



COMUNE DI SAN GIOVANNI IN PERSICETO

Provincia di Bologna



STUDIO DI MICROZONAZIONE SISMICA Livello 3

O.C.D.P.C. N° 344-2016; D.G.R. N° 2188-2016; D.G.R. N° 2193-2015

Incarico affidato con determina n° 561 del 08-08-2017		
Data: Integrazioni marzo 2019	Geol. Matteo Collareda	Geol. Claudia Tomassoli
A cura di		
 Dr. Geol. Matteo Collareda via Lungo Giara 29 - 36033 Isola Vicentina tel./fax 0444 962532 - cell. 349 0567455 e-mail: info@studiosisma.com pec: studiosisma@epap.sicurezza postale.it	Geol. Giovanni Ronzani	Geol. Laura Guerra

INDICE

1. INTRODUZIONE.....	3
2. GENERALITÀ.....	4
3. ASSETTO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E IDROGEOLOGICO DELL'AREA	6
3.1. Inquadramento geologico e litologico.....	6
3.2. Inquadramento geomorfologico	10
3.3. Inquadramento idrografico.....	12
3.4. Inquadramento idrogeologico.....	13
4. DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ SISMICA DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO.....	16
4.1. Inquadramento sismo-tettonico regionale.....	16
4.2. Neotettonica e sismicità storica	18
4.3. Faglie capaci e sorgenti sismogenetiche.....	22
4.4. Zonazione sismica nazionale	27
4.5. Pericolosità sismica di riferimento	29
5. MICROZONAZIONE SISMICA. PRINCIPI FONDAMENTALI E FINALITÀ	31
5.1. Introduzione	31
5.2. La natura del problema	31
5.3. Finalità e livelli di approfondimento	33
6. DATI GEOTECNICI E GEOFISICI DA INDAGINI PREGRESSE E DI NUOVA REALIZZAZIONE	34
6.1. Indagini pregresse e di nuova realizzazione	34
6.2. Metodologie di elaborazione e risultati nuove indagini	34
6.2.1. Indagini sismica di tipo passivo a stazione singola (H.V.S.R.)	34
6.2.2. Indagini sismica di tipo passivo in array (Re.Mi.).....	36
6.2.3. Indagini penetrometriche di tipo statico (CPT)	42
6.2.4. Sondaggio geognostico a distruzione di nucleo	44
6.2.5. Prove SPT in foro	45
7. APPROFONDIMENTI DI LIVELLO 3	46
7.1. Analisi di riposta sismica locale	48
7.1.1. Descrizione del metodo.....	48
7.1.2. Analisi numeriche condotte.....	55
7.2. Verifiche alla liquefazione con metodi lineari equivalente	64
7.3. Verifiche alla liquefazione tramite procedure dinamiche avanzate	67
8. ELABORATI CARTOGRAFICI.....	74
8.1. Carta delle indagini.....	74
8.2. Carta del potenziale di liquefazione	75
9. REDAZIONE CARTOGRAFICA E CREAZIONE BASI INFORMATIVE	76
10. BIBLIOGRAFIA	78
11. ALLEGATI FUORI TESTO	79

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.

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 e/o geomorfologiche del territorio;
- le zone in cui sono presenti fenomeni di deformazione permanente, 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.

A seguito del precedente studio di Microzonazione Sismica di Livello 1 e 2, condotto nell'agosto 2014 dagli scriventi, i sottoscritti dr. Geol. Matteo Collareda e dr. geol. Giovanni Ronzani in RTP sono stati incaricati di svolgere lo studio ad un **Livello 3 di approfondimento** (Determina Comunale n°561 del 08-08-2017), secondo sia le modalità riportate negli "Indirizzi e criteri per la Microzonazione Sismica" (approvati dalla Conferenza delle Regioni e delle Province autonome il 13/11/2008 e s.m.) che quelle regionali approvate con D.G.R. 2193/2015.

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 4.0b.

Sono state effettuate sia misurazioni geofisiche sia geotecniche in corrispondenza delle aree da approfondire al Livello 3, individuate nel precedente studio di MS, allo scopo di ottenere informazioni più dettagliate sulla risposta sismica locale, necessaria per definire con maggior cura lo studio di MS.

Ad ogni modo, i risultati del presente studio 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.

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 2 ai quali che si rimanda per un maggiore approfondimento.

3.1. Inquadramento geologico e litologico

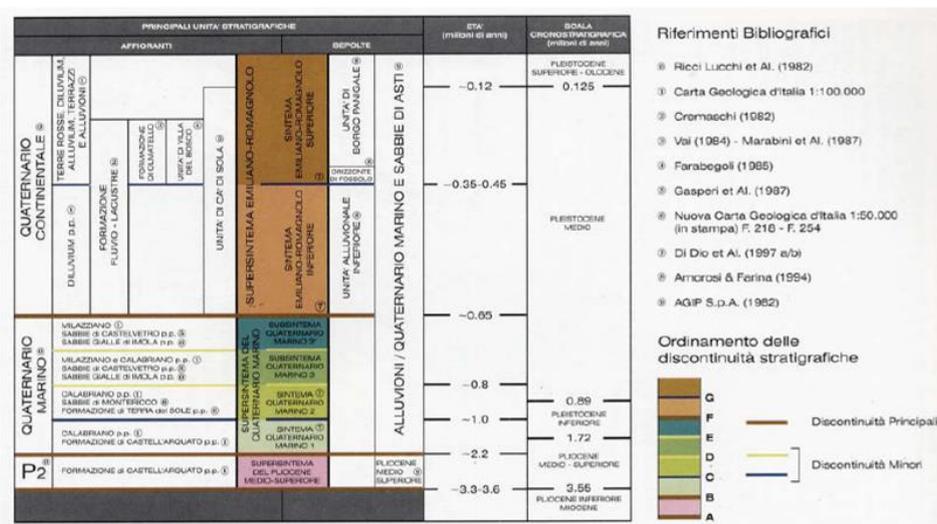
Il territorio del comune di San Giovanni in Persiceto ricade nell'area di media e bassa pianura bolognese, in un settore deposizionalmente influenzato in prevalenza dalle alluvioni del fiume Reno e dei suoi affluenti Samoggia e Lavino, e presenta una morfologia estremamente regolare, con quote che variano da sud verso nord da circa 35 m a circa 15 m sul livello mare.

Nell'area sono presenti pochi rilievi, con elevazioni modeste di alcuni metri rispetto alle aree di piana circostante. In parte sono di origine antropica, argini dei corsi d'acqua, ponti, rilevati stradali e ferroviari mentre quelli di origine naturale corrispondono a dossi di sistemi argine-canale. Quest'ultimi sono, in parte, sede di strade e centri abitati in quanto sono le aree a minor rischio di alluvionamento.

Il sottosuolo nell'area del perimetro comunale è costituito da alternanze di sabbie, limi e argille di origine alluvionale di età Pleistocene medio-Olocene. Si distinguono due cicli deposizionali di ordine maggiore: il sistema Emiliano-Romagnolo Inferiore (AEI), di età tra 700.000/650.000 anni e 450.000/400.000 anni, e il sistema Emiliano-Romagnolo Superiore (AES) di età compresa tra 450.000/400.000 anni e l'attuale (RER&ENI-Agip, 1998).

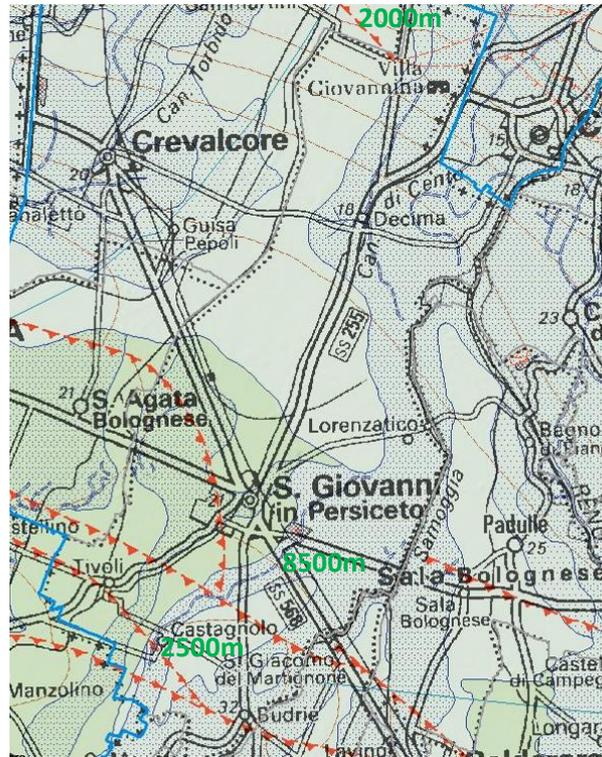
La successione continentale poggia generalmente su un substrato costituito da depositi marini e transizionali del Pleistocene inferiore e medio, riferibili alle sabbie gialle o sabbie di Imola del margine appenninico-padano (RER&ENI-Agip, 1998).

A profondità maggiori è presente la sottostante successione pliocenica; a seguire è riportato lo schema stratigrafico descritto, tratto dalla relazione "QC.6/R Suolo-sottosuolo e acque" allegata al PSC Terre d'acqua (approvato in data 07/04/2011) ove sono riportati anche i riferimenti bibliografici delle singole unità.



La profondità della base del Pliocene è dedotta dalla carta geologica di scala 1:50.000 (regione Emilia-Romagna) ove sono riportate le isolinee relative alla base dello stesso. Questi spessori variano da un massimo di circa 8.500-7.500 m nella parte centrale, tra il capoluogo e San Matteo della Decima (zona di una estesa depressione), e sino a minimi di circa 2.000-2500 m nelle porzioni a sud e sud-ovest del capoluogo e presso il limite nord. Le riduzioni degli spessori sono legate alla

presenza di sovrascorrimenti profondi di età post-tortoniano, riferibili alla catena appenninica (pieghe ferraresi e pieghe romagnole). I valori limite sopra esposti sono sovrassegnati in verde sullo stralcio della Carta Geologica riportata a seguire.



Sulla base della Carta Geologica in scala 1:10.000, della carta Geologica in scala 1:50.000 e delle relative note illustrative sopra indicate, per l'area in esame risulta la seguente successione geologica e litologica di dettaglio della porzione più superficiale:

- Sintema Emiliano Romagnolo Superiore, subsintema di Ravenna; sigla: AES8. La totalità dei depositi affioranti nell'area in esame appartengono a questo sintema. Questa unità si sviluppa in condizioni di piana alluvionale e rappresenta l'intero spessore dei sedimenti deposti nell'ultimo postglaciale. Questi sedimenti sono riferibili a depositi di argine, di rotta e di piana inondabile e sono prevalentemente fini, con fuso granulometrico dalla sabbia media all'argilla. In ampie porzioni affioranti sono stati ritrovati insediamenti romani e dell'età del Ferro e del Bronzo, e tracce della centuriazione romana (assenti in AES8a). Età: 14.000 anni - attuale.
- Unità di Modena; sigla: AES8a. Si tratta di una unità entro il sopracitato subsintema di Ravenna, di rango gerarchico inferiore. Questa contiene i depositi più superficiali e più recenti presenti nell'area in esame, compresi quelli attualmente in evoluzione. Questa unità appoggia, in discontinuità, sul suolo di epoca romana. Gli spessori risultano variare da circa 8-12 metri di massimo in prossimità del fiume Reno, e diminuiscono verso ovest. Età: post IV sec. d.C. - attuale (attribuzione archeologica).

Dal punto di vista litologico i depositi presenti nell'area sono così distinti:

- Depositi di piana inondabile di area interfluviale (ambiente di piana alluvionale).
Tessitura prevalente: argille limose (AL) e limi argillosi (LA).
- Depositi di canale, argine o rotta fluviale (ambiente di piana alluvionale).
Tessitura prevalente: limi sabbiosi (LS) e limi argilloso-sabbiosi (LAS).

Sulla scorta di quanto descritto nella relazione “Suolo-sottosuolo e acque” del quadro conoscitivo del PSC Terre d’acqua (QC.6/R) e rappresentato nelle tavole “Litologia di Superficie” (QC.6/t1) è possibile distinguere e delineare, nell’intero territorio comunale, lo sviluppo della *litologia di superficie*, ovvero la litologia che caratterizza il terreno alla profondità di circa un metro dal piano campagna, con esclusione del suolo e del terreno vegetale superficiale. Per la redazione dei documenti sopracitati sono state utilizzate:

- Carta geomorfologica della pianura padana 9, in scala 1:250.000 realizzata a partire da un grande numero di elaborati precedenti, appartenenti a vari autori, riferibili all’area in esame;
- Carta della litologia superficiale, ad opera di Pellegrini et al., 1980, interessante il territorio della pianura emiliana, utile soprattutto nella distinzione tra terreni limosi ed argillosi, altrimenti impossibile in alcune delle aree studiate per mancanza di altri dati;
- Tavole delle litologie superficiali, redatte nel contesto del Piano Strutturale Comunale dell’associazione comunale Terre di Pianura;
- Carta della litologia e dei paleoalvei, allegata al P.R.G. comunale vigente (1986) in scala 1:25.000.

All’interno del territorio comunale sono state riconosciute tre differenti classi granulometriche:

- sabbie e terreni prevalentemente sabbiosi;
- limi e terreni prevalentemente limosi;
- argille e terreni prevalentemente argillosi.

I litotipi presenti sono costituiti da un insieme di orizzonti lentiformi che sfumano più o meno gradualmente tra loro e che evidenziano una distribuzione non omogenea, ma legata alle passate evoluzioni idrografiche dei fiumi e corsi d’acqua che hanno generato il territorio.

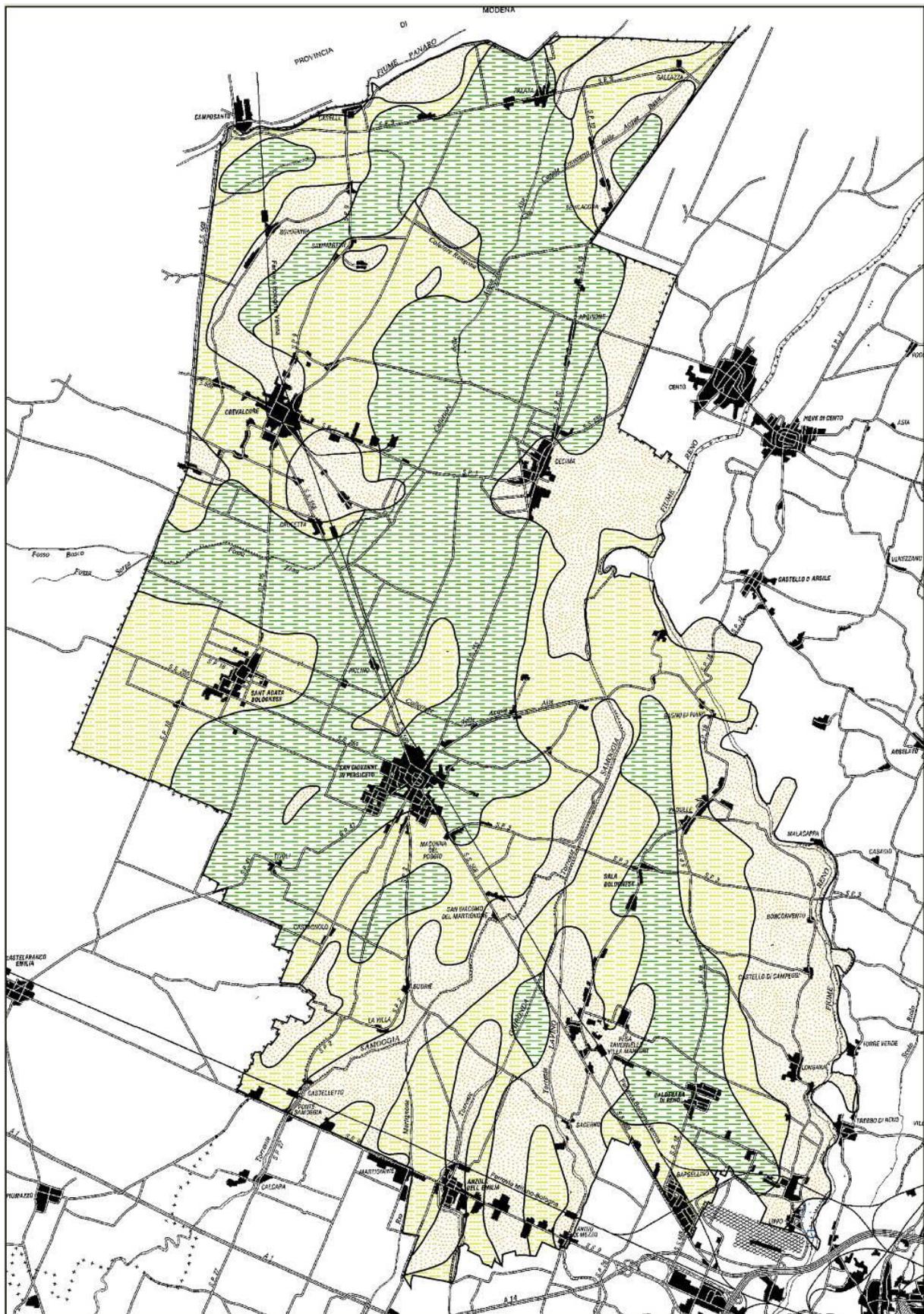
Osservando l’area nel suo insieme, si riscontra che i litotipi maggiormente rappresentati sono quelli a granulometria medio-fine, argillosi e limosi.

Lungo le aste dei corsi d’acqua, compresi gli alvei relitti, sono presenti litologie più grossolane, generalmente sabbiose; i materiali ghiaiosi sono molto rari, e si concentrano al margine meridionale del territorio dell’associazione, in una modestissima area appartenente all’alveo del fiume Reno.

Allontanandosi dalle aste dei corsi d’acqua principali, prevalgono litologie fini, sia argillose che limose.

In pratica, la gran parte del territorio indagato occupa un’area di media e bassa pianura a litologia fine, nella quale si inseriscono i modesti rilievi costituiti da alvei e paleoalvei dei corsi d’acqua locali, caratterizzati dalla presenza di depositi superficiali sabbiosi; questa situazione deve considerarsi normale in un’area di bassa media e pianura caratterizzata dalla divagazione laterale di corsi d’acqua aventi alvei poco acclivi.

Si riporta, di seguito, un estratto su base semplificata della Carta della litologia di superficie (QC.6/t1) del quadro conoscitivo del PSC Terre d’acqua (QC.6/R).



3.2. Inquadramento geomorfologico

Con riferimento a quanto descritto nella relazione “Suolo-sottosuolo e acque” del quadro conoscitivo del PSC Terre d’acqua (QC.6/R) e rappresentato nelle tavole “Geomorfologia” QC.6/t2, è possibile osservare come gli elementi principali che caratterizzano la morfologia del territorio sono rappresentati dalle forme e depositi fluviali e, in epoca più recente, dall’intervento dell’uomo. Per la redazione della carta “Geomorfologia” (Tavole QC.6/t2) sono state utilizzati i seguenti documenti:

- Geomorfologia ed evoluzione recente della pianura padana 10;
- Carta geomorfologica della pianura padana, AAVV;
- Carta geomorfologica, Bergonzoni A. e Elmi C;
- Geologia del territorio di pianura del comune di Bologna.

L’area in esame è caratterizzata dalla presenza di strisce rilevate, dette *dossi*, corrispondenti ad alvei antichi o attuali pensili sulla pianura circostante e da zone morfologicamente depresse, dette *valli*, all’interno delle quali l’acqua tenderebbe a ristagnare, se non allontanata dai canali di bonifica. I dossi e i paleodossi sono di forma generalmente allungata e sinuosa, poco rilevanti e dolcemente raccordanti alle superfici adiacenti.

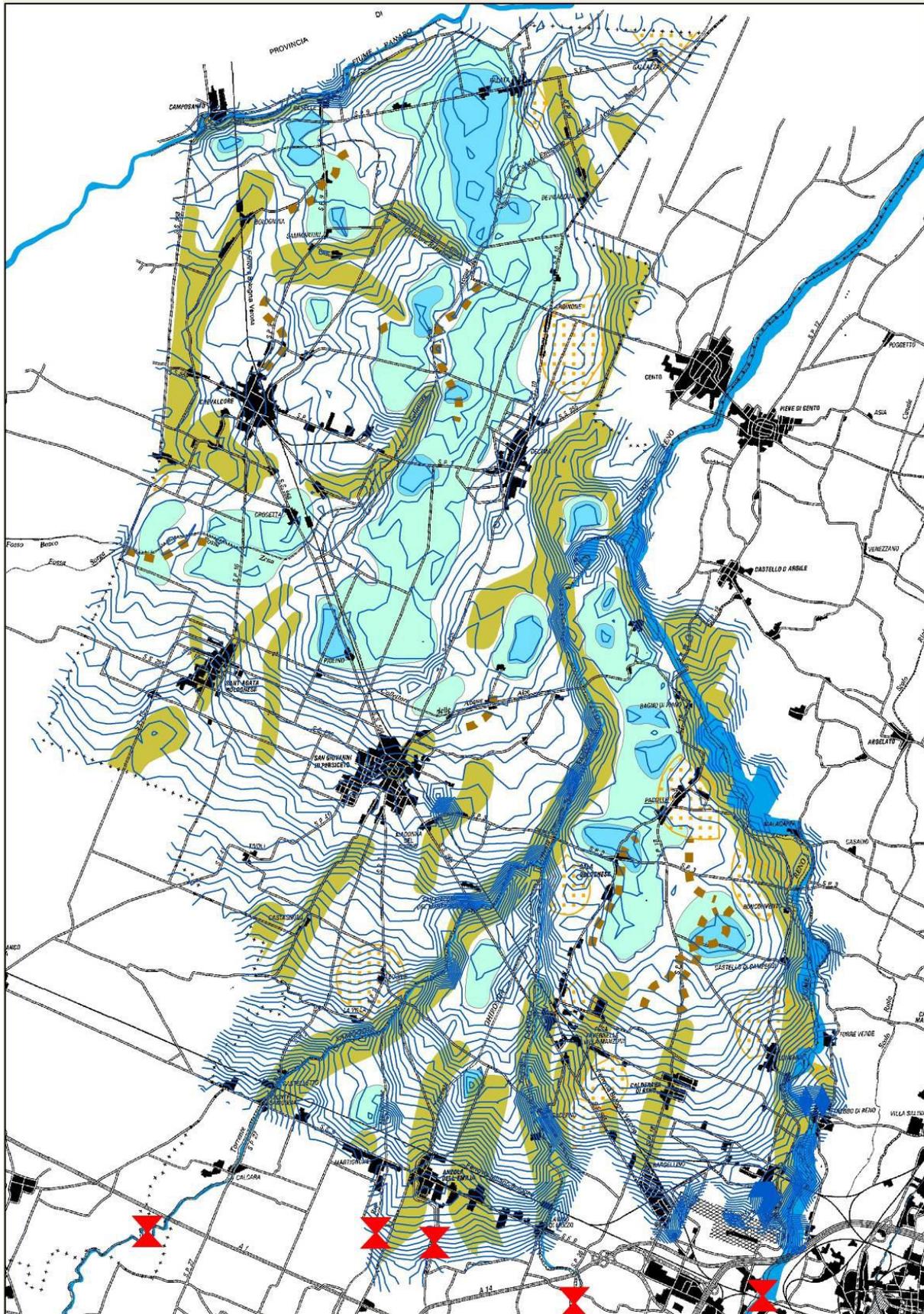
I dossi fluviali di maggiori dimensioni si riconoscono a nord, nel territorio di Crevalcore, con sviluppo nord-sud parallelamente al confine comunale, e a sud lungo il corso del fiume Reno e dei torrenti Samoggia e Lavino.

La distribuzione dei dossi e, più in generale, delle unità geomorfologiche degli argini naturali e dei bacini interfluviali ha condizionato e condiziona tuttora sia l’assetto idraulico di superficie che la distribuzione degli insediamenti antropici, soprattutto storici. Le strutture rilevate (dossi), vere e proprie direttrici geomorfologiche, sono state infatti sede preferenziale dello sviluppo insediativo e viario, a causa della migliore difesa dalle esondazioni e delle migliori condizioni geotecniche dei terreni. Al contrario le aree depresse, specie nelle zone di vera e propria conca, sono state sede di paludi e acquitrini fino alla avvenuta bonifica.

Si segnala anche la presenza di alcuni alvei relitti riportati, non chiaramente marcati da dossi evidenziabili a livello altimetrico, ma comunque segnalati in letteratura o ben visibili dalla fotografia aerea.

Inoltre, sono presenti anche le conoidi di rotta fluviale, ascrivibili a episodi di esondazione dei principali corsi d’acqua e concentrate principalmente lungo il corso del Reno e del Samoggia.

Si riporta, di seguito, un estratto su base semplificata della Carta geomorfologica (QC.6/t2) del quadro conoscitivo del PSC Terre d’acqua (QC.6/R).



3.3. Inquadramento idrografico

Il territorio comunale di San Giovanni Persiceto appartiene al bacino idrografico del fiume Po - sottobacino del fiume Panaro. La competenza territoriale è dell'Autorità di Bacino del fiume Po.

Da un punto di vista gestionale, la maggior parte dei corsi d'acqua presenti sul territorio di interesse del PSC Terre d'acqua sono gestiti dal Consorzio della bonifica Reno-Palata; sono esclusi il fiume Panaro, il fiume Reno, il torrente Samoggia e il torrente Lavino (di competenza delle Autorità di Bacino regionali). Dalla gestione del Consorzio di bonifica Reno-Palata restano escluse anche alcune aree limitrofe al corso del fiume Reno, comprese nei territori comunali di Calderara di Reno (55 ha) e Sala Bolognese (377 ha) di competenza del Consorzio della bonifica renana e un'area, in comune di San Giovanni in Persiceto, nella frazione di San Matteo della Decima (924 ha), gestita dal Consorzio di bonifica Valli di Vecchio Reno.

Il fiume Panaro

Il fiume Panaro definisce il confine nord-occidentale tra il comune di Camposanto e il comune di Crevalcore per un tratto di 4,7 km.

Il corso d'acqua, che nasce dal monte Cimone (2.165 m s.l.m.) e confluisce nel Po presso Bondeno, scorre nel tratto di pianura all'interno di arginature continue con lunghi tratti rettilinei intervallati da tratti a meandri.

Dall'altezza della via Emilia e proseguendo verso nord, l'alveo del Panaro assume l'aspetto di un tipico alveo delle pianure alluvionali soggette a inondazioni durante le piene maggiori. Risulta caratterizzato dalla presenza di meandri, sia per cause naturali (sopralluvionamenti) che per la presenza di arginature artificiali, che l'accompagnano da poco a monte di via Emilia fino allo sbocco in Po.

Il fiume Panaro risulta connesso idraulicamente al fiume Reno attraverso il Cavo napoleonico o Scolmatore del Reno (che non interessa il territorio in esame), un importantissimo canale artificiale multifunzione della pianura emiliana lungo soltanto 18 Km, che partendo dal Reno poco a valle di Cento, arriva nel Po presso Salvatonica (poco a valle della confluenza del Panaro).

Il fiume Reno

Il Reno (esattamente 211,8 km di lunghezza dalla sorgente più lontana alla foce) è il decimo fiume italiano per lunghezza e per superficie di bacino, ma sesto sia per lunghezza sia per estensione del bacino fra quelli che sfociano direttamente in mare. Se considerato per l'intera lunghezza è di gran lunga il più importante corso d'acqua dell'Emilia-Romagna, nonché l'unico rilevante della regione che non sia un affluente del Po.

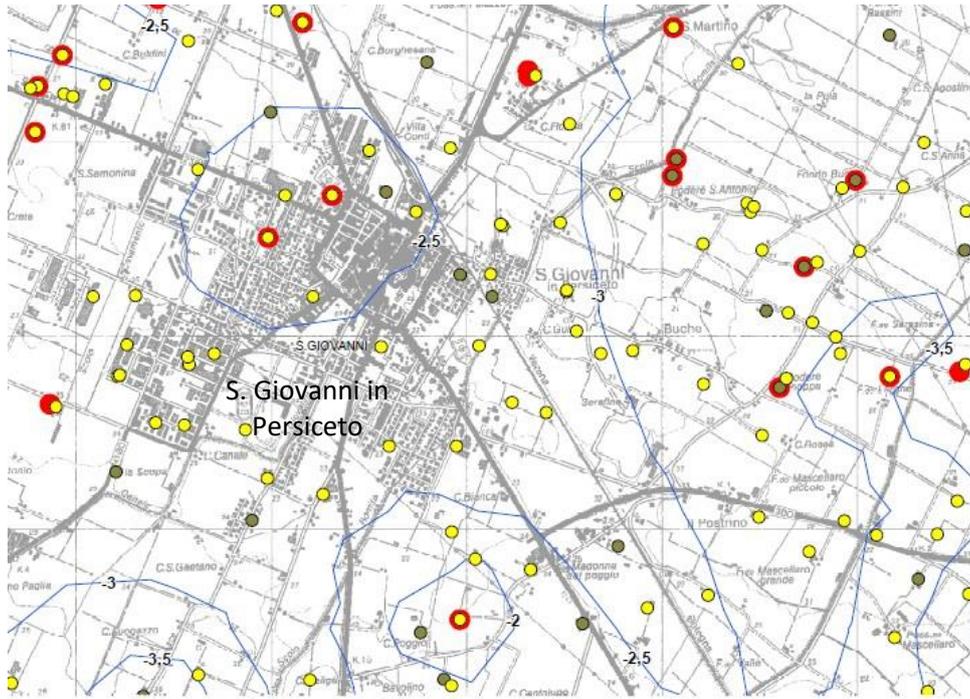
Per il territorio dell'associazione Terre d'acqua, il Reno costituisce senza dubbio l'elemento idrografico di maggior rilievo, interessando i territori comunali di Calderara di Reno, Sala Bolognese e San Giovanni in Persiceto per una lunghezza complessiva di circa 23 Km. Lungo il proprio tracciato si presenta completamente arginato con alveo incassato che si allarga a tratti a formare casce di espansione.

Il fiume Reno, infine, si presenta a carattere torrentizio, il suo bacino, infatti, è impostato quasi interamente su rocce e terreni impermeabili (tranne qualche porzione montana dell'alto corso del fiume, delle due Limentra e del Santerno) che ne caratterizzano notevoli escursioni del regime idraulico.

Il torrente Samoggia

Il torrente Samoggia nasce presso Montetortore, frazione di Zocca, in provincia di Modena, ma entra quasi subito nella provincia di Bologna nella quale sviluppa il restante corso, tranne un breve tratto di pianura ancora in provincia di Modena. Presenta un regime fortemente torrentizio ed è il più lungo affluente di sinistra del Reno (44 Km).

Nel tratto di pianura, a partire da Calcara di Crespellano, scorre incassato fra possenti arginature che si sviluppano verso valle per una lunghezza di circa 31 Km. Nei pressi della località Forcelli, fra San Giovanni in Persiceto e Sala Bolognese, riceve da destra il suo maggior affluente, il torrente Lavino, che gli reca circa 1/3 della portata d'acqua complessiva.



Per quanto riguarda l'acquifero profondo è stato rilevato che il livello statico si attesta a una profondità variabile mediamente compresa tra i 15,00 m e i 30,00 m dal piano campagna locale. Le curve isopiezometriche presentano andamento decrescente da sud verso nord, con valori massimi nella zona di Anzola Emilia (40,0 m s.l.m.) e valori minimi nella zona nord del territorio comunale di Crevalcore (11.0 m s.l.m.).

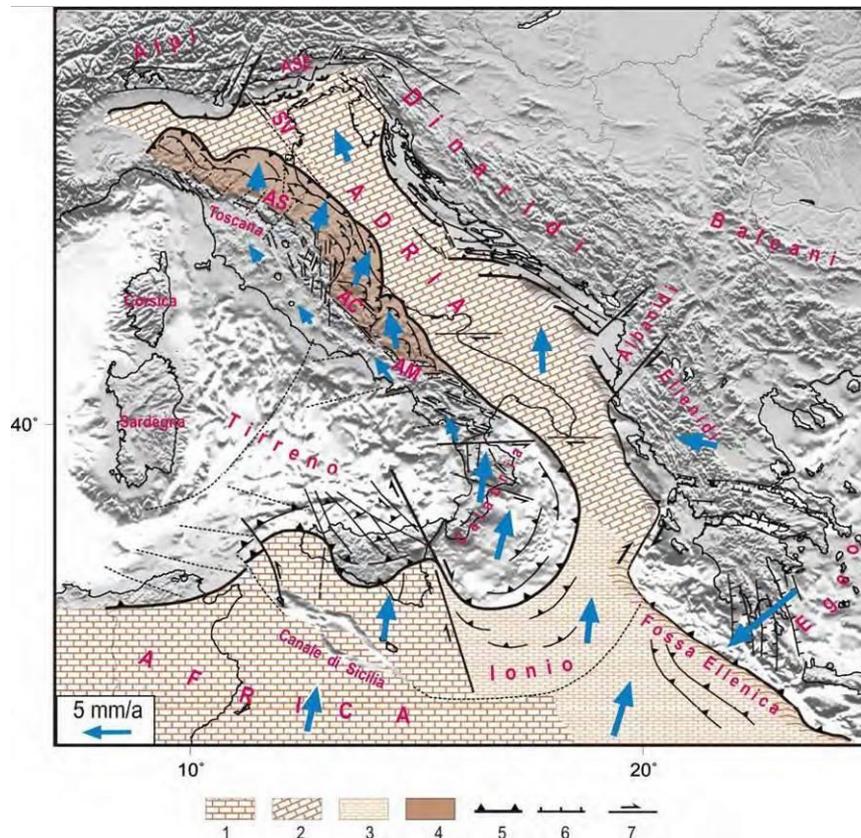
4. DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ SISMICA DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO

4.1. Inquadramento sismo-tettonico regionale

Dal punto di vista strutturale, il territorio italiano risulta caratterizzato dalla presenza di due orogeni principali, le Alpi a nord e gli Appennini lungo la penisola.

Le Alpi derivano a seguito del raccorciamento e sovrascorrimento verso ovest e nord-ovest della placca adriatica sulla placca europea, mentre gli Appennini si sono generati in seguito alla subduzione della zolla adriatica in movimento verso ovest.

La placca Adria, che tettonicamente rappresenta un promontorio della placca africana (Channell, 1996) collocata lungo la pianura padana veneta e lungo il mare Adriatico, interagisce attivamente con la placca europea determinando il corrugamento alpino e appenninico e, conseguentemente, lo stress tettonico attuale.



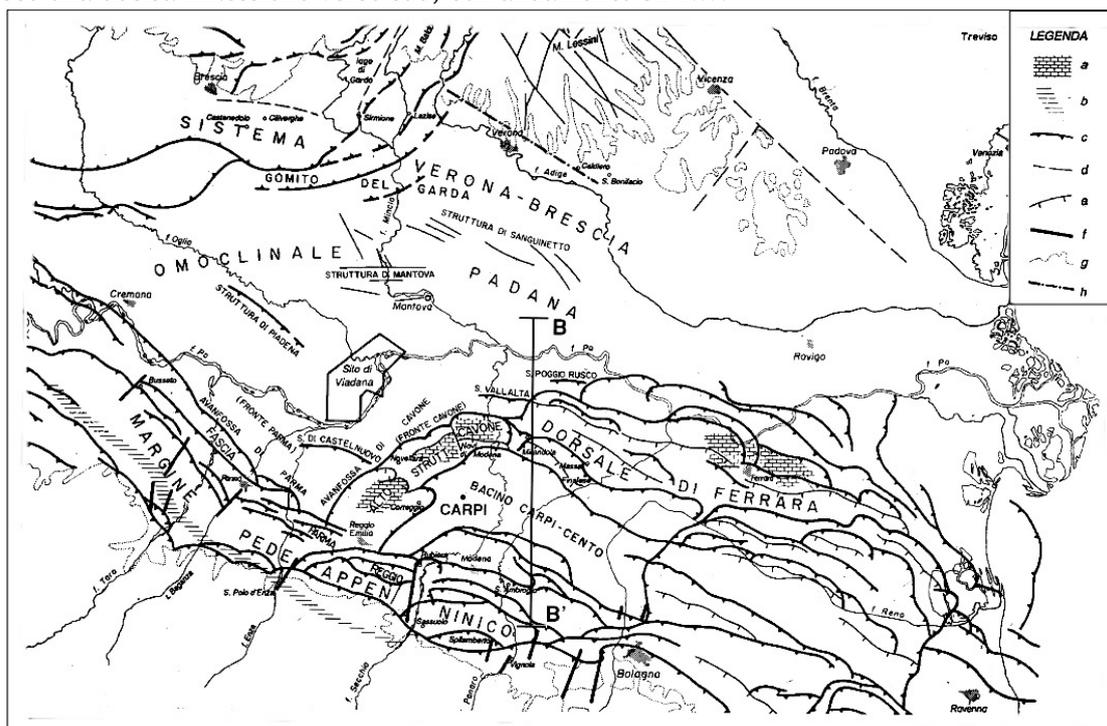
Schema tettonico della penisola italiana. Legenda: 1- Placca Africana con crosta continentale; 2- Microplacca Adria con crosta continentale; 3- Area di transizione tra Placca Africana e Microplacca Adria; 4- Catena Appenninica (AS: Appennino Settentrionale; AC: Appennino Centrale; AM: Appennino Meridionale); 5- Fronte della catena Appenninica; 6- Faglie normali; 7- Faglie trascorrenti (SV: Linea Schio-Vicenza); ASE: Alpi Meridionali Orientali. La lunghezza della freccia blu è proporzionale alla velocità di movimento della placca.

Appennini e Alpi sono caratterizzati da differenti stili tettonici: le Alpi meridionali si sono formate in seguito al sollevamento verticale, mentre negli Appennini l'accrezione si sviluppò in un'area subsidente. Nelle Alpi meridionali le rocce di basamento sono coinvolte nella deformazione fino a notevole profondità mentre negli Appennini le rocce di basamento sono soltanto relitti dalle prime fasi alpine, manca, infine, nella catena alpina una fase di distensione e la formazione di un bacino che invece è presente nel sistema tirreno-appenninico.

Il territorio in esame si sviluppa nell'area di media e bassa pianura bolognese nella parte centro-meridionale della Pianura Padana che costituisce, dal punto di vista geologico, un grande bacino subsidente plio-quadernario di tipo sedimentario che ha cominciato a delinearsi sin dall'inizio del Triassico (225 milioni di anni fa) e viene interessato da subsidenza differenziata sia nel tempo che nello spazio con movimenti verticali controllati dai caratteri strutturali presenti in profondità. Più in particolare, l'area ricade nel suo settore appenninico in diretta influenza del Po e dei suoi affluenti di destra.

Dal punto di vista strutturale la pianura padana non costituisce una unità omogenea. Fanno infatti parte del suo sottosuolo le pieghe più esterne dell'Appennino settentrionale e delle Alpi meridionali lombarde, l'avampaese comune alle due catene e, nel Veneto, l'avampaese delle Alpi meridionali orientali e della catena dinarica; su questi elementi è impostata l'avanfossa piocenico-quadernaria dell'Appennino.

Nella figura che segue è riportato un estratto della "Carta degli elementi tettonici significativi dell'area Padana centro-orientale", che mette in evidenza la presenza di un ampio bacino fortemente subsidente e attivo sin dal Plio-Pleistocene. Tale bacino si estende tra Carpi e Cento di Ferrara, denominato *Bacino di Carpi* o meglio noto come *Sinclinale di Bologna-Bomporto-Reggio Emilia*, collocato tra due grandi archi di pieghe costituite, a sud, dalla porzione più esterna dell'Appennino settentrionale e, a nord, dalla *Dorsale di Ferrara*. Quest'ultima è caratterizzata da un'ampia struttura anticlinale molto evidente ed elevata che corre da Massa Finalese a Mirandola con direzione complessiva E/SE-N/NW e che, in corrispondenza di Novi di Modena e Correggio, subisce una decisa inflessione verso sud, con andamento SE-NW.



Legenda: a) nucleo carbonatico, mesozoico sepolto; b) minimo dell'anomalia gravimetrica; c) accavallamento principale; d) faglia verticale; e) faglia diretta; f) faglia diretta trasversale al margine appenninico; g) limite tra rilievo e pianura; h) faglia di "Verona".

Immagine tratta dalla relazione Suolo-sottosuolo e acque (QC.6/R) del PSC Terre d'acqua (tratta da L. Serva - 1990)

Lungo tali allineamenti, lo spessore dei depositi quadernari subisce una notevole riduzione, sino a poche decine di metri (80/90 m). In termini generali e in modo schematico possiamo individuare nella zona indagata tre zone principali:

- zona delle pieghe pedeappenniniche, presente dal margine collinare alla via Emilia e costituita da una successione di sinclinali e anticlinali, con asse a vergenza appenninica, spesso fagliate e sovrascorse sul fianco nord;
- zona della sinclinale di Bologna-Bomporto-Reggio Emilia, dove i depositi quadernari raggiungono il loro massimo spessore per tutta la pianura padana;

- zona della dorsale ferrarese, che rappresenta un alto strutturale costituito da una serie di pieghe associate a faglie dove, in talune culminazioni, lo spessore del Quaternario si riduce a poche decine di metri.

Questo andamento ad archi di pieghe del fronte sepolto dell'Appennino, di messa in posto sempre più recente man mano si procede verso le aree più esterne, è da correlarsi con il movimento di rotazione della catena in senso antiorario che genera raccorciamenti crostali di crescente intensità spostandosi dai settori occidentali a quelli orientali.

4.2. Neotettonica e sismicità storica

Il territorio della provincia di Bologna in esame si sviluppa sostanzialmente a cavallo di una zona in sollevamento, rappresentata dalla catena appenninica (margine pedeappenninico poco a sud di Anzola Emilia), e di una zona in subsidenza, quella della pianura, corrispondente alla pianura padana. Entrambe costituiscono settori che sono stati interessati da movimenti tettonici nel passato e tuttora in atto, come testimoniano le ricostruzioni stratigrafiche strutturali del Quaternario, la deposizione granulometrica dei depositi superficiali, l'andamento morfologico e l'evoluzione della rete idrografica.

Tali zone risultano infine separate da una fascia pedecollinare, sede di movimenti alterni. Uno dei margini maggiormente attivi è sicuramente rappresentato dal margine pedeappenninico, che presenta un'evoluzione geodinamica inquadabile in un unico regime tettonico, soprattutto quello a sud di Modena, dove le faglie trasversali, con componente trascorrente, si mostrano con maggior risalto.

L'attività sismogenetica maggiore è collegata con meccanismi tettonici di accorciamento nella zona del fronte di accavallamento delle Liguridi, delle Epiliguridi e delle Unità Toscane. Tale fronte, in parte sepolto, ma anche a tratti emerso, presenta anche in campagna segni di tettonica attiva e recente, deformante anche i depositi quaternari. La fascia di montagna si può dividere in due sub-aree: una corrispondente alla collina e alla media montagna, che presenta scarsa attività sismica, e l'altra corrispondente alla zona di alta montagna con attività sismica di magnitudo anche elevata. Gli eventi sismici di tale zona hanno carattere tensionale e costituiscono il propagarsi dell'attività tettonica distensiva del sistema del versante tirrenico con faglie immergenti sia verso il Tirreno che verso la pianura padana.

Probabili dislocazioni recenti sono segnalabili anche nella bassa pianura (Pellegrini M., 1976), in comune di Correggio, in corrispondenza del centro abitato; le cause di tale fenomeno non sono però ancora del tutto chiare e inoltre non si hanno segni evidenti di una frattura del terreno. Risulta però chiaramente la presenza di una ridotta striscia di territorio caratterizzata da sensibili variazioni del gradiente della subsidenza (A. Gubellini-P. Russo, Controllo di una faglia nell'abitato di Correggio). Altre manifestazioni tettoniche recenti sarebbero state evidenziate nelle aree di Massa Finalese e Mirandola, poco distanti dal territorio in esame.

Le aree descritte rappresentano quindi le zone con il maggior potenziale sismo-genetico; a tale proposito si rileva che nel margine appenninico, a sud-ovest di Bologna, si sono verificati sismi con intensità massima, in tempi storici, del VIII grado della scala MCS (Mercalli-Cancani-Sieberg).

Anche per quanto riguarda la zona della dorsale ferrarese tra Reggio Emilia e Poggio Rusco, le massime intensità riscontrate risultano del VII grado della scala MCS e sono in gran parte collegate a eventi con epicentri prossimi ai bordi nord-ovest e sud-est dell'alto strutturale.

Secondo quanto descritto nella relazione QC.6/R del PSC Terre d'acqua, sulla base dei dati bibliografici a disposizione, l'area di studio sembrerebbe ricadere in una zona discretamente sismica, anche se la scarsità di dati anteriori al 1900 rende poco significativa la casistica considerata; quello che emerge è comunque un territorio tettonicamente attivo, potenzialmente sismico, con sismicità media.

Per quanto riguarda, in particolare, la storia sismica della provincia di Bologna, nel Catalogo dei Terremoti del CNR, che raccoglie informazioni sui terremoti verificatisi dall'anno 1.000 a oggi, vengono riportati diversi sismi, di cui solo uno (quello del 20/04/1929) è classificato con un'intensità pari al VIII grado della scala Mercalli.

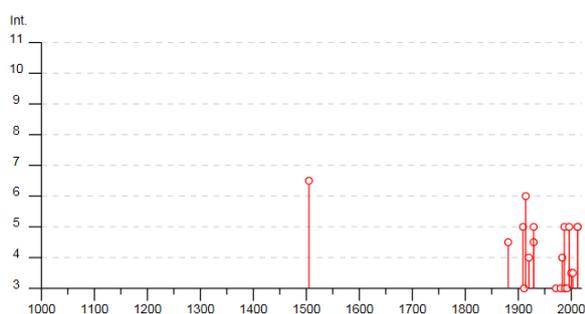
Nelle tabelle seguenti sono riportati gli elenchi degli eventi sismici più significativi per l'area dell'associazione Terre d'acqua rispettivamente in un raggio di 40 Km (tutti) e in un raggio di 60 Km (quelli superiori al VI grado della scala Mercalli).

Anno	Mese	Giorno	Area massimi effetti	Intensità massima (MCS)	Intensità epicentrale (MCS)	Latitudine epicentrale	Longitudine epicentrale
1323	2	25	Bologna	65	55	44.5	11.33
1365	7	25	Bologna	75	65	44.5	11.33
1399	7	20	Modenese	70	70	44.47	11.07
1433	5	4	Bologna	70	60	44.5	11.33
1455	2	6	Bolognese		75	44.4	11.25
1455	12	20	Media valle del Reno	75	70	44.42	11.27
1505	1	3	Bologna	70	70	44.48	11.25
1505	5	15	Bolognese	55	55	44.498	11.34
1574	3	17	Finale Emilia	70	70	44.833	11.294
1666	4	14	Bologna		60	44.5	11.333
1780	2	6	Bolognese	65	55	44.62	11.32
1801	10	8	Bologna	55	55	44.498	11.34
1834	10	4	Bologna	60	55	44.6	11.37
1889	3	8	Bologna	60	60	44.518	11.237
1908	6	28	Finale Emilia sud		60	44.8	11.3
1929	4	20	Bolognese	80	70	44.47	11.13
1966	5	26	Monteveglia		60	44.5	11.2
1986	12	6	Bondeno	60	60	44.879	11.334

Anno	Mese	Giorno	Area massimi effetti	Intensità massima (MCS)	Intensità epicentrale (MCS)	Latitudine epicentrale	Longitudine epicentrale
1346	2	22	Ferrara	75	75	44.92	11.02
1365	7	25	Bologna	75	65	44.5	11.33
1399	7	20	Modenese	70	70	44.47	11.07
1433	5	4	Bologna	70	60	44.5	11.33
1455	2	6	Bolognese		75	44.4	11.25
1455	12	20	Media valle del Reno	75	70	44.42	11.27
1505	1	3	Bologna	70	70	44.48	11.25
1574	3	17	Finale Emilia	70	70	44.833	11.294
1586	1	12	Spilamberto		60	44.583	11
1666	4	14	Bologna		60	44.5	11.333
1850	9	18	Modena	60	60	44.614	10.965
1864	3	15	Zocca	65	65	44.337	11.059
1869	6	25	Vergato	75	75	44.314	11.116
1881	1	24	Bolognese	70	65	44.32	11.35
1889	3	8	Bologna	60	60	44.518	11.237
1901	1	20	Poggio Rusco		60	45	11.1
1908	6	28	Finale Emilia sud		60	44.8	11.3
1929	4	20	Bolognese	80	70	44.47	11.13
1951	10	29	Valle del Panaro	50	50	44.458	10.989
1957	8	27	Zocca	60	60	44.394	10.994
1966	5	26	Monteveglia		60	44.5	11.2
1967	10	1	Formigine		50	44.567	10.95
1986	12	6	Bondeno	60	60	44.879	11.334
1999	7	7	Frignano	55	50	44.308	10.944

Nello specifico, il comune di San Giovanni in Persiceto, appare undici volte con intensità registrata superiore o uguale a 4. Nella tabella a fianco 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).

Il grafico seguente ricostruisce la storia sismica di San Giovanni in Persiceto (per terremoti con intensità al sito superiore a 4) tra gli anni 1000 e fino al 2016.



Effetti	In occasione del terremoto del							NMDP	Io	Mw
Int.	Anno	Me	Gi	Ho	Mi	Se	Area epicentrale			
6-7	1505	01	03	02			Bolognese	31	8	5.62
F	1570	11	17	19	10		Ferrarese	58	7-8	5.44
4-5	1881	01	24	16	14		Bolognese	38	7	5.22
NF	1908	06	28	03	19		Finale Emilia	11	4-5	3.93
NF	1908	07	10	02	13	3	Carnia	119	7-8	5.31
5	1909	01	13	00	45		Emilia Romagna orientale	867	6-7	5.36
3	1911	02	19	07	18	3	Forlivese	181	7	5.26
6	1914	10	27	09	22		Lucchesia	660	7	5.63
4	1920	09	07	05	55	4	Garfagnana	750	10	6.53
4-5	1929	04	10	05	44		Bolognese	87	6	5.05
5	1929	04	20	01	10		Bolognese	109	7	5.36
3	1971	07	15	01	33	2	Parmense	228	8	5.51
3	1980	11	23	18	34	5	Irpinia-Basilicata	1394	10	6.81
4	1983	11	09	16	29	5	Parmense	850	6-7	5.04
NF	1984	04	29	05	02	5	Umbria settentrionale	709	7	5.62
NF	1986	12	06	17	07	1	Ferrarese	604	6	4.43
5	1987	05	02	20	43	5	Reggiano	802	6	4.71
3	1988	03	15	12	03	1	Reggiano	160	6	4.57
3	1992	04	17	11	59	0	Appennino bolognese	56	4-5	4.11
5	1996	10	15	09	55	5	Pianura emiliana	135	7	5.38
NF	1998	03	26	16	26	1	Appennino umbro-marchigiano	409	5	5.26
3-4	2000	06	18	07	42	0	Pianura emiliana	304	5-6	4.40
NF	2002	06	08	20	13	0	Frignano	115	4	4.23
NF	2002	06	18	22	23	3	Frignano	186	4	4.30
3-4	2003	09	14	21	42	5	Appennino bolognese	133	6	5.24
5	2012	05	20	02	03	5	Pianura emiliana	53	7	6.09
5	2012	05	29	07	00	0	Pianura emiliana	87	7-8	5.90

Attualmente il DBMI15 (Data Base Macrosismico Italiano 2015), da cui è stata estrapolata la sismicità storica di San Giovanni in Persiceto risulta aggiornato fino al 2016 che, a differenza della precedente versione, contiene la sequenza emiliana relativa alla crisi sismica del 2012.

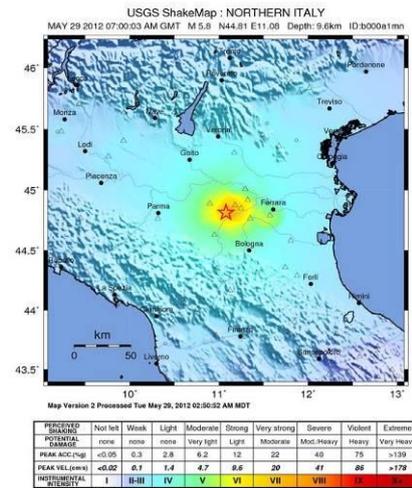
Anno	Mese	Giorno	Zona epicentrale	Latitudine (°N)	Longitudine (°E)	Magnitudo (Maw)	Intensità Io (Imax)
2012	1	27	Parmense	10.03	44.48	5.4	6
2012	5	20	Finale Emilia	11.23	44.89	5.9	7.5
2012	5	20	Bondeno	11.37	44.86	5.1	-
2012	5	20	Vigarano	11.49	44.83	5.1	-
2012	5	29	Medolla	11.09	44.85	5.8	7.5
2012	5	29	San Possidonio	11.01	44.89	5.3	-
2012	5	29	Novi di Modena	10.95	44.88	5.2	-
2012	6	3	Novi di Modena	10.94	44.90	5.1	-

Terremoto dell'Emilia del 2012

Il terremoto dell'Emilia, Lombardia e Veneto del 2012 è un evento sismico costituito da una serie di scosse localizzate nel distretto sismico della pianura padana, prevalentemente nelle province di Modena, Ferrara, Mantova, Reggio Emilia, Bologna e Rovigo, ma avvertiti anche in un'area molto vasta comprendente tutta l'Italia centro-settentrionale e parte della Svizzera, della Slovenia, della Croazia, dell'Austria, della Francia sud-orientale e della Germania meridionale. Già tra il 25 e il 27 gennaio 2012 si ebbero in zona fenomeni significativi, ma le due scosse più forti (alla fine riunite in una sola), rispettivamente di magnitudo M_l 5,9 e M_w 5,86 sono state registrate nello stesso istante il 20 maggio 2012 alle ore 04:03:52 ora italiana (02:03:52 UTC), con epicentro nel territorio comunale di Finale Emilia (MO), con ipocentro a una profondità di 6,3 km.

Il 29 maggio 2012 alle ore 09:00:03 ora italiana (07:00:03 UTC), una nuova scossa molto forte di magnitudo $M_s 5,8$ e $M_w 5,66$ è stata avvertita in tutta l'Italia settentrionale, creando panico e disagi in molte città come Ferrara, Modena, Reggio Emilia, Bologna, Mantova e Rovigo; l'epicentro è situato nella zona compresa fra Mirandola, Medolla e San Felice sul Panaro. A quella delle 9:00 sono seguite altre tre scosse rilevanti: una alle 12:55 di magnitudo 5,4, una alle 13:00 di magnitudo 4,9 e un'ulteriore scossa alla stessa ora di magnitudo 5,2.

Il 31 maggio 2012 alle 16:58 una scossa di magnitudo 4,0 con epicentro a Rolo e Novi di Modena, ha colpito la zona della bassa reggiana e dell'oltrepò mantovano, già molto provate dalle scosse dei giorni precedenti che avevano avuto come epicentro la vicina area della bassa modenese. Sempre la sera del 31 maggio alle ore 21:04 si è verificata una scossa di magnitudo 4,2 con epicentro a San Possidonio.



Queste scosse sono state seguite da uno sciame sismico con scosse di magnitudo variabile di minore entità. Un'altra scossa di magnitudo 5,1 è stata avvertita in tutto il Nord Italia il 3 giugno 2012 alle ore 21:20:43 ora italiana (19:20:43 UTC), con epicentro in Novi di Modena.

Le accelerazioni di picco registrate dall'accelerometro di Mirandola durante le scosse più forti del 20 maggio e del 29 maggio sono state rispettivamente di 0,31g e di 0,29g, valori che in base alla carte vigenti di pericolosità sismica renderebbero stimabile in circa 2500 anni il tempo di ritorno di ciascun evento nella medesima area.

I due eventi sismici principali hanno causato un totale di 27 vittime (22 nei crolli, tre per infarto o malore e due per le ferite riportate), in maggioranza dipendenti di aziende distrutte. Il 4 giugno 2012 è stato proclamato giornata di lutto nazionale per le vittime del terremoto.

L'intensità massima dei terremoti, stimata come cumulo degli effetti della sequenza, è stata pari a 8, secondo la Scala Macrosismica Europea (EMS-98).

Le scosse del 20 maggio

Alle 04:03:52 un forte sisma della durata di venti secondi di magnitudo del momento sismico pari a 5,9, preceduto qualche ora prima (esattamente alle 01:13 e alle 01:42) da due scosse di M_l 4,1 (M_w 3,98) e 2,2, si è fatto sentire in tutto il Nord e parte del Centro Italia, facendo risvegliare la maggior parte delle persone, con epicentro a Finale Emilia a 6,3 km di profondità (distretto sismico: pianura padana emiliana). Il terremoto è stato avvertito dai sismografi di tutta Italia, ma le regioni in cui è stato avvertito dalla popolazione sono: Emilia-Romagna, Veneto, Lombardia, Liguria, Piemonte, Valle d'Aosta, Trentino-Alto Adige, Friuli-Venezia Giulia, Toscana, Marche, Umbria.

Il sisma ha provocato 7 morti accertati, circa 50 feriti, 5000 sfollati e ingenti danni al patrimonio culturale a causa dei molti crolli di palazzi storici, aziende agricole e fabbriche. Il sisma ha provocato fenomeni diffusi di liquefazione delle sabbie, che hanno interessato ampie aree a San Carlo di Sant'Agostino, Mirabello, Finale Emilia e San Felice sul Panaro. Tali fenomeni si sono verificati anche a seguito delle scosse del 29 maggio nelle aree di Cavezzo e Moglia, causando il crollo di alcuni edifici anche di recente costruzione.

Successivamente ci sono state nuove scosse: di 4,8 (alle 04:06, epicentro: Finale Emilia), di 5.1 (alle 04:07, epicentro: Bondeno), di 4,3 (alle 04:11 e alle 04:12, epicentri: Bondeno e Finale Emilia) e di 4,0 (alle 04:35 e alle 04:39, epicentri: Vigarano Mainarda e Finale Emilia). Una nuova forte scossa tellurica di 4,9 è stata avvertita a partire da San Felice sul Panaro alle ore 05:02 (ora italiana). Altre scosse di notevole intensità si sono avvertite alle ore 11:13, 15:18 e 15:21 rispettivamente di 4,2,

5,1 e 4,1 a Finale Emilia, Vigarano Mainarda e Bondeno. Alle 19:37 dello stesso giorno si è verificata inoltre una nuova scossa di magnitudo 4,5 con epicentro nei pressi di Bondeno. Un'altra scossa di 4,1 si è fatta sentire il 21 maggio alle 16:37 con epicentro in Finale Emilia. Il 23 maggio alle 23:41 un'altra scossa moderata di magnitudo 4,3 fa tornare il panico tra la gente. Il 25 maggio alle 15:14 un'altra scossa più debole, di 4,0 gradi della scala Richter è stata avvertita dalla popolazione.

Le scosse del 29 maggio

Una forte scossa della durata di 18 secondi, di magnitudo 5,8 e definita superficiale (profondità ipocentro: 9,6 km) è stata registrata alle 09:00:03 del 29 maggio 2012. L'epicentro è nella zona di Medolla e Cavezzo in provincia di Modena. Un primo bilancio provvisorio riporta crolli in edifici anche di interesse storico-artistico, tra quelli già danneggiati dall'evento sismico del 20 maggio, 20 vittime (due decessi avvenuti in data 5 giugno ed uno il 12 giugno) e almeno 350 feriti. Gli sfollati salgono a circa 15.000. Successivamente alla scossa delle 09:00 si sono verificate altre due scosse di entità rilevante: alle 12:55 di intensità 5,3 e alle 13:00 di intensità 5,2 con la durata di 30 secondi. Queste due scosse hanno provocato i danni più ingenti nelle zone comprese tra Carpi, Rovereto sul Secchia, Novi di Modena e Moglia. A Mantova è stato chiuso il Palazzo Ducale e a Pisa è stato chiuso per inagibilità il Palazzo della Sapienza. Successivamente, una sessantina di scosse si sono registrate nella notte fra il 29 e il 30 maggio. Il terremoto è stato avvertito in quasi tutta la Slovenia, in particolare nelle regioni occidentali del Paese, in Svizzera nel Canton Ticino e nell'Istria, in Croazia, ma senza provocare né feriti, né danni, come riferito dai media sloveni.

4.3. Faglie capaci e sorgenti sismogenetiche

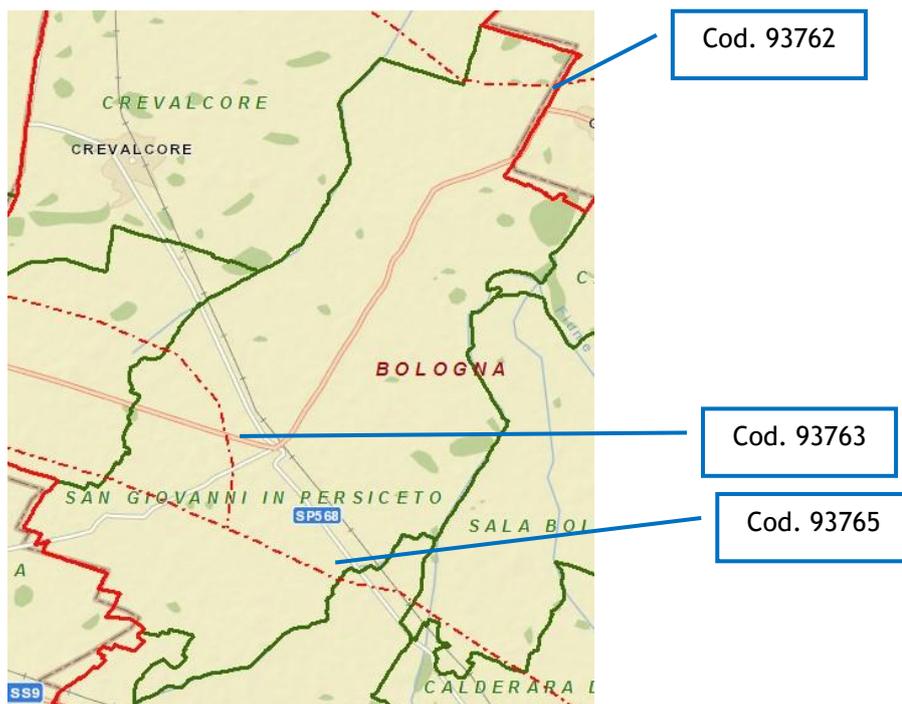
Per quanto riguarda il tema delle faglie capaci (faglie che si sono rotte almeno una volta negli ultimi 40.000 anni, raggiungendo la superficie e producendo una rottura del terreno) e l'inquadramento delle sorgenti sismogenetiche più prossime all'area di San Giovanni in Persiceto, si è fatto riferimento agli studi condotti dagli esperti scientifici e riportate nei cataloghi ITHACA e DISS 3.2.

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.

Il progetto si occupa in modo particolare delle faglie capaci, definite come faglie che potenzialmente possono creare deformazione in superficie: dalla sua consultazione è stato possibile individuare, nella zona di studio, una serie di faglie inverse con direzione prevalente WNW-ESE, ubicabili indicativamente come nelle figure sotto riportate (immagini estratte dal sito dell'ISPRA).





Le figure appena riportate evidenziano, altresì, che la zona settentrionale e la zona sud-occidentale del territorio comunale di San Giovanni in Persiceto sono interessate da tre faglie (Cod. 93762, 93763, 93765); nella tabella sottostante, sono riportate le informazioni desunte dalle schede specifiche ITHACA per ciascun lineamento.

Nome faglia	Panaro - Ferrara
Tipo Faglia	Inversa
Codice faglia	93762
Macrozona	3
Regione	Emilia Romagna
Sistema	Modena arc
Ordine	Subordinata
Direzione media	310
Immersione	
Lunghezza (km)	14
Profondità (km)	0
Ultima attività (anni)	Early Pleistocene
Affidabilità dato sull'attività	Bassa
Intervallo ricorrente (anni)	0
Velocità di slittamento (mm/anno)	0
Massima lunghezza attesa di rottura	14
Massimo scivolamento atteso (m)	0
Massima magnitudine attesa (MW)	6.4
Qualità dello studio	Bassa

Nome faglia	San Giovanni in Persiceto - Modena
Tipo Faglia	Inversa
Codice faglia	93763
Macrozona	3
Regione	Emilia Romagna

Sistema	Modena arc
Ordine	Primaria
Direzione media	125
Immersione	
Lunghezza (km)	17
Profondità (km)	0
Ultima attività (anni)	Early Pleistocene
Affidabilità dato sull'attività	Bassa
Intervallo ricorrente (anni)	0
Velocità di slittamento (mm/anno)	0
Massima lunghezza attesa di rottura	17
Massimo scivolamento atteso (m)	0
Massima magnitudine attesa (MW)	6.5
Qualità dello studio	Bassa

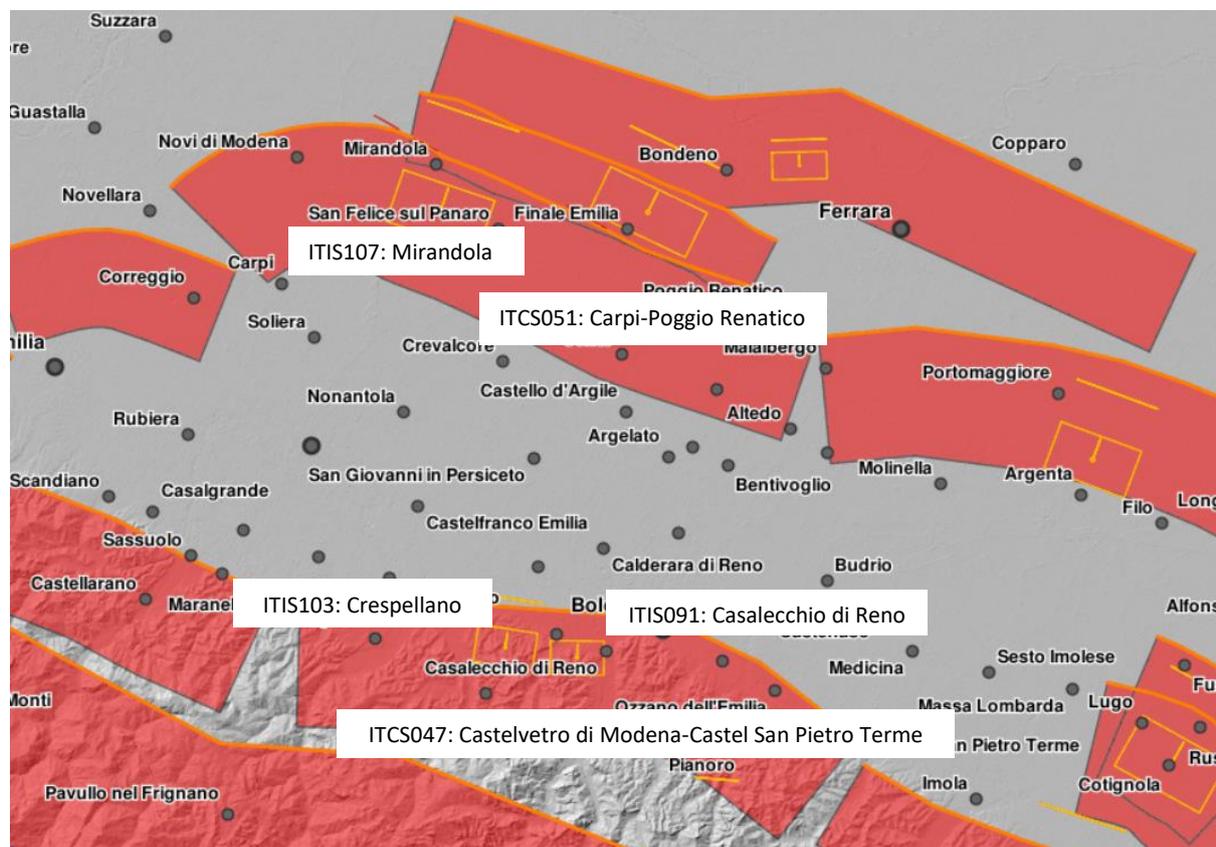
Nome faglia	Nonantola - Modena
Tipo Faglia	Inversa
Codice faglia	93765
Macrozona	3
Regione	Emilia Romagna
Sistema	Modena arc
Ordine	Primaria
Direzione media	120
Immersione	
Lunghezza (km)	14
Profondità (km)	0
Ultima attività (anni)	Early Pleistocene
Affidabilità dato sull'attività	Bassa
Intervallo ricorrente (anni)	0
Velocità di slittamento (mm/anno)	0
Massima lunghezza attesa di rottura	14
Massimo scivolamento atteso (m)	0
Massima magnitudine attesa (MW)	6.4
Qualità dello studio	Bassa

Nella “Carta CGT” redatta per il Livello 1-2 di MS, gli elementi tettonico strutturali sono stati inseriti come “potenzialmente attivi” in virtù dell’assetto stratigrafico locale (centinaia di metri di copertura) che non consente di determinare con certezza la propria attività in superficie in caso di evento sismico di magnitudo rilevante.

La mappa dell’INGV riportata di seguito, denominata DISS 3.2 (*Database of Individual Seismogenic Sources - DISS Version 3*), 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.
- **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 inserisce la porzione più a nord del comune di San Giovanni in Persiceto nella zona ITCS 051 “Carpi-Poggio Renatico” mentre a sud del confine comunale è presente la zona ITCS 047 “Castelvetro di Modena - Castel San Pietro Terme”.



Le zone ITCS051 “Carpi-Poggio Renatico” e ITCS047 “Castelvetro di Modena – Castel San Pietro Terme”, sintetizzate nella tabella che segue, schematizzano un’area estesa contenente un numero non specificato di sorgenti minori allineate, che non sono ancora conosciute singolarmente e non sono associate a uno specifico gruppo di terremoti storici.

Zona ITCS051 “Carpi-Poggio Renatico”

Questa Sorgente Composita attraversa le valli del basso Reno e del Secchia e appartiene al *Ferrara Arc Thrust*. Questo sistema di faglie è l’arco esterno NE-vergente della catena appenninica settentrionale e rappresenta il *thrust* nordorientale più avanzato.

Minima profondità (km)	2
Massima profondità (km)	10
Direzione (°)	50 - 120
Inclinazione (°)	25 - 45
Rake (°)	80 -100
Velocità di movimento (mm/anno)	0.5 - 1.04
Magnitudo massima	6.0

Entro la zona ITCS051 “Carpi-Poggio Renatico” viene individuata la sorgente sismogenetica individuale ITIS107 “Mirandola”.

Per la sorgente individuale ITIS107 “Mirandola”, le cui caratteristiche sono riportate a seguire, viene proposta una rappresentazione tridimensionale semplificata del piano di faglia. Questo tipo di sorgente esibisce caratteristiche definite di estensione, movimento e massima magnitudo attesa.

ITIS107 “Mirandola”	
Localizzazione	44.85 / 11.07
Lunghezza (km)	9.0
Larghezza (km)	5.9
Profondità minima (km)	4.0
Profondità massima (km)	7.0
Strike (deg)	108
Dip (deg)	30
Rake (deg)	90
Slip per Event (mm)	0.4
Slip Rate (mm/y)	0.5 - 1.04
Tempi di ritorno (anni)	385 - 800
MAGNITUDO ATTESA (Mw)	6.0

Zona ITCS047 “Castelvetro di Modena - Castel San Pietro Terme”

Questa sorgente composita attraversa la valle superiore del Reno, nell’intorno della città di Bologna, e appartiene al *Pedeapenninic Thrust Front*. Si tratta di un sistema di faglie NE-vergenti, in parte costituito da piccoli archi ai piedi della catena appenninica settentrionale.

Minima profondità (km)	2
Massima profondità (km)	8
Direzione (°)	85 - 135
Inclinazione (°)	20 - 40
Rake (°)	80 - 100
Velocità di movimento (mm/anno)	0.24 - 0.63
Magnitudo massima	6.0

26

Entro la zona ITCS047 “Castelvetro di Modena - Castel San Pietro Terme” vengono individuate la sorgenti sismogenetiche individuali ITIS103 “Crespellano” e ITIS091 “Casalecchio di Reno”.

Per le sorgenti individuali ITIS 103 “Crespellano” e ITIS 091 “Casalecchio di Reno” viene proposta una rappresentazione tridimensionale semplificata del piano di faglia. Questo tipo di sorgente esibisce caratteristiche definite di estensione, movimento e massima magnitudo attesa.

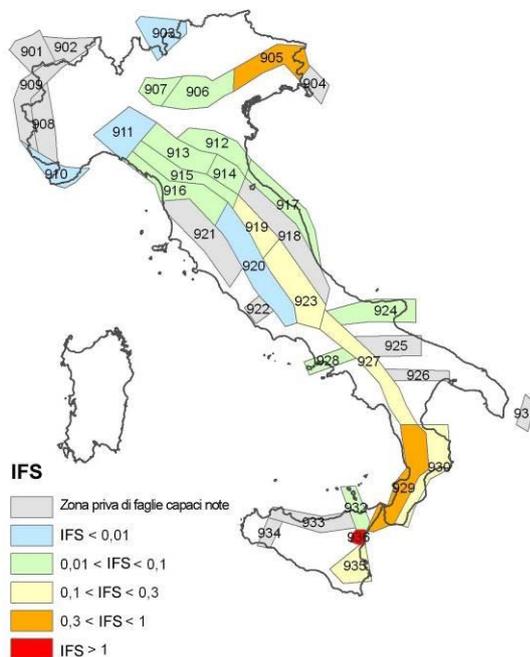
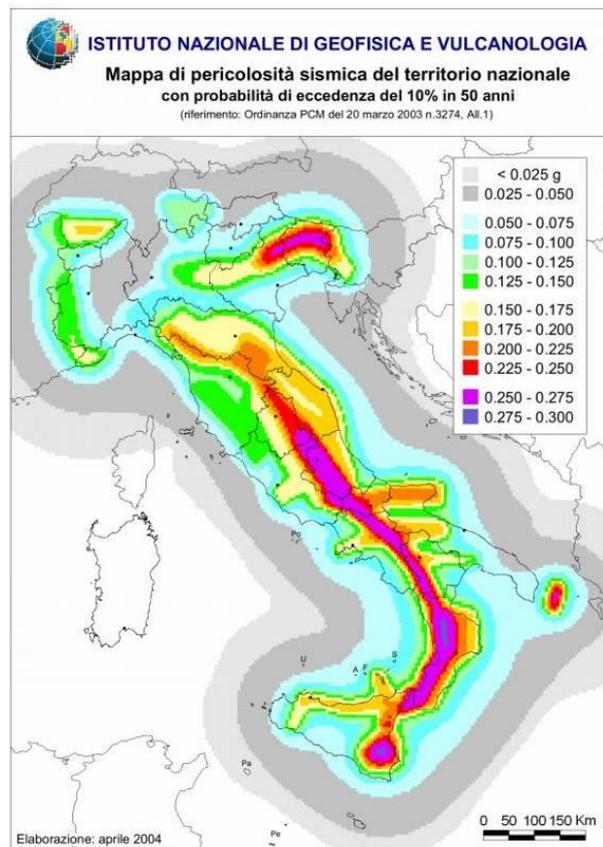
ITIS103 “Crespellano”	
Localizzazione	44.48 / 11.16
Lunghezza (km)	5.6
Larghezza (km)	4.3
Profondità minima (km)	2
Profondità massima (km)	4.5
Strike (deg)	98
Dip (deg)	35
Rake (deg)	90
Slip per Event (mm)	0.4
Slip Rate (mm/y)	0.1 - 0.5
Tempi di ritorno (anni)	800 - 4000
MAGNITUDO ATTESA (Mw)	5.6

ITIS091 “Casalecchio di Reno”	
Localizzazione	44.47 / 11.24

Lunghezza (km)	5
Larghezza (km)	3.9
Profondità minima (km)	2
Profondità massima (km)	4.2
Strike (deg)	90
Dip (deg)	35
Rake (deg)	90
Slip per Event (mm)	0.4
Slip Rate (mm/y)	0.1 - 0.5
Tempi di ritorno (anni)	800 - 4000
MAGNITUDO ATTESA (Mw)	5.5

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 a lato).

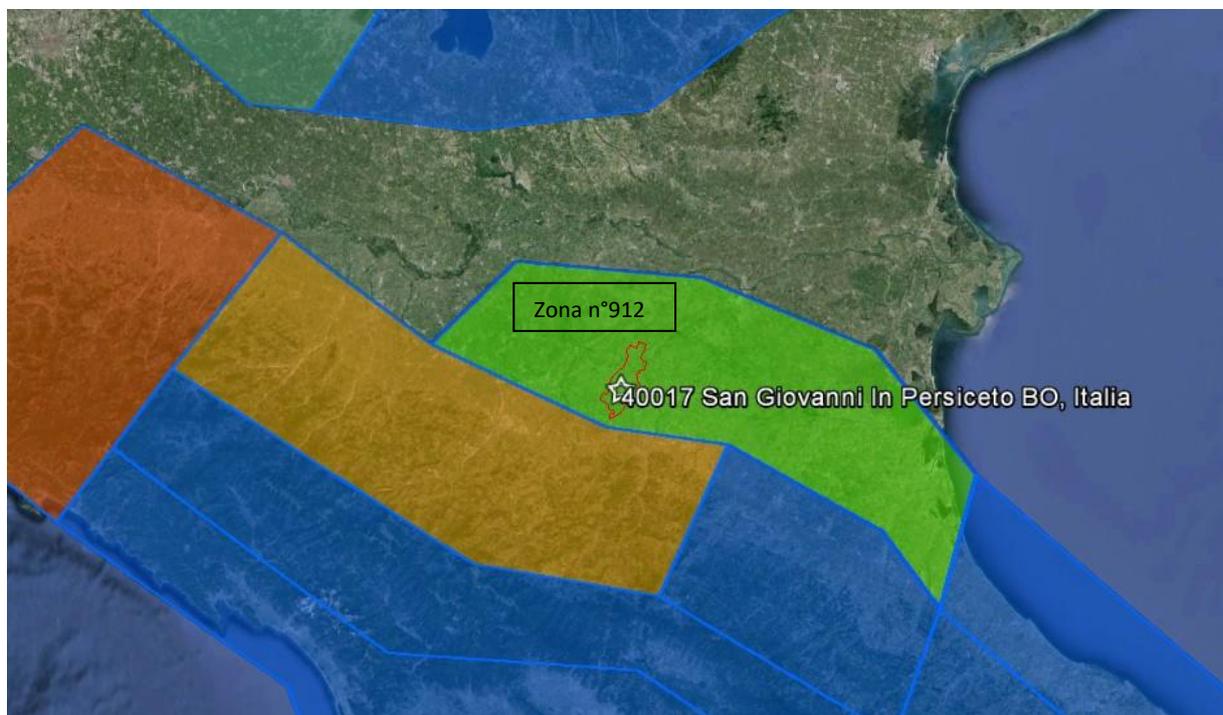


All'interno della ricerca eseguita per tale redazione, è stata elaborata una nuova zonazione sismogenetica, denominata ZS9 che divide tutto il territorio italiano in 36 zone. Tale zonizzazione è stata condotta tramite l'analisi cinematica degli elementi geologici (cenozoici e quaternari) coinvolti nella 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 CPT12, ora arrivato alla versione CPT115). 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.

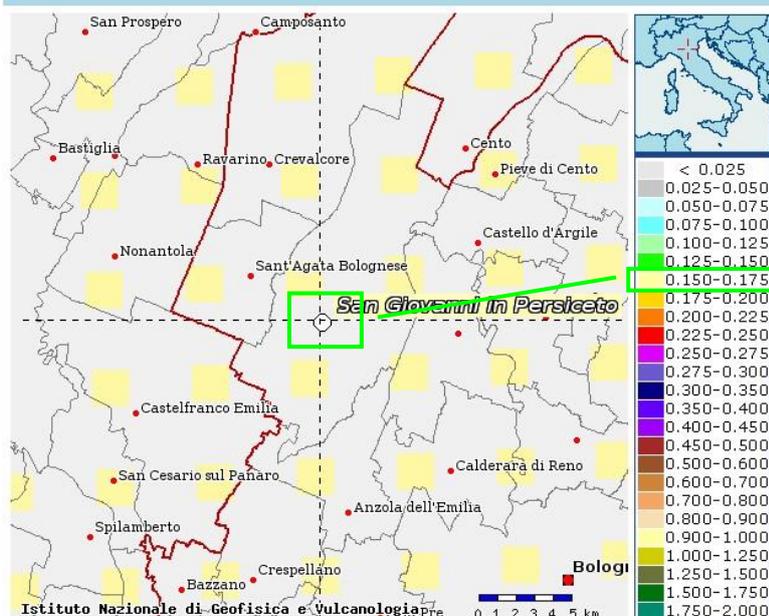
Secondo la zonazione sismogenetica ZS9 (Meletti e Valensise, 2004), il comune di San Giovanni in Persiceto si inserisce nella zona sismogenetica n°912 della figura seguente, e si sviluppa lungo il margine pedeappenninico, che presenta un'evoluzione geodinamica inquadrabile in un unico regime tettonico, soprattutto quello a sud di Modena, dove le faglie trasversali, con componente trascorrente, dei fiumi Secchia e Panaro, si mostrano con maggior risalto.



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 San Giovanni in Persiceto, 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.

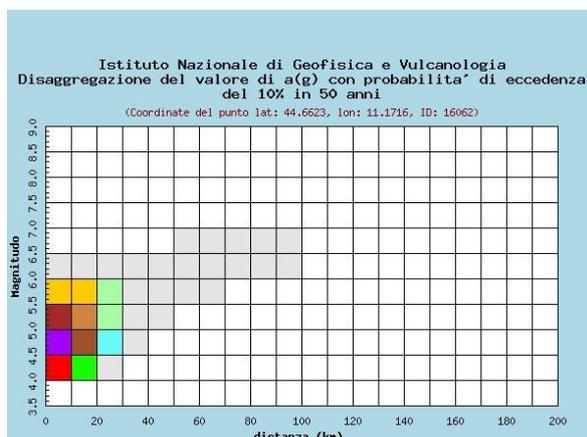
Mappe interattive di pericolosità



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)

Pertanto, secondo l'O.P.C.M. n° 3519 del 28/04/2006 e considerata l'emanazione del D.M. 14/01/2008, il territorio oggetto dello studio di MS è inseribile interamente nella fascia distinta da un valore di accelerazione sismica orizzontale a_g riferito a suoli rigidi subpianeggianti 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).

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).



Distanza in km	Disaggregazione del valore di $a(g)$ con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni (Coordinate del punto lat: 44.6623, lon: 11.1716, ID: 16062)										
	Magnitudo										
	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	0,000	15,100	26,300	13,900	6,270	0,709	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
10-20	0,000	3,760	10,100	8,830	5,890	0,760	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
20-30	0,000	0,147	1,400	2,460	2,320	0,320	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
30-40	0,000	0,000	0,033	0,425	0,699	0,104	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
40-50	0,000	0,000	0,000	0,024	0,168	0,027	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
50-60	0,000	0,000	0,000	0,000	0,020	0,010	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
60-70	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,007	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000
70-80	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
80-90	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
90-100	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
100-110	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
110-120	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
120-130	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
130-140	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
140-150	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
150-160	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
160-170	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
170-180	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
180-190	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
190-200	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Valori medi											
Magnitudo	Distanza	Epsilon									
4,980	9,580	0,743									

Si fa comunque presente che, come tutte le zone sismogenetiche del territorio italiano, anche quella contrassegnata al n°912 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 e, in rapporto agli epicentri noti, non esisterebbe quindi l'effetto distanza.

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 la Zona n°912 in cui ricade il territorio di San Giovanni in Persiceto 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 o *effetti di sito*, ossia nelle differenti risposte del sito alle azioni sismiche, a causa delle diverse condizioni geologiche, geomorfologiche e geotecniche.

Una efficace cultura di difesa dai terremoti non può che presupporre 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 a 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 Settanta, 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 depositi di terreno, lungo la direzione verticale.

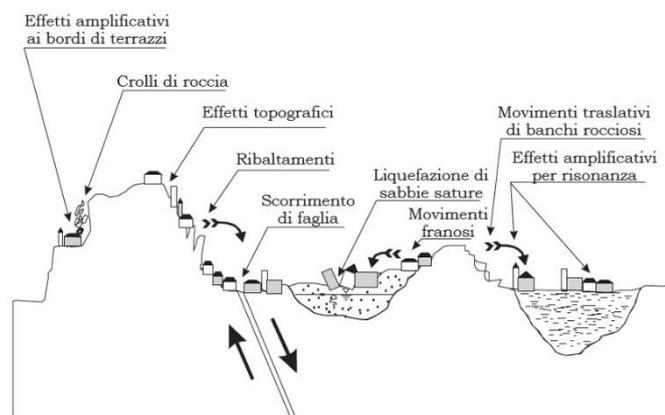
Da tali osservazioni è nata la necessità di iniziare degli studi per ipotizzare il comportamento del territorio in caso di terremoto e, di conseguenza, per valutare la *pericolosità sismica locale* e realizzare la MS, precedentemente definita.

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 San Giovanni in Persiceto, 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.

Si fa presente che la MS è legata alla gestione del territorio e alla pianificazione urbanistica e non al progetto delle strutture.

5.3. Finalità e livelli di approfondimento

La MS ha lo scopo di riconoscere a una scala sufficientemente grande (comunale o subcomunale) le condizioni locali che possono modificare sensibilmente le caratteristiche del moto sismico atteso in termini di ampiezza, durata e frequenza o possono produrre deformazioni permanenti rilevanti per le costruzioni e le infrastrutture. Essa si colloca a un livello intermedio tra la classificazione sismica a scala nazionale, che fa riferimento a 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 quello di distinguere le zone il cui comportamento può essere instabile (*aree critiche*) dalle zone dove possono aversi o meno fenomeni di amplificazione del moto sismico (*aree stabili suscettibili o non suscettibili*), 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) e le Linee Guida Regionali, prevedono tre Livelli di approfondimento.

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-strutturale, 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 presenti nel 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 e 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 eseguito soddisfa pienamente il Livello 3 di approfondimento, come previsto dalla D.G.R. 2193 del 2015 e dalle Linee Guida Nazionali per la microzonazione sismica, poiché **sono stati condotti degli approfondimenti sulle aree indicate come "potenzialmente liquefacibili" nel precedente studio di MS.**

Inoltre, sono state condotte misure sperimentali geognostiche per quantificare correttamente il grado di rigidità del sottosuolo, per stimare le frequenze di risonanza del sito e per determinare le proprietà geotecniche dei terreni.

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

6.1. Indagini pregresse e di nuova realizzazione

Durante lo studio di MS di Livello 2 condotto nell'anno 2014, sono state effettuate ricerche, finalizzate alla raccolta di indagini pregresse, attraverso la consultazione del catalogo ISPRA, degli archivi dell'ufficio tecnico comunale e del database personale degli scriventi.

In questa fase, al fine di caratterizzare approfonditamente dal punto di vista sismico e geotecnico i terreni del comune di San Giovanni in Persiceto, tali indagini sono state integrate da una serie di nuove misure geognostiche condotte in prossimità delle zone ritenute più significative per lo studio di approfondimento di Livello 3 ed, in particolare, coinvolgendo tutte le Zone MOPS definite "instabili" nel precedente lavoro di MS.

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

Nel dettaglio, sono state realizzate *ex-novo*:

- n° 10 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° 10 prospezioni sismiche con tecnica passiva Re.Mi. (*Refraction Microtremor*) 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° 10 prove penetrometriche statiche con piezocono (CPTU) spinte fino alla profondità massima di 15 m dal p.c. locale per la caratterizzazione stratigrafica e geotecnica del sottosuolo e per la valutazione delle pressioni interstiziali in situ;
- n° 2 sondaggi a distruzione di nucleo spinti fino ad una profondità massima di 14 m dal p.c. locale per il prelievo di campioni indisturbati e per l'effettuazione di prove SPT in foro per la parametrizzazione geotecnica;
- n° 2 prove di laboratorio di colonna risonante per la determinazione del comportamento dinamico dei terreni sui campioni indisturbati prelevati nel sondaggio geognostico.

6.2. Metodologie di elaborazione e risultati nuove indagini

6.2.1. Indagini 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 microtremori. 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);
- dalla risposta dello strumento.

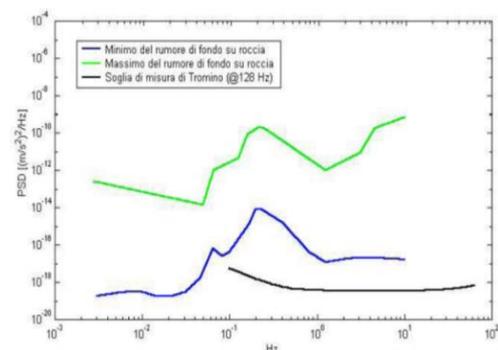
Possiamo scrivere questo come:

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.

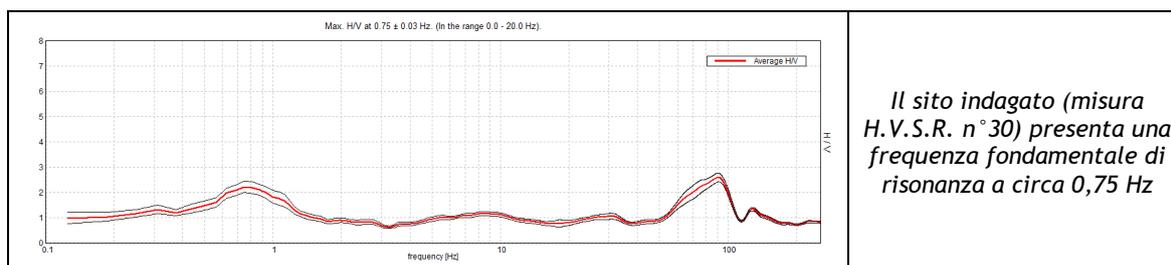
Per l'acquisizione dei dati è stato utilizzato un tromometro digitale della ditta MoHo s.r.l. modello *Tromino*[®] *ENGY-Plus* che rappresenta la nuova generazione di strumenti ultra-leggeri e ultra-compatti in alta risoluzione adatti a tali misurazioni. Lo strumento racchiude al suo interno tre velocimetri



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.

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 indagini” successivamente descritta, si vede come sia stato indagato integralmente il territorio previsto dall’incarico e come le n° 10 misure H.V.S.R. eseguite siano state distribuite in modo da interessare completamente le aree instabili suscettibili a liquefazione del comune di San Giovanni in Persiceto: la distribuzione delle prove è stata ottimizzata per vedere il “modo” di rispondere dei vari depositi alle sollecitazioni sismiche. Nella tabella seguente è riportata esclusivamente la sintesi dei risultati delle misure H.V.S.R. eseguite in questa fase mediante Tromino® (T26, ..., T35), mentre in allegato fuori testo sono riportate le schede riassuntive dei risultati di tali prove con indicata la frequenza “fondamentale” (valore di frequenza più basso). Le valutazioni sulle condizioni di amplificazione di sito sono state effettuate considerando la finestra frequenziale di 0,1-20 Hz, che risulta essere quella di normale interesse ingegneristico-strutturale. A seguire un esempio di misura H.V.S.R. condotta per il presente studio.



36

CODICE PROVA	F ₀ “FONDAMENTALE” [Hz] (INTERVALLO 0,1 - 20 Hz)	CONDIZIONE DI AMPLIFICAZIONE (INTERVALLO 0,1-20 Hz)	PRESENZA DI ARTEFATTI
T26	0,81	SI	NO
T27	0,80	NO	NO
T28	0,70	SI	NO
T29	0,81	SI	NO
T30	0,75	SI	NO
T31	0,88	SI	NO
T32	0,88	SI	NO
T33	0,88	SI	NO
T34	0,63	SI	NO
T35	0,63	SI	NO

6.2.2. Indagini sismica di tipo passivo in array (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. 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. 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. 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 Δx , 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 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. Il software utilizzato per l'analisi spettrale è Grilla v.7.0 - 2017.

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* lineari 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 2 m o 3 m. Tutti gli stendimenti eseguiti non presentavano sostanziali variazioni di quota e, quindi, i siti indagati sono stati considerati a sviluppo orizzontale.

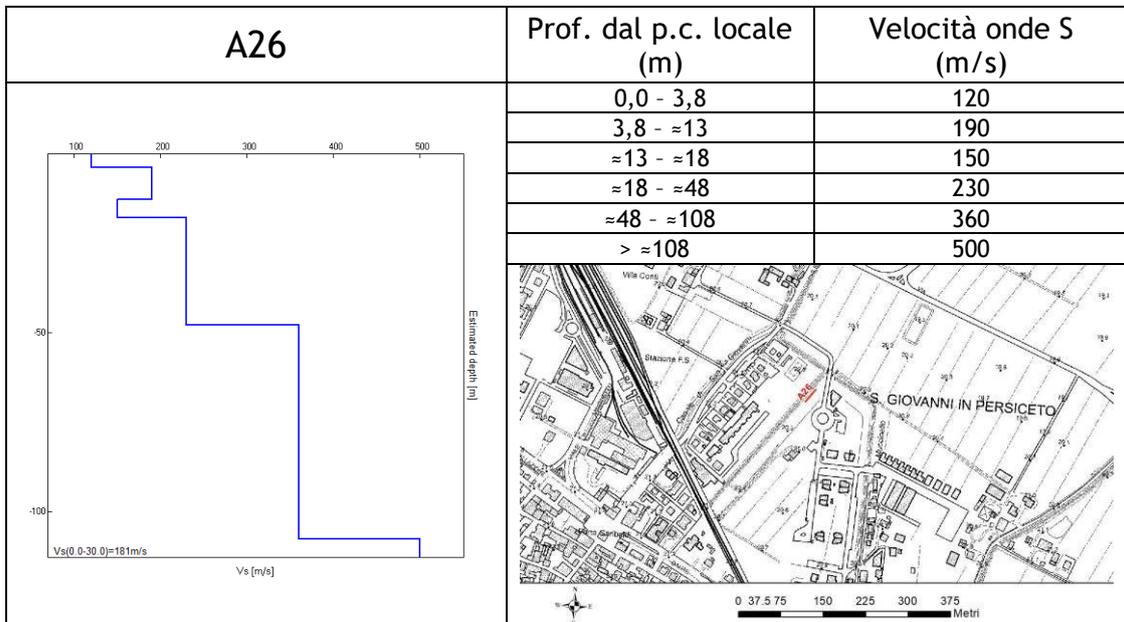
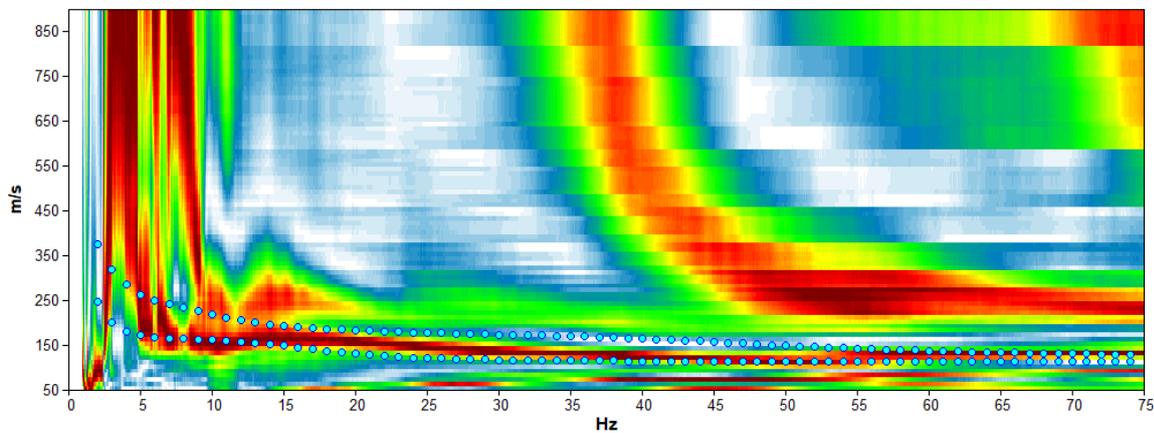


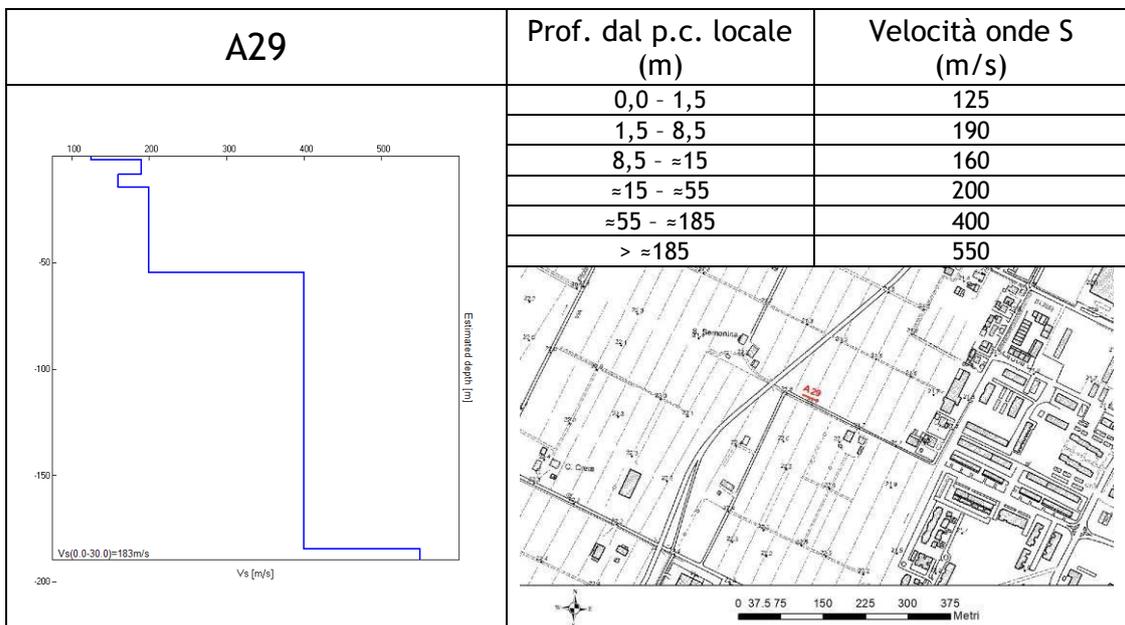
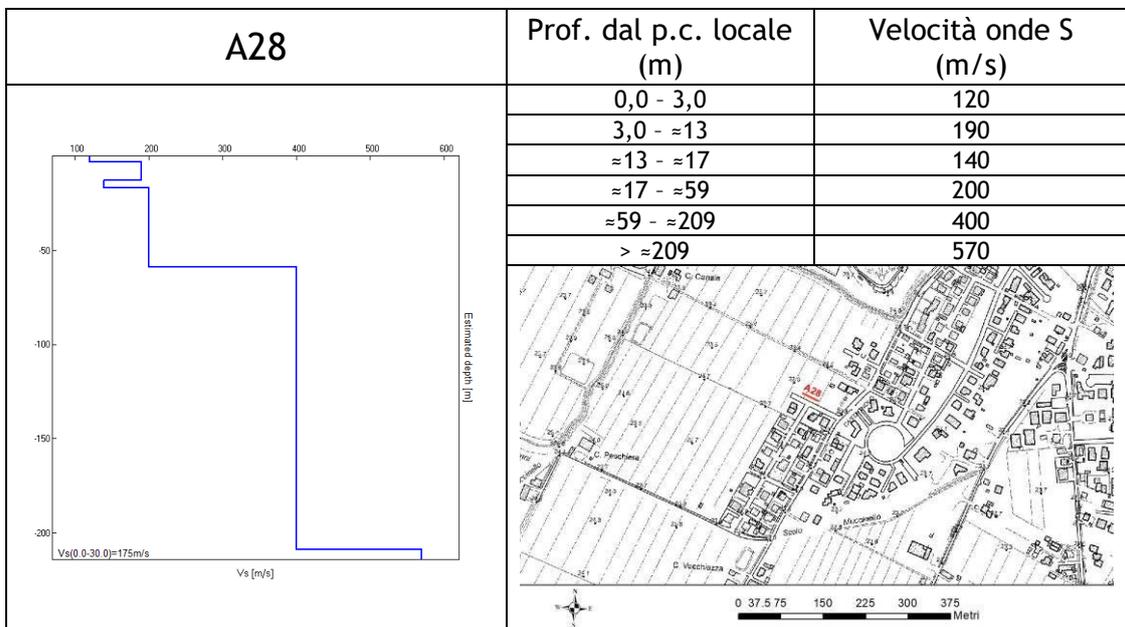
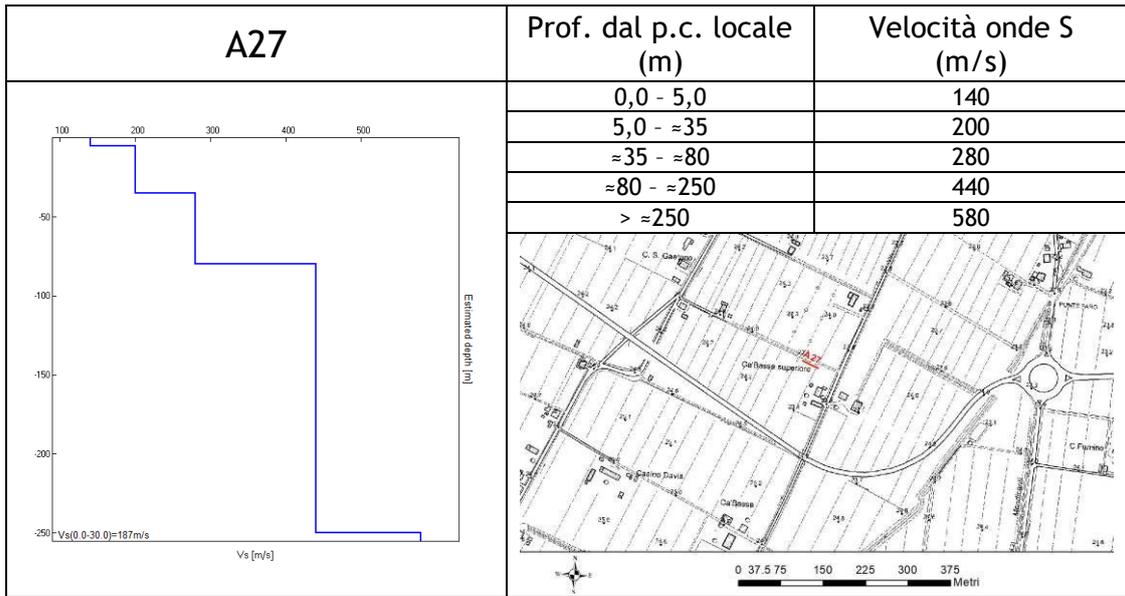
SINTESI DEI RISULTATI

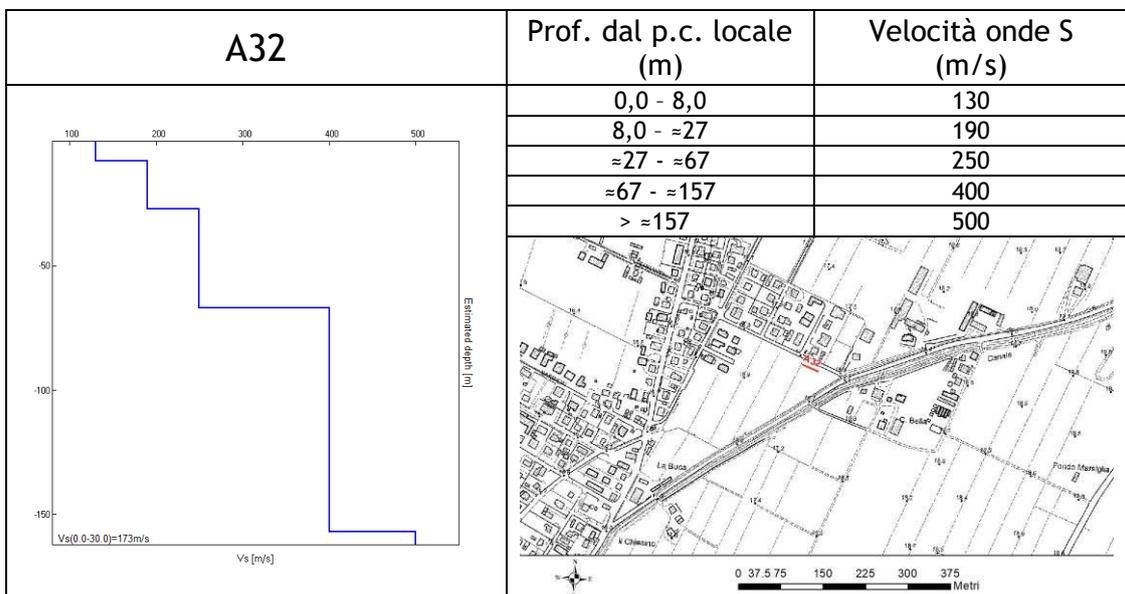
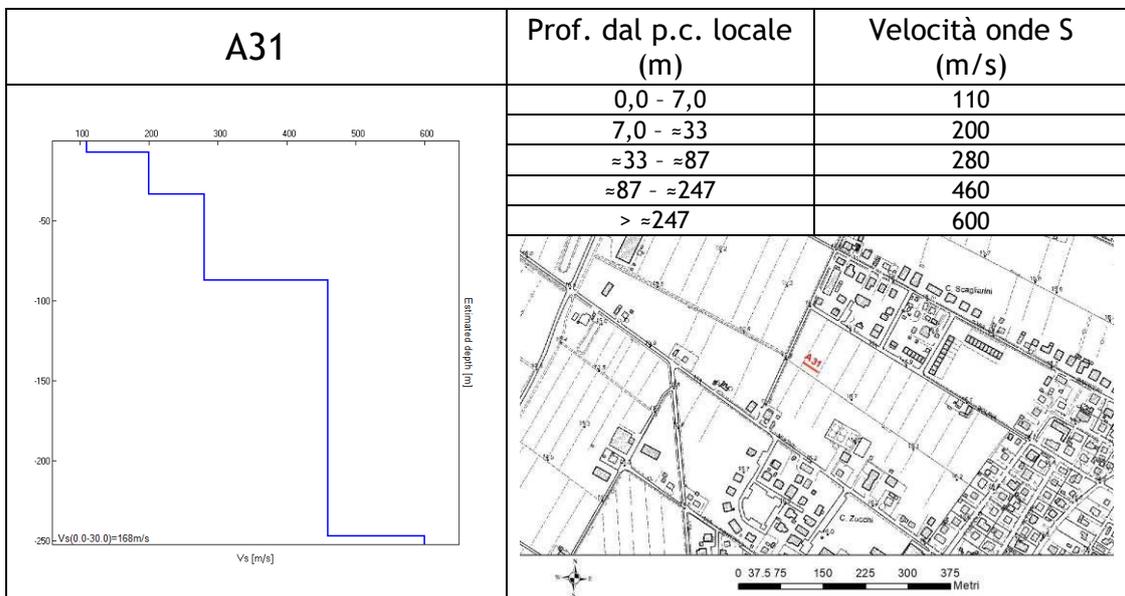
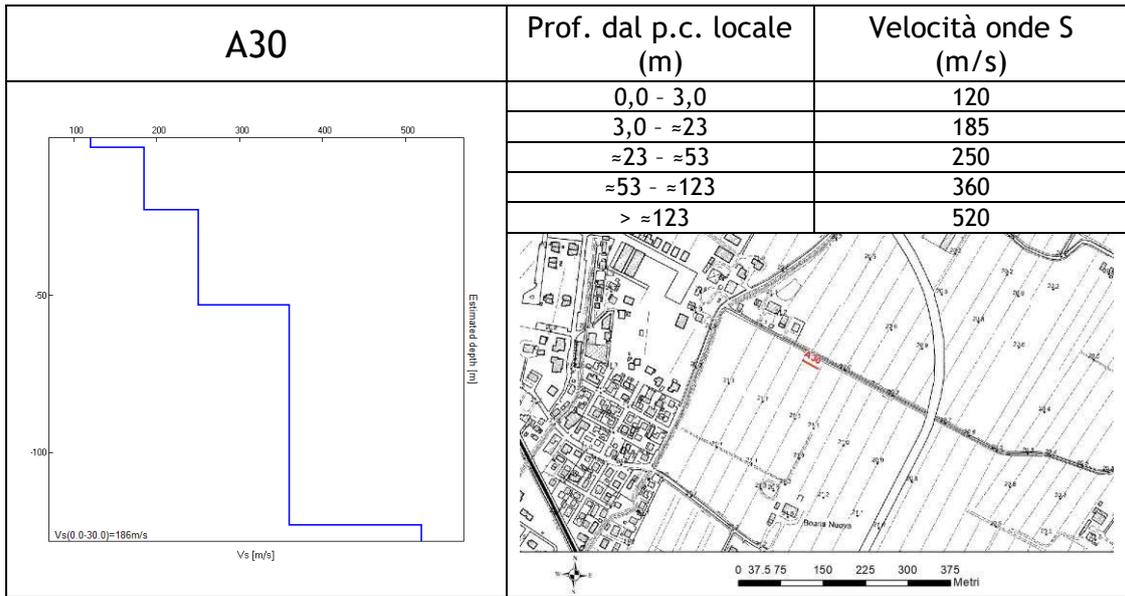
Come detto in precedenza, nel territorio comunale sono state fatte una serie di misure sismiche di superficie (*array* sismici Re.Mi.) per approfondire le conoscenze sulle caratteristiche “sismiche” dei litotipi costituenti il territorio in esame: in particolare, esse sono state utilizzate per determinare la velocità di propagazione delle onde di taglio S (V_s) dei terreni testati.

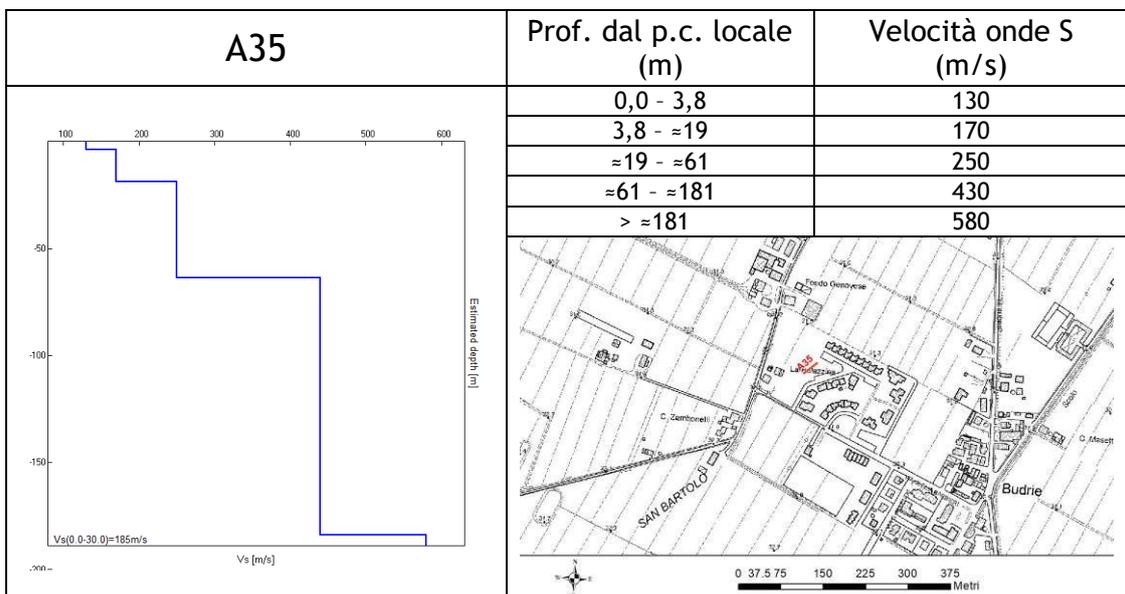
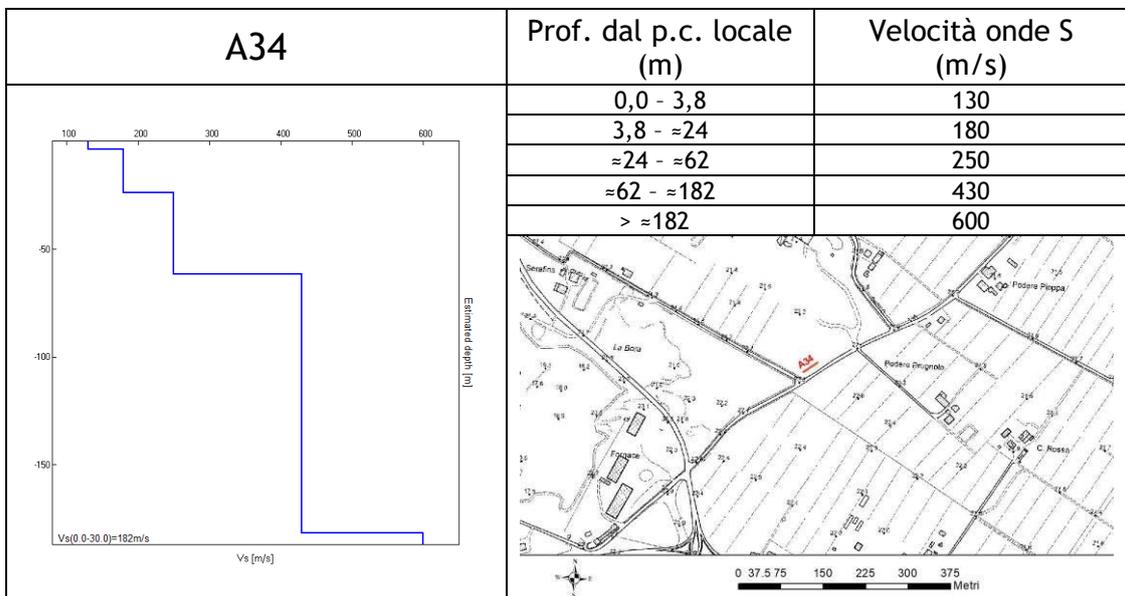
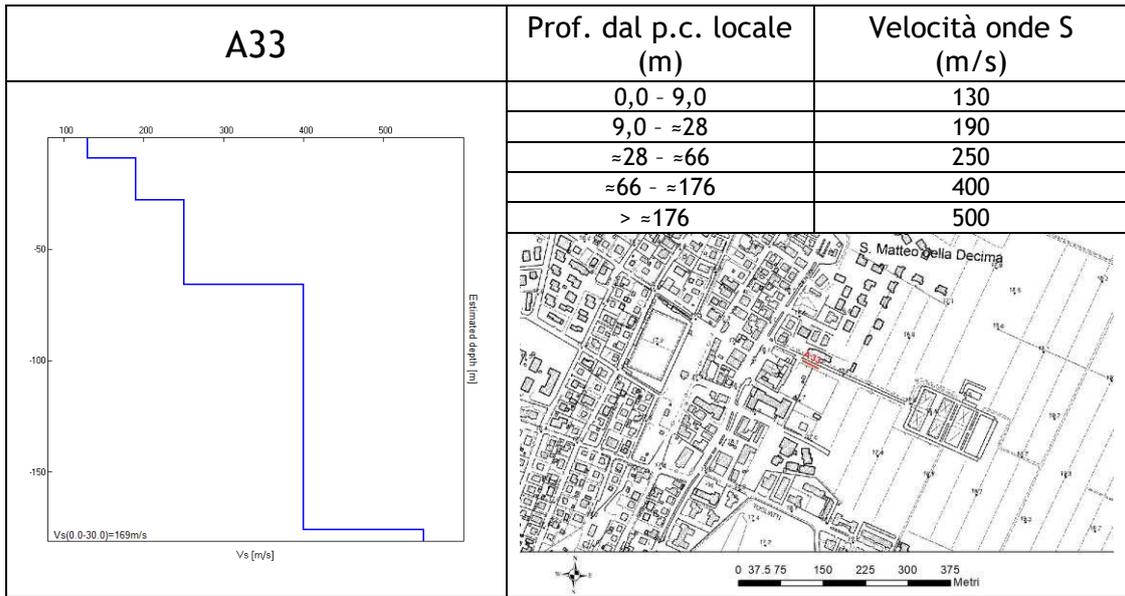
In questo paragrafo è riportata esclusivamente la sintesi dei risultati ottenuti dall’analisi congiunta degli *array* sismici e delle H.V.S.R. accoppiate ad essi (cfr. Schede A26, ..., A35 - T26, ..., T35). Nelle tabelle seguenti sono riportate l’ubicazione degli *array* e il profilo verticale delle onde di taglio S (V_s). Si rimanda all’allegato fuori testo per la lettura completa delle schede con i risultati di tali prove.

A seguire un esempio di curva di dispersione da misura Re.Mi. (A30) condotta per il presente lavoro. Si può osservare la buona coerenza del segnale e l’elevata profondità d’indagine data dai valori di frequenza registrati.









6.2.3. Indagini penetrometriche di tipo statico (CPT)

Per la realizzazione di queste prove geognostiche è stato utilizzato un penetrometro della “Tecnopenta srl” montato su un carro cingolato semovente a trazione idraulica, che consente la più ampia mobilità anche su terreni sconnessi. Può essere posizionato anche su pendii molto ripidi, mediante tre stabilizzatori; inoltre è possibile inclinare il *mast*, rendendolo sempre perfettamente verticale. È una macchina altamente flessibile che presenta la prerogativa di poter essere utilizzata da un solo operatore.

L'esecuzione di una prova penetrometrica statica con piezocono (CPTU) rappresenta una significativa evoluzione rispetto ad una prova con punta meccanica (CPT), poiché consente di ottenere informazioni in maggiore numero, più dettagliate ed attendibili. Possiamo infatti monitorare, per intervalli di 2 cm d'avanzamento (anziché ogni 20 cm come nella prova CPT), i parametri seguenti: qc (resistenza di punta), fs (attrito laterale), U (pressione idrostatica nei pori), inclinazione della batteria di aste su due assi a 90°, velocità di avanzamento, temperatura. La prova con piezocono (CPTU) è più precisa e sofisticata della prova con punta meccanica (CPT).

I vantaggi rispetto alla prova statica con punta meccanica sono rappresentati da una maggiore precisione e linearità della lettura. La maggior sensibilità della misura (0.01 MPa) è caratteristica fondamentale nel rilievo dei valori di resistenza di materiali molto soffici (torbe, sabbie o limi molto sciolti, ecc...). La linearità garantisce che i valori letti siano affidabili in tutto il “range” di misura dello strumento. La linearità della strumentazione è garantita dall'elettronica, mentre nella prova meccanica sono probabili starature nei valori estremi (in particolare i valori bassi, di grande importanza geotecnica).

CPT n°2



CPT n°5



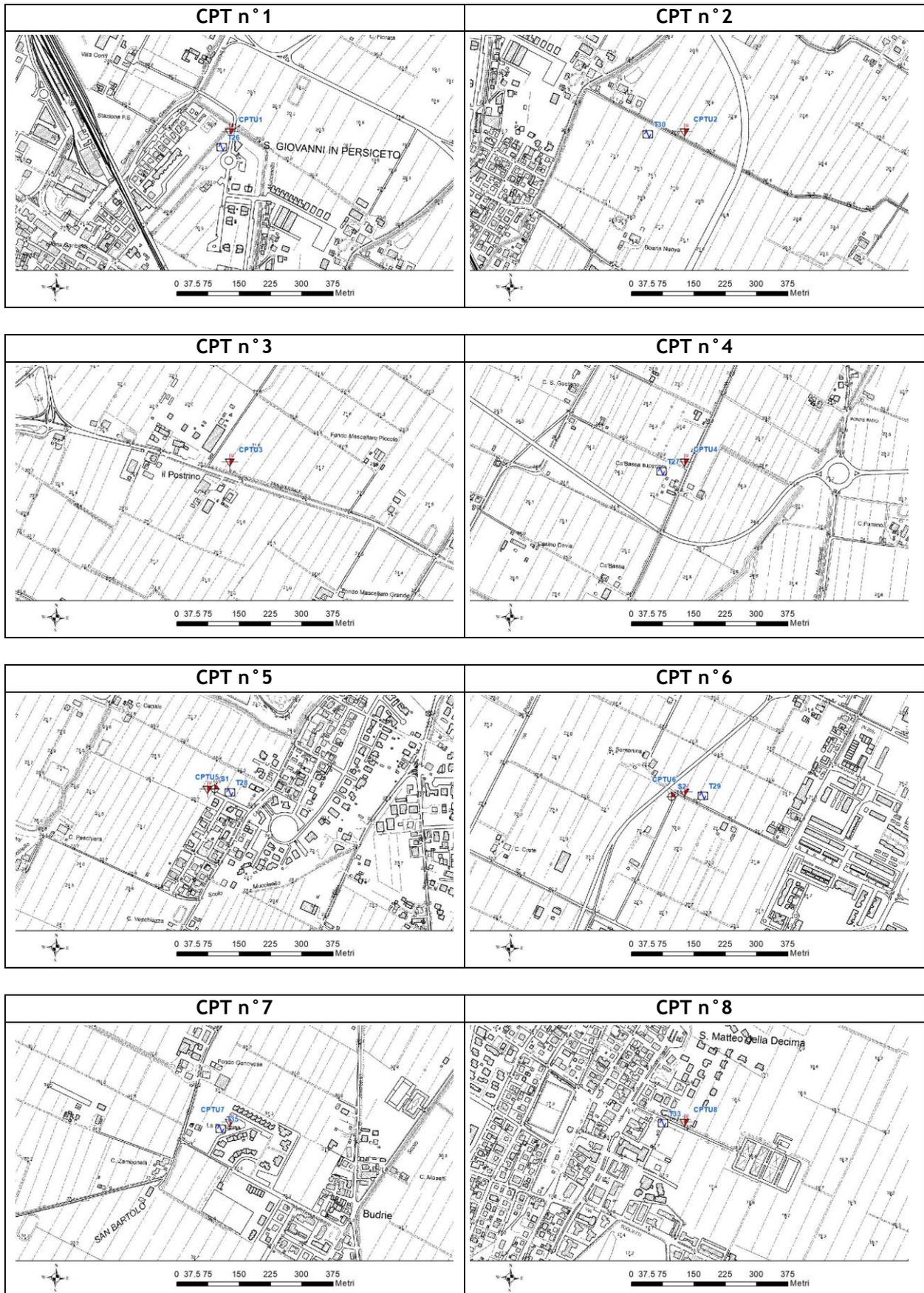
CPT n°7

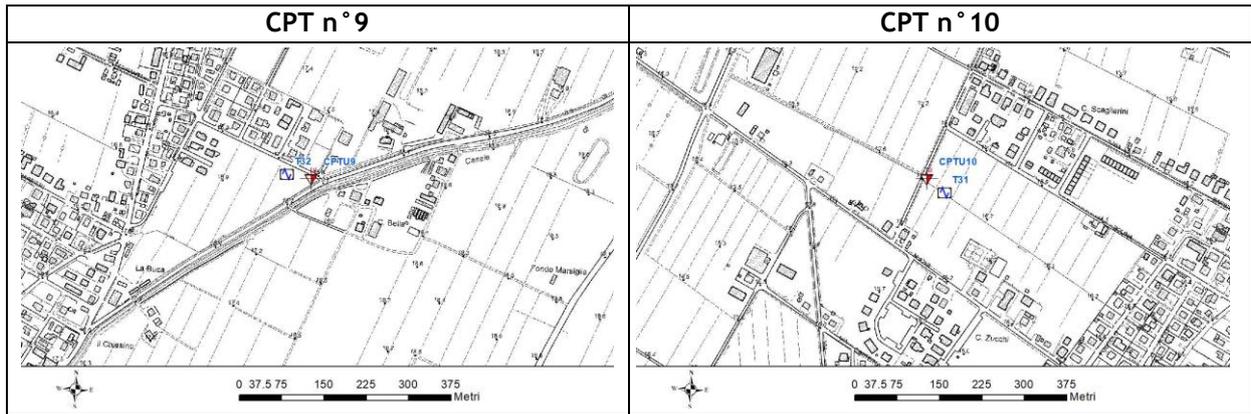


CPT n°9



A seguire vengono riportate le ubicazioni di ogni prova condotta mentre in allegato il *report* completo con i valori di resistenza sia alla punta sia laterale, che la pressione interstiziale.





6.2.4. Sondaggio geognostico a distruzione di nucleo

Per l'esecuzione delle perforazioni è stata impiegata un attrezzatura da perforazione montata su autocarro 4X4, da 1.200 kgm di coppia.

Il sondaggio è stato eseguito con carotiere semplice di diametro 101 mm avente all'estremità inferiore una corona con taglienti in widia.

La perforazione è stata eseguita a distruzione di nucleo in quanto finalizzata al prelievo di n° 2 campioni indisturbati con campionatore aperto a parete singola di tipo Shelby, sui quali sono state condotte n° 2 prove di laboratorio di colonna risonante per la determinazione del comportamento dinamico dei terreni (risultati delle analisi in allegato).



6.2.5. Prove SPT in foro

Inoltre, all'interno dei fori di sondaggio in precedenza descritti, a diverse profondità dal piano campagna, sono state eseguite delle prove dinamiche SPT in foro finalizzate alla caratterizzazione geotecnica dei terreni.

Il test penetrometrico dinamico SPT (Standard Penetration Test) consiste nell'infiggere verticalmente nel terreno una punta conica metallica, tramite la battitura da altezza prefissata di un maglio di peso standard; durante la percussione vengono misurati i colpi necessari alla penetrazione della punta per una lunghezza prefissata. Per quanto riguarda le prove penetrometriche dinamiche è stato usato una sonda del tipo "Penetrometro Superpesante" (DPSH) collocato su camion, che ha il maglio di massa 73 kg e viene misurato il numero di colpi necessario all'infissione ogni 30 cm.

Dalla prova SPT, eseguita in foro di sondaggio è possibile ricavare i parametri geotecnici necessari a caratterizzare i terreni di natura prevalentemente granulare e subordinatamente coesivi. Anche in questo caso, come per tutta l'attrezzatura geognostica utilizzata dagli scriventi, le specifiche tecniche delle strumentazioni e le modalità esecutive sono codificate da precise norme internazionali, unitamente alle modalità di interpretazione dei dati quantitativi (rif: Raccomandazioni sulla programmazione ed esecuzione delle indagini geotecniche - AGI 1977).

Attraverso l'energia specifica per colpo, nelle prove SPT è possibile inoltre calcolare la Resistenza Dinamica alla penetrazione di punta (R_{pd} in kg/cm^2), che è funzione del numero di colpi N ; a tal scopo si utilizza la correlazione nota come "Formola degli Olandesi".

Di seguito si riporta una sintesi dei parametri geotecnici ricavati dalle SPT in foro; si rimanda agli allegati fuori testo per la visione dei parametri di resistenza puntuali ottenuti dalle singole SPT in foro.

STIMA PARAMETRI GEOTECNICI PROVA S1 – SPT1

Prof. (m)	NSPT	Peso unità di volume (KN/m ³)	Peso unità di volume saturo (KN/m ³)	Angolo di resistenza al taglio (°)	Coesione non drenata (KPa)
7.15 – 7.45	10	19.32	21.28	30	66.19

STIMA PARAMETRI GEOTECNICI PROVA S1 – SPT2

Prof. (m)	NSPT	Peso unità di volume (KN/m ³)	Peso unità di volume saturo (KN/m ³)	Angolo di resistenza al taglio (°)	Coesione non drenata (KPa)
13.75 - 14.05	31	21.38	23.54	36.3	205.16

STIMA PARAMETRI GEOTECNICI PROVA S2 – SPT1

Prof. (m)	NSPT	Peso unità di volume (KN/m ³)	Peso unità di volume saturo (KN/m ³)	Angolo di resistenza al taglio (°)	Coesione non drenata (KPa)
2.65 – 2.95	4	16.67	18.34	28.2	24.52

STIMA PARAMETRI GEOTECNICI PROVA S2 – SPT2

Prof. (m)	NSPT	Peso unità di volume (KN/m ³)	Peso unità di volume saturo (KN/m ³)	Angolo di resistenza al taglio (°)	Coesione non drenata (KPa)
5.45 – 5.75	8	18.63	18.73	29.4	52.96

7. APPROFONDIMENTI DI LIVELLO 3

Nel territorio comunale di San Giovanni in Persiceto, è stato eseguito, in data agosto 2014, uno studio di MS di Livello 2.

Nel presente capitolo vengono illustrate le principali caratteristiche e criticità del territorio comunale dedotte dallo studio di MS2, rimandando alla Relazione Illustrativa e alle tavole dello stesso per un maggiore approfondimento.

Dal punto di vista litologico, il territorio di San Giovanni in Persiceto è costituito interamente da depositi sabbioso limosi e da miscele di sabbie e limo che si alternano depositi argillosi ghiaiosi sabbiosi. Tale successione continentale poggia generalmente su un substrato costituito da depositi marini e transizionali del Pleistocene inferiore e medio, riferibili alle sabbie gialle o sabbie di Imola del margine appenninico-padano (RER&ENI-Agip, 1998).

In tutto il territorio indagato non risultano presenti forme di superficie e/o sepolte che potrebbero produrre particolari amplificazioni sismiche se non nei pressi degli assi di paleoalveo individuati. In linea generale, sono stati esclusi i fenomeni di amplificazione sismica dovuti a *effetti topografici e per morfologie complesse sepolte*.

Le indagini geofisiche effettuate hanno permesso di ricostruire modelli sismo-stratigrafici accurati e precisi, in quanto i segnali si presentano privi di artefatti e con una elevata coerenza.

I risultati hanno evidenziato un modello geologico del sottosuolo abbastanza regolare, soprattutto per quanto riguarda la copertura più superficiale che, come ben noto, contribuisce in maniera determinante nella valutazione della risposta sismica locale, amplificando gli effetti in modo considerevole. Tali amplificazioni saranno tanto più marcate quanto più elevati sono i contrasti di rigidità tra i vari sismostrati.

In sostanza, la ricostruzione sismo-stratigrafica locale ha evidenziato la presenza di un materiale poco addensato fino a circa 10-20 m dal p.c. locale mentre per valori di profondità maggiore si riscontra un graduale aumento della velocità di propagazione delle onde di taglio ($V_s \approx 250-350$ m/s).

Alcune misure hanno permesso di investigare il sottosuolo a elevate profondità rilevando un ulteriore aumento di rigidità ($V_s \approx 450-650$ m/s) a qualche centinaio di metri dal p.c. locale. Tale contrasto di rigidità, come ampiamente spiegato nella relazione illustrativa della MS2, è probabilmente associabile alla superficie ipotizzata dalla Regione Emilia Romagna come base del subsistema AES6 e del sistema AES, ovvero il presumibile primo contrasto di impedenza, relativamente alle aree in esame.

Per quanto riguarda le “Zone di attenzione per instabilità”, **la maggior parte del territorio comunale rientra in un’area potenzialmente soggetta a fenomeni di liquefazione** in quanto in tutti i depositi sabbiosi si verificano le seguenti condizioni predisponenti:

- presenza di limi sabbiosi, sabbie, sabbie limose, sabbie ghiaiose, sabbie argillose e ghiaie sabbiose;
- falda acquifera a una profondità media stagionale inferiore a 15 m dal p.c. locale;
- eventi sismici attesi di magnitudo M_w uguale o superiore a 5;
- accelerazione massima attesa di riferimento (a_g) su ammassi rocciosi o terreni molto rigidi, pianeggianti e in *free field* uguale o superiore a 0.10 g, con periodo di ritorno di 475 anni (valore di a_g utilizzato nella pericolosità di base).

Pertanto, visto il contesto stratigrafico locale, nello studio di Livello 2, si è ritenuto necessario considerare le aree caratterizzate da sabbie limose, miscela di sabbia e limo **potenzialmente liquefacibili**, rimandando ai successivi livelli di approfondimento la verifica di tale condizione.

Infine, sempre nello studio di MS2, è stata effettuata la quantificazione del fattore di amplificazione in tutte le zone del territorio comunale di San Giovanni in Persiceto.

A tale scopo sono stati utilizzati gli abachi corrispondenti all'ambito di pianura caratterizzato da profilo stratigrafico costituito da alternanze di sabbie e peliti, con spessori anche decimetrici, talora con intercalazioni di orizzonti di ghiaia (di spessore anche di decine di metri), con substrato profondo (> 100 m dal p.c.) - PIANURA 2 - e il relativo valore $V_{s,30}$ calcolato in corrispondenza delle indagini sismiche condotte.

In virtù della sequenza sismica del Maggio 2012 che ha colpito la regione Emilia Romagna, e dei numerosi nuovi studi di approfondimento conoscitivo del territorio condotti per la valutazione e la stima di effetti locali, la Regione Emilia-Romagna nell'anno 2015 ha proceduto all'aggiornamento degli abachi e delle formule per la stima dell'amplificazione sismica e degli indici di rischio degli effetti locali (D.G.R. 2193/2015).

Pertanto, su tutto il territorio comunale, si è ritenuto opportuno aggiornare le cartografie redatte nello studio di MS 2 stimando i nuovi fattori di amplificazione secondo le procedure indicate nell'Allegato A2 della D.G.R. sopra citata - Tabelle e formule per la valutazione dei fattori di amplificazione sismica per le analisi del secondo livello di approfondimento e per la valutazione degli effetti topografici.

Sulla base del conteso geologico - stratigrafico, si è ritenuto opportuno utilizzare gli abachi riferiti all'ambito PIANURA 3 così definito:

PIANURA 3: settore di pianura caratterizzato da elevati spessori di sedimenti prevalentemente fini e poco consolidati, alternanze di limi, argille e sabbie di ambiente alluvionale e transizionale, con substrato rigido a profondità non inferiori a 300 m da p.c.;

$V_{s30}(m/s) \rightarrow$	150	200	250	300	350	400
F.A. PGA	1.3	1.3	1.3			
F.A. SI1	1.5	1.5	1.5			
F.A. SI2	2.3	2.3	2.2			
F.A. SI3	2.6	2.6	2.4			

47

In conclusione, per i fattori di amplificazione FA PGA, FA SI 0,1 - 0,5s; FA SI2 0,5 - 1,0 s; FA SI3 0,5 - 1,5s sono stati identificati i seguenti *range* di amplificazione:

FA PGA = 1.3 - 1.4	SI1 = 1.5 - 1.6	SI2 = 2.3 - 2.4	SI3 > 2.5
---------------------------	------------------------	------------------------	---------------------

L'obiettivo generale del presente lavoro è di compensare le incertezze del Livello 1 e Livello 2 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 dallo studio di microzonazione sismica di Livello 2 condotto, è possibile affermare che buona parte del territorio comunale è da considerarsi potenzialmente instabile. 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, e sono presenti vaste aree con potenziale instabilità per liquefazione.

Pertanto, gli obiettivi principali del presente studio di MS3 sviluppati nei seguenti capitoli, sono:

1. condurre analisi di risposta sismica locale per la determinazione dell'accelerazione orizzontale attesa al suolo (a_g) da utilizzare nelle verifiche di liquefazione implementando le nuove indagini sismiche e utilizzando le curve G/G_0 e D/D_0 ricavate dalle prove di laboratorio condotte;
2. valutazione quantitativa del potenziale di liquefazione dei depositi nelle zone MOPS caratterizzate da tale instabilità.

Riguardo la stima del potenziale di liquefazione, la procedura, utilizzata negli ultimi anni, per l'analisi dinamica dei terreni si basa sul metodo lineare-equivalente e tramite correlazioni semplificate tra parametri geotecnici (q_c , q_l , ecc.) e resistenze offerte dai depositi, durante un evento sismico di magnitudo rilevante. In conformità con tale procedura, sono state condotte delle verifiche alla liquefazione dei suoli sui livelli potenzialmente liquefacibili, utilizzando indagini geognostiche (CPTU, granulometrie e altro) secondo il metodo di Idriss e Boulanger (2014), come consigliato dalla Determinazione Reg. 1105/14 della Regione Emilia-Romagna in base a numerosi studi condotti a seguito del terremoto del 2012.

Tuttavia, poiché si sta cercando di realizzare procedure sempre più accurate per stimare le deformazioni indotte da eventi sismici, la potenziale suscettibilità alla liquefazione dei depositi è stata indagata anche mediante **un'analisi dinamica completa**, utilizzando un modello matematico in grado di simulare lo sviluppo degli eccessi di pressione interstiziale durante un terremoto, che sono la causa del fenomeno liquefazione. Il modello costitutivo, implementato nel codice di calcolo FLAC 2D della ITASCA che è stato utilizzato, è descritto in termini di tensioni efficaci "disaccoppiate" poiché in grado di generare la pressione dei pori direttamente in risposta al numero di cicli di sforzo di taglio richiesti per attivare la liquefazione.

E' quindi possibile stimare le deformazioni attese in un determinato sito e confrontare i risultati ottenuti con l'indice di potenziale liquefazione calcolato con le prove CPTU e CPT.

7.1. Analisi di risposta sismica locale

Le quantificazioni della risposta sismica di sito sono state condotte utilizzando delle modellazioni numeriche lungo profili stratigrafici monodimensionali rappresentativi del comune di San Giovanni in Persiceto. I risultati sono stati utilizzati sia per stimare il potenziale di liquefazione, tramite il valore di a_g calcolato, sia per confermare i "fattori di amplificazione" attenuati nello studio di MS2.

Tutte le simulazioni hanno considerato gli effetti amplificativi del moto sismico dovuti alla stratigrafia mediando i risultati ottenuti dalle misure sismiche effettuate sul territorio.

In particolare, considerando tutte le sismo-stratigrafie ricavate dall'elaborazione delle indagini sismiche di nuova realizzazione, si sono ottenuti n°10 modelli sismo-stratigrafici rappresentativi, in termini di frequenza e di velocità delle onde di taglio, di diverse porzioni del territorio con i quali si sono effettuate le modellazioni numeriche.

La tecnica di risoluzione numerica adoperata è stata quella alle differenze finite (FDM) implementata nel codice di calcolo **FLAC 8.0** (ITASCA, 2016), operante nel dominio del tempo. Il codice effettua un'analisi lagrangiana del continuo risolto mediante uno schema di avanzamento temporale di tipo esplicito.

7.1.1. 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:

$$\rho \cdot \frac{\partial \dot{u}_i}{\partial t} = \sum_j \frac{\partial \tau_{ji}}{\partial x_j} + \rho g_i \quad (7.1)$$

dove:

- ρ è la densità
- x_j la componente i - esima del vettore posizione
- \dot{u}_i la componente i - esima del vettore velocità
- g_i la componente dell'accelerazione di gravità (forze di volume) lungo la direzione i
- τ_{ji} la generica componente del tensore degli sforzi.

Il comportamento meccanico dei materiali è espresso dalla legge costitutiva:

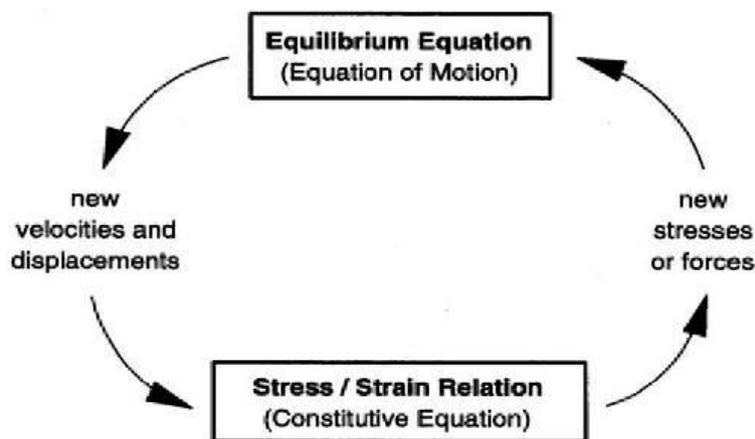
$$\tau_{ji} = M(\tau_{ji}; \dot{\epsilon}_{ij}; k) \quad (7.2)$$

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:

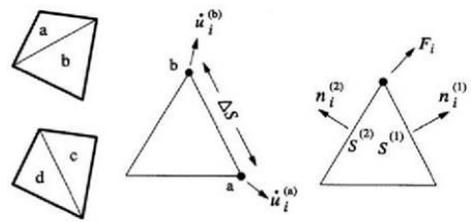
$$\dot{\epsilon}_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial \dot{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \dot{u}_j}{\partial x_i} \right) \quad (7.3)$$

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 e 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 (7.1) 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 e 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 Δ_t (*timestep*) corrispondente al singolo ciclo di calcolo è sufficientemente piccolo, tale alterazione non può propagarsi da un elemento all'altro in tale intervallo.



Tale approccio si è dimostrato particolarmente efficiente nella modellazione di problemi non lineari in presenza di grandi deformazioni. Per contro, essendo il Δ_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:

$$\int_S \mathbf{f} \cdot \hat{\mathbf{n}} \cdot d\mathbf{s} = \int_A \text{div } \mathbf{f} \cdot dA \quad (7.4)$$

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:

$$\frac{\partial \dot{u}_i}{\partial x_i} \cong \frac{1}{2A} \sum_s \left(\dot{u}_i^{(a)} + \dot{u}_i^{(b)} \right) n_j \Delta s \quad (7.5)$$

dove (a) e (b) sono due nodi consecutivi sul generico lato del triangolo. Attraverso la (7.3) e la (7.5) 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:

$$F_i = \frac{1}{2} \tau_{ji} \left(n_i^{(1)} S^{(1)} + n_i^{(2)} S^{(2)} \right) \quad (7.6)$$

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 ΣF_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 (7.1) espressa in termini incrementali:

$$\dot{u}_i^{(t+\frac{\Delta t}{2})} = \dot{u}_i^{(t-\frac{\Delta t}{2})} + \left[\sum F_i^{(t)} \right] \frac{\Delta t}{m} \quad (7.7)$$

dove l'apice indica il tempo in corrispondenza del quale è valutata la variabile e 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.

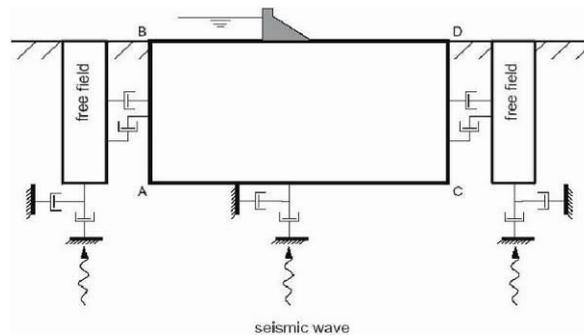
Come detto, condizione essenziale dell'algoritmo descritto è che il *time step* Δt , corrispondente al singolo ciclo di calcolo, sia sufficientemente piccolo da rendere accettabile l'approssimazione di tensioni e velocità costanti sul singolo *step* di calcolo. In particolare, Δt deve essere inferiore ad un *time step* critico Δt_{cr} definito dalla:

$$\Delta t_{cr} = \min \left\{ \frac{A}{V_p \Delta x_{max}} \right\} \quad (7.8)$$

dove A è la superficie del subelemento triangolare, Δx_{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 *timestep* 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 Δt di calcolo viene determinato internamente da FLAC, applicando un coefficiente di sicurezza pari a 2 al valore fornito dalla (7.8). 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 e un ottavo della minima lunghezza d'onda di interesse λ_{min} :

$$h \leq \frac{\lambda_{min}}{10} \quad (7.9)$$

La λ_{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 e 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 e 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:

$$\sigma_n = 2(\rho V_p) v_n \quad \sigma_s = 2(\rho V_s) v_s \quad (7.10)$$

dove:

- ρ è la densità;
- σ_n, σ_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.

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 / G0 e D / D0, 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 ciascuno *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**:

$$\mathbf{C} = \alpha_R \mathbf{M} + \beta_R \mathbf{K} \quad (7.11)$$

dove α_R e β_R sono i coefficienti di Rayleigh che hanno dimensione rispettivamente di s^{-1} e s . È possibile dimostrare (Chopra, 1995) che lo smorzamento ξ_j associato al j -esimo modo di vibrazione del deposito è espresso dalla:

$$\xi_j = \frac{1}{2} \left(\frac{\alpha_R}{\omega_j} + \beta_R \omega_j \right) \quad (7.12)$$

dove ω_j è la frequenza circolare relativa al modo j .

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:

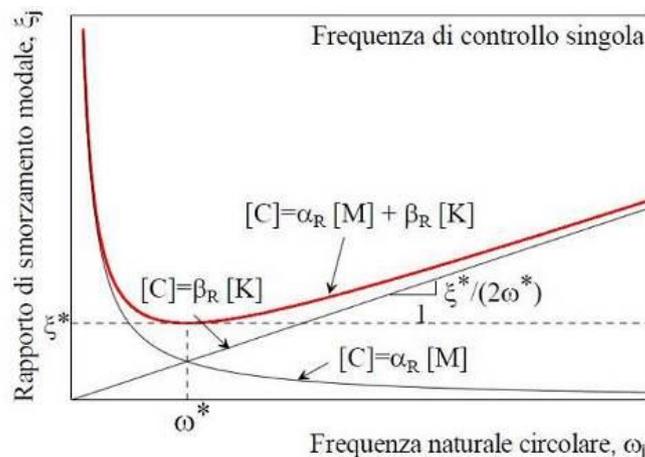
$$\alpha_R = \xi^* \omega^* \quad , \quad \beta_R = \frac{\xi^*}{\omega^*} \quad (7.13)$$

avendo fissato lo smorzamento modale al valore ξ in corrispondenza della singola frequenza ω .

Per ciascun elemento della *mesh* occorre specificare il rapporto di smorzamento ξ^* del materiale e la frequenza ω^* . A titolo di esempio, nel caso di smorzamento ξ^* e frequenza ω^* 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 ω_j secondo la:

$$\xi_j = \frac{\xi^*}{2} \left(\frac{\omega^*}{\omega_j} + \frac{\omega_j}{\omega^*} \right) \quad (7.14)$$

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



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 ξ^* e la frequenza di controllo ω^* (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 ξ^* .

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 (ν);
- nel caso di analisi non lineari occorre fornire i parametri caratteristici del modello adottato;
- rapporto di smorzamento (ξ^*) 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 grafica consente, inoltre, di costruire ed esportare i grafici delle sopraccitate grandezze, in funzione della profondità o lungo un generico profilo.

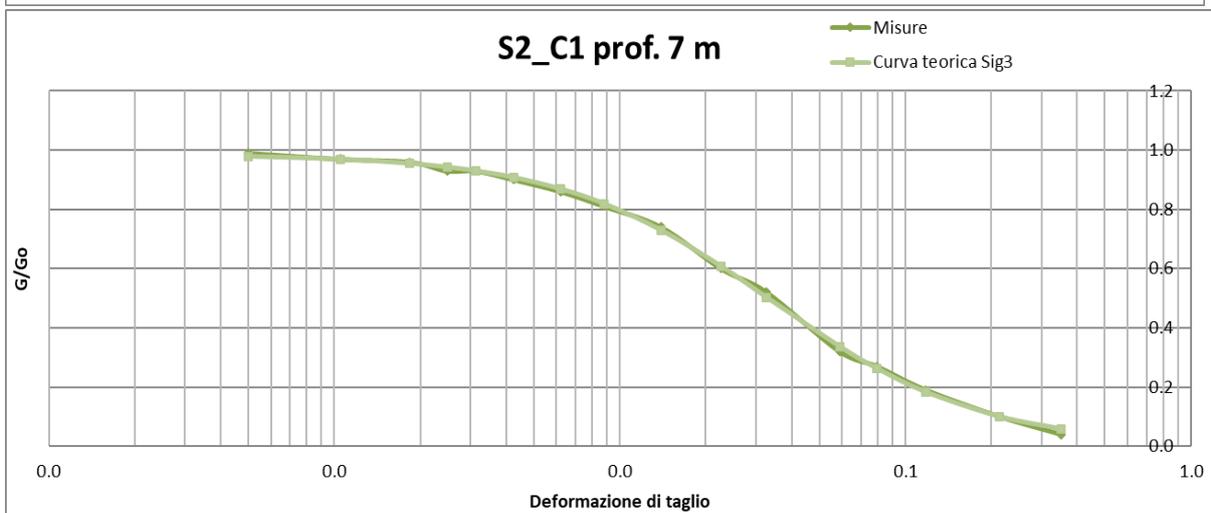
7.1.2. Analisi numeriche condotte

Per quantificare l'azione sismica in superficie, in funzione dell'assetto stratigrafico locale, sono state ricostruite delle sismo-stratigrafie del sottosuolo sulle quali sono state successivamente condotte le modellazioni numeriche, come precedentemente spiegato.

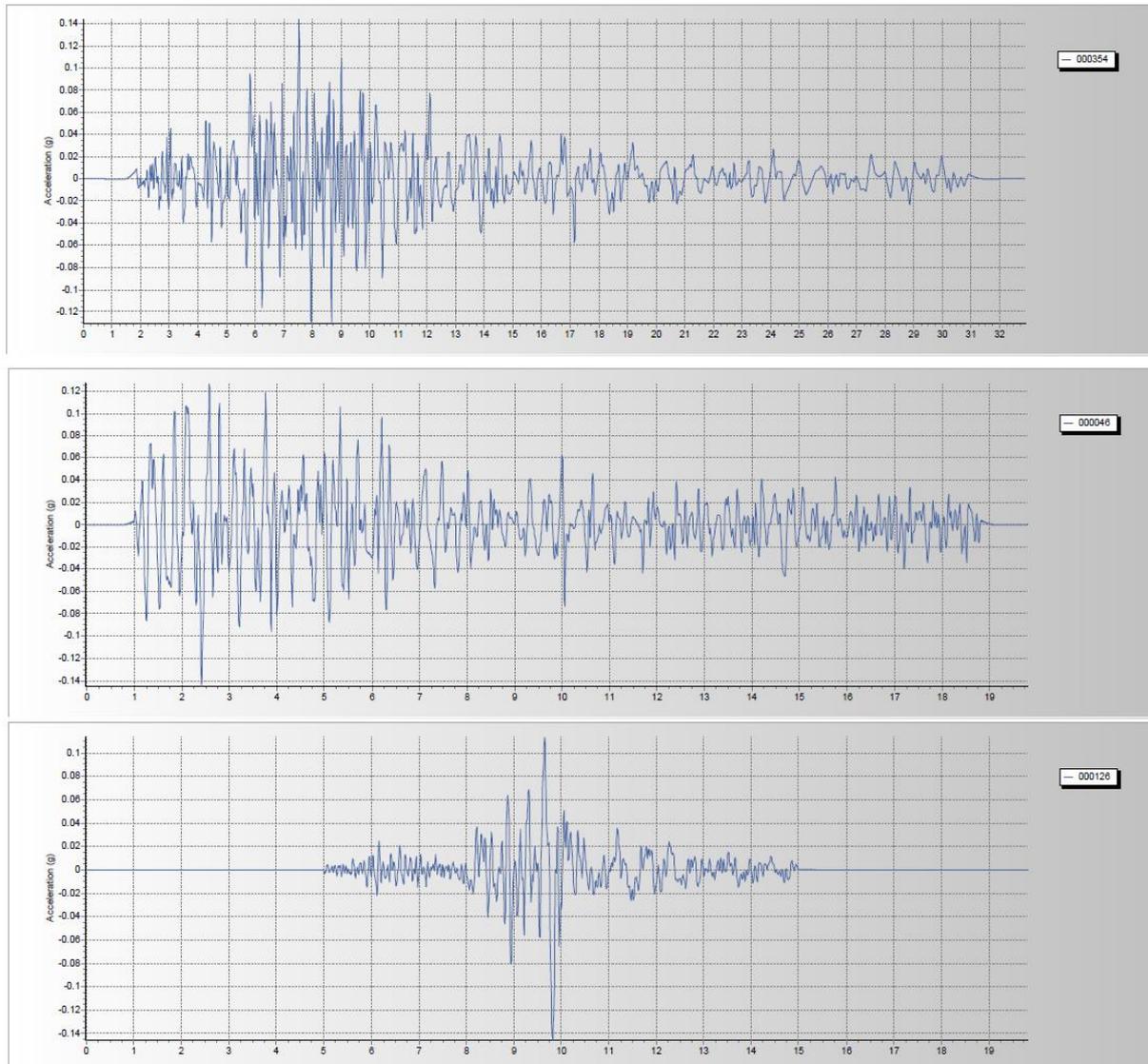
Le sismostratigrafie e i valori di rigidità utilizzati sono quelli ottenuti dalle indagini sismiche eseguite appositamente e precedentemente descritte. Lungo le frontiere laterali dei modelli sono stati introdotti particolari elementi assorbenti (*free-field boundaries*) che, oltre ad evitare la riflessione delle onde in maniera analoga agli smorzatori viscosi introdotti da Lysmer e Kuhlemeyer (1969), forzano i nodi delle frontiere laterali a riprodurre il moto di *free-field*, essenziale per le analisi di risposta sismica locale bidimensionale (1D). 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 profondi sono state ottenute attraverso la formulazione di Rayleigh.

Le prove di laboratorio dinamiche condotte sui campioni indisturbati prelevati durante i sondaggi geognostici effettuati, hanno permesso di ricostruire le curve di degrado sia dei materiali sabbiosi (S2C1) che argillosi (S1C1) superficiali.

In particolare, nel campione argilloso sono state effettuate due prove di colonna risonante: la prima ha considerato una pressione di confinamento reale del campione, funzione della profondità di prelievo (13 m dal p.c. locale). La seconda, invece, è stata condotta ipotizzando una pressione di confinamento di circa 420 kPa, ricavata ipotizzando una profondità del campione di 80 m dal p.c. locale, al fine di valutare il comportamento dinamico dell'argilla a profondità elevate.



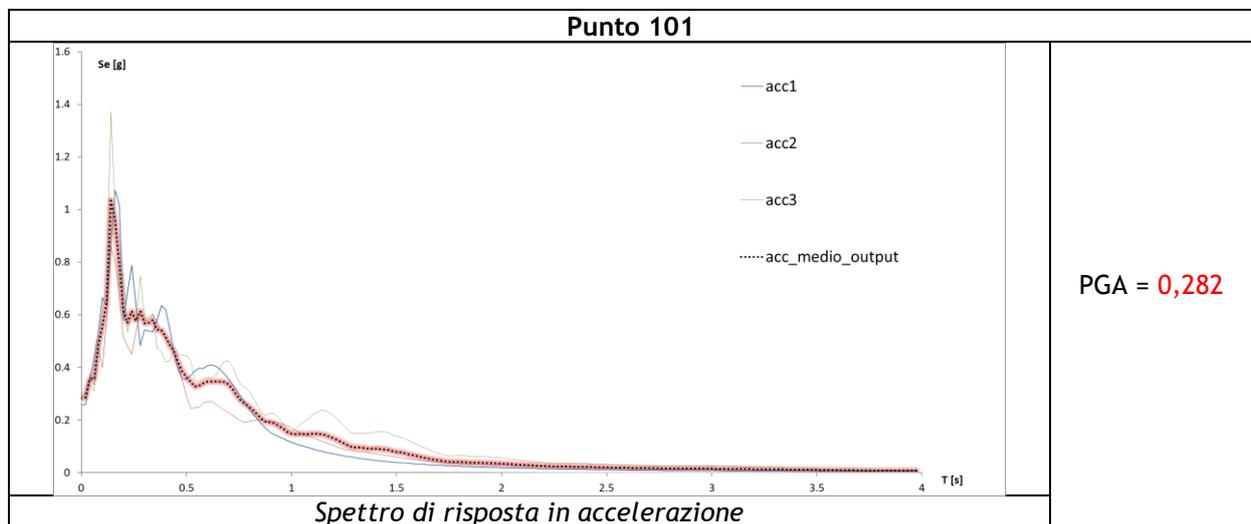
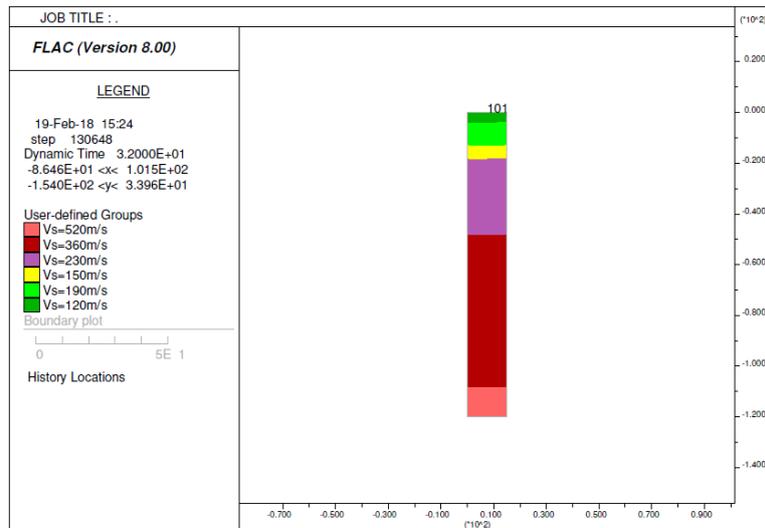
L'input sismico utilizzato è rappresentato da una terna di storie accelerometriche applicate alla base del modello e riferite agli spettri di normativa calcolati per il sito in esame, considerando un sottosuolo di roccia affiorante (classe A) con topografia sub - orizzontale (T1) e correttamente deconvoluto (v. Dynamic Analysis della ITASCA, 2016). In particolare, gli accelerogrammi impiegati sono quelli riportati nelle nuove linee guida per la microzonazione sismica della Regione Emilia-Romagna (DGR2193 del 21-12-15), e di seguito riportati.



Le *history* (storia temporale) ricavate al tetto del modello (per ogni *input* sismico applicato) rappresentano le storie accelerometriche orizzontali attese nel sito d'indagine. Le n°3 *history* ottenute sono state successivamente plottate in uno spettro di risposta elastico e mediate in una curva rappresentativa.

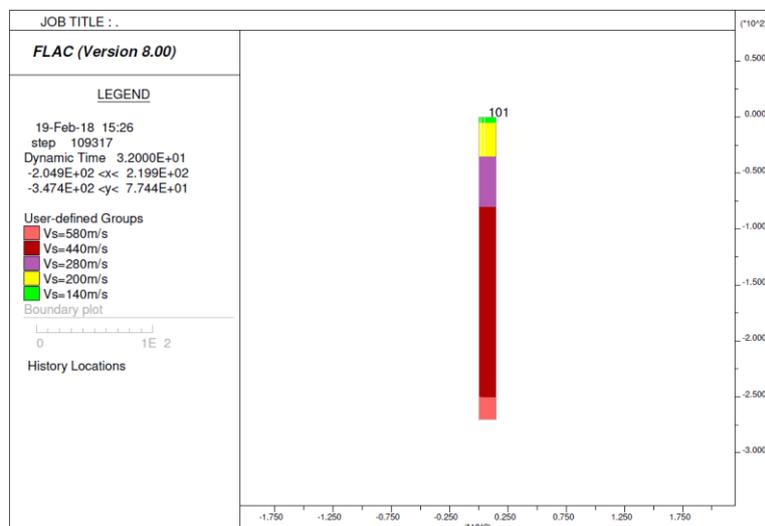
Di seguito si riporta, per i n°10 modelli condotti, il modello sismo-stratigrafico utilizzato per le analisi, e lo spettro di risposta elastico in accelerazione da cui è possibile ricavare il rispettivo valore di a_g .

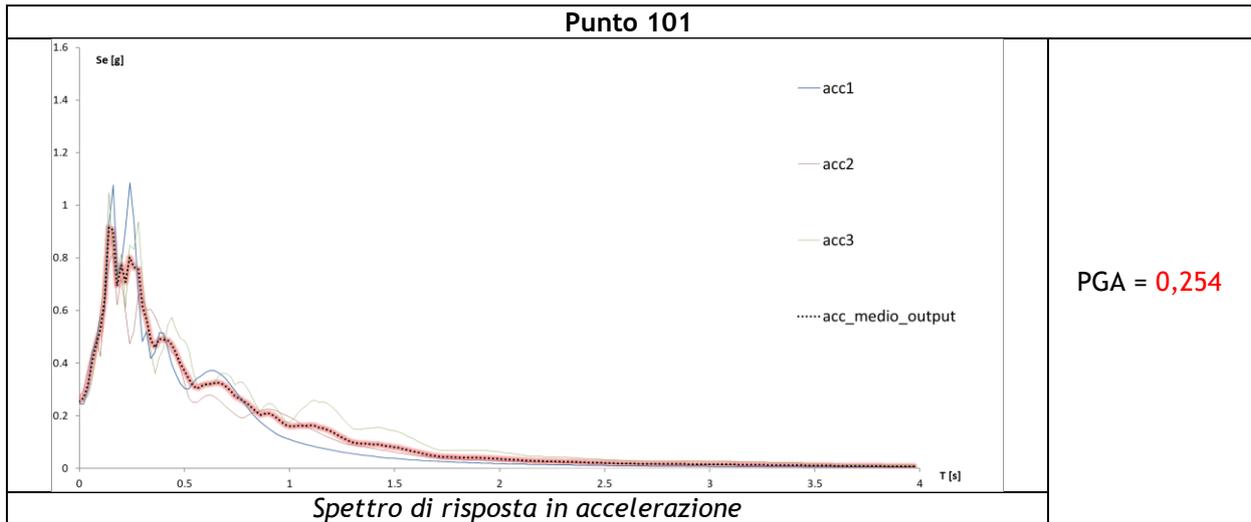
MODELLAZIONE N° 1 in corrispondenza di T26 - A26



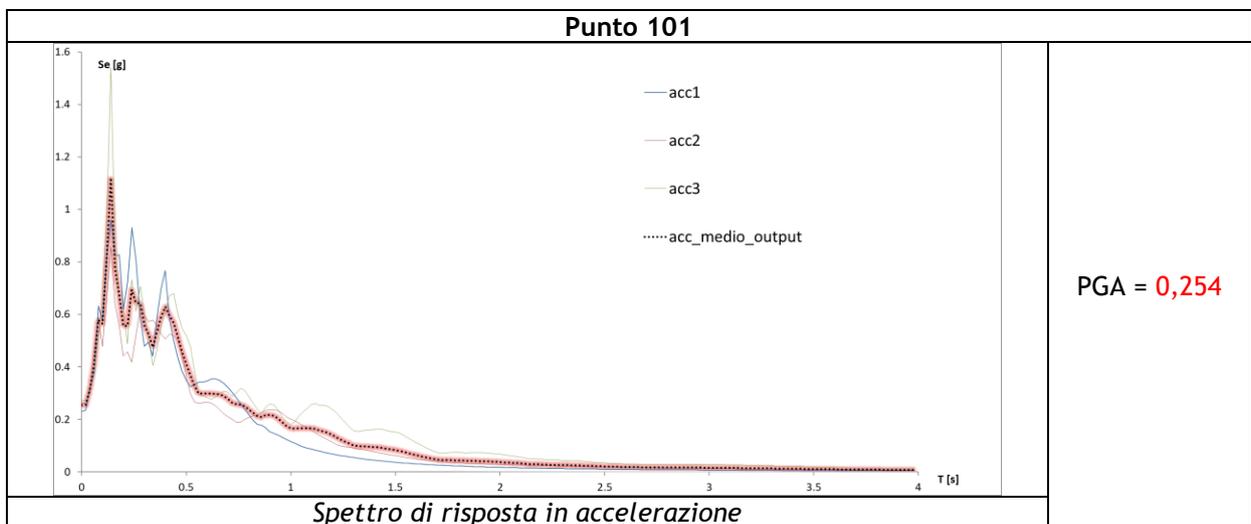
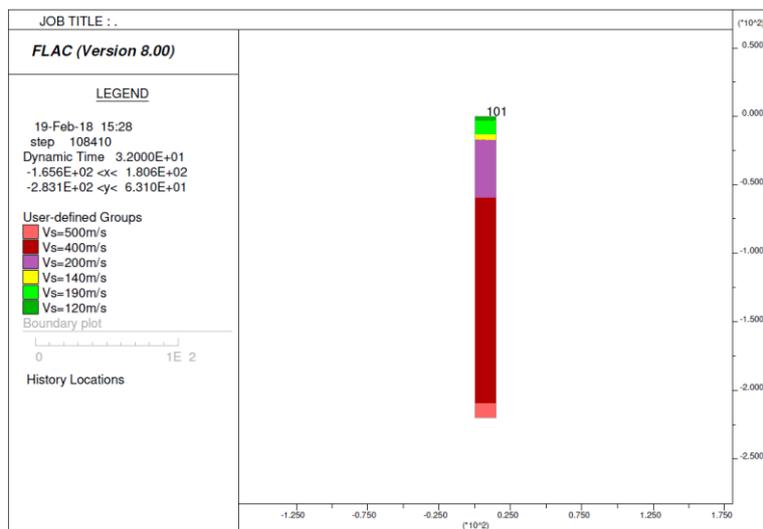
58

MODELLAZIONE N° 2 in corrispondenza di T27 - A27

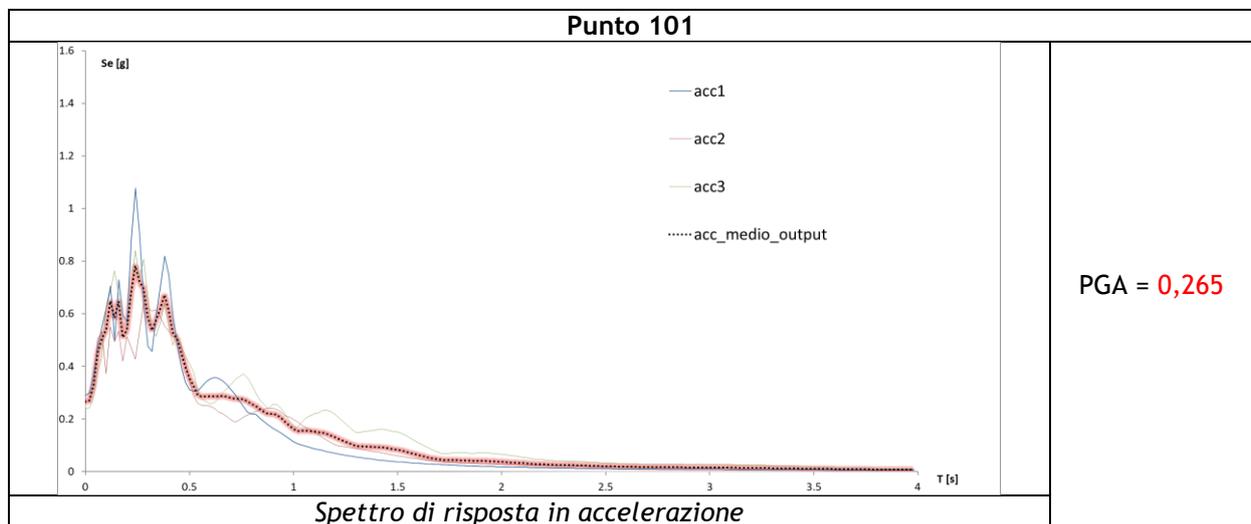
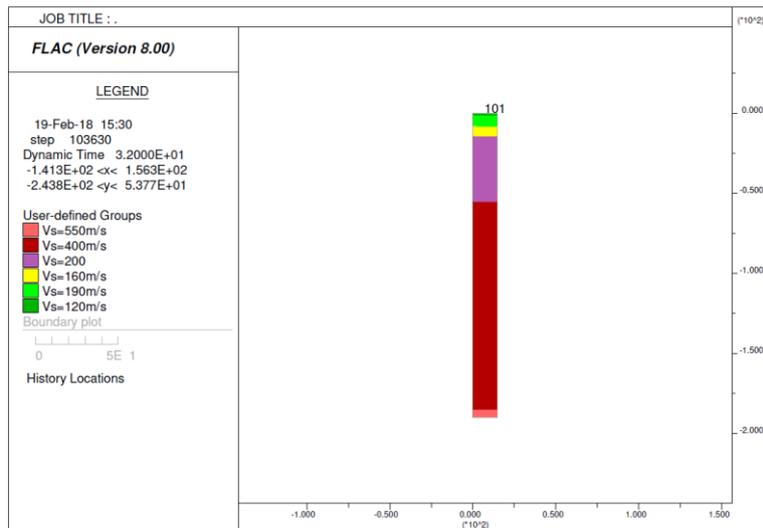




MODELLAZIONE N°3 in corrispondenza di T28 - A28

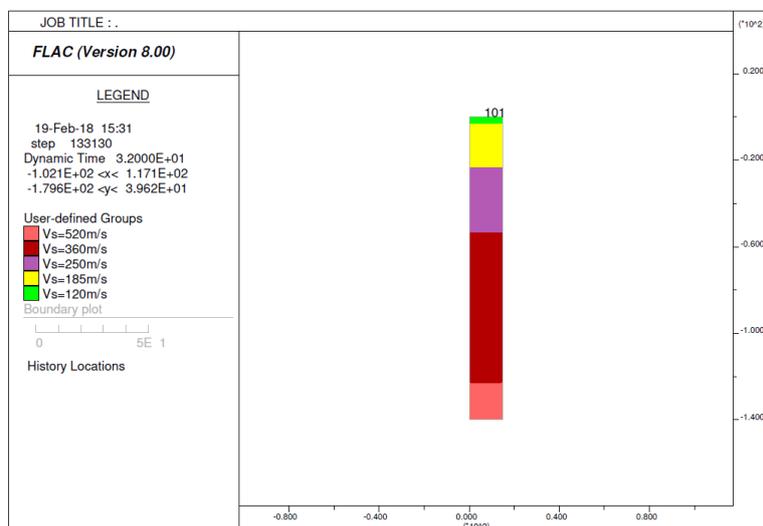


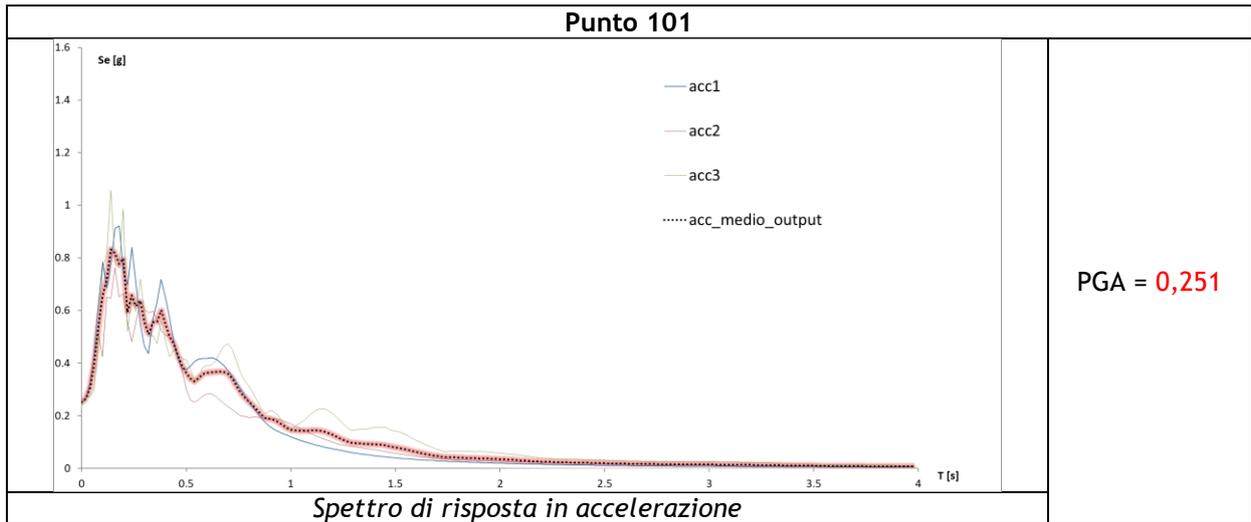
MODELLAZIONE N° 4 in corrispondenza di T29 - A29



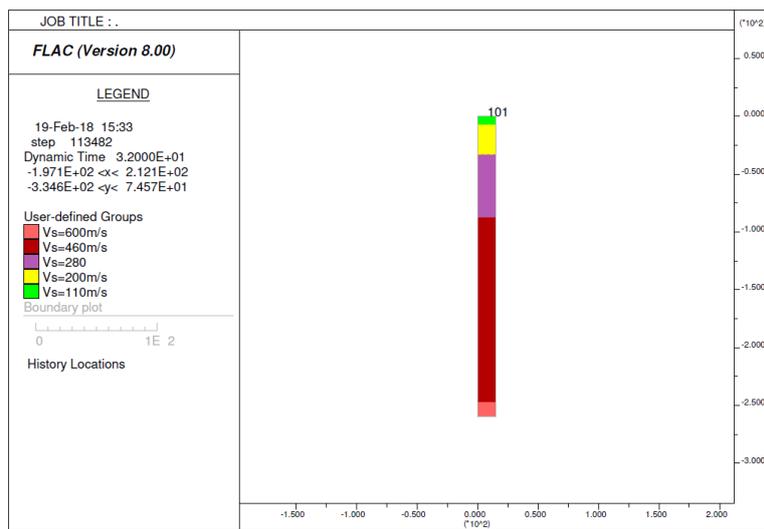
60

MODELLAZIONE N° 5 in corrispondenza di T30 - A30

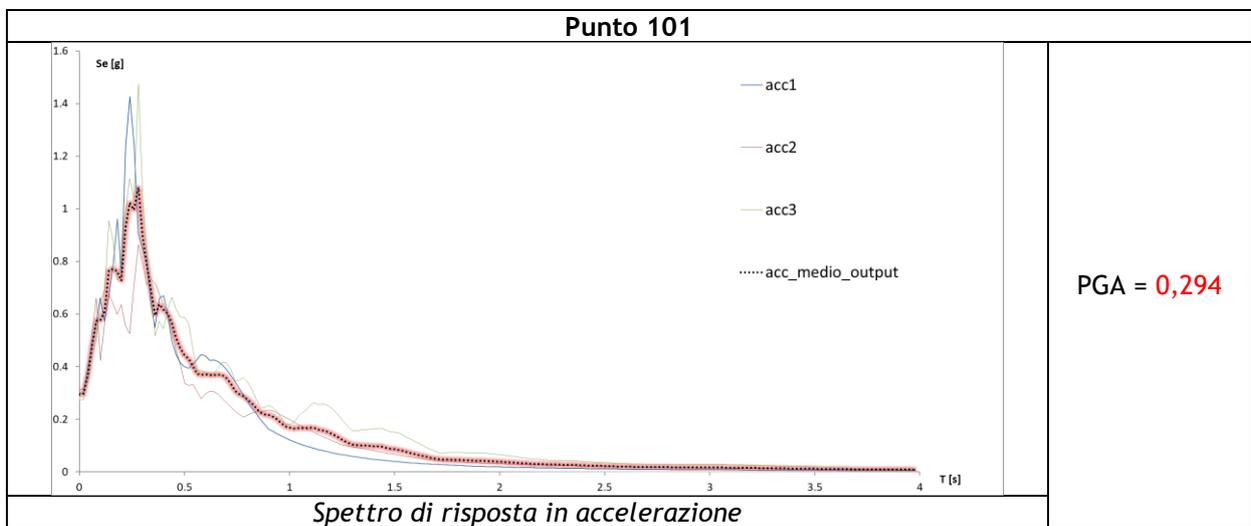




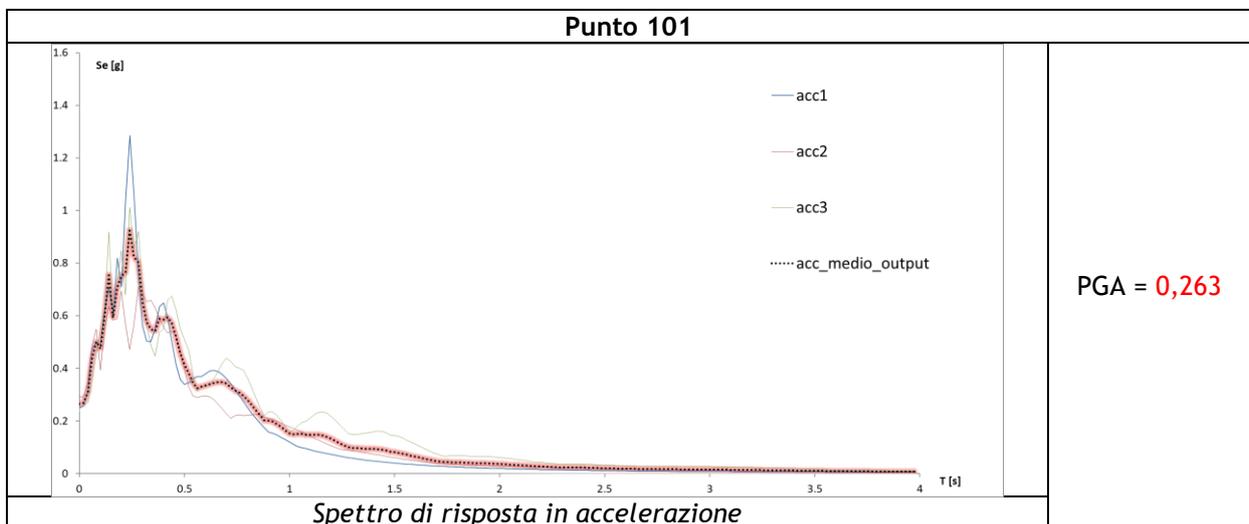
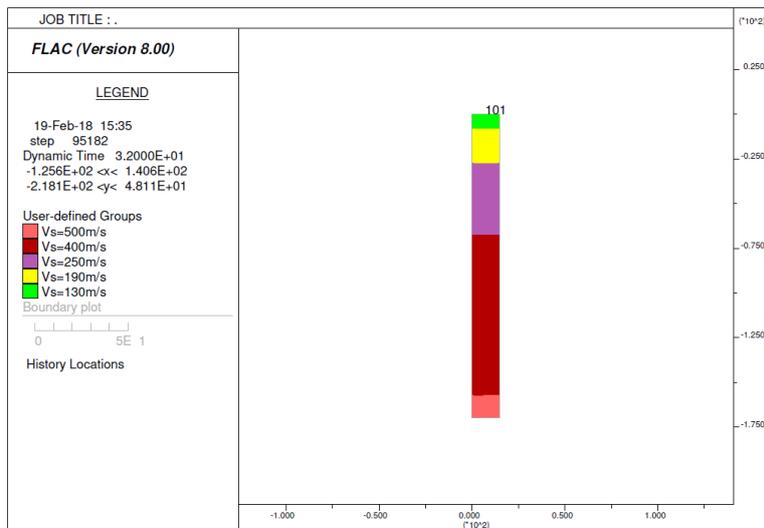
MODELLAZIONE N°6 in corrispondenza di T31 - A31



61

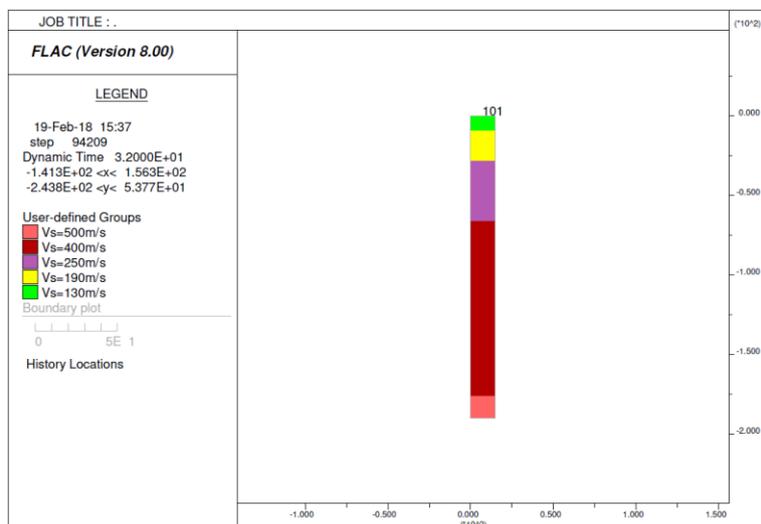


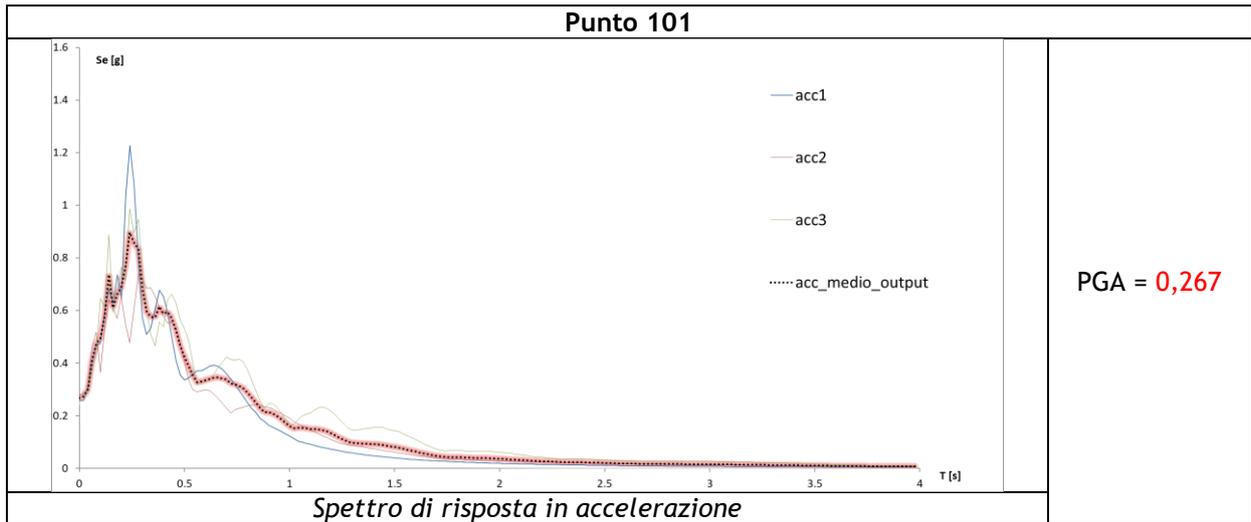
MODELLAZIONE N°7 in corrispondenza di T32 - A32



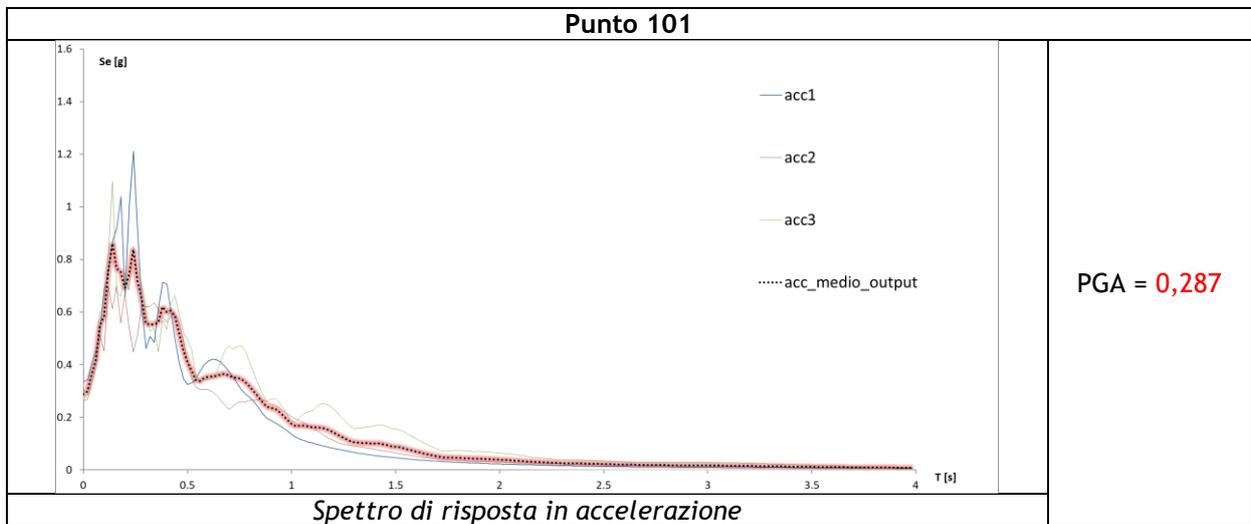
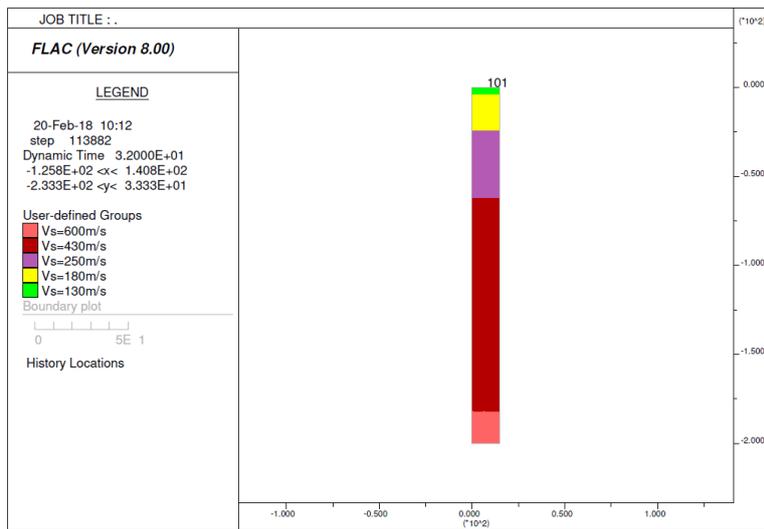
62

MODELLAZIONE N°8 in corrispondenza di T33 - A33

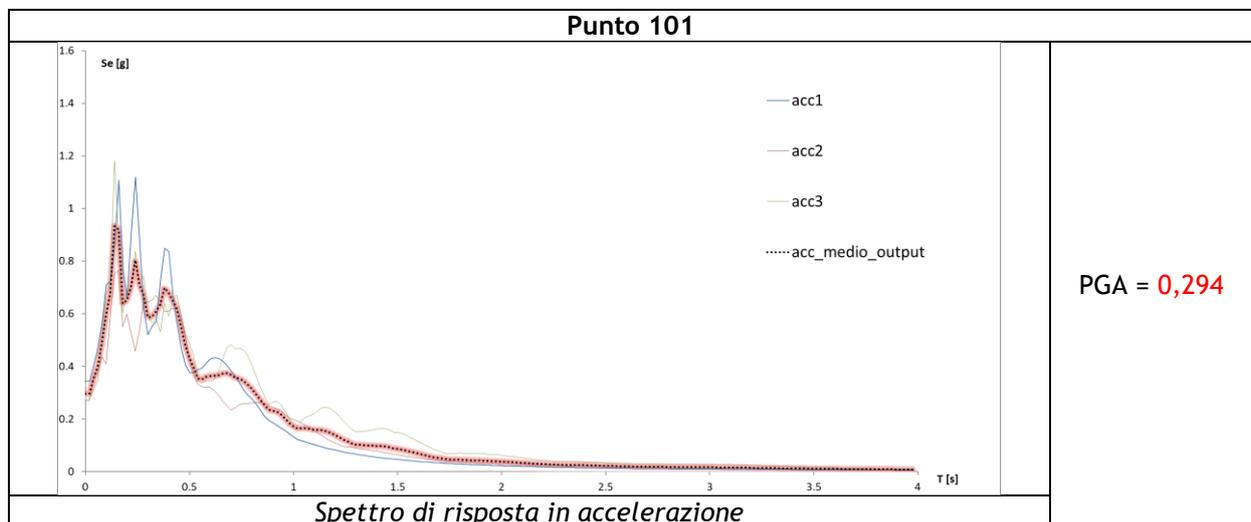
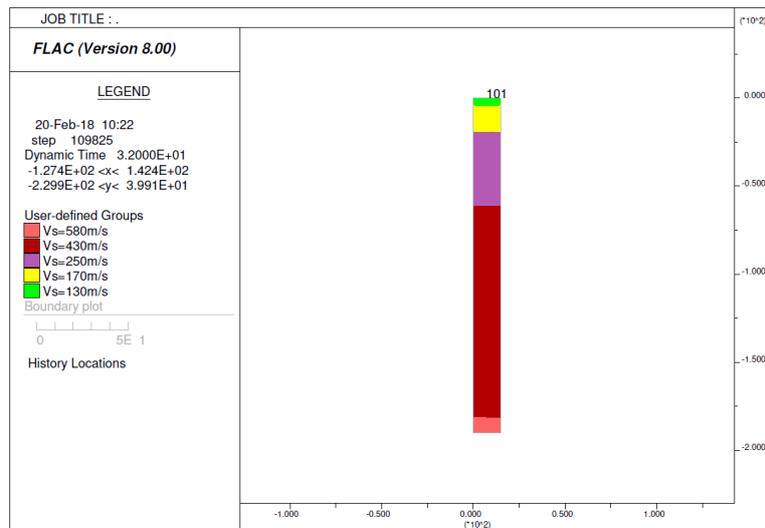




MODELLAZIONE N°9 in corrispondenza di T34 - A34



MODELLAZIONE N° 10 in corrispondenza di T35 - A35



A partire dai risultati ottenuti è stato possibile evidenziare una coerenza dei risultati in termini di PGA, in quanto i valori ottenuti sono del tutto confrontabili tra loro. In generale si può affermare che l' a_g media per il comune di San Giovanni in Persiceto ricavata con analisi di risposta sismica locale è di 0,26.

Si precisa, infine, che dalle modellazioni condotte, è stato possibile confrontare i valori dei fattori di amplificazione FPGA ricavati dagli abachi regionali con quelli numerici delle analisi di RSL. I risultati mostrano un leggero discostamento tra i due valori probabilmente correlabile alla differente scala di precisione delle due metodologie utilizzate (scala regionale per gli abachi, scala subcomunale per le analisi di risposta sismica locale).

7.2. Verifiche alla liquefazione con metodi lineari equivalente

Il pericolo di liquefazione è stato ampiamente indagato valutando la contemporanea presenza sia dei fattori scatenanti (caratteristiche dei terremoti attesi) sia predisponenti (susceptibilità dei terreni). Per questo, nella Carta delle MOPS redatta nello studio di Livello 2, buona parte del comune di San Giovanni in Persiceto è stato inserito tra le zone ZA_{LQ} (Zona di attenzione per liquefazione).

A questo punto, per approfondire la reale suscettibilità dei terreni alla liquefazione e stimare quantitativamente il potenziale di liquefazione, è stata condotta una valutazione quantitativa del fenomeno sulla base di alcune prove penetrometriche di tipo CPT pregresse e prove CPTU di nuova realizzazione redatte per il presente lavoro.

Per quanto riguarda le indagini pregresse, si specifica che tra tutte quelle raccolte nello studio di MS di livello 2, sono state selezionate n° 57 CPT e n° 1 CPTU considerando come criteri di scelta una buona qualità del dato, una distribuzione spaziale quanto più possibile omogenea nelle aree instabili per liquefazione e la possibilità di reperire i valori numerici della resistenza di punta e laterale necessari per le verifiche di liquefazione.

La verifica di liquefazione dei suoli è stata eseguita sui livelli potenzialmente liquefacibili, secondo il metodo di Idriss e Boulanger (2014), come consigliato dalla Determinazione Reg. 1105/14 della Regione Emilia-Romagna in base a numerosi studi condotti a seguito del terremoto del 2012. È noto che nei sedimenti granulari la presenza di percentuali di argilla riduce in maniera rilevante la suscettibilità alla liquefazione dei depositi. Anche la presenza di strati superficiali non liquefacibili con spessore maggiore di 3 metri può ulteriormente contrastare la liquefazione degli strati sottostanti.

Con le indagini geognostiche analizzate sono state evidenziate le disomogeneità stratigrafiche verticali. Il calcolo del coefficiente di sicurezza F_s individua con $F_s < 1,0$ la possibilità che avvenga la liquefazione, mentre $F_s > 1,0$ 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 10 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 San Giovanni in Persiceto (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:

Potenziale di liquefazione	Classi di pericolosità
$I_L = 0$	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.

Si precisa che nel caso in esame i cedimenti post-sismici sono stati calcolati nei livelli sabbiosi critici intercettati dalle prove eseguite. Le informazioni sull'ubicazione delle prove utilizzate per le verifiche alla liquefazione sono riportate nella "Carta delle indagini".

In allegato sono stati riportati i *report* completi delle prove in cui è possibile consultare il valore del Fattore di Sicurezza nei confronti della Liquefazione (F_L), dell'Indice del potenziale di liquefazione I_L e del cedimento indotto.

A seguire, invece, si riporta una tabella riassuntiva nella quale sono indicati gli indici di liquefazione e il cedimento per ogni prova CPT pregresse e per le CPTU di nuova realizzazione. Inoltre, al colore grigio è associata la bassa o nulla liquefacibilità dei terreni ($0 < I_L \leq 2$), al colore verde corrisponde un pericolo di liquefazione MODERATO ($2 < I_L \leq 5$), al giallo un rischio ALTO ($5 < I_L \leq 15$), e al rosso un rischio MOLTO ALTO ($I_L \leq 15$).

INDAGINI PREGRESSE						
CPT	I_L	Cedimento		CPT	I_L	Cedimento
98	4.53	5.85		143	0.38	0.59
100	2.19	3.48		148	0	0
101	0	0		150	0.34	0.74
102	1.94	3.09		151	0.3	0.92
103	0	0		152	0	0.68
105	0.47	0.77		153	0	0.02
106	1.13	1.87		154	0.61	1.23
107	0.56	0.89		155	0	0
109	0.82	0.99		156	0	0
110	0	0		157	0.5	1.58
111	1.02	1.54		158	0	0
112	0.55	0.93		159	0	0
115	0	0		160	0	0
116	1.72	2.12		161	1.74	2.28
117	1.18	1.43		162	1.13	1.41
119	4.59	6.51		163	0	0
120	0.63	0.73		165	0.22	0.57
122	0	0		166	0	0
123	0	0		167	0.75	0.85
125	4.41	6.64		168	0	0
127	0	0		169	16.55	23.83
131	6.44	8.60		174	1.19	3.06
133	2.39	3.63		175	0.5	0.77
135	6.8	9.99		176	0	0
136	0.51	0.81		177	0.84	1.89
138	0.49	0.78		178	0	0
139	0.51	0.71		179	3.03	3.76
140	17.00	22.3		180	3.54	4.49

INDAGINI DI NUOVA REALIZZAZIONE						
CPTU	I _L	Cedimento		CPTU	I _L	Cedimento
1	0.61	0.80		6	12.84	17.09
2	0.18	0.23		7	0.43	0.52
3	0	0		8	7.16	15.44
4	0.15	0.28		9	3.69	4.36
5	0.11	0.15		10	0.1	0.31

7.3. Verifiche alla liquefazione tramite procedure dinamiche avanzate

Una interpretazione qualitativa del meccanismo che produce la liquefazione dei terreni sabbiosi saturi sottoposti a carichi ciclici è stata fatta sin dal 1936 da Casagrande che per primo esaminò il fenomeno.

E' assodato che l'applicazione dei carichi ciclici alle sabbie si traduce in una progressiva riduzione di volume perfino nel caso di sabbie dense per le quali si ha dilatanza durante le prove di compressione mono-assiale.

Nel caso di sabbie sature, in condizioni di drenaggio impedito, durante l'intervallo di tempo di sviluppo dei cicli di carico, la tendenza alla riduzione di volume genera un aumento della pressione interstiziale che può portare alla perdita di resistenza del materiale qualora l'incremento sia pari alla tensione di confinamento ovvero si verifichi l'annullamento delle tensioni efficaci.

Molti autori sembrano pensare che gli incrementi della pressione interstiziale a seguito dell'applicazione di carichi ciclici sono l'effetto primario della sollecitazione. In effetti, l'incremento delle pressioni è un effetto secondario preceduto da una riduzione del volume della matrice dei grani non recuperabile che si ha quando il campione viene sottoposto ad un ciclo di deformazione completo e la tensione di confinamento viene mantenuta costante.

Poiché è la ridisposizione dei granuli piuttosto che uno schiacciamento di essi a determinare la variazione di volume si riduce anche il volume dei vuoti. Se i vuoti sono riempiti da un fluido la pressione di questo aumenta e la tensione efficace agente sulla matrice diminuisce.

Si noti che la pressione interstiziale non crescerebbe se la prova avvenisse a volume costante; è il trasferimento della pressione esterna applicata dai granuli al fluido che determina l'incremento della pressione interstiziale.

Questo meccanismo è stato descritto efficacemente da Martin et al. (1975) che osservano pure che la relazione tra l'ampiezza dello sforzo di taglio ciclico e la deformazione volumetrica irreversibile non dipende dalla tensione di confinamento. Gli stessi forniscono la seguente relazione empirica tra l'incremento di deformazione volumetrica $\Delta\varepsilon_{vd}$ e l'ampiezza della deformazione di taglio γ che si assume essere la deformazione al taglio così come è definita nella pratica ingegneristica:

$$\Delta\varepsilon_{vd} = C_1 \cdot (\gamma - C_2 \varepsilon_{vd}) + \frac{C_3 \varepsilon_{vd}^2}{\gamma + C_4 \varepsilon_{vd}} \quad (\text{eq. 7.3})$$

C1, C2, C3 e C4 sono delle costanti.

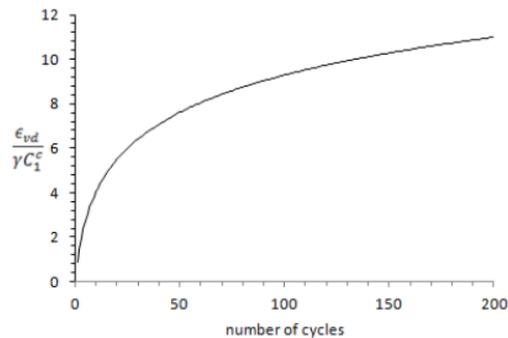
Si noti che questa equazione lega la deformazione volumetrica irreversibile al suo incremento. La dipendenza è tale per cui al crescere delle deformazioni volumetriche l'incremento si riduce. Peraltro $\Delta\varepsilon_{vd}$ dovrebbe presumibilmente essere nullo qualora sia nullo γ il che significa che le quattro costanti non sono del tutto indipendenti ma deve risultare verificata la seguente identità:

$$C1 \cdot C2 \cdot C4 = C3$$

A partire dalla relazione 7.3 Martin et al. (1975) proseguono calcolando le variazioni di pressione interstiziale tramite l'assunzione di alcuni moduli e con riferimento a specifiche condizioni al contorno.

Un'alternativa semplificata al modello di Martin et al. (1975) è proposta da Byrne (1991), secondo i quali la relazione che lega l'incremento di deformazione volumetrica $\Delta\epsilon_{vd}$ e l'ampiezza della deformazione di taglio γ è:

$$\frac{\Delta\epsilon_{vd}}{\gamma} = C_1^c \exp(-C_2^c (\frac{\epsilon_{vd}}{\gamma}))$$



dove C_1 , C_2 sono due costanti strettamente correlate tra loro e con interpretazione differente da quelle contenute nell'equazione 7.3. In particolare, C_1 e C_2 sono correlate a grandezze geotecniche rilevabili da analisi geognostiche e/o di laboratorio, quali:

$$C_1^c = 7600(D_r)^{-2.5}$$

$$C_1^c = 8.7(N_1)_{60}^{-1.25}$$

$$C_2^c = \frac{0.4}{C_1^c}$$

Introducendo nell'equazione di Byrne i termini relativi agli stress principali, alle tensioni efficaci e alla *pore pressure*, è possibile ricavare la relazione fondamentale di Finn-Byrne che cattura il principio fisico della liquefazione:

$$\Delta\sigma_m + \alpha\Delta p = K\Delta\epsilon_{vd}$$

dove è evidente che un aumento della compattazione indotta da un *shear stress* ciclico provoca una riduzione dello stress efficace, e il tutto è strettamente correlato al *Bulk modulus* K che gioca il ruolo fondamentale nella variazione dei parametri di stress.

Le analisi dinamiche presentate nel seguito, sono state condotte impiegando il codice di calcolo FLAC 8.0 (Fast Lagrangian Analysis of Continua), sviluppato da ITASCA Consulting, il quale consente di affrontare problemi di meccanica del continuo, determinando le sovrappressioni interstiziali Δu generate dalle sollecitazioni sismiche in un dominio bidimensionale, le cui caratteristiche sono definite dalle leggi di Martin et al. (1975) e di Byrne (1991), e da imposte condizioni al contorno, implementando il metodo delle differenze finite. Tale metodo si basa sulla discretizzazione delle equazioni differenziali che governano il problema fisico in esame, attraverso la sostituzione delle derivate con quozienti di differenze finite. In questo modo, le equazioni differenziali vengono trasformate in equazioni algebriche, da risolversi in successivi passi di calcolo. L'algoritmo di calcolo segue uno schema lagrangiano denominato "esplicito per integrazione diretta nel tempo" (explicit time marking), il quale è in grado di lavorare agevolmente e molto velocemente per sistemi con grandi deformazioni, con stati di collasso molto avanzati e in condizioni di instabilità (la possibilità di giungere al collasso non è infatti limitata da problemi di stabilità numerica, quale l'invertibilità di matrici). L'adattamento del metodo alle differenze finite a casi di griglia di forma qualunque segue l'approccio di Wilkins M.L..

La discretizzazione viene operata sovrapponendo alla porzione di continuo considerata un reticolo, in genere di maglie quadrilatera, in corrispondenza dei cui nodi (*gridpoints*) sono definite le grandezze in gioco. E' allora possibile approssimare la derivata prima di una funzione rispetto a una

variabile indipendente, con il rapporto tra la variazione subita dalla funzione stessa nel passare da un nodo ad uno contiguo, e la corrispondente variazione della variabile indipendente.

In Flac nel linguaggio fish Finn.fis viene fornito direttamente un modello costitutivo che incorpora le equazioni di Martin e Byrne nel modello di Mohr-Coulomb e l'utente può selezionare quale delle due utilizzare attraverso il parametro "ff_switch".

Ai fini della valutazione dell'occorrenza del fenomeno di liquefazione si possono considerare due parametri " $r_u = \Delta u / \sigma'_{vo}$ " (essendo σ'_{vo} la tensione efficace verticale geostatica) e " ex_6 " definito come il rapporto tra la pore pressure in eccesso e l'iniziale pressione efficace di confinamento. Nelle analisi dinamiche avanzate, con riferimento in particolare alla procedura immagazzinata nel Flac, vengono generalmente considerate soggette a liquefazione le zone caratterizzate da $r_u > 0.7$ (Beaty and Perlea, 2011) ed $ex_6 > 0.99$.

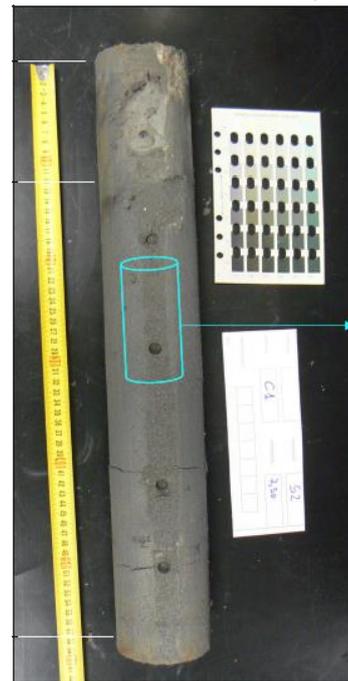
Caso di studio nel comune di San Giovanni in Persiceto

Per la verifica di liquefazione con analisi dinamiche avanzate si sono utilizzate n°2 verticali corrispondenti alla CPTU n°5 e alla CPTU n°6, in corrispondenza delle quali sono stati effettuati n°2 sondaggi geognostici per il prelievo di n°2 campioni indisturbati di terreno alle profondità di 13 m dal p. c. locale nel sondaggio S1 (S1C1), e circa 7 m di profondità nel sondaggio S2 (S2C1).

S1C1: argilla limosa molto consistente



S2C1: una sabbia fine omogenea



Le prove di laboratorio di colonna risonante condotte sui terreni prelevati, hanno consentito di ricavare l'andamento del rapporto G/G_0 e D/D_0 come spiegato nel capitolo 7.1, mentre le CPTU e le SPT eseguite in corrispondenza del foro di sondaggio hanno fornito i parametri geotecnici fondamentali per l'analisi di liquefazione.

Unendo tali risultati con le indagini geofisiche condotte, si sono creati n°2 modelli geologico-tecnici che è possibile schematizzare così:

Modello in corrispondenza della CPTU n° 5:

Litologia correlata	Profondità strato [m]	Cu (k) [kN/m ²]	φ [°]	N _{1,60}	γ NAT (k) [KN/m ³]	Modulo di Bulk (Pa)	Modulo di Shear (Pa)
Sabbie limose fini	0,0 - 2,0 m	25	28°	6	16,5	7.78E+07	2.59E+07
Argilla limosa	2,0 - 12,0 m	60	30°	9,9	19	1.38E+08	4.61E+07
Argilla limosa profonda	12,0 - 50,0 m	200	36°	21,5	21	2.28E+08	7.60E+07
Sabbia ghiaiosa	50,0 m - <i>Semisp.</i>	-	36°	-	21	1.95E+09	6.50E+08

Modello in corrispondenza della CPTU n° 6:

Litologia correlata	Profondità strato [m]	Cu (k) [kN/m ²]	φ [°]	N _{1,60}	γ NAT (k) [KN/m ³]	Modulo di Bulk (Pa)	Modulo di Shear (Pa)
Sabbie limose fini	0,0 - 4,0 m	25	28°	6	16,5	7.78E+07	2.59E+07
Sabbie limose	4,0 - 8,0 m	50	29°	9,3	18,5	1.38E+08	4.61E+07
Argilla limosa	8,0 - 50,0 m	60	30°	9,9	19	2.28E+08	7.60E+07
Sabbia ghiaiosa	50,0 m - <i>Semisp.</i>	-	36°	-	21	1.95E+09	6.50E+08

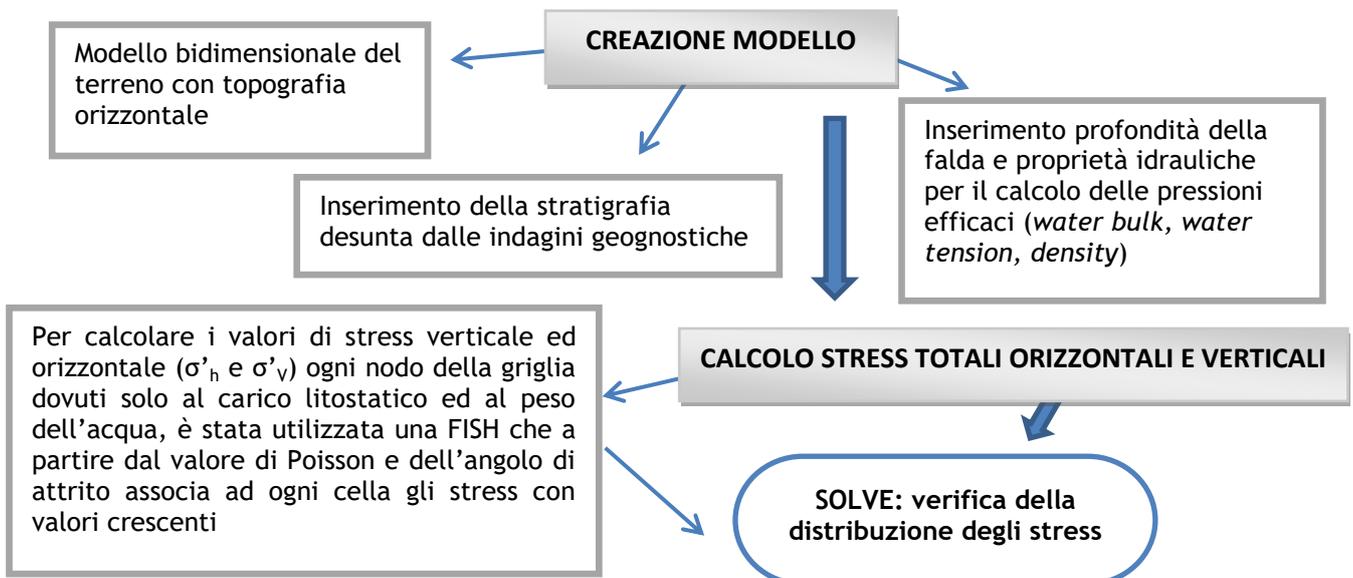
La profondità della falda è stata posta a 2,5 m dal piano campagna, valore medio rappresentativo delle misurazioni di falda ottenute nel corso delle indagini.

Le condizioni al contorno adottate nel modello sono:

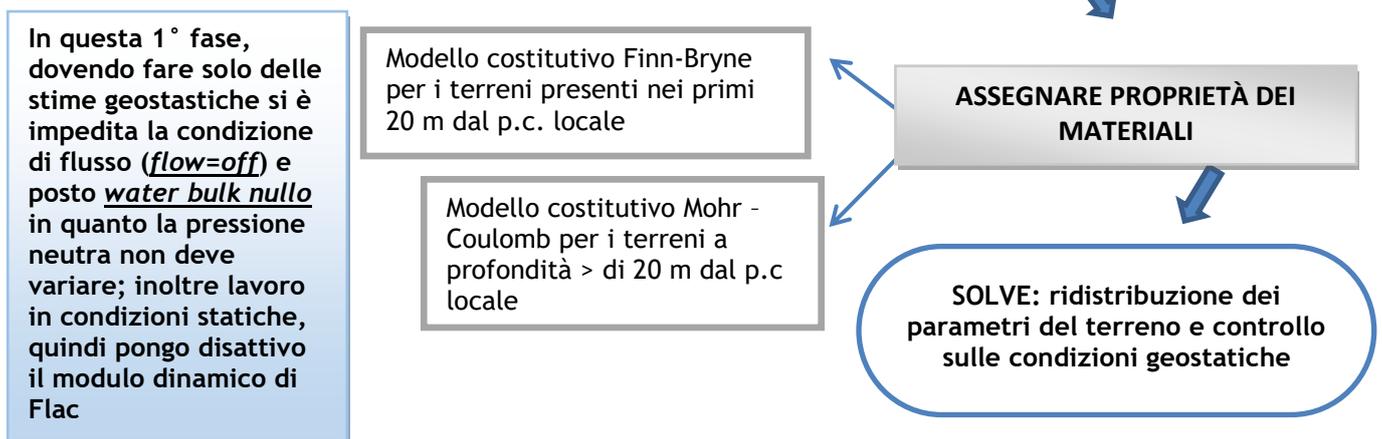
- in corrispondenza dei limiti laterali del modello, è stata posta una condizione di spostamento orizzontale nullo;
- in corrispondenza del limite inferiore del modello, è stata posta una condizione di spostamento orizzontale e verticale nullo;
- ai fini di modellare correttamente i fenomeni di smorzamento dell'input sismico si è minimizzato l'effetto della riflessione delle onde sui contorni della mesh imponendo su questi condizioni di campo libero (*free field boundaries*), e smorzamenti viscosi alla base del modello (*quiet boundaries*), come spiegato nel paragrafo 7.1;
- per simulare il comportamento dinamico del terreno, si è utilizzato un modello di smorzamento isteretico *sigmoidal3* utilizzando le curve G/G₀ fornite dalle prove di colonna risonante;
- per ricavare i valori dei coefficienti del modello Finn-Byrne, si sono utilizzati i valori di N_{SPT} in foro, corretti per un'efficienza del 60% e normalizzati ad una pressione geostatica verticale di 1 bar (N_{1,60});
- il moto sismico di riferimento utilizzato per le analisi è rappresentato dagli accelerogrammi riportati nelle nuove linee guida per la microzonazione sismica della Regione Emilia-Romagna (DGR2193 del 21-12-15), riportati nel capitolo 7.1, opportunamente deconvoluti.

Di seguito si riportano i risultati delle elaborazioni effettuate per i vari *step* necessario alla verifica di liquefacibilità dei terreni nelle verticali indagate.

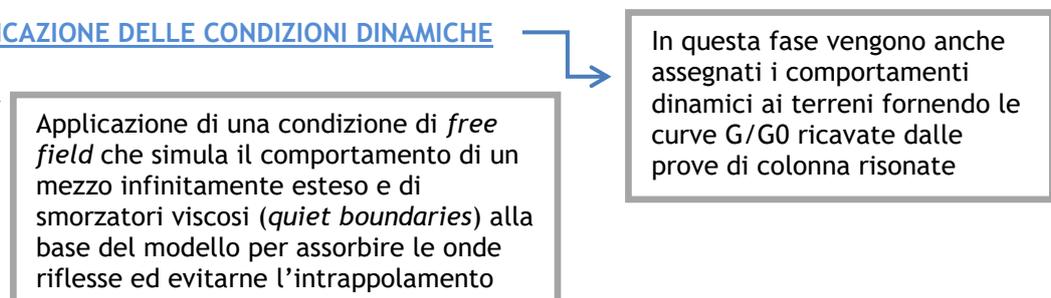
1° fase: CONDIZIONE GEOSTATICA (TERRENO PRE-SCAVO E PRE-COSTRUZIONE)



2° fase: APPLICAZIONE DEL MODELLO COSTITUTIVO FINN-BYRNE



3° fase: APPLICAZIONE DELLE CONDIZIONI DINAMICHE

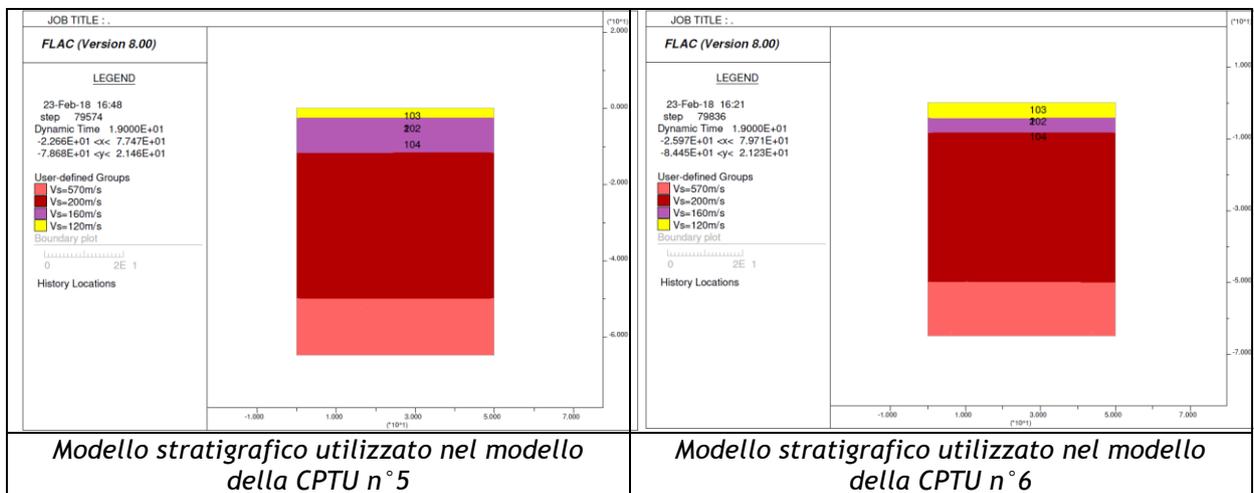


4° fase: APPLICAZIONE DELL'ACCELEROGRAMMA

A questo punto viene fornito l'input sismico opportunamente deconvoluto alla profondità di base del modello. In particolare, viene fornita una storia di stress di taglio ottenuta per integrazione dell'accelerogramma di input

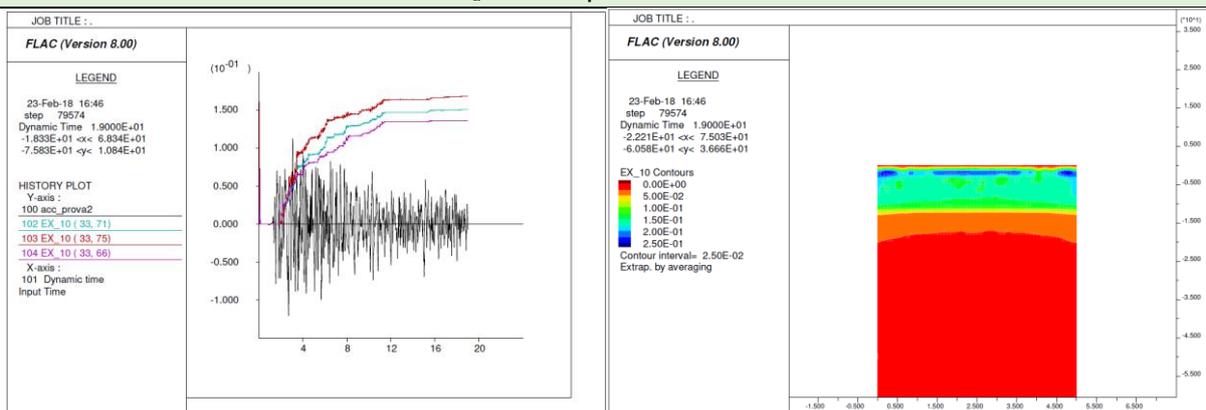
In entrambe queste fasi, si è valutato sia il problema dal punto di vista dinamico, attivando il modulo dinamico di Flac, che idraulico assegnando all'acqua un proprio bulk modulus ($water\ bulk=2e+8$) al fine di calcolare le variazioni di pressioni interstiziali causate dallo sforzo ciclico

SOLVE:
calcolo delle sovrappressioni interstiziali e dei parametri ru ed ex_6

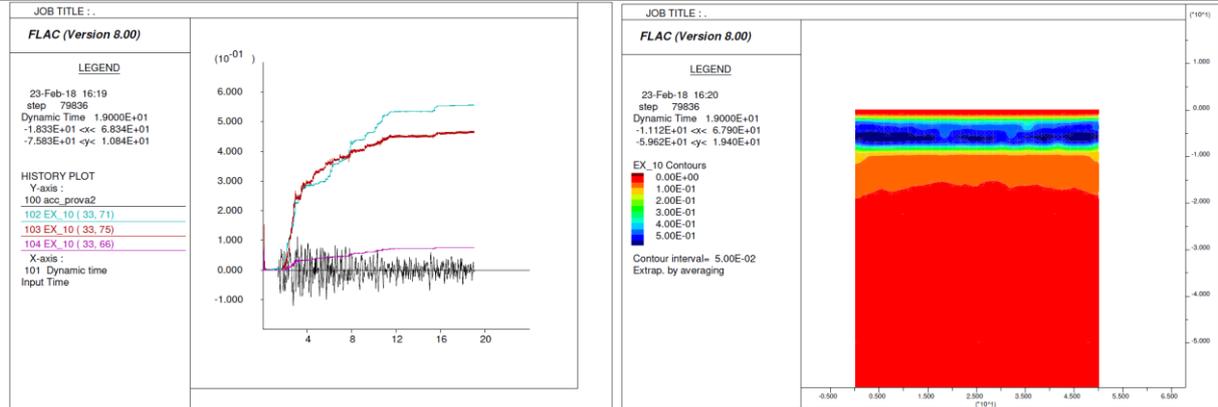


Di seguito si riportano i risultati delle analisi dinamiche condotte sulle due colonne stratigrafiche descritte precedentemente. In particolare, si riporta l'andamento della sovrappressione neutra indotta nel tempo adimensionata rispetto alla tensione efficace in sito (parametro r_u) sia come *contour zones*, sia sotto forma di history temporali in tre nodi della griglia (101,102,103 riportate nell'immagine del modello sismostratigrafico utilizzato) sovrapposte alla storia temporale delle accelerazioni. In entrambi i casi è possibile evidenziare che la liquefazione non si innesca in entrambe le verticali studiate, in quanto la sovrappressione massima calcolata è sempre inferiore a 0,7.

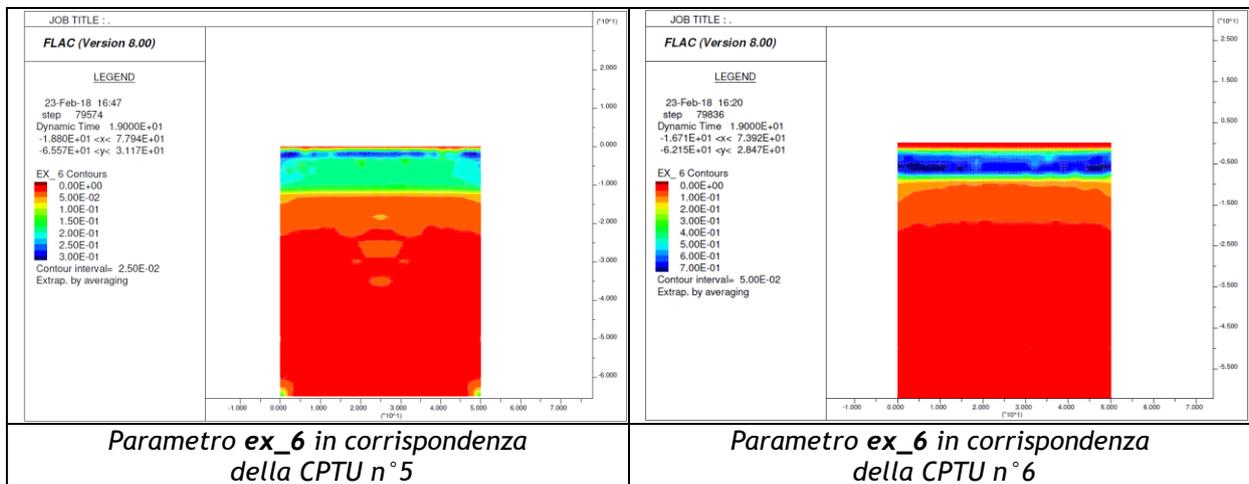
Parametro r_u in corrispondenza della CPTU n° 5



Parametro r_u in corrispondenza della CPTU n° 6



Tale risultato è confermato anche dal parametro ex_6 (rapporto tra la *pore pressure* in eccesso e l'iniziale pressione efficace di confinamento) che rimane sempre minore di 0,99.



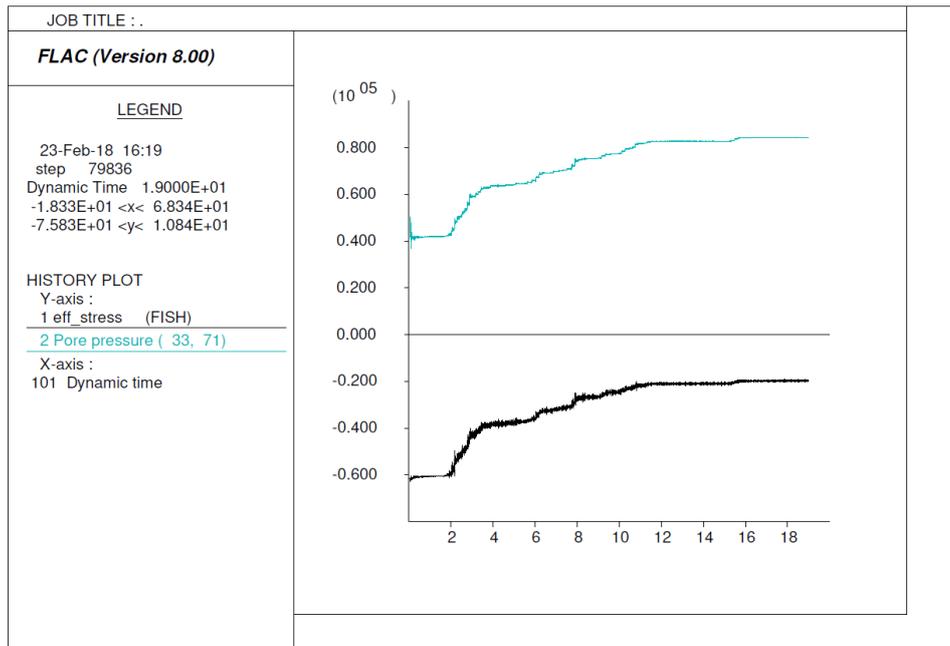
Parametro ex_6 in corrispondenza della CPTU n° 5

Parametro ex_6 in corrispondenza della CPTU n° 6

Sebbene tale risultato era atteso per il sito in corrispondenza della CPTU n° 5, caratterizzato prevalentemente da argilla limosa molto consistente, ed in cui anche l'analisi secondo Idriss e Boulanger (2014) aveva restituito un indice di liquefazione minore di 2, la stessa cosa non si può dire per il sito in corrispondenza della CPTU n° 6. Infatti, sia i sondaggi geognostici, sia le SPT in foro hanno dimostrato la presenza di uno strato superiore di sabbia sciolta le cui caratteristiche geotecniche erano del tutto associabili ad un terreno liquefacibile (I_L secondo Idriss e Boulanger (2014) = ≈ 13).

Si precisa, inoltre che essendo il fenomeno della liquefazione dipendente dalle caratteristiche geologiche e geotecniche del sottosuolo, ma anche strettamente correlato alle caratteristiche del moto sismico quali ampiezza, durata e contenuto in frequenza, si è ritenuto significativo effettuare le modellazioni numeriche utilizzando come moto sismico tutti e tre gli accelerogrammi di input forniti dalla regione Emilia Romagna.

Rappresentando graficamente l'andamento delle *pore pressure* in funzione delle tensioni efficaci in un punto dello strato sabbioso maggiormente rischioso per la liquefazione, si è potuto osservare che anche variando l'input sismico, in nessun caso si è misurata una diminuzione della pressione efficace tale da provocare il fenomeno della liquefazione.



Confronto tra l'andamento della pore pression e della pressione efficace con l'input 000046xa.xy

In conclusione, si può affermare che, la modellazione numerica avanzata in termini di tensioni efficaci effettuata ipotizzando come moto sismico di base gli accelerogrammi forniti dalla Regione Emilia Romagna con valore limite di PGA di 0,160 g non ha portato ad evidenziare fenomeni di liquefacibilità nei depositi studiati.

8. ELABORATI CARTOGRAFICI

74

8.1. Carta delle indagini

Si tratta della cartografia elaborata sulla base della Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000, con ubicate le indagini *ex-novo* eseguite in questa fase e quelle desunte da studi pregressi (Microzonazione Sismica di Livello 2) che hanno consentito di ricostruire l'assetto tettonico e sismo-stratigrafico locale. Le indagini di nuova realizzazione sono state schedate, informatizzate e allegate fuori testo mentre quelle pregresse inserite nel supporto informatico allegato. Riassumendo, le indagini utilizzate per il presente studio possono essere così suddivise:

Tipo di prova	N° di misure pregresse	N° di misure di nuova realizzazione
Prove penetrometriche (CPTU)	40	10
Prove penetrometriche (CPT)	80	-
Sondaggi a carotaggio continuo (S)	3	2
Prove di laboratorio dinamiche (CR)	-	2
Misure sismiche a stazione singola (HVSr)	56	10
Misure sismiche in array (REMI)	25	10
Misure sismiche in array (MASW)	35	-
TOTALE	239	34

8.2. Carta del potenziale di liquefazione

Secondo quanto previsto negli “Standard di rappresentazione e archiviazione informatica” per la Microzonazione Sismica, nel Livello 3 di approfondimento, per le zone instabili indagate sono state prodotte le seguenti cartografie:

- Carta di microzonazione sismica Livello 3 - (FA PGA)
- Carta di microzonazione sismica Livello 3 - SI1 (FA 0.1 - 0.5 s)
- Carta di microzonazione sismica Livello 3 - SI2 (FA 0.5 - 1.0 s)
- Carta di microzonazione sismica Livello 3 - SI3 (FA 0.5 - 1.5 s)

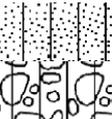
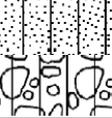
in cui sono stati sovrapposti i risultati dei fattori di amplificazione ricavati con la procedura semplificata degli abachi, come spiegato nell’introduzione del Cap. 7 e la perimetrazione delle aree in cui le verifiche alla liquefazione hanno mostrato valori dell’indice di liquefazione I_L maggiore di 2. In aggiunta, in conformità agli standard regionali dell’Emilia Romagna, è stata predisposta un’ulteriore cartografia in cui sono state riportate le verticali esplorate durante le verifiche alla liquefazione e, a ciascuna di esse, è stato associato il valore calcolato dell’indice di potenziale di liquefazione I_L .

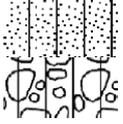
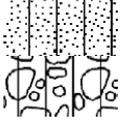
Osservando i risultati ottenuti è possibile constatare che:

- nella maggior parte delle verticali indagate il rischio alla liquefazione si presenta da basso a nullo ($0 < I_L < 2$);
- solo in due indagini si è ottenuto un valore di I_L maggiore di 15;
- in conclusione, i risultati ottenuti hanno evidenziato un “modesta” propensione del comune di San Giovanni in Persiceto all’instabilità per liquefazione, con un rischio prevalentemente basso o nullo; tuttavia, dato che liquefazione risulta fortemente condizionata sia dalla granulometria sia dal grado di rigidità dei depositi, si consiglia, in fase di progettazione, di eseguire indagini geognostiche finalizzate alla quantificazione dell’instabilità, con maggiore dettaglio.

Infine, si precisa che, in virtù dei risultati ottenuti, si è ritenuto opportuno aggiornare la Carta MOPS eliminando l’instabilità per liquefazione nelle aree dove le verifiche alla liquefazione condotte nel presente lavoro hanno restituito un indice di liquefazione minore di 2.

Nel dettaglio, in tali zone, si presuppone l’assenza di orizzonti di sedimenti granulari saturi liquefacibili e per tale motivo sono da considerarsi litologicamente differenti dalle aree instabili per liquefazione. Dal momento che le zone MOPS sono definite come aree omogenee dal punto di vista sismico, la diversità litologica descritta ha reso necessario inserire una differenziazione tra le MOPS associate alle aree stabili suscettibili di amplificazioni locali e le zone di attenzione per instabilità. A seguire si riporta una tabella riassuntiva della nuova zonizzazione della Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva redatta nel presente studio.

Zona 2001	costituita da depositi fini più o meno addensati di origine fluviale a tessitura prevalentemente argilloso-limoso e limo argilloso, per uno spessore indicativo di 100 m.	2001	
Zona 2002	costituita da depositi granulari recenti più o meno addensati di origine fluviale a tessitura prevalentemente limo-sabbiosa, per uno spessore indicativo di 100 m.	2002	
Zona 2003	costituita da depositi granulari di età pre-romana più o meno addensati di origine fluviale a tessitura prevalentemente limo-sabbiosa, per uno spessore indicativo di 100 m.	2003	

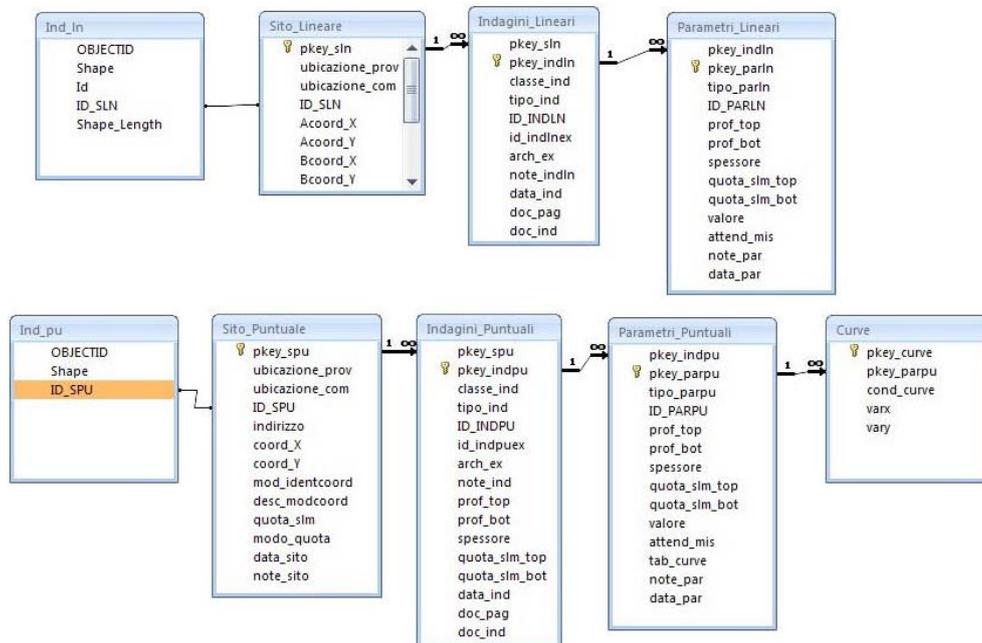
Zona 2004	costituita da depositi granulari recenti più o meno addensati di origine fluviale a tessitura prevalentemente limo-sabbiosa, per uno spessore indicativo di 100 m. Questa zona è caratterizzata dalla presenza di orizzonti importanti di sedimenti granulari saturi e pertanto instabile per liquefazione .		
Zona 2005	costituita da depositi granulari di età pre-romana più o meno addensati di origine fluviale a tessitura prevalentemente limo-sabbiosa, per uno spessore indicativo di 100 m. Poggia su un materiale prevalentemente granulare. Questa zona è caratterizzata dalla presenza di orizzonti importanti di sedimenti granulari saturi e pertanto instabile per liquefazione .		

9. REDAZIONE CARTOGRAFICA E CREAZIONE BASI INFORMATIVE

L'analisi di Microzonazione Sismica ha prodotto informazioni che sono state cartografate secondo le indicazioni previste dalle Linee Guida emanate dalla Protezione Civile Nazionale.

I *layers* informativi prodotti sono stati organizzati secondo la banca dati geografica definita dagli Standard di Rappresentazione e Archiviazione Informatica (versione 4.0), emanati dalla Commissione tecnica per il monitoraggio degli studi di MS. Gli Standard sopraccitati definiscono le specifiche tecniche per la redazione in ambiente GIS degli elaborati cartografici della MS.

Il contenuto informativo della Carta delle indagini si esplica attraverso la relazione tra gli *shapefiles* (**Ind_pu** e **Ind_In**) 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_Puntuale** 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_Puntuale** 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, identificate 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**.

Le suddette tabelle sono state compilate e archiviate nel database di Access **Cdl_tabelle.mdb**.

La "Carta di microzonazione sismica di Livello 3" contiene i seguenti *layers* informativi, inseriti all'interno della cartella che definisce i parametri di MS di Livello 3 (**MS23**). All'interno della cartella VESTITURE sono stati inseriti gli shp file richiesti dalla Regione Emilia Romagna per la stima dei fattori di amplificazione SI3 e i valori puntuali dell'indice di liquefazione.

Nome file	Tipo <i>shapefile</i>	Descrizione
Stab	Poligonale	Zone stabili
Instab	Poligonale	Zone instabili

La cartografia di base utilizzata per l'elaborazione dello studio è la C.T.R. dell'Emilia Romagna, le cui coordinate piane espresse in Gauss-Boaga sono state convertite in WGS84 UTM33N.

All'interno della cartella BasiDati è stata inserita una sezione *raster* georeferenziata ricavata dalle C.T.R. scala 1:10.000 prodotte dalla Regione Emilia Romagna.

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

10. BIBLIOGRAFIA

1. 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
2. Beaty M. H, Perlea V. G. (2011). Several observations on advanced analyses with liquefiable materials. 31st Annual USSD Conference, San Diego, California, April 11-15, 2011, pp. 1369-1397.
3. Bramerini 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
4. Byrne P. (1991). A Cyclic Shear-Volume Coupling and Pore-Pressure Model for Sand. Proceedings Second International Conference on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics, St. Louis, Missouri, March 1991, Paper No. 1.24, 47-55.
5. Castellaro S., Albarello D. (2011). Tecniche sismiche passive: indagini a stazione singola. *Ingegneria sismica*, pp. 32 - 62
6. Castellaro S., Mulargia F., Bianconi L. (2005). Passive Seismic Stratigraphy: A new efficient, fast and economic technique. *Geologia tecnica e ambiente*, pp. 77 - 102
7. CERI Centro di ricerca "Previsione, Prevenzione e Controllo dei Rischi Geologici" (2004) - La Microzonazione Sismica. Metodi, esperienze e normativa
8. Chopra L. (1995). *Dynamic of Structures: theory and applications to earthquake engineering*. Prentice Hall International Series in Civil Engineering and Engineering Mechanics. Prentice - Hall
9. 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
10. Finn W.D.L., Wightman A. (2007). Logical evaluation of liquefaction potential using NBCC 2005 probabilistic ground accelerations. Ninth Canadian Conf. on Earth. Eng., Ottawa, Ontario, Canada, 26-29 June 2007.
11. Finn W.D.L. (2008). The impact of low probability ground motions on Canadian geotechnical engineering practice. 6th Int. Conf. on Case Histories in Geotech. Engineering, Arlington, VA, August 11-16, 2008.
12. FLAC - ITASCA (2016)- Dynamic Analysis
13. 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
14. 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
15. 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
16. Lanzo G., Pagliaroli A., D'Elia B. (2003). Numerical study on the frequency-dependent viscous damping in dynamic response analyses of ground. In Latini e Brebbia (eds), *Earthquake Resistant Engineering Structures*, WIT Press, Southampton, Boston, pp. 315-324
17. 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
18. Lanzo G., Silvestri F. (1999) - *Risposta Sismica Locale*. Hevelius Ed.
19. Lanzo G., Pagliaroli A., Scasserra G., Capozucca F. (2014). Studi di geotecnica sismica relativi alla progettazione della SS 79 direttrice Terni-Rieti. Conference: Conference: XXV Convegno Nazionale di Geotecnica, At Stresa, Volume: vol. 2, pagg. 193-202
20. Louie, J. N. (2001). Faster, better: shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91, 347-364
21. 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
22. 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
23. Mucciarelli M (2011) - Tecniche speditive per la stima dell'amplificazione sismica e della dinamica degli edifici - Progetto ricerca 2007PTRC4C - Aracne editrice
24. 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*
25. SESAME Project (2005) - "Site Effects Assessment Using Ambient Excitations"
26. Spallarossa D. e Barani S. (2007) - Report, Disaggregazione della Pericolosità Sismica in Termini di M - R - ϵ - Progetto DPC-INGV S1, <http://esse1.mi.ingv.it/d14.html>

11. ALLEGATI FUORI TESTO

1. Carta delle indagini	Scala 1:10.000
2. Carta delle Microzone Omogenee in prospettiva sismica	Scala 1:10.000
3. Carta di microzonazione sismica Livello 2 - (FA PGA)	Scala 1:10.000
4. Carta di microzonazione sismica Livello 2 - SI1 (FA 0.1-0.5 s)	Scala 1:10.000
5. Carta di microzonazione sismica Livello 2 - SI2 (FA 0.5-1.0 s)	Scala 1:10.000
6. Carta di microzonazione sismica Livello 2 - SI3 (FA 0.5-1.5 s)	Scala 1:10.000
7. Carta di microzonazione sismica Livello 3 - (FA PGA)	Scala 1:10.000
8. Carta di microzonazione sismica Livello 3 - SI1 (FA 0.1-0.5 s)	Scala 1:10.000
9. Carta di microzonazione sismica Livello 3 - SI2 (FA 0.5-1.0 s)	Scala 1:10.000
10. Carta di microzonazione sismica Livello 3 - SI3 (FA 0.5-1.5 s)	Scala 1:10.000
11. Carta di microzonazione sismica Livello 3 - Indice di Liquefazione	Scala 1:10.000
12. Indagini geofisiche di nuova realizzazione	
13. Report delle analisi di laboratorio	
14. Grafici delle CPTU di nuova realizzazione	
15. Indagini geotecniche in sito di nuova realizzazione (su supporto informatico)	
16. Report delle verifiche per la liquefazione (su supporto informatico)	
17. Schede delle indagini pregresse (su supporto informatico)	
18. DVD contenente i file pdf dello studio e le basi informative	