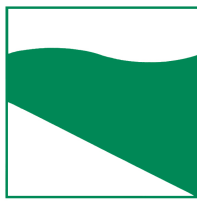




PROTEZIONE CIVILE
Presidenza del Consiglio dei Ministri
Dipartimento della Protezione Civile



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 Pieve di Cento



Regione	Soggetto realizzatore	Data
EMILIA-ROMAGNA	Raggruppamento temporaneo di imprese e professionisti Capogruppo: dott. geol. Samuel Sangiorgi Mandanti: ing. Marco Soglia, ISMGEO s.r.l., Consorzio Futuro in Ricerca, Songeo s.r.l.	Giugno 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.....	11
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>15</i>
2.4.3	<i>Gli studi pregressi di microzonazione sismica alla scala comunale.....</i>	<i>17</i>
3	ASSETTO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E IDROGEOLOGICO DELL'AREA.....	19
3.1	Inquadramento geotettonico e geologico-stratigrafico.....	19
3.2	Geomorfologia storica.....	26
3.3	Idrogeologia.....	29
4	DATI GEOTECNICI E GEOFISICI.....	32
4.1	Dati pregressi.....	32
4.2	Le nuove indagini eseguite.....	34
5	MODELLO DEL SOTTOSUOLO.....	39
5.1	Litologie sub-affioranti.....	39
5.2	Indagini sulle proprietà dinamiche dei sedimenti.....	41
5.3	Sottosuolo profondo.....	42
6	INTERPRETAZIONI E INCERTEZZE.....	48
6.1	Definizione del substrato rigido.....	48
6.2	Liquefacibilità.....	49
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.....	54
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

L'Unione dei Comuni Reno-Galliera è risultata destinataria 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.

Al Raggruppamento Temporaneo di Professionisti e Imprese, costituito dal geologo Samuel Sangiorgi (mandatario) e dall'ingegnere Marco Soglia, inoltre dalle società ISMGEO SRL, SONGEO SRL e Consorzio Futuro in Ricerca, l'Unione ha affidato le attività di elaborazione delle suddette analisi di MS e CLE, ai sensi dell'Ordinanza del Capo Dipartimento della Protezione Civile n. 171/2014 (OCDPC 171/2014), recepita dalla Regione Emilia-Romagna con Deliberazione della Giunta Regionale n. 1227/2015. 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 comunale; ulteriori relazioni geologiche forniteci dall'Ufficio Tecnico comunale; ecc.)
- l'esecuzione di nuove indagini geognostiche, geofisiche e di laboratorio “terre”;
- 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 dell'Unione Reno-Galliera: si tratta di un'unione di otto Comuni della Provincia di Bologna (Argelato; Bentivoglio; Castello d'Argile; Castel Maggiore; Galliera; Pieve di Cento; San Giorgio di Piano; San Pietro in Casale), tutti ricadenti nella pianura a nord del Capoluogo di Regione e in sinistra idrografica del Fiume Reno. Il territorio dell'Unione ha un'estensione complessiva di circa 296 kmq e vi risiedono poco meno di 73.000 abitanti. Il territorio di Pieve di Cento si estende invece per 15,9 kmq, con una popolazione residente di circa 7.000 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.

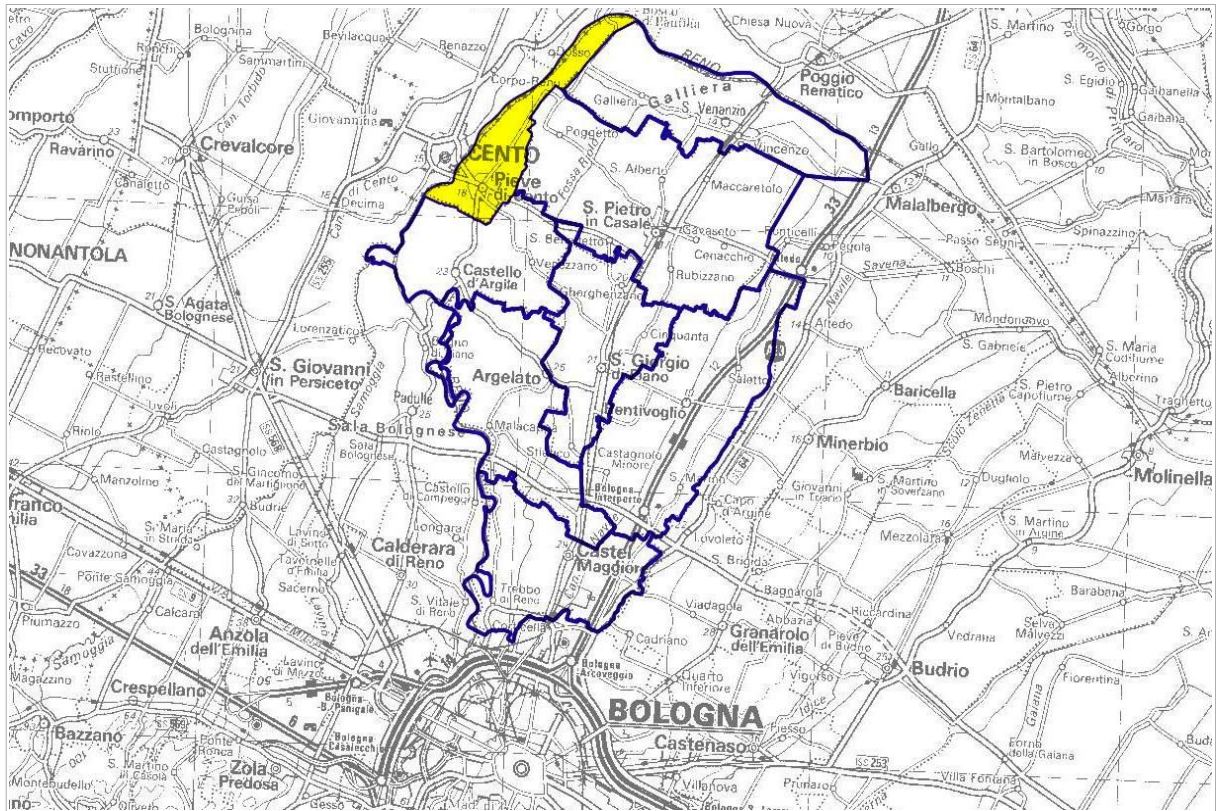


Figura 1.1 - Localizzazione del territorio dell'Unione Reno-Galliera e del Comune di Pieve di Cento in evidenziato giallo (base topografica 1:250.000 RER)

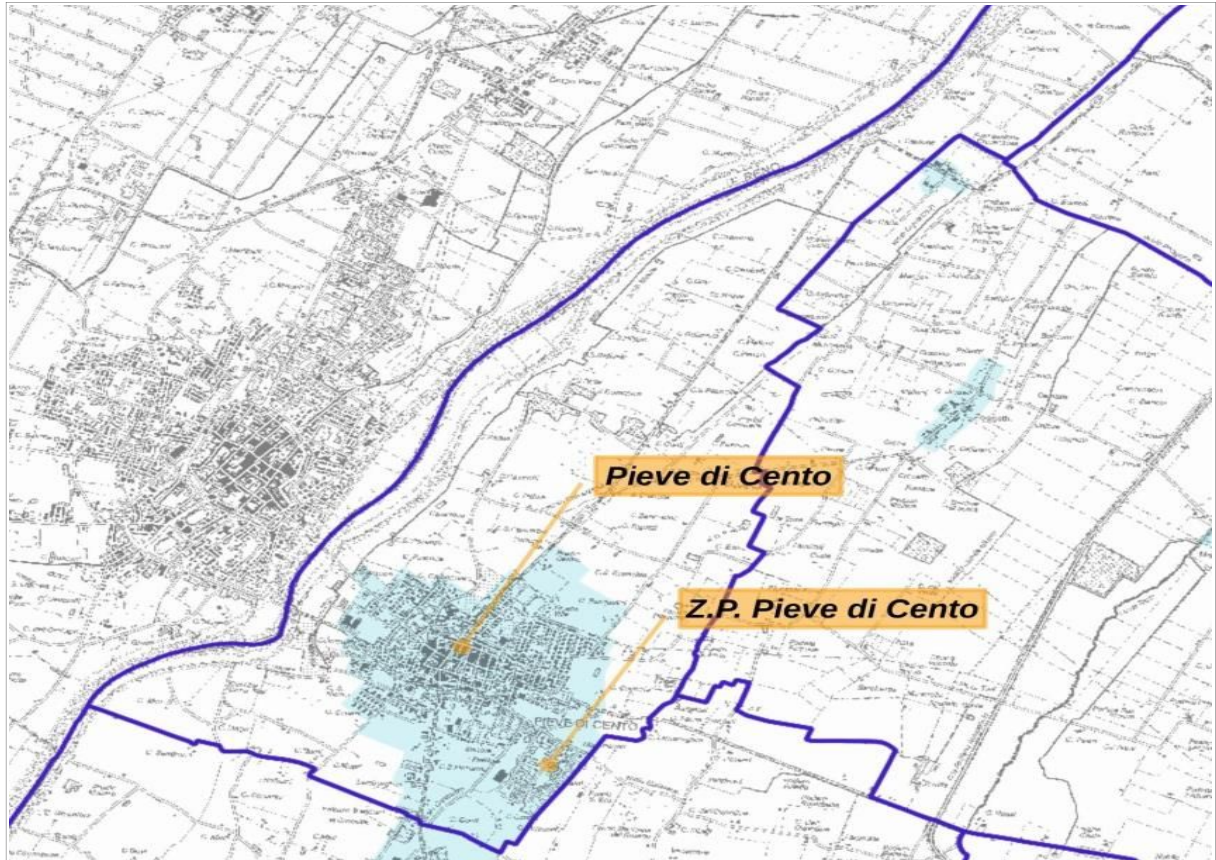


Figura 1.2 - Localizzazione delle aree comprese nello studio di microzonazione (su base topografica alla scala 1:25.000 della Regione Emilia-Romagna)

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 Pieve di Cento 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 Pieve di Cento

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 6 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 e nella pianura (margine appenninico sepolto).

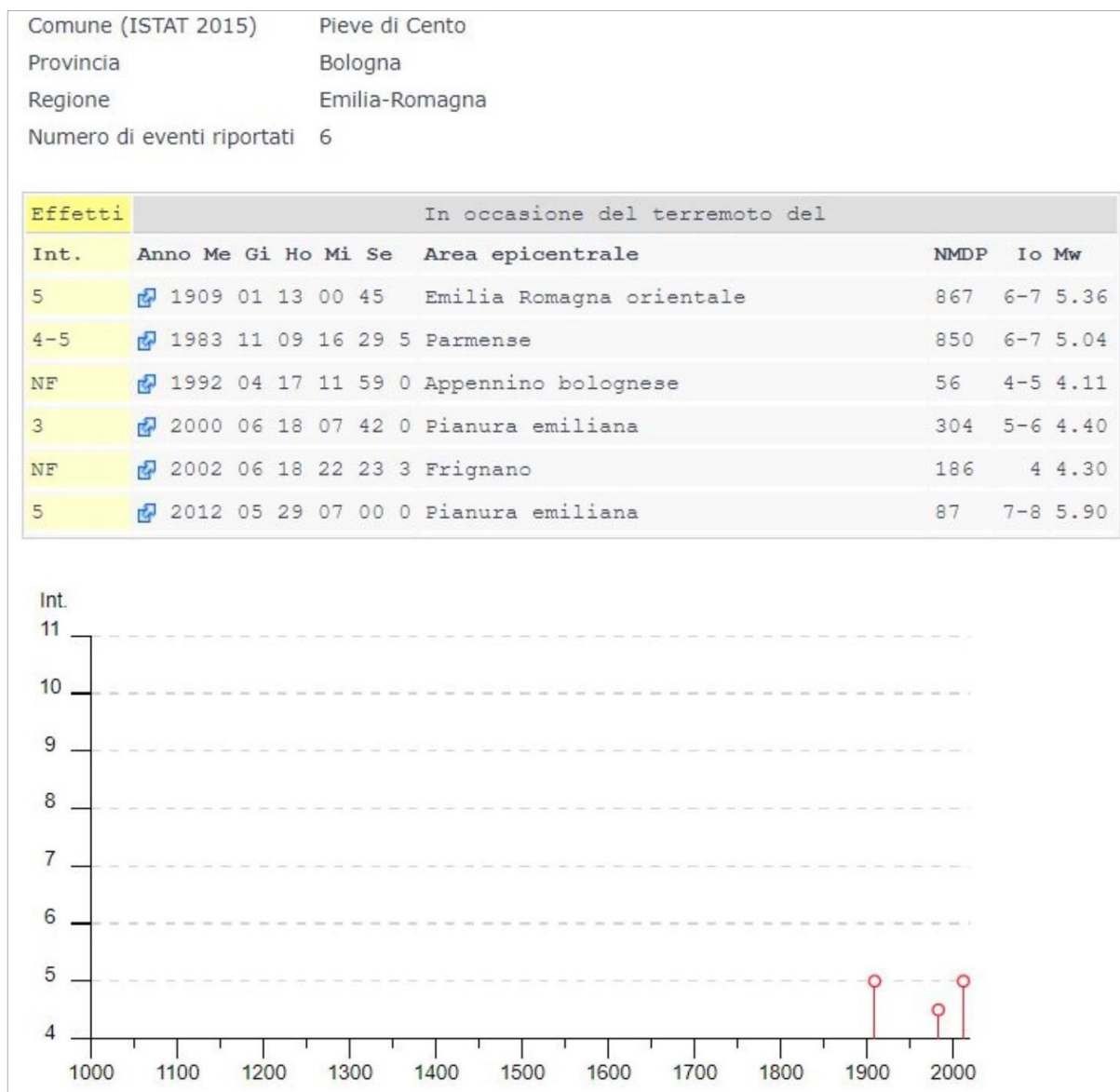


Figura 2.1- Elenco e diagramma cronologico (con macrointensità stimate) degli eventi sismici significativi per il Comune di Pieve di Cento (fonte: INGV - Database Macrosismico Italiano 2015)

Il DBMI15 comprende anche gli eventi sismici che hanno coinvolto parte della pianura padana nel maggio 2012, i cui effetti hanno lambito anche il territorio nord occidentale dei Comuni dell'Unione Reno-Galliera. Per quanto riguarda Pieve di Cento, il DBMI riporta effetti di intensità 5 con locali risentimenti anche sulle costruzioni esistenti pubbliche e private.

Come premesso, dal 20 maggio 2012 una vasta porzione della Pianura Padana¹ è stata interessata da una sequenza sismica, con una prima forte scossa (di magnitudo locale ML=5.9), 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.

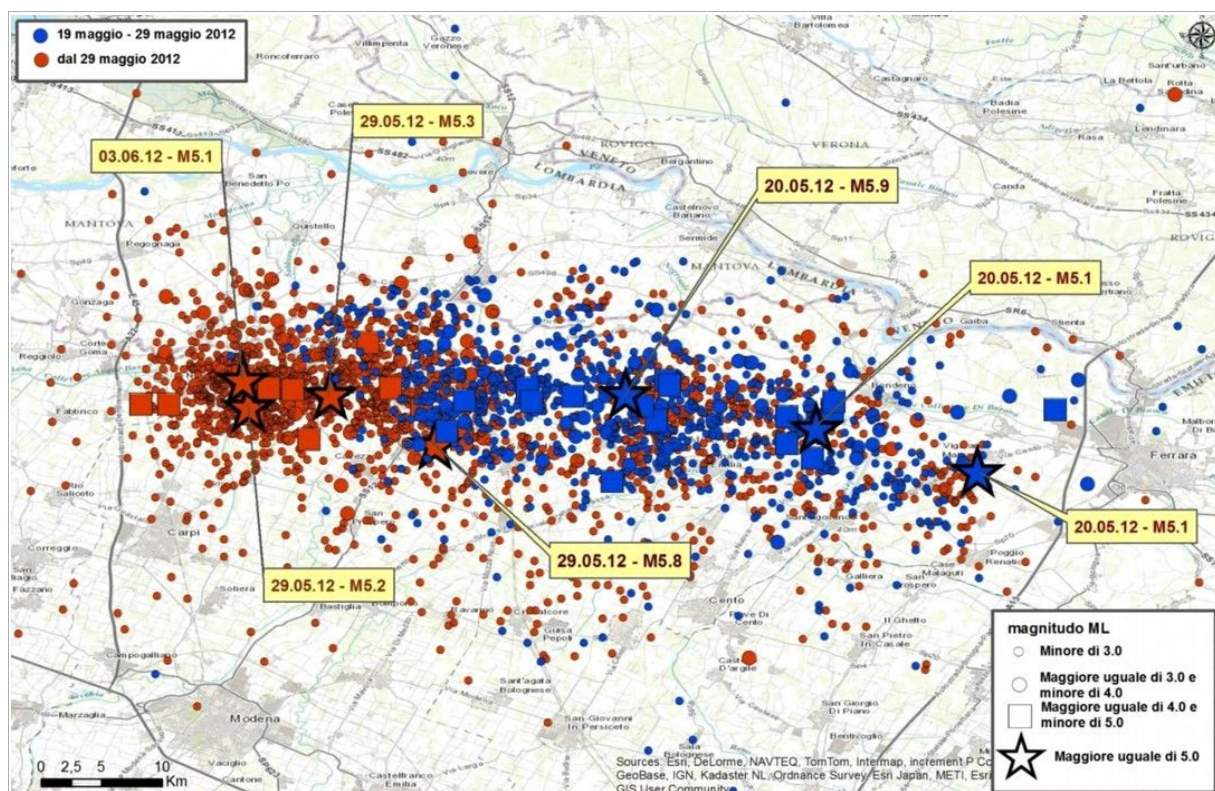


Figura 2.2 – Localizzazione degli epicentri della sequenza sismica emiliana iniziata il 19 maggio 2012 (fonte: INGV <http://terremoti.ingv.it/it/ultimi-eventi/842-terremoti-in-pianura-padana-emiliana.html>)

I principali effetti locali sono 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. Nei Comuni dell'Unione Reno – Galliera, le massime Pga stimate³ per tali eventi sismici sono risultate comprese tra 0,16g e 0,05g e limitate al settore NE

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

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.

³ Fonte: INGV (consultabile on line da <http://shakemap.rm.ingv.it/shake/archive/>).

del territorio e in particolare ai Comuni di Castello d'Argile, Pieve di Cento, Galliera, San Giorgio di Piano (figura 2.3).

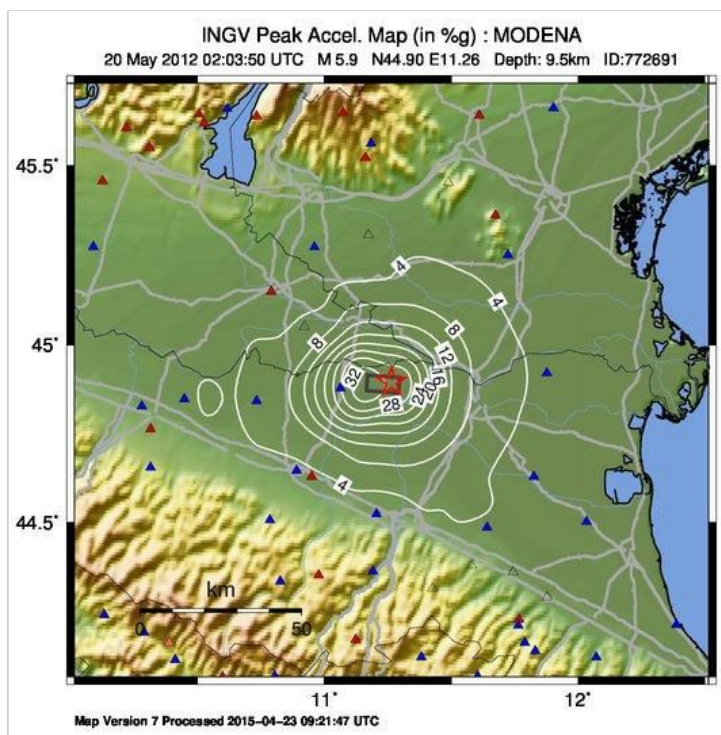


Figura 2.3 - Mappa di scuotimento sismico e Pga elaborata dall'INGV per l'evento sismico del 20 maggio 2012 (M = 5,9)

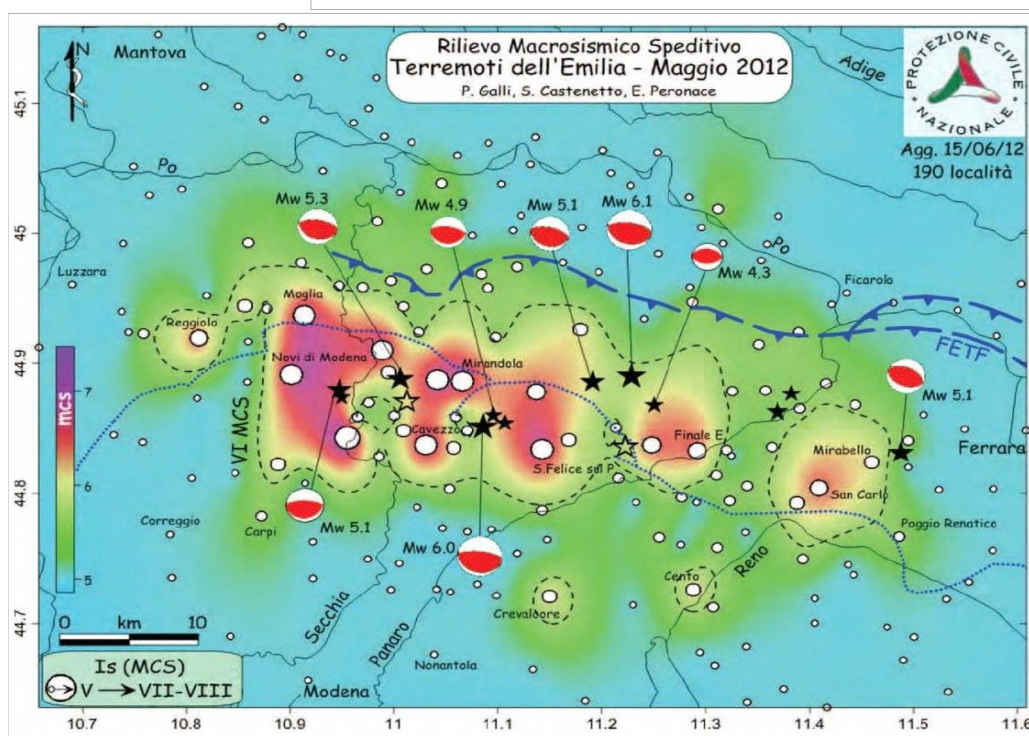


Figura 2.4- Schema delle intensità macrosismiche osservate (Galli et al., 2012)

La figura 2.4 propone invece una sintesi degli effetti macrosismici osservati a seguito dei terremoti 2012, in relazione all'entità dei danni ai manufatti: al territorio dell'Unione Reno - Galliera vengono attribuite macrosismicità massima compresa tra 5 e 6 gradi della scala MCS. Il territorio dell'Unione è stato lambito dagli effetti più gravosi causati dalle scosse del maggio e giugno 2012, tuttavia con edifici lesionati sia pubblici (municipi; scuole; palestre) sia privati (abitazioni; capannoni; chiese), prevalentemente localizzati nei Comuni di Castello d'Argile, Pieve di Cento, Galliera, San Giorgio di Piano), cioè più vicini alle zone epicentrali.

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 $M_{w\max}$ pari a 6,14. La zona sismogenetica 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 & Valensise, 2004).

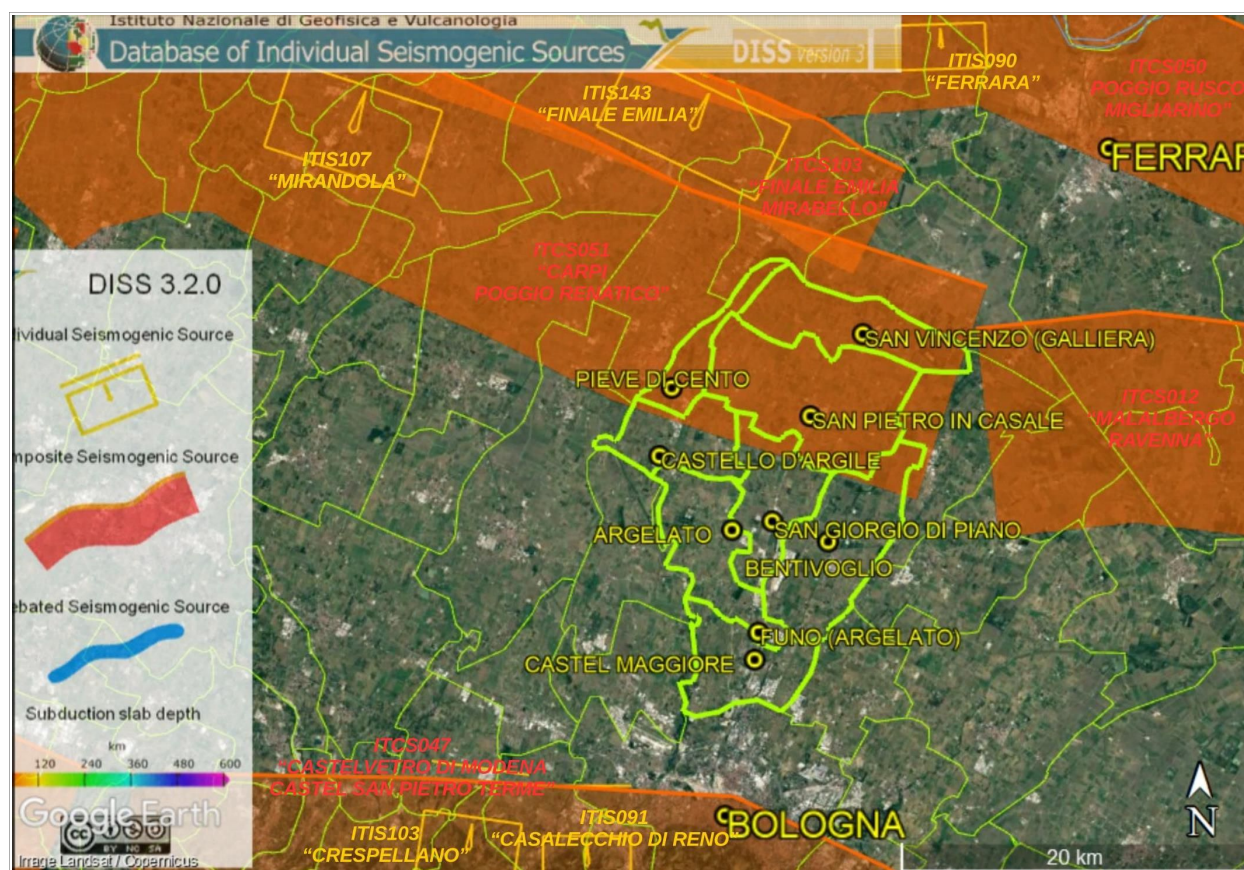


Figura 2.5 – Sorgenti sismogenetiche contenute nel database DISS (v.3.2). Foto aerea: Google Earth

Più nel dettaglio, dalla banca dati DISS v.3.2 (figura 2.5) si evince come il territorio settentrionale dell'Unione Reno – Galliera (Galliera; Pieve di Cento; San Pietro in Casale) sia compreso nella zona sismogenetica 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 ($4,5 < M_w < 5,0$).

Per i Comuni più settentrionali dell'Unione (Castello d'Argile; Pieve di Cento; San Pietro in

Casale; parte dei territori di Argelato, Bentivoglio e San Giorgio di Piano), la più vicina sorgente individuale finora nota è tuttavia la ITIS143 “Finale Emilia”, quest’ultima compresa nella più avanzata zona sismogenica composita 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 sismicità locale del territorio più settentrionale dell’Unione 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).

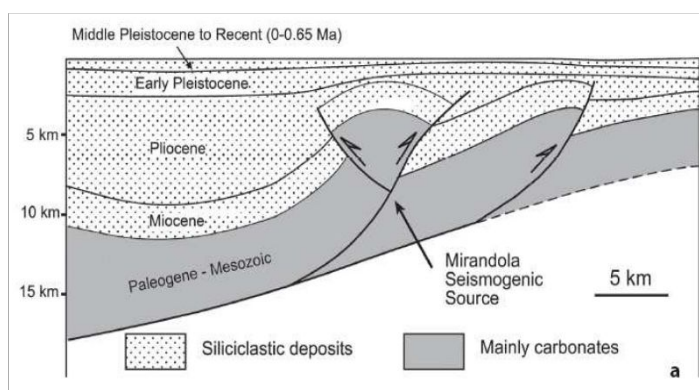


Figura 2.5 – Schema geologico e fagliazione della zona mirandolese (Pieri & Groppi, 1981)

Il territorio più meridionale dell’Unione Reno – Galliera risulta più distanziato da strutture sismogeniche note, tuttavia può risentire degli 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 modenese (1399).

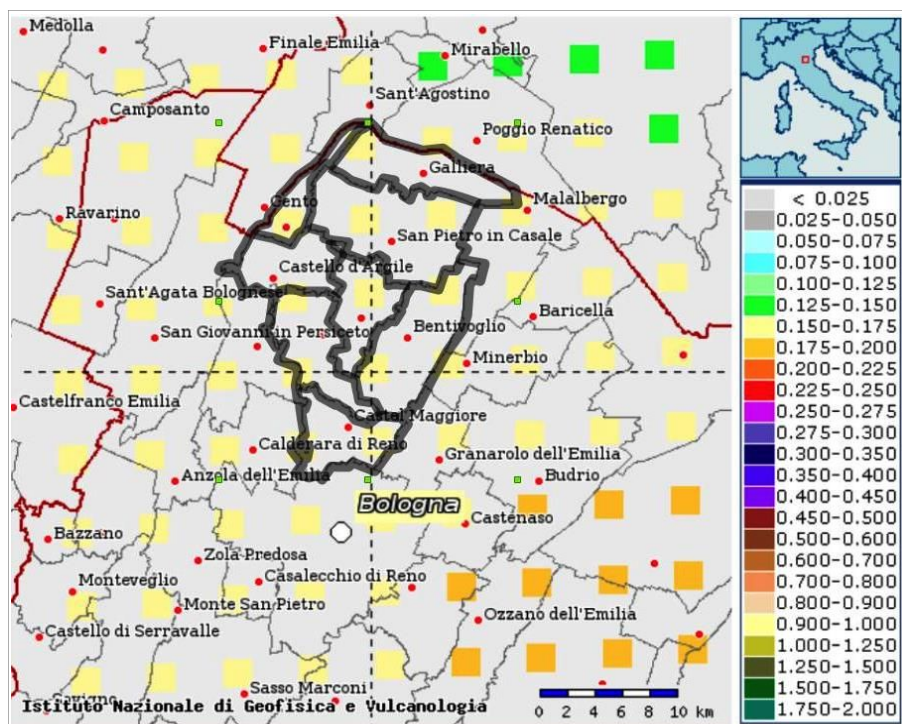
Per i Comuni più meridionali dell’Unione (Castel Maggiore; parte dei territori di Argelato, Bentivoglio e San Giorgio di Piano), la più vicina sorgente individuale è la “ITIS091 “Casalecchio di Reno” alla quale è attribuita una $M_w = 5,5$ associata al terremoto bolognese del 3 gennaio 1505 (fonte: CPTI, 2004); la zona epicentrale di tale sisma è stimata tra Zola Predosa e Bologna e sono documentati effetti cosismici quali frane, fratture superficiali (Boschi et al., 2000) e anche effetti di liquefazione a Zola Predosa (Prestininzi e Romeo, 2000); i danni più consistenti furono rilevati a Zola Predosa, Bologna e S. Lorenzo in Collina (grado IX della scala Mercalli, cfr. Zecchi, 1882).

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 ag di

riferimento al “bedrock rigido” (a_{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 2.5 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 (TR = 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:

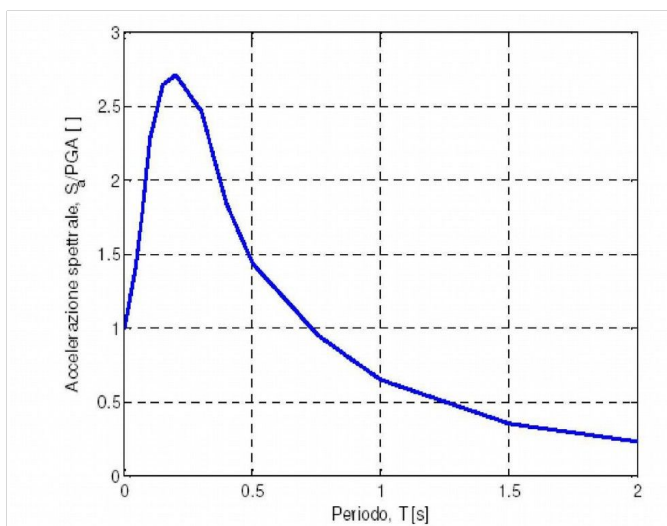
- ✓ nelle rimodulazioni degli abachi di microzonazione sismica da considerarsi per le analisi semplificate ("livello 2");
- ✓ nella definizione di un ulteriore parametro di amplificazione riferito all'intensità spettrale di Housner (per l'intervallo di periodo T compreso tra 0,5 s e 1,5 s);
- ✓ nella 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 geologici 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 IESD 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 2.7 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>>⁴. 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. I Comuni dell'Unione Reno-Galliera hanno recepito i contenuti della Variante al PTCP attraverso un adeguamento normativo e cartografico dei PSC (approvati con delib. Del Cons. Prov. n.57/2013).

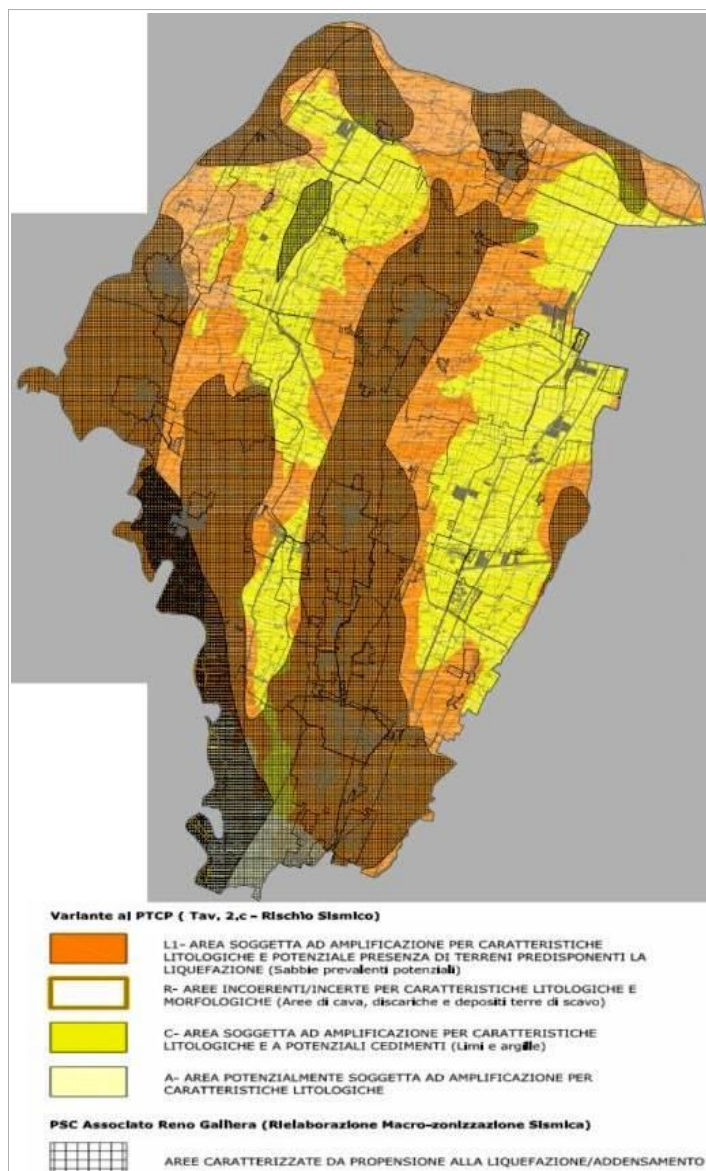


Figura 2.8 - Stralcio della Tav. A del PSC in forma associata dell'Unione Reno-Galliera (scala 1:25.000) - Variante 2013. La cartografia riporta la zonizzazione sismica preliminare del PTCP di Bologna e le zone potenzialmente liquefacibili desunte dal Quadro Conoscitivo del PSC associato

⁴ La Variante è stata approvata con delibera del C.P. n.57 del 28/10/2013

La figura 2.8 mostra uno stralcio della TAV.A del PSC in forma associata che rappresenta la tavola sovracomunale delle aree suscettibili di effetti locali. Tale cartografia riporta la zonizzazione sismica preliminare del PTCP relativa al territorio dell'Unione, sovrapposta alle zone “potenzialmente liquefacibili” desunte dal Quadro conoscitivo del PSC in forma associata. Questi preliminari studi evidenziano come un'ampia porzione di territorio dell'unione ricada in un contesto di “potenziale liquefacibilità” oltre che a “potenziale amplificazione” (l'intero territorio amministrativo).

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 Reno-Galliera 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 (paleoalvei del Reno e del Savena abbandonato).

Gli studi di microzonazione sismica dei Comuni dell'Unione, elaborati tra il 2007 e il 2010 hanno consentito ulteriori approfondimenti relativamente al territorio urbano urbanizzabile, anche in merito a valutazioni quantitative della propensione alla liquefazione dei sedimenti granulari saturi in caso di sisma. Sono stati eseguiti sondaggi a carotaggio continuo (con prelievo di campioni), penetrometrie CPTe/CPTU, indagini geofisiche (MASW; Re.Mi.; “Coni Sismici”; tomografie sismiche a rifrazione; registrazioni HVSR). Nei Comuni di Castel Maggiore e Argelato sono state anche eseguite alcune prove triassiali cicliche su campioni di sabbie prelevate da sondaggi.

Nel 2013, con specifico accordo di Pianificazione con la Provincia di Bologna, i Comuni dell'Unione Reno-Galliera hanno ulteriormente aggiornato e adeguato gli studi di microzonazione comunale in coerenza con l'approvazione della “Variante al PTCP in materia di riduzione del rischio sismico” (delib. Del Cons. Prov. n.57/3013). In sintesi, l'adeguamento espletato dalle citate Amministrazioni comunali e, pertanto, anche dal Comune di Pieve di Cento, è consistito:

- nella stesura della “Tavola A - Zonizzazione Sismica”, alla scala 1:25.000, che riporta per tutto il territorio dell'Unione gli esiti del “primo livello” di approfondimento per i Comuni dell'Unione Reno-Galliera e la zonizzazione preliminare definita nel PTCP;
- 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.

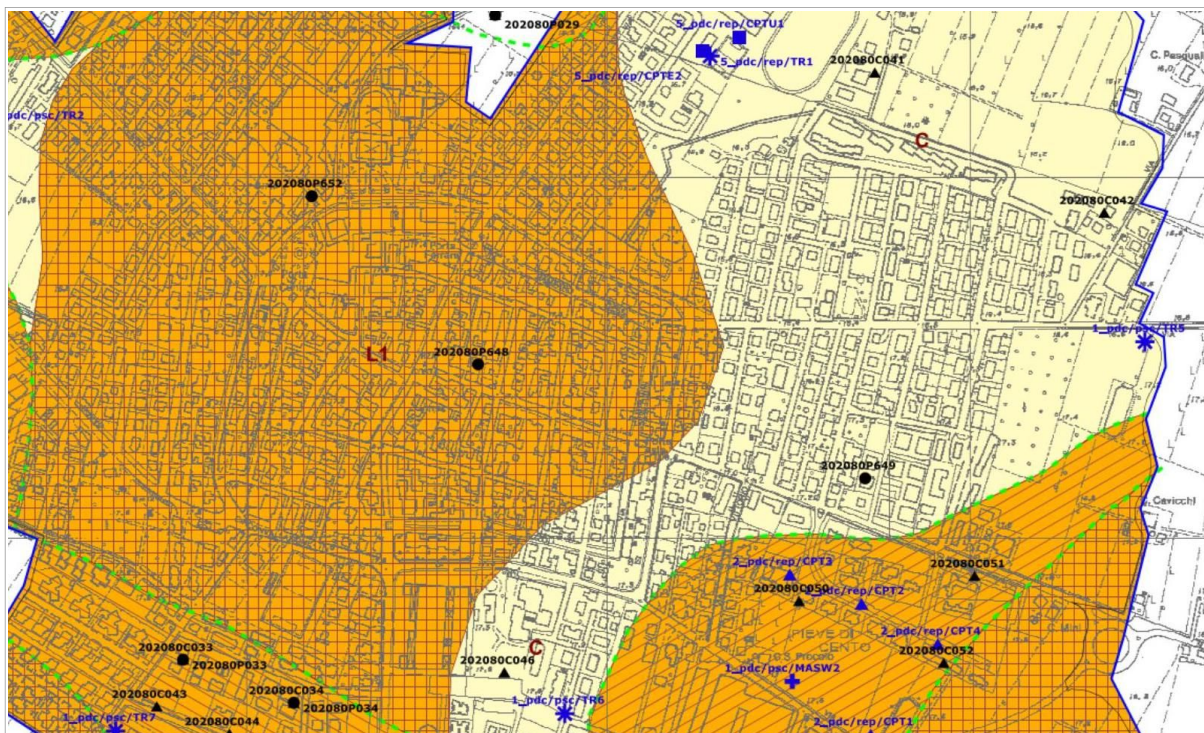


Figura 2.9 – Stralcio “Tavola 1 - Pericolosità Sismica - Tavola comunale delle aree suscettibili di effetti locali”, elaborata per il PSC di Pieve di Cento (scala 1:5.000)

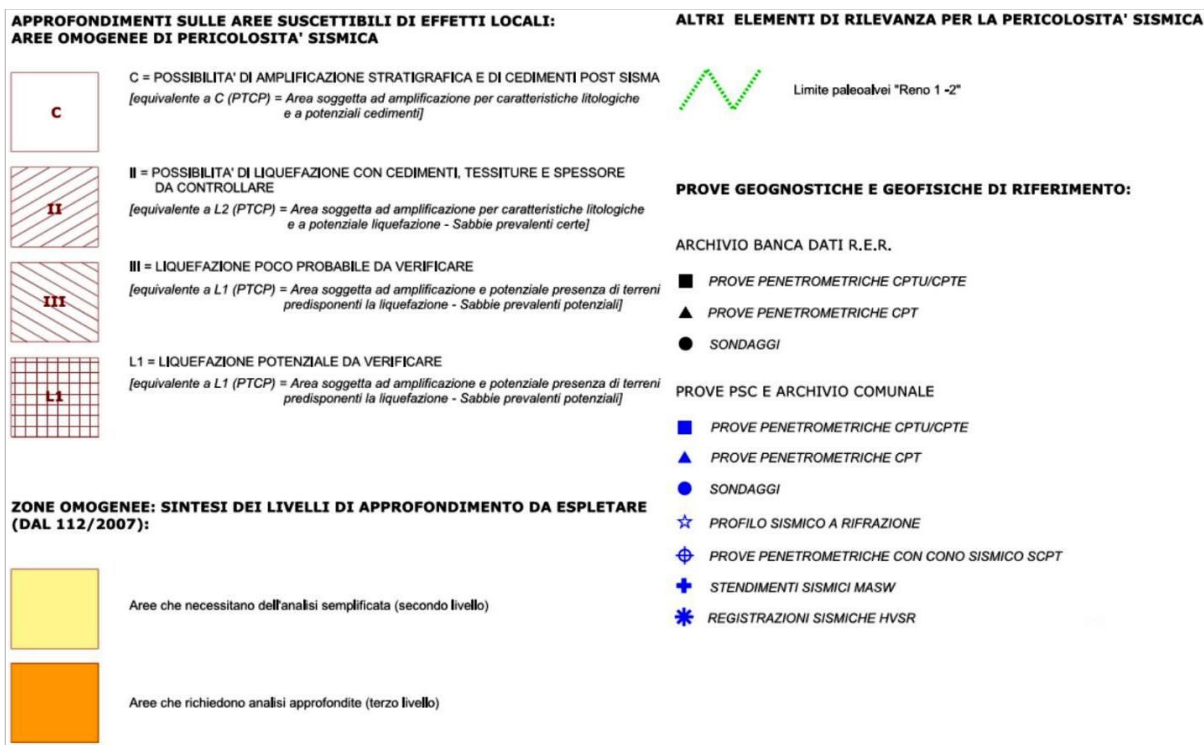


Figura 2.10 – Legenda della “Tavola 1 - Pericolosità Sismica - Tavola comunale delle aree suscettibili di effetti locali”, elaborata per il PSC di Pieve di Cento (scala 1:5.000)

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 "Pieghe Emiliane", "Pieghe Ferraresi". Il vero fronte appenninico è quindi dato dai fronti degli accavallamenti delle Pieghe 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).

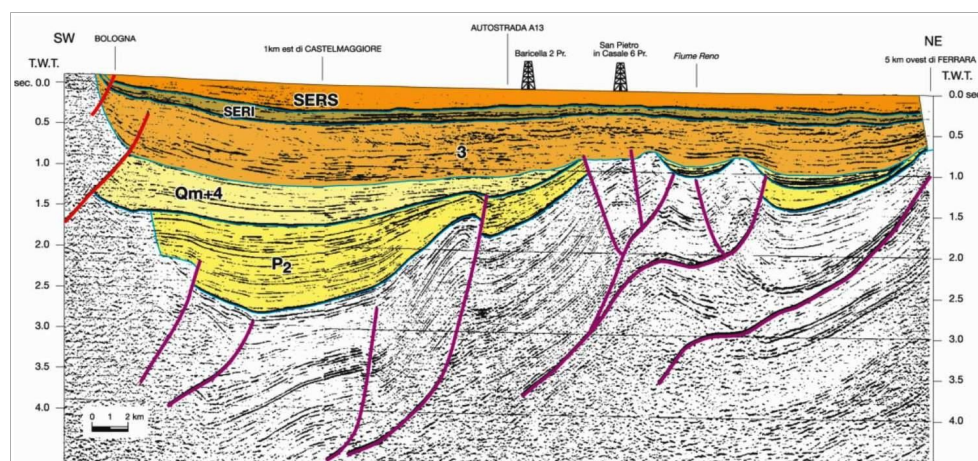


Figura 3.3 - Esempi di linee sismiche effettuata nell'area di studio (Fonte: SGSS Regione Emilia-Romagna, 2016)

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 riconosciute⁵ nella regione Emilia-Romagna e nei territori limitrofi. Dalla figura 3.4 si evince come la sismicità del settore settentrionale del territorio dei Comuni dell'Unione (Castello D'Argile; San Pietro in Casale; Galliera; Pieve di Cento) sia fortemente condizionata dalle “Pieghie Ferraresi”: come già scritto, il catalogo DISS v. 3.2 individua la sorgente sismogenetica composta “ITCS051 Carpi-Poggio Renatico”, considerata capace di generare terremoti di magnitudo fino a 6,0 con meccanismi di “thrust” a una profondità compresa tra 2 e 10 km; poco a nord è inoltre individuata la “ITCS103 Finale Emilia-Mirabello”, considerata capace di generare i terremoti più forti della pianura emiliana, fino a magnitudo pari a 6,1 con meccanismi ancora di “thrust” e a una profondità tra 3,5 e 10 km.

La sequenza sismica di maggio-giugno 2012 e l'evento del 17/7/2011 hanno dimostrato che tutti i fronti principali del settore centrale delle “Pieghie Ferraresi” sono attivi.

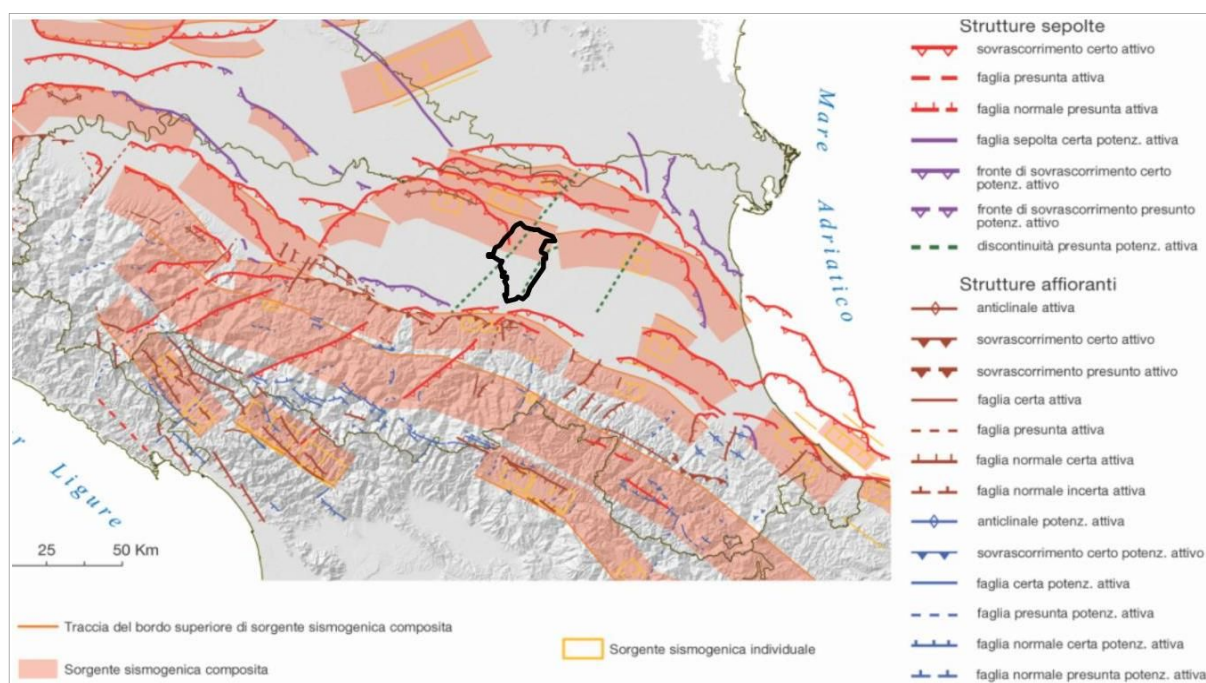


Figura 3.4 – Sovrapposizione delle strutture sepolte “attive” e le sorgenti sismogeniche del catalogo DISS v.3.2 (Fonte: SGSS Regione Emilia-Romagna, 2016). In nero è riportato il perimetro del territorio dell'Unione Reno Galliera

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 Avana fossa. Il risultato finale è quello di un consistente impilamento dei depositi sedimentari plio-pleistocenici, sature da depositi di età più recente (oltre alluvionale del Quaternario).

La Pianura Padana è dunque formata dai depositi di riempimento del bacino di avana fossa di età plio-quadernaria che ricoprono le strutture tettoniche sepolte del fronte appenninico. In questo senso, il settore meridionale e centrale del territorio dell'Unione Reno Galliera (Castel Maggiore; Argelato; Bentivoglio; San Giorgio di Piano) ricade in un più marcato contesto di sinclinale,

⁵ “Carta Sismotettonica della regione Emilia-Romagna ed aree limitrofe” (scala 1:250.000), a cura del SGSS regionale.

collocata tra due grandi archi di pieghe: le “Pieghe Pedeappenniniche” (a sud e più prossime alla catena appenninica) e le “Pieghe Ferraresi” (a nord). Come già evidenziato, il settore più settentrionale dell'Unione (San Pietro in Casale; Galliera; Pieve di Cento) è invece retrostante alle “Pieghe Ferraresi”.

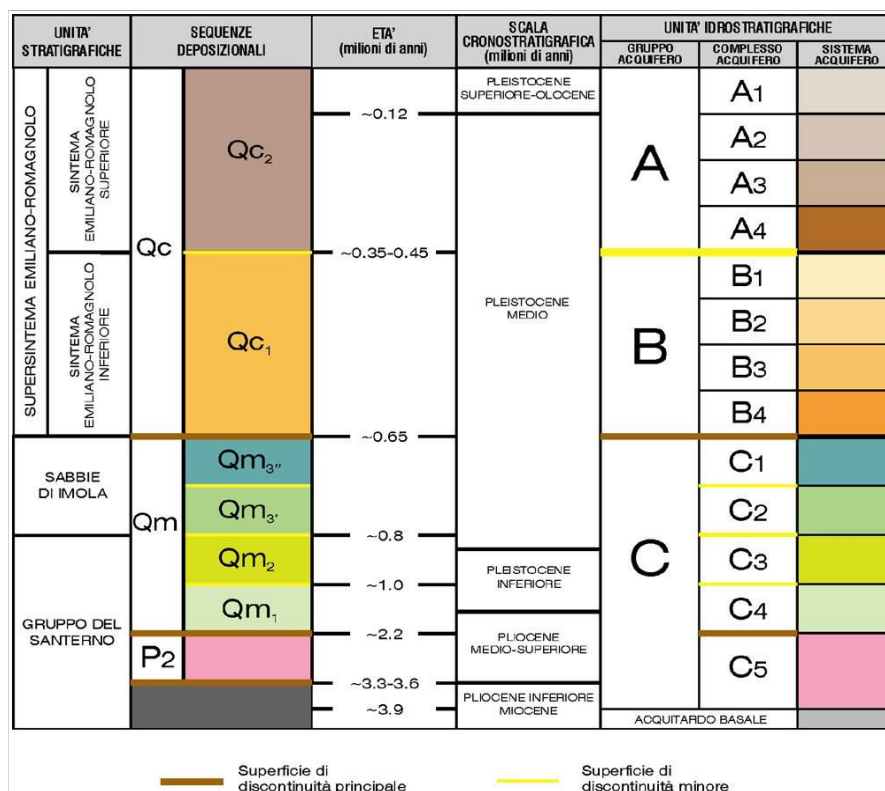
La sovrastante coltre di riempimento alluvionale è caratterizzata da alternanze di sabbie, limi e argille (in funzione dell'evoluzioni delle facies deposizionali dominanti), di età Pleistocene medio-Olocene e prevalentemente attribuibili ai fiumi Po, Reno e Savena. Questi depositi alluvionali sono inoltre 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);
- il Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore (SERS o AES), di età compresa da 0,45/0,4 Ma all'attuale (RER & ENI-Agip, 1998).

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 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)



All'interno del Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore (AES) sono classificate unità di range inferiore (subsistemi) e costituiti da alternanze cicliche di depositi fini (argille e limi) e depositi

prevalentemente sabbiosi o sabbioso ghiaiosi (solo nel settore più meridionale dell'Unione – Castel Maggiore e parte del Comune di Argelato – in corrispondenza del limite distale dell'apparato di conoide del Fiume Reno) e riferibili a facies deposizionale di piana alluvionale.

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 anticipato, il territorio meridionale dell'Unione (Castel Maggiore; Argelato; Bentivoglio; San Giorgio di Piano) è collocabile nella depressione da sinclinale, con spessori del Sintema AES variabili da circa 300 metri (Castel Maggiore; Argelato) a circa 150 metri (Pieve di Cento). 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. Nel settore sud del territorio studiato (Castel Maggiore; Argelato), il suo limite basale sui depositi AEI risulta scarsamente marcato da un punto di vista litologico ed è riconoscibile come superficie di avanzamento degli apparati di conoide più distali (principalmente del Reno e Savena/Idice). Verso NE il contatto basale si fa invece più marcato, con maggiori contrasti di facie 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.

Nell'area di studio, i depositi più grossolani si concentrano nel settore meridionale (Castel Maggiore; Argelato; Bentivoglio: si tratta di corpi nastriformi anche ghiaiosi che passano a depositi sabbiosi e sabbioso-limosi di canale o argine fluviale (associazione di piana alluvionale) e attribuiti prevalentemente ai corsi d'acqua Reno e Savena/Idice. Nel settore studiato più settentrionale (Pieve di Cento; Galliera; San Pietro in Casale) analisi petrografiche indicano presenza di corpi granulari di provenienza anche padana. I depositi grossolani di questo intervallo sono sede della più importante falda acquifera ampiamente sfruttata (sistema acquifero "A2") e in esso si concentra la gran parte dei pozzi per acqua. 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).

SUBSISTEMA 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 nastroforme e di spessore fino a 10÷13 metri (riferibili principalmente al fiume Reno). 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).

SUBSISTEMA DI RAVENNA (AES8) → Tutti i depositi quaternari affioranti nel territorio dell'Unione Reno-Galliera 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. Nell'area studiata questa unità è costituita da depositi di tracimazione fluviale, all'interno dei quali è possibile distinguere depositi più grossolani da ghiaioso sabbiosi (Castel Maggiore e Argelato) a limoso sabbiosi (setto centrale e settentrionale dell'Unione Reno-Galliera) di canale, argine e rotta fluviale, dai depositi più argillosi e limosi di piana inondabile (figura 3.6).

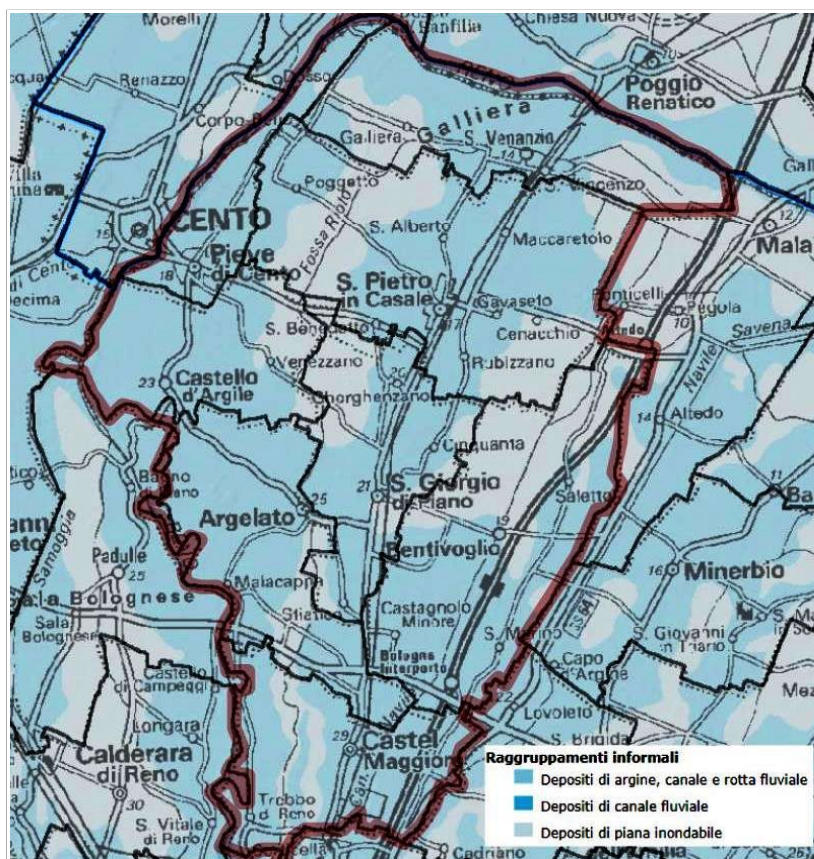


Figura 3.6 - Geologia di sintesi dei depositi affioranti classificati in relazione alla facies deposizionale (fonte: cartografia geologica interattiva pubblicata nel sito internet del SGSS regionale)

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 da limoso sabbiosi (anche ghiaiosi territorio sud orientale di Castel Maggiore) ad argilloso limosi. Nell'area di studio, la base di AES8a è quindi individuata dal contatto in discontinuità delle sue tracimazioni fluviali sul suolo di epoca romana o più antica di AES8.

La figura 3.7 riporta una cartografia geologica di sintesi ove è evidenziato il territorio dell'Unione Reno Galliera con depositi alluvionali affioranti attribuiti all'unità AES8: si tratta di aree morfologicamente caratterizzate da blando rilievo rispetto alle aree circostanti e con presenza di paleoalvei sabbiosi sub affioranti del fiume Reno (figura 3.8). Nella figura 3.7, le aree in bianco sono caratterizzate da alluvioni affioranti attribuiti alla sub unità AES8a, di più recente tracimazione fluviale (depositi del Reno a ovest; depositi del Savena-Idice a est.

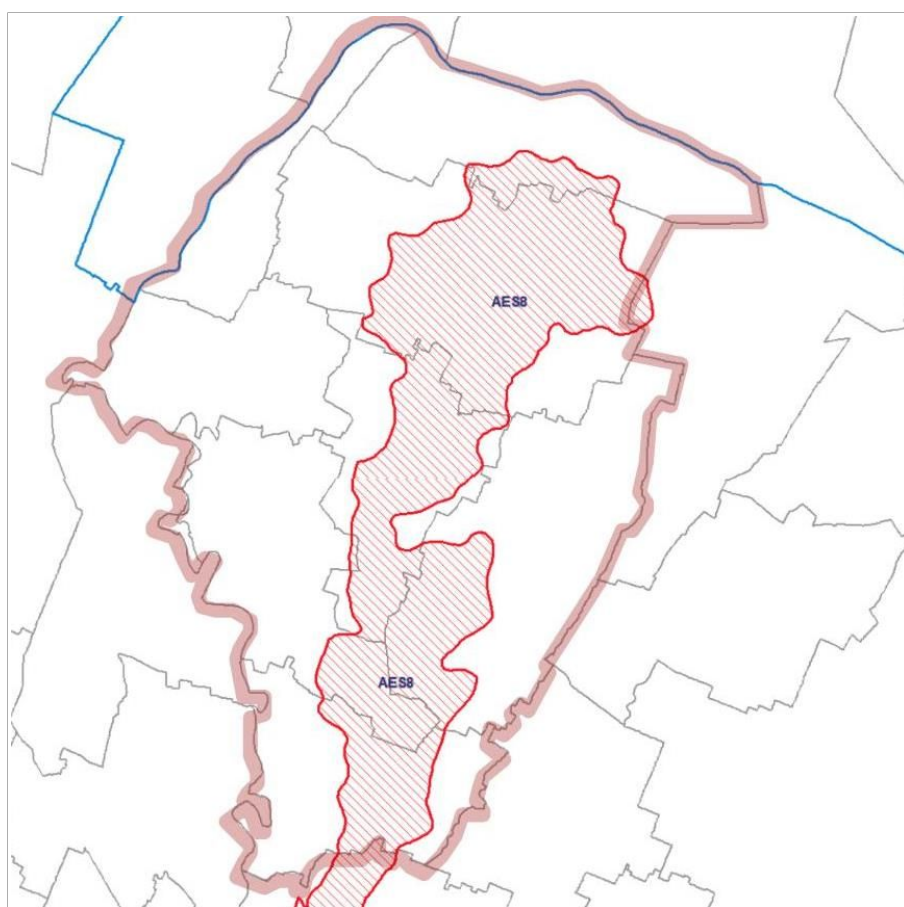
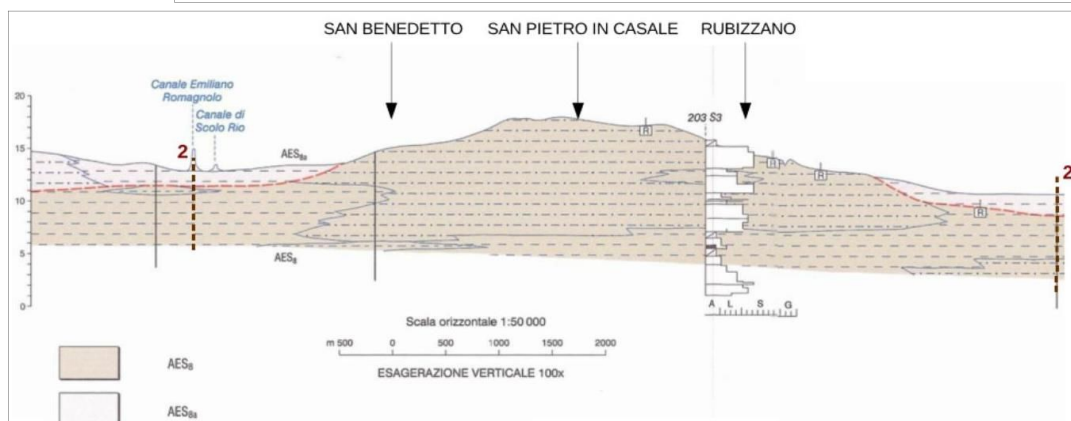


Figura 3.7 - Geologia di sintesi dei depositi affioranti attribuiti all'unità AES8 (retinato obliquo rosso) e alla più recente sub unità AES8a (fonte: cartografia geologica interattiva pubblicata nel sito internet del SGSS regionale)

Figura 3.8 - Stralcio sezione geologica pubblicata nella Carta Geologica d'Italia scala 50.000



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 Reno Galliera, 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 3.8 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.

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 (paleovalvei). 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 compreso anche le datazioni storiche di probabile formazione dei corpi geologici più recenti (figura 3.10).

Figura 3.9 – 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 Reno Galliera, Relazione Geologica, geol G. Viel, 2007)

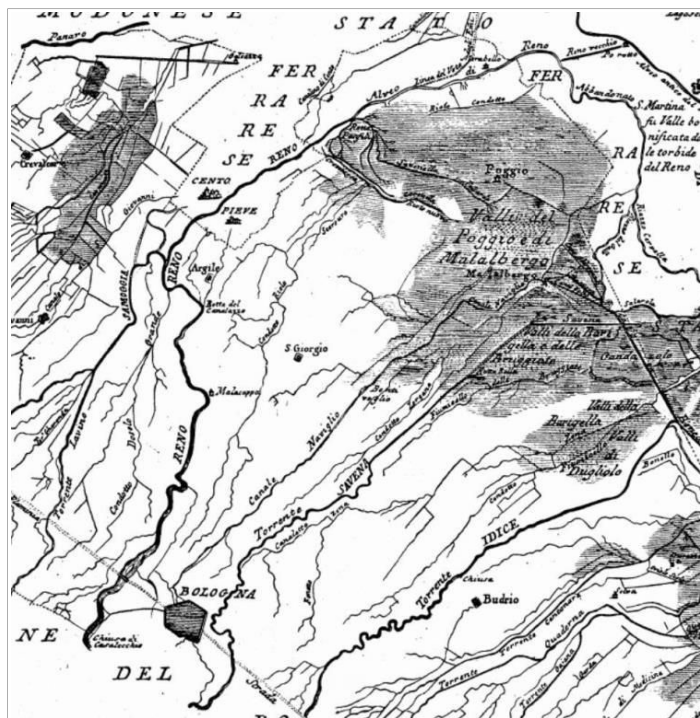
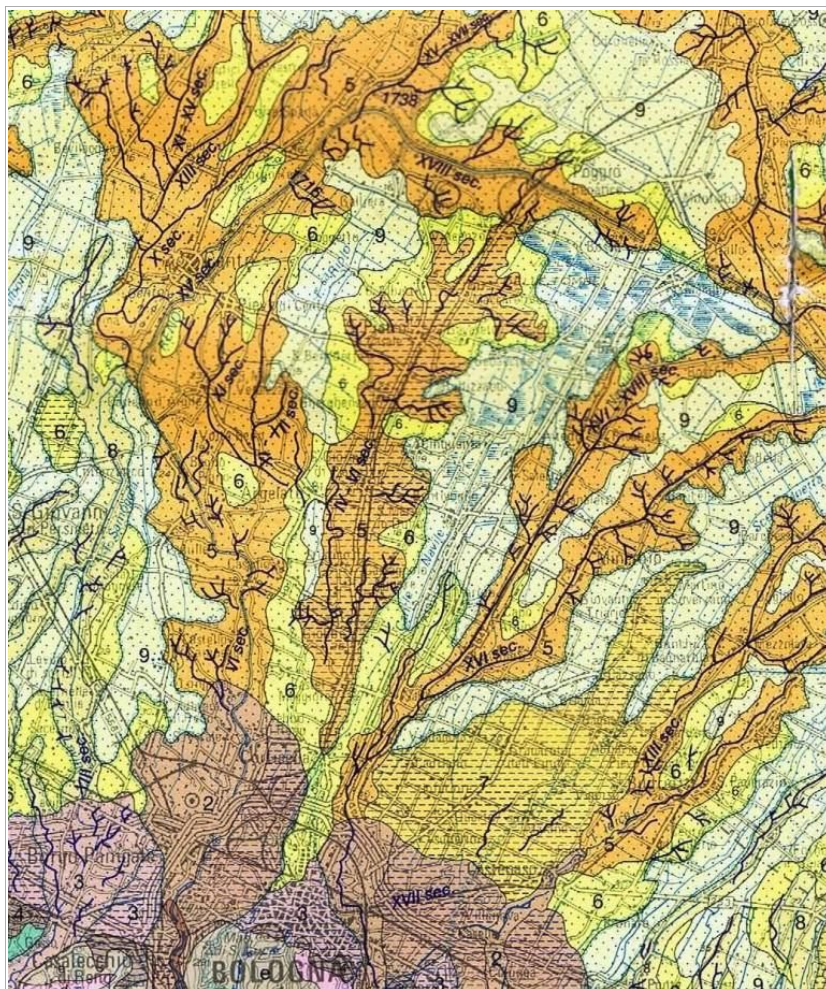


Figura 3.10 – Stralcio della Carta Geologica di Pianura dell'Emilia-Romagna scala 1:250.000 (a cura di D. Preti, RER, 1999). I depositi di piana alluvionale sono numerati progressivamente da n.5 (“canale e argine prossimale” sabbiosi) a n.9 (depositi “interfluviali e depositi di palude” argillosi). Sono 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.

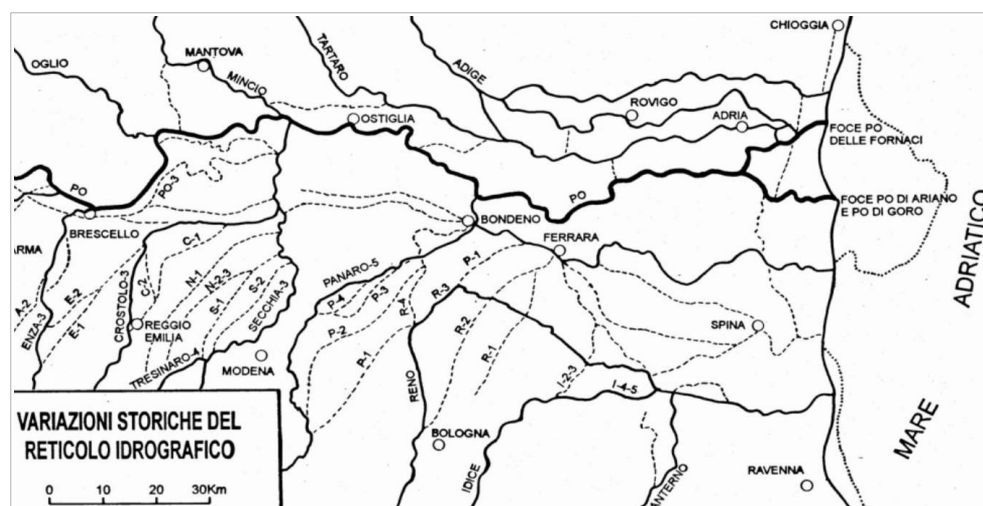
Se le strutture tettoniche profonde hanno influito in modo preponderante, rispetto ad altri parametri, sull'andamento del reticolato idrografico a grande scala della pianura, l'insieme dei parametri climatici ha certamente avuto un ruolo importante nel gioco delle esondazioni, nella formazione delle 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 3.11 - Ricostruzione del reticolo storico del basso Po e dei suoi affluenti di destra realizzata da vari autori (cfr. QC PSC Reno Galliera, 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 3.11). 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 3.11 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 3.11 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 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.

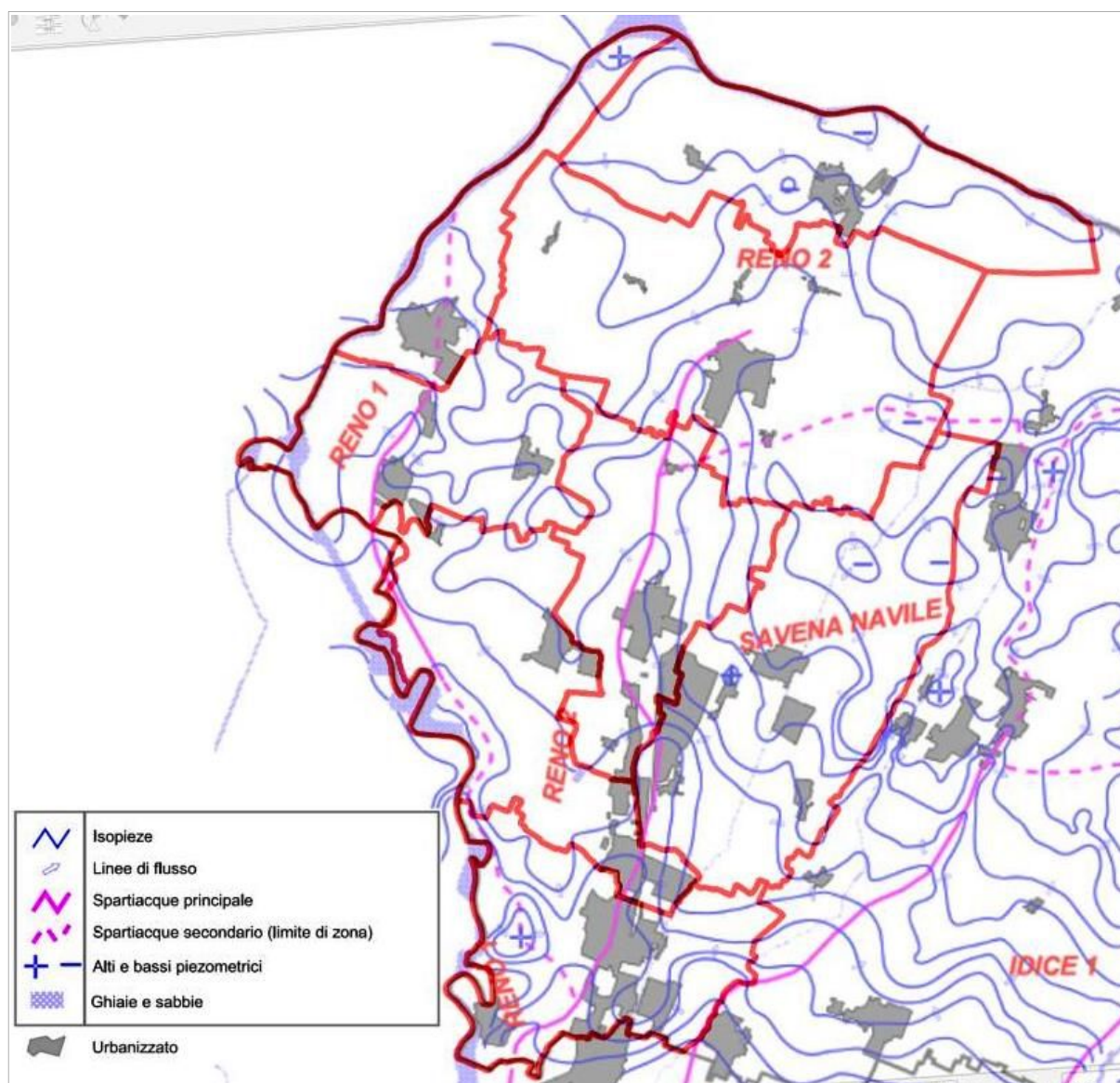


Figura 3.12 - Schema idrogeologico di sintesi del territorio Reno Galliera (cfr. QC PSC Reno Galliera, Relazione Geologica, geol. G. Viel, 2007)

La figura 3.12 propone uno schema di sintesi del modello idrogeologico del territorio dell'Unione Reno Galliera (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 due casi paiono connessi alla presenza di impianti idrovori che mantengono artificialmente depressi i livelli idraulici dei canali di superficie nel comune di Galliera (impianto di Scolo Sant’Alberto). Altre zone di anomala bassa quota piezometrica, localizzati nei Comuni di Bentivoglio e S. Pietro in Casale, possono essere legate a processi di fuga verticale (non molto probabili) oppure ad errori di attribuzione delle quote di terreno dei rilevatori, associati alle approssimazioni topografiche. In alcuni casi queste aree ripropongono le condizioni topografiche della pianura: le conche morfologiche.

Le anomalie piezometriche positive si spiegano in molti casi con la presenza di canali o corsi d’acqua pensili che hanno tratti d’alveo infiltranti, almeno in questa fase di magra della falda superficiale. Ad esempio, a Bentivoglio in località S. Maria in Duno una probabile perdita di fondo nel Canale Emiliano – Romagnolo provoca una locale anomalia positiva. Anche tratti di Reno pensile determinano la presenza di alti localizzati come in località Possessione Palazzo (Pieve di Cento).

Nella porzione più prossima all’Alta Pianura ove la falda principale ha caratteristiche più spiccatamente libere, la presenza di un significativo alto piezometrico compreso tra Fondo Lirone e S. Teresa (Comune di Castel Maggiore) non trova una facile spiegazione. Si tratta di una struttura, riconfermata in parecchi rilevamenti successivi ripetuti anche in anni diversi, limitrofa ad una depressione piezometrica molto grande ed allungata verso sud, che inverte il senso di deflusso delle acque sotterranee, legata agli eccessivi prelievi dei campi di sollevamento HERA di Borgo Panigale e Tiro a Segno. Il Reno non pare influire direttamente, non si sono reperite aree di possibile ricarica in superficie, si ritiene pertanto che questo polo piezometrico positivo possa in effetti corrispondere ad una fuga verticale da falde sottostanti ancora debolmente salienti.

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, dall'Unione Reno Galliera, 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;
- ✓ dall'Unione Reno Galliera 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 eseguiti sondaggi a carotaggio continuo (con prelievo di campioni) a Funo di Argelato e Castel Maggiore, penetrometrie CPTE/CPTU, indagini geofisiche (MASW; Re.Mi.; “Coni Sismici”; tomografie sismiche a rifrazione; registrazioni HVSr). Nei Comuni di Castel Maggiore e Argelato sono state anche eseguite alcune prove triassiali cicliche su campioni di sabbie prelevate dai sondaggi;
- ✓ da ulteriori indagini raccolte presso gli Uffici Tecnici comunali (relazioni geologiche redatte per progetti di costruzione, per Piani Operativi e/o Attuativi) e di recente esecuzione.

Le prove pregresse per il Comune di Pieve di Cento 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. 11 sondaggi a distruzione (SD);
- ✓ n. 43 prove penetrometriche statiche con punta meccanica (CPT)
- ✓ n. 3 prove penetrometriche con punta elettrica (CPTE)
- ✓ n. 13 prove penetrometriche con punta elettrica e piezocono (CPTU)
- ✓ n. 3 stendimenti sismici attivi MASW;
- ✓ n. 11 registrazioni microtremori a stazione singola (HVSr)

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 gli studi di microzonazione sismica già realizzati.

Si evince il buon numero e densità di prove, tuttavia relativamente alla qualità dei dati, 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, della quale si è ulteriormente tenuto conto per questi ulteriori approfondimenti.

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.

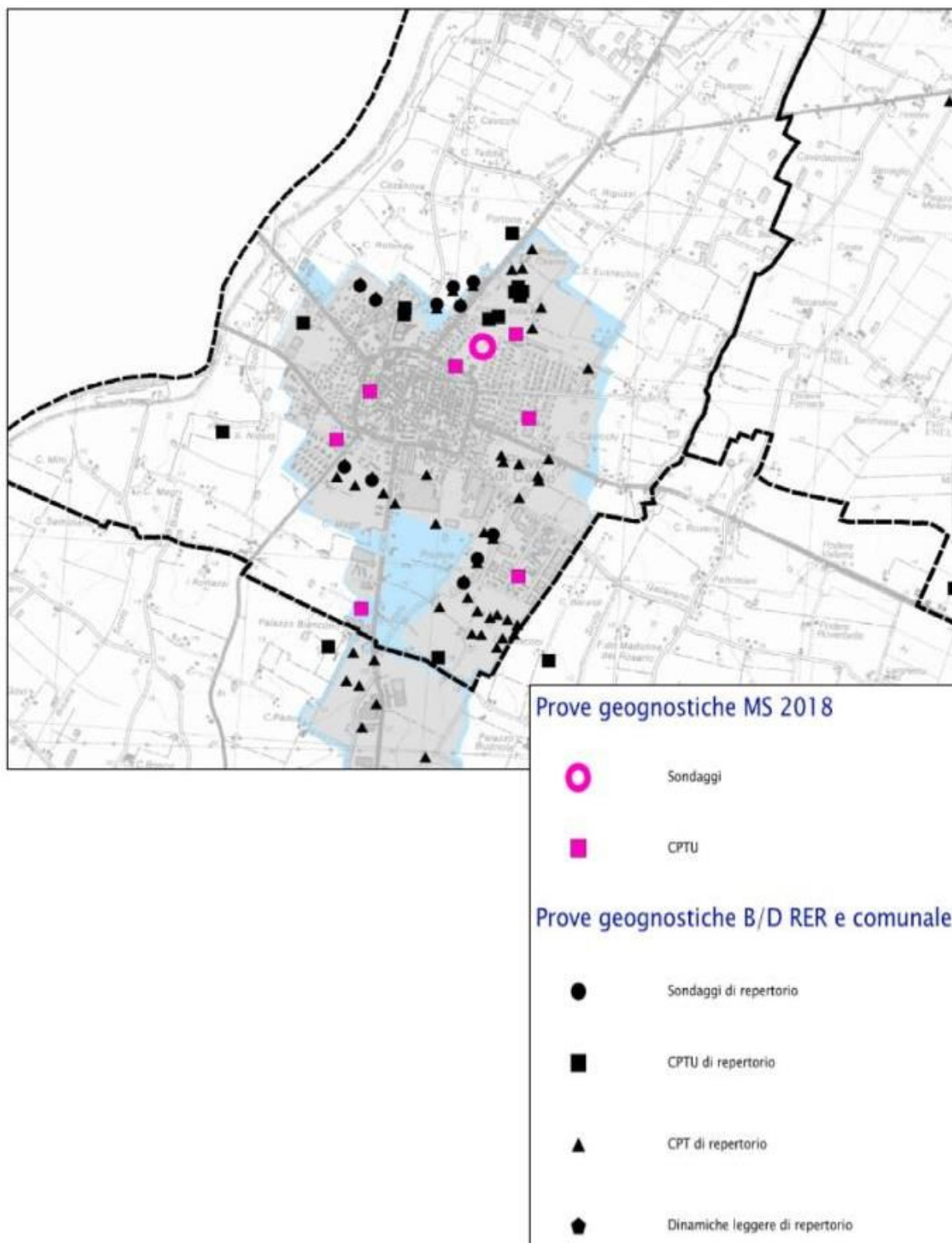


Figura 4.1- Localizzazione delle indagini geognostiche (di repertorio e di nuova esecuzione) disponibili per lo studio di microzonazione sismica

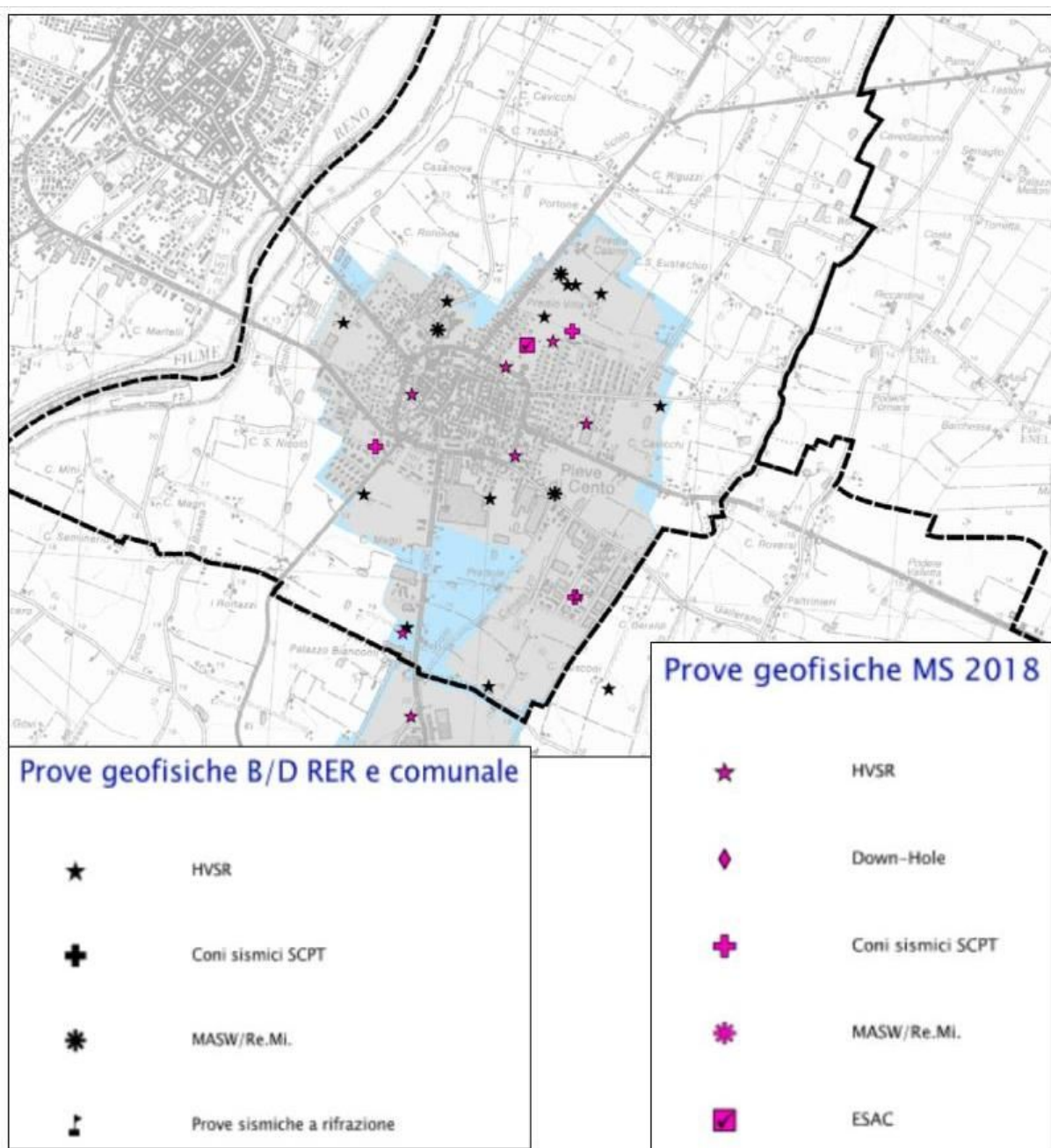


Figura 4.2- Localizzazione delle indagini geofisiche (di repertorio e di nuova esecuzione) disponibili per lo studio di microzonazione sismica

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:

- ✓ investigare areali urbani con scarse informazioni di sottosuolo, come ad esempio agglomerati posti in territorio rurale;
- ✓ fornire la caratterizzazione sismostratigrafica più raffinata del sottosuolo negli insediamenti urbani principali, più "vulnerabili" (es. centri storici) e già inclusi in zone suscettibili di effetti locali (es. potenzialmente liquefacibili). In tal senso, nelle aree urbane caratterizzate da

elevata densità insediativa (residenziale e/o produttiva) sono stati eseguiti sondaggi a carotaggio continuo (uno per ogni Comune) prelievo di campioni e ulteriori indagini geofisiche (“Coni Sismici” ed ESAC/SPAC) per la caratterizzazione sismostratigrafica profonda;

- ✓ proporre una “base dati” (geognostica, geofisica e di “laboratorio terre”) di riferimento per gli ulteriori approfondimenti sismici nelle aree dell'Unione caratterizzate da effetti locali. I precedenti studi di pericolosità sismica territoriale hanno 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 dell'Unione Reno Galliera sono state complessivamente eseguite le seguenti indagini:

n. 8 sondaggi a carotaggio continuo spinti fino a -40 metri di profondità (i due sondaggi eseguiti a Castel Maggiore e Funo di Argelato sono stati sistemati per eseguire prove sismiche in foro Down-Hole);

n. 63 penetrometrie CPTU di cui n.43 spinte fino a -20 metri di profondità e n.20 spinte fino a rifiuto tecnico e comunque fino a una profondità massima di -40 metri;

n. 2 prove sismiche in foro Down-Hole spinte fino a -40 metri (eseguite nei due sondaggi di Castel Maggiore e Funo di Argelato);

n. 20 “Coni Sismici” anch'essi spinti fino a rifiuto tecnico dello strumento e comunque fino a una profondità massima di -40 metri;

n. 14 stendimenti sismici in array bidimensionale ESAC con geometrie tali da consentire l'elaborazione di modelli sismostratigrafici da 150 metri a oltre 250 metri di profondità

n. 10 stendimenti in array lineare MASW/RE.MI

n. 91 registrazioni dei microtremori sismici con tecnica HVSr. 20 registrazioni sono state prolungate fino a 60 minuti.

Sono state infine eseguite prove di laboratorio su campioni indisturbati e disturbati (almeno 8 campioni per sondaggio). Per ogni sondaggio sono state eseguite: prove di classificazione geotecnica; prove di Colonna Risonante (almeno 3) e di taglio dinamico; prove di Vs/Vp.

Nello specifico, per il territorio del Comune di Pieve di Cento, sono state effettuate le seguenti indagini:

- *n. 1 sondaggio a carotaggio continuo* → spinto fino a 40 metri di profondità ed eseguito nel Capoluogo in area verde di proprietà comunale. Si è utilizzata una sonda autocarrata (foto 4.1). La terebrazione è proceduta con l'utilizzo di carotieri di diametro pari a 101 mm di tipo semplice T1 e a corona normale, e hanno consentito il campionamento in continuo per la conseguente ricostruzione stratigrafica del terreno. Sono state effettuate manovre di carotaggio di lunghezza <1,5 m per consentire il miglior recupero dei sedimenti in termini di quantità e di minor disturbo. Il carotaggio estratto è stato sistemato in cassette catalogatrici in PVC per la successiva conservazione in luogo riparato.

Durante l'esecuzione del sondaggio sono stati prelevati n. 4 campioni indisturbati mediante appositi campionatori a pareti sottili tipo “Osterberg”, spinti a pressione nei sedimenti da terebrare, limitando il disturbo per compressione sul campione. Tutti i campioni indisturbati

sono stati sigillati su entrambe le estremità della fustella con paraffinatura a caldo e chiusura con tappo. I campioni indisturbati hanno consentito di espletare specifiche prove di laboratorio (tessiture; limiti di Atterberg; prove di colonna risonante).

Foto 4.1 – Esecuzione del sondaggio a Pieve di Cento



- ✓ *n. 7 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 4.2). Le penetrometrie sono state spinte fino a -20 metri di profondità per 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). Tre prove sono state eseguita con mezzo semovente superpesante da ISMGEO, per consentire l'esecuzione contemporanea di altrettante prove SCPTU (“Cono Sismico”) profonde fino a -40 metri.

Foto 4.2 – Prova CPTU eseguita nel Capoluogo in via 25 Aprile con associata una registrazione sismica HVSR



- ✓ *n. 3 prove sismiche con “Cono Sismico” (SCPTU)* → realizzate con strumento penetrometrico con contrasto totale di 20 t montato autocarro pesante ISMGEO. Tale prova associa le

caratteristiche della prova down-hole (prova DH) a quelle della prova penetrometrica statica (nel nostro caso prove CPTU). 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 V_s . 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.

- ✓ *n. 1 prova sismica in array bidimensionale ESAC* → la necessità di disporre di modelli sismostratigrafici profondi (il più accurati possibile) a supporto dei successivi approfondimenti sismici di RSL numerica, impone di investigare profondità ben superiori ai 30 metri. Per questo studio, è stato elaborato un modello sismostratigrafico profondo oltre 300 metri (Capoluogo) 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 il 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. 7 misure di microtremore sismico a stazione singola* → Le misure puntuali ad alta risoluzione di sismica passiva sono state eseguite con tromografo digitale "Tromino" 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). 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.
- ✓ *n. 3 prove di colonna risonante (RC)* → Eseguite su campioni rappresentativi di sedimenti fini prelevati con il sondaggio eseguito per questo lavoro nel Capoluogo. La prova di colonna risonante consente di determinare il modulo di taglio G e lo smorzamento dei

terreni al variare delle deformazione di taglio imposta, da valori molto piccoli (intorno a 10–5%) fino a circa 10–2%. Viene largamente impiegata in tutti i casi in cui i terreni sono sottoposti a sollecitazioni dinamiche (sisma), per le analisi di deformazione dei terreni e di propagazione delle onde. Sono prove particolarmente utili per le analisi numeriche di risposta sismica locale. Il sistema elettromagnetico è alimentato da un generatore di onde sinusoidali a frequenza variabile. Il segnale elettrico utilizzato per produrre la torsione e quello dell'accelerometro, che misura il moto della testa, sono visualizzati sugli assi X–Y di un oscilloscopio e danno luogo ad una configurazione ellittica quando il campione è in risonanza (figura 4.3).

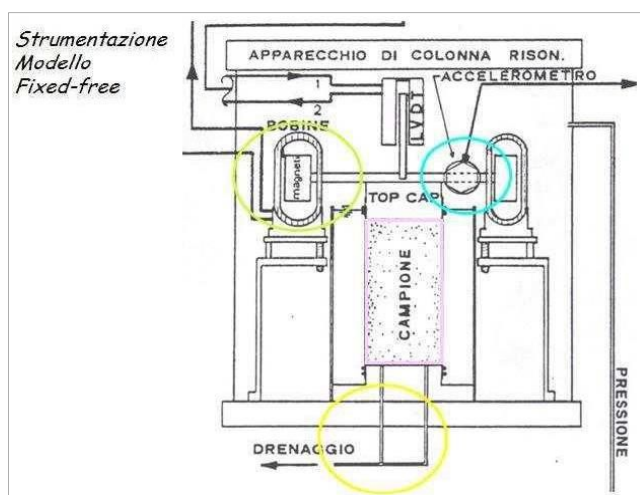


Figura 4.3– Schema della colonna risonante di tipo "Fixed - free" (fonte: sito ISMGEO)

I valori della frequenza di risonanza e dell'accelerazione indotta sono utilizzati per il calcolo del modulo di taglio e delle deformazioni. La curva di decadimento, prodotta interrompendo in risonanza l'eccitazione torsionale, permette di valutare lo smorzamento del materiale espresso come percentuale dello smorzamento critico.

- ✓ *n. 1 prova triassiale con misura locale delle deformazioni (TxCAU)* → questa prova triassiale speciale è stata eseguita su campione indisturbato con strumentazione esclusiva ISMGEO. La strumentazione è dotata di trasduttori di spostamento di non contatto per la misura locale delle deformazioni verticali e radiali in quanto per misurare la rigidità dei terreni nel campo delle piccole deformazioni ($0.001\% < e < 1\%$), è necessario fare ricorso a misure locali del cedimento e del carico assiale. Per la misura delle deformazioni assiali e radiali si sono utilizzati rispettivamente quattro trasduttori di spostamento verticali, posizionati diametralmente opposti rispetto al provino ad interasse verticale di 60 mm (nel caso di provino con $D=50$ mm), e due radiali. Le prove TxCAU abbinate alle prove CR consentono di ricavare curve di decadimento dei materiali "complete" rispetto alla sola prova RC e cioè fino a livelli deformativi pari al 1%.
- ✓ *n. 8 prove di classificazione* → sono state effettuate prove di classificazione dei sedimenti, prelevati dai campioni indisturbati e da campioni disturbati del sondaggio. Le prove di classificazione sono state eseguite secondo gli usuali standard di procedura per campioni di terreni: AGI (Associazione Geotecnica Italiana), UNI e ASTM (Volume 04.08 Soil and Rock). Le prove hanno stimato contenuto d'acqua; peso di volume; limite liquido e plastico; fuso granulometrico completo.

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 dei Comuni dell'Unione Reno Galliera 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 Pieve di Cento 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 e, in particolare, sugli esiti delle analisi tessiturali e di classificazione dei campioni prelevati. Occorre tuttavia precisare che si è potuto disporre di campioni prelevati nei primi metri di sottosuolo in pochi sondaggi di repertorio. Per questo motivo, si è deciso di considerare anche gli esiti tessiturali delle prove penetrometriche. In particolare, le prove CPTU di repertorio (delle quali 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 tessiturale 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 Pieve di Cento evidenziano come i sedimenti superficiali siano riconducibili alla classe geotecnica USCS/AGI "CL" (Argille di media-bassa plasticità; argille ghiaiose o sabbiose; argille limose) negli areali di facies

5.2 Indagini sulle proprietà dinamiche dei sedimenti

Le risorse economiche disponibili per questo studio hanno consentito di effettuare una campagna di indagini di laboratorio finalizzate alla valutazione delle proprietà dinamiche dei sedimenti (prove di “Colonna risonante” con abbinata una prova triassiale con misura locale delle deformazioni TxCAU). Queste prove, effettuate nei campioni indisturbati prelevati dai sondaggi eseguiti nei Comuni dell'Unione Reno Galliera (figura 5.2), hanno permesso di ricavare un archivio che raccoglie curve di decadimento (damping e moduli di taglio) su diversi litotipi sollecitati da impulso sismico distribuiti nei primi 40 metri di sottosuolo. In questo modo, i Professionisti che opereranno nel territorio avranno a disposizione dati sismostratigrafici locali fondamentali per lo sviluppo dei modelli numerici di RSL.

Per quanto riguarda Pieve di Cento gli esiti delle curve combinate CR+TX ricavate dal campione SHS4 non sono risultate purtroppo correlabili per la disomogeneità tessiturale dei differenti provini di prova.

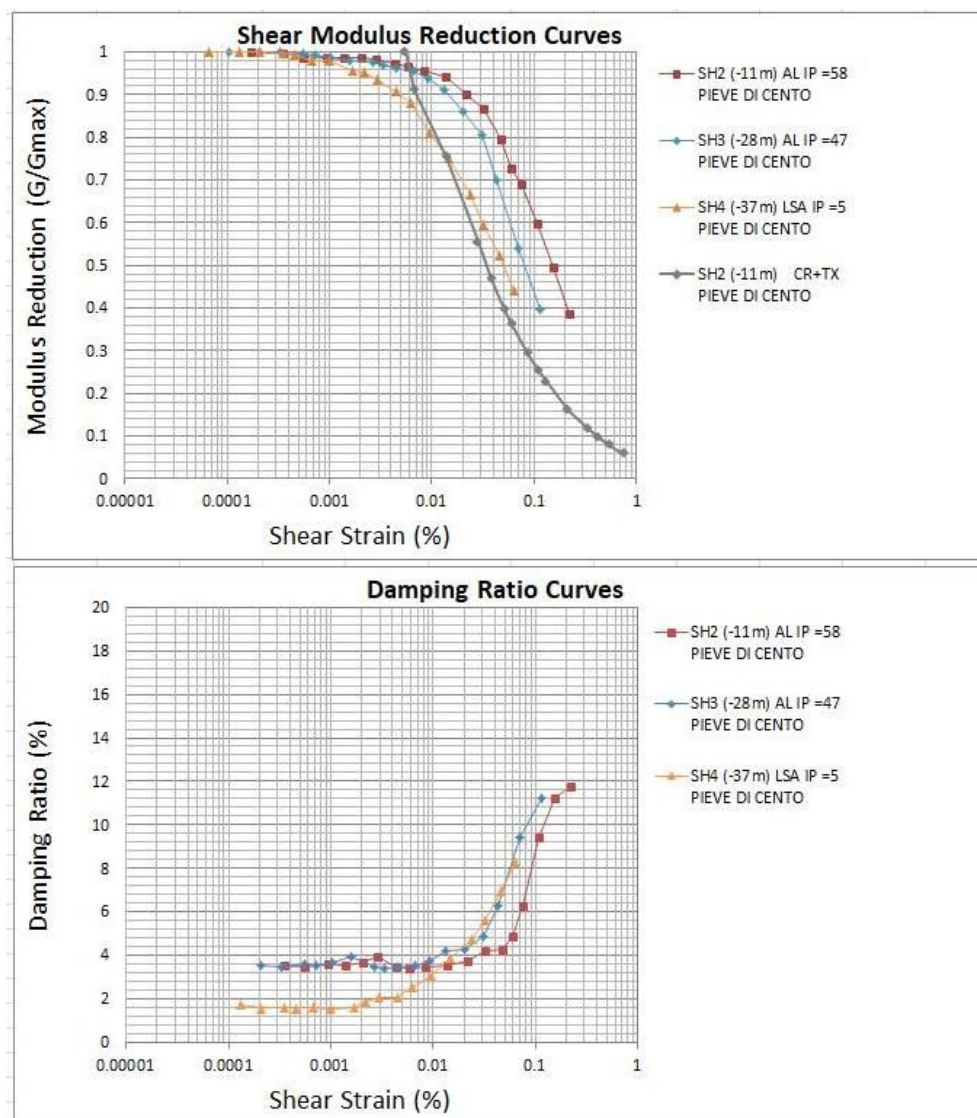


Figura 5.2 - Curve di decadimento dei sedimenti fini di Pieve di Cento (sondaggio eseguito nel Capoluogo)

5.3 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 (figure 5.3 e 5.4). Si tratta di sezioni geologiche profonde elaborate dal Servizio Geologico della Regione Emilia Romagna nell'ambito degli studi del progetto CARG. Sono inoltre disponibili le sezioni geologiche pubblicate nella Carta d'Italia alla scala 1:50.000 (ISPRA). Sono state inoltre realizzate per questo studio nuove sezioni geologiche, basate sulle terebrazioni disponibili (penetrometrie; sondaggi).

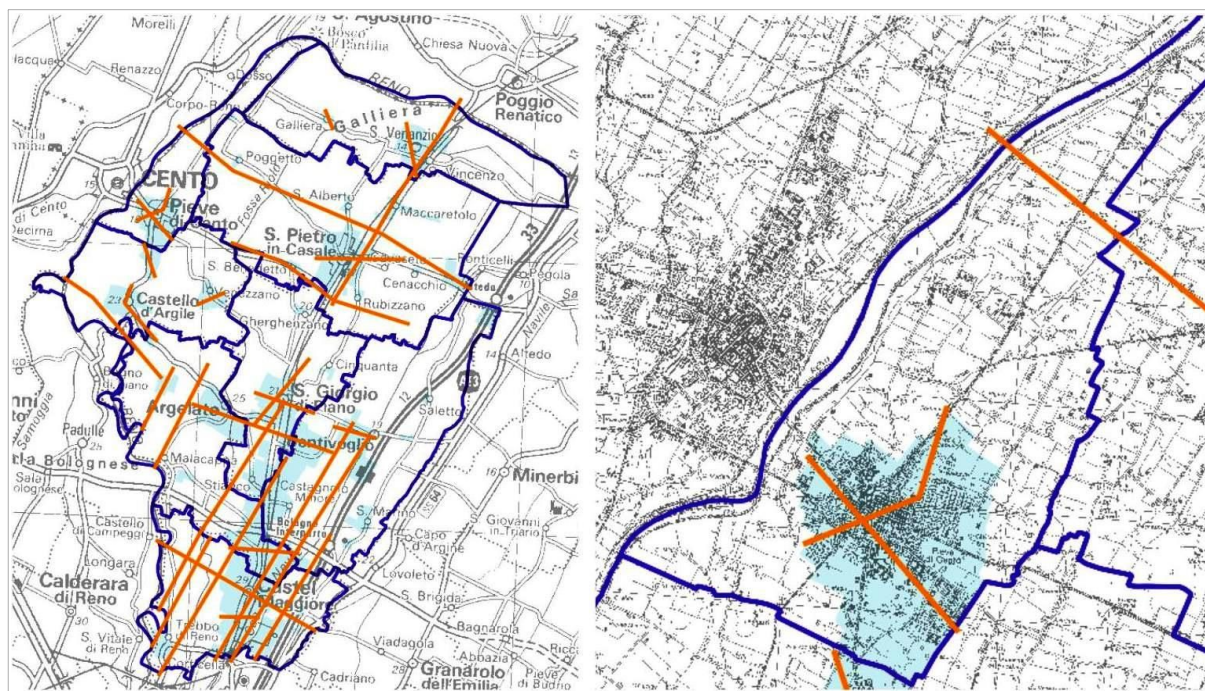


Figura 5.3 – Sezioni litotecniche di riferimento per lo studio di MS (Unione Reno Galliera e dettaglio di Pieve di Cento)

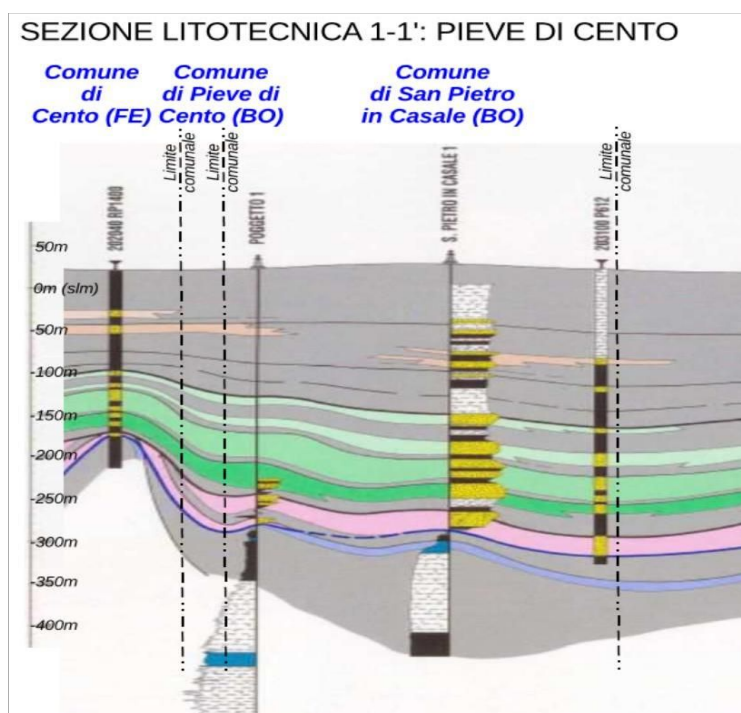


Figura 5.4 – Sezione litotecnica RER (rinominata 1-1' per questo studio)

Per territorio urbano di Pieve di Cento sono state elaborate due nuove sezioni litotecniche. In particolare, la sezione 3-3'-3" (figura 5.5) è passante in adiacenza al sondaggio realizzato nel Capoluogo per questo studio (profondità: 40 metri). Le nuove sezioni permettono di schematizzare le litologie prevalenti e in particolare l'estesa correlabilità laterale dei depositi di "crevasse" recente del fiume Reno fino a 5÷6 metri (alternanze di limi e livelli sabbiosi sciolti) e gli intervalli sabbiosi (canali di rotta) di modesto spessore ma diffusi nei primi 5÷10 metri, soprattutto nel settore sud-orientale del Capoluogo.

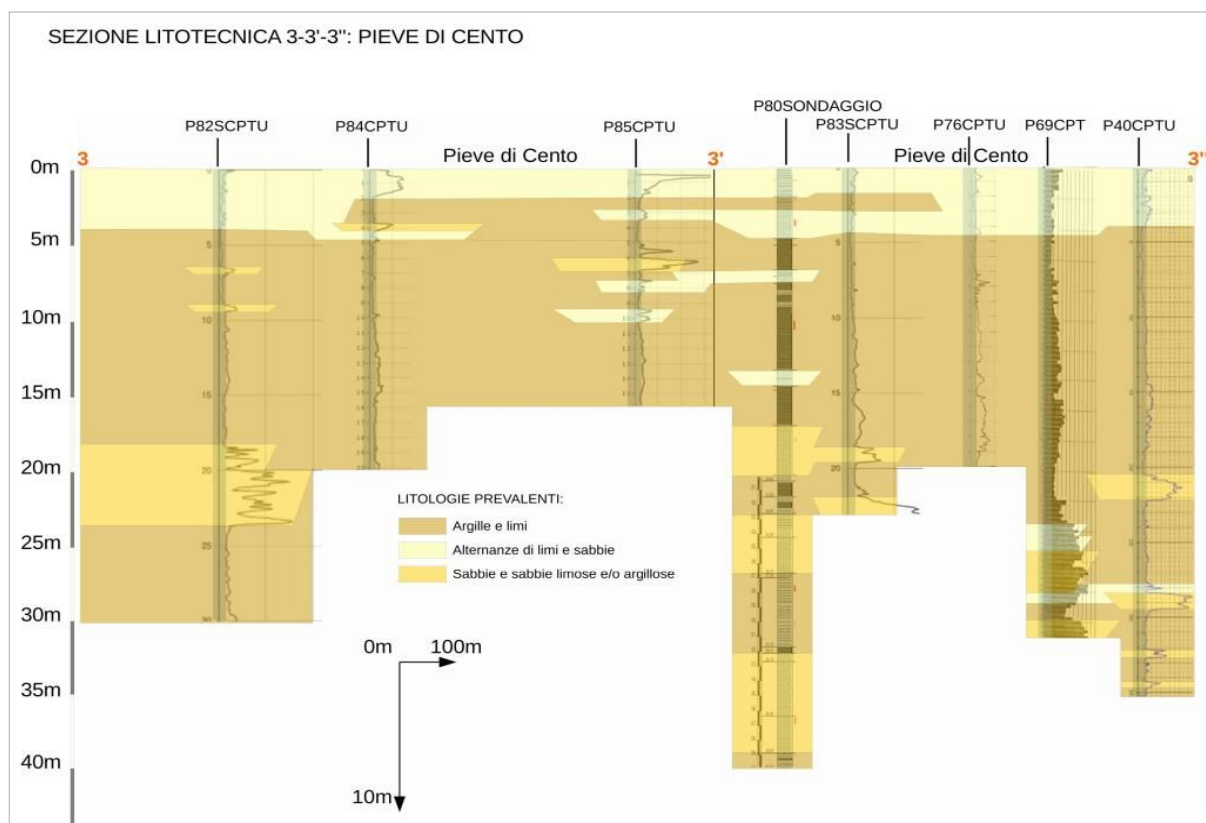
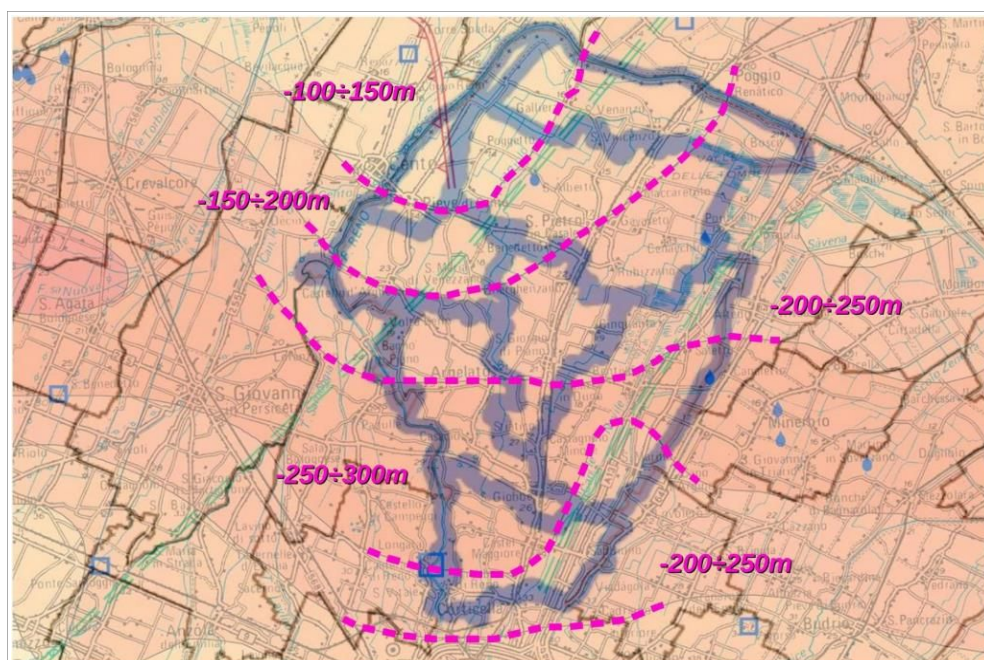


Figura 5.5- Sezione litotecnica 3-3'-3" (Capoluogo) elaborata per questo studio

Figura 5.6 - Stralcio della Carta Sismotettonica della Regione Emilia-Romagna ed aree limitrofe (RER, 2016). Sono sovrapposti i confini comunali dei Comuni dell'Unione Reno e rimarcate le isobate della base del Sistema AES (m slm)



Un ulteriore e 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 5.6, evidenzia la profondità della base del Sintema Emiliano – Romagnolo Superiore AES (cfr. capitolo 3).

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 anticipato (capitolo 3), il territorio meridionale dell'Unione (Castel Maggiore; Argelato; Bentivoglio; San Giorgio di Piano) è collocabile in contesto di depressione sinclinale, con spessori del Sintema AES variabili da circa 300 metri (Castel Maggiore; Argelato) a circa 150 metri (Pieve di Cento) come ricostruito in figura 5.6.

Dal punto di vista sismostratigrafico, il sottosuolo dell'Unione Reno Galliera è stato investigato da numerose prove geofisiche (“Coni Sismici” fino a -40 metri; sondaggi con prove “Down-Hole” fino a -40 m eseguiti a Castel Maggiore e Funo di Argelato). Sono state inoltre eseguite ben 14 array sismici bidimensionali ESAC, con ampie aperture delle antenne sismiche per ricavare profili sismostratigrafici profondi oltre 250 metri. La figura 5.7 propone un confronto tra sismostratigrafie ESAC eseguite in alcuni Capoluoghi (Pieve di Cento; San Pietro in Casale; San Giorgio di Piano) o principali nuclei urbani/produttivi (Funo di Argelato): gli esiti evidenziano i decrementi di rigidità/Vs dei sedimenti alluvionali profondi (spessore AES) tra i differenti luoghi investigati. La diminuzione della complessiva rigidità dei sedimenti è principalmente da correlare ai passaggi tessiturali progressivamente più fini verso settentrione (cfr. paragrafo 3.1).

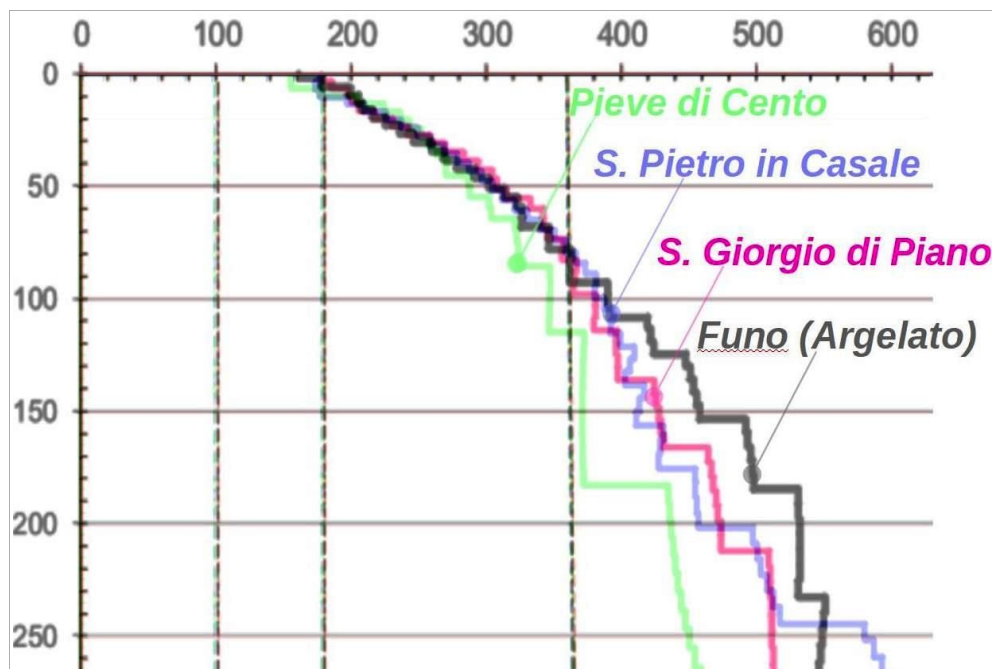


Figura 5.7- Confronto tra alcune sismostratigrafie ESAC elaborate per l'aggiornamento della microzonazione sismica dei Comuni dell'Unione Reno Galliera

La figura 5.8 localizza le indagini geofisiche di repertorio e di nuova esecuzione utilizzate per la stima delle Vs equivalenti: si può constatare come gli esiti più attendibili di Vs30 indichino valori compresi tra circa 193 m/s e 209 m/s).

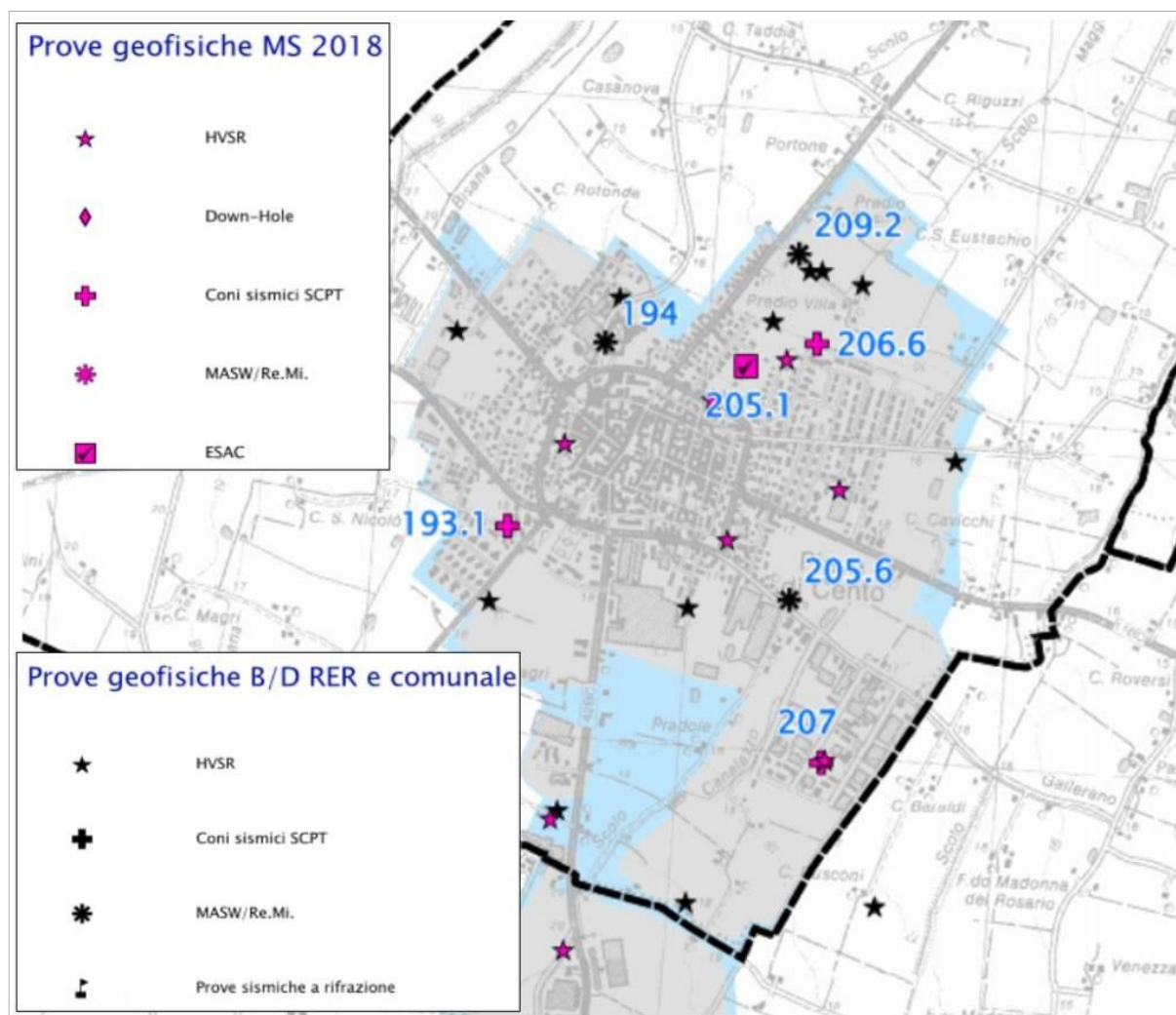


Figura 5.8 – Indagini geofisiche disponibili nel territorio di Pieve di Cento con calcolo della V_{s30} . È indicata anche la tipologia di prova

Occorre precisare che le indagini ESAC forniscono esiti di V_s superficiale tendenzialmente meno dettagliati rispetto ad altre indagini dirette (es. “Cono Sismico” e “Down-Hole”) e indirette (MASW/Re.Mi) in conseguenza del maggior passo tra i geofoni dello stendimento bidimensionale (geometria che, tuttavia, consente una maggiore profondità di investigazione).

Le registrazioni sismiche dei microtremori HVSr evidenziano amplificazioni spettrali H/V relativamente omogenee: tutto il territorio dell'Unione Reno Galliera (figura 5.9) è stato attribuito alla classe di frequenza fondamentale “ $0,6 \text{ Hz} < f_0 \leq 1 \text{ Hz}$ ”, correlabile alla presenza di principali riflettori sismici a profondità comprese tra 200 metri 100 m dal p.c. Unica eccezione, il settore occidentale del Comune di Castel Maggiore (Trebbo di Reno; Torre Verde) ove si registrano massimi spettrali H/V a frequenze più alte ($2,3 \div 3,4 \text{ Hz}$) per la presenza di banchi ghiaiosi del Fiume Reno.

Le cartografie delle frequenze naturali dei terreni delimitano areali caratterizzati da ulteriori frequenze di vibrazione da ritenersi significative ai fini della risposta sismica locale. In questo senso, il settore nord occidentale dell'Unione Reno Galliera (compreso nei Comuni di Argelato, Castello d'Argile, Pieve di Cento e San Pietro in Casale); è spesso caratterizzato da ulteriori e moderati picchi H/V a frequenze medio-basse (attribuiti alla classe di frequenza “ $1 \text{ Hz} < f_1 \text{ e/o } f_2 \leq 2 \text{ Hz}$ ”) e correlabili al tetto di intervalli sabbiosi (del fiume Reno) situati a profondità

comprese tra -100 m e -30 m circa. Sono intervalli granulari di modesto spessore e rigidità, tuttavia la moderata amplificazione di questi riflettori è legata alle caratteristiche litotecniche dei sedimenti che li sovrastano (prevalentemente argille e limi scarsamente consistenti). In alcuni areali più settentrionali di San Pietro in Casale (es. Massumatico) e Galliera si riscontrano altre e moderate amplificazioni spettrali H/V a frequenze medio-alte (classe di frequenza “2 Hz < f_1 e/o $f_2 \leq 8$ Hz), anch'essi correlabili alla presenza di intervalli sabbiosi (scarsamente addensate) a profondità comprese tra 30 m e 10 m circa e sovrastati da argille e limi poco consistenti.

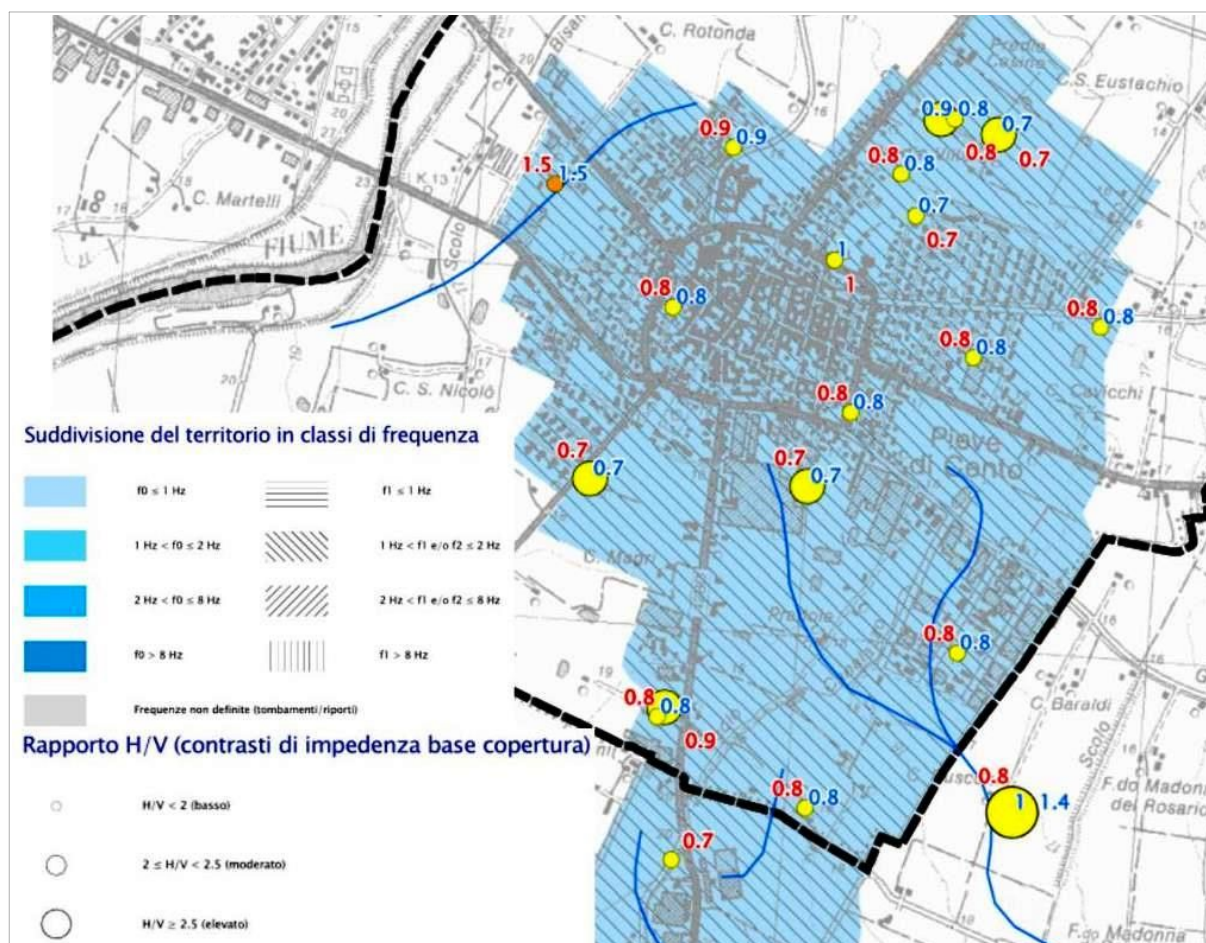
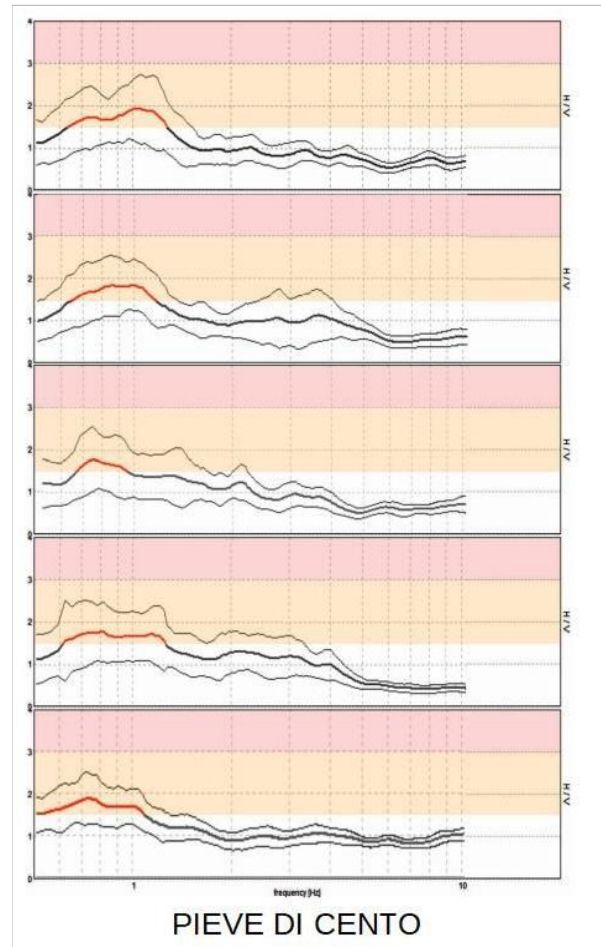


Figura 5.9 – Suddivisione del territorio urbano/urbanizzabile di Pieve di Cento in classi di frequenza naturale dei terreni. I colori rappresentano classi differenti. L'ampiezza dei cerchi classifica le massime amplificazioni spettrali ricavate dalle registrazioni HVSR

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.

La figura 5.10 propone spettri di amplificazione H/V ricavati da registrazioni dei microtremiti HVSR nel territorio di Pieve di Cento. I grafici delle prove HVSR evidenziano in colore rosso i principali alti spettrali ($H/V > 1,5$). Le registrazioni tromografiche effettuate nel Capoluogo ricavano frequenze fondamentali f_0 in prevalenza comprese tra 0,7 Hz e 0,8 Hz e con amplificazioni anche “moderate” ($2 \leq H/V < 3$) per la presenza di spessori sabbiosi del fiume Reno (tetto unità alluvionale AES6?).

Figura 5.10 - Confronto tra spettri H/V ricavati da registrazioni HVSR nel Comune di Pieve di Cento



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 i Comuni dell'Unione Reno Galliera sono già dotati 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 dell'Unione Reno Galliera, le informazioni di sottosuolo profonde disponibili (sezioni geologiche; sondaggi RER e AGIP; dati ricavati da MASW/REMI, ESAC, “Coni Sismici” e “Down-Hole”) 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 5.3), le registrazioni HVSR evidenziano amplificazioni spettrali H/V relativamente omogenee e tutto il territorio dell'Unione Reno Galliera (escludendo il settore occidentale del Comune di Castel Maggiore) è stato attribuito 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 Sintema 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 costruzioni⁶. 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

⁶ Fonte: "Rapporto preliminare sui diffusi fenomeni di liquefazione verificatisi durante il terremoto in pianura padana emiliana del maggio 2012", C. Crespellani et Al., 2012.

condizioni di propensione alla liquefazione dei sedimenti, basata innanzitutto sugli 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 (ad esclusione del settore occidentale del territorio di Caste Maggiore).

Gli accertamenti tessiturali sono risultati più più accurati rispetto ai precedenti studi, grazie agli ulteriori dati direttamente ricavati da sondaggi di repertorio (fusi granulometrici; limiti di Atterberg; prove di taglio; ecc.). Tuttavia l'ampiezza del territorio urbanizzato/urbanizzabile ha imposto un'ulteriore interpretazione tessiturale delle penetrometrie: dati numerici e/o grafici resistenze.

I dati numerici disponibili (199 prove CPTE/CPTU compressive, delle quali 23 a Pieve di Cento), 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.

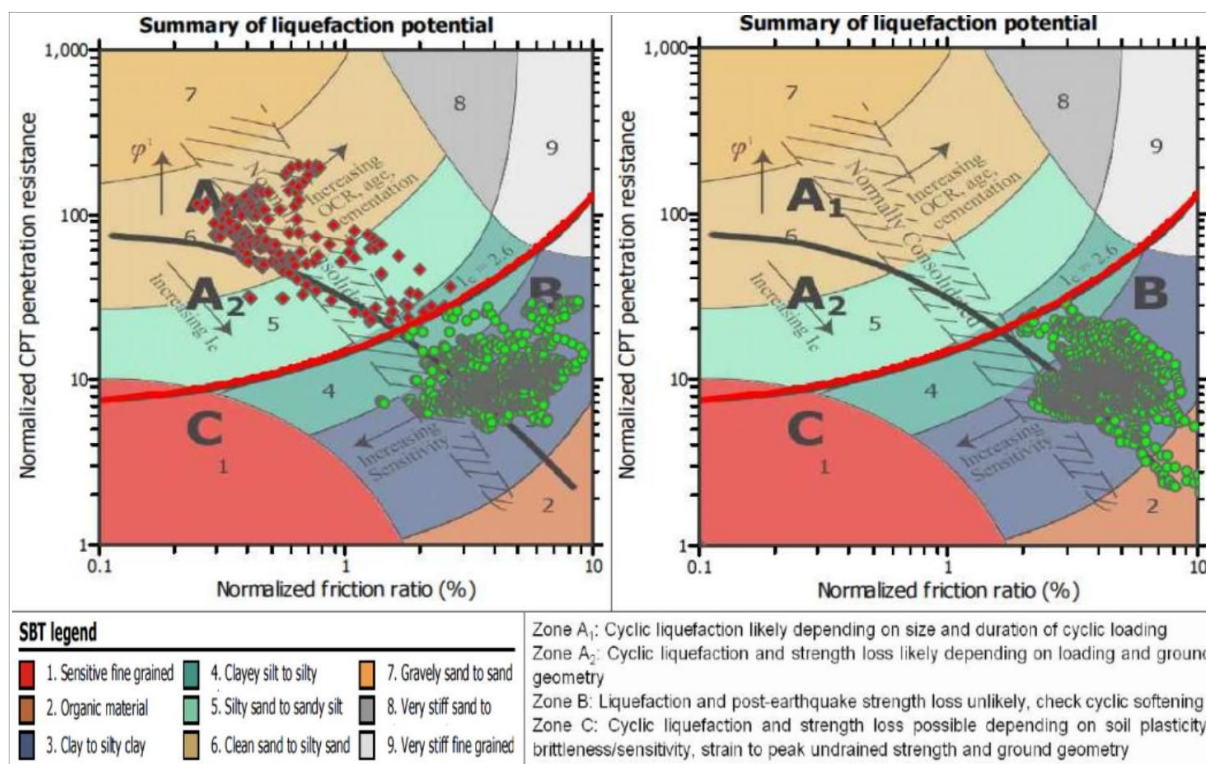


Figura 6.1 – Plottaggio degli esiti penetrometrici sulla Carta della classificazione di P.K. Robertson (1990; 2009)

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 delle quali si è potuto disporre dei soli grafici in formato cartaceo. In conclusione, solo per il territorio di Pieve di Cento si è potuto disporre di 78 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.

Le prove geognostiche (figura 6.2), sono state classificate basandosi sulla metodologia già adottata dal SGSS regionale per gli studi di microzonazione sismica⁷ 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.

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

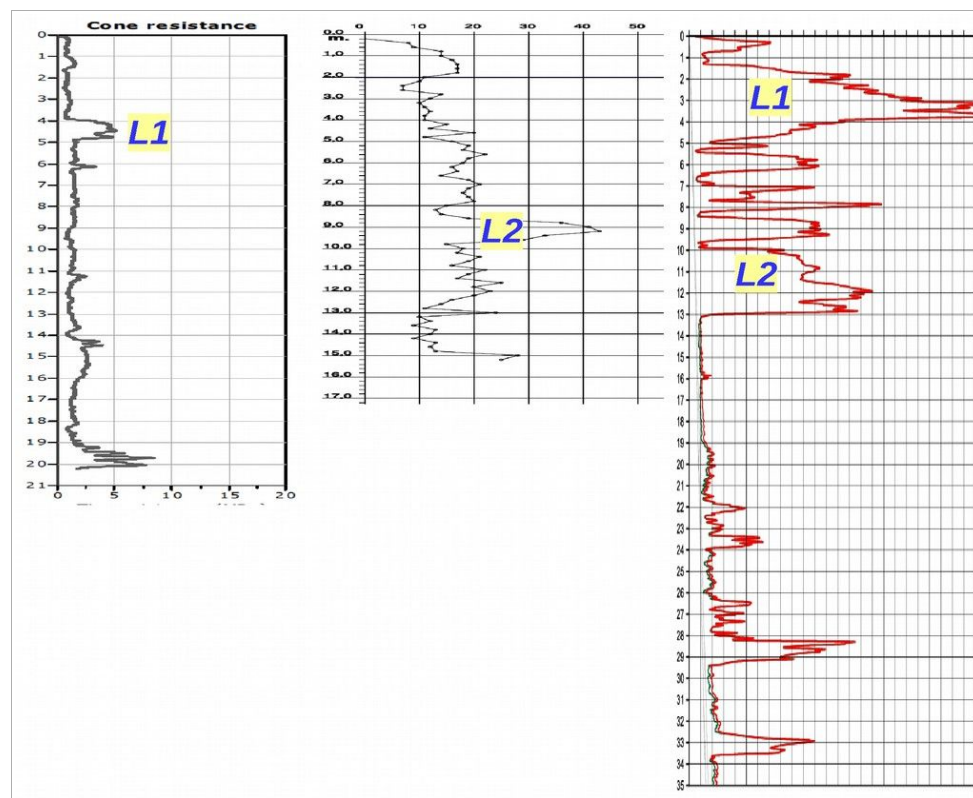


Figura 6.2 – Esempi di interpretazione dei diagrammi di prove CPT e CPTU per l'identificazione di condizioni predisponenti la liquefazione

⁷ Vedi tavole MOPS elaborate per i Comuni ai sensi dell'Ordinanza del Commissario delegato n. 70/2012).

La figura 6.3 riporta una sintesi della classificazione dei punti di controllo dell'intero territorio comunale, relativamente alla presenza di intervalli “L1” e “L2” nei primi 10 metri di sottosuolo.

Per quanto riguarda il Comune di Pieve di Cento, i dati geognostici evidenziano come il capoluogo sia caratterizzato fino a 5÷6 metri di profondità da depositi di trascinamento recente, con alternanze di limi e livelli sabbiosi. Soprattutto nel settore sud-orientale del Capoluogo, si riscontrano intervalli di sabbie sciolte (canali di rotta) di modesto spessore, tuttavia diffusi nei primi 5÷10 metri. Si tratta di un contesto molto eterogeneo che conduce ad esiti di potenziale liquefazione molto variabili e per questo motivo costringe a una classificazione cautelativa e a prevedere ulteriori approfondimenti alla scala puntuale.

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

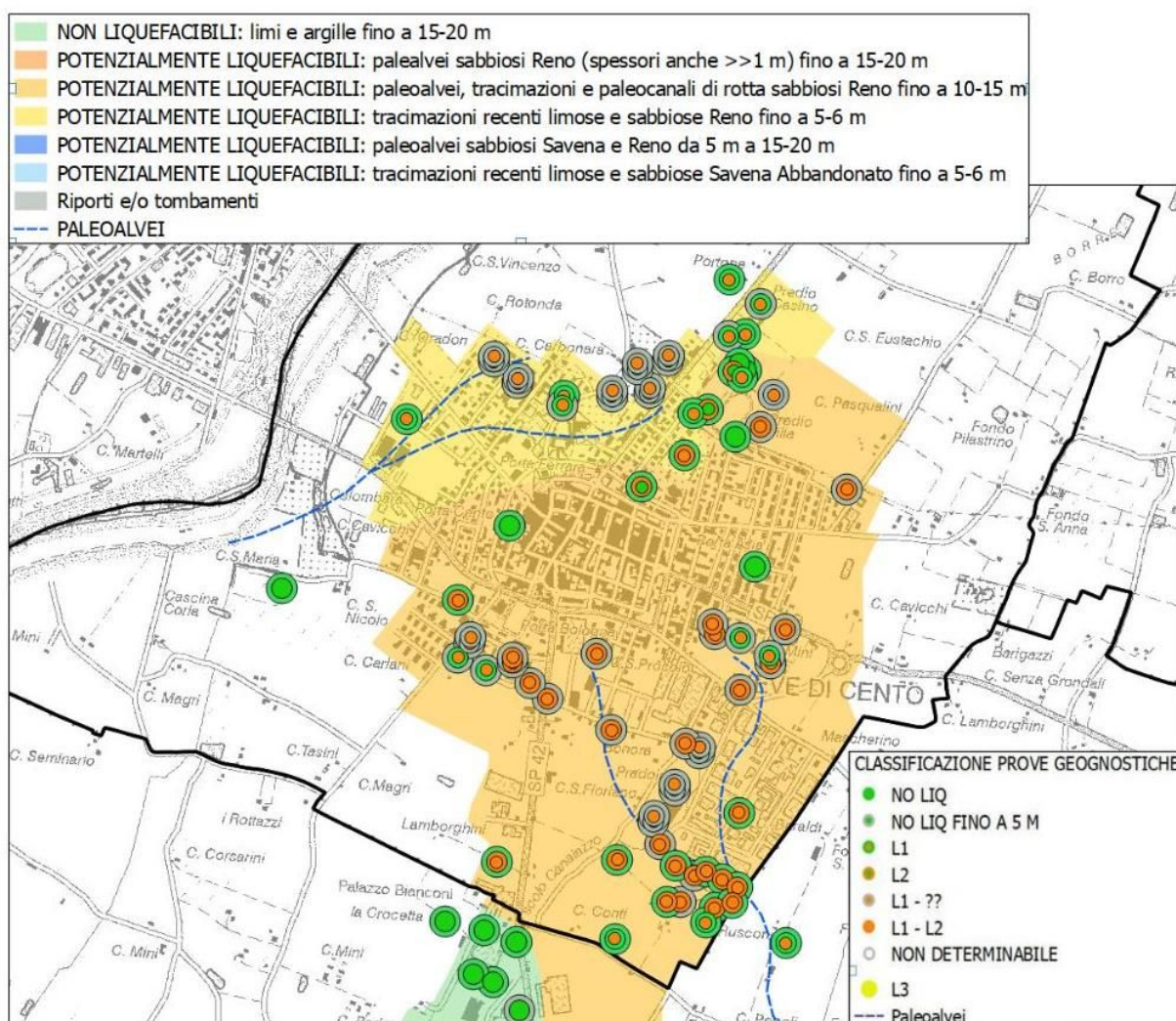


Figura 6.3 – Classificazione dei punti di controllo geognostici finalizzata alla ricostruzione delle zone di potenziale liquefabilità in base alla presenza di strati granulari in falda

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 Pieve di Cento, 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 dell'Unione Reno Galliera (tuttavia non riscontrate nel territorio di Pieve di Cento). 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 (in blu le MOPS relative al territorio di Pieve di Cento)

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	Trebbo (Castel Maggiore)	MARGINE A	VSH15 =200	2,1	2,5	2,6	--	Coperture alluvionali fini sovrastanti altri depositi alluvionali prevalentemente grossolani (alternanze di ghiaie, sabbie, limi e argille)
2002	Torre Verde (Castel Maggiore)	MARGINE A	VSH20 =200	2,1	2,5	3,1	--	Coperture alluvionali fini con intervalli sabbiosi insaturi sovrastanti altri depositi alluvionali prevalentemente grossolani (alternanze di ghiaie, sabbie, limi e argille)
2003	Territorio diffuso (Argelato; Bentivoglio; C. Maggiore; S. Giorgio di	PIANURA 2	VS30=200	1,7	2,0	3,0	3,3	Coperture alluvionali limoso argillose fino a 15-20 metri sovrastanti altri depositi alluvionali

	Piano; S.P. in Casale)							(alternanze di limi, argille e sabbie)
2004	Malacappa (Argelato)	PIANURA 2	VS30=200	1,7	2,0	3,0	3,3	Coperture alluvionali limoso sabbiose superficiali insature poi argille e limi prevalenti fino a 15-20 metri sovrastanti altri depositi alluvionali (alternanze di limi, argille e sabbie)
2005	Territorio diffuso (C. d'Argile; Galliera; S.P. in Casale)	PIANURA 2	VS30=200	1,7	2,0	3,0	3,3	Coperture alluvionali argilloso limose di bassa consistenza fino a 5-6 m poi ancora argille e limi fino a 15-20 metri 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 prevalentemente riconducibili a situazioni di potenziale propensione alla liquefacibilità e in alcuni casi riconducibili a terreni caratterizzati da riporti e/o tombamenti e cave (sono desunte dai dati di repertorio e dall'analisi della CTR).

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 complessivo dell'Unione Reno Galliera e interferenti con il territorio urbanizzato:

Tabella 7.2 (in blu le MOPS relative al territorio di Pieve di Cento)

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
300502006	Territorio diffuso (Argelato; Bentivoglio; C. Maggiore; S.Giorgio di Piano)	PIANURA 2	VS30=200	1,7	2,0	3,0	3,3	Intervalli sabbiosi e sabbioso limosi saturi di spessore anche significativo (>>1 m) da 3-5 m a 15-20 m (paleovalve Reno)
300502007	Territorio diffuso (S.Giorgio di Piano; S.P. in	PIANURA 2	VS30=200	1,7	2,0	3,0	3,3	Coperture limoso sabbiose con intervalli sabbioso limosi

	Casale)							saturi fino a 15-20 m (paleoalvei Reno)
300502008	Territorio diffuso (Galliera; S.P. in Casale)	PIANURA 2	VS30=200	1,7	2,0	3,0	3,3	Coperture da argillose a limoso sabbiose con intervalli sabbioso limosi saturi da 10 m a 15-20 m (paleoalvei Reno)
300502009	Territorio diffuso (Argelato; Bentivoglio; C. Maggiore; S.Giorgio di Piano)	PIANURA 2	VS30=200	1,7	2,0	3,0	3,3	Coperture da argillose a limoso sabbiose con intervalli sabbiosi e sabbioso limosi saturi fino a 10-15 m (paleoalvei Reno)
300502010	Territorio diffuso (Galliera; S.P. in Casale)	PIANURA 2	VS30=200	1,7	2,0	3,0	3,3	Coperture da argillose a limoso sabbiose con intervalli sabbioso limosi saturi fino a 10 m (paleoalvei Reno)
300502011	Territorio diffuso (C. d'Argile; Pieve di Cento; S.P. in Casale)	PIANURA 2	VS30=200	1,7	2,0	3,0	3,3	Coperture limoso sabbiose con intervalli sabbioso limosi saturi fino a 5-10 m (tracimazioni e/o canali rotta Reno)
300502012	Territorio diffuso (Argelato; C. d'Argile; Pieve di Cento; S.P. in Casale)	PIANURA 2	VS30=200	1,7	2,0	3,0	3,3	Coperture limoso sabbiose con livelli sabbioso limosi saturi fino a 5-6 m (tracimazioni recenti Reno)
300502013	Territorio diffuso (Bentivoglio; C. Maggiore)	PIANURA 2	VS30=200	1,7	2,0	3,0	3,3	Coperture da limoso argillose a limoso sabbiose (tracimazioni fluviali recenti) con intervalli sabbiosi e sabbioso limosi saturi di spessore anche significativo (>>1 m) da 5 m a 15-20 m (paleoalvei Savena)

300502014	Territorio diffuso (C. Maggiore; S.P. in Casale)	PIANURA 2	VS30=200	1,7	2,0	3,0	3,3	Coperture limoso sabbiose con livelli sabbioso limosi saturi fino a 5-6 m (tracimazioni recenti Savena Abbandonato o Navile)
3080	Trebbo (Castel Maggiore); Argelato; Bentivoglio; S.P. in Casale)	MARGINE A	VSH15=200	2,1	2,5	2,6	--	Terreni contenenti resti di attività antropica (tombamenti/riporti)
		PIANURA 2	VS30=200	1,7	2,0	3,0	3,3	

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 direttamente ricavati da sondaggi di repertorio (fusi granulometrici; limiti di Atterberg; prove di taglio; ecc.). 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)

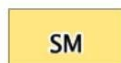
La <<Carta geologico–tecnica>>, elaborata alla scala 1:10.000, ha lo scopo di fornire ulteriori elementi per la definizione del modello di sottosuolo meno profondo, necessario per lo studio di microzonazione sismica. Tuttavia, nella pianura, si distingue nei contenuti dalla classica carta geologica e/o 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 (analisi tessiturali; classificazione dei campioni prelevati) 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 paleovalvei.

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 studio è stato suddiviso nelle seguenti classi USCS/AGI:



Sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi prevalenti – argine/barre/canali (es).



Limi argillosi e argille limose prevalenti con locali livelli di limi sabbiosi e sabbie – argine/barre/canali (es).

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 <f₀ ≤ 1 Hz

1 Hz <f₀ ≤ 2 Hz

2 Hz <f₀ ≤ 8 Hz

f₀ > 8 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 < 2 (ampiezze basse)

2 ≤ H/V ≤ 2,5 (ampiezze moderate)

H/V > 2,5 (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 (f₁; f₂) 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_{s₃₀}) oppure della V_{sH} (solo per Trebbo e Torre Verde in Comune di Castel Maggiore).

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").

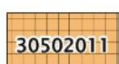
Informazioni relative alle tipologie d'indagine e agli esiti delle V_s misurate nelle aree di approfondimento, sono riportate nei precedenti capitoli a cui si rimanda per eventuali approfondimenti.

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

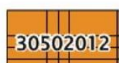
La cartografia MOPS, elaborata alla scala 1:10.000, rappresenta la suddivisione del territorio comunale studiato in "Zone stabili suscettibili di amplificazione" e in "Zone di attenzione per instabilità". Tale carta rappresenta l'elaborato fondamentale della microzonazione sismica di livello 1.

Ciò detto, nel territorio urbano/urbanizzabile non è stato possibile discriminare con sicurezza zone stabili suscettibili di amplificazione per il contesto deposizionale più recente (fino a 5÷10 metri), come già descritto nei paragrafi 5.2, 5.3 e 6.2.

La presenza di strati granulari e scarsamente coesivi (limi e sabbie) ha imposto di delimitare due differenti "Zone di attenzione per instabilità" in funzione del contesto deposizionale e litostratigrafico del sottosuolo fino a 15÷20 metri. Le zone di attenzione per instabilità vengono così descritte nella legenda:



ZA_LQ 11 - Coperture alluvionali limoso sabbiose con intervalli sabbioso limosi saturi superficiali e fino a profondità di 5-10 metri (depositi di tracimazioni fluviale recente e/o paleo canali di rotta Reno) poi argille e limi prevalenti 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).



ZA_LQ 12 - Coperture alluvionali limoso sabbiose con livelli sabbioso limosi saturi superficiali fino a profondità di 5-6 metri (depositi di tracimazioni fluviale recente Reno?) poi argille e limi prevalenti 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).

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

Nella seguente figura 8.1 si riportano gli schemi dei rapporti stratigrafici rappresentativi delle zone di attenzione per instabilità.

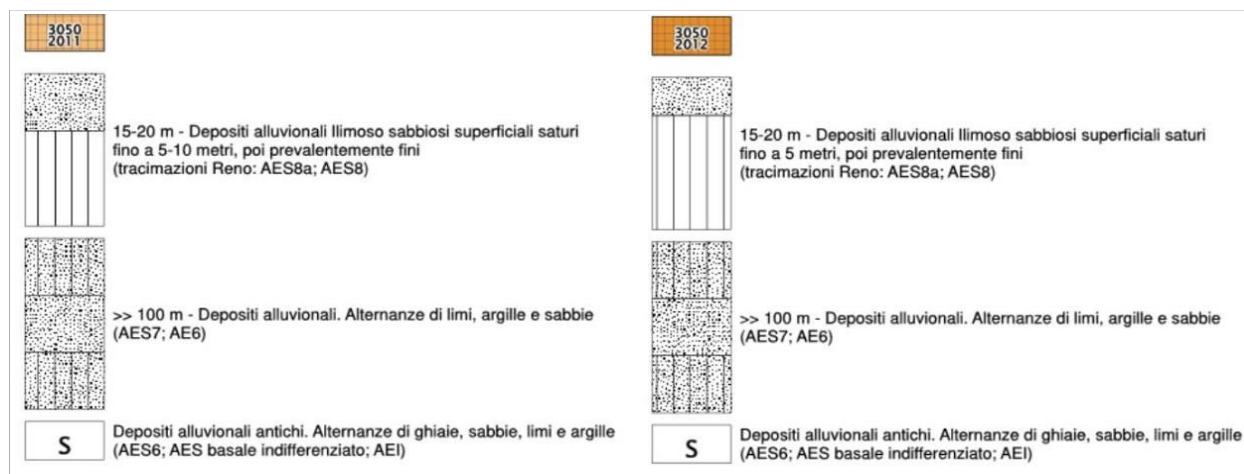


Figura 8.1 - Schemi dei rapporti stratigrafici rappresentativi delle zone di attenzione per instabilità

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/PGA_0));
- ✓ 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., Madiari 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., Madiari 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 Reno Galliera - *Relazione Geologica - Quadro Conoscitivo del PSC in forma associata (2006)*

Unione Reno Galliera - *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.