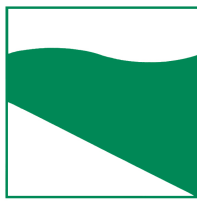




PROTEZIONE CIVILE
Presidenza del Consiglio dei Ministri
Dipartimento della Protezione Civile



Regione Emilia Romagna



CONFERENZA DELLE REGIONI E
DELLE PROVINCE AUTONOME

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

MICROZONAZIONE SISMICA

Relazione illustrativa

Regione Emilia–Romagna

Comune di Malalbergo



Regione	Soggetto realizzatore	Data
EMILIA–ROMAGNA	Dott. Geologo Samuel Sangiorgi	Agosto 2018

INDICE GENERALE

1	INTRODUZIONE.....	3
1.1	Contenuti dello studio.....	3
1.2	Riferimenti normativi.....	5
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 e gli eventi sismici emiliani del maggio 2012.....	8
2.3	Sorgenti sismogeniche e mappa pericolosità sismica INGV.....	10
2.4	Pericolosità sismica elaborata per la pianificazione territoriale e urbanistica.....	13
2.4.1	<i>Gli indirizzi tecnici regionali di riferimento: DAL 112/2007 e DGR 2193/2015.....</i>	<i>13</i>
2.4.2	<i>La Variante al PTCP in materia di rischio sismico e la microzonazione sismica comunale vigente.....</i>	<i>14</i>
2.4.3	<i>Gli studi pregressi di microzonazione sismica alla scala comunale.....</i>	<i>15</i>
3	ASSETTO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E IDROGEOLOGICO DELL'AREA.....	18
3.1	Inquadramento geotettonico e geologico-stratigrafico.....	18
3.2	Geomorfologia storica.....	23
3.3	L'assetto idraulico più recente.....	27
3.3.1	<i>Il Fiume Reno.....</i>	<i>27</i>
3.3.2	<i>Il Canale "Navile".....</i>	<i>28</i>
3.3.3	<i>Il canale "Savena Abbandonato".....</i>	<i>29</i>
3.4	Idrogeologia.....	29
4	DATI GEOTECNICI E GEOFISICI.....	31
4.1	Dati pregressi.....	31
4.2	Le nuove indagini eseguite.....	33
5	MODELLO DEL SOTTOSUOLO.....	37
5.1	Litologie sub-affioranti.....	37
5.2	Sottosuolo profondo.....	39
6	INTERPRETAZIONI E INCERTEZZE.....	47
6.1	Definizione del substrato rigido.....	47

6.2 Liquefacibilità.....	48
7 METODOLOGIE DI ELABORAZIONE E RISULTATI.....	53
7.1 Cenni introduttivi.....	53
7.2 I fattori di amplificazione considerati per lo studio di MS.....	53
7.3 Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali: calcolo dei fattori di amplificazione.....	54
7.4 Zone di attenzione per instabilità: calcolo dei fattori di amplificazione.....	55
7.5 Valutazioni sulla propensione alla liquefacibilità dei sedimenti in caso di sisma.....	56
8 ELABORATI CARTOGRAFICI.....	57
8.1 Carta delle Indagini (Tavola 1).....	57
8.2 Carta geologico-tecnica per la microzonazione sismica (Tavola 2).....	57
8.3 Carta delle frequenze naturali dei terreni (Tavola 3).....	58
8.4 Carta delle velocità delle onde di taglio S (Tavola 4).....	58
8.5 Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica MOPS (Tavola 5).....	59
8.6 Carta di microzonazione sismica livello 2 (Tavole 6-7-8-9).....	61
9 BIBLIOGRAFIA.....	62

1 INTRODUZIONE

1.1 Contenuti dello studio

Il comune di Malalbergo è risultato destinatario di contributi stanziati dal Dipartimento della Protezione Civile nazionale per l'adeguamento degli studi di microzonazione sismica (MS) e l'elaborazione delle analisi della Condizione Limite per l'Emergenza (CLE) ai sensi della Legge 77/2009.

L'Amministrazione comunale ha affidato allo Scrivente le attività di elaborazione delle suddette analisi di MS e CLE, ai sensi dell'Ordinanza del Capo Dipartimento della Protezione Civile n. 344/2016 (OCDPC 344/2016), recepita dalla Regione Emilia-Romagna con Deliberazione della Giunta Regionale n. 2188/2016, e con successiva Determinazione 8757/2017. Le analisi hanno inoltre permesso l'adeguamento degli studi di microzonazione sismica comunali vigenti alla recente DGR n. 1293/2015.

Per l'adeguamento dello studio di microzonazione sismica, si sono espletate le seguenti attività:

- la raccolta dei dati di sottosuolo disponibili (“Banca Dati Geognostica” predisposta dal Servizio Geologico Sismico e dei Suoli regionale; “Archivio Prove Geognostiche e Geofisiche” allegato allo studio di MS comunale contenute dell'archivio delle indagini comunali; ulteriori relazioni geologiche forniteci dall'Ufficio Tecnico comunale; ecc.)
- l'esecuzione di nuove indagini geognostiche e geofisiche;
- l'aggiornamento degli elaborati cartografici di “livello 1” (<<Carta delle Indagini>>; <<Carta Geologico Tecnica per la microzonazione sismica>>; <<Carta delle Frequenze Naturali>>; <<Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica>>)
- l'adeguamento degli elaborati cartografici di “livello 2” (<<Carta di microzonazione sismica>>)
- l'archiviazione informatica dei dati e l'elaborazione delle cartografie di MS secondo gli standard indicati dalla CTMS (v. 4.0b).

La figura 1.1 propone un inquadramento del territorio amministrativo di Malalbergo: si tratta di un Comune della Provincia di Bologna, ricadente in pianura a N-NE del Capoluogo di Regione. Il territorio comunale ha un'estensione complessiva di quasi 54 kmq e vi risiedono poco più di 9.000 abitanti.

La figura 1.2 localizza con maggior dettaglio le aree urbane/urbanizzabili che rappresentano gli areali interessati dallo studio di microzonazione sismica comunale e dove si sono concentrate la maggior parte delle nuove indagini eseguite per questo ulteriore adeguamento.

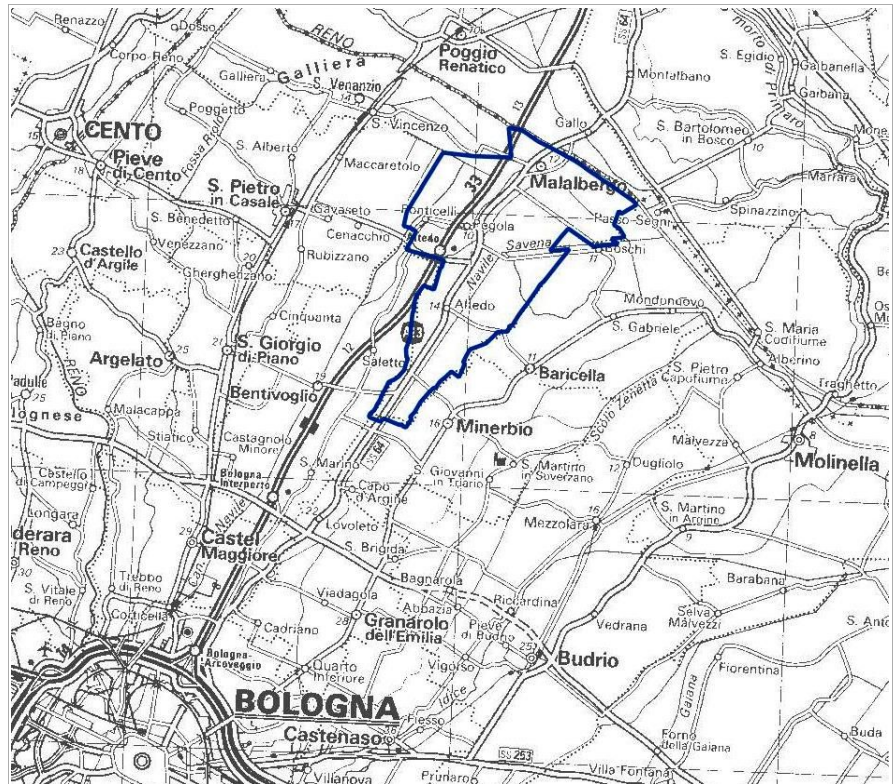


Figura 1.1 – Localizzazione del territorio amministrativo di Malalbergo (base topografica 1:250.000 RER)

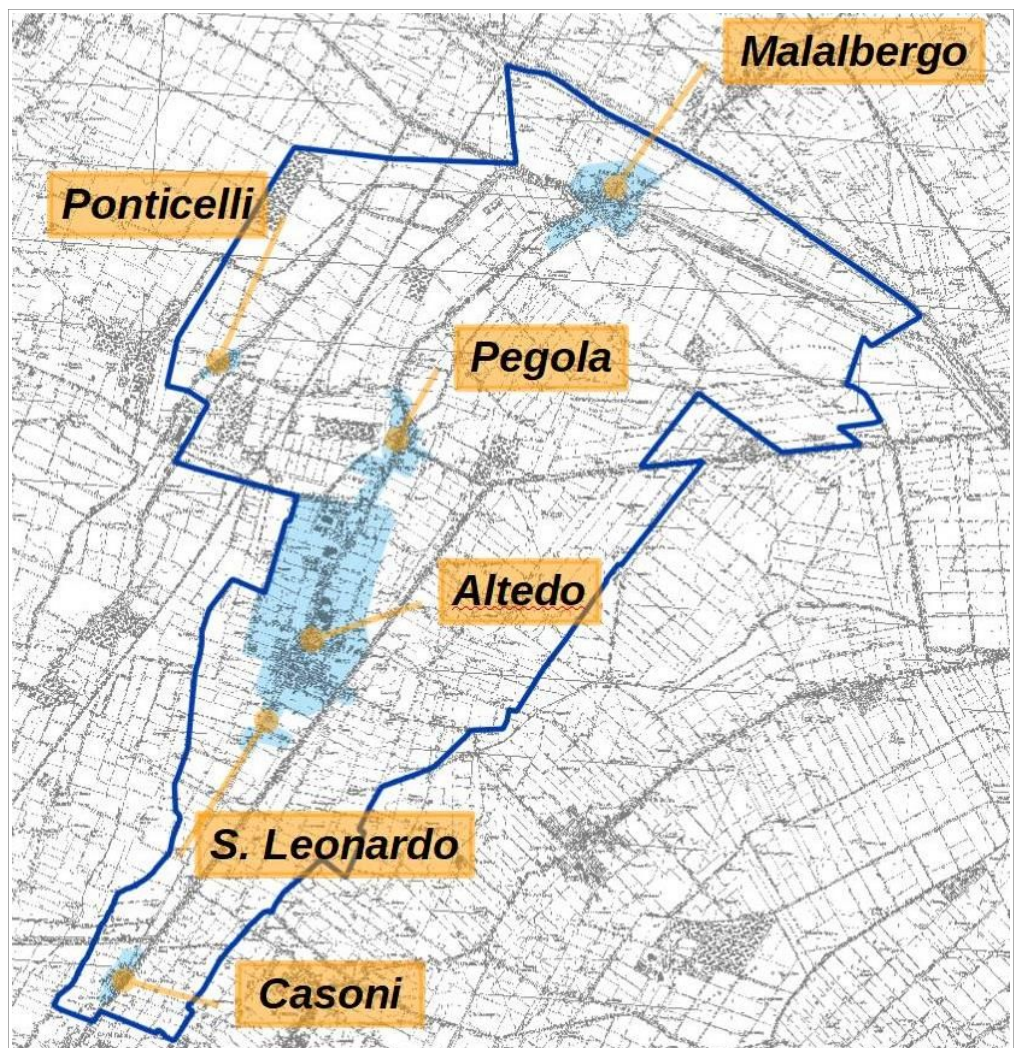


Figura 1.2 – Localizzazione delle aree comprese nello studio di microzonazione (su base topografica alla scala 1:25.000 della Regione Emilia-Romagna)

1.2 Riferimenti normativi

Il presente lavoro è redatto sulla base delle indicazioni contenute nell'Allegato C della Delibera 1227/2015 della Giunta della Regione dell'Emilia-Romagna, dal titolo "Approvazione dei criteri per gli studi di microzonazione sismica ed assegnazione dei contributi di cui all'ordinanza del Capo Dipartimento della Protezione Civile 171/2014 a favore degli Enti locali".

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 4.0b", redatto dalla Commissione tecnica per la microzonazione sismica (Commissione tecnica per la microzonazione sismica, ottobre 2015), da qui in avanti "Standard MS 4.0b";
- ✓ "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 dell'Assemblea Legislativa n. 112/2007 Art. 16 c.1 "Indirizzi per gli studi di microzonazione sismica in Emilia-Romagna per la pianificazione territoriale e urbanistica";
- ✓ Deliberazione della Giunta Regionale n. 2193/2015 "Art. 16 della LR 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 e urbanistica", di cui alla deliberazione dell'Assemblea Legislativa 2 maggio 2007, n.112;
- ✓ LR 30/10/2008 n.19 "Norme per la riduzione del Rischio Sismico";
- ✓ DM del 14/01/2008 "Norme Tecniche per le Costruzioni";
- ✓ DM del 17/01/2018 "Norme Tecniche per le Costruzioni".

Si rammenta che la recente DGR 2193/2015 della Regione Emilia-Romagna ha apportato alcuni aggiornamenti agli indirizzi per gli studi di microzonazione sismica già definiti nella DAL 112/2007. Gli indirizzi regionali per gli studi di MS risultano in tal senso più congrui alle vigenti Norme Tecniche per le Costruzioni; gli aggiornamenti sono inoltre derivati dalle ulteriori esperienze (oltre otto anni) di applicazione della DAL 112/2007 e dalle ulteriori conoscenze scientifiche maturate a seguito degli ultimi importanti eventi sismici italiani (L'Aquila 2009 e Pianura emiliana 2012).

1.3 Gli elaborati a corredo dello studio

Gli elaborati aggiornati dello studio di microzonazione sismica per il Comune di Malalbergo sono i seguenti:

- la presente Relazione Descrittiva (riprodotta in formato *.pdf) 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 nove 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 report delle indagini di nuova esecuzione (riprodotti in formato *.pdf), contenuti nell'Allegato 2.

Elaborato cartografico	Sigla Tavola	Scala
Carta delle indagini	Tavola 1	1:10.000
Carta geologico-tecnica	Tavola 2	1:10.000
Carta delle frequenze naturali dei terreni	Tavola 3	1:10.000
Carta delle velocità delle onde di taglio S (Vs)	Tavola 4	1:10.000
Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (MOPS)	Tavola 5	1:10.000
Carta di microzonazione sismica di livello 2 – FA _{PGA}	Tavola 6	1:10.000
Carta di microzonazione sismica di livello 2 – FH _{0,1-0,5}	Tavola 7	1:10.000
Carta di microzonazione sismica di livello 2 – FH _{0,5-1,0}	Tavola 8	1:10.000
Carta di microzonazione sismica di livello 2 – FH _{0,5-1,5}	Tavola 9	1:10.000

Tabella 1.1 - Elaborati cartografici aggiornati per lo studio di microzonazione sismica del Comune di Malalbergo

Tutti gli elaborati relativi al primo e secondo livello di approfondimento sono stati realizzati secondo le specifiche indicate negli allegati C e D della DGR 1227/2015 della Regione Emilia-Romagna. Tali specifiche rimandano sostanzialmente alle linee guida emanate dal Dipartimento della Protezione Civile con gli Standard MS 4.0 (CTMS, 2015), che dettagliano ogni aspetto legato a tali studi, integrandoli con alcuni specifici elaborati aggiuntivi, come specificato nel capitolo 8. 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.

Si è tuttavia prodotta un'ulteriore carta di microzonazione sismica di "livello 2" relativa al parametro FH_{0,5-1,5} (tavola 9) per coerenza con quanto richiesto nella DGR 2193/2015.

Le cartografie elaborate hanno utilizzato come base topografica di riferimento i raster topografici georeferenziati della Regione Emilia dalla Regione Emilia Romagna (DBT scala 1.5.000), aggiornata al 2013. Per questo lavoro, la base topografica vettoriale 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 4.0 (CTMS, 2015).

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 *CFTI4Med - Catalogo dei Forti Terremoti in Italia e in area mediterranea* (Guidoboni et al., 2007; <http://storing.ingv.it/cfti4med/>), 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 sismoindotte, 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 3.2.0* (DISS Working Group, 2015 e Basili et al., 2008; <http://diss.rm.ingv.it>), 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;
- il *Catalogo della Sismicità Italiana* (Castello et al., 2006; <http://csi.rm.ingv.it/>) che contiene tutti gli eventi registrati dalle stazioni della Rete Sismica Nazionale dal 1981 al 2002;
- il *Database ISIDe* (ISIDe Working Group 2010; <http://iside.rm.ingv.it>), che contiene tutti gli eventi registrati dalle stazioni della Rete Sismica Nazionale dal 2003 ad oggi.

2.2 Sismicità storica e gli eventi sismici emiliani del maggio 2012

Il DBMI15 (Locati et al., 2016), riporta per il Capoluogo 15 eventi sismici (figura 2.1), tuttavia con risentimenti non particolarmente significativi (intensità fino a 5) e soprattutto correlati a terremoti avvenuti nel margine appenninico affiorante del bolognese (es. sisma “Bolognese” del 1929) e al più avanzato margine sepolto nella pianura padana (es. “Romagna settentrionale”, del 1898 e “Ferrarese” del 1986). Per la principale frazione Altedo, si elencano solamente tre eventi sismici (intensità macrosismica massima: 4).

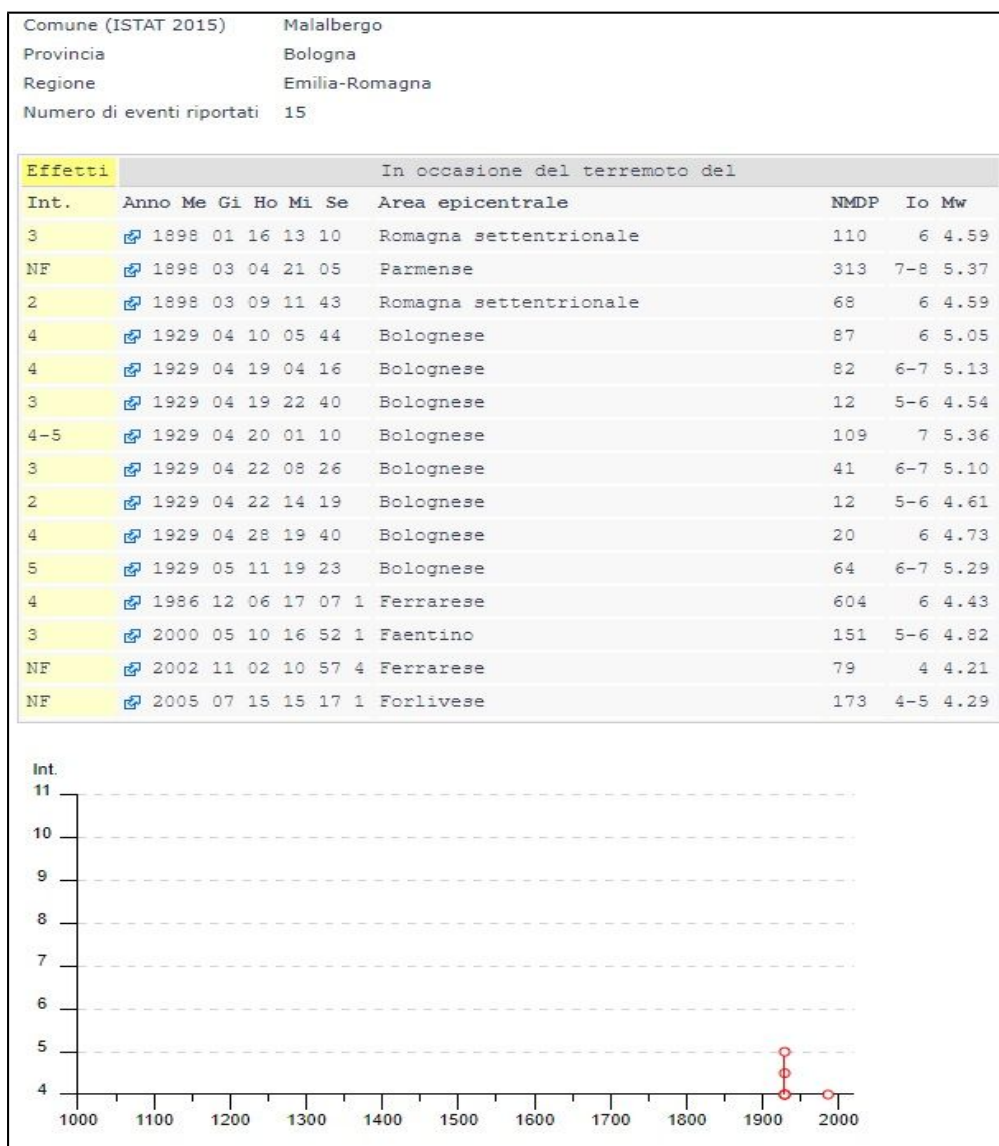


Figura 2.1- Elenco e diagramma cronologico (con macrointensità stimate) degli eventi sismici significativi per Malalbergo (fonte: INGV - Database Macrosismico Italiano 2015)

Il DBMI15 non riporta nell'elenco riferito a Malalbergo e Altedo gli eventi sismici che hanno coinvolto parte della pianura padana nel maggio 2012, i cui effetti hanno lambito anche il territorio nord occidentale della provincia bolognese. Per il territorio in oggetto, risentimenti sulle costruzioni sono risultati poco significativi. È doveroso tuttavia rammentare come dal 20 maggio 2012 una vasta porzione della Pianura Padana¹ sia stata interessata da un'importante

¹ Compresa tra le Province di Reggio Emilia, Modena, Mantova, Bologna e Ferrara.

sequenza sismica che ha causato danni e vittime. La prima forte scossa (di magnitudo locale $ML=5.9$) è stata registrata alle ore 4:03 locali e con epicentro tra Mirandola (MO) e Finale Emilia (MO). A tale sisma sono seguite dopo pochi minuti altre due scosse importanti, la prima di $ML=4,8$ e la seconda di $ML=5,1$, con epicentro nel territorio comunale di Bondeno (FE). Successivamente, tra il 20 maggio e il 3 giugno 2012, si sono state registrate altre 5 forti scosse ($ML > 5$), con epicentri distribuiti tra Novi di Modena (MO) e Vigarano Mainarda (FE). Tra queste, la più forte e disastrosa ($ML=5.8$) è avvenuta il 29 maggio 2012 con epicentro tra Mirandola (MO) e Medolla (MO). La figura 2.2 localizza gli epicentri della citata sequenza emiliana.

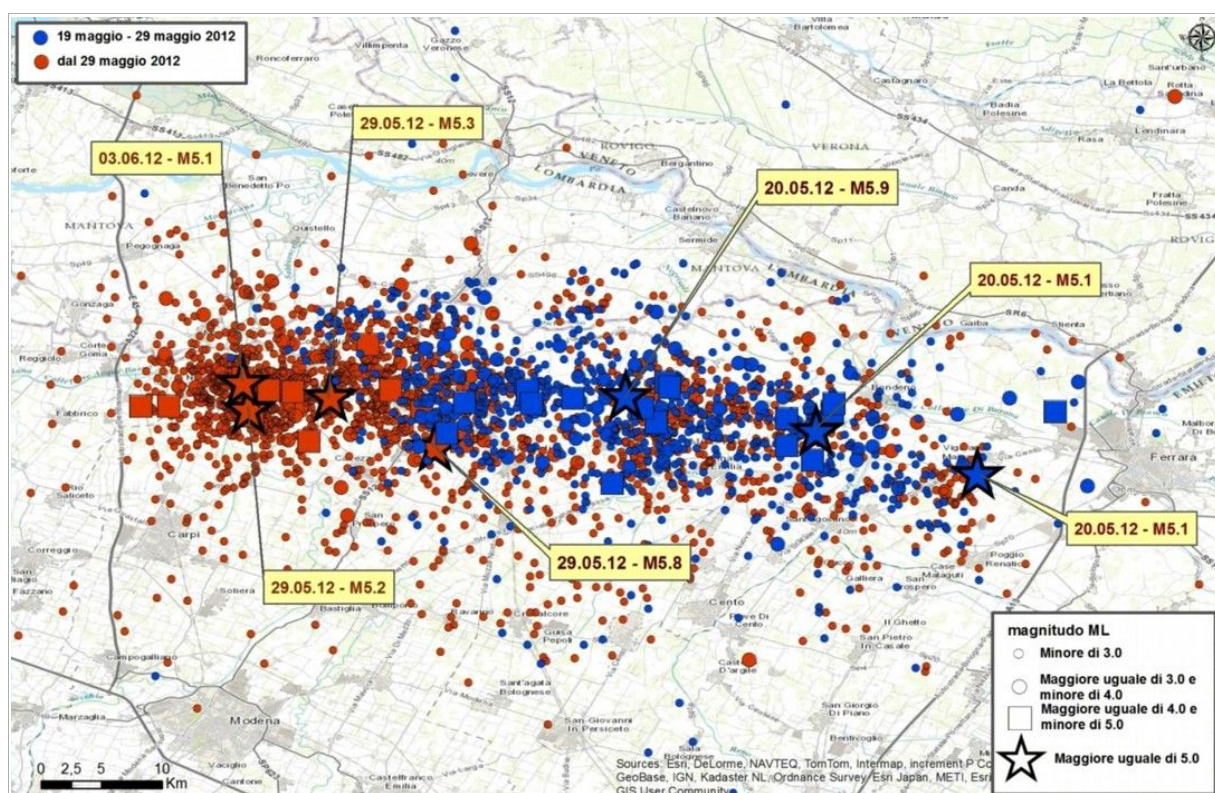
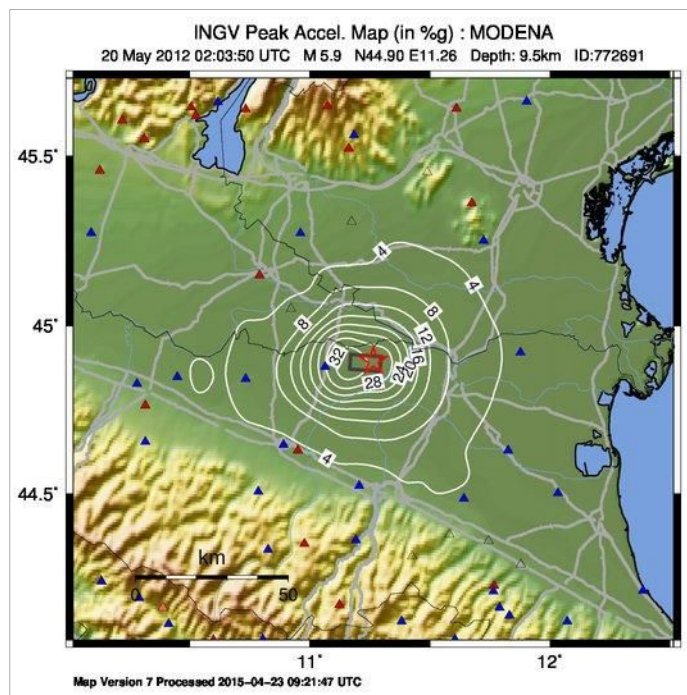


Figura 2.2 – Localizzazione degli epicentri della sequenza sismica emiliana iniziata il 19 maggio 2012 (fonte: INGV <http://terremoti.ingv.it/it/ultimi-eventi/842-terremoti-in-pianura-padana-emiliana.html>)

I principali effetti locali riscontrati sono risultati riferibili ad amplificazione del moto sismico nonché a fenomeni di liquefazione, questi ultimi diffusi soprattutto in corrispondenza di rami abbandonati dei fiumi appenninici (Reno, Panaro e Secchia) e, subordinatamente, del Po². In termini di amplificazione, si sono invece registrate massime accelerazioni orizzontali al sito (Pga) che hanno superato 0,2g e in alcune aree anche 0,3g (figura 2.3).

² Fonte: “Microzonazione sismica e analisi della CLE delle aree epicentrali dei terremoti della Pianura Emiliana di maggio-giugno 2012” – Relazione Illustrativa a cura di L. Martelli e M. Romani e “Rilievo macrosismico MCS speditivo – Rapporto Finale” a cura di P. Galli, S. Castenetto e E. Peronace.

Figura 2.3 – Mappa di scuotimento sismico e Pga elaborata dall'INGV per l'evento sismico del 20 maggio 2012 (M =5,9)



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 912, caratterizzata da un valore di Mw_{max} pari a 6,14.

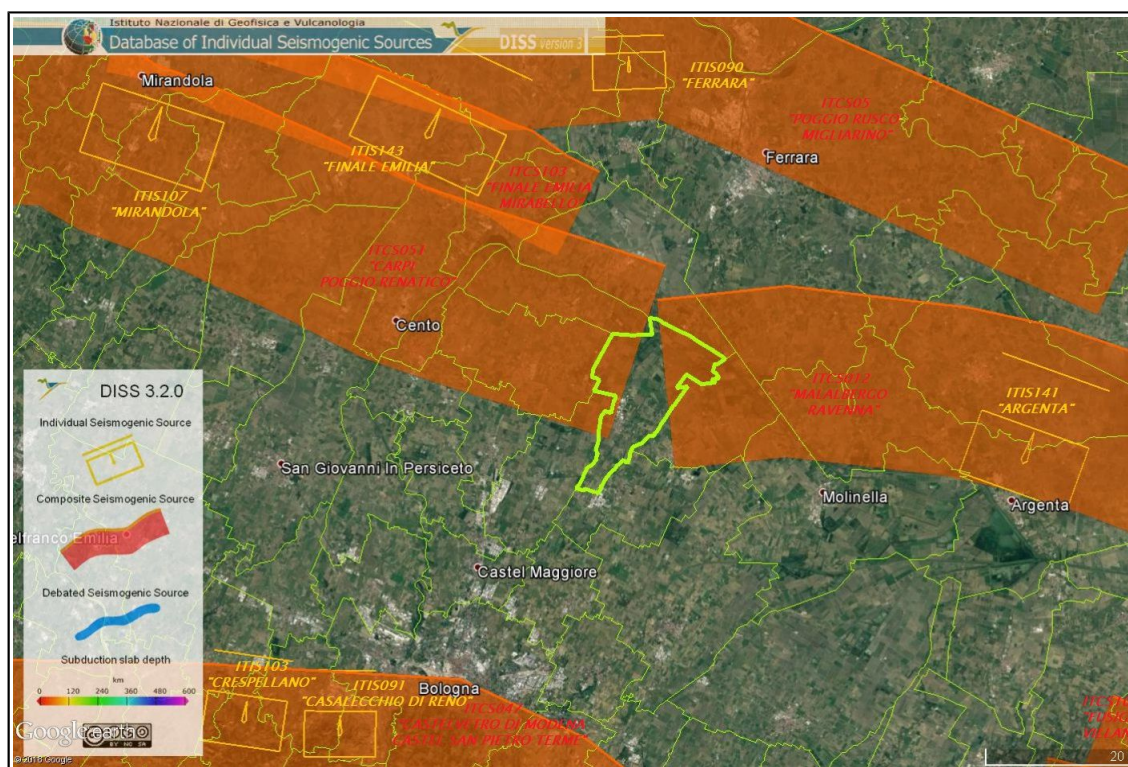


Figura 2.4 – Sorgenti sismogenetiche contenute nel database DISS (v.3.2). Foto aerea: Google Earth

La zona sismogenica 912 rappresenta il settore più avanzato dell'arco appenninico settentrionale sepolto dalle alluvioni, che si spinge fino al Po, ed è caratterizzato prevalentemente da meccanismi di fagliazione inversa (Meletti & Valensize, 2004).

Più nel dettaglio, dalla banca dati DISS v.3.2 (figura 2.4) si evince come il territorio centro-settentrionale di Malalbergo ricada ai margini di due ampie zone sismogeniche.

Il settore NO del Comune è infatti compreso nella zona sismogenica composta denominata ITCS051 “Carpi – Poggio Renatico”, alla quale vengono associati terremoti con valore massimo di magnitudo attribuita pari a $M_w = 6,0$. Comprende la sorgente individuale denominata ITIS107 – Mirandola” (massima $M_w = 5,8$) che corrisponde al segmento riattivatosi a Mirandola il 29 maggio 2012. Oltre alla sequenza del terremoto del 2012, i cataloghi storici e strumentali (Boschi et al., 2000, Gruppo di Lavoro CPTI, 2004; Pondrelli et al., 2006; Guidoboni et al., 2007) mostrano per la zona ITCS051 una sismicità più diffusa caratterizzata da scuotimenti di minore energia ($4,5 < M_w < 5,0$).

Il settore NE del Comune è invece compreso nella zona sismogenica denominata ITCS012 “Malalbergo–Ravenna” alla quale si associa una magnitudo massima anch'essa pari a 6,0, desunta dagli eventi sismici pregressi: M_w 5.6 Classe–Ravenna (725); M_w 5.4 Argenta (1624); M_w 5.4 Bassa Padana (1967); M_w 5.6 Bassa Padana (1796); M_w 5.5, Bassa Padana (1909).

La più vicina sorgente individuale finora nota è tuttavia la ITIS143 “Finale Emilia”, quest'ultima compresa nella più avanzata zona sismogenica composta denominata ITCS103 “Finale Emilia – Mirabello”. Questa sorgente individuale è stata classificata per la prima volta dopo il terremoto emiliano del 20 maggio 2012 e ad essa viene associata una magnitudo massima pari a $M_w = 6,1$.

In sintesi, la potenziale sismicità locale del territorio studiato è da attribuirsi prevalentemente all'attività tettonica compressiva nelle “Pieghe Ferraresi” (Pieri & Groppi, 1981): questo sistema di pieghe–faglie ha dato origine alle due principali dorsali sepolte (“interne” ed “esterne”) che descrivono un arco vergente verso nord, esteso tra Reggio Emilia e la costa adriatica e che si spinge fino ed oltre il Po ferrarese (Bigi et al., 1990). Queste dorsali sepolte, sono il risultato dell'attività di faglie inverse (thrust) la cui attività è iniziata nel Pliocene medio–superiore, con vergenza settentrionale e piano di scorrimento immergente verso sud (figura 2.5). Di attivazione più recente sono invece le strutture retrovergenti con piano di scorrimento immergente verso nord (backthrust) che interessano soprattutto gli orizzonti più superficiali (Martelli, 2014).

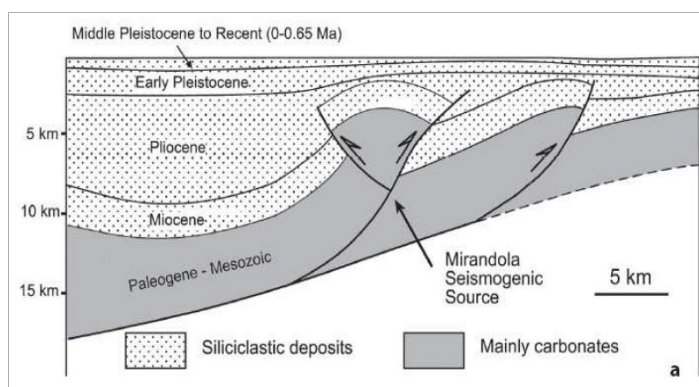


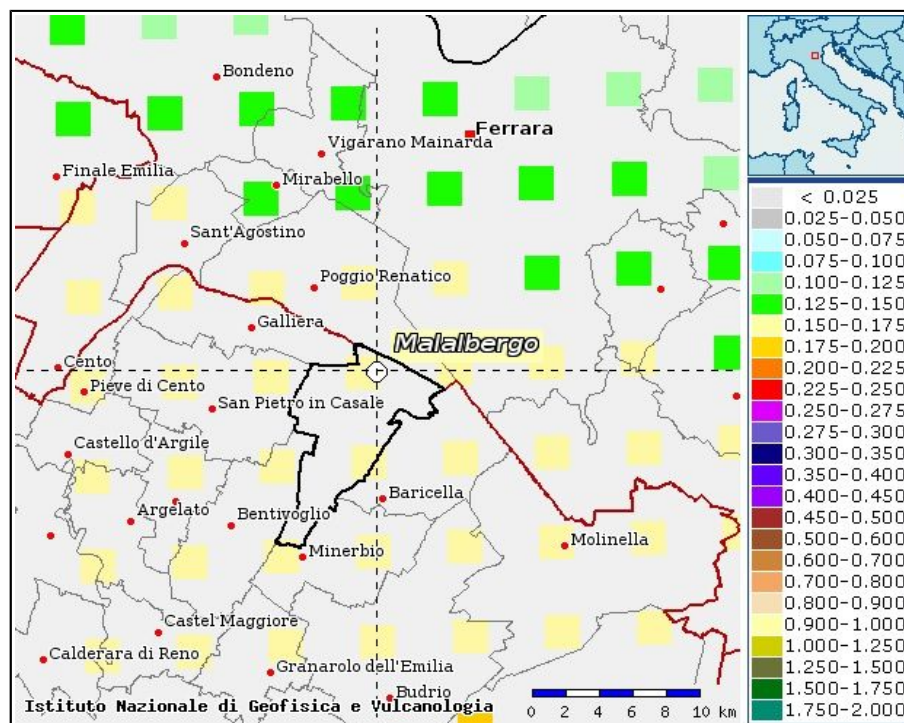
Figura 2.5 – Schema geologico e fagliazione della zona mirandolese (Pieri & Groppi, 1981)

Il territorio può tuttavia risentire dei possibili eventi sismici associati anche a sorgenti sismogeniche in corrispondenza del fronte appenninico e pedeappenninico affiorante, come i terremoti attribuiti alla sorgente composita denominata ITCS047 “Castelvetro di Modena – Castel San Pietro Terme”, alla quale è attribuita una magnitudo massima pari a $M_w = 6,0$ derivata dai terremoti più significativi bolognesi (1505 e 1929) e modenesi (1399).

La pericolosità sismica locale di riferimento sia per la pianificazione territoriale dell'Emilia-Romagna, sia per normativa riferita alla progettazione di costruzioni, viene inoltre definita mediante un approccio “sito dipendente” e basato su una “griglia di riferimento” di punti, costruito per l'intero territorio nazionale (mappe di pericolosità sismica previste dall'Ordinanza PCM 3274/2003). Ad ogni punto del reticolo, vengono attribuiti, valori di a_g di riferimento al “bedrock rigido” ($a_{g,ref}$) e dei principali parametri “spettrali” da utilizzare per il calcolo dell'azione sismica, calcolati con approccio statistico probabilistico (per differenti periodi di ritorno attesi del terremoto di “progetto”). Il reticolo di riferimento ed i dati di pericolosità sismica sono forniti dall'INGV e pubblicati nel sito <http://esse1.mi.ingv.it/>.

La figura 2.6 riporta per il territorio dei Comuni dell'Unione Reno - Galliera i punti della griglia INGV. I valori di a_{refg} si riferiscono al reticolo INGV (mappa MPS04) che attribuisce la pericolosità sismica attraverso il parametro dell'accelerazione massima attesa su suolo rigido e pianeggiante, con una probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni: i valori sono attribuiti ad ogni punto della griglia di calcolo, costruita per tutto il territorio nazionale (griglia con una densità di 20 punti per grado, circa un punto ogni 5 km). La mappa MPS04 è diventata ufficialmente il riferimento per il territorio nazionale con l'emanazione dell'Ordinanza PCM 3519/2006 (G.U. n.105 dell'11 maggio 2006).

Figura 2.6 – Punti della griglia di pericolosità sismica INGV per la determinazione dei parametri sismici di base da utilizzare per l'analisi della risposta sismica locale e le verifiche dell'azione sismica a scopi ingegneristici ($T_R = 500$ anni cioè probabilità di superamento in 50 anni: 10% – 50mo percentile)



2.4 Pericolosità sismica elaborata per la pianificazione territoriale e urbanistica

2.4.1 Gli indirizzi tecnici regionali di riferimento: DAL 112/2007 e DGR 2193/2015

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

- ✓ nelle rimodulazioni degli abachi di microzonazione sismica da considerarsi per le analisi semplificate ("livello 2");
- ✓ nella definizione di un ulteriore parametro di amplificazione riferito all'intensità spettrale di Housner (per l'intervallo di periodo T compreso tra 0,5 s e 1,5 s);
- ✓ nella definizione dell'input sismico (ag al sito di riferimento) che ora è definito in base ai valori di pericolosità sismica elaborati dall'INGV per tutto il territorio nazionale sui punti di una griglia di passo pari a 0,05° (reticolo analogo a quello previsto per le NTC 2008);
- ✓ nell'obbligo di predisporre cartografie delle frequenze naturali dei terreni a scala territoriale e a supporto del "primo livello" di approfondimento;
- ✓ nello stralcio dell'obbligo degli approfondimenti di "livello 3" per la realizzazione di opere di rilevante interesse pubblico (in quanto tali verifiche sismiche saranno espletate ai sensi delle NTC vigenti, con input di pericolosità sismica di base che dovranno tenere conto delle condizioni di progettazione "non ordinaria").

Gli indirizzi RER forniscono i criteri essenziali per espletare gli studi di pericolosità sismica secondo i tre "livelli" di approfondimento, inoltre tabelle e formule propedeutiche alla valutazione semplificata dell'amplificazione locale (microzonazione sismica di "secondo livello"), in funzione dei macrocontesti geologico sismici contemplati nell'Allegato 2 della citata DGR 2193/2015.

Gli indirizzi forniscono anche i dati fondamentali per le valutazioni più accurate della risposta sismica di terzo livello: lo spettro di risposta normalizzato di riferimento per l'Emilia-Romagna (per $T_r = 475$ anni cioè con il 10% di probabilità di superamento in 50 anni), riportato in figura 2.7 e i valori di $a_{g,ref}$ (riferiti al suolo rigido) per ogni sito nella Regione Emilia-Romagna (basato sulla griglia di pericolosità INGV).

La forma spettrale è sostanzialmente congrua (per la progettazione "ordinaria") con lo spettro elastico di riferimento per le Norme Tecniche per le Costruzioni attualmente vigenti.

Gli indirizzi regionali di MS indicano anche tre accelerogrammi di riferimento per le

modellazioni numeriche di risposta sismica locale: sono input selezionati dalla Banca dati ISED attraverso una procedura che ha valutato la similarità tra la forma spettrale di riferimento e la forma degli spettri di risposta dei singoli segnali. È così possibile ricavare lo spettro di risposta e gli accelerogrammi di riferimento, riscaldando lo spettro di figura 2.8 con la $a_{g,ref}$ attribuita al sito di studio.

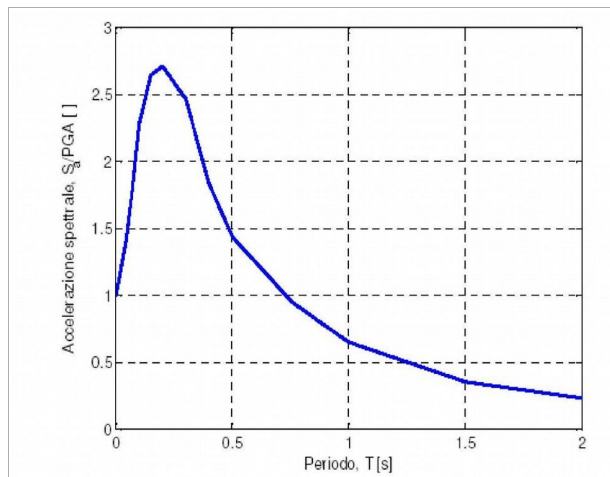


Figura 2.7- Spettro di risposta normalizzato (periodo di ritorno 475 anni; smorzamento 5%) di riferimento per gli studi di MS dell'Emilia-Romagna (DGR 2193/2015)

2.4.2 La Variante al PTCP in materia di rischio sismico e la microzonazione sismica comunale vigente

La Provincia di Bologna (ora Città Metropolitana di Bologna) ha provveduto all'elaborazione degli studi di pericolosità sismica preliminare per il territorio amministrativo competente, ai sensi della DAL 112/2007. Gli esiti di tali studi sono contenuti nella <<Variante al PTCP in materia di Rischio Sismico>>³. In sintesi, la Provincia di Bologna ha elaborato la nuova Tavola di Piano, denominata "TAV. 2.C – Rischio sismico – Carta degli effetti Locali Attesi", alla scala 1:25.000 per quanto riguarda i Comuni della collina e montagna e alla scala 1:65.000 per i Comuni di pianura. Tale tavola costituisce il primo livello di approfondimento sismico richiesto dalla DAL 112/2007, e identifica gli scenari di pericolosità sismica locale dell'intero territorio provinciale.

La Tavola 2.C fornisce anche le prime indicazioni sui limiti della programmazione e/o sulle condizioni di ulteriore approfondimento richiesto, e per orientare le scelte di pianificazione alla scala comunale verso ambiti meno esposti a pericolosità sismica. Il comune di Malalbergo ha recepito i contenuti della Variante al PTCP attraverso un adeguamento normativo e cartografico del PSC (approvato con deliberazione del Consiglio Comunale n.55 del 27/09/2013).

La figura 2.8 mostra uno stralcio della Tavola 2C della Variante al PSC: questo preliminare studio evidenzia come un'ampia parte del territorio comunale meridionale ricada in un contesto di "potenziale liquefacibilità" oltre che a "potenziale amplificazione" (l'intero territorio amministrativo).

³ La Variante è stata approvata con delibera del C.P. n.57 del 28/10/2013

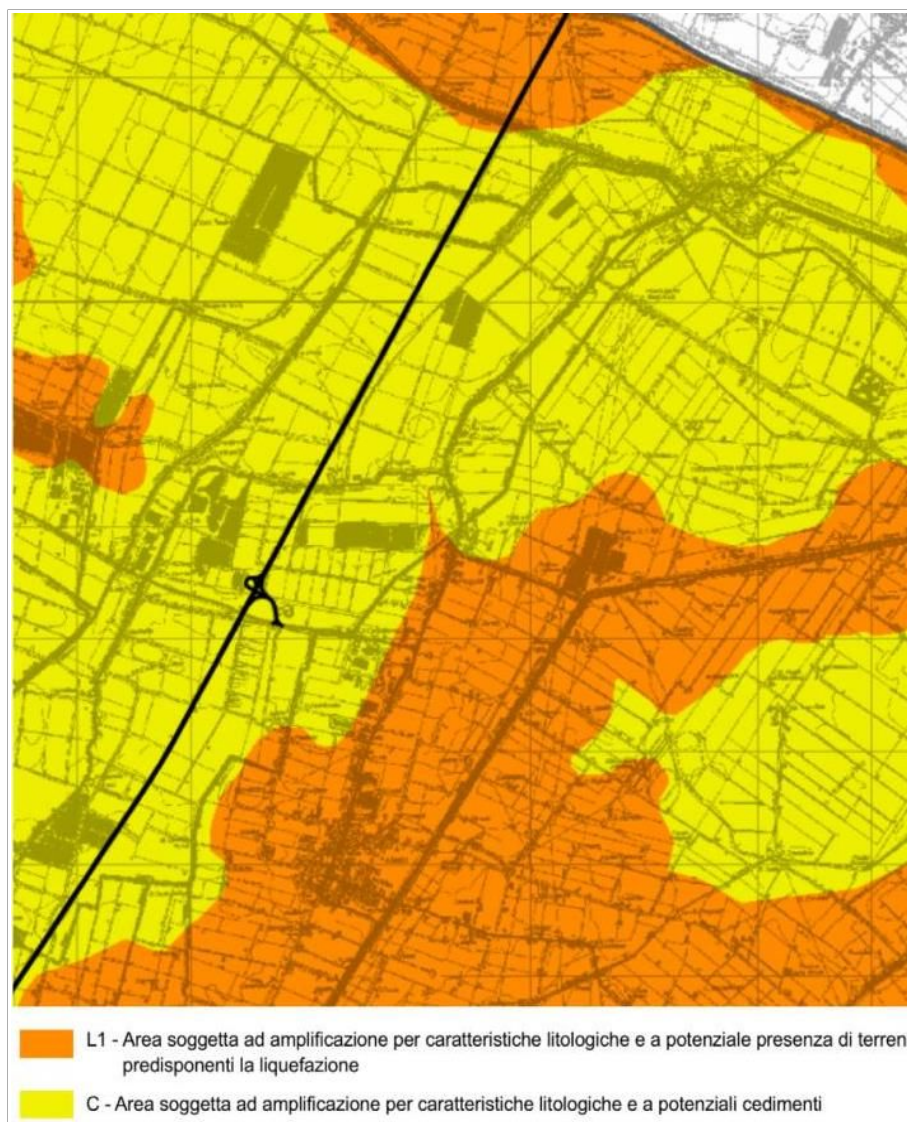


Figura 2.8 – Stralcio della
 “Tavola 2C Rischio sismico:
 carta delle aree suscettibili di
 effetti locali” (scala 1:65.000 –
 foglio 1) del PTCP di Bologna

2.4.3 Gli studi pregressi di microzonazione sismica alla scala comunale

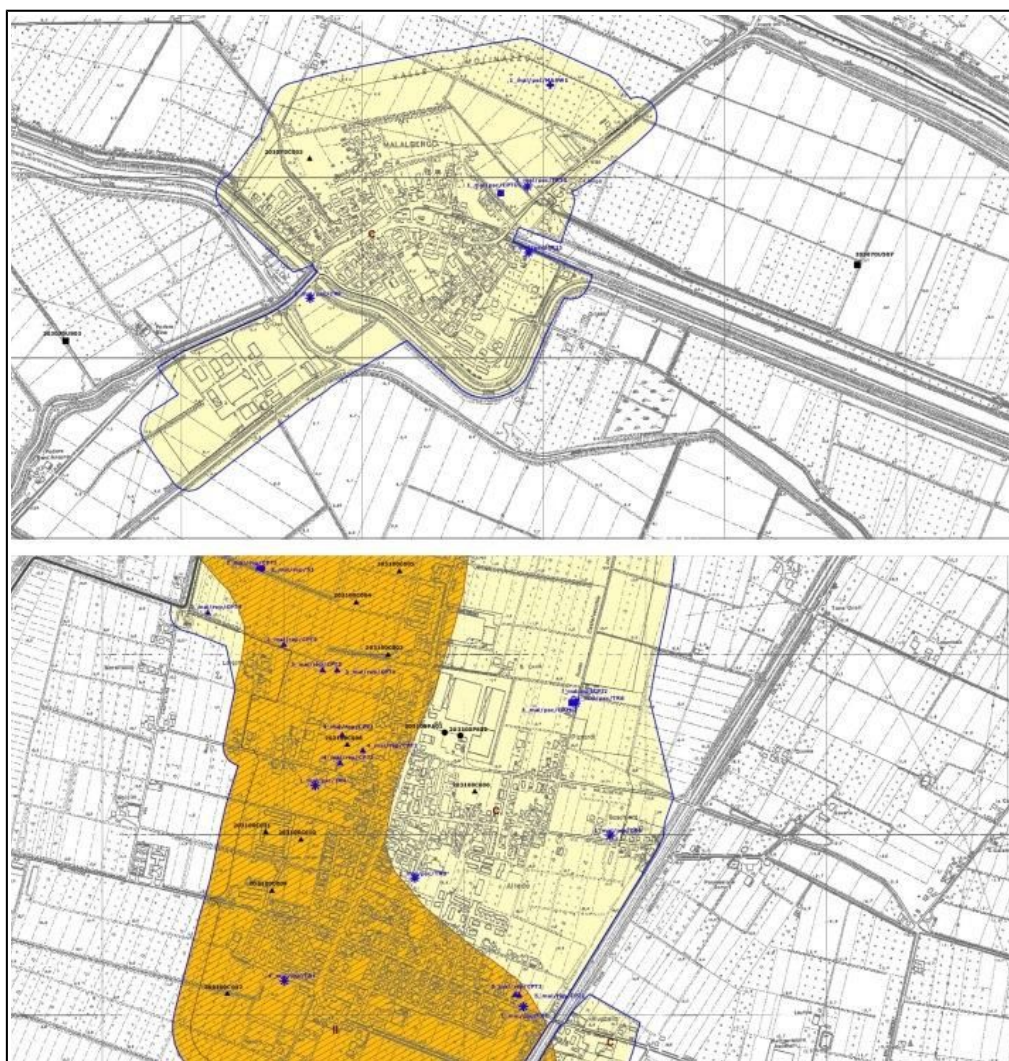
Il Quadro Conoscitivo (QC) del Piano Strutturale in forma associata dei Comuni dell'Unione Terre di Pianura includeva, già nel 2006, un'analisi della pericolosità sismica equiparabile a un “primo livello” di approfondimento. All'epoca, la citata DAL 112/2007 non era ancora vigente. Questo primo studio aveva evidenziato come ampi settori del territorio dell'Unione sono caratterizzati da potenziale criticità per liquefazioni.

Un successivo studio di microzonazione sismica alla scala comunale è stato elaborato nel 2009 e ha consentito ulteriori approfondimenti conoscitivi nel territorio urbano/urbanizzabile, con valutazioni anche quantitative della propensione alla liquefazione dei sedimenti granulari saturi in caso di sisma. Sono state eseguite penetrometrie CPTU, indagini geofisiche (MASW; “Cono Sismico” ad Altedo; registrazioni HVSR).

Nel 2013, con uno specifico accordo di Pianificazione con la Provincia di Bologna, il Comune di Malalbergo ha ulteriormente aggiornato e adeguato gli studi di microzonazione comunale in coerenza con l'approvazione della già citata “Variante al PTCP in materia di riduzione del rischio

sismico” (delib. Del Cons. Prov. n.57/3013). In sintesi, questa ulteriore revisione è consistita:

- nella stesura della “Tavola A – Zonizzazione Sismica”, alla scala 1:25.000, che riporta per tutto il territorio comunale e in particolare per il territorio rurale gli esiti del “primo livello” di approfondimento del PSC in forma associata (2006) e la successiva zonizzazione preliminare definita nel PTCP (2013);
- nella stesura della “Tavola 1 – Pericolosità Sismica – Tavola comunale delle aree suscettibili di effetti locali”, alla scala 1:5.000 che riporta gli esiti dell'approfondimento alla scala comunale per il solo territorio urbanizzato e urbanizzabile (figure 2.9 e 2.10);
- nella stesura della “Tavola 2 – Microzonazione Sismica semplificata”, alla scala 1:5.000 che riporta gli esiti dell'approfondimento alla scala comunale della risposta sismica semplificata di livello 2 (utilizzando gli abachi RER allegati alla DAL 112/2007) per il solo territorio urbanizzato e urbanizzabile;
- nella redazione di una nuova specifica normativa di PSC, di nuovi indirizzi operativi in materia sismica e di criteri tecnici applicativi per espletare gli ulteriori approfondimenti di livello 3 (dove richiesti);
- nella redazione di un Archivio delle prove geognostiche/geofisiche di riferimento.



*Figura 2.9- Stralcio
“Tavola 1 –
Pericolosità Sismica
– Tavola comunale
delle aree
suscettibili di effetti
locali”, elaborata per
il PSC di Malalbergo
(scala 1:5.000)*

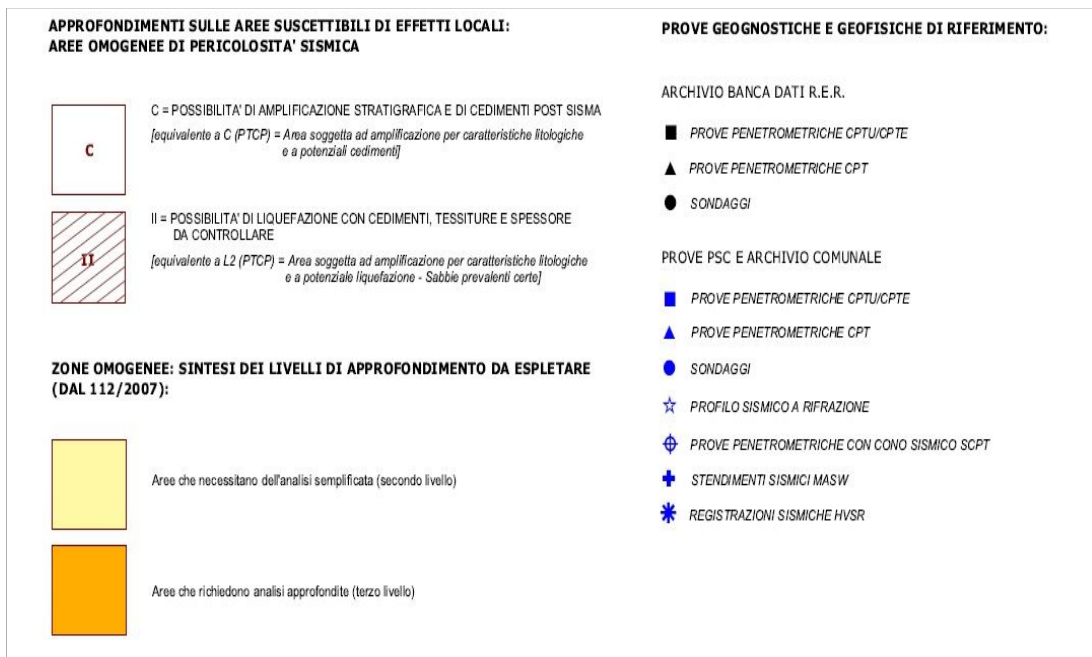


Figura 2.10 – Legenda della “Tavola 1 – Pericolosità Sismica – Tavola comunale delle aree suscettibili di effetti locali”, elaborata per il PSC di Malalbergo (scala 1:5.000)

3 ASSETTO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E IDROGEOLOGICO DELL'AREA

3.1 Inquadramento geotettonico e geologico-stratigrafico

Dal punto di vista tettonico, il territorio di Malalbergo si colloca nella Pianura Padana ovvero nella zona di “fronte” appenninico sepolto (Pieri e Groppi, 1981; AGIP 1977, 1981, 1982; Boccaletti *et al.*, 1985, 1987; Bally *et al.*, 1986; Castellarin & Vai, 1986; Castellarin *et al.*, 1992; Pieri, 1992; ecc.), che costituisce la propaggine più settentrionale della catena appenninica e che sovrascorre verso nord sulla piattaforma padano veneta (Boccaletti *et al.*, 2004).

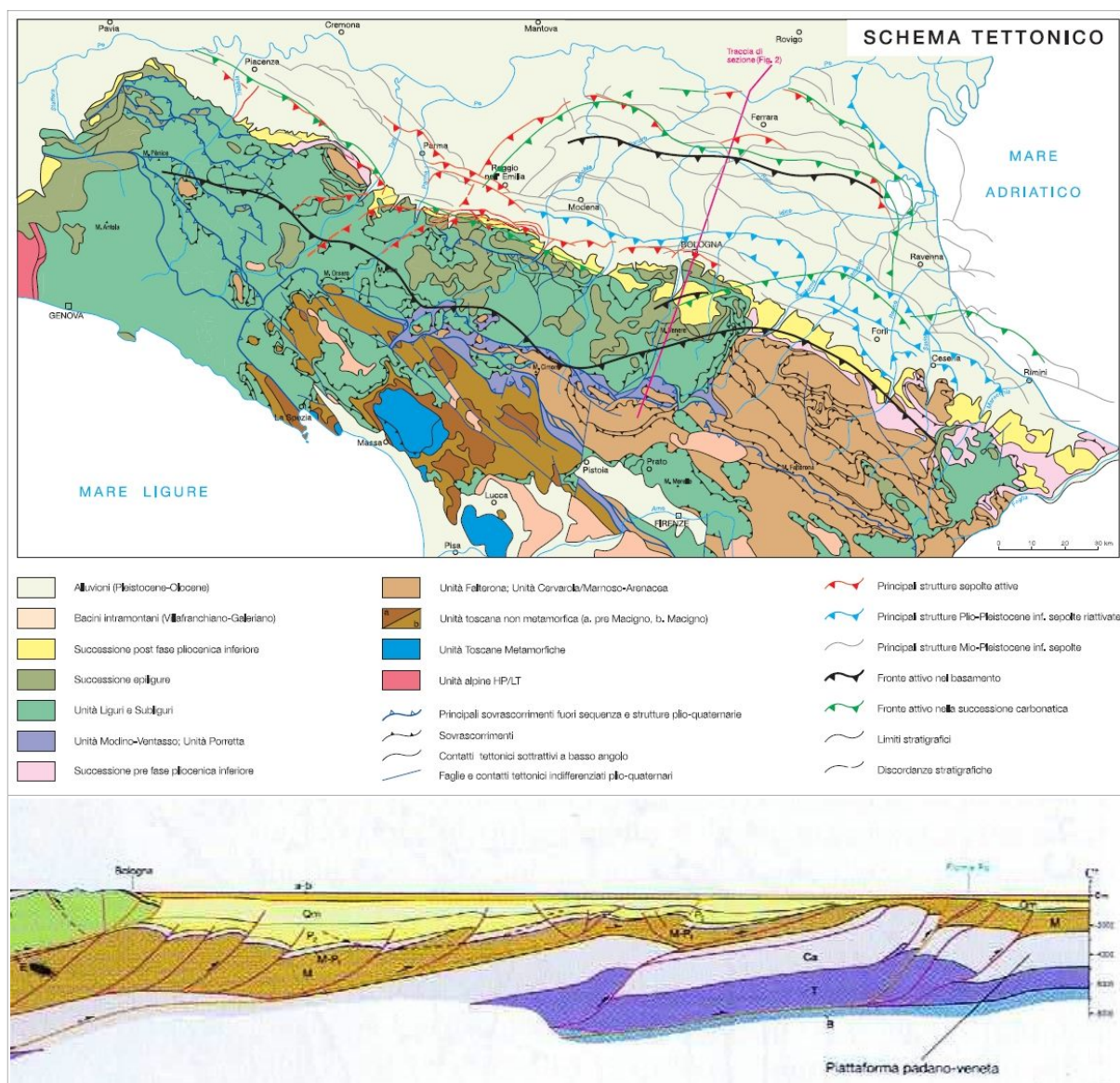


Figura 3.1 - Schema tettonico dell'Appennino Settentrionale - (Fonte: SGSS Regione Emilia-Romagna, 2004)

Pur essendo due ambienti geomorfologici ben distinguibili, l'Appennino settentrionale e la Pianura Padana sono strettamente correlati (figure 3.1 e 3.2). Le strutture appenniniche, infatti, proseguono ben oltre l'attuale limite morfologico catena-pianura (il “margine appenninico-

padano”) e sono ricoperte dai sedimenti quaternari padani, dando origine a dorsali sepolte note come “Pieghie Emiliane”, “Pieghie Ferraresi”. Il vero fronte appenninico è quindi dato dai fronti degli accavallamenti delle Pieghie Emiliane e Ferraresi sulla piattaforma padano-veneta ed è attualmente localizzato circa in corrispondenza del fiume Po.

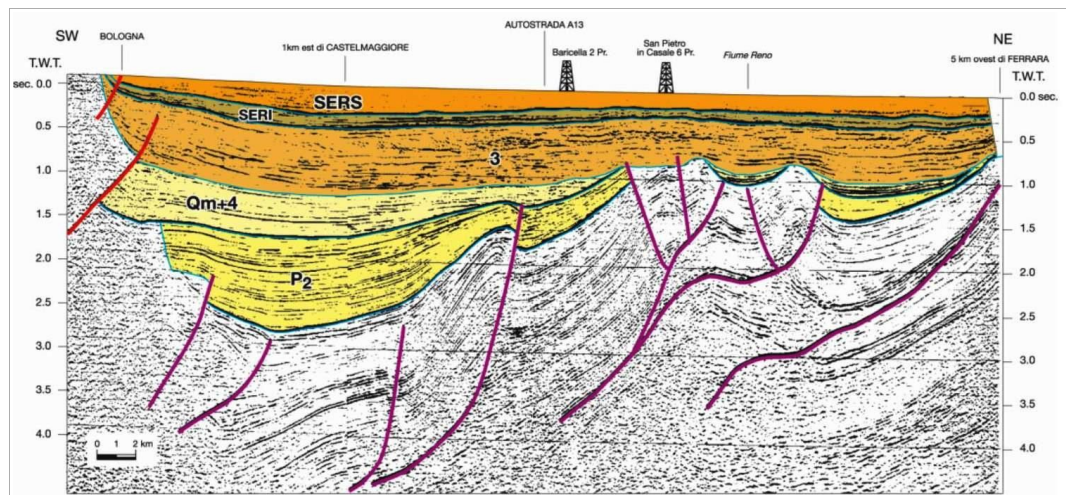
Si rammenta che la strutturazione dell’Appennino emerso è avvenuta principalmente in età neogenica (Miocene superiore-Pliocene inferiore), mentre la principale attività tettonica del suo fronte deformato e sepolto è prevalentemente attribuita al Pliocene medio-superiore e Quaternario.



Figura 3.2 - Un ulteriore schema tettonico dell’Appennino Settentrionale e della Pianura Padana - (Fonte: SGSS Regione Emilia-Romagna, 2016)

Gli studi geognostici e sismici (RER - ENI, Agip) hanno evidenziato l’assetto tettonico ed i meccanismi deformativi del fronte sepolto. Il fronte di sovrascorrimento sepolto risulta costituito da un sistema di elementi tendenzialmente arcuati, articolati fra loro da un sistema di faglie trasversali ad andamento antiappenninico che rappresentano veri e propri svincoli cinematici a carattere trascorrente e lungo cui si sono avuti anche importanti movimenti verticali (figura 3.3).

Figura 3.3 - Esempi di linee sismiche effettuate nell’area di studio (Fonte: SGSS Regione Emilia-Romagna, 2016)



È ormai affermata la relazione tra sismicità e strutture tettoniche e in questo senso la figura 3.4 confronta le zone sismogeniche del database DISS v.3.2 (cfr. paragrafo 2.3) con le strutture tettoniche attive e potenzialmente attive riconosciute⁴ nella regione Emilia-Romagna e nei territori limitrofi. Dalla figura 3.4 si evince come la sismicità del settore centro settentrionale del territorio comunale sia prevalentemente condizionata dalle “Pieghe Ferraresi”.

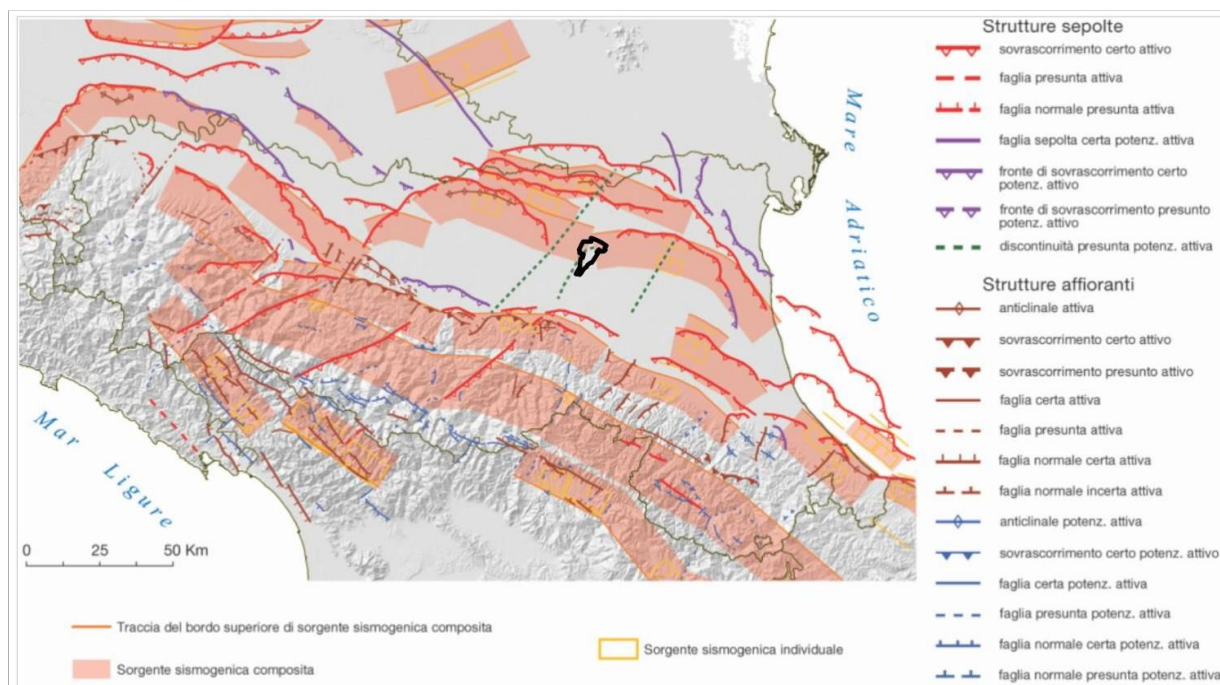


Figura 3.4 – Sovrapposizione delle strutture sepolte “attive” e le sorgenti sismogeniche del catalogo DISS v.3.2 (Fonte: SGSS Regione Emilia-Romagna, 2016). In nero è riportato il perimetro del territorio comunale di Malalbergo

L'intrecciarsi di complessi meccanismi sedimentari e tettonici hanno dato luogo alla formazione di bacini (sinclinali) e accavallamenti (“thrust” nord vergenti, associati ad anticlinali) traslando con essi all’interno della Avanfossa. Il risultato finale è quello di un consistente impilamento dei depositi sedimentari plio-pleistocenici, suturate da depositi di età più recente (coltre alluvionale del Quaternario).

La Pianura Padana è dunque formata dai depositi di riempimento del bacino di avanfossa di età plio-quaternaria che ricoprono le strutture tettoniche sepolte del fronte appenninico. In questo senso, il territorio di Malalbergo ricade in un contesto di sinclinale tra due grandi archi di pieghe: più a nord delle “Pieghe Pedeappenniniche” (prossimali alla catena appenninica) e retrostante alle più vicine le “Pieghe Ferraresi”.

La sovrastante coltre di riempimento alluvionale è caratterizzata da alternanze di sabbie, limi e argille (in funzione dell'evoluzione delle facies deposizionali dominanti), di età Pleistocene medio-Olocene e prevalentemente attribuibili ai fiumi Reno e Savena. Questi depositi alluvionali sono inoltre riferibili a due principali e successivi cicli deposizionali così denominati convenzionalmente:

- il “Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore” (SERI o AEI), che costituisce lo spessore di alluvioni più profonde e sovrapposte ai depositi marini plio-pleistocenici (di età compresa da circa 0,7 Ma a circa 0,45/0,4 Ma);

⁴ “Carta Sismotettonica della regione Emilia-Romagna ed aree liitrofe” (scala 1:250.000), a cura del SGSS regionale.

- il Sintema Emiliano–Romagnolo Superiore (SERS o AES), di età compresa da 0,45/0,4 Ma all'attuale (RER & ENI–Agip, 1998).

Come già anticipato, la classificazione stratigrafica dei sedimenti alluvionali di riferimento per questo lavoro è quella proposta e utilizzata in Regione Emilia–Romagna & ENI–AGIP (1998), oltreché indicata nella Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 (fogli n. 202, 203 e 221) e come ulteriormente schematizzato nella figura 3.5.

Figura 3.5 – Schema stratigrafico dei depositi plio – quaternari del bacino padano, con indicazione delle principali unità stratigrafiche, sequenze deposizionali e unità idrostratigrafiche (RER & ENI–AGIP, 1998)

UNITA' STRATIGRAFICHE	SEQUENZE DEPOSIZIONALI	ETA' (milioni di anni)	SCALA CRONOSTRATIGRAFICA (milioni di anni)	UNITA' IDROSTRATIGRAFICHE				
				GRUPPO ACQUIFERO	COMPLESSO ACQUIFERO	SISTEMA ACQUIFERO		
SUPERSINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO	SINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO SUPERIORE	Qc ₂	~0.12	PLEISTOCENE SUPERIORE-OLCOCENE	A	A1		
						A2		
						A3		
						A4		
	SINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO INFERIORE	Qc ₁	~0.35-0.45		PLEISTOCENE MEDIO	B	B1	
							B2	
							B3	
							B4	
SABBIE DI IMOLA	Qm	Qm ₃ "	~0.65	PLEISTOCENE INFERIORE	C	C1		
		Qm ₃ '				C2		
		Qm ₂	~0.8			C3		
	Qm ₁	~1.0	C4					
	P2	~2.2	C5					
GRUPPO DEL SANTERNO		~3.3-3.6	PLIOCENE MEDIO-SUPERIORE					
		~3.3-3.6	PLIOCENE INFERIORE					
		~3.9	PLIOCENE INFERIORE MIOCENE					
				ACQUITARDO BASALE				

Superficie di discontinuità principale
 Superficie di discontinuità minore

All'interno del Sintema Emiliano–Romagnolo Superiore (AES) sono classificate unità di range inferiore (subsintemi) e costituiti da alternanze cicliche di depositi fini (argille e limi) riferibili a facies deposizionale di piana alluvionale e depositi prevalentemente sabbiosi riferibili a barre/canali/argini fluviali.

Nella Pianura Padana, lo spessore complessivo dei depositi alluvionali è fortemente variabile, in funzione della morfologia delle strutture tettonizzate sepolte: studi RER & ENI–Agip (1998) hanno evidenziato come, nelle aree di sinclinale, la coltre alluvionale superi i 500 metri, mentre nelle aree di anticlinale si hanno potenze decisamente inferiori ai 100 metri. Nel territorio di Malalbergo, gli spessori del Sintema AES risultano variabili da circa 275 metri nel settore sud a circa 200 metri nel settore nord. In sintesi, le unità stratigrafiche alluvionali di interesse per l'area di studio sono le seguenti (dal basso verso la superficie):

SINTEMA EMILIANO–ROMAGNOLO INFERIORE (AEI) → nelle stratigrafie di sottosuolo di questo settore della pianura, il limite inferiore dei depositi AEI viene posizionato in corrispondenza del contatto netto fra i depositi fluvio–deltizi basali del supersintema ed i depositi sabbioso–ghiaiosi litorali e di delta–conoide riferiti al tetto delle Sabbie di Imola (IMO). L'età dell'unità è attribuita al pleistocene medio (650.000 anni → 350–450.000 anni).

SINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO SUPERIORE (AES) BASALE INDIFFERENZIATO → Nel sottosuolo della pianura AES è costituito dall'alternanza ciclica di argille organiche, limi, sabbie e ghiaie di ambiente alluvionale e subordinatamente deltizio e costiero. Il contatto basale risulta più marcato verso nord, con maggiori contrasti di facies tra depositi sabbiosi fluvio-deltizi e di piattaforma di AEI con i depositi più fini di piana alluvionale e deltizia di AES.

SUBSINTEMA DI BAZZANO (AES6) → Questi depositi sono stati correlati nel sottosuolo (su base geometrica) con i depositi grossolani sommitali di un ciclo trasgressivo - regressivo. I depositi di questo ciclo hanno varie decine di metri di spessore e poggiano in contatto netto sulle ghiaie e sabbie di canale fluviale del ciclo sottostante. La base del ciclo è costituita da depositi fini alluvionali, talora sostanza organica, di origine palustre, passanti a depositi costituiti da alternanze di sabbie limose, limi sabbiosi, limi e argille di argine, rotta e piana inondabile. Nella porzione intermedia il ciclo è costituito da fitte alternanze di sabbie limose, limi sabbiosi, limi ed argille di argine, rotta e piana inondabile. La parte superiore è data da sedimenti prevalentemente sabbiosi di canale fluviale in corpi lateralmente estesi di spessore fino a 20 metri circa e caratterizzati da contatti netti ed erosivi sui depositi sottostanti.

L'unità è chiusa al tetto da depositi argillosi di piana alluvionale e palude del ciclo sovrastante. Nell'area studiata, lo spessore raggiunge spessori massimi di circa 50÷60 metri. Età deposizionale: Pleistocene medio (circa 230.000→130.000 anni).

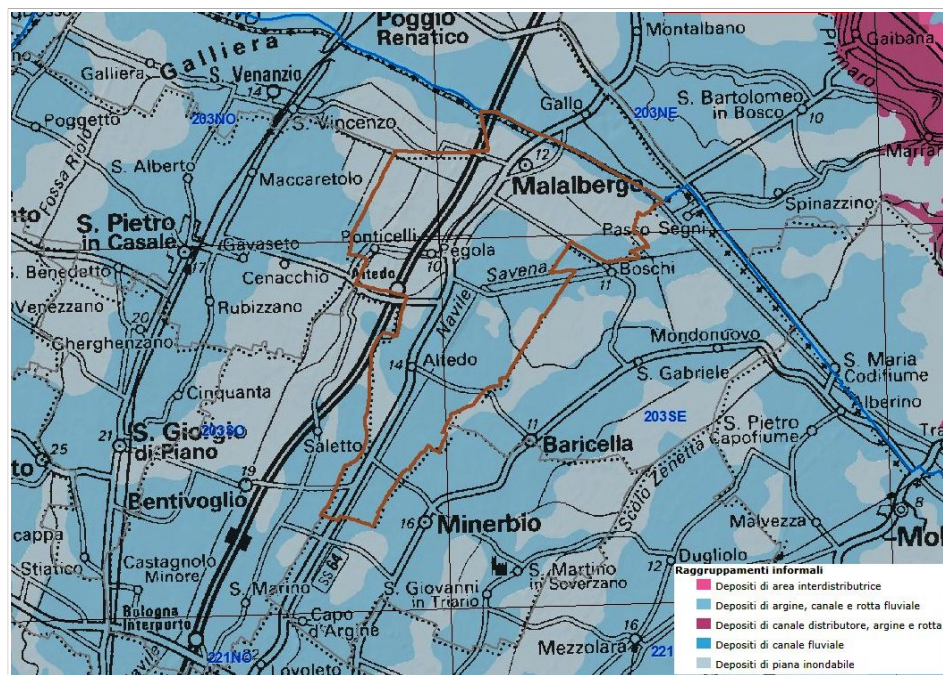
SUBSINTEMA DI VILLA VERRUCCHIO (AES7) → La porzione basale trasgressiva del ciclo è costituita da depositi fini di tracimazione fluviale e piana inondabile contenenti livelli metrici di argille e limi localmente ricchi di sostanza organica di origine palustre. Questi depositi passano verso NE ad argille organiche lagunari e sabbie marine di cordone litorale. Nella porzione intermedia il ciclo è costituito da fitte alternanze di sabbie limose, limi sabbiosi, limi ed argille di argine, rotta e piana inondabile dove sono frequenti livelli pedogenizzati (paleosuoli). La porzione sommitale del ciclo è caratterizzata da più frequenti depositi sabbiosi di canale fluviale a geometria nastriforme e di spessore fino a 10÷13 metri (riferibili principalmente ai corsi d'acqua Reno e Savena) Lateralmente, questi depositi grossolani di canale fluviale passano a depositi fini di tracimazione fluviale pedogenizzati. Il limite di tetto di AES7 è ricoperto dai depositi trasgressivi, prevalentemente organici di piana alluvionale e di palude, del subsistema sovrastante (AES8). Lo spessore complessivo arriva fino a 60÷80. Età deposizionale: Pleistocene superiore (circa 125.000→ 18.000 anni).

SUBSINTEMA DI RAVENNA (AES8) → Tutti i depositi quaternari affioranti nel territorio di Malalbergo sono attribuiti a questo subsistema. Si tratta di un'unità relativamente superficiale e con spessore massimo di circa 20 metri, ed è perciò particolarmente investigata (anche per l'intero spessore) da molte indagini geognostiche. L'età deposizionale è compresa tra circa 14.000 anni e l'attuale, corrispondente alla fase di rapida risalita eustatica e di miglioramento climatico che si sviluppa a partire dal tardo Pleistocene fino a tutto l'Olocene.

In questo subsistema è stata distinta un'unità di rango gerarchico inferiore: l'UNITÀ DI MODENA (AES8a) la quale contiene i depositi più superficiali e più recenti, compresi quelli attualmente in evoluzione. AES8a è un'unità di pochi metri di spessore, che raggiunge i 10 m solo localmente, in corrispondenza dei dossi fluviali. Nella cartografia geologica RER, la sub unità AES8a consiste in depositi di tracimazione fluviale, all'interno dei quali è possibile distinguere depositi più sabbiosi e/o limoso sabbiosi di canale/argine/rotta fluviale (es. Altedo) dai depositi più argillosi e limosi di piana inondabile prevalenti nel Capoluogo (figura 3.6). La base di AES8a è

individuata dal contatto in discontinuità delle sue tracimazioni fluviali sul suolo di epoca romana o più antica di AES8. La sub Unità AES8a risulta affiorante in tutto il territorio comunale.

Figura 3.6 - Geologia di sintesi dei depositi affioranti classificati in relazione alla facies deposizionale (fonte: cartografia geologica interattiva pubblicata nel sito internet del SGSS regionale)



3.2 Geomorfologia storica

Il riferimento bibliografico necessario per l'inquadramento geomorfologico del territorio studiato è rappresentato dallo studio geologico (geol. G. Viel, 2007) e dalle sintesi descrittive elaborate per il Quadro Conoscitivo del PSC associato dell'Unione dei Comuni "Terre di Pianura", dal quale si riprendono gli elementi essenziali.

L'evoluzione della pianura olocenica è riconducibile ad un modello semplice, almeno nelle linee generali. I corsi d'acqua appenninici a valle delle conoidi pedemontane, poco attive durante l'Olocene (ultimi 15.000 anni), oggi prevalentemente in erosione, tendono a proseguire verso il collettore principale su alvei pensili, formati da sedimenti che il corso d'acqua non è più in grado di portare in carico.

Nel caso di rotte e tracimazioni, in natura frequente, le acque invadono la pianura circostante depositando dapprima i sedimenti più grossolani nelle vicinanze dell'alveo, più lontano i sedimenti più fini (limi sabbiosi e limi) e nelle conche morfologiche, ove le acque possono rimanere a lungo e decantare, si depositano limi argillosi ed anche argille.

A seconda delle condizioni di drenaggio locale le acque possono permanere per tempi più o meno lunghi nelle aree esondate, fino a formare paludi e laghi permanenti, presupposto alla formazione di potenti depositi di argille di decantazione e torbe.

Per corsi d'acqua di pianura non arginati artificialmente, rotte e tracimazioni sono un fenomeno ricorrente che crea le condizioni per modifiche e divagazioni dell'alveo, ciò avviene con frequenza assai alta nei bacini subsidenti che caratterizzano la pianura padana. La velocità di subsidenza naturale condiziona la velocità di accrezione verticale, ma la sua variazione geografica condiziona anche la distribuzione spaziale dei corsi d'acqua.

La distribuzione delle litologie di superficie e del primo sottosuolo, così come l'assetto

morfologico della pianura, sono quindi strettamente legati ai processi strutturali e di sedimentazione e alla loro disposizione nel tempo. La figura 3.7 riporta la situazione geografica della pianura bolognese attorno al 1760: la presenza di vaste aree occupate da zone di espansione dei corsi d'acqua superficiali (paludi, acquitrini stagionali) testimonia delle difficoltà di drenaggio connesse all'evoluzione geostrutturale profonda della pianura ed alla presenza dei rilievi costituiti dai depositi sabbiosi (argini naturali) dei maggiori fiumi: Reno e Po di Primaro.

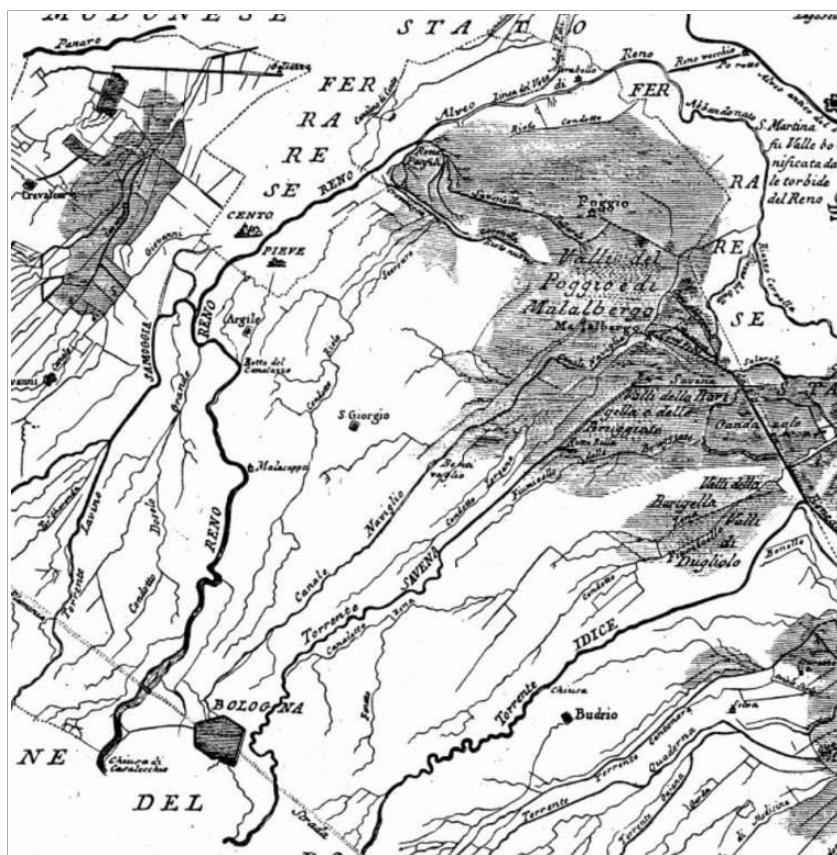
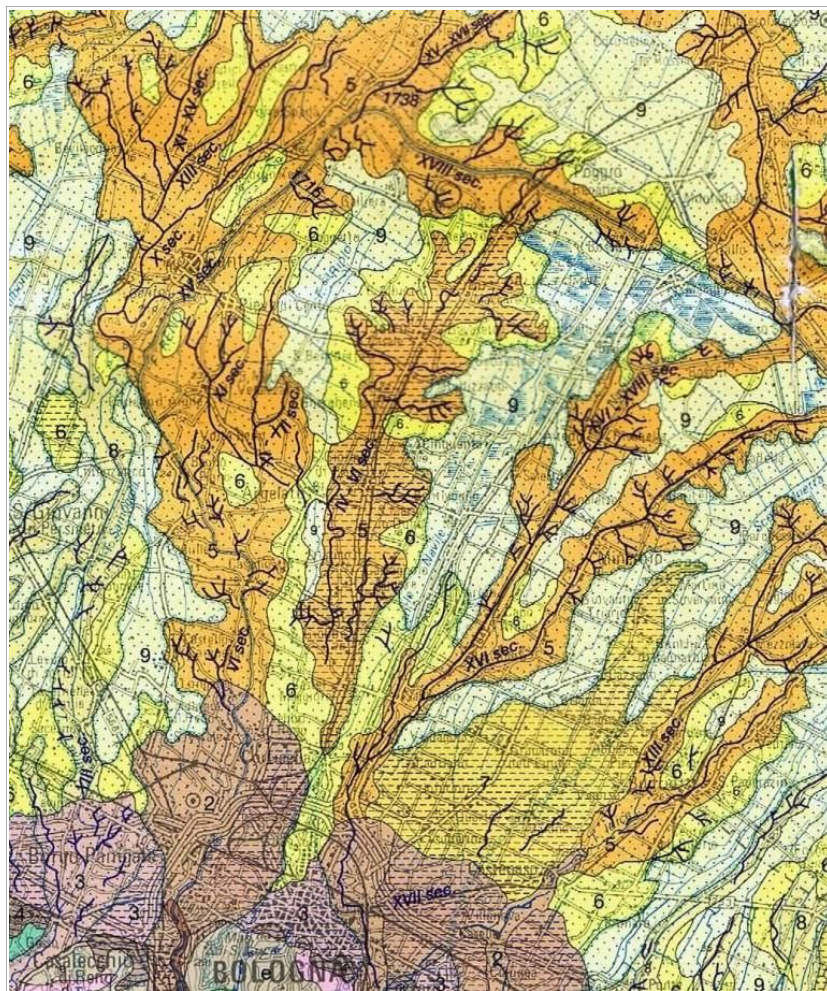


Figura 3.7- Stralcio di cartografia risalente al 1761 che riporta la delimitazione delle "valli" distribuite a ridosso del Reno e del Po di Primaro (cfr. QC PSC Terre di Pianura, Relazione Geologica, geol. G. Viel, 2007)

Questo vasto sistema di zone umide è stato oggetto delle bonifiche che si sono succedute fino a produrre l'assetto attuale della pianura, assetto caratterizzato dalla "pensilità" dei corsi d'acqua, dalla necessità di sollevamento delle acque dei bacini interfluviali per il loro drenaggio, dalla presenza di vaste aree di pianura depressa di forma per lo più ellissoidica (conche morfologiche), ed infine da morfologie allungate nella direzione del drenaggio e topograficamente rilevate sulla restante pianura: gli argini naturali fossili (paleoalvei). Questa ripartizione topografica riproduce la geografia di un passato storico (dal preromano a ciò che si può ricostruire con le cartografie dei secoli scorsi: dall'Atlante Magini, 1620, alle IGMI di primo impianto, 1890).

Alla fine degli anni settanta, gli studi pedologici dell'allora "Servizio Cartografico" regionale hanno consentito di avviare un'accurata ricostruzione degli ambienti deposizionali recenti anche attraverso la interpretazione di foto aeree. Ciò ha permesso di giungere a una completa della morfologia del sottosuolo dell'intera pianura regionale, tuttora in continuo aggiornamento e tuttavia ancora basata sui contenuti del primo impianto (D. Preti, 1987). Le successive edizioni della carta morfologica, sempre aggiornate e corrette, hanno anche compreso datazioni storiche di probabile formazione dei corpi geologici più recenti (figura 3.8).

Figura 3.8 – Stralcio della Carta Geologica di Pianura dell'Emilia-Romagna scala 1:250.000 (a cura di D. Preti, RER, 1999). I depositi di piana alluvionale sono numerati progressivamente da n.5 ("canale e argine prossimale" sabbiosi) a n. 9 (depositi "interfluviali e depositi di palude" argillosi). Sono riportate le principali tracce dei paleoalvei con datazione



L'andamento dei paleoalvei e degli alvei attuali a scala regionale è stato condizionato dall'evoluzione strutturale profonda della Pianura Padana. Ciò è dimostrato a scala regionale dallo stesso andamento del fiume Po che, in corrispondenza delle propaggini occidentali delle Pieghe Ferraresi (Pieri e Groppi, 1982), vede deviato il suo corso verso Nord Est: subisce in modo assai vistoso la dinamica degli elementi strutturali ad "arco" paralleli alla catena appenninica. I fiumi minori, affluenti del Po, sono a loro volta condizionati anche dagli elementi secondari trasversali alle grandi pieghe fagliate.

Se le strutture tettoniche profonde hanno influito in modo preponderante, rispetto ad altri parametri, sull'andamento del reticolato idrografico a grande scala della pianura, l'insieme dei parametri climatici ha certamente avuto un ruolo importante nel gioco delle esondazioni, nella formazione delle paludi e soprattutto nella distribuzione temporale degli eventi. Ciò ha naturalmente influito sulla distribuzione locale delle litologie di superficie, soprattutto negli ultimi millenni. In particolare, per gli ultimi 4000 anni gli studi di molti Autori (S. Cremonini, 1980; Cremaschi & Alii, 1980; Veggiani 1985, Ortolani e Pagliuca, 1996) hanno consentito di individuare cicli climatici di piovosità, che si articolano in quattro eventi certi ed uno dubbio:

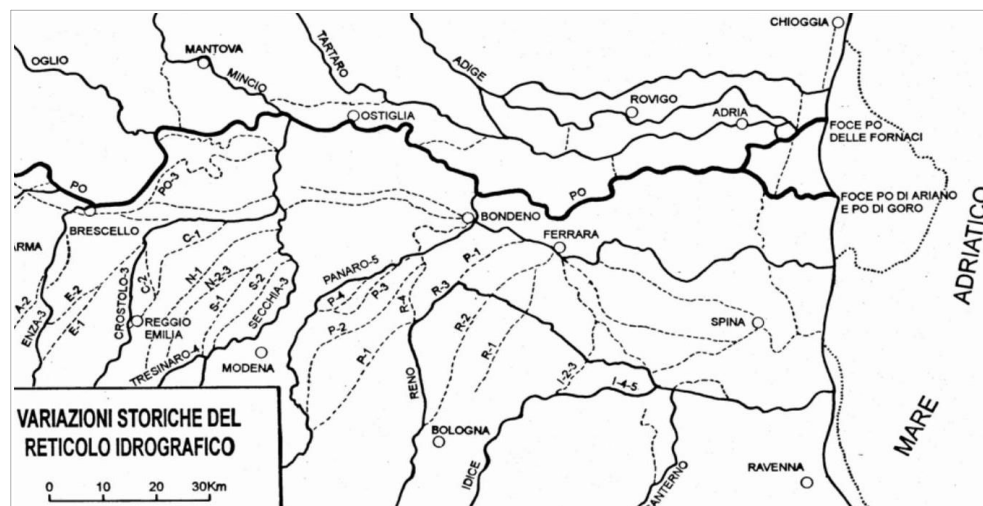
- 1400-1300 a.C.
- 700-300 a.C.
- 400-700 d.C.

- 1150-1350 d.C. (?)
- 1550-1850 d.C.

Questi cicli, associati ai fattori tettonici di cui si è trattato in precedenza, sono stati responsabili di esondazioni e di considerevoli modifiche dell'assetto idromorfologico della pianura fino a tempi a noi vicini.

L'intervento antropico di bonifica che dall'età preromana è andato sempre intensificandosi ha in gran parte modificato e poi interrotto l'evoluzione degli eventi naturali: il reticolato idrografico, via via sempre meno dinamico, risulta ai nostri giorni in pratica cristallizzato.

Figura 3.9 -
Ricostruzione del
reticolo storico del
basso Po e dei suoi
affluenti di destra
realizzata da vari
autori (cfr. QC PSC
Terre di Pianura,
Relazione Geologica,
geol. G. Viel, 2007)



Dai tempi preromani al XIV secolo, si osserva come principale "trend" evolutivo uno spostamento verso occidente degli assi drenanti provenienti dalle valli del Reno e del Panaro, diretti verso nord per la confluenza nel Po (figura 3.9). Il corso d'acqua Idice pare avere un comportamento opposto: il suo alveo "migra" verso oriente per la confluenza dapprima nel Po e dal XIV secolo nel Reno. Così tra Reno ed Idice va aprendosi un grande spazio che sarà occupato dalle divagazioni dei fiumi minori della collina del pedecollina bolognese. Questa anomalia potrebbe avere una spiegazione strutturale. In tempi romani, il fiume Reno subisce una netta divagazione verso Ovest lungo un alveo Trebbo - S. Giorgio di Piano - S. Pietro in Casale - Ferrara (indicato in figura 3.9 come R2), abbandonando un percorso preromano lungo l'asse Castelmaggiore - Bentivoglio (R1), mentre l'Idice pare mantenersi in asse sul proprio alveo (I1 e I2).

Questi spostamenti, che pare culminino nell'alto medioevo, è possibile siano stati provocati da una fase di particolare intensità della subsidenza tettonica del modenese, il cui centro è da ubicarsi probabilmente a nord della Via Emilia. Questo processo, sviluppato dal preromano fino al XVII secolo, avrebbe prodotto rotte e nuove divagazioni verso il centro di abbassamento relativo. Osservando la figura 3.9 si nota che allo spostamento dell'asse del Panaro, lungo il tracciato P3, corrisponde la medesima deriva del Reno che occupa un paleoalveo del Panaro abbandonato (R3). L'asta dell'Idice, invece, continua a permanere approssimativamente nella medesima posizione, a testimonianza che lo spostamento degli assi di drenaggio di Reno e Panaro può essere dovuto a processi strutturali localizzati e non di "basculaggio" generale della pianura.

Il quadro evolutivo si completa considerando l'allineamento Brescello - Bondeno che pare abbia

costituito una importante “gronda” di drenaggio dell’alta pianura fino all’Alto Medioevo, quando la probabile attività delle pieghe ferraresi ha provocato leggeri sollevamenti differenziali delle cerniere con allineamento ovest-est. Questi processi, possono essere alla base dello spostamento verso oriente del punto di divaricazione del delta del Po: in età preromana e romana forse collocato nei pressi di Brescello, mentre dal Medioevo a Bondeno e Ferrara. Come si è già detto, la formazione di un alto strutturale ad ovest di Ferrara produrrà lo spostamento verso settentrione anche di parte del corso principale del Po.

L’Alto medioevo coincide con un regime pluviale piuttosto abbondante ed è associato a fenomeni di generale innalzamento degli alvei, con difficoltà di scolo e di drenaggio: ciò comporta la formazione di grandi aree palustri con ristagni d’acqua, sottoposte a bonifica intensiva solamente nei secoli più vicini a noi.

Dopo i grandi dissesti idrogeologici del periodo alto medioevale, che provocarono rotte e imponenti cambiamenti di corso dei fiumi nei loro tratti di pianura, ricerche climatologiche ritengono che si instauri un optimum climatico dal 800 d.C al 1200 d.C per tornare poi ad un nuovo deterioramento.

L’ampia area compresa tra il Reno e l’Idice costituisce l’ambito in cui si attua l’inversione delle direzione tendenziale delle divagazioni d’alveo, ed è solcata da numerosi alvei minori. La storia evolutiva di questi piccoli alvei non pare però risentire dei medesimi condizionamenti strutturali. Nel bolognese, i corsi d’acqua che trovano origine nell’elemento idrografico pedecollinare, hanno decorso condizionato più dai corpi alluvionali depositati dai fiumi maggiori (Reno e Idice-Savena).

3.3 L’assetto idraulico più recente

Il territorio comunale di Malalbergo è interessato da interventi di bonifica e regimazione idraulica di significativa importanza, risultate fondamentali per risolvere le storiche criticità di deflusso delle acque del fiume Reno e degli altri corsi d’acqua della pianura bolognese e per consentire lo sviluppo socio economico del territorio. Il Comune di Malalbergo è dunque solcato da numerosi canali artificiali e tra questi i più importanti sono certamente il “Navile” e il “Savena Abbandonato”, realizzati in alvei più antichi del Savena (figura 3.10).

3.3.1 Il Fiume Reno

Dopo i gravi dissesti idrogeologici dell’alto medioevo, l’assetto idrografico del territorio studiato è stato sensibilmente ristrutturato e tuttavia gli interventi succeduti sono risultati spesso condizionati dalle vicissitudini politiche e amministrative del territorio (contese tra Bologna e Ferrara; Stato Pontificio; ecc.) nonché dei successivi e ripetuti deterioramenti climatici.

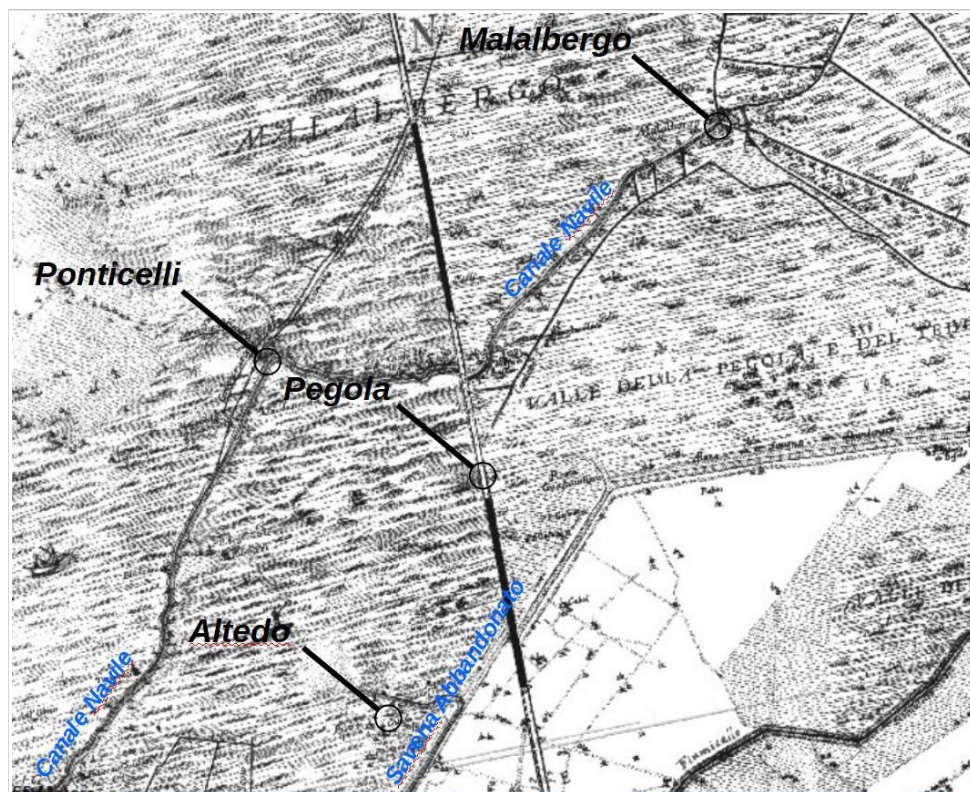
L’idrografia della pianura bolognese è stata sensibilmente rideterminata nel basso medioevo, anche in seguito alla rotta del Po nel 1152 presso Ficarolo (poco a nord di Ferrara) che determina l’apertura di un nuovo corso del fiume (il “ramo di Venezia”) contemporaneamente alla progressiva riduzione di portata e navigabilità dei due rami ferraresi del Po (il Volano e il Primario) e alle criticità di deflusso del fiume Reno, con frequenti disalveamenti e alluvionamenti nelle vallate del Poggio e di Malalbergo.

Nel 1450 gli Estensi realizzarono interventi al fine di immettere le acque del Reno nel Panaro (affluente di destra del Po) nei pressi di Finale Emilia. In seguito (1604), il Reno fu nuovamente

"disalveato" e lasciato di nuovo libero di scaricare le proprie acque nelle valli del Poggio e di Malalbergo, con gravi danni per l'agricoltura locale e anche per i commerci sul canale Navile.

Solo alla fine del XVIII secolo con l'ultimazione del "Cavo Benedettino" si ottenne di immettere le acque del Reno nel vecchio corso del Po di Primaro, dando così al fiume il definitivo ed attuale assetto.

Figura 3.10 - Stralcio cartografia storica dello Stato Pontificio (1762) del territorio centro-settentrionale di Malalbergo: sono evidenziati i principali nuclei urbani e i principali canali dell'epoca (fonte: archivio cartografico RER)



3.3.2 Il Canale "Navile"

Il Navile origina dalle acque del "Canale di Reno" presso Bologna e di fatto ne risulta la continuazione a nord nella pianura bolognese. La costruzione risale al 1191 quando le acque provenienti dal Reno furono convogliate in un alveo abbandonato del fiume Savena che lambiva la località Beverara e si prolungava oltre Corticella. Da Bentivoglio, il Navile raggiungeva Malalbergo e attualmente le acque affluiscono nel fiume Reno fra Malalbergo e Gallo.

Nel 1292 il Navile venne ricostruito completamente fra Pegola e Malalbergo e in quest'ultima località furono realizzati interventi per consentire la navigabilità con il "Canal Morto", collegando Bologna e Ferrara per via d'acqua. Il Navile diventerà un importante via di commercio fino a costruire a Malalbergo l'ultimo e importante porto fluviale dello Stato Pontificio verso nord.

L'importanza economica e politica del canale Navile e del porto di Malalbergo crebbero per tutto il XVI secolo, ma cominciarono lentamente a decrescere a partire dal 1604, anno in cui le acque del Reno furono deviate nella valle Sammartina. Nel XVII e XVIII secolo le continue rotte del Reno e gli alluvionamenti nelle valli di Poggio e di Malalbergo resero sempre meno praticabile la navigazione e il porto di Malalbergo venne definitivamente dismesso nel corso del XIX secolo. Occorre rammentare che nel 1800 il Navile a Malalbergo si divideva in due rami: uno circondava il centro abitato di Malalbergo, l'altro attraversava via Selciato; si univano in prossimità del cimitero attuale. Fin dal 1960, il Navile è tombato in prossimità di Malalbergo.

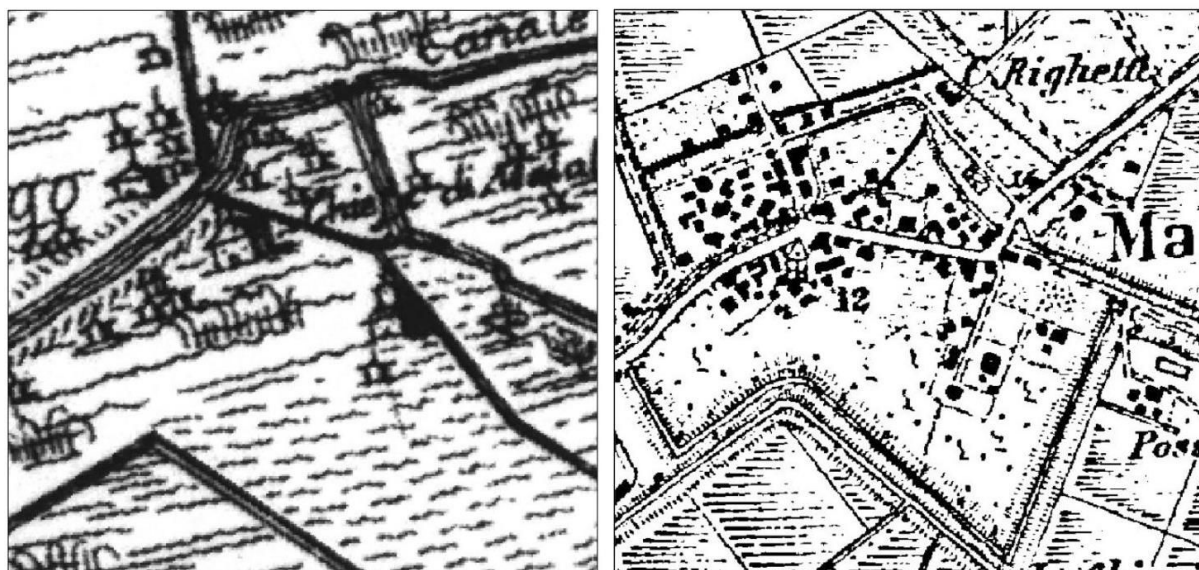


Figura 3.11 – Dettaglio di Malalbergo e dei suoi canali più recenti. A sx: topografia dello Stato Pontificio (1762). A dx: topografia IGM 1860 (fonte: archivio cartografico RER)

3.3.3 Il canale “Savena Abbandonato”

Tra Bologna e il Comune di San Lazzaro di Savena, l'alveo del Savena non è naturale ma è stato creato nel XVIII secolo per proteggere il Capoluogo di Provincia dalle periodiche inondazioni.

Il corso d'acqua naturale giungeva fino alle mura cittadine bolognesi poi si dirigeva verso nord passando in corrispondenza dell'area fieristica. L'antico alveo è tuttora esistente, canalizzato nell'Allegato XVI secolo con il nome di "Savena abbandonato" e percorre verso nord la pianura bolognese parallelamente al Navile e al Reno. Il tratto rettilineo del "Savena abbandonato" si dirige da Capo d'Argine (frazione di Minerbio), prosegue verso Altedo e alle Valli di Malalbergo, dove sfocia nel Reno.

3.4 Idrogeologia

La conoscenza della geometria del tetto della falda più superficiale, ed il suo tipo (libera o confinata), è utile anche nelle analisi di pericolosità sismica locale (es. verifiche numeriche della liquefacibilità; modelli numerici di RSL; ecc.). In questo senso, un utile documento conoscitivo è rappresentato dalla Carta idrogeologica alla scala 1:25:000 (tavole AC.1.2.a/b/c) elaborata per il QC del PSC in forma associata dei Comuni delle unioni Reno Galliera e Terre di Pianura (geol. G. Viel, 2003, 2007).

Lo studio idrogeologico del PSC si è basato sul monitoraggio delle quote d'acqua in pozzi freatici del territorio citato (oltre 850 pozzi complessivi) effettuato nel settembre 2003. I dati raccolti hanno consentito la ricostruzione del tetto dell'insieme della falda meno profonda del territorio studiato, individuando soggiacenze, direzioni di deflusso, spartiacque sepolti ecc.

La figura 3.10 propone uno schema di sintesi del modello idrogeologico del territorio studiato (geol. G. Viel, 2003), invece per i dettagli relativi al campo di moto si rimanda alla citata cartografia idrogeologica alla scala 1:25.000. In particolare, lo studio idrogeologico ha

permesso di delimitare alti e bassi piezometrici: si tratta di situazioni in cui il livello piezometrico rilevato presenta una quota anomala rispetto alle zone circostanti. Tra le indicazioni di “basso” piezometrico è compreso il settore del Capoluogo, in relazione alla “conca morfologica” che caratterizza tale area (con soggiacenze locali della falda meno profonda di circa 2,0÷2,5 metri). Il settore più orientale di Altedo è invece caratterizzato da “alti” piezometrici per la presenza del canale “Savena Abbandonato” con tratti d’alveo infiltranti (con soggiacenze locali di circa 1,0÷1,5 metri) .

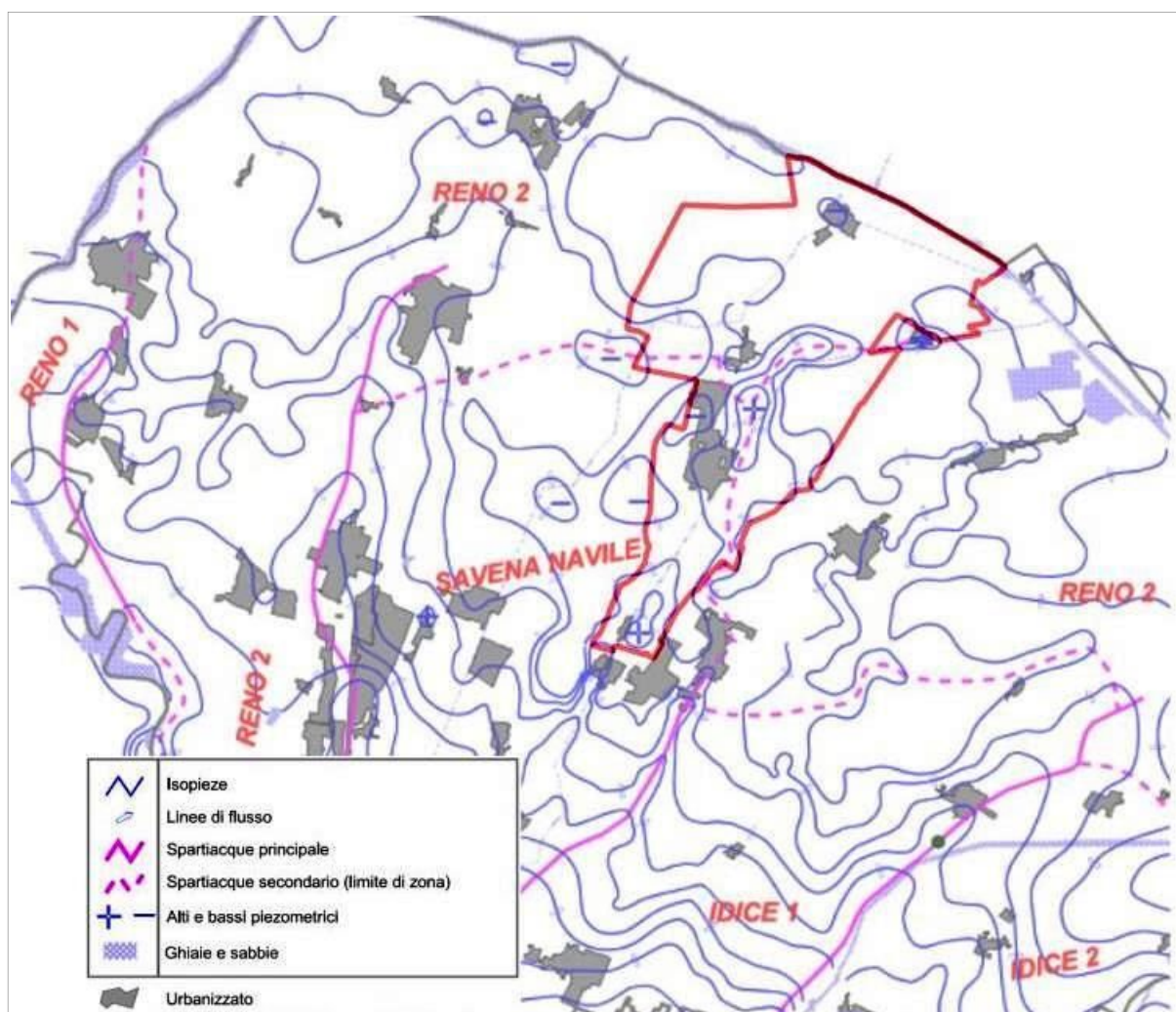


Figura 3.10 - Schema idrogeologico di sintesi del territorio Reno Galliera (cfr. QC PSC Terre di Pianura, Relazione Geologica, geol. G. Viel, 2007)

4 DATI GEOTECNICI E GEOFISICI

4.1 Dati pregressi

La fase iniziale di lavoro ha previsto la raccolta, la selezione e il riordino delle indagini geognostiche/geofisiche e di laboratorio disponibili per il territorio di studio. In questo senso, si è potuto disporre di un buon numero di prove che sono state raccolte e archiviate dalla Regione Emilia-Romagna, e dal Comune e in particolare:

- ✓ dal Servizio Geologico Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna, che ha fornito le prove della propria banca dati geognostica;
- ✓ dal Comune di Malalbergo che ha fornito l'“Archivio Prove Geognostiche e Geofisiche” già predisposto per lo studio di microzonazione sismica comunale (aggiornamento 2013). Per gli studi di pericolosità sismica già svolti vennero eseguite penetrometrie CPTe/CPTU, indagini geofisiche (MASW; “Cono Sismico”; registrazioni HVSR);
- ✓ da ulteriori indagini raccolte presso l'Ufficio Tecnico comunale (relazioni geologiche redatte per progetti di costruzione e/o Piani Attuativi).

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

- ✓ n. 31 carotaggi continui (S);
- ✓ n. 1 sondaggio a distruzione (SD);
- ✓ n. 117 prove penetrometriche statiche con punta meccanica (CPT);
- ✓ n. 1 prova penetrometrica con punta elettrica (CPTe);
- ✓ n. 48 prove penetrometriche con punta elettrica e piezocono (CPTU);
- ✓ n. 4 stendimenti sismici attivi MASW;
- ✓ n. 2 stendimenti sismici passivi Re.Mi.;
- ✓ n. 3 stendimenti sismici in array bidimensionale ESAC_SPAC;
- ✓ n. 33 registrazioni microtremori a stazione singola (HVSR);
- ✓ n. 1 penetrometrie con “Cono Sismico” (SCPT).

Tra le prove di repertorio, è risultato molto utile disporre, come vedremo, anche dei dati numerici delle penetrometrie CPTU eseguite sia dalla RER (nell'ambito del Progetto Carta Geologica d'Italia), sia per lo studio di microzonazione sismica comunale già realizzato (2009; 2013).

Si evince il buon numero e densità di prove per le aree urbane di Malalbergo e di Altedo, tuttavia nel corso dello studio di MS è chiaramente emerso che, data l'eterogeneità dell'archivio, non sempre indagini della stessa tipologia possono essere ritenute allo stesso modo attendibili. Dal confronto di indagini analoghe eseguite da soggetti diversi, in tempi diversi sulla stessa area, si sono evidenziati risultati a volte non coerenti. Per quanto possibile lo studio di MS ha dunque espletato una prima valutazione speditiva sull'affidabilità dei dati raccolti, tenendone

opportunamente conto in sede di elaborazione e di studio. Le figure 4.1 e 4.2 riportano la distribuzione delle prove di repertorio nell'intero territorio comunale e delle ulteriori indagini integrative eseguite per questo studio.

I report e i diagrammi degli esiti delle indagini puntuali e lineari sono riportati anche in formato *.pdf nella cartella Indagini\documenti contenuti nel DVD.

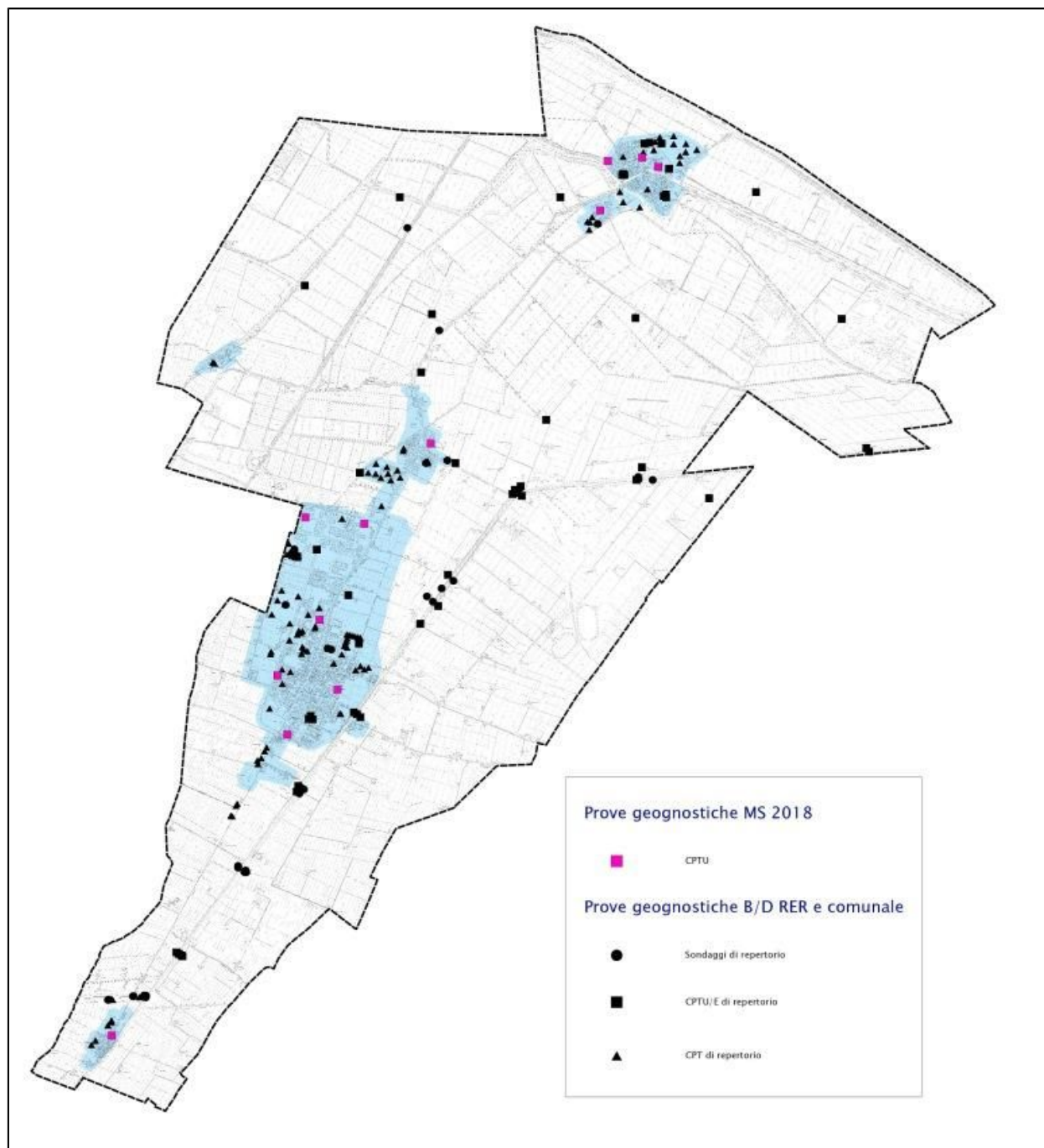


Figura 4.1- Localizzazione delle indagini geognostiche (di repertorio e di nuova esecuzione) disponibili per lo studio di microzonazione sismica

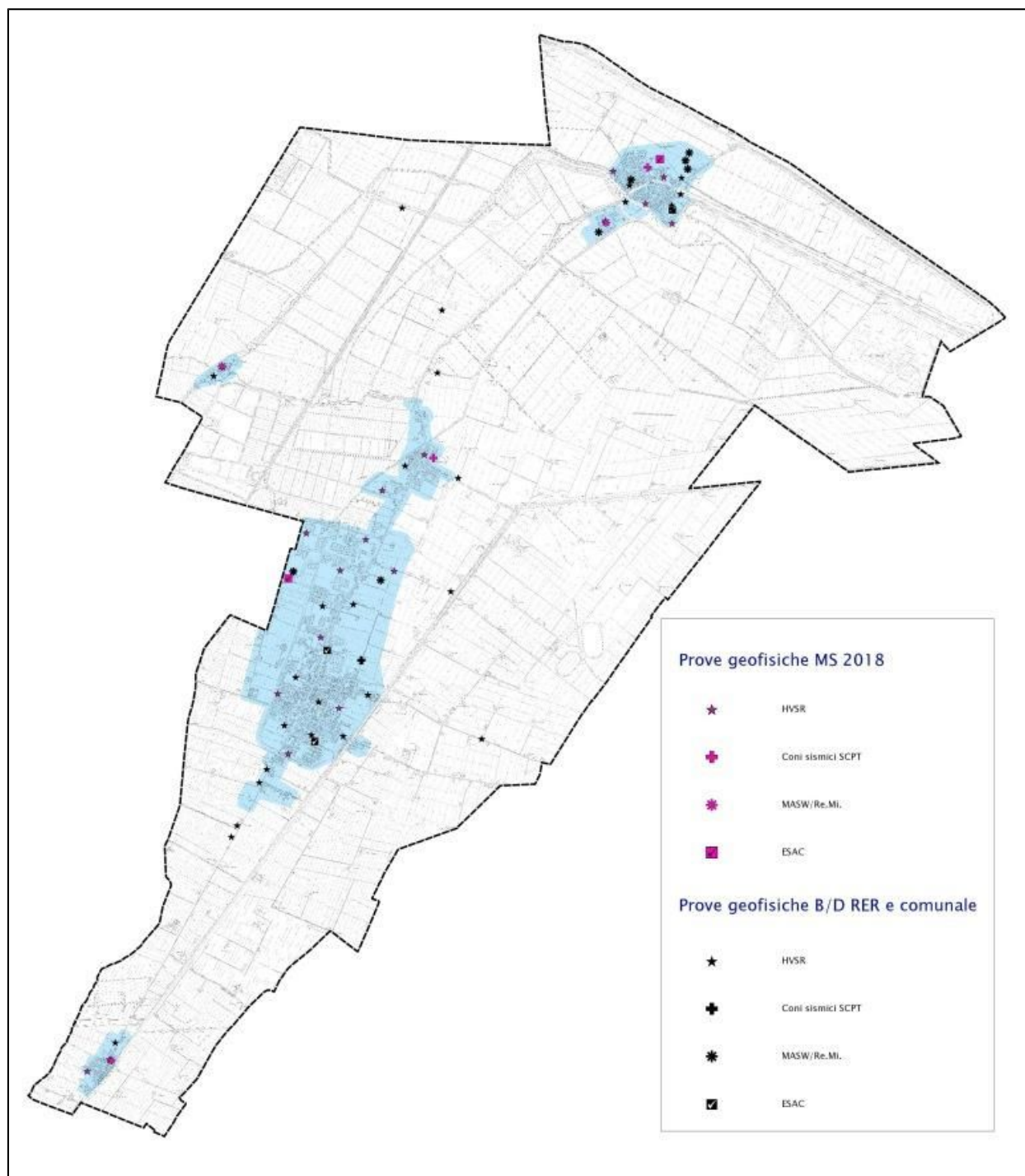


Figura 4.2- Localizzazione delle indagini geofisiche (di repertorio e di nuova esecuzione) disponibili per lo studio di microzonazione sismica

4.2 Le nuove indagini eseguite

Per l'elaborazione della MS di "livello 2" si è reso indispensabile effettuare ulteriori indagini in sito, sia di tipo geofisico, sia di tipo geognostico. Il "piano delle indagini" (tipologia; quantità; localizzazione) è stato definito allo scopo di perseguire i seguenti obiettivi:

- fornire la caratterizzazione sismostratigrafica più raffinata del sottosuolo negli insediamenti

urbani, più “vulnerabili” (es. centri storici) e già inclusi in zone suscettibili di effetti locali (es. potenzialmente liquefacibili). In tal senso, nelle aree urbane di Altedo e Malalbergo caratterizzate da elevata densità insediativa (residenziale e/o produttiva) sono stati eseguiti “Coni Sismici” ed ESAC/SPAC) per la migliore caratterizzazione sismostratigrafica (anche profonda);

- proporre una “base dati” (geognostica e geofisica) di riferimento per gli ulteriori approfondimenti sismici nelle zone caratterizzate da potenziale instabilità. I precedenti studi di pericolosità sismica territoriale avevano già evidenziato potenziali criticità (es. liquefacibilità e potenziali cedimenti post sisma), pertanto con l'inevitabile necessità di ulteriori approfondimenti di “livello 3.

In questo senso, nel territorio di Malalbergo sono state complessivamente eseguite le seguenti indagini:

- ✓ *n. 12 prove penetrometriche elettriche con piezocono (CPTU)* → realizzate con strumento penetrometrico di contrasto massimo pari a 200 kN e montato su semovente cingolato “Pagani”, quest'ultimo dotato di ancoraggi supplementari per migliorare l'ancoraggio al suolo e consentire il massimo approfondimento delle prove (foto 4.1). Dieci prove sono state spinte fino a -20 metri di profondità mentre due prove sono state spinte rispettivamente a -35 metri (Pegola) e fino a “rifiuto tecnico” per disancoraggio a -23 metri (Malalbergo). Le prove CPTU consentono di definire le caratteristiche tessiturali e geotecniche nell'intervallo più utile ai fini delle verifiche della possibilità di liquefazione e cedimenti post-sisma. Le prove elettriche consentono una migliore definizione tessiturale dei sedimenti attraversati rispetto alle altre tipologie di prove penetrometriche (CPT; DPSH; ecc.), potendo registrare dati delle resistenze dei sedimenti pressoché continui (una lettura ogni cm di avanzamento).



Foto 4.1 – Prova CPTU eseguita nel Altedo con associata una registrazione sismica HVSR

- ✓ *n. 2 prove sismiche con “Cono Sismico” (SCPTU)* → realizzate in concomitanza con le due prove CPTU profonde (Pegola e Malalbergo). La prova ha lo scopo di determinare i profili di velocità delle onde sismiche di taglio (V_s) mediante punta penetrometrica dotata di tre accelerometri, che consentono di misurare direttamente la velocità di propagazione nel

terreno delle onde sismiche Vs. Le modalità esecutive delle prove SCPT si basano sull'arresto dell'infissione del piezocono a step regolari (nel nostro caso, la misura è stata eseguita ogni 100 cm di approfondimento, per effettuare l'acquisizione dei dati sismici tramite sensori e sismografo (foto 4.2).



Foto 4.2 - Prova CPTU e "Cono Sismico" eseguita a Malalbergo

- ✓ n. 2 stendimenti sismici in array bidimensionale ESAC (foto 4.3)→ con geometrie tali da consentire l'elaborazione di modelli sismostratigrafici da 150 metri a oltre 200 metri di profondità. Le prove ESAC sono state eseguite a Malalbergo e Altedo. La necessità di disporre di modelli sismostratigrafici profondi a supporto dei successivi approfondimenti sismici di RSL numerica, impone di investigare profondità ben superiori ai 30 metri.



Foto 4.3 - Prova ESAC_SPAC eseguita nel Capoluogo

Per questo studio, sono stati elaborati due modelli sismostratigrafici profondi mediante tecniche di investigazione sismiche basate sulla raccolta ed analisi del rumore sismico ambientale, utilizzando il metodo ESAC (Autocorrelazione Spaziale Migliorato). L'utilizzo delle tecniche passive sull'analisi spettrale delle onde Rayleigh (R) è giustificata dal fatto che il rumore sismico ambientale è ricco di onde superficiali tipo R e che in un mezzo omogeneo ed isotropo la velocità di propagazione V_s può essere ricavata indirettamente dall'analisi spettrale delle onde R secondo equazioni sperimentali. Tale tecnica permette di ottenere i profili verticali (1D) della velocità media delle onde di taglio "S" anche molto profonde, favorendo in alcuni casi il raggiungimento del bedrock sismico. Un secondo vantaggio della tecnica ESAC riguarda lo svincolo dal problema della direzionalità della/e sorgente/i di rumore sismico ambientale in quanto è già implicito nella stessa geometria utilizzata di tipo 2D, impiegando geofoni a bassa frequenza (4,5 Hz).

- ✓ n. 3 stendimenti in array lineare MASW/RE.MI → eseguiti rispettivamente a Malalbergo e nelle frazioni Ponticelli e Casoni. Le prove MASW/ReMi 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/ReMi ha previsto acquisizioni dei segnali sismici con sismografo multicanale ABEM RAS24 a 24 canali, passivi e attivi (generati da sorgenti energizzanti artificiali lungo lo stendimento dei geofoni).
- ✓ n. 20 registrazioni del *microtremore sismico a stazione singola* con tecnica HVSR → Le misure puntuali ad alta risoluzione di sismica passiva sono state eseguite con tromografo digitale "Tromino" (figura 4.4) e sono finalizzate all'elaborazione degli spettri di base ed analisi HVSR del sottosuolo (Albarello e Castellaro, 2011). Tale strumento misura il rumore di fondo e lo utilizza come funzione di eccitazione per identificare in maniera passiva, non invasiva e rapida le frequenze di risonanza del sottosuolo, che sono in relazione diretta con l'amplificazione sismica, oggi considerata da molti la prima causa di danno e distruzione durante un terremoto (Mucciarelli, 2012).

Foto 4.4 – Registrazione HVSR effettuata nella frazione Pegola



Il rumore di fondo (microtremore), presente ovunque sulla superficie terrestre ed associato sia a fenomeni atmosferici che all'attività antropica, è relativo ad oscillazioni molto piccole ($10-15 \text{ m/s}^2$), con componenti spettrali che vengono scarsamente attenuate nello spazio e misurabili con tecniche di acquisizione dette passive. L'acquisizione dei dati è stata effettuata con frequenza di campionamento di 128 Hz con un tempo di singola registrazione pari a 20 minuti e/o 60 minuti (4 misure).

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.

In tal senso, per lo studio di microzonazione sismica di Malalbergo si è potuto disporre di molti punti di controllo, seppure con evidenti concentrazioni in alcune aree, tutto sommato ben distribuiti sull'intero territorio comunale. Questo consente di ottenere un'attendibile ricostruzione delle caratteristiche litologiche e sismiche dei primi 20÷40 metri di sottosuolo nelle aree urbanizzate ed in alcuni casi anche al di fuori di queste.

Le conoscenze litostratigrafiche degli ambiti di studio di Malalbergo vengono sintetizzate nella Carta Geologico Tecnica (tavola 2), che riporta le litologie superficiali prevalenti (primi 5÷6 metri) e nella Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (tavola 5), che presenta la suddivisione del territorio comunale sulla base delle caratteristiche della successione litostratigrafica profonda (fino al bedrock sismico) nel territorio studiato.

5.1 Litologie sub-affioranti

Per la caratterizzazione geologico tecnica dei sedimenti superficiali, lo studio si è basato sul controllo dei dati tessiturali desunti dalle stratigrafie dei sondaggi a carotaggio continuo. Si sono inoltre considerati anche gli esiti tessiturali delle prove penetrometriche disponibili. In particolare, le prove CPTU di repertorio (delle quale si dispongono dei dati numerici) e le prove CPTU eseguite per questo lavoro permettono di ricavare in modo automatico le tessiture, secondo la nota classificazione dei terreni proposta da P.K. Robertson (1990; 2009).

Tutte queste informazioni, hanno permesso la classificazione dei punti di controllo basata sulle classi tessiturali definite secondo gli “standard di microzonazione sismica” (v.4.0) e sulla prevalenza tessitoriale riscontrata nella “colonna” di sedimenti profonda fino a circa -5÷6 metri dal piano campagna (cfr. tavola 2). La profondità considerata, è da ritenersi confrontabile con il “volume significativo” caratteristico della maggior parte degli edifici di normale impegno costruttivo (e dotati di fondazioni “dirette”) presenti nel territorio di studio. Nelle attribuzioni tessiturali da prove penetrometriche, si è fatta particolare attenzione agli spessori di sedimenti insaturi più superficiali, in quanto le condizioni di essiccamento portano molto spesso a correlazioni tessiturali e meccaniche falsate.

I dati disponibili nelle aree urbanizzate/urbanizzabili del Comune di Malalbergo evidenziano come i sedimenti superficiali siano riconducibili a differenti classi geotecniche USCS/AGI in relazione al diverso contesto deposizionale recente degli areali di studio (figura 5.1).

In questo senso, il sottosuolo più superficiale del Capoluogo è classificato “OH” per la presenza di argille organiche di piana inondabile, caratterizzate da media-alta plasticità e di bassa

consistenza, di spessore variabile da 8÷9 metri fino a circa 15 metri (nel settore orientale di Malalbergo). Nel Capoluogo è stata inoltre delimitata una zona (corrispondente a parte del nucleo storico) che risulta blandamente in rilievo (circa 2÷3 metri) rispetto alla pianura circostante e caratterizzata da riporti superficiali prevalentemente granulari: si tratta di interventi di rinterro di alcuni canali dismessi che storicamente attraversavano l'abitato e/o di interventi di elevazione del piano campagna finalizzati alla salvaguardia idraulica del Capoluogo (cfr. paragrafo 3.3).



Figura 5.1 – Stralci della Carta Geotecnica elaborata per lo studio di MS comunale

La principale frazione Altedo, e in particolare tutto il suo settore orientale, ricade in un contesto deposizionale di tracimazione recente del “Savena Abbandonato” con sedimenti sub affioranti prevalentemente classificabili “SM” (sabbie limose; sabbia e limo). In un'ampia porzione di Altedo sono inoltre attraversati corpi sabbiosi e/o sabbioso limosi (più in profondità e fino ad almeno -15 metri dal p.c.) interpretabili come paleoalvei del Savena (fino al XVI secolo?), mentre

la fascia più occidentale di questa frazione è caratterizzata da sedimenti superficiali prevalente fini, classificati “ML” (limi; sabbie fini limose o argillose; limi argillosi di bassa plasticità) e “CL” (Argille di media-bassa plasticità; argille ghiaiose o sabbiose; argille limose).

I dati disponibili per le altre frazioni (Casoni; Pegola; Ponticelli) consentono di attribuire il sottosuolo meno profondo ancora alla classe “CL” coerentemente con la facies deposizionale di piana inondabile recente attribuibile a questi areali di studio.

5.2 Sottosuolo profondo

Una ricostruzione del modello geologico profondo del territorio studiato è possibile attraverso l'analisi e delle sezioni geologiche già disponibili e riportate nelle cartografie di microzonazione sismica (figura 5.2). Si tratta di sezioni geologiche profonde elaborate dal Servizio Geologico della Regione Emilia Romagna nell'ambito degli studi del progetto CARG. Sono inoltre disponibili due sezioni geologiche pubblicate nella Carta d'Italia alla scala 1:50.000 (ISPRA).

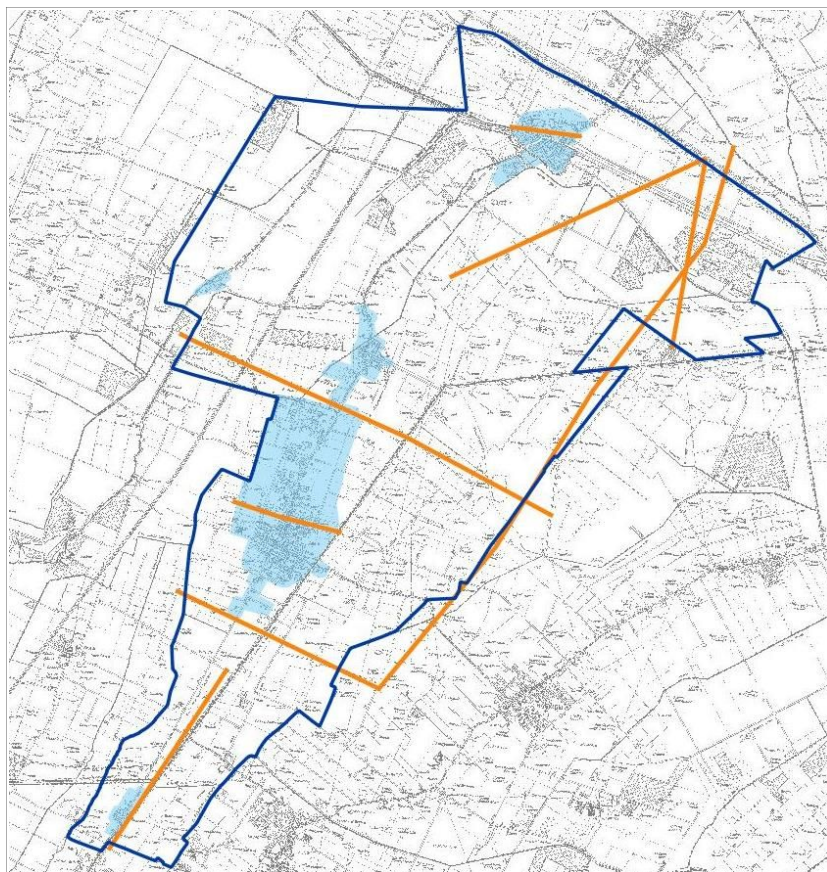


Figura 5.2 - Sezioni litotecniche di riferimento per lo studio di MS di Malalbergo

Per Malalbergo e Altedo sono state realizzate due ulteriori sezioni geologiche, basate sulle terebrazioni disponibili (penetrometrie e sondaggi).

La sezione realizzata per il Capoluogo include i dati litotecnici della prova SCPTU e di altre due penetrometrie CPTU eseguite per questo studio: evidenza come lo spessore più superficiale di sedimenti alluvionali argillosi (con contenuto organico e scarsamente consistenti) sia in tendenziale incremento verso est, fino a oltre 13 metri complessivi. Entro tale intervallo sono

inoltre presenti rari intervalli limoso sabbiosi (depositi di tracimazione di canale?) tuttavia confinati e di spessore scarsamente significativo in termini di propensione alla liquefazione in caso di sisma e quindi di possibili effetti in superficie e/o su strutture di fondazione. Le indagini disponibili a Malalbergo individuano spessori sabbiosi a profondità maggiori di 15 metri, interpretabili come paleoalvei del Savena (non liquefacibili).

Come già scritto, la cartografia topografica evidenzia come l'abitato storico di Malalbergo risulti morfologicamente rilevato (circa 2÷3 metri) rispetto alla pianura circostante. Le indagini disponibili hanno infatti attraversato uno spessore di “terre di riporto” prevalentemente granulari, con macerie di demolizione e anche terre più fini. Si tratta di storici interventi di rinterro di alcuni canali dismessi e/o di interventi di messa in sicurezza idraulica del Capoluogo (cfr. paragrafo 3.3). Lo spessore, l'età e le caratteristiche di questi riporti non implica l'innescò di particolari effetti cosismici (amplificazioni; liquefazioni; ecc.).

La nuova sezione litotecnica di Altedo consente una schematica rappresentazione del sottosuolo in corrispondenza dell'insediato abitativo meno recente: le prove evidenziano come il settore più orientale sia caratterizzato da depositi alluvionali superficiali prevalentemente limoso sabbiosi di tracimazione recente del Canale “Savena Abbandonato” mentre nella fascia di territorio più occidentale i sedimenti più superficiali sono prevalentemente fini (argille e limi). Più in profondità e fino a circa 15 metri, le prove disponibili evidenziano intervalli sabbiosi di spessore significativo (>1 metro), più frequenti nel settore centrale dell'abitato (grossomodo la fascia di abitato lungo la SS “Porrettana” e/o poco a ovest di essa). Questi spessori sabbiosi sono anch'essi riconducibili a paleoalvei del Savena.

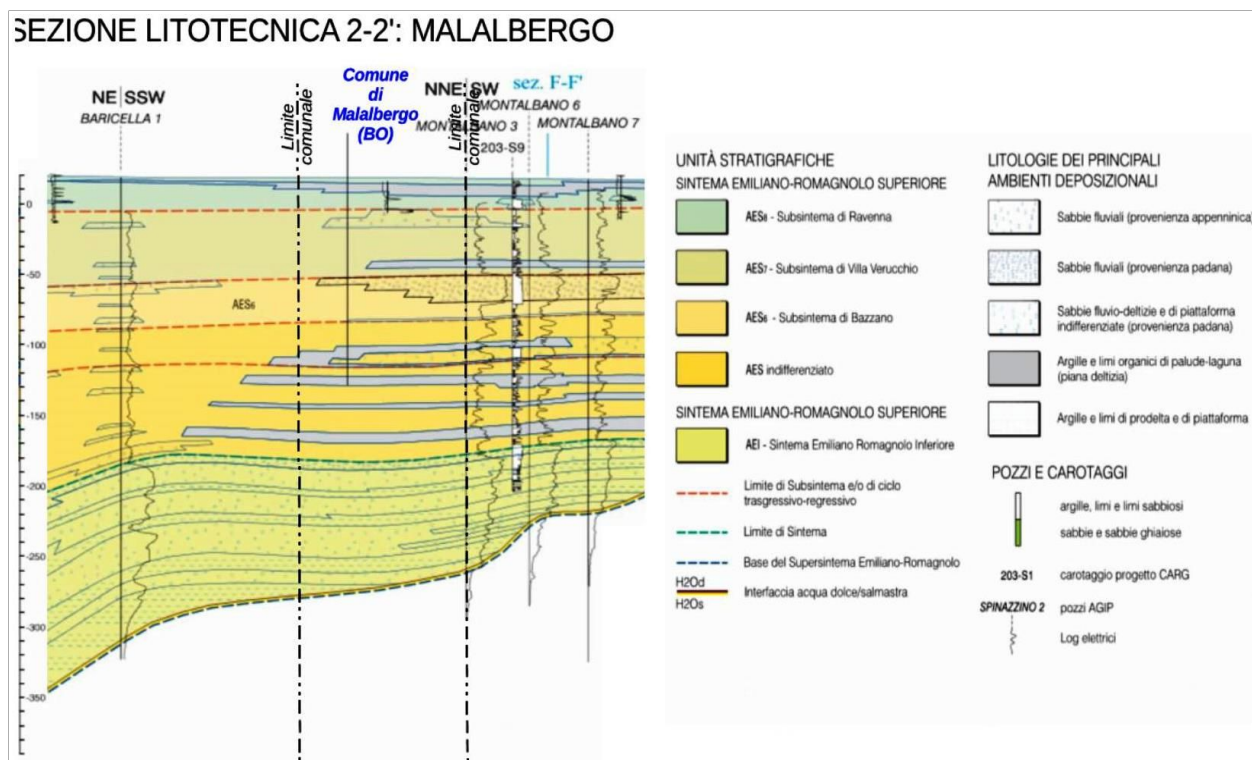


Figura 5.2 – Sezione litotecnica RER (rinominata 2-2' per questo studio)

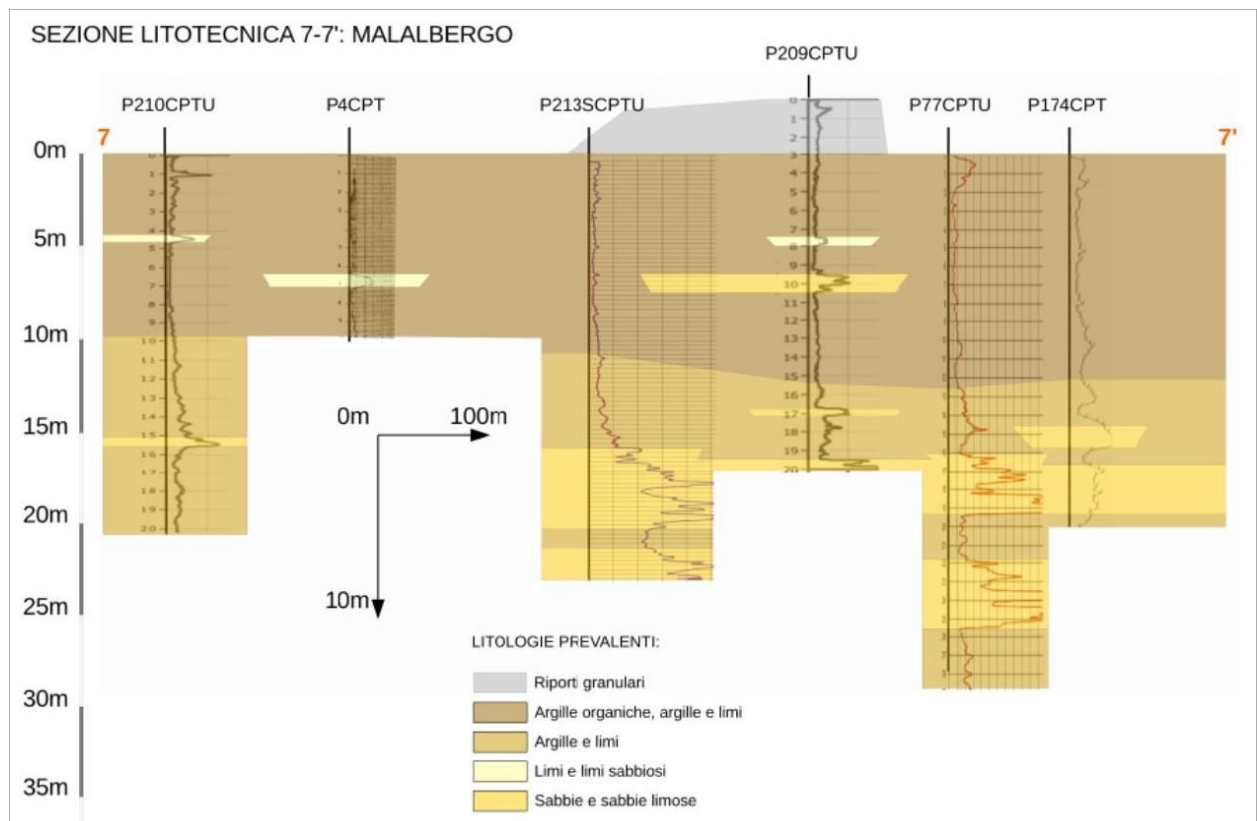


Figura 5.3- Sezione litotecnica 7-7' (Malalbergo) elaborata per questo studio

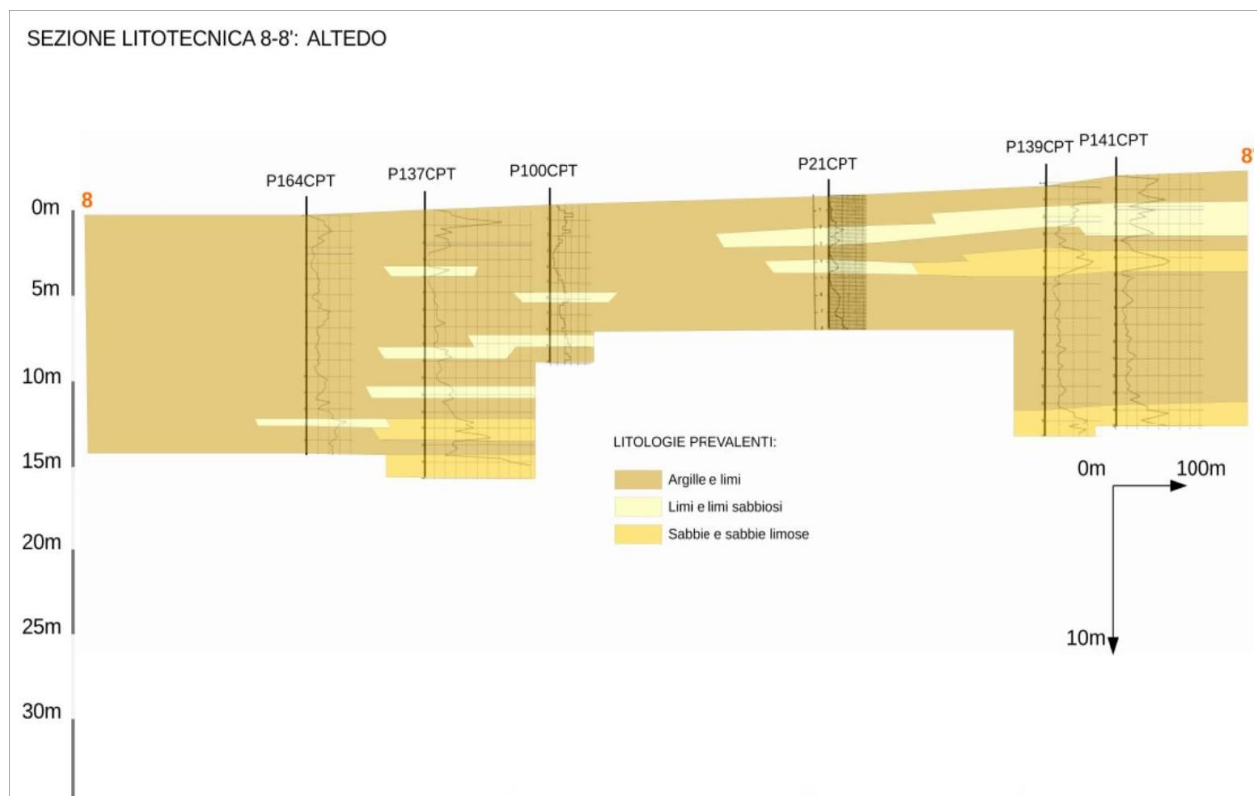


Figura 5.4- Sezione litotecnica 8-8' (Altedo) elaborata per questo studio

Un importante contributo per la modellazione geologico - sismica profonda è fornito dalla Carta Sismotettonica della Regione Emilia-Romagna (scala 1:250.000). Lo stralcio di tale cartografia, riprodotto in figura 5.5, evidenzia la profondità della base del Sintema Emiliano - Romagnolo Superiore AES (cfr. capitolo 3).

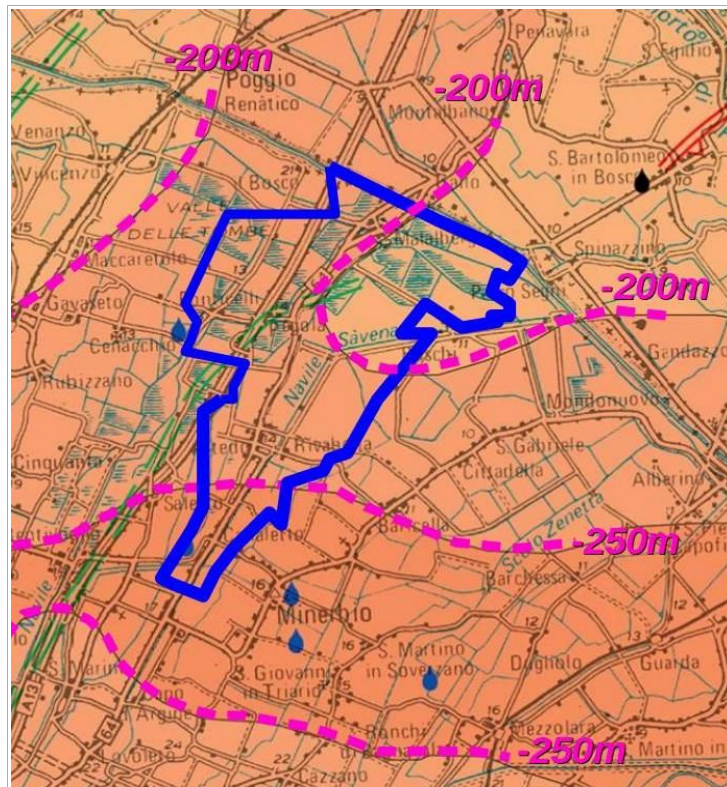


Figura 5.5 – Stralcio della Carta Sismotettonica della Regione Emilia-Romagna ed aree limitrofe (RER, 2016). È sovrapposto il confine comunale di Malalbergo e vengono rimarcate le isobate della base del Sintema AES (m slm)

Come già descritto, nella Pianura Padana lo spessore complessivo dei depositi alluvionali è fortemente variabile, in funzione della morfologia delle strutture tettonizzate sepolte: studi RER & ENI-Agip (1998) hanno evidenziato come, nelle aree di sinclinale, la coltre alluvionale superi i 500 metri, mentre nelle aree di anticlinale si hanno potenze decisamente inferiori ai 100 metri. Come già scritto (paragrafo 3.1), nel territorio di Malalbergo gli spessori stimati del Sintema AES variano da circa 280 metri nel settore sud a circa 200 metri nel settore settentrionale, come ricostruito in figura 5.5.

Dal punto di vista sismostratigrafico, le prove geofisiche disponibili (“Coni Sismici”; MASW; ESAC; HVSr) consentono sufficienti ricostruzioni sismostratigrafiche del sottosuolo utili ai fini delle analisi sismiche di “livello 2”. In particolare, i “Coni Sismici” disponibili per Altedo, Pegola e Malalbergo hanno permesso la stima diretta e più accurata della velocità di taglio V_s nei sedimenti investigati fino a $-23 \div 35$ metri. In questo senso, la figura 5.6 riporta un confronto tra gli esiti dei “Coni Sismici”: si evince come le prove effettuate ad Altedo e Pegola risultino molto simili in termini di V_s equivalente mentre la prova SCPTU eseguita a Malalbergo evidenzia V_s più basse in superficie e fino a circa -15 metri per la presenza di argille poco consistenti e plastiche.

Le misure dirette della Velocità di taglio delle onde sismiche ricavate dalle prove SCPTU hanno inoltre premesso di elaborare con una migliore attendibilità anche le sismostratigrafie più profonde ricavate dalle prove ESAC-SPAC.

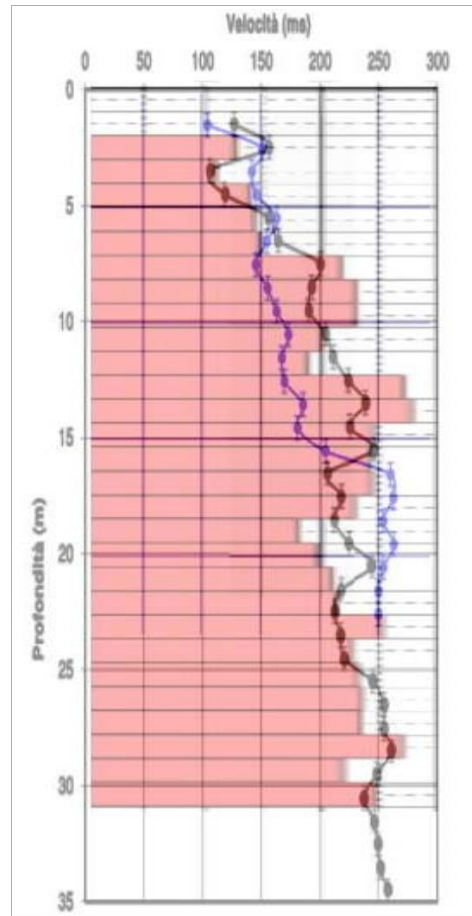


Figura 5.6- Confronto tra sismostratigrafie SCPTU ("Coni Sismici") disponibili per il territorio studiato. In blu: Malalbergo. In rosso: Pegola. In nero: Altedo

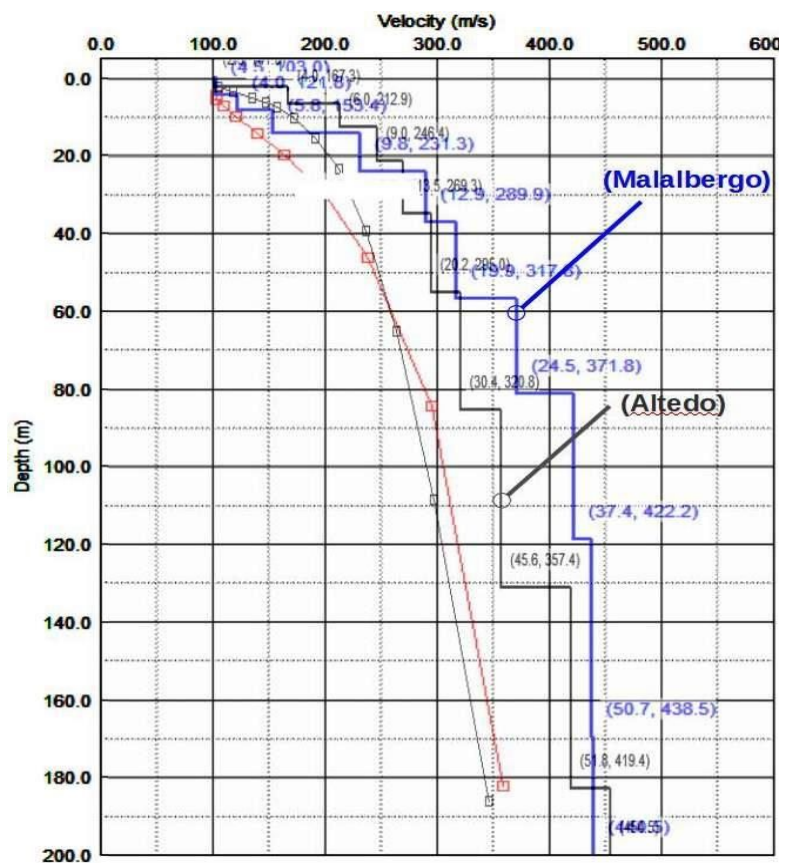


Figura 5.7- Confronto tra le due sismostratigrafie ESAC eseguite per questo studio a Malalbergo (in blu) e Altedo (in nero)

Come già scritto, per questo aggiornamento della microzonazione sismica si sono eseguiti due ulteriori stendimenti sismici in array bidimensionale, con geometrie tali da consentire l'elaborazione di modelli sismostratigrafici da 150 metri a oltre 200 metri di profondità. Le prove ESAC integrative sono state eseguite a Malalbergo e Altedo (figura 5.7) e confermano quanto già scritto per quanto riguarda i sedimenti meno profondi, mentre le ricostruzioni sismostratigrafiche più profonde evidenziano fino alla massima profondità investigata (circa $-150 \div 200$ metri) un progressivo incremento della V_s nei depositi alluvionali, tuttavia da ritenersi ancora scarsamente rigidi (massime V_s stimate comprese tra 400 m/s e 500 m/s).

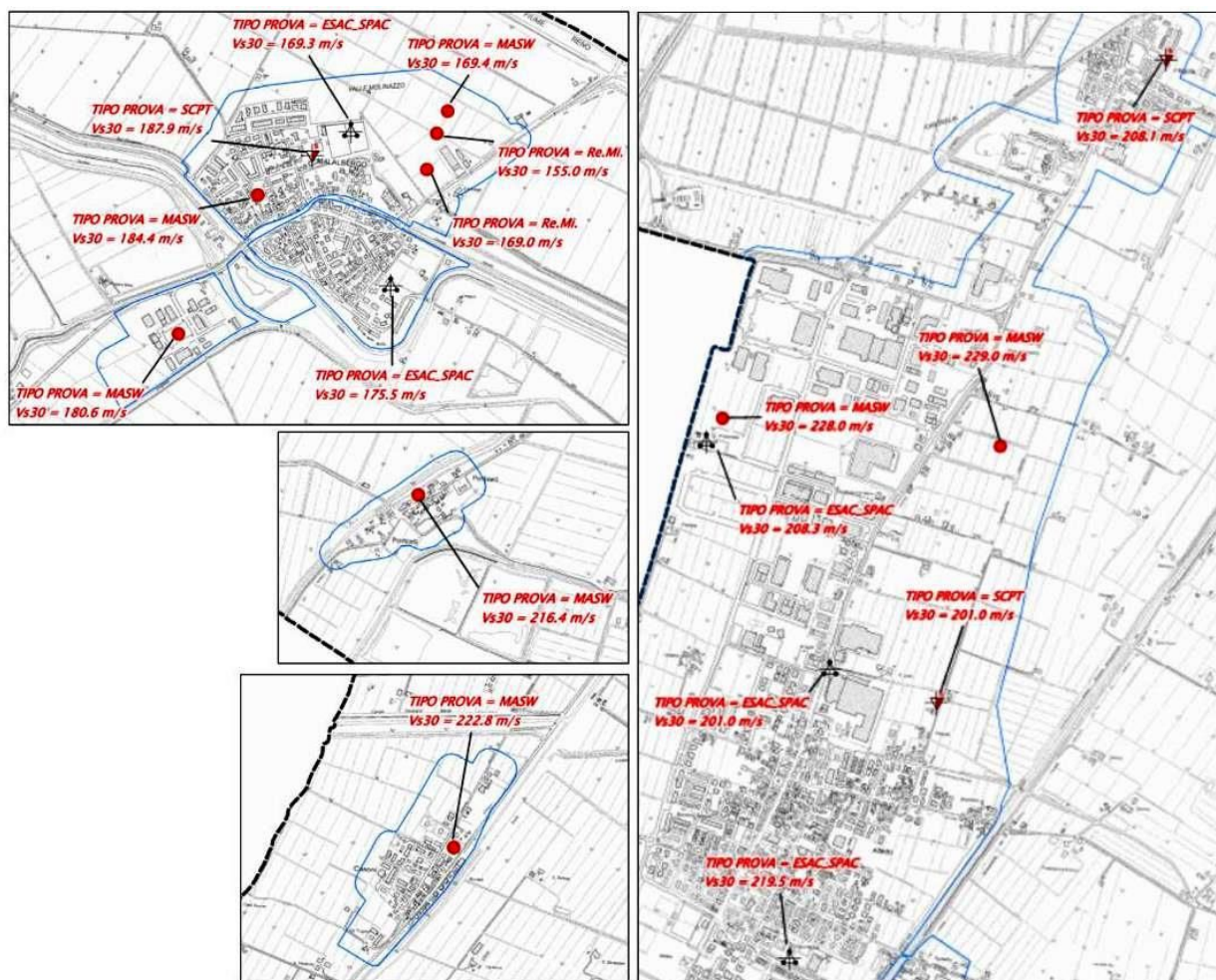


Figura 5.8 - Indagini geofisiche disponibili nel territorio di Malalbergo con stima delle V_{s30} . È indicata con simbolo diversificato la tipologia di prova (legenda: vedi fig. 4.2)

In termini di stima delle V_s equivalenti, le prove geofisiche di repertorio e le indagini integrative indicano V_{s30} comprese tra 229 m/s e 155 m/s, con valori generalmente superiori a 200 m/s nei settori meridionali e centrali (Casoni; Altedo; Pegola; Ponticelli) mentre il Capoluogo è caratterizzato da V_{s30} inferiori a 200 m/s. In particolare, nella zona est di Malalbergo si ricavano $V_{s30} < 180$ m/s per la presenza di spessori significativi (fino a 15 metri) di argille plastiche e argille organiche scarsamente consistenti. La figura 5.8 propone uno stralcio della “Carta delle Velocità delle Onde di taglio S” elaborata per questo studio con localizzate le prove geofisiche e i rispettivi esiti di V_{s30} .

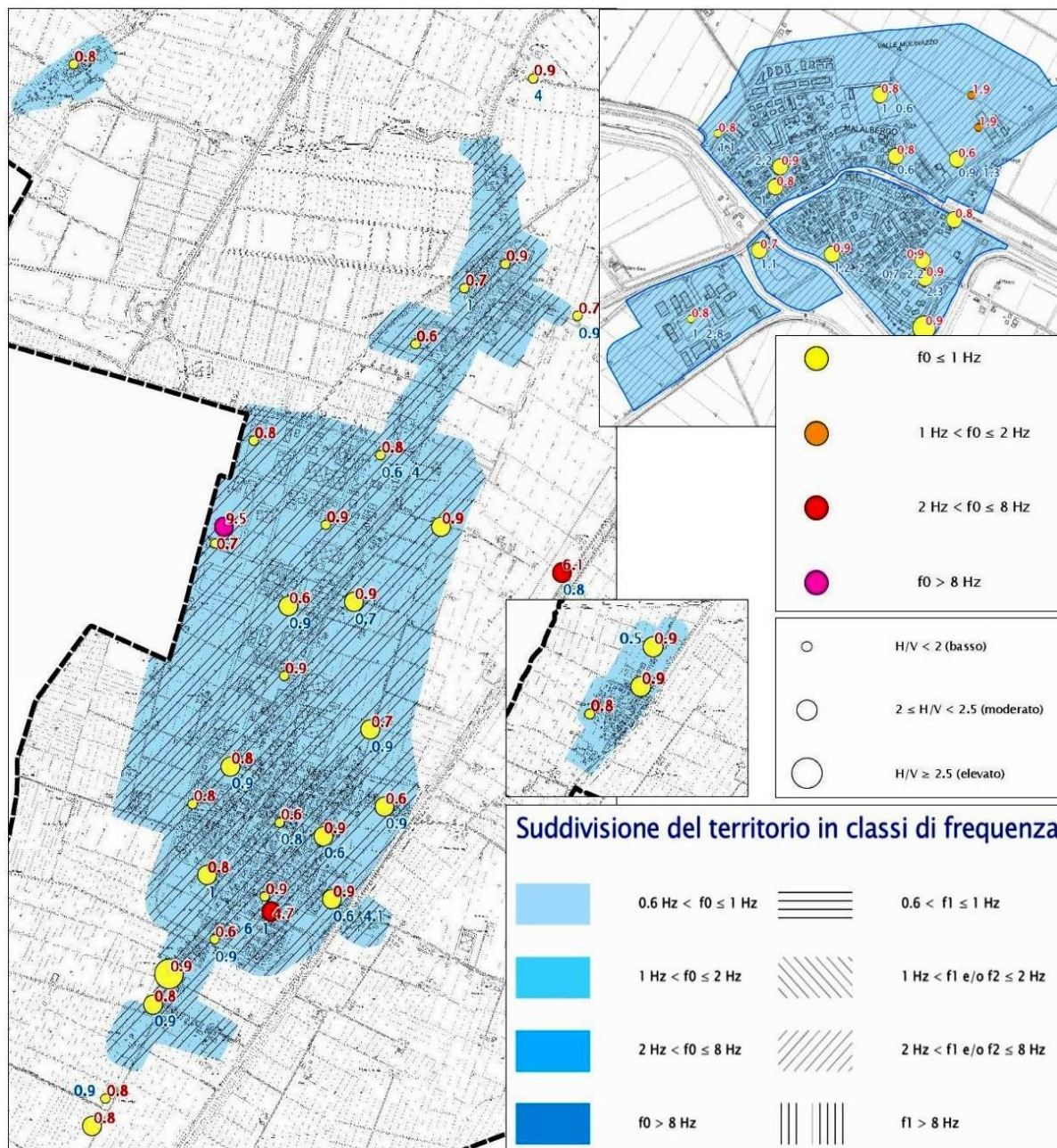


Figura 5.9 – Suddivisione del territorio urbano/urbanizzabile di Malalbergo in classi di frequenza naturale dei terreni. L'ampiezza dei cerchi classifica le massime amplificazioni spettrali ricavate dalle registrazioni HVSR

Le registrazioni sismiche dei microtremori HVSR evidenziano massime amplificazioni spettrali H/V relativamente omogenee: tutto il territorio studiato viene attribuito alla classe di frequenza fondamentale “0,6 hz < f₀ ≤ 1hz”, correlabile alla presenza di principali riflettori sismici a profondità comprese tra 200 metri 100 m dal p.c. (figura 5.9).

Occorre precisare che i limiti strumentali del tromografo digitale utilizzato (e dalla tecnica HVSR più in generale) non consentono di discriminare con necessaria sicurezza la presenza di riflettori molto profondi (<0,6 Hz), i cui picchi spettrali sono spesso attenuati/smorzati dagli effetti di amplificazione e/o deamplificazione indotti da riflettori sismici più superficiali.

Nel Capoluogo e nelle frazioni Altedo e Pegola (figure 5.10 e 5.11) si sono riscontrate ulteriori moderate amplificazioni a frequenze comprese tra 2 Hz e 8 Hz e correlabili a spessori superficiali di alluvioni fini molto "soffici" (Malalbergo) oppure a strati più sabbiosi (paleoalvei del Savena) situati a profondità comprese tra -30 m e -15 metri circa (Malalbergo; Altedo e Pegola).

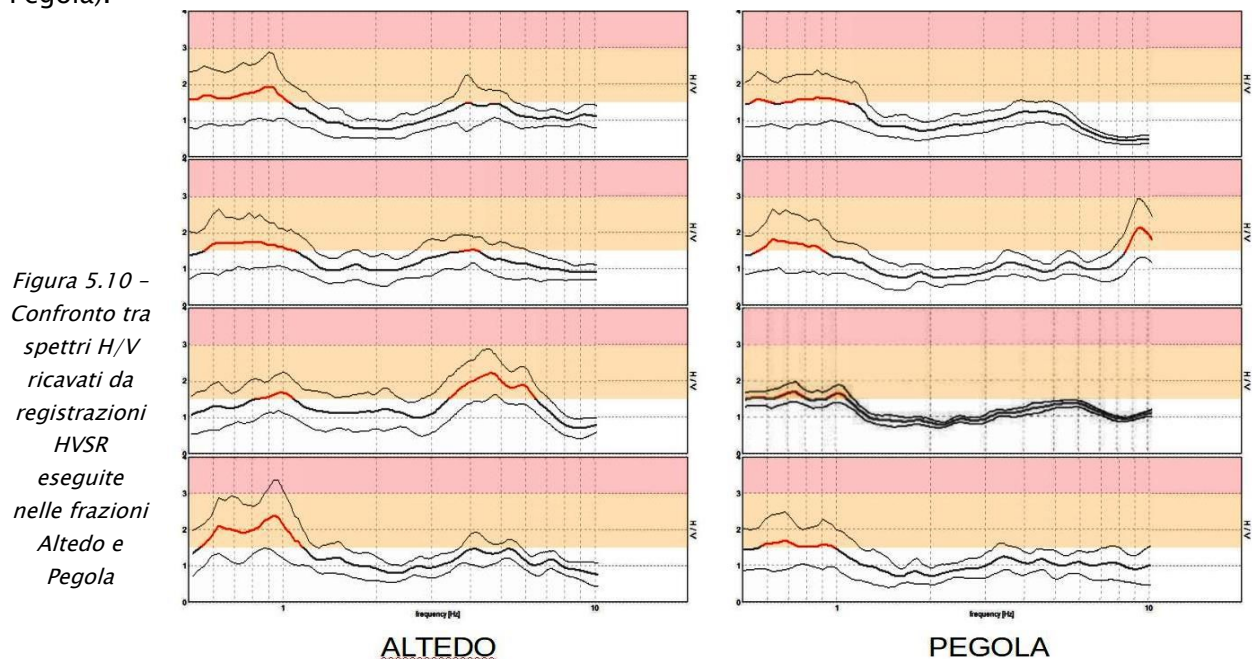
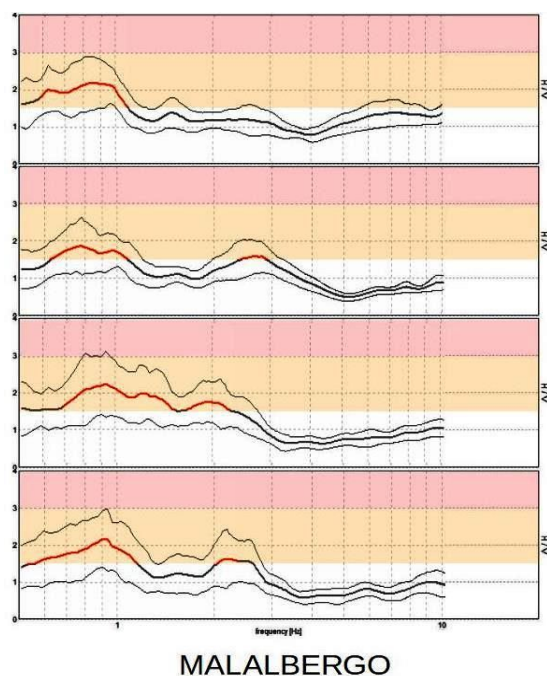


Figura 5.10 - Confronto tra spettri H/V ricavati da registrazioni HVSR eseguite nel Capoluogo



6 INTERPRETAZIONI E INCERTEZZE

Nel presente capitolo si introducono le principali scelte effettuate a scopo interpretativo, evidenziandone le ragioni e gli elementi a sostegno, ma cercando di valutare anche le inevitabili incertezze e limitazioni non ancora risolvibili in questo livello di approfondimento.

Si rammenta che il Comune di Malalbergo è già dotato di studi di microzonazione sismica di “livello 2”. Le nuove indagini eseguite (cfr. paragrafo 4) e le ulteriori analisi di elaborazione dei dati effettuati in coerenza con le più recenti indicazioni tecniche nazionali della CTMS e di carattere regionale (SGSS RER) hanno inevitabilmente condotto ad un adeguamento della microzonazione sismica con aggiornamenti significativi anche in termini di classificazione delle “zone di attenzione”.

6.1 Definizione del substrato rigido

Tra gli obiettivi degli approfondimenti espletati, vi è stato, innanzitutto, quello di definire con maggior dettaglio il bedrock sismico di riferimento per le modellazioni numeriche di RSL.

In questo senso, le indagini eseguite per gli studi di microzonazione sismica nei Comuni maggiormente danneggiati dal sisma emiliano del 2012 (ai sensi dell'Ordinanza RER n.70/2012) hanno offerto un importante contributo conoscitivo per quanto riguarda la risposta sismica nella pianura padana.

Gli studi regionali hanno riscontrato come il primo forte contrasto di impedenza sia collocabile nei depositi alluvionali, in genere tra la base del subsistema AES6 e la più profonda base del Sistema Emiliano-Romagnolo Superiore AES (cfr paragrafo 3.1). Una seconda importante discontinuità sismica corrisponde alla più profonda interfaccia da depositi alluvionali e bedrock marino. Tuttavia, le numerose registrazioni HVSR eseguite nella Pianura Padana indicano che gli effetti di amplificazione legati a quest'ultimo riflettore sismico possono risultare molto variabili in funzione sia della sua profondità, sia delle caratteristiche litologiche/sismostratigrafiche dello spessore alluvionale e del substrato marino. In tal senso, un'ampia bibliografia scientifica (es. Seed et al., 1975) evidenzia che, per elevati spessori (in genere maggiori di 100 metri) di depositi “soffici” alluvionali, si possono riscontrare importanti effetti di smorzamento.

Per quanto riguarda il territorio comunale di Malalbergo, le informazioni di sottosuolo profonde disponibili (sezioni geologiche; sondaggi RER e AGIP; dati ricavati da MASW/REMI, ESAC e “Coni Sismici”) sono stati confrontati con gli esiti delle registrazioni HVSR, per interpretare modelli sismostratigrafici il più possibile rappresentativi del contesto locale.

Come già scritto (cfr. paragrafo 5.2), le registrazioni HVSR evidenziano amplificazioni spettrali H/V relativamente omogenee e tutto il territorio comunale è ascrivibile alla classe di frequenza fondamentale “ $0,6 \text{ hz} < f_0 \leq 1 \text{ hz}$ ”, associabili a principali riflettori sismici a profondità comprese tra 200 metri 100 m dal p.c.

Sulla base delle conoscenze stratigrafiche e geofisiche del sottosuolo già descritte (cfr. capitoli 3 e 5), le massime amplificazioni spettrali H/V ottenute dalle registrazioni HVSR sono dunque correlabili a spessori di sedimenti più grossolani e/o addensati compresi nelle unità alluvionali “AES6” e fino alla base del sub Sistema SERS (AES). Secondo la nomenclatura scientifica in

materia, si tratterebbe, peraltro, di un “pseudobedrock” sismico, in quanto caratterizzato da V_s inferiori a 800 m/s, come emerge dalle indagini effettuate (prove ESAC) e più in generale dagli studi geofisici di microzonazione sismica effettuati nei Comuni limitrofi.

6.2 Liquefacibilità

L'analisi della liquefacibilità dei sedimenti, se sottoposti a sollecitazioni cicliche indotte da terremoti, è di fondamentale importanza per gli aspetti di progettazione geotecnica antisismica. In particolare, occorre valutare, nel modo più adeguato possibile, le effettive condizioni di suscettibilità, le condizioni di innesco e il rischio sito specifico di tale fenomeno.

Con il termine “liquefazione” si indicano vari fenomeni fisici (mobilità ciclica, liquefazione ciclica, fluidificazione) osservati durante terremoti significativi (generalmente, $M > 5.5$) nei depositi e nei pendii sabbiosi saturi; in questi sedimenti, le condizioni “non drenate” durante il sisma possono indurre un incremento e un accumulo delle pressioni interstiziali, che a loro volta possono provocare una drastica caduta della resistenza al taglio e quindi una perdita di capacità portante del terreno. Il meccanismo di liquefazione dei sedimenti è governato da molti fattori che si possono ricondurre principalmente:

- alle caratteristiche dell'impulso sismico (forma; durata dello scuotimento; ecc.) e della sua energia (magnitudo; accelerazioni; ecc.);
- alle caratteristiche tessiturali e meccaniche dei sedimenti (fuso granulometrico; densità relativa; coesione; limiti di Atterberg; ecc.);
- alla presenza di falda superficiale e alle condizioni di confinamento dello strato liquefacibile (non sono riportati casi in letteratura di liquefazione in strati granulari profondi oltre 15–20 metri).

La differenza fra i diversi fenomeni dipende dalle tensioni di taglio mobilitate per l'equilibrio in condizioni statiche e dalla resistenza al taglio residua dopo il terremoto.

In condizioni di sisma, vi possono anche essere effetti di “riordino” dei sedimenti, con possibilità di cedimenti significativi che possono coinvolgere sia i depositi granulari, sia i sedimenti fini poco coesivi. Nell'ultimo decennio, sono state elaborate procedure di stima delle potenziali deformazioni post-sisma, provocate da perdite di resistenza, anche nei sedimenti fini (limi e argille a comportamento “non drenato”). Quest'ultimo fenomeno è noto con il termine “cyclic softening” (Idriss & Boulanger, 2004 e 2008).

Fenomeni di liquefazione si sono chiaramente manifestati durante gli eventi sismici emiliani del maggio 2012, tuttavia non si sono riscontrati i fenomeni più critici riconducibili a fluidificazione (con perdita della capacità portante del terreno dei sedimenti al di sotto delle costruzioni) e neppure scorrimenti significativi nelle scarpate degli argini; anche i cedimenti rilevati degli edifici sono risultati complessivamente limitati e per lo più uniformi al di sotto delle costruzioni⁵. Per ulteriori aspetti teorici, si rimanda alla vasta letteratura scientifica e in particolare ai rapporti tecnici elaborati a seguito del sisma emiliano del maggio 2012 (consultabili anche on line nel sito del SGSS).

Lo studio di microzonazione sismica ha consentito un'accurata analisi qualitativa delle condizioni di propensione alla liquefazione dei sedimenti, basata innanzitutto sugli

⁵ Fonte: "Rapporto preliminare sui diffusi fenomeni di liquefazione verificatisi durante il terremoto in pianura padana emiliana del maggio 2012", C. Crespellani et Al., 2012.

accertamenti tessiturali predisponenti, desunti dalle prove geognostiche (sondaggi e prove penetrometriche). Occorre anche rammentare che i dati idrogeologici locali evidenziano soggiacenze che appaiono generalmente modeste (inferiori a 2,0÷2,5 metri) come già scritto nel paragrafo 3.4.

In particolare, lo studio idrogeologico ha permesso di delimitare alti e bassi piezometrici: si tratta di situazioni in cui il livello piezometrico rilevato presenta una quota anomala rispetto alle zone circostanti. Tra le indicazioni di “basso” piezometrico è compreso il settore del Capoluogo, in relazione alla “conca morfologica” che caratterizza tale area (con soggiacenze locali della falda meno profonda di circa 2,0÷2,5 metri). Il settore più orientale di Altedo è invece caratterizzato da “alti” piezometrici per la presenza del canale “Savena Abbandonato” con tratti d’alveo infiltranti (con soggiacenze locali di circa 1,0÷1,5 metri) .

Gli accertamenti tessiturali sono risultati più accurati rispetto ai precedenti studi, grazie agli ulteriori dati ricavati dalle indagini di repertorio raccolte e grazie alle nuove prove penetrometriche CPTU eseguite per questo lavoro.

In questo senso, i dati numerici disponibili di 37 prove CPTU/CPTU permettono una migliore interpretazione degli intervalli tessiturali potenzialmente liquefacibili, rispetto alla sola analisi dei diagrammi plottati su cartaceo. I dati numerici, infatti, consentono una speditiva analisi della suscettibilità basata anche sulla classificazione di comportamento dei sedimenti proposta da P.K. Robertson (1990; 2009) come mostrato in figura 6.1.

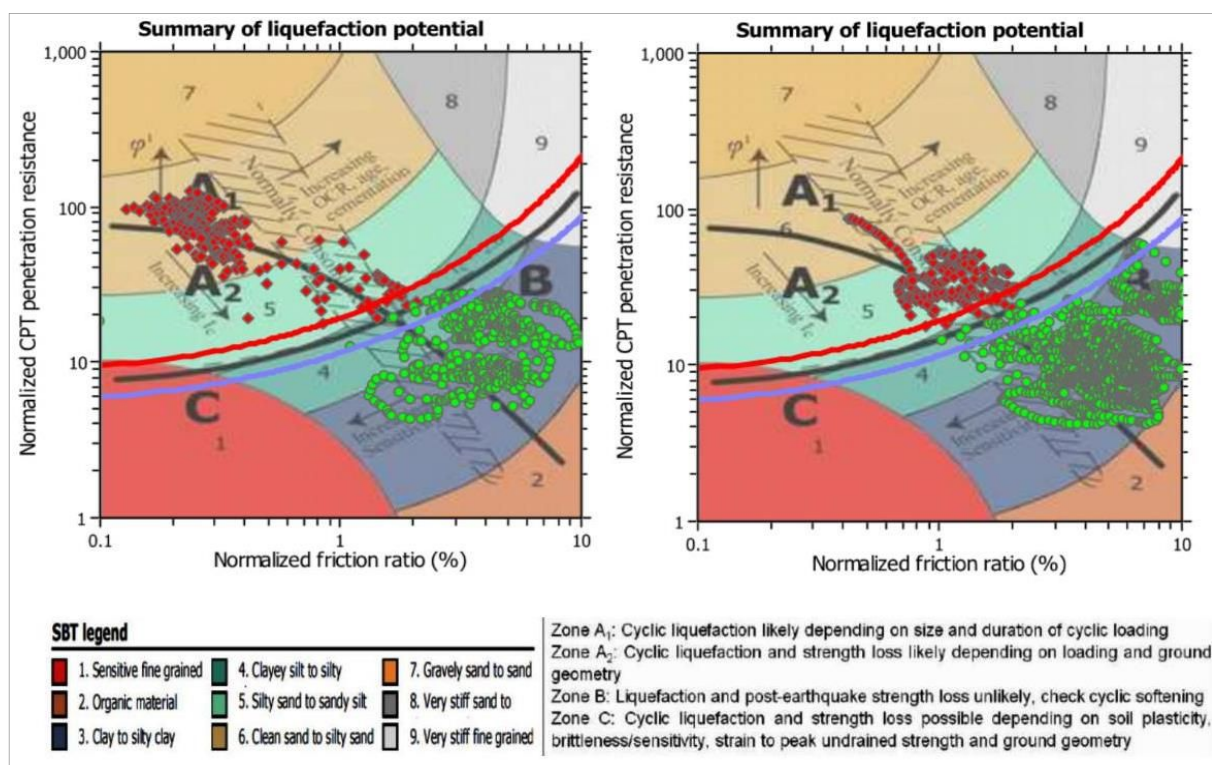


Figura 6.1 – Plottaggio degli esiti penetrometrici sulla Carta della classificazione di P.K. Robertson (1990; 2009) eseguite nel territorio studiato. A sx: prova RER ad Altedo (sigla d’archiviazione P36). A dx: nuova prova eseguita a Malalbergo (sigla: P209)

Le zone A1 e A2 evidenziate nel diagramma, corrispondono ai sedimenti di bassa coesione, attribuibili a comportamento granulare e suscettibili di liquefazione ciclica; in particolare, i sedimenti che ricadono nella zona A2 risultano più suscettibili a perdite anche

significative di resistenza in caso di sisma. le Zone B e C ($I_c > 2,6$) corrispondono invece ai terreni coesivi a comportamento argilloso ed entrambi sensibili a “cyclic softening” (Boulanger & Idriss, 2004); in particolare, anche i sedimenti fini che ricadono nella zona C possono risultare suscettibili a liquefazione ciclica e a perdite significative delle caratteristiche di resistenza in funzione della plasticità, sensitività e resistenza di taglio intrinseca.

Sono stati tuttavia interpretati anche i dati delle prove penetrometriche e sondaggi delle quali si è potuto disporre dei soli grafici in formato cartaceo. In conclusione, solo per il territorio di Malalbergo si è potuto disporre di 175 punti di controllo che raggiungono almeno 10 metri di profondità.

Per analizzare la potenziale suscettibilità alla liquefazione si è deciso di discriminare due differenti intervalli (layer) di verifica, rispettivamente fino a 0÷10 metri e 10÷20 metri. Ciò ha permesso di “pesare” maggiormente le prove che riscontrano livelli potenzialmente liquefacibili nei primi 10 metri, in quanto tale intervallo è generalmente ritenuto più suscettibile alla liquefazione, con conseguenze più gravi in termini di possibilità manifestazioni superficiali (condizioni free-field) e in termini di possibile interazione con eventuali fondazioni dirette (le più diffuse) di manufatti.

PROFONDITA'	CLASSI SUSCETTIBILITA'
LAYER 0÷10 metri	L1 = presenza di intervalli liquefacibili saturi >40 cm sotto falda e nei primi 5 metri
	L2 = presenza di intervalli liquefacibili saturi >100 cm tra 5 e 10 metri
LAYER 10÷20 metri	L3 = presenza di intervalli liquefacibili saturi >200 cm tra 10 e 15 metri
	L4 = presenza di intervalli liquefacibili saturi >200 cm tra 15 e 20 metri

Tabella 6.1

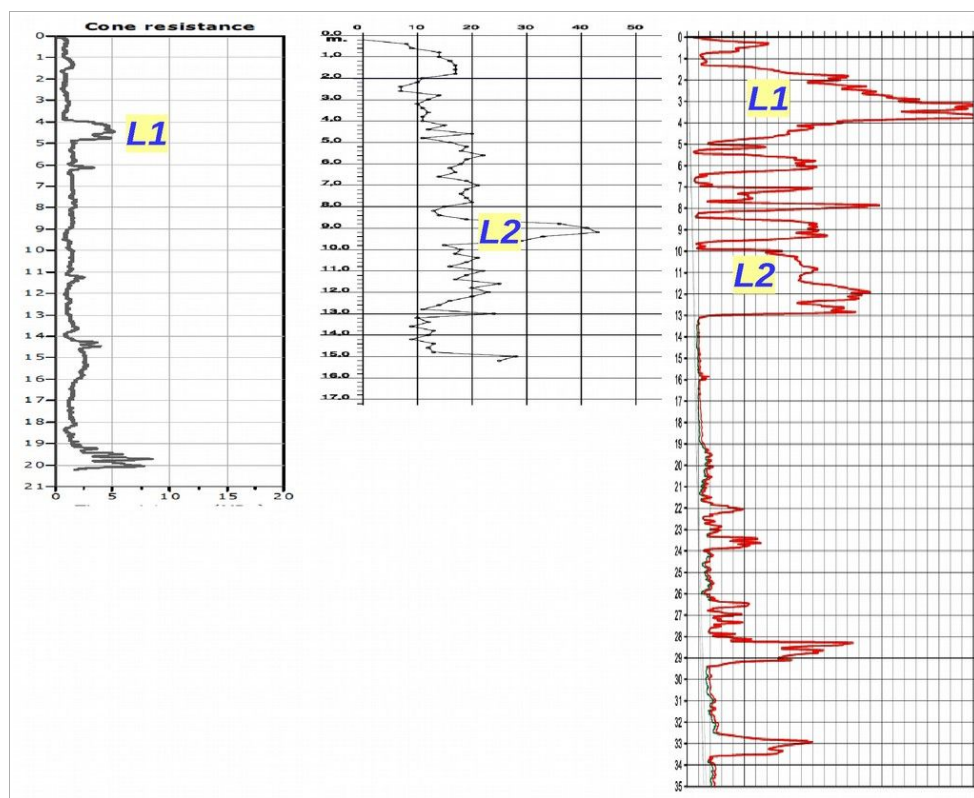


Figura 6.2 – Esempi generici di classificazione dei diagrammi di prove CPT e CPTU per l'identificazione di condizioni predisponenti la liquefazione

Le prove geognostiche (figura 6.2), sono state classificate basandosi sulla metodologia già adottata dal SGSS regionale per gli studi di microzonazione sismica⁶ nei Comuni maggiormente danneggiati dagli eventi sismici del maggio e giugno 2012. Il controllo delle indagini permettono di distinguere le classi tessiturali riportate nella tabella 6.1. La figura 6.3 riporta una sintesi della classificazione dei punti di controllo dell'intero territorio comunale, relativamente alla presenza di intervalli “L1”, “L2” e “L3” nei primi 15 metri di sottosuolo.

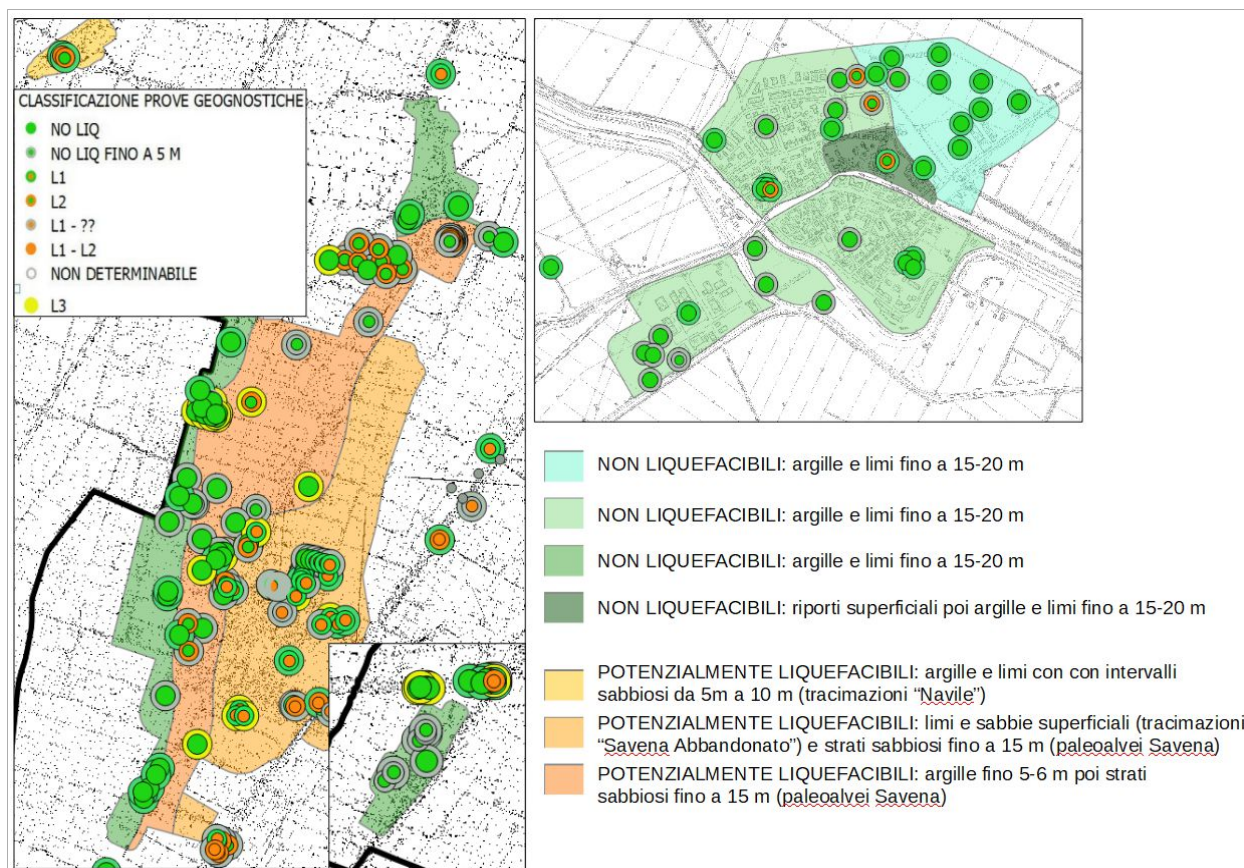


Figura 6.3 - Classificazione dei punti di controllo geognostici finalizzata alla ricostruzione delle zone di potenziale liquefacibilità in base alla presenza di strati granulari in falda

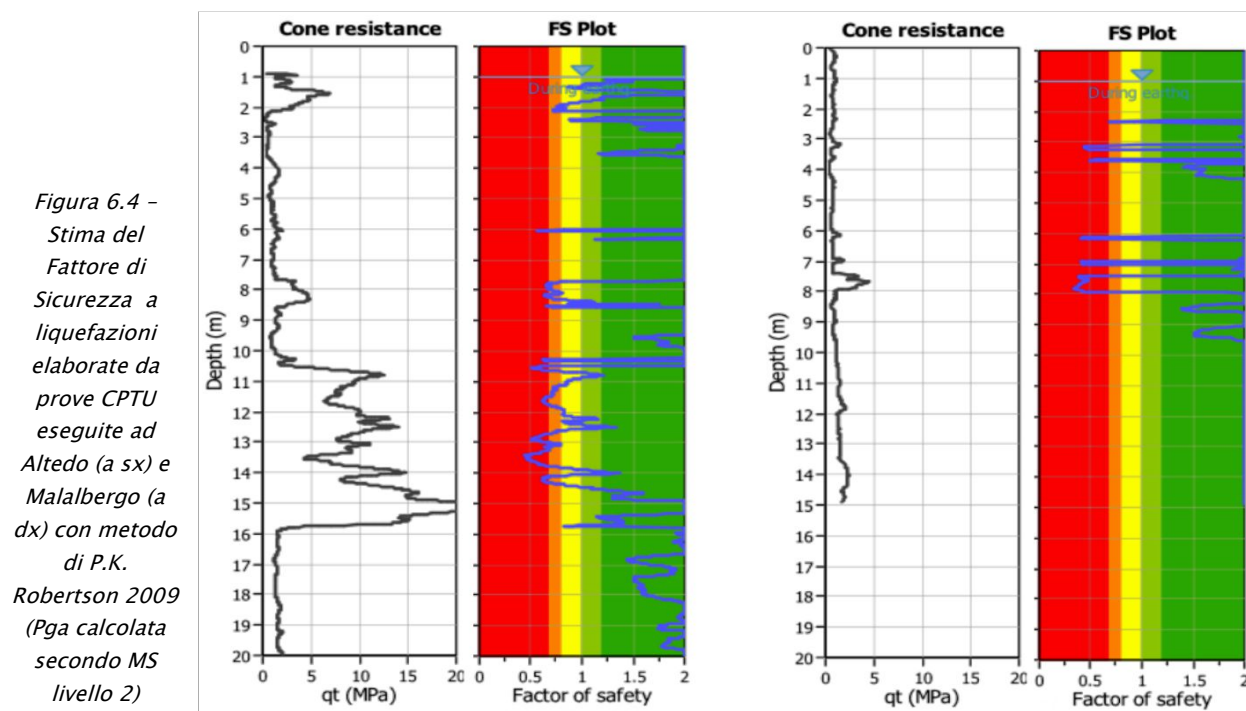
L'analisi delle indagini disponibili ha consentito di delimitare con maggiore accuratezza alcune zone caratterizzate da potenziale liquefacibilità.

In questo senso, il territorio orientale di Altedo è caratterizzato da depositi superficiali limosi con intervalli sabbiosi riconducibili a tracimazioni recenti del canale “Savena Abbandonato” mentre verso ovest i sedimenti più superficiali risultano prevalentemente fini (argille e limi). Più in profondità e fino a circa 15 metri, le prove disponibili evidenziano intervalli sabbiosi di spessore significativo (>1 metro), più frequenti nel settore centrale dell'abitato (grossomodo la fascia di abitato lungo la SS “Porrettana” e/o poco a ovest di essa). Questi spessori sabbiosi sono anch'essi riconducibili a paleoalvei del Savena. Le prove CPTU, pertanto, indicano per un ampio settore dell'abitato una diffusa propensione alla liquefazione in caso di sisma, con esiti di liquefacibilità quantitativamente rilevabile (Indice del Potenziale di Liquefazione IL da “moderati” a “elevati”) come esemplificato nella figura 6.4.

⁶ Vedi tavole MOPS elaborate per i Comuni ai sensi dell'Ordinanza del Commissario delegato n. 70/2012).

Per quanto riguarda il Capoluogo, le ulteriori prove di repertorio acquisite e gli esiti delle nuove penetrometrie CPTU eseguite evidenziano come lo spessore più superficiale di sedimenti alluvionali argillosi (con contenuto organico e scarsamente consistenti) sia in tendenziale incremento verso est, fino a oltre 13 metri complessivi. Entro tale intervallo sono inoltre presenti rari intervalli limoso sabbiosi (depositi di tracimazione di canale?) tuttavia confinati e di spessore scarsamente significativo in termini di propensione alla liquefazione in caso di sisma (figura 6.4). Anche i riporti che costituiscono il blando rilevato sul quale si insedia il nucleo storico di Malalbergo (circa 2÷3 metri) sono da ritenersi non liquefacibili (insaturi).

Le indagini disponibili a Malalbergo individuano spessori sabbiosi a profondità maggiori di 15 metri, interpretabili come paleovalvei del Savena (non liquefacibili).



La frazione Ponticelli è classificabile come “zona di attenzione” per liquefazioni per la presenza di livelli sabbiosi sciolti tra -5 metri e -10 m (di spessore >1 metro) , anch'essi riconducibili a tracimazioni di canale (“Navile”).

I dati disponibili portano ad escludere effetti di liquefazioni per la frazione Casoni.

Il controllo tessiturale ha quindi consentito di delimitare le “zone di attenzione” (ZA) per liquefazioni riportate nella cartografia MOPS.

7 METODOLOGIE DI ELABORAZIONE E RISULTATI

7.1 Cenni introduttivi

Il fine ultimo dello studio di microzonazione sismica di approfondita fino al “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 “instabili” → a loro volta suddivise in “zone suscettibili di instabilità” (la con stima della pericolosità da ricavare in termini quantitativi è demandata ad approfondimenti di “livello 3”).

Come riportato nelle note introduttive degli standard di MS (v.4.0), 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 sono classificate sulla base di analisi esclusivamente di tipo qualitativo.

Per il Comune di Malalbergo, lo studio sismico di “Livello 2” ha consentito di valutare i fattori di amplificazione sismica delle MOPS con metodologia semplificata. 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 DGR 2193/2015 (Allegato A2), riferiti a grandi situazioni morfologico-stratigrafiche che tengono conto delle caratteristiche litologiche e morfologiche e della profondità del bedrock sismico di riferimento.

Come già scritto, la DGR 2193/2015 ha apportato aggiornamenti ai precedenti indirizzi per gli studi di microzonazione sismica in Emilia-Romagna (DAL 112/2007), anche nella quantificazione della RSL semplificata (aggiornamento degli abachi).

I successivi paragrafi illustrano i risultati dello studio e le metodologie di elaborazione utilizzate per determinare i diversi fattori di amplificazione rappresentativi del territorio studiato e per identificare le “zone di attenzione per instabilità”.

7.2 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. 2193/2015 sono i seguenti:

- FA PGA → rapporto tra la massima ampiezza dell'accelerazione su affioramento rigido e la massima ampiezza dell'accelerazione alla superficie del deposito (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 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 sono determinati i fattori di amplificazione per i tre intervalli di periodo: $FA_{0,1-0,5s}$ $FA_{0,5-1,0s}$ $FA_{0,5-1,5s}$.

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

Il calcolo dei fattori di amplificazione ha interessato solo le aree urbanizzate/urbanizzabili e alcune ulteriori aree attigue.

Per suddividere il territorio in base all'amplificazione attesa, nello studio di microzonazione sismica di "livello 2" i fattori di amplificazione vengono calcolati con approccio semplificato mediante l'utilizzo di abachi. In tal senso, si sono utilizzati gli abachi di riferimento per gli studi di MS in Emilia-Romagna (DGR 2193/2015), differenziati sulla base delle caratteristiche stratigrafiche del sottosuolo ritenute significative dal punto di vista della risposta sismica locale (cfr. capitolo 5).

La seguente tabella 7.1 riporta una sintesi riepilogativa dei fattori di amplificazione (FA) riferibili a tutte le microzone omogenee in prospettiva sismica (MOPS) individuate nel territorio studiato. La tabella riporta il macrocontesto attribuibile a tale zona e i parametri (spessori; VSH; VS30) necessari per il calcolo dei fattori di amplificazione (FA).

Tabella 7.1

ZONA (MOPS)	LOCALITA' INTERESSATE	MACRO CONTESTO	VS / SPESSORI	FA PGA	FA SI (0,5-1,0s)	FA SI (0,5-1,0s)	FA SI (0,5-1,5s)	NOTE
2001	Malalbergo	PIANURA 2	VSH30 =150	1,7	2,0	3,1	3,6	Coperture alluvionali argillose e organiche di bassa consistenza fino a 10÷15 m sovrastanti altri depositi alluvionali (alternanze di limi, argille e sabbie)
2002	Malalbergo	PIANURA 2	VS30=200	1,7	2,0	3,0	3,3	Coperture alluvionali argillose e organiche di bassa consistenza fino a 10 m poi ancora argille e limi fino a 15÷20 m, sovrastanti altri depositi alluvionali (alternanze di limi, argille e sabbie)
2003	Territorio diffuso (Altedo; Casoni; Pegola)	PIANURA 2	VS30=200	1,7	2,0	3,0	3,3	Coperture alluvionali argilloso limose fino a 15÷20 m, sovrastanti altri depositi alluvionali (alternanze di limi, argille e sabbie)

ZONA (MOPS)	LOCALITA' INTERESSATE	MACRO CONTESTO	VS / SPESSORI	FA PGA	FA SI (0,5-1,0s)	FA SI (0,5-1,0s)	FA SI (0,5-1,5s)	NOTE
2004	Malalbergo	PIANURA 2	VS30=200	1,7	2,0	3,0	3,3	Riporti fino a 2÷3 m poi coperture alluvionali argillose e organiche di bassa consistenza fino a 10÷15 m, sovrastanti altri depositi alluvionali (alternanze di limi, argille e sabbie)

7.4 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”, come richiesto negli Standard MS 4.0 (CTMS, 2015) della protezione Civile. Tuttavia, sono aree ove vengono richiesti ulteriori approfondimenti (di “livello 3”).

Le aree instabili perimetrate sono fondamentalmente riconducibili a situazioni di potenziale propensione alla liquefacibilità.

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 più ampio, come classificato negli abachi regionali (DGR 2193/2015).

La seguente tabella 7.2 riporta una sintesi riepilogativa dei fattori di amplificazione (FA) attribuiti alle “zone di attenzione per instabilità” perimetrate nel territorio urbanizzato/urbanizzabile:

Tabella 7.2

ZONA (MOPS)	LOCALITA' INTERESSATE	MACRO CONTESTO	VS / SPESSORI	FA PGA	FA SI (0,5-1,0s)	FA SI (0,5-1,0s)	FA SI (0,5-1,5s)	NOTE
300502005	Ponticelli	PIANURA 2	VS30=200	1,7	2,0	3,0	3,3	Coperture alluvionali argillose fino a 15÷20 m con intervalli limoso sabbiosi da 5 m a 10 m (tracimazioni “Navile”)
300502006	Altedo	PIANURA 2	VS30=200	1,7	2,0	3,0	3,3	Coperture alluvionali limoso sabbiose con livelli sabbiosi superficiali (tracimazioni “Savena Abbandonato”) poi intervalli limoso sabbiosi di spessore anche >1 m fino a 15 m (paleovalvei Savena)

ZONA (MOPS)	LOCALITA' INTERESSATE	MACRO CONTESTO	VS / SPESSORI	FA PGA	FA SI (0,5-1,0s)	FA SI (0,5-1,0s)	FA SI (0,5-1,5s)	NOTE
300502007	Altedo; Pegola	PIANURA 2	VS30=200	1,7	2,0	3,0	3,3	Coperture alluvionali argilloso limose fino a 5÷6 m poi argille e limi con intervalli sabbiosi di spessore anche >1 m fino a 15 m (paleovalvei Savena)

7.5 Valutazioni sulla propensione alla liquefacibilità dei sedimenti in caso di sisma

Come già descritto nel paragrafo 6.2, lo studio di microzonazione sismica ha consentito un'accurata analisi qualitativa delle condizioni di propensione alla liquefazione dei sedimenti, basata sugli accertamenti tessiturali predisponenti e sui dati idrogeologici locali che evidenziano soggiacenze generalmente modeste in estesi settori del territorio studiato.

Gli accertamenti tessiturali sono risultati più più accurati rispetto ai precedenti studi di MS, grazie agli ulteriori dati di repertorio e alle nuove indagini CPTU eseguite per questo studio. Si è inoltre utilizzato un approccio di controllo tessitoriale basato sulle precedenti esperienze regionali (es. studi di MS nei Comuni del “cratere sismico” 2012).

Le valutazioni di potenziale suscettibilità alla liquefazione sono dunque basate sulla classificazione tessitoriale ponderata (spessore e profondità degli strati granulari riscontrati) in intervalli del sottosuolo compresi fino a 15÷20 metri di profondità.

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 studiato, raccolte e archiviate in formato digitale per il presente studio. Per una descrizione dettagliata sulla tipologia delle indagini disponibili e in particolare di quelle eseguite per lo studio di microzonazione sismica si rimanda al Capitolo 4.

La cartografia identifica il tipo di prova con la simbologia riportata negli <<Standard di rappresentazione e archiviazione informatica>> CTMS (v.4.0), distinguendo la tipologia delle prove e indicando il sito oggetto delle indagini. Ogni sito è inoltre etichettato con un codice che riprende il codice univoco che fa riferimento al sito puntuale dell'archivio delle indagini costruito per questo lavoro.

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


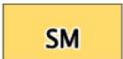



La <<Carta geologico–tecnica>>, elaborata alla scala 1:10.000, ha lo scopo di fornire ulteriori elementi per la definizione del modello di sottosuolo meno profondo, necessario per lo studio di microzonazione sismica. Tuttavia, nella pianura, si distingue nei contenuti dalla classica carta geologica e/o 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 e dalle prove penetrometriche, disponendo anche di dati numerici.

La cartografia geologico–tecnica inoltre riporta:

- ✓ le tracce delle sezioni geologiche di riferimento per questo lavoro;
- ✓ la localizzazione dei sondaggi o pozzi;
- ✓ La profondità della falda (in aree con sabbie e/o ghiaie sub affioranti);
- ✓ gli assi di paleoalvei.

L'elaborazione di questa cartografia è basata sul criterio delle classi tessiturali definite secondo gli “standard di microzonazione sismica” (v.4.0). Il territorio di Malalbergo è stato suddiviso nelle seguenti classi USCS/AGI:

	Terreni di riporto superficiali granulari – resti di attività antropica (zz).
	Sabbie limose, miscela di sabbia e limo – argine/barre/canali (es).
	Argille organiche poco consistenti di media-alta plasticità – piana inondabile (pi).
	Limi argillosi e argille limose prevalenti con locali livelli di limi sabbiosi e sabbie – argine/barre/canali (es) e piana inondabile (pi).
	Argille e argille limose più o meno consistenti – piana inondabile (pi).

8.3 Carta delle frequenze naturali dei terreni (Tavola 3)

La <<Carta delle frequenze naturali dei terreni>>, elaborata alla scala 1:15.000, riporta la suddivisione del territorio comunale in aree per classi di frequenza, secondo quanto richiesto nell'Allegato C della Delibera 1227/2015 della Regione Emilia-Romagna:

0,6 Hz $f_0 \leq 1 \text{ Hz}$

1 Hz $f_0 \leq 2 \text{ Hz}$

2 Hz $f_0 \leq 8 \text{ Hz}$

$f_0 > 8 \text{ Hz}$

La tavola permette di distinguere le misure anche in base all'entità del rapporto spettrale H/V riferito ai massimi contrasti di impedenza registrati nelle coperture e in particolare discriminando le prove nelle seguenti classi:

H/V <math>< 2</math> (ampiezze basse)

$2 \leq \text{H/V} \leq 2,5$ (ampiezze moderate)

H/V >math>2,5</math> (ampiezze elevate)

I dati acquisiti attraverso l'estesa campagna di misure di microtremore realizzata a supporto del presente studio, correlati con i dati geognostici disponibili, hanno inoltre permesso di delimitare settori di territorio caratterizzati da ulteriori frequenze di vibrazione naturale dei terreni (f_1 ; f_2) al fine di fornire ulteriori indicazioni relativamente alla risposta sismica locale e sulla possibilità di fenomeni di risonanza sottosuolo/strutture.

8.4 Carta delle velocità delle onde di taglio S (Tavola 4)

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 ($V_{s_{30}}$).

Tale parametro risulta di fondamentale importanza per la caratterizzazione della risposta

sismica locale, sia semplificata (DGR 1227/2015; DGR 2193/2015; criteri nazionali ICMS 2007), sia basata su modelli numerici (approfondimenti di “livello 3”).

Informazioni relative alle tipologie d'indagine e agli esiti delle Vs misurate nelle aree di approfondimento, sono riportate nei precedenti capitoli a cui si rimanda per eventuali approfondimenti.

8.5 Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica MOPS (Tavola 5)

La cartografia MOPS, elaborata alla scala 1:10.000, 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.

Per quanto riguarda le “Zone stabili suscettibili di amplificazioni”, lo studio di microzonazione sismica di Malalbergo permette di distinguere le seguenti zone, così descritte in legenda:

- 2001** Zona 1 – Coperture alluvionali argillose e argillose organiche di bassa consistenza fino a 10 ÷ 15 metri sovrastanti altri depositi alluvionali (alternanze di limi, argille e sabbie). Substrato sismico nei depositi alluvionali "non rigidi" a profondità >>100 metri ("Pianura 2" – DGR 2193/2015).
- 2002** Zona 2 – Coperture alluvionali argillose e argillose organiche di bassa consistenza fino a 10 metri, poi ancora argille e limi fino a 15 ÷ 20 metri, sovrastanti altri depositi alluvionali (alternanze di limi, argille e sabbie). Substrato sismico nei depositi alluvionali "non rigidi" a profondità >>100 metri ("Pianura 2" – DGR 2193/2015).
- 2003** Zona 3 – Coperture alluvionali argillose limose fino a 15 ÷ 20 metri, sovrastanti altri depositi alluvionali (alternanze di limi, argille e sabbie). Substrato sismico nei depositi alluvionali "non rigidi" a profondità >>100 metri ("Pianura 2" – DGR 2193/2015).
- 2004** Zona 4 – Riparti superficiali prevalentemente granulari fino a 2 ÷ 3 metri, poi coperture alluvionali argillose e argillose organiche di bassa consistenza fino a 10 ÷ 15 metri, sovrastanti altri depositi alluvionali (alternanze di limi, argille e sabbie). Substrato sismico nei depositi alluvionali "non rigidi" a profondità >>100 metri ("Pianura 2" – DGR 2193/2015).

Nelle seguenti figure 8.1 e 8.2 si riportano gli schemi dei rapporti stratigrafici rappresentativi delle zone stabili.

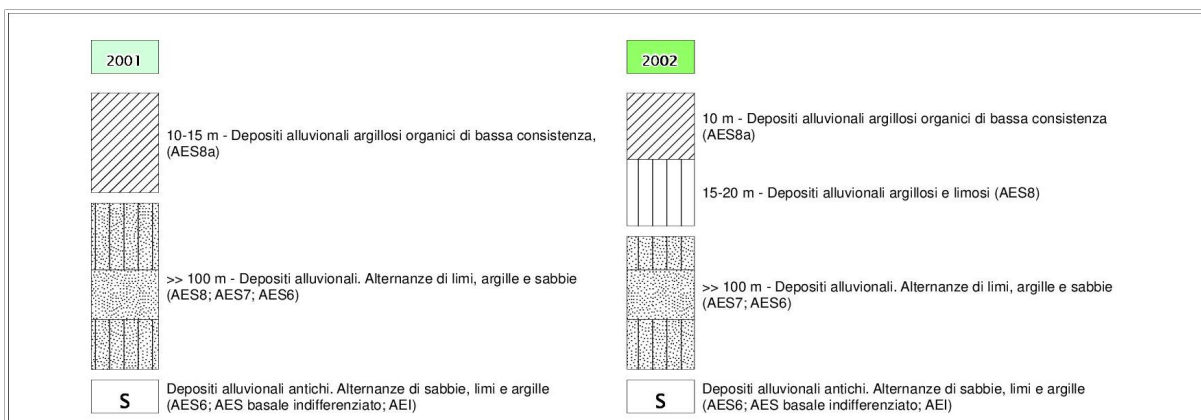


Figura 8.1 – Schemi dei rapporti stratigrafici rappresentativi delle zone stabili

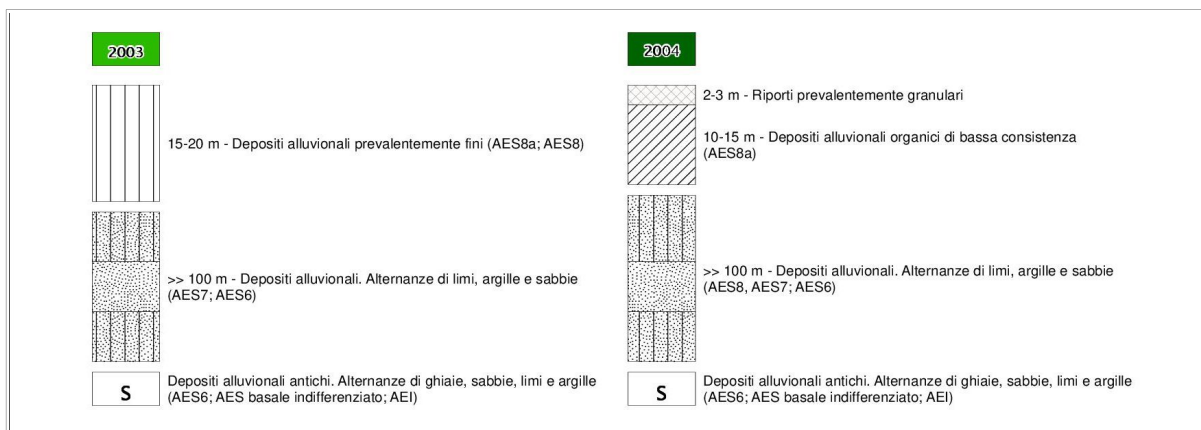
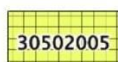
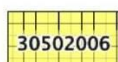


Figura 8.2 - Schemi dei rapporti stratigrafici rappresentativi delle zone stabili (continua)

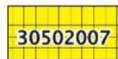
Sono state inoltre delimitate le seguenti “Zone di attenzione per instabilità”, così descritte nella legenda:



ZA_LQ 5 – Coperture alluvionali argilloso limose fino a 15÷20 metri con intervalli sabbiosi saturi di spessore anche significativo (>1 m) da 5 metri a 10 metri (tracimazioni “Navile”), sovrastanti altri depositi alluvionali (alternanze di limi, argille e sabbie).
Substrato sismico nei depositi alluvionali “non rigidi” a profondità >>100 metri (“Pianura 2” – DGR 2193/2015).



ZA_LQ 6 – Coperture alluvionali limoso sabbiose con livelli sabbiosi saturi superficiali (tracimazioni del “Savena Abbandonato”) e con intervalli limoso sabbiosi di spessore anche significativo (>1 m) fino a profondità di 15 metri (paleoalvei Savena), sovrastanti altri depositi alluvionali (alternanze di limi, argille e sabbie).
Substrato sismico nei depositi alluvionali “non rigidi” a profondità >>100 metri (“Pianura 2” – DGR 2193/2015).



ZA_LQ 7 – Coperture alluvionali argilloso limose fino a 5–6 metri, poi intervalli sabbiosi saturi di spessore anche significativo (>1 m) fino a profondità di 15 metri (paleoalvei Savena), sovrastanti altri depositi alluvionali (alternanze di limi, argille e sabbie).
Substrato sismico nei depositi alluvionali “non rigidi” a profondità >>100 metri (“Pianura 2” – DGR 2193/2015).

La cartografia MOPS riporta, anche i punti di misura di rumore ambientale e gli assi di paleoalvei.

Nelle seguenti figure 8.3 e 8.4 si riportano gli schemi dei rapporti stratigrafici rappresentativi delle zone di attenzione per instabilità.

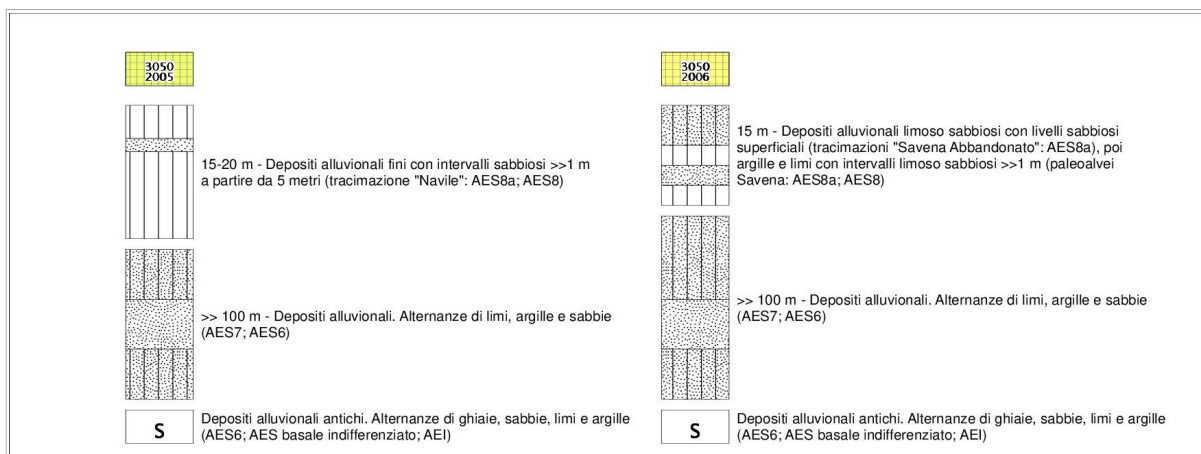


Figura 8.3 - Schemi dei rapporti stratigrafici rappresentativi delle zone di attenzione per instabilità

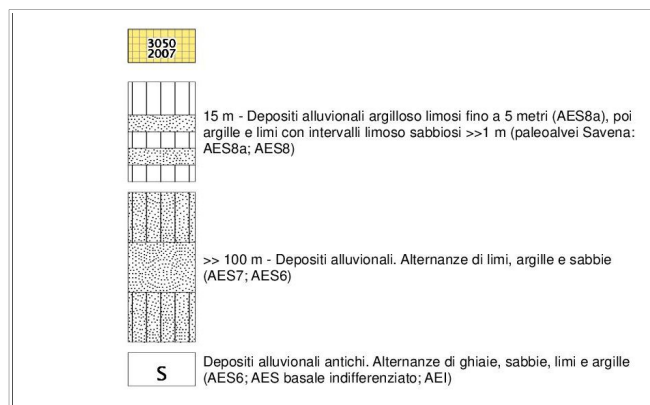


Figura 8.4 – Schemi dei rapporti stratigrafici rappresentativi delle zone di attenzione per instabilità

8.6 Carta di microzonazione sismica livello 2 (Tavole 6–7–8–9)

Le cartografie <<carta di microzonazione sismica livello 2>> sono elaborate alla scala 1:10.000 e riportano le “zone stabili suscettibili di amplificazioni”, le “zone suscettibili di instabilità” (liquefazioni; tombamenti/riporti) riscontrate nel territorio studiato. Rappresentano gli elaborati finali di sintesi del presente studio di microzonazione sismica.

Si tenga presente che le zone suscettibili derivano dalla cartografia MOPS (Tavola 4) e tuttavia:

- alle “zone stabili suscettibili di amplificazioni” vengono attribuiti i parametri di amplificazione considerati (FA Pga; FA SI) 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. 4.0). Si rammenta che agli areali studiati i fattori di amplificazione sono attribuiti sulla base degli abachi regionali (cfr. DGR 1227/2015 e DGR 2193/2015 – allegato A2), come meglio specificato nel capitolo 7.
- alle “zone suscettibili di instabilità” vengono anche in questo caso attribuiti i parametri di amplificazione (FA Pga; FA SI) basati sugli abachi regionali (cfr. capitolo 7). Si tenga presente che per queste zone sono necessari ulteriori approfondimenti sismici di “livello 3”.

La grafica standard (colore pieno e retinatura) consente di attribuire alle zone di suscettibilità i relativi fattori di amplificazione (ricavati dalle modellazioni numeriche di RSL).

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

- ✓ Tavola 6 → riporta il fattore di amplificazione FA PGA (rapporto tra le massime ampiezze dell'accelerazione orizzontale in superficie e al bedrock sismico (PGA/PGA₀);
- ✓ Tavola 7 → riporta il fattore di amplificazione FA SI (rapporto di Intensità di Housner in superficie e al bedrock sismico per periodi compresi tra 0,1 e 0,5 secondi);
- ✓ Tavola 8 → riporta il fattore di amplificazione FA SI (rapporto di Intensità di Housner in superficie e al bedrock sismico per periodi compresi tra 0,5 e 1,0 secondi);
- ✓ Tavola 9 → riporta il fattore di amplificazione FA SI (rapporto di Intensità di Housner in superficie e al bedrock sismico per periodi compresi tra 0,5 e 1,5 secondi).

Occorre precisare che il fattore di amplificazione FA SI relativo a periodi compresi tra 0,5 e 1,5 secondi (Tavola 5) non viene incluso negli Standard di rappresentazione della MS (v. 4.0), ma tuttavia richiesto dagli indirizzi regionali (cfr. DGR 2193/2015). Per questo motivo, negli shape file poligonali “stab” e “instab” è stato creato il nuovo campo <<FH0515>> ove riportare numericamente il valore di quest'ultimo fattore di amplificazione.

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.
- Basili R., G. Valensise P. Vannoli, P. Burrato, U. Fracassi, S. Mariano, M.M. Tiberti, E. Boschi (2008) – The Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), version 3: summarizing 20 years of research on Italy's earthquake geology. Tectonophysics.
- Boccaletti M., Bonini M., Corti G., Gasperini P., Martelli L., Piccardi L., Severi P. e Vannucci G. (2004) – Carta sismotettonica della regione Emilia-Romagna; Note illustrative. A cura di : Boccaletti M. e Martelli L., Servizio geologico sismico e dei suoli.
- 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.
- Boulanger R. W. e Idriss I. M. (2007) – *Evaluation of cyclic softening in silts and clays*. Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, ASCE, 133(6): 641–52.
- 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.
- Castello B., Selvaggi G., Chiarabba C. e Amato A. (2006) – CSI Catalogo della sismicità italiana 1981–2002 versione 1.1. INGV-CNT, Roma, [Online], Available: <http://csi.rm.ingv.it/>.
- 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 (2015) – Microzonazione sismica –

Standard di rappresentazione e archiviazione informatica versione 4.0. Disponibile all'indirizzo web: http://www.protezionecivile.gov.it/resources/cms/documents/StandardMS_4.0_open.pdf .

Crespellani, Nardi, Simoncini (1991) - *La liquefazione del terreno in condizioni sismiche*. Zanichelli, Bologna.

DISS Working Group (2015) - Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.2.0: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas. <http://diss.rm.ingv.it/diss/>, ©INGV2015 - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia; DOI:10.6092/INGV.IT-DISS3.2.0.

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.

Facciorusso, J., Madiati C., Vannucchi G., Martelli, L. (2012). *Analisi di dettaglio finalizzata alla valutazione della pericolosità di liquefazione: il caso della costa adriatica romagnola*. In: "La microzonazione sismica per la gestione del territorio. L'esperienza della regione Emilia-Romagna". Regione Emilia-Romagna Eds.

Facciorusso, J., Madiati C., Vannucchi G., (2013). *Confronto tra metodi semplificati di stima del rischio di liquefazione da prove CPT e CPTU*. Università degli Studi di Firenze - Facoltà di Ingegneria - Sezione geotecnica.

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 XXVIII 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. e Valensise G., INGV-SGA (2007) - CFTI4Med, Catalogue of Strong Earthquakes in Italy (461 B.C.-1997) and Mediterranean Area (760 B.C.-1500). <http://storing.ingv.it/cfti4med/> .

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

ISPRA (2009) - *Carta Geologica d'Italia scala 1:50.000 (Fogli 202 - 203 - 221)*. Coord. Scientifico: Regione Emilia-Romagna. ISPRA, Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna, Servizio geologico, sismico e dei suoli. SystemCart, Roma.

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

Locati, R. Camassi e M. Stucchi (a cura di), 2011. *DBMI11, la versione 2011 del Database Macrosismico Italiano*. Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11>. DOI: 10.6092/INGV.IT-DBMI11.

Martelli L., Calabrese L., Ercolessi G., Severi P., Romani M., Tarabusi G., Pileggi D., Rosselli S., Minarelli L., Pergalani F., Compagnoni M., Vannucchi C., Madiari C., Facciorusso J., Fioravante V., Giretti D., Mucciarelli M., Priolo E., Laurenzano G., Brammerini F., Speranza E., Conte C., Di Salvo G., Giuffrè 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.

Meletti, Valensise (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.

Ministero delle Infrastrutture (2008) – D.M. 14/01/2008 (G.U. n.29 del 04/02/2008 – Norme Tecniche per le Costruzioni, Roma.

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 (2013)*

Regione Emilia Romagna – Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, CNR – Istituto di Geoscienze e Georisorse (2004) – *Carta sismotettonica della Regione Emilia-Romagna – scala 1:250.000*. Ed. SELCA, Firenze.

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.20/2000 – “Disciplina generale sulla tutela e l'uso del territorio”*.

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>>”*.

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”*.

Robertson P.K. (2009). *Performance based earthquake design using the CPT*. Keynote Lecture, International Conference on Performance-based Design in Earthquake Geotechnical Engineering

– from case history to practice, IS-Tokyo, June 2009.

Robertson P.K., Lisheng S. (2010). Estimation of seismic compression in dry soils using the CPT. *FIFTH INTERNATIONAL CONFERENCE ON RECENT ADVANCES IN GEOTECHNICAL EARTHQUAKE ENGINEERING AND SOIL DYNAMICS, Symposium in honor of professor I. M. Idriss, San diego, CA.*

Robertson P.K., Cabal K.L. (2010). Guide to Cone Penetration Testing for Geotechnical Engineering. *Gregg Drilling & Testing, Inc., 4th Edition, July 2010.*

Robertson P.K. (2009). Interpretation of Cone Penetration Tests – a unified approach., *Canadian Geotechnical Journal* 46(11): 1337-1355.

Robertson P.K. (2010). Evaluation of Flow Liquefaction and Liquefied Strength Using the Cone Penetration Test. *J. Geotech. Geoenviron. Eng.* 136, 842 (2010).

Robertson P.K. and, Wride CE . (1998). "Evaluating cyclic liquefaction potential using the cone penetration test". *Canadian Geotechnical Journal*, 1998, Vol. 35, No. 3 : pp. 442-459.

Youd, T.L., and Idriss, I.M. (2001). "Liquefaction Resistance of Soils: Summary report from the 1996 NCEER and 1998 NCEER/NSF Workshops on Evaluation of Liquefaction Resistance of Soils". *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, ASCE, 127(4), 297-313.

Unione Terre di Pianura – *Relazione Geologica – Quadro Conoscitivo del PSC in forma associata (2006)*

Comune di Malalbergo – Aggiornamento dello *studio di microzonazione sismica comunale di II livello in coerenza con l'approvazione della "Variante al PTCP in materia di riduzione del rischio sismico" (2013)*

Zhang, Robertson, Brachman (2002). Estimating liquefaction-induced ground settlements from CPT for level ground. *Canadian Geotechnical Journal*, 2002, 39(5) : 1168-1180, 10.1139/t02-047.