosi grigi e verdi in strati spessi. Rapporto Argilla/Calcere quasi sempre >1 . Frequenti intercalazioni di siltiti ed arenarie torbiditiche fini (talora mangesifere) a tetto pelitico in letti molto sottili e sottili di colore grigio scuro (o beige se alterate) e di calcareniti medio-grossolane in strati da medi a spessi. La formazione in genere è intensamente deformata con perdita dell'originario ordine stratigrafico alla scala dell'affioramento; gli strati calcilutitici sono spesso "boudinati", a luoghi silicizzati, pervasivamente fratturati e caratterizzati da una fitta rete di vene di calcite, spalature verdastre sulle superfici di strato e frattura concoide. All'interno della formazione sono talora stati cartografati lembi di ofioliti (of) giurassiche, fino a decametrici.

Sedimentazione pelagica argillosa, intervallata da risedimentazione di fanghi carbonatici. Contatti ovunque tettonici o non affioranti. Potenza geometrica variabile da alcune decine ad alcune centinaia di metri. Età deposizionale: da: Cretaceo inf. A: Turoniano.

AVT – ARGILLE VARIEGATE DI GRIZZANA MORANDI

Argilliti e argille rosso violacee, verdastre, grigio-scure e grigio azzurrognole, con subordinate siltiti grigio-scure o nere mangesifere, in strati sottili o molto sottili e calcilutiti grigio-verdi in strati sottili e medi. Formazione intensamente deformata con perdita dell'originario ordine stratigrafico alla scala dell'affioramento. Pelagiti e torbiditi distali di ambiente di piana abissale. Contatto inferiore non preservato. Potenza fino a 200 m circa. Età deposizionale: da: Cenomaniano A: Santoniano superiore.

3.3.2 Unità Liguridi

MOV – FORMAZIONE DI MONTE VENERE

Torbiditi arenaceo-marnose con base fine grigio-chiaro, in strati da medi a molto spessi fino a banchi di oltre 15 m, al tetto intervalli sottili o medi di argille scure o nerastre. Intercalazioni metriche di strati arenaceo-pelitici da sottili a spessi grigio brunastri, con rapporto A/P >1 , a luoghi prevalenti sugli strati calcareo-marnosi. Le areniti hanno composizione arcocica e possono avere cementazione scarsa, specie quelle a grana più grossolana.. Paleocorrenti con provenienza dai quadranti meridionali. Torbiditi di ambiente marino profondo. Contatto inferiore non preservato. Potenza di oltre 900 m. Età deposizionale: Campaniano sup. – Maastrichtiano sup.

MOH – FORMAZIONE DI MONGHIDORO

Torbiditi arenaceo-pelitiche in strati generalmente spessi, raramente molto spessi, con rapporto A/P @ 2/1. Si intercalano intervalli metrici di strati sottili e medi con rapporto A/P = 1/2. Le arenarie sono gradate con base a granulometria da media a grossolana, talora microconglomeratica, localmente poco cementate, di colore grigio scuro ma generalmente marroni o giallastre per alterazione ed ossidazione dei minerali fomici; passano ad argilliti più o meno siltose di colore nerastro. Nella parte bassa della formazione sono presenti torbiditi a base arenacea e tetto calcareo-marnoso con abbondanti tracce di fucoidi. Localmente distinta

una litofacies arenacea (MOHa), caratterizzata da strati da sottili a spessi con rapporto $A/P \gg 1$, potente fino a 300 m. Torbiditi di piana bacinale. Limite inferiore graduale su MOV, dove non tettonizzato. La potenza geometrica massima è di qualche centinaio di metri. Età deposizionale: Maastrichtiano sup. – Paleocene.

MLL – FORMAZIONE DI MONTE MORELLO

Torbiditi a basi calcarenitiche e calcilutitiche prevalentemente fini, passanti a calcari marnosi ed a marne verdine o biancastre, in banchi e strati da spessi a molto spessi. Localmente areniti fini in strati da medi a spessi di colore grigio, marrone all'alterazione. Contatti tettonici con le altre formazioni. Torbiditi di ambiente marino profondo. Potenza geometrica da pochi metri fino a 600 m. Età deposizionale: Eocene (Ypresiano – Luteziano).

3.3.3 Successione Epiligure

BAI – BRECCIE ARGILLOSE DI BAISO (BAI1 – Membro della Val Fossa)

Brecce poligeniche a matrice argillosa grigio scura e nerastra con clasti eterometrici (in genere di piccole dimensioni) di peliti, calcilutiti e arenarie; materiali provenienti prevalentemente da AVV, SCB e AVS. Sono presenti a luoghi lembi non cartografabili di litotipi riferibili ad AVV o AVS, inclusi metrici e decametrici di MMP, inclusi calcareo-marnosi di flysch a elmintoidi, inclusi marnosi varicolori (BAI1mp). Contatto inferiore discordante su AVV, SCB e AVS. Potenza massima di 100 m circa. Età deposizionale: Eocene (Luteziano sup. – Bartoniano). Nel territorio comunale affiora il membro BAI2.

BAI2 – MEMBRO DI PIAN DI SETTA

Affiora esclusivamente nell'area tra il Reno ed il Setta, dove appoggia prevalentemente su APAe AVT. È litologicamente rappresentato da brecce poligeniche a matrice prevalentemente argillosa; i clasti (da millimetrici a metrici) sono in prevalenza costituiti da argille grigie, calcilutiti silicee grigio-biancastre e arenarie grigio scure, subordinatamente da argille varicolori e calcari marnosi biancastri. Il colore dominante del membro è il grigio scuro. Associate alle brecce argillose, compaiono a luoghi lembi di peliti con intercalazioni sabbiose riferibili a Marne di Monte Piano (MMP). Gli spessori massimi di questo membro superano i 200 m.

LOI – FORMAZIONE DI LOIANO

Arenarie arcose risedimentate da fini a molto grossolane, a luoghi microconglomeratiche, in genere scarsamente cementate grigio – biancastre. Strati da medi a molto spessi fino a massicci, tabulari, con a tetto subordinate peliti scure; a luoghi preseze di brecce e conglomerati. Localmente è presente una litozona arenaceo – poltica (LOIap) con A/P circa uguale a 1. Alla base e nella parte inferiore della formazione sono distinti due membri LOI1 e LOI2, descritti di seguito. Potenza massima di oltre 700 m circa, interdigitata a scala regionale ad MMP. Contatto inferiore su BAI2, MOV, MOH e BAI3. Sedimentazione torbiditica, in bacino confinato profondo. Età deposizionale: Eocene (Luteziano sommitale – Priaboniano).

LO11 - MEMBRO DI RIO GIORDANO

Membro basale prevalentemente pelitico costituito da argille marnose grigio-scure, verdastre e più raramente rossastre con stratificazione mal visibile e con sottili intercalazioni di arenarie fini grigio-marroni. Il rapporto A/P è sempre molto maggiore di 1. In genere presenta spessori di pochi metri.

LO12 - MEMBRO DI MONZUNO

Brecce e conglomerati poligenici prevalenti, a matrice arenacea, più o meno cementati, con clasti e blocchi costituiti in prevalenza di arenarie grigio-marroni, areniti calcaree, calcari mamosi e mame scheggiose grigio-biancastre e argilliti nerastre. La dimensione dei clasti raggiunge anche il metro, con il materiale più grossolano (proveniente da MOV e MOH) molto angoloso (indicativo di una scarsa o nulla elaborazione subaerea) e il materiale più fine, di provenienza da rocce ignee, decisamente più arrotondato. La stratificazione è in alcuni casi mal visibile soprattutto nelle aree con la presenza dei clasti di maggiori dimensioni; negli orizzonti caratterizzati anche dalla presenza di strati arenacei (es. Monzuno) la stratificazione è in genere meglio definita e grossolanamente gradato. Lo spessore massimo raggiunge i 300 m (tra Savena e Setta).

MMP - MARNE DI MONTEPIANO

Nell'unità, costituita da alternanze di marne e argille marnose, possono essere distinte due litozone o membri informali, tra loro sempre sovrapposte. La litozona basale, nota in letteratura come "banchi rossi", è costituita da marne argillose e argille, spesso siltose, scagliettate, a stratificazione maldefinita e prevalentemente di color rosso vinato (subordinatamente verdognolo); frequenti sono gli slumping. Presso la base dell'unità vengono segnalati alcuni banchi calcarei a fratturazione concoide, ricchi in Fucoidi nella parte alta.

La litozona superiore, in passaggio graduale con la precedente, è costituita per lo più da marne grigio-verdastre a fratturazione sub-concoide, compatte e spesso siltose; a queste si intercalano.

Sottili livelli di arenarie finissime grigio-azzurrine, di spessore decimetrico. Al passaggio con la sovrastante Formazione di Ranzano, la colorazione torna spesso su toni rosso-vinati, caratteristici della porzione basale.

A luoghi nell'unità si segnalano sottili strati di siltiti nerastre, di arenarie biancastre e calcilutiti. Le arenarie presenti sono molto immature, con cernita da moderata a scarsa, e la loro composizione risulta ricca in Q e F con pochi liticidescrizione si rimanda al testo originale.

Lo spessore nella sezione-tipo è di circa 100 m, mentre lo spessore massimo può raggiungere i 700 m.

ANT - MARNE DI ANTOGNOLA

Marne argillose e marne siltose verdognole o grigie con patine manganesifere; fratturazione concoide o con tipiche superfici concentriche; frequenti i microfossili e talora i bioclasti. Stratificazione da molto sottile a media, talora difficilmente percepibile, sia per scarsa classazione granulometrica che per bioturbazione. Sono presenti rari livelli torbidity di

arenarie vulcanoclastiche, arcosiche e quarzoso-feldspatiche, da sottili a medi, e strati sottili e sottilissimi, discontinui, di cineriti biancastre, tipicamente alterate in giallo o giallo ocra. Il limite inferiore è netto, discordante, su MMP, sfumato su RAN; in eteropia con MVT. Ambiente di sedimentazione di piattaforma esterna, scarpata e base scarpata con apporti torbiditici. La potenza totale della formazione raggiunge alcune centinaia di metri. Età deposizionale: Rupeliano terminale - Burdigaliano?

ANT4 - MEMBRO DI ANCONELLA

Prevalenti torbiditi arenaceo-pelitiche; arenarie quarzoso-feldspatiche, generalmente poco cementate, gradate con grana da grossolana a fine, di colore grigio chiaro alterate in giallastro; marne argillose, argille siltose grigie, grigio verdi, grigio scuro o nerastre; A/P sempre > 1 , fino a $>>10$. Gli strati variano da sottili a spessi, raramente banchi; talvolta amalgamati. La geometria del membro è complessa, con spessore che può raggiungere i 600 m.

ANT4A - Litofacies Arenaceo-Pelitica

Torbiditi pelitico-arenacee in strati sottili o sottilissimi, oppure da medi a molto spessi tabulari e con $1 < A/P < 10$.

MVT - BRECCIE ARGILLOSE DELLA VAL TIEPIDO-CANOSSA

Brecce a matrice argillosa grigia o grigio-scura, talora varicolore, con clasti decimetrici o di dimensioni maggiori di prevalenti calcilutiti biancastre tipo "palombino", calcari marnosi, marne, argilliti, siltiti e arenarie, e inclusi da decametrici ad ettometrici di formazioni liguri o epiliguri. La matrice può essere prevalente. Alla scala del campione è evidente la tessitura clastica "matrix-supported". I blocchi di maggiori dimensioni, talora cartografabili, sono presenti per lo più alla base. Il limite inferiore è netto su MMP; questa unità presenta evidenti rapporti di eteropia con ANT e risulta anche sovrapposta ad unità epiliguri e liguri più antiche. Depositi di colata gravitativa (mud e debris flow). La potenza massima varia da qualche decina ad oltre 200 metri. Età deposizionale: Aquitaniano.

CTG - FORMAZIONE DI CONTIGNACO

Marne carbonatiche e selciose, più o meno siltose, di colore grigio-verdognolo o grigio azzurro, con patine mangesifere nerastre e ocracee, o arenarie risedimentate fini grigie. Gli strati sono generalmente di spessore medio, spesso poco evidenti; sono presenti intervalli arenacei biancastri, gradati, da sottili a spessi, con base netta. Diffusa fratturazione scheggiata. Nella parte alta, localmente, aumenta la frequenza delle areniti e si può osservare una stratificazione tabulare. Ambiente di sedimentazione di scarpata e piattaforma esterna, con sporadici apporti torbiditici. Il limite inferiore è netto su ANT4 e sfumato per alternanza con ANT. La potenza varia da qualche decina di metri a circa 150 metri. Età deposizionale: Aquitaniano terminale - Burdigaliano.

PAT - FORMAZIONE DI PANTANO

Areniti siltose fini e finissime, grigie (beige se alterate), alternate a peliti marnose e siltose grigio-chiare; stratificazione generalmente poco marcata o addirittura impercettibile a causa

dell'intensa bioturbazione, quando visibile di spessore medio; sono presenti resti di Echinidi, Gasteropodi e Lamellibranchi. Alla base talora affiorano delle arenite glauconitiche. Talora la parte alta degli strati arenacei è gradata e con laminazione ondulata. Localmente si intercalano strati arenacei risedimentati medi, mal strutturati, di colore nocciola. Verso l'alto affiorano livelli di marne siltose grigio-azzurre laminate.

Il limite inferiore è netto, discordante, su CTG; talora la base è elisa tettonicamente. Sedimentazione in ambiente da litorale a piattaforma esterna. La potenza è fino a circa 500 m. Età deposizionale: Burdigaliano sup.–Langhiano inf.

PAT3 – Membro di Calvenzano

Arenite ibride da fini a medie e più raramente grossolane (in alcuni casi biocalcareni) a cemento carbonatico e di color grigio chiaro o bruno se alterate; esse sono alternate ad arenarie finissime e siltose e a siltiti marnose, generalmente bioturbate. Le arenite sono organizzate in strati da medi a molto spessi, piano-paralleli, tra loro a luoghi amalgamati fino a formare banchi di oltre una decina di metri. Il rapporto tra strati arenacei e siltosi si mantiene di norma compresa tra 1 e 10.

PAT2 – Membro di Montecuccolo

Biocalcareni ed arenite ibride giallastre da fini a grossolane, localmente microconglomeratiche, con stratificazione prevalentemente obliqua e media a grande scala; verso l'alto e verso nord arenite piu' fini e piu' bioturbate. Contatto inferiore su PAT1, localmente su CTG. Ambiente di piattaforma interna con influssi di marea. Potenza da 0 a 150 m.

PAT1 – Membro di Sassoguidano

Arenite ibride prevalentemente finissime e fini, a luoghi bioturbate, talora ricche in glauconite, con stratificazione da media a molto spessa, tabulare ed obliqua a piccola scala, a luoghi poco evidente. Verso l'alto arenite piu' grossolane e strutture sedimentarie piu' evidenti. Localmente indizi di slump. Contatto inferiore discontinuo su CTG. Ambiente di piattaforma interna e di battigia. Potenza variabile da pochissimi metri a 300 m circa.

CIG – FORMAZIONE DI CIGARELLO

Marne siltoso-sabbiose, talora argillose, grigie, grigio scure o beiges se alterate, bioturbate e fossilifere; sono presenti sia bioclasti che biosomi (Lamellibranchi, Gasteropodi, talora Echinidi). Stratificazione generalmente poco evidente per l'assenza di livelli grossolani e per la bioturbazione. Localmente affiorano intervalli di slump e di strati sottili arenaceo-pelitici tabulari con $A/P < 1$. Localmente, verso la base, possono esser presenti livelli discontinui di vulcanoclastiti ricche di cristalli millimetrici di biotite, o calcarenite grossolane giallastre in strati spessi. Ambiente di sedimentazione di piattaforma esterna e scarpata-bacino. Il limite inferiore è per alternanza o sfumato con PAT. La potenza varia da qualche decina di metri a circa 500 metri. Età deposizionale: Langhiano – Serravalliano.

CIG2 – Membro di Monte Luminasio

Arenarie fini e medie, localmente biocalcareni e litarenite grossolane e microconglomeratiche,

alternate a peliti siltose grigie, in strati da sottili a molto spessi, prevalentemente tabulari. Rapporto A/P >1. Intercalazioni metriche e decametriche di peliti sabbiose e di corpi arenacei lenticolari (intercalati a varie altezze stratigrafiche entro CIG). Torbidity di scarpata bacino. Potenza variabile da 0 a 150 m circa.

3.4 Depositi continentali quaternari

Depositi alluvionali:

b1 – Depositi alluvionali in evoluzione

Costituiti da ghiaie, talora embriciate, sabbie e limi argillosi di origine fluviale, attualmente soggetti a variazioni dovute alla dinamica fluviale; detrito generalmente incoerente e caotico, costituito da clasti eterometrici ed eterogenei, talora arrotondati, in matrice sabbiosa, allo sbocco di impluvi e valli secondarie. Sono talora fissati da vegetazione.

i1 – Conoide torrentizia in evoluzione

Depositi alluvionali, prevalentemente ghiaiosi, a forma di ventaglio aperto verso valle, in corrispondenza dello sbocco di valli e vallecole trasversali ai corsi d'acqua principali ove la diminuzione di pendenza provoca la sedimentazione del materiale trasportato dall'acqua, soggetti ad evoluzione dovuta alla dinamica torrentizia.

i2 – Conoide torrentizia inattiva

Depositi alluvionali, prevalentemente ghiaiosi, a forma di ventaglio aperto verso valle, in corrispondenza dello sbocco di valli e vallecole trasversali ai corsi d'acqua principali ove la diminuzione di pendenza provoca la sedimentazione del materiale trasportato dall'acqua, attualmente non soggetti ad evoluzione.

AES8 – Depositi del subsistema di Ravenna

Nelle porzioni intravallive, sono costituite da ghiaie di canale fluviale passanti a limi ed argille. Le ghiaie hanno uno spessore fino a tre metri circa; i depositi fini sovrastanti hanno uno spessore variabile fino a due metri circa. Età: Pleistocene sup. – Olocene.

AES8a – Unità di Modena (AES8a)

Il Subsistema di Ravenna distingue una unità di rango gerarchico inferiore che, dove presente, ne costituisce il tetto stratigrafico. Il limite superiore è sempre affiorante e generalmente costituito da un suolo calcareo; il limite inferiore è costituito da una superficie di erosione fluviale nelle aree intravallive e dal contatto netto sul suolo non calcareo (o scarsamente calcareo). Età deposizionale: post-romana (IV–VI sec. d.C. – Attuale).

a1 – Deposito di frana attiva

Deposito gravitativo con evidenze di movimenti in atto o recenti, costituito da litotipi eterogenei, raramente monogenici, ed eterometrici, più o meno caotici. La tessitura dei depositi è condizionata dalla litologia del substrato e dal tipo di movimento prevalente. La maggior

parte dei depositi di frana del territorio appenninico è comunque di tipo complesso ed è il risultato di più tipi di movimento sovrapposti nello spazio e nel tempo (tipicamente scorrimenti/colamenti). La tessitura prevalente risulta costituita da clasti di dimensioni variabili immersi in una abbondante matrice pelitica e/o sabbiosa.

a1a – Deposito di frana per crollo e/o ribaltamento

Deposito originato da distacco di rocce litoidi da un pendio acclive e messo in posto con processi di caduta libera, rimbalzo e rotolamento di ciottoli e massi. L'accumulo detritico è costituito da materiale eterogeneo ed eterometrico, con frammenti litoidi di dimensioni variabili tra qualche cmc e decine di mc, privo di matrice o in matrice sabbioso-pelitica a luoghi alterata e pedogenizzata. E' caratteristica la riattivazione improvvisa e la estrema velocità del movimento.

a1b – Deposito di frana per scivolamento

Deposito originato dal movimento verso la base del versante di una massa di terra o roccia, che avviene in gran parte lungo una superficie di rottura o entro una fascia, relativamente sottile, di intensa deformazione di taglio.

a1d – Deposito di frana per colamento lento

Deposito messo in posto da movimento distribuito in maniera continuata all'interno della massa spostata. Le superfici di taglio all'interno di questa sono multiple, temporanee e generalmente non vengono conservate. I materiali coinvolti sono per lo più coesivi. I depositi più frequenti sono costituiti in prevalenza da una matrice pelitica e/o pelitico-sabbiosa che include clasti di dimensioni variabili.

a1e – Deposito di frana per colamento rapido

Deposito messo in posto da movimento distribuito in maniera continuata all'interno della massa spostata. Le superfici di taglio all'interno di questa sono multiple, temporanee e generalmente non vengono conservate. I depositi più frequenti sono costituiti in prevalenza da una matrice pelitica e/o pelitico-sabbiosa che include clasti di dimensioni variabili. Le colate di detrito risultano invece più rare.

a1g – Deposito di frana complessa

Deposito messo in posto in seguito alla combinazione nello spazio e nel tempo di due o più tipi di movimento.

a2 – Deposito di frana quiescente

Deposito gravitativo senza evidenze di movimenti in atto o recenti ma con possibilità di riattivazione, costituito da litotipi eterogenei, raramente monogenici, ed eterometrici, più o meno caotici. La tessitura dei depositi è condizionata dalla litologia del substrato e dal tipo di movimento prevalente. La maggior parte dei depositi di frana del territorio appenninico è comunque di tipo complesso ed è il risultato di più tipi di movimento sovrapposti nello spazio e

nel tempo (tipicamente scorrimenti/colamenti). La tessitura prevalente risulta costituita da clasti di dimensioni variabili immersi in una abbondante matrice pelitica e/o sabbiosa.

a2b – Deposito di frana per scivolamento

(descrizione analoga a a1b)

a2d – Deposito di frana per colamento lento

(descrizione analoga a a1d)

a2g – Deposito di frana complessa

(descrizione analoga a a1g)

a2h – Deposito di frana per scivolamento in blocco

Deposito costituito da masse di dimensioni più o meno rilevanti di roccia che, pur scivolate lungo una o più superfici di scorrimento, traslazionale e/o rotazionale, conservano al loro interno la coerenza stratigrafica della roccia di provenienza. Si trovano spesso nella parte alta dei versanti e su vaste superfici e sono in grande prevalenza in stato di attività quiescente. Sono caratterizzate frequentemente dalla presenza di insediamenti storici. Il movimento gravitativo complesso e profondo può interessare grandi ammassi rocciosi, talora con relative coperture superficiali, e si attua attraverso una deformazione per lo più lenta e progressiva della massa rocciosa, senza una superficie di scorrimento ben determinabile.

a3 – Depositi di versante

Costituito da litotipi eterogenei ed eterometrici più o meno caotici. Frequentemente l'accumulo si presenta con una tessitura costituita da clasti di dimensioni variabili immersi e sostenuti da una matrice pelitica e/o sabbiosa (che può essere alterata per ossidazione e pedogenesi), a luoghi stratificato e/o cementato. La genesi può essere gravitativa, da ruscellamento superficiale e/o da soliflusso.

a4 – Deposito eluvio-colluviale

Coltre di materiale detritico, generalmente fine (sabbie, limi e peliti) prodotto da alterazione "in situ" o selezionato dall'azione mista delle acque di ruscellamento e della gravità, con a luoghi clasti a spigoli vivi o leggermente arrotondati.

Vengono inoltre assunte alcune perimetrazioni relative a depositi antropici (aree di cava) situate nel fondovalle del Setta e più in particolare presso Pian di Setta.

4 DATI GEOTECNICI E GEOFISICI

4.1 Dati pregressi

La fase iniziale di lavoro ha previsto la raccolta, selezione e riordino delle indagini geognostiche/geofisiche e di laboratorio disponibili per il territorio di Grizzana Morandi. In questo senso, si è potuto disporre di un discreto numero di prove geognostiche e geofisiche di repertorio fornite dall'Amministrazione comunale. Si tratta di prove relative a indagini geologiche, archiviate presso l'Ufficio Tecnico comunale e svolte per gli interventi più significativi di progettazione esecutiva (permessi di costruire) o per interventi di pianificazione (es: Variante Generale al Piano Regolatore e Varianti specifiche; Piani Particolareggiati; ecc.).

Le prove pregresse, considerate per lo studio di microzonazione e implementate nel database che costituisce l'archivio delle indagini per questo lavoro, risultano così distinte per tipologia:

- ✓ n. 4 carotaggi (a carotaggio continuo o a distruzione di nucleo);
- ✓ n. 7 prove penetrometriche statiche con punta meccanica (CPT)
- ✓ n. 14 prove penetrometriche dinamiche superpesanti (DPSH)
- ✓ n. 4 registrazioni microtremori sismici a stazione singola (HVSr)

4.2 Le indagini eseguite per la microzonazione sismica

Le prove integrative eseguite per questo studio sono state localizzate con lo scopo di disporre di ulteriori conoscenze geognostico/geofisiche del sottosuolo investigato, in relazione alla complessità sismostratigrafica locale e alla quantità/qualità di indagini di repertorio già disponibili. In questo senso, sono state eseguite le seguenti ulteriori indagini:

- ✓ n. 13 prove penetrometriche dinamiche superpesanti (DPSH) → eseguite con mezzo semovente cingolato "Pagani" e spinte fino a "rifiuto strumentale".
- ✓ n. 11 stendimenti sismici attivi MASW → Le prove MASW hanno consentito la stima della velocità di propagazione delle onde sismiche di taglio (V_s) nel sottosuolo fino a circa 35÷40 metri di profondità. La metodologia per la realizzazione di una indagine sismica MASW ha previsto acquisizioni dei segnali sismici con sismografo multicanale ABEM RAS24 a 24 canali, generati da sorgenti energizzanti artificiali lungo lo stendimento dei geofoni.
- ✓ n. 47 registrazioni microtremori a stazione singola (HVSr) → con registrazioni di 16 minuti e frequenza di campionamento di 128 Hz, eseguite con strumento "Tromino" della Micromed.

La figura 4.1 offre una localizzazione/distribuzione di sintesi delle indagini di repertorio e delle indagini integrative eseguite per questo studio

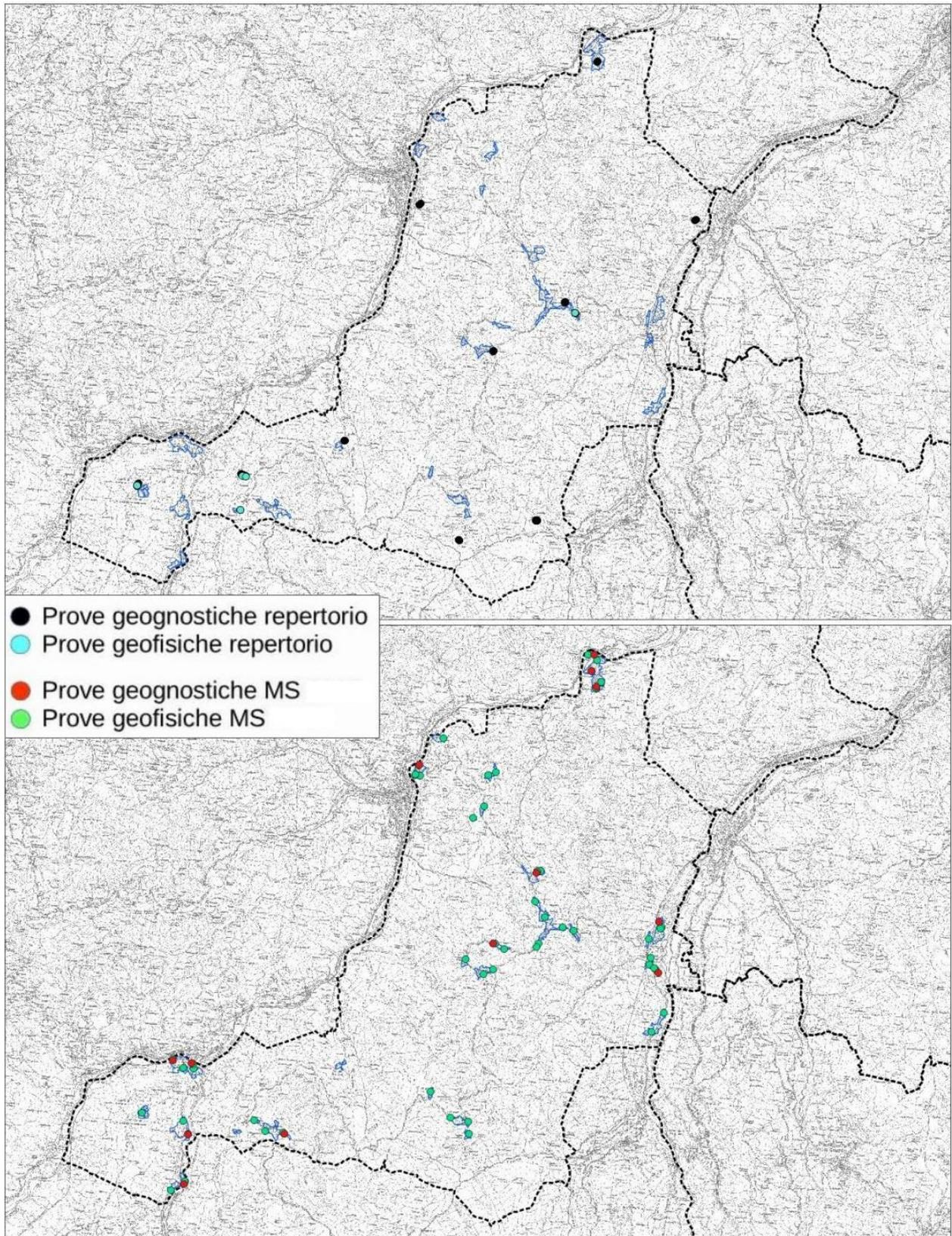


Figura 4.1 - Localizzazione delle indagini di repertorio (in alto) e delle indagini integrative (in basso) eseguite per questo studio

5 MODELLO DEL SOTTOSUOLO

Il contesto geologico generale, descritto nel capitolo 3 e gli esiti delle indagini geognostiche e geofisiche disponibili e di nuova esecuzione hanno permesso la classificazione e la modellazione del sottosuolo finalizzata alla caratterizzazione sismica.

Le conoscenze litostratigrafiche degli areali studiati vengono sintetizzate nella Carta Geologico Tecnica, che riporta le litologie superficiali prevalenti e nella Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (MOPS), che presenta la suddivisione del territorio comunale sulla base delle caratteristiche della successione litostratigrafica profonda (fino al bedrock sismico) nel territorio studiato.

Il modello di sottosuolo è basato anche su quanto indicato nella Carta Geologica dell'Emilia-Romagna alla scala 1:10.000, in particolare per la redazione della carta geologico-tecnica. Dalla cartografia geologica regionale sono desunti, ad esempio, i limiti delle unità litostratigrafiche affioranti o meno nonché i limiti delle coperture quaternarie (frane; depositi di versante; depositi alluvionali di fondovalle; ecc.).

Nei seguenti paragrafi vengono descritti gli elementi ritenuti essenziali ai fini della caratterizzazione sismica delle aree studiate.

5.1 Capoluogo

L'abitato di Grizzana Morandi è situato su rilievi caratterizzati in gran parte da substrato roccioso affiorante/subaffiorante con differenti caratteristiche litologiche e tuttavia fortemente tettonizzato (figura 5.1). Nel settore sud-ovest, il bedrock è costituito da Argille e palombini (APA) e da areniti debolmente cementate della Formazione di Antognola (membro ANT4), con versanti soggetti a fenomeni di dissesto prevalentemente per colamento. La prova MASW L4 ha ricavato una V_{s30} pari a circa 416 m/s. Più a N-NO il substrato è costituito da argille marnose e, alle quote più elevate, da alternanze di arenarie/peliti della Formazione di Cigarello: questo bedrock pelitico e in parte anche lapideo è tuttavia caratterizzato da spessori più superficiali fortemente alterati fino a circa 5÷7 metri, come dimostrano le penetrometrie disponibili (es. P23-24) e le registrazioni HVSR effettuate (con presenza di picchi spettrali H/V a frequenze medio alte (figura 5.2).

Nel settore più settentrionale (zona campo sportivo) il pianalto sul quale si insedia questa parte del Capoluogo è invece caratterizzata da coperture eluvio-colluviali, su bedrock ancora costituito da alternanze arenacee/pelitiche della Formazione di Antognola (CIG2) molto alterate in superficie. Le indagini disponibili (MASW; HVSR; penetrometria DPSH) indicano uno spessore delle coperture e del bedrock più alterato pari a circa 10 metri (figura 5.3) con V_{s10} stimata pari a 176 m/s.

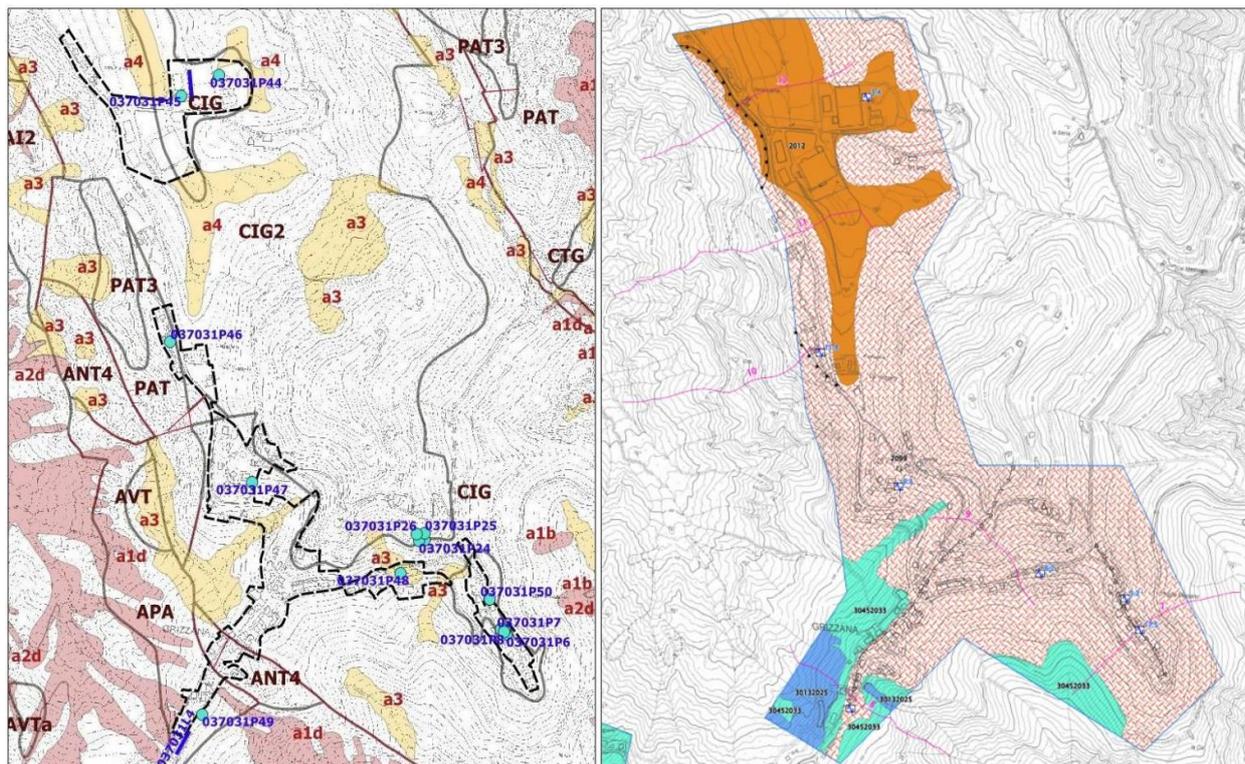


Figura 5.1 – A sx: substrato geologico, coperture quaternarie e discontinuità tettoniche rilevate. Si riportano le prove geognostiche/geofisiche di riferimento. A dx: delimitazione delle zone MOPS

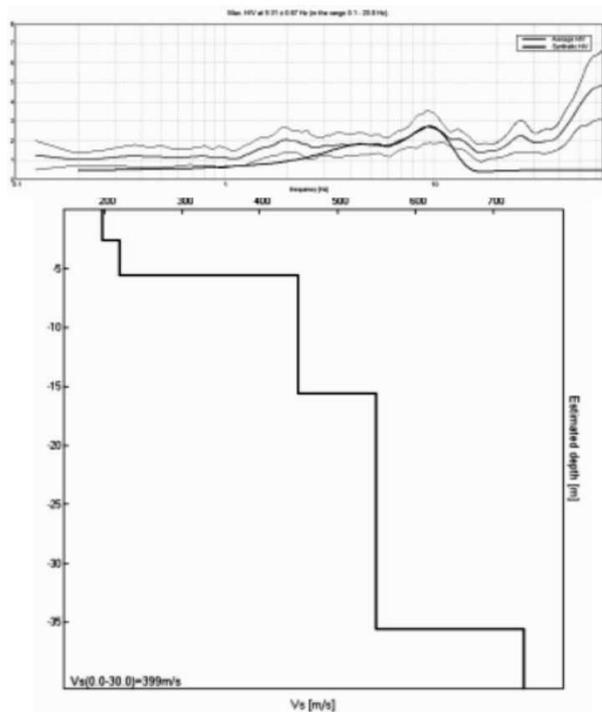


Figura 5.2 – Registrazione HVSr eseguita nel Capoluogo (P47) e modello sismostratigrafico desunto

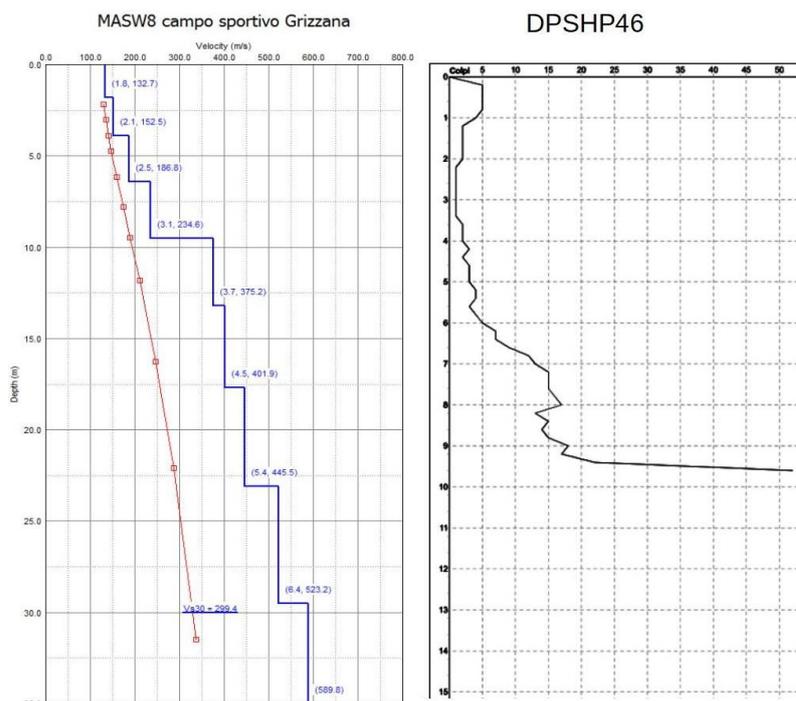


Figura 5.3 – Penetrometria DPSH e stendimento MASW eseguiti nel Capoluogo (zona campo sportivo)

5.2 Castagnetto – Stanco di Sopra e Stanco di Sotto

Queste frazioni sono situate poco a sud-ovest del Capoluogo sui versanti a ridosso del Monte Stanco. Castagnetto si insedia su terreni di copertura (depositi di versante) e nel pendio la cartografia geologica rileva forme di dissesto per colamento che in parte hanno interessato anche il piccolo nucleo abitativo (figura 5.4). Il sottostante substrato roccioso riconducibile a depositi della successione Epiligure, in particolare alla litofacies arenaceo-pelitica delle Arenarie di Loiano (LOlap) e alle Breccie argillose di Baiso (BAI2). Le indagini disponibili evidenziano coperture fino a 4÷7 metri (figura 5.5), con registrazioni HVSR caratterizzate da moderati picchi di amplificazione a frequenze medio-alte (fino a 7 Hz).

I nuclei abitati di Stanco di Sopra e di Sotto si insediano su pendio costituito da areniti della Formazione di Loiano (LOI) e dalle marne di Montepiano (MMP). Si tratta di substrato facilmente erodibile e che presenta una coltre più superficiale deteriorata (con depositi eluvio-colluviali?), come dimostrato dalle registrazioni HVSR (picchi spettrali H/V a frequenze alte) e penetrometrie DPSH (figura 5.6), coerente con la presenza di coperture di versante già rilevate nel versante subito a valle delle abitazioni. La cartografia geologica anche in questo caso riporta forme di dissesto per scivolamento e/o colamento che hanno presumibilmente interessato lo spessore delle coperture.

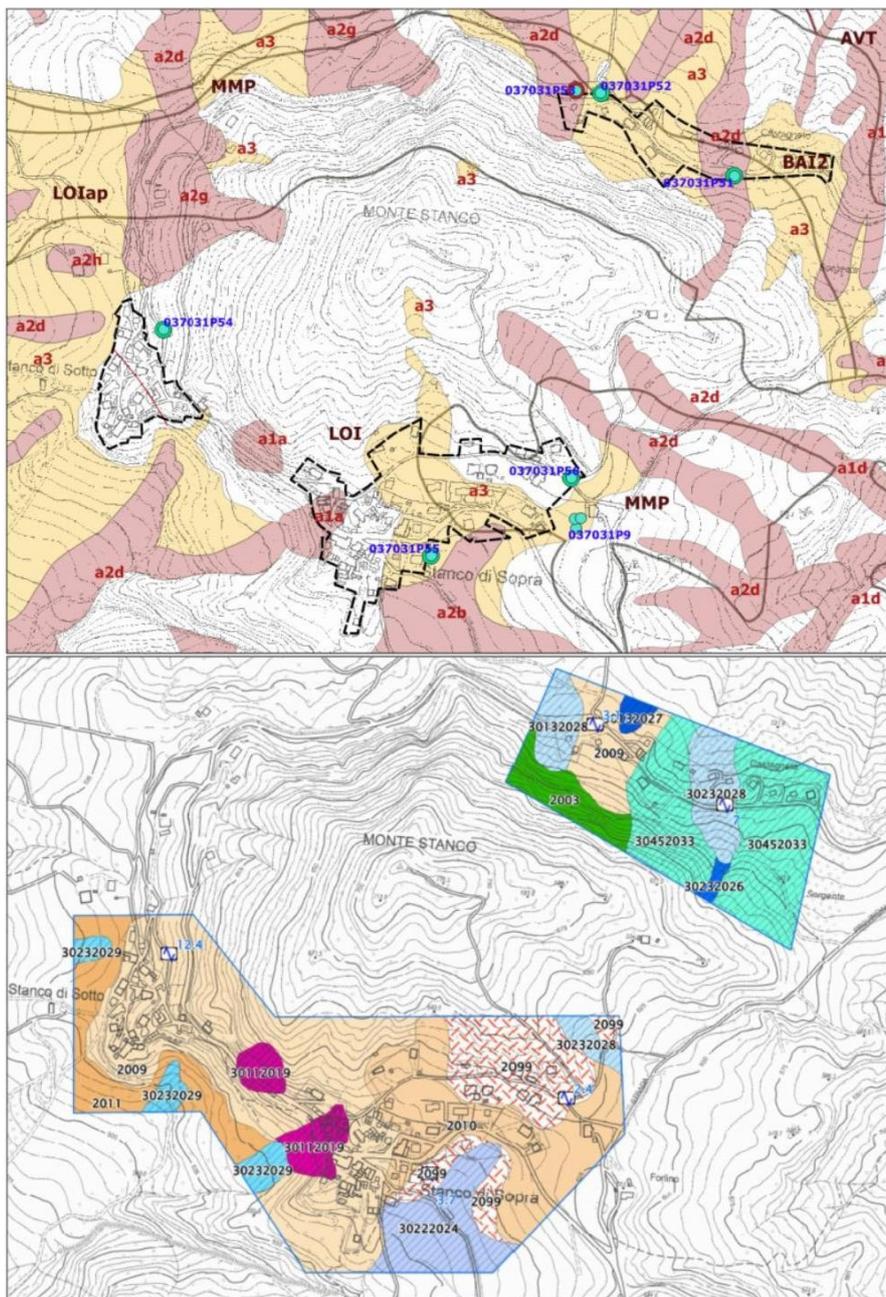


Figura 5.4 - Sopra: substrato geologico, coperture quaternarie e discontinuità tettoniche rilevate. Si riportano le prove geognostiche/geofisiche di riferimento. Sotto: delimitazione delle zone MOPS

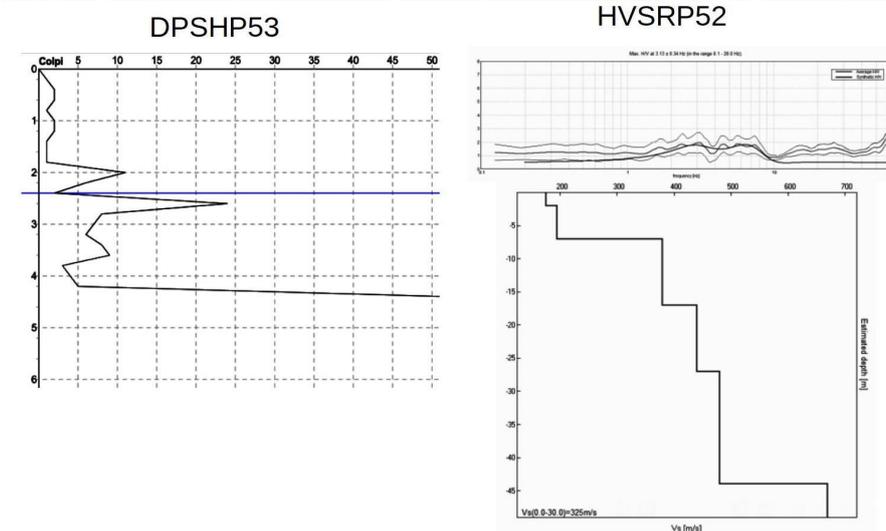


Figura 5.5 - Penetrometria DPSH e registrazione HVSR eseguiti a Castagneto

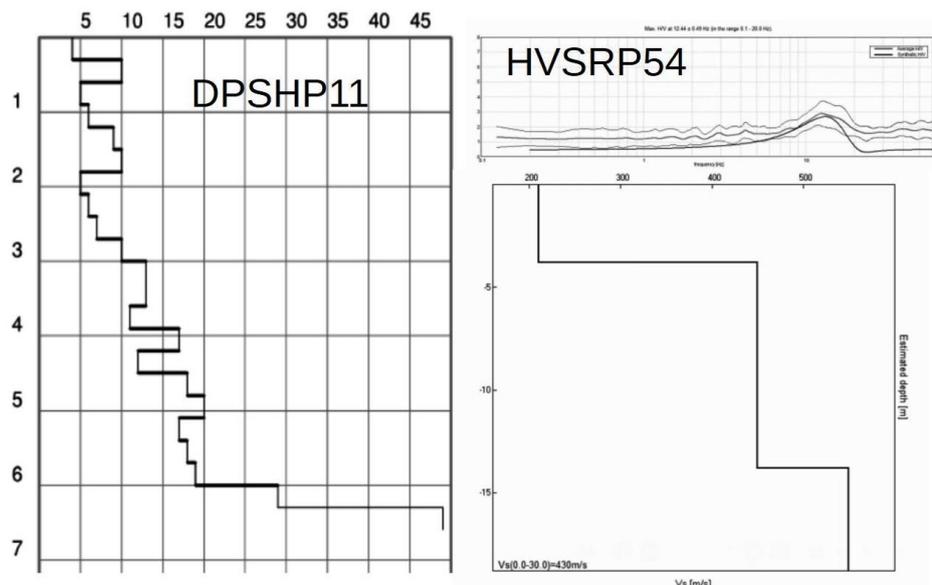


Figura 5.6 - Penetrometria DPSH e registrazione HVSR eseguite a Stanco

5.3 Ca di Lagaro

Il nucleo abitato si insedia al piede del versante in sinistra idrografica del torrente Setta. Il pendio è caratterizzato da substrato roccioso argillitico intensamente tettonizzato (Argille a Palombini -APA-) e da alternanze di peliti e areniti (Formazione di Monghidori -MOH-) nella sua porzione inferiore (figura 5.7).

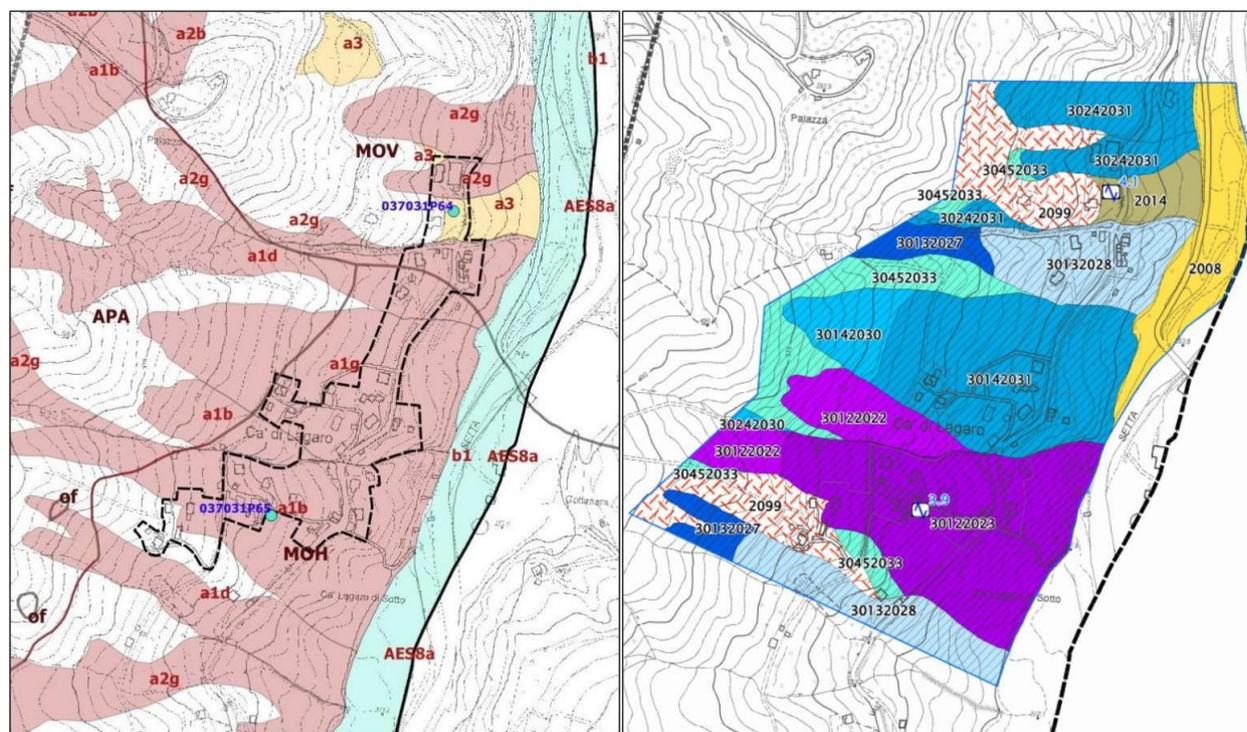


Figura 5.7 - A sx: substrato geologico, coperture quaternarie e discontinuità tettoniche rilevate. Si riportano le prove geognostiche/geofisiche di riferimento. A dx: delimitazione delle zone MOPS

Il limite stratigrafico tra APA e MOH è rilevato poco a monte dell'abitato; la stratificazione risulta complessivamente a reggipoggio (immersione degli strati verso ovest e nord-ovest), tuttavia la significativa tettonizzazione delle argilliti e probabilmente anche delle MOH ha contribuito a forme di dissesto per colamento e/o scivolamento, con accumuli che interessano gran parte del piede del versante. Le indagini disponibili (registrazioni HVSR) hanno evidenziato amplificazioni spettrali H/V a medie frequenze (3,9÷4,1 Hz) a conferma della presenza di coltri di franamento e/o substrato molto alterato profonde 15÷20 metri (figura 5.8)

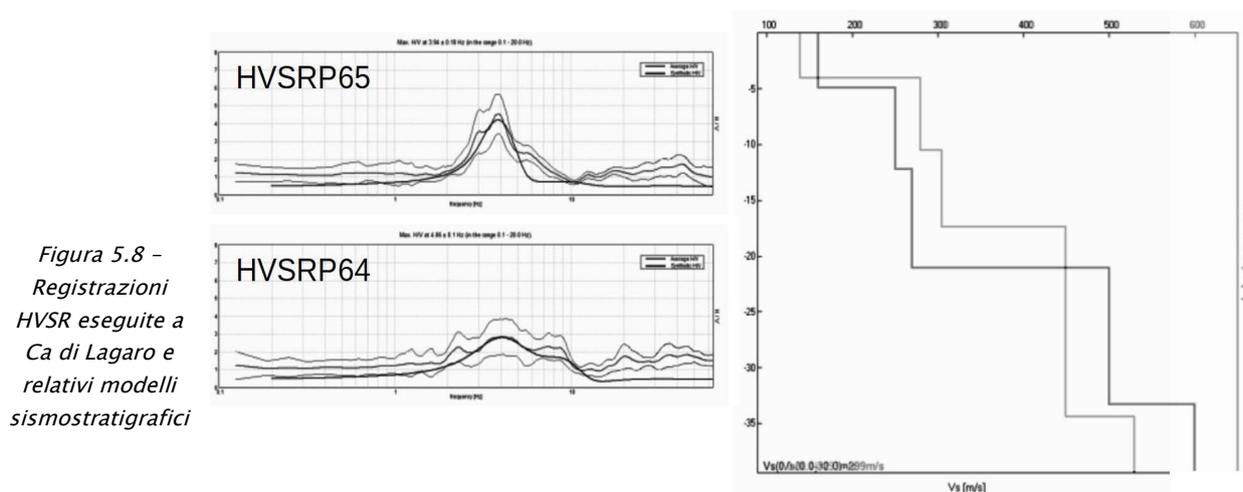


Figura 5.8 -
Registrazioni
HVSR eseguite a
Ca di Lagaro e
relativi modelli
sismostratigrafici

5.4 Pian di Setta

L'abitato si sviluppa prevalentemente nel fondovalle terrazzato del torrente Setta, con alcuni insediamenti (compresa la Stazione di Grizzana) situati al piede del versante in sinistra idrografica del medesimo corso d'acqua (figura 5.9).

Il fondovalle è costituito da depositi alluvionali recenti (AES8a) che risultano anche terrazzati, in particolar modo presso Ca dei Cinelli (settore settentrionale), con scarpate fino a 10–20 metri ove affiora il substrato roccioso arenitico della Formazione di Loiano –LOI–. I depositi di questa formazione costituiscono il substrato roccioso per quasi tutto il fondovalle di interesse, ad esclusione del settore studiato più meridionale, con argille a Palombini (APA) caratterizzate da elevata tettonizzazione. La facile erodibilità del substrato roccioso è probabilmente causa della significativa incisione dell'alveo attuale del Setta. La cartografia geologica RER riporta anche depositi di conoide torrentizia e depositi alluvionali attribuiti al rio Farnedola, affluente del Setta. Le indagini disponibili per il fondovalle, hanno evidenziato coperture alluvionali di modesto spessore (3÷5 metri), tuttavia le prove geofisiche (MASW; HVSR) indicano anche la presenza di riflettori più profondi (fino a 10÷15 metri) per la presenza di substrato roccioso più superficiale molto alterato (figure 5.9 e 5.10).

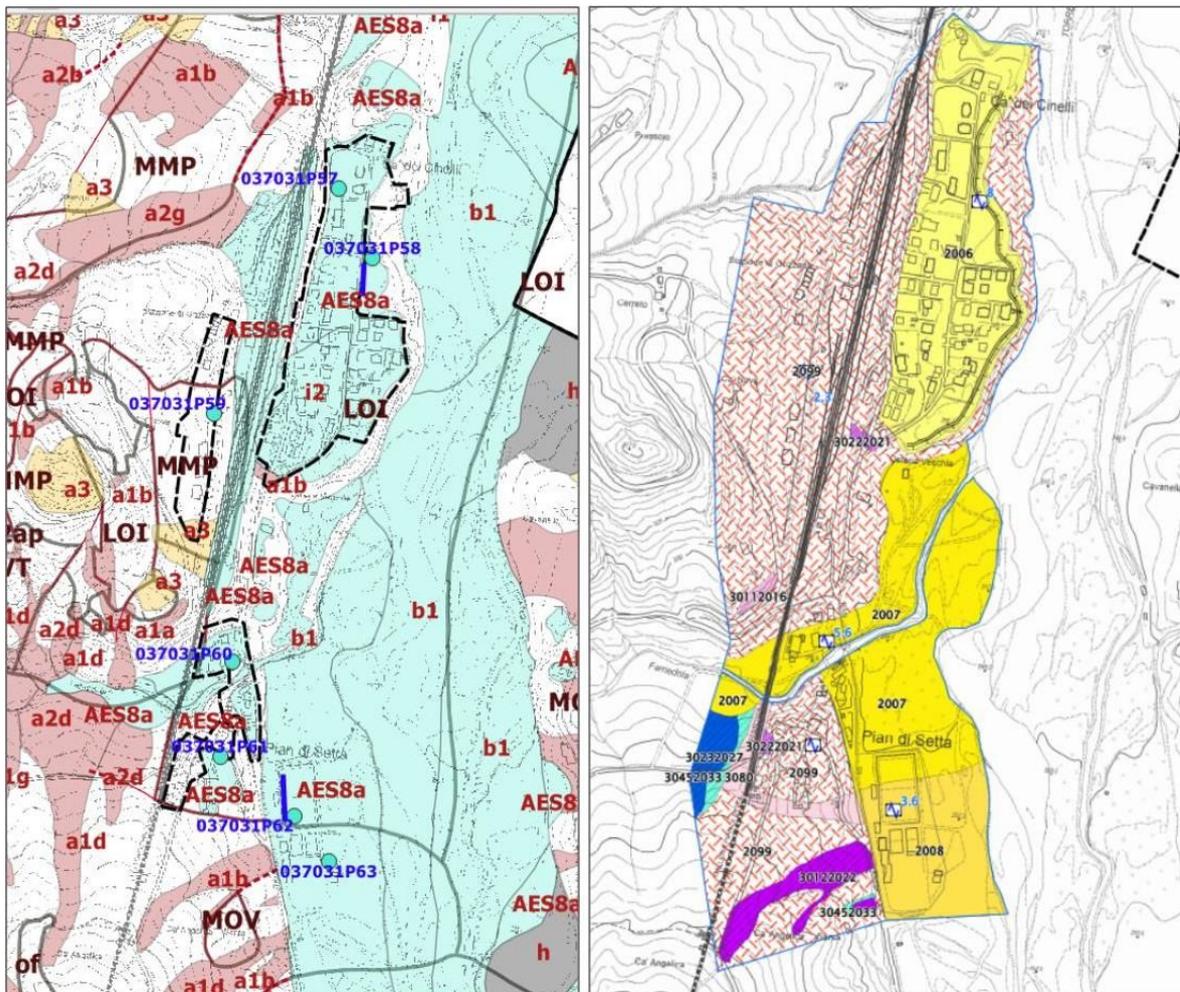


Figura 5.9 - A sx: substrato geologico, coperture quaternarie e discontinuità tettoniche rilevate. Si riportano le prove geognostiche/geofisiche di riferimento. A dx: delimitazione delle zone MOPS

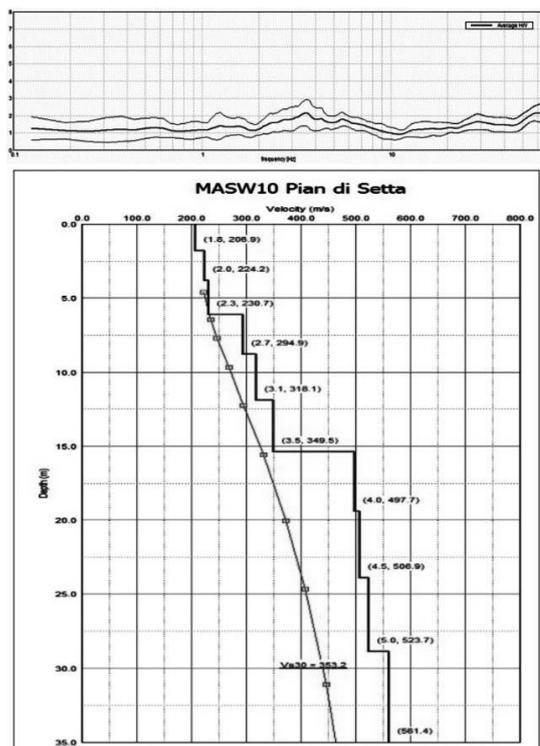


Figura 5.10 - Registrazione HVSR (P62) e MASW (L10) eseguita a Pian di Setta (zona campi sportivi) con relativo modello sismostratigrafico

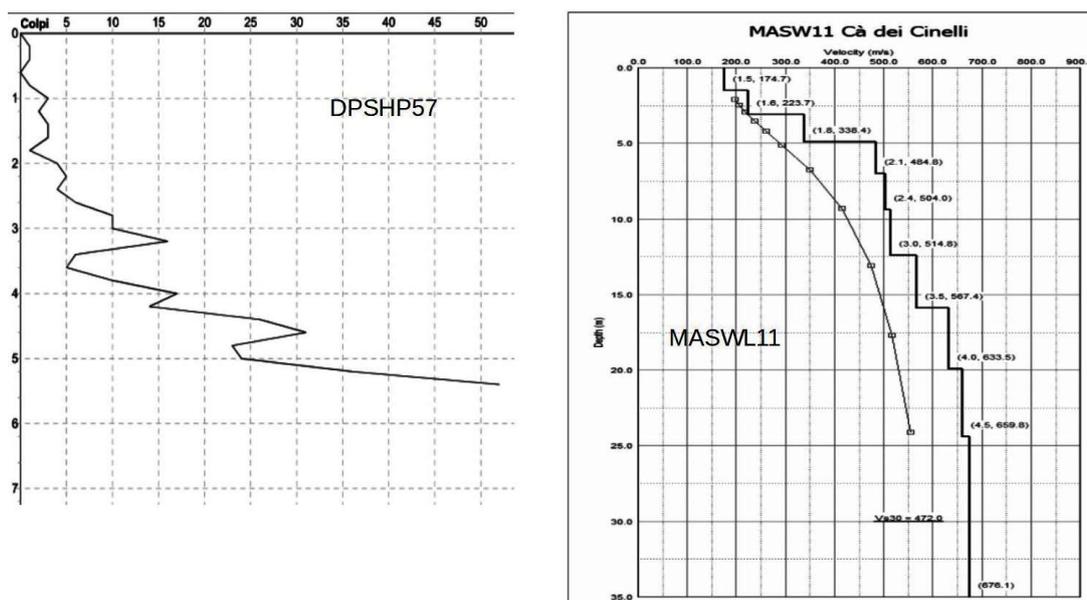


Figura 5.11 – Penetrometria DPSH e MASW eseguita a Pian di Setta (area residenziale Ca dei Cinelli) con relativo modello sismostratigrafico

Il versante a ridosso di Pian di Setta è caratterizzato, nel settore studiato più meridionale, da argilliti, brecce argillose e marne affioranti intensamente tettonizzate (substrato APA, BAI2 e Marne di Monte Piano –MMP–) con forme di dissesto per colamento e scivolamento. Il contatto tettonico tra le argilliti APA e le areniti LOI viene qui cautelativamente incluso in una zona di attenzione per cedimenti differenziali, in virtù del limite stratigrafico–tettonico riportato nella carta geologica RER. La parte di versante studiato più settentrionale (a ridosso della Stazione) è invece costituito da litotipi arenitici ancora riconducibili alla Formazione di Loiano

5.5 Casigno – Il Poggio

Questi due piccoli nuclei abitativi, relativamente limitrofi, si insediano su versanti di rilievi montuosi con substrato roccioso affiorante attribuito alla Formazione di Cigarello (figura 5.12). Il sottosuolo di Casigno è tuttavia caratterizzato da rocce costituite da alternanze di livelli lapidei prevalenti e pelitici (membro di Monte Luminasio –CIG2–) e le indagini disponibili (HVSr) evidenziano moderate amplificazioni spettrali H/V a frequenze alte e riconducibili a presenza di substrato superficiale molto alterato (figura 5.13). Il versante immediatamente a ovest di Casigno è inoltre costituito da depositi argillitici intensamente tettonizzati (Argille a Palombini – APA–), con forme di dissesto per scivolamento e per colamento che, allo stato di fatto, non interferiscono con questo abitato.

Il Poggio si insedia sui depositi argilloso marnosi della medesima Formazione e la cartografia geologica riporta anche coperture di versante che interessano parzialmente le aree edificate. Le indagini disponibili (HVSr) evidenziano amplificazioni spettrali H/V a frequenze medie che, sulla base dei modelli sismostratigrafici elaborati (figura 5.14), risulterebbero correlati a riflettori sismici situati a profondità di circa 20 metri (spessore del bedrock molto alterato?).

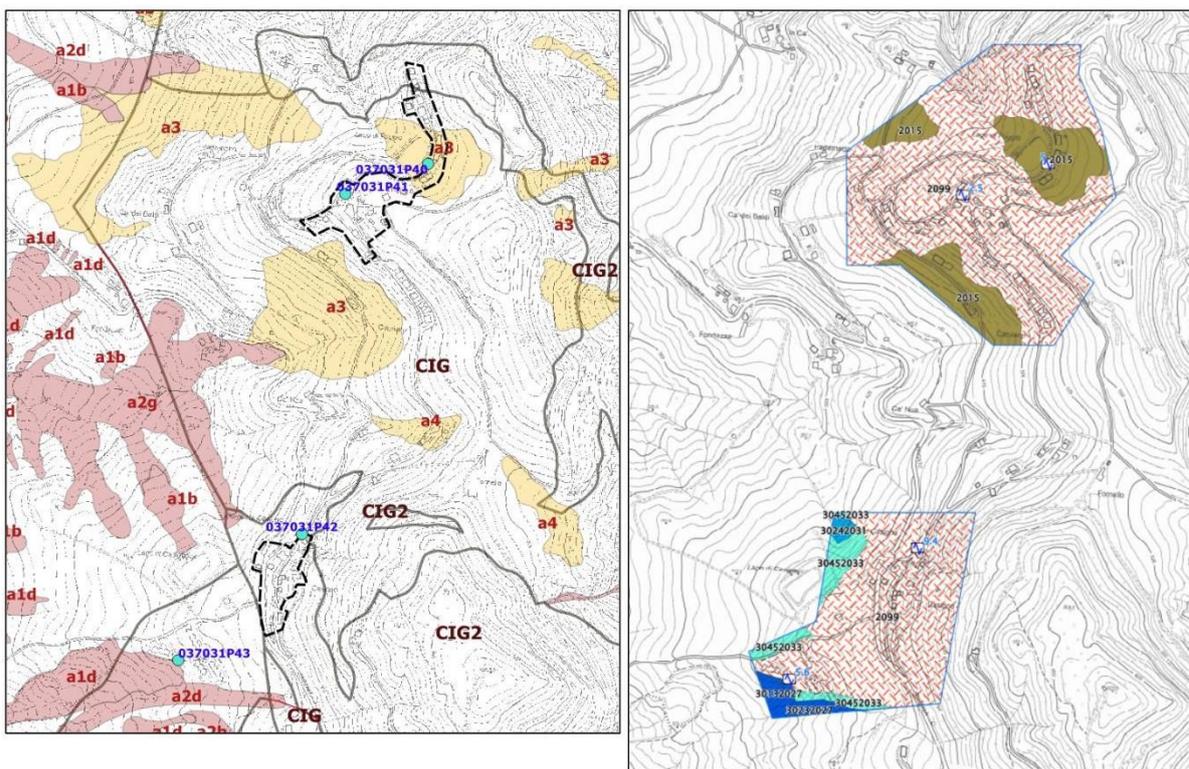


Figura 5.12 - A sx: substrato geologico, coperture quaternarie e discontinuità tettoniche rilevate. Si riportano le prove geognostiche/geofisiche di riferimento. A dx: delimitazione delle zone MOPS

Figura 5.13 - Registrazione HVSR eseguita a Casigno con relativo modello sismostratigrafico

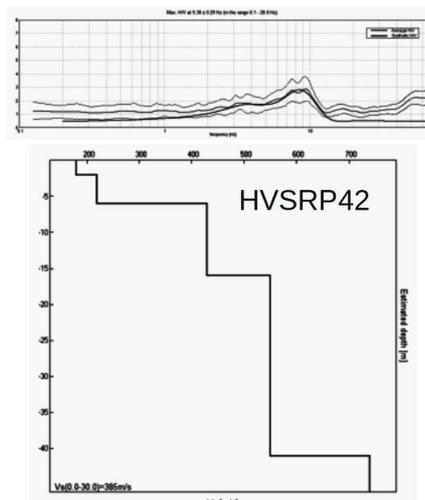
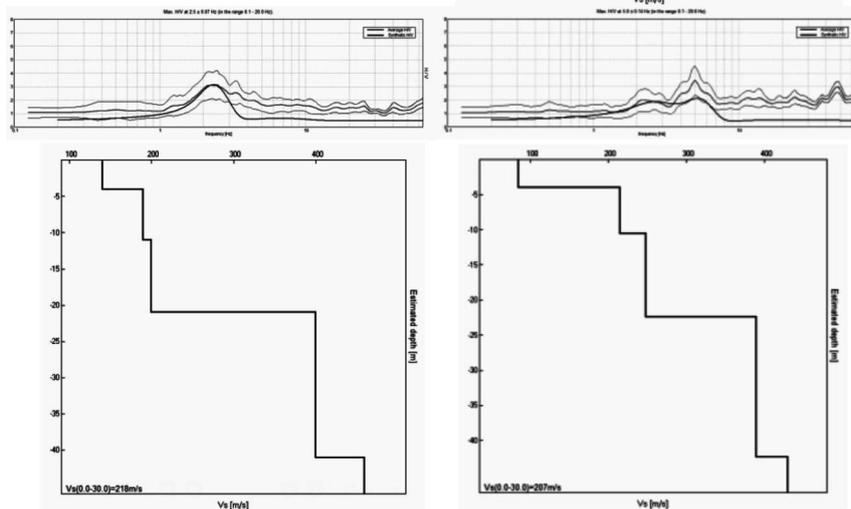


Figura 5.14 - Regrazioni HVSR (P40 a destra; P41 a sinistra) eseguite a il Poggio con relativi modelli sismostratigrafici



5.6 America – Ca del Bosco

Queste due località si insediano in un contesto morfologico di piede versante, in destra idrografica del fiume Reno, con substrato roccioso costituito da argilliti intensamente fratturate per tettonizzazione (argille a Palombini –APA–). Tutto il versante compreso tra America e Ca del Bosco è interessato da fenomeni dissesto per scivolamento e/o per colamento (figura 5.15).

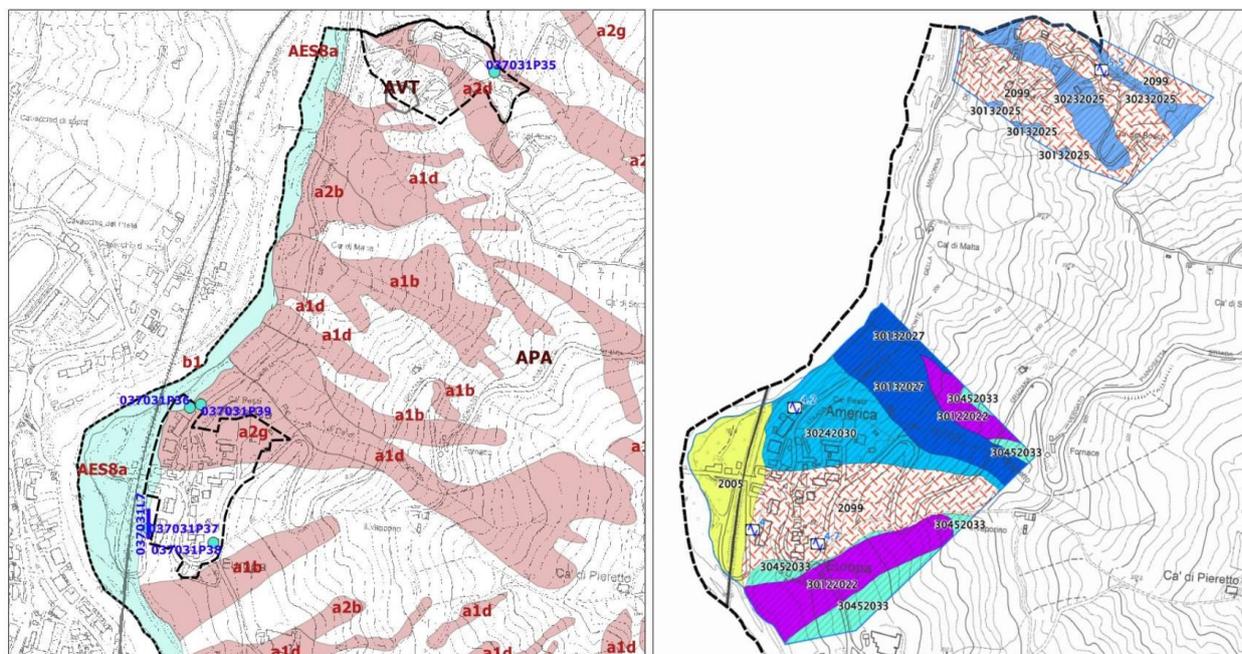


Figura 5.15 – A sx: substrato geologico, coperture quaternarie e discontinuità tettoniche rilevate. Si riportano le prove geognostiche/geofisiche di riferimento. A dx: delimitazione delle zone MOPS

In particolare, il settore più settentrionale dell'abitato America risulta costruito sul corpo di un franamento complesso quiescente. Le indagini disponibili sembrano confermare questo contesto: la prova DPSHP39 eseguita, ha infatti attraversato depositi con scarsa resistenza alla penetrazione fino a circa 11,5 metri poi le resistenze aumentano significativamente senza tuttavia raggiungere valori da “rifiuto strumentale” (substrato molto alterato?). Anche il modello sismostratigrafico desunto dalla registrazione HVSRP36 evidenzia spessori da considerarsi come coperture (corpo di frana e bedrock molto alterato) fino a circa 15 metri (figura 5.16).

Occorre evidenziare che il settore sud dell'abitato America potrebbe essere stato costruito su depositi di frana “antica” e naturalmente stabilizzata, come intuibile dall'assetto dell'alveo del fiume Reno; questa interpretazione non è tuttavia di facile conferma per l'elevato grado di alterazione che contraddistingue il substrato roccioso APA. Le indagini disponibili in questo settore (MASW; HVSR) evidenziano un contesto sismostratigrafico molto simile al settore nord (coperture fino a circa 15 metri; frequenze fondamentali comprese tra 4,0 Hz e 4,7 Hz).

Anche in località Ca del Bosco, la cartografia geologica RER individua forme di dissesto per colamento quiescenti che interessano il versante abitato; il contesto sismostratigrafico appare peraltro simile a quanto riscontrato per la frazione America.

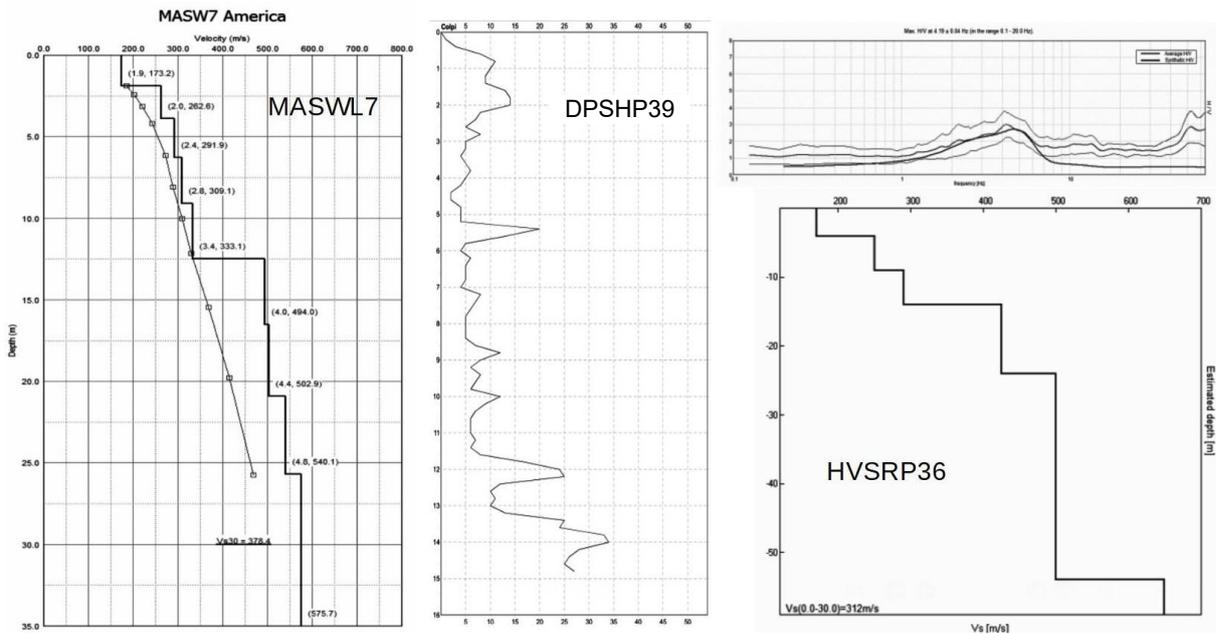


Figura 5.16 - Indagini eseguite in località America (MASW; HVSR e DPSH) e modelli sismostratigrafici elaborati

5.7 Pioppe

Questa frazione si insedia in parte nel fondovalle del fiume Reno e in parte nel suo piede versante in destra idrografica (figura 5.17). Il fondovalle è caratterizzato da coperture alluvionali prevalentemente grossolane (ghiaie e ciottoli) di spessore relativamente modesto (3÷4 metri), sovrastanti substrato roccioso molto alterato (areniti poco cementate attribuite alla formazione delle Marne di Antognola - ANT4 e ANT4a -; brecce argillose MVT).

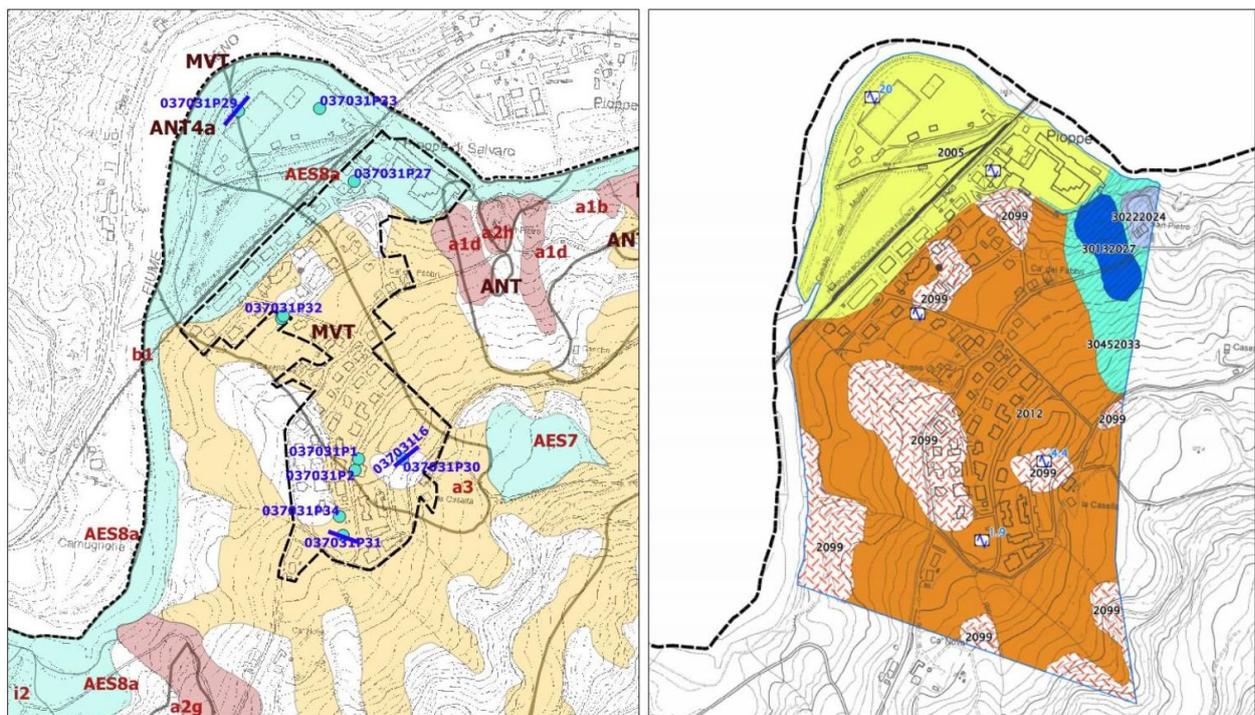


Figura 5.17 - A sx: substrato geologico, coperture quaternarie e discontinuità tettoniche rilevate. Si riportano le prove geognostiche/geofisiche di riferimento. A dx: delimitazione delle zone MOPS

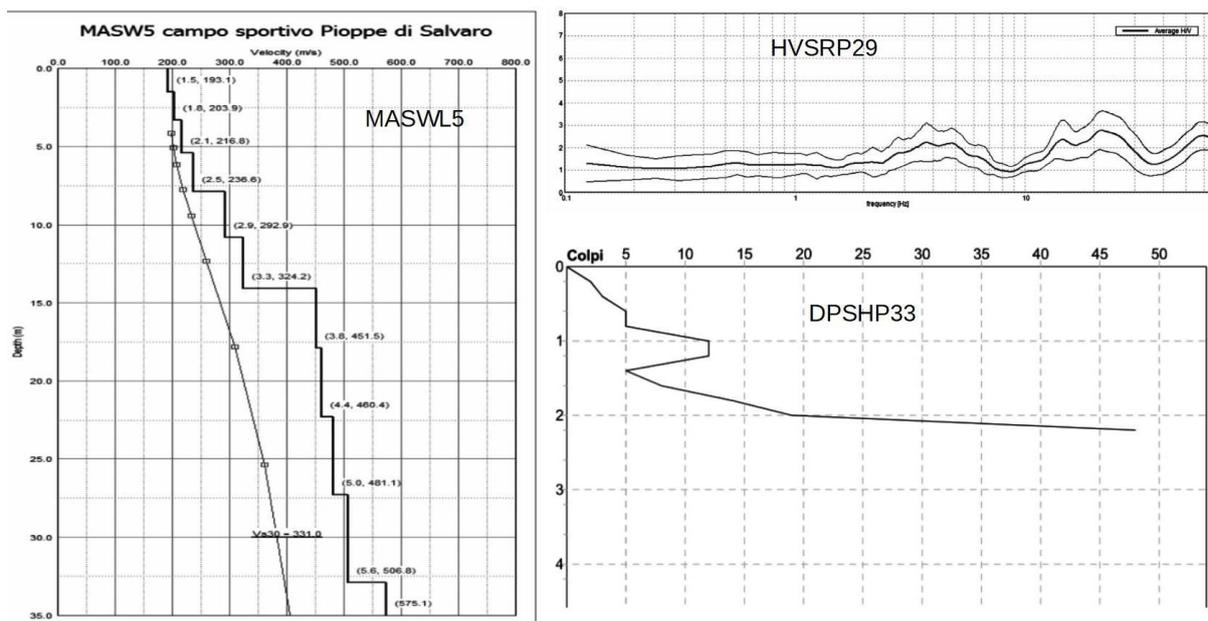


Figura 5.18 - Indagini eseguite nel fondovalle presso la frazione Pioppe (MASW; HVSR e DPSH) e modello sismostratigrafico elaborato

Le indagini effettuate nel fondovalle (figura 5.18) hanno evidenziato spessori maggiormente amplificabili fino a circa 15 metri (coperture alluvionali e substrato molto alterato), con moderati alti spettrali H/V a medie frequenze (3,8 Hz).

Il versante abitato è caratterizzato da estese coperture, come riportato sulla cartografia geologica RER, tuttavia anche il sottostante substrato roccioso (ANT4; MVT) è caratterizzato da elevata alterazione superficiale, come dimostrano le prove disponibili (figura 5.19). In particolare, le prove DPSH hanno attraversato depositi poco consistenti di spessore variabile e tuttavia fino a circa 10 metri.

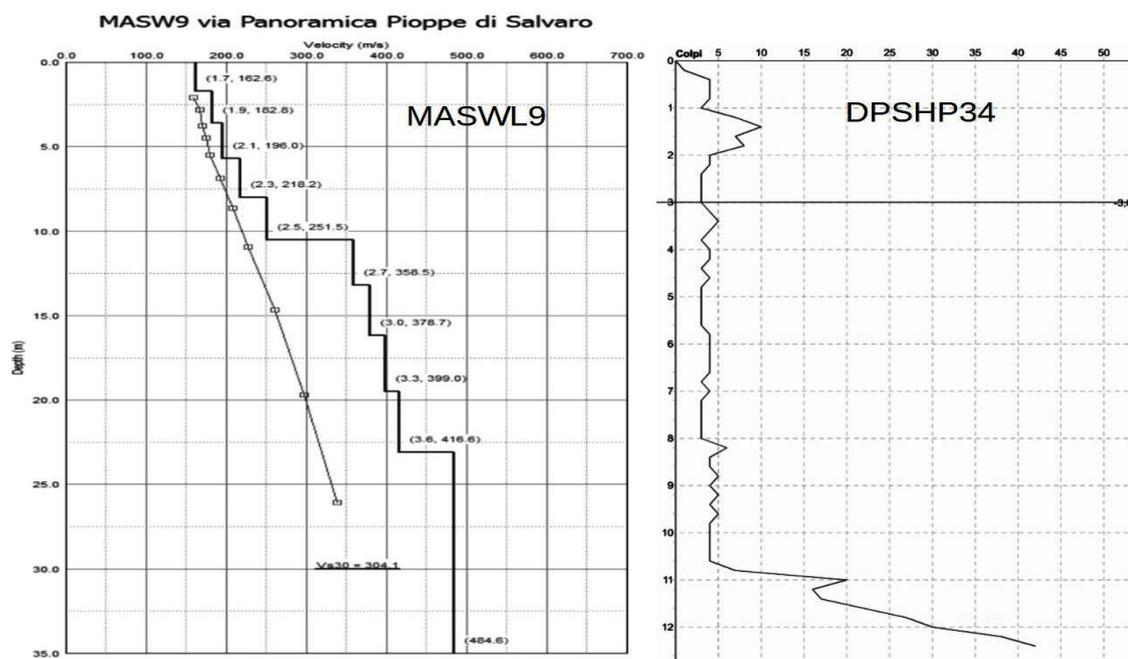


Figura 5.19 – Indagini eseguite nel versante abitato della frazione Pioppe (MASW; DPSH) e modello sismostratigrafico elaborato

5.8 Collina – Cavanella – Roggio Martino

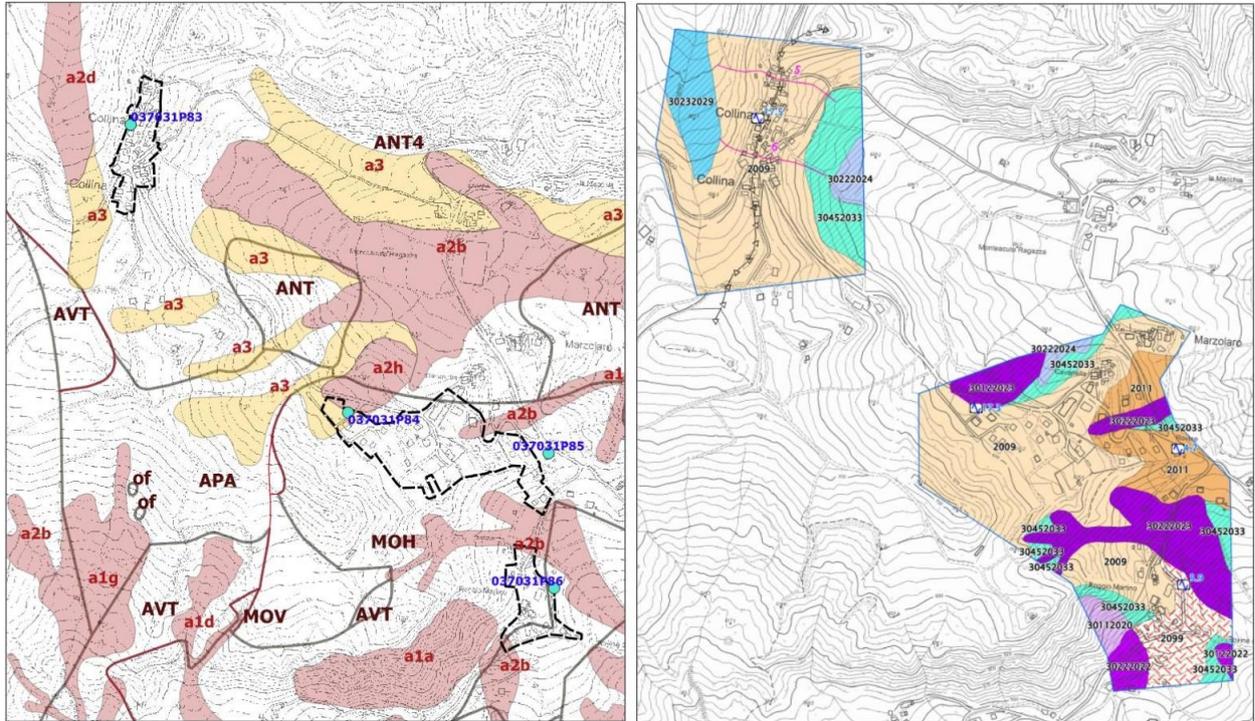


Figura 5.20 – A sx: substrato geologico, coperture quaternarie e discontinuità tettoniche rilevate. Si riportano le prove geognostiche/geofisiche di riferimento. A dx: delimitazione delle zone MOPS

Il nucleo abitato denominato Collina è insediato sul crinale di rilievi montuosi caratterizzati da substrato roccioso arenitico-pelitico affiorante (Marne di Antognola – membro di Anconella – ANT4-) come evidenziato in figura 5.20. La cartografia geologica RER individua forme di dissesto (frane per colamento e scivolamento) e coperture che interessano entrambi e versanti adiacenti l'abitato. La registrazione HVSR (P83) ha evidenziato forti amplificazioni a frequenze alte (12÷17 Hz), indotte da coperture e/o substrato molto alterato fino a circa 5 metri di profondità (figura 5.21).

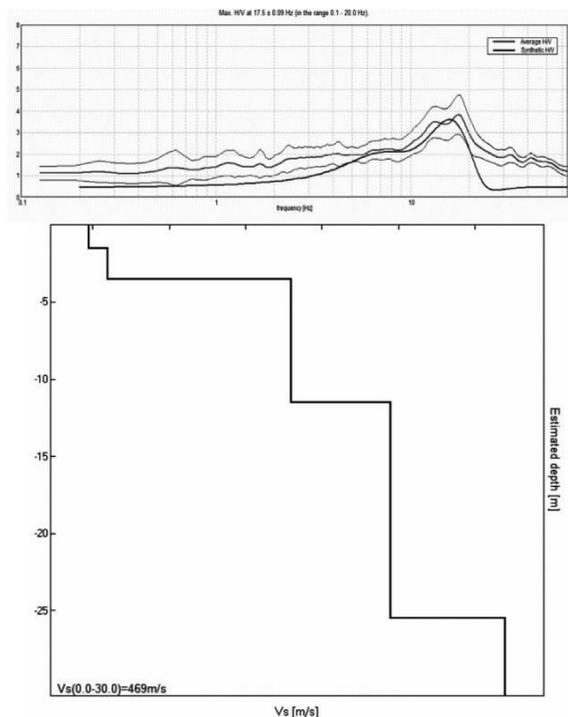


Figura 5.21 – Registrazione sismica HVSRP83 effettuata a Collina e modello sismostratigrafico elaborato

I nuclei abitati di Cavanella e Roggio Martino si insediano in contesto di versante, con substrato roccioso prevalentemente caratterizzato da alternanze di arenarie/peliti (Formazione di Monghidoro –MOH– e ANT4). Nel settore SE di Roggio sono tuttavia affioranti argille scagliose fortemente tettonizzate (Argille Variegate di grizzana Morandi –AVT–).

Le registrazioni HVSR hanno ricavato spettri relativamente piatti, tuttavia si riscontrano basse amplificazioni spettrali a frequenze medio-alte (figura 5.22), associabili a coperture e/o bedrock superficiale molto alterato di spessore variabile fino a circa $5 \div 10$ metri. La presenza di una diffusa franosità che ha interessato prevalentemente il settore di versante a valle dell'abitato, con forme di dissesto per lo più di scivolamento e di scivolamento in blocco (coinvolgendo, con probabilità, le coperture e il bedrock tettonicamente più alterato), ha condotto ad un ampliamento delle zone di attenzione per frane, includendo aree attualmente stabili.

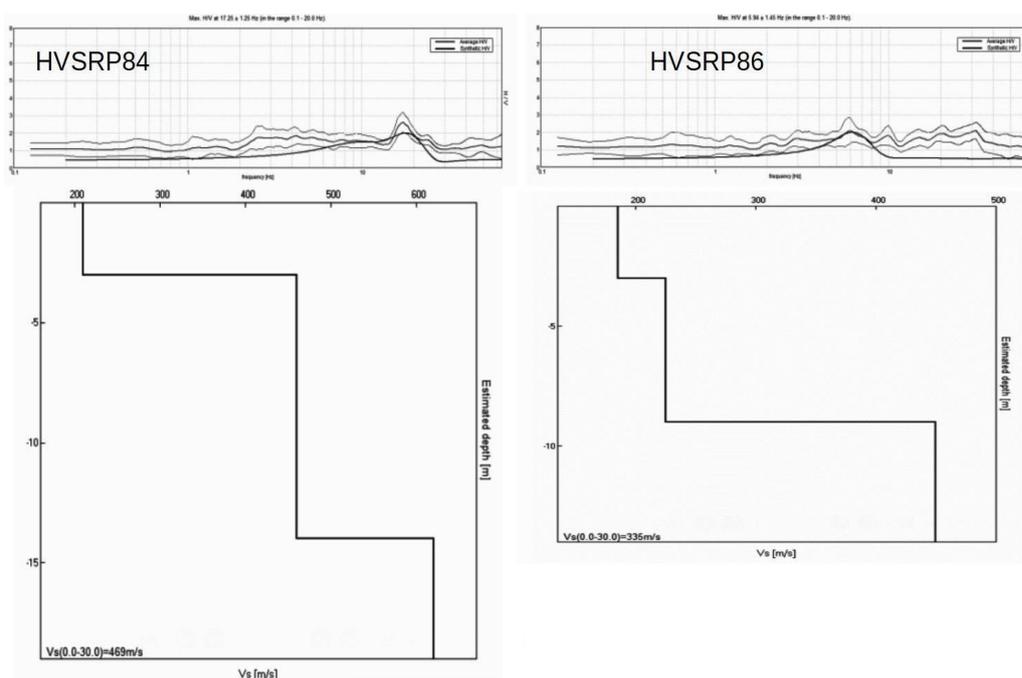


Figura 5.22 –
Registrazioni
sismiche HVSR
effettuate a
Cavanella e
Roggio Martino e
modelli
sismostratigrafici
elaborati

5.9 Oreglia di Sopra

Questo aggregato di abitazioni si insedia su un ampio corpo di frana complessa quiescente (figura 5.23), con substrato roccioso argilloso scaglioso fortemente tettonizzato (Argille a Palombini –APA–). Le indagini disponibili hanno evidenziato coperture penetrabili dalle prove DPSH fino a ben oltre 10 m. La registrazione HVSR ha evidenziato amplificazioni a frequenze medio basse (2,7 Hz) che possono essere associate a coperture (depositi di frana) e/o bedrock molto alterato di spessore fino a circa 30 metri (figura 5.24).

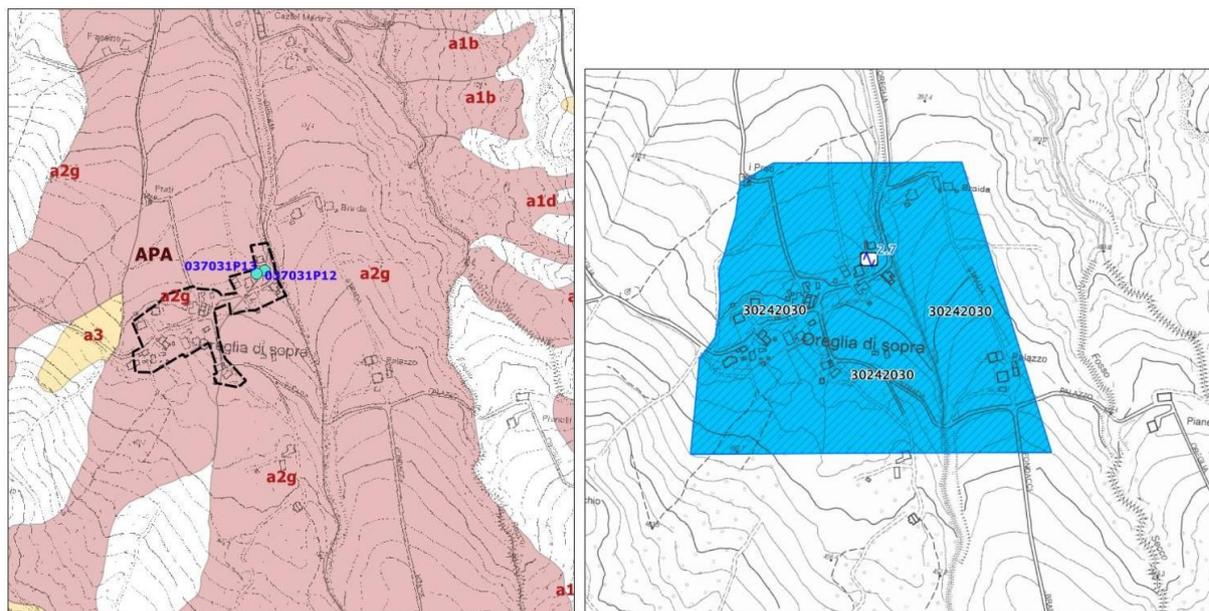


Figura 5.23 – A sx: substrato geologico, coperture quaternarie e discontinuità tettoniche rilevate. Si riportano le prove geognostiche/geofisiche di riferimento. A dx: delimitazione delle zone MOPS

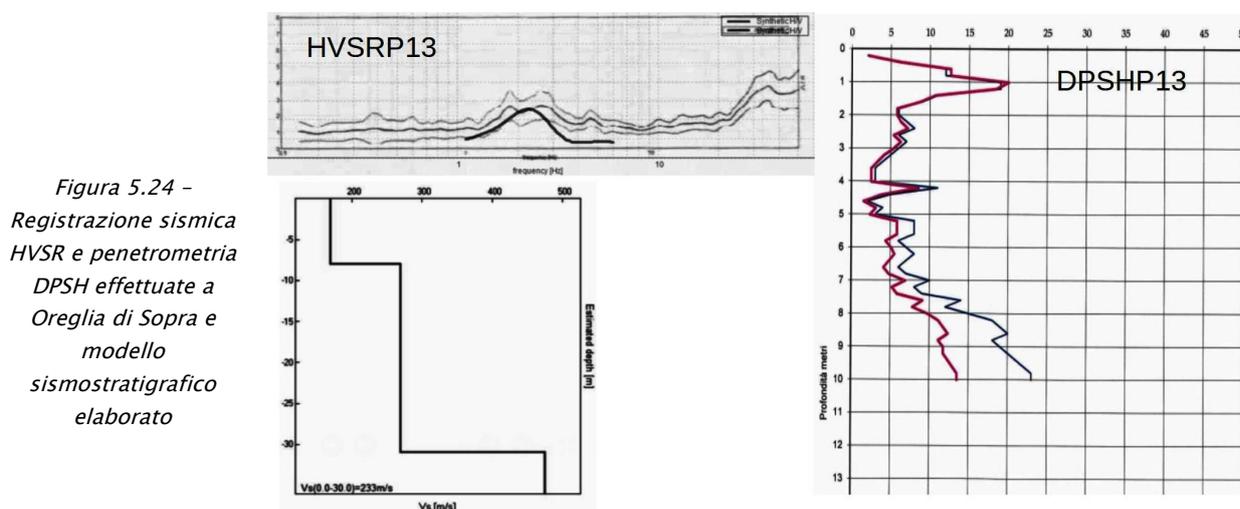


Figura 5.24 –
Registrazione sismica
HVSR e penetrometria
DPSH effettuate a
Oreglia di Sopra e
modello
sismostratigrafico
elaborato

5.10 Campolo – Il Cavallino – Vimignano

La frazione Campolo è situata in versante, prevalentemente insediata su coperture di versante sovrastanti substrato roccioso di diversa natura litologica (figura 5.25). Nel settore orientale, morfologicamente più elevato, il bedrock è costituito da rocce lapidee stratificate della Formazione di Pantano (membro di Montecuccolo –PAT2–), mentre il settore centrale è caratterizzato da alternanze arenacee/pelliche della formazione di Antognola (membro di Anconella –ANT4a–), in contatto stratigrafico con le sovrastanti PAT2. Il settore occidentale della frazione è invece caratterizzato da substrato conglomeratico poco cementato e da breccie con elevato contenuto di clasti (Formazione di Loiano, membro di Monzuno – LOI2–).

Le indagini disponibili (DPSH; MASW; HVSR) hanno confermato la presenza di coperture “soffici” di spessore variabile (fino a 10÷15 metri) che presumibilmente comprende anche la porzione più superficiale di bedrock molto alterato (figura 5.26).

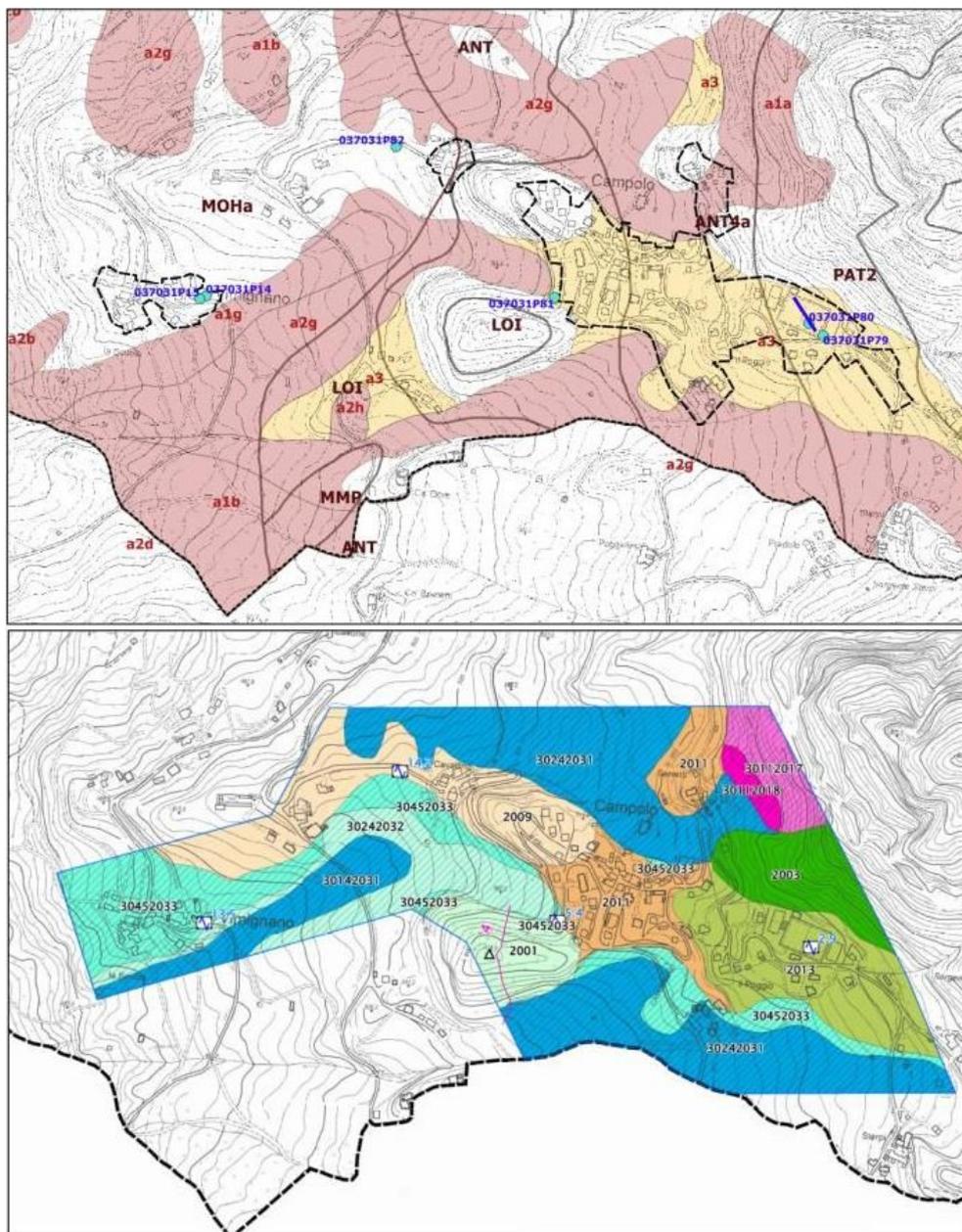
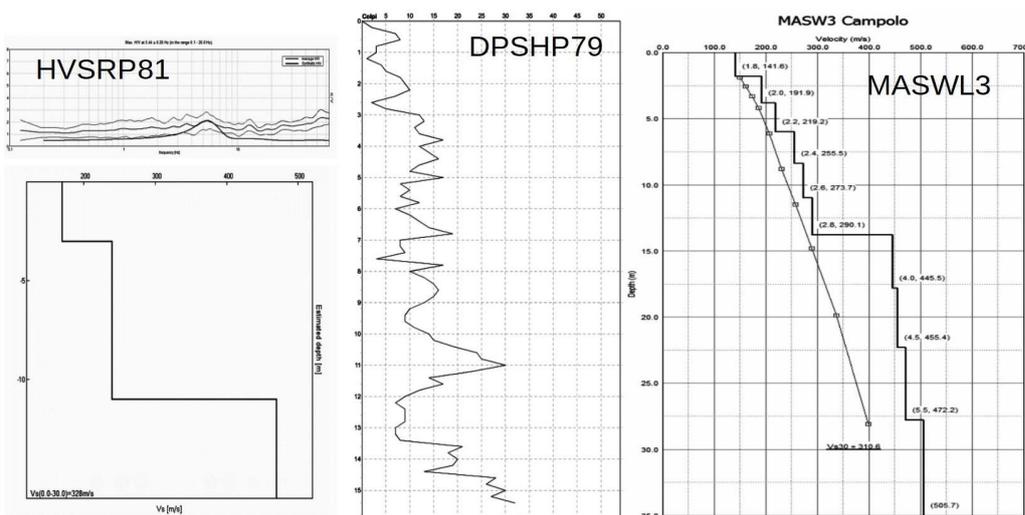


Figura 5.25 – Sopra: substrato geologico, coperture quaternarie e discontinuità tettoniche rilevate. Si riportano le prove geognostiche /geofisiche di riferimento. Sotto: delimitazione delle zone MOPS

Figura 5.26 – Prove geognostiche e geofisiche effettuate a Campolo e modelli



sismostratigrafici elaborati

L'aggregato di edifici corrispondenti al toponimo “Il Cavallino” è insediato su bedrock costituito da alternanze di areniti e marne (Formazione di Monghidoro – litofacies arenacea – MOHa–), tuttavia nel versante a monte delle abitazioni (verso SE) il substrato roccioso risulta costituito da conglomerati poco cementati e breccie con elevato contenuto di clasti (LOI2). La registrazione HVSR effettuata subito a valle delle case, sebbene inficiata da problemi di livellamento, ha tuttavia evidenziato massimi spettrali H/V ad alte frequenze (circa 14 Hz), indicando la presenza di coperture e/o substrato molto alterato fino a circa 3÷5 metri (figura 5.27).

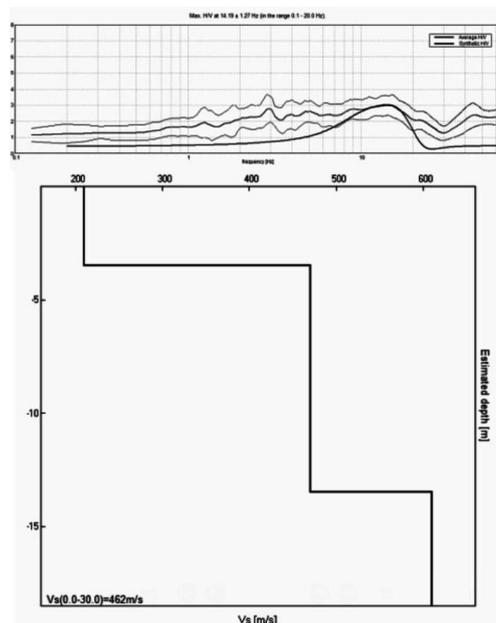


Figura 5.27 – Registrazione HVSRP82 eseguita presso Il Cavallino e modello sismostratigrafico elaborato

L'abitato di Vimignano, è anch'esso insediato su pendio caratterizzato da substrato roccioso arenaceo/pelitico (NOHa). La cartografia geologica RER individua forme di dissesto di versante (scivolamento e/o colata) che coinvolgono il versante immediatamente a S e SO di Vimignano. Lo stesso nucleo viene perimetrato dal PSAI come “area di possibile evoluzione del dissesto”, pertanto viene incluso nello studio di MS in “zona di attenzione” per instabilità di versante. Le indagini disponibili (DPSH; HVSR) evidenziano coperture (presumibilmente bedrock molto alterato) fino a circa 3÷4 metri (figura 5.28), e amplificazioni H/V a frequenze alte (13,5 Hz).

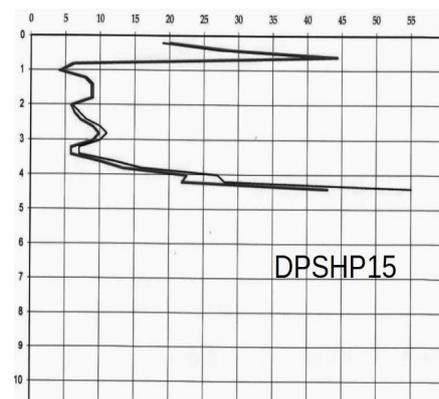


Figura 5.28– Penetrometria DPSHP15 eseguita presso Vimignano

5.11 Pianaccia e Arpiattaroi

Le due località si insediano nel piede pendio e nel fondovalle del torrente Limentra, in sinistra idrografica di questo corso d'acqua. Quasi tutto il versante edificato e un'ampia parte del sovrastante pendio è caratterizzato da substrato roccioso pelitico intensamente tettonizzato (Argille a Palombini –APA–). Soltanto la parte più settentrionale del versante urbanizzato di

Arpiattaroi è invece caratterizzato da bedrock arenitico/pelitico (MOV). La cartografia geologica RER riporta forme di dissesto quiescenti per scivolamento e/o colamento, che hanno interessato anche parte del pendio edificato (figura 5.29).

Le indagini disponibili (DPSH; MASW; HVSR), evidenziano nel versante presso Arpiattaroi elevate amplificazioni H/V a medie frequenze (3,1 Hz) correlabili a riflettori sismici situati alla base delle coltri di frana (e del sottostante bedrock argilloso molto alterato). Lo spessore delle coperture che fornisce il maggior contributo all'amplificazione viene stimato nel modello sismostratigrafico in circa 20 metri (figura 5.30).

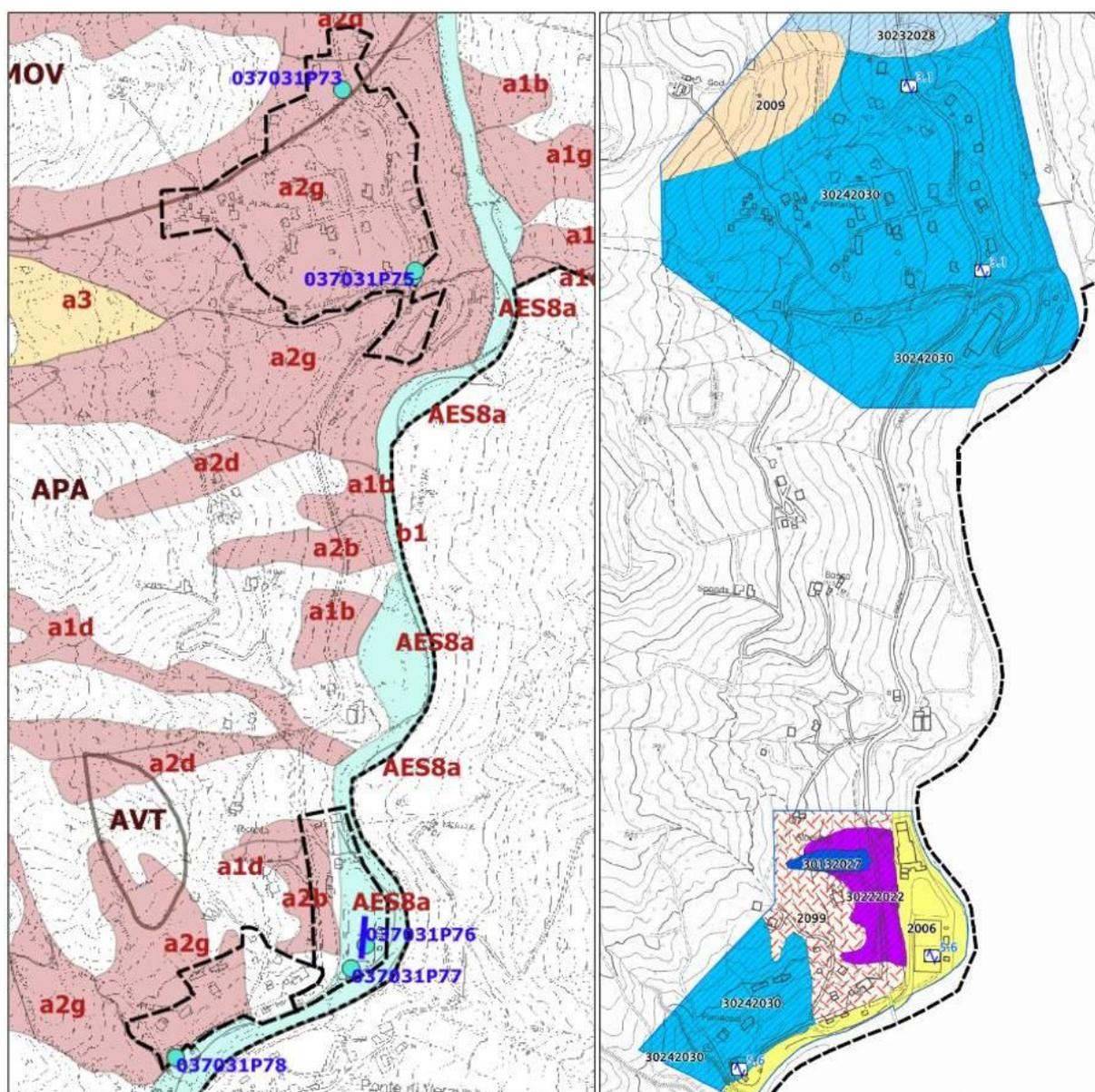


Figura 5.29 – A sx: substrato geologico, coperture quaternarie e discontinuità tettoniche rilevate. Si riportano le prove geognostiche e geofisiche di riferimento. A dx: delimitazione delle zone MOPS

I dati di sottosuolo disponibili per il toponimo Pianaccia (figura 5.31) indicano, per il versante abitato, coltri di frana (e del substrato roccioso molto alterato) di spessore tuttavia minore (fino

a 10 metri). Il fondovalle è caratterizzato da coperture alluvionali prevalentemente fini di modesto spessore (circa 3 metri), tuttavia le amplificazioni ricavate dalla registrazione HVSR evidenziano evidenziano coltri “soffici” di maggior spessore (fino a circa 9÷10 metri), tali cioè da considerare anche il contributo all'amplificazione fornito da parte del sottostante bedrock argilloso (APA) molto alterato.

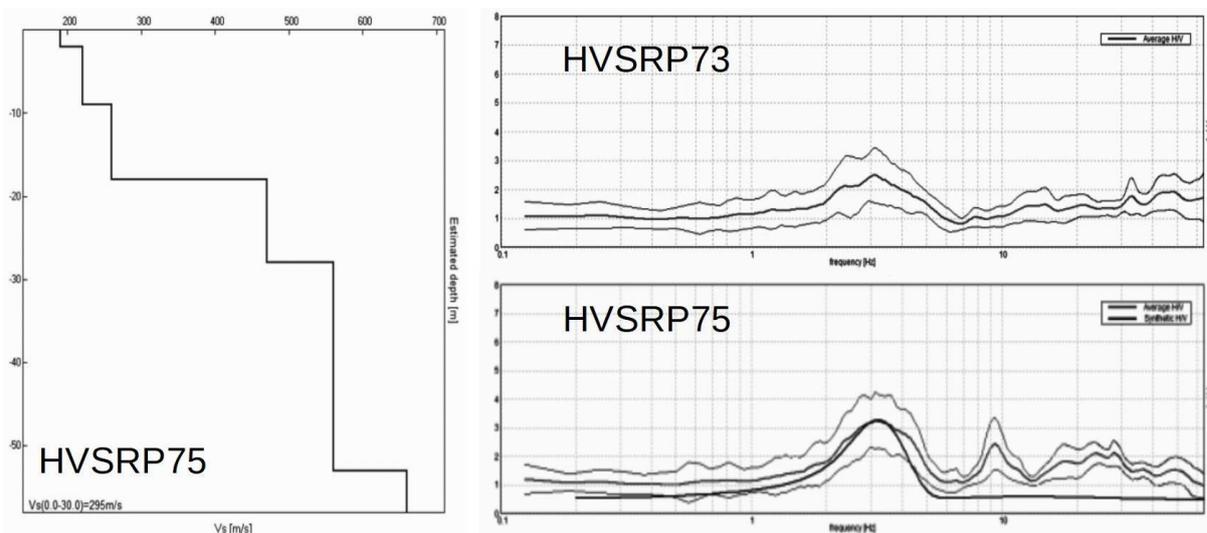


Figura 5.30 - Prove geofisiche effettuate ad Arpiattaroi (HVS) e modello sismostratigrafico elaborato per il versante abitato

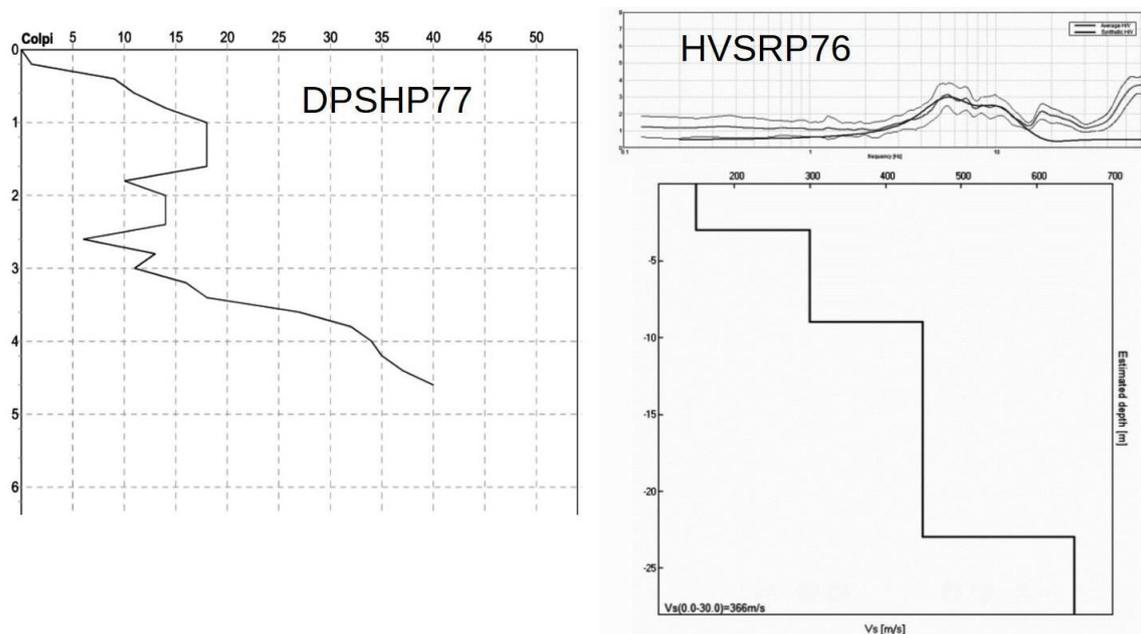


Figura 5.31 - Prove geognostiche e geofisiche effettuate a Pianaccia e modello sismostratigrafico elaborato per il fondovalle abitato

5.12 Collina di Savignano

Questo piccolo insediamento si colloca in prossimità di una cresta, con rilievi caratterizzati da

substrato roccioso affiorante, costituito da alternanze di strati arenitici e pelitici (Formazione di Monteverene –MOV–). Nei versanti si rilevano forme di dissesto per scivolamento e/o colamento, con superfici di rottura che presumibilmente hanno interessato la porzione più superficiale e alterata del bedrock (figura 5.32). Le indagini disponibili (sondaggio; DPSH; HVSr) evidenziano la presenza di coperture amplificabili di modesto spessore (bedrock superficiale molto alterato?), cioè compreso tra 2,4m e 4,8 metri (figura 5.33), con registrazioni HVSr che evidenziano basse amplificazioni H/V a frequenze alte (12,5 ÷ 15,9 Hz).

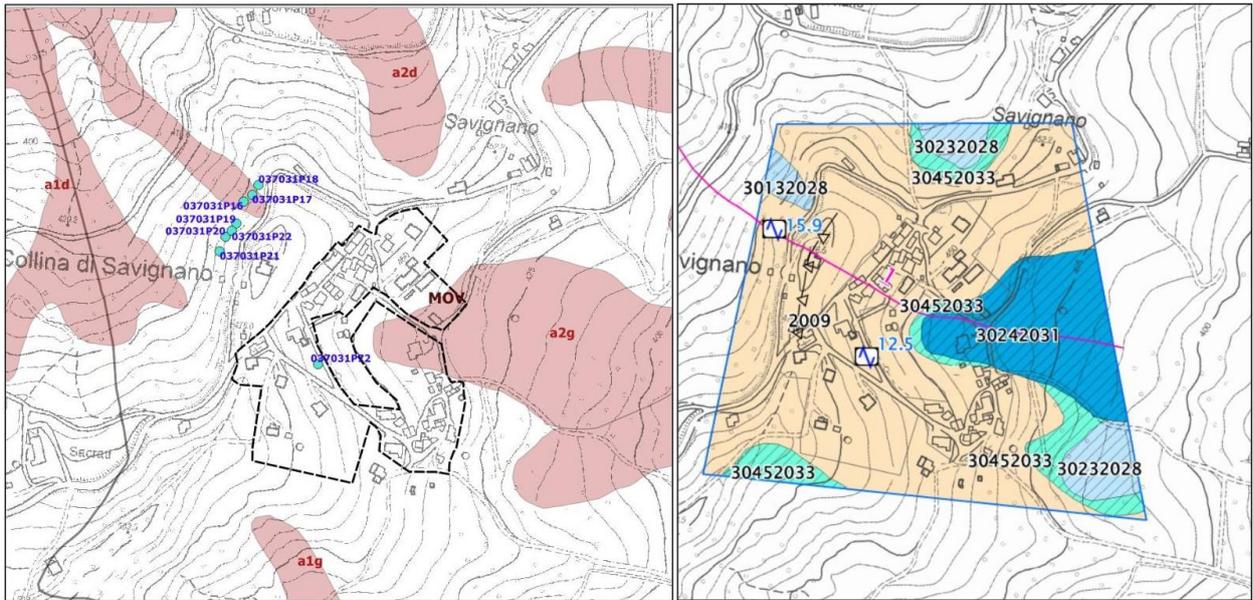


Figura 5.32 - A sx: substrato geologico, coperture quaternarie e discontinuità tettoniche rilevate. Si riportano le prove geognostiche e geofisiche di riferimento. A dx: delimitazione delle zone MOPS

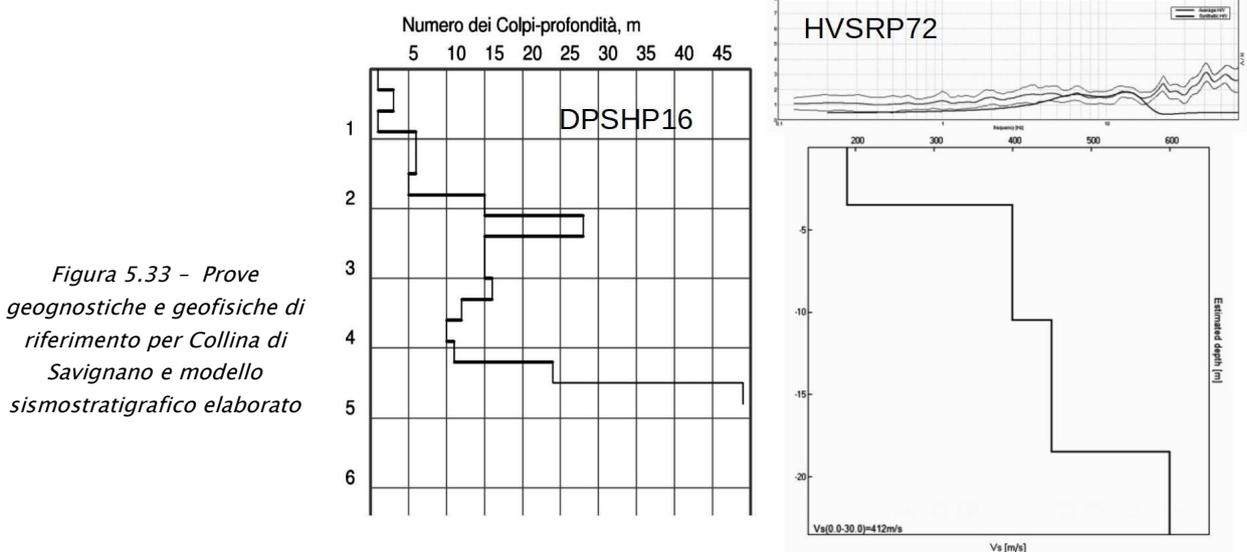


Figura 5.33 - Prove geognostiche e geofisiche di riferimento per Collina di Savignano e modello sismostratigrafico elaborato

5.13 Ponte

La frazione Ponte è insediata nel piede verdante e nel fondovalle alla confluenza del torrente Limentra con il fiume Reno. Il versante abitato è caratterizzato da substrato roccioso affiorante costituito da alternanze di strati arenitici e pelitici (Formazione di Monteverene –MOV–) e con stratificazione prevalentemente a girapoggio. Nel versante studiato più meridionale, il pianalto ove è costruita la “rocchetta Mattei” è invece caratterizzato da bedrock con clomerati e brecce clastiche poco cementati (Formazione di Loiano –LOI–). La cartografia geologica riporta accumuli di frana per scivolamento e/o colamento che interessano il pendio edificato e che presumibilmente hanno coinvolto la porzione superficiale e più alterata del bedrock (figura 5.34).

Le indagini disponibili ed effettuate nel versante (DPSH; HVSR) evidenziano la presenza di depositi “soffici” riconducibili allo spessore più superficiale del substrato roccioso MOV alterato, con moderati alti spettrali H/V a frequenze medio-alte (4,8 Hz) ricavati dalle prove HVSR che confermano la presenza di coltri fino a circa 10 metri di profondità (figura 5.35).

Il fondovalle del Reno (figura 5.36) è invece caratterizzato da depositi alluvionali ghiaiosi di modesto spessore e come modello sismostratigrafico rappresentativo (vedi: MASWL1, HVSRP70 DPSHP71) si è tuttavia considerato cautelativamente uno spessore di coperture fino a circa 5 metri (con $V_{s5} = 300$). Si segnala l'elevato picco spettrale ricavato dalla registrazione HVSRP66, che appare ancora correlabile all'accumulo della sovrastante frana riportata nella cartografia geologica RER.

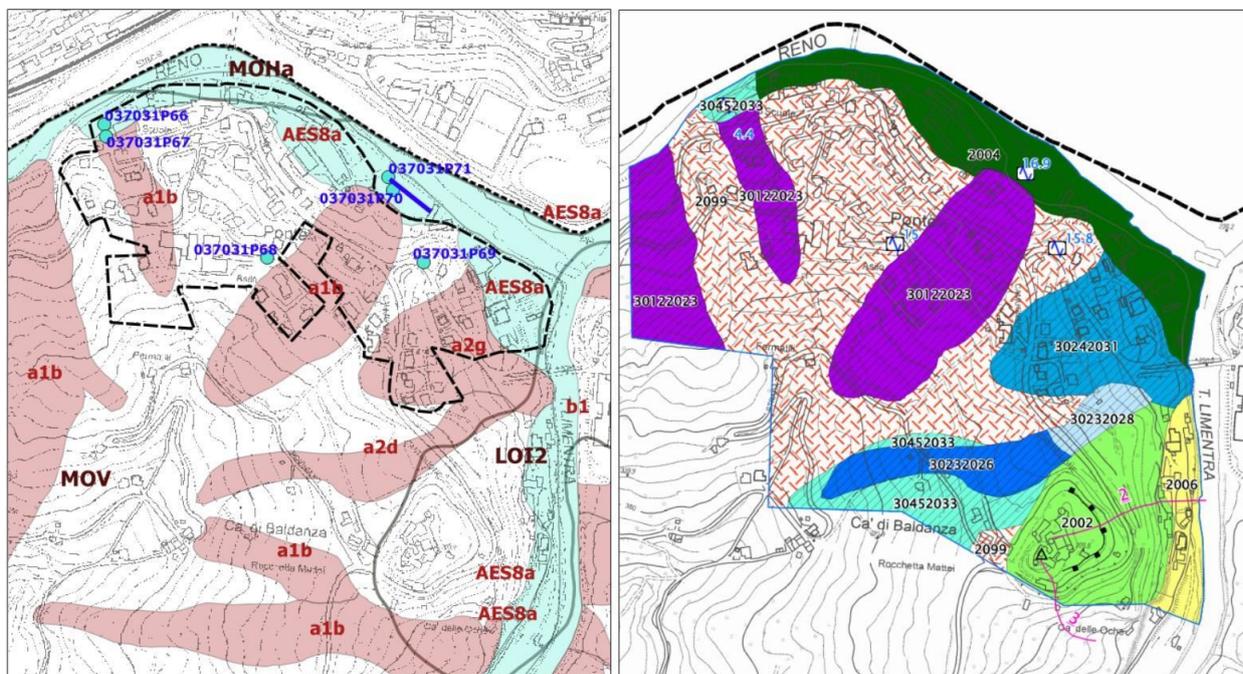


Figura 5.34 – A sx: substrato geologico, coperture quaternarie e discontinuità tettoniche rilevate. Si riportano le prove geognostiche e geofisiche di riferimento. A dx: delimitazione delle zone MOPS

Figura 5.35 - Prove geognostiche e geofisiche effettuate nel versante abitato di Ponte e modello sismostratigrafico elaborato

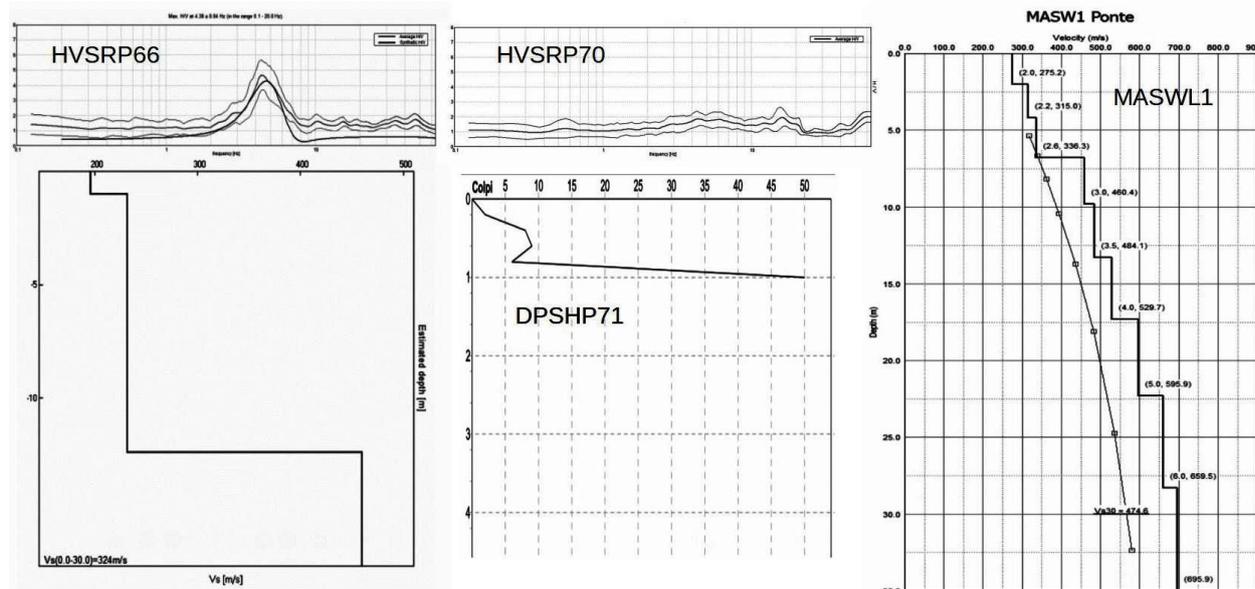
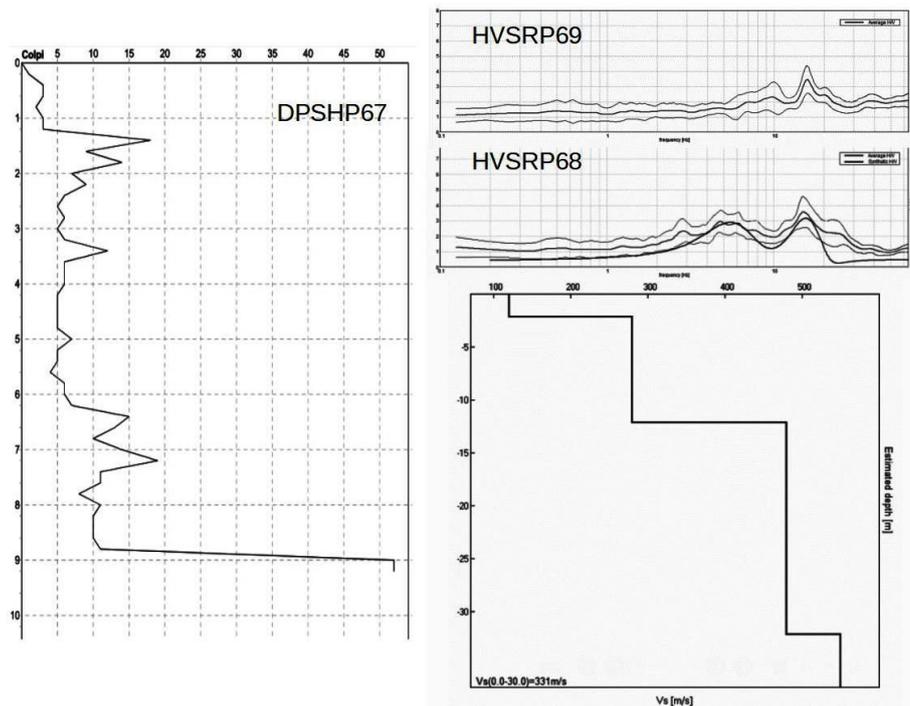


Figura 5.36 - Prove geognostiche e geofisiche effettuate nel fondovalle presso la frazione Ponte e modelli sismostratigrafici elaborati

6 INTERPRETAZIONI E INCERTEZZE

Lo studio di microzonazione sismica ha innanzitutto permesso di integrare le indagini di repertorio. I dati geognostici considerati offrono una sufficiente “copertura” conoscitiva delle aree studiate e le indagini geofisiche espletate ex novo per questo studio di microzonazione (penetrometrie DPSH; stendimenti MASW e registrazioni HVSR) consentono una modellazione del sottosuolo esaustiva per l'elaborazione della risposta sismica locale semplificata (secondo livello).

Le incertezze sono comunque accettabili in funzione del grado di approfondimento che si è inteso espletare. Lo studio, ha inoltre ben definito le aree che dovranno ineludibilmente approfondire gli aspetti di pericolosità sismica.

7 METODOLOGIE DI ELABORAZIONE E RISULTATI

7.1 Cenni introduttivi

Il fine ultimo dello studio di microzonazione sismica di “livello 2” è quello di consentire una suddivisione del territorio indagato in:

- zone “stabili”
- zone “stabili suscettibili di amplificazione” → a loro volta suddivise in aree a diverso grado di amplificazione da quantificare con analisi semplificate (abachi)
- zone “di attenzione” → a loro volta suddivise per tipologia di instabilità, con stima della pericolosità da ricavare in termini quantitativi (ulteriori analisi di livello 3)

Come riportato nelle note introduttive degli standard di MS (v.4.1), i risultati degli studi sono fondamentalmente riconducibili alla carta delle MOPS (microzone omogenee in prospettiva sismica) e alla cartografia di MS (microzonazione sismica).

Occorre rammentare che la carta delle MOPS è riferita unicamente al “livello 1” di approfondimento e perciò le zone individuate hanno approfondimenti esclusivamente di tipo qualitativo. La cartografia di MS può avere sia zone con approfondimenti di “livello 2”, sia zone con approfondimenti di “livello 3”.

Per il Comune di Grizzana Morandi, lo studio sismico di livello 2 ha permesso di valutare i fattori di amplificazione sismica semplificata delle MOPS individuate per gli areali di studio. La stima dell'amplificazione si è basata sul modello di sottosuolo locale valutato per le aree studiate (cfr capitolo 5) in particolare considerando gli abachi predisposti dalla Regione Emilia-Romagna e riportati nella 630/2019 (Allegato A2), riferiti a grandi situazioni morfologico-stratigrafiche che tengono conto delle caratteristiche litologiche e morfologiche e della profondità del bedrock sismico.

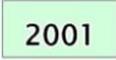
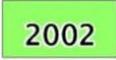
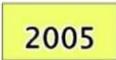
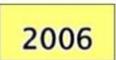
Si rammenta che la 630/2019 ha determinato l'aggiornamento dei precedenti indirizzi per gli studi di microzonazione sismica in Emilia-Romagna (DAL 112/2007 e DGR 2193/2015).

I paragrafi del presente capitolo illustrano i risultati dello studio e le metodologie di elaborazione utilizzate per determinare i diversi fattori di amplificazione sul territorio e per identificare le zone di attenzione per instabilità.

7.2 Sintesi illustrativa delle MOPS

La raccolta ed elaborazione dei dati disponibili ha consentito la suddivisione del territorio studiato in aree qualitativamente omogenee in prospettiva sismica (MOPS). La delimitazione delle MOPS ha tenuto in considerazione sia gli aspetti litostratigrafici (rigidezza del substrato roccioso affiorante; presenza di coperture “soffici” ecc.), sia gli aspetti geomorfologici dell'areale stesso, anch'esse in grado di condizionare sia la risposta sismica, sia la complessiva stabilità di versante.

Nel territorio studiato non si riscontrano “zone stabili”, tuttavia si sono distinte 16 zone stabili suscettibili di amplificazioni, compreso la parte di territorio caratterizzato da substrato affiorante molto alterato. Nello schema seguente sono riportate le descrizioni sintetiche delle MOPS così classificate. Come si può notare, per ciascuna microzona è riportato lo spessore delle coperture che è stato considerato nel calcolo dei fattori di amplificazione, comprensivo di un'eventuale porzione di bedrock alterato.

 2009	Zona 99 – Substrato affiorante fratturato o detensionato.	 2009	Zona 9 – Depositi di versante e/o eluvi-colluvi su bedrock non rigido in parte alterato (ANT4/BAI/LOI/MOH). Spessore medio coperture: 5 metri.
 2001	Zona 1 – Substrato affiorante non rigido. Lito-tipi prevalenti: areniti poco cementate (LOI).	 2010	Zona 10 – Depositi di versante e/o eluvi-colluvi su bedrock in parte fratturato o detensionato (ANT4/CIG/LOI). Spessore medio coperture: 5 metri.
 2002	Zona 2 – Substrato affiorante non rigido. Lito-tipi prevalenti: conglomerati e breccie poco cementati (LOI2).	 2011	Zona 11 – Depositi di versante e/o eluvi-colluvi su bedrock non rigido in parte alterato (ANT/ANT4a/LOI/MOH). Spessore medio coperture: 10 metri.
 2003	Zona 3 – Substrato affiorante non rigido. Lito-tipi prevalenti: rocce lapidee stratificate (PAT2).	 2012	Zona 12 – Depositi di versante e/o eluvi-colluvi su bedrock in parte fratturato o detensionato (ANT4/CIG/CIG2). Spessore medio coperture: 10 metri.
 2004	Zona 4 – Coperture alluvionali ghiaiose su bedrock in parte fratturato o detensionato (LOI2). Spessore medio coperture: 5 metri.	 2013	Zona 13 – Depositi di versante e/o eluvi-colluvi su bedrock non rigido in parte alterato (ANT/ANT4a/LOI/MOH). Spessore medio coperture: 15 metri.
 2005	Zona 5 – Coperture alluvionali ghiaiose su bedrock in parte fratturato o detensionato (ANT4/APA/MVT). Spessore medio coperture: 15 metri.	 2014	Zona 14 – Depositi di versante e/o eluvi-colluvi su bedrock in parte fratturato o detensionato (MOV). Spessore medio coperture: 15 metri.
 2006	Zona 6 – Coperture alluvionali fini su bedrock non rigido in parte alterato (APA/LOI/MOV). Spessore medio coperture: 5 metri.	 2015	Zona 15 – Depositi di versante e/o eluvi-colluvi su bedrock in parte fratturato o detensionato (CIG). Spessore medio coperture: 20 metri.
 2007	Zona 7 – Coperture alluvionali fini su bedrock non rigido in parte alterato (APA/LOI/BAI2). Spessore medio coperture: 10 metri.		
 2008	Zona 8 – Coperture alluvionali fini su bedrock in parte fratturato o detensionato (APA/MOH/MOV). Spessore medio coperture: 15 metri.		

Nel seguente schema sono invece riportate le descrizioni relative alle zone di attenzione per instabilità. Queste ulteriori zone individuano le seguenti principali criticità correlabili ad eventi sismici:

- possibilità di instabilità di versante. I movimenti franosi perimetrati sono classificati per meccanismi di movimento, indicando anche la presenza di accumulo o distacco e i principali depositi (coperture o substrato roccioso) coinvolti nel dissesto;
- possibilità di cedimenti differenziali/crollo/cavità/ sinkhole. In questa tipologia di instabilità vengono comprese anche le aree di cava e i tombamenti antropici. Per il territorio di Grizzana Morandi, sono inoltre comprese alcune fasce a cavallo del contatto tettonico tra le argilliti APA e le areniti LOI (Pian di Setta), come descritto nel capitolo 5.

<div style="background-color: #f08080; border: 1px solid black; padding: 2px; display: inline-block; width: 40px; text-align: center; margin-bottom: 10px;">2016</div>	<p>ZA_FR 16 (3011) – Zona di prevalente distacco per crollo nelle argilliti tettonizzate (scagliose e/o breccie), con spessori medi <3 metri.</p>	<div style="background-color: #0070c0; border: 1px solid black; padding: 2px; display: inline-block; width: 40px; text-align: center; margin-bottom: 10px;">2026</div>	<p>ZA_FR 26 (3023) – Zona di prevalente distacco per colata nel bedrock lapideo-pelitico, con spessori medi <3 metri.</p>
<div style="background-color: #e67e9e; border: 1px solid black; padding: 2px; display: inline-block; width: 40px; text-align: center; margin-bottom: 10px;">2017</div>	<p>ZA_FR 17 (3011) – Zona di prevalente distacco per crollo nel bedrock lapideo, con spessori medi <3 metri.</p>	<div style="background-color: #0070c0; border: 1px solid black; padding: 2px; display: inline-block; width: 40px; text-align: center; margin-bottom: 10px;">2027</div>	<p>ZA_FR 27 (3013/3023) – Zona di prevalente accumulo per colata derivato da argilliti tettonizzate (scagliose e/o breccie), con spessori medi compresi tra 10 e 15 metri.</p>
<div style="background-color: #d9534f; border: 1px solid black; padding: 2px; display: inline-block; width: 40px; text-align: center; margin-bottom: 10px;">2018</div>	<p>ZA_FR 18 (3011) – Zona di prevalente accumulo per crollo derivato da bedrock lapideo, con spessori medi di 10 metri.</p>	<div style="background-color: #99ccff; border: 1px solid black; padding: 2px; display: inline-block; width: 40px; text-align: center; margin-bottom: 10px;">2028</div>	<p>ZA_FR 28 (3013/3023) – Zona di prevalente accumulo per colata derivato da bedrock lapideo-pelitico, con spessori medi compresi tra 5 e 15 metri.</p>
<div style="background-color: #9933cc; border: 1px solid black; padding: 2px; display: inline-block; width: 40px; text-align: center; margin-bottom: 10px;">2019</div>	<p>ZA_FR 19 (3011) – Zona di prevalente accumulo per crollo derivato da bedrock arenitico, con spessori medi di 5 metri.</p>	<div style="background-color: #99ccff; border: 1px solid black; padding: 2px; display: inline-block; width: 40px; text-align: center; margin-bottom: 10px;">2029</div>	<p>ZA_FR 29 (3023) – Zona di prevalente accumulo per colata derivato da bedrock arenitico, con spessori medi compresi tra 10 e 15 metri.</p>
<div style="background-color: #d9b4ff; border: 1px solid black; padding: 2px; display: inline-block; width: 40px; text-align: center; margin-bottom: 10px;">2020</div>	<p>ZA_FR 20 (3011) – Zona di prevalente distacco per crollo nel bedrock lapideo-pelitico, con spessori medi <3 metri.</p>	<div style="background-color: #00b0f0; border: 1px solid black; padding: 2px; display: inline-block; width: 40px; text-align: center; margin-bottom: 10px;">2030</div>	<p>ZA_FR 30 (3024) – Zona di prevalente accumulo per frana complessa derivato da argilliti tettonizzate (scagliose e/o breccie), con spessori medi compresi tra 10 e 20 metri.</p>
<div style="background-color: #d9b4ff; border: 1px solid black; padding: 2px; display: inline-block; width: 40px; text-align: center; margin-bottom: 10px;">2021</div>	<p>ZA_FR 21 (3022) – Zona di prevalente distacco per frana di scorrimento nel bedrock arenitico, con spessori medi <3 metri.</p>	<div style="background-color: #00b0f0; border: 1px solid black; padding: 2px; display: inline-block; width: 40px; text-align: center; margin-bottom: 10px;">2031</div>	<p>ZA_FR 31 (3014/3024) – Zona di prevalente accumulo per frana complessa derivato da bedrock lapideo-pelitico, con spessori medi compresi tra 5 e 15 metri.</p>
<div style="background-color: #9933cc; border: 1px solid black; padding: 2px; display: inline-block; width: 40px; text-align: center; margin-bottom: 10px;">2022</div>	<p>ZA_FR 22 (3012) – Zona di prevalente accumulo per frana di scorrimento derivato da argilliti tettonizzate (scagliose e/o breccie), con spessori medi compresi tra 10 e 15 metri.</p>	<div style="background-color: #99ccff; border: 1px solid black; padding: 2px; display: inline-block; width: 40px; text-align: center; margin-bottom: 10px;">2032</div>	<p>ZA_FR 32 (3024) – Zona di prevalente accumulo per frana complessa derivato da bedrock conglomeratico, con spessori medi di 15 metri.</p>
<div style="background-color: #9933cc; border: 1px solid black; padding: 2px; display: inline-block; width: 40px; text-align: center; margin-bottom: 10px;">2023</div>	<p>ZA_FR 23 (3012) – Zona di prevalente accumulo per frana di scorrimento derivato da bedrock lapideo-pelitico, con spessori medi compresi tra 5 e 15 metri.</p>	<div style="background-color: #99ccff; border: 1px solid black; padding: 2px; display: inline-block; width: 40px; text-align: center; margin-bottom: 10px;">2033</div>	<p>ZA_FR 33 (3045) – Zona di potenziale evoluzione di frana.</p>
<div style="background-color: #99ccff; border: 1px solid black; padding: 2px; display: inline-block; width: 40px; text-align: center; margin-bottom: 10px;">2024</div>	<p>ZA_FR 24 (3022) – Zona di prevalente accumulo per frana di scorrimento derivato da bedrock arenitico, con spessori medi compresi tra 5 e 10 metri.</p>	<div style="background-color: #f08080; border: 1px solid black; padding: 2px; display: inline-block; width: 40px; text-align: center; margin-bottom: 10px;">3080</div>	<p>ZA_CD – Zona di attenzione per cedimenti differenziali/crollo di cavità/sinkhole</p>
<div style="background-color: #99ccff; border: 1px solid black; padding: 2px; display: inline-block; width: 40px; text-align: center; margin-bottom: 10px;">2025</div>	<p>ZA_FR 25 (3013) – Zona di prevalente distacco per colata nelle argilliti tettonizzate (scagliose e/o breccie), con spessori medi <3 metri.</p>		

7.3 I fattori di amplificazione considerati per lo studio di MS

Per suddividere il territorio in base all'amplificazione attesa, in aree a maggiore e minore pericolosità, sono stati calcolati i fattori di amplificazione di ogni zona studiata. I fattori di amplificazione indicati nella DGR regionale n. 630/2019 sono calcolati per un tempo di ritorno dell'evento sismico pari a $T_r = 475$ (con smorzamento $\zeta = 5\%$) e si riferiscono a:

- FA PGA → rapporto tra la massima ampiezza dell'accelerazione ricavata alla superficie del deposito e ricavata sull'affioramento "rigido" (PGA/PGA_0). Il fattore di amplificazione dipende dalla frequenza di eccitazione armonica, dal fattore di smorzamento D e dal rapporto tra l'impedenza sismica, prodotto tra densità-velocità, della roccia base e quella del deposito;
- FA SA – Rapporto dell'intensità spettrale in accelerazione ricavata alla superficie del deposito e ricavata sull'affioramento "rigido". I fattori di amplificazione calcolati si riferiscono ai quattro seguenti intervalli di integrazione del periodo proprio T:

SA1 → 0,1s–0,5s [FA0105]

SA2 → 0,4s–0,8s [FA0408]

SA3 → 0,7s–1,1s [FA0411]

SA4 → 0,5s–1,5s [FA0515] solo per le aree di pianura/costa

- FA SI – Intensità spettrale di Housner → indicatore della pericolosità sismica, definito come l'area sottesa dello spettro di risposta di pseudovelocità per determinati periodi dello scuotimento. Nel nostro caso, si devono determinare i fattori di amplificazione per i tre seguenti intervalli di integrazione del periodo proprio T:

SI1 → 0,1s–0,5s [FH0105]

SI2 → 0,5s–1,0s [FH0510]

SI3 → 0,5s–1,5s [FH0515] solo per le aree di pianura/costa

7.4 Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali: calcolo dei fattori di amplificazione

Il calcolo dei fattori di amplificazione ha interessato le aree urbanizzate/urbanizzabili e alcune ulteriori e un'opportuna fascia di territorio adiacente.

Per suddividere il territorio in base all'amplificazione attesa, in aree a maggiore e minore pericolosità, nello studio di microzonazione sismica di livello 2, i fattori di amplificazione vengono calcolati con approccio semplificati mediante l'utilizzo di abachi. In tal senso, si sono utilizzati gli abachi di riferimento per gli studi di MS in Emilia-Romagna (DGR 630/2019), sulla base delle differenti caratteristiche stratigrafiche del sottosuolo ritenute importanti dal punto di vista della risposta sismica locale (cfr. capitolo 5).

La seguente tabella 7.1 riporta la sintesi riepilogativa dei fattori di amplificazione (FA) riferibili alle microzone omogenee in prospettiva sismica (MOPS). Si riportano i parametri (spessori; VsH; VS30) necessari per il calcolo dei FA. Per ulteriori dettagli sulle caratteristiche litostratigrafiche delle aree MOPS si rimanda a quanto indicato nella descrizione cartografica (cfr. paragrafo 7.2)

Si precisa che tutte le MOPS sono attribuite al macrocontesto "Appennino*" ((Allegato A2 DGR 630/2019) e si è considerato un substrato sismico "non rigido", come spiegato nei precedenti capitoli.

Tabella 7.1 Capoluogo

ZONA (MOPS)	LOCALITA'	VS/SPESSORI	FA PGA	SA1	SA2	SA3	SI1	SI2	NOTE
2012	Zona campo sportivo	VSH10=200	2,2	2,3	1,8	1,5	2,3	1,6	In zone di versante sono stati ulteriormente calcolati FA topografici (da 1,1 a 1,2)
2099	Territorio vasto	VSH5=200	2,0	1,8	1,4	1,3	1,7	1,4	In zone di cresta sono stati ulteriormente calcolati FA topografici (da 1,1 a 1,4)
	Zona sud via Pietrafitta	VS30=400	1,8	1,7	1,6	1,4	1,7	1,5	Substrato affiorante tettonicamente molto alterato (ANT4; APA; AVT)

Tabella 7.2 Castagneto - Stanco di Sopra e Stanco di Sotto

ZONA (MOPS)	LOCALITA'	VS/SPESSORI	FA PGA	SA1	SA2	SA3	SI1	SI2	NOTE
2003	Versante sud Castagneto	VS30=450	1,6	1,6	1,5	1,3	1,6	1,4	
2009	Castagneto - Stanco di Sotto - zona ovest Stanco di Sopra	VSH5=200	2,0	1,8	1,4	1,3	1,7	1,4	
2010	Zona est Stanco di Sopra	VSH5=150	2,3	2,2	1,6	1,4	2,1	1,4	
2011	Versante sud Stanco di Sotto	VSH10=150	2,3	2,5	2,3	1,6	2,6	1,8	
2099	Versante nord Stanco di Sopra	VSH5=150	2,3	2,2	1,6	1,4	2,1	1,4	
	Versante nord Stanco di Sopra	VS30=350	1,9	1,9	1,7	1,4	1,9	1,5	
	Versante sud Stanco di Sopra	VSH10=150	1,8	1,7	1,6	1,4	1,7	1,5	

Tabella 7.3 Cà di Lagaro

ZONA (MOPS)	LOCALITA'	VS/SPESSORI	FA PGA	SA1	SA2	SA3	SI1	SI2	NOTE
2008	Fondovalle Setta	VSH15=250	2,1	2,2	1,9	1,5	2,3	1,6	
2014	Zona di versante	VSH15=250	2,1	2,2	1,9	1,5	2,3	1,6	
2099	Zona di versante	VSH15=250	2,1	2,2	1,9	1,5	2,3	1,6	
	Zona di versante	VSH10=250	2,0	1,9	1,5	1,4	1,9	1,4	

Tabella 7.4 Pian di Setta

ZONA (MOPS)	LOCALITA'	VS/SPESSORI	FA PGA	SA1	SA2	SA3	SI1	SI2	NOTE
2006	Cà dei Cinelli	VSH5=250	1,6	1,5	1,4	1,3	1,5	1,4	
2007	Fondovalle Rio Farnedola	VSH10=250	2,0	1,9	1,5	1,4	1,9	1,4	
2008	Fondovalle Setta	VSH15=250	2,1	2,2	1,9	1,5	2,3	1,6	
2099	Zona di versante Stazione Grizzana e Pian di Setta	VS30=350	1,9	1,9	1,7	1,4	1,9	1,5	
	Versante sud Pian di Setta	VSH10=250	2,0	1,9	1,5	1,4	1,9	1,4	

Tabella 7.5 Casigno - Il Poggio

ZONA (MOPS)	LOCALITA'	VS/SPESSORI	FA PGA	SA1	SA2	SA3	SI1	SI2	NOTE
2015	Zone di versante Il Poggio	VSH20=200	2,1	2,4	2,9	2,1	2,6	2,6	
2099	Territorio vasto Il Poggio	VSH20=200	2,1	2,4	2,9	2,1	2,6	2,6	
	Casigno	VSH5=200	2,0	1,8	1,4	1,3	1,7	1,4	
	Versante ovest Casigno	VSH10=200	2,2	2,3	1,8	1,5	2,3	1,6	

Tabella 7.6 America - Cà del Bosco

ZONA (MOPS)	LOCALITA'	VS/SPESSORI	FA PGA	SA1	SA2	SA3	SI1	SI2	NOTE
2005	Fondovalle Reno	VSH15=250	2,1	2,2	1,9	1,5	2,3	1,6	
2099	Versante America	VSH15=250	2,1	2,2	1,9	1,5	2,3	1,6	
	Cà del Bosco	VS30=400	1,8	1,7	1,6	1,4	1,7	1,5	

Tabella 7.7 Pioppe

ZONA (MOPS)	LOCALITA'	VS/SPESSORI	FA PGA	SA1	SA2	SA3	SI1	SI2	NOTE
2005	Fondovalle Reno	VSH15=250	2,1	2,2	1,9	1,5	2,3	1,6	
2012	Versante Pioppe	VSH10=200	2,2	2,3	1,8	1,5	2,3	1,6	
2099	Versante Pioppe	VSH10=200	2,2	2,3	1,8	1,5	2,3	1,6	

Tabella 7.8 Collina – Cavanella – Poggio Martino

ZONA (MOPS)	LOCALITA'	VS/SPESSORI	FA PGA	SA1	SA2	SA3	SI1	SI2	NOTE
2009	Collina-Cavanella	VSH15=250	2,1	2,2	1,9	1,5	2,3	1,6	In zone di cresta sono stati ulteriormente calcolati FA topografici (da 1,1 a 1,3)
2011	Versante est Cavanella	VSH10=200	2,2	2,3	1,8	1,5	2,3	1,6	
2099	Poggio Martino	VSH10=200	2,2	2,3	1,8	1,5	2,3	1,6	

Tabella 7.9 Campolo – Il Cavallino – Vimignano

ZONA (MOPS)	LOCALITA'	VS/SPESSORI	FA PGA	SA1	SA2	SA3	SI1	SI2	NOTE
2001	Cucuzzolo ovest Campolo	VS30=450	1,6	1,6	1,5	1,3	1,6	1,4	In zone di cresta sono stati ulteriormente calcolati FA topografici (da 1,1 a 1,4)
2003	Versante est Campolo	VS30=500	1,4	1,4	1,4	1,3	1,4	1,4	
2009	Cavallino	VSH5=200	2,0	1,8	1,4	1,3	1,7	1,4	
2011	Campolo	VSH10=200	2,2	2,3	1,8	1,5	2,3	1,6	
2013	Zona campo sportivo Campolo	VSH15=200	2,2	2,5	2,3	1,7	2,6	1,9	

Tabella 7.10 Pianaccia e Arpiattaroi

ZONA (MOPS)	LOCALITA'	VS/SPESSORI	FA PGA	SA1	SA2	SA3	SI1	SI2	NOTE
2006	Fondovalle Limentra	VSH5=150	2,3	2,2	1,6	1,4	2,1	1,4	
2009	Versante Arpiattaroi	VSH5=200	2,0	1,8	1,4	1,3	1,7	1,4	
2099	Versante Pianaccia	VSH10=250	2,0	1,9	1,5	1,4	1,9	1,4	

Tabella 7.11 Collina di Savignano

ZONA (MOPS)	LOCALITA'	VS/SPESSORI	FA PGA	SA1	SA2	SA3	SI1	SI2	NOTE
2009	Collina di Savignano	VSH5=200	2,0	1,8	1,4	1,3	1,7	1,4	In zone di cresta sono stati ulteriormente calcolati FA topografici (da 1,1 a 1,2)

Tabella 7.12 Ponte

ZONA (MOPS)	LOCALITA'	VS/SPESSORI	FA PGA	SA1	SA2	SA3	SI1	SI2	NOTE
2002	Rocchetta Mattei	VS30=450	1,6	1,6	1,5	1,3	1,6	1,4	In zone di cresta sono stati ulteriormente calcolati FA topografici (da 1,1 a 1,3)
2004	Fondovalle Reno	VSH5=300	1,5	1,4	1,4	1,3	1,4	1,3	
2006	Fondovalle Limentra	VSH5=150	2,3	2,2	1,6	1,4	2,1	1,4	
2099	Versante Ponte	VSH10=250	2,0	1,9	1,5	1,4	1,9	1,4	

7.5 Zone di attenzione per instabilità: calcolo dei fattori di amplificazione

Il calcolo dei fattori di amplificazione ha interessato anche le aree perimetrate come “zone di attenzione per instabilità di versante”, come richiesto negli Standard MS v. 4.1 (CTMS, 2015) della protezione Civile. Tuttavia, sono aree ove vengono richiesti ulteriori approfondimenti (livello 3).

Le aree instabili perimetrare sono desunte dalla cartografia geologica RER (superfici di frana già classificate), dall'Inventario del dissesto RER e dalla cartografia di PSAI – Bacino del Reno. Per quanto riguarda la cartografia di PSAI, lo studio di MS ha dunque considerato sia le aree di dissesto (in gran parte coincidenti con l'inventario del dissesto del SGSS regionale), sia le zone di possibile evoluzione già perimetrare e oggetto di specifica normativa urbanistica.

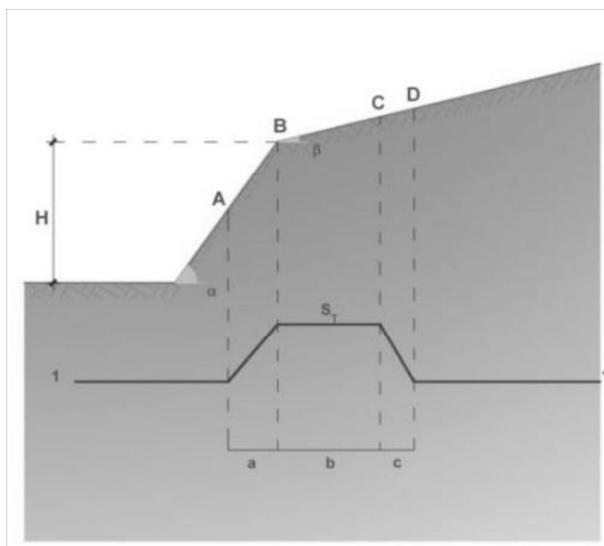
Per il calcolo dei fattori di amplificazione semplificati (che andranno tuttavia confermati con studi di approfondimento di livello 3), si è dunque considerato il contesto litostratigrafico e sismico locale e stimato lo spessore di sedimento rimaneggiato compatibile con la presunta profondità del piano di taglio/scivolamento della frana. Più in generale e soprattutto nel caso di frane di modesta estensione oppure nelle zone di possibile evoluzione del dissesto, si è spesso considerato come intervallo maggiormente amplificabile la profondità delle eventuali coperture e/o il bedrock alterato del circostante versante stabile, visto che il piano di taglio dovrebbe verosimilmente interessare solamente tale spessore. In alcuni casi, gli spessori dei depositi rimaneggiati sono desunti da indagini geognostiche effettuate nei corpi di frana.

7.6 Effetti della topografia: calcolo dei fattori di amplificazione

Per gli areali urbanizzati/urbanizzabili, lo studio ha considerato anche gli effetti morfologici dei pendii più acclivi ($<15^\circ$) e in particolare le configurazioni geometriche bidimensionali e tridimensionali (es. cucuzzoli, creste, dorsali allungate) di altezza superiore a 30 metri.

Il calcolo dei fattori di amplificazione topografica è stato espletato secondo quanto indicato nelle DGR n. 2188/2016 e DGR n. 630/2019 (figura 7.1).

Figura 7.1 – Schema geometrico per il calcolo degli effetti della topografia (cfr. DGR 2193/2015)



In base alla geometria descritta in figura 7.1, il valore del fattore di amplificazione topografica ST è dato dalla seguente relazione:

$$ST = 1 + 0,8 \cdot (\alpha - \beta - 0,4) \text{ sul segmento BC}$$

dove:

$$b = \text{valore minimo tra } 20\alpha \text{ e } (H+10)/4$$

α è il gradiente del fronte più ripido e β del fronte meno ripido.

$$ST = 1 \text{ in A (a = H/3)}$$

$$St = 1 \text{ in D (c = H/4)}$$

L'analisi ha dunque richiesto l'elaborazione di sezioni topografiche, rappresentate nella figura 7.2, con sintetizzati gli esiti di calcolo di ST e delle relative aree di influenza. Le tracce sono state elaborate mediante software GIS e base topografica CTR regionale (scala 1:5.000). Nell'Allegato 3 vengono riportate con maggior dettaglio plano-altimetrico le sezioni elaborate e vengono riportati i parametri di calcolo del punto caratterizzato da massima amplificazione topografica.

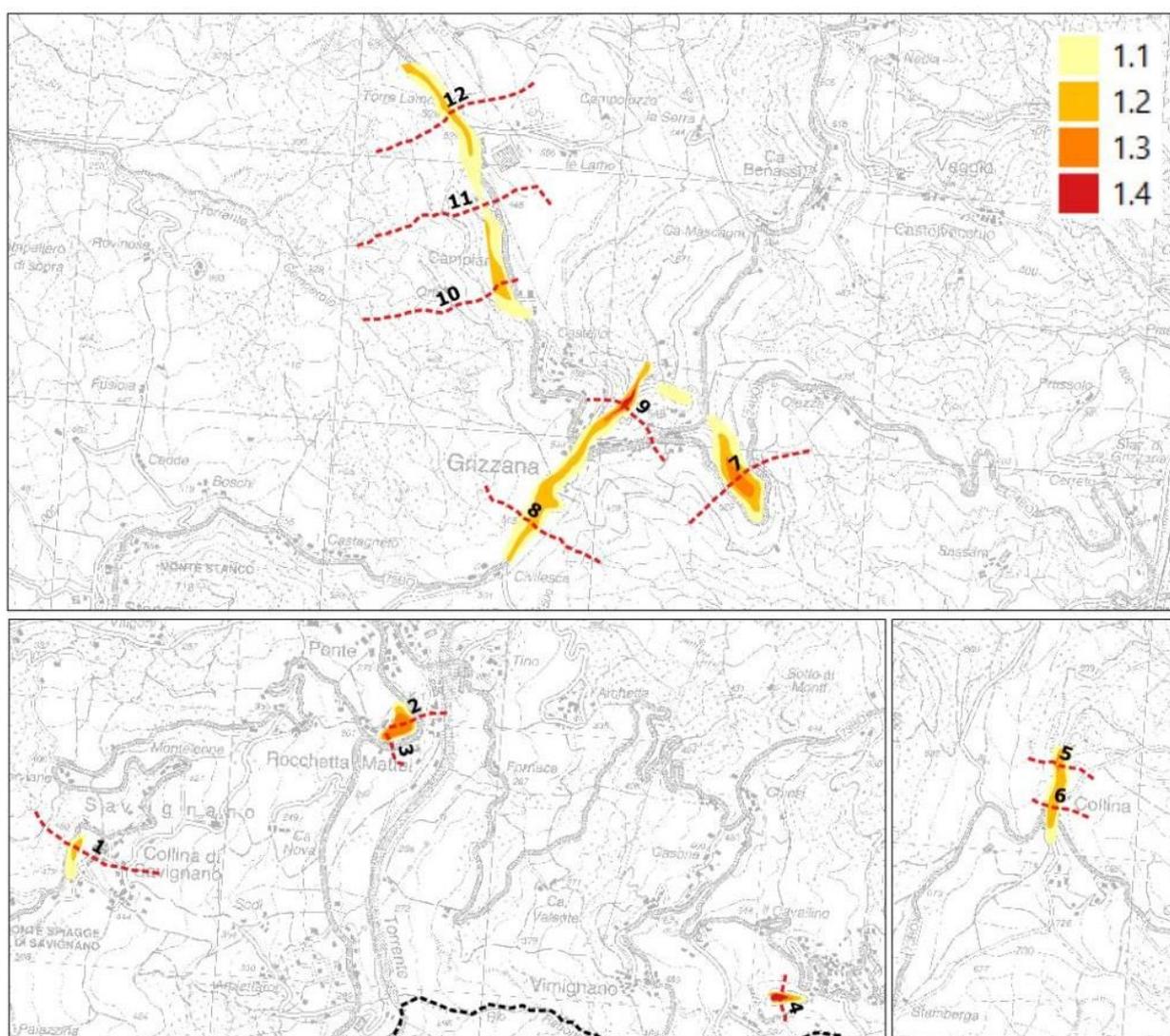


Figura 7.2 - Localizzazione delle sezioni topografiche di riferimento e delimitazione delle zone di amplificazione ST calcolate

Le analisi morfologiche hanno evidenziato possibilità di amplificazione topografica in settori del principale crinale presso gli abitati di Grizzana, Collina, Ponte (Rocchetta Mattei), Collina di Savignano e Campolo. Occorre precisare che in alcuni casi le aree di interferenza sono state estrapolate in modo più cautelativo, cioè comprendendo l'intera cresta e/o cucuzzolo, in ragione del contesto morfologico riscontrabile. Gli esiti di ST sono dunque compresi tra 1,1 e 1,4.

7.7 Elaborazione dei valori di H_{SM}

Lo studio ha consentito di calcolare i valori di H_{SM} (Naso et al., 2019), parametro che esprime lo scuotimento atteso al sito in valore assoluto (accelerazione in cm/s^2), dato dal prodotto del parametro *Acceleration Spectrum Intensity* (ASI_{UHS}), valore integrale dello spettro di riferimento in accelerazione calcolato per l'intervallo di periodi $0,1s \leq T \leq 0,5s$, diviso per ΔT (in questo caso pari a 0,4s) e moltiplicato per il fattore di amplificazione in accelerazione (FA) calcolato per lo stesso intervallo di periodi:

$$H_{SM} = (ASI_{UHS} / \Delta T) * FA$$

I valori di $ASI_{UHS} / \Delta T$ sono stati calcolati per ogni punto della griglia INGV (già disponibili nella pagina web dedicata agli indirizzi per gli studi di microzonazione sismica a cura del SGSS).

I valori di $ASI_{UHS} / \Delta T$ sono stati calcolati per ogni punto della griglia INGV (già disponibili nella pagina web dedicata agli indirizzi per gli studi di microzonazione sismica a cura del SGSS).

Le elaborazioni evidenziano valori tendenzialmente più alti negli areali caratterizzati da coperture sovrastanti il substrato roccioso, cioè con un contributo importante all'esito di HSM indotto da fattori di amplificazione più elevati.

8 ELABORATI CARTOGRAFICI

8.1 Carta delle Indagini (Tavola 1)

Gli studi di microzonazione sismica hanno consentito di riordinare e selezionare le conoscenze di sottosuolo pregresse, fondate sugli esiti delle indagini geognostiche e geofisiche di repertorio e sugli esiti delle prove integrative.

In questo senso, la “Carta delle Indagini”, realizzata alla scala 1:10.000, permette la visione di insieme delle localizzazioni delle prospezioni geologiche e geofisiche realizzate nel territorio comunale di Grizzana Morandi, raccolte e archiviate in formato digitale per il presente studio.

La cartografia identifica il tipo di prova con la simbologia riportata negli <<Standard di rappresentazione e archiviazione informatica>> CTMS (v.4.1), distinguendo la tipologia delle prove e indicando il sito oggetto delle indagini.

8.2 Carta geologico–tecnica per la microzonazione sismica (Tavola 2)

La <<Carta geologico–tecnica>>, elaborata alla scala 1:5.000, ha lo scopo di fornire ulteriori elementi per la definizione del modello di sottosuolo meno profondo, necessario per lo studio di microzonazione sismica. Tuttavia, nella pianura, si distingue nei contenuti dalla classica carta geologica e/o litologica.

In particolare, la cartografia geologico–tecnica ha suddiviso il territorio studiato sulla base del controllo dei dati tessiturali desunti dalle stratigrafie dei sondaggi a carotaggio continuo (analisi tessiturali; classificazione dei campioni prelevati) e dalle prove penetrometriche, disponendo anche di dati numerici.

L'elaborazione di questa cartografia è basata sul criterio delle classi tessiturali definite secondo gli “standard di microzonazione sismica” (v.4.1). Negli areali con substrato affiorante, la classificazione geotecnica ha considerato le principali caratteristiche del bedrock già riportate nel data base della cartografia geologica regionale. Il territorio di studio è stato suddiviso nelle classi USCS/AGI riportate in figura 8.1.

La cartografia geologico–tecnica inoltre riporta:

- ✓ forme di superficie e sepolte (picchi isolati; creste; orli di scarpata morfologica; orli di terrazzo fluviale; conoidi; faglie)
- ✓ aree di instabilità di versante
- ✓ elementi geologici e idrogeologici (giaciture strati e sondaggi/pozzi)
- ✓ le tracce delle sezioni geologiche di riferimento per questo lavoro.

Terreni di copertura e substrato geologico

 RI	Terreni contenenti resti di attività antropica	 GC	Ghiaie argillose, miscela di ghiaia, sabbia e argilla – argine /barre/canali (es) e conoide alluvionale (ca)
 GW	Ghiaie pulite con granulometria ben assortita, miscela di ghiaia e sabbia – terrazzo fluviale (tf) e argine/barre/canali (es)	 ML	Limi inorganici, farina di roccia, sabbie fini limose o argillose, limi argillosi di bassa plasticità – terrazzo fluviale (tf) e eluvi/colluvi (ec)
 GM	Ghiaie limose, miscela di ghiaia, sabbia e limo – terrazzo fluviale (tf) e argine/barre/canali (es)	 CL	Argille e argille limose più o meno consistenti – terrazzo fluviale (tf) e eluvi/colluvi (ec)
 LP	Lapideo	 SFCO	Coesivo sovraconsolidato fratturato o detensionato
 LPS	Lapideo stratificato	 SFGRS	Granulare cementato stratificato fratturato o detensionato
 GRS	Granulare cementato stratificato	 SFCOS	Coesivo sovraconsolidato stratificato fratturato o detensionato
 COS	Coesivo sovraconsolidato stratificato	 SFALS	Alternanza di litotipi stratificato fratturato o detensionato
 ALS	Alternanza di litotipi stratificato fratturato		

Figura 8.1 – Stralcio della legenda della Tavola 2a – Carta geologico-technica: si riportano le classi geotecniche USCS/AGI che caratterizzano il sottosuolo del territorio studiato di Grizzana Morandi

8.3 Carta delle frequenze naturali dei terreni (Tavola 3)

La <<Carta delle frequenze naturali dei terreni>>, elaborata alla scala 1:10.000, riporta la suddivisione del territorio comunale in aree per classi di frequenza, secondo quanto richiesto nell'Allegato C delle Delibere 2188/2016 e 630/2019 della Regione Emilia-Romagna: $f_0 \leq 1$ hz, $1 < f_0 \leq 2$ hz, $2 < f_0 \leq 8$ hz, $f_0 > 8$ hz.

Lo studio di microzonazione ha dunque permesso di proporre una classificazione delle frequenze di possibile amplificazione/risonanza distinguendo le seguenti classi (con colori differenti).

La tavola permette di discriminare le misure anche in base all'entità del rapporto spettrale H/V riferito a contrasti di impedenza alla base delle coperture, in particolare discriminando le prove che hanno ricavato rapporti: $H/V < 2$ (ampiezze basse); $2 \leq H/V < 3$ (ampiezze moderate); $H/V \leq 3$ (ampiezze elevate).

I dati acquisiti attraverso l'estesa campagna di misure di microtremore realizzata a supporto del presente studio, correlati coi dati geognostici disponibili, hanno permesso di individuare zone in cui gli spessori delle coperture continentali e/o del substrato roccioso marino alterato sono significativi per la risposta sismica locale, di definire la profondità del tetto di quello che può essere definito in alcuni casi il substrato rigido e di individuare quindi le caratteristiche stratigrafiche del sottosuolo importanti dal punto di vista dell'influenza sul moto sismico in superficie, per la definizione dei fattori di amplificazione.

8.4 Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica MOPS (Tavola 4)

La cartografia MOPS, elaborata alla scala 1:5.000, rappresenta la suddivisione del territorio comunale studiato in "Zone stabili suscettibili di amplificazione" e in "Zone di attenzione per instabilità". Tale carta rappresenta l'elaborato fondamentale della microzonazione sismica di livello 1.

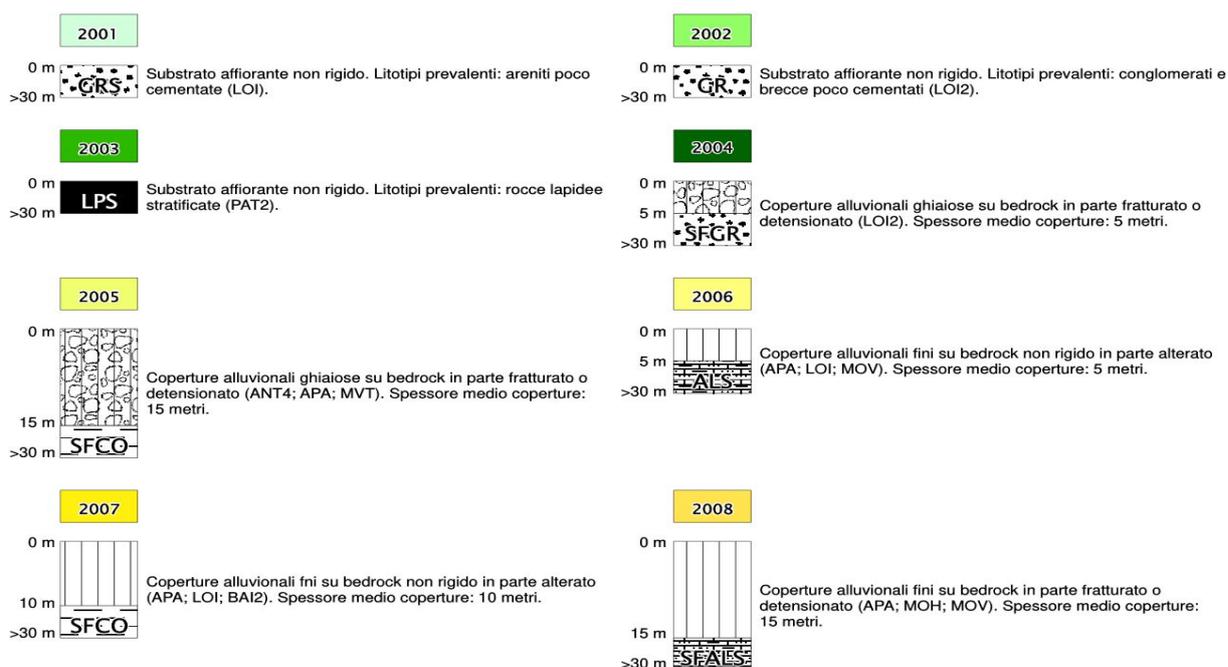
La carta riporta, inoltre, le "forme di superficie e sepolte" (già presenti nella carta geologico-tecnica), i punti di misura di rumore ambientale (con l'indicazione della frequenza fondamentale) e le tracce delle sezioni topografiche realizzate per determinare i fattori di amplificazione "ft".

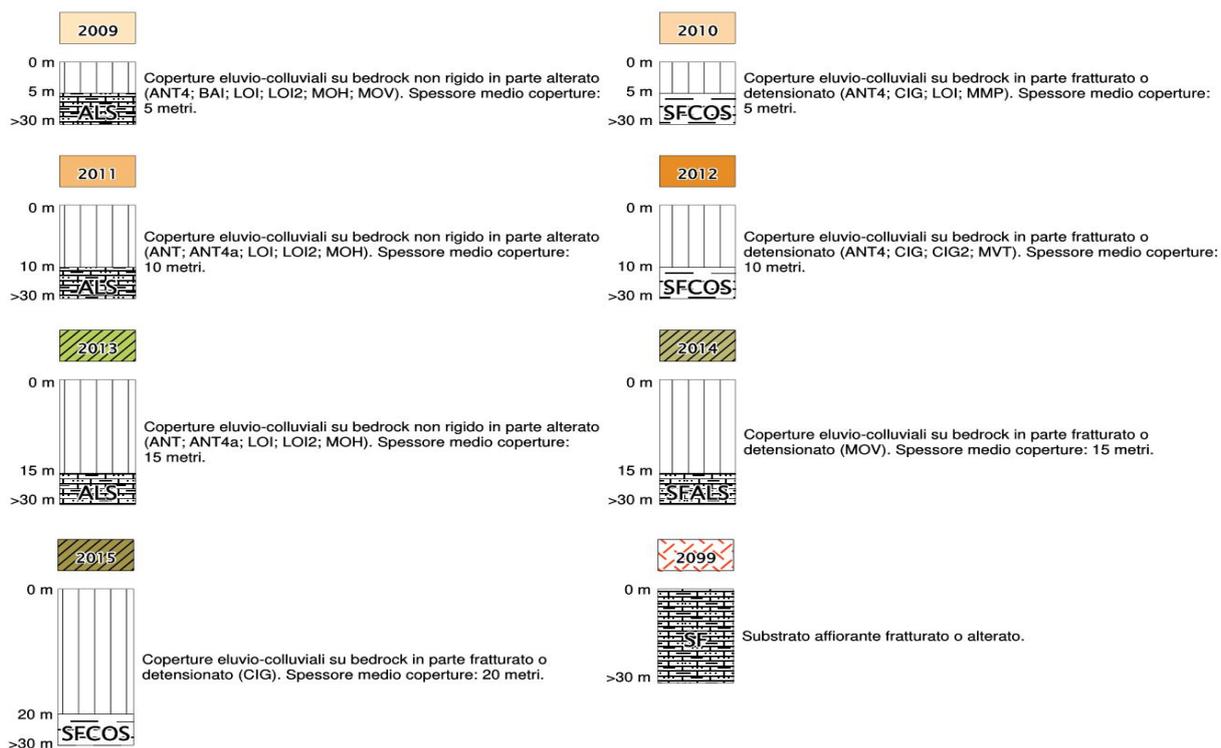
Rispetto alle diverse litologie distinte nella carta geologico-tecnica, estendendo la valutazione a profondità maggiore, si è cercato di arrivare a delle semplificazioni, accorpando alcune stratigrafie analoghe e cercando di utilizzare un criterio di similarità dal punto di vista della possibile risposta sismica e delle criticità locali.

Sulla base delle caratteristiche della successione litostratigrafica, nel territorio studiato non si riscontrano "zone stabili", tuttavia sono distinte 16 zone stabili suscettibili di amplificazioni (compreso anche il substrato affiorante molto alterato).

Per ciascuna classe, in legenda viene indicato lo spessore delle coperture che è stato considerato nel calcolo dei fattori di amplificazione, comprensivo di un'eventuale porzione di bedrock alterato.

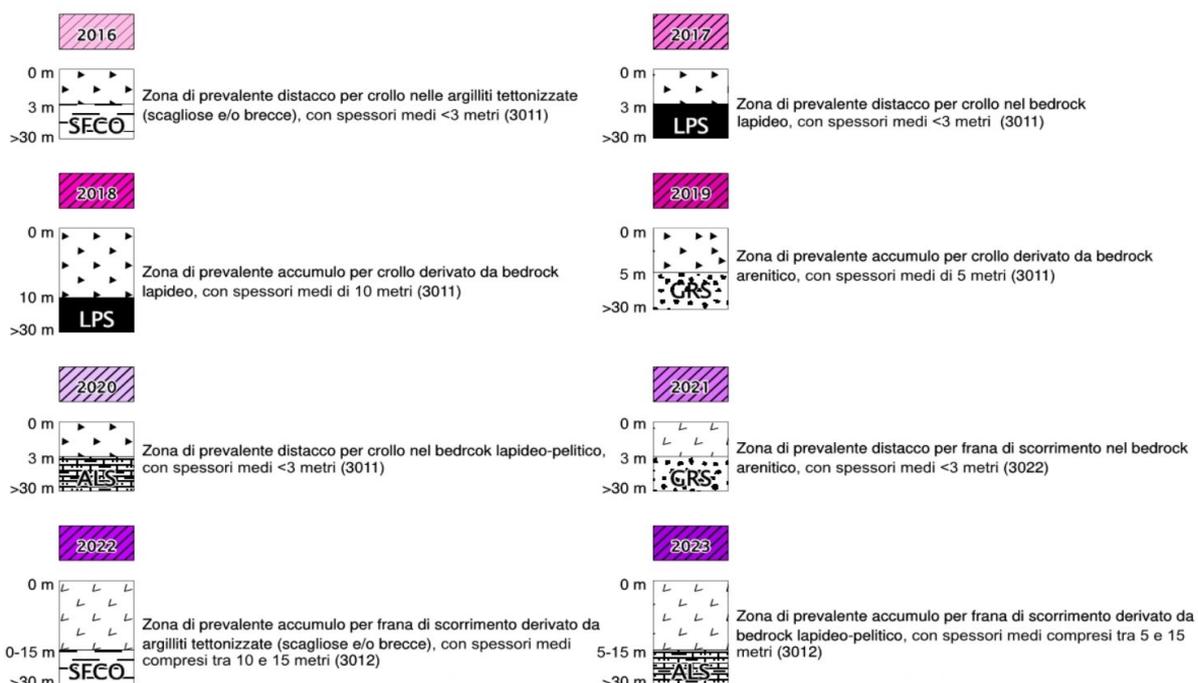
Il seguente schema riporta per le zone stabili suscettibili di amplificazione i rispettivi rapporti stratigrafici rappresentativi.

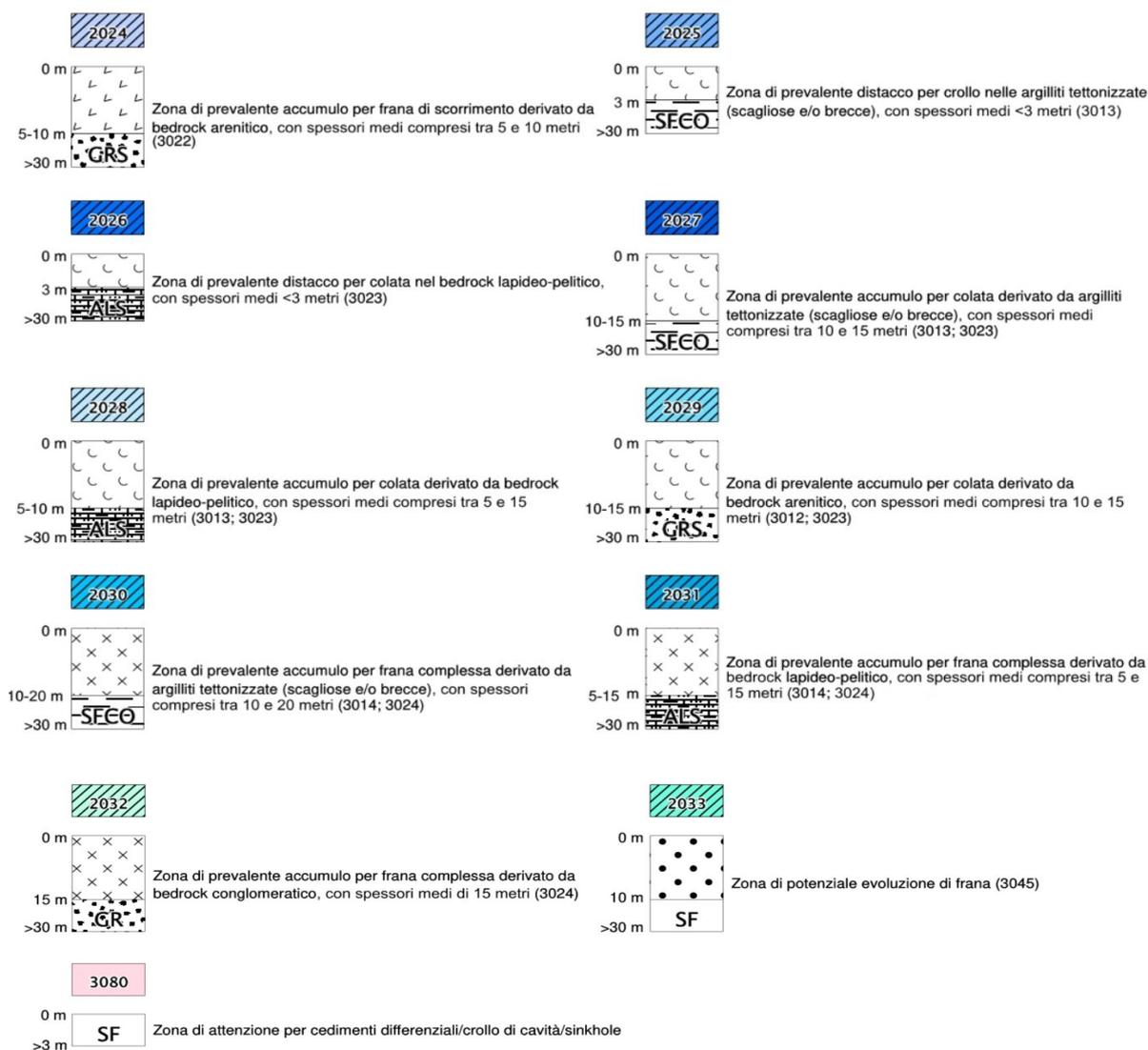




Le zone di attenzione per instabilità individuano le principali criticità correlabili ad eventi sismici individuate per il territorio studiato (possibilità di instabilità di versante; possibilità di cedimenti differenziali). In questa tipologia di instabilità vengono comprese anche le aree di cava e i tombamenti antropici.

Il seguente schema riporta per le zone di attenzione individuate i rispettivi rapporti stratigrafici rappresentativi. Per una descrizione sintetica di tutte le singole zone di rimanda al precedente paragrafo 7.2.





8.5 Carta delle velocità delle onde di taglio S (Tavola 5)

La <<Carta delle velocità delle onde di taglio S>>, elaborata alla scala 1:10.000, localizza tutti i punti di misura di V_s , con indicazione, per ogni punto di controllo, del valore della media armonica nei primi 30 metri della velocità delle onde sismiche di taglio ($V_{s_{30}}$) oppure della V_sH .

Nelle situazioni di sottosuolo caratterizzate da coperture di minore spessore e in grado di condizionare il campo di moto verso la superficie, si sono riportati anche i valori di V_sH . Tale parametro risulta di fondamentale importanza per la caratterizzazione della risposta sismica locale, sia valutata con approccio semplificato (DGR 2188/2016; DGR 630/2019; criteri nazionali ICMS 2008), sia da valutare con modellazioni numeriche.

Si segnala che il calcolo della V_sH ha interessato ampi settori del territorio studiato, per la presenza di coperture quaternarie sovrastanti il substrato marino più rigido oppure per la presenza di substrato roccioso molto alterato e/o detensionato e con V_s tali da non considerarsi bedrock sismico fino a 30 metri di profondità.

Informazioni relative alle tipologie d'indagine e agli esiti delle V_s misurate nelle aree di

approfondimento, sono riportate nei precedenti capitoli (in particolare nel capitolo 5) a cui si rimanda per eventuali approfondimenti.

8.6 Carta di microzonazione sismica livello 2 (Tavole 6-7-8-9-10-11)

Le cartografie <<carta di microzonazione sismica livello 2>> sono elaborate alla scala 1:5.000 e riportano le “zone stabili suscettibili di amplificazioni” e le “zone di attenzione per instabilità” per le liquefazioni e le “zone di attenzione” riscontrate nel territorio studiato di Grizzana Morandi. Rappresentano gli elaborati finali di sintesi del presente studio di microzonazione sismica.

Rappresentano gli elaborati finali di sintesi del presente studio di microzonazione sismica in quanto riportano per ogni zona MOPS (Tavola 4) i fattori di amplificazione calcolati. In questo senso è necessario specificare che:

- alle “zone stabili suscettibili di amplificazioni” vengono attribuiti i parametri di amplificazione considerati (P_{ga} ; S_A ; S_I) attraverso la suddivisione del territorio studiato in classi di amplificazione, come previsto dagli Indirizzi della CTMS e come indicato negli Standard di rappresentazione per la microzonazione sismica (v. 4.1). Si rammenta che agli areali studiati i fattori di amplificazione sono attribuiti sulla base degli abachi regionali (cfr. DGR 630/2019, allegato A2).
- Per le “zone di attenzione” per instabilità” vengono attribuiti i parametri di amplificazione considerati (P_{ga} ; S_A ; S_I) sono attribuiti sulla base degli abachi regionali (cfr. capitolo 7) e considerando il contesto litostratigrafico e sismico locale. La stima dello spessore di sedimento rimaneggiato e maggiormente amplificabile è compatibile con la presunta profondità del piano di taglio/scivolamento della frana.

La grafica standard (colore pieno) consente di attribuire alle zone di suscettibilità i rispettivi parametri di amplificazione (ricavati dalle modellazioni numeriche di RSL).

In sintesi, sono state elaborate le seguenti sei cartografie di microzonazione sismica:

- ✓ Tavola di microzonazione sismica di livello 2 – FA_{PGA} → riporta il fattore di amplificazione FA_{PGA} (rapporto tra le massime ampiezze dell'accelerazione orizzontale in superficie e al bedrock sismico (PGA/PGA_0));
- ✓ Tavola di microzonazione sismica di livello 2 FA_{SA1} → riporta il fattore di amplificazione FA_{SA} (rapporto di Intensità di spettrale in accelerazione in superficie e al bedrock sismico per periodo compreso tra 0,1 e 0,5 secondi);
- ✓ Tavola di microzonazione sismica di livello 2 FA_{SA2} → riporta il fattore di amplificazione FA_{SA} (rapporto di Intensità di spettrale in accelerazione in superficie e al bedrock sismico per periodo compreso tra 0,4 e 0,8 secondi);
- ✓ Tavola di microzonazione sismica di livello 2 FA_{SA3} → riporta il fattore di amplificazione FA_{SA} (rapporto di Intensità di spettrale in accelerazione in superficie e al bedrock sismico per periodo compreso tra 0,7 e 1,1 secondi);
- ✓ Tavola di microzonazione sismica di livello 2 FA_{SI1} → riporta il fattore di amplificazione FA_{SI} (rapporto di Intensità di Housner in superficie e al bedrock sismico per periodo compreso tra 0,1 e 0,5 secondi);
- ✓ Tavola di microzonazione sismica di livello 2 FA_{SI2} → riporta il fattore di amplificazione FA_{SI}

(rapporto di Intensità di Housner in superficie e al bedrock sismico per periodo compreso tra 0,5 e 1,0 secondi).

8.7 Carta della distribuzione dei valori di H_{SM}

Le mappe di pericolosità sismica denominate <<Carta della distribuzione dei valori di H_{SM} >> sono elaborate alla scala 1:10.000 e riportano i valori di H_{SM} (Naso et al., 2019) per gli areali interessati dalla microzonazione sismica.

Si rammenta che il valore di H_{SM} rappresenta un parametro di pericolosità che esprime lo scuotimento atteso al sito in valore assoluto (accelerazione in cm/s^2) come riportato nel paragrafo 7.7.

9 BIBLIOGRAFIA

AA.VV. (2005) – Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations measurements, processing and interpretation. Deliverable D23.12 of the SESAME project, 62 pp, April 2005. Available at <http://www.SESAME-FP5.obs.ujf-grenoble.fr>.

AA.VV. (2011) – Contributi per l'aggiornamento degli "Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica". Supplemento alla rivista Ingegneria Sismica Anno XXVIII – n.2.

Albarello D. e Castellaro S. (2011) – Tecniche sismiche passive: indagini a stazione singola. In AA.VV. (2011) – Contributi per l'aggiornamento degli "Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica". Supplemento alla rivista Ingegneria Sismica Anno XXVIII – n.2.

Boccaletti M., Bonini M., Corti G., Gasperini P., Martelli L., Piccardi L., Severi P., Vannucci G. (2004): Carta sismotettonica della Regione Emilia-Romagna, scala 1:250.000. Con note illustrative. Regione Emilia-Romagna-SGSS, CNR-IGG. SELCA, Firenze.

Boulanger R. W. e Idriss I. M. (2004) – *Semi-empirical procedures for evaluating liquefaction potential during earthquakes*. Proc., 11th International Conference on Soil Dynamics and Earthquake Engineering, and 3rd International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering, D. Doolin et al., ed Stallion Press, Vol. 1, 32–56.

Castellaro S., Mulargia F. e Bianconi L. (2005) – Passive Seismic Stratigraphy: A new efficient, fast and economic technique. *Geologia e tecnica ambientale*, 3.

Castellaro S. e Mulargia F. (2011) – Seismic soil classification from a different perspective. Annual meeting of the Seismological Society of America, Memphis (Tennessee, USA), Apr. 13–15.

Castellaro S. (2012) – H/V: un contributo oltre Vs30. In "Tecniche speditive per la stima dell'amplificazione sismica e della dinamica degli edifici" a cura di Mucciarelli M.

Cerrina Feroni A., Martelli L., Martinelli P. & Ottria G. (2002) – Carta geologico-strutturale dell'Appennino emiliano-romagnolo in scala 1:250.000. Regione Emilia-Romagna, Servizio Geologico, sismico e dei Suoli – CNR, Istituto di Georisorse e Geoscienze, Pisa. S.EL.CA., Firenze.

Commissione tecnica per la microzonazione sismica (2018) – Microzonazione sismica – Standard di rappresentazione e archiviazione informatica versione 4.1. <https://www.centromicrozonazioneismica.it/it/download/category/23-standard-ms-e-cle>.

DISS Working Group (2018). Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.2.1: *A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas*. <http://diss.rm.ingv.it/diss/>, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia; doi:10.6092/INGV.IT-DISS3.2.1.

Elmi, Zecchi (1982) – *Note sulla sismicità dell'appennino emiliano-romagnolo*. In Guida alla geologia del margine appenninico-padano. *Società Geologica Italiana – Guide Geologiche*

regionali, Bologna.

Galli P., Castenetto S., Peronace E. (2012) – *Terremoti dell'Emilia – maggio 2012 – Rilievo Macrosismico MCS speditivo – Rapporto finale*. Dipartimento della Protezione Civile – Ufficio Rischio Sismico e Vulcanico.

Galli, Meloni, Rossi (1999) – *Historical liquefaction in Italy: relationship between epicentral distance and seismic parameters*. European Geophysical Society XXIII General Assembly Natural Hazards NH3, The Hague, Netherlands.

Gruppo di lavoro MS (2008) – *Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica*. Conferenza delle Regioni e delle Province autonome – Dipartimento della Protezione Civile, Roma, 3 vol. e Dvd. Disponibili nel sito web del Dipartimento della Protezione Civile, area “Rischio Sismico” all'indirizzo: http://www.protezionecivile.it/cms/view.php?dir_pk=395&cms_pk=15833.

Guidoboni E., Ferrari G., Mariotti D., Comastri A., Tarabusi G., Sgattoni G., Valensise G. (2018) – CFTI5Med, *Catalogo dei Forti Terremoti in Italia (461 a.C.–1997) e nell'area Mediterranea (760 a.C.–1500)*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). doi: <https://doi.org/10.6092/ingv.it-cfti5>.

ISIDe Working Group (2010) – Italian Seismological Instrumental and parametric database. [Online], Available: <http://iside.rm.ingv.it>.

ISPRA (2009) – *Carta Geologica d'Italia, Fogli 236, 237 e 252*. Coord. Scientifico: Regione Emilia-Romagna. ISPRA, Servizio Geologico d'Italia – Regione Emilia-Romagna, Servizio geologico, sismico e dei suoli. SystemCart, Roma. <https://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/emilia.html>.

Lanzo G. & Silvestri F. (1999) – *Risposta Sismica Locale*. Edizioni Hevelius.

Locati M., Camassi R., Rovida A., Ercolani E., Bernardini F., Castelli V., Caracciolo C.H., Tertulliani A., Rossi A., Azzaro R., D'Amico S., Conte S., Rocchetti E., Antonucci A. (2019). Database Macrosismico Italiano (DBMI15), versione 2.0. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.13127/DBMI/DBMI15.2>.

Martelli L., Calabrese L., Ercolessi G., Severi P., Romani M., Tarabusi G., Pileggi D., Rosselli S., Minarelli L., Pergalani F., Compagnoni M., Vannucchi C., Madiati C., Facciorusso J., Fioravante V., Giretti D., Mucciarelli M., Priolo E., Laurenzano G., Brammerini F., Speranza E., Conte C., Di Salvo G., Giuffre' M., Zuppiroli M., Guidi F., Vona V. Con Il Contributo Di Manicardi A., Mengoli B., Ugoletti C. e Ricci L. (2013) – *Microzonazione sismica dell'area epicentrale del terremoto della pianura Emiliana del 2012 (Ord. 70/2012)*. Atti del 32° Convegno Nazionale del Gruppo Nazionale di Fisica della Terra Solida, Trieste, ISBN: 978-88-902101-7-4.

Martelli (2015) – *I terremoti dell'Appennino Bolognese*. La geologia. Nueter, XLI, n. 82, 387-395.

Meletti M., Valensise G (a cura di) (2004) – *Zonazione sismogenetica ZS9 – App.2 al Rapporto conclusivo*. Gruppo di lavoro per la redazione della mappa di pericolosità sismica (Ordinanza PCM 3274/2003), Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. <http://zonesismiche.mi.ingv.it/documenti/App2.pdf>.

Ministero delle Infrastrutture (2018) – D.M. 17/01/2018 (G.U. n.42 del 20/02/2018 – Aggiornamento delle Norme Tecniche per le Costruzioni.

Mucciarelli M. (a cura di) (2012) – *Tecniche speditive per la stima dell'amplificazione sismica e della dinamica degli edifici. Studi teorici ed applicazioni professionali*. Edizioni Aracne.

Naso G., Martelli L., Baglione M., Brammerini F., Castenetto S., D'Intinosante V., Ercolessi G. (2019): *Maps for land management: from geology to seismic hazard*, Boll. Geof. Teor. Appl., Vol. 60, DOI 10.4430/bgta0263.

Pieri M. e Groppi G. (1981) – Subsurface geological structure of the Po Plain (Italy). Progetto Finalizzato Geodinamica, publ.n° 414, C.N.R., 23.

Provincia di Bologna – *Variante al PTCP in materia di riduzione del rischio sismico. Adeguamento alla L.R. 19/2008*. 2013.

RER – ENI, Agip (1998): *Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia-Romagna*. A cura di G. M. Di Dio. Regione Emilia-Romagna, ENI Agip Divisione Esplorazione e Produzione. S.EL.CA., Firenze, pp 120.

Martelli L. (coord.), Bonini M., Calabrese L., Corti G., Ercolessi G., Molinari F. C., Piccardi L., Pondrelli S., Sani F. (2017): *Carta sismotettonica della Regione Emilia-Romagna e aree limitrofe. Con note illustrative*. Regione Emilia-Romagna, Servizio geologico, sismico e dei suoli. Con note illustrative e CD. DREAM Italia.

Regione Emilia Romagna – Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, CNR – Istituto di Geoscienze e Georisorse – *Università degli Studi di Firenze – INGV – Carta sismotettonica della Regione Emilia-Romagna e aree limitrofe (2017) – scala 1:250.000*.

Regione Emilia Romagna – Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli – Carta Geologica in scala 1:10.000 della regione Emilia-Romagna – cartografia interattiva consultabile on line: https://applicazioni.regione.emilia-romagna.it/cartografia_sgss.

Regione Emilia Romagna – Legge Regionale n.19/2008 – *“Norme per la riduzione del rischio sismico, con le modifiche apportate dalla L.R. 6 luglio 2009, n.6 “Governo e riqualificazione solidale del territorio”*. BURER n. 184 del 30/10/2008.

Regione Emilia Romagna – Legge Regionale n.24/2017 – “Disciplina regionale sulla tutela e l'uso del territorio”. BURERT n. 304 del 21/12/2017.

Regione Emilia Romagna – *Delibera Regionale n.112/2007 – “Approvazione dell'atto di indirizzo e coordinamento tecnico ai sensi dell'art. 16, comma 1, della LR 20/2000 Disciplina generale sulla tutela del territorio, in merito a <<Indirizzi per gli studi di microzonazione sismica in Emilia-Romagna per la pianificazione territoriale ed urbanistica>>”*. BURER n. 64 del 17 maggio 2007.

Regione Emilia Romagna – Delibera della Giunta Regionale n.2193/2015 – “Art. 16 della L.R. n.20 del 24/3/2000. Approvazione aggiornamento dell'atto di coordinamento tecnico denominato <<Indirizzi per gli studi di microzonazione sismica in Emilia-Romagna per la pianificazione territoriale ed urbanistica>>, di cui alla deliberazione dell'Assemblea Legislativa

2 maggio 2007, n. 112”. BURER n. 4 del 8 gennaio 2016 parte seconda.

Regione Emilia Romagna – Delibera della Giunta Regionale n.630/2019 – “Atto di coordinamento tecnico sugli studi di microzonazione sismica per la pianificazione territoriale ed urbanistica (artt. 22 e 49, L.R. n.24/2017”. BURER. n. 143 del 6 maggio 2019 parte seconda.

Rovida A., Locati M., Camassi R., Lolli B., Gasperini P. (2019). *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI15), versione 2.0.* Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.13127/CPTI/CPTI15.2>.