



PROTEZIONE CIVILE  
Presidenza del Consiglio dei Ministri  
Dipartimento della Protezione Civile



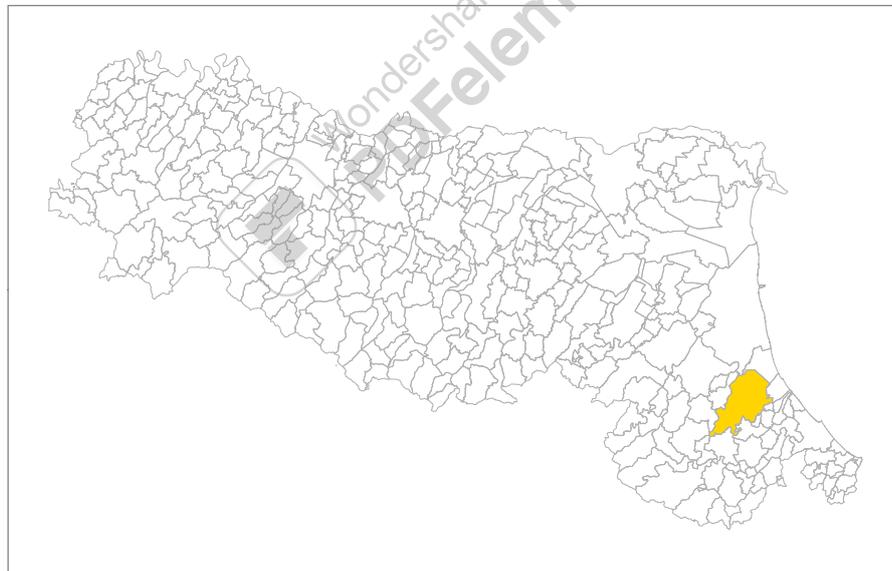
CONFERENZA DELLE REGIONI E  
DELLE PROVINCE AUTONOME

Attuazione dell'articolo 11 della Legge 24 giugno 2009. n. 77

# MICROZONAZIONE SISMICA

## Relazione illustrativa

### Regione Emilia-Romagna Comune di Cesena



Regione EMILIA ROMAGNA	Soggetto realizzatore COMUNE DI CESENA  Progettista: Dr.ssa Geol. Claudia Tomassoli  Collaboratori: Dr. Geol. Collareda-Studiosisma srl Dr.ssa Geol. Laura Guerra Dr. Geol. Jacopo Tirincanti	Data Marzo 2024    Studi di Livello 3
---------------------------	--	--

## INDICE

<b>INDICE</b> .....	<b>1</b>
<b>1 INTRODUZIONE</b> .....	<b>3</b>
<b>2 GENERALITÀ</b> .....	<b>4</b>
<b>3 ASSETTO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E IDROGEOLOGICO DELL'AREA</b> .....	<b>6</b>
<b>3.1 Inquadramento geografico</b> .....	<b>6</b>
<b>3.2 Inquadramento geologico e litologico</b> .....	<b>7</b>
3.2.1 Le formazioni dell'Appennino.....	9
La successione messiniana.....	10
3.2.2 Le coperture continentali quaternarie.....	12
<b>4 DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO</b> .....	<b>18</b>
<b>4.1 Inquadramento sismotettonico generale</b> .....	<b>18</b>
<b>4.2 Sismicità storica</b> .....	<b>22</b>
<b>4.3 Faglie capaci e sorgenti sismogenetiche</b> .....	<b>25</b>
<b>4.4 Zonazione sismica nazionale</b> .....	<b>29</b>
<b>4.5 Pericolosità sismica di riferimento</b> .....	<b>30</b>
<b>5 MICROZONAZIONE SISMICA. PRINCIPI FONDAMENTALI E FINALITÀ</b> .....	<b>33</b>
<b>5.1 Introduzione</b> .....	<b>33</b>
<b>5.2 La natura del problema</b> .....	<b>33</b>
<b>5.3 Finalità e livelli di approfondimento</b> .....	<b>35</b>
<b>6 DATI GEOTECNICI E GEOFISICI DA INDAGINI PREGRESSE E DI NUOVA REALIZZAZIONE</b> .....	<b>36</b>
<b>6.1 Indagini pregresse e di nuova realizzazione</b> .....	<b>36</b>
<b>6.2 Metodologia di elaborazione delle nuove indagini</b> .....	<b>37</b>
6.2.1 Indagine sismica di tipo passivo a stazione singola (H.V.S.R.).....	37
6.2.2 Indagine sismica di tipo passivo in array (M.A.S.W. - ESAC/SPAC - Re.Mi.).....	39
<b>7 ELABORATI CARTOGRAFICI</b> .....	<b>41</b>
<b>7.1 Carta delle indagini</b> .....	<b>41</b>
<b>7.2 Carta geologico-tecnica</b> .....	<b>42</b>
<b>7.3 Carta delle frequenze</b> .....	<b>45</b>
<b>7.4 Carta delle microzonee omogenee in prospettiva sismica</b> .....	<b>51</b>
<b>8 ELABORATI CARTOGRAFICI DELLA MICROZONAZIONE DI LIVELLO 2</b> .....	<b>58</b>
<b>9 APPROFONDIMENTI DI LIVELLO 3</b> .....	<b>63</b>
9.1 Descrizione del metodo.....	63
9.2 Analisi di riposta sismica locale nel comune di Cesena.....	70
<b>9.3 Verifiche alla liquefazione</b> .....	<b>88</b>

<b>10</b>	<b>REDAZIONE CARTOGRAFICA E CREAZIONE BASI INFORMATIVE.....</b>	<b>92</b>
<b>11</b>	<b>BIBLIOGRAFIA .....</b>	<b>94</b>
<b>12</b>	<b>ALLEGATI FUORI TESTO .....</b>	<b>95</b>



<b>Progettista:</b> <b>Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli</b>	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
--	--

## 1 INTRODUZIONE

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

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

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

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

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

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

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

Le caratteristiche geologiche del territorio possono alterare localmente e in maniera evidente l'azione sismica. Recentemente, anche in Italia (ad esempio Umbria-Marche, 1997; Salò, 2004; L'Aquila, 2010; Modenese, 2012; Amatrice-Accumuli, 2016), sono stati evidenziati livelli di danneggiamento estremamente diversi in edifici ubicati a breve distanza tra loro e aventi all'incirca le stesse caratteristiche strutturali. In alcune di queste località (ad esempio Umbria-Marche, 1997) sono state effettuate registrazioni accelerometriche durante un *aftershock*, che hanno mostrato come i livelli di scuotimento su siti in pianura, su terreni sciolti, siano stati amplificati di oltre il doppio rispetto ai siti su roccia e, inoltre, abbiano avuto una durata molto più lunga.

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

<b>Progettista:</b> <b>Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli</b>	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
--	--

## 2 GENERALITÀ

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

- scegliere opportunamente le aree in cui si dovranno posizionare le strutture di emergenza e gli edifici strategici;
- individuare le strutture e le infrastrutture che necessitano di specifiche analisi, per definirne il grado di adeguamento necessario ad evitarne il collasso in caso di sisma e, quindi, per non compromettere le loro funzioni di pubblica utilità.

Il presente studio è stato svolto un aggiornamento dei livelli 1 e 2 approvati nel 2018, secondo sia le modalità riportate negli "Indirizzi e criteri per la Microzonazione Sismica" (approvati dalla Conferenza

<b>Progettista:</b> Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
---	--

delle Regioni e delle Province autonome il 13/11/2008 e s.m.) che quelle regionali approvate con D.G.R. 476/2021 e successivo aggiornamento D.G.R. 564/2021 e un approfondimento di livello 3 **sull’instabilità per liquefazione**.

Per quanto riguarda la rappresentazione cartografica e l’informatizzazione dei dati, sono state utilizzate le indicazioni previste dagli “Standard di rappresentazione e Archiviazione Informatica” - versione 4.2.

Allo scopo di definire ancora più nel dettaglio le caratteristiche sismiche dei terreni **sono state aggiunte per il presente lavoro, ulteriori indagini geognostiche e geofisiche** (Cap. 6) nelle aree di maggiore interesse effettuate *ex-novo* in modo da ottenere informazioni più dettagliate sulla risposta sismica locale, necessaria per definire con maggior cura lo studio di MS e per restituire carte tematiche importanti per lo sviluppo urbanistico del territorio e per gli eventuali adeguamenti sismici delle strutture.

Inoltre, per gli approfondimenti del Livello 3 sono state condotte le verifiche per quantificare l’amplificazione sismica, utilizzando avanzate di risposta sismica locale, e la potenziale instabilità per liquefazione, in corrispondenza dei terreni fini saturi di pianura.

I risultati del presente lavoro, possono offrire elementi conoscitivi utili per l’adeguamento o il miglioramento di opere esistenti e per la realizzazione di quelle nuove, orientando il Progettista nella scelta degli approfondimenti specifici da eseguire.



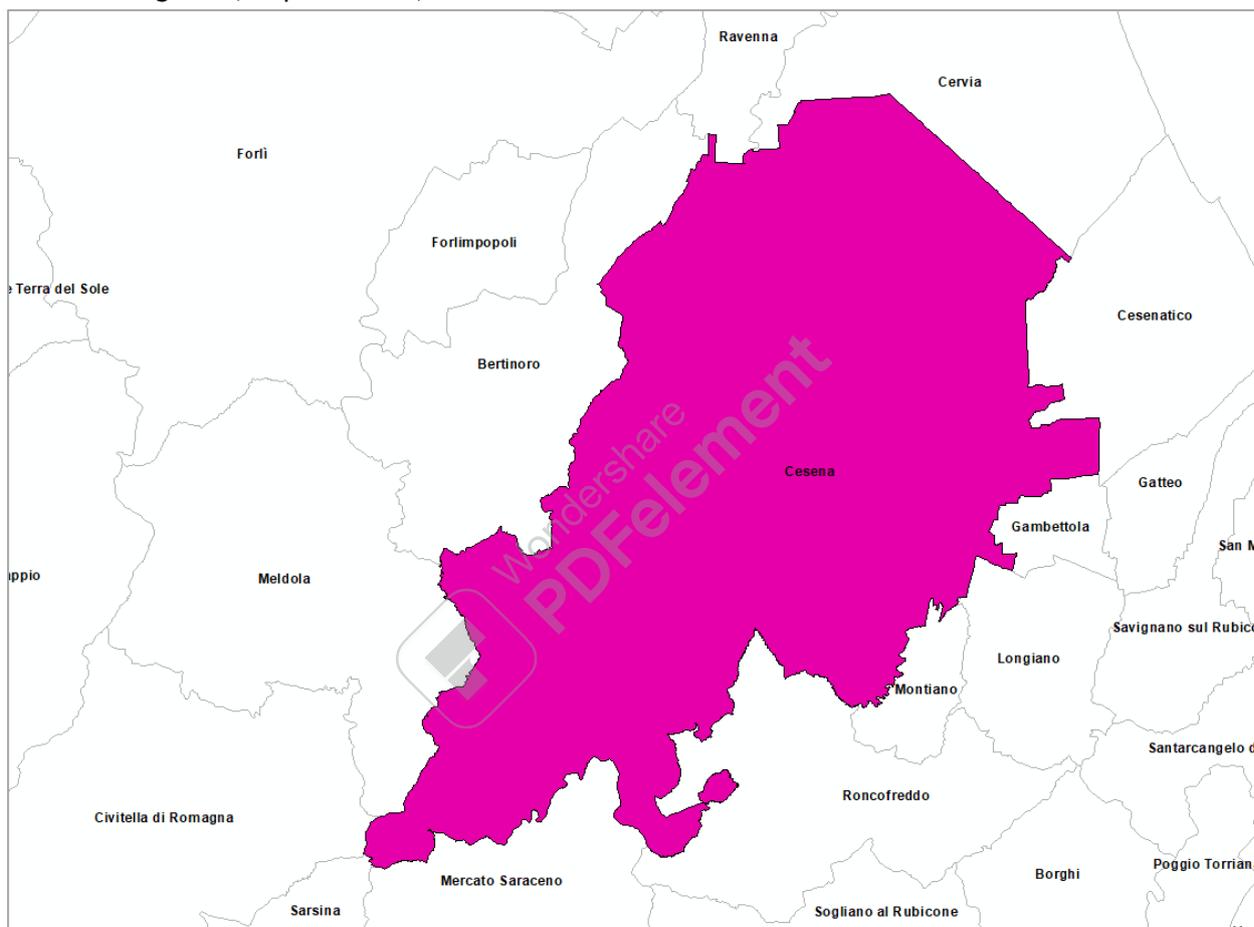
<b>Progettista:</b> Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
---	--

### 3 ASSETTO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E IDROGEOLOGICO DELL'AREA

Nel presente capitolo vengono illustrate le principali caratteristiche geomorfologiche, litologiche, idrogeologiche, tettoniche e sismiche del territorio comunale, riprese dalla Relazione Illustrativa della Microzonazione Sismica di Livello 1 e 2 ai quali che si rimanda per un maggiore approfondimento.

#### 3.1 Inquadramento geografico

Il Comune di Cesena è situato nel margine sud orientale della Valle Padana, appartiene alla Regione Emilia-Romagna ed, in particolare, alla Provincia di Forlì-Cesena.



*Inquadramento geografico del comune di Cesena.*

La superficie del Comune di Cesena è di circa 249,47 chilometri quadrati. Confina con i comuni di Bertinoro, Forlimpopoli, Cervia, Cesenatico, Civitella di Romagna, Gambettola, Longiano, Meldola, Mercato Saraceno, Montiano, Ravenna, Roncofreddo, Sarsina.

La città di Cesena dista circa 15 chilometri dalle ultime propaggini collinari e circa 15 chilometri dalla riviera adriatica.

Il Comune di Cesena si trova al centro della Romagna sull'intersezione tra le antiche vie Emilia e Romea ed è dominato dal basso corso del fiume Savio. Comprende una zona di pianura a nord ed una collinare a sud con un'elevazione media di 44 m.s.l.m., dai +5 metri sul confine NE ai +480 metri di Monte Cavallo. La zona collinare, oltre a buona parte del bacino idrografico del Savio, comprende anche parte del bacino del fiume Ronco e del torrente Bevano a nord-ovest mentre a sud-est corre il torrente Pisciatello che in parte delimita il confine comunale. Tra questo e la valle del Savio troviamo: il Rio Cesuola, con

**Progettista:**  
Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

con la collaborazione di:  
Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra,  
Dott. Geol. Jacopo Tirincanti

andamento NS, che confluisce nel Savio in prossimità dell'abitato di Cesena e più a est il Rio Marano e Donegaglia che tagliano in direzione NE-SW confluendo nel Rio Pisciatello. I depositi fluviali caratterizzano le valli terrazzate della zona collinare e disegnano le morfologie di contatto con la pianura in senso stretto definendo la fascia delle conoidi.

### 3.2 Inquadramento geologico e litologico

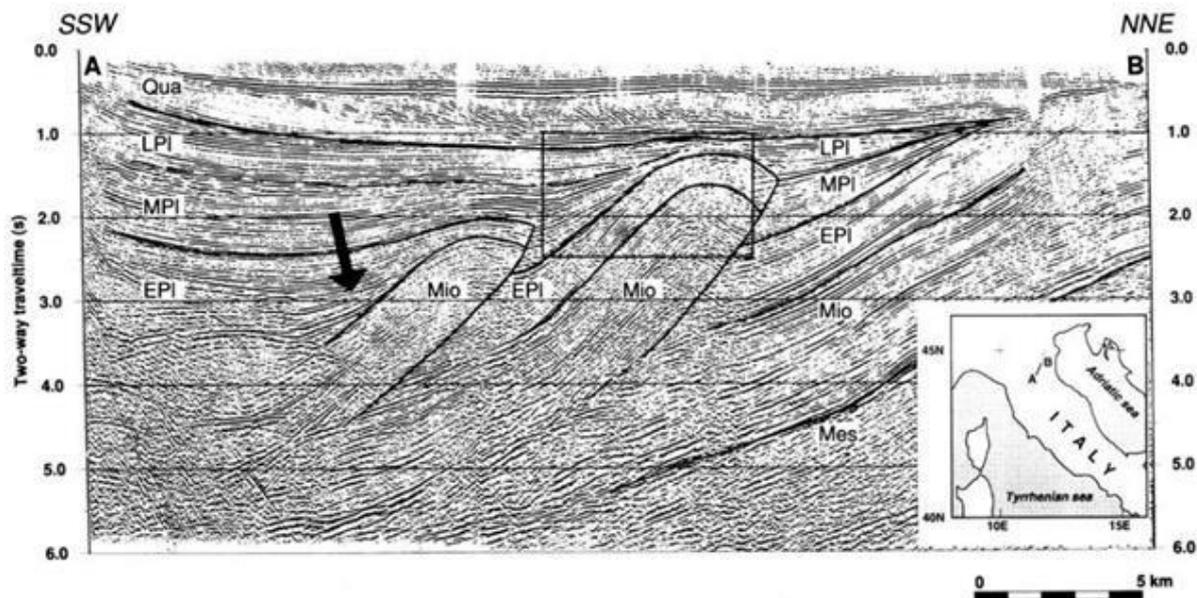
Il Comune di Cesena copre un territorio vario dal punto di vista geologico, comprendendo formazioni litoidi di origine marina affioranti o sub-affioranti in area collinare a sud, depositi terrazzati e conoidi di alto e medio corso fluviale lungo le valli ad andamento SW-NE, e depositi alluvionali quaternari di pianura a nord. Questa suddivisione risponde non solo alle diverse caratteristiche geomorfologiche ma anche ai fini dello studio di microzonazione sismica.

La Pianura Padana e l'Appennino settentrionale benché morfologicamente assai differenti, sono espressione dello stesso sistema strutturale evolutosi a partire dall'Oligocene quando ebbe inizio la fase continentale della collisione tra le placche europea e quella africana, iniziata nel Cretaceo e proseguita con la completa subduzione della crosta oceanica dell'antico bacino Ligure-Piemontese. Questa vasta pianura è l'espressione superficiale del riempimento del Bacino Padano, un bacino molassico composito, del quale soltanto la parte meridionale corrisponde all'avanfossa degli Appennini sviluppatasi a partire dal Pliocene medio-superiore (circa 3,5 milioni di anni fa).

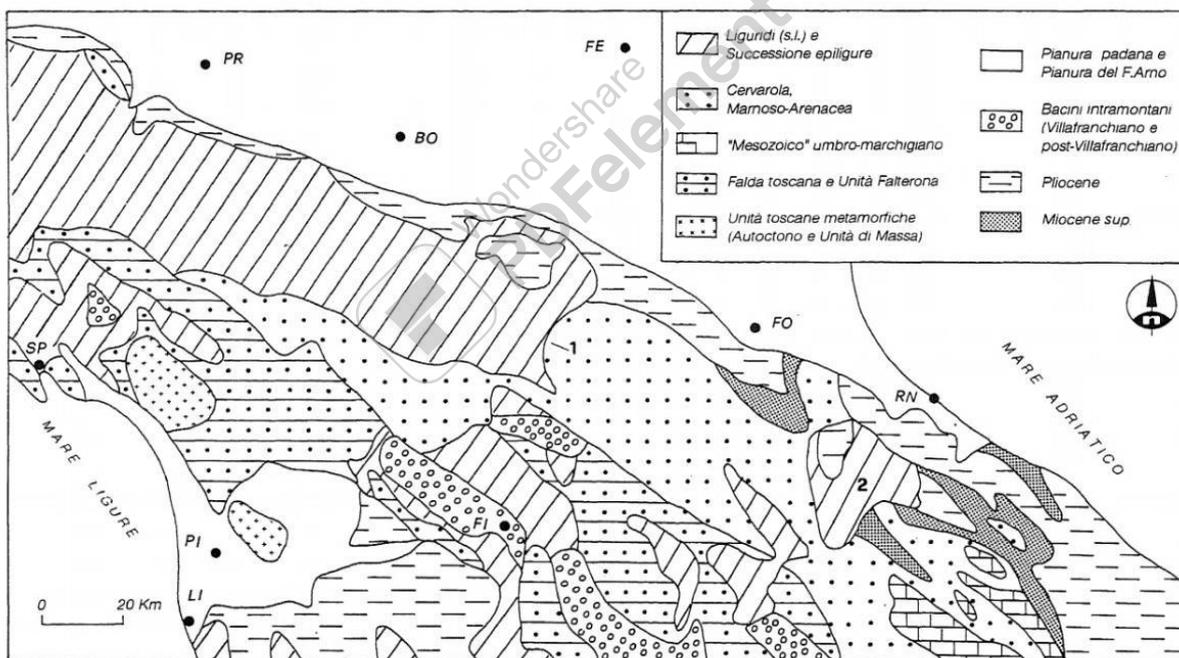
La struttura profonda del Bacino Padano, indagata con perforazioni petrolifere ed esplorazione sismica a riflessione<sup>3</sup>, mostra una struttura a pieghe e sovrascorrimenti (Figura 4). I processi genetici di queste strutture sono tuttora attivi ed ascrivibili ad un campo di stress caratterizzato da una direzione di massima compressione orizzontale orientata approssimativamente NS con accorciamento dell'ordine dei 7 mm/anno (Boccaletti et al., 2011). Le geometrie delle principali strutture recenti del crinale, del basamento, del margine e dei fronti padani sepolti si accordano a questa interpretazione che è tra l'altro avvalorata dagli studi dei meccanismi focali dei recenti terremoti dell'Appennino emiliano-romagnolo e della Pianura Padana centrale (Martelli, 2011). Il grado di deformazione dell'intero Bacino Padano diminuisce verso l'alto, a testimoniare una diminuzione nel tempo dell'attività tettonica nel corso del riempimento del bacino. Tuttavia sono le strutture sepolte più avanzate che mostrano le maggiori dislocazioni recenti (Pieghe Emiliane, tutto l'arco delle Pieghe Ferraresi e le Pieghe Adriatiche) evidenziando un meccanismo di avanzamento dell'embricazione al fronte (foreland propagation piggy-back sequence).

L'appennino emiliano-romagnolo è una catena formata da varie falde sovrapposte secondo una strutturazione a duplex complesso (Cerrina Feroni et al., 2001) dove le successioni sedimentarie marine oligo-mioceniche di avanfossa (Unità Toscane e Umbro-Marchigiane) sono state diffusamente ricoperte da coltri alloctone di sedimenti marini profondi di età cretaceo-paleogenica (melange delle unità liguri) e depositi sin-orogenetici di bacini interni (unità epiliguri). Tuttavia l'assetto geologico regionale permette di suddividere quest'area appenninica in due settori, uno emiliano a Ovest e un settore romagnolo a Est. L'appennino romagnolo presenta un maggior sollevamento ed un'ampia struttura anticlinale dove la coltre alloctona è assente. Studi sui sedimenti alluvionali dell'appennino romagnolo hanno dimostrato che le liguridi ricoprivano diffusamente l'intera area prima di essere erose prevalentemente tra il Pliocene superiore e il Pleistocene medio, scoprendo la sottostante Formazione Marnoso-Arenacea (Cerrina Feroni et al., 2001). L'ampia finestra tettonica, il Klippe dell'alta Val Marecchia e la struttura della Linea del Sillarosi accordano con la struttura tipo duplex i cui livelli di scollamento sono favoriti dalla presenza di litologie poco competenti (marne oligoceniche al tetto, evaporiti triassiche a letto).

<b>Progettista:</b> <b>Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli</b>	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
--	--



Struttura profonda della pianura padana. L'immagine è ottenuta mediante interpretazione di sezione sismica bilanciata a riflessione. Mes = Basamento mesozoico, Mio = miocene, EPI = pliocene inferiore, MPI = pliocene medio, LPI = pliocene superiore, Qua = quaternario (Zoetemeijer, 1993).



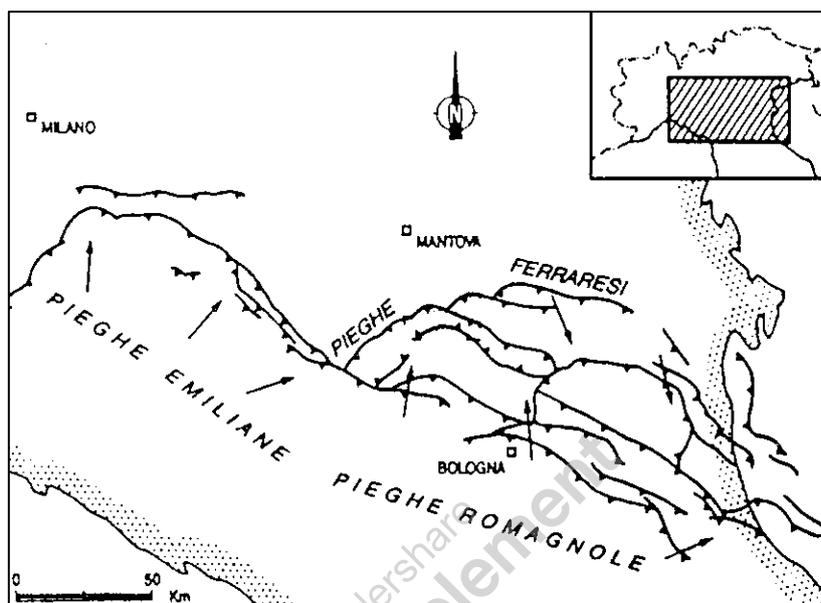
Schema geologico dell'Appennino settentrionale. 1) Linea del Sillaro, 2) Coltre della Val Marecchia (Feroni et al., 1997).

Anche il margine appenninico-padano mostra le testimonianze morfo-strutturali e stratigrafiche di un sollevamento recente in particolare i vari ordini di terrazzi fluviali che cingono le numerose valli disposte ortogonalmente al fronte appenninico (Boccaletti et al., 2010).

<p><b>Progettista:</b> Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli</p>	<p>con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti</p>
---	---

### 3.2.1 Le formazioni dell'Appennino

La fascia appenninica cesenate si presenta assai complessa a causa degli elementi strutturali (pieghe, faglie e sovrascorrimenti) che la tagliano in direzione NO-SE (Figura 6). È caratterizzata da un'ampia struttura anticlinale ripiegata che eleva il basamento rispetto alle circostanti aree dell'Appennino Emiliano a Ovest e di quello Umbro-Marchigiano a Sud-Est. L'erosione ha asportato completamente le coltri alloctone di copertura che altrove ricoprono i terreni più recenti (Feroni et al., 1997), esponendo le successioni flysciodi mioceniche e i successivi depositi plio-pleistocenici.

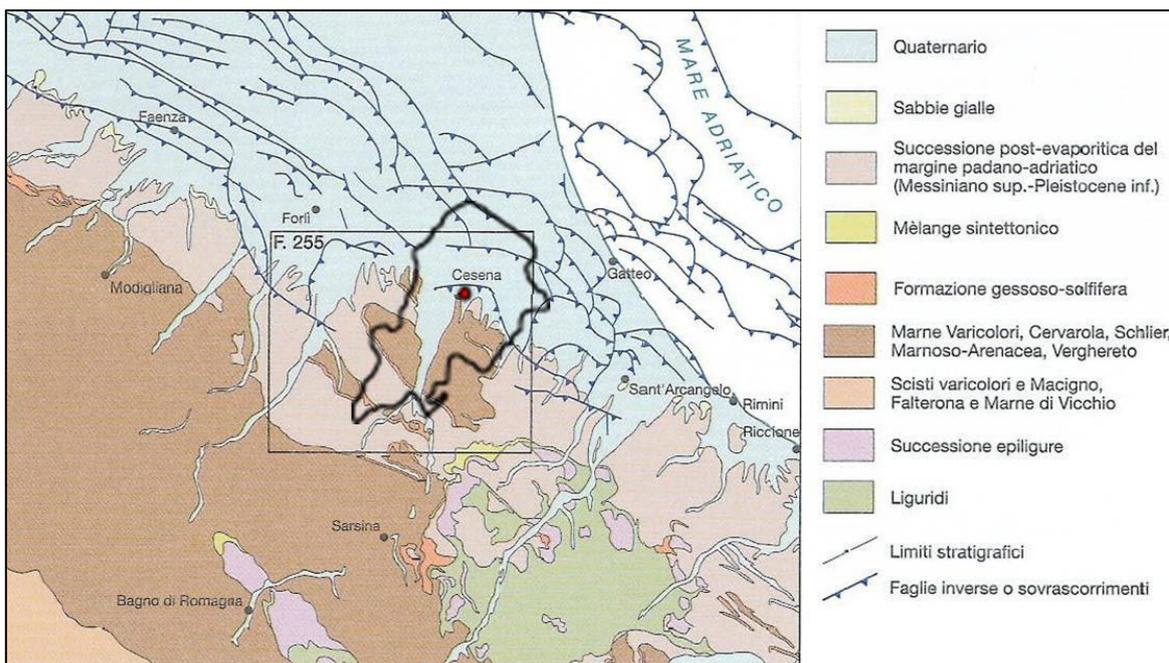


*Pieghe e sovrascorrimenti arcuati vergenti a Nord-Est caratterizzano l'Appennino Emiliano-romagnolo (Fonte: MeteoWeb).*

Le Unità litostratigrafiche appenniniche presenti nel territorio comunale e cartografate nel foglio 255 della Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000 (2009) appartengono al Dominio Umbro-Marchigiano-Romagnolo tra cui si distinguono (Benini et al., 2009):

- la Formazione Marnoso Arenacea (FMA),
- la successione messiniana che segna la “crisi di salinità” del Mediterraneo,
- i depositi plio-pleistocenici bacinali prevalentemente fini di provenienza appenninica,
- le coperture continentali quaternarie terrazzate dei fondivalle che si raccordano stratigraficamente con le successioni di pianura.

La fascia di pianura e le aree intravallive sono caratterizzate da depositi plio-quaternari descritti da unità stratigrafiche a limiti inconformi (UBSU - Unconformity-Bounded Stratigraphic Units) che caratterizzano il Sintema Emiliano Romagnolo.



Schema geologico semplificato della Romagna (Carta geologica D'Italia 1:50000 - CARG, Foglio 255, modificata). Il contorno indica i confini amministrativi del Comune di Cesena.

### La Formazione Marnoso-Arenacea

Si tratta di una successione di circa 4000 m (nel suo massimo sviluppo regionale), composta da sequenze torbiditiche di origine prevalentemente alpina (paleocorrenti provenienti prevalentemente da NW e WNW) e subordinatamente appenninica<sup>5</sup>, intervallate da livelli di peliti e marne emipelagiche. La composizione della frazione arenitica, feldspatica o litica, lo spessore medio degli strati e il rapporto arenarie-pelite (A/P) è assai variabile lungo l'intero profilo della successione e permette la suddivisione della FMA in numerosi membri e litofacies in parte eteropici e databili tra il Langhiano e il Messiniano inferiore.

Nel territorio comunale affiorano estesamente i membri più recenti dell'intera successione ossia il Membro di Castel del Rio (FMA12) e Fontanelice (FMA13), non facilmente distinguibili, e il Membro di Borgo Tossignano (FMA14) mentre i membri di Dovadola e Modigliana sono rari in affioramento. FMA13 è diffuso come Litofacies della Val Samoggia (FMA13b) con tipiche alternanze marnoso-arenacee (A/P da 1:3 a 5:1), in un'ampia fascia a cavallo della valle del Savio corrispondente all'asse anticlinale principale.

Chiude la successione l'unità dei Ghioli di Letto (GHL) che rappresenta la fine della sedimentazione torbiditica per disattivazione del bacino, dovuta alla migrazione del sistema catena-avanfossa verso NE, ed è accompagnata dalla comparsa, più o meno continua, di episodi anossici, testimoniati dalla presenza di marne scure, bituminose, talora con abbondante contenuto diatomeitico (livelli tripolacei). Il rapporto A/P è basso e predominano i depositi emipelagici (marne grigie e silt intervallati da rari e sottili strati arenacei poco cementati). Alcuni affioramenti si osservano sui fianchi delle anticlinali di Pian di Spino e Osteria di Piavola (Carta Geologica 1: 50.000, Foglio 255).

### La successione messiniana

<b>Progettista:</b> <b>Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli</b>	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
--	--

Questa successione corrisponde al Gruppo della Gessoso-solfifera, unità di rango superiore istituita di recente (CARG 2009). Comprende la Formazione della Vena del Gesso (VDG) (già Gessoso-Solfifera), la Formazione di Sapigno (GNO) (già Ghioli di Tetto) e la Formazione a Colombacci (FCO).

Nell'area di studio non affiorano i gessi selenitici macrocristallini che caratterizzano, più a NO, il contrafforte della Vena del Gesso, ma solo gessi microcristallini risedimentati (gessareniti e gessoruditi) intercalati da peliti bituminose fetide, che seguono un livello di base calcareo-dolomitico finemente laminato. L'ambiente deposizionale è ascrivibile a bacini più profondi e ripidi, interessati dall'attiva fase tettonica intramessiniana (Roveri et al., 2006).

I depositi evaporitici della VDG sono coperti da terreni argilloso-sabbiosi di origine torbidityca con alta presenza di peliti ed emipelagiti di color nocciola o scuro, bituminose, in starti sottili (GNO). In questa unità si riconosce un livello stratificato di arenarie vulcano-clastiche gradate (tufiti) costituite da prevalente vetro vescicolare e lamellare (Orizzonte vulcano-clastico di Osteria di Piavola, Cremonini e Farabegoli, 1982).

Segue la Formazione a colombacci, talora anch'essa interessata dagli sconvolgimenti legati alla fase tettonica intramessiniana e quindi non sempre agevolmente distinguibile, anche a causa di una elevata affinità litologica con le unità sottostanti. Essa è ampiamente rappresentata nella sinclinale Giaggiolo-Cella, che si estende con asse WNW-ESE a sud del territorio comunale. La FCO è formata da più litofacies, fra cui domina quella a prevalenti peliti: si tratta di marne, marne argillose e siltose, grigie, grigio-azzurre, grigio-scure, grigio-verdastre e brune, a volte leggermente arenacee, in strati da sottili a medi non sempre netti. A luoghi si trovano livelli o lenti arenitiche e/o conglomeratiche interpretate come fronti deltizi o piane di marea. Caratteristici di questa formazione sono i cosiddetti "colombacci", sei livelli stratificati decimetrici composti da strati sottili e molto sottili di calcare micritico bianco, più o meno marnoso, alternati a veli e strati molto sottili di marne grigie, a volte fittamente laminate. La posizione stratigrafica di tali lenti non è costante e riconducibile a una successione in qualche modo omogenea. L'unità al suo interno è interessata da scivolamenti gravitativi, favoriti dalla discordanza deposizionale su GNO (Benini et al., 2009).

#### I depositi marini plio-pleistocenici

Questa successione comprende il Gruppo del Santerno e le Sabbie Gialle di Imola.

Il Gruppo del Santerno è costituito prevalentemente da peliti di scarpata con intercalazioni di torbiditi arenaceo-pelitiche e frane sottomarine deposte tra il pliocene inferiore e il pleistocene inferiore, passando a peliti ed arenarie di piattaforma e quindi a depositi francamente arenacei di piattaforma interna e spiaggia sommersa. Il ciclo regressivo si chiude in discordanza con le Sabbie gialle di Imola, depositi di ambiente litoraneo. Il gruppo è formato dalle Marne di Cella (CEA), caratteristiche per la sottile stratificazione e il colore chiaro, affioranti proprio nei pressi dell'abitato di Cesena. Seguono crono-stratigraficamente le cosiddette Argille Azzurre (FAA), caratterizzate da numerose litofacies e membri con caratteri anche molto diversi. Alle argille più o meno marnose, spesso bioturbate, si alternano corpi lenticolari spesso eteropici a componente arenitica dominante. Si riconoscono in particolare le Arenarie di Borello (FAA2a) e le calcareniti del Membro dello Spungone (FAA3).

Chiudono la successione le Sabbie di Imola (IMO) che si ritrovano raramente e non sono presenti in affioramento all'interno del comune di Cesena. Marcano il passaggio da ambiente marino a continentale,

<p><b>Progettista:</b> Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli</p>	<p>con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti</p>
---	---

sono sostituite da sabbie grossolane in discordanza sulle sottostanti formazioni più antiche. Età Pleistocene medio - Ioniano (Benini et al., 2009).

### 3.2.2 Le coperture continentali quaternarie

Osservando la carta geologica a piccola scala della figura sopra si evince come i depositi quaternari di origine continentale, costituiti da ghiaie, sabbie, limi e argille di origine fluviale, occupino ben più della metà del territorio comunale. I depositi del Fiume Savio formano un corpo conico allungato che da Borello scende verso la pianura generando l'ampia conoide su cui sorge in parte l'abitato di Cesena. Più a sud-est alcune conoidi minori confluiscono in quella del Torrente Pisciatello che si protende verso nord.

In generale le sabbie e le ghiaie che caratterizzano i depositi terrazzati di alto e medio corso fluviale si spingono verso la pianura dando origine ad una fascia pressoché continua che cinge il margine pedepenninico detta fascia delle conoidi. Verso Nord la pianura è caratterizzata dalle channel-belt dei principali corsi d'acqua - ad andamento meandriforme - con depositi da sabbiosi a sabbioso-limosi, intercalati da piane alluvionali con sedimenti limoso-argillosi (Carta Geologica 1:50.000, Foglio 255).

#### Depositi alluvionali terrazzati

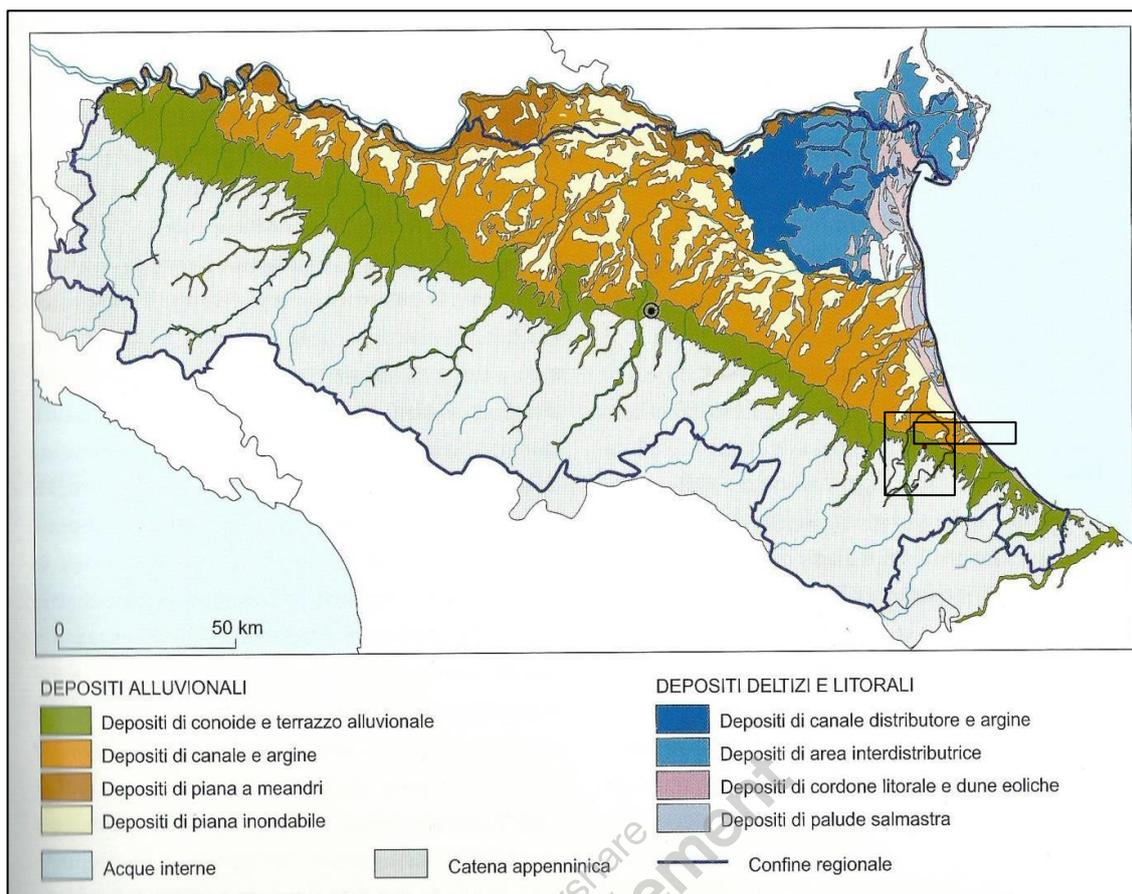
I depositi di terrazzo alluvionale si rinvencono nelle aree intervallive e sono caratterizzati da morfologie pianeggianti o debolmente inclinate verso l'asta fluviale e raccordati al versante da profili concavi dovuti al sedimento colluviale. La base è generalmente netta ed erosiva sul substrato o su sedimenti più vecchi mentre il margine vallivo è caratterizzato da scarpate erosive, spesso arrotondate e addolcite nei profili per cause sia naturali sia antropiche. Dove le valli incise si aprono sulla pianura, i materiali trasportati dall'alta energia dei corsi d'acqua hanno creato ampi ambienti deposizionali caratterizzati dalla coalescenza dei ventagli di sedimenti abbandonati dai corsi d'acqua.

Tra essi si riconoscono intervallati i depositi siltoso-argillosi di interconoide.

La stratigrafia di queste aree è molto complessa, generata dal divagare del corso d'acqua nel tempo e dal continuo alternarsi di fasi erosive e deposizionali, con propaggini sepolte che si spingono al di sotto dei più fini sedimenti di pianura. Tuttavia, la fascia pedemontana è caratterizzata da depositi, spessi anche centinaia di metri, di ghiaie e sabbie amalgamate con rare lenti di materiale fine che costituiscono serbatoi d'acqua e aree preferenziali per l'insediamento antropico abitativo ed industriale. Le favorevoli caratteristiche geotecniche, morfologiche, idrogeologiche ed idrauliche hanno da sempre indotto l'uomo ad insediarsi in modo stabile.

La stratigrafia di questi depositi si basa sulla definizione di unità allostratigrafiche che comprendono le UBSU e si estendono spazialmente ad ogni superficie di correlazione sequenziale anche non disconforme. Parea (1991) fornisce un primo esempio di approccio stratigrafico-sequenziale ai depositi quaternari affioranti di questo settore della pianura inquadrando i principali terrazzi intravallivi ed i depositi della pianura alluvionale nell'area fra il fiume Rabbi ed il fiume Marecchia all'interno di quattro sequenze deposizionali che si sarebbero sviluppate durante gli ultimi cicli glacio-eustatici tardo quaternari.

<b>Progettista:</b> <b>Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli</b>	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
--	--



*Gli ambienti della pianura emiliano-romagnola (Regione Emilia-Romagna, 1999 - Carta Geologica di Pianura dell'Emilia Romagna in scala 1:250.000, S.EL.CA., Firenze).*

Lo schema stratigrafico generale della Pianura Padana è rappresentato dove le superfici di trasgressione segnano la fase di innalzamento del livello eustatico e conseguente alluvionamento delle zone costiere e di deposizione intravalliva. Amorosi e Calalongo (2005) hanno evidenziato le caratteristiche variazioni cicliche su scala dei 100ka che interessano spessori di 50-100 metri di alluvioni padane, legate ai cicli glacio-eustatici del tardo quaternario. Queste fasi T-R (trasgressivo- regressive) definiscono i limiti dei corpi sedimentari descritti e utilizzati nella più recente Cartografia Geologica d'Italia.

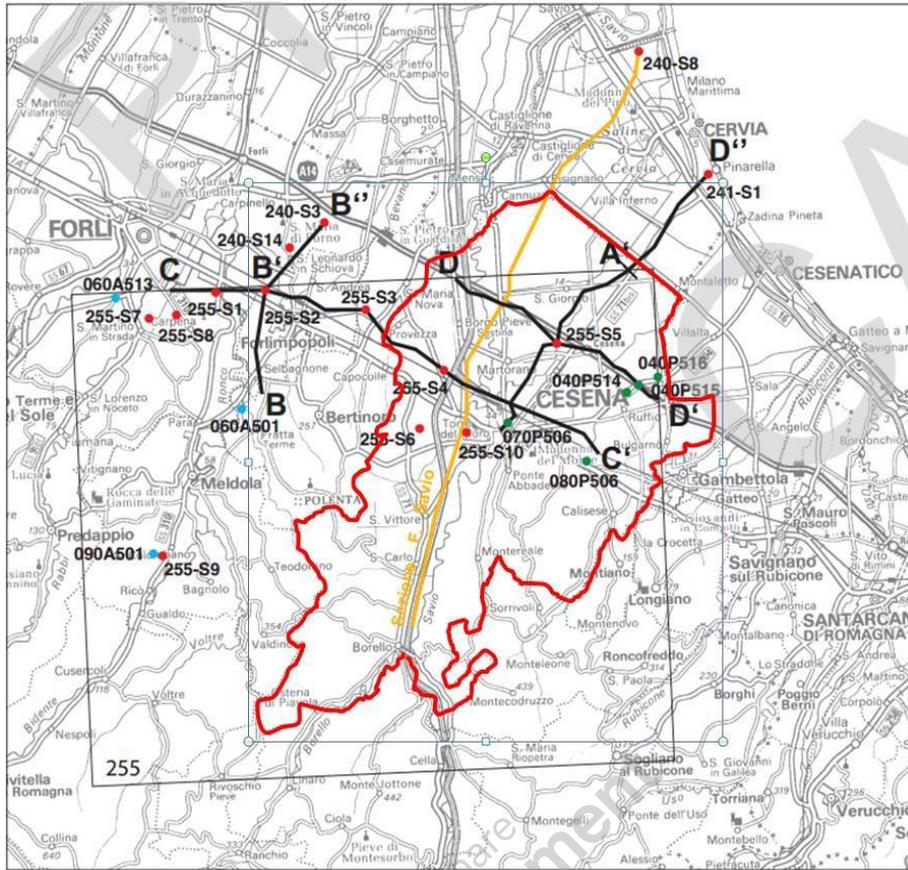
Il Supersistema Emiliano-Romagnolo (Sistema Emiliano-Romagnolo Inferiore, AEI, e Sistema Emiliano-Romagnolo Superiore, AES) è l'unità stratigrafica che comprende l'insieme dei depositi quaternari di origine continentale affioranti al margine appenninico padano ed i sedimenti ad essi correlati nel sottosuolo della pianura emiliano-romagnola. Questi ultimi, nell'area forlivese e cesenate, includono depositi alluvionali e deltizi passanti, verso la pianura più aperta e la costa (Fogli 240 e 241, CARG, 2005), a depositi litorali e marini. In affioramento il Supersistema Emiliano-Romagnolo presenta un limite inferiore fortemente discordante sui depositi marini pliocenici e miocenici.

Il Sistema Inferiore (AEI) è stato descritto dai sondaggi e copre l'intervallo temporale che va dai 650 ai 450-350 mila anni fa (Pleistocene medio) ed è costituito da alternanze cicliche di argille, limi, sabbie e ghiaie di conoide e piana alluvionale che passano rapidamente sottocorrente a depositi di piana deltizia. Lo spessore massimo rilevato nella pianura cesenate, interamente sepolto, è di 60 metri.

Il Sistema Superiore (AES) comprende tutti i depositi continentali affioranti nell'area di studio e buona parte di quelli sepolti con uno spessore da pochi metri dei depositi terrazzati vallivi ai circa 200 metri della pianura NE.

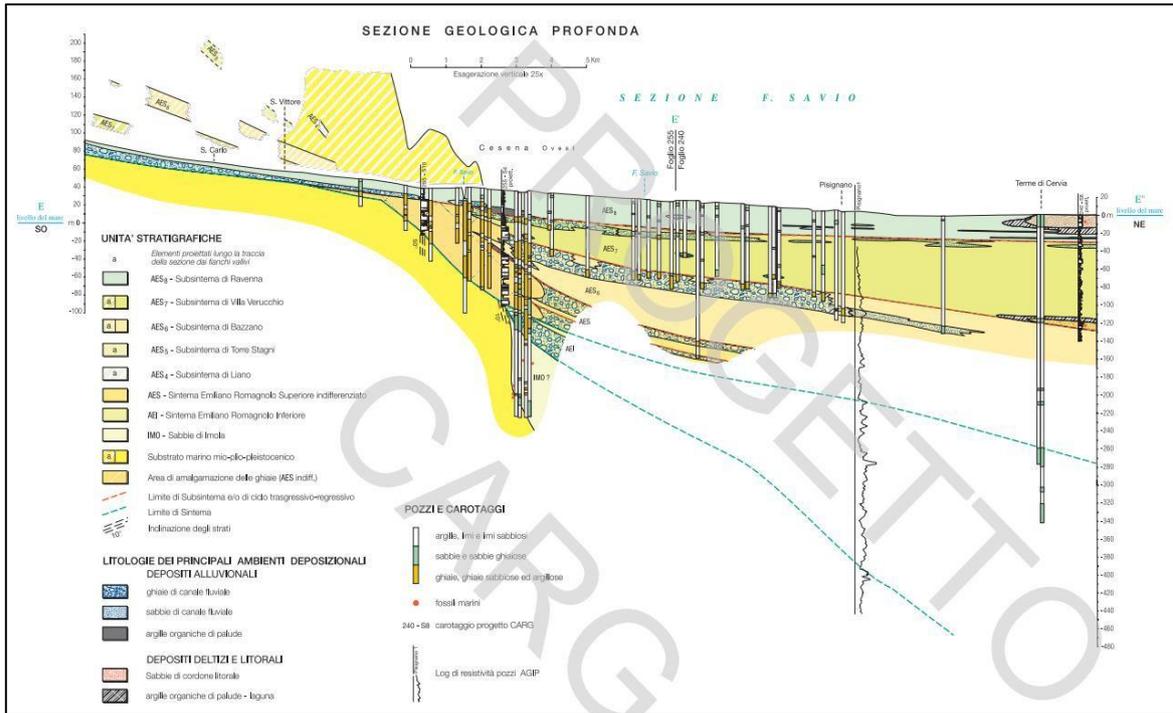
**Progettista:**  
Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

con la collaborazione di:  
Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra,  
Dott. Geol. Jacopo Tirincanti

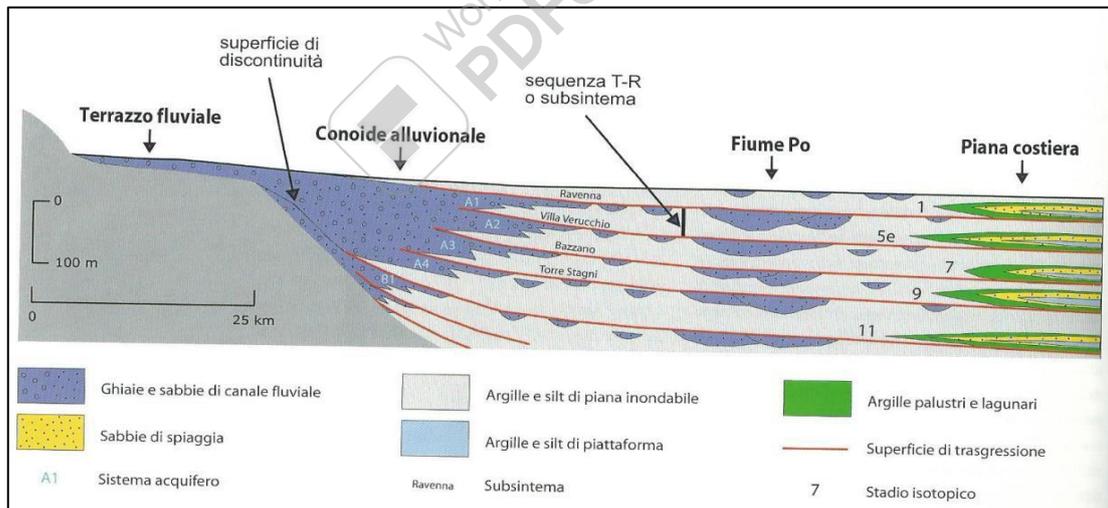


Carta dei sondaggi e delle sezioni utilizzate per la realizzazione del Foglio 255 della Carta Geologica d'Italia 1:50.000. In rosso il confine amministrativo del Comune di Cesena; In giallo la sezione riportata in Figura nella figura sottostante.

<p><b>Progettista:</b> Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli</p>	<p>con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti</p>
---	---



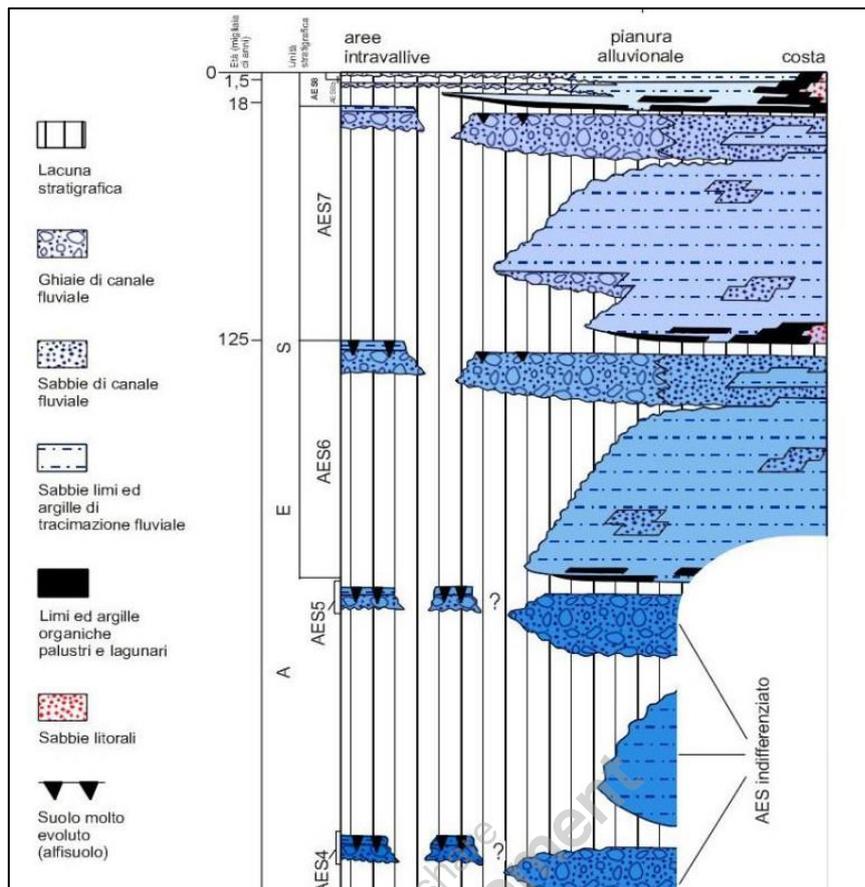
Sezione geologica costruita lungo la valle del F. Savio e nella pianura antistante (Foglio 255) fino alla costa adriatica (Foglio 240). La sezione integra i dati di superficie (affioramenti del settore intravallivo) e di sottosuolo (stratigrafie delle indagini geognostiche, profili sismici e stratigrafie di pozzi AGIP) e descrive l'architettura stratigrafica del Supersistema Emiliano-Romagnolo, i suoi rapporti con il "substrato" marino mio-plio-pleistocenico e le geometrie dei principali corpi deposizionali. L'esagerazione verticale è di 25 volte (Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia, Foglio 255, 2009).



Schema geologico di sottosuolo del Bacino Padano, dal margine appenninico al mare (Amorosi, 2008).

In affioramento AES è costituito da ghiaie e sabbie di canale fluviale e da alternanze argilloso-limoso-sabbiose di tracimazione fluviale e sono distinguibili 5 sub-sistemi (AES4-AES8) considerati il prodotto della ciclicità elementare climatico-eustatica di quarto ordine (100.000 anni ca.) che caratterizza l'evoluzione del periodo Quaternario. Questi depositi, organizzati in diversi ordini di terrazzo nei settori intravallivi e nel margine appenninico, si immergono rapidamente verso NE nel sottosuolo della pianura dove si distinguono solo i 3 sub-sistemi superiori, costituiti dall'alternanza ciclica di argille organiche, limi, sabbie e ghiaie di ambiente alluvionale, poggianti su AES indifferenziato di ghiaie amalgamate.

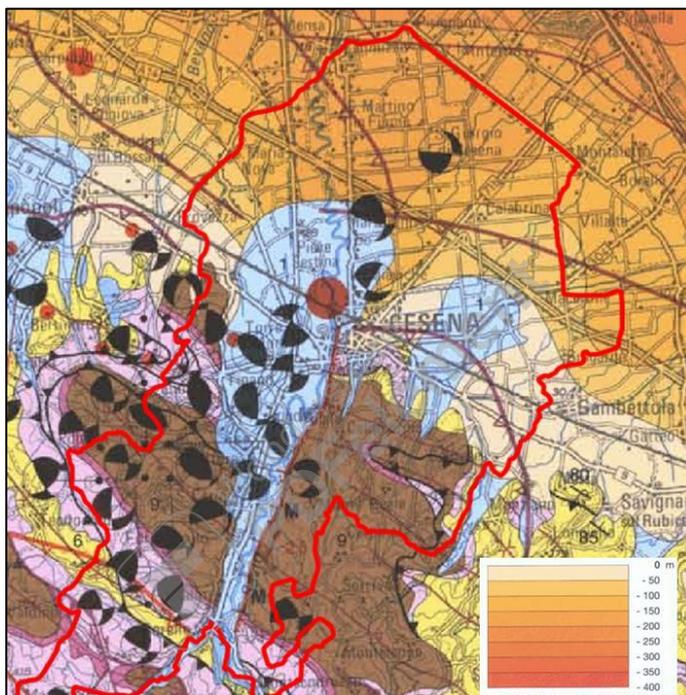
<b>Progettista:</b> Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
---	--



Schema cronostratigrafico del sistema emiliano-romagnolo superiore, AES (Note III. C.G.I. Foglio 255).

## La pianura alluvionale

In pianura affiorano i depositi di tetto del Subsistema di Ravenna (AES8), che a luoghi è definito dall'unità di rango gerarchico inferiore definita Unità di Modena (AES8a). Studi recenti sui depositi che formano le successioni oloceniche, hanno dimostrato una sequenza deposizionale controllata prevalentemente dall'eustatismo e da fluttuazioni climatiche associate all'influenza della subsidenza, legata sia a cause tettoniche profonde sia alla compattazione dei sedimenti plio-quadernari<sup>10</sup>. In particolare l'AES8 è caratterizzato dalla rapida risalita eustatica, avvenuta negli ultimi 18.000 anni circa, legata allo sviluppo di livelli di argille organiche e torbe. La tendenza trasgressiva si interrompe temporaneamente durante l'intervallo freddo dello Younger Dryas (12.500-11.000 anni), che fu probabilmente associato ad una stabilizzazione del livello eustatico e ad una riattivazione dei sistemi deposizionali alluvionali. Questa fase fredda fu seguita dall'ultimo rapido episodio di innalzamento eustatico il cui sistema trasgressivo è limitato dalla superficie di massima ingressione marina datata a circa 5.500 anni.



*Stralcio della Carta Sismotettonica della Regione Emilia Romagna in scala 1:250.000 (Boccaletti et al., 2004b). Nell'area di pianura (in arancione) sono indicate le isobate di profondità, rispetto al livello del mare, della base del Sub - sistema Emiliano Romagnolo superiore.*

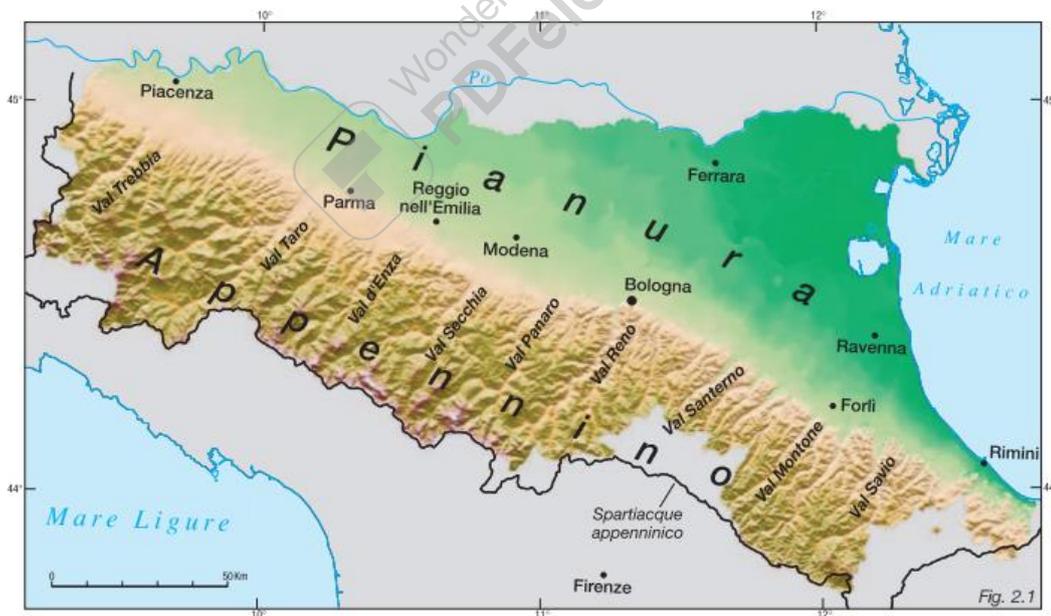
<p><b>Progettista:</b> Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli</p>	<p>con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti</p>
---	---

## 4 DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO

### 4.1 Inquadramento sismotettonico generale

L'attività sismica che interessa il territorio di Cesena è principalmente dovuta a strutture sismogenetiche localizzate nel sottosuolo del settore appenninico, lungo il margine appenninico-padano e nel sottosuolo padano. La sismicità è superficiale con eventi generati spesso a profondità inferiori ai 15 km e compresa in gran parte nei primi 35, in particolare lungo strutture che interessano il basamento. Ciò è in accordo con l'assetto generale dell'Appennino romagnolo che genera accavallamenti lungo superfici orientate circa WNW-ESE e vergenti verso NNE che giungono fino al basamento. I meccanismi focali indicano che le deformazioni di queste strutture sono prevalentemente di tipo compressivo e transpressivo (Boccaletti et al., 2004a; 2004b). Nella stessa zona sono presenti anche terremoti più superficiali con meccanismi focali distensivi (come, ad esempio, la sequenza sismica del 2011 nel Montefeltro, Balocchi, 2011), probabilmente legati all'attività di strutture estensionali al di sopra dell'anticlinale profonda. Il territorio di Cesena risente inoltre della sismicità delle zone sismogenetiche limitrofe, quali il Mugello, il riminese e l'alto Adriatico, dove in passato si sono verificati terremoti con magnitudo stimata anche maggiore di 6.

Il territorio dell'Emilia-Romagna è costituito dal versante padano dell'Appennino settentrionale e dalla Pianura Padana a sud del Po; il limite regionale, infatti, coincide per lunghi tratti con lo spartiacque appenninico verso sud e con il corso del Po verso nord. Pur essendo due ambienti geomorfologici ben distinguibili, l'Appennino e la Pianura Padana sono strettamente correlati, in quanto la loro evoluzione coincide con l'evoluzione della catena nord-appenninica.



Limiti geografici dell'Emilia-Romagna

L'Appennino settentrionale è una catena a *thrust* facente parte del sistema alpino, formatosi in gran parte a spese della placca Adriatica prospiciente l'oceano Ligure-Piemontese per l'interazione fra le placche Africana ed Euroasiatica.

<p><b>Progettista:</b> Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli</p>	<p>con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti</p>
---	---

Procedendo lungo una trasversale dell'Appennino, dall'interno verso l'esterno della catena (da ovest verso est), vengono distinti i seguenti domini paleogeografici:

- **il Dominio Ligure** è rappresentato da varie Unità tettoniche i cui depositi comprendono relitti di basamento oceanico e la relativa copertura sedimentaria. Queste unità possono essere divise in Ligure interno e Ligure esterno. Le prime hanno un carattere tipicamente oceanico (ofioliti alla base), mentre le seconde passano da caratteri di transizione oceano-continente (ad occidente) a carattere puramente continentali (ad oriente);
- **il Dominio Subligure** è una successione sedimentaria profondamente tettonizzata che sembrerebbe essere sedimentata in una zona di transizione tra la crosta oceanica ligure e il margine passivo adriatico;
- **il Dominio Toscano** è rappresentato da tre successioni differentemente deformate: il Dominio Toscano Interno (Falda Toscana non metamorfica) con depositi di età variabile dal Trias superiore all'Oligocene superiore; il Dominio Toscano Esterno (Complesso Metamorfico Toscano) con metamorfismo in *facies* scisti verdi, che comprende formazioni paleozoiche del suo basamento ercinico e una copertura mesozoica e terziaria; l'Unità di Massa, frapposta tra le due precedenti che dovrebbe rappresentare il substrato della Falda Toscana;
- **il Dominio Umbro-Marchigiano** è una successione sedimentaria depositata su crosta di tipo continentale appartenente alla placca Adria e scollata al livello delle evaporiti; rappresenta la parte più esterna dell'Appennino settentrionale ed è quindi l'ultimo ad essere stato raggiunto dalle fasi deformative. Localmente in Emilia tale dominio risulta sepolto dalle coltri liguri, mentre affiora nelle Marche e in Umbria.

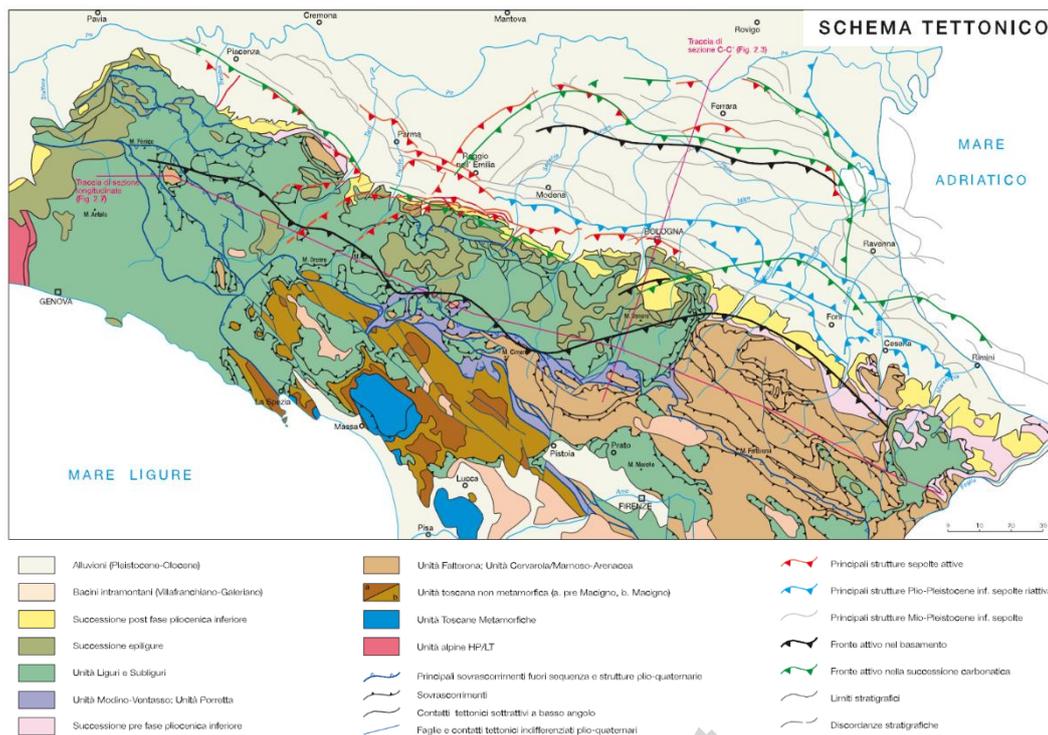
Il territorio del Comune di Cesena fa parte strutturalmente dell'Appennino Settentrionale. In particolare, com'è evidente nello schema tettonico dell'Emilia-Romagna a seguire, la tettonica del territorio emiliano-romagnolo è contraddistinta da ampi fronti di scorrimento, che individuano alcune unità tettoniche fondamentali, e da importanti accavallamenti.

In particolare, la catena appenninica è stata costruita dall'impilamento verso oriente di queste Unità tettoniche; quelle più interne del dominio Ligure costituiscono le unità tettoniche più elevate, mentre le unità più esterne occupano le posizioni inferiori.

La strutturazione delle unità suddette è avvenuta in più fasi tettoniche: la prima fase è correlabile alla chiusura dell'Oceano Ligure Piemontese (Cretaceo-Eocene) con subduzione della litosfera oceanica sotto l'Adria (Boccaletti et alii, 1971; Boccaletti & Guazzone, 1974), accompagnata anche da movimenti transpressivi (Marroni & Treves, 1998).

Successivamente, a partire dall'Oligocene superiore, inizia la formazione della catena dell'Appennino settentrionale a spese della crosta dell'Adria e della sua copertura sedimentaria, attraverso un processo di deformazione continentale polifasica. In particolare, nell'ambito di tale processo, si possono riconoscere due stadi compressivi principali: durante il primo, che si sviluppa dall'Oligocene superiore al Pliocene inferiore, viene definita la strutturazione dell'arco dell'Appennino settentrionale (stadio collisionale). Nel secondo stadio, a partire dal Pliocene medio in poi, viene coinvolto il settore esterno della catena, con un *jumping* del fronte compressivo al quale si accompagna anche un cambiamento nella tipologia dei sedimenti che caratterizzano le avanfosse. Nel primo stadio, infatti, si sviluppa un sistema di avanfossa migrante verso est, costituito dalle note unità Macigno, Cervarola, Marnoso-Arenacea, Laga, con alimentazione principalmente di tipo alpino. Nel secondo stadio si hanno sedimenti di tipo molassico, con apporto prevalentemente appenninico (Formazione di Porto Garibaldi e Sabbie di Asti, sensu AGIP, 1982; Dondi et alii, 1982; Dondi & D'Andrea, 1986).

<b>Progettista:</b> <b>Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli</b>	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
--	--



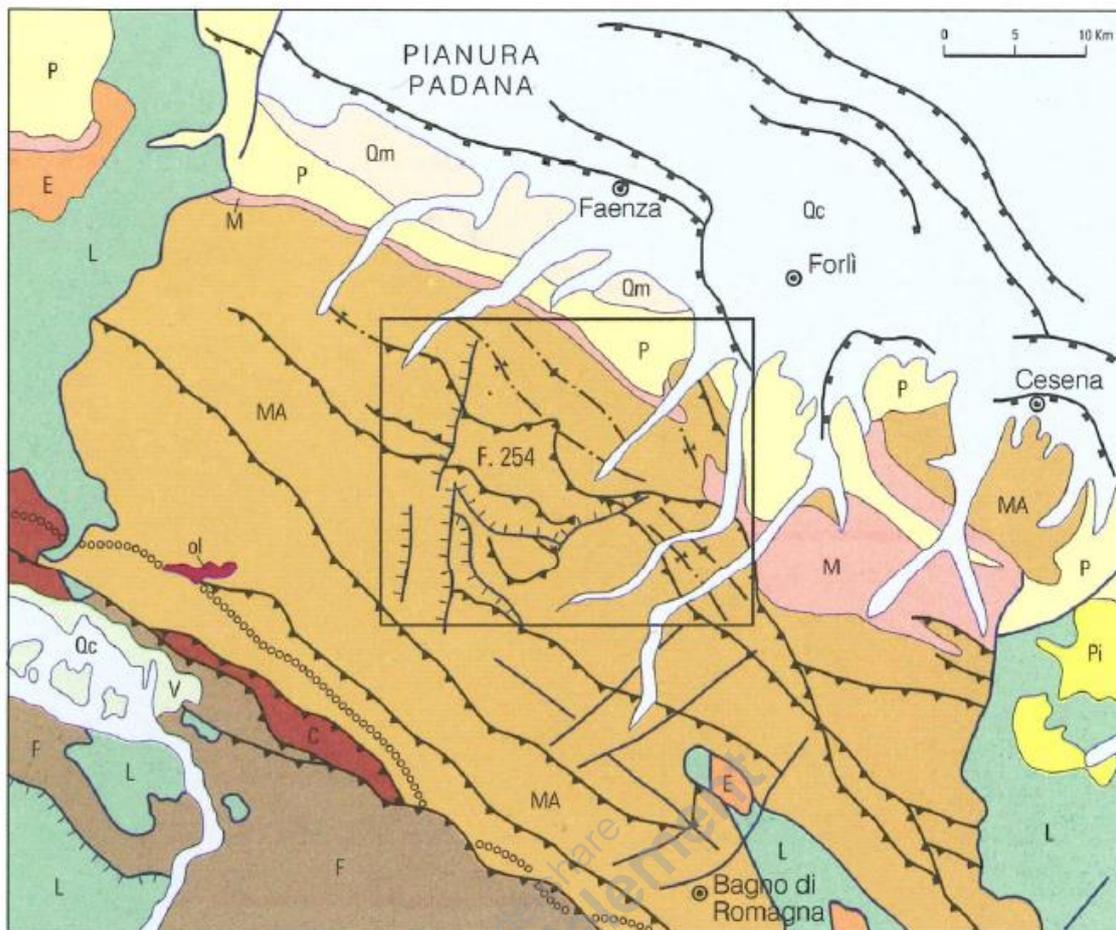
Schema tettonico della Regione Emilia-Romagna a cura del Servizio Geologico Sismico e dei Suoli regionale

Durante quest'ultimo stadio si verificano anche importantissime riattivazioni di parti già strutturate della catena interna che possono sia coinvolgere strutture preesistenti, sia generare nuove strutture con *trend* anche diversi da quelle precedentemente costituite (Boccaletti et alii, 1995; Boccaletti & Sani, 1998). La deformazione si manifesta pertanto in maniera più diffusa e complessa, ed ai fenomeni di sovrascorrimento si accompagnano sempre più frequentemente fenomeni di trascorrenza lungo l'asse della catena (stadio post-collisionale). I bacini che si sviluppano all'interno della catena a partire dal Tortoniano medio sono del tipo *thrust-top basin* e sono connessi ad attivazioni dei sovrascorrimenti del basamento e/o a riattivazioni di sovrascorrimenti preesistenti della copertura (Boccaletti et alii, 1995, 1997; Boccaletti & Sani, 1998; Bonini et alii, 1999). In questo quadro, le faglie normali che interessano il settore interno della catena e che delimitano alcuni bacini sono considerate strutture di secondo ordine, rispetto ai sovrascorrimenti, che accomodano il sollevamento delle culminazioni del basamento generate da *thrust* litosferici attivi.

Il settore appenninico può essere pertanto suddiviso in due zone principali: la zona assiale, che rappresenta la parte morfologicamente più elevata della catena esterna costituente l'edificio le cui strutture principali arrivano fino al Pliocene inferiore e le cui unità tettoniche che sono corrispondenti al Dominio Ligure, Subligure e Umbro-Marchigiano; la zona del margine appennino-padano, che rappresenta la zona a cavallo del limite morfologico Appennino-Pianura Padana in cui affiorano terreni appartenenti alla successione post-evaporitica costituiti prevalentemente da peliti deposte sul margine interno dell'avanfossa padano-adriatica.

**Progettista:**  
Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

con la collaborazione di:  
Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra,  
Dott. Geol. Jacopo Tirincanti



Qc	Depositi continentali del Quaternario	MA	Marnoso-Arenacea
Qm	Depositi marini del Pleistocene inf.-medio	ol	slumps con olistoliti di Liguridi e Subliguridi
V	Depositi lacustri del Villafranchiano	G	Unità tettonica Castel Guerrino
P	Depositi marini del Pliocene inf.-Pleistocene inf.	F	Unità tettonica Cervarola-Falterona-Trasimeno
Pi	Depositi intraappenninici del Pliocene	E	Depositi episuturali dell'Oligocene sup.-Miocene medio
M	Depositi evaporitici e ipalini del Messiniano	L	Liguridi e Subliguridi
	sovrascorrimenti		superficie assiale di anticlinale
	sovrascorrimenti sepolti		superficie assiale di sinclinale
	faglie generiche e contatti tettonici		limite stratigrafico
	faglie normali		crinale appenninico

*Inquadramento tettonico del territorio ove ricade il Comune di Cesena*

## 4.2 Sismicità storica

L'Emilia-Romagna è attualmente una regione attiva dal punto di vista sismico. La presenza di eventi sismici recenti di rilevante intensità non sorprende e conferma che la regione è tettonicamente attiva. Evidenze di movimenti molto recenti sono stati individuate nel riempimento sedimentario Plio-Pleistocenico: in particolare, risultano attivi i sovrascorrimenti sepolti che danno luogo agli archi di Piacenza-Parma, Reggio Emilia e di Ferrara. A tali strutture (in particolare alla dorsale Ferrarese) possono essere associati i fenomeni di fagliazione superficiale osservati in alcune aree di Pianura Padana, nelle province di Reggio Emilia e Modena.

Tra i terremoti storici più rilevanti con epicentro in Emilia-Romagna si possono ricordare quelli nella tabella sotto riportata, ottenuti dal catalogo CPT11.

Data	Area Epicentrale	I MSC Mw	Latitudine	Longitudine
5/6/1501	Appennino modenese	IX Mw=6.0	44.519	10.844
10/9/1584	Appennino toscano-emiliano	IX Mw=5.8	43.862	11.992
22/3/1661	Appennino romagnolo	IX Mw=6.1	44.021	11.898
11/4/1688	Romagna	VIII - IX Mw=5.8	44.390	11.942
19/10/1768	Appennino romagnolo	IX Mw=5.9	43.939	11.901
4/4/1781	Romagna	IX - X Mw=5.9	44.251	11.798
17/3/1875	Romagna sud-orientale	VIII Mw=5.9	44.210	12.572
17/5/1916	Alto Adriatico	VIII Mw=6.02	44.141	12.725
16/8/1916	Alto Adriatico	VIII Mw=6.1	44.034	12.779
10/11/1918	Appennino romagnolo	IX Mw=5.8	43.917	11.933
15/7/1971	Parmense	VIII Mw=5.6	44.781	10.291
15/10/1996	Correggio	VII Mw=5.4	44.798	10.678
14/9/2003	Appennino Bolognese	VII Mw=5.3	44.255	11.380
29/05/2012	Pianura emiliana	VII-VIII Mw=5.9	44.841	11.065

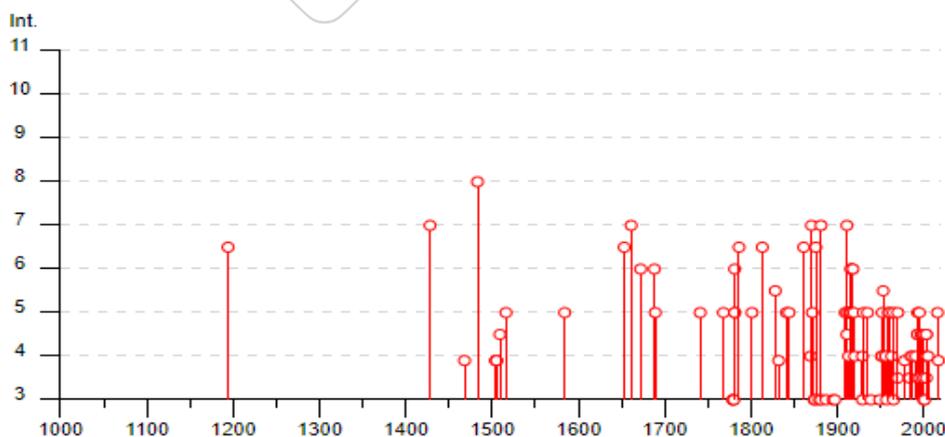
La ricostruzione storica degli eventi sismici che hanno caratterizzato il territorio comunale di Cesena è stata fatta utilizzando il database macrosismico italiano DBMI15 dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (a cura di Locati M., Camassi R., Rovida A., Ercolani E., Bernardini F., Castelli V., Caracciolo C.H., Tertulliani A., Rossi A., Azzaro R., D'Amico S., Conte S., Rocchetti E., Antonucci A. (2022). *Database Macrosismico Italiano (DBMI15), versione 4.0. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV)*. <https://doi.org/10.13127/dbmi/dbmi15.4>) rispetto al precedente DBMI11, il DBMI15 ne rappresenta l'integrazione e l'aggiornamento, per cui è stato consultato per estrarre le seguenti informazioni.

Nello specifico, il comune di Cesena appare 113 volte nel Database sopra citato con intensità registrata superiore o uguale a 4. Nella tabella seguente sono stati elencati i vari eventi registrati, con indicati, oltre all'intensità in scala MCS al sito in esame (I), la data (anno, mese, giorno, ora, minuto) in cui si è verificato l'evento Ax, l'intensità massima epicentrale in scala MCS (Io) e la magnitudo momento (Mw).

<b>Progettista:</b> Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
---	--



4	1956 05 26 18 40	Appennino forlivese	76	7 4.99
4	1956 06 03 01 45 5	Appennino forlivese	62	6 4.51
3	1957 04 17 02 22	Appennino forlivese	14	6 4.68
5	1959 03 11 00 15	Appennino forlivese	11	5 4.31
5	1961 05 08 22 45 5	Forlivese	40	5 4.37
2	1962 08 30 06 27 0	Montefeltro	23	6-7 4.76
4	1963 08 09 06 05	Romagna	16	5 5.23
3	1965 08 04 11 49 5	Alta Valtiberina	44	5 4.48
5	1965 12 18 09 22 2	Pianura romagnola	11	5 4.54
2	1969 01 10 16 17 3	Pianura Ravennate	22	5 4.38
NF	1969 08 09 09 20 5	Appennino toscano-romagnolo	33	5 4.20
3-4	1970 02 09 07 39	Appennino forlivese	30	5-6 4.50
5	1970 09 26 16 42 2	Cesenate	18	4-5 3.99
2	1972 11 30 11 25 2	Costa pesarese	30	4.52
F	1978 12 05 15 39 0	Romagna	34	4-5 4.61
2-3	1993 11 09 16 29 5	Parmense	850	6-7 5.04
3-4	1984 04 29 05 02 5	Umbria settentrionale	709	7 5.62
4	1985 11 24 06 54 0	Appennino forlivese	29	5-6 4.29
2-3	1986 12 06 17 07 1	Ferrarese	604	6 4.43
4	1987 07 05 13 12 3	Montefeltro	90	6 4.44
4	1991 01 14 07 38 3	Casentino	62	5 4.26
4-5	1993 11 05 02 01 0	Cesenate	10	3.99
5	1993 11 07 23 21 1	Cesenate	36	4-5 3.95
4-5	1993 11 09 13 46 2	Cesenate	28	4-5 3.93
5	1995 12 27 23 44 2	Forlivese	37	5 3.97
3-4	1996 10 15 09 55 5	Pianura emiliana	135	7 5.38
4-5	1997 09 26 09 40 2	Appennino umbro-marchigiano	869	8-9 5.97
4-5	1999 01 25 22 45 5	Appennino forlivese	97	5 4.36
3	2000 05 06 22 07 0	Faentino	85	5 4.08
3-4	2000 05 08 12 29 5	Faentino	126	5 4.67
3-4	2000 05 10 16 52 1	Faentino	151	5-6 4.82
4-5	2000 08 01 02 34 3	Montefeltro	84	5-6 4.27
3	2001 11 26 00 56 5	Casentino	211	5-6 4.63
NF	2002 11 02 10 57 4	Ferrarese	79	4 4.21
4-5	2003 01 26 19 57 0	Appennino forlivese	35	6 4.66
4	2003 01 26 20 15 0	Appennino forlivese	63	5-6 4.50
3-4	2003 01 29 23 50 1	Appennino forlivese	71	4-5 4.06
4-5	2003 12 07 10 20 3	Forlivese	165	5 4.18
4	2005 07 15 15 17 1	Forlivese	173	4-5 4.29
5	2016 08 24 01 36 3	Monti della Lega	221	10 6.18
F	2017 01 18 10 14 0	Aquilano	280	5.70



Il grafico seguente ricostruisce la storia sismica di Cesena (per terremoti con intensità al sito superiore o uguale a 4) tra gli anni 1200 e fino al 2017.

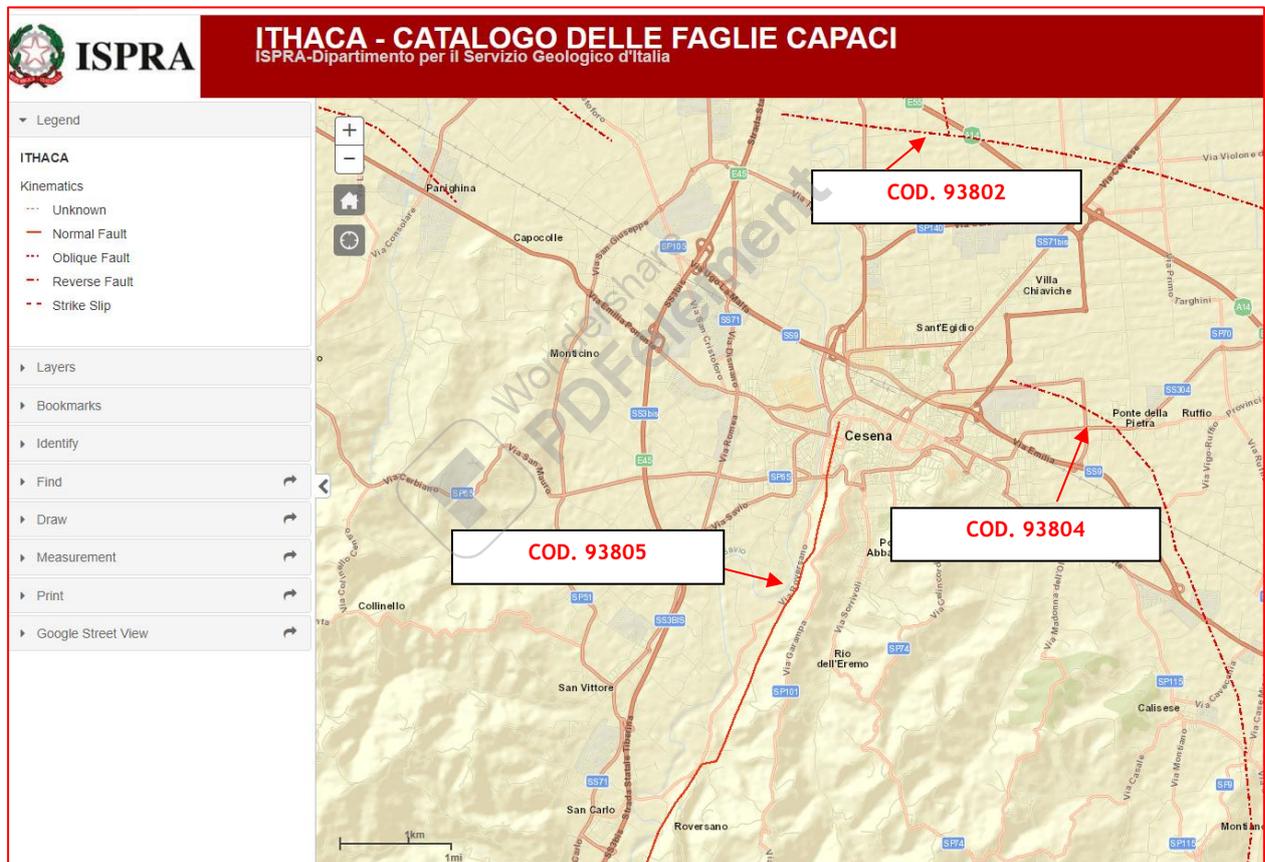
<b>Progettista:</b> Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
---	--

### 4.3 Faglie capaci e sorgenti sismogenetiche

Per quanto riguarda il tema delle faglie capaci (faglie che si sono rotte almeno una volta negli ultimi 40.000 anni, raggiungendo la superficie e producendo una rottura del terreno) e l'inquadramento delle sorgenti sismogenetiche più prossime all'area di Cesena, si è fatto riferimento agli studi condotti dagli esperti scientifici e riportate nei cataloghi ITHACA e DISS 3.3.0.

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

ITHACA è un database creato per la raccolta e la consultazione di tutte le informazioni disponibili sulle strutture tettoniche attive in Italia, con particolare attenzione ai processi tettonici che potrebbero generare rischi naturali (ITHACA Working Group (2019). ITHACA (ITaly HAZard from CAPable faulting). A database of active capable faults of the Italian territory. ISPRA Geological Survey of Italy. (WebPortal <http://sqi2.isprambiente.it/ithacaweb/Mappatura.aspx>).



<p><b>Progettista:</b> Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli</p>	<p>con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti</p>
---	---

La figura appena riportata evidenzia, che all'interno del territorio comunale sono presenti quattro faglie attive e capaci; nelle tabelle sottostanti, vengono riportate le informazioni desunte dalle schede specifiche ITHACA per tali lineamenti

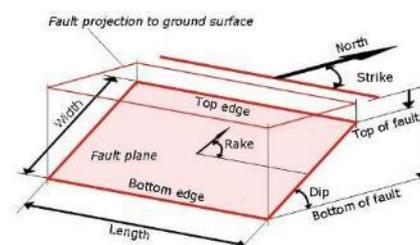
Nome faglia	<b>F. Savio - Ravenna</b>
Codice faglia	93805
Macrozona	
Regione	Emilia-Romagna
Sistema	Ravenna - Comacchio
Ordine	Primario
Average Strike	200
Lunghezza (km)	12.5
Profondità (km)	
Ultima attività (anni)	Pleistocene
Affidabilità dato sull'attività	Bassa
Qualità dello studio	Bassa

Nome faglia	<b>Cesena - Ravenna</b>
Codice faglia	93804
Macrozona	
Regione	Emilia-Romagna
Sistema	Ravenna - Comacchio
Ordine	Primario
Average Strike	150
Lunghezza (km)	10.4
Profondità (km)	
Ultima attività (anni)	Pleistocene
Affidabilità dato sull'attività	Bassa
Qualità dello studio	Bassa

Nome faglia	<b>F. Rubicone - Ravenna</b>
Codice faglia	93802
Macrozona	
Regione	Emilia-Romagna
Sistema	Ravenna - Comacchio
Ordine	Primario
Average Strike	105
Lunghezza (km)	16.1
Profondità (km)	
Ultima attività (anni)	Pleistocene medio
Affidabilità dato sull'attività	Bassa
Qualità dello studio	Bassa

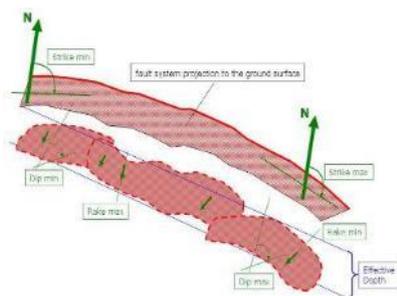
La mappa dell'INGV riportata di seguito, denominata DISS 3.3.0 (*Database of Individual Seismogenic Sources - DISS Version 3.3.0 rilasciata a dicembre 2021*), mostra tre tipologie di sorgenti sismogenetiche.

**Sorgenti individuali (IS):** per le quali viene proposta una rappresentazione tridimensionale semplificata del piano di faglia. Questo tipo di sorgente esibisce caratteristiche definite di estensione, movimento e massima magnitudo attesa.



**Progettista:**  
Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

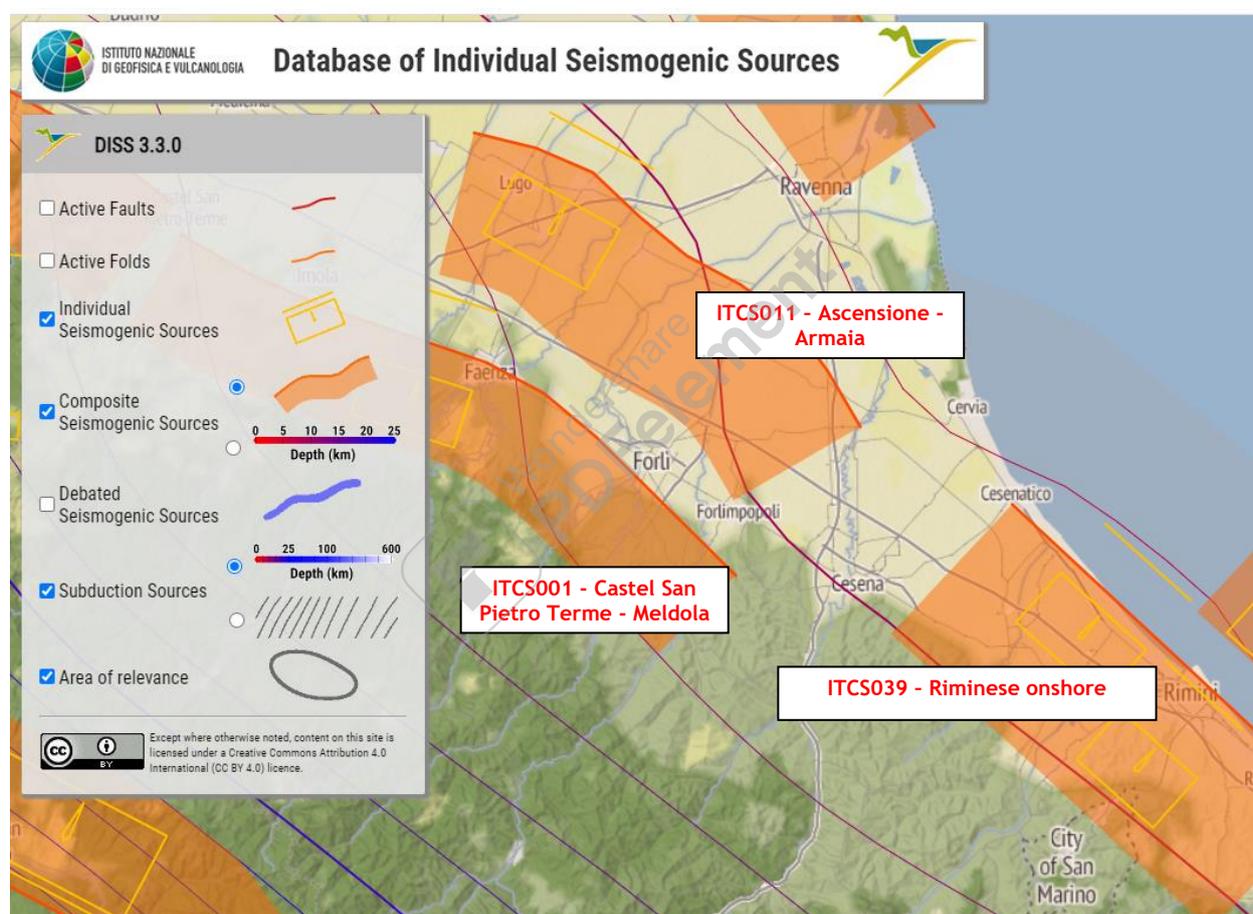
con la collaborazione di:  
Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra,  
Dott. Geol. Jacopo Tirincanti



**Sorgenti composite (CS):** sono regioni estese contenenti un numero non specificato di sorgenti minori allineate che non è ancora conosciuto singolarmente. Le sorgenti composite non sono associate a uno specifico gruppo di terremoti storici.

**Sorgenti dibattute (DS):** sono zone proposte in letteratura come potenziali sorgenti, ma considerate ancora non sufficientemente attendibili per entrare nel database.

La mappa del DISS mostra che il territorio comunale di Cesena si colloca al centro tra la sorgente composita ITCS011 “Ascensione - Armaia” e la sorgente composita ITCS001 “Castel San Pietro Terme - Meldola”.



La sorgente composita ITCS039 “Riminese onshore” si trova a cavallo della regione tra Marche e Romagna, intorno alla città di Rimini, e fa parte della spinta onshore esterna dell’Appennino Umbro-Marchigiano. Questo fronte è il sistema di faglie vergenti NE al confine orientale della catena dell’Appennino settentrionale, parallelo alla costa marchigiana.

I cataloghi storici e strumentali (Boschi et al., 2000; Gruppo di Lavoro CPTI, 2004; Pondrelli et al., 2006; Guidoboni et al., 2007) evidenziano numerosi terremoti dannosi avvenuti nel settore centro-meridionale dell’area. Gli eventi chiave sono (da sud-est a nord-ovest), il doppio terremoto del 17 maggio e del 16 agosto 1916 (entrambi Mw 5,9, Alto Adriatico) (i loro veri epicentri probabilmente situati proprio al largo

**Progettista:**  
Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

con la collaborazione di:  
Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra,  
Dott. Geol. Jacopo Tirincanti

di questa zona), il 14 aprile 1672 (Mw 5,6) e il 25 eventi del dicembre 1786 (Mw 5.7) e i terremoti del 17 marzo 1875 (Mw 5.7). L'area mostra anche una sismicità intermedia sparsa ( $4,5 < Mw < 5,0$ ).

Minima profondità (km)	2,0
Massima profondità (km)	10,0
Direzione (°)	120 - 140
Inclinazione (°)	25 - 35
Rake (°)	80 -100
Velocità di movimento (mm/anno)	1,0 - 1,7
Magnitudo massima	7,0

La sorgente composita **ITCS011 “Ascensione - Armaia”** si trova a cavallo della regione a sinistra della bassa valle del Savio R. tra le città di Ravenna (a nord-est) e Forlì (a sud), formando una parte del fronte di spinta dell'Arco di Ferrara. Questo sistema di faglie è l'arco interno NE-verging nel settore nord-orientale della catena appenninica settentrionale, tra la pedemontana romagnola e la pianura padana.

Cataloghi storici e strumentali (Boschi et al., 2000; Gruppo di Lavoro CPTI, 2004; Pondrelli et al., 2006; Guidoboni et al., 2007) mostrano una scarsa sismicità intermedia ( $4,5 < Mw < 5,0$ ) nella regione, con la notevole eccezione dell'11 aprile 1688 (Mw 5,9, Romagna) terremoto ben all'interno della zona, e il 725 A.D. (Mw 5.6, Classe-Ravenna) uno, a nord-est della regione. Si potrebbe anche includere il 10 luglio 1570 (Mw 5.2, Forlì) evento. Appena a sud-est della zona si è verificato l'11 agosto 1483 (Mw 5,7, Romagna Meridionale).

Minima profondità (km)	2,0
Massima profondità (km)	10,0
Direzione (°)	110 - 140
Inclinazione (°)	25 - 45
Rake (°)	80 -100
Velocità di movimento (mm/anno)	0,150 - 0,330
Magnitudo massima	7,0

La sorgente composita **ITCS001 “Castel San Pietro Terme - Meldola”** si trova a cavallo della regione a sinistra dell'alta valle del Savio R. verso la città di Bologna (a nord-ovest della sorgente) e appena a sud di Forlì, e appartiene al fronte di spinta pedeappenninico. Si tratta di un sistema di faglie NE-verging, in parte costituito da piccoli archi, ai piedi dell'Emilia-Romagna della catena appenninica settentrionale.

I cataloghi storici e strumentali (Boschi et al., 2000; Gruppo di Lavoro CPTI, 2004; Pondrelli et al., 2006; Guidoboni et al., 2007) mostrano una densa concentrazione di entrambi ( $4,5 < Mw < 5,0$ ) e una sismicità dannosa nella regione. I principali terremoti si sono verificati (da sud-est a nord-ovest): l'11 agosto 1483 (Mw 5,7, Romagna Meridionale); il 19 febbraio 1911 (Mw 5,4, Romagna Meridionale); il 30 ottobre 1870 (Mw 5,6, Meldola); il 3 luglio 1428 (Mw 5,6, Predappio); il 4 aprile 1383 (Mw 5,4, Forlì); il 21 settembre 1813 (Mw 5,3, Romagna Centrale); 17 luglio 1781 (Mw 5,5, Romagna); 5 maggio 1935 (Mw 5,3, Faentino); il più importante terremoto del 4 aprile 1781 (Mw 5,9, Faentino). Poco più a sud della zona si svolse il 30 aprile 1279 (Mw 5,5, Rocca San Casciano).

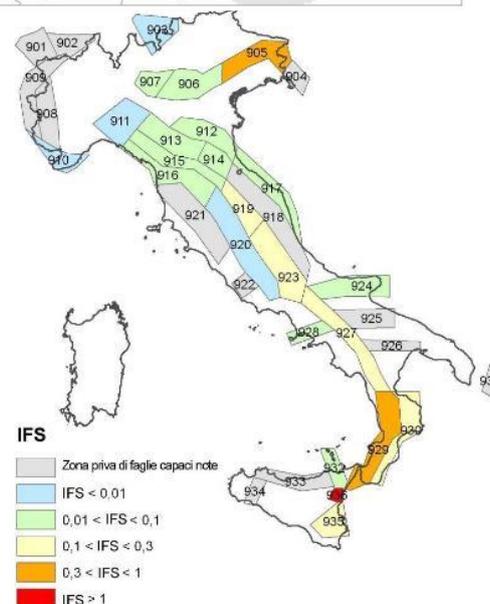
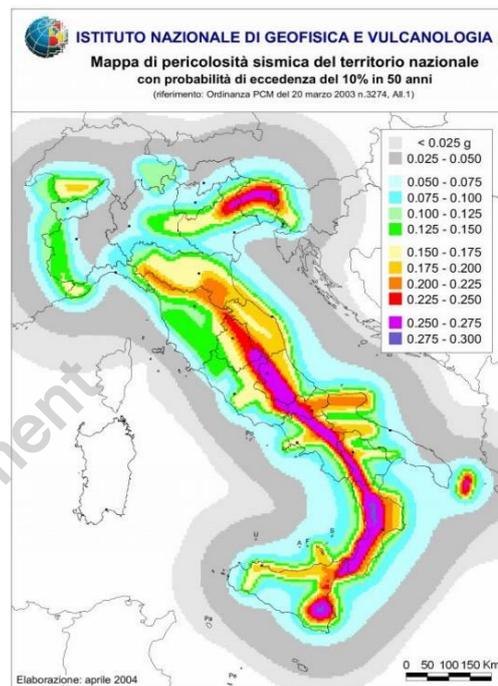
Minima profondità (km)	2.0
Massima profondità (km)	8.0
Direzione (°)	110 - 140
Inclinazione (°)	30 - 40
Rake (°)	80 - 100
Velocità di movimento (mm/anno)	0,240 - 0,630
Magnitudo massima	6,5

#### 4.4 Zonazione sismica nazionale

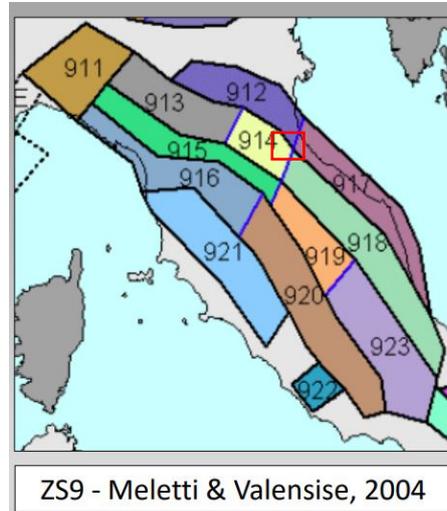
In seguito all'emanazione dell'O.P.C.M. 20/03/2003, n° 3274, in cui si manifestava l'esigenza di una mappa di pericolosità sismica di riferimento per l'individuazione delle zone sismiche sul territorio nazionale, è stato redatto a cura dell'INGV (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia) un documento denominato "Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'O.P.C.M. 20/03/2003, n° 3274. Rapporto conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile" (INGV, Milano-Roma, aprile 2004, 65 pp. + 5 appendici), che rappresenta il punto di riferimento per le valutazioni di pericolosità sismica su tutto il territorio nazionale (figura seguente).

All'interno della ricerca eseguita per tale redazione, è stata elaborata una nuova zonazione sismogenetica, denominata ZS9 che divide tutto il territorio italiano in 36 zone. Tale zonizzazione è stata condotta tramite l'analisi cinematica degli elementi geologici (cenozoici e quaternari) coinvolti nella dinamica delle strutture litosferiche profonde e della crosta superficiale; essa, pur basandosi ampiamente sull'impianto generale e sul *background* informativo della precedente zonazione ZS4 (Scandone e Stucchi, 1996), rappresenta un suo sostanziale ripensamento, alla luce delle evidenze di tettonica attiva, delle valutazioni sul potenziale sismogenetico acquisite nei primi anni del decennio con i fondamentali contributi del *Database of Individual Seismogenic Sources* (DISS) (che, combinando dati geologici, storici e strumentali, censisce le sorgenti in grado di produrre terremoti di magnitudo 5.5 e superiore) e del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (all'epoca della redazione della mappa CPTI2, ora arrivato alla versione CPTI15). Il confronto tra le informazioni che hanno condotto alla costruzione del modello geodinamico e la sismicità osservata ha permesso di costruire la Carta delle Zone Sismogenetiche del territorio nazionale.

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

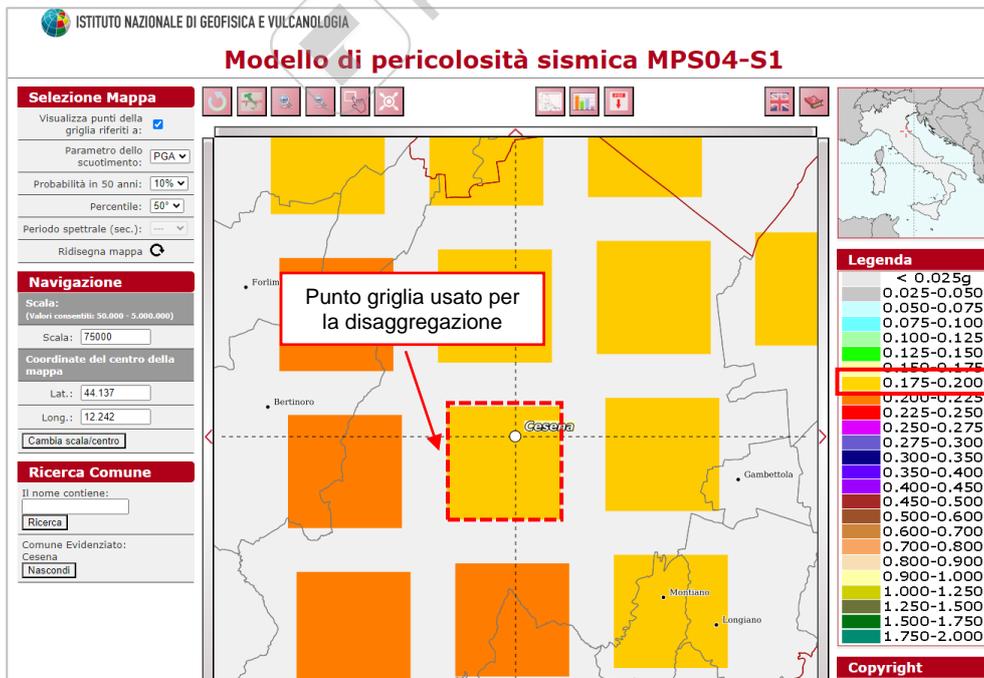


Ogni zonizzazione sismogenetica è caratterizzata da un definito modello cinematico il quale sfrutta una serie di relazioni di attenuazione stimate sulla base di misurazioni accelerometriche effettuate sia sul territorio nazionale che europeo. Secondo la zonazione sismogenetica ZS9 (Meletti e Valensise, 2004), il comune di Cesena si inserisce a cavallo tra le zone sismogenetiche n° 912, 914 e 917.



#### 4.5 Pericolosità sismica di riferimento

La distribuzione e la caratterizzazione delle zone sismogenetiche finora riconosciute e descritte in precedenza è stata tradotta in una Carta di Pericolosità Sismica, valida su tutto il territorio nazionale ed entrata in vigore con l'O.P.C.M. n° 3519 del 28/04/2006. Nella carta, della quale la figura seguente rappresenta l'estratto per il comune di Cesena, sono riportati i valori di accelerazione orizzontale massima al suolo  $a_g$  con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni, riferiti a suoli rigidi subpianeggianti di Categoria A.



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

**Progettista:**  
Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

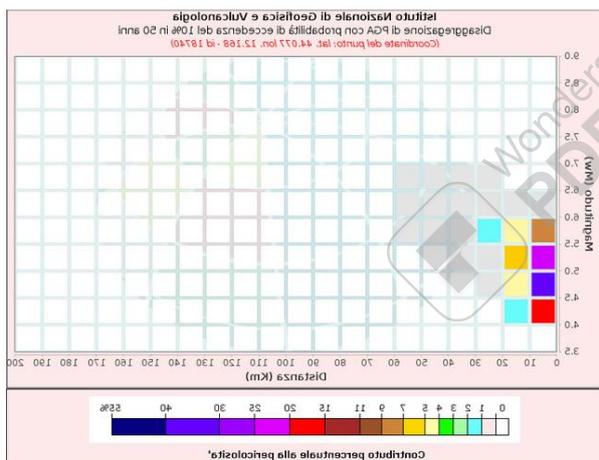
con la collaborazione di:  
Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra,  
Dott. Geol. Jacopo Tirincanti

Pertanto, secondo l’O.P.C.M. n° 3519 del 28/04/2006, la maggior parte del territorio oggetto dello studio di microzonazione sismica è inseribile nella fascia distinta da un valore di accelerazione sismica orizzontale  $a_g$  riferito a suoli rigidi sub-pianeggianti caratterizzati da  $V_{s,30} > 800$  m/s compreso tra 0,150g e 0,175g (valori riferiti ad una probabilità di superamento del 10% in 50 anni - mappa 50° percentile), ovvero in Zona 2, come classifica la tabella riportata sotto, estratta dall’O.P.C.M. n° 3519 stessa.

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

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

In ultima, si riporta il calcolo della disaggregazione della pericolosità: questa ha lo scopo di individuare il maggior contributo alla pericolosità del sito in termini di magnitudo-distanza di un evento. I grafici riportati sotto sono stati desunti dalle Mappe Interattive di Pericolosità Sismica dell’INGV e sono relativi al punto della griglia definito nella figura precedente (Carta di Pericolosità Sismica dell’INGV).



Disaggregazione di PGA con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni  
(Coordinate del punto: lat: 44.077 lon: 12.168 - id 18740)

Distanza (Km)	Magnitudo (Mw)										
	3,5-4,0	4,0-4,5	4,5-5,0	5,0-5,5	5,5-6,0	6,0-6,5	6,5-7,0	7,0-7,5	7,5-8,0	8,0-8,5	8,5-9,0
0-10	0.0000	18.0000	34.4000	20.1000	7.9500	0.2950	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
10-20	0.0000	1.1100	4.4800	5.5800	4.2500	0.8070	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
20-30	0.0000	0.0000	0.0996	0.7550	1.2000	0.3330	0.0005	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
30-40	0.0000	0.0000	0.0000	0.0271	0.2390	0.1760	0.0104	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
40-50	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0261	0.0490	0.0052	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
50-60	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0004	0.0046	0.0011	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
60-70	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
70-80	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
80-90	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
90-100	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
100-110	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
110-120	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
120-130	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
130-140	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
140-150	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
150-160	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
160-170	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
170-180	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
180-190	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
190-200	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000

Valori Medi		
Magnitudo	Distanza	Epsilon
4.96	6.86	1.01

Dalla ricostruzione dell'INGV riportata sopra, considerando un tempo di ritorno  $T_r = 475$  anni e una Categoria A di sottosuolo in condizioni sub-pianeggianti, si evidenzia che il maggior contributo alla pericolosità sismica locale è dato da eventi di entità  $M_w$  compresa tra 4,0 e 6,0 e relativamente vicini ( $R =$  entro 10-20 km).

Si fa comunque presente che, come tutte le zone sismogenetiche del territorio italiano, anche quelle contrassegnate dal n°912, 914 e 917 e precedentemente descritta viene considerata omogenea ai fini della probabilità di accadimento degli eventi sismici, ovvero si ritiene che tutti i punti in essa contenuti abbiano la stessa probabilità di essere sede di eventi sismici.

Secondo il paragrafo 2.8 degli “Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica”, per alcune tipologie di verifiche si potrebbe assumere come valore di magnitudo attesa quella massima della zona sismogenetica di appartenenza, che per le zone n°912, 914 e 917 in cui ricade il territorio di Cesena, vale  $M_{wmax} = 6.14$ .

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

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

## 5 MICROZONAZIONE SISMICA. PRINCIPI FONDAMENTALI E FINALITÀ

### 5.1 Introduzione

I recenti terremoti che hanno interessato il nostro paese hanno ampiamente dimostrato che la variabilità spaziale del danno rilevato trova molto spesso la sua causa principale nei cosiddetti “effetti locali”, ossia nelle differenti risposte del territorio alle azioni sismiche, legate alla variazione delle sue condizioni geologiche, geomorfologiche e geotecniche.

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

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

### 5.2 La natura del problema

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



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

Da tali osservazioni è nata la necessità di iniziare degli studi per ipotizzare il comportamento del territorio in caso di terremoto e, di conseguenza, per valutare la pericolosità sismica locale e realizzare la Microzonazione Sismica (MS), precedentemente definita.

La MS può assumere forme molto diverse a seconda delle condizioni territoriali in cui si realizza ed è difficile da standardizzare anche se, grazie ad alcune procedure ormai consolidate, è possibile sintetizzare lo studio di MS in una cartografia del territorio nella quale sono indicate:

- le zone in cui il moto sismico non viene modificato rispetto a quello atteso in condizioni ideali di roccia rigida e pianeggiante (Categoria A di sottosuolo secondo Eurocodice 8) e, pertanto, gli scuotimenti attesi sono equiparati a quelli forniti dagli studi di pericolosità di base;
- le zone in cui il moto sismico viene modificato rispetto a quello atteso in condizioni ideali di roccia rigida e pianeggiante, a causa delle caratteristiche litostratigrafiche del terreno e/o geomorfologiche del territorio;
- le zone in cui sono presenti o suscettibili di attivazione fenomeni di deformazione permanente del territorio indotti o innescati dal sisma (instabilità di versante, liquefazione, fagliazione superficiale, cedimenti differenziali, ecc.).

In sostanza, dal punto di vista della pericolosità, la MS distingue le seguenti aree:

- **aree sismicamente stabili**, dove possono verificarsi o meno “effetti di sito” (stratigrafici, di valle, topografici, ecc.);
- **aree sismicamente instabili**, dove possono verificarsi anche fenomeni di instabilità quali movimenti franosi, crolli di roccia, liquefazione, densificazione, subsidenza, spostamenti di faglia, crolli legati a cavità, ecc.



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

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

La mappa di MS diventa, quindi, una cartografia di sintesi che identifica il tipo di problemi e le gerarchie di pericolosità tra le diverse aree; nel caso di Cesena, tali informazioni serviranno a fornire all'amministrazione comunale uno strumento utile per la futura programmazione territoriale, la pianificazione urbanistica e la gestione delle emergenze, nonché per un eventuale ricostruzione post-sismica.

<b>Progettista:</b> Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
---	--

Si fa comunque presente che la MS è legata alla gestione del territorio ed alla pianificazione urbanistica e NON alla progettazione delle strutture.

### 5.3 Finalità e livelli di approfondimento

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

Essa si colloca ad un livello intermedio tra la classificazione sismica a scala nazionale, che fa riferimento ad un terreno ideale rigido e pianeggiante per il quale fornisce dei parametri indicativi della pericolosità di base, e la progettazione antisismica, che opera invece a scala di singolo manufatto.

L'obiettivo principale è, in primo luogo, quello di distinguere le zone il cui comportamento può essere instabile (aree critiche) dalle zone stabili dove possono aversi o meno “fenomeni di amplificazione del moto sismico” (aree stabili suscettibili o non suscettibili di amplificazione), mentre il secondo obiettivo è quello di valutarne la risposta.

Le principali linee guida internazionali, tra cui gli “Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica” del Dipartimento della Protezione Civile (2008), prevedono tre livelli di approfondimento (1, 2 e 3).

In sintesi:

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

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

Nel caso in esame, è possibile affermare che lo studio di MS è stato svolto ad un Livello 2 di approfondimento, quantificando le variazioni in termini di frequenza, durata e intensità che un moto sismico di base subisce attraversando gli strati più superficiali, fino a raggiungere la superficie. Tali valutazioni hanno portato alla **determinazione dei Fattori di Amplificazione** in corrispondenza delle aree soggette allo studio; in particolare, sono stati utilizzati gli abachi riportati nell'Allegato A2 della D.G.R. 564/2021 utilizzando i risultati delle numerose prove geognostiche condotte e di seguito illustrate.

Alla luce delle analisi effettuate e dei risultati ottenuti, è stato possibile rivisitare lo studio di MS di Livello 2, svolto precedentemente e non aggiornato rispetto ai nuovi standard di MS e normativa regionale.

<b>Progettista:</b> <b>Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli</b>	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
--	--

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

### 6.1 Indagini pregresse e di nuova realizzazione

Durante gli studi di livello 1 e 2 svolti nel 2016 sono stati raccolti e analizzati tutti i dati disponibili (più di 1000) sul territorio comunale finalizzati alla costruzione stratigrafica, attribuzione dei parametri geotecnici ai litoitipi presenti e, in particolare, allo scopo di definire il modello geologico del sottosuolo del territorio comunale.

Successivamente, nella revisione del 2018, in seguito alla richiesta di integrazioni pervenuta dalla Regione Emilia-Romagna - Servizio geologico, sismico e dei suoli, è stato concordato, di procedere ad una sostanziale revisione della Microzonazione sismica di Livello 1 e 2 del Comune di Cesena, in accordo con il Servizio stesso e con il Comune interessato.

Il database delle indagini è stato quindi totalmente revisionato e completato, dal momento che presentava numerose lacune ed errori sia nella forma sia nella sostanza.

Sono state innanzitutto selezionate un numero di indagini minore rispetto a quelle presenti, eliminando quelle ridondanti o poco significative in modo da rendere più snella e semplice la loro rappresentazione. Le indagini sono state scelte considerando la loro distribuzione areale e la loro rappresentatività della tipologia di sottosuolo, in questo modo si è “coperta” la quasi totalità del territorio indagato evitando allo stesso tempo ripetizioni e sovrapposizioni.

Sono state quindi selezionate n. 595 INDAGINI PUNTUALI e n. 115 INDAGINI LINEARI, di cui:

- N. 1 CROSSHOLE
- N. 89 CPT - prova penetrometrica statica
- N. 18 CPTe prova - prova penetrometrica statica con punta elettrica
- N. 1 CPTU - prova penetrometrica statica con piezocono
- N.1 DOWNHOLE
- N.11 DL - prova penetrometrica dinamica leggera
- N.2 DP - prova penetrometrica dinamica pesante
- N. 15 ESAC/SPAC
- N. 287 HVSr
- N. 83 PA - pozzo per acqua
- N. 1 PI - pozzo per idrocarburi
- N. 67 S - sondaggio a carotaggio continuo
- N. 3 SD - sondaggio a distruzione di nucleo
- N. 16 SS - sondaggio a carotaggio continuo che intercetta il substrato
- N. 60 MASW
- N.15 REMI E 15 MASW ASCQUISITE NELLO STESSO STENDIMENTO
- N. 25 REMI
- N. 4 PR - profilo di resistività
- N. 11 SR - sismica a rifrazione

In questa nuova fase, per la realizzazione dei modelli sismo-stratigrafici richiesti dal Livello 3 e per la valutazione delle potenziali instabilità per liquefazione, sono state raccolte ulteriori indagini archiviate in Comune e non precedentemente digitalizzate e realizzate alcune indagini *ex-novo*.

Tutte le indagini, pregresse e di nuova realizzazione, sono state schedate, informatizzate e inserite nel DVD allegato al presente studio.

<b>Progettista:</b> <b>Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli</b>	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
--	--

Nel dettaglio, sono state raccolte in Comune, al fine di caratterizzare la liquefazione, **n.76 indagini di cui più di 50 prove CPT.**

Mentre sono state realizzate *ex-novo*:

- **n° 30 prospezioni sismiche con tecnica M.A.S.W. (acquisite anche con metodo passivo ReMi)** sviluppate in array lineari con geofoni ad asse verticale per la ricostruzione sismo-stratigrafica del sottosuolo tramite la misura della velocità di propagazione delle onde S;
- **n° 30 registrazioni di rumore sismico ambientale a stazione singola con elaborazione H.V.S.R. (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*)** per individuare le frequenze di risonanza dei depositi;
- **n° 8 prove penetrometriche statiche C.P.T.** per la corretta ricostruzione stratigrafica e parametrizzazione dei terreni attraversati. Tali indagini sono state ubicate nelle zone più carenti di informazioni.

## 6.2 Metodologia di elaborazione delle nuove indagini

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

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

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

Le basi teoriche della tecnica H.V.S.R. si rifanno in parte alla sismica tradizionale (riflessione, rifrazione, diffrazione) e in parte alla teoria dei microtremiti. La forma di un'onda registrata in un sito  $x$  da uno strumento dipende:

- dalla forma dell'onda prodotta dalla sorgente  $s$ ;
- dal percorso dell'onda dalla sorgente  $s$  al sito  $x$  (attenuazioni, riflessioni, rifrazioni, incanalamenti per guide d'onda);

<b>Progettista:</b> Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
---	--

- dalla risposta dello strumento.

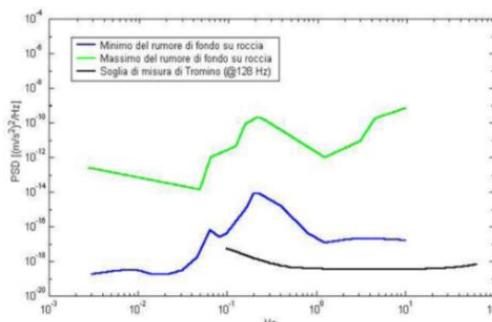
Possiamo scrivere questo come:

**segnale registrazione al sito x = sorgente \* effetti di percorso \* funzione trasferimento strumento**

Il rumore sismico ambientale, presente ovunque sulla superficie terrestre, è generato dai fenomeni atmosferici (onde oceaniche, vento) e dall'attività antropica oltre che, ovviamente, dall'attività dinamica terrestre. Si chiama anche *microtremore* poiché riguarda oscillazioni molto piccole, molto più piccole di quelle indotte dai terremoti. I metodi che si basano sulla sua acquisizione si dicono passivi, poiché il rumore non è generato *ad hoc*, come ad esempio le esplosioni della sismica attiva. Nel tragitto dalla sorgente *s* al sito *x* le onde elastiche (sia di terremoto che microtremore) subiscono riflessioni, rifrazioni, intrappolamenti per fenomeni di guida d'onda, attenuazioni che dipendono dalla natura del sottosuolo attraversato. Questo significa che, se da un lato l'informazione riguardante la sorgente è persa e non sono più applicabili le tecniche della sismica classica, è presente comunque una parte debolmente correlata nel segnale che può essere estratta e che contiene le informazioni concernenti il percorso del segnale e, in particolare, relative alla struttura locale vicino al sensore. Dunque, anche il debole rumore sismico, che tradizionalmente costituisce la parte di segnale scartata dalla sismologia classica, contiene informazioni. Questa informazione è però sepolta all'interno del rumore casuale e può essere estratta attraverso tecniche opportune.

Una di queste tecniche è la teoria dei rapporti spettrali o semplicemente H.V.S.R., che è in grado di fornire stime affidabili delle frequenze principali del sottosuolo, informazione di notevole importanza nell'ingegneria sismica.

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



#### 6.2.1.1 Sintesi dei risultati

Le frequenze di risonanza del terreno fanno parte degli “effetti di sito” che, assieme all’instabilità per azione sismica, caratterizzano la vulnerabilità del territorio quale elemento indispensabile per la stima del rischio sismico. In linea di principio, visto che il suolo è assimilabile ad un corpo viscoelastico, è possibile misurarne le frequenze proprie di oscillazione in ogni punto: infatti, le frequenze sono determinate dalle proprietà meccaniche e, in maniera secondaria, dalla morfologia attorno al punto di misura.

Analizzando la “Carta delle frequenze” e la “Carta delle indagini” successivamente descritte, si vede come sia stato indagato integralmente tutto il territorio comunale e come le n° 248 misure H.V.S.R. siano state distribuite in modo da interessare completamente il comune di Cesena: la distribuzione delle prove è stata ottimizzata per vedere il “modo” di rispondere dei vari depositi alle sollecitazioni sismiche.

Durante le fasi interpretative delle misure HVSR si è cercato di individuare sia la frequenza “fondamentale” che quella “secondaria” considerando la finestra frequenziale di 0,1-20 Hz, che

<b>Progettista:</b> <b>Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli</b>	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
--	--

risultano essere quella di normale interesse ingegneristico-strutturale. Nello specifico, la prima frequenza corrisponde a quella con il valore più basso ( $f_0$ ) mentre la seconda alla frequenza più alta.

In allegato fuori testo sono riportati i report dei risultati di tali prove. In particolare, per ogni misura sono stati indicati:

- i grafici rappresentanti il rapporto spettrale H/V registrato e l'andamento delle tre componenti spettrali;
- la time history del segnale e la documentazione fotografica;
- la qualità del segnale acquisito in base al progetto SESAME (*Linee guida 2005*).

### 6.2.2 Indagine sismica di tipo passivo in array (M.A.S.W. - ESAC/SPAC - Re.Mi.)

È noto che la propagazione delle onde, nel caso di mezzi stratificati e trasversalmente isotropi, avviene in maniera diversa rispetto al caso di mezzi omogenei; non esiste più un'unica velocità, ma ogni frequenza è caratterizzata da una diversa velocità di propagazione a sua volta legata alle varie lunghezze d'onda. Queste lunghezze d'onda interessano il terreno a diverse profondità e risultano influenzate dalle caratteristiche elastiche che sono variabili, appunto, con la profondità. Questo comportamento viene definito *dispersione in frequenza* ed è fondamentale nello sviluppo dei metodi sismici che utilizzano le onde di superficie. Ovviamente, le lunghezze d'onda più grandi corrispondono alle frequenze più basse e vanno ad interessare il terreno più in profondità; al contrario, le lunghezze d'onda più piccole, poiché sono associate alle frequenze più alte, rimangono nelle immediate vicinanze della superficie. I metodi di prospezione sismica che utilizzano le onde di superficie si basano su modelli fisico-matematici nei quali il sottosuolo viene schematizzato come una serie di strati con caratteristiche elastiche lineari.

La procedura Re.Mi., come EPAC ed ESAC, è un metodo di prospezione sismica sviluppato presso l'Università di Reno in Nevada (Louie, 2001) e viene classificato come *metodo passivo* in quanto utilizza il rumore ambientale mentre la procedura MASW viene definita attiva. I vantaggi derivanti da questo metodo sono molteplici poiché è veloce e semplice da usare in fase di acquisizione, raggiunge una buona profondità e risoluzione d'indagine ma, soprattutto, permette di ottenere migliori risultati in ambienti particolarmente urbanizzati. La fase di acquisizione deve essere effettuata con una serie di accorgimenti e precauzioni da adottare in sito e nella pianificazione della registrazione. Tutto è finalizzato alla registrazione di dati contenenti la miglior informazione possibile riguardo alla propagazione delle onde di Rayleigh con buon rapporto segnale-rumore.

Il rumore incoerente, cioè di tipo casuale, rappresenta nel caso Re.Mi. la fonte del segnale utile che si vuole registrare. I microtremori generati dall'ambiente si propagano nel suolo e di questi si cerca di distinguere il modo fondamentale di vibrazione dell'onda di Rayleigh dai modi superiori e dall'*aliasing* spaziale: risulta quindi necessario soddisfare la condizione di *omnidirezionalità* delle sorgenti, cioè si suppone che il rumore ambientale provenga sostanzialmente da tutte le direzioni.

I tempi di registrazione dei microtremori sono decisamente più elevati rispetto alle indagini di tipo attivo MASW. La registrazione viene analizzata in finestre temporali che variano dai 10 ai 30 secondi. Sono da considerare la lunghezza dello stendimento  $L$  e la distanza intergeofonica  $\Delta x$ , che agisce sul segnale come una specie di filtro in frequenza; supponendo, infatti, che il segnale arrivi da tutte le direzioni, maggiore è la spaziatura, minore sarà la frequenza del segnale utile campionabile e viceversa: se la frequenza è più bassa, aumenta la profondità d'indagine. La fase più delicata è quella del *data processing*, che consiste nel trattamento dei dati acquisiti con l'obiettivo di stimare la velocità di fase delle onde di Rayleigh ( $V_r$ ), che sono correlabili con le velocità  $V_s$  di propagazione delle onde S ( $V_s \approx 1,1 V_r$ ). Le varie tecniche di processing trasformano l'informazione registrata nel dominio x-t (spazio tempo), in un dominio dove l'energia associata all'evento è funzione della frequenza e di altre variabili. Tutto

<b>Progettista:</b> Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
---	--

questo allo scopo di localizzare attraverso lo spettro la densità di energia maggiore, alla quale sono di solito associate le onde di Rayleigh. Con procedura manuale vengono selezionati dei punti sullo spettro, che andranno a formare la curva di dispersione sperimentale.

La scelta di questi valori, denominata *picking*, è condizionata da alcune indicazioni ma è imprescindibile dall'abilità e dall'esperienza dell'interprete anche in base ad altre conoscenze in merito al sito in esame.

Per ottenere un elevato dettaglio del segnale, il *sampling rate* utilizzato è stato di 512 Hz. La durata (lunghezza temporale) del segnale registrato per ogni misura è stato di circa 6 minuti per le acquisizioni passive e di 2s per la MASW. Il software utilizzato per l'analisi spettrale è [Grilla v.9.7.0 release 2021](#). Data la necessità di analizzare con elevato dettaglio le basse frequenze (tipicamente anche al di sotto dei 10 Hz), sono stati utilizzati n° 16 geofoni verticali a 4,5 Hz uniti in *array* totalmente digitali (*SoilSpy Rosina*). Ogni geofono è munito di un digitalizzatore che converte il segnale e lo trasmette al sismografo tramite un'interfaccia USB. Tale sistema permette di avere elevati rapporti di rumore, un perfetto sincronismo e una estrema leggerezza; la spaziatura utilizzata tra i geofoni è stata di 3 m. Tutti gli stendimenti eseguiti non presentavano sostanziali variazioni di quota e, quindi, i siti indagati sono stati considerati a sviluppo orizzontale.



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

40

Le misure sismiche di superficie (*array* sismici), effettuate per approfondire le conoscenze sulle caratteristiche sismiche dei litotipi costituenti il territorio in esame, hanno permesso di determinare la velocità di propagazione delle onde di taglio S ( $V_s$ ) dei terreni testati.

L'interpretazione degli *array* è stata eseguita in modo congiunto (dove possibile) con le misure H.V.S.R. accoppiate ad esse. L'utilizzo incrociato delle due tecniche sismiche ha permesso di ottenere un modello sismo - stratigrafico del sottosuolo robusto e affidabile in corrispondenza della zona d'interesse. L'indagine *array* ha individuato le discontinuità sismiche superficiali e stimato le velocità di propagazione delle onde S mentre la prospezione passiva a stazione singola (H.V.S.R.), ha stimato il grado di rigidità della copertura e del substrato sismico di riferimento.

Di seguito viene presentato, come esempio, un *report*; per la lettura completa delle schede con i risultati di tali prove, si rimanda alla documentazione archiviata all'interno della cartella "Documenti", nella struttura di archiviazione prevista dagli Standard di archiviazione e rappresentazione.

<p><b>Progettista:</b> Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli</p>	<p>con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti</p>
---	---

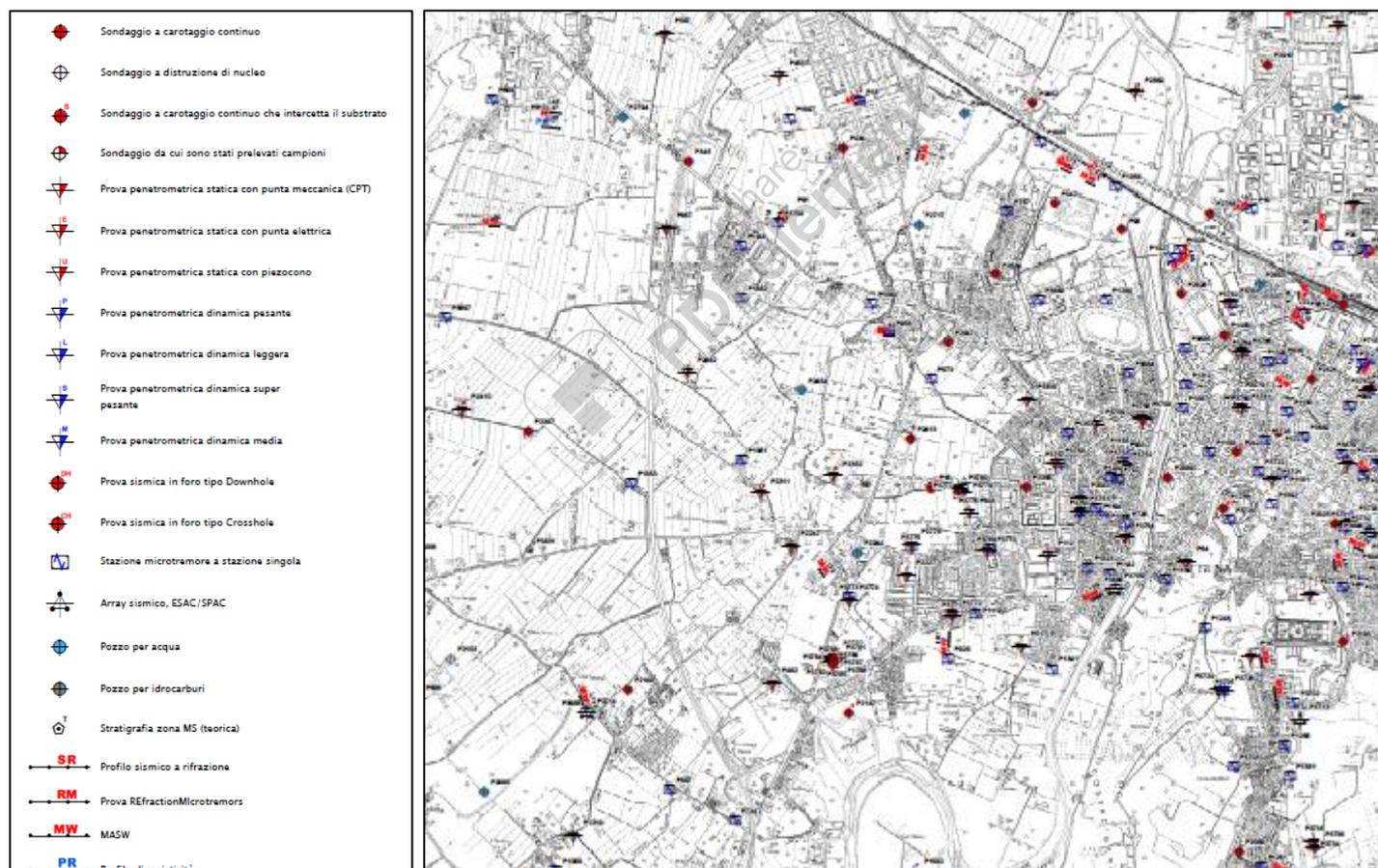
## 7 ELABORATI CARTOGRAFICI

### 7.1 Carta delle indagini

Si tratta della cartografia elaborata sulla base della Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000, con ubicate le indagini eseguite in questa fase e quelle desunte da lavori pregressi eseguiti nel comune di Cesena. In particolare, sono state ubicate le indagini provenienti da:

- microzonazione sismica di Livello 1-2;
- studi geologici pregressi raccolti presso l'Ufficio Tecnico Comunale;
- indagini geognostiche e geofisiche di nuova realizzazione.

Nella figura seguente è riportato un estratto della “Carta delle indagini” prodotta per il presente lavoro che dimostra come sia stato indagato, in modo dettagliato, l'intero territorio comunale; i rapporti delle indagini di nuova realizzazione, insieme a quelle raccolte e/o realizzate per il Livello 1-2-3 di MS, sono stati schedati, informatizzati e inseriti nel supporto informatico allegato all'interno della cartella “Indagini \ Documenti”.



## 7.2 Carta geologico-tecnica

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

Questa carta, elaborata sulla base della Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000, riguarda l’integrazione e la rivisitazione in chiave sismologica dei contenuti geolitologici, geomorfologici e idrogeologici contenuti nel P.S.C. comunale e desunta dal precedente lavoro di MS.

Per l’elaborazione della CGT sono state quindi analizzate le informazioni di carattere geologico disponibili e, sulla base delle caratteristiche meccaniche e degli ambienti genetico-deposizionali dei terreni, le varie unità litologiche sono state accorpate in modo da rappresentare, in ottica sismica, i depositi presenti nel comune di Cesena.

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

Per riconoscere, in via preliminare, le aree soggette o non soggette ad amplificazione sismica e quelle di attenzione per instabilità, in questa carta sono state indicate le seguenti situazioni:

- delimitazione del substrato geologico dai terreni di copertura. Le unità litologiche individuate nelle cartografie consultate sono state uniformate alle indicazioni delle linee guida della Protezione Civile;
- elementi tettonico-strutturali attivi ricavati dal Data Base delle “faglie attive e capaci ITHACA” e quelli non attivi desunti dalle varie cartografie;
- irregolarità del rilievo marcate: orli di terrazzo e paleoalvei che possono esaltare gli effetti di amplificazione topografica;
- informazioni sulla soggiacenza della falda e sulla profondità di pozzi o sondaggi pregressi che hanno raggiunto o meno il substrato.

Nello specifico, la parte settentrionale del Comune di Cesena è caratterizzata da una ampia fascia di depositi alluvionali costituiti da ghiaie, sabbie e limi che da Borello si spingono fin oltre Cesena secondo una forma a ventaglio, costituita dalla conoide alluvionale del fiume Savio. La dimensione granulometrica diminuisce da monte (zona sud-occidentale) a valle (zona nord-orientale) ed è possibile distinguere una zona di:

- alta conoide, comprendente le frazioni di Borello, S. Carlo, S. Vittore e S. Mauro, con unsottosuolo prevalentemente ghiaioso e sabbioso ricoperto da alluvioni più fini (limi e sabbia);
- bassa conoide a nord della via Emilia comprendente le frazioni di Pievesestina, Martorano,

Ronta, S. Andrea in Bagnolo, dove i sedimenti più grossolani (ghiaie e sabbie) sono ad oltre 30 metri di profondità.

All’interno di questa fascia si distinguono diversi elementi geomorfologici collegati e interagenti, quali l’alveo fluviale, i terrazzi alluvionali di vari livelli (è sui terrazzi alluvionali intermedi che si sviluppa buona parte dell’abitato di Cesena) e le conoidi alluvionali minori. Queste ultime compaiono nelle zone di raccordo fra i terrazzi alluvionali di fondovalle e il rilievo collinare e si formano allo sbocco di valli laterali (Antolini, 2005).

<p><b>Progettista:</b> <b>Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli</b></p>	<p>con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti</p>
--	---

Dal punto di vista dell'amplificazione sismica stratigrafica attesa, poiché questa è generata dalla presenza di contrasti di impedenza nel sottosuolo (che determinano intrappolamento e interferenza delle onde negli strati teneri), gli effetti maggiori in quest'area sono attesi nelle zone dei terrazzi medi e alti, di alta conoide e, più in generale, dove coperture fini limoso-sabbiose sono succedute, a qualche metro o decina di metri di profondità, da ghiaie o da strati assimilabili a bedrock sismico. Questo assetto determina amplificazione per risonanza nella fascia di medio-alta frequenza.

In tutta la fascia centro-settentrionale del Comune (area di pianura), uno strato assimilabile a bedrock sismico appare posizionato alla base del Sistema Emiliano-Romagnolo, ad una profondità dell'ordine dei 90 m (Carta Sismotettonica della Regione Emilia Romagna, 2004

Nella frazione centro-meridionale del territorio comunale di Cesena affiorano invece rocce di origine sedimentaria costituite da alternanza pelitico-arenitica e, in percentuale molto ridotta, evaporiti carbonatico-gessose e conglomerati (Antolini, 2005). La Formazione Marnoso-Arenacea, di età Langhiano-Messiniano inferiore, costituita da arenarie, siltiti, marne torbiditiche e marne emipelagiche, compare nella frazione meridionale del territorio comunale ed esattamente nelle unità litostratigrafiche recenti costituite dal Membro di Dovadola, Membro di Modigliana, Membro di Castel del Rio, Membro di Fontanelice e Membro di Borgo Tossignano.

È praticamente assente la Formazione Gessoso-Solfifera vera e propria, osservabile invece in adiacenti aree dell'Appennino Emiliano-Romagnolo, mentre è presente la Formazione a Colombacci, talora coinvolta in sconvolgimenti legati alla fase tettonica intramessiniana.

In tutti i casi si tratta di rocce sedimentarie di media rigidità ( $V_s \approx 400-500$  m/s nelle prime decine di metri) che possono essere assimilate a bedrock sismico poco rigido e danno origine solo a modeste amplificazioni per risonanza stratigrafica. Va sottolineato però che in alcuni ambiti montani (es. località Case la Tomba, Case Venzi) si osservano ugualmente grandi amplificazioni legate a spessori consistenti di coperture a bassa rigidità sovrastanti il bedrock. La carta geologico-tecnica prodotta ai fini della microzonazione sismica è data nella figura sottostante.

### Frane

Le litologie affioranti nel territorio comunale di Cesena sono, per loro natura, poco stabili. Le stratificazioni tipiche della FMA con intercalazioni pelitiche favoriscono movimenti traslativi in versanti a franapoggio mentre i pendii a reggipoggio possono facilmente andare incontro a crolli di blocchi dai livelli marnoso-arenacei. Le formazioni meno competenti come le facies argillose delle FCO e FAA sono invece spesso interessate da erosione diffusa di tipo calanchivo e dissesti gravitativi complessi (movimenti rotazionali-traslazionali, flussi lenti, creep, colate, ecc.). L'individuazione delle aree soggette ad instabilità per frana è stata fatta basandosi sulla Carta del Dissesto Idrogeologico della R.E.R.

### Detriti di versante

Sono depositi essenzialmente di origine eluviale e/o colluviale che si ritrovano spesso abbondanti nelle zone di impluvio, specialmente quelle meno acclivi, dove raggiungono spessori anche superiori a 10 m. Condizionano in modo evidente l'evoluzione geomorfologia e in particolare la genesi dei movimenti franosi. Hanno inoltre rilevanza locale anche notevole per quanto riguarda l'amplificazione locale del moto sismico.

In conclusione, facendo riferimento alle descrizioni litologiche del paragrafo 3.3, si elencano le litologie utilizzate secondo gli Standard di Archiviazione vigenti:

<b>Progettista:</b> <b>Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli</b>	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
--	--

<i>Carta Geolitologica</i>	<i>Carta geologico-tecnica per la Microzonazione Sismica</i>
Substrato geologico non rigido stratificato (Marnosa arenacea, Formazione a Colombacci ecc)	ALS
Depositi alluvionali terrazzati intermedi e alti	GM
Terreni di copertura prevalentemente limosi	CL
Terreni di copertura prevalentemente sabbiosi	SM
Riporto	RI

Relativamente ai lineamenti tettonico-strutturali, come indicato al capitolo 4.1, la consultazione del catalogo ITHACA ha evidenziato, all'interno del territorio comunale, alcune faglie attive e capaci, datate al Middle Pleistocene e Early Pleistocene generico.

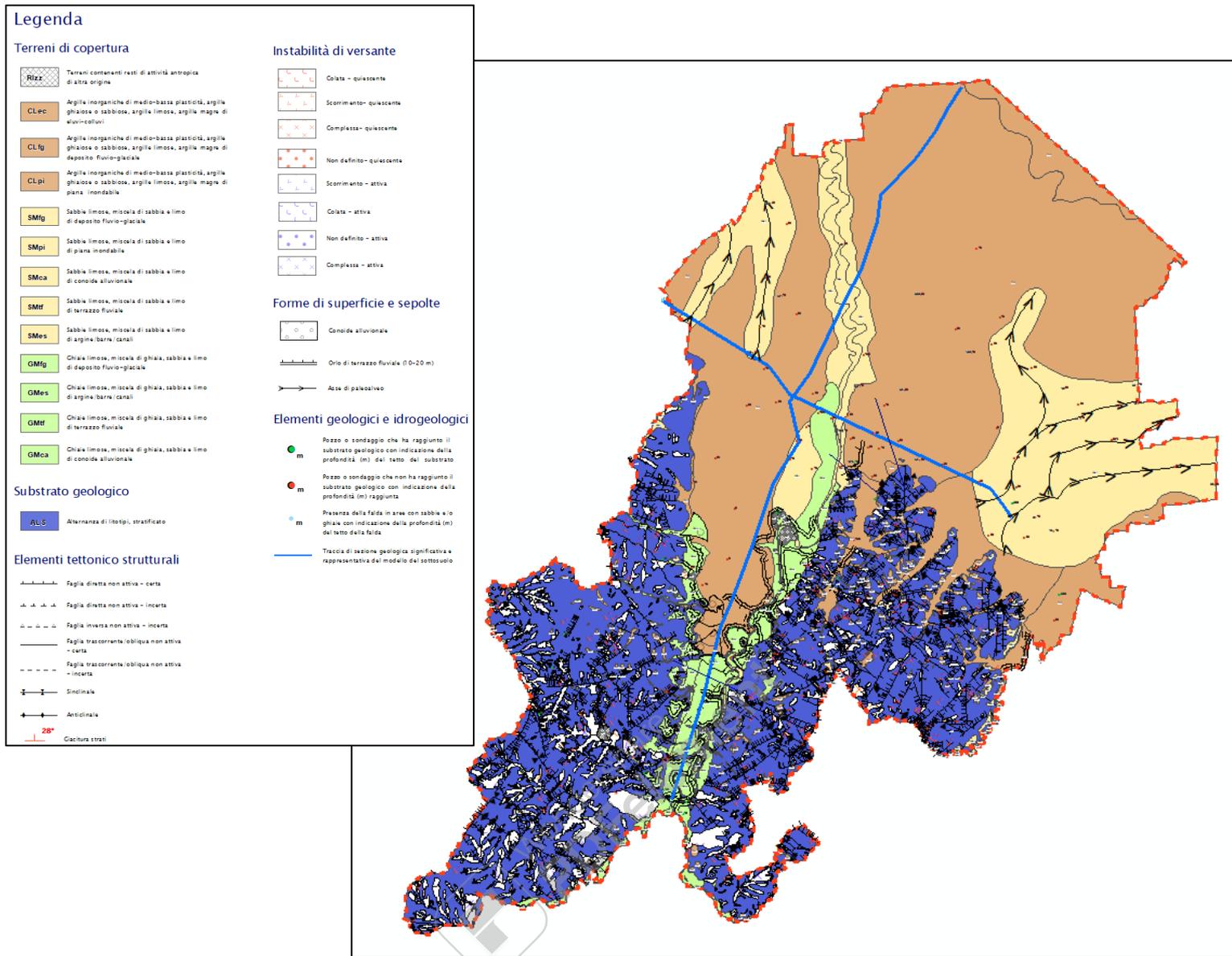
In accordo con quanto stabilito negli ICMS (Gruppo di lavoro MS, 2008), è considerata attiva una faglia che si è movimentata almeno una volta negli ultimi 40.000 anni (parte alta del Pleistocene superiore-Olocene) ed è considerata capace una faglia attiva che raggiunge la superficie topografica, producendo una frattura/dislocazione del terreno; questa definizione si riferisce al piano di rottura principale della faglia (piano su cui avviene la maggiore dislocazione). Tenendo conto del fatto che la datazione di Ithaca risulta fuori dall'intervallo dei 40.000 richiesti negli ICMS, **si è deciso di cartografare le faglie, come non attive.**

Infine, nella CGT, come espressamente richiesto nelle linee guida della protezione civile e negli standard di rappresentazione e archiviazione informatica, sono stati riportati gli elementi idrogeologici riguardanti il livello della falda, derivanti dalle indagini pregresse e le profondità dei sondaggi che non hanno raggiunto il substrato geofisico.

Per quanto riguarda i pozzi che hanno raggiunto o meno il substrato, si segnala che è stata fatta una selezione rispetto al totale riportato nella carta delle indagini, sulla base della leggibilità dei documenti forniti e della reale identificazione dei diversi litotipi e contatti tra questi. La caratteristica intercalazione tra livelli litologici diversi che contraddistingue queste pianure alluvionali, non sempre ha reso facile l'interpretazione dei sondaggi, soprattutto nelle porzioni più profonde. Inoltre, gran parte dei sondaggi analizzati risultano carenti nella descrizione stratigrafica poiché provenienti dalle perforazioni per pozzi.

Sotto riportata un estratto della Carta Geologico-Tecnica con la relativa legenda:

<b>Progettista:</b> Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
---	--



### 7.3 Carta delle frequenze

La misura delle vibrazioni ambientali (note anche come rumore sismico ambientale o microtremori) o della sismicità di fondo (*weak motion*) consente di analizzare la variazione della risposta sismica di un sito al variare delle condizioni litostratigrafiche.

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

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

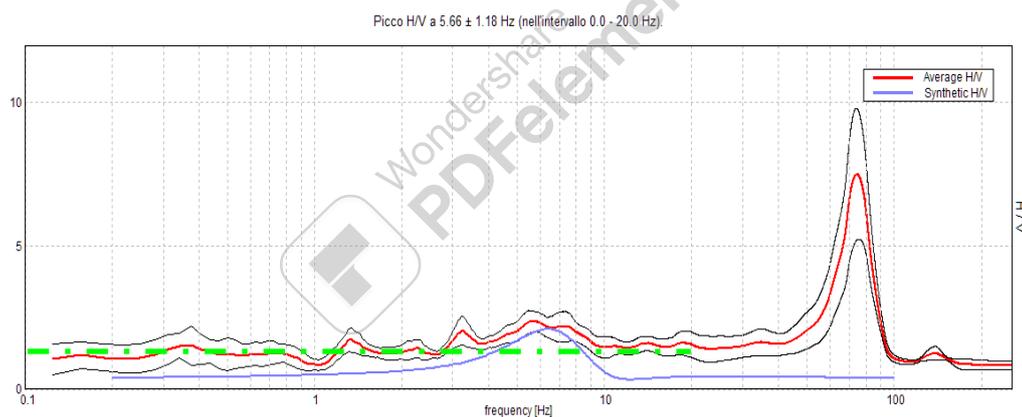
<p><b>Progettista:</b> Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli</p>	<p>con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti</p>
---	---

I risultati delle indagini H.V.S.R. da microtremori hanno consentito di realizzare la “Carta delle frequenze”, hanno restituito informazioni utili a definire e delineare con maggior dettaglio la “Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica” (MOPS) ed hanno permesso l’identificazione di alcune criticità locali.

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

Dal punto di vista ingegneristico-strutturale il valore di risonanza del sottosuolo rappresenta un parametro fondamentale per una corretta progettazione sismica delle strutture. È ormai consolidata, sia a livello accademico sia professionale, l’ipotesi che le strutture subiscano le sollecitazioni sismiche maggiori quando c’è coincidenza tra la frequenza di vibrazione naturale del terreno investito da un’onda sismica e quella naturale dell’edificio. Si dovrà quindi porre estrema attenzione nell’edificare strutture aventi gli stessi periodi di vibrazione del terreno.

Tutte le valutazioni sulle condizioni di amplificazione di sito sono state effettuate considerando la finestra frequenziale di 0,1-20 Hz, in quanto tali frequenze risultano essere quelle di normale interesse ingegneristico-strutturale. Inoltre, le amplificazioni sismiche considerate nella curva H/V sono state quelle con un rapporto superiore a 1.5: infatti, in base al progetto [SESAME](#), che di fatto fornisce le linee guida per misure sismiche H.V.S.R., il rapporto sotto il quale non si devono considerare le amplificazioni sismiche dovute ad effetti locali è fissato a 1.5 (linea tratteggiata nella figura sotto).



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

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

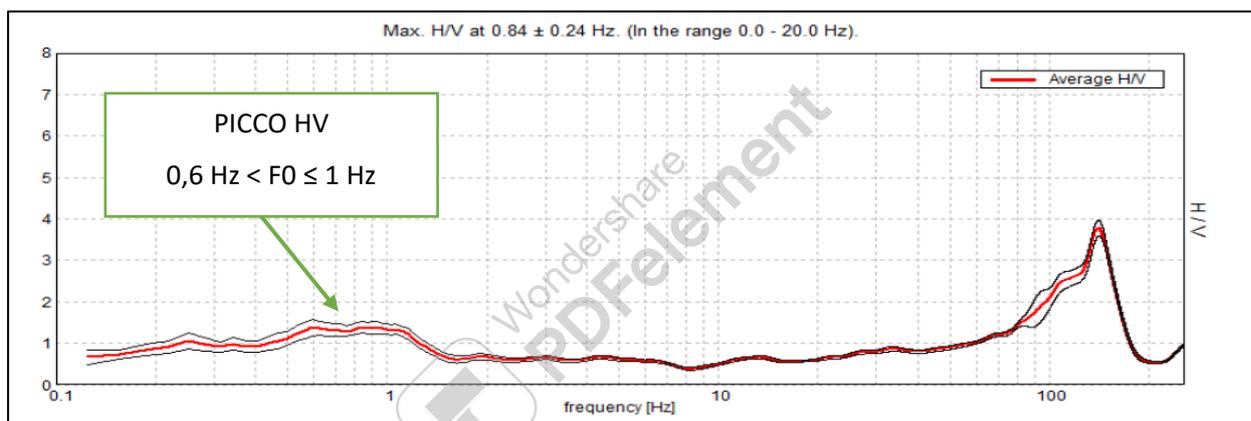
- larghezza delle finestre di analisi pari a 20 s;
- lisciamento secondo una finestra triangolare con ampiezza pari al 10% della frequenza centrale;
- rimozione delle finestre con rapporto STA/LTA (media a breve termine/media a lungo termine) superiore a 1.5;
- rimozione manuale di eventuali transienti ancora presenti;
- verifica dell’affidabilità delle curve H/V secondo i criteri di qualità SESAME (2004).

<b>Progettista:</b> <b>Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli</b>	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
--	--

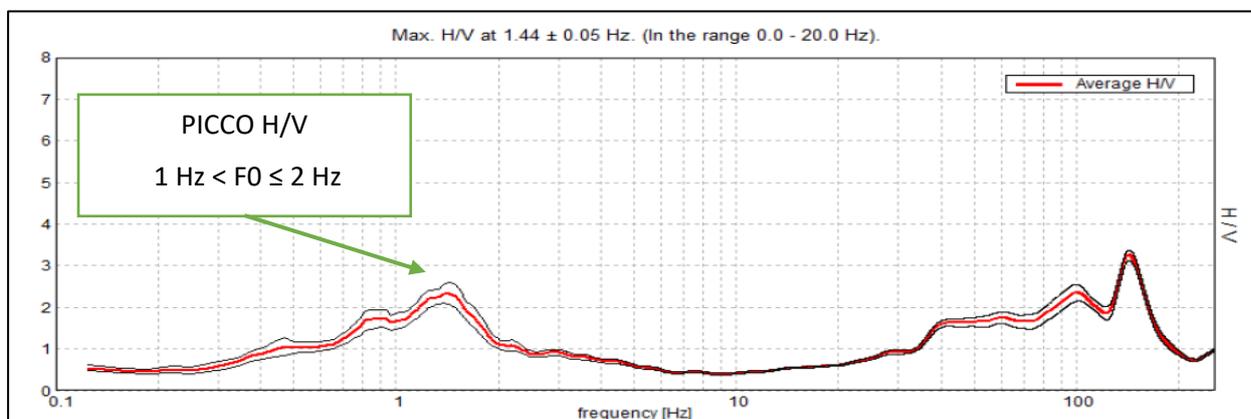
### SINTESI DEI RISULTATI

In sostanza, questa carta, elaborata sulla base della C.T.R. alla Scala 1:10.000 e riportata figura sottostante, evidenzia come la frequenza di risonanza di un sito sia condizionata dai rapporti litostratigrafici che si sviluppano con la profondità. I risultati delle analisi sono stati cartografati tramite dei cerchi di diverso colore in base ai valori di frequenza  $F_0$  (5 classi) e con un diametro proporzionale all'ampiezza del picco. Osservando la “Carta delle frequenze”, realizzata tramite le misure di rumore ambientale a stazione singola, è possibile formulare alcune interessanti osservazioni:

- il comune di Cesena presenta frequenze di risonanza, in generale, caratterizzate da rapporti H/V massimi compresi tra 1.5 e 3.0, per cui risulta possibile ipotizzare amplificazioni del moto sismico in superficie;
- in generale, il territorio comunale può essere suddiviso in tre porzioni in quanto:
  - ✓ la porzione a nord, ovvero nella zona di pianura, è contraddistinta da picchi HVSR con valori di H/V minore di 0.6 Hz o compresi tra 0.6 e 1 Hz e ampiezze non rilevanti, correlabili alla risonanza dei terreni fini sovrastanti uno strato rigido posto ad elevata profondità e variabile tra 50 e 90 m (pallino blu e giallo);



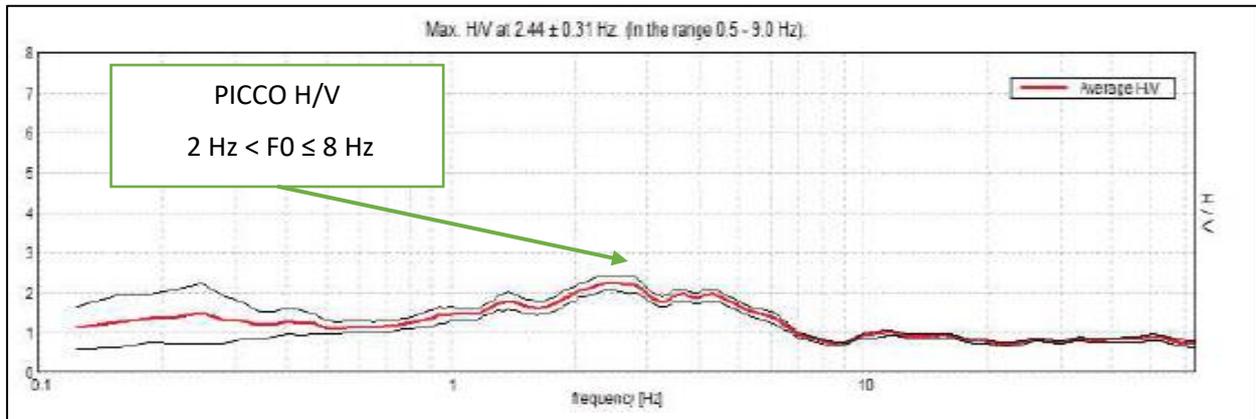
- ✓ la porzione centrale, denominata zona di transizione tra la pianura e la zona appenninica, è contraddistinta da picchi con ampiezza significativa, con valori di  $F_0$  compresi tra 1 e 8 Hz circa (pallini rosa e verdi), correlabile con una copertura con spessori variabili tra 20 e 50 metri circa.



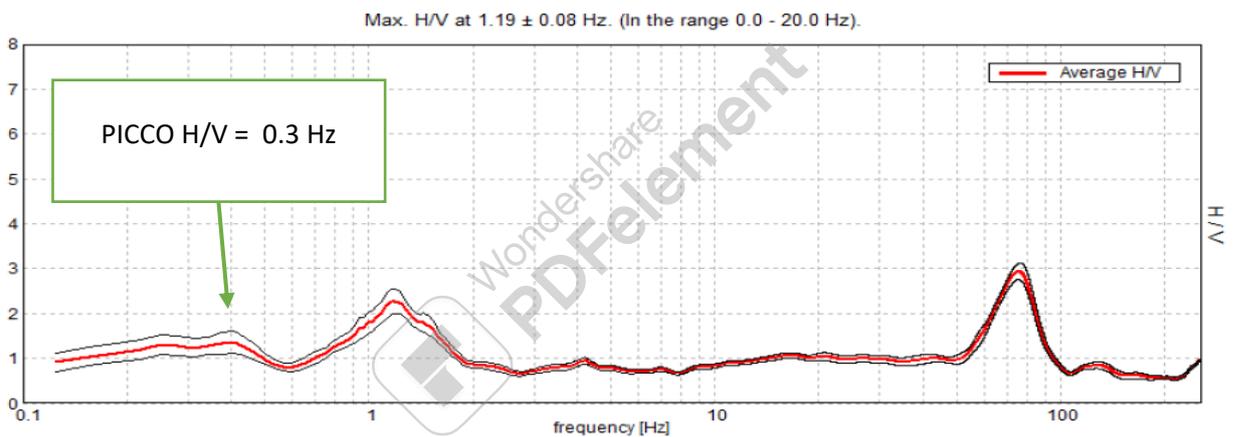
**Progettista:**  
Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

con la collaborazione di:  
Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra,  
Dott. Geol. Jacopo Tirincanti

- ✓ la zona collinare o di valle stretta (zona a sud) è caratterizzata da contrasti alle medio-alte frequenze correlabili al passaggio con il substrato geologico sottostante (verde e arancione).

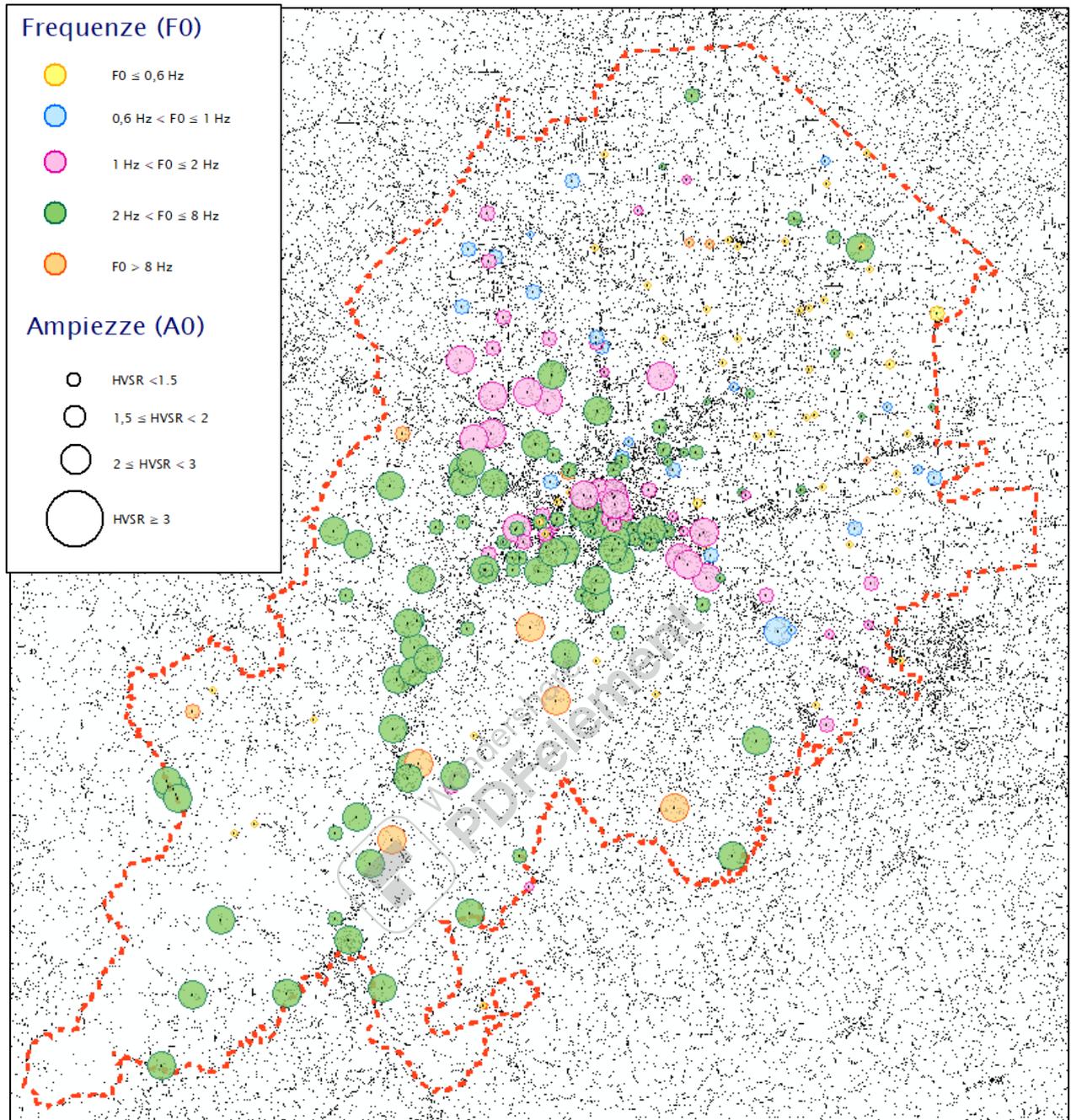


In tutta la zona si registra amplificazione per risonanza anche a frequenze minori (0.3 Hz circa), valore che si osserva in una ampissima fascia della Pianura Padana e che è imputabile alla risonanza propria a grande scala del bacino Padano stesso.



Per meglio mostrare la distribuzione sopra descritta, si riporta a seguire un estratto non in scala della carta delle frequenze dell'intero territorio comunale.

Si fa presente che le misure H.V.S.R. quantificano l'amplificazione sismica locale in termini di frequenza e ampiezza in base al solo contributo stratigrafico. Non viene considerata l'amplificazione dovuta agli effetti topografici e alle morfologie sepolte.



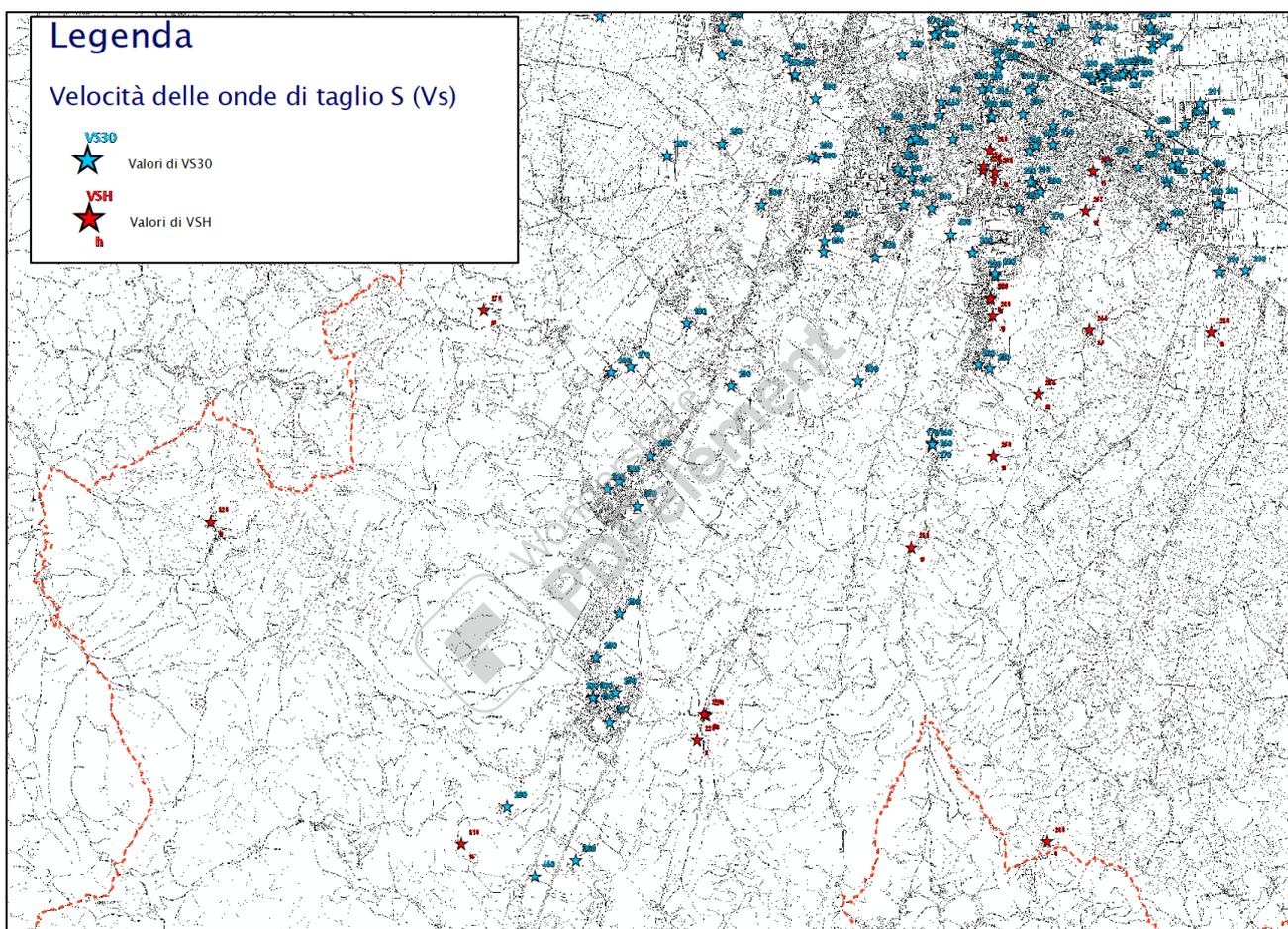
## 7.4 Carta delle Vs

Al fine di individuare le aree omogenee dal punto di vista della risposta sismica locale attesa, si è di mappato l'andamento del parametro Vs ricavato in ogni indagine effettuata in quanto è il fattore che, per il territorio indagato, meglio caratterizza il sottosuolo, dal punto di vista della rigidità.

Tali valori sono stati rappresentati nella “Carta delle Vs” in cui sono stati suddivisi i punti di misura di Vs con indicazione, per ogni punto di misura, del valore di VSH (in m/s) e H (in m) nelle aree in cui H non supera i 50 m, o di VS30 (in m/s) nelle aree di pianura dove H è maggiore di 50 m.

Le VS30 sono state rappresentate con una stella azzurra mentre le VSH con una stella rossa.

Si allega un estratto con la relativa legenda.



## 7.5 Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica

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

1. Zone stabili
2. Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali
3. Zone di attenzione per instabilità

Inoltre, in essa sono state inserite le seguenti informazioni:

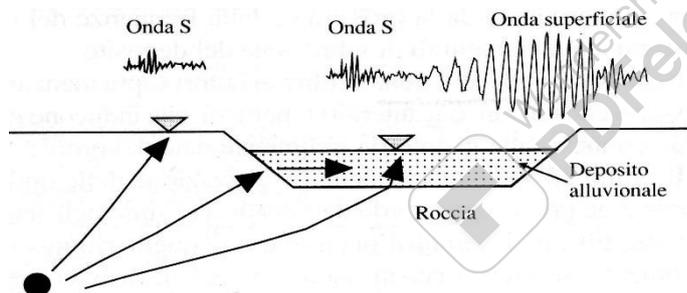
- morfologie di superficie e sepolte;
- misure di rumore ambientale H.V.S.R..

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

### 1. ZONE STABILI

Nel comune di Cesena non sono state individuate zone “stabili”. In sostanza, si noti che nell’intero territorio il moto sismico è modificabile rispetto a quello atteso in condizioni ideali di roccia rigida e pianeggiante, a causa delle caratteristiche litostratigrafiche locali.

### 2. ZONE STABILI SUSCETTIBILI DI AMPLIFICAZIONI LOCALI



In particolare, il territorio si sviluppa in un’area suscettibile di amplificazione sismica in quanto il moto sismico di partenza, proveniente dal basamento roccioso profondo, subirà delle modifiche in termini di durata, ampiezza e frequenza a causa dei contrasti di rigidità tra i diversi mezzi geologici presenti nel sottosuolo.

Nell’area collinare, seppure non sono presenti morfologie estremamente complesse, potrebbero verificarsi fenomeni di focalizzazione delle onde sismiche che, sommate ai contrasti litologici, potrebbero creare maggiori amplificazioni del segnale sismico di base.

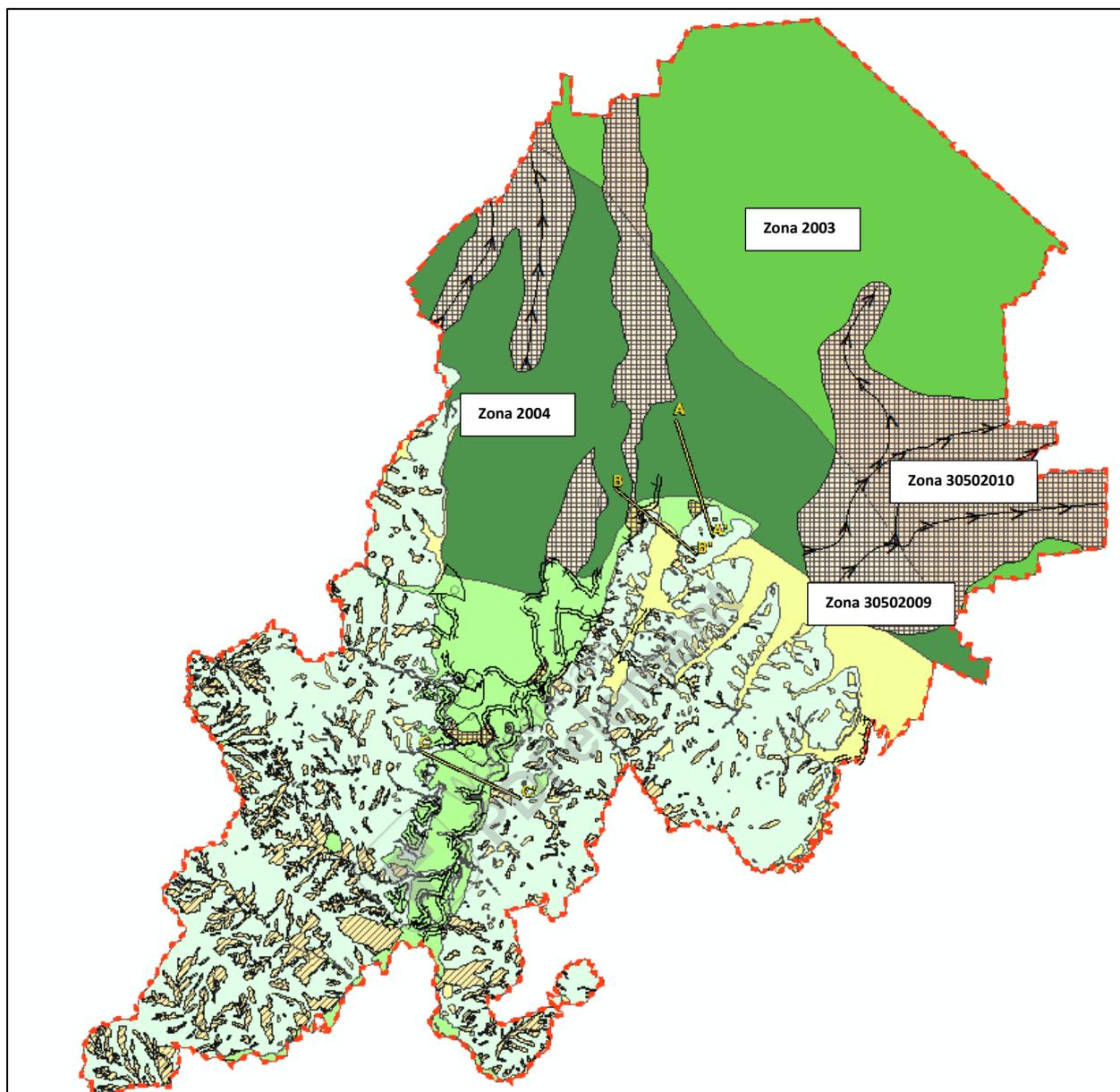
Sulla base dell’andamento delle velocità delle onde sismiche e delle frequenze, si è ritenuto opportuno suddividere la zona di pianura alluvionale contraddistinta da depositi sabbiosi e limosi interdigitali tra loro, più che dal punto di vista litologico, dal punto di vista sismico (in accordo con quanto fatto nel precedente studio si MS, ma leggermente modificato in funzione delle nuove indagini eseguite).

In particolare, come mostrato dall’estratto della MOPS di tutto il territorio riportata a seguire, l’intera pianura alluvionale è stata suddivisa in due zone:

- ✓ **Zone 2003 e 30502010:** contraddistinte da un unico picco H/V a frequenze inferiori a 1 Hz in cui il substrato geologico ha una profondità variabile tra 45 e 90 m,
- ✓ **Zone 2004 e 30502009:** contraddistinte da un picco a frequenze comprese tra 1 e 2 Hz correlabile alla presenza di una zona di transizione tra pianura e appennino in cui il substrato geologico ha una profondità variabile tra 20 e 50 m.

<b>Progettista:</b> Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
---	--

Queste zone sono caratterizzate da depositi alluvionali limosi e argillosi talvolta più sabbiosi (zone suscettibili a liquefazione) con interdigitazioni ghiaiose.



In conclusione, sulla base di quanto finora esposto, sono state create 10 zone ordinate dalla Zona 1 alla Zona 10 considerando le caratteristiche litologiche e genetiche dei terreni della “Carta geologico-tecnica” e le potenziali risposte sismiche locali dal punto di vista stratigrafico.

Ad ogni zona è stata assegnata una colonnina stratigrafica: fatto salvo qualche dubbio interpretativo, sono state rappresentate simbolicamente nella tabella che segue. Si ricorda che una stessa zona può accoppiare differenti colonnine stratigrafiche in virtù di un analogo comportamento rilevato durante le indagini sismiche.

<p><b>Progettista:</b> Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli</p>	<p>con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti</p>
---	---

### Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali

- 2001** ZONA 2001 DI FASCIA APPENNINICA, è caratterizzata dalla presenza del bedrock (Formazione della Mamosa Arenacea e Formazione dei Colombacci) affiorante o sub-affiorante.

**ALS** Altemanza di litotipi, stratificata
- 2002** ZONA 2002 VALLIVA (ex TERRAZZO), caratterizzata da terreni prevalentemente granulari alternati a depositi limosi.

**CL GM ALS** Depositi prevalentemente ghiaiosi talvolta a limi argillosi con spessori tra 5 e 16 m  
Altemanza di litotipi, stratificata
- 2003** ZONA 2003 DI PIANURA, caratterizzata da terreni a basse velocità che mostrano un lento aumento in profondità. Costituita da limi argillosi e sabbie limose e argillose.

**CL SM ALS** Altemanza di deposito limoso argilloso e sabbiosi con uno spessore variabile da 45 a 90 m circa  
Altemanza di litotipi, stratificata
- 2004** ZONA 2004 DI TRANSIZIONE, caratterizzata da terreni limoso sabbiosi e granulari

**CL SM ALS** Altemanza di deposito limoso argilloso e sabbiosi con uno spessore variabile da 20 a 50 m circa  
Altemanza di litotipi, stratificata
- 2005** ZONA 2005 INTRAVALLIVI E DI TERRAZZO, caratterizzata da terreni fini superficiali prevalentemente sabbiosi seguiti da terreni granulari in profondità.

**CL SM ALS** Depositi prevalentemente sabbioso-limosi con spessori tra 15 e 20 m  
Altemanza di litotipi, stratificata
- 2006** ZONA 2006 DI DEPOSITI DI VERSANTE, è caratterizzata dalla presenza di terreni eluviali-colluviali nei primi metri seguiti da bedrock (Formazione della Mamosa Arenacea e Formazione dei Colombacci).

**CL ALS** Depositi limoso argilloso di argilloso di origine eluvio-colluviale con spessori tra 5 e 10 m circa  
Altemanza di litotipi, stratificata

### Zone di Attenzione per instabilità

- 30502008** ZA<sub>LQ</sub> - Zona di Attenzione per Liquefazione

ZONA 2008 VALLIVA (ex TERRAZZO), caratterizzata da terreni prevalentemente granulari alternati a depositi limosi.

**CL GM ALS** Depositi prevalentemente limi argillosi con intercalazioni ghiaiose con spessori tra 5 e 16 m  
Altemanza di litotipi, stratificata
- 30502009** ZA<sub>LQ</sub> - Zona di Attenzione per Liquefazione

ZONA 2009 DI TRANSIZIONE soggetta ad attenzione per LIQUEFAZIONE in quanto caratterizzata da depositi limosi SATURI.

**CL SM ALS** Altemanza di deposito limoso argilloso e sabbiosi con uno spessore variabile da 20 a 50 m circa  
Altemanza di litotipi, stratificata
- 30502010** ZA<sub>LQ</sub> - Zona di Attenzione per Liquefazione

ZONA 2010 DI PIANURA soggetta ad attenzione per LIQUEFAZIONE in quanto caratterizzata da terreni SATURI costituiti limi argillosi e sabbie limose e argillose.

**CL SM ALS** Altemanza di deposito limoso argilloso e sabbiosi con uno spessore variabile da 45 a 90 m circa  
Altemanza di litotipi, stratificata
- 30XY2007** ZA<sub>LQ</sub> - Zona di Attenzione per Instabilità di versante - ZONA 2007

  - 30122007** Scorrimento, attiva  
**ALS** Altemanza di litotipi, stratificata
  - 30132007** Colata, attiva  
**ALS** Altemanza di litotipi, stratificata
  - 30142007** Complessa, attiva  
**ALS** Altemanza di litotipi, stratificata
  - 30152007** Non definita, attiva  
**ALS** Altemanza di litotipi, stratificata
  - 30222007** Scorrimento, quiescente  
**ALS** Altemanza di litotipi, stratificata
  - 30232007** Colata, quiescente  
**ALS** Altemanza di litotipi, stratificata
  - 30242007** Complessa, quiescente  
**ALS** Altemanza di litotipi, stratificata
  - 30252007** Non definita, quiescente  
**ALS** Altemanza di litotipi, stratificata

### 3. ZONE DI ATTENZIONE PER INSTABILITÀ

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

- Zone di attenzione per Liquefazione ( $Z_{LQ}$ );
- Zone di attenzione per Instabilità di versante ( $Z_{FR}$ ).

Tra le aree potenzialmente instabili per fenomeni di liquefazione, visto che nei precedenti studi si MS, alcune porzioni della zona pianeggiante del territorio comunale sono state assoggettate a tale effetto cosismico, è stata fatta una prima analisi di approfondimento per verificare se è possibile escludere qualche ambito geomorfologico del comune di Cesena.

Il fenomeno della “liquefazione” dei terreni interessa in genere i depositi sabbiosi e/o sabbioso limosi sciolti sotto falda, a granulometria uniforme, normalmente consolidati e saturi. La liquefazione rientra tra gli “effetti di sito”, ovvero tra quel tipo di effetti dovuti all’interazione tra le onde sismiche e le condizioni geologiche locali. Le principali manifestazioni della liquefazione sono “oscillazioni e rotture del terreno”, “abbassamenti e sollevamenti del terreno”, “movimenti orizzontali del terreno”, “movimento di masse fluide / collasso in pendii naturali o artificiali”, “perdita di capacità portante delle fondazioni”, “collasso di opere di sostegno e banchine”.

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

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

Nel caso in esame, nessuna delle circostanze sopra descritte sono state riscontrate.

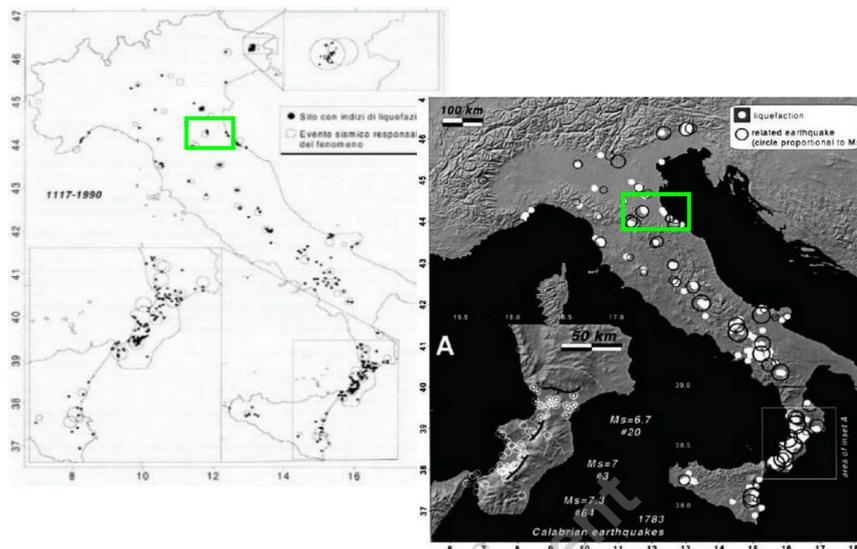
Altri standard di riferimento ed altre linee guida tendono ad ampliare la gamma dei terreni potenzialmente suscettibili alla liquefazione, indicazione di cui si è tenuto conto anche nel presente studio.

Ad ogni modo, per provare a delimitare le aree suscettibili di liquefazione (e di densificazione, conseguente alla dissipazione delle pressioni interstiziali durante e dopo l’evento sismico atteso) sono state utilizzate le informazioni geologiche riportate nella “Carta geologico-tecnica” associandole ad una prima analisi “qualitativa” per la stima del rischio di liquefazione. Ci sono diversi criteri per valutare qualitativamente la suscettibilità alla liquefazione di un deposito sabbioso, tra cui il “Criterio storico”, il “Criterio geologico”, il “Criterio di composizione” ed il “Criterio di stato fisico”.

**Criterio storico**, che considera il fatto che suoli liquefatti in passato possono liquefare ancora durante terremoti futuri: non si hanno informazioni particolari in merito al comune in esame e, a tal proposito,

<b>Progettista:</b> <b>Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli</b>	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
--	--

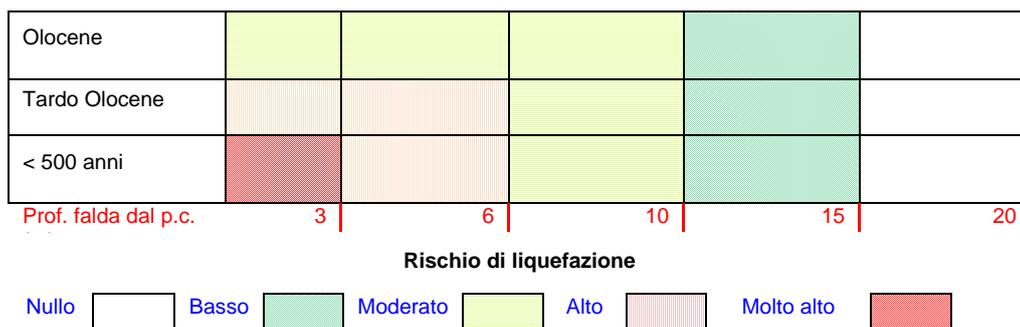
si riporta la seguente figura, dove vengono evidenziati i siti con indizi di liquefazione in seguito ai terremoti segnalati dal 1117 al 1990. Si noti come i siti con indizi di liquefazione siano esterni all'area in esame: la foto a sinistra è stata estratta da alcuni corsi di aggiornamento che non citavano la fonte mentre, quella a destra, che sostanzialmente riproduce le stesse informazioni, è tratta da "New empirical relationships between magnitude and distance for liquefaction - Galli P. (2000)". Dati analoghi sono riportati anche nel sito [www.ceri.uniroma1.it](http://www.ceri.uniroma1.it).



**Criterio geologico**, che tiene conto dell'età e dell'origine del deposito, della profondità della falda, della morfologia e dell'eventuale spessore degli strati sovrastanti non liquefacibili. A tal proposito, si riportano le seguenti tabelle.

Criterio di Iwasaky et al. (1982)			
Classe	Unità geomorfologica	Potenziale di liquefazione	
A	Letti di fiumi recenti, paleoalvei, paludi, zone bonificate, zone interdunari	Probabile	
B	Conoidi, argini naturali, dune di sabbia, pianure di esondazione, spiagge, altre pianure	Possibile	
C	Terrazzi, colline, montagne	Non Probabile	
Probabilità di liquefazione			
Età del deposito	Profondità della falda		
	< 9 m	9 m ÷ 15 m	> 15 m
Olocene recente	Elevata	Bassa	Molto Bassa
Alto Olocene	Moderata	Bassa	Molto Bassa
Pleistocene recente	Bassa	Bassa	Molto Bassa
Pleistocene antico e depositi anteriori	Molto Bassa	Molto Bassa	Molto Bassa
Tabella ricostruita dalla Figura 2.4 del testo "La liquefazione dei terreni" – Giulio Riga (2007)			
Pre - Pleistocene			
Pleistocene			

<b>Progettista:</b> Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
---	--

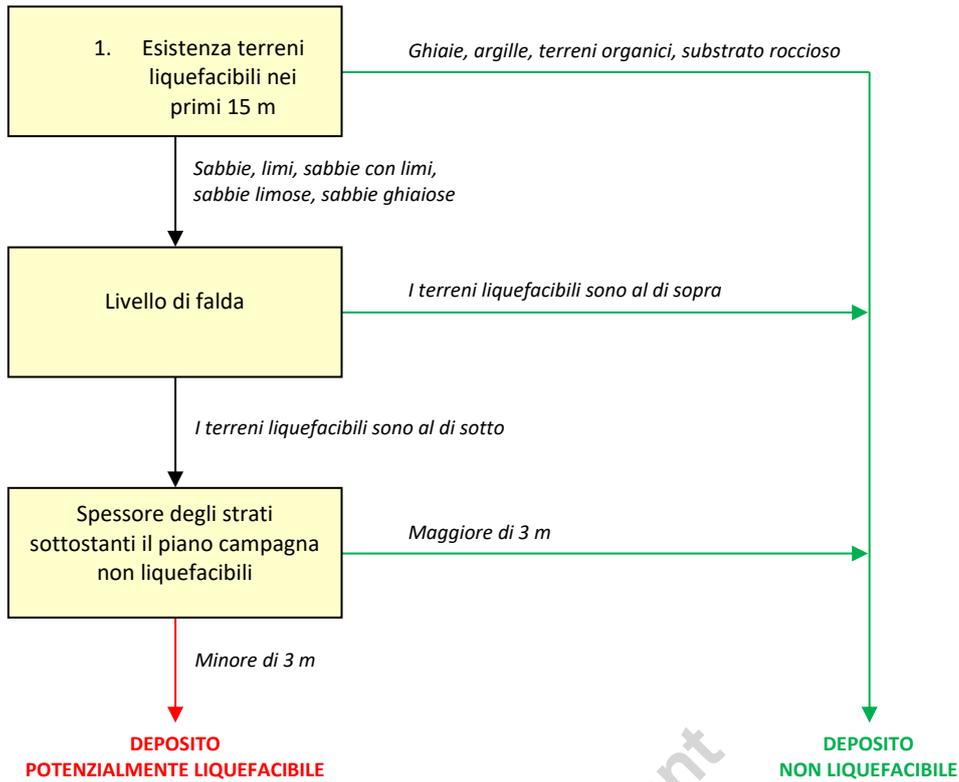


In aggiunta a tale inquadramento preliminare, riprendendo un lavoro a cura del Dott. Johann Facciorusso dell'Università di Firenze, esperto in campo di microzonazione sismica e di liquefazione, è stata fatta una prima valutazione qualitativa applicando un metodo derivato da quello proposto da Sherif e Ishibashi (1978) - grafico di flusso riportato nella pagina a seguire.

A questo punto, si è ritenuto importante trattare il tema della liquefazione in maniera approfondita nel capitolo successivo, in cui verranno mostrati i risultati delle verifiche a liquefazione condotte sulle CPT realizzazione *ex-novo* per il presente studio e su un elevato numeri di CPT pregresse. I risultati hanno confermato la potenziale liquefacibilità dei depositi sabbiosi e argilloso-limosi di alcune porzioni della zona pianeggiante del comune.

Pertanto, sulla base delle considerazioni fatte, e in via cautelativa, **si ritiene di poter attribuire un certo grado di attenzione alla liquefazione ai terreni presenti nella zona pianeggiante del comune di Cesena.** In conclusione:

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



Schema estratto da "Microzonazione Sismica – Uno strumento consolidato per la riduzione del rischio" – Par. 5.6 – Figura 5.9 di Johann Facciorusso, Claudia Madaï, Giovanni Vannucchi, Luca Martelli

## 8 ELABORATI CARTOGRAFICI DELLA MICROZONAZIONE DI LIVELLO 2

Questo studio ha l'obiettivo di aggiornare le carte del Livello 2 secondo la DGR 476-2021 e DGR 564/2021 per tutta l'area del territorio comunale ad eccezione della zona in cui verrà svolto il terzo livello in cui i fattori di amplificazione richiesti verranno calcolati con modellazioni monodimensionali e bidimensionali anziché utilizzare gli abachi come richiesto per il livello 2.

Nello specifico, secondo quanto riportato nelle DGR 476-2021 e DGR 564/2021 della regione Emilia Romagna, il secondo livello di approfondimento ha le seguenti finalità:

- la verifica delle condizioni di pericolosità indicate dal precedente livello di approfondimento e conferma o eventuale nuova perimetrazione delle aree in cui effettuare la microzonazione sismica;
- la suddivisione dettagliata del territorio in base all'amplificazione attesa;
- la conferma o migliore definizione delle aree, indicate dal livello di approfondimento precedente, in cui si ritengono necessari approfondimenti di terzo livello e indicazione delle indagini e analisi da effettuare.

L'analisi semplificata è ritenuta sufficiente per la stima dell'amplificazione, nelle aree pianeggianti e sub-pianeggianti, incluse le zone di fondovalle appenniniche, con stratificazione orizzontale e sub-orizzontale, e sui versanti stabili, compresi quelli con coperture di spessore circa costante e acclività  $\leq 15^\circ$ , vale a dire nelle aree in cui il modello geologico può essere assimilato ad un modello fisico monodimensionale.

Tale analisi di secondo livello prevede che la quantificazione numerica degli effetti sia rappresentata dai fattori amplificativi FA (fattore di amplificazione in termini di pseudoaccelerazione e pseudovelocità) in diversi range di periodi: 0,1-0,5s - 0,4-0,8s e 0,7-1,1s, calcolati tramite procedura semplificata come riportato nell'Allegato 2 della suddetta DGR.

I Fattori di Amplificazione rappresentano il rapporto fra lo scuotimento sismico, espresso con i parametri sopra indicati, valutato per la condizione geo-litologica specifica e il corrispondente scuotimento relativo alla categoria di sottosuolo A.

Dopo aver predisposto un profilo di velocità delle onde di taglio congruente con la definizione di Categoria di Sottosuolo A secondo le NTC 2018, l'intera Regione Emilia è stata suddivisa in due ambienti geo-litologici omogenei, per ognuno dei quali è stato definito un profilo di Vs medio rappresentativo:

1. zona collinare e montana (Appennino)
2. pianura e zona costiera che comprende anche il settore di transizione Appennino-Pianura (Margine).

A quel punto, effettuando delle modellazioni numeriche di risposta sismica locale 1D, con predisposte condizioni di smorzamento dei terreni, e con accelerogrammi opportunamente selezionati, si sono ottenuti una serie di Fattori di Amplificazione per ciascun ambito e in diverse condizioni relativamente al tipo di substrato geologico e/o sismico affiorante.

I FA riportati nelle tabelle sono stati calcolati per un tempo di ritorno  $TR=475$  anni, con smorzamento  $\zeta=5\%$ , e sono relativi ai seguenti parametri rappresentativi dello scuotimento sismico:

- $FA_{PGA} = PGA/PGA_0$ , dove  $PGA_0$  è l'accelerazione massima orizzontale a periodo  $T=0$  al suolo di riferimento e PGA è l'accelerazione massima orizzontale a periodo  $T=0$  alla superficie del sito;

<b>Progettista:</b> <b>Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli</b>	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
--	--

- $FA_{SA} = SA/SA_0$ , dove  $SA_0$  è l'integrale dello spettro di risposta in accelerazione al suolo di riferimento e  $SA$  è l'integrale dello spettro di risposta in accelerazione alla superficie del sito per prefissati intervalli di periodi  $T$ :
  - SA1 per  $0,1s \leq T \leq 0,5s$ ,
  - SA2 per  $0,4s \leq T \leq 0,8s$ ,
  - SA3 per  $0,7s \leq T \leq 1,1s$ ,
  - SA4 per  $0,5s \leq T \leq 1,5s$ ;
  
- $FH_{SI} = SI/SI_0$ , dove  $SI_0$  è l'integrale dello spettro di risposta in velocità (Intensità di Housner) al suolo di riferimento e  $SI$  l'integrale dello spettro di risposta in velocità (o corrispondente grandezza di Intensità di Housner) alla superficie del sito per prefissati intervalli di periodi  $T$ :
  - SI1 per  $0,1s \leq T \leq 0,5s$ ,
  - SI2 per  $0,5s \leq T \leq 1,0s$ ,
  - SI3 per  $0,5s \leq T \leq 1,5s$ .

La procedura prevista per l'applicazione degli abachi è la seguente:

- si individua l'abaco relativo alla località di interesse (a partire dal dominio geologico di appartenenza); si eseguono misure di tipo sismico per la definizione del valore di  $V_{s,30}$  o  $V_{sH}$  e di  $f_0$ ;
- a questo punto si consulta l'abaco per ricavare i valori di  $FA$  da utilizzare per i tre intervalli di periodo.

Il Comune di Cesena è caratterizzato per una ampia parte (Nord e centro) da sedimenti alluvionali fini argille e limi, con intercalazioni sabbiose. In questo contesto, il principale riflettore sismico relativamente rigido, in grado di generare amplificazione per risonanza nei terreni fini sovrastanti è a frequenze prossime o inferiori a 1 Hz. Di fatto si tratta del riflettore sismico più importante ai fini della Microzonazione Sismica nel territorio comunale.

In tutta la fascia centro-settentrionale del comune, il passaggio tra le coperture e il bedrock sismico non rigido (substrato geologico) viene evidenziato da contrasti di impedenza alle medie frequenze (3-5 Hz). Infine, nella parte meridionale del Comune affiorano o sub-affiorano la Formazione Marnosa Arenacea e Colombacci, che costituiscono il substrato geologico locale. Si tratta tuttavia di un substrato non rigido in cui le velocità delle onde di taglio non superano valori di 500-650 m/s.

Nelle aree in cui è stato aggiornato il livello 2, si è deciso di procedere con l'utilizzo dei seguenti abachi:

- zona di raccordo pianura collina/terrazzi ed eluvio-colluvi: Abaco APPENNINO: le tabelle relative al settore appenninico sono il riferimento per la stima semplificata dell'amplificazione stratigrafica nelle aree collinari e montane dell'Emilia-Romagna. Possono essere applicate anche nelle aree di pianura prossime al margine morfologico appenninico-padano dove le coperture detritiche continentali hanno spessore indicativamente non superiore a 50 m.  
In caso di **coperture su substrato non rigido**, vale a dire caratterizzato da  $V_s \ll 800$  m/s, si devono usare le seguenti tabelle. Si precisa che si è proceduto ad utilizzare spessori delle coperture e relative  $V_S$  differenti a seconda delle Mops analizzate.

V <sub>SH</sub> (m/s) → H (m) ↓	150	200	250	300	350	400	450	500	600	700
5	2,3	2,0	1,6	1,5	1,4	1,3	1,3	1,2	1,2	
10	2,3	2,2	2,0	1,8	1,6	1,4	1,3	1,3	1,2	
15	2,2	2,2	2,1	2,0	1,8	1,6	1,4	1,3	1,2	
20	2,1	2,1	2,1	2,0	1,9	1,7	1,5	1,4	1,2	
25	2,1	2,1	2,1	2,0	1,9	1,8	1,6	1,4	1,3	
30		2,1	2,1	2,0	1,9	1,8	1,6	1,4	1,3	
35		2,1	2,1	2,0	1,9	1,8	1,6	1,5	1,4	1,2
40		2,0	2,0	2,0	1,9	1,8	1,6	1,5	1,4	1,2
50		1,9	1,9	1,9	1,9	1,8	1,6	1,5	1,4	1,2

Fattore di Amplificazione PGA

V <sub>SH</sub> (m/s) → H (m) ↓	150	200	250	300	350	400	450	500	600	700
5	1,6	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,3	
10	2,3	1,8	1,5	1,4	1,4	1,4	1,4	1,3	1,3	
15	2,8	2,3	1,9	1,5	1,4	1,4	1,4	1,4	1,3	
20	3,2	2,9	2,3	1,8	1,5	1,5	1,4	1,4	1,3	
25	3,4	3,2	2,7	2,0	1,7	1,5	1,5	1,4	1,3	
30		3,3	2,9	2,3	1,9	1,6	1,5	1,4	1,4	
35		3,3	3,0	2,5	2,1	1,8	1,6	1,5	1,4	1,2
40		3,2	3,1	2,7	2,3	2,0	1,7	1,5	1,4	1,2
50		3,0	3,0	2,8	2,5	2,2	1,9	1,7	1,5	1,3

Fattore di Amplificazione SA2 (0,4 ≤ T ≤ 0,8s)

V <sub>SH</sub> (m/s) → H (m) ↓	150	200	250	300	350	400	450	500	600	700
5	2,2	1,8	1,5	1,4	1,3	1,3	1,3	1,3	1,2	
10	2,5	2,3	1,9	1,7	1,5	1,4	1,3	1,3	1,2	
15	2,5	2,5	2,2	1,9	1,7	1,5	1,4	1,3	1,2	
20	2,4	2,4	2,3	2,1	1,8	1,6	1,5	1,3	1,3	
25	2,4	2,4	2,3	2,2	2,0	1,7	1,6	1,4	1,3	
30		2,3	2,3	2,2	2,0	1,8	1,6	1,5	1,3	
35		2,2	2,2	2,2	2,1	1,9	1,7	1,5	1,4	1,2
40		2,1	2,1	2,1	2,1	1,9	1,7	1,5	1,4	1,2
50		2,0	2,0	2,0	2,0	1,9	1,7	1,5	1,4	1,2

Fattore di Amplificazione SA1 (0,1 ≤ T ≤ 0,5s)

V <sub>SH</sub> (m/s) → H (m) ↓	150	200	250	300	350	400	450	500	600	700
5	1,4	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	
10	1,6	1,5	1,4	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	
15	1,9	1,7	1,5	1,4	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	
20	2,4	2,1	1,6	1,4	1,4	1,3	1,3	1,3	1,3	
25	3,4	2,5	1,9	1,5	1,4	1,4	1,3	1,3	1,3	
30		3,0	2,3	1,7	1,5	1,4	1,4	1,3	1,3	
35		3,3	2,7	1,9	1,6	1,5	1,4	1,3	1,3	1,1
40		3,6	3,1	2,2	1,7	1,6	1,5	1,4	1,3	1,2
50		3,6	3,4	2,9	2,1	1,8	1,6	1,5	1,4	1,2

Fattore di Amplificazione SA3 (0,7 ≤ T ≤ 1,1s)

V <sub>SH</sub> (m/s) → H (m) ↓	150	200	250	300	350	400	450	500	600	700
5	2,1	1,7	1,5	1,4	1,4	1,3	1,3	1,3	1,3	
10	2,6	2,3	1,9	1,6	1,5	1,4	1,3	1,3	1,3	
15	2,7	2,6	2,3	1,9	1,6	1,5	1,4	1,3	1,3	
20	2,6	2,6	2,4	2,1	1,8	1,6	1,5	1,4	1,3	
25	2,6	2,6	2,5	2,3	2,0	1,7	1,6	1,4	1,3	
30		2,4	2,4	2,3	2,1	1,8	1,6	1,5	1,3	
35		2,4	2,4	2,3	2,2	1,9	1,7	1,5	1,4	1,2
40		2,2	2,2	2,2	2,2	2,0	1,8	1,6	1,4	1,2
50		2,1	2,1	2,1	2,1	2,0	1,8	1,6	1,5	1,3

Fattore di Amplificazione SI1 (0,1 ≤ T ≤ 0,5s)

V <sub>SH</sub> (m/s) → H (m) ↓	150	200	250	300	350	400	450	500	600	700
5	1,4	1,4	1,4	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	
10	1,8	1,6	1,4	1,4	1,3	1,4	1,3	1,3	1,3	
15	2,3	1,9	1,6	1,4	1,4	1,4	1,3	1,3	1,3	
20	2,9	2,6	1,9	1,6	1,4	1,4	1,4	1,3	1,3	
25	3,6	3,0	2,3	1,7	1,5	1,4	1,4	1,4	1,3	
30		3,3	2,7	1,9	1,7	1,5	1,4	1,4	1,3	
35		3,5	3,0	2,2	1,8	1,6	1,5	1,4	1,3	1,1
40		3,5	3,2	2,6	2,0	1,8	1,6	1,5	1,4	1,2
50		3,3	3,3	3,0	2,4	2,0	1,8	1,6	1,5	1,3

Fattore di Amplificazione SI2 (0,5 ≤ T ≤ 1,0s)

- Substrato affiorante: Abaco substrato marino non rigido, cioè caratterizzato da  $V_s \ll 800$  m/s, affiorante o subaffiorante (copertura di spessore inferiore a 3 m).

V <sub>s30</sub> (m/s) →	150	200	250	300	350	400	450	500	600	700
PGA					1,9	1,8	1,6	1,4	1,2	1,1

Fattore di Amplificazione **PGA**

V <sub>s30</sub> (m/s) →	150	200	250	300	350	400	450	500	600	700
SA1					1,9	1,7	1,6	1,4	1,2	1,1
SA2					1,7	1,6	1,5	1,4	1,3	1,3
SA3					1,4	1,4	1,3	1,3	1,3	1,2

Fattori di Amplificazione **SA1** (0,1s ≤ T ≤ 0,5s), **SA2** (0,4s ≤ T ≤ 0,8s), **SA3** (0,7s ≤ T ≤ 1,1s)

V <sub>s30</sub> (m/s) →	150	200	250	300	350	400	450	500	600	700
SI1					1,9	1,7	1,6	1,4	1,3	1,2
SI2					1,5	1,5	1,4	1,4	1,3	1,3

Fattori di Amplificazione **SI1** (0,1s ≤ T ≤ 0,5s), **SI2** (0,5s ≤ T ≤ 1,0s)

A questo punto, dopo aver stabilito quali abachi utilizzare, per ogni verticale relativa alle indagini sismiche effettuate, si è ricavato un valore di FA in ogni range di periodo, ottenendo una serie di punti con diverso fattore.

Conseguentemente, dalla distribuzione dei valori in carta, si è proceduto a ricavare una suddivisione delle varie MOPS in aree omogenee per i diversi fattori di amplificazione. Si specifica che per il materiale di riporto, non avendo informazioni dettagliate su spessori e stratigrafia, è stato associato lo stesso fattore delle zona Mops circostante.

A partire dai fattori di amplificazione ottenuti ed in ottemperanza agli standard di archiviazione informatica versione 4.2 della Protezione Civile, sono state realizzate 8 cartografie, una per ogni intervallo di FA. I commenti alle cartografie sono riportati nel paragrafo successivo unitamente ai risultati delle modellazioni di Livello 3.

61

Quale ultimo elaborato grafico, come prescritto dalle DGR 476-2021 e DGR 564/2021 è stata redatta la carta della distribuzione sul territorio dei valori di HSM, parametro che esprime lo scuotimento atteso al sito in valore assoluto (accelerazione in g).

Tale parametro è definito come il prodotto dell'Acceleration Spectrum Intensity (ASI<sub>UHS</sub>), valore integrale dello spettro di riferimento in accelerazione, calcolato per un determinato intervallo di periodo (nel caso dell'analisi di secondo livello), diviso per ΔT e moltiplicato per il fattore di amplificazione in accelerazione (FA) calcolato per lo stesso intervallo di periodo:

$$H_{SM} = \frac{ASI_{UHS}}{\Delta T} \times FA$$

L'intervallo di periodo considerato le analisi di secondo livello, è 0,1s ≤ T ≤ 0,5s (cfr. Carta di microzonazione sismica - HSM).

I valori di ASI<sub>UHS</sub>/ΔT, per 0,1s ≤ T ≤ 0,5s, per i punti della griglia INGV, per un tempo di ritorno TR uguale a 475 anni (corrispondente a una probabilità di superamento del 10% in 50 anni), sono forniti dal file.kmz, disponibile nella pagina web dedicata agli indirizzi per gli studi di microzonazione sismica a cura del Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia Romagna.

<b>Progettista:</b> <b>Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli</b>	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
--	--

Nel territorio comunale di Cesena, o nella sua immediata vicinanza sono presenti n° 21 valori di  $ASl_{UHS}/\Delta T$ . Al fine di calcolare il valore dell'HSM per ogni verticale indagata, si è proceduto effettuando uno *spatial join* con ArcGis per ricavare il valore del grigliato più prossimo ad ogni poligono su cui ricavare il parametro HSM.

Una volta calcolato, il valore di HSM è stato riportato nella carta di scuotimento atteso con un colore che indica l'appartenenza dello stesso a una delle classi definite dal Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna.

L'andamento dell'HSM conferma i risultati dei fattori di amplificazione, in quanto la massima pericolosità risulta associata alla porzione a nord est del territorio comunale, in cui anche gli FA sono massimi.



<b>Progettista:</b> Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
---	--

## 9 APPROFONDIMENTI DI LIVELLO 3

Nel territorio comunale di Cesena sono stati eseguiti, negli anni passati, uno studio di MS di Livello 1 e 2. L'obiettivo generale del presente lavoro è di compensare le incertezze dei precedenti livelli con approfondimenti conoscitivi e di fornire quantificazioni numeriche della modificazione locale del moto sismico in superficie a causa di assetti tettonico-strutturali “complessi” e dei fenomeni di deformazione permanente.

Da quanto emerso dagli studi pregressi, è possibile affermare che il territorio comunale è da considerarsi stabile suscettibile di amplificazione. Infatti, è stato verificato che il moto sismico è modificabile rispetto a quello atteso in condizioni ideali di roccia rigida e pianeggiante in tutto il territorio, a causa delle caratteristiche litostratigrafiche locali.

Inoltre, per quanto riguarda le “Zone di attenzione per instabilità”, nel Livello 1/2 di MS erano state evidenziate zone potenzialmente liquefacibili.

A seguito di quanto esplicitato, gli obiettivi principali del presente studio di MS3 sviluppati nei seguenti capitoli, sono:

1. condurre analisi di risposta sismica locale per la quantificazione numerica dell'effetto amplificativo del moto sismico di base stimando i fattori amplificativi SA ed SI (fattore di amplificazione in termini di accelerazione e pseudovelocità) negli intervalli 0.1-0.5s - 0.4-0.8s e 0.7-1.1s e 0.5-1.5s attraverso modellazioni numeriche rappresentative della reale condizione di amplificabilità del sito. A tale scopo sono state utilizzate le indagini sismiche eseguite e la curva G/G0 e D/D0 fornite dagli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica;
2. valutazione quantitativa del potenziale di liquefazione dei depositi nelle zone MOPS caratterizzate da tale instabilità (nel Livello 1 precedentemente prodotto); le verifiche sono state condotte in corrispondenza delle indagini geognostiche eseguite nei diversi livelli di approfondimento.

63

### 9.1 Descrizione del metodo

Il codice di calcolo **FLAC 2D v.8.0** (*Fast Lagrangian Analysis of Continua*) della Itasca (2016) è basato sul metodo delle differenze finite con un procedimento di tipo esplicito. La flessibilità nella modellazione della geometria del problema, la disponibilità di elementi strutturali, l'elevato numero di modelli costitutivi implementati e la possibilità di svilupparne anche di nuovi, rendono FLAC idoneo allo studio di tutti i problemi riguardanti il comportamento meccanico di mezzi continui (terreni, rocce, ecc.) e di strutture interagenti. Sviluppato inizialmente per le applicazioni di ingegneria geotecnica e ingegneria mineraria in campo statico, esso ha trovato successivamente, con l'introduzione del modulo dinamico, largo impiego anche per la soluzione di problemi di risposta sismica locale. Il codice di calcolo FLAC, anche per i problemi in campo statico, risolve le equazioni di equilibrio dinamico di un mezzo continuo:

$$\rho \cdot \frac{\partial \dot{u}_i}{\partial t} = \sum_j \frac{\partial \tau_{ji}}{\partial x_j} + \rho g_i \quad (8.1)$$

dove:

- $\rho$  è la densità
- $x_j$  la componente  $i$  - esima del vettore posizione
- $\dot{u}_i$  la componente  $i$  - esima del vettore velocità

<b>Progettista:</b> Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
---	--

- $g_i$  la componente dell'accelerazione di gravità (forze di volume) lungo la direzione  $i$
- $\tau_{ji}$  la generica componente del tensore degli sforzi.

Il comportamento meccanico dei materiali è espresso dalla legge costitutiva:

$$\tau_{ji} = M(\tau_{ji}; \dot{\epsilon}_{ij}; k) \quad (8.2)$$

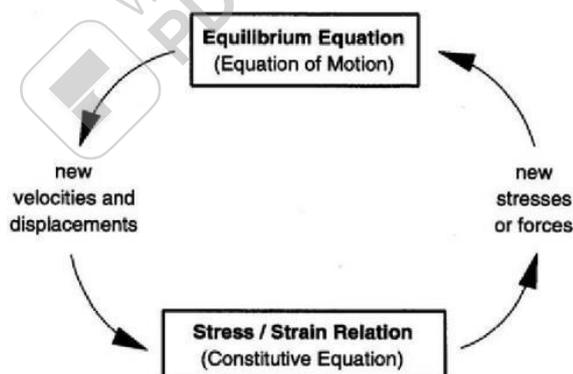
dove  $k$  è un parametro che tiene conto della storia di carico,  $M$  un funzionale ed  $\dot{\epsilon}_{ij}$  il tensore velocità di deformazione espresso dalla:

$$\dot{\epsilon}_{ij} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (8.3)$$

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

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

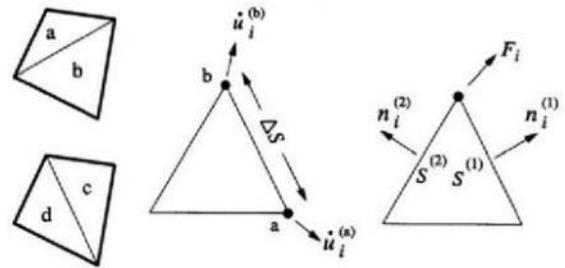
In sintesi, l'algoritmo risolutivo dell'approccio esplicito si articola secondo il ciclo indicato nella seguente figura.



Ad ogni nuovo passo di calcolo (*step*), vengono risolte le equazioni di equilibrio dinamico, per cui dalle tensioni e dalle forze si ottengono i valori corrispondenti delle velocità di deformazione e degli spostamenti; successivamente, dalle velocità di deformazione ed attraverso le equazioni dei legami costitutivi, si giunge a valori aggiornati delle tensioni. L'ipotesi base dell'approccio esplicito consiste nel fatto che, durante ciascuna fase, le grandezze vengono ricavate da altre grandezze i cui valori sono assunti costanti durante l'operazione. Ad esempio, attraverso le leggi costitutive, i valori delle velocità di deformazione sono considerati fissi durante l'operazione di calcolo delle tensioni: in altre parole, i nuovi valori calcolati delle tensioni non influenzano le velocità. Questo può apparire poco accettabile dal punto di vista fisico, poiché se c'è una variazione di tensione in un punto, questa necessariamente influenza i punti vicini alterandone le velocità di deformazione. Tuttavia, se l'intervallo di tempo  $\Delta_t$  (*timestep*) corrispondente al singolo ciclo di calcolo è sufficientemente piccolo, tale alterazione non può propagarsi da un elemento all'altro in tale intervallo.

<b>Progettista:</b> Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
---	--

Tale approccio si è dimostrato particolarmente efficiente nella modellazione di problemi non lineari in presenza di grandi deformazioni. Per contro, essendo il  $\Delta t$  richiesto generalmente molto piccolo, sono necessari un gran numero di passi di integrazione cui corrispondono tempi di calcolo molto elevati. Gli elementi quadrangolari della griglia vengono automaticamente suddivisi dal programma in due set sovrapposti di triangoli a deformazioni costanti.



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

$$\int_S \mathbf{f} \cdot \hat{\mathbf{n}} \cdot d\mathbf{s} = \int_A \text{div } \mathbf{f} \cdot dA \quad (8.4)$$

in cui:

- $\mathbf{n}$  è il versore normale al contorno  $S$  del dominio triangolare
- $\mathbf{f}$  la funzione generica (scalare, vettore o tensore)
- $A$  la superficie del dominio triangolare di contorno  $S$
- $d_s$  la lunghezza incrementale lungo il contorno  $S$ .

Sostituendo ad  $\mathbf{f}$  un valore medio del vettore velocità, la relazione precedente consente di scrivere:

$$\frac{\partial \dot{u}_i}{\partial x_i} \cong \frac{1}{2A} \sum_s (\dot{u}_i^{(a)} + \dot{u}_i^{(b)}) n_i \Delta s \quad (8.5)$$

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

$$\mathbf{F}_i = \frac{1}{2} \tau_{ij} (n_i^{(1)} S^{(1)} + n_i^{(2)} S^{(2)}) \quad (8.6)$$

Infine, per ciascun nodo vengono sommate tutte le forze dovute ai triangoli convergenti nel nodo stesso, le forze dovute a eventuali carichi esterni applicati e le forze di volume dovute alla gravità. In tal modo viene determinata la forza nodale netta  $\Sigma F_i$ ; se  $\Sigma F_i = 0$ , il nodo è in equilibrio, altrimenti subirà un'accelerazione espressa dalla seconda legge di Newton, nient'altro che la (8.1) espressa in termini incrementali:

$$\dot{u}_i^{(t+\frac{\Delta t}{2})} = \dot{u}_i^{(t-\frac{\Delta t}{2})} + \left[ \sum F_i^{(t)} \right] \frac{\Delta t}{m} \quad (8.7)$$

<b>Progettista:</b> Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
---	--

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

Come detto, condizione essenziale dell'algoritmo descritto è che il *time step*  $\Delta t$  corrispondente al singolo ciclo di calcolo, sia sufficientemente piccolo da rendere accettabile l'approssimazione di tensioni e velocità costanti sul singolo *step* di calcolo. In particolare,  $\Delta t$  deve essere inferiore ad un *time step* critico  $\Delta t_{cr}$  definito dalla:

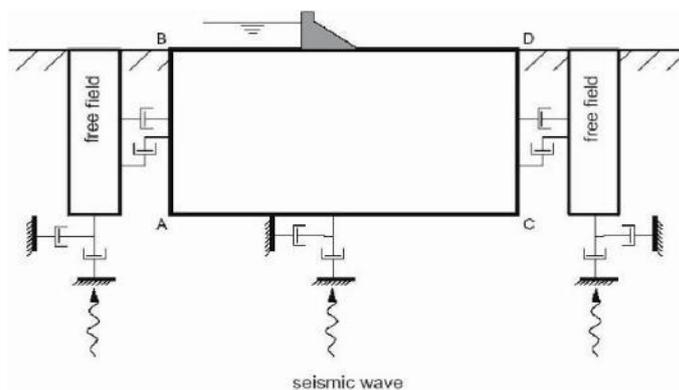
$$\Delta t_{cr} = \min \left\{ \frac{A}{V_p \Delta x_{max}} \right\} \quad (8.8)$$

dove  $A$  è la superficie del subelemento triangolare,  $\Delta x_{max}$  la dimensione massima della zona (in genere la diagonale) e  $V_p$  la velocità delle onde di compressione. La funzione minimo è presa su tutte le zone. Il *time step* critico è tanto più piccolo (e i tempi di calcolo quindi tanto più elevati) quanto più la rigidità del materiale è elevata e quanto più piccolo è l'elemento. Il  $\Delta t$  di calcolo viene determinato internamente da FLAC, applicando un coefficiente di sicurezza pari a 2 al valore fornito dalla (8.8).

Particolare attenzione va posta nella scelta delle dimensioni degli elementi della *mesh*, in quanto queste condizionano in maniera fondamentale l'accuratezza numerica della trasmissione delle onde. In particolare, per un'accurata modellazione viene consigliato di scegliere una altezza degli elementi  $h$  almeno pari ad un valore compreso tra un decimo ed un ottavo della minima lunghezza d'onda di interesse  $\lambda_{min}$ :

$$h \leq \frac{\lambda_{min}}{10} \quad (8.9)$$

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



In pratica, essi riproducono il moto libero del terreno che si avrebbe in assenza della configurazione bidimensionale ed allo stesso tempo impediscono la riflessione ai bordi della *mesh* delle onde diffratte verso l'esterno. Come illustrato, i singoli nodi dei contorni laterali della griglia principale vengono accoppiati alla griglia *free - field* attraverso smorzatori viscosi che materialmente assorbono l'energia delle onde incidenti sui contorni, applicando delle forze viscosi proporzionali alla differenza tra il campo di velocità esistente al bordo e quello in condizioni *free - field*. Prima dell'applicazione delle condizioni *free - field* durante l'analisi dinamica, il modello deve essere in condizioni di equilibrio statico, per cui è necessario eseguire una analisi statica preliminare per determinare lo stato tensionale e deformativo all'interno del modello. All'atto dell'applicazione delle condizioni *free - field*, tutte le variabili di stato determinate dall'equilibrio statico vengono quindi applicate alle colonne monodimensionali ai bordi del modello.

I contorni *free - field* sono di notevole utilità, in quanto consentono di evitare l'allontanamento dei confini laterali, altrimenti necessario in assenza di confini assorbenti, per la minimizzazione delle onde riflesse dai contorni.

I contorni *quiet* sono invece costituiti, secondo la formulazione di *Lysmer e Kuhlemeyer (1969)*, da smorzatori viscosi attaccati alla griglia ed agenti in direzione normale e tangenziale al contorno stesso; essi consentono un pressoché completo assorbimento delle onde di volume che incidono sul contorno. I contorni *quiet* possono essere applicati su contorni verticali, orizzontali o inclinati. Essi vanno applicati al confine inferiore della *mesh* per simulare la base elastica, mentre ai bordi del modello, come detto, è preferibile l'utilizzo dei contorni *free - field*.

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

- storia temporale di accelerazioni;
- storia temporale di velocità;
- storia temporale di tensioni;
- storia temporale di forze.

Nell'applicare la sollecitazione dinamica, bisogna però tenere conto di alcune limitazioni che derivano da particolari incompatibilità tra forme di applicazione dell'input e delle condizioni al contorno. Se, ad esempio, queste sono rappresentate da *quiet boundaries* (come avviene solitamente per il bordo inferiore della *mesh*), il loro effetto viene annullato se si applica un accelerogramma o una storia di velocità.

Quindi, in questo caso, la base è modellata come rigida, cioè perfettamente riflettente, dando luogo a irrealistiche sovrastime del moto sismico. Per simulare correttamente una base elastica occorre applicare ai *quiet boundaries*, alla base della *mesh*, una storia temporale di tensioni. A tal fine, un accelerogramma di input deve essere integrato per ottenere una storia temporale di velocità e questa viene infine convertita in tensioni tramite le seguenti relazioni:

$$\sigma_n = 2(\rho V_p) v_n \quad \sigma_s = 2(\rho V_s) v_s \quad (8.10)$$

dove:

- $\rho$  è la densità;
- $\sigma_n$ ,  $\sigma_s$  rispettivamente tensione applicata in direzione normale e tangenziale al contorno;
- $V_p$ ,  $V_s$  rispettivamente velocità delle onde di compressione e di taglio del materiale che viene simulato al di sotto del contorno inferiore (costituente la base elastica);
- $v_n$ ,  $v_s$  rispettivamente la velocità di input normale e tangente al contorno.

<b>Progettista:</b> Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
---	--

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

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

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

La complessità dei modelli non lineari e la comodità di un utilizzo diretto delle curve di tipo G / G<sub>0</sub> - γ e D - γ, generalmente fornite dalle prove di laboratorio e dalle correlazioni empiriche, ha portato all'introduzione di semplici modelli di *smorzamento isteretico (hysteretic damping)* nella recente versione 5.0 del codice.

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

Nel caso di analisi lineari, o per modellare comunque lo smorzamento a basse deformazioni che spesso i legami costitutivi non lineari non riescono a cogliere, si può utilizzare la formulazione di *Rayleigh*. Essa conduce ad uno smorzamento dipendente dalla frequenza, in contrasto con le evidenze sperimentali sul comportamento dei terreni. Il suo impiego richiede, pertanto, una oculata scelta dei parametri che lo definiscono, per limitare la variazione dello smorzamento con la frequenza (Lanzo *et al.*, 2003 e 2004). Lo smorzamento di *Rayleigh* è stato originariamente formulato per le analisi strutturali ed è espresso in forma matriciale attraverso la definizione di una matrice di smorzamento **C** proporzionale alla matrice di massa **M** e a quella di rigidità **K**:

$$\mathbf{C} = \alpha_R \mathbf{M} + \beta_R \mathbf{K} \quad (8.11)$$

dove  $\alpha_R$  e  $\beta_R$  sono i coefficienti di *Rayleigh* che hanno dimensione rispettivamente di s<sup>-1</sup> e s. E' possibile dimostrare (Chopra, 1995) che lo smorzamento  $\xi_j$  associato al j - esimo modo di vibrazione del deposito è espresso dalla:

$$\xi_j = \frac{1}{2} \left( \frac{\alpha_R}{\omega_j} + \beta_R \omega_j \right) \quad (8.12)$$

dove  $\omega_j$  è la frequenza circolare relativa al modo j.

<b>Progettista:</b> <b>Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli</b>	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
--	--

I coefficienti di *Rayleigh* vengono comunemente determinati attraverso due procedure, a seconda che si fissi il valore dello smorzamento modale in corrispondenza di una o due frequenze naturali opportunamente selezionate (dette frequenze di controllo). Il codice FLAC adotta la prima procedura in accordo alla quale i coefficienti di *Rayleigh* sono espressi dalle:

$$\alpha_R = \xi^* \omega^* \quad , \quad \beta_R = \frac{\xi^*}{\omega^*} \quad (8.13)$$

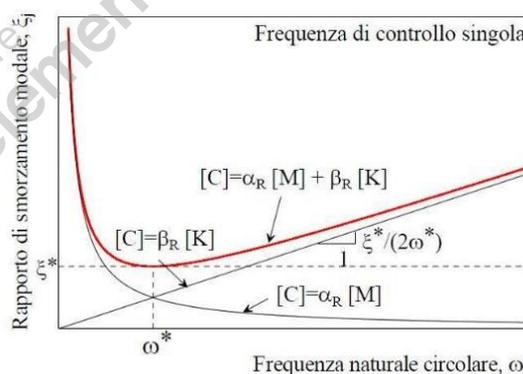
avendo fissato lo smorzamento modale al valore  $\xi$  in corrispondenza della singola frequenza  $\omega$ . Per ciascun elemento della *mesh* occorre specificare il rapporto di smorzamento  $\xi^*$  del materiale e la frequenza  $\omega^*$ . A titolo di esempio, nel caso di smorzamento  $\xi^*$  e frequenza  $\omega^*$  costante per tutto il deposito, è possibile dimostrare che un'analisi lineare eseguita con FLAC fornisce gli stessi risultati di un'analisi modale, con rapporto di smorzamento modale dell'intero sistema variabile con la frequenza circolare naturale  $\omega_j$  secondo la:

$$\xi_j = \frac{\xi^*}{2} \left( \frac{\omega^*}{\omega_j} + \frac{\omega_j}{\omega^*} \right) \quad (8.14)$$

riportata nella figura seguente, nella quale si nota come  $\xi_j$  assuma un minimo (pari al valore imposto  $\xi^*$ ) in corrispondenza della frequenza di controllo  $\omega^*$ , mentre sia sovrastimato nel campo dei valori maggiori e minori di  $\omega^*$ .

La formulazione di *Rayleigh* viene applicata a livello del singolo elemento della *mesh* per cui, tra i dati di input, occorre specificare per ciascun elemento il valore del rapporto di smorzamento del materiale che lo costituisce  $\xi^*$  e la frequenza di controllo  $\omega^*$  (o meglio il valore  $f^*$ ). La scelta di  $f^*$  è cruciale per fissare il campo di frequenza in corrispondenza del quale lo smorzamento mostra variazioni contenute rispetto a  $\xi^*$ .

In generale,  $f^*$  deve essere scelta nel campo di frequenza significativo per il problema in esame sia in termini di frequenze naturali del sistema che di frequenze predominanti dell'input. In prima approssimazione, si può collocare  $f^*$  tra la frequenza fondamentale del sistema e la frequenza predominante dell'input (frequenza corrispondente al massimo dello spettro di Fourier o di risposta). Se questi valori sono distanti è comunque opportuno esaminare con analisi parametriche l'influenza sui risultati delle diverse scelte di  $f^*$ .



In definitiva, per ciascun materiale occorre fornire i seguenti parametri di input:

- peso dell'unità di volume;
- nel caso di analisi lineari modulo di taglio ( $G_0$ ) e di elasticità volumetrico ( $k$ ), o, in alternativa modulo di Young ( $E$ ) e coefficiente di Poisson ( $\nu$ );
- nel caso di analisi non lineari occorre fornire i parametri caratteristici del modello adottato;
- rapporto di smorzamento ( $\xi^*$ ) e frequenza di controllo ( $f^*$ ) se si adotta la formulazione di *Rayleigh*.

Il codice offre notevoli potenzialità di dati in output, potendo restituire la storia temporale di tutte le grandezze di interesse: spostamenti, velocità, accelerazioni, deformazioni e tensioni. L'interfaccia

<b>Progettista:</b> <b>Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli</b>	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
--	--

grafica consente, inoltre, di costruire ed esportare i grafici delle sopraccitate grandezze, in funzione della profondità o lungo un generico profilo.

## 9.2 Analisi di risposta sismica locale nel comune di Cesena

Le quantificazioni della risposta sismica di sito sono state condotte effettuando delle modellazioni numeriche lungo n°3 profili stratigrafici bidimensionali e n°2 modellazioni monodimensionali rappresentativi del Comune di Cesena. Tali valutazioni sono state realizzate in corrispondenza di tutte le aree stabili suscettibili di amplificazione, in modo da caratterizzare l'intero territorio comunale.

Si precisa che tali sezioni sono da intendersi come sezioni sismo-stratigrafiche, finalizzate a evidenziare il diverso comportamento sismico dei depositi, e non come sezioni geologiche. Pertanto, i rapporti e contatti litologici non corrispondono alla realtà geologica locale, ma sono da intendersi come passaggi tra materiali con differenti velocità sismiche (ricavate dalle interpretazioni delle indagini sismiche).

La tecnica di risoluzione numerica adoperata è quella alle differenze finite (FDM) implementata nel codice di calcolo FLAC 8.0 (Itasca, 2018), operante nel dominio del tempo. Il codice effettua un'analisi lagrangiana del continuo risolto mediante uno schema di avanzamento temporale di tipo esplicito.

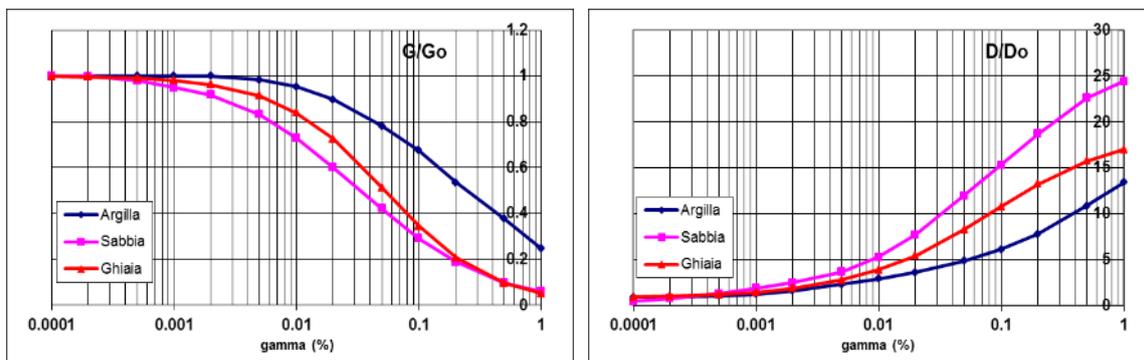
La quantificazione numerica degli effetti sarà rappresentata dai fattori amplificativi SA (fattore di amplificazione in termini di accelerazione) negli intervalli 0.1-0.5s, 0.4-0.8s, 0.7-1.1s e 0.5-1.5s e dai fattori amplificativi SI (fattore di amplificazione in termini di pseudovelocità) negli intervalli 0.1-0.5s, 0.4-0.8s e 0.7-1.1s.

A partire dai risultati di tali modellazioni e interpolando i valori ottenuti, sono state prodotte delle diverse carte dei fattori di amplificazione nei vari intervalli di periodo richiesti.

Per quantificare l'azione sismica in superficie sono state realizzate delle sezioni di rigidità del sottosuolo sulle quali è stata successivamente condotta la modellazione numerica, come precedentemente spiegato. Le sismostratigrafie e i valori di rigidità utilizzati sono quelli ottenuti dalle indagini sismiche eseguite per il presente studio.

Il modello geometrico è stato discretizzato con una maglia ad elementi quadrangolari, le dimensioni dei quali sono state stabilite in funzione delle lunghezze d'onda minime caratterizzanti il fenomeno di propagazione sismica, determinabili con la relazione di Kuhlemeyer & Lysmer ( $h_{max} < V_s / 10 * f_{max}$ ) in funzione delle velocità delle onde di taglio nei diversi terreni del modello e della frequenza massima di interesse dei segnali accelerometrici selezionati ( $f_{max}=10$  Hz).

Lungo le frontiere laterali dei modelli sono stati introdotti particolari elementi assorbenti (*free - field* boundaries) che, oltre ad evitare la riflessione delle onde in maniera analoga agli smorzatori viscosi introdotti da Lysmer & Kuhlemeyer (1969), forzano i nodi delle frontiere laterali a riprodurre il moto di *free - field*, essenziale per le analisi di risposta sismica locale bidimensionale e monodimensionale.



**Progettista:**  
Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

con la collaborazione di:  
Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra,  
Dott. Geol. Jacopo Tirincanti

Per limitare la riflessione delle onde in corrispondenza della frontiera inferiore del modello, sono stati utilizzati degli smorzatori viscosi (*quiet boundaries*), mentre le proprietà dissipative dei materiali sono state ottenute attraverso la formulazione di Rayleigh per quanto riguarda il *bedrock geofisico* (smorzamento 0,02 %) ed utilizzando lo *smorzamento isteretico* per i materiali di copertura tramite le curve  $G / G_0$  e  $D / D_0$  indicate negli “Indirizzi e criteri per la Microzonazione Sismica” e sotto riportate.

Nel rispetto della normativa vigente - *D.M. 17 gennaio 2018* - è stata assunta una severità dell’azione sismica con la probabilità di superamento,  $P$ , e con il periodo di ritorno,  $T_r$ , relativi allo stato limite considerato. In particolare, è stata considerata una vita nominale della costruzione ( $V_n$ ) di 50 anni, un coefficiente d’uso ( $C_u$ ) pari a II e quindi una vita di riferimento  $V_r = 50$  anni. A partire da queste indicazioni si è determinato un periodo di ritorno dell’azione sismica di 475 anni corrispondente ad una probabilità di superamento del 10% allo stato limite ultimo di salvaguardia della vita (SLV).

In particolare, gli accelerogrammi sono stati ricavati direttamente dal portale Regionale come indicato nell’allegato n.A4 della DGR 476/2021.

La *history* (storia temporale) ricavata al tetto del modello (per ogni input sismico applicato) rappresenta la storia accelerometrica orizzontale attesa nel sito d’indagine: ogni *history* è stata successivamente plottata in uno spettro di risposta elastico e mediata in una curva rappresentativa (accelerogramma medio).

Infine, per calcolare il Fattore di Amplificazione si è confrontato lo spettro medio in ingresso con quello in uscita, calcolando il rapporto dell’intensità di *Housner* per periodi di interesse poiché, in tali intervalli, si ha la massima risposta in accelerazione.

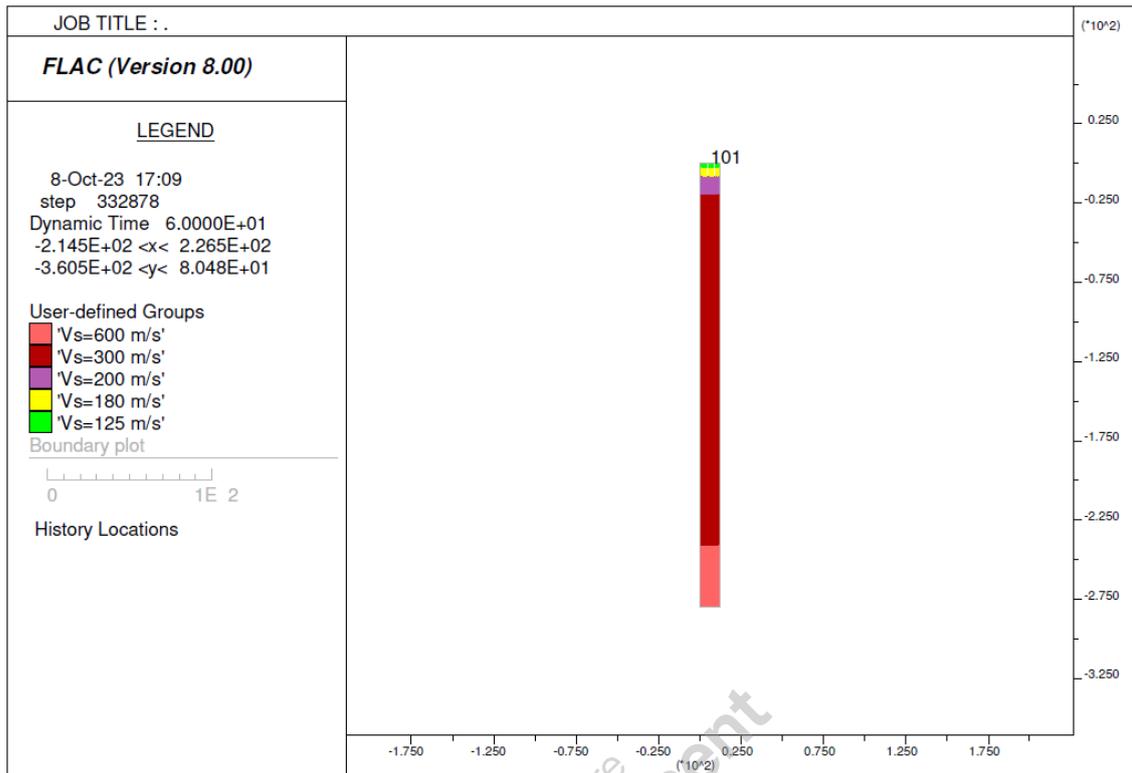
Di seguito si riportano, per i diversi modelli analizzati, il modello sismo - stratigrafico utilizzato per le analisi e i fattori di Amplificazione SA calcolati.

È necessario fare delle precisazioni:

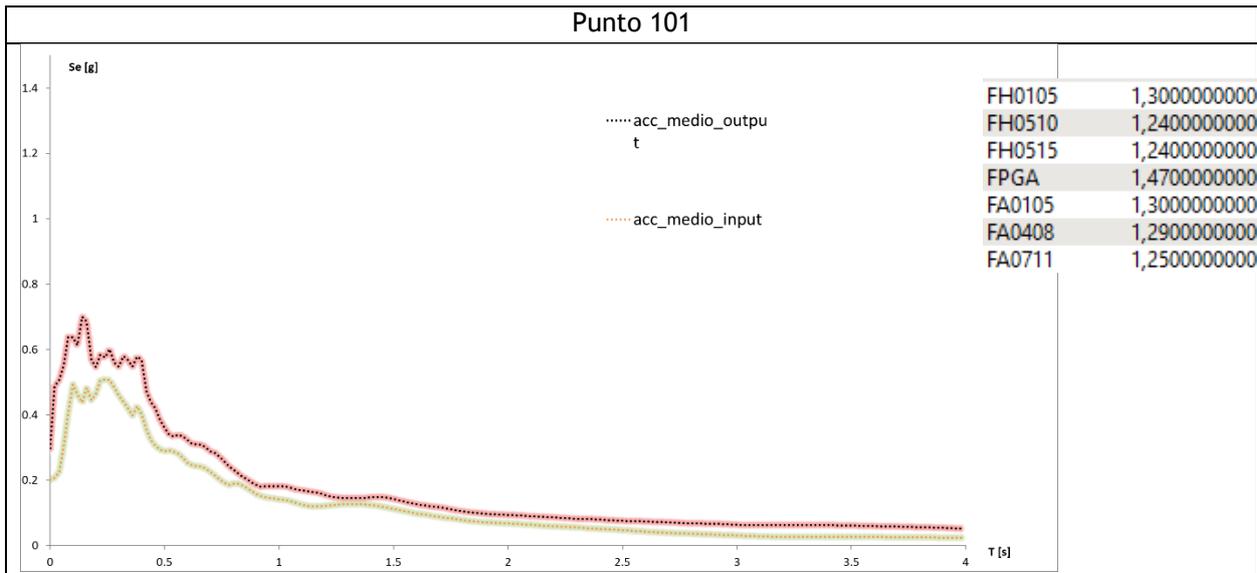
1. Per quanto riguarda le modellazioni bidimensionali, nonostante le morfologie nel comune di Cesena siano molto blandie, si è deciso di evidenziare una zona di alto topografico che era stata già evidenziata nei livelli precedenti. Per questo motivo, il substrato geologico presenta due diversi fattori di amplificazione nell’ambito di livello 3 studiato;  
o sull
2. Per quanto riguarda invece l’ampia zona di pianura del fondovalle, l’elevato numero di indagini ci ha permesso di effettuare n°2 modellazioni numeriche monodimensionali ottenute dalla media delle varie sismostratigrafie, al fine di individuare omogeneità o disomogeneità nelle coperture. A seguire verranno indicate come modello 1 e modello 2 e associate alla mops in cui ricadono.

<b>Progettista:</b> Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
---	--

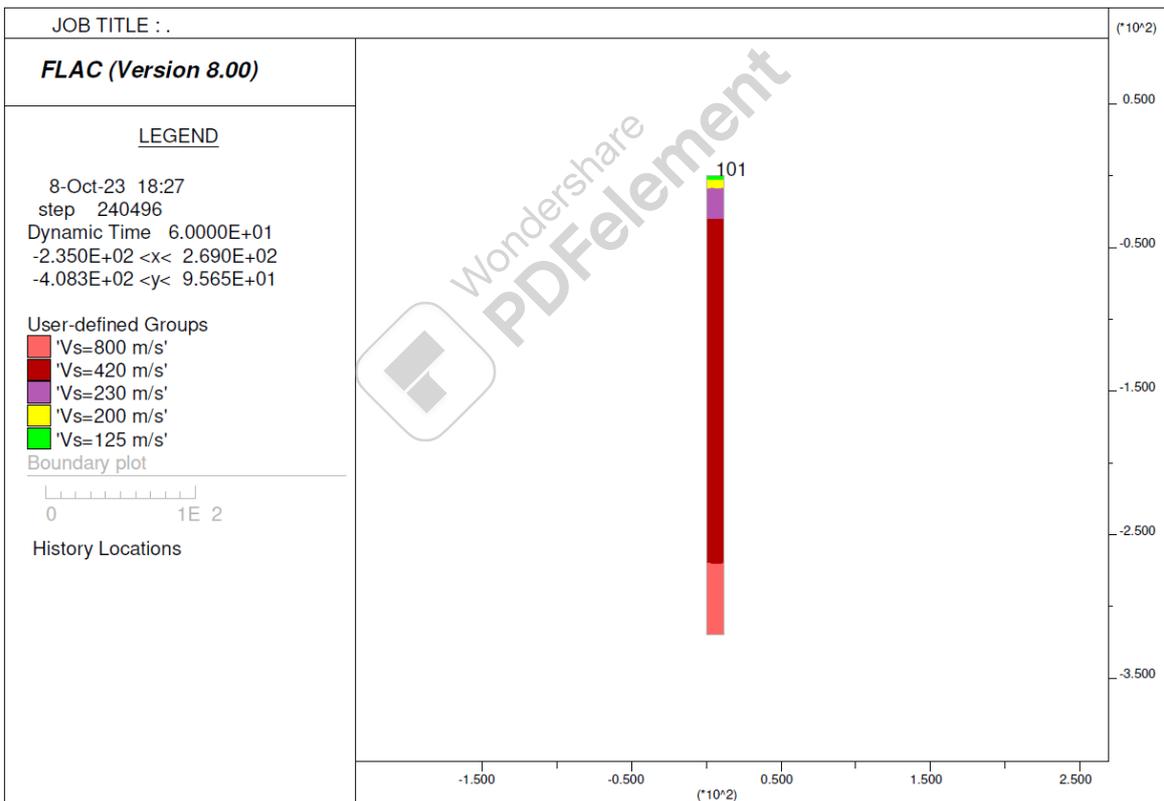
**Modello 1D – n°1 – zona 2003+30502010**

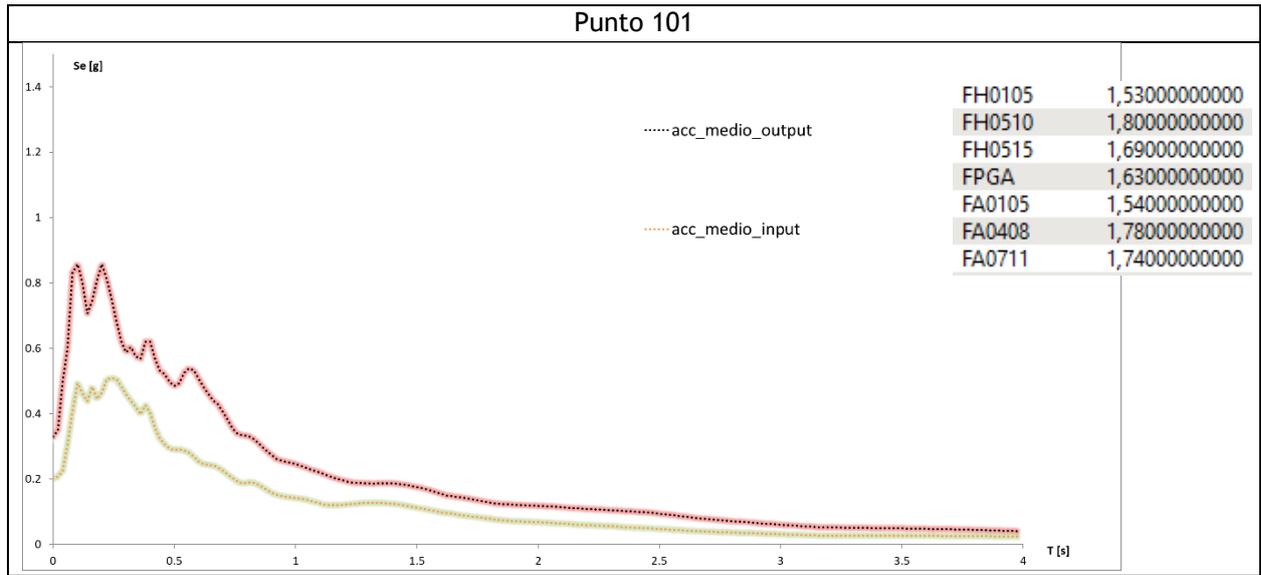


<p><b>Progettista:</b>                  Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli</p>	<p>con la collaborazione di:                  Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra,                  Dott. Geol. Jacopo Tirincanti</p>
--	---

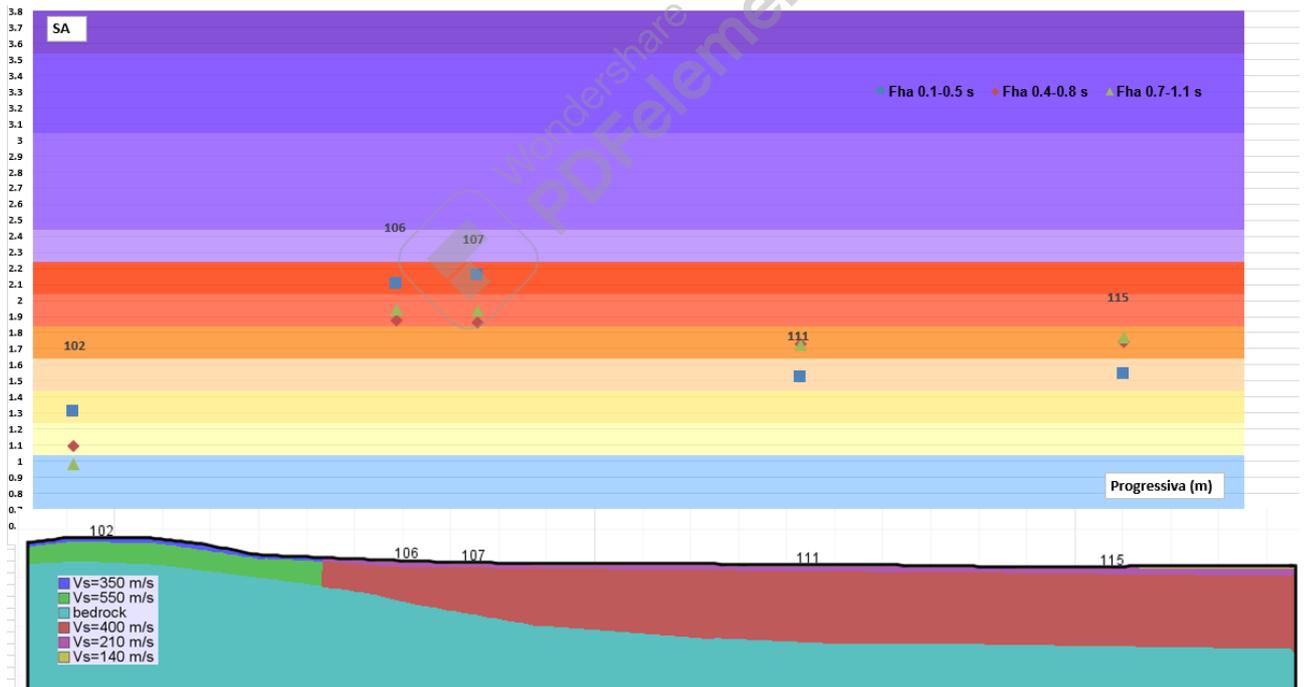


**Modello 1D – n°2 – zona 2004+30502009**

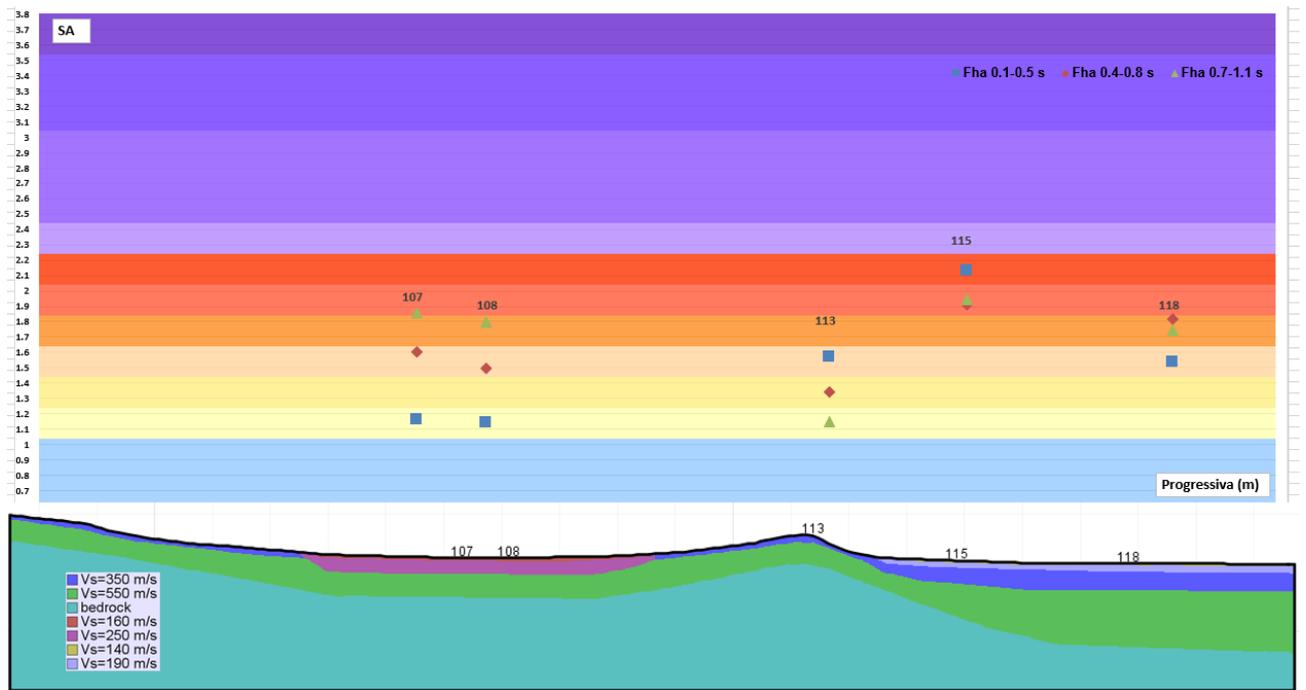




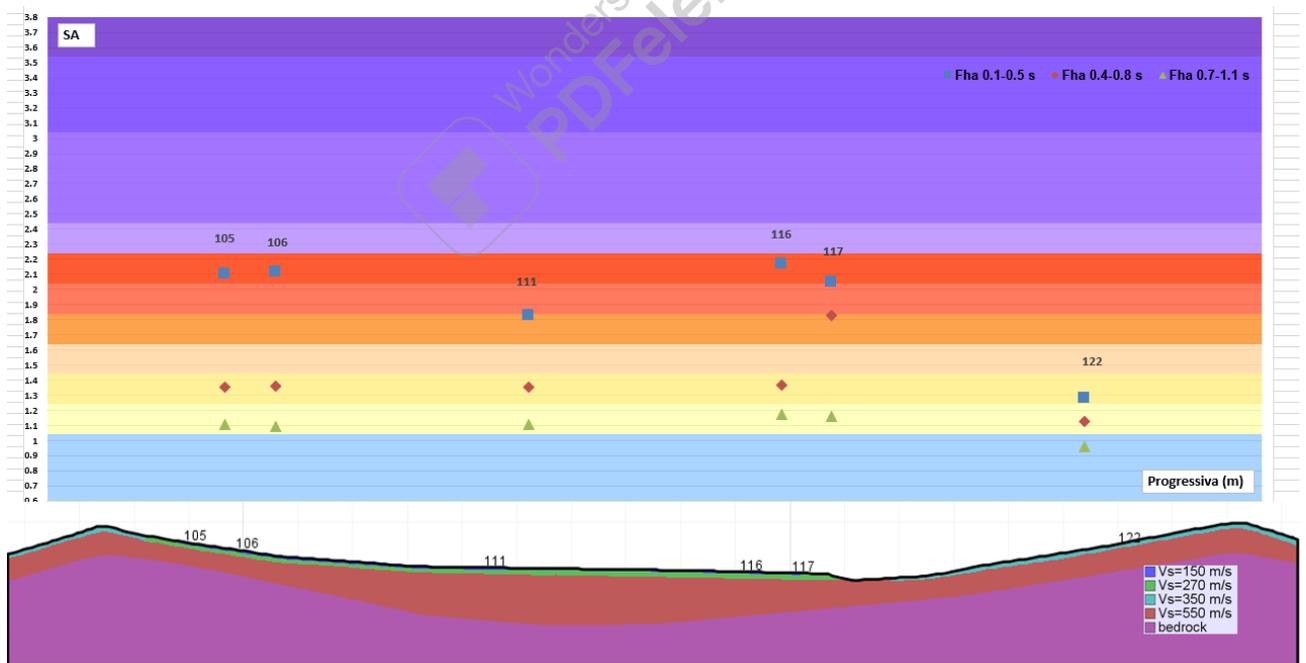
**Modello 2D – Sezione AA**



**Modello 2D – Sezione BB**



**Modello 2D – Sezione CC**



Osservando i risultati ottenuti è possibile effettuare le seguenti considerazioni:

- il territorio comunale risulta caratterizzato da valori amplificativi del moto sismico di base che variano da circa 0,6 a 2,5 nei diversi range di periodo;
- nei rilievi collinari con substrato affiorante, i fattori di amplificazione più alti sono stati ricavati in corrispondenza dei periodi 0,1-0,5s, ed è possibile osservare un aumento in corrispondenza della zona topograficamente più alta a causa dell'amplificazione del moto sismico per interferenza delle onde sismiche incidenti la superficie e per una loro focalizzazione in cima ai rilievi;
- i valori massimi di  $F_a$  0,1-0,5s (sensibili ai contrasti superficiali) sono associati anche alle aree con depositi eluvio-colluviali e soprattutto in corrispondenza delle zone di bordo valle dove gli spessori di copertura sono ridotti e l'effetto di intrappolamento delle onde influisce maggiormente sull'amplificabilità del sito; si può osservare, infatti, che le modellazioni 2D hanno consentito di evidenziare un effetto amplificativo di bordo valle che ci ha consentito di disegnare un "buffer" nel raccordo pianura collina lungo tutta la vallata del territorio comunale. In particolare, i fattori a periodi elevati, sensibili ai contrasti profondi, aumentano progredendo verso il centro valle, dove gli spessori di copertura sono maggiori e dove, anche le misure HVSr avevano mostrato picchi a frequenze più basse;
- per quanto riguarda i depositi di fondovalle, le modellazioni numeriche hanno evidenziato oltre al su menzionato comportamento differente dei fattori di amplificazione tra il centro della valle e i versanti della stessa, anche una differenza amplificativa tra la zona sud (mops 2002) e la zona a sud (mops 2004). Sulla base dei valori più alti in tutti i range di periodo nella porzione a nord in cui la valle è più stretta, si è ritenuto opportuno suddividere la vallata in due mops diverse;
- infine, spostandoci verso la zona ampia di pianura, si osserva una progressiva diminuzione dei fattori di amplificazione: nella zona 2003, le misure HVSr sono risultate completamente piatte e ciò si è tradotto in valori amplificativi ridotti rispetto al resto del territorio comunale.
- Non è stato possibile analizzare tutte le zone stabili di attenzione alla Liquefazione presenti nella MOPS per carenza di prove, per cui si deciso di lasciare come zone di attenzione (pur avendo fattori di amplificazione ricavati da RSL e non da abaco) quelle non indagate, mentre le aree nelle quali è stato possibile ricavare un IL sono diventate suscettibili alla liquefazione.

Come ultimi elaborati grafici, come prescritto dalle DGR 476-2021 e DGR 564/2021 sono state redatte le carte della distribuzione sul territorio dei valori di  $H_{0408}$ ,  $H_{0711}$ ,  $H_{0515}$ , ovvero lo scuotimento in accelerazione ( $cm/s^2$ ) atteso al sito per gli intervalli di periodi  $0,4s \leq T \leq 0,8s$ ,  $0,7s \leq T \leq 1,1s$  e  $0,5s \leq T \leq 1,5s$ .

Tali parametri sono definiti come il prodotto dell'Acceleration Spectrum Intensity (ASIUHS), valore integrale dello spettro di riferimento in accelerazione, calcolato per gli intervalli di periodo  $0,4s \leq T \leq 0,8s$ ,  $0,7s \leq T \leq 1,1s$  e  $0,5s \leq T \leq 1,5s$  (nel caso dell'analisi di secondo livello), diviso per  $\Delta T$ .

L'andamento di  $H_{0408}$ ,  $H_{0711}$ ,  $H_{0515}$  conferma i risultati dei fattori di amplificazione, in quanto la massima pericolosità risulta associata alle zone in cui gli FA sono massimi.

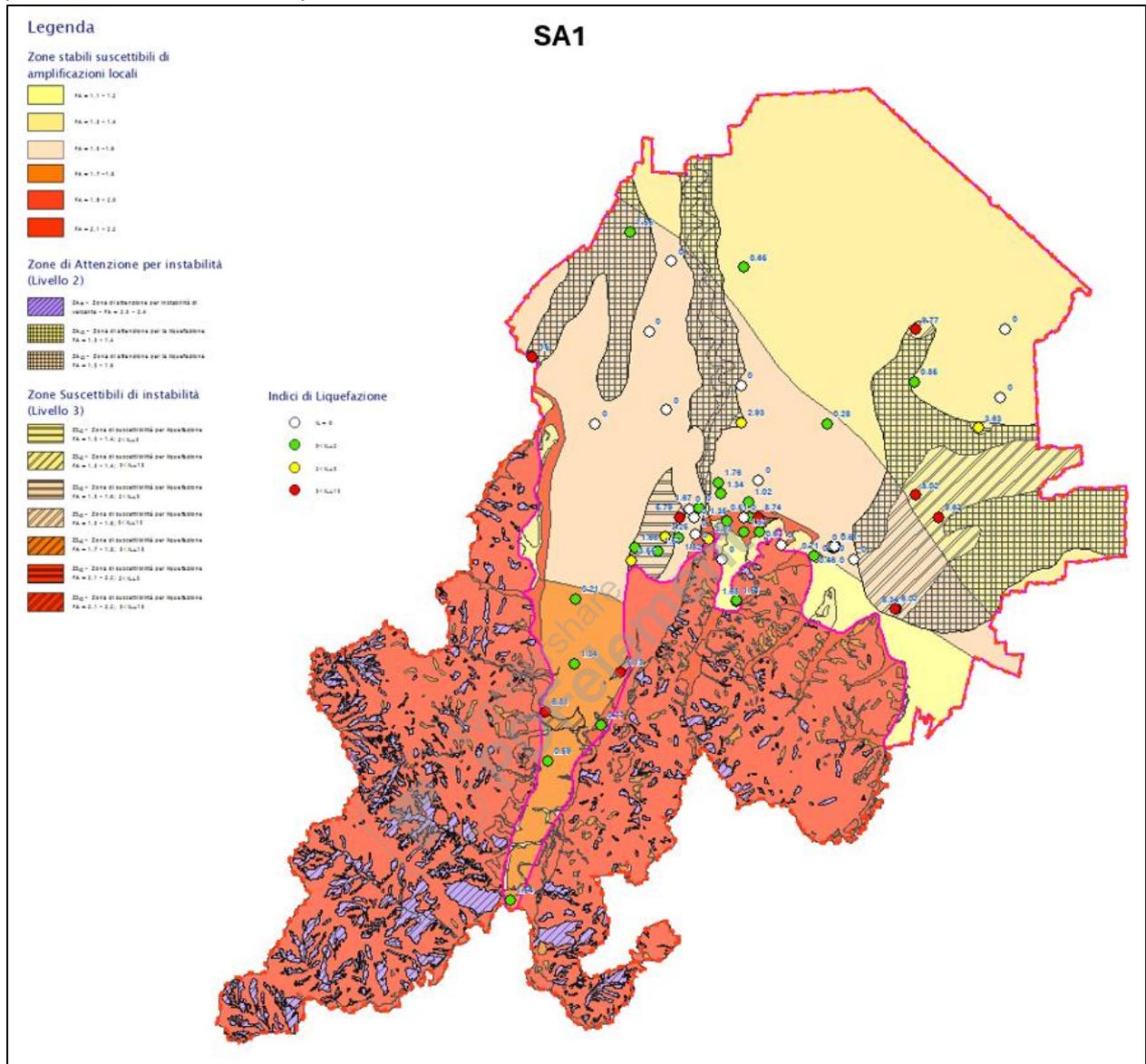
Riassumendo le cartografie prodotte per il Livello 2 e 3 sono le seguenti:

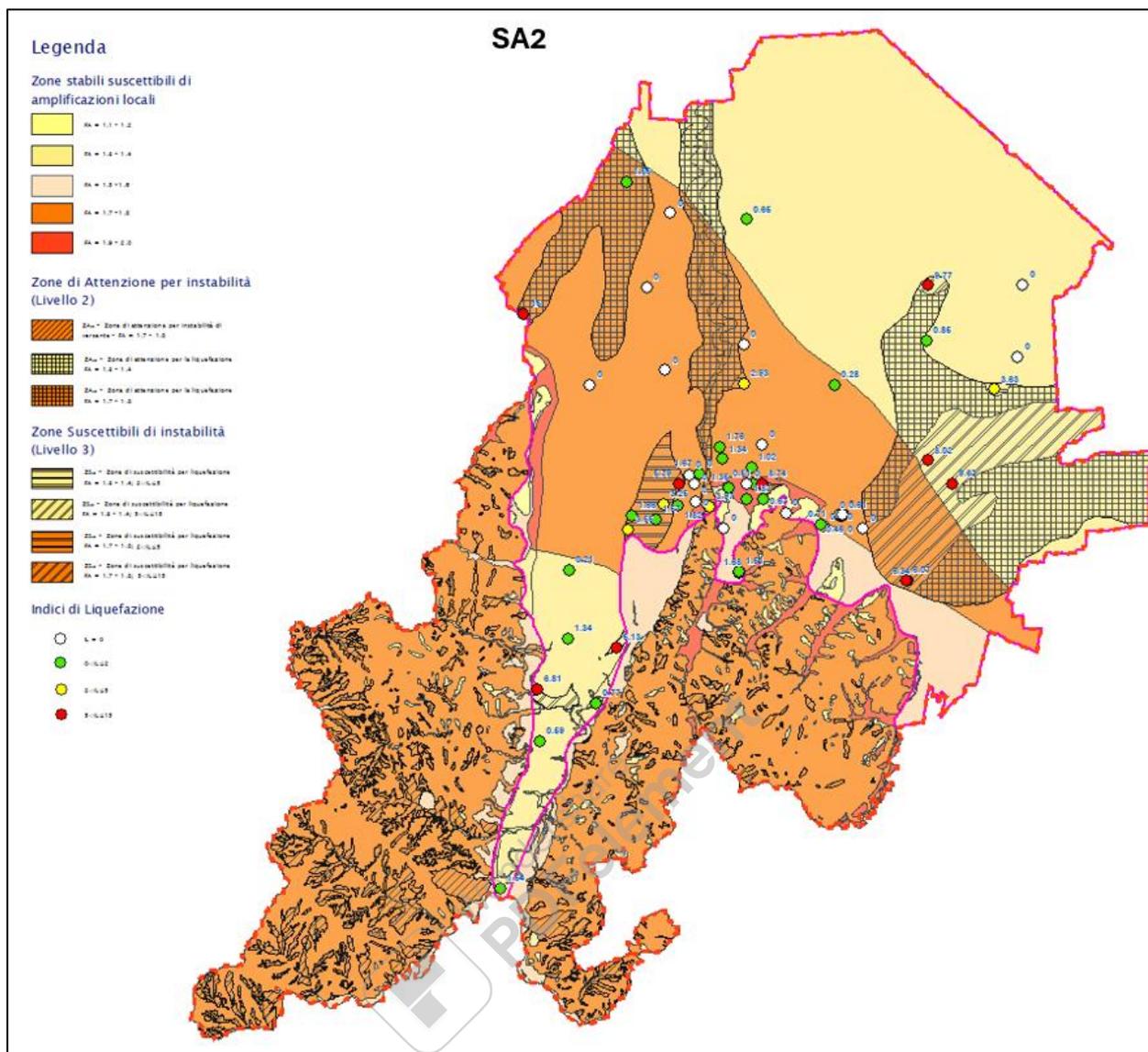
- SA1, SA2, SA3, SA4 → Livello 2 e Livello 3 solo per l'area di approfondimento
- SI1, SI2, SI3 → Livello 2 e Livello 3 solo per l'area di approfondimento
- PGA → Livello 2 e Livello 3 solo per l'area di approfondimento

<b>Progettista:</b> Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
---	--

- HSM 0.1-0.5 s → Livello 2 e Livello 3 solo per l'area di approfondimento
- HSM 0.4-0.8 s, HSM 0.7-1.1 s, HSM 0.5-1.5 → approfondimento di Livello 3

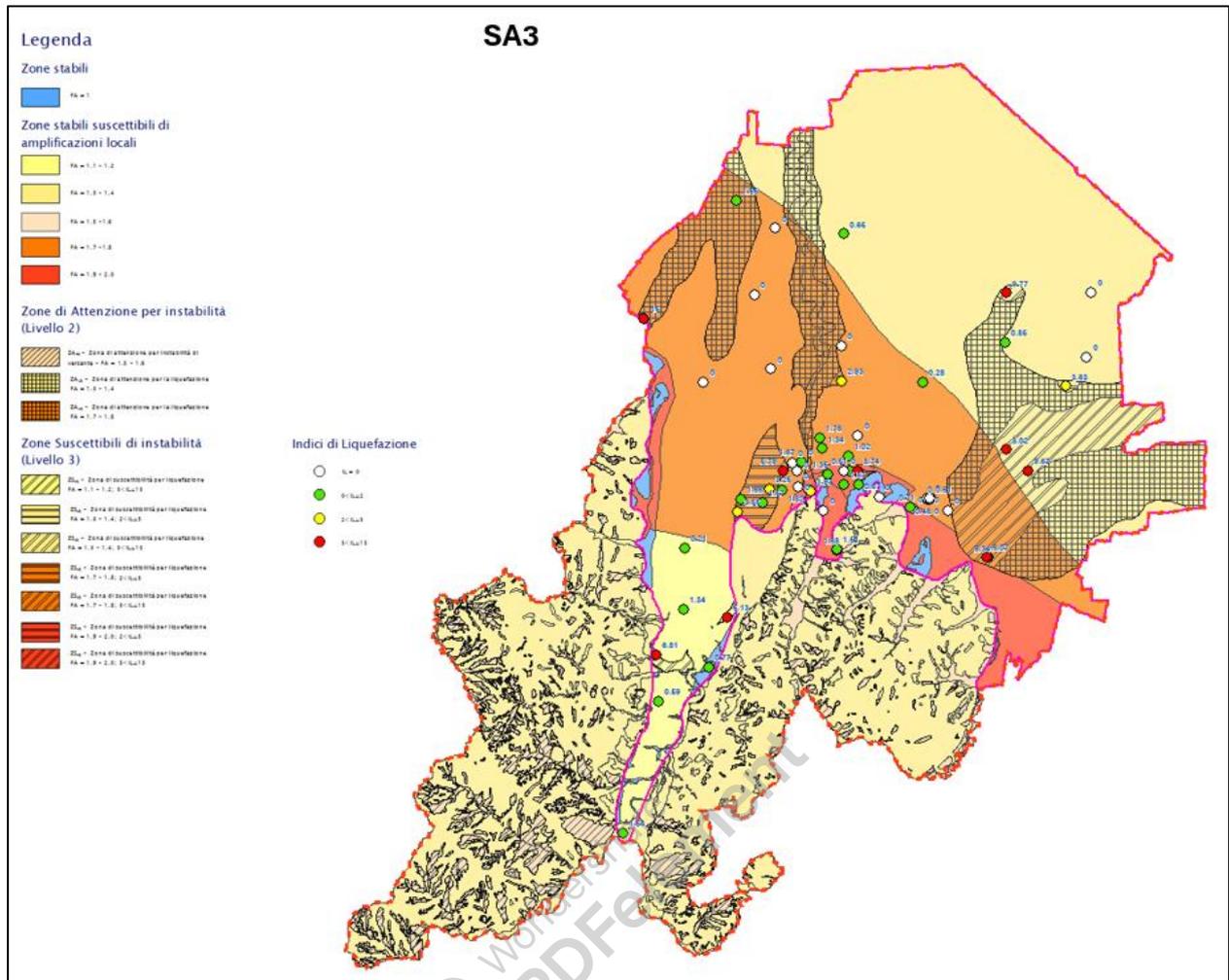
A seguire un estratto delle cartografie in cui viene rappresentato tutto il territorio comunale in modo da poter aver una visione complessiva dei risultati ottenuti.





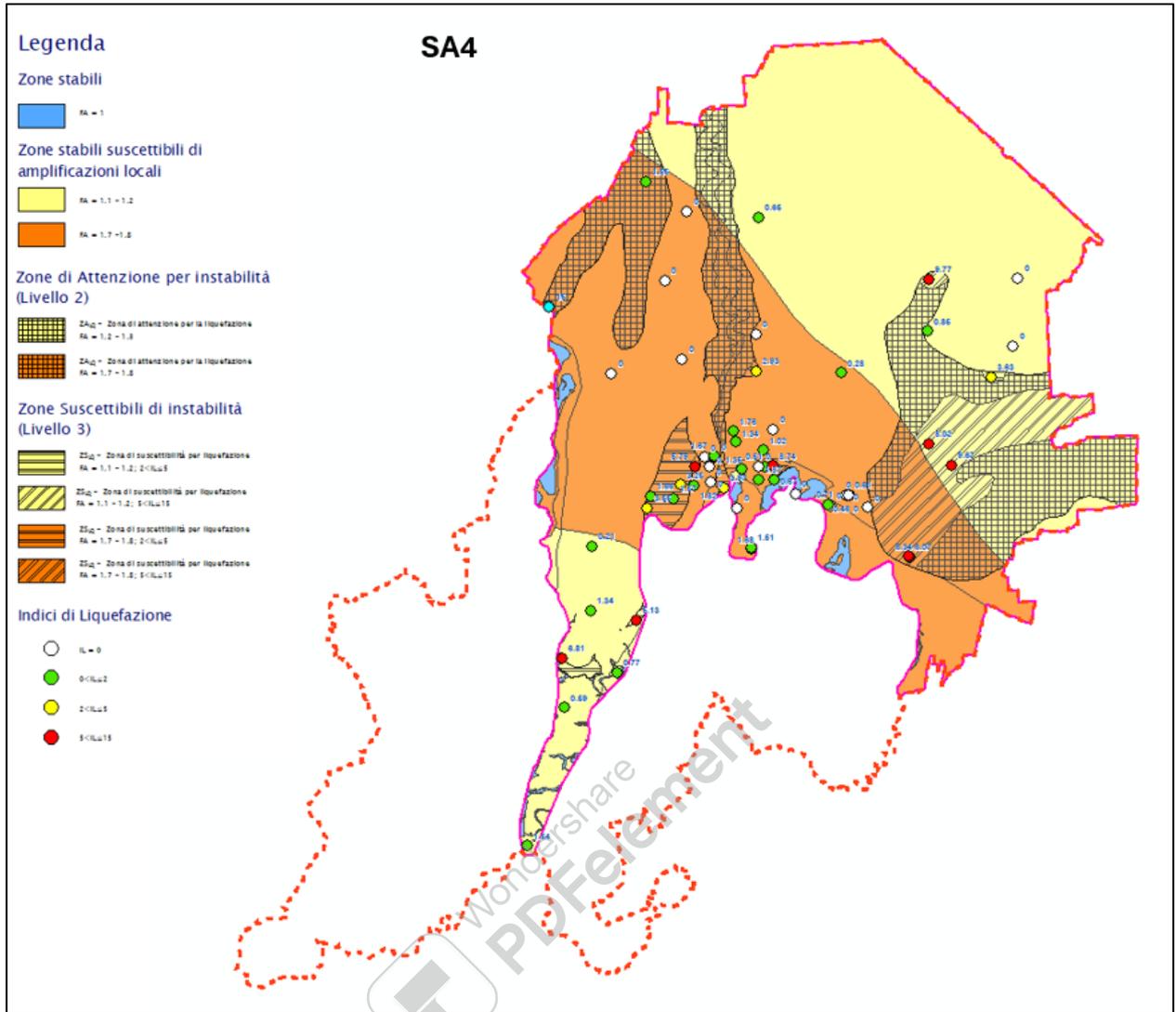
**Progettista:**  
Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

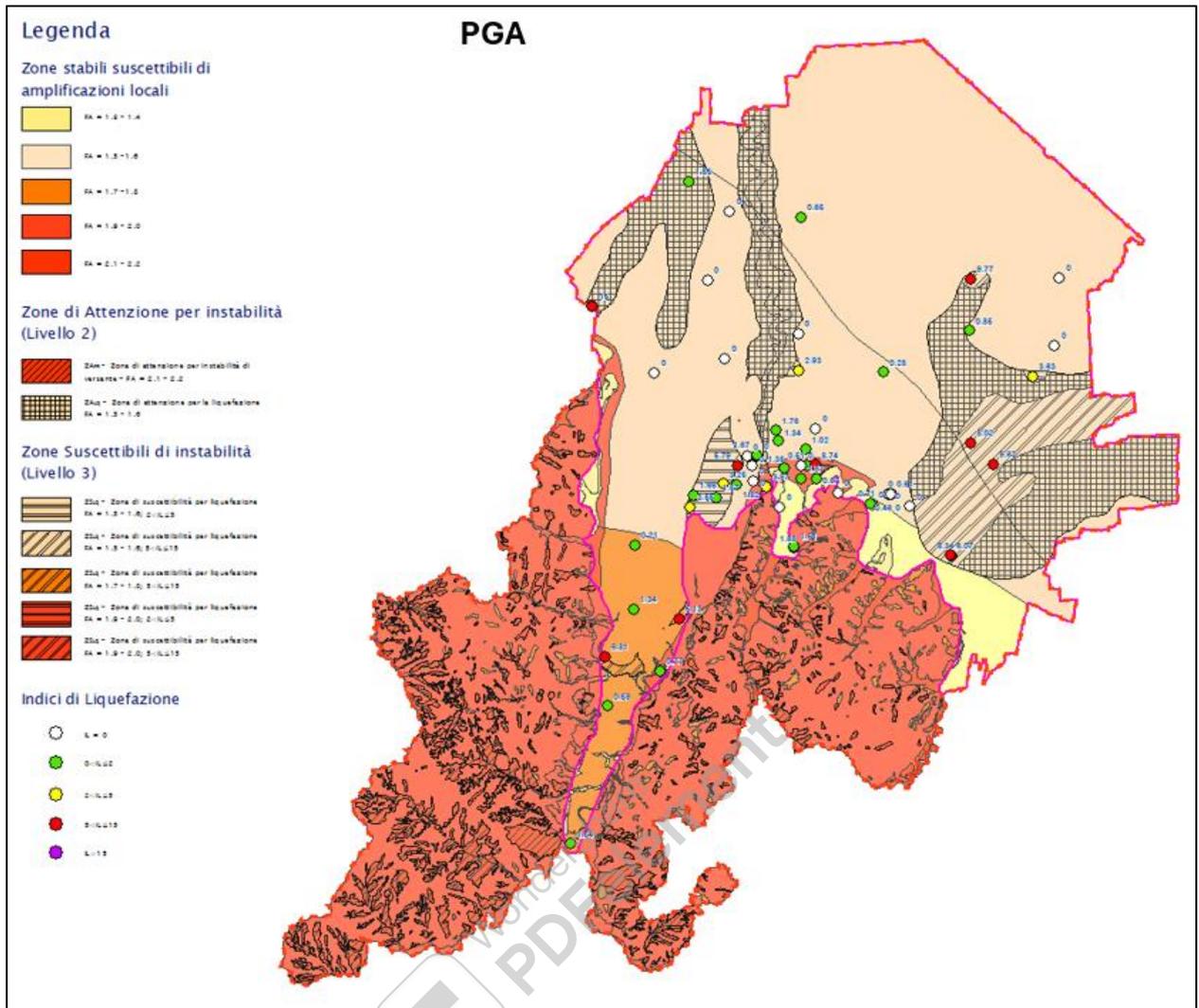
con la collaborazione di:  
Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra,  
Dott. Geol. Jacopo Tirincanti

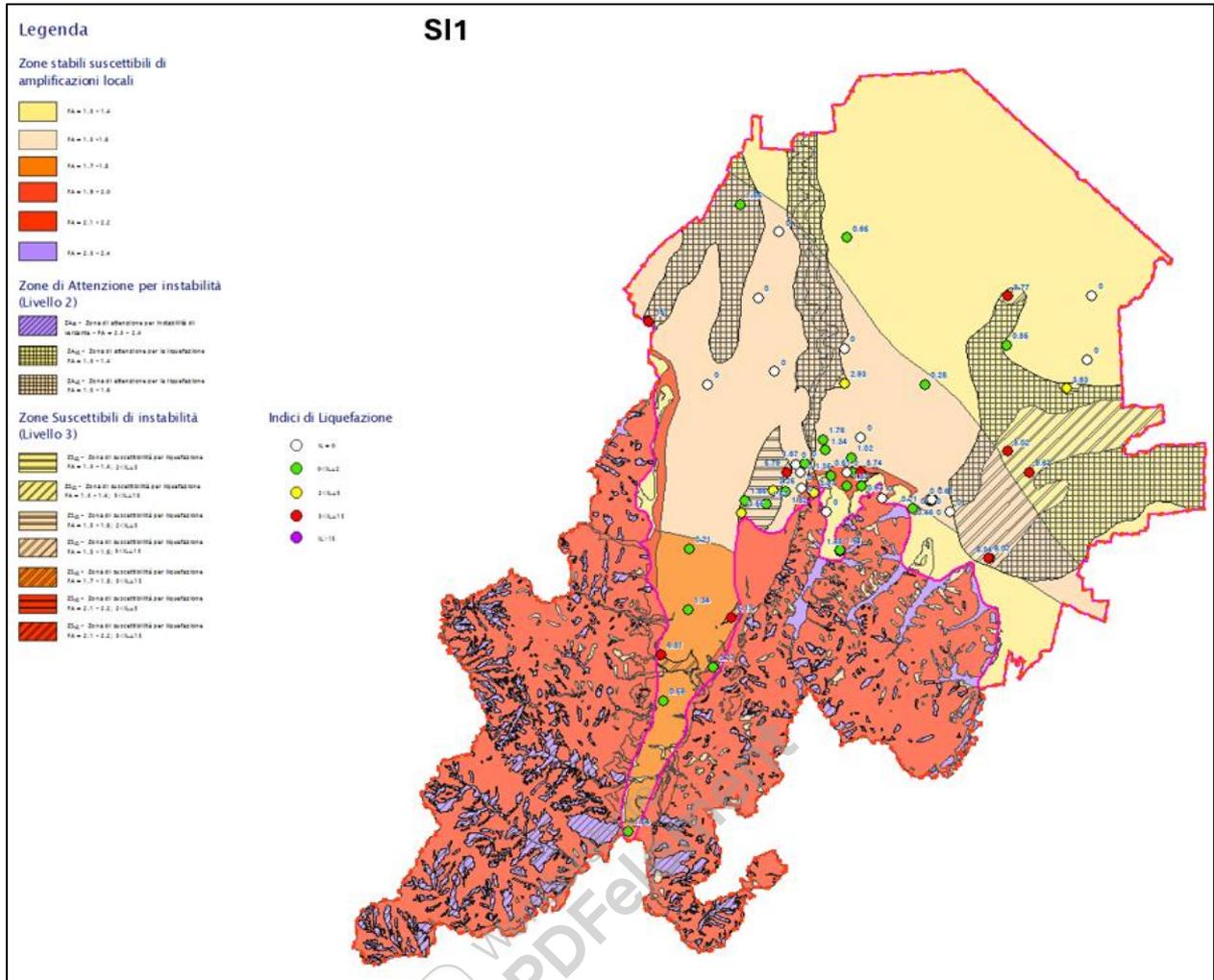


**Progettista:**  
Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

con la collaborazione di:  
Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra,  
Dott. Geol. Jacopo Tirincanti

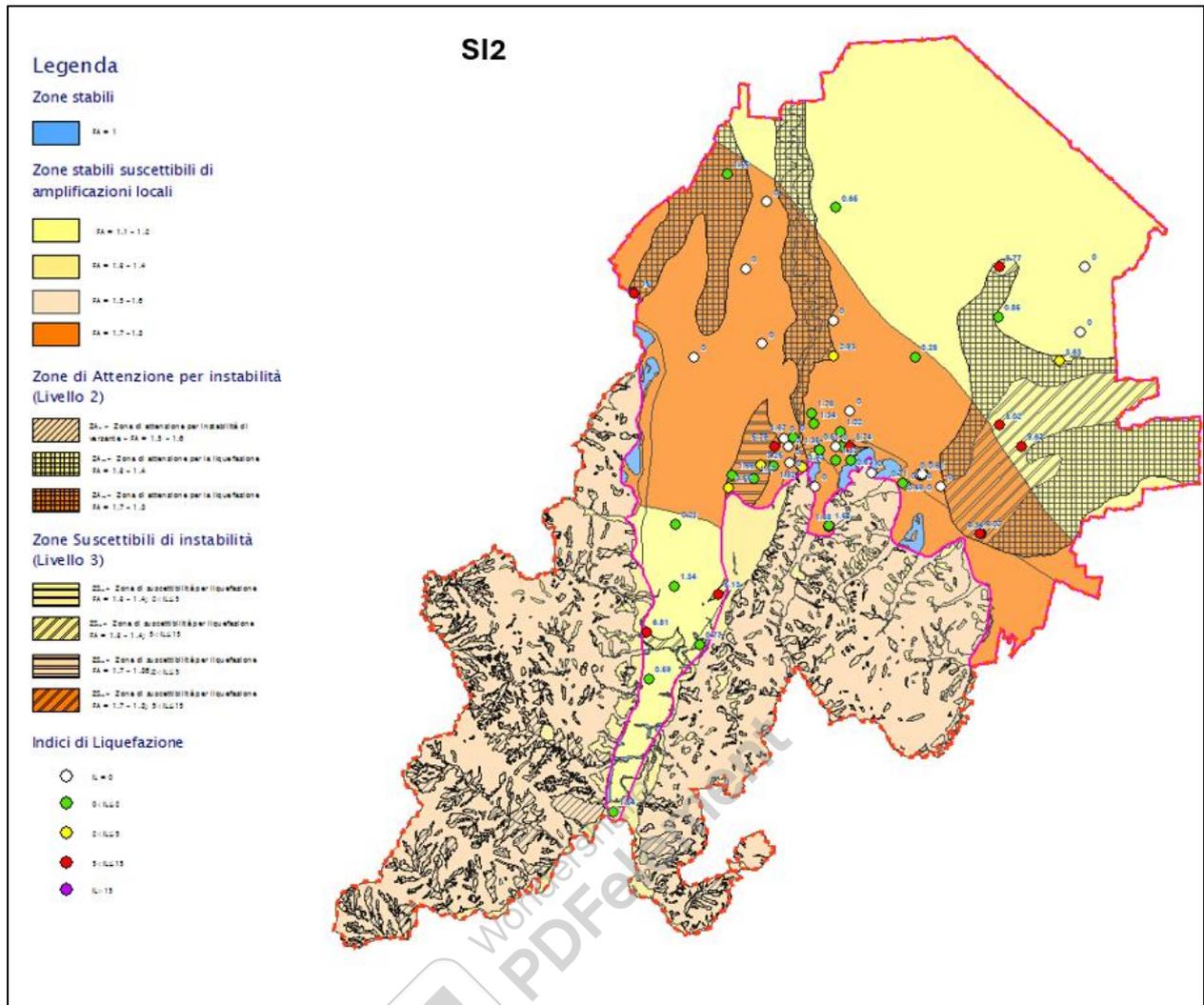






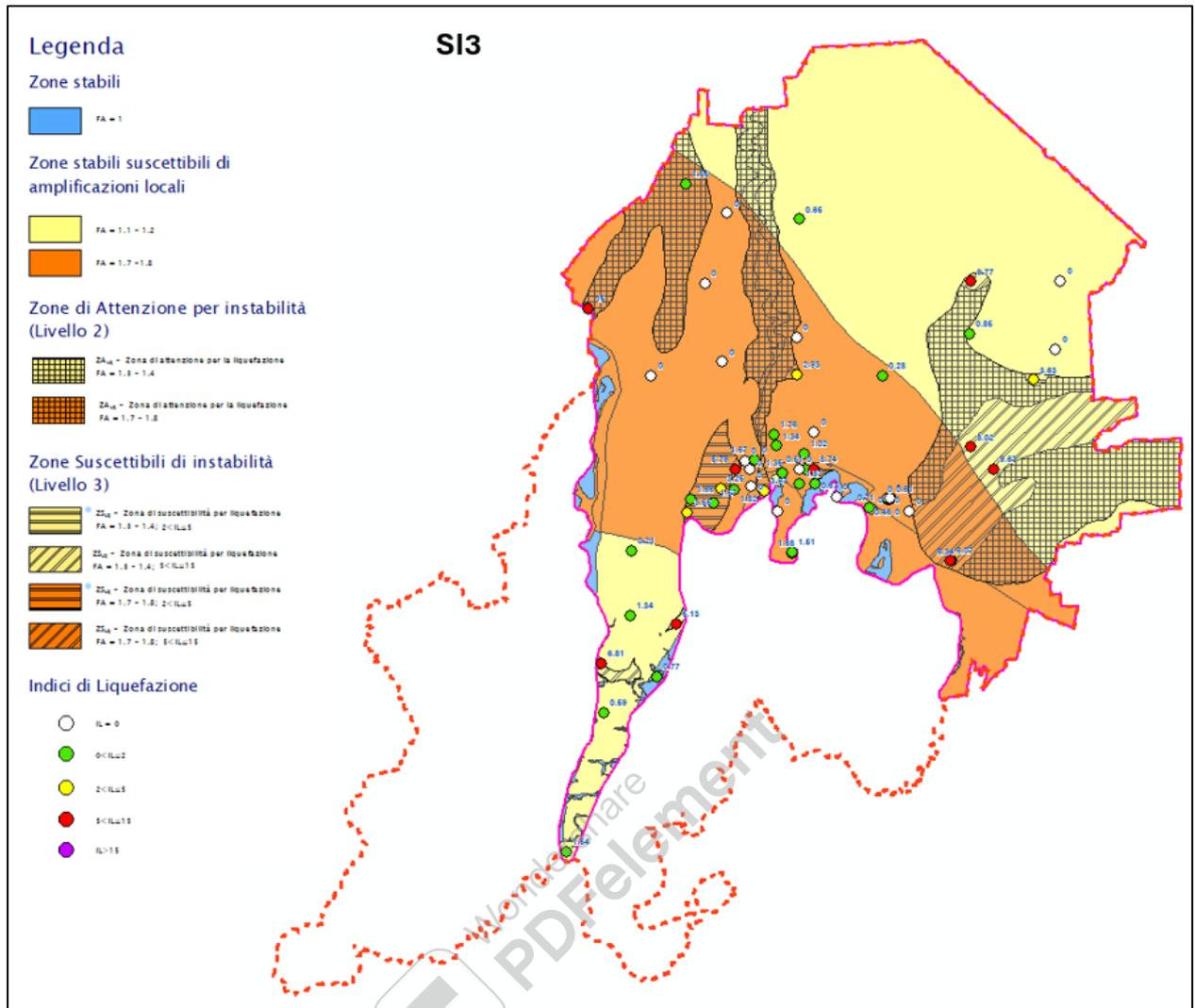
**Progettista:**  
Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

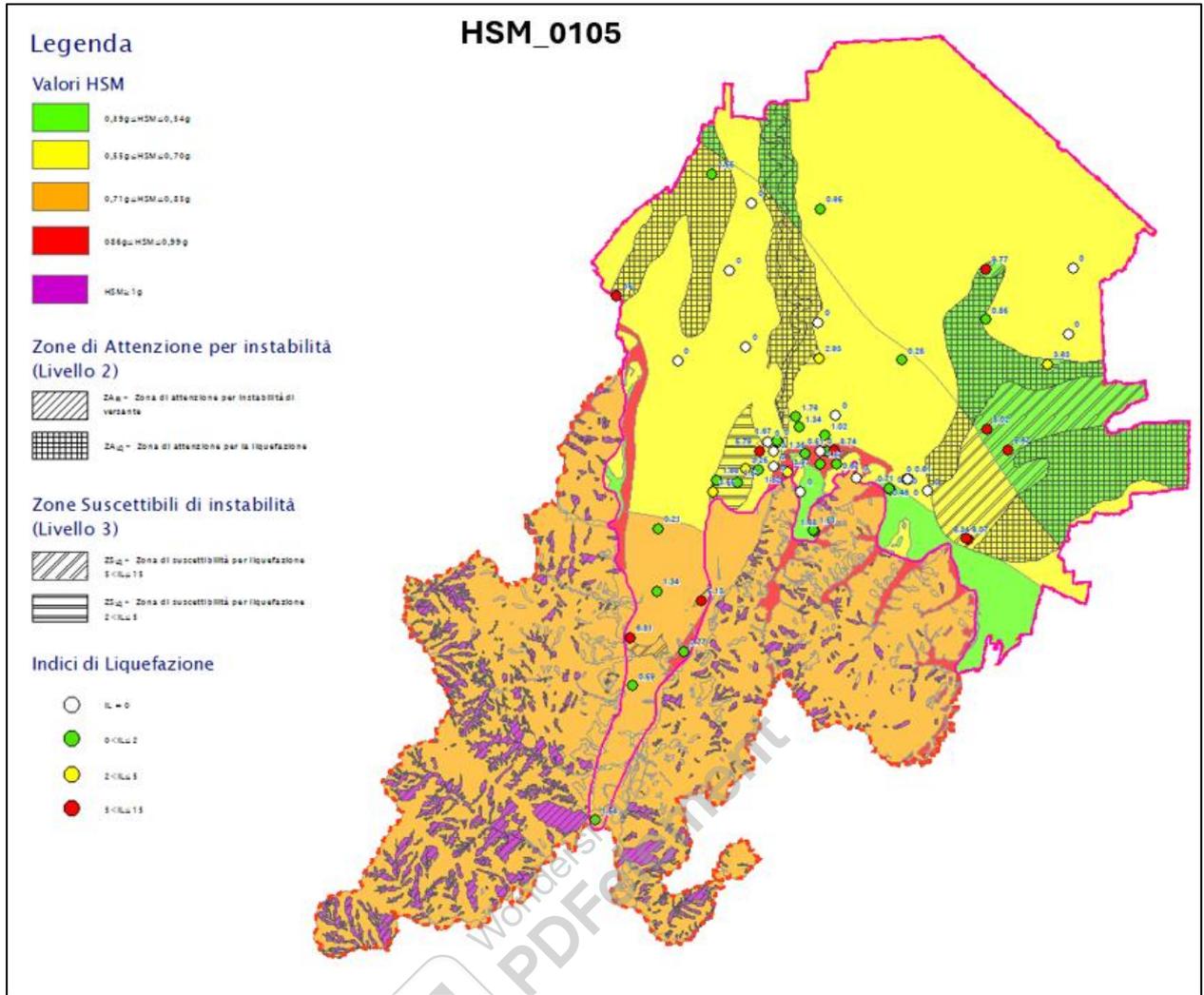
con la collaborazione di:  
Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra,  
Dott. Geol. Jacopo Tirincanti

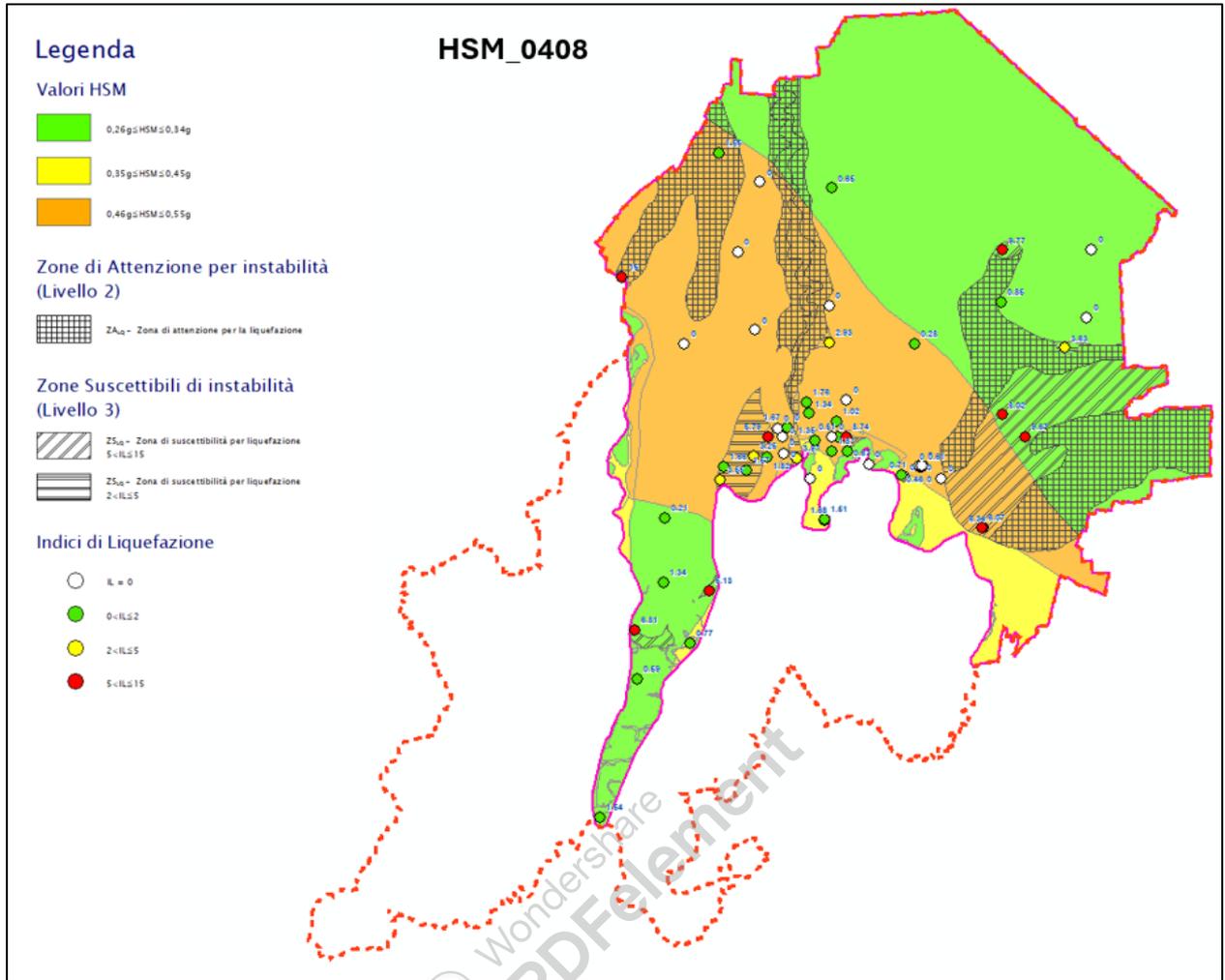


**Progettista:**  
Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli

con la collaborazione di:  
Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra,  
Dott. Geol. Jacopo Tirincanti











Con le indagini geognostiche analizzate sono state evidenziate le disomogeneità stratigrafiche verticali. Il calcolo del coefficiente di sicurezza  $F_s$  individua con  $F_s < 1,2$  la possibilità che avvenga la liquefazione, mentre  $F_s > 1,2$  esclude la possibilità del fenomeno.

Nel caso specifico la verifica alla liquefazione è stata effettuata sui livelli totalmente o parzialmente incoerenti intercettati fino ad un massimo di 20 m (solitamente più suscettibili a fenomeni di liquefazione), considerando un livello di falda, durante l'evento sismico, prossimo a quello misurato. Per quanto riguarda i dati sismici di *input*, oltre al valore della magnitudo massima attesa propria della zona sismogenetica in cui ricade il comune di Cesena ( $M_w$  paria 6,14), è stato assegnato il valore di  $a_g$  (PGA) calcolato tramite lo studio di risposta sismica locale condotto per quantificare correttamente la risposta sismica di sito. Per ogni verticale indagata è stato riportato l'indice del potenziale di liquefazione  $I_L$  come di seguito definito nelle linee guida regionali:

$I_L = 0$	Non liquefacibile ( $F_L \geq 1.2$ )
$0 < I_L \leq 2$	Potenziale basso
$2 < I_L \leq 5$	Potenziale moderato
$5 < I_L \leq 15$	Potenziale alto
$15 < I_L$	Potenziale molto alto

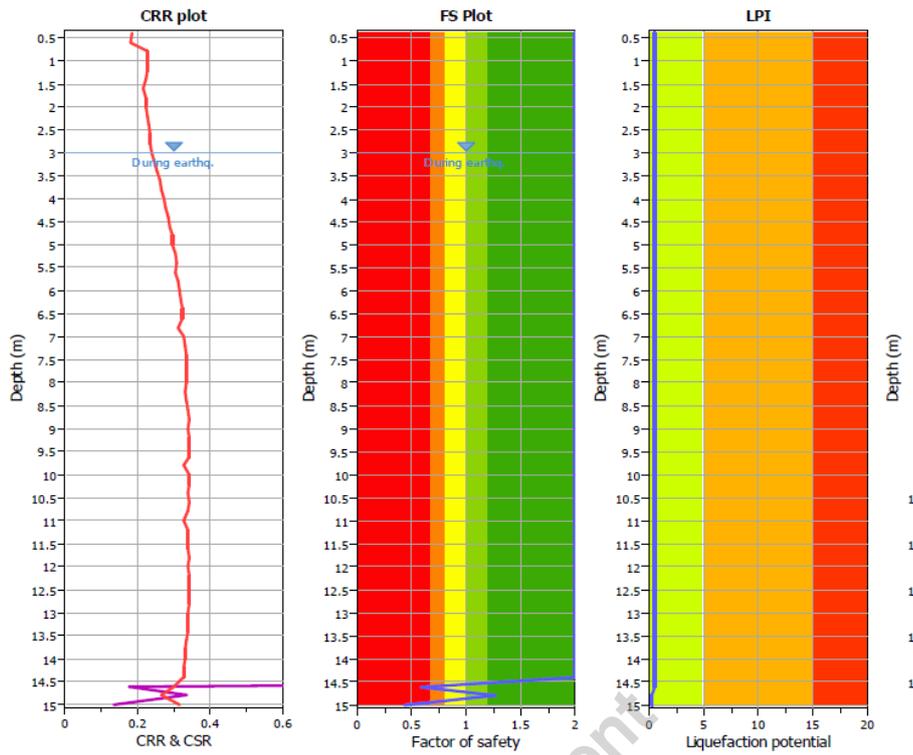
In aggiunta, i terreni incoerenti (saturi e non), se sottoposti a forze dinamiche temporanee, quali intense vibrazioni o eventi tellurici, subiscono un riordino delle particelle, che si traduce in una compattazione dello strato interessato, e quindi in un cedimento, denominato post-sismico.

L'entità della deformazione verticale è funzione della densità iniziale del deposito (per le sabbie), del grado di sovraconsolidazione (per le argille), del suo spessore e della massima resistenza che si sviluppa nello strato. In depositi incoerenti asciutti il cedimento post-sismico avviene pressoché immediatamente, mentre nei depositi incoerenti e coesivi saturi si completa quando le sovrappressioni interstiziali, generate dalle forze dinamiche, vengono interamente dissipate. Per questo, è stata condotta la valutazione dei cedimenti post-sismici per i terreni incoerenti; effettivamente il riordino dei granuli in uno strato a seguito della dissipazione delle sovrappressioni è spesso legata al fenomeno della liquefazione, che interessa i soli depositi sabbiosi. Tuttavia, anche depositi coesivi soffici e/o plastici, sotto carichi dinamici particolarmente intensi, possono subire un riassetto delle particelle.

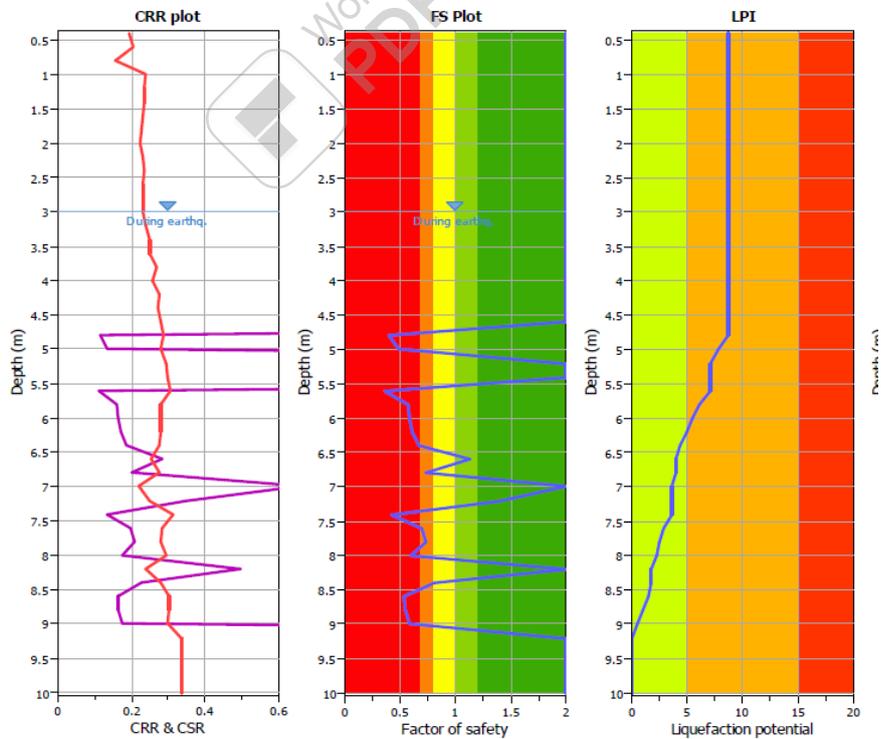
In allegato sono stati riportati i *report* completi delle analisi eseguite da cui è possibile osservare i valori di  $I_L$  ottenuti lungo ogni verticale indagata. Di seguito vengono proposti alcune schede rappresentative delle analisi condotte con illustrati i risultati ottenuti; le informazioni sull'ubicazione delle prove utilizzate per le verifiche alla liquefazione sono riportate nella "Carta delle indagini".

<b>Progettista:</b> Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
---	--

**Risultati ottenuti dalle verifiche condotte**



**INDICE POTENZIALE DI LIQUEFAZIONE IL= 0.51**



**INDICE POTENZIALE DI LIQUEFAZIONE IL=8.47**

<p><b>Progettista:</b> Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli</p>	<p>con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti</p>
---	---

In conclusione, sulla base della distribuzione delle prove che hanno restituito un  $IL > 2$ , confermando una certa suscettibilità al fenomeno della liquefazione, nella carta MOPS sono state individuate aree instabili per tale fenomeno e vi è stato associato il valore puntuale di  $IL$ .

Si ribadisce, tuttavia, che la variabilità del potenziale di liquefazione è strettamente correlato alla variabilità laterale che contraddistingue i depositi alluvionali del Comune caratterizzati da alternanze tra livelli sabbiosi e ghiaiosi. La differente distribuzione e percentuale di tali livelli sabbiosi nelle verticali indagate, può considerarsi il principale fattore influenzante il potenziale di liquefazione.

Pertanto, come da indicazione da NTC2018, in previsione di interventi costruttivi sarà compito del progettista verificare che il sito, presso il quale è ubicato il manufatto, sia suscettibile nei confronti della liquefazione.



<b>Progettista:</b> <b>Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli</b>	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
--	--

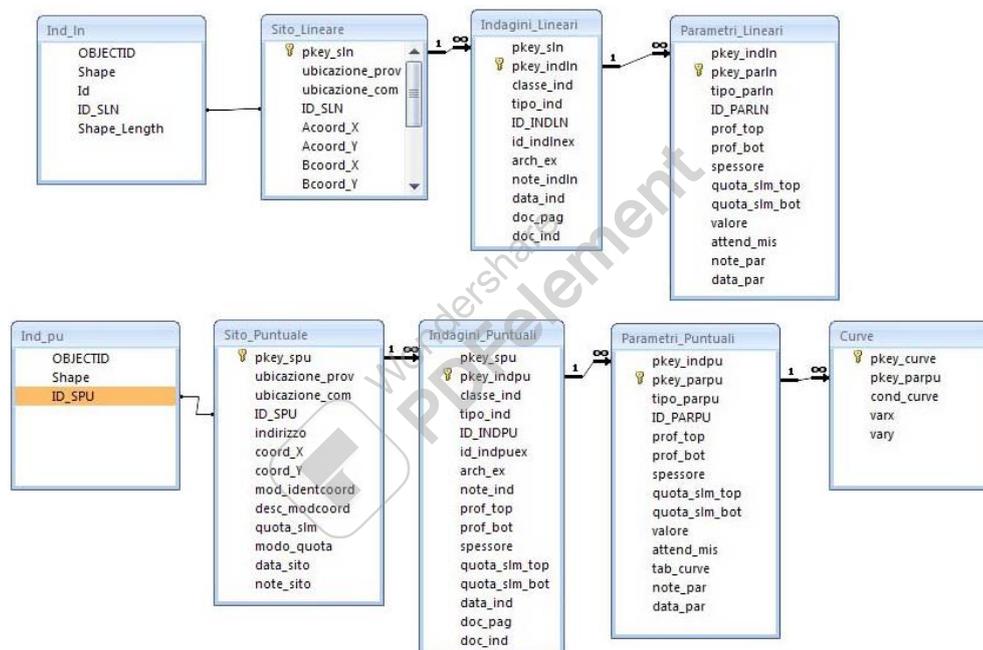
## 10 REDAZIONE CARTOGRAFICA E CREAZIONE BASI INFORMATIVE

L'analisi di MS ha prodotto informazioni che sono state cartografate secondo le indicazioni previste sia dalle linee guida emanate dalla Protezione Civile Nazionale sia da quelle regionali.

I *layers* informativi prodotti e le relative strutture sono state organizzate secondo la banca dati geografica definita dagli “Standard di rappresentazione e Archiviazione Informatica” - versione 4.2 - emanati dalla “Commissione tecnica per il monitoraggio degli studi di Microzonazione Sismica”. Gli Standard sopraccitati definiscono le specifiche tecniche per la redazione in ambiente GIS degli elaborati cartografici della MS.

Per quanto riguarda la rappresentazione cartografica, è stata realizzata utilizzando le vestiture previste dagli “Standard di rappresentazione e Archiviazione Informatica” - versione 4.2.

Il contenuto informativo della “Carta delle indagini” si esplica attraverso la relazione tra gli *shapefiles* (Ind\_pu e Ind\_ln) e le tabelle ad essi collegate, appositamente strutturate per archiviare i dati alfanumerici dei siti, delle indagini e dei parametri delle indagini.



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

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

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

Lo *shapefile* Ind\_In costituisce la primitiva lineare che posiziona spazialmente le indagini lineari, identificati univocamente nel campo ID\_SLN; quest'ultimo rappresenta la chiave di collegamento alla

tabella **Sito\_Lineare**, nella quale vengono archiviate le codifiche del tracciato. La tabella **Indagini\_Lineari** definisce la tipologia d'indagine eseguita e le informazioni necessarie alla sua tracciabilità, tramite un collegamento esterno con documentazione corrispondente, in formato pdf. Infine, la tabella **Parametri\_Lineari** contiene i parametri definiti dalle prove descritte nella tabella **Indagini\_Lineari**.

Il contenuto informativo riportato nella “Carta delle frequenze” è definito dal campo VALORE della tabella Parametri\_Puntuali, dove viene specificato il valore della frequenza fondamentale di risonanza espresso in Hertz (Hz) nell'intervallo compreso tra 0,1 Hz e 10,0 Hz.

Le suddette tabelle sono state compilate e archiviate nel database di Access **Cdi\_tabelle.mdb** contenuto, assieme agli *shapefile* **Ind\_pu** e **Ind\_ln**, nella cartella **Indagini**.

La “Carta geologico-tecnica” e la “Carta delle microzonee omogenee in prospettiva sismica” sono state realizzate in formato vettoriale e rappresentano le informazioni contenute nelle cartelle **GeoTec** ed **MS1**. La cartella **GeoTec** contiene i seguenti *layers* informativi:

Nome file	Tipo <i>shapefile</i>	Descrizione
<b>Elineari</b>	Lineare	Elementi lineari (escluse le isobate)
<b>Geoidr</b>	Puntuale	Elementi puntuali geologici e idrogeologici
<b>Geotec</b>	Poligonale	Unità geologico tecniche
<b>Forme</b>	Poligonale	Forme di superficie e sepolte

Nella cartella **MS1** e **MS2** sono invece contenuti i seguenti *shapefile*:

Nome file	Tipo <i>shapefile</i>	Descrizione
<b>Stab</b>	Poligonale	Zone stabili suscettibili di amplificazione
<b>Instab</b>	Poligonale	Zone instabili

All'interno della cartella **BasiDati** è stata inserita la C.T.R. alla scala 1:10.000, utilizzata per il presente lavoro.

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

Infine, secondo quanto riportato nella Versione degli Standard 4.2., è stato necessario inserire, nella Carta delle Indagini, una serie di punti baricentrici dei poligoni riportati nello shp **Stab**, indicanti la stratigrafia rappresentativa della zona **Mops** di appartenenza. Ogni punto, inoltre, è stato archiviato nel software **SoftMS** e vi è stato associato un file pdf riportante una descrizione dettagliata delle aree omogenee dal punto di vista sismico che costituiscono il comune di Cesena

<b>Progettista:</b> <b>Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli</b>	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
--	--

## 11 BIBLIOGRAFIA

- ✚ A. Viganò, G. Bressan, G. Ranalli, S. Martin (2008) - Focal mechanism inversion in the Giudicarie - Lessini seismotectonic region (Southern Alps, Italy): Insight on tectonic stress and strain
- ✚ C. Braitenberg, B. Grillo, I. Nagy, S. Zidarich, A. Piccin (2007) - La stazione geodetico-geofisica ipogea del Bus De La Genziana - Pian Cansiglio. Atti e Memorie della Commissione Grotte "E. Boegan" pp. 105 - 120
- ✚ Brammerini F., Di Pasquale G., Naso G., Severino M. (2008) - Indirizzi e criteri per la Microzonazione Sismica - Parti I e II - Gruppo di lavoro "Indirizzi e criteri generali per la Microzonazione Sismica" del Dipartimento della Protezione Civile
- ✚ Castellaro S., Albarello D. (2011). Tecniche sismiche passive: indagini a stazione singola. Ingegneria sismica, pp. 32 - 62
- ✚ Castellaro S., Mulargia F., Bianconi L. (2005). Passive Seismic Stratigraphy: A new efficient, fast and economic technique. Geologia tecnica & ambiente, pp. 77 - 102
- ✚ CERI Centro di ricerca "Previsione, Prevenzione e Controllo dei Rischi Geologici" (2004) - La microzonazione sismica. Metodi, esperienze e normativa
- ✚ Chopra L. (1995). Dynamic of Structures: theory and applications to earthquake engineering. Prentice Hall International Series in Civil Engineering and Engineering Mechanics. Prentice - Hall
- ✚ Dey A. and Morrison H.F. (1979) - Resistivity modelling for arbitrary shaped two-dimensional structures. Geophysical Prospecting, 27, 1020-1036
- ✚ Facciorusso J. et al. (2012) - Microzonazione Sismica - Uno strumento consolidato per la riduzione del rischio - L'esperienza della Regione Emilia - Romagna - a cura del Servizio Geologico Sismico e dei Suoli della Regione Emilia - Romagna
- ✚ Ghosh B.; Madabhushi S. P. G. (2003). A numerical investigation into effects of single and multiple frequency earthquake input motion. Soil Dyn. Earthquake Eng., 23(8), 691-704
- ✚ Gruppo di lavoro MPS (2004) - Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'OPCM 3274 del 20 Marzo 2003. Rapporto conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile, INGV, Milano - Roma
- ✚ Iervolino I., Galasso C., Cosenza E. (2009) - REXEL: computer aided record selection for code - based seismic structural analysis - Bulletin of Earthquake Engineering, 8: 339 - 362
- ✚ Itasca (2011). FLAC Fast Lagrangian Analysis of Continua. v.7.0. User's Manual
- ✚ Kuhlmeier R. L.; Lysmer J. (1969). Finite Element Method Accuracy for Wave Propagation Problems. J. Soil Mech. and Found. Div., ASCE, 99(5), 421-427
- ✚ Lanzo G., Pagliaroli A., D'Elia B. (2003). Numerical study on the frequency-dependent viscous damping in dynamic response analyses of ground. In Latini & Brebbia (eds), Earthquake Resistant Engineering Structures, WIT Press, Southampton, Boston, pp. 315-324
- ✚ Lanzo G., Pagliaroli A., D'Elia B. (2004a). Influenza della modellazione di Rayleigh dello smorzamento viscoso nelle analisi di risposta sismica locale. Atti XI Congresso Nazionale "L'Ingegneria Sismica in Italia", Genova, Italia, 25 - 29 Gennaio
- ✚ Lanzo G., Silvestri F. (1999) - Risposta Sismica Locale. Hevelius Ed.
- ✚ Louie, J. N. (2001). Faster, better: shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays, Bull. Seism. Soc. Am., 91, 347-364
- ✚ Martelli L., Ercolessi G., 2017. Stima e rappresentazione della pericolosità mediante il parametro HMS: esempio di applicazione in Emilia-Romagna - GNGTS Sezione 2.2
- ✚ M. Locati, R. Camassi e M. Stucchi, 2015. DBMI15, la versione 2015 del Database Macrosismico Italiano. Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI15>
- ✚ Mucciarelli M. e Gallipoli M.R. (2001) - A critical review of 10 Years of microtremor H.V.S.R. technique - Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, 42, P. 255 - 266
- ✚ Mucciarelli M. e Gallipoli M.R. (2006) - Comparison between  $V_{s30}$  and other estimates of site amplification in Italy - Conf. Earthq. Eng. And Seismol., Ginevra, 3 - 8 Sept. no 270
- ✚ Mucciarelli M (2011) - Tecniche speditive per la stima dell'amplificazione sismica e della dinamica degli edifici - Progetto ricerca 2007PTRC4C - Aracne editrice
- ✚ Rota M., Zuccolo E., Taverna L., Corigliano M., Lai C.G., Penna A. (2012) - "Mesozonation of the Italian territory for the definition of real spectrum-compatible accelerograms", in stampa sul Bulletin of Earthquake Engineering
- ✚ SESAME Project (2005) - "Site Effects Assessment Using Ambient Excitations"
- ✚ Silvester P.P. and Ferrari R.L. (1990) - Finite elements for electrical engineers (2 nd ed.) Cambridge University Press.
- ✚ Slejko D. et al (1987) - Modello sismotettonico dell'Italia Nord - Orientale. CNR
- ✚ Spallarossa D. e Barani S. (2007) - Report, Disaggregazione della Pericolosità Sismica in Termini di M - R -  $\epsilon$  - Progetto DPC-INGV S1, <http://esse1.mi.ingv.it/d14.html>
- ✚ Tento A., Martelli L., Marcellini A., 2015. Abachi per la valutazione dei fattori di amplificazione per le indagini di microzonazione sismica di secondo livello in Emilia-Romagna.

<b>Progettista:</b> Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
---	--

## 12 ALLEGATI FUORI TESTO

1. Carta delle indagini	Scala 1:10.000
2. Carta geologico - tecnica	Scala 1:10.000
3. Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica	Scala 1:10.000
4. Carta delle frequenze	Scala 1:10.000
5. Carta delle Vs	Scala 1:10.000
6. Carta di microzonazione sismica FA PGA	Scala 1:10.000
7. Carta di microzonazione sismica FA SA1 (0,1 - 0,5s)	Scala 1:10.000
8. Carta di microzonazione sismica FA SA2 (0,4 - 0,8s)	Scala 1:10.000
9. Carta di microzonazione sismica FA SA3 (0,7 - 1,1s)	Scala 1:10.000
10. Carta di microzonazione sismica FA SA4 (0,5 - 1,5s)	Scala 1:10.000
11. Carta di microzonazione sismica FA SI1 (0,1 - 0,5s)	Scala 1:10.000
12. Carta di microzonazione sismica FA SI2 (0,5 - 1,0s)	Scala 1:10.000
13. Carta di microzonazione sismica FA SI3 (0,5 - 1,5s)	Scala 1:10.000
14. Carta della distribuzione sul territorio dei valori di HSM (0,1 - 0,5s) Scala 1:10.000	
15. Carta della distribuzione sul territorio dei valori di HSM (0,4 - 0,8s) Scala 1:10.000	
16. Carta della distribuzione sul territorio dei valori di HSM (0,7 - 1,1) Scala 1:10.000	
17. Carta della distribuzione sul territorio dei valori di HSM (0,5 - 1,5s) Scala 1:10.000	
18. Report delle verifiche a liquefazione DVD contenente i file pdf dello studio e le basi informative	

<b>Progettista:</b> Dott.ssa Geol. Claudia Tomassoli	con la collaborazione di: Dott. Geol. Collareda Matteo - Studiosisma srl, Dott.ssa Geol. Laura Guerra, Dott. Geol. Jacopo Tirincanti
---	--