

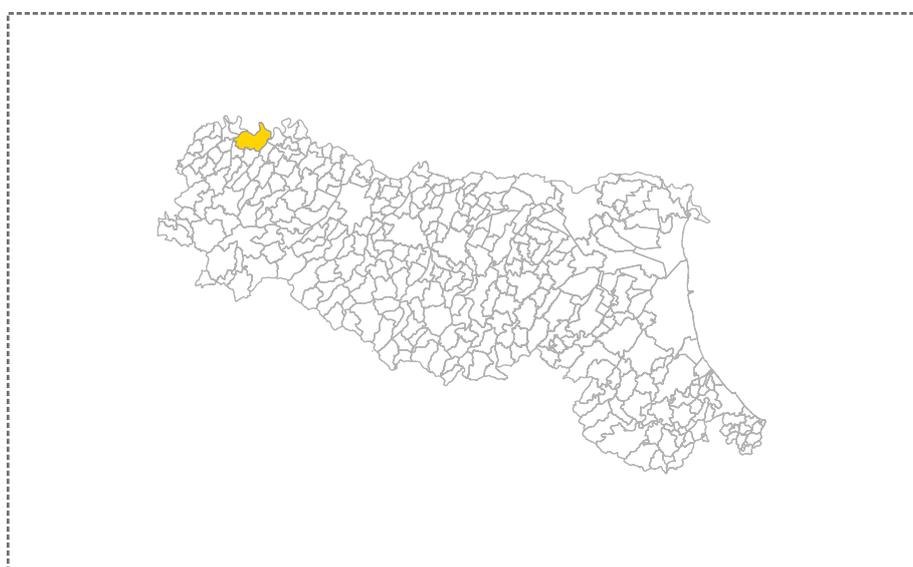
Attuazione dell'articolo 11 della Legge 24 giugno 2009. n. 77

MICROZONAZIONE SISMICA

Relazione illustrativa

Regione Emilia Romagna

Comune di Piacenza



<p>Regione REGIONE EMILIA ROMAGNA</p> <p>Segreteria Regionale per l'Ambiente</p>	<p>Soggetto realizzatore Comune di Piacenza</p> <p>Progettista: Dr. Geol. Matteo Collareda Dr. Geol. Cristian Pieroni Dr.ssa Geol. Claudia Tomassoli Dr. Ing. Federico Berton GIA Consulting s.r.l.</p> <p>Collaboratore: Dr.ssa Geol. Laura Guerra</p>	<p>Data Ottobre 2020</p>
--	---	------------------------------

1	<i>INTRODUZIONE</i>	1
2	<i>GENERALITA'</i>	2
3	<i>ASSETTO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E IDROGEOLOGICO DELL'AREA</i>	4
3.1	Inquadramento geografico	4
3.2	Inquadramento geolitologico locale	6
3.3	Inquadramento idrografico e idrogeologico	10
4	<i>DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITA' DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO</i>	14
4.1	Inquadramento sismotettonico generale.....	14
4.2	Caratterizzazione sismogenetica locale.....	16
4.3	Sismicit� storica	18
4.4	Faglie capaci e sorgenti sismogenetiche.....	21
4.5	Zonazione sismica nazionale	24
4.6	Pericolosit� sismica di riferimento	26
5	<i>MICROZONAZIONE SISMICA: PRINCIPI FONDAMENTALI E FINALITA'</i>	28
5.1	Introduzione	28
5.2	La natura del problema.....	28
5.3	Finalit� e livelli di approfondimento	30
6	<i>DATI GEOTECNICI E GEOFISICI DA INDAGINI PREGRESSE E DI NUOVA REALIZZAZIONE</i>	31
6.1	Indagini pregresse e di nuova realizzazione	31
6.2	Metodologia di elaborazione delle indagini	31
6.2.1	Indagine sismica di tipo attivo in array (M.A.S.W.).....	31
6.2.2	Indagine sismica di tipo passivo a stazione singola (H.V.S.R.)	60
6.2.3	Indagine geoelettrica con inversione tomografica	63
6.2.4	Strumentazione penetrometrica - DPSH (Penetrometro Dinamico Pesante)	69
6.3	Modello geosismico del sottosuolo - interpretazione e incertezze	73
7	<i>ELABORATI CARTOGRAFICI DELLA MICROONAZIONE DI LIVELLO 1</i>	74
7.1	Carta delle indagini	74
7.2	Carta geologico tecnica per la microzonazione sismica	75
7.3	Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica	78
7.4	Carta delle frequenze.....	83
8	<i>ELABORATI CARTOGRAFICI DELLA MICROZONAZIONE DI LIVELLO 2</i>	86
9	<i>METODO GEOFISICO - STRUMENTALE PER LA CARATTERIZZAZIONE DEGLI INDICATORI DI VULNERABILIT� SISMICA DEGLI EDIFICI</i>	93
10	<i>REDAZIONE CARTOGRAFICA BASI INFORMATICHE</i>	104
	<i>BIBLIOGRAFIA</i>	106
	<i>ALLEGATI FUORI TESTO</i>	107

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”.

1

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), 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 GENERALITA'

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 sub-comunale) 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.

 2

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

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

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

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

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

Il presente studio è stato svolto ad un Livello 1 e 2 di approfondimento, secondo 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.i. e secondo gli Standard di Archiviazione e Informatizzazione Versione 4.1.

Sono state effettuate delle **misurazioni geognostiche sul territorio comunale**, in modo da ottenere informazioni più dettagliate sulla risposta sismica locale necessarie per definire con maggior cura lo studio di MS.

Ad ogni modo, i risultati del Livello 1 e 2 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, litologico-stratigrafiche ed idrogeologiche del territorio comunale riprese, in parte, dalla “Relazione Geologica - Sismica” e dalle tavole del Piano Strutturale Comunale P.S.C. al quale si rimanda per un maggiore approfondimento.

3.1 Inquadramento geografico

L'attuale assetto geomorfologico dell'ambito geografico in esame è il risultato dell'effetto combinato di alterne vicende climatiche di varia intensità, lente deformazioni tettoniche ed interventi antropici, che si sono imposti negli ultimi millenni ed hanno direttamente interagito sulla rete idrografica.

L'area di progetto ricade in quel settore di pianura pedemontana distale che borda la fascia di meandreggiamento del F. Po, compresa ad est dal T. Nure e ad ovest dal F. Trebbia.

Il limite morfologico tra la pianura pedemontana e la fascia morfologica del F. Po è molto sfumato a seguito degli interventi antropici che hanno pesantemente condizionato la superficie del suolo.

Rimangono anche se talvolta non ben conservati i salti di pendenza degli antichi orli di terrazzo fluviale. Tali salti di pendenza sono visibili a nord di Dossi di Roncaglia e a sud di Gerbido.

Nell'ambito geografico in esame, i corsi d'acqua sono rimaste le uniche zone che mantengono ancora, nonostante i massicci interventi di regimazione (arginature, pennelli, traverse, ecc.), un alto grado di naturalità con frequenti emergenze morfologiche.

Contrariamente le aree perifluviali esprimono il congelamento di una situazione originatasi antecedentemente alla limitazione degli alvei fluviali entro percorsi prefissati, in cui le opere di bonifica agraria, infrastrutturazione ed insediamento hanno conferito al rilievo un assetto costante ed uniforme livellando tutte le asperità del terreno. Le superfici del suolo conservano tuttavia, anche se in forma relittuale, ancora le tipiche geometrie dell'ambiente fluviale.

La pianura pedemontana, nell'ambito geografico in esame, è costituita dall'impalcatura della conoide alluvionale del F. Trebbia e di rango inferiore del T. Nure. Il paesaggio, nel suo complesso, è contraddistinto dai seguenti aspetti:

- il F. Trebbia mostra un andamento tipicamente rettilineo, mentre il T. Nure lo presenta fino all'altezza di Roncaglia per poi assumere un andamento molto sinuoso, talora meandriforme; entrambi i corsi d'acqua scorrono nelle aree topograficamente inferiori;
- le zone perifluviali, comprese tra i suddetti corsi d'acqua, sono caratterizzate da alcuni ordini di terrazzi fluviali impostati a quote gradualmente superiori, esprimendo un'età di formazione progressivamente più antica;
- le superfici di tali terrazzi fluviali sono generalmente sub-pianeggianti con deboli ondulazioni a seguito delle incisioni prodotte dalla rete idrica secondaria, e digradano leggermente verso N-NE con pendenze medie pari a 0,5 - 1,0%;
- le superfici di terrazzo, verso il lato fiume, sono interrotte lateralmente da scarpate di alcuni metri (orli di terrazzi fluviali) o da sensibili aumenti di pendenza;
- la rete idrica secondaria (Rio Riello, Rio Stradazza, Rio Santa Vittoria, Colatore Rifiuto, Colatore Rianza) interessa le zone perifluviali comprese tra i corsi d'acqua principali (F. Trebbia e T. Nure) e scorre nelle aree topograficamente inferiori generando deboli ondulazioni alle superfici del piano campagna.

Le caratteristiche stratigrafico - sedimentologiche della pianura pedemontana sono tipiche dei corsi d'acqua con le seguenti qualità specifiche: medio - alto trasporto solido totale; medio - alto rapporto tra trasporto solido al fondo e trasporto solido totale, granulometria grossolana, medio - bassa sinuosità; medio - alto rapporto tra larghezza e profondità del talweg; medio - alta pendenza del talweg.

Il F. Trebbia e il T. Nure allo stato attuale non presentano le suddette caratteristiche, perché dal Pleistocene superiore, durante le glaciazioni, ai giorni nostri hanno subito una generale perdita di competenza.

In passato, per effetto delle condizioni climatiche glaciali e quindi più umide con abbondanti precipitazioni, presentavano alvei più grandi con maggiore energia.

Nell'Olocene invece, a seguito del miglioramento climatico l'attività dei corsi d'acqua è progressivamente scemata, determinando l'evoluzione degli alvei fluviale verso forme maggiormente in equilibrio con la cadente morfologica e la natura dei sedimenti affioranti.

Al di fuori delle fasce di pertinenza fluviale la forte pressione antropica, come già affermato, ha determinato la sostanziale alterazione degli elementi morfologici.

Solo localmente sono individuabili, attraverso l'accurato esame cartografico, per analisi dell'andamento delle curve di livello, e aereo-fotogrammetrico, alcune forme relitte a testimonianza della passata dinamica evolutiva del territorio.

L'andamento altimetrico evidenzia forti correlazioni con la distribuzione del reticolo idrografico. Sono riconoscibili, infatti, anche a distanze relativamente elevate dall'attuale tracciato dei corsi d'acqua antichi paleoalvei con andamento parallelo alle principali direttrici idrografiche. In particolare per il Fiume Po sono individuabili paleoalvei recenti, medio-recenti ed antichi fino a 2 Km a sud dell'attuale tracciato.

Allo stato attuale la dinamica morfologica delle zone perifluviali, non più alimentata dalla naturale divagazione del Fiume Po, ristretto entro le aree golenali da imponenti strutture arginali, è caratterizzata solamente da una notevole attività sinmorfogenetica, indotta dal processo di consolidazione degli strati di terreno costituenti il sottosuolo.

Le zone esterne all'argine maestro, a differenza delle fasce golenali continuamente compensate dagli apporti alluvionali, sono soggette ad importanti fenomeni di subsidenza tuttora attivi.

Le principali cause possono essere sia di origine geologica che antropica. Le cause geologiche sono relative all'effetto del carico litostatico, per l'accumulo sulla verticale dei depositi alluvionali, e alle escursioni della superficie piezometrica, per fattori essenzialmente climatici.

Le cause antropiche sono, invece, relative alle sole variazioni dei livelli piezometrici indotti da eccessivi emungimenti idrici o per modifiche nei livelli di base dei corsi d'acqua per eccessiva attività estrattiva in alveo.

3.2 Inquadramento geolitologico locale

I depositi affioranti nell'area in esame sono stati attribuiti dal Servizio Geologico Regionale al dominio: Dominio Padano Adriatico.

Si tratta di quella serie di unità cosiddette "Neoautoctoni", ovvero sedimentati posteriormente alle principali fasi orogenetiche dell'Appennino Settentrionale; hanno carattere regressivo, con sabbie e peliti torbiditiche alla base, seguite da un prisma sedimentario fluvio-deltizio, progradante, ricoperto al tetto da depositi continentali.

Nei profili sismici si riconosce una sola direzione di progradazione nord/est-vergente, originata dai sistemi deltizi ad alimentazione appenninica.

Le unità stratigrafiche del Dominio Padano Adriatico, descritte nel presente studio, rientrano nella classe delle Sequenze Deposizionali sensu Mitchum et Al. (1977). Dal punto di vista gerarchico si distinguono 2 Sequenze Principali (Supersintemi, secondo la terminologia delle U.B.S.U.) denominate come segue:

- Supersintema del Quaternario Marino, costituito da depositi di ambiente marino;
- Supersintema Emiliano-Romagnolo, costituita da depositi di ambiente continentale.

Nell'ambito del territorio comunale affiora unicamente il Sintema (o Alloformazione) Emiliano Romagnolo superiore che ricopre le unità più antiche e che può essere suddiviso in 2 sistemi principali (dal più antico a più recente):

- Sintema (o Alloformazione) Emiliano Romagnolo inferiore - (Pleistocene medio);
- Sintema (o Alloformazione) Emiliano Romagnolo superiore - (Pleistocene medio - Olocene).

Supersintema Emiliano Romagnolo (ESS)

Il Supersintema Emiliano Romagnolo, deponosi a partire da circa 800.000 anni, è costituito da terreni continentali, sedimentati al di sopra di una superficie di discontinuità regionale. In corrispondenza di Piacenza lo spessore di tali sedimenti continentali è di circa 200 metri.

Alloformazione Emiliano-Romagnola Inferiore (LES)

L'Alloformazione Emiliano-Romagnola Inferiore (LES), deponosi probabilmente tra circa 800.000 e 450.000 anni (Pleistocene medio), è un'unità sedimentata in ambiente di piana alluvionale durante un prolungato periodo di subsidenza regionale.

Il contatto di base è netto e discordante, talora erosivo, sull'Allogruppo Quaternario Marino.

La successione stratigrafica è caratterizzata da limi e limi argillosi prevalenti di colore grigio-azzurro, talora con screziature giallo-ocracee di ossidazione, con intercalazioni ghiaiose le quali, in corrispondenza dei paleo-apparati fluviali principali (Tebbia e Nure) possono diventare predominanti.

Sono frequenti i livelli ricchi in sostanza organica (prevalentemente frustoli carboniosi) e con presenza di gasteropodi continentali: depositi di piana alluvionale e localmente di conoide alluvionale distale. In corrispondenza di Piacenza l'Alloformazione Emiliano-Romagnola Inferiore presenta una potenza di circa 60 m.

Alloformazione Emiliano-Romagnola Superiore (UES)

L'Alloformazione Emiliano-Romagnola Superiore è un'Unità alluvionale prevalentemente grossolana, di età Pleistocene medio - Olocene. Il limite di tetto è rappresentato dalla superficie topografica, mentre il contatto di base è netto e discordante sull'Alloformazione Emiliano-Romagnola Inferiore e su tutte le altre unità più antiche.

L'Alloformazione Emiliano-Romagnola Superiore è suddivisa in cinque allomembri, che dal più recente a quello più antico sono:

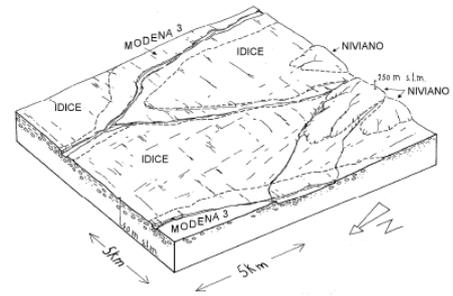
1. Allomembro di Ravenna (AES8)2: Pleistocene superiore - Olocene; post circa 20.000 anni B.P;
2. Allomembro di Villa Verucchio (AES7): Pleistocene superiore;
3. Allomembro di Agazzano (AES3): Pleistocene medio;
4. Allomembro di Maiatico (AES2): Pleistocene medio;
5. Allomembro di Monterlinzana (AES1): Pleistocene medio.

In corrispondenza di Piacenza l'Alloformazione Emiliano-Romagnola Superiore presenta una potenza di circa 140 m.

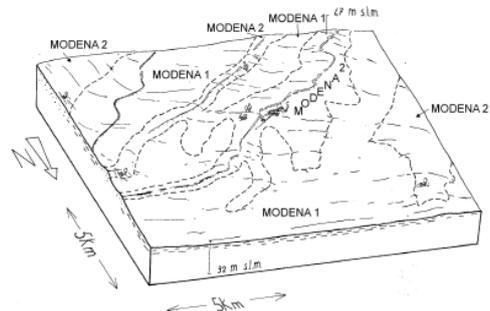
L'Alloformazione Emiliano-Romagnola Superiore nel territorio in esame è caratterizzato da due direzioni di progradazione: la prima, assiale, est-vergente, originata dal Fiume Po; la seconda, trasversale, nordest-vergente, originata dai sistemi di alimentazione appenninica. Sulla base delle direzioni di progradazione possono essere individuate le seguenti classi di sistemi deposizionali:

- pianura pedemontana ad alimentazione appenninica: si estende dal margine morfologico dell'Appennino fino all'altezza dell'autostrada del Sole lungo l'asse del T. Nure e dell'Autostrada Torino - Piacenza all'altezza del Fiume Trebbia. E' caratterizzato da depositi prevalentemente ghiaiosi nelle aree attigue e contigue dei corsi d'acqua principali e limi e/o argille prevalenti o comunque più abbondanti nelle aree perfluviali d'interconoide.

Il rapporto tra materiali grossolani e fini, elevato nella zona di alta pianura, decresce linearmente procedendo verso valle e verso le zone più interne delle aree perfluviali (zone d'interconoide), fino a valori medi, generalmente superiori all'unità. I sedimenti sono organizzati in grandi sistemi di conoide alluvionale, dove le litologie grossolane (ghiaie e sabbie) costituiscono estesi corpi tabulari, interdigati da cunei di materiali essenzialmente fini (limi ed argille). In altri termini la "Pianura pedemontana" è il frutto della coalescenza dei sistemi di conoide alluvionale e delle zone d'interconoide.



- pianura alluvionale ad alimentazione assiale (paleoPo): si estende dall'asse del Fiume Po per circa qualche chilometro in direzione sud. Il sistema deposizionale è caratterizzato da spesse bancate di sabbie prevalenti e ghiaie con locali intercalazioni lentiformi di argille e limi; il rapporto tra materiali grossolani e fini risulta alto. Il tratto di pianura con la successione sedimentaria descritta è definito anche "Piana di meandreggiamento del Fiume Po".



I suddetti sistemi deposizionali, in profondità si presentano interdigati tra loro in relazione al tasso di apporto sedimentario, alle oscillazioni eustatiche del livello marino e alle fasi di attività e stasi tettonica, che nel corso del riempimento del bacino padano hanno determinato la continua variazione del depocentro bacinale.

Nell'area in esame dell'Alloformazione emiliano-romagnola superiore affiora solamente l'allomembro di Ravenna.

I depositi affioranti nel territorio comunale di Piacenza sono stati cartografati nella Tav. GEOLOGIA, di cui si riporta un estratto a seguire. Le unità geologiche definite in legenda sono state individuate sulla base delle loro caratteristiche morfologiche, stratigrafiche e pedologiche. Nella zonizzazione geologica, oltre al rilievo di dettaglio in sito, sono state consultate anche le seguenti documentazioni cartografiche:

- i suoli dell'Emilia Romagna - Carta 1:250.000 (1994). Servizio Cartografico - Ufficio Geologico della Regione Emilia Romagna;
- Progetto CARG a cura della Regione Emilia-Romagna.

Nel complesso i depositi affioranti sono relativi all'Alloformazione Emiliano-Romagnola Superiore. Di tale unità affiora solamente la sottounità definita in letteratura geologica come Allomembro di Ravenna. Si

tratta di un'unità di origine fluviale dell'Olocene - Pleistocene Superiore. Lo spessore massimo dell'unità è di circa 18 - 20 metri.

Il tetto dell'unità è rappresentato dalla superficie deposizionale, per gran parte relitta, corrispondente al piano topografico, mentre il contatto di base è discontinuo, spesso erosivo e discordante, sugli altri allomembri e sulle unità più antiche. La parte superiore dell'Allomembro di Ravenna è nota come Unità Modena costituita da una successione sedimentaria la cui deposizione è inquadrabile nell'ambito degli eventi alluvionali che hanno caratterizzato gli ultimi 1.500 anni di storia evolutiva.

Appartenenti all'Allomembro di Ravenna sono state cartografate le unità di seguito descritte.

Depositi di conoide alluvionale: Sono caratterizzati da superfici pianeggianti, incise da numerosi canali minori che scorrono per lo più all'interno di alvei regolarizzati secondo percorsi rettilinei. Tali superfici sono discretamente sopraelevate rispetto all'alveo dei fiumi attuali e dei terrazzi più recenti e presentano deboli ondulazioni legate alla rimozione ed al trasporto dei materiali alluvionali, mobilizzati dai corsi d'acqua minori che le attraversano. La litologia è costituita da ghiaie sabbiose, sabbie e limi stratificati, localmente con copertura discontinua di limi argillosi.

Depositi d'interconoide: Sono caratterizzati da superfici pianeggianti, incise da numerosi canali minori che scorrono per lo più all'interno di alvei regolarizzati secondo percorsi rettilinei. Tali superfici sono leggermente sopraelevate rispetto all'alveo dei fiumi attuali e dei terrazzi più recenti e presentano deboli ondulazioni legate alla rimozione ed al trasporto dei materiali alluvionali, mobilizzati dai corsi d'acqua minori che le attraversano. La litologia è costituita da limi e in subordine da sabbie e argille sedimentati in ambiente di piana alluvionale, solcate localmente da canali di ghiaie;

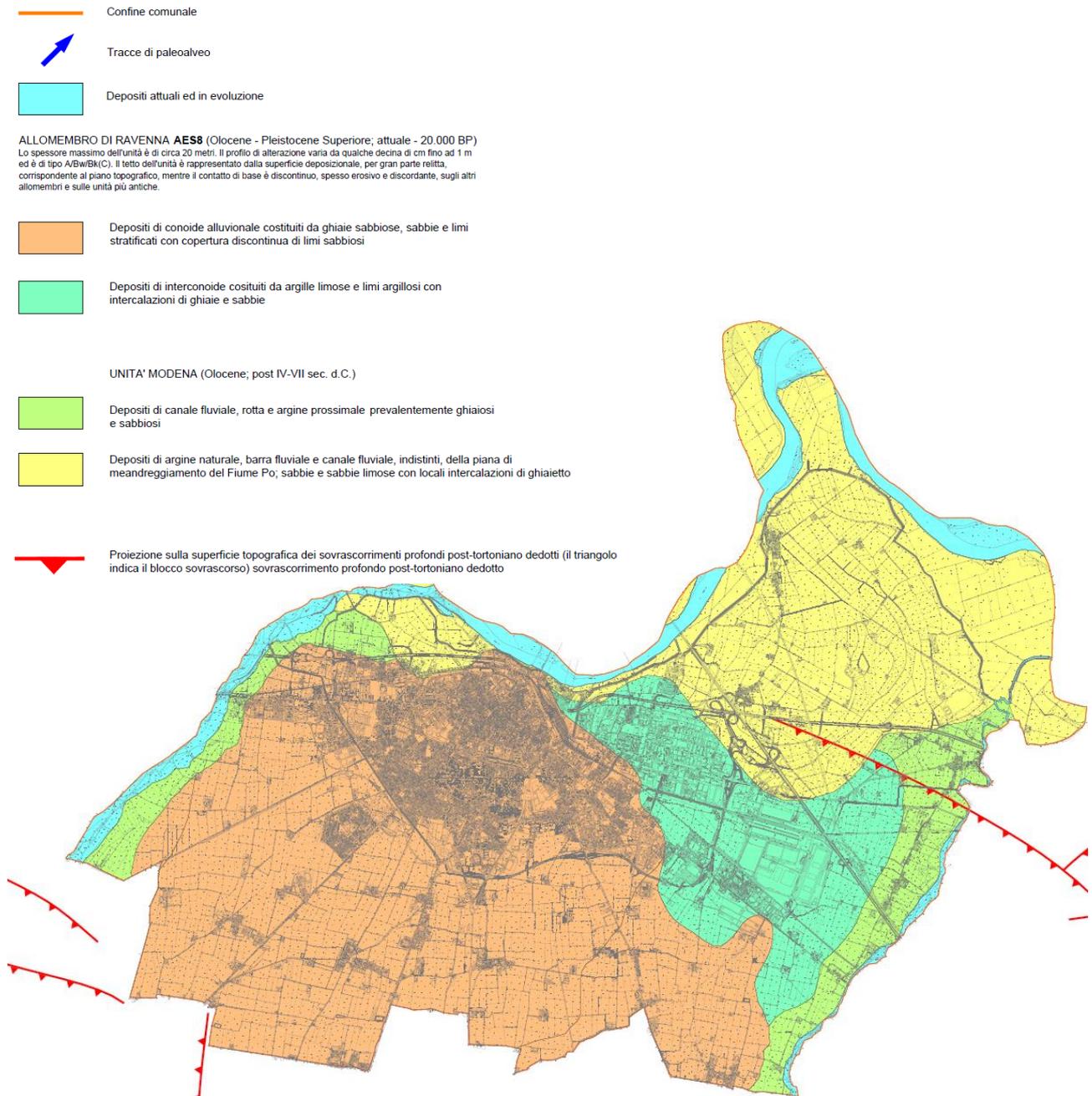
Appartenenti al tetto dell'Allomembro di Ravenna e quindi note come unità Modena sono state cartografate le unità di seguito descritte.

Depositi di canale fluviale, rotta e argine prossimale: Unità costituita dall'alternanza di ghiaie, sabbie, argille e limi sedimentati in ambiente di piana alluvionale; nelle aree prossimali ai corsi d'acqua e ai paleolavei predominano le litologie ghiaiose e sabbiose e tendenzialmente sabbiose, mentre in aree distali si registra, associate alle litologie precedenti, un maggiore frequenza di litologie fini limose ed argillose. I depositi di canale fluviale, rotta e argine prossimale caratterizzano i depositi terrazzati più bassi, e quindi più recenti, che bordano il T. Nure e il Fiume Trebbia;

Depositi di canale fluviale in evoluzione del Fiume Trebbia e del T. Nure: Unità costituita da ghiaie e ghiaie sabbiose o da sabbie con livelli e lenti di ghiaie ricoperte da un sottile livello limoso argilloso discontinua. Affiorano nelle fasce di pertinenza del T. Nure e del Fiume Trebbia periodicamente mobilitate dalle piene fluviali;

Depositi di canale fluviale in evoluzione del Fiume Po: la morfologia è costituita da un ampio canale quasi completamente fissato dalle opere spondali, dove si assiste alla presenza di ambienti deposizionali di elevata energia; la successione stratigrafica è caratterizzata da sabbie grossolane e ghiaietto con stratificazione piano parallela o a festoni;

Depositi di argine naturale, barra fluviale e canale fluviale, indistinti, della piana di meandreggiamento del Fiume Po: la fascia di meandreggiamento è larga mediamente qualche km ed è caratterizzata nel complesso da un assetto tendenzialmente suborizzontale con superfici piane e/o ondulate, leggermente degradanti verso est, che conservano le forme subcircolari e a festoni tipiche dei meandri estinti; la successione stratigrafica è tipicamente caratterizzata da sabbie in facies di canale attivo e barra fluviale, chiuse verso l'alto da una successione finingupward di riempimento canale (in sequenza sabbie, limi ed argille).



Estratto della Carta Geolitologica del P.S.C. di Piacenza

3.3 Inquadramento idrografico e idrogeologico

Nello studio del Bacino Idrogeologico della Pianura Emiliano-Romagnola, il Servizio Geologico della Regione Emilia-Romagna ha utilizzato una particolare sottoclasse d'Unità Idrostratigrafiche, denominate UNITA' IDROSTRATIGRAFICO-SEQUENZIALI (Regione Emilia-Romagna, ENI-AGIP, 1998). Le caratteristiche peculiari delle Unità Idrostratigrafico-Sequenziali (UIS) sono le seguenti:

1. sono costituite da una o più unità Stratigrafiche a limiti discontinui (limiti di discontinuità stratigrafica), denominate Sequenze Deposizionali, sensu Mitchum et Al. (1977).
2. comprendono in posizione basale e/o sommitale una Barriera di Permeabilità Regionale.

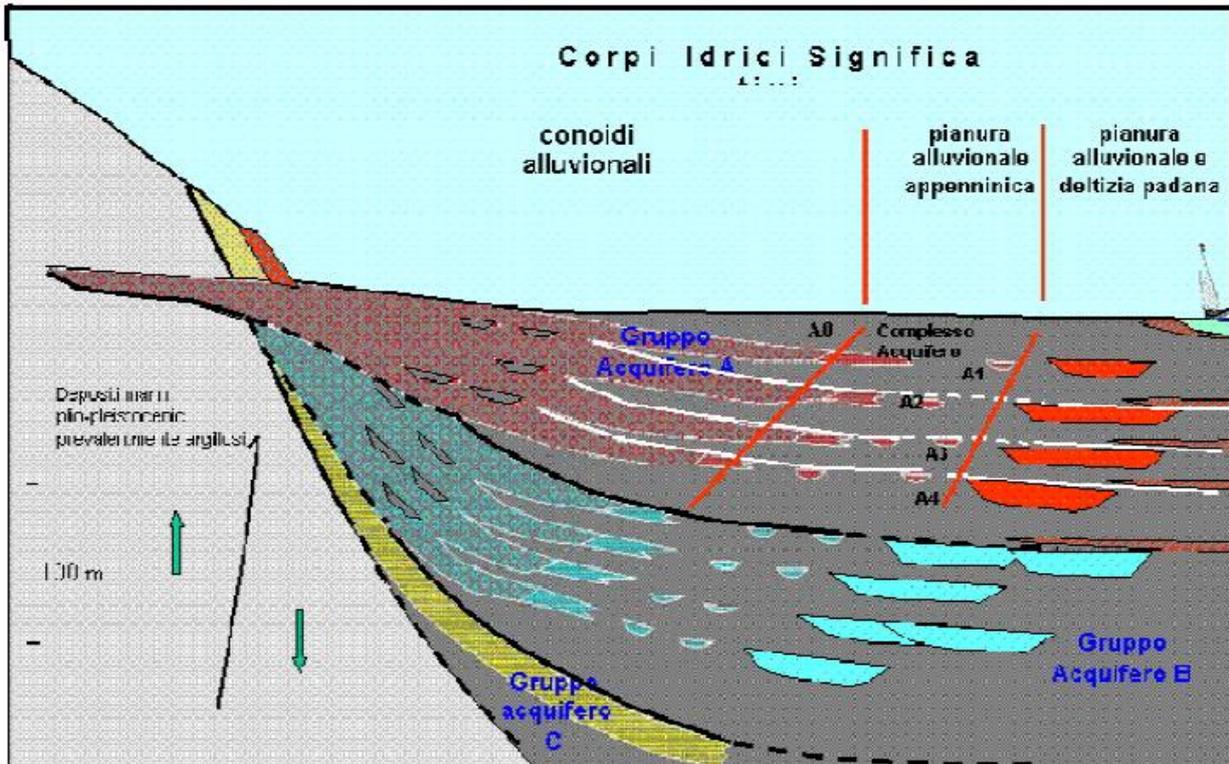
L'identificazione di una Sequenza Deposizionale con un'Unità Idrostratigrafica discende dalla considerazione seguente: una Sequenza Deposizionale è per definizione un corpo geologico complesso, formato da facies con geometrie e caratteri petrofisici variabili, ma legate geneticamente, cioè deposte in ambienti sedimentari contigui ed in continuità di sedimentazione. Le superfici di strato possono quindi toccare, ma non intersecare i limiti della Sequenza Deposizionale a cui appartengono.

La Figura seguente illustra il quadro geologico-stratigrafico e idrostratigrafico del Bacino Idrogeologico della Pianura Emiliano-Romagnola, in cui si inserisce l'area di studio.

NUOVA STRATIGRAFIA FISICA DEL PLEISTOCENE EMILIANO-ROMAGNOLO							UNITA' IDROSTRATIGRAFICHE		
NOTE ILLUSTRATIVE F. 199 e RER & ENI-AGIP (1998) mod.		EQUIVALENTI ALLOSTRATIGRAFICI		EQUIVALENTI LITOSTRATIGRAFICI AFFIDATI SUL M.A.P.		ETA (milioni di anni)	SCALA CRONOSTRATIGRAFICA (milioni di anni)	GRUPPO ACQUIFERO	COMPLESSO ACQUIFERO
POST TETTONICO	ALLOGRUPO O SUPERSISTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO SUPERIORE	AES 7	Qc2	TELE JURE TERRAZZINI ALLIATA BELLARIVA E ALL'INCHI SARACENI LADIBETI	UNITA' DI CA' DI SOLA	-0.12	0.125	A	A1
SIN TETTONICO	ALLOGRUPO O SUPERSISTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO SUPERIORE	AES 3/6	Qc	UNITA' DI VILLA DEL BOSCO	UNITA' DI CA' DI SOLA	-0.45	PLEISTOCENE SUPERIORE - OLOCENE		A2
POST TETTONICO	ALLOGRUPO O SUPERSISTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO SUPERIORE	AES 2/5		Qc1	UNITA' DI OLMA-TELLO				UNITA' DI CA' DI SOLA
SIN TETTONICO	ALLOGRUPO O SUPERSISTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO SUPERIORE	AES 1/4	Qm 3b	MILAZZIANO E DELUVIUM p.p.	SABBIE di CA' delle DONNE ARGILLE di S. ANDREA	-0.80			PLEISTOCENE MEDIO
POST TETTONICO	ALLOGRUPO O SUPERSISTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO INFERIORE	AES 3/6	Qm 3a	FORMAZIONE FALDO - LADIBETI	SABBIE di CASTELVETRO SABBIE GIALLE di INVOLA			B1	
SIN TETTONICO	ALLOGRUPO O SUPERSISTEMA QUATERNARIO MARINO	AES 2/5	Qm 2	CALABRIANO e Fne di CASTELL' ARIQUATO p.p.	ARGILLE di TERRA del SOLE p.p.	-1.0	PLEISTOCENE INFERIORE	B2	
POST TETTONICO	ALLOGRUPO O SUPERSISTEMA QUATERNARIO MARINO	AES 1/4	Qm 1	ARGILLE AZZURRE e Fne di CASTELL' ARIQUATO p.p.	ARGILLE di TERRA del SOLE p.p. e ARGILLE di RIOLO TERME			B3	
SIN TETTONICO	ALLOGRUPO O SUPERSISTEMA QUATERNARIO MARINO	AES 3/6	Qm			0.94		1.72 PLIOCENE SUPERIORE	B4
POST TETTONICO	ALLOGRUPO O SUPERSISTEMA QUATERNARIO MARINO	AES 7							Qm 2
SIN TETTONICO	ALLOGRUPO O SUPERSISTEMA QUATERNARIO MARINO	AES 3/6	Qm 1			0.94	C2		
POST TETTONICO	ALLOGRUPO O SUPERSISTEMA QUATERNARIO MARINO	AES 1/4	Qm 2						C3
SIN TETTONICO	ALLOGRUPO O SUPERSISTEMA QUATERNARIO MARINO	AES 3/6	Qm 1			0.94		C3	
POST TETTONICO	ALLOGRUPO O SUPERSISTEMA QUATERNARIO MARINO	AES 7	Qm 2						C4

Schema geologico-stratigrafico e idrostratigrafico del Bacino Pleistocenico della Pianura Emiliano-Romagnola. Da "Di Dio G. (2001): Il quadro delle conoscenze. In STUDI SULLA VULNERABILITA' DEGLI ACQUIFERI \ 15. Nuova Carta della vulnerabilità del parmense ed indirizzi di tutela delle acque. A cura di G. Alifracco. 9-20, Pitagora ed., Bologna".

Le Unità Idrostratigrafico-Sequenziali di rango superiore sono 3, denominate **Gruppi (di) Acquiferi A, B e C**, a loro volta suddivise in 12 UIS, gerarchicamente inferiori, denominate **Complessi (di) Acquiferi**. Esse affiorano estesamente sul margine meridionale del Bacino Idrogeologico della Pianura Emiliano-Romagnola per poi immergersi verso nord al di sotto dei sedimenti depositati dal Fiume Po e dai suoi affluenti negli ultimi 20.000 anni, contenenti Sistemi Acquiferi quasi sempre freatici, di scarsa estensione e potenzialità (**Complesso Acquifero Superficiale o A0**; Fig. seguente)



Sezione idrostratigrafica rappresentativa del Bacino Pleistocenico della Pianura Emiliano- Romagnola. Figura tratta dagli elaborati conoscitivi a supporto del Piano di Tutela delle Acque della Regione Emilia-Romagna.

I corpi geologici che fungono da acquiferi sono costituiti da sedimenti ghiaiosi e sabbiosi di origine deltizia, litorale e alluvionale depositi dai paleo-fiumi appenninici e dal Paleo-fiume Po a partire da circa 1 milione di anni fa (nella provincia di Piacenza). Ciascun Gruppo Acquifero è idraulicamente separato, almeno per gran parte della sua estensione, da quelli sovrastanti e sottostanti, grazie a Barriere di Permeabilità Regionali.

Al suo interno ogni Gruppo Acquifero è composto da serbatoi acquiferi sovrapposti e giustapposti, parzialmente o totalmente isolati tra loro, suddivisi in Complessi e Sistemi Acquiferi. Le principali barriere di permeabilità in senso orizzontale sono costituite da corpi geologici decametrici, a prevalente granulometria fine, interpretabili come sistemi deposizionali interdeltizi o di interconoide e bacino interfluviale, che si giustappongono a sistemi deposizionali deltizi, di conoide alluvionale e fluviali, ricchi in materiali grossolani.

I rapporti geometrici fra i Complessi Acquiferi e le caratteristiche geometrico-stratigrafiche e idrogeologiche più importanti sono:

1. I depositi grossolani di origine marino-marginale e di delta-conoide ascritti al Gruppo Acquifero C: costituiscono Sistemi Acquiferi confinati di grande estensione, intercalati da Barriere di Permeabilità di notevole spessore (> 8 m) e continuità, la cui correlazione è possibile in tutta l'alta pianura piacentina;
2. il Gruppo Acquifero C risulta deformato e strutturato per effetto dei movimenti tettonici tardo-quadernari del Margine Appenninico Padano; in conseguenza di ciò, gli assi strutturali sepolti condizionano notevolmente la profondità a cui può essere incontrato uno stesso Sistema Acquifero del Gruppo C;
3. il tetto del Gruppo Acquifero C in Comune di Piacenza si estende alla profondità di circa 200 metri dalla superficie topografica;
4. i Gruppi Acquiferi B e A, d'origine alluvionale, non costituiscono mai, se non nelle zone strettamente apicali di conoide, un acquifero freatico, monostrato e indifferenziato. Essi sono invece molto più complessi e articolati del Gruppo C a causa della giustapposizione e sovrapposizione di differenti sistemi

deposizionali, ma possono comunque essere studiati e cartografati in dettaglio, evidenziando le aree di interconnessione presenti tra Sistemi Acquiferi generalmente separati e l'estensione delle principali Barriere di Permeabilità;

5. la superficie erosiva di separazione tra Gruppo Acquifero A e B in Comune di Piacenza si estende alla profondità di 140 metri dalla superficie topografica;

6. lo spessore dei sedimenti, appartenenti al sistema Emiliano Romagnolo Superiore, che contengono il Gruppo Acquifero A è di circa 140 metri.

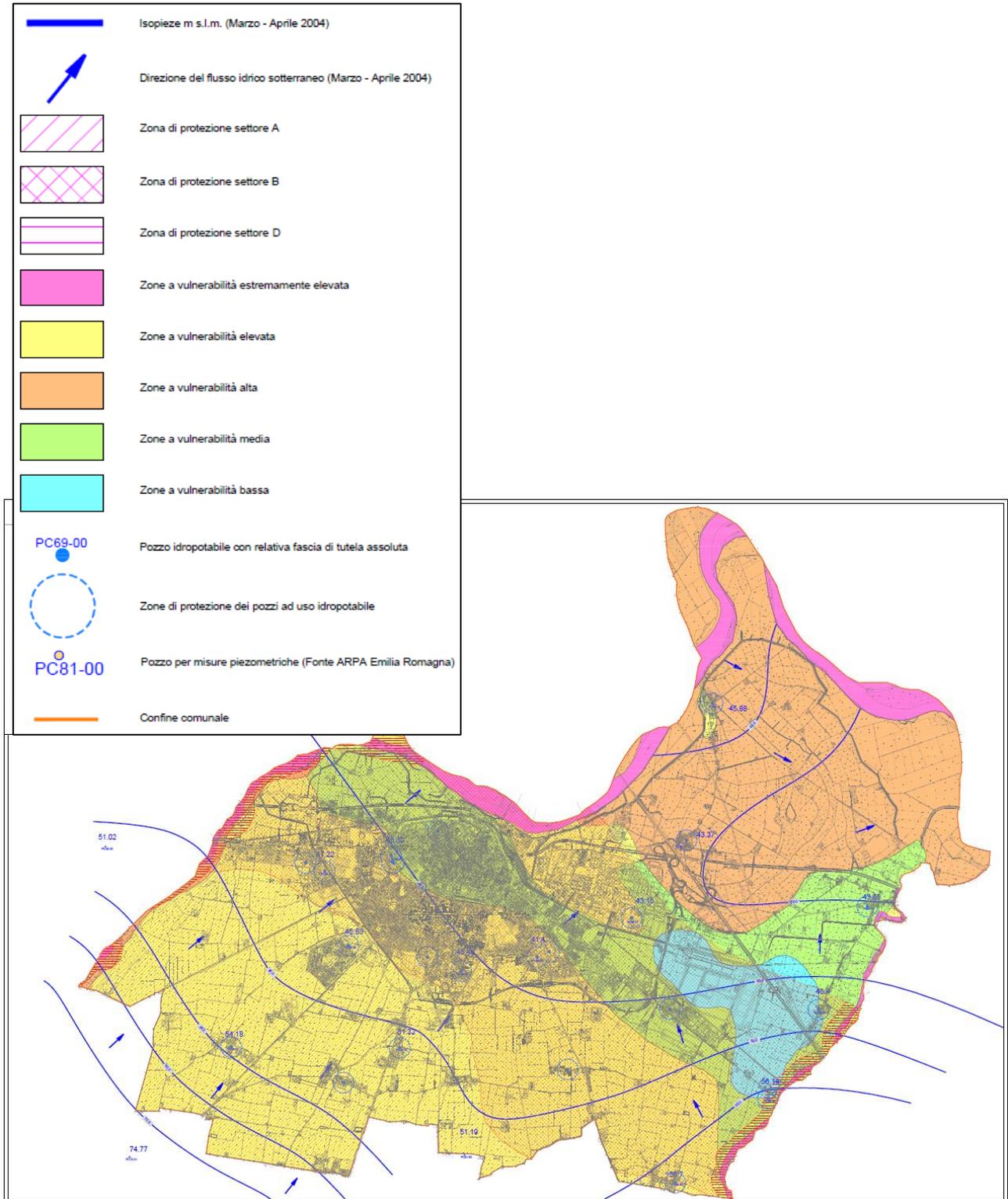
In relazione all'assetto strutturale dei gruppi di acquiferi che caratterizzano il bacino idrografico della pianura emiliana romagnola, gli acquiferi del gruppo A, sono quelli interessati direttamente o indirettamente dalle infrastrutture e dai fabbricati attuali e futuri che interessano il territorio comunale di Piacenza. La Carta Idrogeologica esprime, attraverso la rappresentazione grafica delle linee isopiezometriche, l'assetto e il moto della falda idrica superficiale; in particolare è stata ricostruito il livello della superficie piezometrica relativo al periodo primaverile del 2004. Si tratta di un valore di massimo relativo nel periodo di osservazione dal 1977 - 2007. I pozzi di riferimento, che hanno permesso, la ricostruzione del dato idrogeologico appartengono alla rete di misura ARPA e sono individuati nella tavola idrogeologica di cui si riporta un estratto a seguire.

La finalità delle indagini verte nella rappresentazione grafica della superficie reale della falda idrica, attraverso la quale è possibile determinare, con sufficiente approssimazione, l'orientazione degli assi principali di flusso (flusso della falda, assi drenati, corsi d'acqua drenanti o alimentanti la falda e spartiacque piezometrici), la presenza di anomalie strutturali nel serbatoio e l'influenza esercitata da queste sul flusso idrico sotterraneo, le aree soggette ad intensi emungimenti e, infine, la variazione areale del gradiente idraulico. Tali aspetti sono fondamentali per valutare gli effetti indotti dalle infrastrutture sull'ambiente idrico sotterraneo.

Le linee isopieze sono state tracciate con un'equidistanza di 5 metri, convenzione resa necessaria per meglio rappresentare l'andamento della falda idrica in funzione sia della variabilità che dei bassi valori del gradiente idraulico.

Gli acquiferi superficiali e il regime idraulico sotterraneo presentano le seguenti caratteristiche:

- la direzione del flusso idrico sotterraneo è nel complesso diretta verso nord-est;
- nel settore nord-est del territorio comunale, nella zona di meandreggiamento del Fiume Po, la direzione del flusso idrico sotterraneo risente del limite a potenziale imposto indotto dal Fiume Po medesimo; conseguentemente il flusso idrico sotterraneo subisce un'inflexione verso est con direzione prevalente est/nord-est;
- il T. Nure e il Fiume Trebbia esercitano sugli acquiferi laterale un'azione alimentante;
- il T. Nure e il Fiume Trebbia costituiscono dei limiti a potenziale imposto che, ad ogni variazione dei livelli idrometrici, determinano effetti sul livello piezometrico dell'acquifero superficiale, in proporzione alla conducibilità idraulica del mezzo terreno e della distanza del punto di osservazione;
- le falde idriche presentano un regime idraulico a pelo libero; solo in un limitato settore in corrispondenza di zona con bassa vulnerabilità all'inquinamento in relazione alla presenza di una spessa copertura fine si sono instaurate condizioni idrauliche semiconfinate;
- nell'area di studio la quota della falda idrica ricade tra le isopieze 70 m s.l.m. nel settore sudovest e 43 m s.l.m. nel settore nord-est;
- la quota della falda idrica nel capoluogo comunale si attesta quote comprese tra 47,0 m s.l.m. e 44 m s.l.m.;
- nell'area di studio la soggiacenza arriva a 15 m nel settore sud-ovest e 1 m nel settore nord-est;
- la soggiacenza nel capoluogo comunale si attesta a valori compresi tra 12 e 6 m;
- nell'area di studio il gradiente idraulico è pari a 0,5% nel settore sud-ovest e 0,05% nel settore nord-est;
- il gradiente idraulico nel capoluogo comunale si attesta al 0,1 - 0,2%.



Estratto Carta Idrogeologica del P.S.C. del comune di Piacenza

4 DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITA' DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO

Nel presente capitolo viene trattata la sismicità storica locale, le faglie capaci e le sorgenti sismogenetiche, la zonazione sismica nazionale, la pericolosità sismica di riferimento e verrà fatto un accenno all'inquadramento sismo-tettonico generale del comune di Piacenza.

4.1 Inquadramento sismotettonico generale

L'assetto fisico del territorio comunale ha seguito le sorti della pianura padana e del fronte Appenninico settentrionale, nel corso della loro storia evolutiva.

Dal Cretaceo (circa 100 MA) fino ai giorni nostri la regione padana ed appenninica è stata soggetta ad alterne fasi di compressione e stasi tettoniche, instaurate dalle interazioni tra la placca africana e la placca euroasiatica e, più in dettaglio, dalla microplacca dell'Arco Appenninico Settentrionale e dalla microplacca Adriatica.

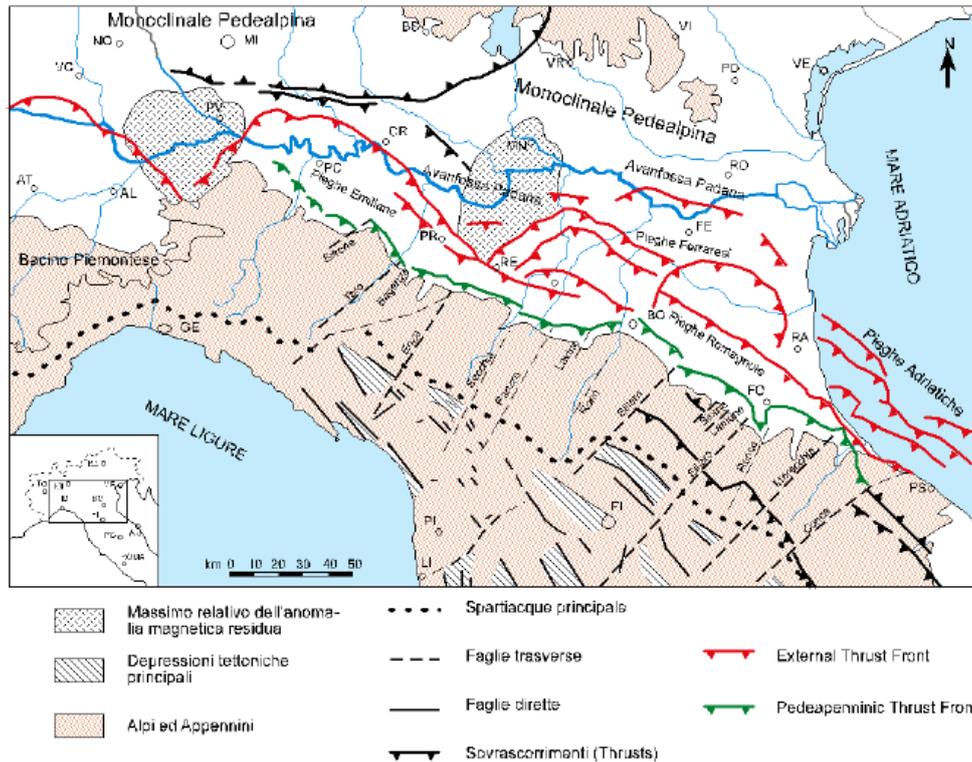
È a partire dall'Oligocene superiore che inizia la formazione della catena dell'Appennino settentrionale attraverso il meccanismo di sovrascorrimento della microplacca dell'Arco Appenninico Settentrionale a scapito della microplacca Adriatica e della sua copertura sedimentaria, che instaura un processo di deformazione continentale polifasica. In particolare, nell'ambito di tale processo, si possono riconoscere due stadi compressivi principali:

- primo stadio compressivo: si sviluppa dall'Oligocene superiore al Pliocene inferiore, durante il quale è definita la strutturazione dell'arco dell'Appennino Settentrionale (stadio collisionale) e, in zona antistante (avanfossa padana), la delineazione del bacino perisuturale padano - adriatico (Bally e Snelson 1980); all'inizio del Pliocene tale bacino costituiva un grande golfo invaso dalle acque marine (propaggine occidentale del Mare Adriatico), limitato a nord dalle Alpi, a sud-ovest dagli Appennini e a nord-est dalle Dinaridi (Catena montuosa della Jugoslavia);
- secondo stadio compressivo: si sviluppa a partire dal Pliocene medio (circa 5,0 MA) in poi coinvolgendo anche il margine meridionale del bacino perisuturale padano nel processo di strutturazione della catena appenninica (in senso geografico dal margine appenninico settentrionale fino a circa l'asse del Fiume Po); il processo deformativo del margine meridionale del bacino perisuturale si sviluppa attraverso la formazione di sovrascorrimenti, faglie, duplicazioni e pieghe, in parte sepolte dalle coperture alluvionali quaternarie e in parte evidenti lungo il margine morfologico appenninico settentrionale.

14

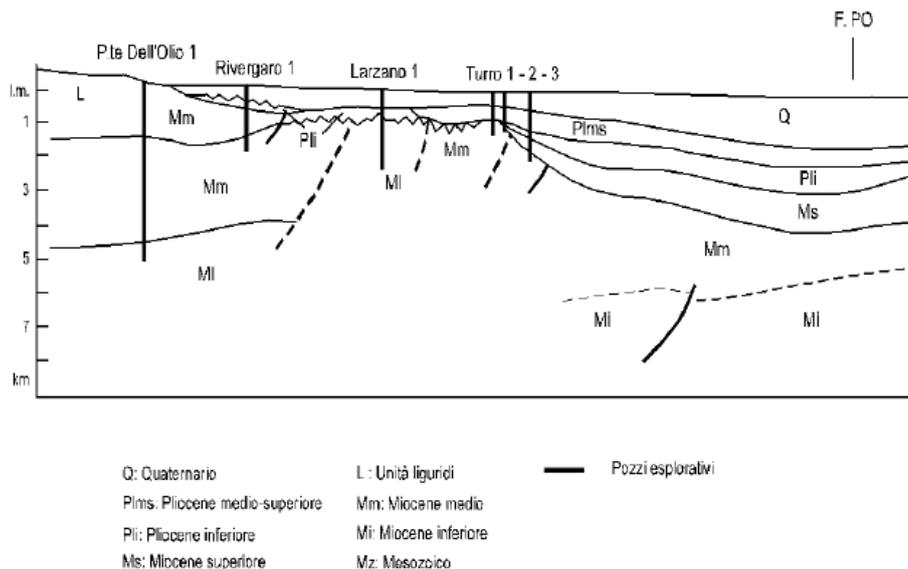
Nell'epoca quaternaria, successivamente al pleistocene medio, la crescente estensione di terre emerse e soggette ad erosione consentì ai corsi d'acqua alpini ed appenninici di colmare di sedimenti il bacino padano conferendone l'attuale assetto e morfologia.

Il margine meridionale del bacino perisuturale padano è di tipo "complesso" (secondo Ricci Lucchi, 1986), perché interessato da sovrascorrimenti, faglie, duplicazioni, pieghe e bacini che si estendono da est ad ovest interessando per intero la pianura emiliana romagnola.



In particolare nel sottosuolo antistante il margine morfologico dell'Appennino settentrionale, dal Piemonte meridionale fino al limite orientale della Romagna, seguendo poi l'allineamento Appennini - Mare Adriatico, sono presenti, a livello delle formazioni mesozoiche e mio-plioceniche (sepolte quindi da una più o meno spessa coltre alluvionale quaternaria), due serie principali di *thrusts* a sviluppo sequenziale frontale.

Essi costituiscono due sistemi di grandi pieghe asimmetriche con andamento anticlinale (figura seguente), formatesi attraverso molteplici faglie inverse e sovrascorrimenti, immergenti verso sud/sud-ovest con inclinazioni comprese tra i 15° e i 30°, che racchiudono un bacino satellite ad esse parallelo.



In letteratura geologica queste zone di scollamento tettonico sono note come “External Thrust Front” (ETF), sull’allineamento di Cremona - Parma - Reggio Emilia - Correggio (RE) - Mirandola (MO) - Ferrara e

Ravenna, e “Pedeapenninic Thrust Front” (PTF), lungo il margine morfologico dell’Appennino Settentrionale. Da nord a sud il margine meridionale del bacino perisuturale padano è quindi caratterizzato dalle seguenti strutture:

1. External Thrust Front (ETF): alto strutturale frutto dell’involuppo delle rampe frontali dei thrust sepolti, che esprime la zona di confine tra la Monoclinale pedealpina¹, che si apre in direzione nord a partire dal fronte settentrionale dell’alto strutturale medesimo, e la regione “Apennines” (microplacca dell’arco Appenninico settentrionale) a sud;
2. bacino minore o satellite: depressione racchiusa a nord dall’alto strutturale dell’ETF e a sud dalle strutture embricate del PTF; si estende in zona antistante al margine morfologico dell’Appennino emiliano romagnolo con allungamento in direzione ovest/nord-ovest ed est/sud-est, presentandosi con geometrie non costanti che esprimono settori strutturalmente svicolati tra loro in relazione all’andamento planimetrico delle strutture sepolte associate all’External Thrust Front” (ETF) e al Pedeapenninic Thrust Front (PTF);
3. Pedeapenninic Thrust Front (PTF); esprime la zona di confine tra il margine morfologico appenninico e il suddetto bacino satellite.

Il comune di Piacenza si colloca in corrispondenza del bacino minore o satellite. Nelle tavole geologiche allegata al presente studio e al PSC comunale, sono rappresentate le proiezioni in superficie topografica dei sovrascorrimenti sepolti: le proiezioni dei sovrascorrimenti sepolti comprese sull’allineamento dei centri frazionali di Roncaglia e Gerbido appartengono all’External Thrust Front.

Le suddette strutture sono l’espressione della collisione tettonica tra la microplacca dell’Arco Appenninico Settentrionale e la microplacca Adriatica. Le deformazioni formatesi e la parziale subduzione della microplacca adriatica sotto quella dell’Arco Appenninico Settentrionale sono causate dalle spinte nord-est vergenti, impresse dal movimento di convergenza tra la zolla africana ed europea a seguito dell’estensione dell’Oceano Atlantico.

4.2 Caratterizzazione sismogenetica locale

Per la pianura padana non esistono lavori a scala regionale che segnalano aree a diversa velocità di abbassamento o innalzamento. L’unico lavoro finora disponibile, la “Carta neotettonica dell’Appennino settentrionale” (Bartolini *et alii*, 1982), per il periodo Pleistocene medio - Presente, considera tutto l’Appennino emiliano-romagnolo in sollevamento o abbassamento senza individuare zone a diverso tasso di crescita o decrescita.

Sulla base delle quote dei terrazzi datati, risulta evidente che lungo il margine appenninico-padano i maggiori sollevamenti si registrano tra il Reno e il Taro in Emilia, dal Bidente al Savio in Romagna (>1 mm/anno), mentre i sollevamenti minori si registrano nell’Emilia occidentale (a ovest del Taro) e nella Romagna occidentale tra il Santerno e il Montone (<1 mm/anno).

Per le restanti aree, dove poche sono le indicazioni ricavabili dai terrazzi, non è possibile una stima quantitativa dei sollevamenti. Tuttavia, è possibile, sulla base di dati morfostrutturali, riconoscere, naturalmente con una certa approssimazione, aree a diverso grado di sollevamento, recente e in atto.

Le aree più sollevate, per la presenza di finestre tettoniche, assottigliamenti della coltre alloctona ligure ed epiligure, la presenza di alti strutturali della successione carbonatica e riattivazioni di sovrascorrimenti e formazioni di *thrusts* fuori sequenza, sono l’alto Appennino emiliano (tasso >1 mm/anno) e tutto l’Appennino romagnolo a monte del sovrascorrimento individuato nel basamento; risultano invece meno sollevati, per il forte spessore della coltre alloctona, il basso e medio Appennino piacentino, modenese e bolognese, (tasso <1 mm/anno) cioè tutti i settori a valle del raddoppio.

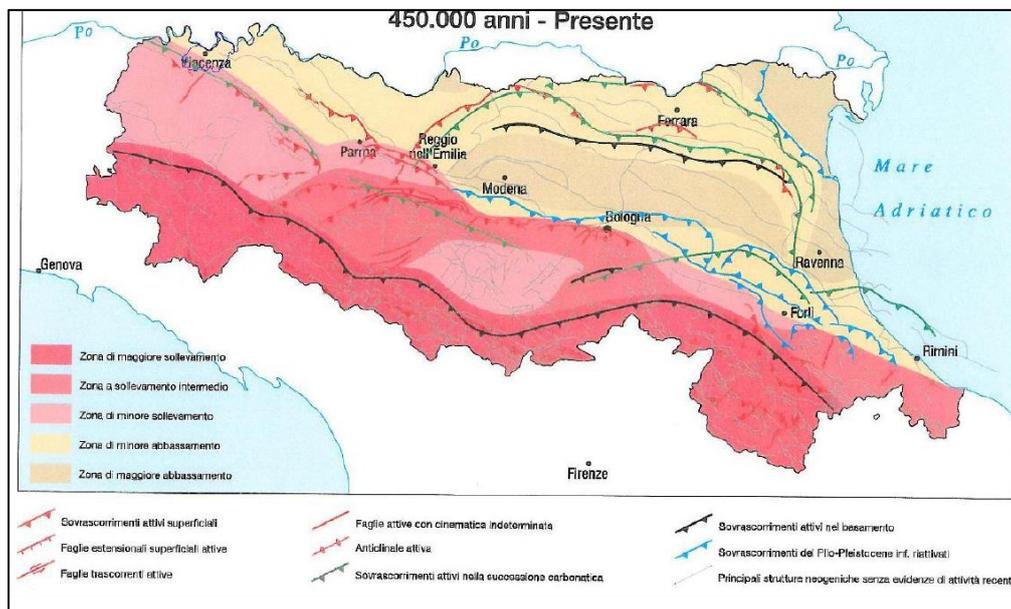
Il Comune di Piacenza, sulla base di quanto riportato in precedenza è caratterizzato da un tasso di sollevamento < 1 mm/anno in quasi tutto il territorio, a parte il settore settentrionale dove invece è soggetto a movimenti verticali negativi tuttora in atto.

Gli effetti del sollevamento sulle opere d'arte possono essere considerati trascurabili, purché i terreni di fondazione presentino caratteristiche geotecniche areali uniformi. In questi casi l'abbassamento della superficie topografica interessa vaste aree senza indurre cedimenti differenziali alle fondazioni dei fabbricati.

Qualora il sottosuolo non presenti condizioni di uniformità geotecnica si possono instaurare conseguenze gravi sulla statica dei manufatti.

Il valore della subsidenza è < 1 mm/anno; sembrerebbe apparentemente ridotto anche se occorre sottolineare l'effetto del sollevamento indotto dalle strutture tettoniche sepolte.

Il fenomeno della subsidenza è un lento e generalizzato abbassamento della superficie topografica che risulta particolarmente attivo nei livelli corticali del sottosuolo e tende a smorzarsi con la profondità.



Questo fenomeno è manifesto in particolare modo nei depositi alluvionali a granulometria fine (limi ed argille) di recente formazione, mentre risulta meno evidente nelle zone di affioramento dei depositi a granulometria grossolana quali le sabbie.

Le cause generatrici della subsidenza possono avere origini sia naturali sia artificiali. La subsidenza naturale si rivela su grandi areali, non visibili a livello locale, ed è indotta dal lento consolidamento della copertura alluvionale quaternaria per le variazioni dei livelli piezometrici e per il carico litostatico dei sedimenti accumulati sulla verticale dai corsi d'acqua.

Gli effetti sulle opere d'arte possono essere considerati trascurabili, purché i terreni di fondazione presentino caratteristiche geotecniche areali uniformi. In questi casi l'abbassamento della superficie topografica interessa vaste aree senza indurre cedimenti differenziali alle fondazioni dei fabbricati.

Qualora il sottosuolo non presenti condizioni di uniformità geotecnica si possono instaurare conseguenze gravi sulla statica dei manufatti.

La subsidenza artificiale si verifica invece su piccole aree ed è provocata principalmente dalle seguenti cause:

- l'eccessivo emungimento di acqua che in genere interessa aree corrispondenti al cono d'influenza dei pozzi idrici;
- le vibrazioni di macchine o del traffico veicolare che comporta la riorganizzazione delle particelle di terreno determinandone la compattazione;
- le variazioni dello stato di consistenza del terreno, per effetto di escavazioni.

Il fenomeno può risultare estremamente pericoloso per la stabilità dei fabbricati, perché può far insorgere sensibili cedimenti differenziali.

4.3 Sismicità storica

La ricostruzione storica degli eventi sismici che hanno caratterizzato il territorio comunale di Piacenza è stata fatta utilizzando il database macrosismico italiano DBMI15 dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (a cura di M. Locati, R. Camassi e M. Stucchi, 2015. *DBMI15, la versione 2015 del Database Macrosismico Italiano*. Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI15>): rispetto al precedente DBMI11, raccomandato nelle linee guida della Regione Emilia Romagna per la realizzazione dello studio della compatibilità sismica, il DBMI15 ne rappresenta l'integrazione e l'aggiornamento, per cui è stato consultato per estrarre le seguenti informazioni.

Nello specifico, il comune di Piacenza appare 82 volte nel Database sopra citato con intensità registrata superiore o uguale a 4. Nella tabella seguente sono stati elencati i vari eventi registrati, con indicati, oltre all'intensità in scala MCS al sito in esame (I), la data (anno, mese, giorno, ora, minuto) in cui si è verificato l'evento Ax, l'intensità massima epicentrale in scala MCS (Io) e la magnitudo momento (Mw).

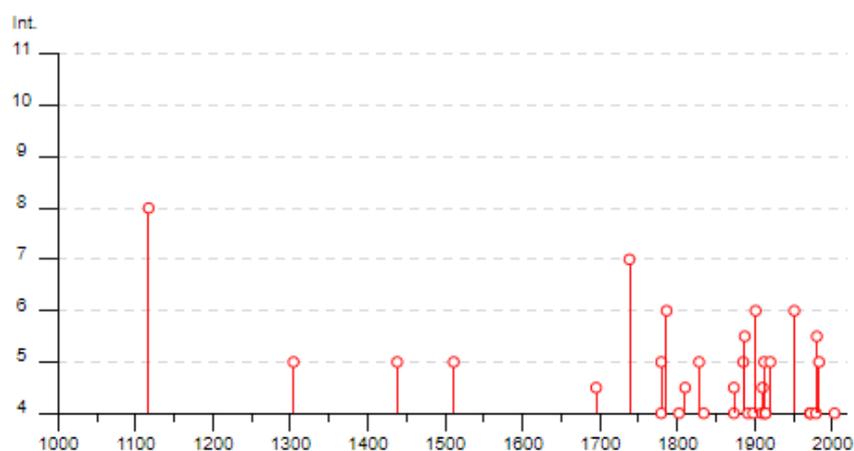
Piacenza

PiaceID IT_35341
 Coordinate (lat, lon) 45.052, 9.693
 Comune (ISTAT 2015) Piacenza
 Provincia Piacenza
 Regione Emilia-Romagna
 Numero di eventi riportati 82

Effetti	In occasione del terremoto del									
Int.	Anno	Me	Gi	Ho	Mi	Se	Area epicentrale	NMIP	Io	Mw
8	1117	01	03	15	15		Veronese	55	9	6.52
F	1222	12	25	12	30		Bresciano-Veronese	18	7-8	5.68
F	1276	07	29	18	30		Monferrato	9	5	4.81
S	1304	10	23	00	45		Pianura emiliana	4		
F	1348	01	25				Alpi Giulie	89	9	6.63
S	1438	06	11	02			Parmense	4	8	5.56
F	1473	05	07	07	45		Milanese	5	4	3.70
S	1511	03	26	15	30		Friuli-Slovenia	120	9	6.32
4-5	1695	02	25	05	30		Asolano	107	10	6.40
F	1732	02	04	18	20		Parma	9	5-6	4.65
7	1738	11	05	00	30		Emilia occidentale	10	7	5.10
S	1779	07	14	19	30		Bolognese	17		
4	1779	11	23	18	30		Bolognese	14	5	4.70
6	1786	04	07	00	15		Pianura lombarda	10	6-7	5.22
4	1802	05	12	09	30		Valle dell'Oglio	94	8	5.60
4-5	1810	12	25	00	45		Pianura emiliana	33	6	5.06
3	1816	12	09	18	55		Parmense	26	7	5.24
S	1828	10	09	02	20		Oltrepò Pavese	110	8	5.72
3-4	1829	09	06	19	30		Cremona	2	5-6	4.40
F	1832	03	13	03	30		Reggiano	97	7-8	5.51
4	1834	02	14	13	15		Val di Taro-Lunigiana	112	9	5.96
3	1834	07	04	00	45		Val di Taro-Lunigiana	24	6-7	5.08
NF	1857	02	01				Parmense-Reggiano	22	6-7	5.11
2-3	1873	03	12	20	04		Appennino marchigiano	196	8	5.85
F	1873	05	16	19	35		Reggiano	15	6-7	5.01
4	1873	06	29	03	58		Alpago Cansiglio	197	9-10	6.29
4-5	1873	09	17				Appennino tosco-ligure	64	6-7	5.26
3	1882	02	15	05			Val Borbera	18	6	4.77
3	1883	03	07	21	15		Piemonte sud-occidentale	21	4-5	4.17
NF	1884	09	12	07	23		Pianura lombarda	34	6	4.70
S	1885	02	26	20	48		Pianura Padana	78	6	5.01
5-6	1897	02	23	05	21	5	Liguria occidentale	1511	9	6.27
NF	1889	03	08	02	57	0	Bolognese	38	5	4.53
NF	1889	12	08				Gargano	122	7	5.47
4	1891	06	07	01	06	1	Valle d'Illasi	403	8-9	5.87
NF	1891	08	01	13	32	2	Lugo	15	4-5	4.36
NF	1892	01	05				Garda occidentale	93	6-7	4.96
NF	1892	03	05				Valle d'Aosta	86	7	4.98
3	1894	11	27	05	07		Bresciano	183	6	4.89

NF	1895	05	18	19	55	1	Fiorentino	401	8	5.50
F	1895	08	07	19	49	3	Appennino tosco-emiliano	84	5	4.67
NF	1895	08	09	17	39	2	Adriatico centrale	103	6	5.11
NF	1898	01	16	13	10		Romagna settentrionale	110	6	4.59
4	1898	03	04	21	05		Parmense	313	7-8	5.37
6	1901	10	30	14	49	5	Garda occidentale	289	7-8	5.44
2-3	1902	08	04	22	36	1	Lunigiana	60	6	4.78
NF	1902	12	04	16	35	0	Lunigiana	36	5	4.35
3	1904	02	25	18	47	5	Reggiano	62	6	4.81
2-3	1904	06	10	11	15	2	Friggiano	101	6	4.82
3	1906	08	25	03	11		Parmense	31	5	4.25
3	1907	04	25	04	52		Veronese	122	6	4.79
4	1909	01	13	00	45		Emilia Romagna orientale	867	6-7	5.36
4-5	1910	01	23	01	50		Piacentino	118	5	4.39
5	1912	10	01	18	10		Piacenza	23	4	3.70
4	1913	03	27	02	25	4	Val Trebbia	58	4-5	4.24
4	1914	10	27	09	22		Lucchesia	660	7	5.63
2	1916	05	17	12	50		Riminese	132	8	5.52
F	1918	01	13	12			Pianura lombarda	24	4	4.62
5	1920	09	07	05	55	4	Garfagnana	750	10	6.53
NF	1928	06	13	08			Carpi	35	6	4.67
NF	1929	04	10	05	44		Bolognese	87	6	5.05
3	1929	04	20	01	10		Bolognese	109	7	5.36
3	1929	05	11	19	23		Bolognese	64	6-7	5.29
2	1930	10	26	07	31		Modenese	11	4	4.12
6	1951	05	15	22	54		Lodigiano	179	6-7	5.17
2	1960	03	23	23	10		Vallese	178	7	5.00
NF	1967	04	03	16	36	1	Reggiano	45	5	4.44
4	1971	07	15	01	33	2	Parmense	228	8	5.51
4	1972	10	25	21	56	1	Appennino settentrionale	198	5	4.87
3-4	1975	11	13	19	55	1	Appennino piacentino	7	5-6	4.36
4	1979	02	09	14	44		Bergamasco	73	6	4.78
NF	1980	11	23	18	34	5	Irpinia-Basilicata	1394	10	6.81
5-6	1980	12	23	12	01	0	Piacentino	69	6-7	4.57
5	1983	11	09	16	29	5	Parmense	850	6-7	5.04
NF	1986	12	06	17	07	1	Ferrarese	604	6	4.43
3	1991	10	31	09	31	1	Emilia occidentale	134	5	4.33
NF	2000	08	21	17	14		Monferrato	595	6	4.94
4	2003	04	11	09	26	5	Valle Scrivia	78	6-7	4.81
F	2004	11	24	22	59	3	Garda occidentale	176	7-8	4.99
2	2005	04	18	10	59	1	Valle del Trebbia	284	4	3.97
F	2008	12	23	15	24	2	Parmense	291	6-7	5.36
3	2011	07	17	18	30	2	Pianura lombardo-veneta	73	5	4.79

Il grafico seguente ricostruisce la storia sismica di Piacenza (per terremoti con intensità al sito superiore o uguale a 4) tra gli anni 1000 e fino al 2015.



Attualmente il DBMI15 (Data Base Macrosismico Italiano 2015), da cui è stata estrapolata la sismicità storica di Piacenza risulta aggiornato fino al 2011 e quindi non contiene la sequenza emiliana relativa alla crisi sismica del 2012 che si riassume nella tabella seguente.

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	-

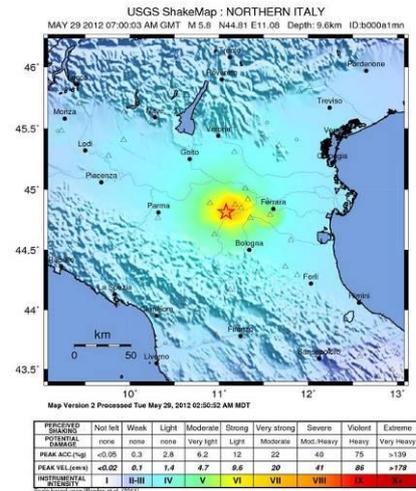
19

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 $M_i 5,9$ 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 $M_s 4,1$ ($M_w 3,98$) 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

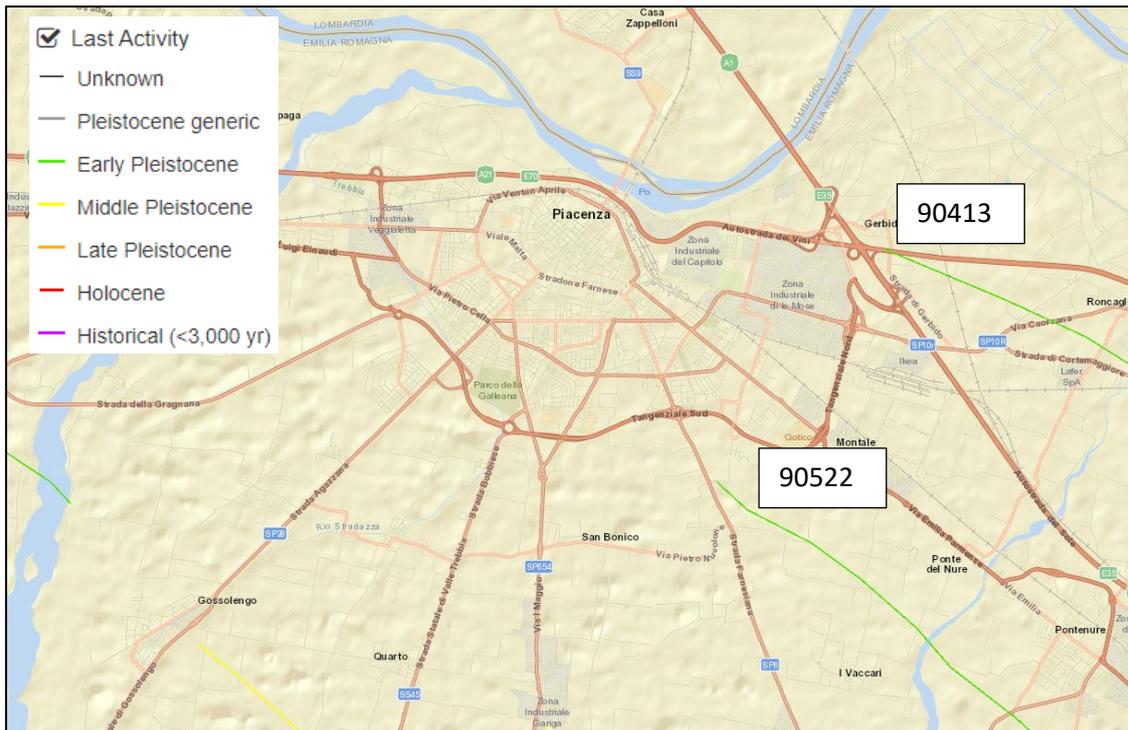
Una forte scossa della durata di 18 secondi, di magnitudo 5,8 e definita superficiale (profondità ipocentro: 9,6 km) è stata registrata alle 09:00:03 del 29 maggio 2012. L'epicentro è nella zona di Medolla e Cavezzo in provincia di Modena. Un primo bilancio provvisorio riporta crolli in edifici anche 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.

4.4 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 Piacenza, si è fatto riferimento agli studi condotti dagli esperti scientifici e riportati nei cataloghi **ITHACA** e **DISS 3.2.0**.

21

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 evidenziare che nel comune di Piacenza sono presenti due faglie la cui ultima attività risale al Pleistocene inferiore, pertanto non sono state considerate come “Faglie Attive e Capaci”, ma sono state inserite nella Carta Geologico-Tecnica come faglie non attive.

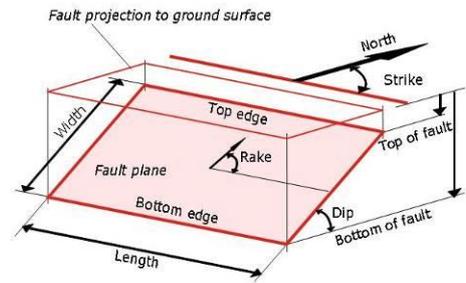


Nome faglia	Piacenza-Busseto
Tipo Faglia	Inversa
Codice faglia	90413
Regione	Emilia Romagna
Sistema	Piacenza-Parma
Ordine	Primaria
Direzione media	115
Direzione di immersione	SSW
Ultima attività (anni)	Early Pleistocene
Affidabilità dato sull'attività	Bassa
Massima lunghezza attesa di rottura	20
Massima magnitudine attesa (MW)	6.6
Qualità dello studio	Bassa

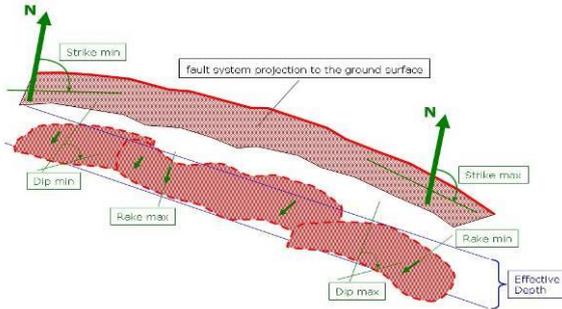
Nome faglia	Fiorenzuola d'Arda
Tipo Faglia	Inversa
Codice faglia	90522
Regione	Emilia Romagna
Sistema	Piacenza-Parma
Ordine	Secondaria
Direzione media	305
Direzione di immersione	NE
Ultima attività (anni)	Early Pleistocene
Affidabilità dato sull'attività	Bassa
Lunghezza faglia	17.7
Massima magnitudine attesa (MW)	6.5
Qualità dello studio	Bassa

La mappa dell'I.N.G.V. riportata sotto, denominata DISS 3.2.0 (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.

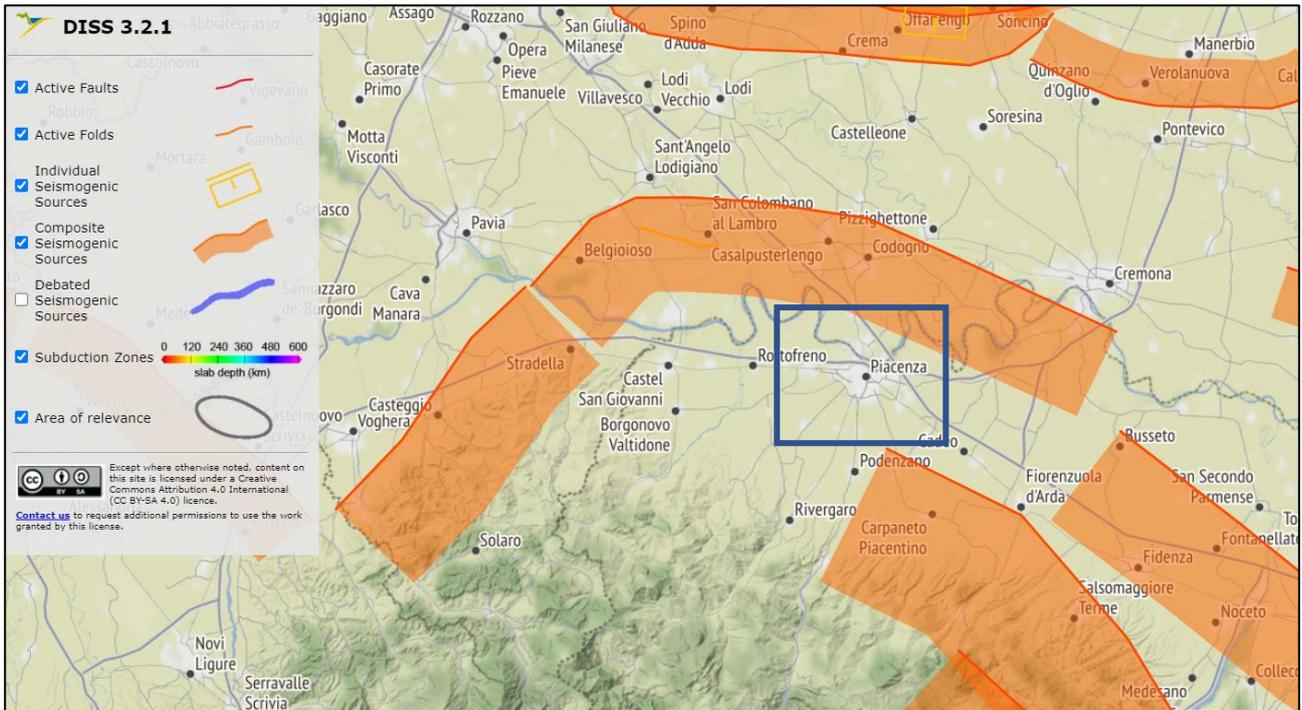


Sorgenti composite (CS): sono regioni estese contenenti un numero non specificato di sorgenti minori allineate che non è ancora conosciuto singolarmente. Le sorgenti composite non sono associate ad uno specifico gruppo di terremoti storici.



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 il comune di Piacenza tra le zone ITCS044 “Portalbera-Cremona” e ITCS045 “San Giorgio Piacentino-Fornovo di Taro”.



La Zona ITCS044 “Portalbera-Cremona”, sintetizzata nella tabella che segue, si trova tra le città di Pavia (a ovest) e Cremona (a est), tra le valli del Ticino e dell’Adda e appartiene al fronte di spinta esterno dell’Appennino settentrionale. Questo fronte è un sistema di faglia che va da N a NE e si trova all’estremità nord-occidentale dell’Appennino Settentrionale, ben inserito nella Pianura Padana e che segna la terminazione a nord della sismogenesi degli Appennini.

I cataloghi strumentali e storici mostrano una sparsa sismicità di intermedia intensità (Mw compresa tra 4.5 - 5.0) con l'eccezione dell'evento del 28 luglio 1276 (Mw 5.1) e del 15 maggio 1951 (Mw 5.2) che ha colpito il Lodigiano.

Minima profondità (km)	2.0
Massima profondità (km)	7.0
Direzione (°)	30 - 115
Inclinazione (°)	20 - 40
Rake (°)	80 - 100
Velocità di movimento (mm/anno)	0.48 - 0.54
Magnitudo massima	5,5

La Zona ITCS045 “San Giorgio Piacentino-Fornovo di Taro”, sintetizzata nella tabella che segue, si trova a cavallo della regione a nord-ovest della valle del Taro e si trova al passaggio tra il fronte di spinta pedeappennino (a sud-est) e il fronte di spinta esterno dell'Appennino settentrionale (a nord e nord ovest). Si tratta di un sistema di faglia tendente a NE, in parte costituito da piccoli archi sulle alte propaggini emiliano-romagnole.

Cataloghi storici e strumentali mostrano una mancanza di sismicità significativa in questa regione, ad eccezione di pochi terremoti con intensità intermedia (Mw compresa tra 4,5 e 5,0) ad ovest ed est dell'area.

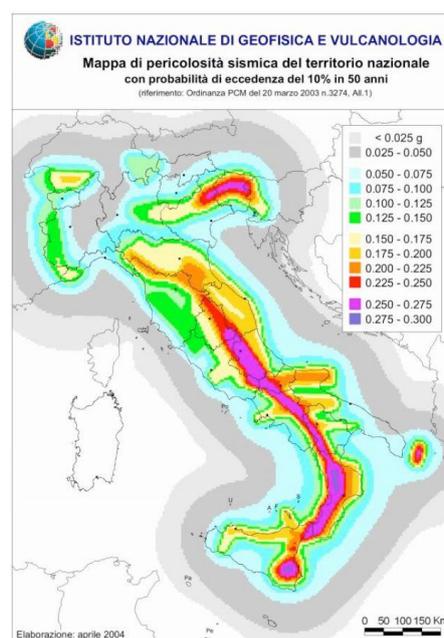
Minima profondità (km)	2.0
Massima profondità (km)	10.0
Direzione (°)	110 - 115
Inclinazione (°)	20 - 40
Rake (°)	80 - 100
Velocità di movimento (mm/anno)	0.24 - 0.63
Magnitudo massima	5,5

24

4.5 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).

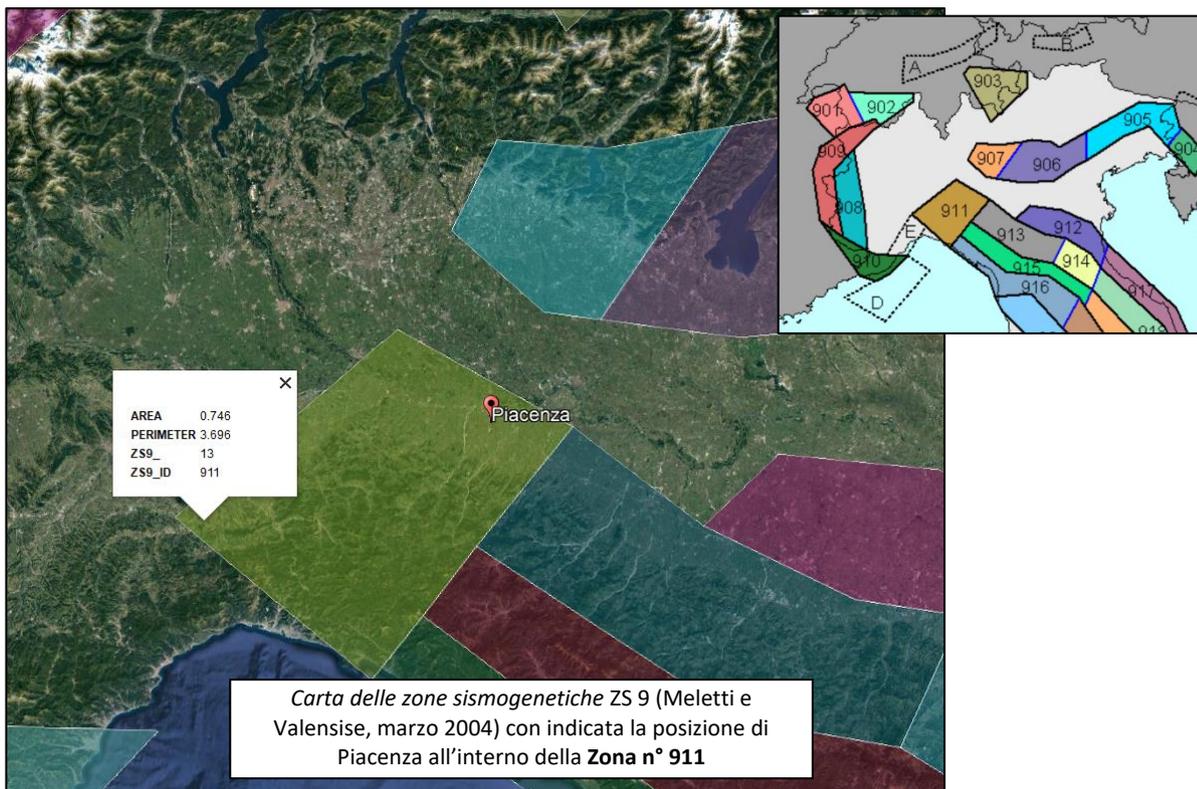
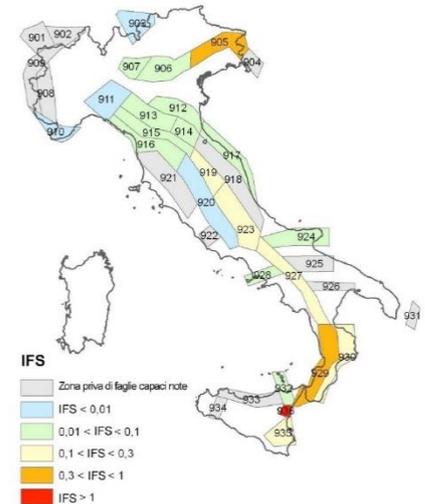
All'interno della ricerca eseguita per tale redazione, è stata elaborata una nuova zonazione sismogenetica, denominata ZS9 che divide tutto il territorio italiano in 36 zone. Tale zonazione è stata condotta tramite l'analisi cinematica degli elementi geologici (cenozoici e quaternari) coinvolti nella dinamica delle strutture litosferiche profonde e della crosta superficiale; essa, pur basandosi ampiamente sull'impianto generale e sul



background informativo della precedente zonazione ZS4 (Scandone e Stucchi, 1996), rappresenta un suo sostanziale ripensamento, alla luce delle evidenze di tettonica attiva, delle valutazioni sul potenziale sismogenetico acquisite nei primi anni del decennio (con i fondamentali contributi del *Database of Individual Seismogenic Sources* (DISS), che, combinando dati geologici, storici e strumentali, censisce le sorgenti in grado di produrre terremoti di magnitudo 5.5 e superiore) e del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (all'epoca della redazione della mappa CPTI2, ora arrivato alla versione CPTI15). Il confronto tra le informazioni che hanno condotto alla costruzione del modello geodinamico e la sismicità osservata ha permesso di costruire la Carta delle Zone Sismogenetiche del territorio nazionale.

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

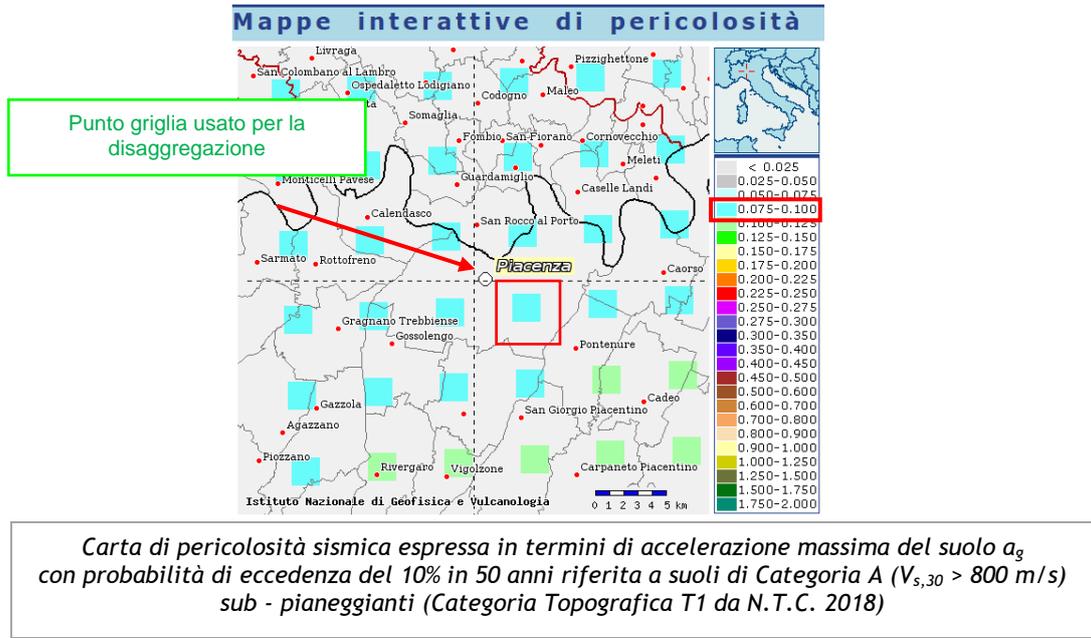
Secondo la zonazione sismogenetica ZS9 (Meletti e Valensise, 2004), il comune di Piacenza si inserisce nella zona sismogenetica n° 911 della figura seguente, e che comprende il cosiddetto "arco di Pavia" e le strutture ad esso relative che hanno la funzione di "svincolo" cinematico del sistema supposto in migrazione.



4.6 Pericolosità sismica di riferimento

La distribuzione e 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 aprile 2006.

Nella carta, della quale la figura seguente ne rappresenta l'estratto per il Comune di Piacenza, 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 sub - pianeggianti di Categoria A.



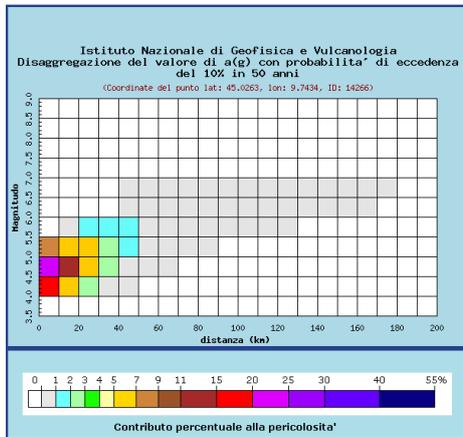
Pertanto, secondo l'O.P.C.M. n. 3519 del 28 Aprile 2006 e la D.M. 17 Gennaio 2018, il territorio oggetto dello studio di MS è inseribile generalmente nella fascia distinta da un valore di accelerazione sismica orizzontale a_g , riferito a suoli rigidi e sub - pianeggianti, compreso tra **0,075g** e **0,100g** (valori riferiti ad una probabilità di superamento del 10% in 50 anni - mappa 50° percentile), ovvero in Zona 3, come classifica la tabella riportata sotto, estratta dall'O.P.C.M. n. 3519 stessa.

a) Ciascuna zona è individuata mediante valori di accelerazione massima del suolo a_g con probabilità di superamento del 10% in 50 anni, riferiti a suoli rigidi caratterizzati da $V_{s30} > 800$ m/s, secondo lo schema seguente:

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

In ultima, si riporta il calcolo della disaggregazione della pericolosità: questa ha lo scopo di individuare il maggior contributo alla pericolosità del sito in termini di magnitudo-distanza di un evento. I grafici riportati sotto sono stati desunti dalle "Mappe interattive di pericolosità sismica" dell'I.N.G.V. e sono relativi al punto della griglia di colore giallo definito nella figura precedente (Carta di pericolosità sismica dell'I.N.G.V.).

Valori medi		
Magnitudo	Distanza	Epsilon
4.840	16.600	0.847



Distanza in km	Disaggregazione del valore di a(g) con probabilit� di eccedenza del 10% in 50 anni (Coordinate del punto lat: 45.0263, lon: 9.7434, ID: 14266)										
	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	16.500	21.600	7.370	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
10-20	0.000	6.090	11.100	5.940	0.226	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
20-30	0.000	2.720	6.890	5.370	1.780	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
30-40	0.000	0.444	2.280	2.620	1.200	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
40-50	0.000	0.028	0.737	1.520	1.020	0.225	0.038	0.000	0.000	0.000	0.000
50-60	0.000	0.000	0.109	0.677	0.751	0.393	0.071	0.000	0.000	0.000	0.000
60-70	0.000	0.000	0.004	0.218	0.441	0.337	0.066	0.000	0.000	0.000	0.000
70-80	0.000	0.000	0.000	0.054	0.233	0.216	0.044	0.000	0.000	0.000	0.000
80-90	0.000	0.000	0.000	0.008	0.118	0.139	0.030	0.000	0.000	0.000	0.000
90-100	0.000	0.000	0.000	0.000	0.045	0.087	0.020	0.000	0.000	0.000	0.000
100-110	0.000	0.000	0.000	0.000	0.016	0.053	0.014	0.000	0.000	0.000	0.000
110-120	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.032	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000
120-130	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.016	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000
130-140	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000
140-150	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
150-160	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	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

Dalla ricostruzione dell'INGV riportata sopra, considerando un tempo di ritorno $T_r = 475$ anni e una Categoria A di sottosuolo in condizioni sub-pianeggianti, si evidenzia che il maggior contributo alla pericolosit  sismica locale   dato da eventi di entit  M_w compresa tra 4,0 e 6,5 e relativamente vicini ($R =$ entro 10-20 km).

Si fa comunque presente che, come tutte le zone sismogenetiche del territorio italiano, anche quella contrassegnata dal n 911 e precedentemente descritta viene considerata omogenea ai fini della probabilit  di accadimento degli eventi sismici, ovvero si ritiene che tutti i punti in essa contenuti abbiano la stessa probabilit  di essere sede di eventi sismici.

27

Secondo il paragrafo 2.8 degli "Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica", la magnitudo massima attesa nella Zona n 911 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 FINALITA'

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 ed 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", sono ormai ben conosciuti e possono amplificare notevolmente le sollecitazioni nelle strutture (di entità tale da portarle fino al collasso) od 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.



Turchia, agosto 1999



Emilia, maggio 2012



Aquila, aprile 2009



Tatsuoka, 2006

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

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

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

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

- **aree sismicamente stabili**, dove possono aversi solo “*effetti di sito*” (stratigrafici, di valle, topografici);
- **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 Piacenza 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 ed alla pianificazione urbanistica e non al progetto delle strutture.

5.3 Finalità e livelli di approfondimento

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

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

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

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

In sintesi:

- il Livello 1, propedeutico ai veri e propri studi di MS, si basa prevalentemente sulla raccolta di dati preesistenti, elaborati per suddividere il territorio in microzone qualitativamente omogenee in prospettiva sismica;
- il Livello 2 associa alle zone omogenee dei parametri quantitativi di interesse ingegneristico-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.

 30

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 il Livello 1 e 2 di approfondimento come previsto dagli "Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica della Protezione Civile" e dalle Linee Guida Regionali.

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

6.1 Indagini pregresse e di nuova realizzazione

Durante la realizzazione dello studio di MS sono state messe a disposizione, dagli uffici comunali di competenza, alcune indagini geotecniche a supporto della progettazione di opere civili e quelle catalogate nel database di ISPRA. Le indagini ritenute più significative, dal punto di vista geo-sismico, sono state opportunamente schedate ed inserite nel supporto digitale.

Sempre durante lo studio di MS, sono state condotte alcune misure geofisiche in prossimità dei punti ritenuti più significativi. In particolare, sono state effettuate:

- n°80 prospezioni sismiche con tecnica attiva MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves) 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°80 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 profili geoelettrici 2D in configurazione Wenner con 24 elettrodi per misurare la resistività dei terreni al fine di valutare l'assetto stratigrafico del sottosuolo;
- n°5 prove penetrometriche Dinamiche Super Pesanti (D.P.S.H.) per la caratterizzazione stratigrafica a geotecnica del sottosuolo.

6.2 Metodologia di elaborazione delle indagini

6.2.1 Indagine sismica di tipo attivo in array (M.A.S.W.)

La procedura M.A.S.W. viene presentata nel 1999 in seguito agli studi effettuati dal Kansas Geological Survey (Park et al., 1999). L'acquisizione simultanea di molti canali, che aumentano la ridondanza statistica, insieme alla semplicità delle operazioni, permettono al M.A.S.W. di superare pienamente le limitazioni incontrate con precedenti metodi. La strumentazione necessaria è composta da uno stendimento sismico di 12 o più geofoni verticali e dal sismografo. L'energizzazione viene effettuata ad hoc a varie distanze e con varie ripetizioni (tecnica stacking) per sommare algebricamente i segnali ottenuti rendendo in tal modo la potenza del segnale superiore a quella del rumore di fondo.

Una particolare analisi spettrale permette di distinguere il modo fondamentale da quelli superiori per ricavare la curva di dispersione ed il profilo delle Vs per successiva inversione 1-D. La teoria sviluppata suggerisce di caratterizzare tale fenomeno mediante una funzione detta curva di dispersione, che associa ad ogni frequenza la velocità di propagazione dell'onda. Tale curva è estraibile dallo spettro del segnale poiché essa approssimativamente posa sui massimi del valore assoluto dello spettro.

A questo punto la curva di dispersione sperimentale deve essere confrontata con quella relativa ad un modello sintetico che verrà successivamente alterato in base alle differenze riscontrate tra le due curve, fino ad ottenere un modello sintetico a cui è associata una curva di dispersione teorica approssimativamente coincidente con la curva sperimentale. Questa delicata fase di interpretazione è comunemente detta fase di inversione e può avvenire in maniera automatica e/o manuale.

Data la necessità di analizzare con elevato dettaglio le basse frequenze (tipicamente anche al di sotto dei 20 Hz), sono stati utilizzati n°16 geofoni a 4,5 Hz ad asse verticale uniti in un array lineare totalmente digitale (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.

Nel territorio in esame, non sono presenti sostanziali variazioni di quota e quindi il sito può essere considerato orizzontale. L'energizzazione è stata effettuata tramite una mazza su piastra battente di circa 5 Kg ad una distanza di 3 m dal primo geofono. Il *sampling rate* utilizzato è stato di 512 Hz in modo da ottenere un elevato dettaglio del segnale. La durata (lunghezza temporale) del segnale registrato deve essere sufficiente per consentire all'impulso emesso dalla sorgente di propagarsi da un estremo all'altro dell'array, ed inoltre consentire la naturale attenuazione su tutti i ricevitori. Nel caso in questione, dopo aver osservato nel monitor del ricevitore la prima acquisizione, è stato deciso di assumere una lunghezza temporale di circa 1 s, più che sufficiente per il nostro scopo. Il software utilizzato per l'analisi spettrale è Grilla v.7 - 2016.

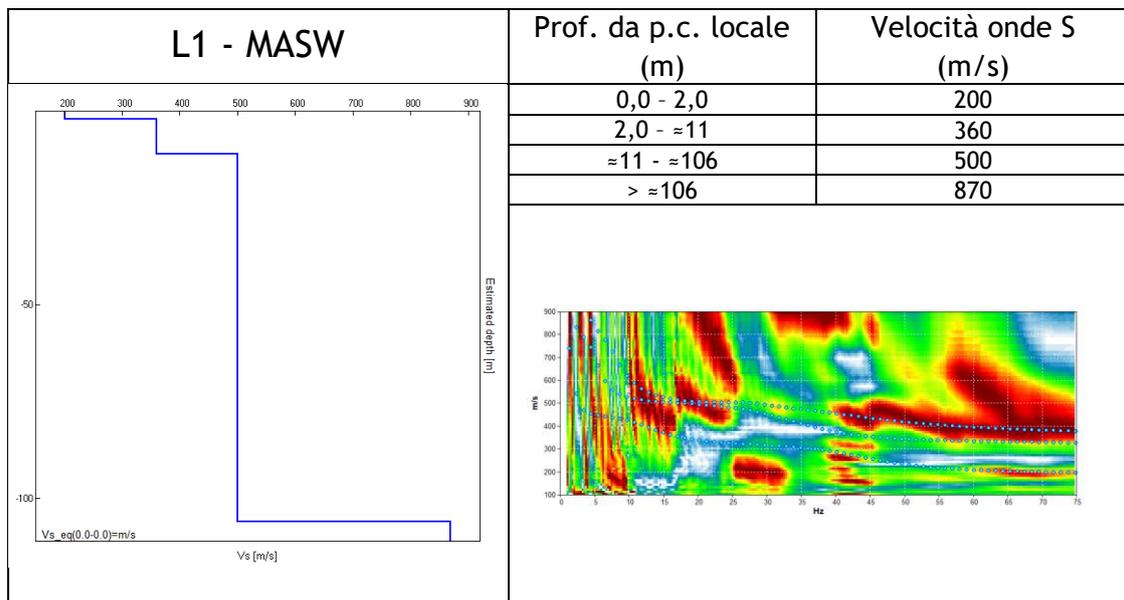
6.2.1.1 Determinazione delle velocità delle onde di taglio S (V_s)

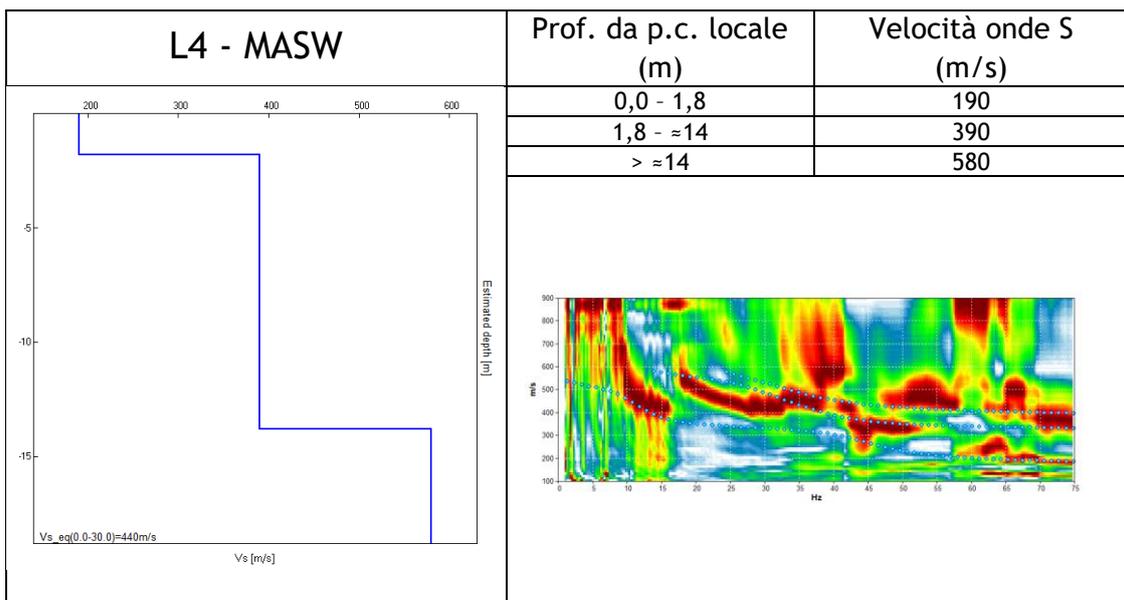
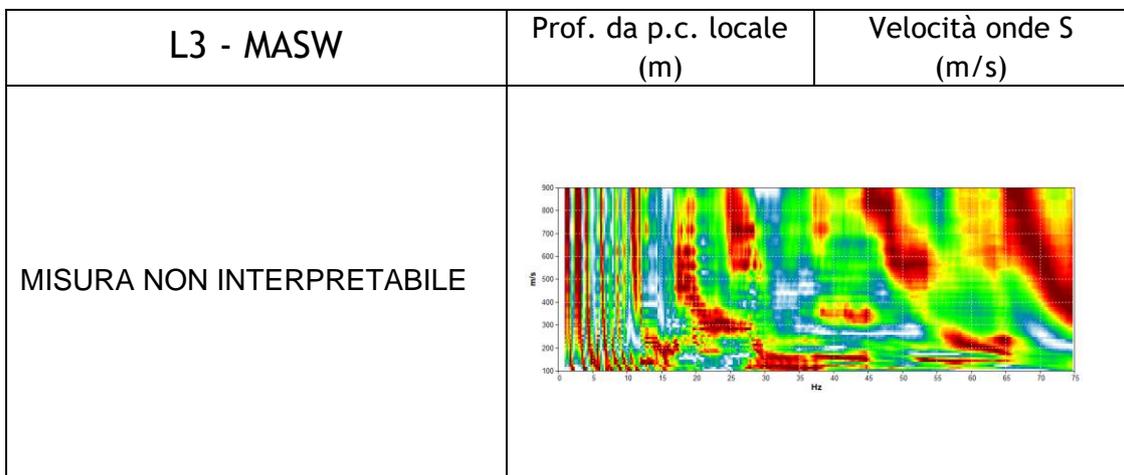
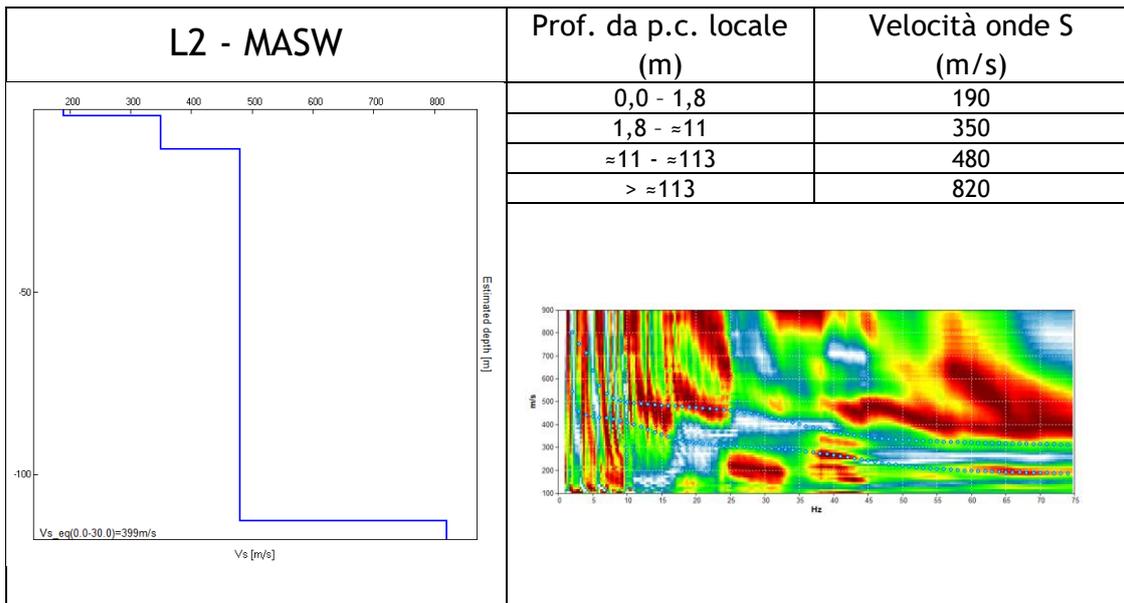
Come detto in precedenza, nel territorio comunale sono state fatte una serie di misure sismiche con tecnica attiva M.A.S.W. (*array* sismici) per approfondire le conoscenze sulle caratteristiche sismiche dei litotipi costituenti il territorio in esame: in particolare, esse sono state utilizzate per determinare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

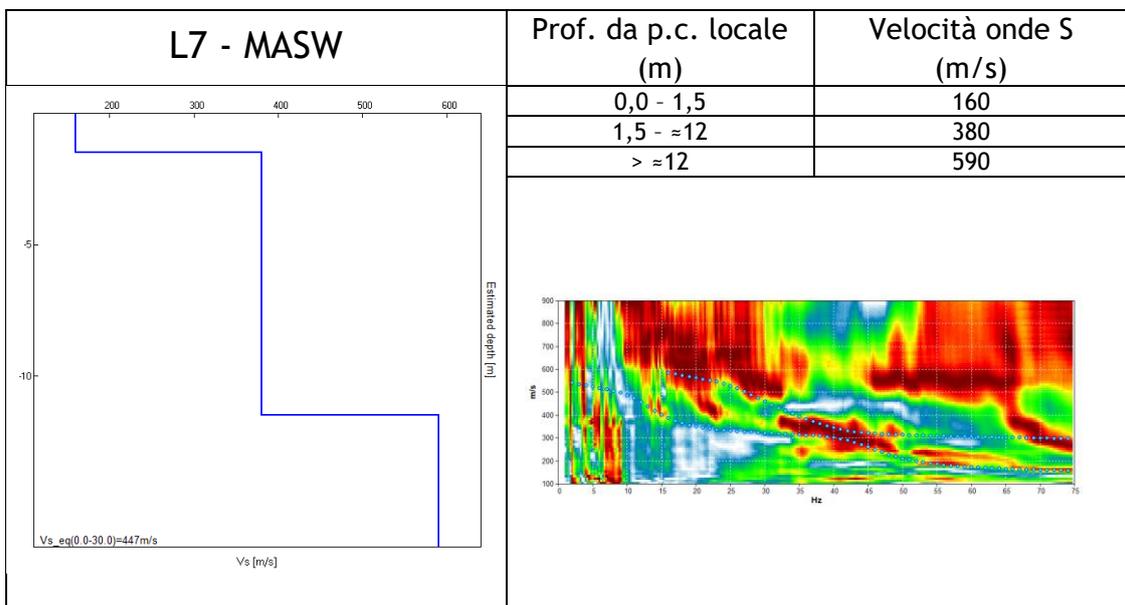
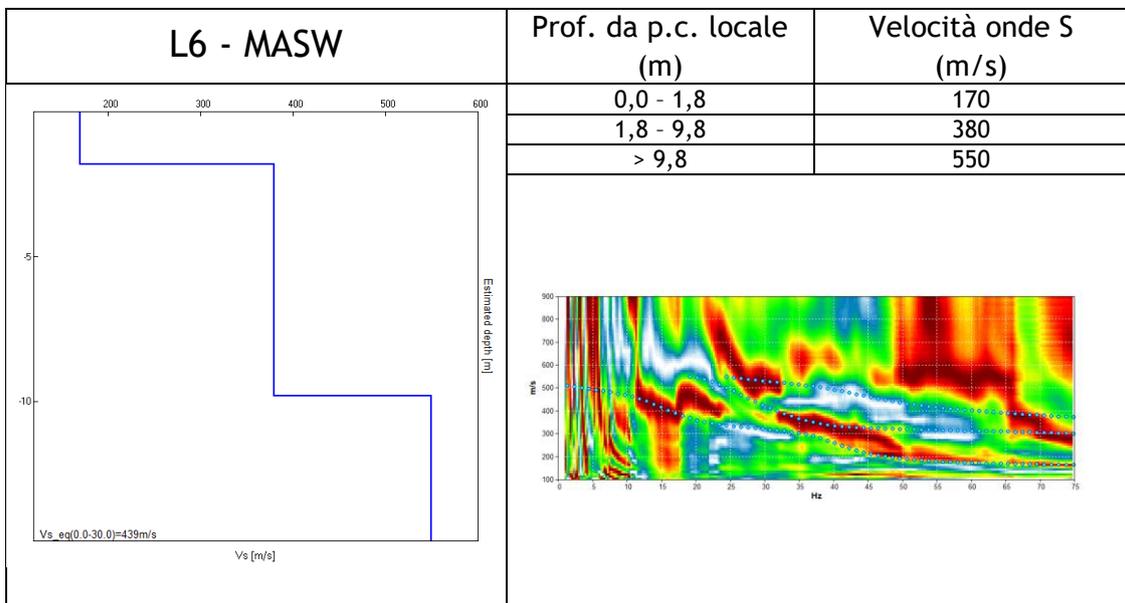
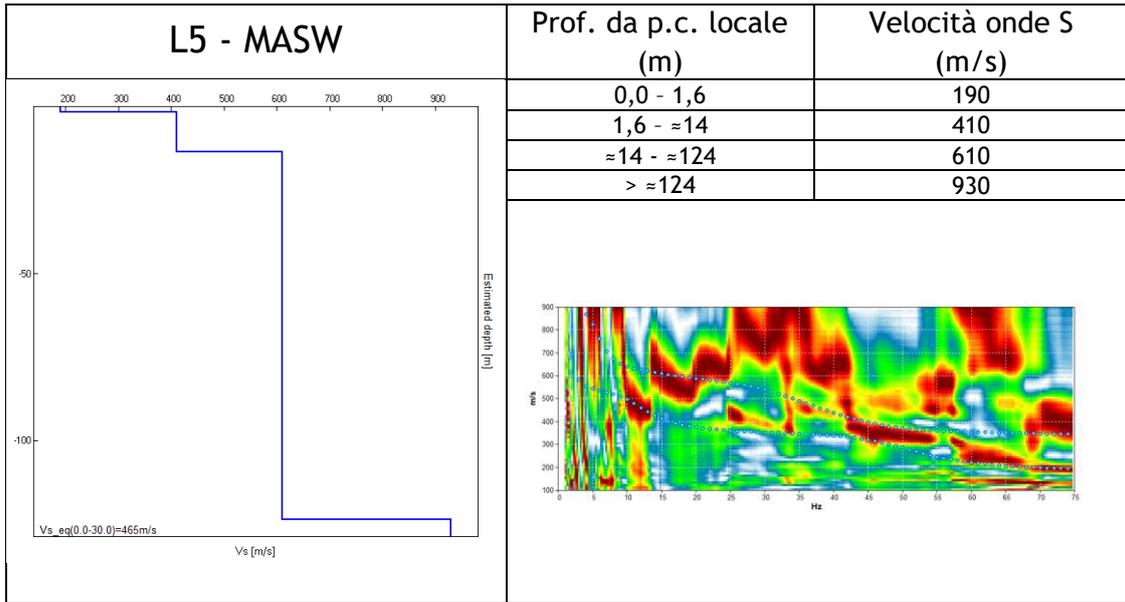
6.2.1.2 Sintesi dei risultati

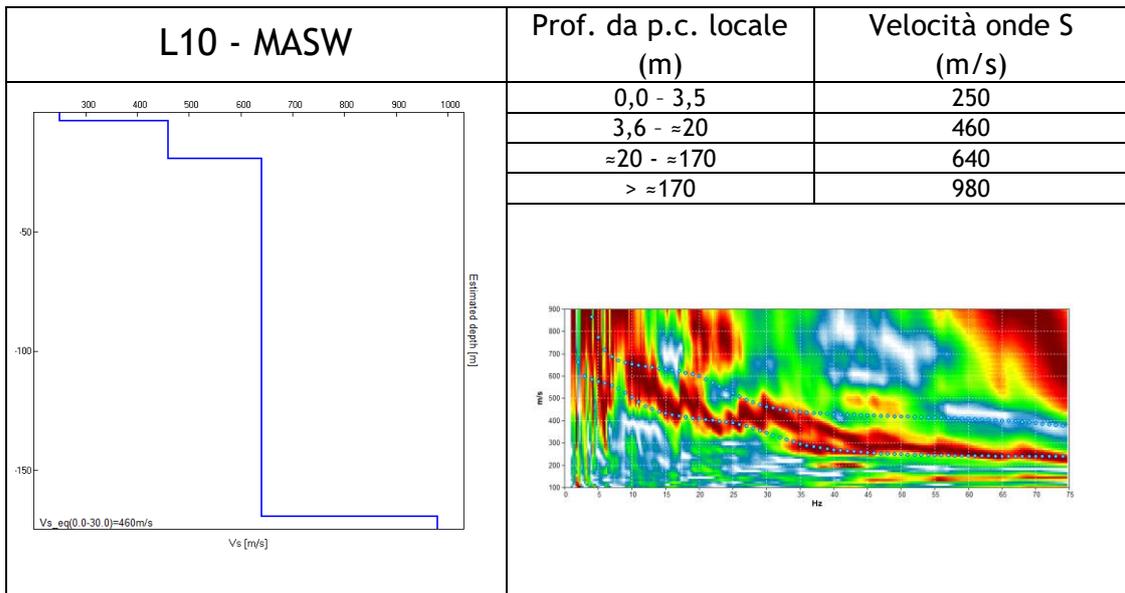
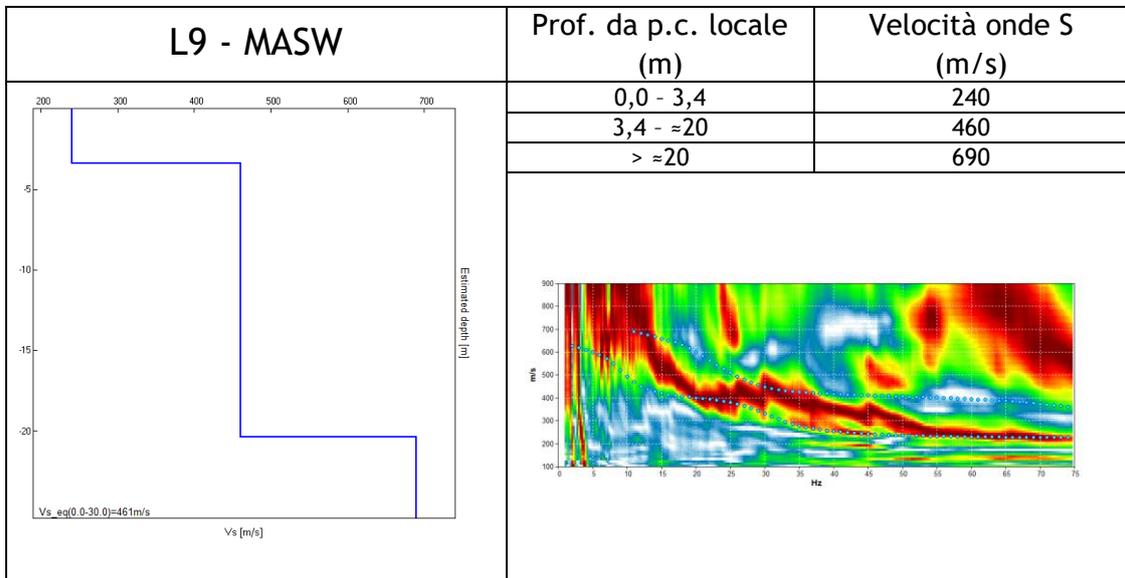
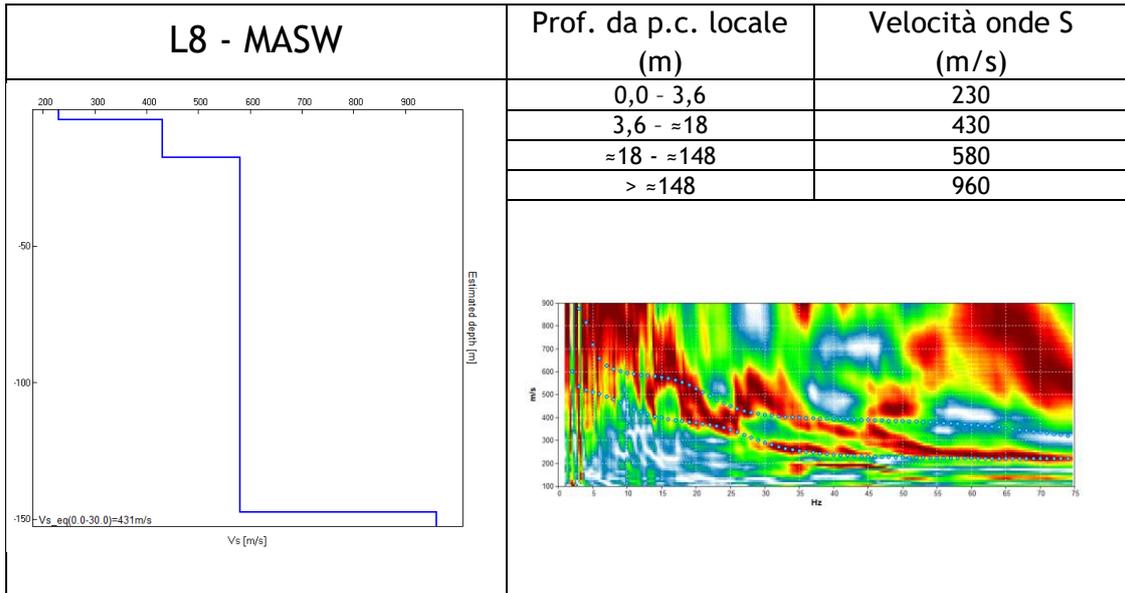
In questo paragrafo è riportata esclusivamente la sintesi dei risultati ottenuti dall'analisi degli *array* sismici condotti.

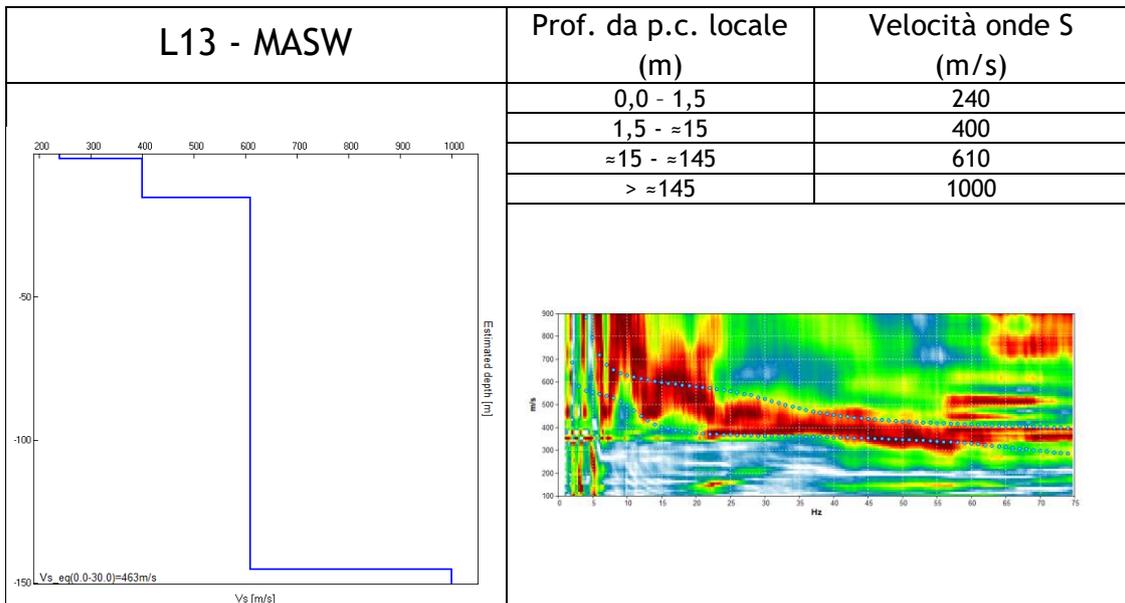
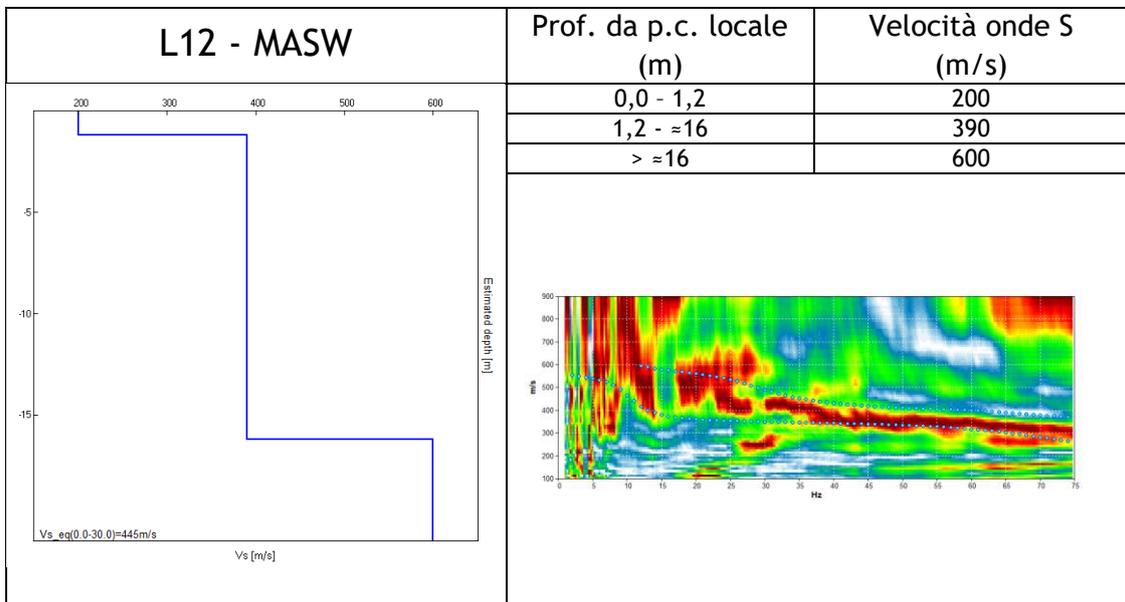
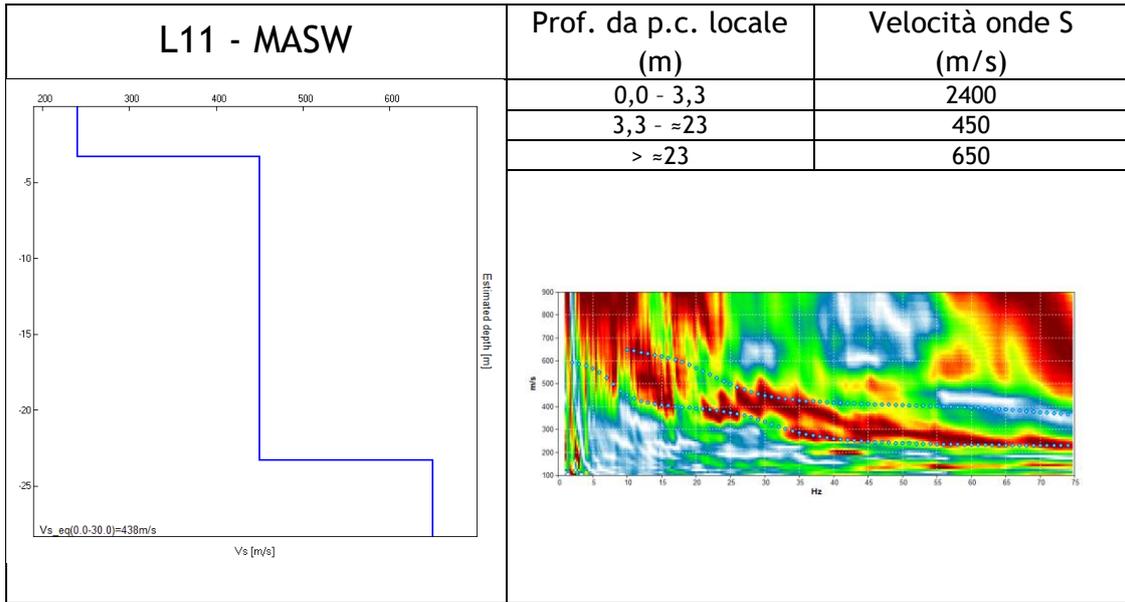
Nelle tabelle seguenti sono riportate l'andamento della curva di dispersione e il profilo verticale delle onde di taglio (V_s). Si rimanda all'allegato fuori testo per la lettura completa delle schede con i risultati di tali.

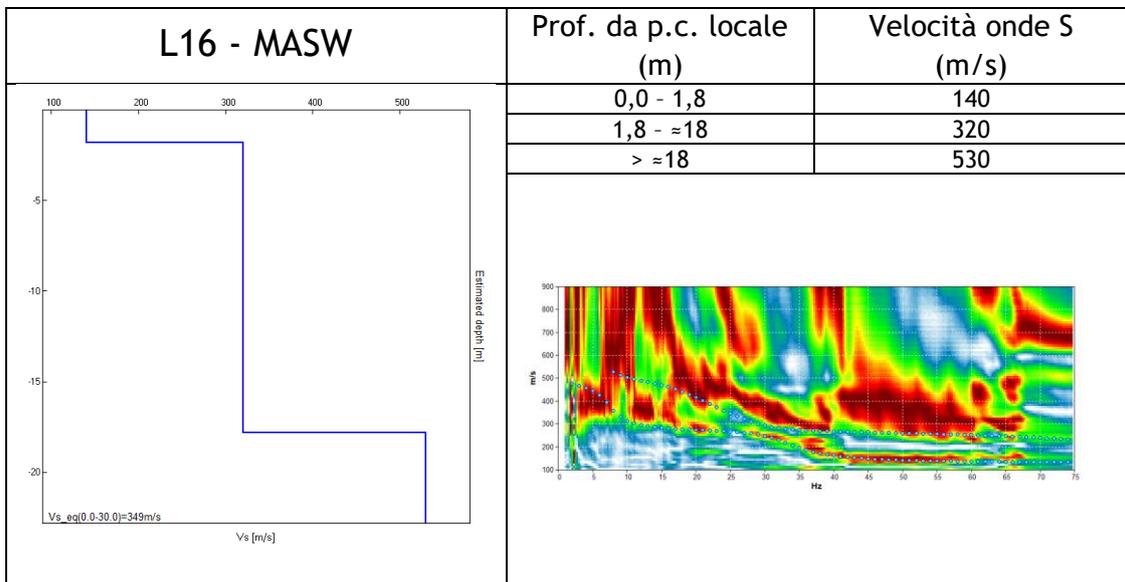
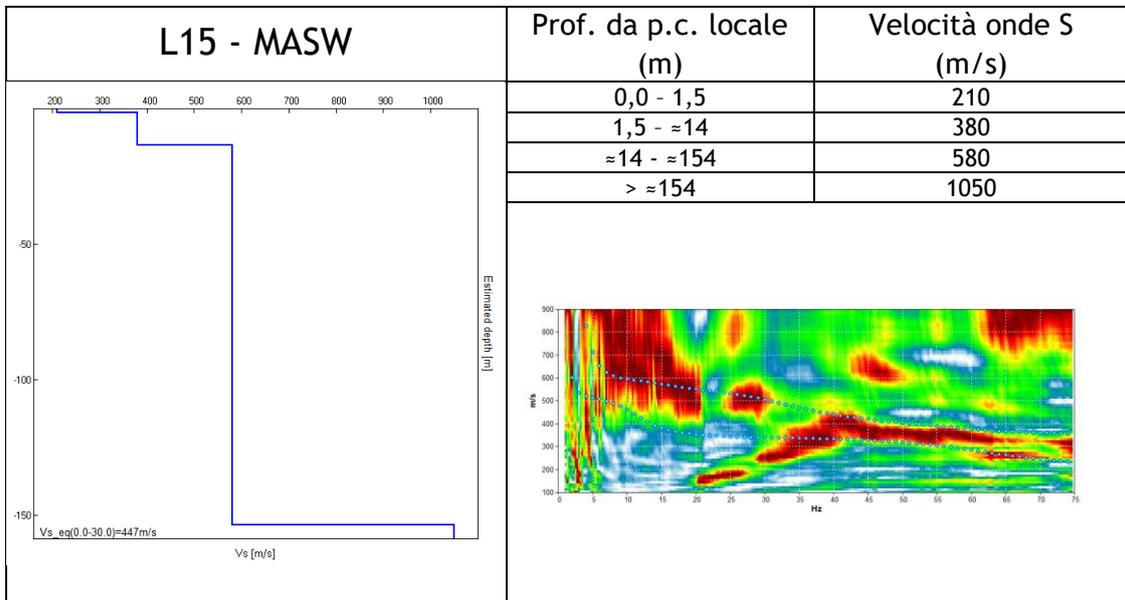
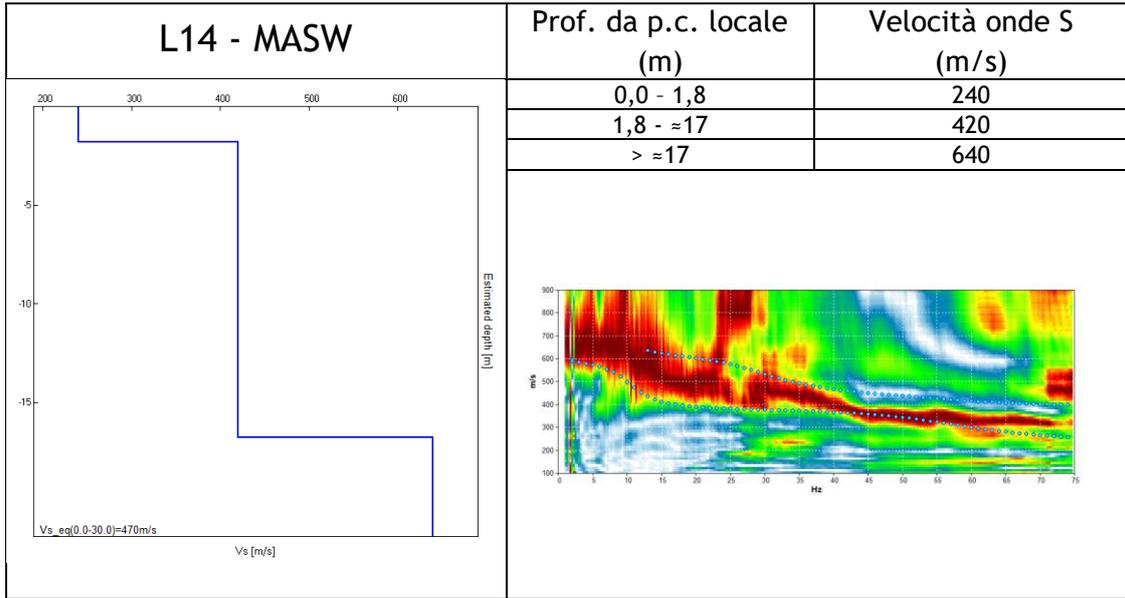


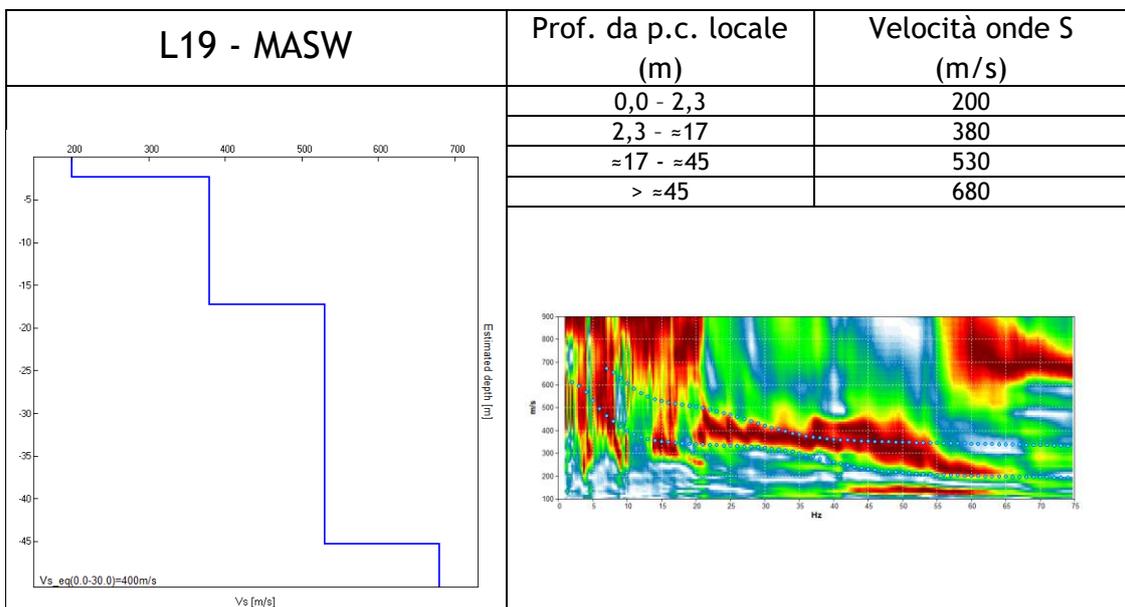
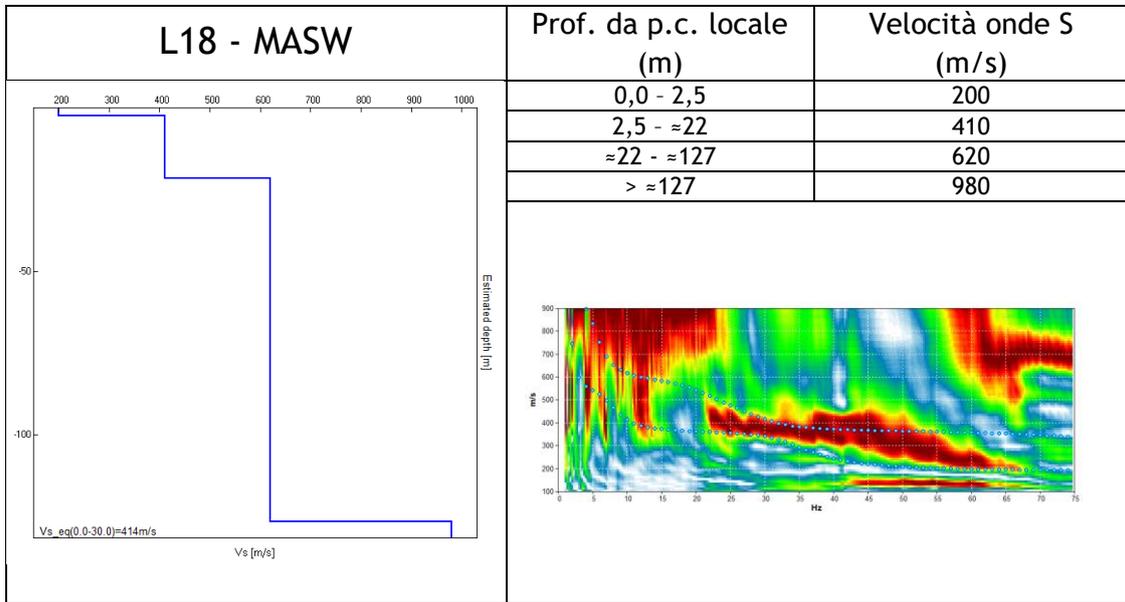
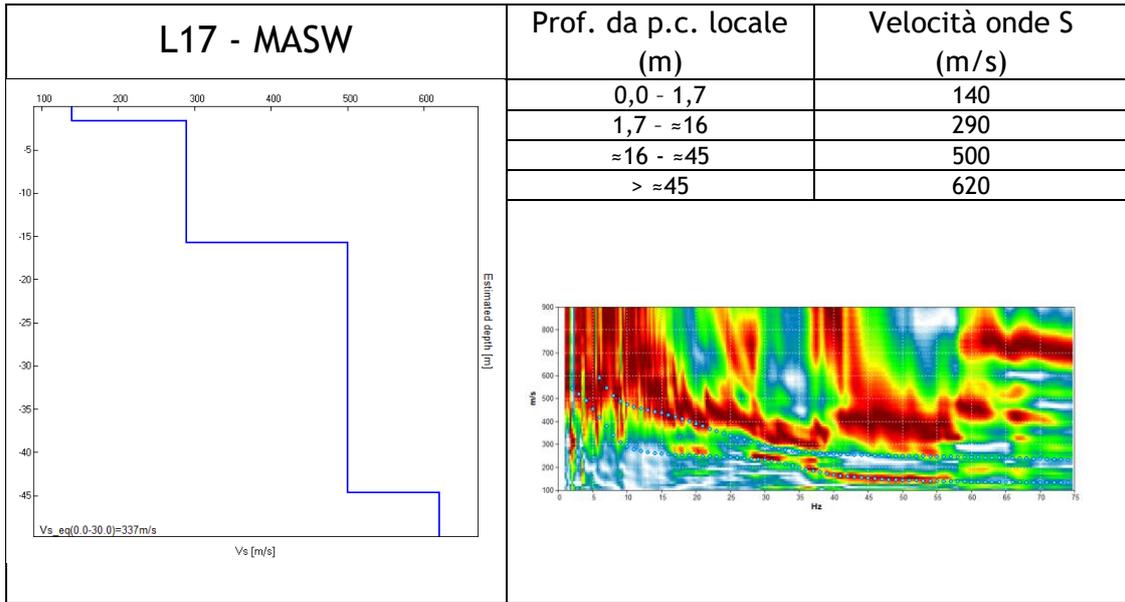


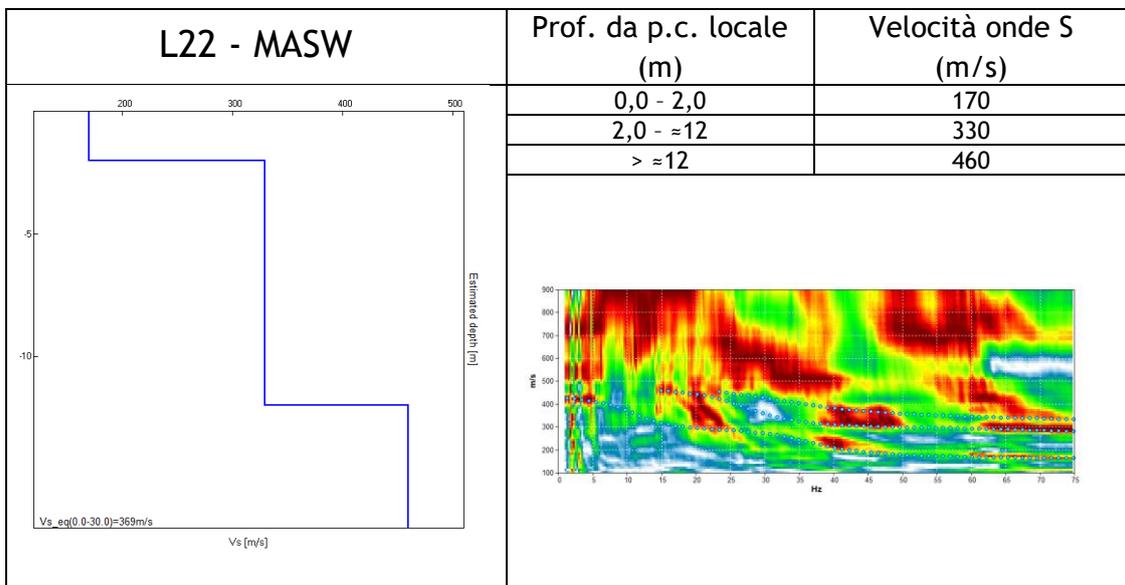
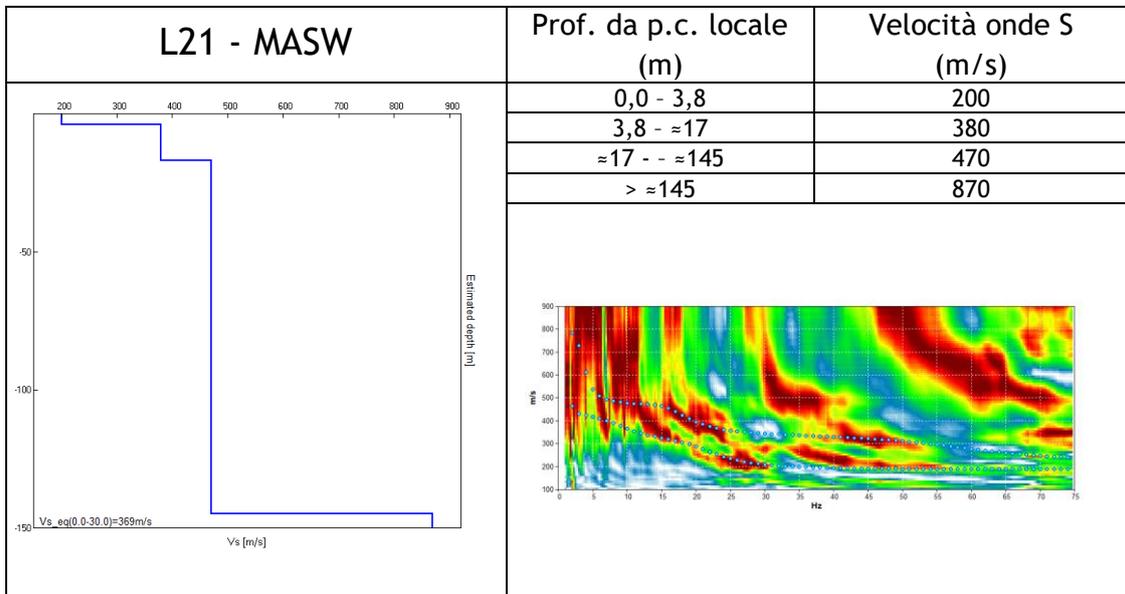
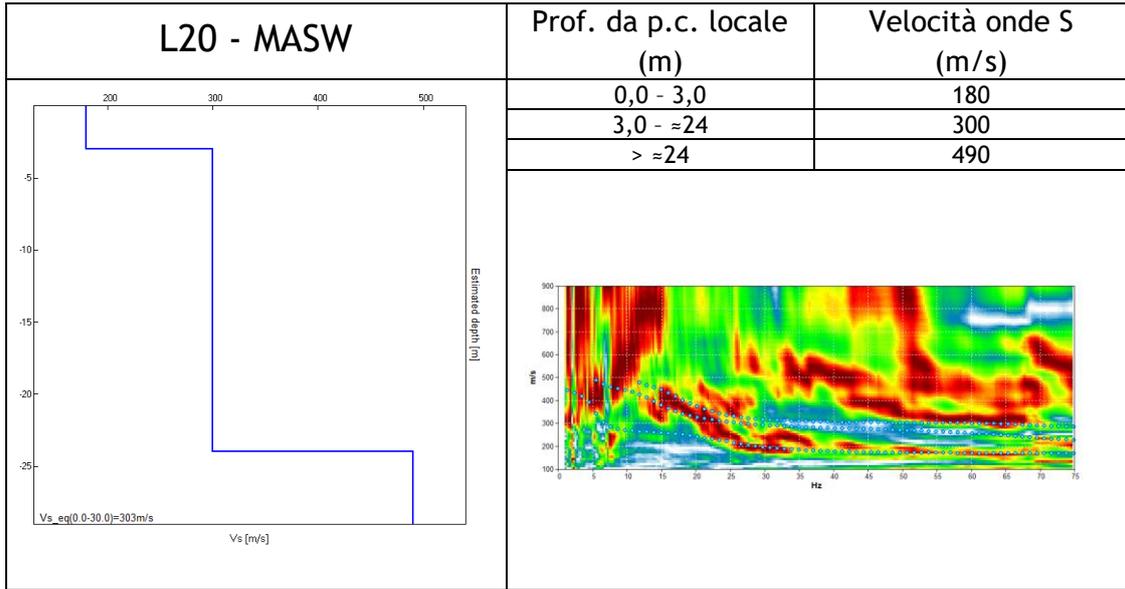


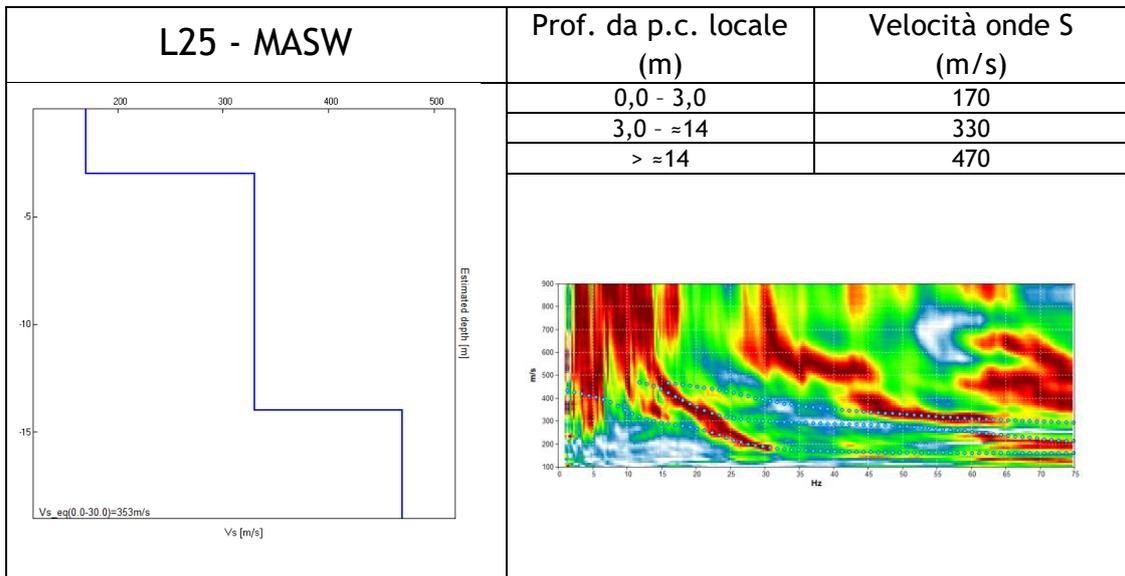
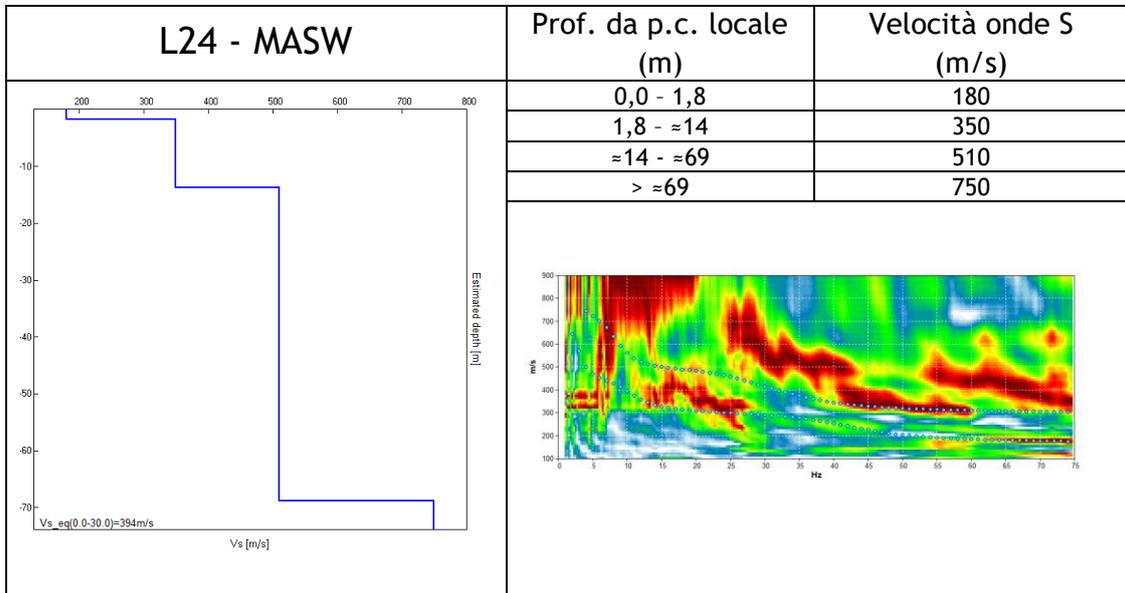
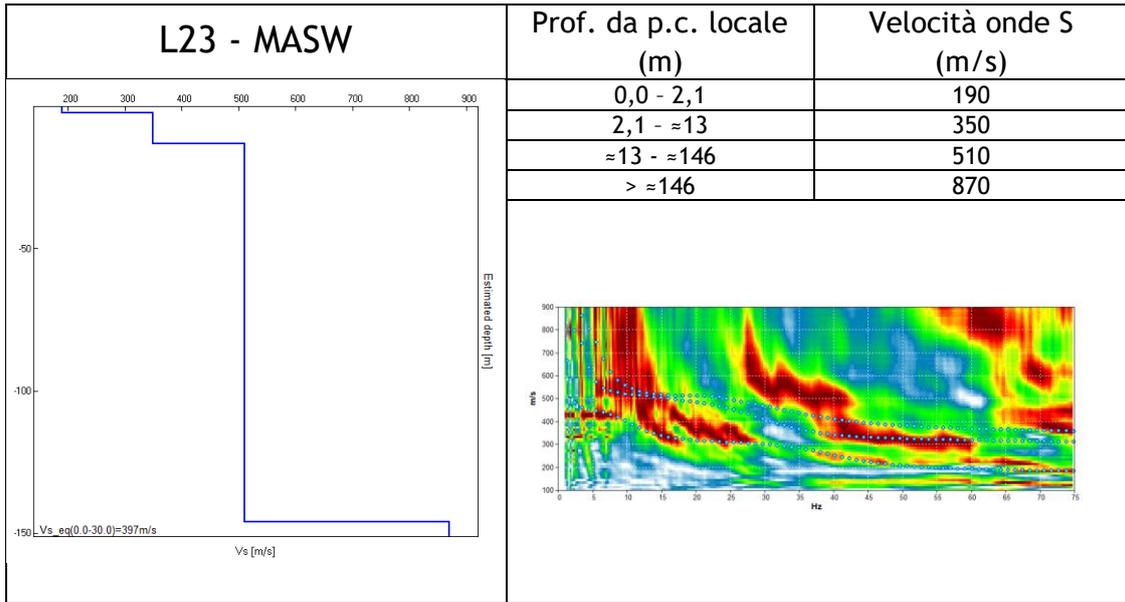


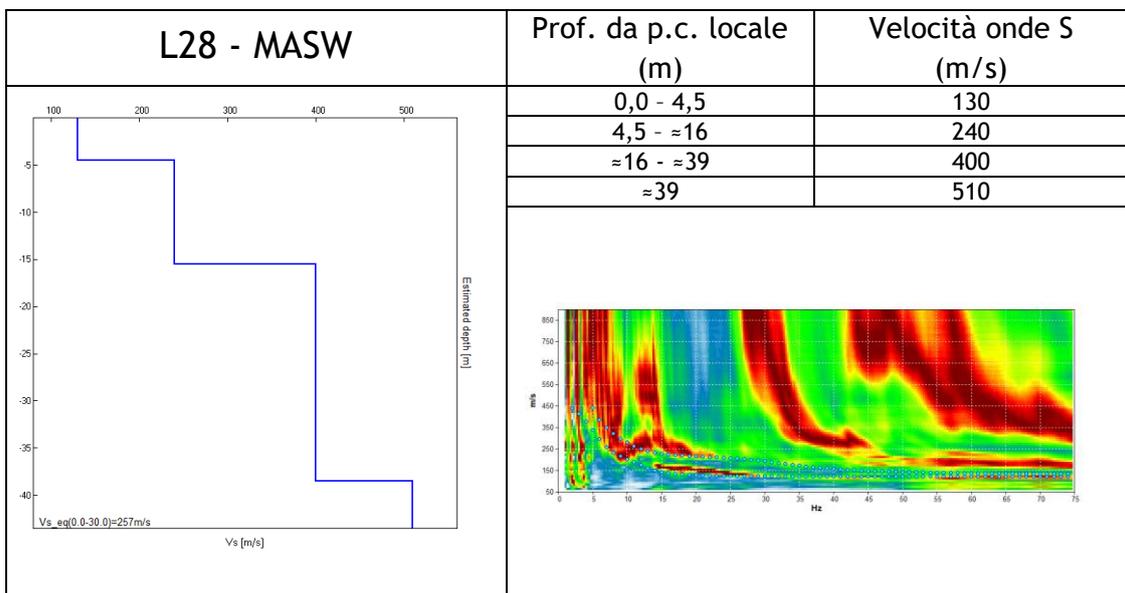
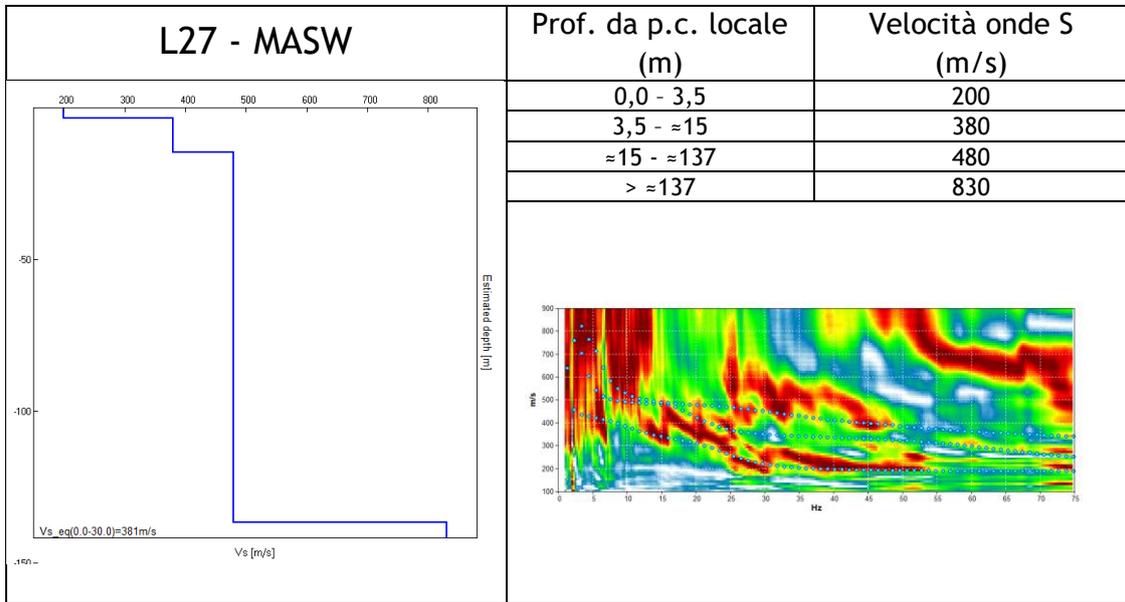
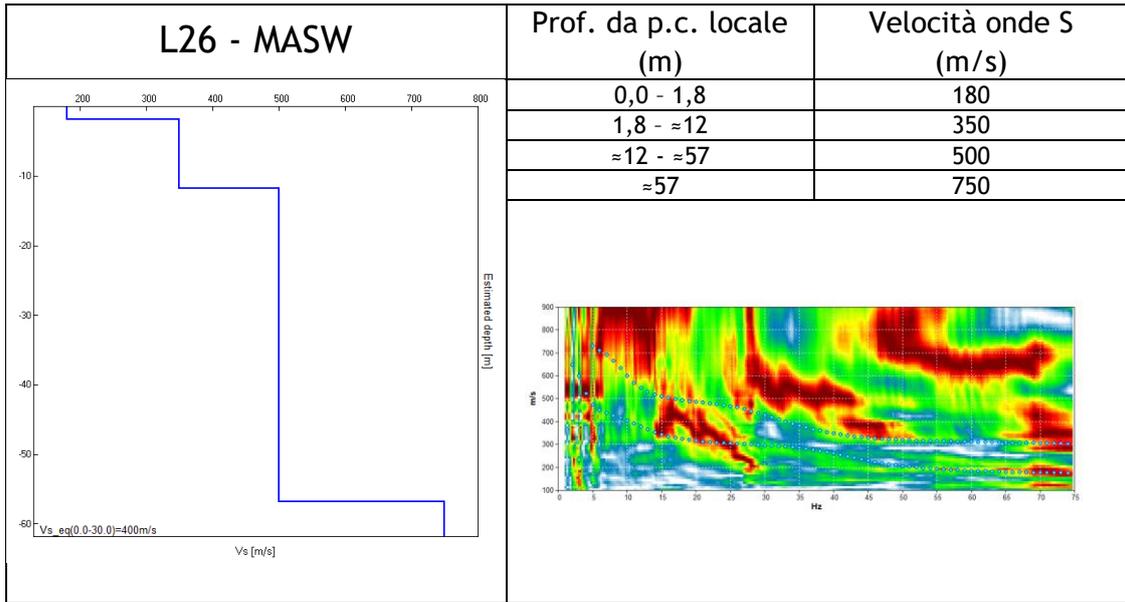


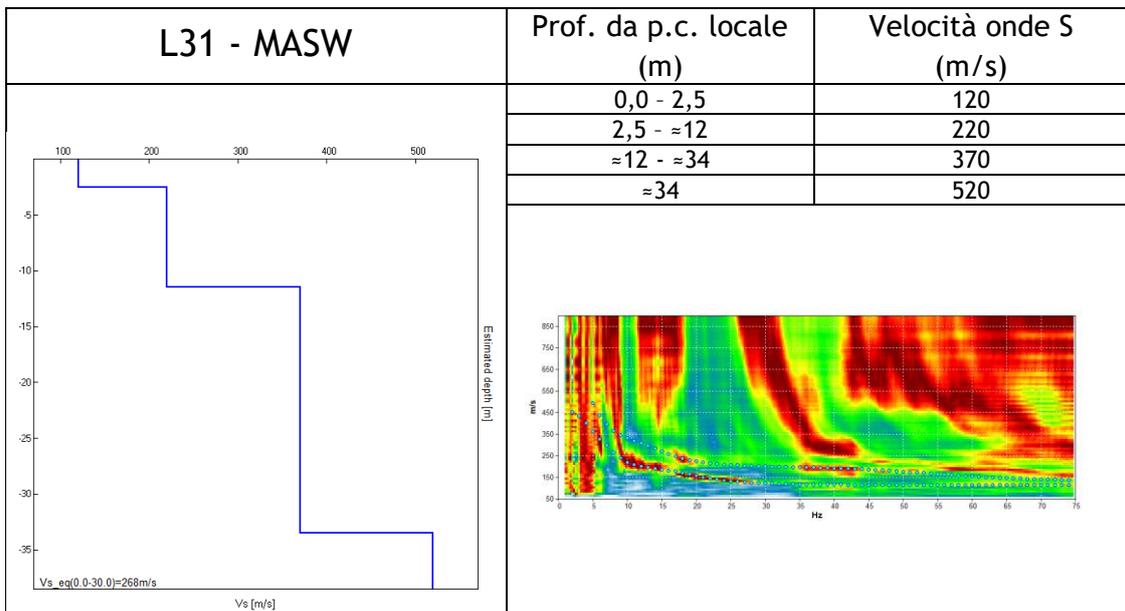
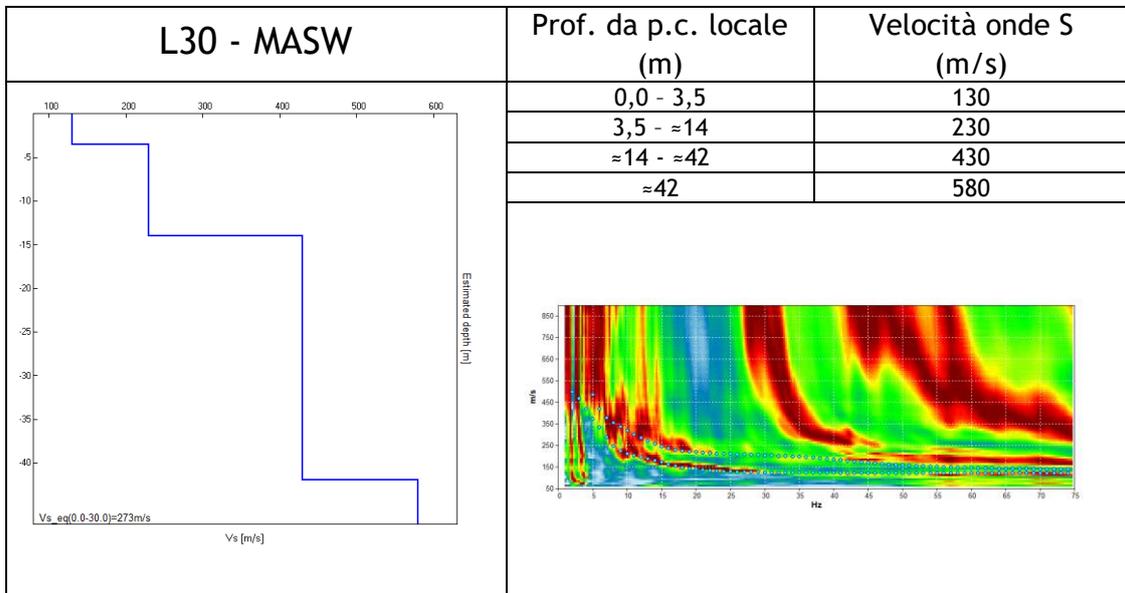
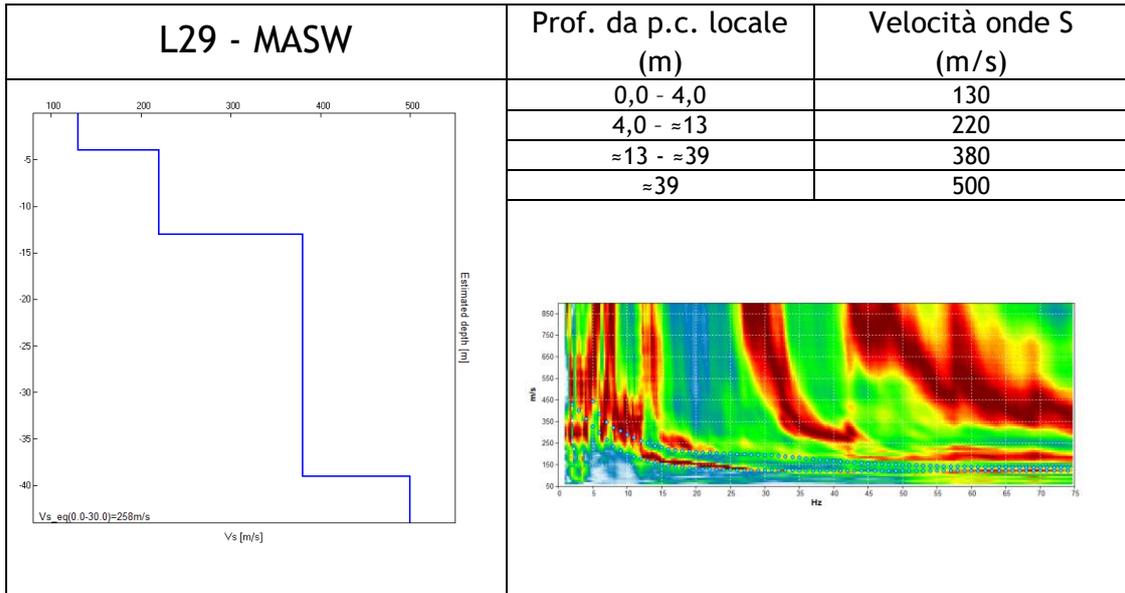


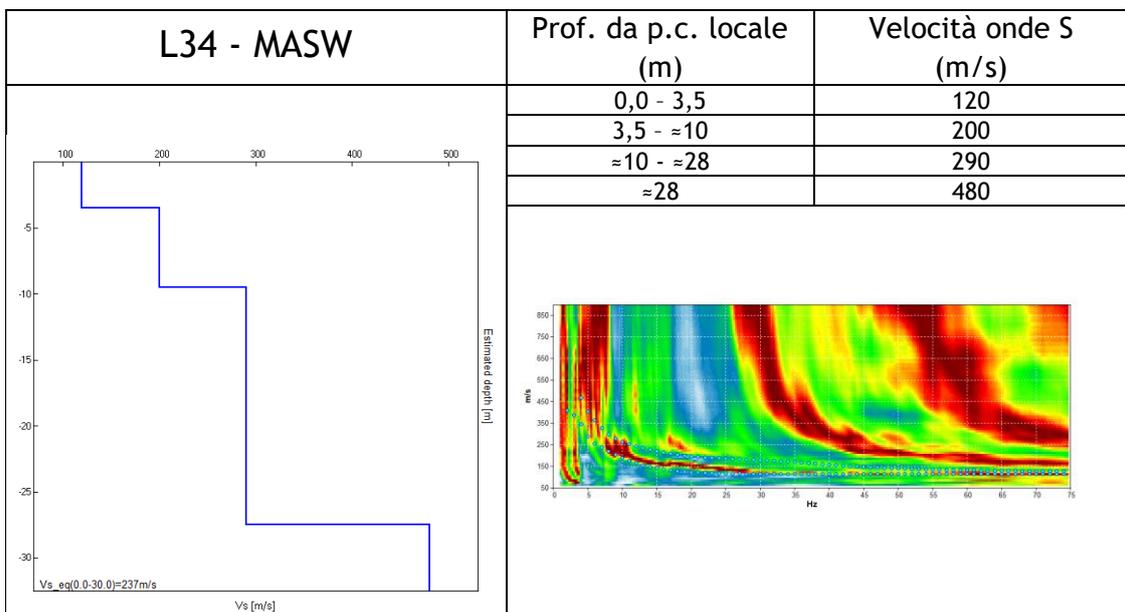
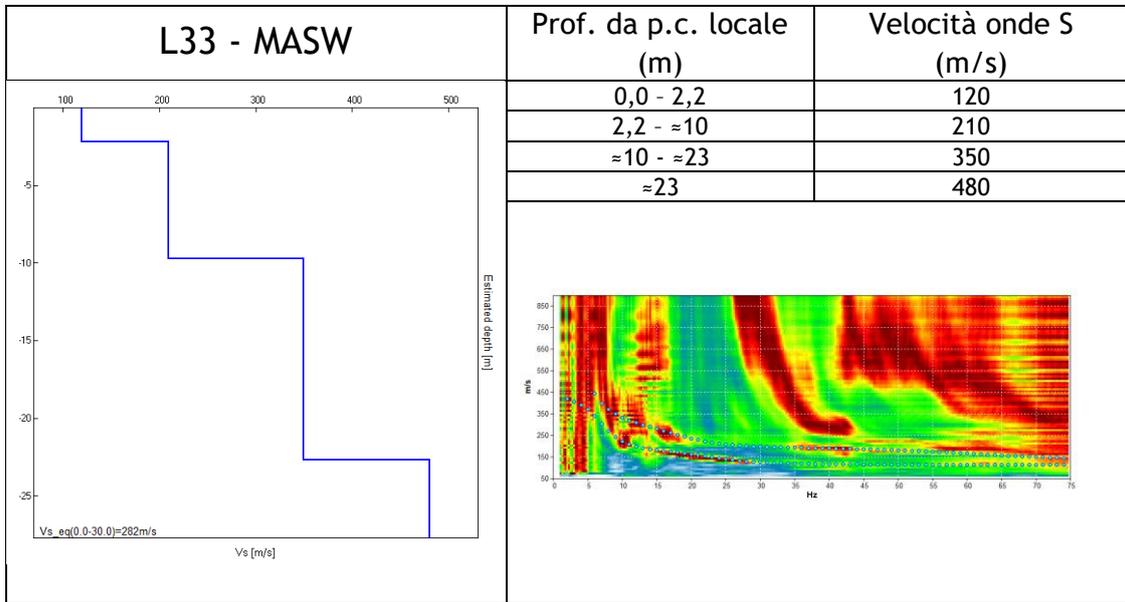
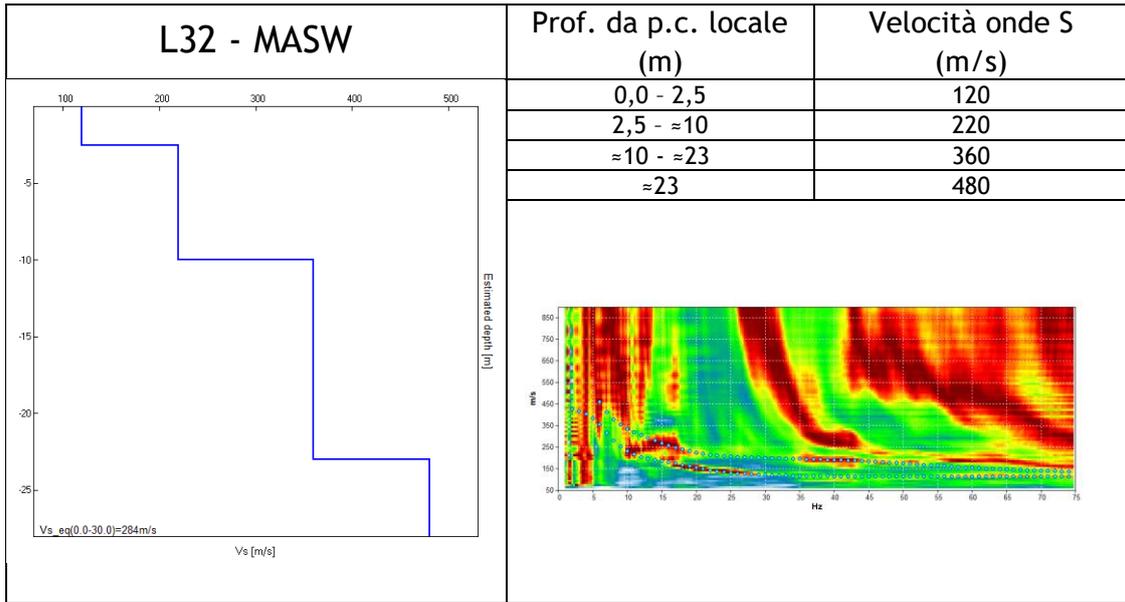


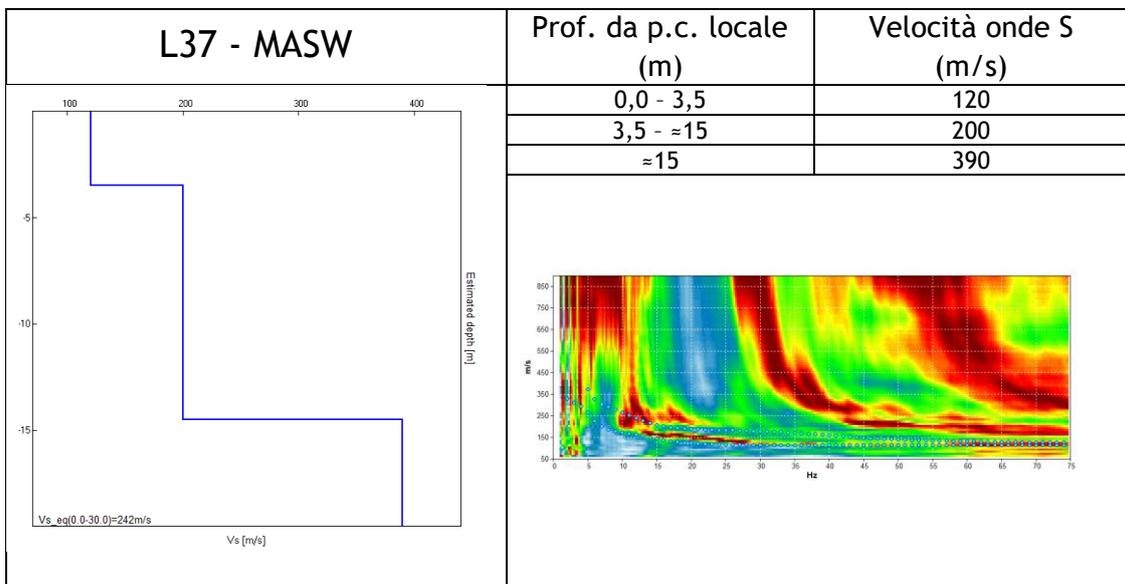
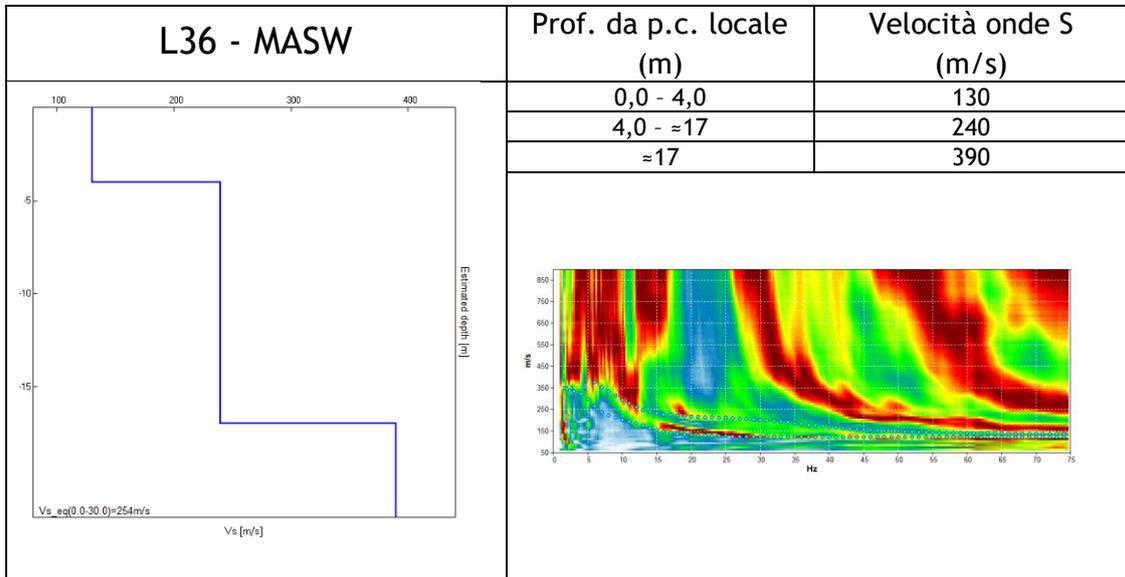
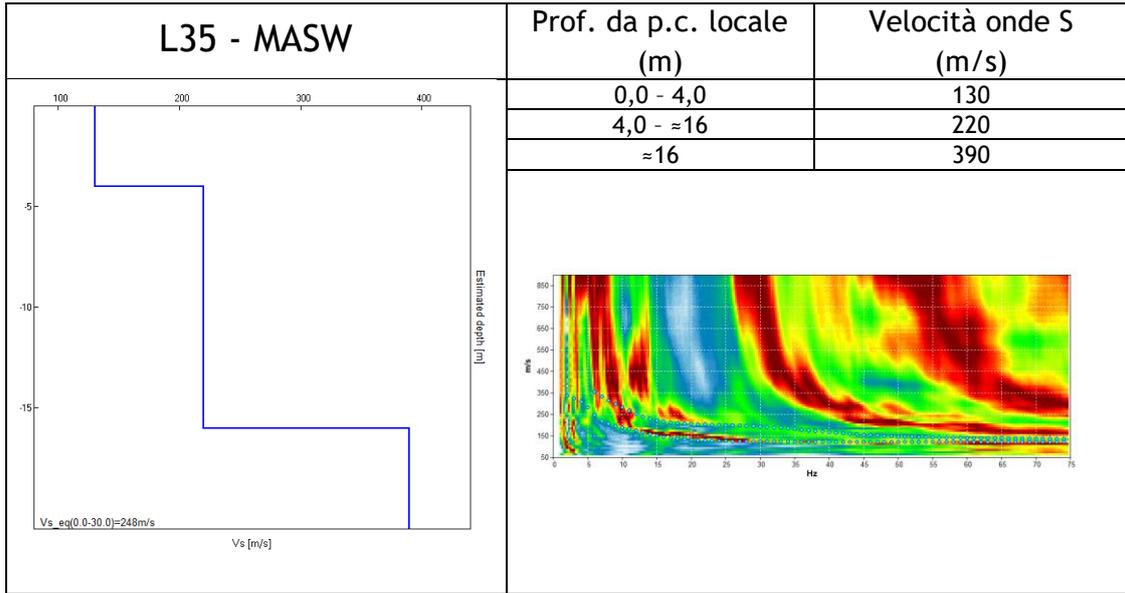


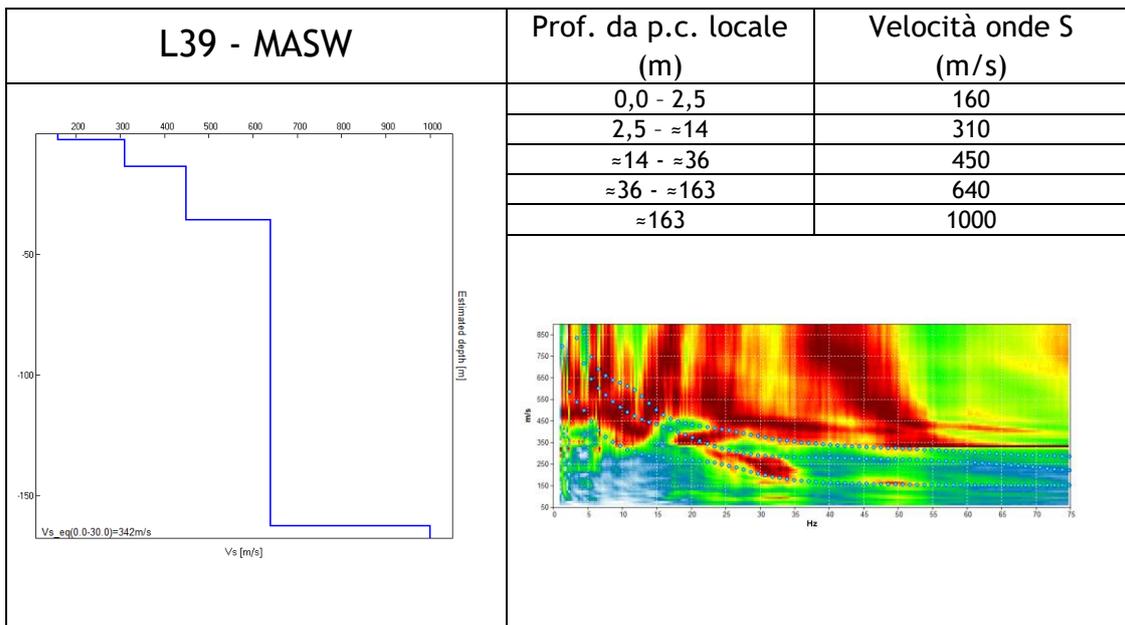
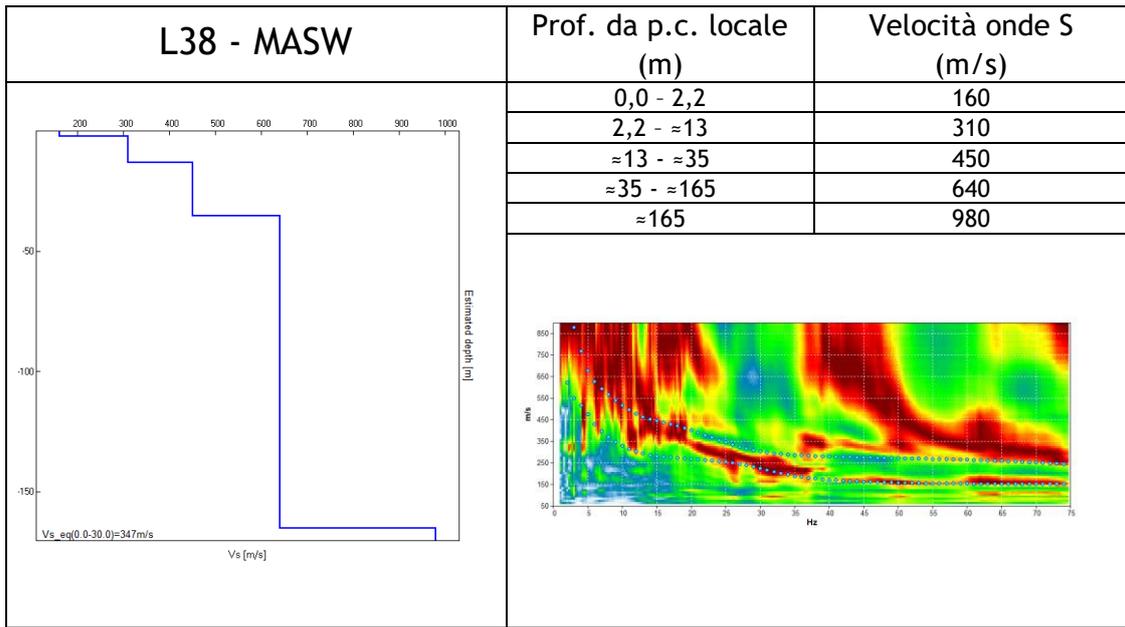


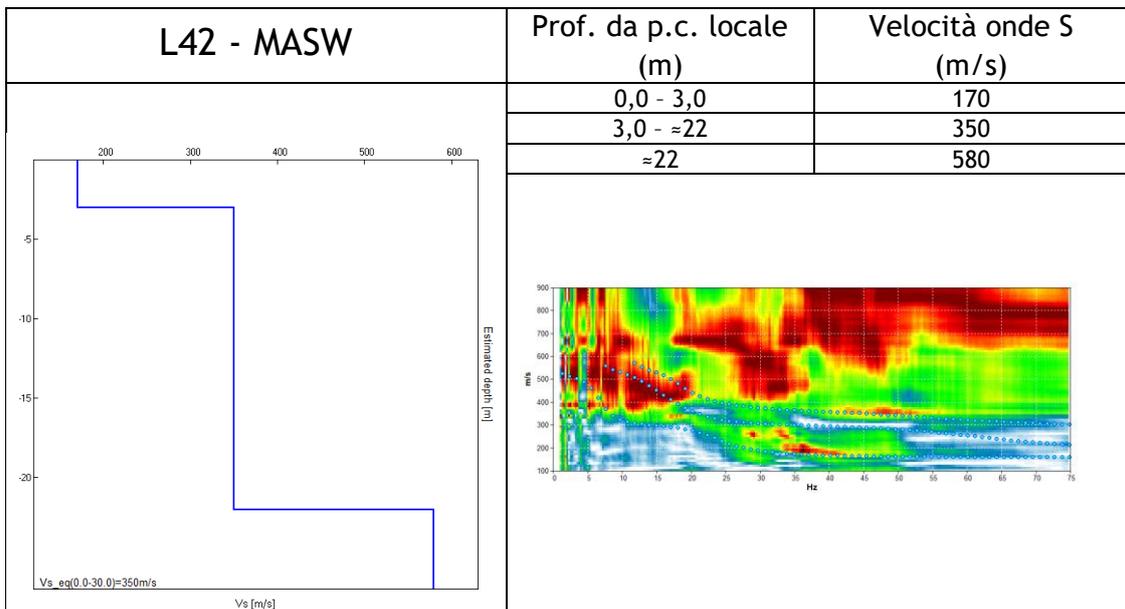
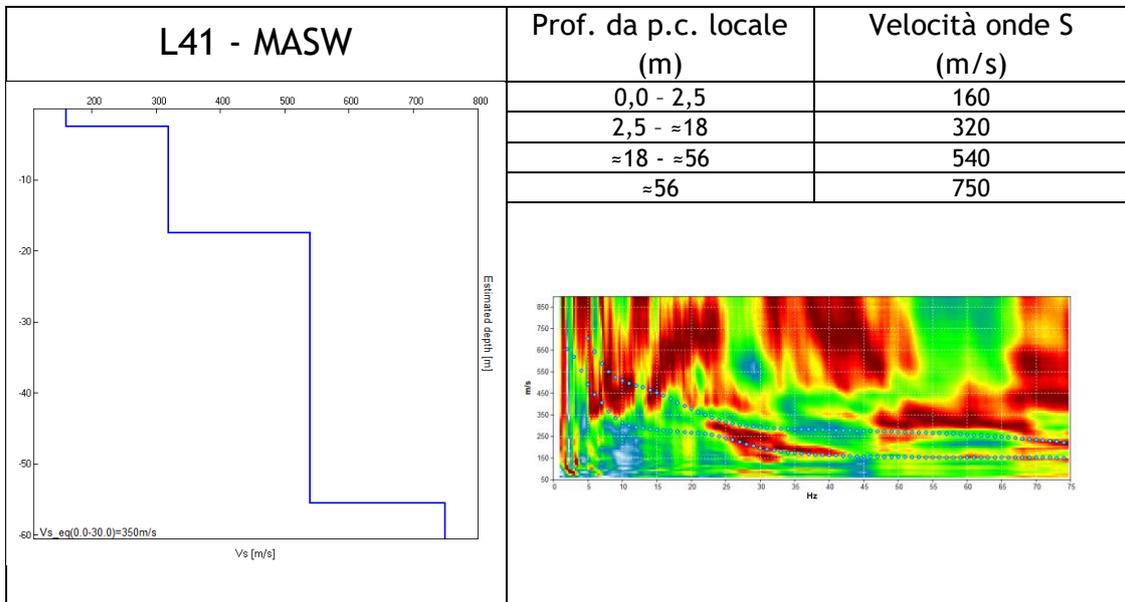
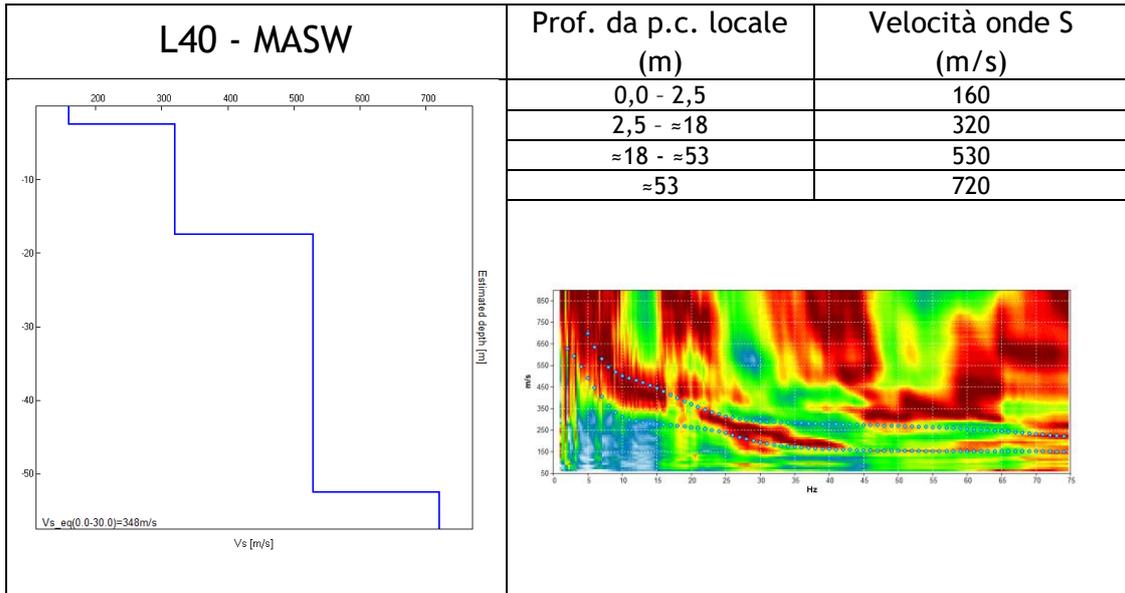


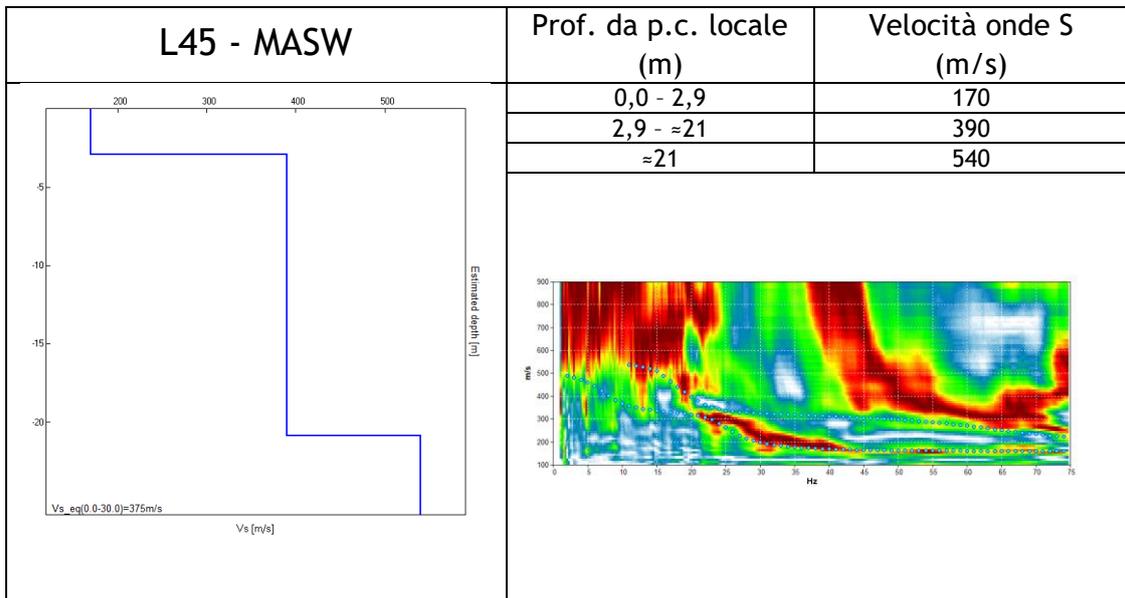
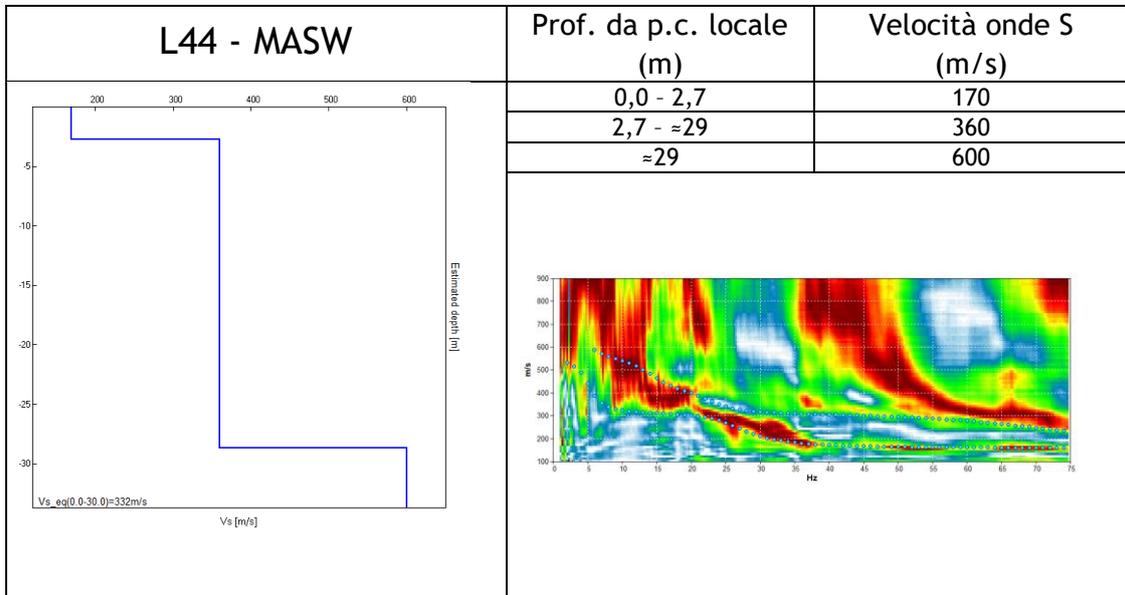
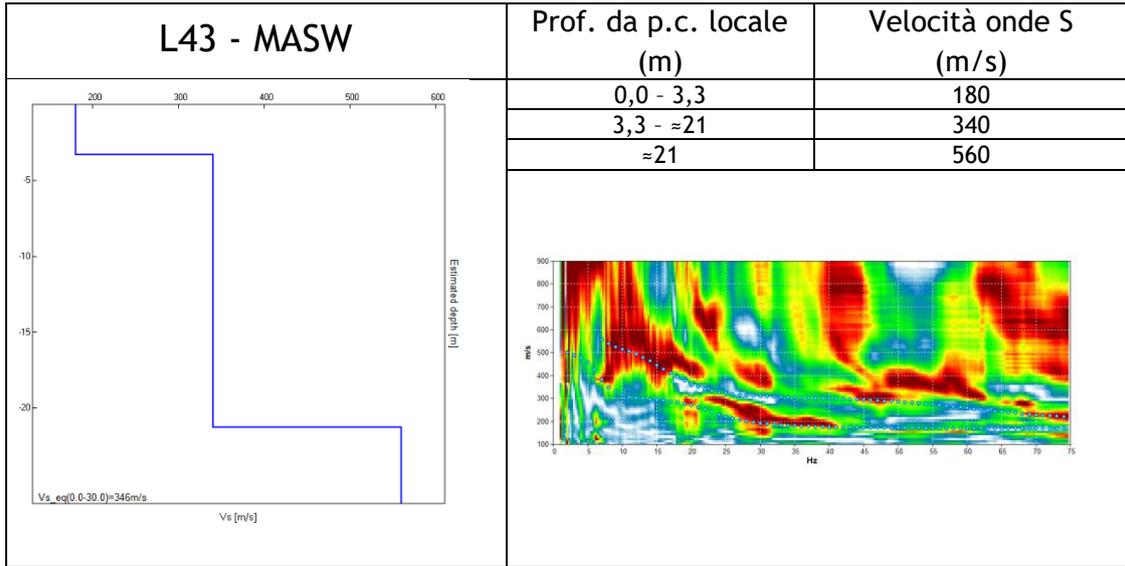


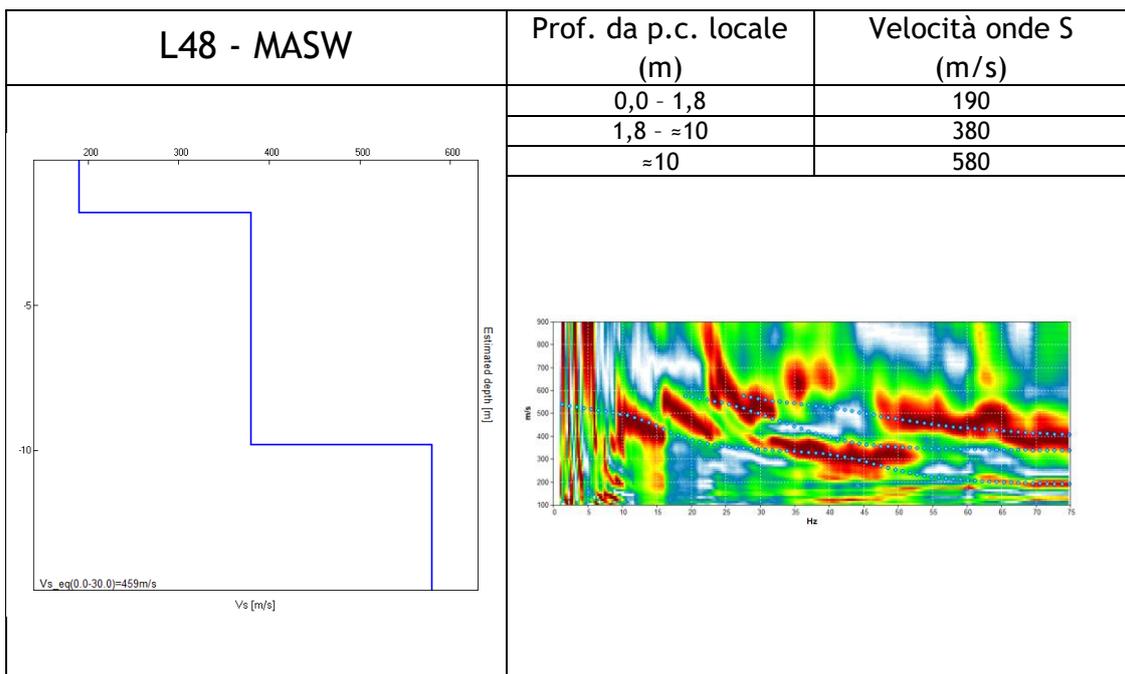
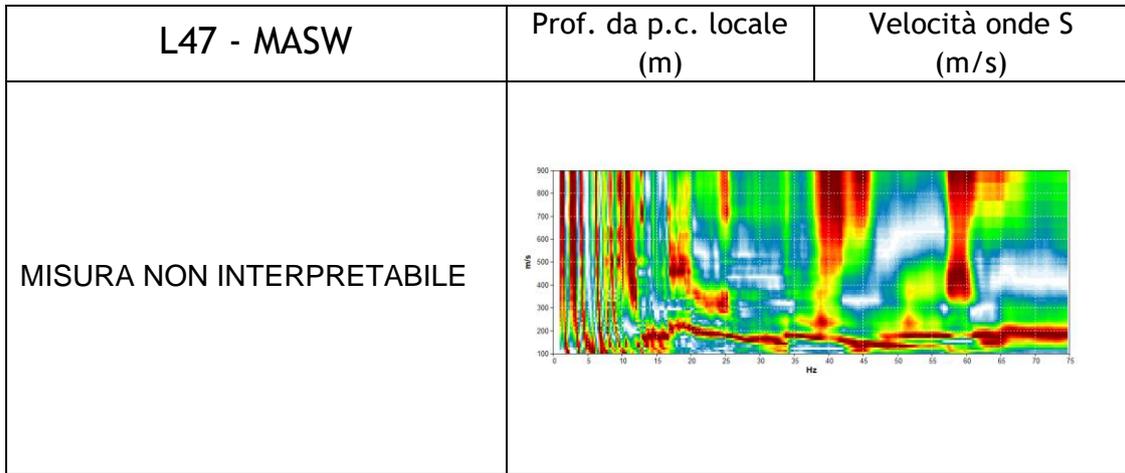
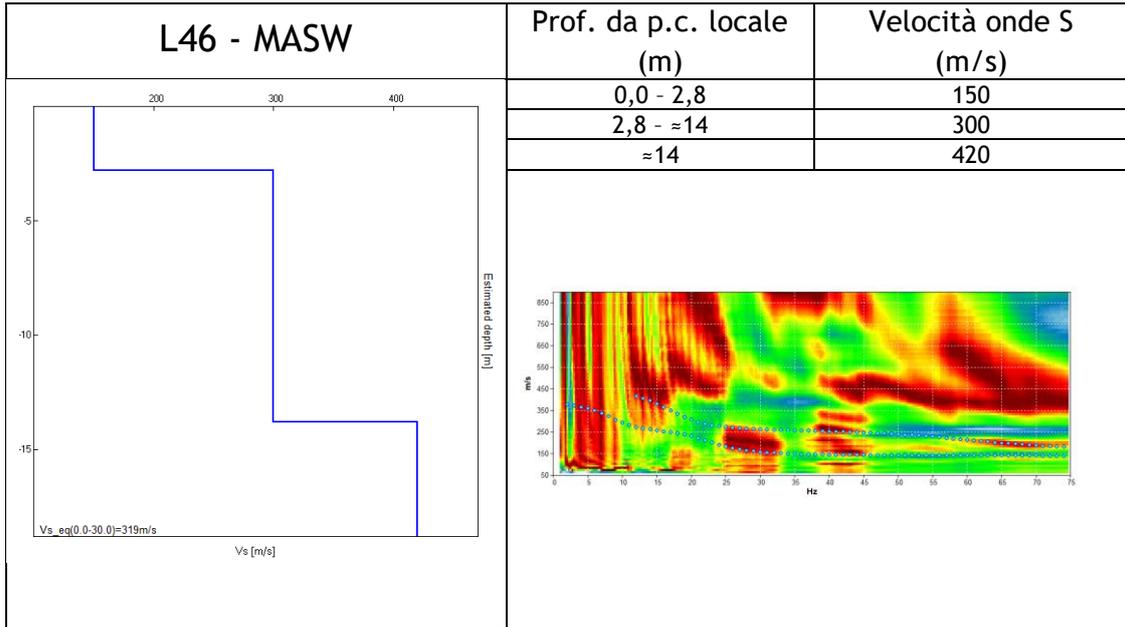


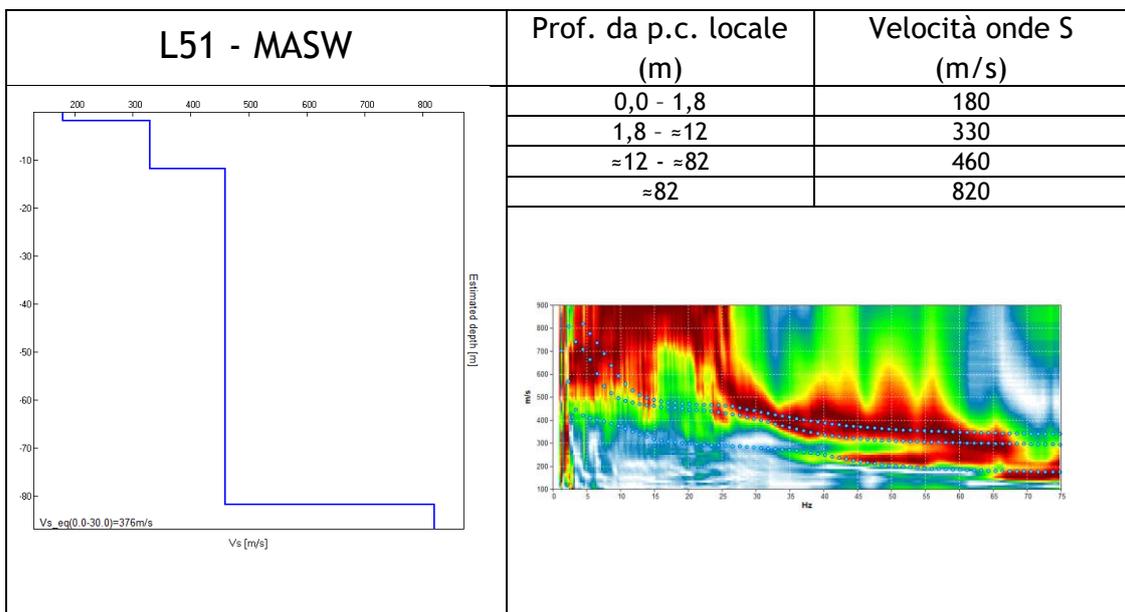
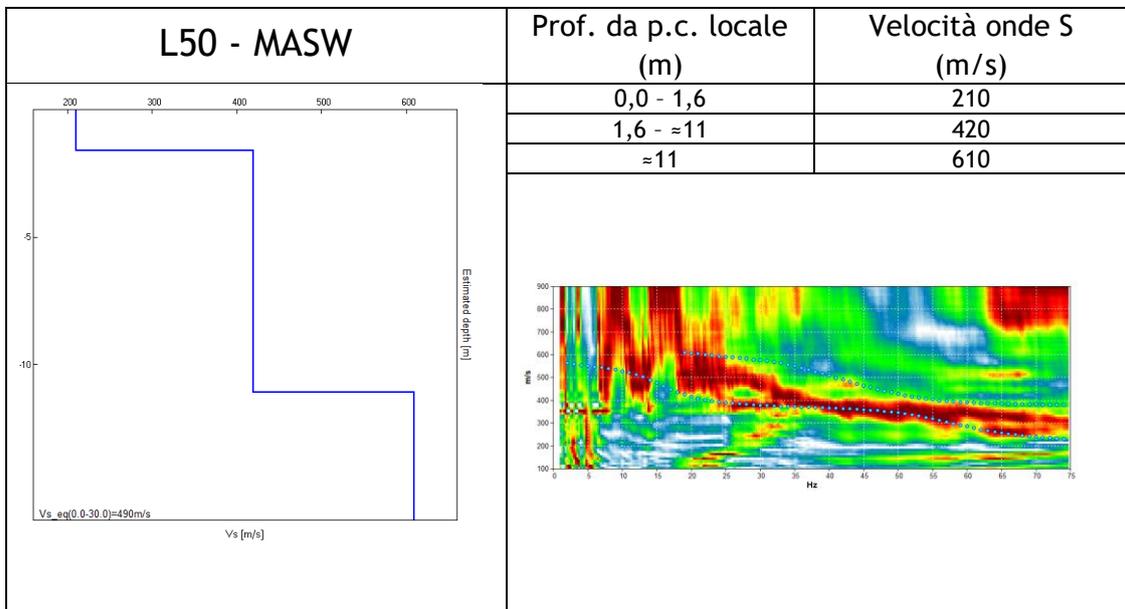
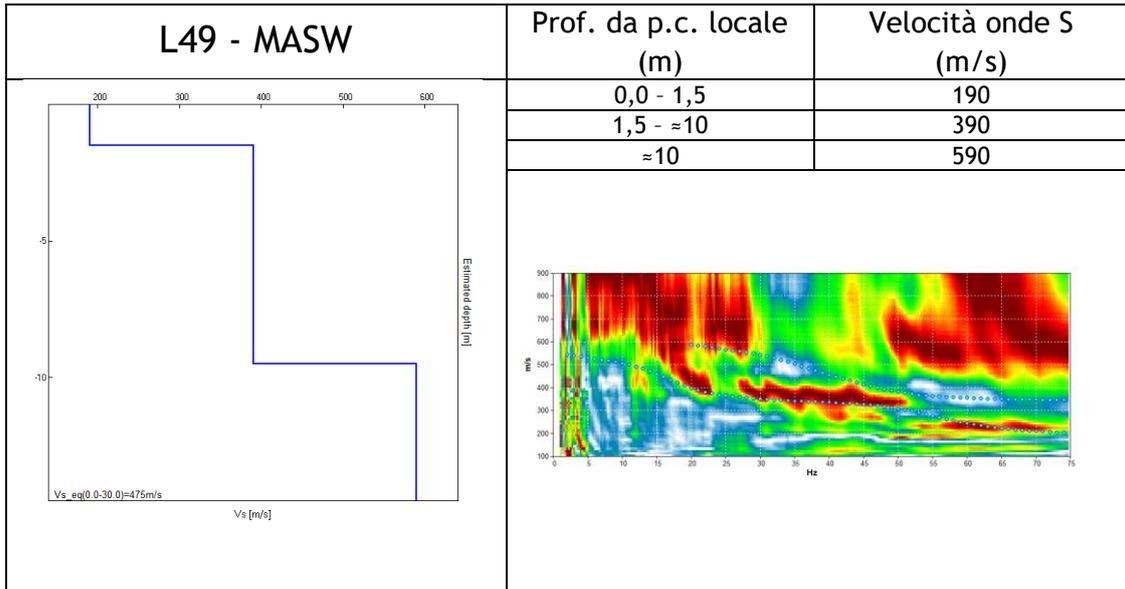


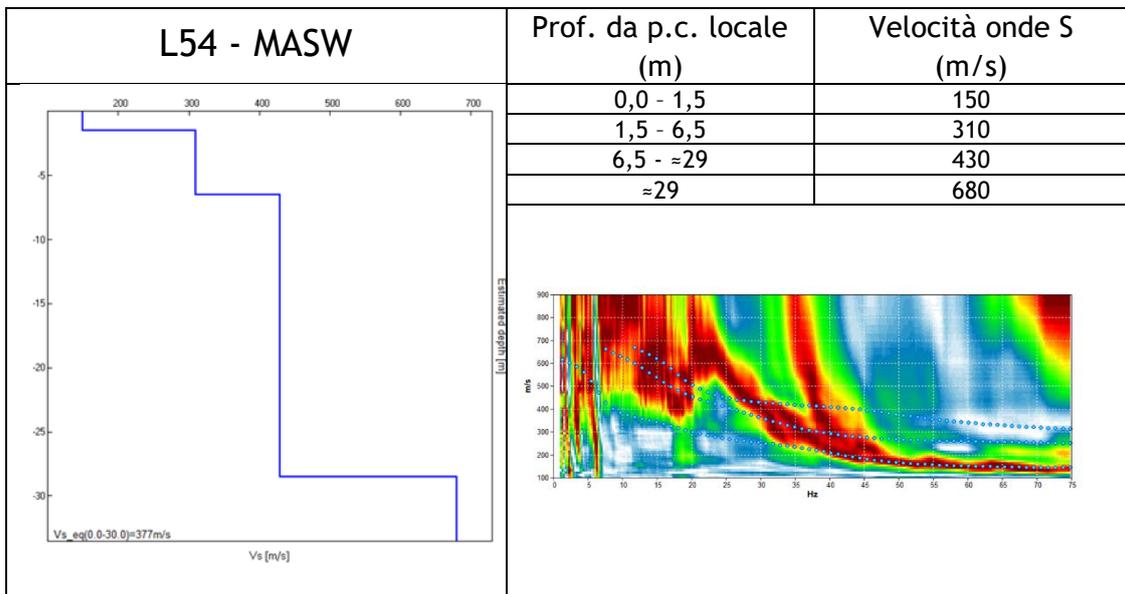
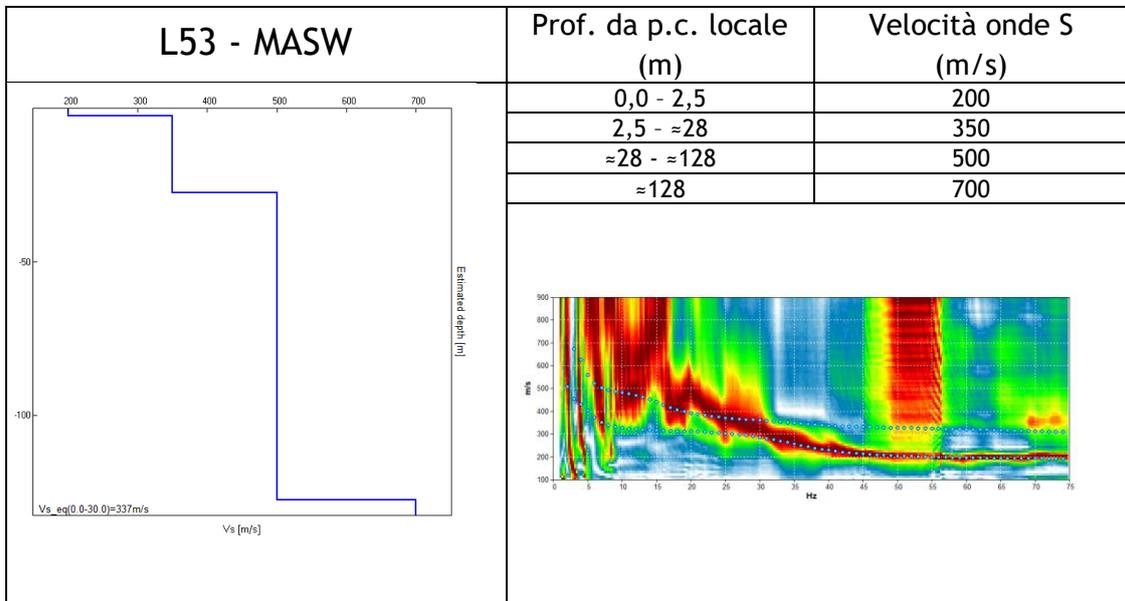
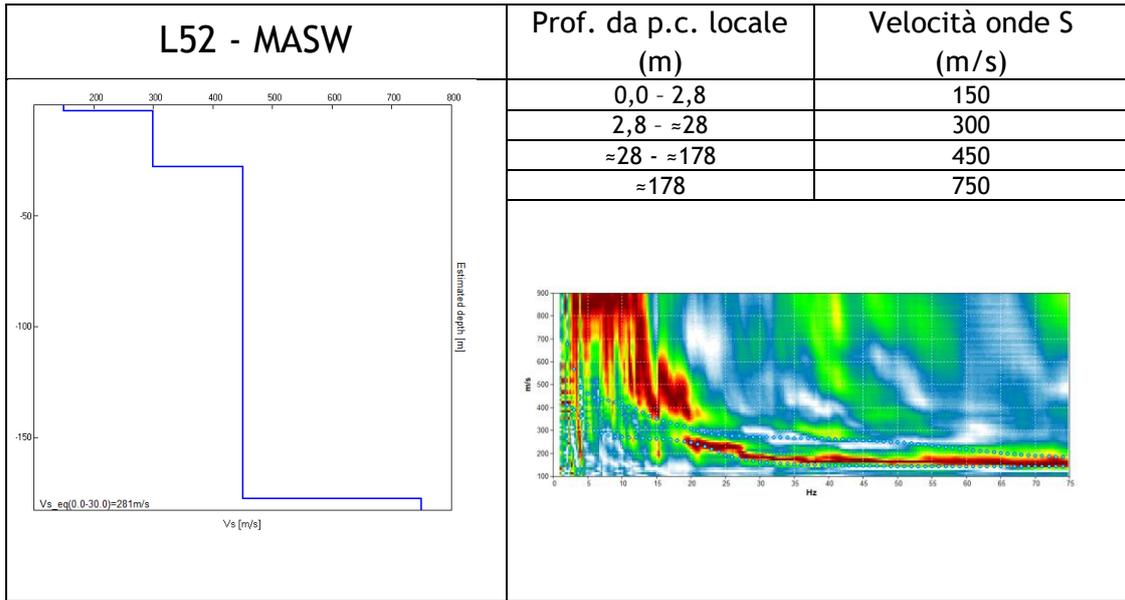


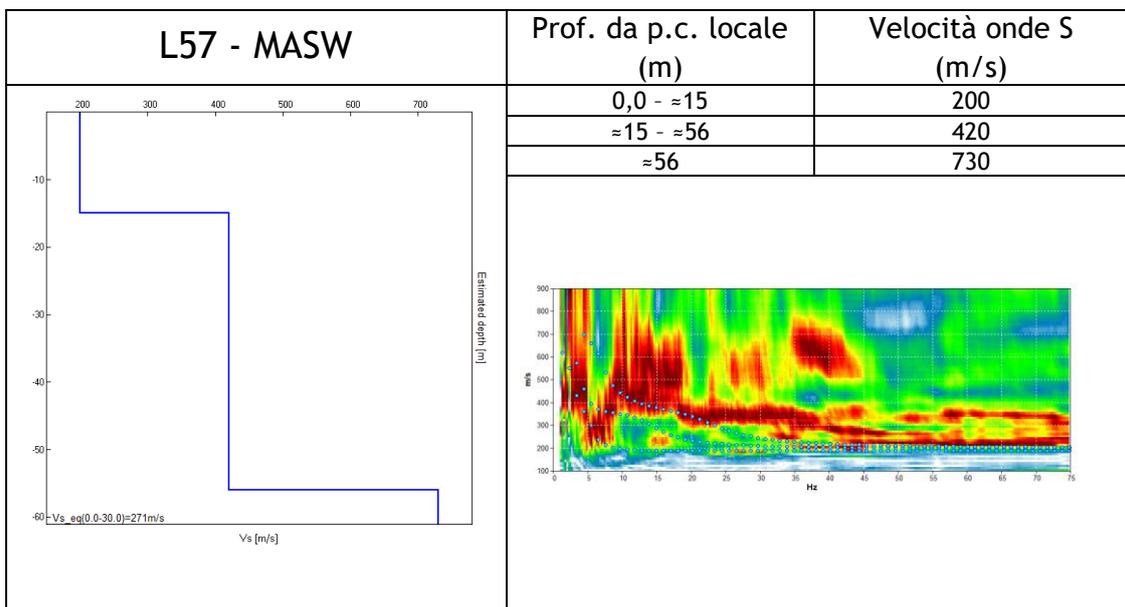
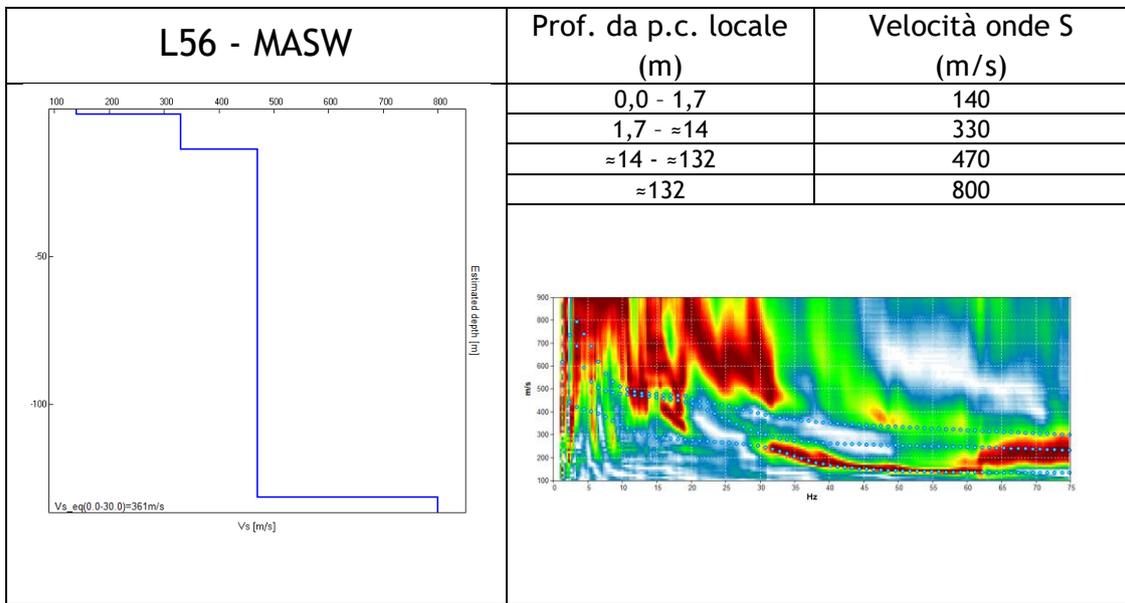
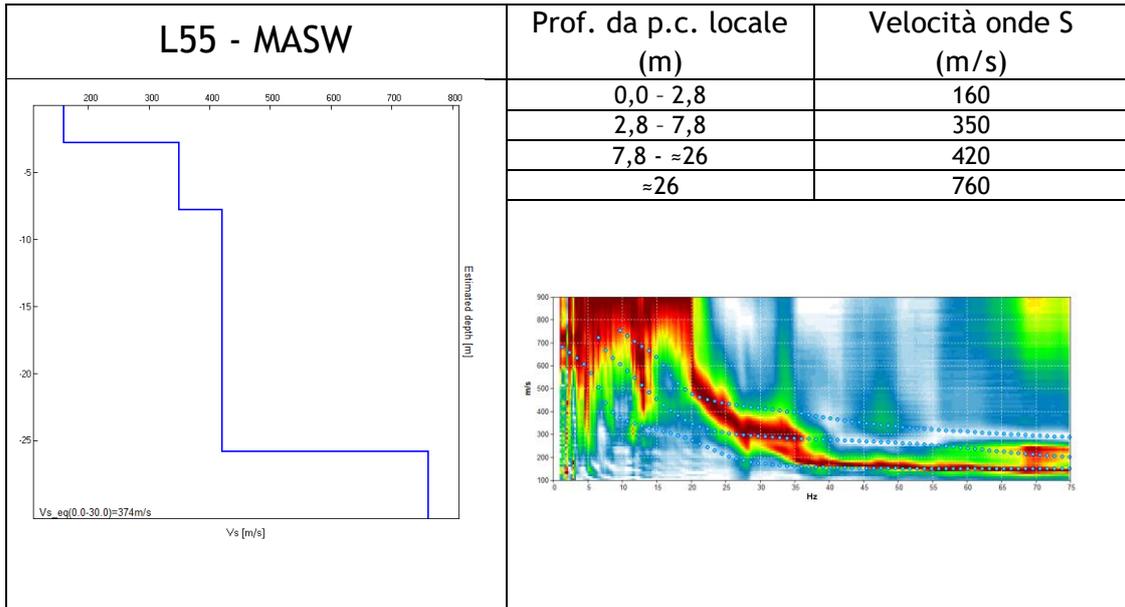


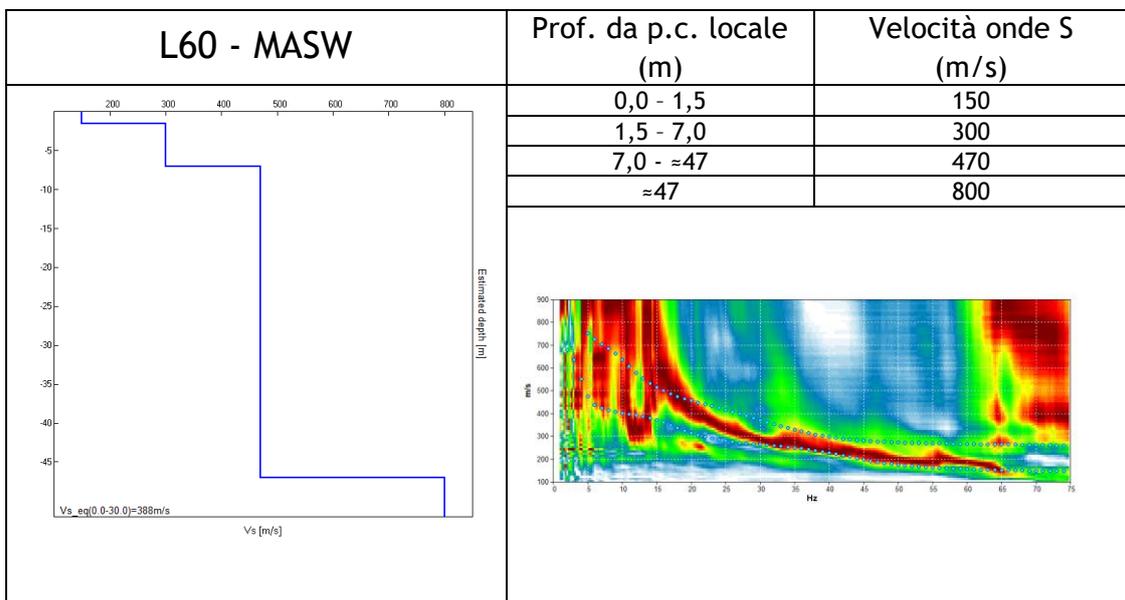
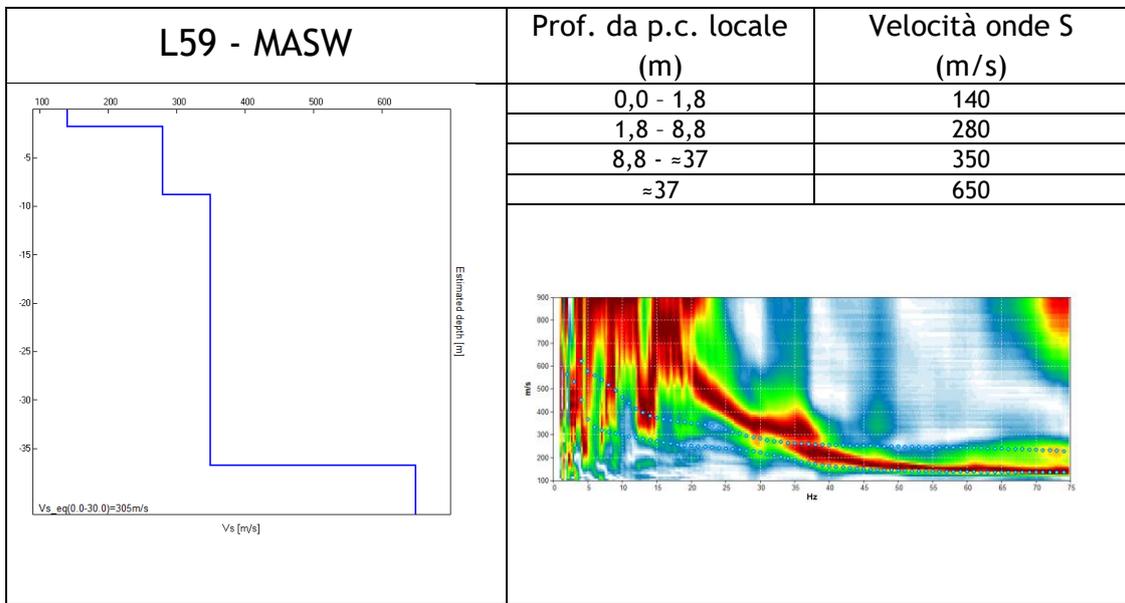
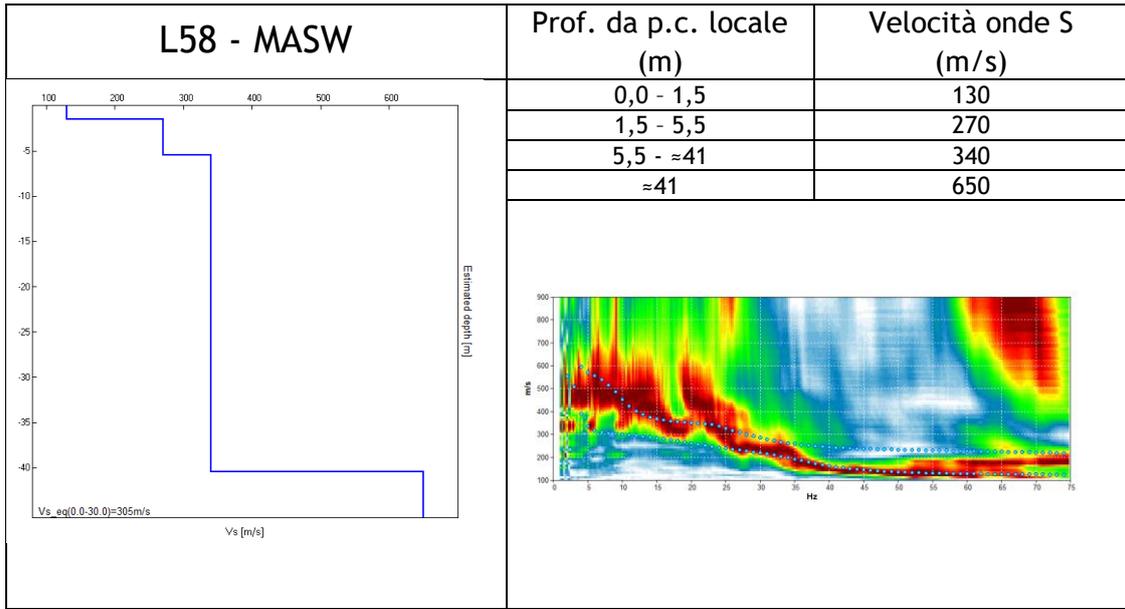


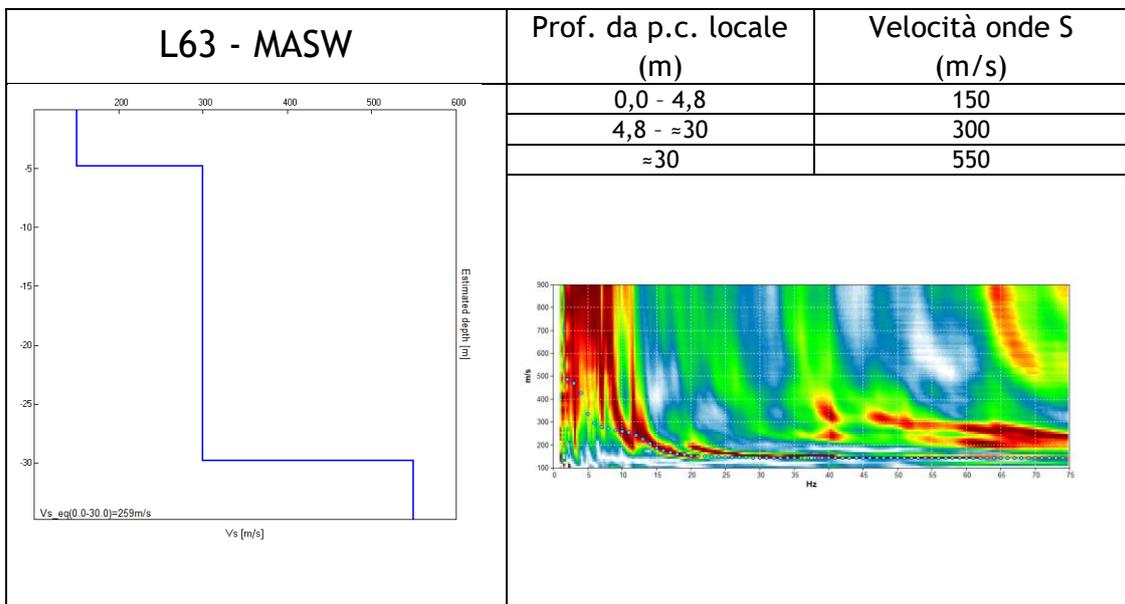
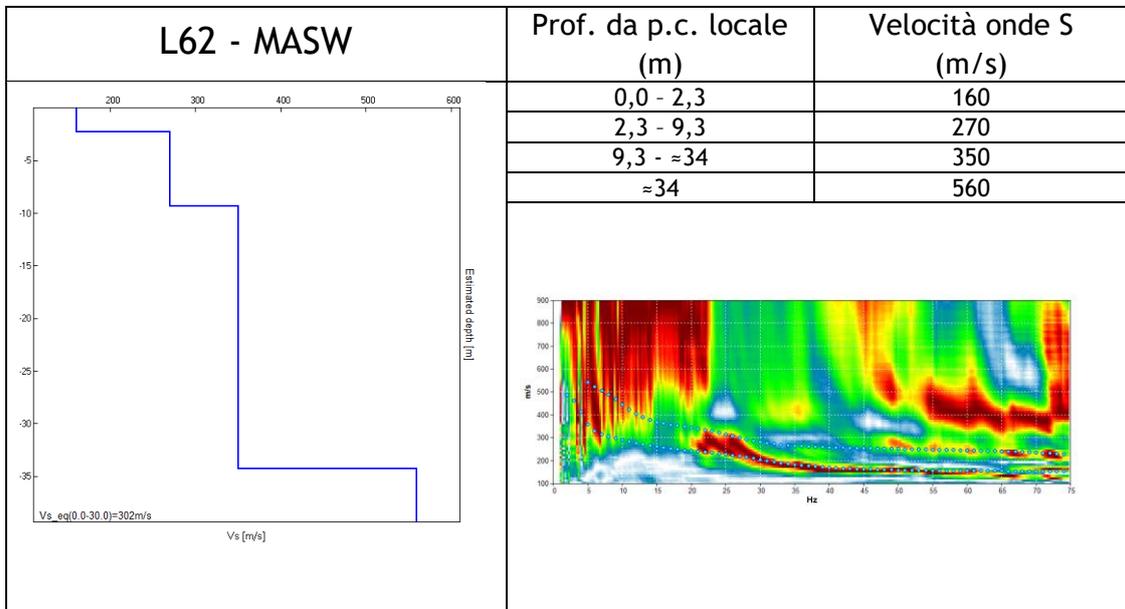
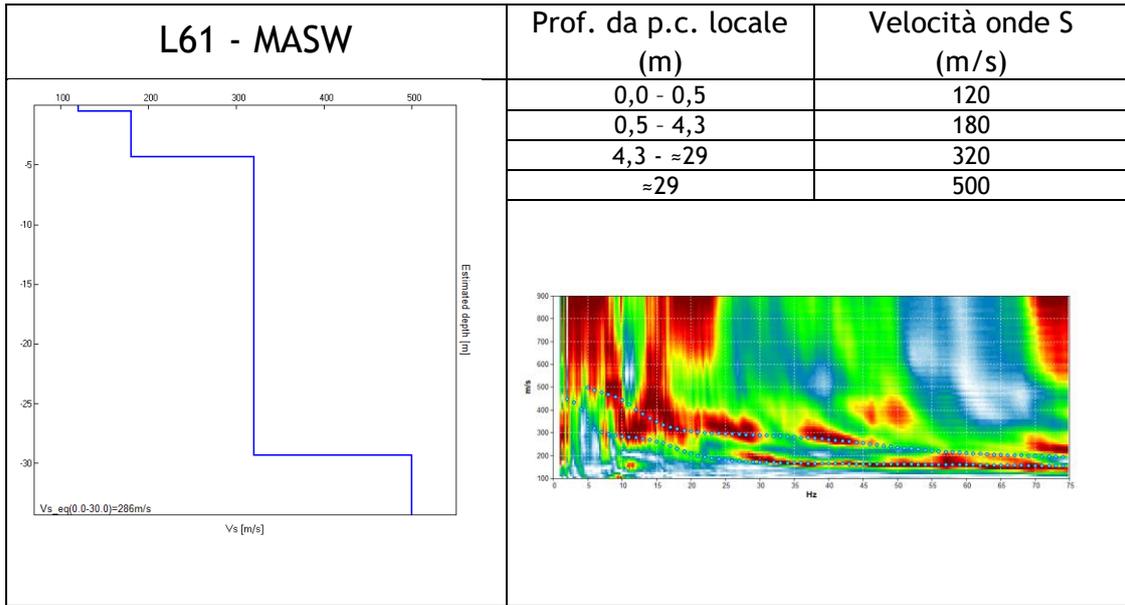


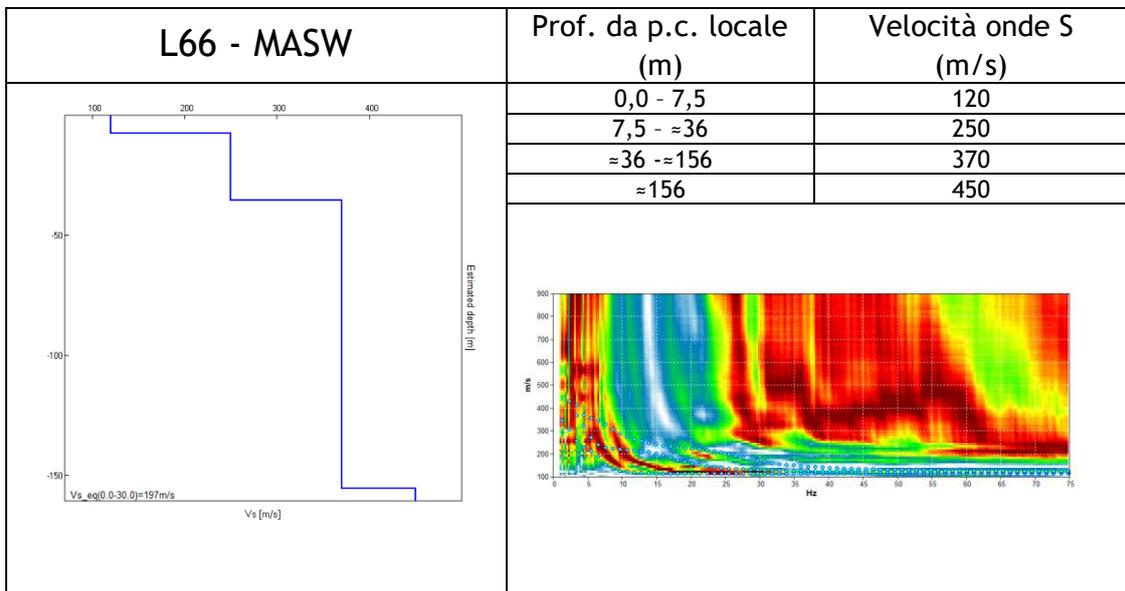
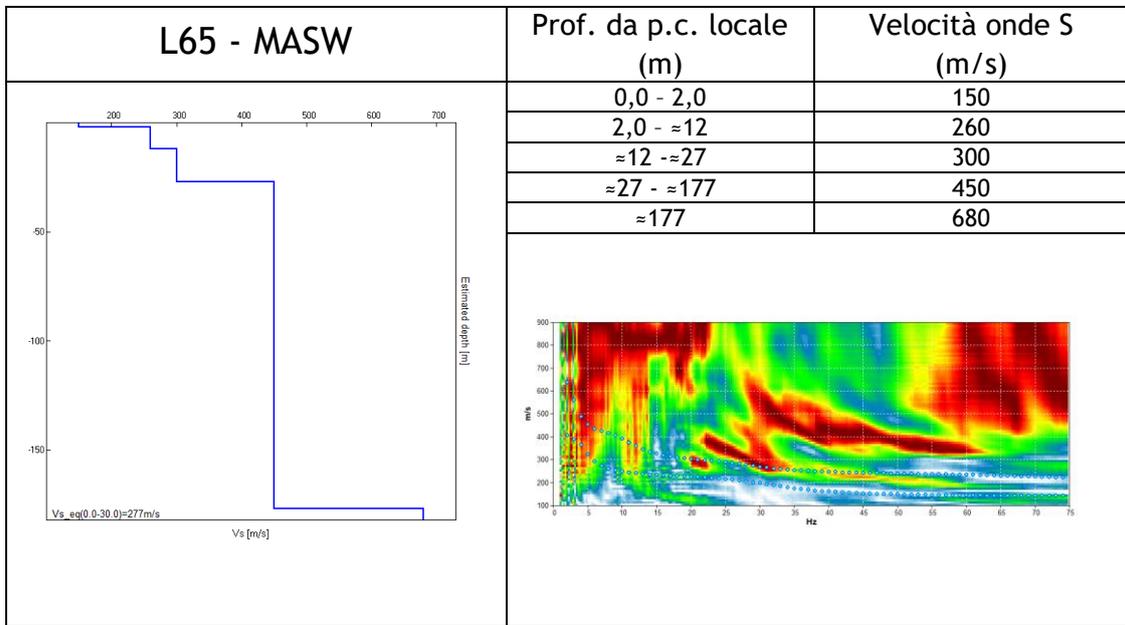
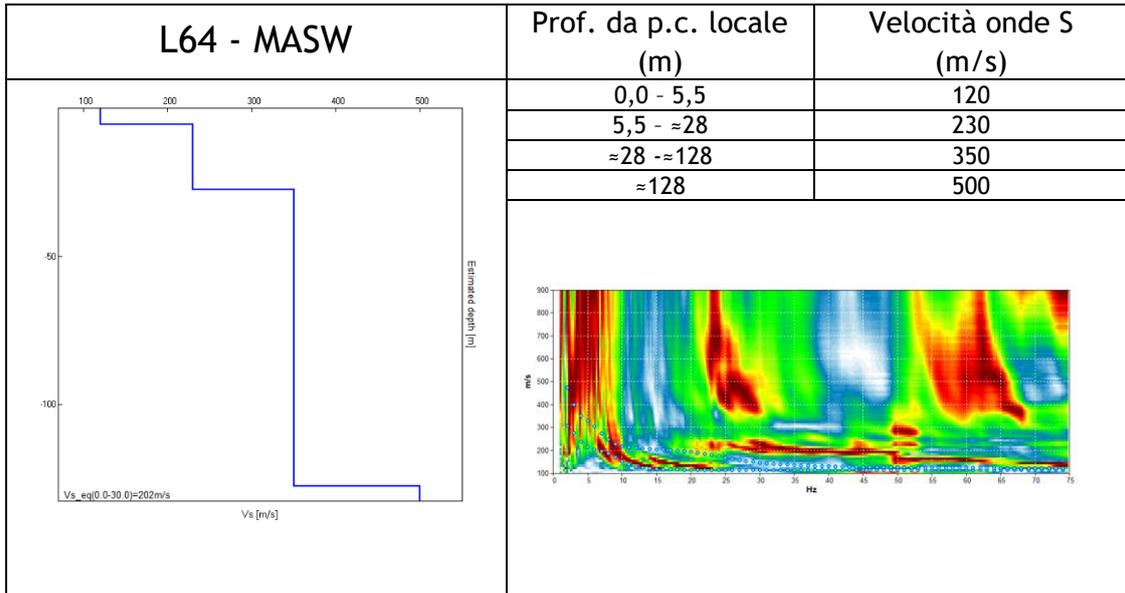


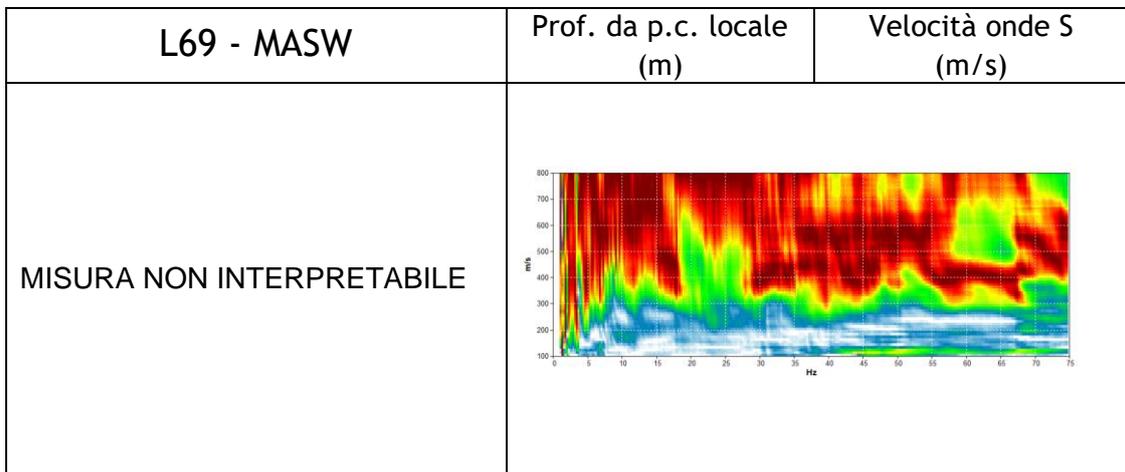
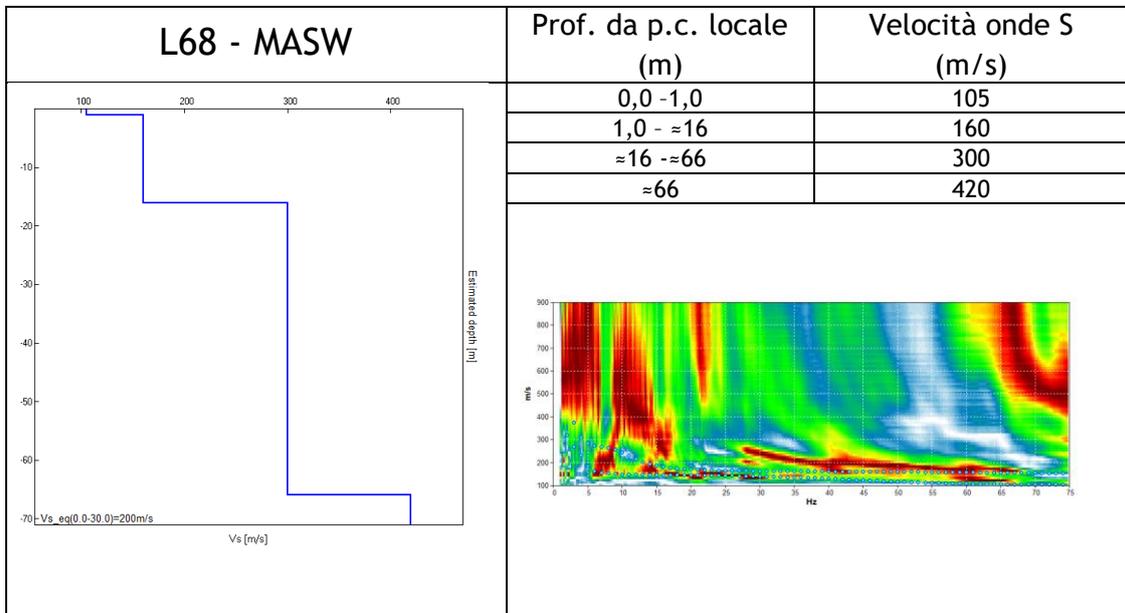
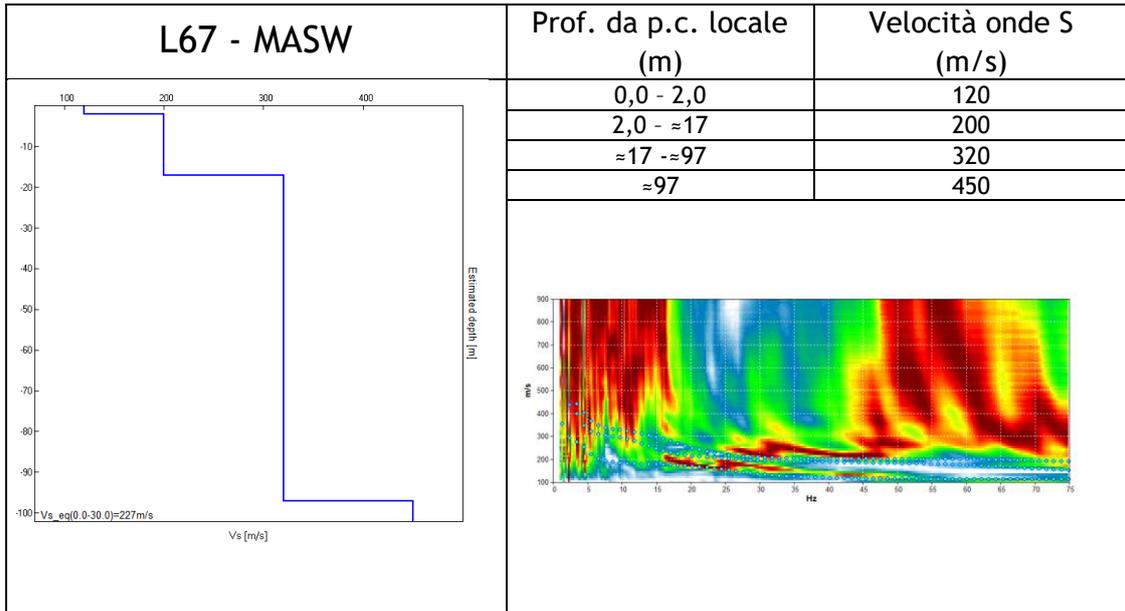


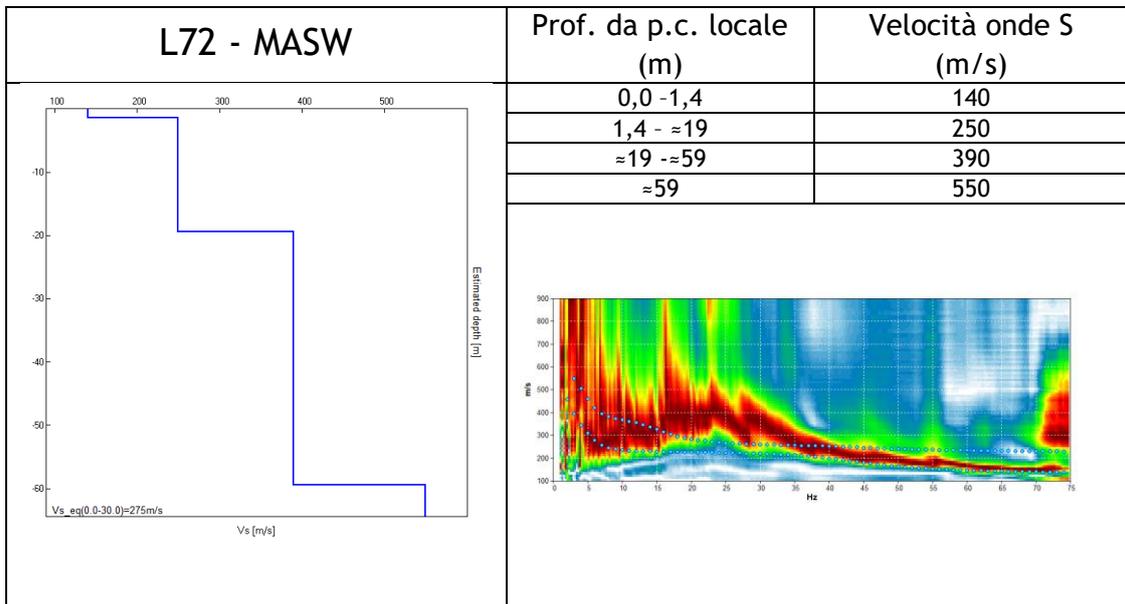
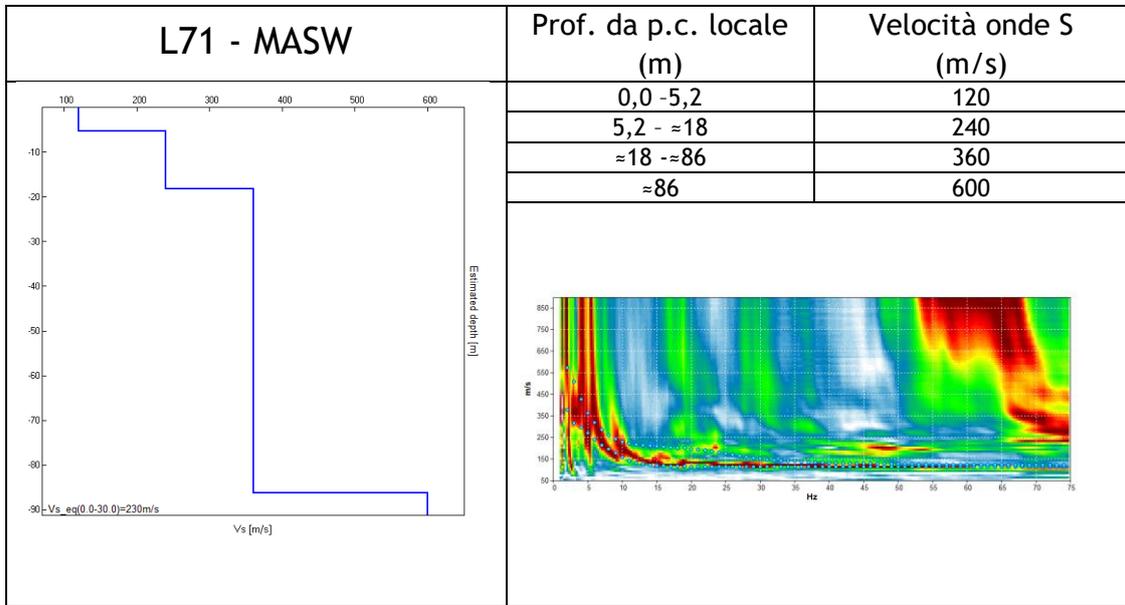
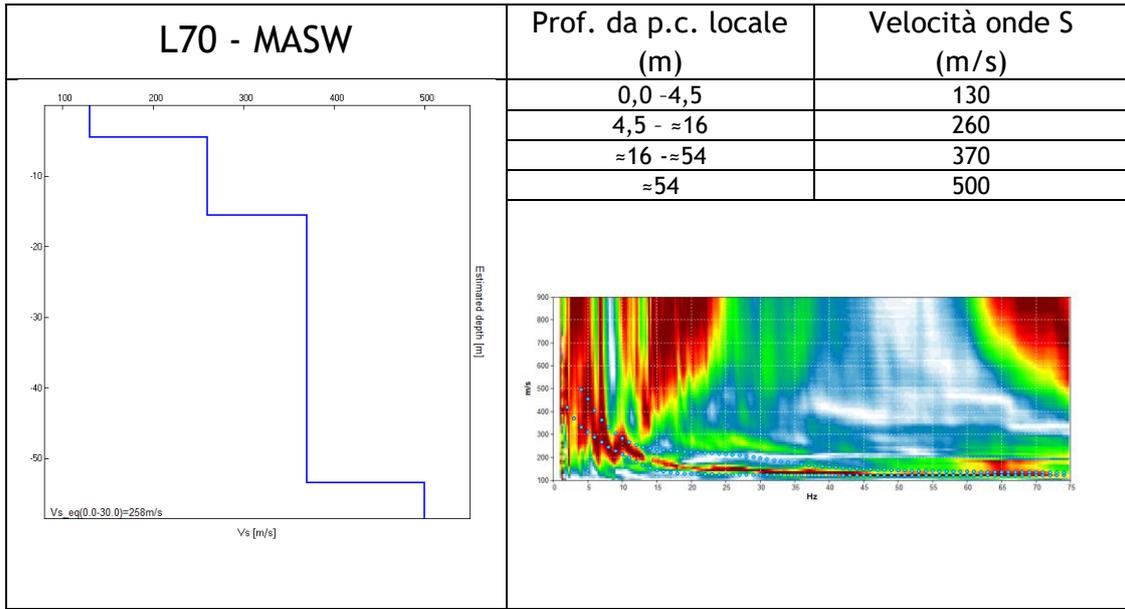


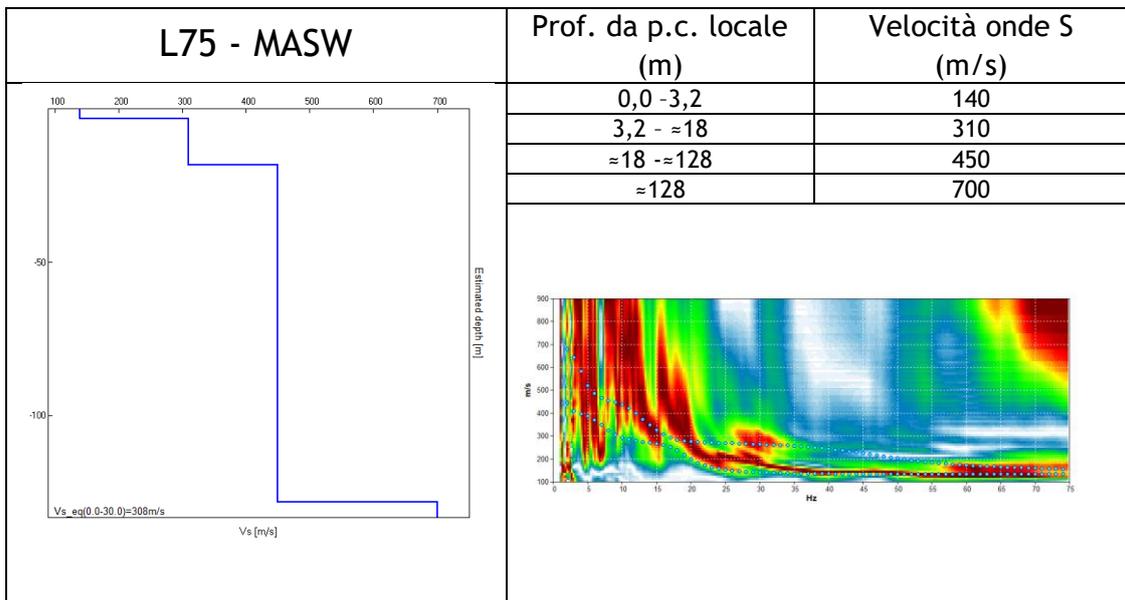
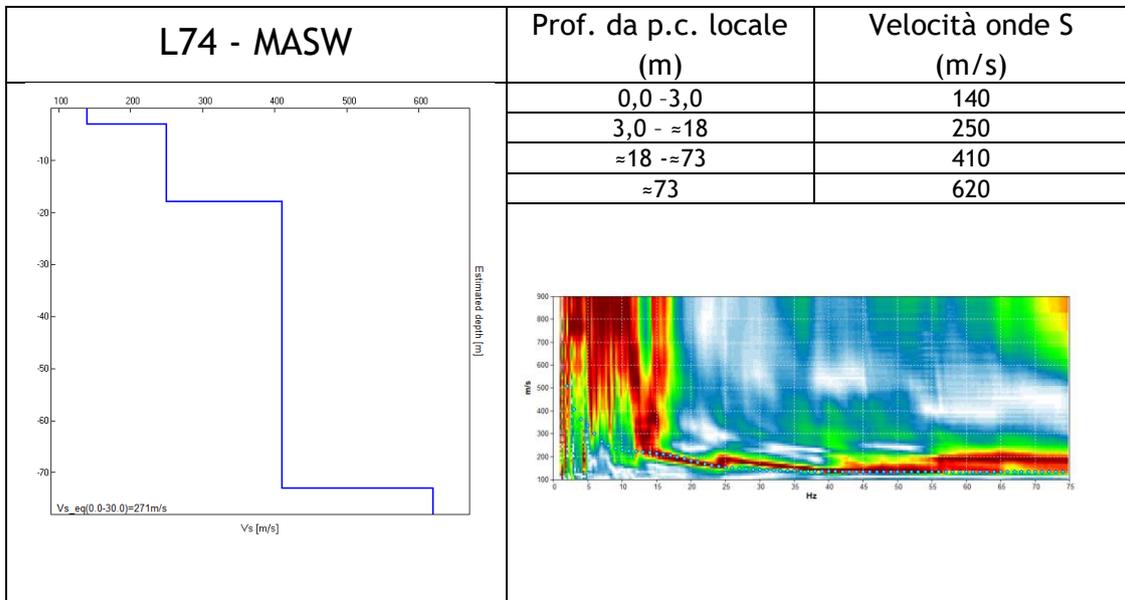
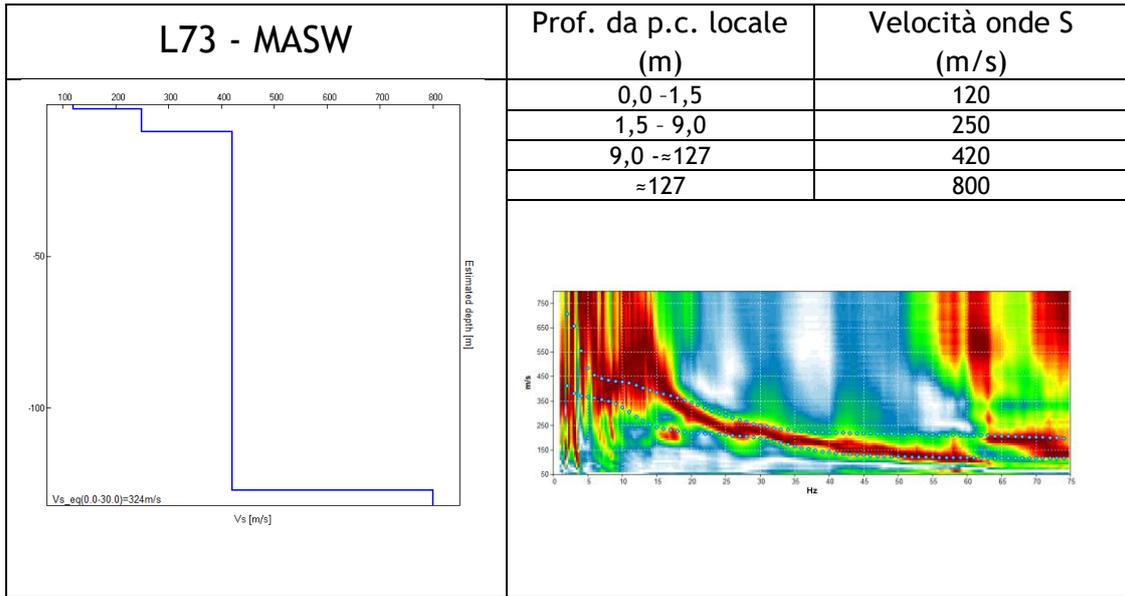


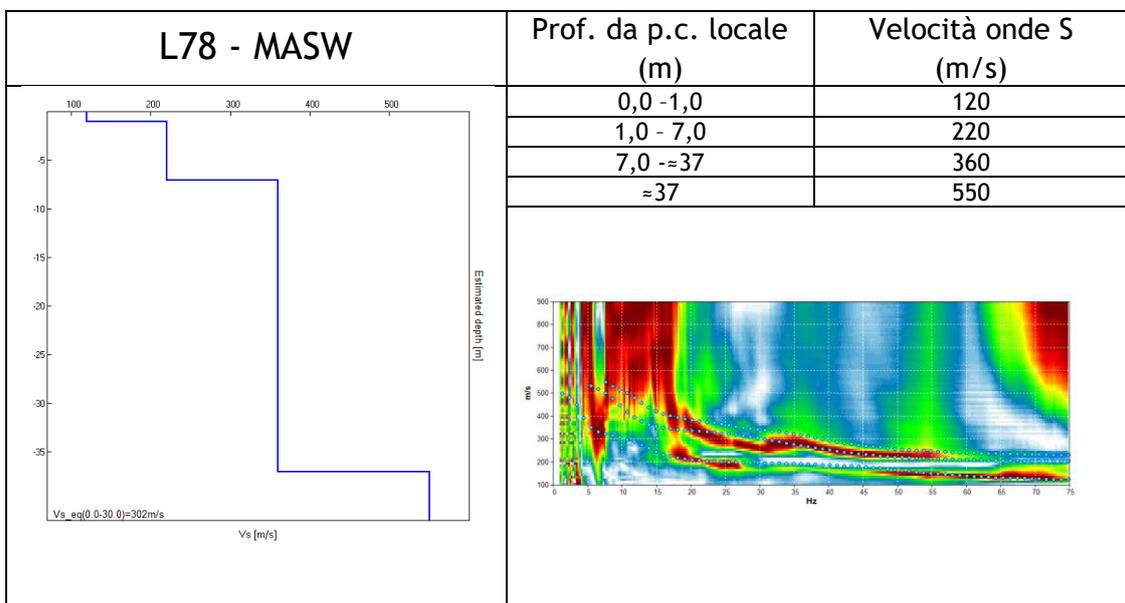
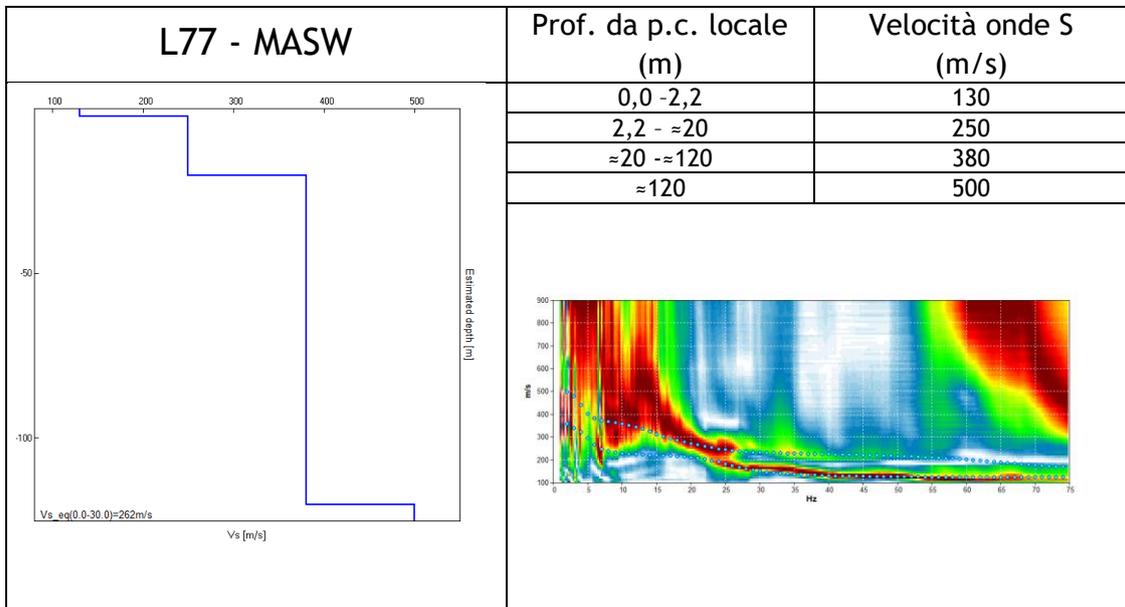
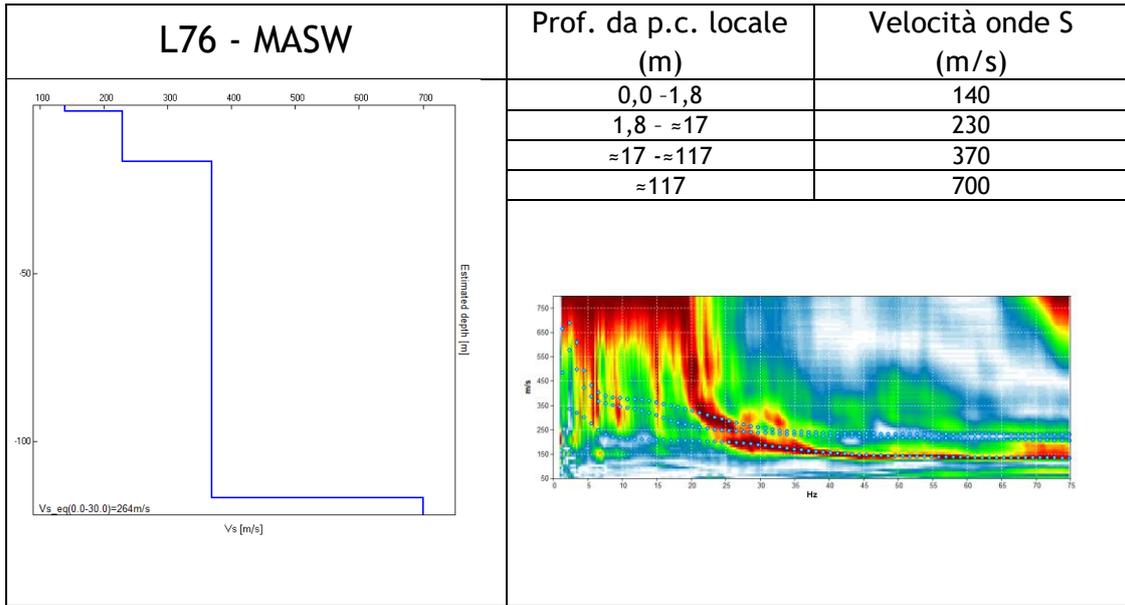


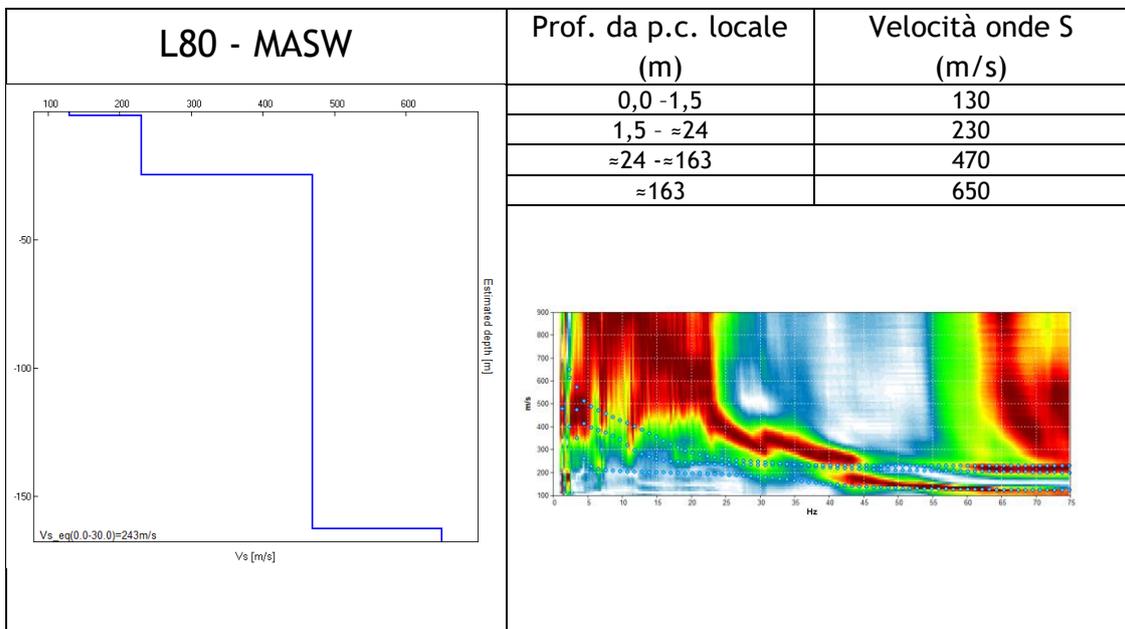
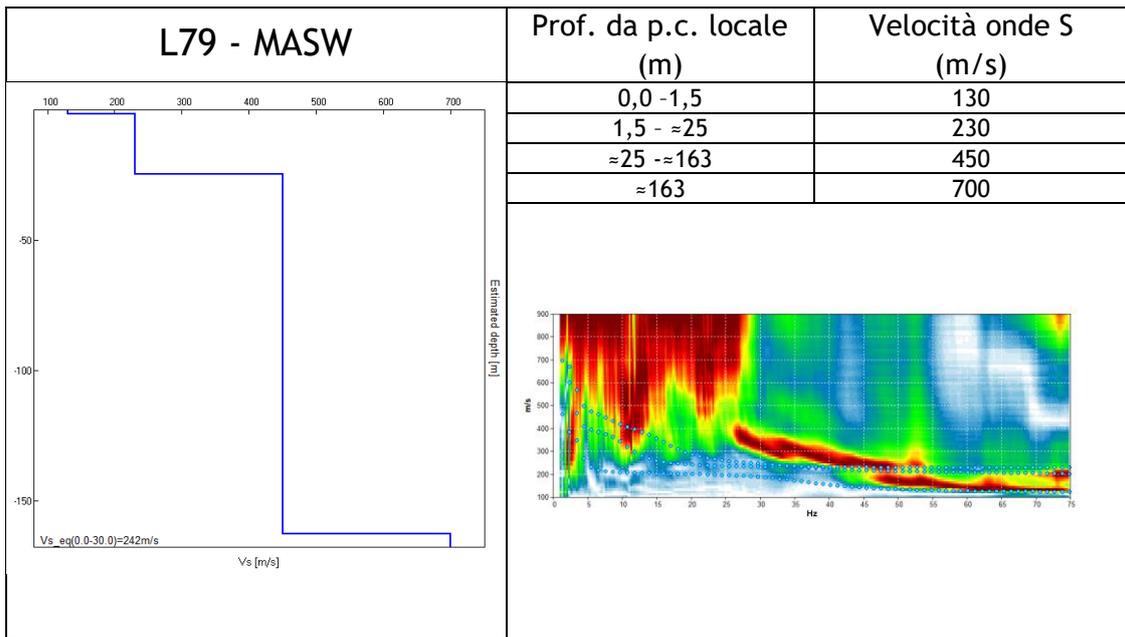












6.2.2 Indagine sismica di tipo passivo a stazione singola (H.V.S.R.)

La tecnica 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 di stendimenti di cavi, né di energizzazione esterne diverse dal rumore ambientale che in natura esiste ovunque. I risultati che si possono ottenere da una registrazione di questo tipo sono:

- la **frequenza caratteristica 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 gennaio 2008*;
- la **stratigrafia del sottosuolo** con un *range* di indagine compreso tra 0,5 e 700 m di profondità anche se il dettaglio maggiore si ha nei primi 100 metri. 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 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.

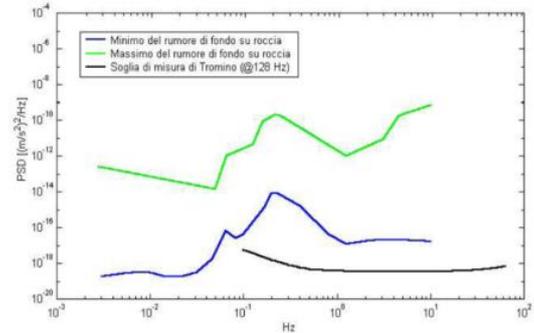
Possiamo scrivere questo come:

$$\text{segnale registrazione al sito } x = \text{sorgente} * \text{effetti di percorso} * \text{funzione trasferimento strumento}$$

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.

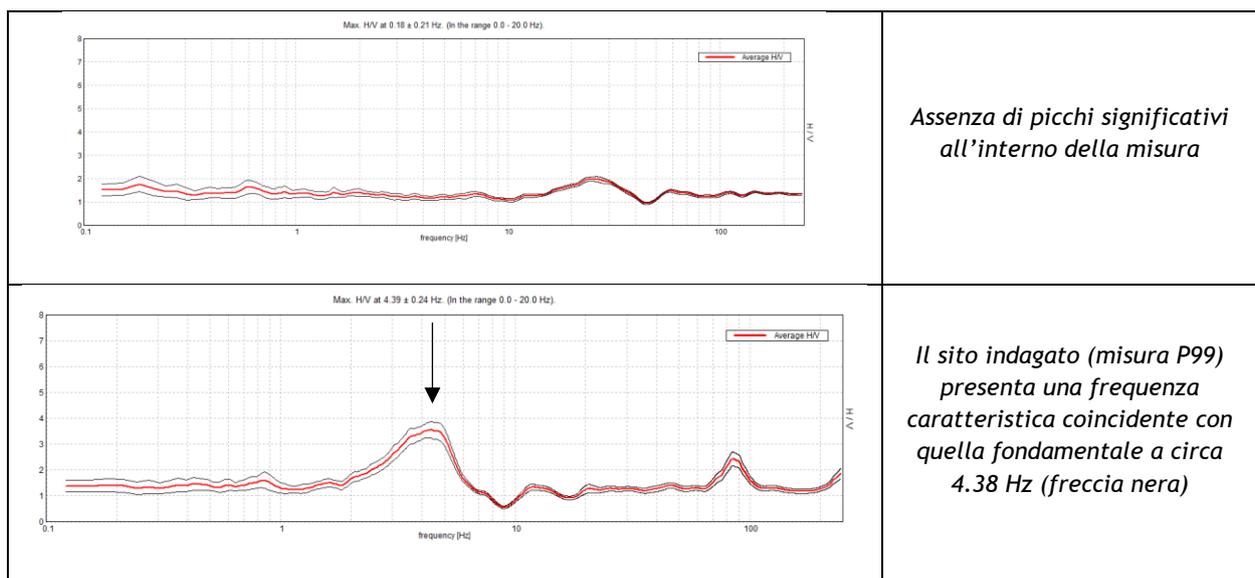
Per l'acquisizione dei dati è stato utilizzato un tromometro digitale della ditta MoHo S.r.l. modello "Tromino ENGY - Plus" che rappresenta la nuova generazione di strumenti ultra - leggeri e ultra - compatti in alta risoluzione adatti a tali misurazioni. Lo strumento racchiude al suo interno tre velocimetri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



6.2.2.1 Sintesi dei risultati

Le frequenze di risonanza del terreno fanno parte degli effetti di sito che, assieme all'instabilità per azione sismica, caratterizzano la vulnerabilità del territorio quale elemento indispensabile per la stima del rischio sismico. In linea di principio, visto che il suolo è assimilabile ad un corpo viscoelastico, è possibile misurarne le frequenze proprie di oscillazione in ogni punto: infatti, le frequenze sono determinate dalle proprietà meccaniche e, in maniera secondaria, dalla morfologia attorno al punto di misura. Analizzando la "Carta delle frequenze" e la "Carta delle indagini" successivamente descritte, si vede come sia stato indagato integralmente il territorio previsto dall'incarico e come le n°80 misure H.V.S.R. eseguite siano state distribuite in modo da interessare completamente il comune di Piacenza: 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® con indicata la frequenza "fondamentale" di sito. Le valutazioni sulle condizioni di amplificazione di sito sono state effettuate considerando la finestra frequenziale di 0,1-10 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.

61



CODICE PROVA	FREQ. "FONDAMENTALE" [Hz] (INTERVALLO 0,1 - 10 Hz)	CONDIZIONE DI AMPLIFICAZIONE (INTERVALLO 0,1 - 10 Hz)
P68	NP	No
P69	0.9	Si
P70	0.8	Si
P71	NP	No
P72	NP	No
P73	NP	No
P74	NP	No
P75	0.5	Si
P76	16	Si
P77	0.61	Si
P78	NP	No
P79	NP	No
P80	0.55	Si
P81	NP	No
P82	0.79	Si
P83	NP	No
P84	NP	No
P85	NP	No
P86	NP	No
P87	NP	No
P88	0.6	Si
P89	NP	No
P90	NP	No
P91	NP	No
P92	NP	No
P93	NP	No
P94	NP	No
P95	2.96	Si
P96	4.58	Si
P97	3.02	Si
P98	2.93	Si
P99	4.39	Si
P100	4.58	Si
P101	2.26	Si
P102	3.36	Si
P103	3.36	Si
P104	3.42	Si
P105	NP	No
P106	NP	No
P107	2.99	Si
P108	3.02	Si
P109	3.8	Si
P110	3.8	Si
P111	NP	No
P112	NP	No
P113	NP	No
P114	NP	No
P115	NP	No
P116	NP	No
P117	NP	No
P118	0.4	Si
P119	NP	No
P120	0.9	Si
P121	NP	No

P122	2.2	Si
P123	NP	No
P124	2.16	Si
P125	2.2	Si
P126	2.2	Si
P127	10.3	Si
P128	2.5	Si
P129	2.1	Si
P130	2.28	Si
P131	2.06	Si
P132	2.3	Si
P133	4	Si
P134	NP	No
P135	1.56	Si
P136	3	Si
P137	5.53	Si
P138	0.9	Si
P139	1.8	Si
P140	0.63	Si
P141	NP	No
P142	10.3	Si
P143	0.38	Si
P144	2.8	Si
P145	2.2	Si
P146	2.09	Si
P147	2.13	Si

6.2.3 Indagine geoelettrica con inversione tomografica

63

La tecnica *dell'imaging* elettrico (o tomografia elettrica) adotta una procedura automatizzata sia per l'acquisizione che per l'elaborazione delle misure, e consente di raccogliere dati elettrici del sottosuolo con una densità elevata impiegando cavi *multicore* con spaziatura interelettrodica variabile (generalmente da 1-2 m a 10 m).

L'unità di misura è costituita da un georesistivimetro assistito da un computer che, mediante un software dedicato, gestisce la configurazione geometrica e la sequenza del grande numero di letture che vengono effettuate. Gli elettrodi da controllare sono molte decine, spesso qualche centinaio, e i vari cavi impiegati vengono tra loro connessi e collegati all'unità di misura.

Le caratteristiche tecniche principali del sistema di misurazione utilizzato (georesistivimetro modello *ELECTRA* della MoHo S.r.l.) sono riportate nel box seguente.

ALCUNE CARATTERISTICHE TECNICHE	
ALIMENTAZIONE	batteria interna, inclusa nell'unità centrale 12 V, ricaricabile
CONVERSIONE/A/D	sincrona su tutti i moduli di energizzazione e misura
NUM. MAX CANALI	255 (nominali) a gruppi di 24 o 32
UNITA' CENTRALE	
DIMENSIONI	24 x 20 x 8 cm, peso 2,3 kg
FORMA D'ONDA	convertitore D/A dalla continua all'alternata con controllo continuo di corrente e voltaggio (feedback)
CORRENTE	±200 mA valori d'uso in condizioni tipiche ±10 mA
FREQ. IMPOSTABILI	1-32 Hz
OUTPUT	selezionabile su 4 porte o su cavo
TENSIONI DI USCITA	regolazione automatica fino a 400 V p.p.
MODULI DI MISURA	
DIMENSIONI	5 x 6 x 2 cm
INGRESSO	commutabile automaticamente tra 4 diverse funzioni (simbolo positivo e negativo, riferimento, ingresso)
IMPEDENZE DI INGRESSO	100 MΩ su 6 V di dinamica 100 kΩ su 12 V di dinamica
CAMPIONAMENTO	sincrono su tutti i moduli a 256-512 Hz
TRASMISSIONE	continua e in tempo reale dei dati di conversione al modulo centrale e PC



In pratica, il rilievo consiste nel posizionare gli elettrodi nel terreno secondo *arrays* 2D o 3D e, quindi, nell'effettuare il collegamento ai *take-out* dei cavi che portano il segnale (di *input* ed *output*) all'unità di misura. Dal software vengono poi impostate la configurazione prescelta e i relativi parametri geometrici (passo di misura, numero di misure, ecc.).

Le misure sono ciclicamente ripetute fino a un massimo di 4-6 volte, qualora non si raggiungesse prima una stabilizzazione della lettura (indicata da un basso scarto percentuale compreso tra il 2% e il 6%). Le misure non soddisfacenti, comunque salvate nel *data set*, potranno essere eliminate in sede di analisi. Per ottenere una densità di valori idonea alla costruzione di una pseudosezione di resistività, è necessario che il passo di misura non superi la distanza interelettrodiscica.

Il primo risultato dell'analisi è costituito da una pseudosezione che è solo rappresentativa della sezione reale. Infatti, essa ritrae l'andamento della resistività apparente calcolata con semplici considerazioni geometriche: ogni misura viene posta convenzionalmente al centro del quadripolo attivo e alla pseudopropfondità che gli compete.

I dati acquisiti in campagna e rappresentati secondo pseudosezioni (2D) o pseudopiani (3D) vengono successivamente elaborati per risalire alla elettrostratigrafia reale (resistività vera) del volume indagato, che si ottiene utilizzando una tecnica di inversione. Il sistema è interfacciato a un PC su cui è installato un software dedicato che lavora su piattaforma Windows, per gestire sia l'attivazione successiva e programmata di 2 elettrodi di immissione, sia i rimanenti elettrodi di ricezione.

Le misure vengono effettuate in corrente alternata con periodo di misura che può essere compreso tra 0,8 s e 0,12 s con cicli di alcuni secondi; i voltaggi variano da un minimo di 0,2 mV ad un massimo di 400 V picco-picco, mentre l'intensità di corrente varia da minimi di 0,005 mA a massimi di 200 mA.

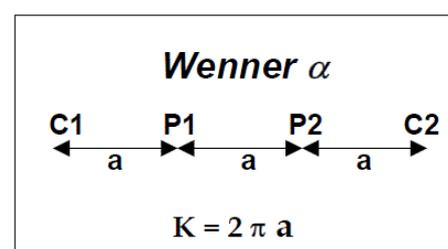
Nelle indagini geoelettriche è possibile scegliere diversi tipi di configurazioni in base a criteri che considerano, ad esempio, il tipo di *target* da individuare, la profondità massima da raggiungere o la sensibilità delle misurazioni condotte. Le configurazioni si distinguono in base alla distribuzione geometrica della programmazione di attivazione delle coppie di elettrodi attivati per l'acquisizione.

Nel caso in questione è stata utilizzata una configurazione Wenner e con i seguenti *array* geometrici:

Linea	Lunghezza [m]	N° elettrodi	Interdistanza degli elettrodi [m]
L81	115 m	24	5 m
L82	115 m	24	5 m
L83	115 m	24	5 m
L84	115 m	24	5 m
L85	115 m	24	5 m
L86	115 m	24	5 m
L87	115 m	24	5 m
L88	115 m	24	5 m
L89	115 m	24	5 m
L90	115 m	24	5 m

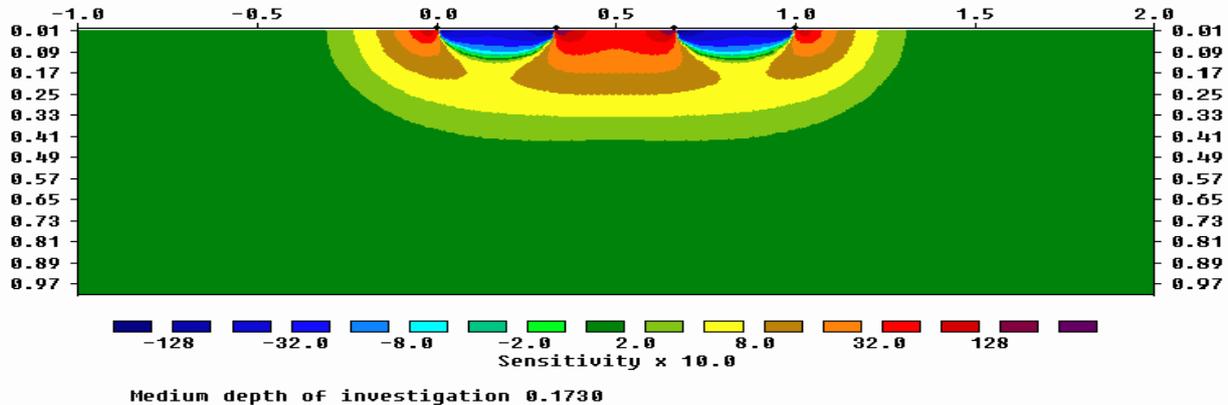
Questo tipo di arrangiamento è caratterizzato dal fatto che gli elettrodi di potenziale sono posti al centro degli elettrodi di corrente e la distanza tra i vari elettrodi (distanza interelettrodiscica) è sempre la stessa ed è pari ad *a*.

Il valore del fattore geometrico relativo a tale dispositivo è pari a $2\pi a$ e quindi il fattore geometrico del Wenner risulta essere il più



basso tra i dispositivi più comunemente utilizzati. Pertanto è il tipo di *array* che consente di ottenere la massima intensità del segnale e i dati che si misurano con questo dispositivo risultano essere poco rumorosi.

La funzione *sensitivity* per un dispositivo Wenner presenta un andamento quasi orizzontale al di sotto del centro del dispositivo (figura seguente); ne consegue che questa tipologia di *array* è relativamente sensibile ai cambiamenti verticali di resistività al di sotto del centro dello stendimento, ma è meno sensibile alle variazioni orizzontali della resistività.



La pseudo-sezione di resistività (o tomografia di prima specie) fornisce un'immagine approssimativa e immediata della distribuzione di resistività lungo la sezione verticale di sottosuolo sottesa al profilo di misura; può essere quindi considerata come un'immagine sfocata della configurazione elettrica del sottosuolo. La tomografia geoelettrica vera e propria si ottiene mettendo a fuoco l'immagine di resistività apparente in modo da definire meglio le geometrie dei corpi sepolti. È possibile risolvere questo problema (cioè passare da una pseudo-sezione a una tomografia) applicando la tecnica d'inversione di Loke e Barker implementata nel software Res2Dinv v4.01 prodotto dalla Geotomo (Malesia) e impiegato nel presente lavoro.

65

Di seguito viene esposto il procedimento utilizzato comunemente per l'analisi.

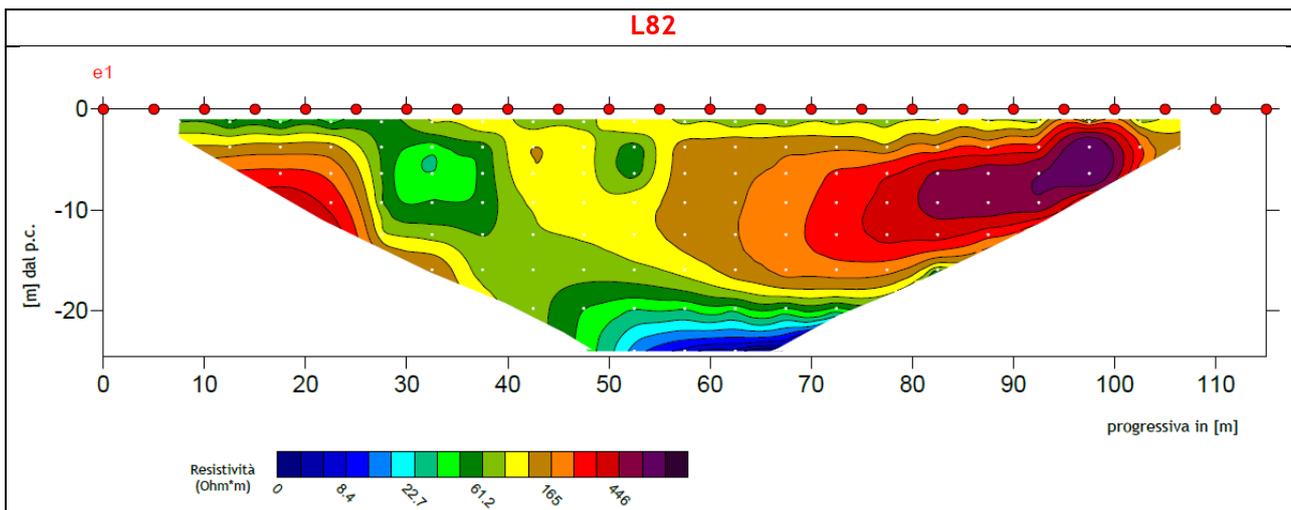
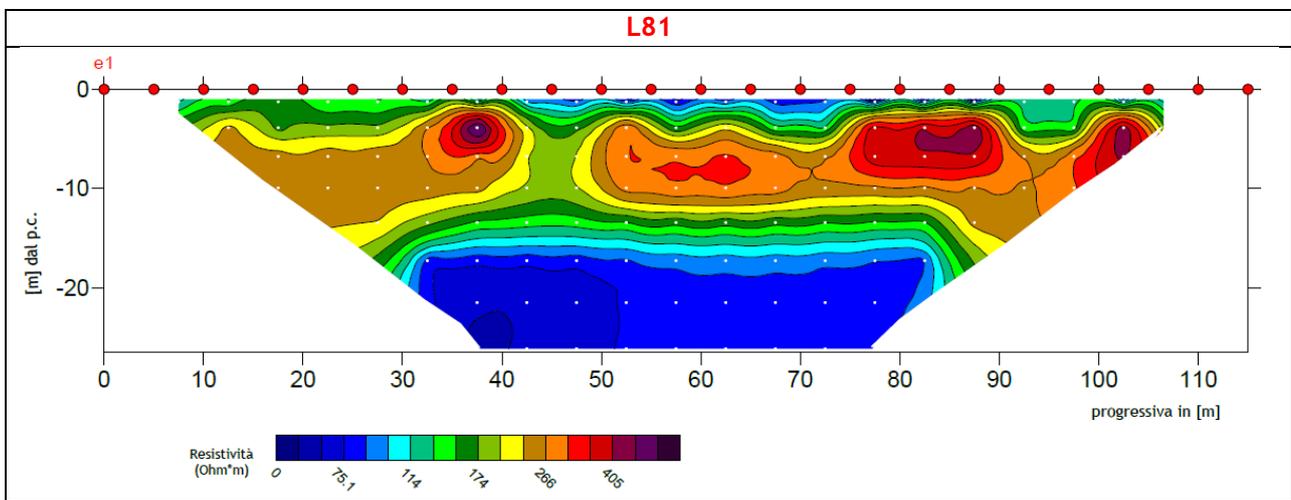
1. Il procedimento di calcolo prevede la suddivisione iniziale del volume in una griglia di regolarizzazione (analoga a quella impiegata nelle computazioni a elementi finiti). Ad ogni cella della griglia viene attribuito un valore di resistività sulla base dei dati misurati e alle celle di confine viene imposta una resistività pari alla media delle letture eseguite.
2. Il modello iniziale viene quindi sottoposto ad un processo di inversione che utilizza una routine conosciuta con il nome di *smoothness-constrained least-square method* (De Groot-Hedlin e Constable 1990, Sasaki 1992) implementata con una tecnica di ottimizzazione quasi-newtoniana (Loke e Barker 1996) che la velocizza notevolmente. Le elaborazioni considerano in blocco tutti i dati acquisiti e ottimizzano un modello a celle di resistività. Questo modello è meno viziato dalla assunzione di una elettrostratigrafia piana valida per il monodimensionale e risulta, quindi, più adattabile alle complesse geometrie che si incontrano nella realtà.
3. L'inversione ha termine nel momento in cui si ottiene una buona coincidenza, in senso statistico (scarto quadratico medio), tra i dati sperimentali e quelli teorici (confronto tra pseudosezioni misurate e calcolate).
4. Disponendo di una taratura (sondaggio meccanico o dati desunti da scavi) il modello geoelettrico del sottosuolo proposto al termine dell'analisi può essere ricondotto a quello geolitologico.

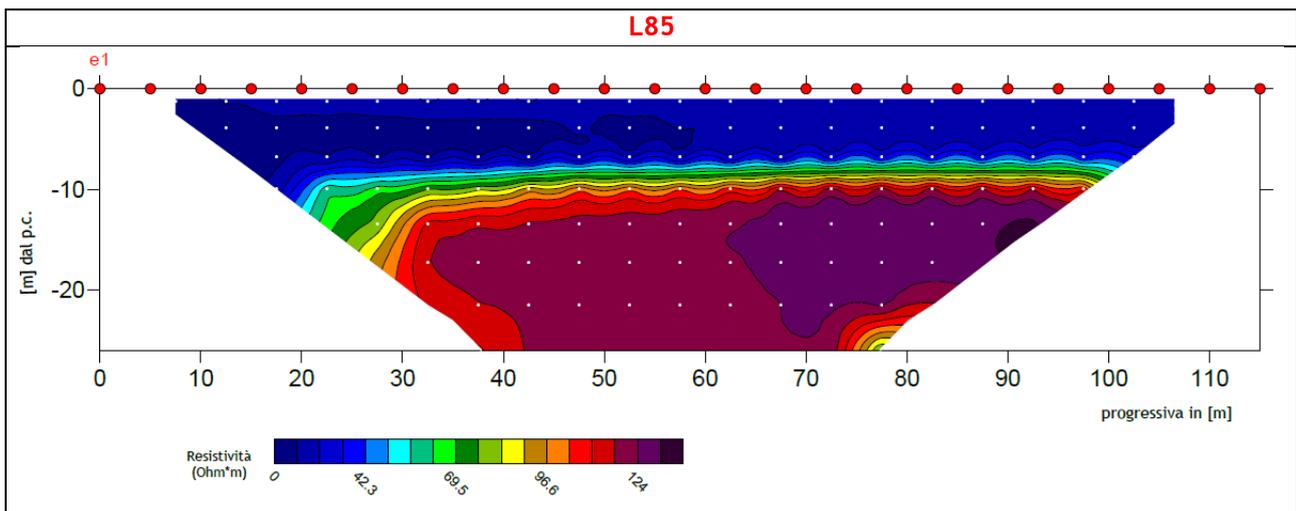
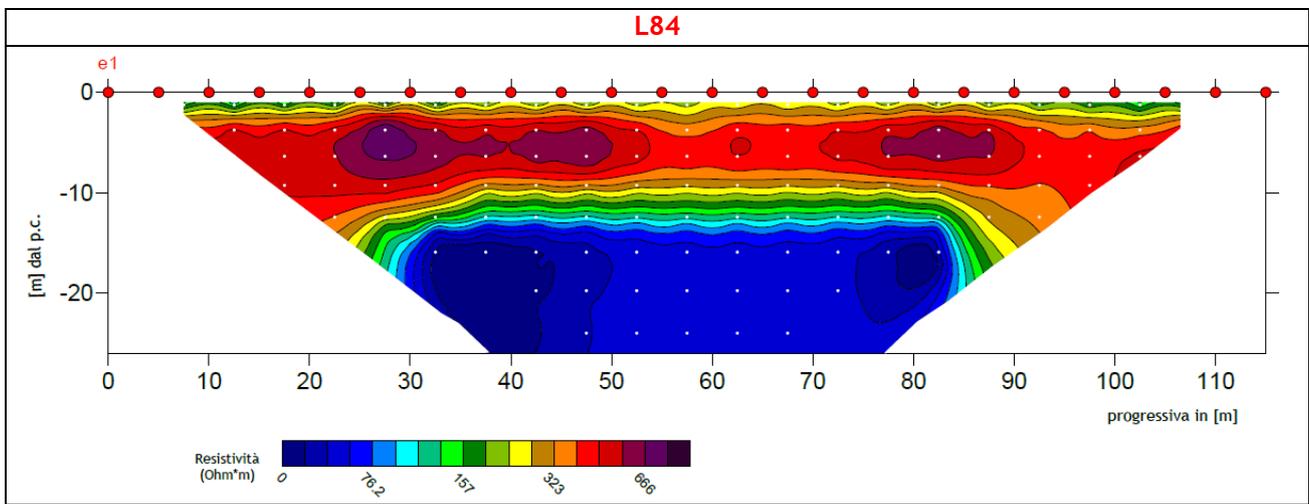
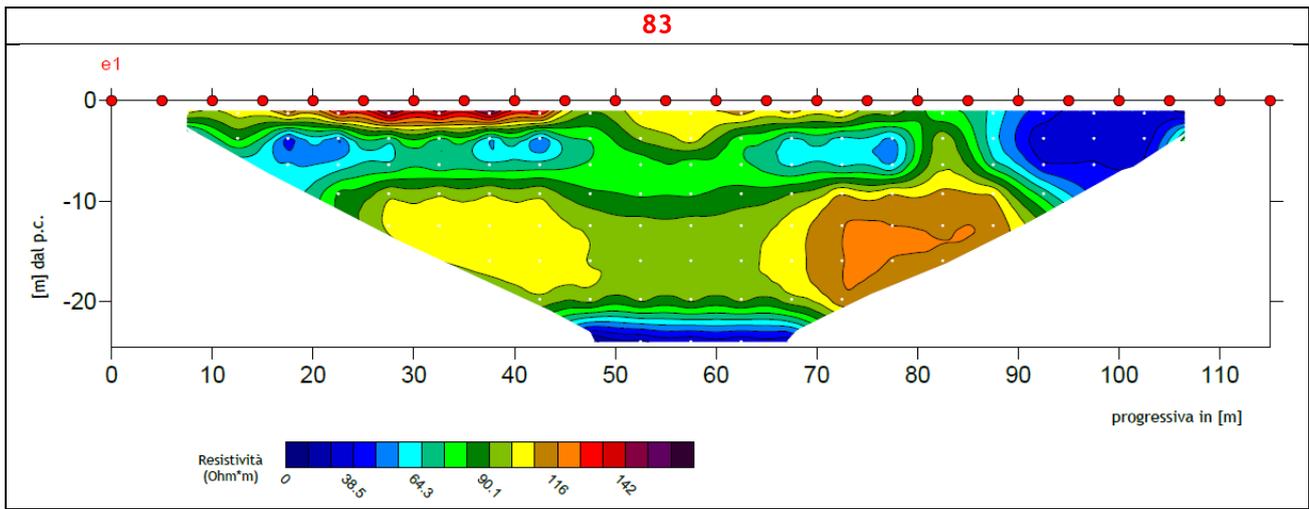
6.2.3.1 Sintesi dei risultati

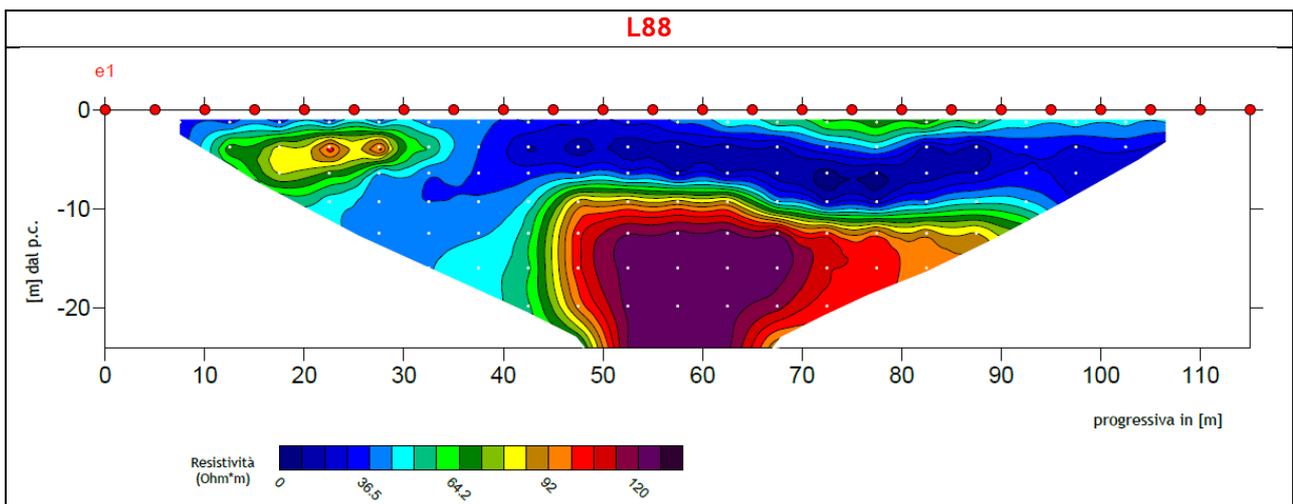
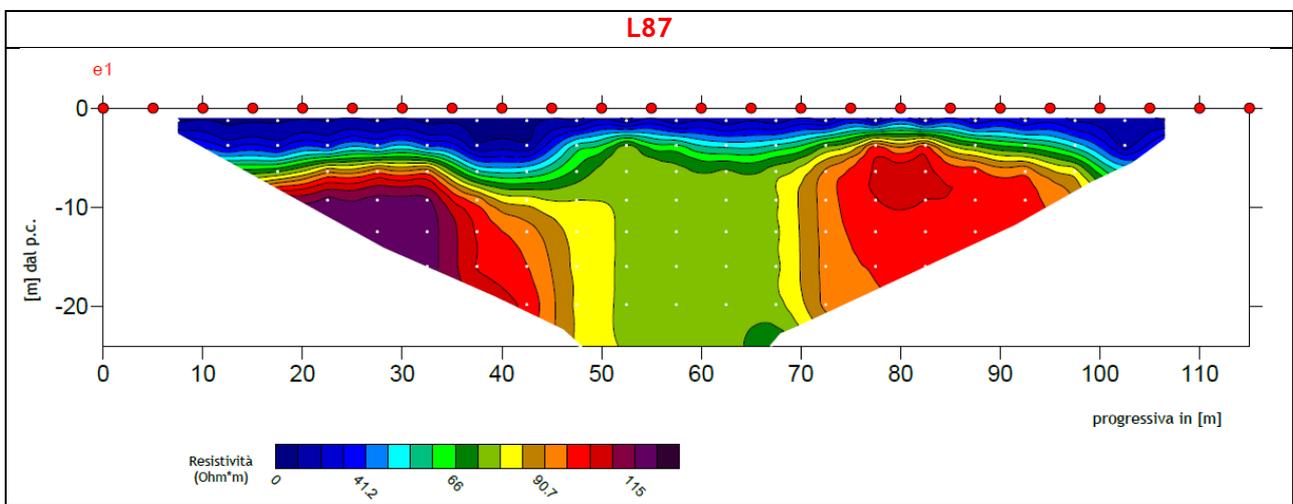
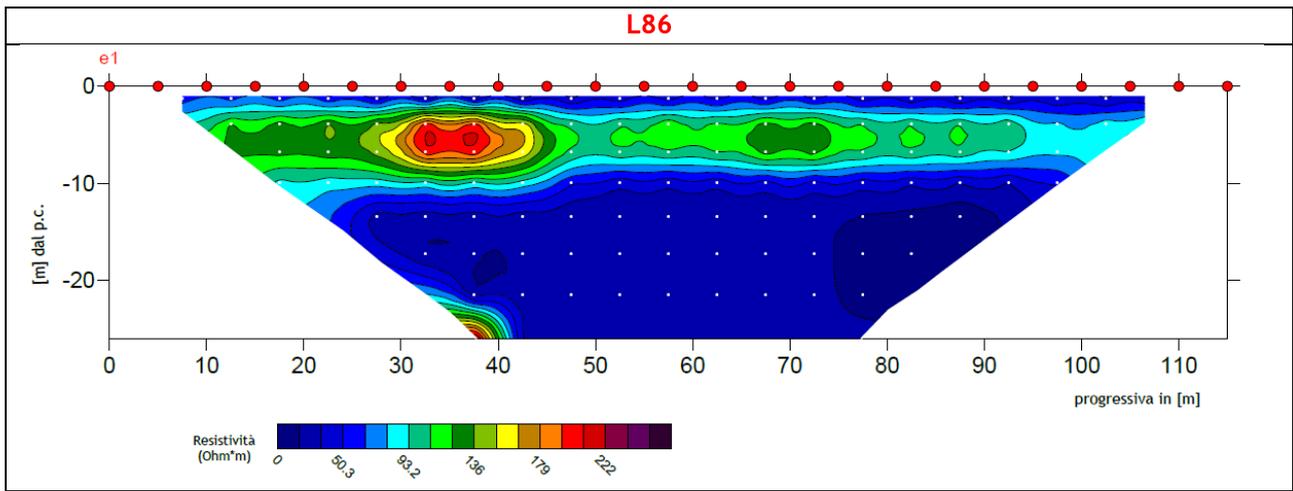
Tale tipologia di indagine è stata eseguita per determinare, in associazione alle indagini geofisiche di tipo sismico, le variazioni stratigrafiche, e per permettere una ricostruzione più precisa delle aree indagate.

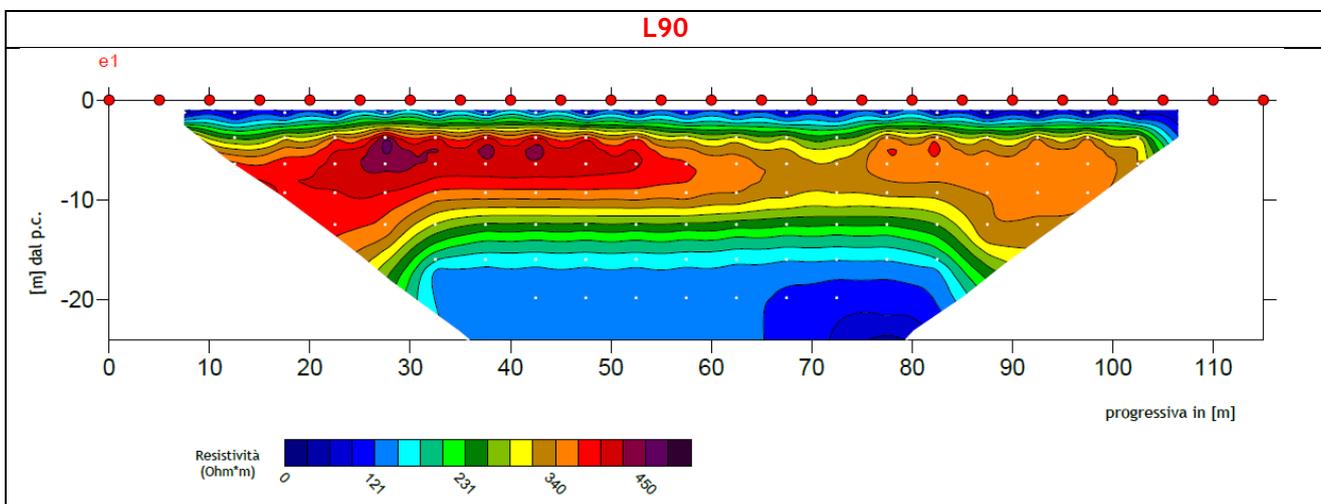
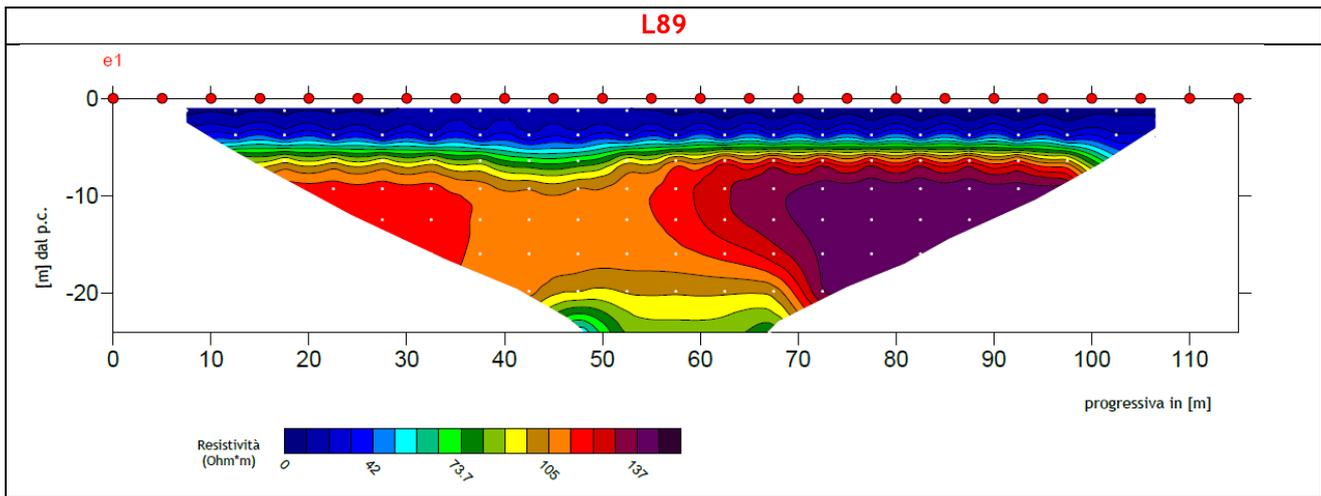
Le sezioni tomografiche (riportate nelle figure seguenti) espongono l'andamento della resistività nel sottosuolo attraverso una scala cromatica di colori che parte dal blu e incrementa verso il viola. Lo spessore delle unità geoelettriche può essere stimato attraverso la scala metrica posta sulle ordinate del grafico.

La stabilità delle misure e, quindi, la loro qualità, si presenta elevata poiché è stato possibile mantenere scarti decisamente inferiori al 15%. Il modello elettrico ottimizzato, che restituisce la resistività reale del terreno, presenta un *range* di valori compresi tra pochi $\text{ohm}\cdot\text{m}$ e circa $450 \text{ ohm}\cdot\text{m}$.









6.2.4 Strumentazione penetrometrica - DPSH (Penetrometro Dinamico Pesante)

Il test penetrometrico dinamico consiste invece nell'infingere 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 cingolati, che ha il maglio di massa 63,5 kg e viene misurato il numero di colpi necessario all'infissione ogni 20 cm. La strumentazione utilizzata è ampiamente standardizzata ed i risultati sono facilmente correlabili alla prova SPT (*Standard Penetration Test*), eseguita in foro di sondaggio e similare per modalità, da cui 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 DPSH 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 "*Formula degli Olandesi*".

6.2.4.1 Sintesi dei risultati

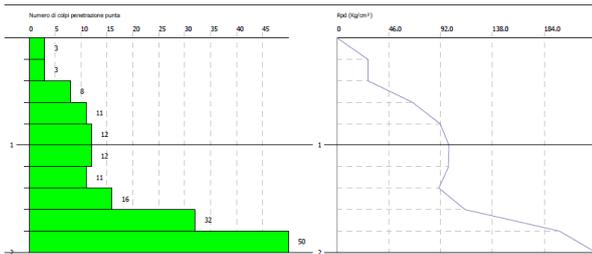
Al fine di ricostruire dal puto di vista stratigrafico il terreno oggetto d'indagine, sono state eseguite n° 5 prove penetrometriche super pesanti che hanno raggiunto la profondità massima di penetrazione di circa 9 metri.

A seguire si riporta la loro ubicazione in carta e un estratto dei diagrammi relativi ad ogni singola prova. Allegati al presente lavoro è possibile osservare i valori puntuali lungo ogni verticale e i relativi parametri geotecnici ricavati.



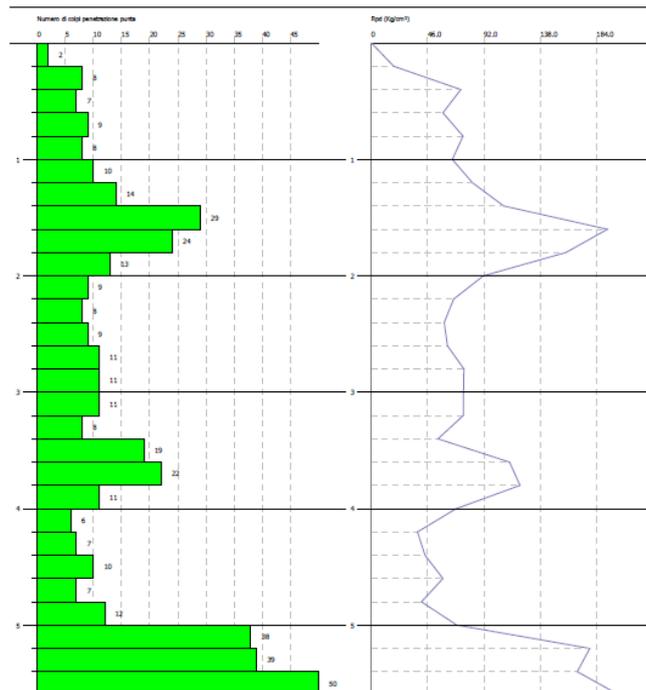
PROVA PENETROMETRICA DINAMICA DPSH n°1
Strumento utilizzato... DPSH studiosisma

Comitente:
Cantieri S5 Piacenza
Località: Comune di Piacenza



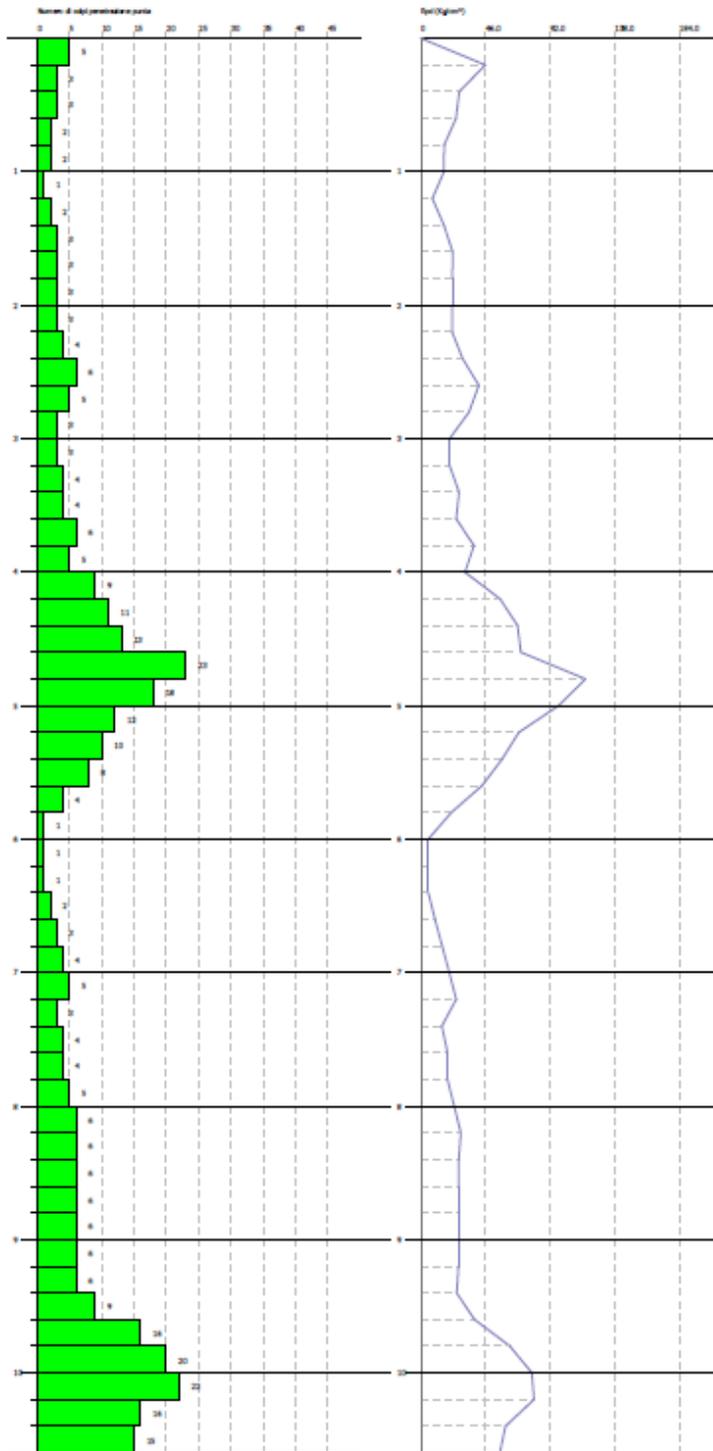
PROVA PENETROMETRICA DINAMICA DPSH n°2
Strumento utilizzato... DPSH studiosisma

Comitente:
Cantieri S5 Piacenza
Località: Comune di Piacenza



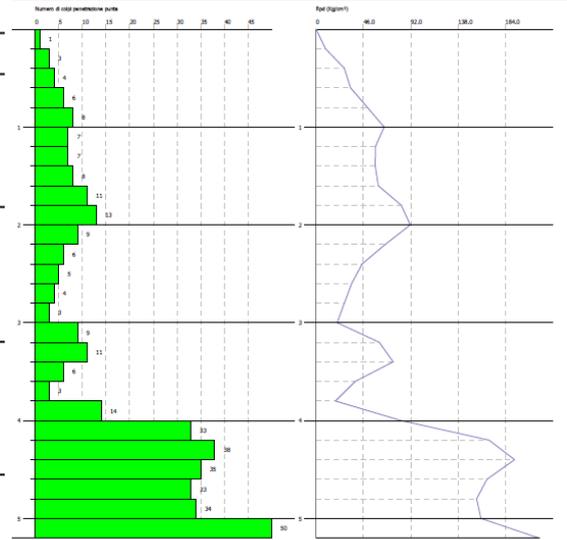
PROVA PENETROMETRICA DINAMICA DPSH n°3
Strumento utilizzato... DPSH studiosissima

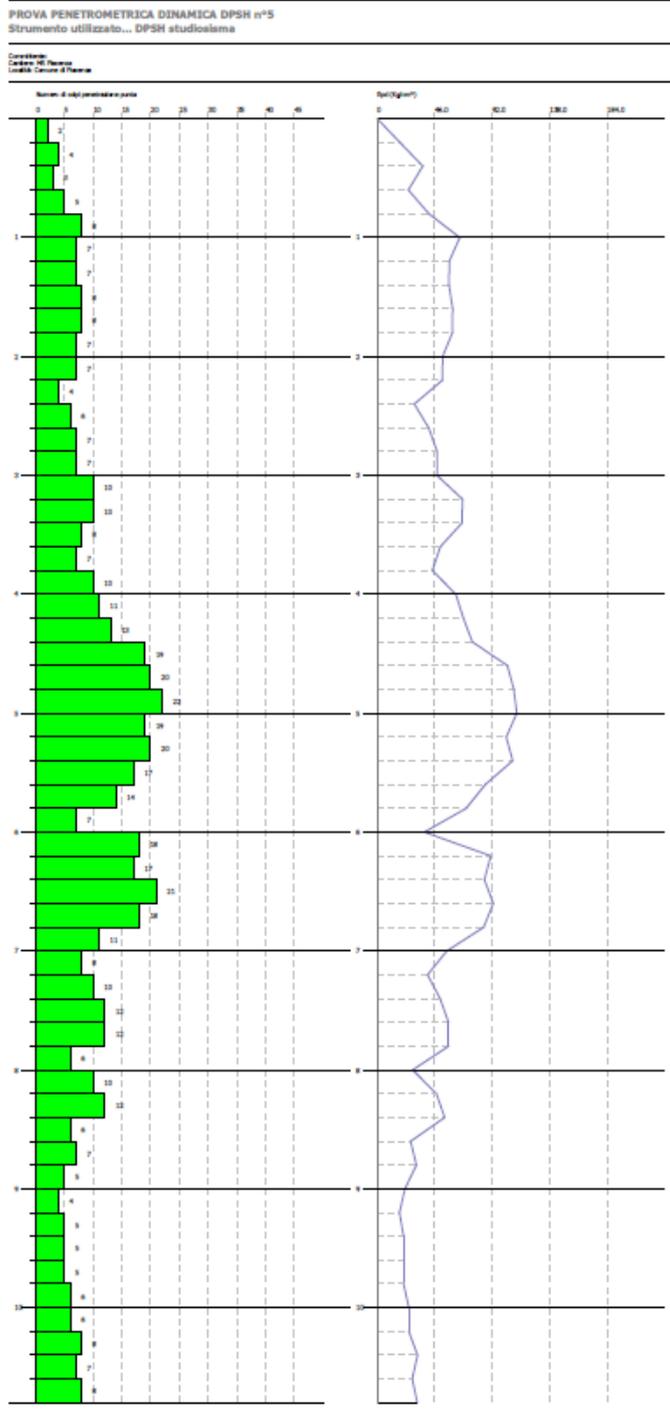
Comune:
Cantone: 01 Piacenza
Località: Cantone di Piacenza



PROVA PENETROMETRICA DINAMICA DPH n°4
Strumento utilizzato... DPSH studiosissima

Comune:
Cantone: 01 Piacenza
Località: Cantone di Piacenza





6.3 Modello geosismico del sottosuolo - interpretazione e incertezze

La valutazione della risposta sismica locale (RSL), sia con approccio semplificato sia con modellazioni avanzate, non può prescindere da un'accurata ricostruzione del modello geo - sismico del sottosuolo tramite l'utilizzo di indagini geofisiche specifiche.

I contrasti di rigidità tra copertura e *bedrock* sismico, nonché quelli presenti all'interno della copertura stessa, come ben noto, contribuiscono in maniera determinante alla valutazione della RSL, amplificando il moto sismico in modo considerevole. Tali amplificazioni saranno tanto più marcate quanto più elevati sono i contrasti di rigidità tra i vari sismo - strati.

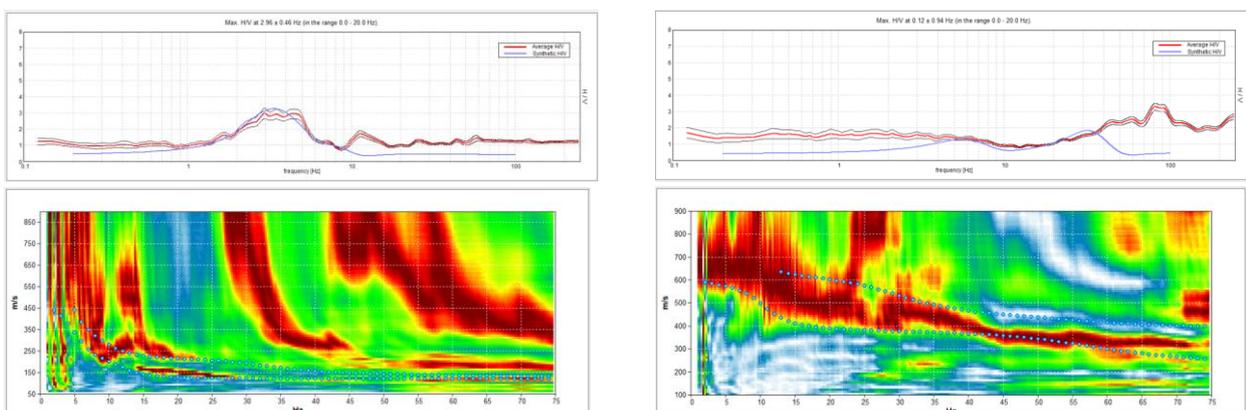
Le misurazioni effettuate hanno permesso di ricostruire modelli sismo - stratigrafici accurati e precisi, in quanto i segnali si presentano chiari, e con una elevata coerenza. Inoltre, la presenza di un rumore di fondo caratterizzato da un ricco spettro frequenziale, ha permesso di ottenere, nella maggior parte dei casi, un'elevata profondità di penetrazione per quanto riguarda le misure in *array*.

I risultati hanno evidenziato un **modello sismo-stratigrafico del sottosuolo abbastanza regolare**, soprattutto per quanto riguarda gli spessori delle coperture e i valori di rigidità misurati in tutto il territorio comunale a copertura del *substrato geologico*. Tale modello sismo-stratigrafico risulta compatibile con l'area in oggetto di indagine, caratterizzata da un assetto tettonico-stratigrafico tipico delle zone pianeggianti con frequenti interdigitazioni tra materiali fini e terreni più grossolani.

Nell'interpretazione delle indagini geofisiche è stato possibile da subito osservare una differenza in termini sia di velocità che di contrasti HVSR tra la porzione a sud-ovest del comune e quella a nord est, come si evidenzia nelle immagini seguenti:

- la misura HVSR e la MASW riprodotte a sinistra, mostrano un terreno di origine ghiaiosa con V_s maggiori di 350 m/s sin dai primi m dal p.c. locale, e un'assenza totale di picchi H/V;
- al contrario, le indagini riportate a destra, appaiono molto più lente nei primi 20 m (V_s medie di 230 m/s) a copertura del probabile substrato geologico ghiaioso e un picco H/V ben evidente alle medio-basse frequenze causato proprio da questo passaggio litologico.

73

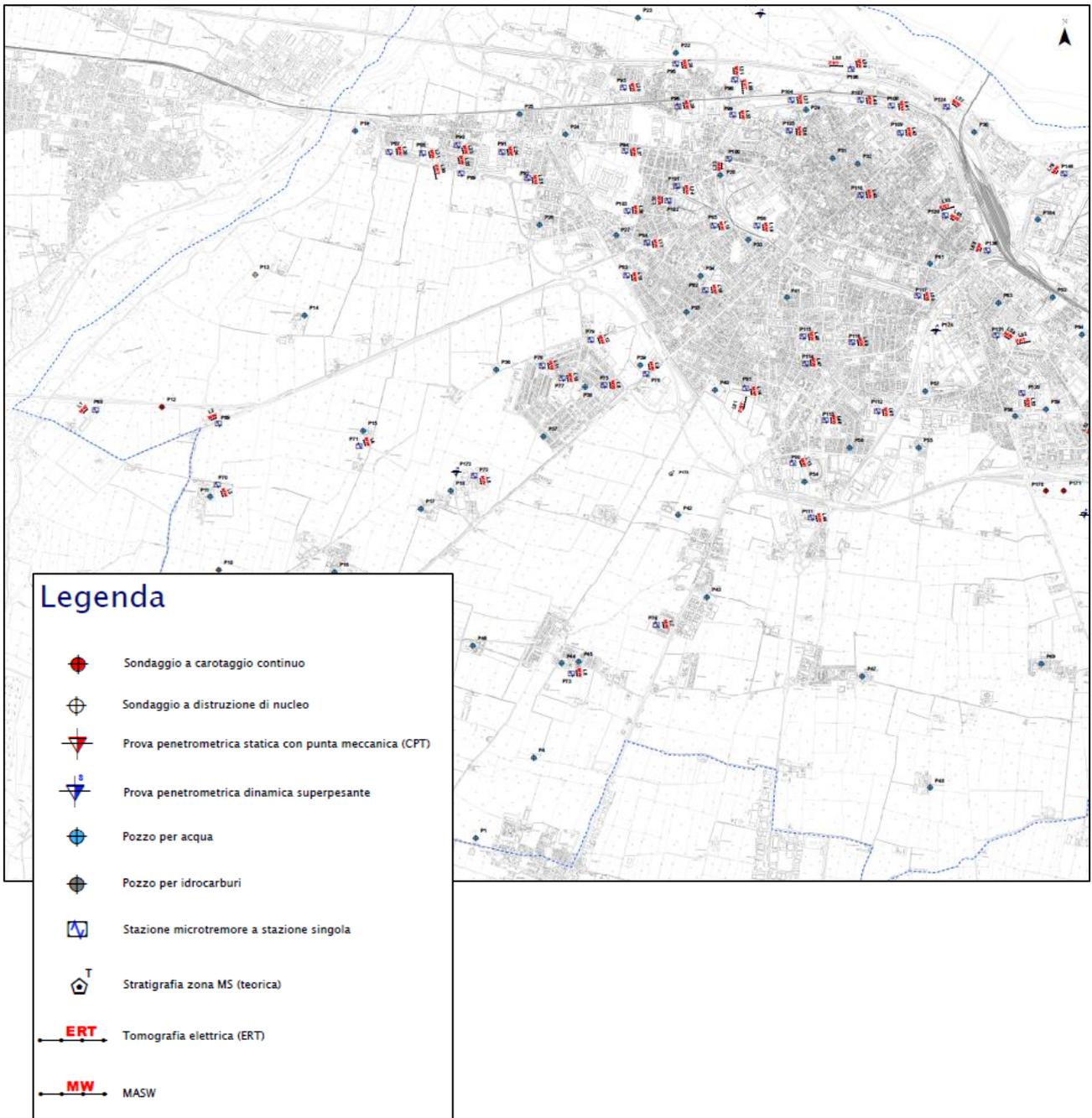


Tali differenze interpretative trovano conferma nelle caratteristiche litologiche del territorio, in quanto, come è possibile osservare dai sondaggi geognostici recuperati dal sito dell'ISPRA, la porzione a sud ovest del comune appare costituita da depositi ghiaiosi di conoide con scarsi livelli sabbiosi limosi; al contrario, a nord est del comune, tali ghiaie si interdigitano ai depositi derivanti dagli attuali e recenti terreni di canale e/o argine che sono caratterizzati, nei primi 10 - 20 m dal p.c. locale da materiali più fini e maggiormente coesivi (sabbie e argille ghiaiose).

7 ELABORATI CARTOGRAFICI DELLA MICROONAZIONE DI LIVELLO 1

7.1 Carta delle indagini

Si tratta della cartografia elaborata sulla base della Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000, con ubicate le indagini eseguite in questa fase, quelle desunte da studi pregressi e quelle ricavate dalla consultazione del catalogo ISPRA, che hanno consentito di ricostruire l'assetto sismo-stratigrafico locale. Nella figura seguente si riporta un estratto della "Carta delle indagini - Tav_1" che dimostra come sia stato indagato, in modo dettagliato, l'intero territorio comunale; le indagini di nuova realizzazione sono state schedate, informatizzate e allegate fuori testo mentre quelle pregresse inserite nel supporto informatico allegato.



7.2 Carta geologico tecnica per la microzonazione sismica

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

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

Per l’elaborazione della “Carta geologica-tecnica” sono state, quindi, analizzate le informazioni di carattere geologico disponibili e, sulla base delle caratteristiche meccaniche e degli ambienti genetico-deposizionali dei terreni, le varie unità litologiche sono state accorpate in classi distinte e rappresentative dei depositi costituenti Piacenza.

Alla fine, è stata creata un’unità principale (*Terreni di copertura*) che contiene due unità litologiche derivate dalla selezione e, talora, dall’accorpamento delle litologie locali.

Per evidenziare i possibili effetti di amplificazione stratigrafica (contrasto di impedenza tra mezzi geologici differenti) e predisporre le informazioni utili per la MOPS (Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica), sulla base degli studi specifici di carattere geofisico, sono stati individuati i contatti tra litologie che possono rispondere in modo differente alla sollecitazione sismica.

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

- contatto di terreni a differente litologia; le unità litologiche individuate dal P.S.C. sono state riviste sulla base delle conoscenze dei luoghi, delle prove eseguite, ed uniformate alle indicazioni delle linee guida della Protezione Civile;
- lineamenti strutturali desunti dalla cartografia del PSC;
- traccia delle sezioni geologiche rappresentative del territorio comunale;
- informazioni sulla profondità della falda ricavate dalle indagini pregresse e dei sondaggi che non hanno raggiunto il substrato sismico.

In conclusione, le unità litologiche principali definite nella CGT_MS sono le seguenti:

<i>Carta Geolitologica del P.S.C.</i>	<i>Carta geologico-tecnica per la Microzonazione</i>
Depositi di conoide alluvionale: costituiti da ghiaie sabbiose, sabbie e limi stratificati, localmente con copertura discontinua di limi argillosi.	GP_ca + GC_ca
Depositi d’interconoide: costituita da limi e in subordine da sabbie e argille sedimentati in ambiente di piana alluvionale, solcate localmente da canali di ghiaie	CL_fg
Depositi di canale fluviale, rotta e argine prossimale: Unità costituita dall’alternanza di ghiaie, sabbie, argille e limi sedimentati in ambiente di piana alluvionale	GP_es+CL_es
Depositi di argine naturale, barra fluviale e canale fluviale, indistinti, della piana di meandreggiamento del Fiume Po: la successione stratigrafica è tipicamente caratterizzata da sabbie in facies di canale attivo e barra fluviale, chiuse verso l’alto da una successione <i>finingupward</i> di riempimento canale (in sequenza sabbie, limi ed argille) + Depositi di canale fluviale in evoluzione del Fiume Po: la successione stratigrafica è caratterizzata da sabbie grossolane e ghiaietto con stratificazione piano parallela o a festoni.	SM_es

Terreni di copertura

CL	Argille inorganiche di medio-bassa plasticità, argille ghiaiose o sabbiose, argille limose, argille magre (fg = deposito fluvio glaciale, es = argine/barre/canali)
SM	Sabbie limose, miscela di sabbia e limo (es = argine/barre/canali)
GP	Ghiaie pulite con granulometria poco assortita miscela di ghiaia e sabbia (es = argine/barre/canali, ca = conoide alluvionale)
GC	Ghiaie argillose, miscela di ghiaia, sabbia e argilla (ca = conoide alluvionale)

In merito alla suddivisione dei litotipi in esame dal punto di vista geotecnico, occorre fare una precisazione relativa ai depositi ghiaiosi di conoide:

un'attenta analisi dei sondaggi geognostici/pozzi per acqua ricavati dal sito dell'ISPRA e dall'archivio comunale, ha permesso di riscontare delle differenze in termini litologici nell'ambito del deposito identificato come "conoide alluvionale" nel PSC. In particolare, nella porzione a sud ovest del comune, tutte le stratigrafie analizzate mostrano una successione di oltre 100 m dal p.c. locale di ghiaie pulite con scarsi livelli di sabbia e argilla. Man mano che si progredisce verso nord est, nelle stratigrafie dei sondaggi cominciano a comparire banchi di argille, limi e sabbie anche con spessori di 30-50 m, intercalati alle ghiaie. Tale interdigitazione continua lateralmente fino ad affievolirsi nei depositi argillosi definiti di "interconoide" nel PSC in cui i primi 20 m appaiono più argillosi e poggiano poi sul materasso ghiaioso sottostante.

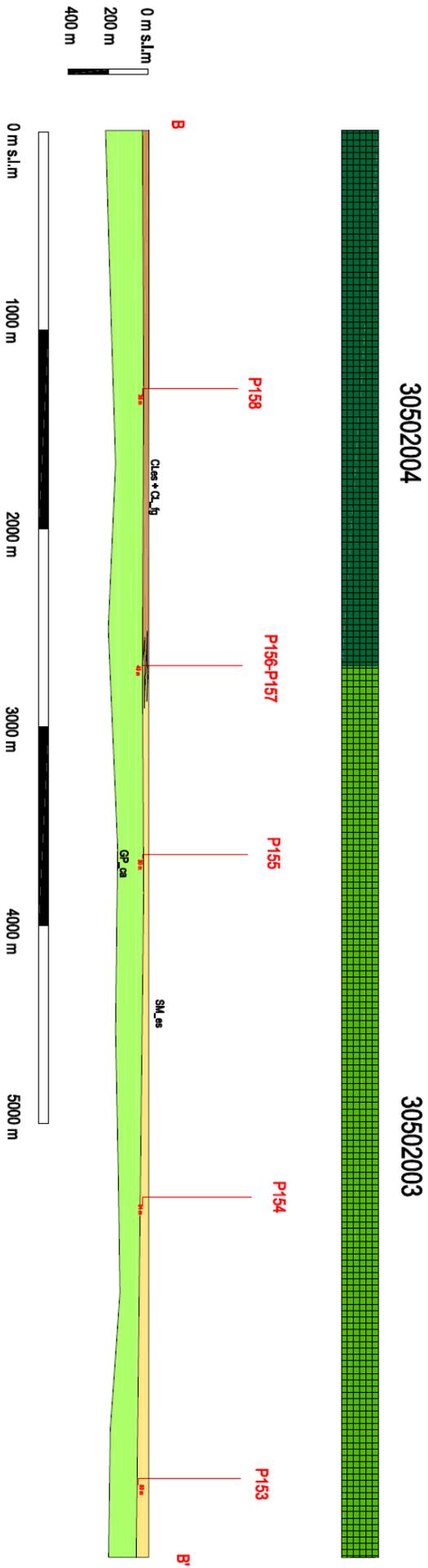
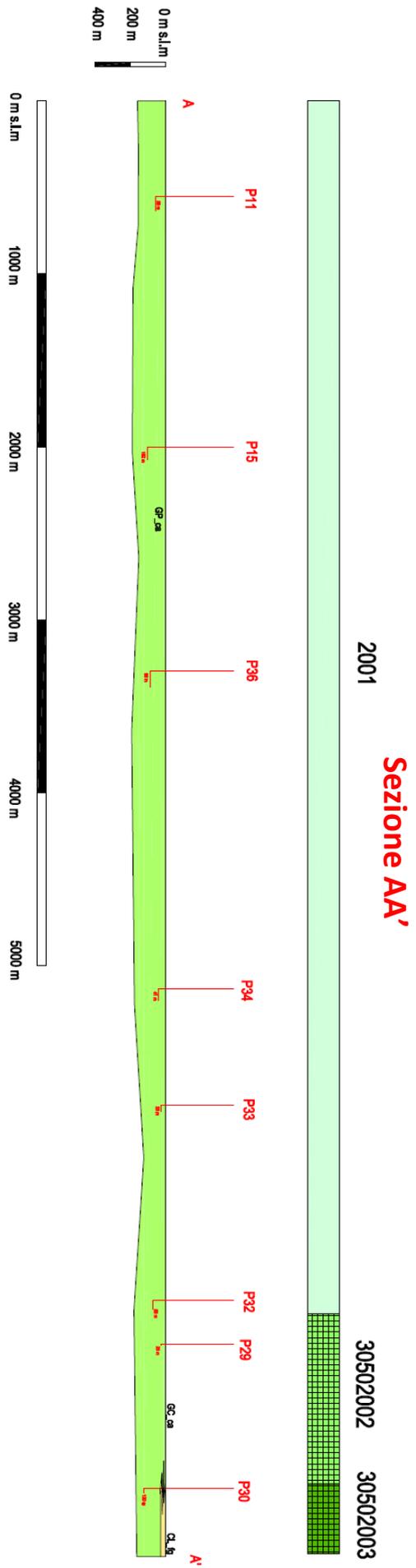
Pertanto, si è ritenuto necessario evidenziare la presenza di questa zona di passaggio tra le ghiaie e l'argilla, interponendo un deposito definito come "GC_ca" (GC: ghiaie argillose, miscela di ghiaia, sabbia e argilla) che rappresenta una zona di passaggio conoide - interconoide in cui i depositi alluvionali ghiaiosi si interdigitano a banchi argillosi, soprattutto nei primi 50-60 m dal p.c. locale.

La delimitazione di tale area in senso laterale è stata ottenuta incrociando sia i dati litologici dell'ISPRA ma anche l'andamento dei picchi HVSR che, come spiegato nel paragrafo precedente, mostrano una sensibile differenza in termini di contrasti di rigidità nella zona a sud e a nord est del territorio comunale.

Relativamente ai lineamenti tettonico-strutturali attivi e capaci, nel territorio di Piacenza, dalla consultazione del catalogo ITHACA confrontato con il Data Base DISS 3.2.0., è stata dimostrata l'assenza di Faglie Attive e Capaci (FAC).

Si sono riportate, inoltre, le tracce di due sezioni geologiche rappresentative del territorio comunale (ubicazione nella CGT e riportate nella pagina seguente) costruite sulla base delle indagini geognostiche eseguite e pregresse. Si ribadisce che il territorio, dal punto di vista litologico, è fortemente eterogeneo in senso laterale, in quanto sono evidenziabili inter-digitazioni e frequenti eteropie tra materiali limoso-argillosi e ghiaiosi. Pertanto, gli spessori indicati nelle sezioni, sono da intendere in modo indicativo come andamento di massima rispetto alla reale situazione del sottosuolo.

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



7.3 Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica

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

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

Inoltre, in essa sono state inserite le seguenti informazioni:

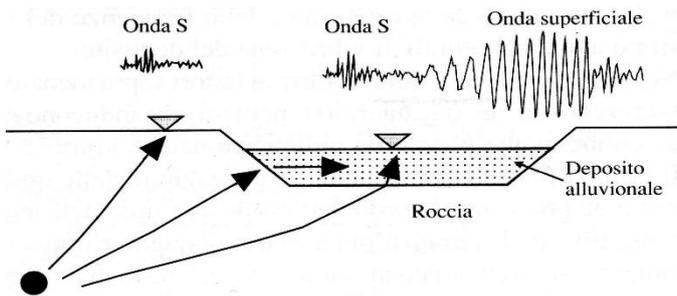
- morfologie di superficie;
- misure di rumore ambientale H.V.S.R.;

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

1. ZONE STABILI

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

2. ZONE STABILI SUSCETTIBILI DI AMPLIFICAZIONI LOCALI



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

78

Si escludono possibili amplificazioni del moto sismico per cause topografiche in quanto il comune di Piacenza si sviluppa in un’area interamente pianeggiante con morfologie tali da non permettere particolari focalizzazioni delle onde sismiche.

Al fine di individuare le aree omogenee dal punto di vista della risposta sismica locale attesa, si è deciso di mappare l’andamento del parametro $V_{s,30}$ ricavato in ogni indagine effettuata in quanto è il fattore che, per il territorio indagato, meglio caratterizza il sottosuolo, dal punto di vista della rigidità. Tali valori sono stati rappresentati nella “Carta delle V_s ” attraverso delle stelle con accanto riportato il valore di V_{s30} ottenuto.

Pertanto, sulla base di quanto finora esposto, sono state create 4 zone ordinate dalla Zona 1 alla Zona 4 considerando le caratteristiche litologiche e genetiche dei terreni della “Carta geologico-tecnica” e le potenziali risposte sismiche locali dal punto di vista stratigrafico.

Colonnine stratigrafiche

Terreni di copertura

Zona 2001

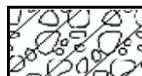
2001



GP_ca+GP_es: Ghiaie pulite con granulometria poco assortita, miscela di ghiaia e sabbia con spessori maggiori di 100 m, rappresentati il substrato di riferimento, con velocità delle onde S maggiori di 350 m/s.

Zona 2002

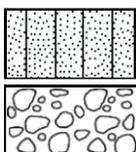
2002



GC_ca: Ghiaie argillose, miscela di ghiaia, sabbia e argilla rappresentanti una zona di passaggio ai depositi di interconoide, in cui i banchi di ghiaia sono intervallati a depositi argillosi e limosi, con spessori anche maggiori di 20 m.

Zona 2003

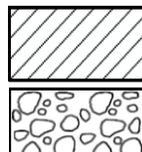
2003



SM_es: Sabbie limose, miscela di sabbia e limo con spessore variabile da circa 5-25 m con Vs media < di 230 m/s a copertura del substrato di riferimento ghiaioso maggiormente rigido.

Zona 2004

2004



CL_fg+CL_es: Argille inorganiche, argille ghiaiose o sabbiose e argille limose con spessore variabile da circa 5-25 m con Vs media < di 230 m/s a copertura del substrato di riferimento ghiaioso maggiormente rigido.

3. ZONE DI ATTENZIONE PER INSABILITÀ

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

- Zone di attenzione per Liquefazione ($Z_{A,Q}$)

Tra le **aree potenzialmente instabili per fenomeni di liquefazione**, visto che il territorio comunale è totalmente assoggettabile a tale effetto cosismico, è stata fatta una prima analisi di approfondimento per verificare se è possibile escludere qualche ambito geomorfologico del comune di Piacenza.

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

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

1. eventi sismici di magnitudo M inferiore a 5;
2. accelerazioni massime attese al p.c. in assenza di manufatti (condizioni di campo libero) minori di 0,1g;
3. profondità media stagionale della falda superiore a 15 m dal p.c., per piano campagna suborizzontale e strutture con fondazioni superficiali;

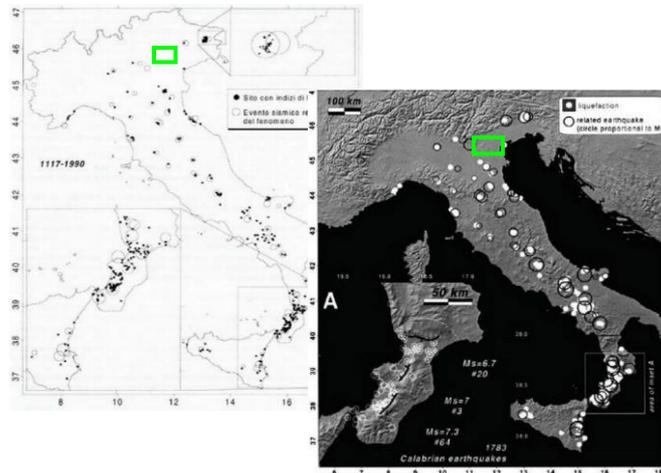
4. depositi costituiti da sabbie pulite con resistenza penetrometrica normalizzata $(N_1)_{60} > 30$ oppure $q_{c1n} > 180$, dove $(N_1)_{60}$ è il valore della resistenza determinata in prove S.P.T. normalizzata ad una tensione efficace verticale di 100 kPa, e q_{c1n} è il valore della resistenza determinata in prove CPT e normalizzata ad una tensione efficace verticale di 100 kPa;
5. distribuzione granulometrica esterna alle zone indicate nella Fig. 7.11.1(a) delle NTC nel caso di terreni con coefficiente di uniformità $U_c < 3,5$ ed in Fig. 7.11.1(b) delle NTC nel caso di terreni con coefficiente di uniformità $U_c > 3,5$.

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

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

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

Criterio storico, che considera il fatto che suoli liquefatti in passato possono liquefare ancora durante terremoti futuri: non si hanno informazioni particolari in merito al comune in esame e, a tal proposito, si riporta la seguente figura, dove vengono evidenziati i siti con indizi di liquefazione in seguito ai terremoti segnalati dal 1117 al 1990. **Si noti come i siti con indizi di liquefazione siano esterni all'area in esame:** la foto a sinistra è stata estratta da alcuni corsi di aggiornamento che non citavano la fonte mentre, quella a destra, che sostanzialmente riproduce le stesse informazioni, è tratta da "New empirical relationships between magnitude and distance for liquefaction - Galli P. (2000)". Dati analoghi sono riportati anche nel sito www.ceri.uniroma1.it.



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

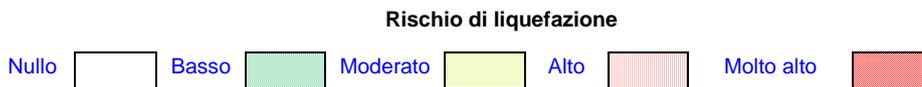
Criterio di Iwasaky et al. (1982)		
Classe	Unità geomorfologica	Potenziale di liquefazione
A	Letti di fiumi recenti, paleoalvei, paludi, zone bonificate, zone interdunari	Probabile
B	Conoidi, argini naturali, dune di sabbia, pianure di esondazione, spiagge, altre pianure	Possibile
C	Terrazzi, colline, montagne	Non Probabile

Probabilità di liquefazione				
Età del deposito	Profondità della falda			
	< 9 m	9 m ÷ 15 m	> 15 m	
Olocene recente	Elevata	Bassa	Molto Bassa	
Alto Olocene	Moderata	Bassa	Molto Bassa	
Pleistocene recente	Bassa	Bassa	Molto Bassa	
Pleistocene antico e depositi anteriori	Molto Bassa	Molto Bassa	Molto Bassa	

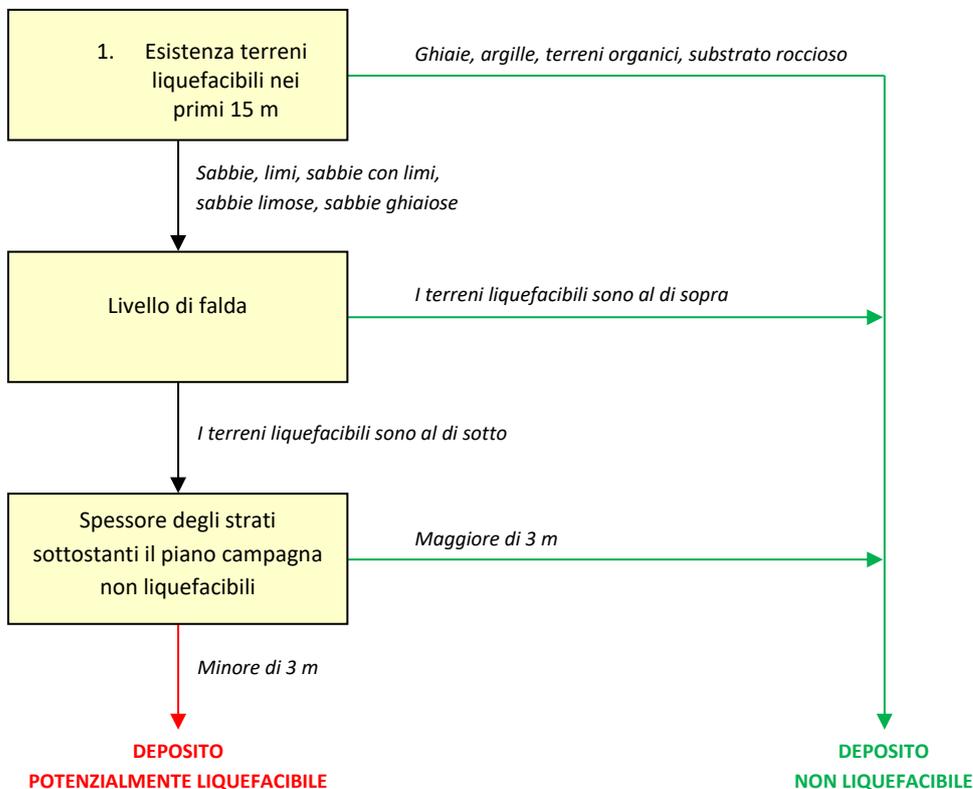
Tabella ricostruita dalla Figura 2.4 del testo "La liquefazione dei terreni" – Giulio Riga (2007)

Pre - Pleistocene					
Pleistocene					
Olocene					
Tardo Olocene					
< 500 anni					

Prof. falda dal p.c. (m) 3 6 10 15 20



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



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

Riassumendo e considerando la situazione geotecnica e geologica del comune di Piacenza, le condizioni maggiormente predisponenti per il fenomeno della liquefazione sono le seguenti:

- nella porzione a nord est del comune, e lungo l'argine attuale del fiume sono presenti depositi sabbiosi e depositi ghiaiosi interdigerati a spessori variabili di banchi di argille, limi e sabbie, che in condizioni di saturazione potrebbero favorire l'insorgere di fenomeni di liquefazione; al contrario, le ghiaie di conoide appaiono più pulite e più rigide, quindi meno propense a presentare le caratteristiche di terreni liquefacibili;
- l'andamento della falda, come mostrato nella carta idrogeologica del PSC comunale, tende a diventare progressivamente più superficiale man mano che si procede verso nord-est e quindi nei depositi sabbiosi. Tale andamento è confermato anche dalla Carta Geologia-Tecnica redatta per il presente studio, da cui si evince che nei depositi di conoide a sud, la falda si attesta quasi sempre a profondità maggiori di 15 -20 m, mentre diventa prossima al p.c. in prossimità dell'alveo fluviale e a nord del territorio.

A titolo di esempio si riportano anche le misure piezometriche fatte in due pozzi del comune di Piacenza posti come mostrato nell'immagine seguente e recuperati dal Geoportale Emilia-Romagna che confermano le isopieze della carta idrogeologica:



Pozzo n° 1

Data prelievo	Valore	Soggiacenza
22-10-2009	76.12	11.98
20-10-2008	74.12	13.98
12-05-2008	67.19	20.91
11-10-2007	75.2	11.3
10-05-2007	67.97	18.53

Pozzo n° 2

Data prelievo	Valore	Soggiacenza
21-10-2009	44.03	7.97
06-04-2009	47.0	5.0
20-10-2008	43.84	8.16
19-05-2008	43.33	8.67

Pozzo n° 3

Data prelievo	Valore	Soggiacenza
26-10-2009	45.15	4.85
28-10-2008	44.94	5.06
05-05-2008	44.92	5.08
13-11-2007	44.78	2.12
04-10-2007	44.68	2.22
25-09-2007	44.58	2.32
23-08-2007	44.58	2.32
27-06-2007	45.18	1.72
22-05-2007	44.63	2.27
23-04-2007	44.5	2.4
19-02-2007	44.88	2.02
23-01-2007	44.88	2.02

82

Pertanto, sulla base delle considerazioni fatte, e in via cautelativa, si ritiene di poter attribuire un certo grado di attenzione alla liquefazione a tutti i terreni presenti nella zona nord-est del comune di Piacenza. In conclusione:

Nella Carta delle MOPS, il Comune di Piacenza è stato quindi parzialmente inserito tra le zone Z_{ALQ} (Zona di attenzione per liquefazione).

7.4 Carta delle frequenze

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

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

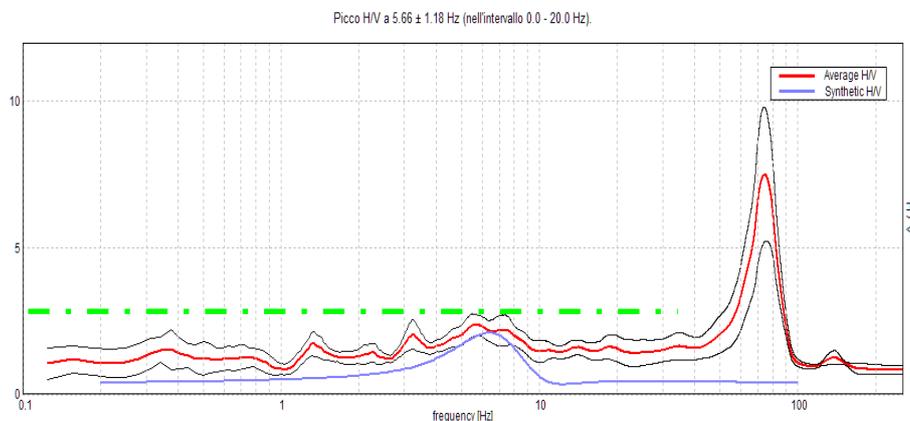
L'analisi dei microtremori attraverso la tecnica *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (H.V.S.R.) consente di mettere in luce fenomeni di risonanza sismica e di stimare le frequenze alle quali il moto del terreno può essere amplificato (frequenza di risonanza del terreno). Il metodo consente inoltre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

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

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

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

Tutte le valutazioni sulle condizioni di amplificazione di sito sono state effettuate considerando la finestra frequenziale di 0,1-20 Hz, in quanto tali frequenze risultano essere quelle di normale interesse ingegneristico-strutturale. Inoltre, le amplificazioni sismiche considerate nella curva H/V sono state quelle con un rapporto superiore a 2: infatti, in base al progetto [SESAME](#), che di fatto fornisce le linee guida per misure sismiche H.V.S.R., il rapporto sotto il quale non si devono considerare le amplificazioni sismiche dovute ad effetti locali è fissato a 2 (linea tratteggiata nella figura sotto).



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

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

- larghezza delle finestre di analisi pari a 20 s;
- lisciamento secondo una finestra triangolare con ampiezza pari al 10% della frequenza centrale;
- rimozione delle finestre con rapporto STA/LTA (media a breve termine/media a lungo termine) superiore a 2;
- rimozione manuale di eventuali transienti ancora presenti;
- verifica dell'affidabilità delle curve H/V secondo i criteri di qualità SESAME (2004).

SINTESI DEI RISULTATI

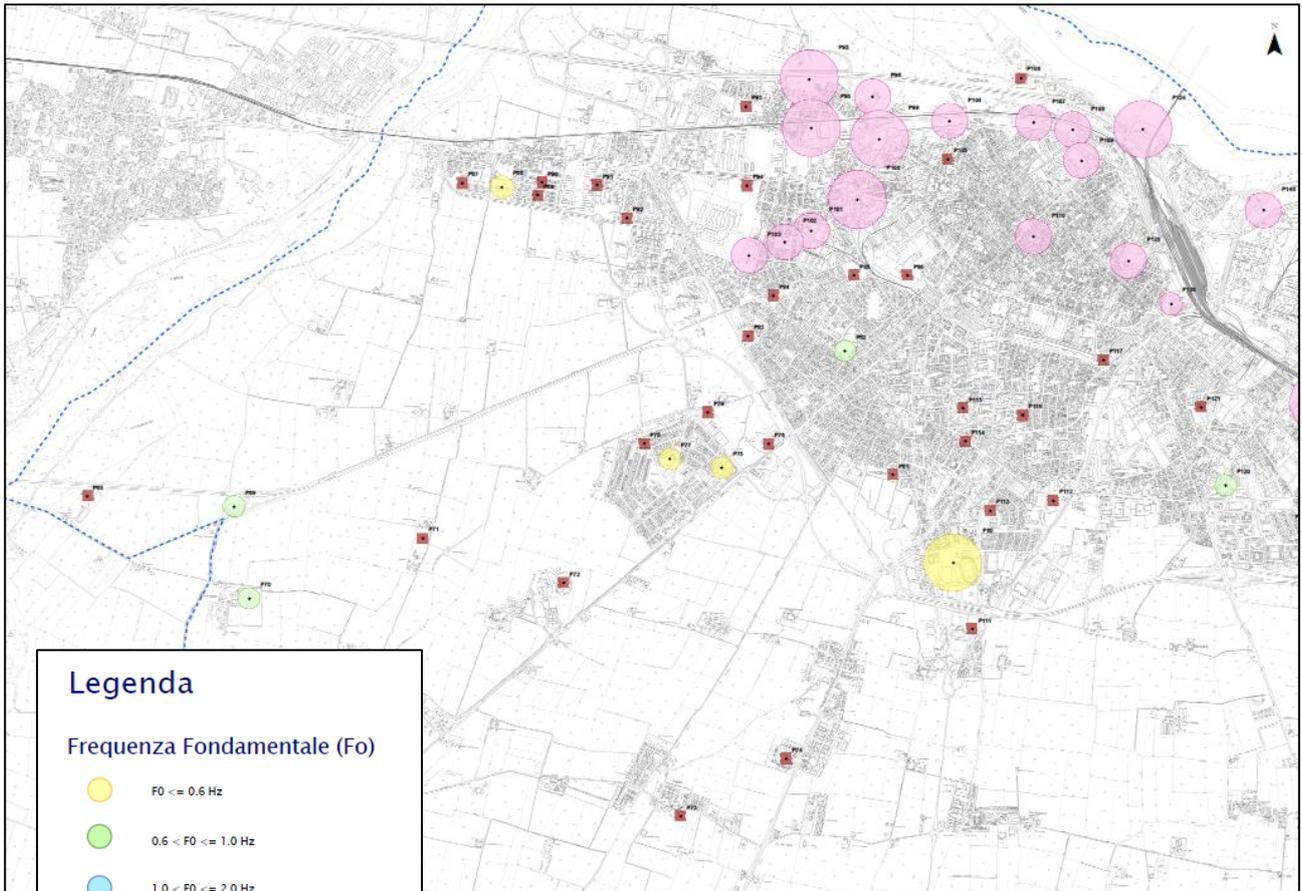
In sostanza, questa carta, elaborata sulla base della C.T.R. alla scala 1:10.000 e riportata in estratto nella figura sottostante, evidenzia come la frequenza di risonanza di un sito sia condizionata dai rapporti litostratigrafici che si sviluppano con la profondità: nel nostro caso, la frequenza fondamentale di risonanza F_0 , in tutti i casi, risulta legata al contrasto di rigidità presente tra la copertura ed il sottostante substrato geologico di riferimento di origine ghiaiosa.

I risultati delle analisi sono stati cartografati, come visibile nell'estratto della "Carta delle frequenze" riportata nella pagina seguente, tramite dei cerchi di diverso colore e con un diametro proporzionale all'ampiezza del picco. Le misure che non presentano frequenza di risonanza, sono state contrassegnate da un quadrato bordeaux.

Osservando la "Carta delle frequenze", realizzata tramite le misure di rumore ambientale a stazione singola eseguite per il presente studio è possibile formulare alcune interessanti osservazioni:

- il comune di Piacenza presenta frequenze di risonanza, in generale, caratterizzate da rapporti H/V massimi compresi tra 1.5 e 3.0, per cui risulta possibile ipotizzare amplificazioni del moto sismico in superficie;
- in generale, il territorio comunale può essere suddiviso in due porzioni in quanto:
 - la porzione a sud-ovest mostra totale assenza di contrasti H/V, infatti quasi tutte le misure nell'intervallo 1-10 Hz non hanno mostrato picchi con ampiezza maggiore di 2; ciò a conferma della presenza del substrato geologico di natura ghiaiosa già nell'immediato sottosuolo;
 - in tutta la porzione a nord-est del comune di Piacenza, al contrario le misure presentano un evidente picco alle medio-basse frequenze con ampiezza massima di 3 che è imputabile alla presenza di un materiale sabbioso-argilloso con spessore massimo di 25 m a copertura del substrato geologico di riferimento.

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



Legenda

Frequenza Fondamentale (F_0)

- $F_0 \leq 0.6$ Hz
- $0.6 < F_0 \leq 1.0$ Hz
- $1.0 < F_0 \leq 2.0$ Hz
- $2.0 < F_0 \leq 8.0$ Hz
- $F_0 > 8.0$ Hz

Ampiezza del picco (A_0)

- $H/V < 1.5$
- $1.5 \leq H/V < 2.0$
- $2.0 \leq H/V < 3.0$
- $H/V \geq 3.0$

■ NP= nessuna risonanza tra 0.1 e 10 Hz

8 ELABORATI CARTOGRAFICI DELLA MICROZONAZIONE DI LIVELLO 2

L'obiettivo del Livello 2 di approfondimento è di compensare le incertezze del Livello 1 con approfondimenti conoscitivi e fornire quantificazioni numeriche, con metodi semplificati (abachi e leggi empiriche), della modificazione locale del moto sismico in superficie.

In particolare, secondo quanto riportato nella DGR 630-2019 della regione Emilia Romagna, il secondo livello di approfondimento ha le seguenti finalità:

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

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

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

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

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

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

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

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

- $FA_{PGA} = PGA/PGA_0$, dove PGA_0 è l'accelerazione massima orizzontale a periodo $T=0$ al suolo di riferimento e PGA è l'accelerazione massima orizzontale a periodo $T=0$ alla superficie del sito;
- $FA_{SA} = SA/SA_0$, dove SA_0 è l'integrale dello spettro di risposta in accelerazione al suolo di riferimento e SA è l'integrale dello spettro di risposta in accelerazione alla superficie del sito per prefissati intervalli di periodi T :

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

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

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

Nel caso del comune di Piacenza, per la scelta dell'abaco si è fatto riferimento al documento "Abachi per la valutazione dei fattori di amplificazione per le indagini di microzonazione sismica di secondo livello in Emilia-Romagna" (Tento, Martelli e Marcellini 2015), in cui sono riportati i profili di V_s media utilizzati per il calcolo dei fattori di amplificazione riportati negli abachi stessi.

In particolare, dall'interpretazione delle indagini geofisiche si è evinto che le misure a sud del comune (Zona mops 2001) presentano depositi ghiaiosi già nell'immediato sottosuolo, con velocità di circa 350 m/s e che possono essere considerate il substrato geologico caratteristico del territorio di Piacenza. Per tale contesto, perciò, si è utilizzato l'abaco dell'Appennino con substrato affiorante o subaffiorante non rigido, cioè caratterizzato da $V_s \ll 800$ m/s (copertura di spessore inferiore a 3 m). Le tabelle utilizzate sono riportate nella figura seguente ed è stato utilizzato come parametro di ingresso la velocità delle V_{s30} .

V_{s30} (m/s) →	150	200	250	300	350	400	450	500	600	700
PGA					1,9	1,8	1,6	1,4	1,2	1,1

Fattore di Amplificazione PGA

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

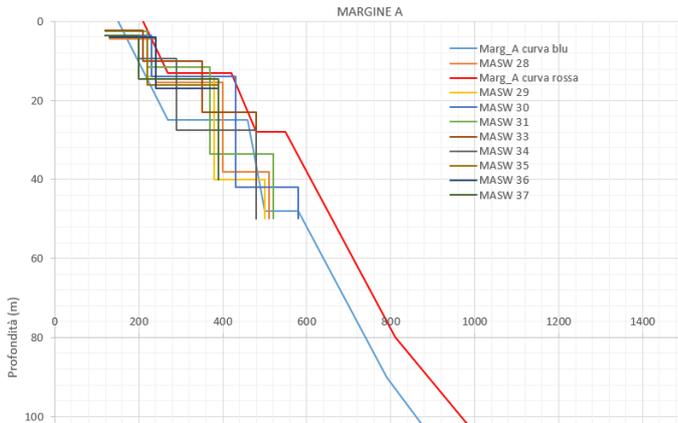
Fattori di Amplificazione SA1 ($0,1s \leq T \leq 0,5s$), SA2 ($0,4s \leq T \leq 0,8s$), SA3 ($0,7s \leq T \leq 1,1s$)

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

Fattori di Amplificazione SI1 ($0,1s \leq T \leq 0,5s$), SI2 ($0,5s \leq T \leq 1,0s$)

Per quanto riguarda invece le misure geofisiche ricadenti nella porzione nord orientale di Piacenza, in cui gli HVSr mostravano rilevanti picchi H/V (zone 2002-2003-2004), si è scelto di considerare il tetto delle ghiaie come passaggio al substrato geologico di riferimento, e poiché tale passaggio è presente sempre a spessori minori di 30 m, il parametro di ingresso negli abachi è la $V_{s,H}$ e lo spessore dei depositi a copertura dello stesso (H). In tal caso, il confronto tra i profili di V_s media delle indagini effettuate e il profilo di riferimento degli abachi, ha evidenziato che l'abaco più corretto da utilizzare è quello di Margine di tipo A, caratterizzato da terreni fini o grossolani poco consolidati, di spessore non superiore a 30 m, sovrastanti orizzonti prevalentemente grossolani a comportamento più rigido (indicativamente con

valore di Vs media almeno doppio rispetto a quello dei sedimenti sovrastanti); H è riferito allo spessore di sedimenti fini o grossolani poco consolidati sovrastanti i sedimenti continentali più rigidi.



Confronto tra i profili di Vs misurati nella zona nord orientale con quelli medi utilizzati per il calcolo dei fattori di amplificazione riportati negli abachi per Ambiente di Margine di tipo A

Di seguito si riportano le tabelle utilizzate per la stima dei fattori di amplificazione nel caso del margine di tipo A:

V _{SH} (m/s) → H (m) ↓	150	200	250	300	350	400
5	2,3	2,1	1,8	1,5		
10	2,3	2,2	2,0	1,8		
15	2,1	2,1	2,0	1,8		
20	2,1	2,1	2,0	1,9		
25	2,0	2,0	2,0	1,9		
30	1,9	1,9	1,9	1,9		

Fattore di Amplificazione PGA

V _{SH} (m/s) → H (m) ↓	150	200	250	300	350	400
5	1,9	1,7	1,7	1,6		
10	2,7	2,2	1,9	1,8		
15	3,3	2,9	2,3	2,0		
20	3,4	3,1	2,6	2,2		
25	3,3	3,2	2,8	2,4		
30	3,1	3,1	2,8	2,5		

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

V _{SH} (m/s) → H (m) ↓	150	200	250	300	350	400
5	2,2	1,9	1,7	1,6		
10	2,6	2,4	2,0	1,8		
15	2,6	2,5	2,2	1,9		
20	2,5	2,5	2,3	2,0		
25	2,3	2,3	2,2	2,1		
30	2,1	2,1	2,1	2,0		

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

V _{SH} (m/s) → H (m) ↓	150	200	250	300	350	400
5	2,3	2,0	1,7	1,5		
10	2,5	2,3	2,0	1,8		
15	2,4	2,4	2,1	1,9		
20	2,3	2,3	2,1	2,0		
25	2,2	2,2	2,1	2,0		
30	2,0	2,0	2,0	1,9		

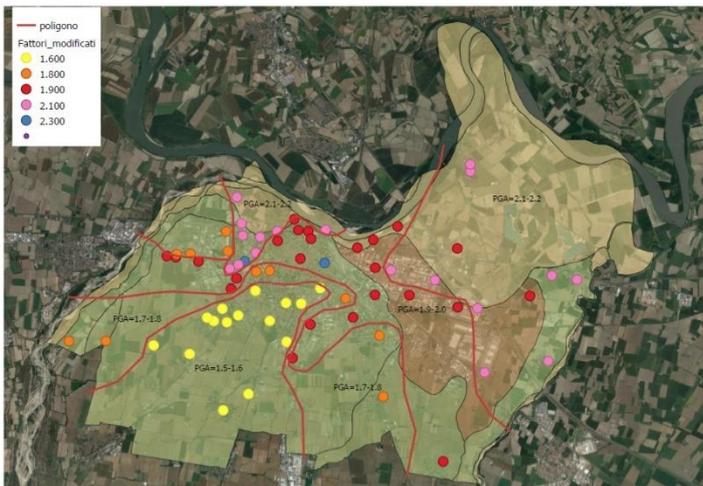
Fattore di Amplificazione SA1 (0,1s≤T≤0,5s)

V _{SH} (m/s) → H (m) ↓	150	200	250	300	350	400
5	1,6	1,6	1,6	1,6		
10	2,0	1,8	1,7	1,7		
15	2,9	2,3	2,0	1,9		
20	3,4	2,8	2,3	2,0		
25	3,9	3,4	2,7	2,3		
30	3,8	3,6	3,0	2,5		

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

V _{SH} (m/s) → H (m) ↓	150	200	250	300	350	400
5	1,8	1,7	1,6	1,6		
10	2,3	2,0	1,8	1,7		
15	3,2	2,6	2,1	2,0		
20	3,5	3,1	2,5	2,1		
25	3,7	3,4	2,8	2,4		
30	3,6	3,5	3,0	2,6		

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

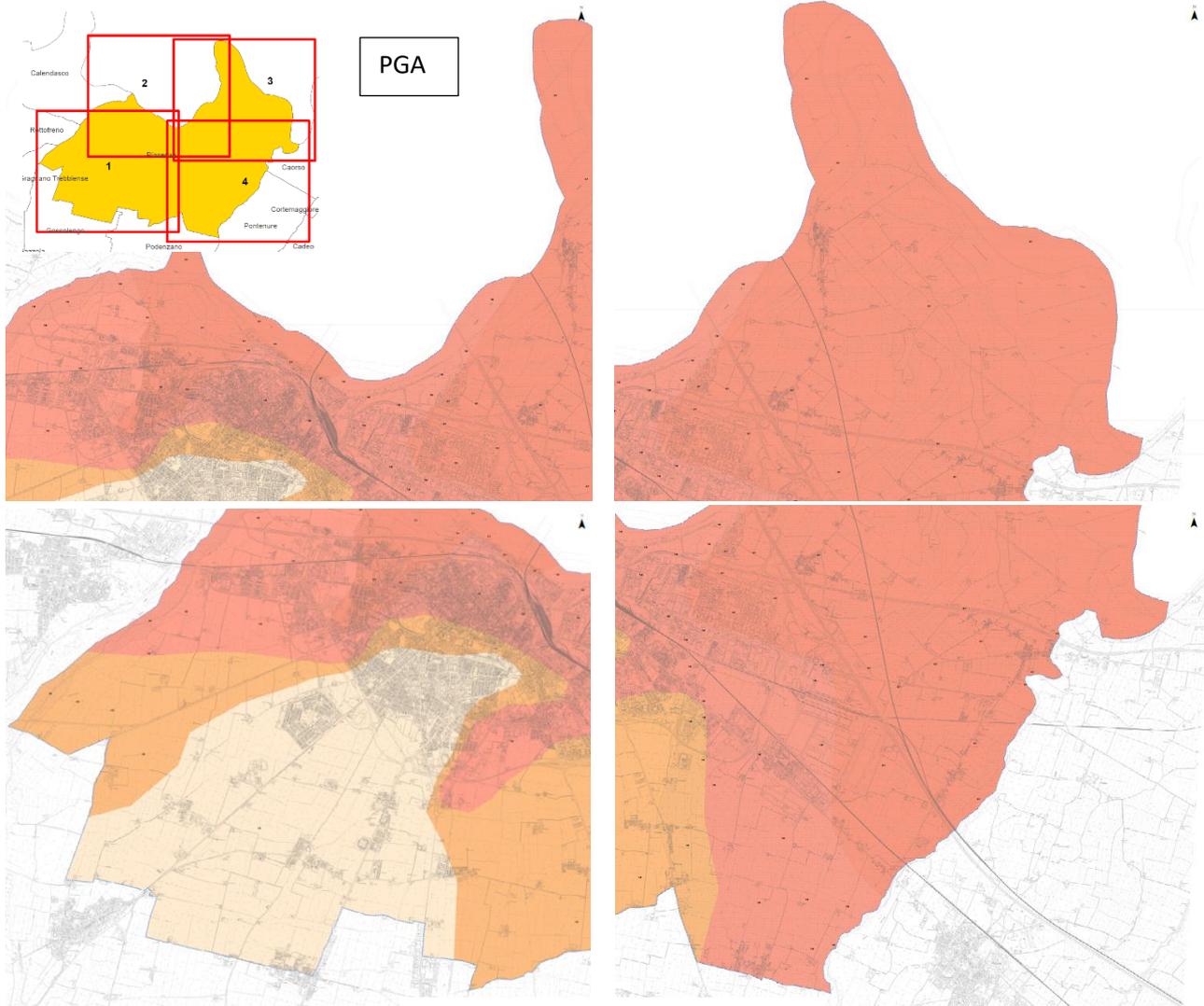


A questo punto, dopo aver stabilito quali abachi utilizzare, per ogni verticale relativa alle indagini sismiche effettuate, si è ricavato un valore di FA in ogni range di periodo, ottenendo una serie di punti con diverso fattore come mostrato nell'immagine accanto.

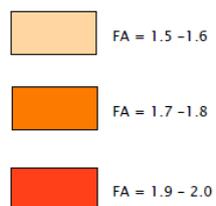
Conseguentemente, tramite un'interpolazione lineare, si è proceduto a ricavare delle isolinee che separano aree con stessi valori di FA.

A partire dai fattori di amplificazione ottenuti ed in ottemperanza agli standard di archiviazione informatica versione 4.1 della

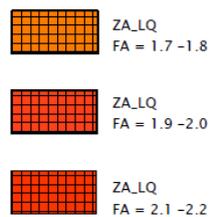
Protezione Civile, sono state realizzate sei cartografie, una per ogni intervallo di FA, di cui si riportano degli estratti a seguire.

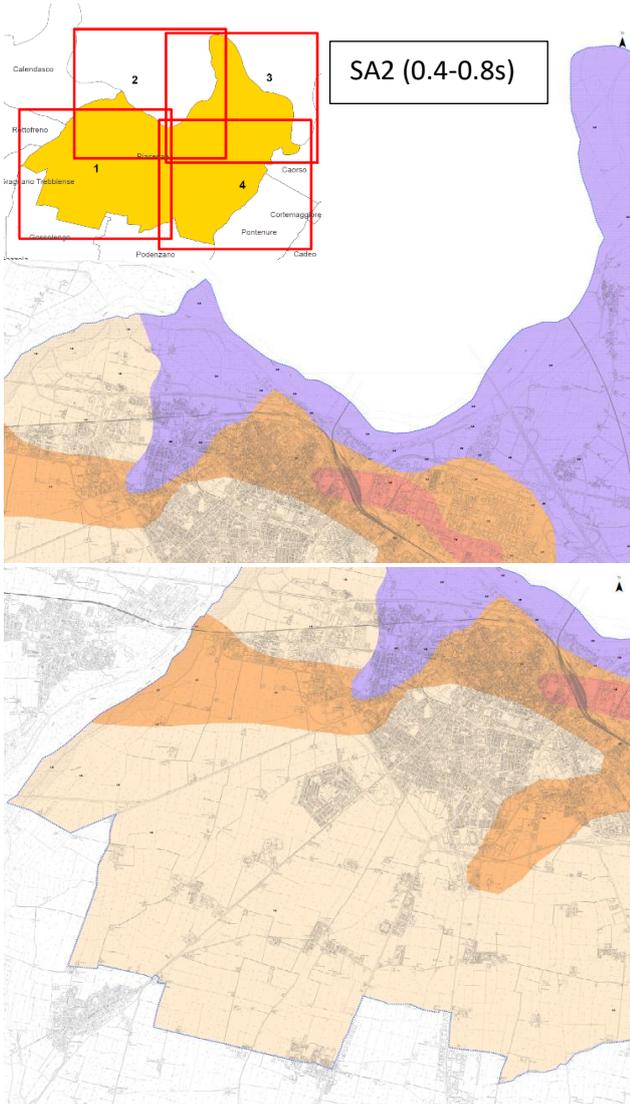


Zone stabili suscettibili di
amplificazioni locali



Zone di attenzione per instabilità
da liquefazione

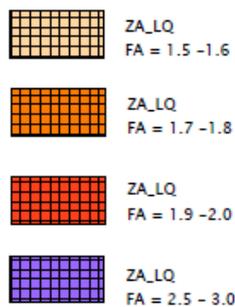




Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali



Zone di attenzione per instabilità da liquefazione



Osservando i risultati ottenuti è possibile effettuare le seguenti considerazioni:

- il territorio comunale risulta caratterizzato da valori amplificativi del moto sismico di base che variano da circa 1,4 a 3,1 nei diversi range di periodo;
- si può notare che, essendo gli abachi costruiti per tener conto esclusivamente del parametro $V_{s,30}$ e/o $V_{s,H}$ ed f_0 , ed avendo utilizzato abachi appratenti a domini diversi della regione Emilia, all'interno di una stessa area Mops sono ricadute zone con diverso fattore di amplificazione. Ciò è stato anche dovuto al fatto che avendo effettuato numerose indagini, ed avendo pertanto diverse verticali sulle quali calcolare i fattori, le aree con stesso valore di F_a sono state ottenute mediante un'interpolazione lineare che prescinde dai confini delle MOPS;
- in tutte le carte, e quindi in tutti gli intervalli di periodo, si può osservare una coerenza tra i risultati in quanto le aree a sud del comune che presentano V_s più elevate e assenza di contrasti H/V, hanno i fattori di amplificazione con valore minimo; al contrario nelle zone dove si evidenziava la presenza di materiali fini a copertura del substrato geologico, i valori di F_a sono maggiori, in accordo con la presenza di contrasti di rigidità significativi.

Quale ultimo elaborato grafico, come prescritto dalla DGR 630/2019, è stata redatta la carta della distribuzione sul territorio dei valori di HSM, parametro che esprime lo scuotimento atteso al sito in valore assoluto (accelerazione in cm/s^2).

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

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

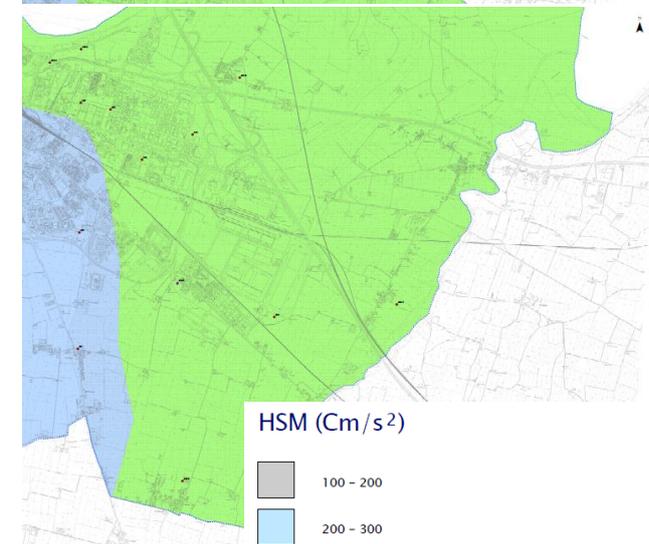
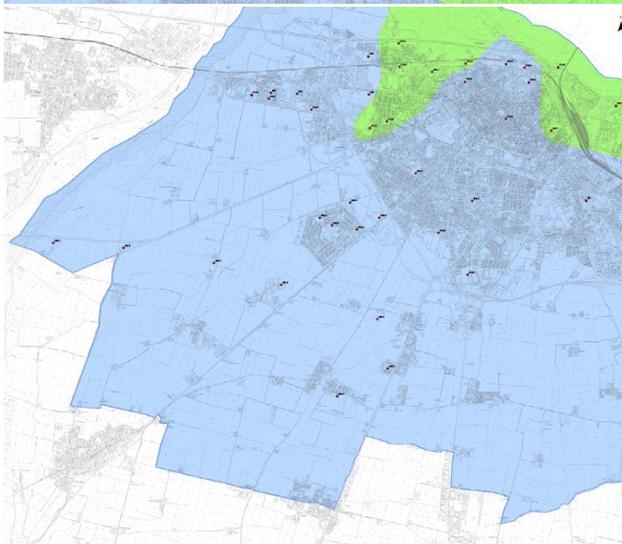
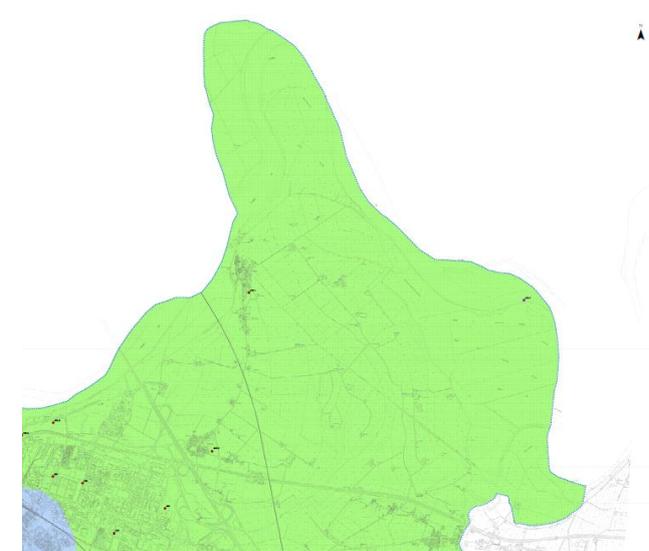
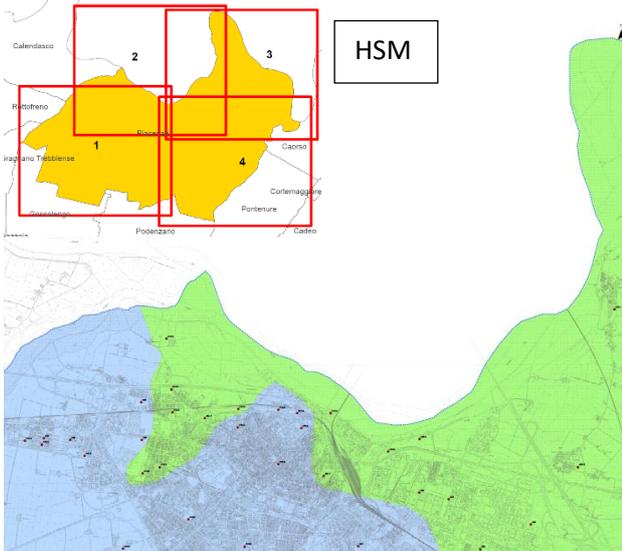
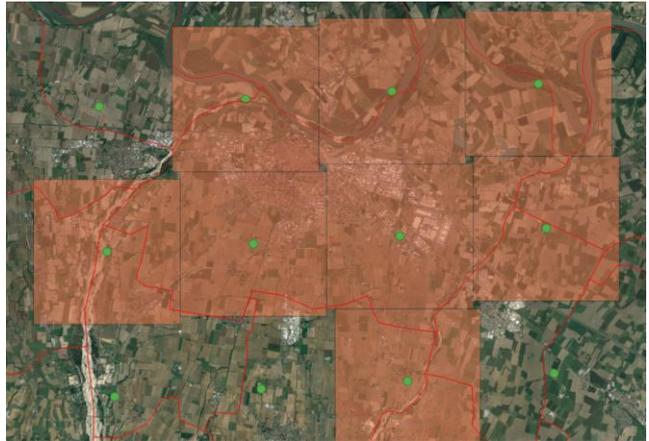
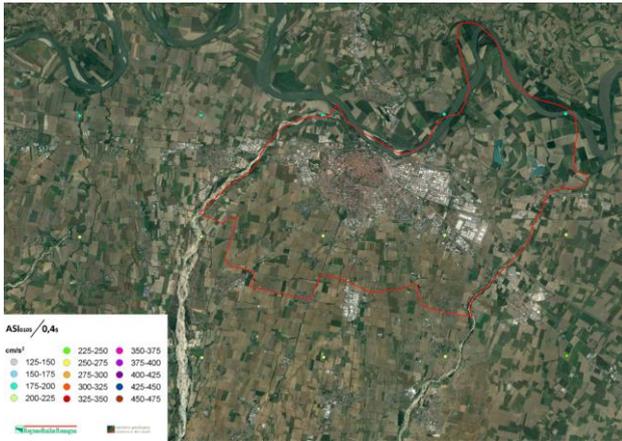
L'intervallo di periodo considerato le analisi di secondo livello, è $0,1s \leq T \leq 0,5s$ (cfr. Carta di microzonazione sismica - HSM).

I valori di $ASI_{UHS}/\Delta T$, per $0,1s \leq T \leq 0,5s$, per i punti della griglia INGV, per un tempo di ritorno T_R uguale a 475 anni (corrispondente a una probabilità di superamento del 10% in 50 anni), sono forniti dal file `all_4_coord.kmz`, nella cartella `Allegato_4.zip`, disponibile nella pagina web dedicata agli indirizzi per gli studi di microzonazione sismica a cura del Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia Romagna.

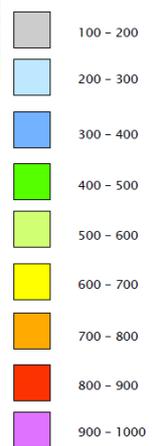
Nel territorio comunale di Piacenza, o nella sua immediata vicinanza sono presenti n°8 punti del grigliato con n°8 valori di $ASI_{UHS}/\Delta T$, come mostrato nell'immagine seguente. Al fine di calcolare il valore dell'HSM per ogni verticale indagata, si è proceduto disegnando dei quadrati baricentrici nel punto del grigliato in modo da utilizzare il corretto valore di $ASI_{UHS}/\Delta T$ per ogni punto.

Una volta calcolato, il valore di HSM è stato riportato nella carta di scuotimento atteso, grazie a un'etichetta riferita a ciascuna verticale esaminata; mentre il colore indica l'appartenenza dello stesso a una delle classi con intervallo pari a 100 definite dal Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna.

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



HSM (Cm/s²)

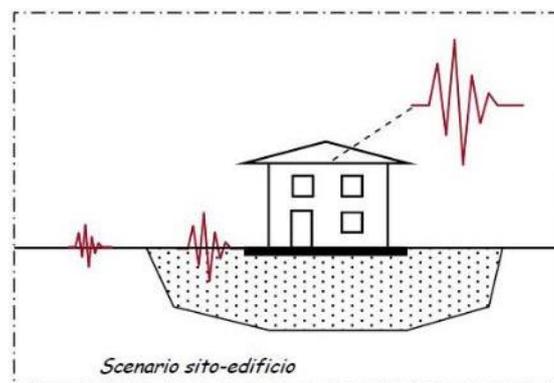


9 METODO GEOFISICO - STRUMENTALE PER LA CARATTERIZZAZIONE DEGLI INDICATORI DI VULNERABILITÀ SISMICA DEGLI EDIFICI

Il metodo geofisico-strumentale mira a identificare la presenza, in un edificio, di comportamenti ritenuti critici in termini di risposta sismica, attraverso l'interpretazione di misure dirette di tremore ambientale effettuate all'interno dell'edificio e nel sito che lo ospita.

Per interpretare il comportamento del sito in termini di frequenze principali di oscillazione, viene applicata la tecnica H.V.S.R. (rapporto tra le componenti spettrali orizzontali e verticale), mentre per poter meglio individuare il comportamento dell'edificio è preferibile usare la tecnica S.S.R. (Standard Spectral Ratio). Quest'ultima procedura consiste nel calcolare il rapporto tra gli spettri misurati all'interno dell'edificio ai vari piani, in modo tale da riconoscere al meglio le frequenze proprie dei modi di vibrare dell'edificio stesso.

Il metodo parte dall'assunto che, per un'adeguata valutazione della propensione al danneggiamento di una struttura, si deve tenere conto sia del comportamento sismico dell'edificio, sia del comportamento del sito su cui esso è ubicato (figura seguente).



Le misure di tremore sono utilizzate, in particolare, per riconoscere strumentalmente alcuni indicatori di vulnerabilità del sistema unitario sito-edificio.

Nello specifico, le misure di tremore sul sito consentono di:

- definire la presenza di un significativo contrasto di impedenza che può causare l'incremento dell'azione sismica in superficie (tecnica H.V.S.R.);
- valutare la frequenza naturale del sito (tecnica H.V.S.R.);
- identificare la presenza di variabilità laterale della geometria del *bedrock* (rotazione delle componenti spettrali).

Le misure di tremore effettuate all'interno di un edificio consentono invece di:

- risalire alle frequenze naturali delle strutture (tecnica S.S.R.);
- stimare e individuare la propensione a subire effetti torsionali (tecnica S.S.R.).

Conoscendo le frequenze naturali del sito e dell'edificio è possibile, quindi, valutare la propensione alla doppia risonanza tra sito e struttura.

La frequenza naturale di un edificio è considerata il parametro fondamentale per valutare l'azione sismica a partire dallo spettro di progetto; generalmente, essa viene stimata attraverso formule empiriche, anche se molteplici studi hanno dimostrato che i valori così ottenuti non sono sempre in buon accordo con quelli

rilevabili con misure dirette (si veda ad esempio Gallipoli et al. 2009). La frequenza naturale può essere direttamente stimata individuando i picchi presenti nei rapporti tra gli spettri dell'edificio e quelli del sito.

La verifica dell'eventuale effetto della doppia risonanza tra sito ed edificio è altrettanto importante, nonostante non sia espressamente contemplata nelle norme tecniche, poiché può causare un incremento dell'azione sismica sulla struttura.

Tale possibile sincronizzazione si valuta semplicemente comparando la frequenza naturale del sito con quella dell'edificio. Le misure geofisiche di tremore sull'edificio consentono anche di individuare la propensione a subire effetti torsionali; la loro eventuale presenza può incrementare le sollecitazioni su alcuni elementi strutturali, aumentando, di conseguenza, la vulnerabilità dell'edificio.

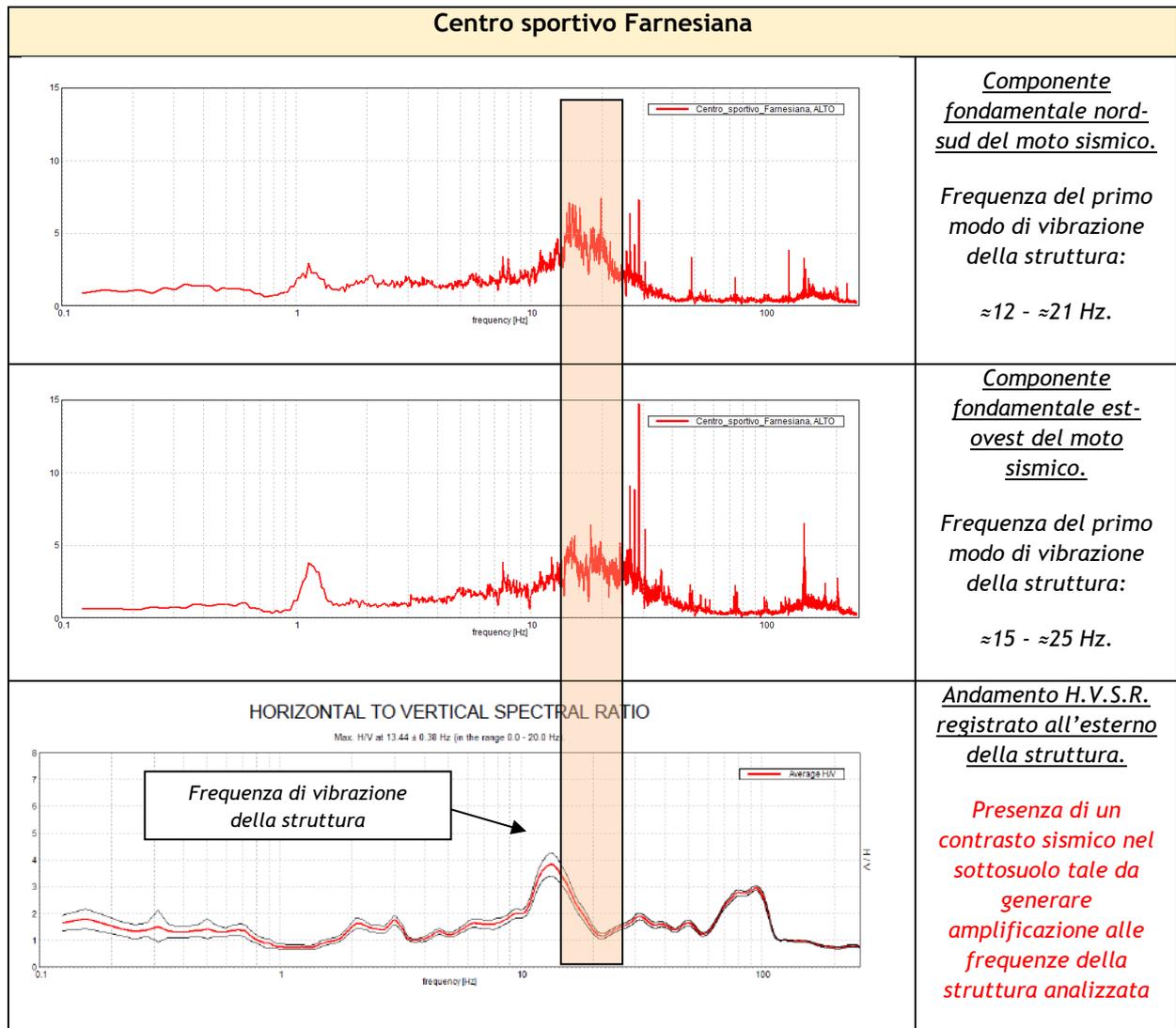
Si riportano a seguire le misurazioni condotte sulle seguenti strutture presenti nel comune di Piacenza per la caratterizzazione diretta degli indicatori di vulnerabilità sismica:

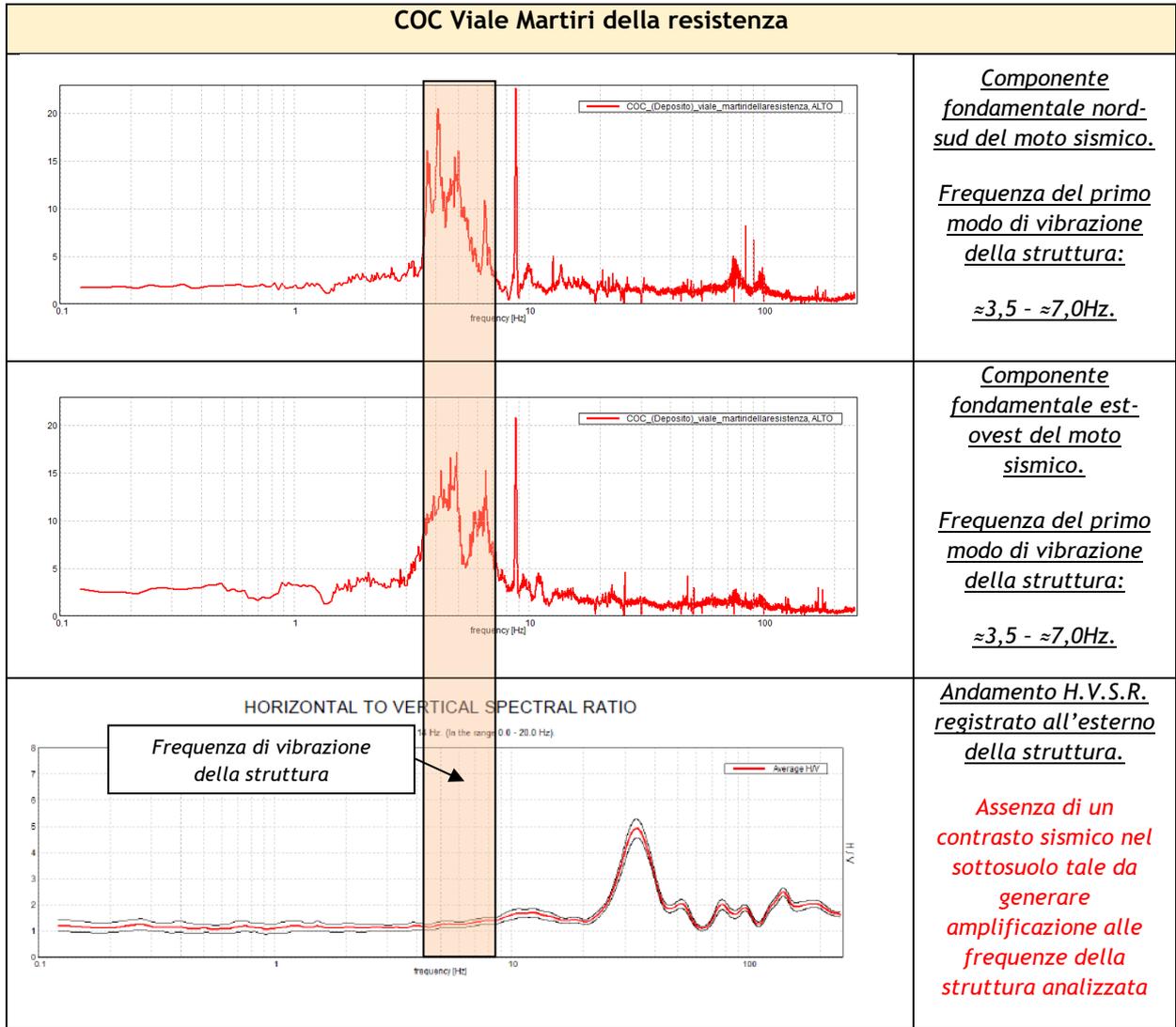
- Centro sportivo Farnesiana
- COC in Viale Martiri della Resistenza
- COC in Largo Anguissola
- Economato in Via Boselli
- Palazzo comunale in Via Taverna (misura non interpretabile)
- Palazzo Farnese
- Palazzo Gotico
- Scuola E. Carella in Via Labò
- Sede comunale in Via Verdi
- Sede della polizia locale in Via Rogerio

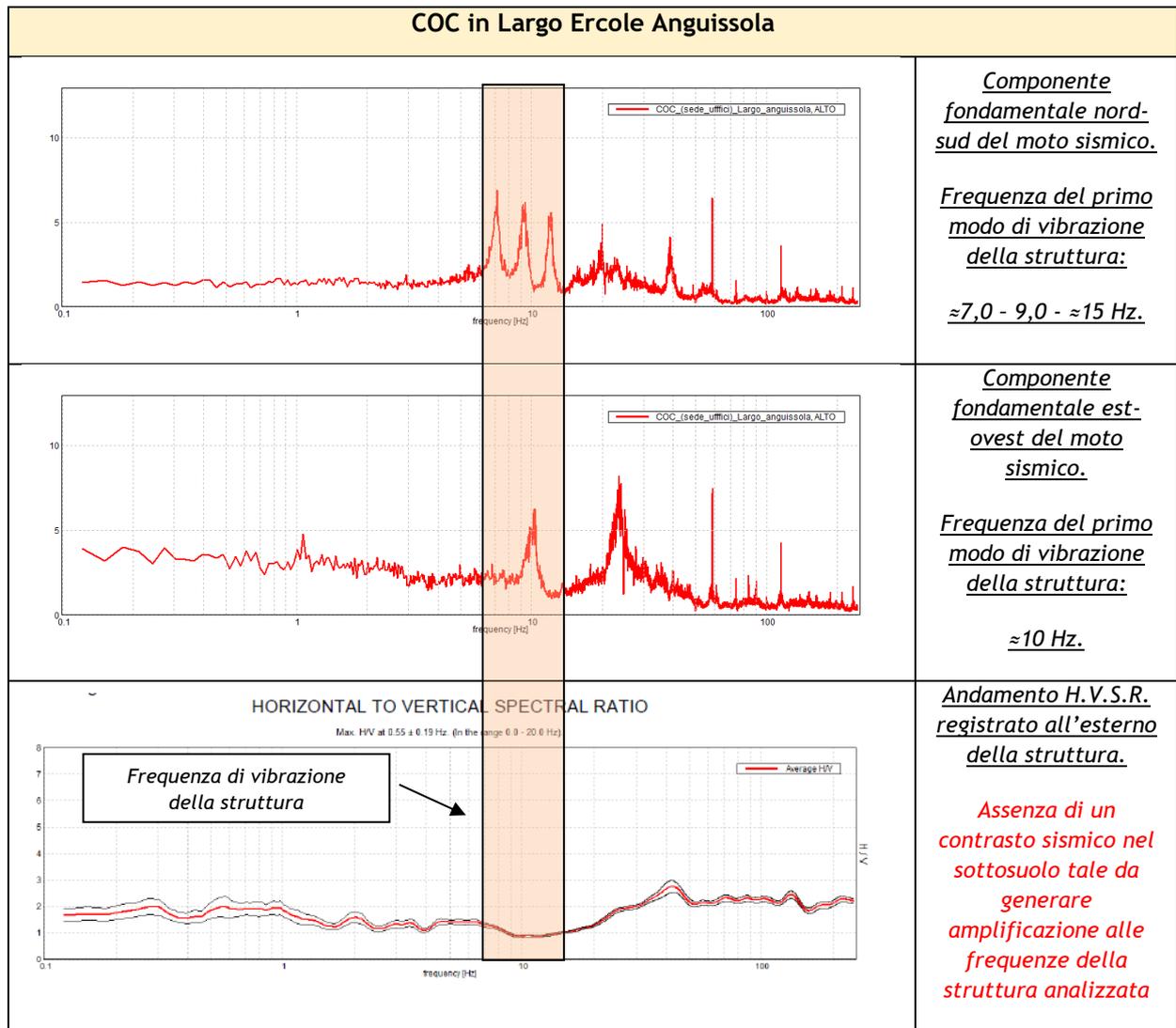
I risultati ottenuti e riportati nelle pagine seguenti, evidenziano che la metodologia proposta consente una valutazione rapida ed economica degli indicatori collegati alla danneggiabilità degli edifici ed è adatta a definire delle strategie di mitigazione di rischio sismico, anche su vasti territori. A differenza di altre metodologie di stima indiretta, quali ad esempio formulazioni empiriche o modellazioni FEM, il metodo consente di ottenere degli indicatori di vulnerabilità misurati direttamente sulla struttura che, pertanto, sono soggetti al solo errore di misura e non a tutte le incertezze che caratterizzano i metodi indiretti.

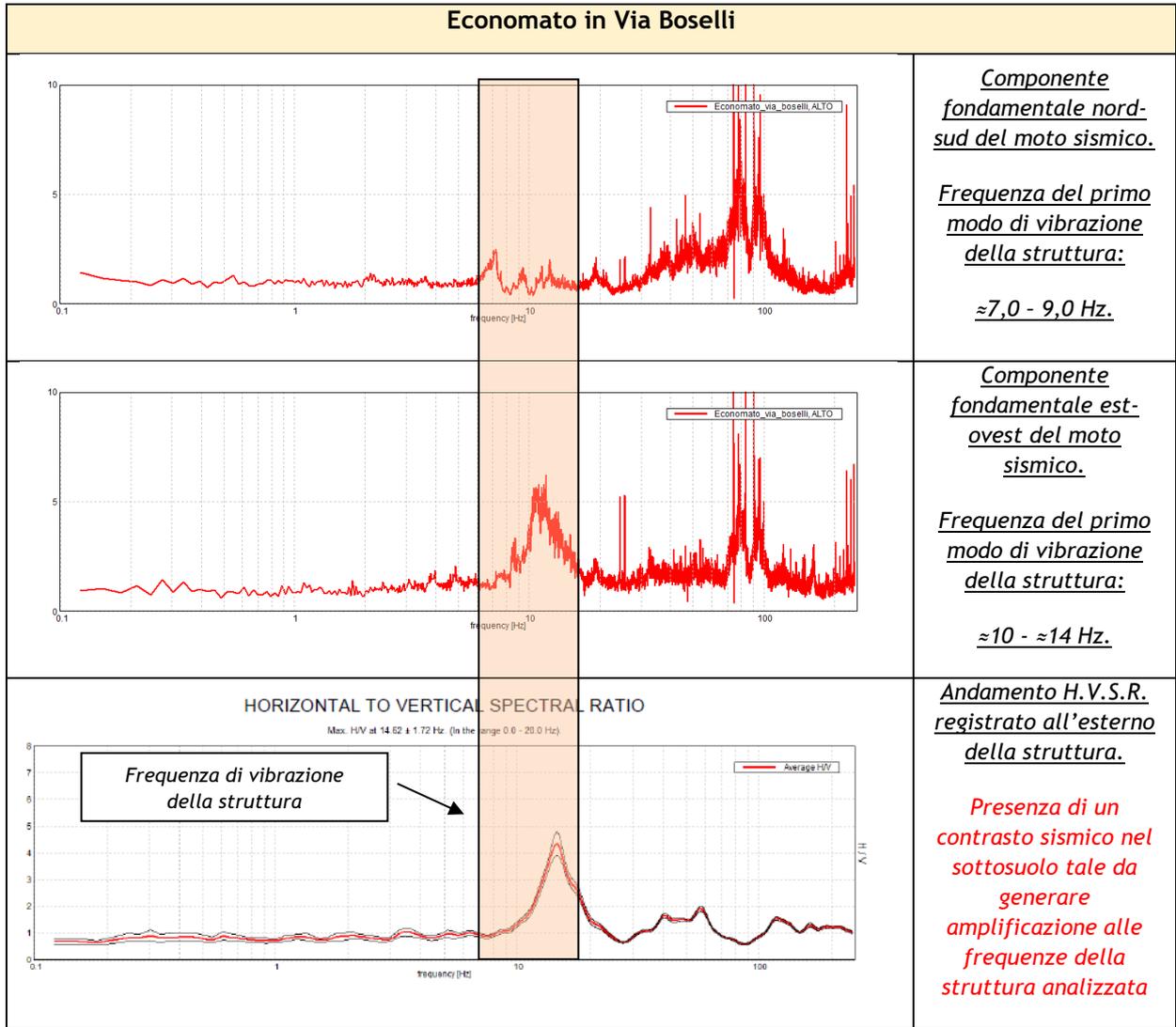
Si deve tuttavia sottolineare che il metodo geofisico-strumentale non può e non deve sostituirsi a valutazioni e calcoli strutturali o a prove dinamiche attive, né tanto meno è in grado di identificare direttamente quali siano le eventuali carenze strutturali di un edificio in termini di risposta sismica.

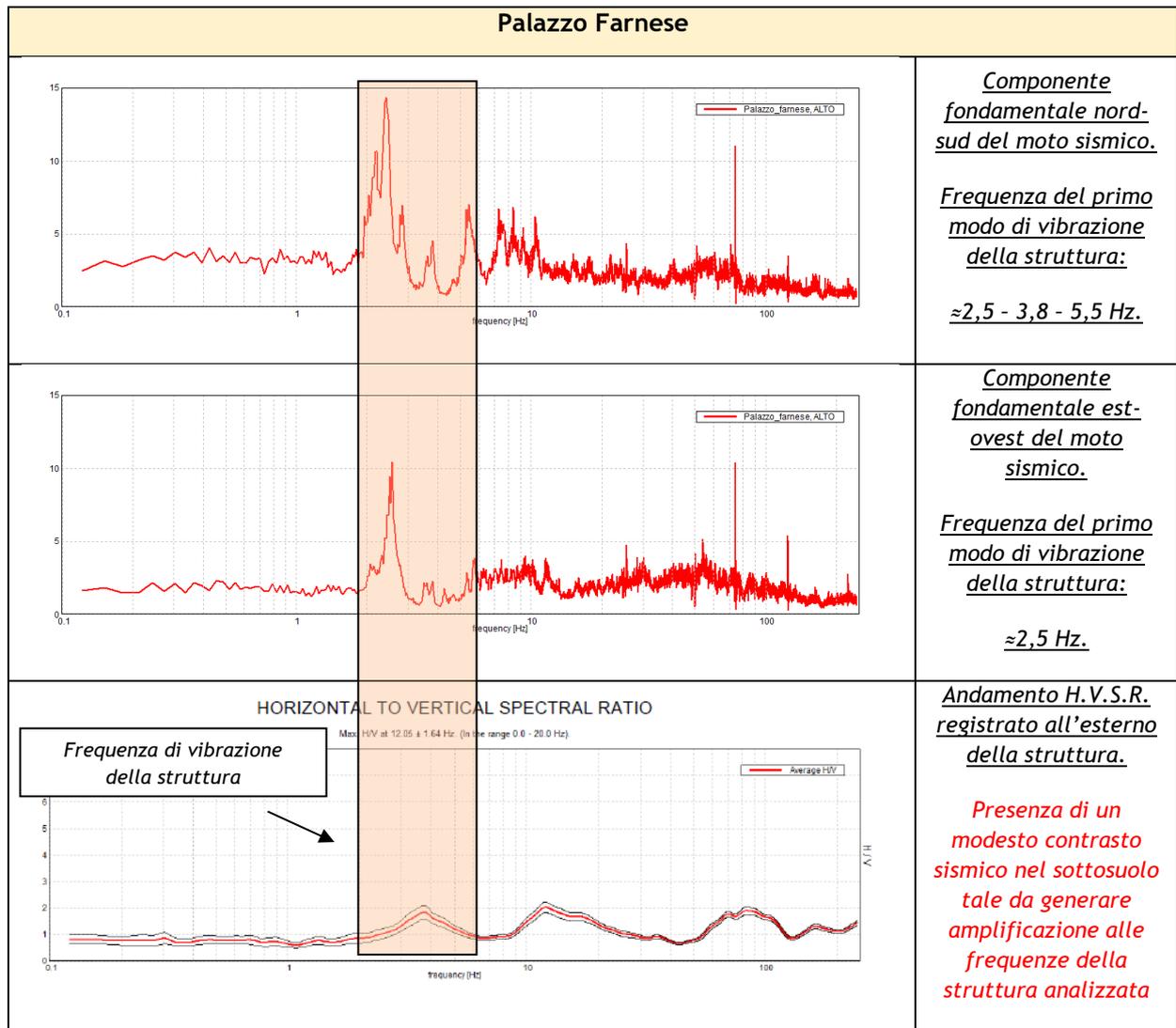
Alla luce di quanto appena esposto, si auspica che tale metodologia venga utilizzata su altre strutture e infrastrutture presenti nel territorio comunale di Piacenza, per valutarne la loro predisposizione a subire danni in caso di terremoto.

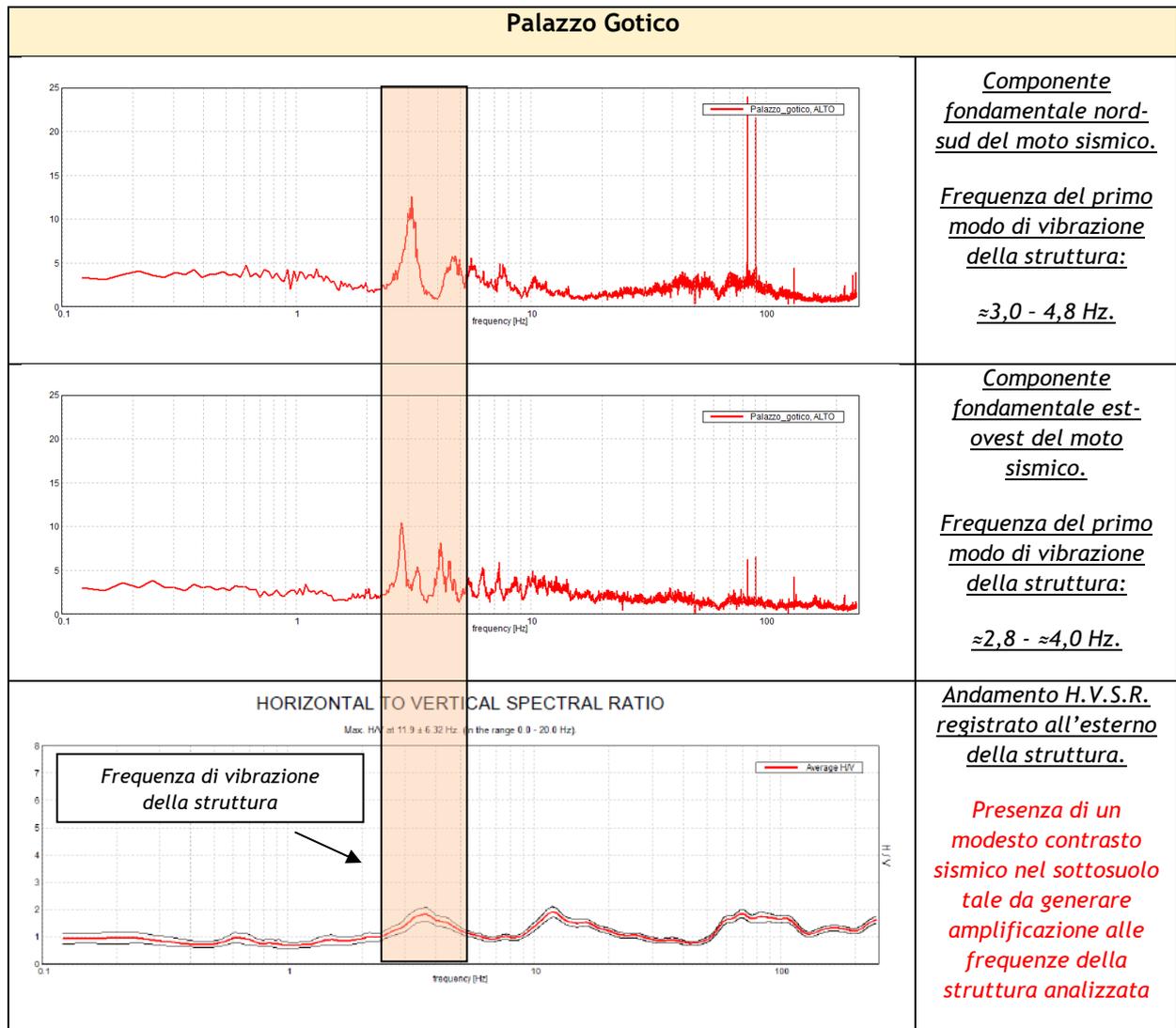


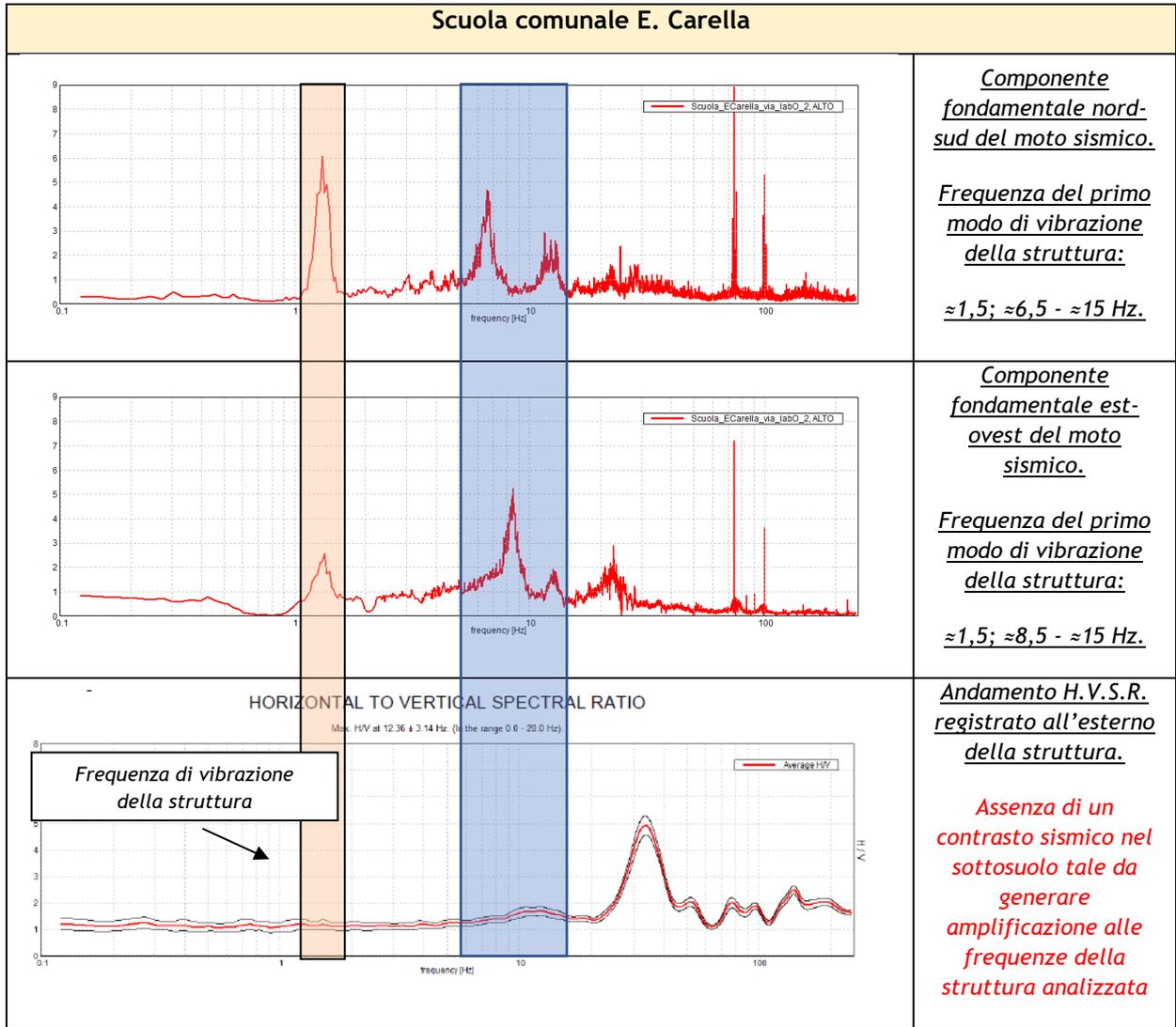


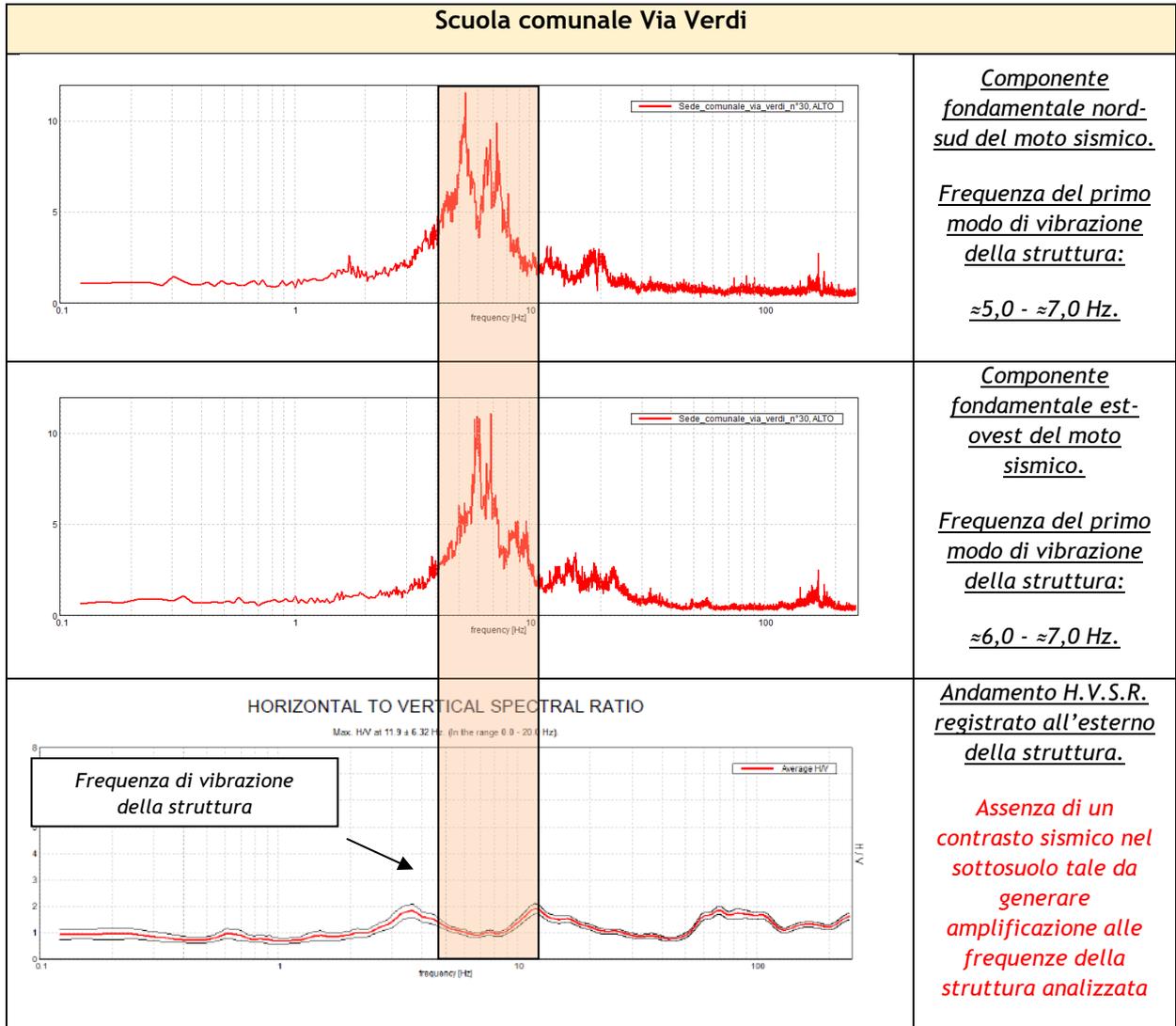


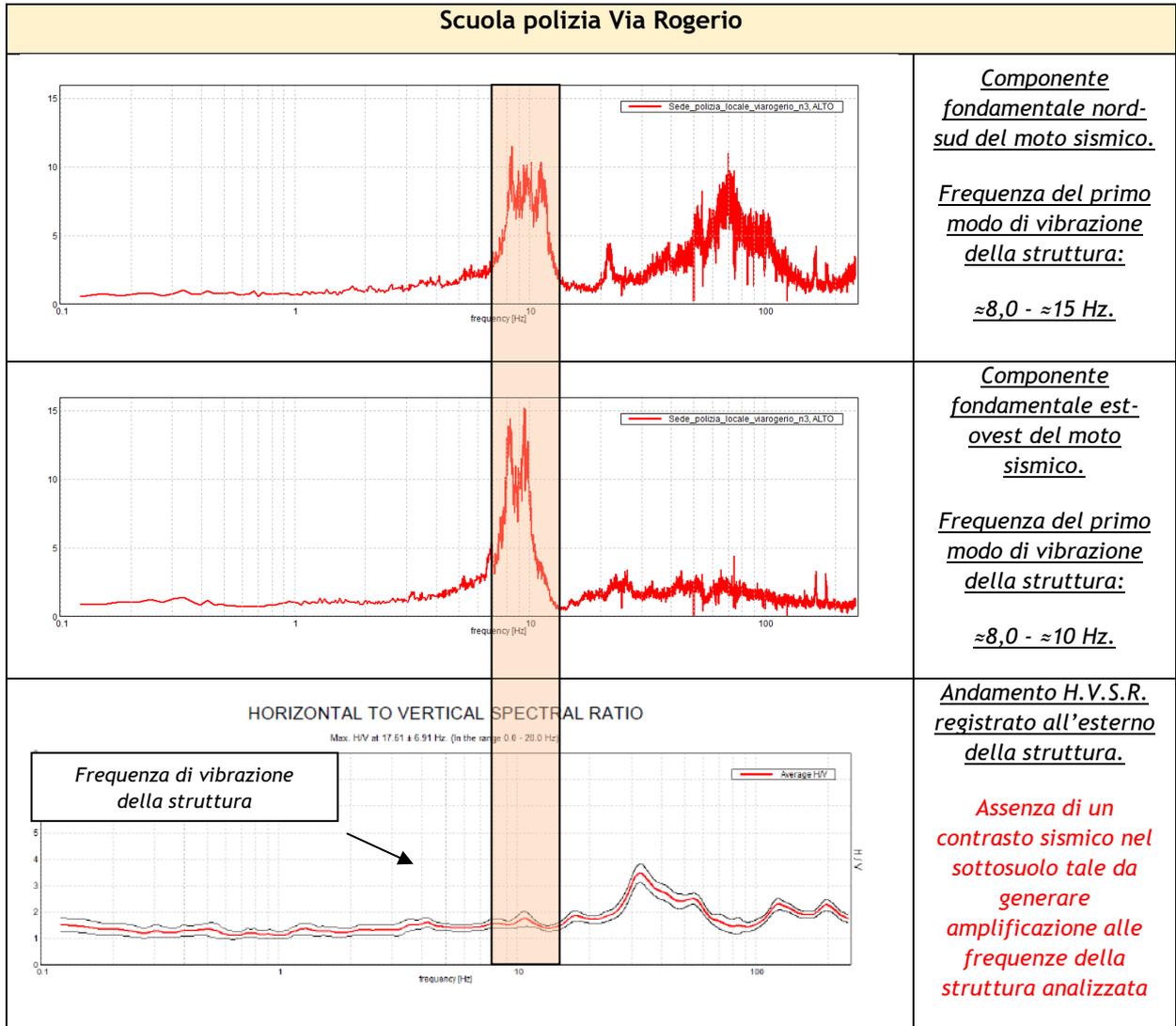












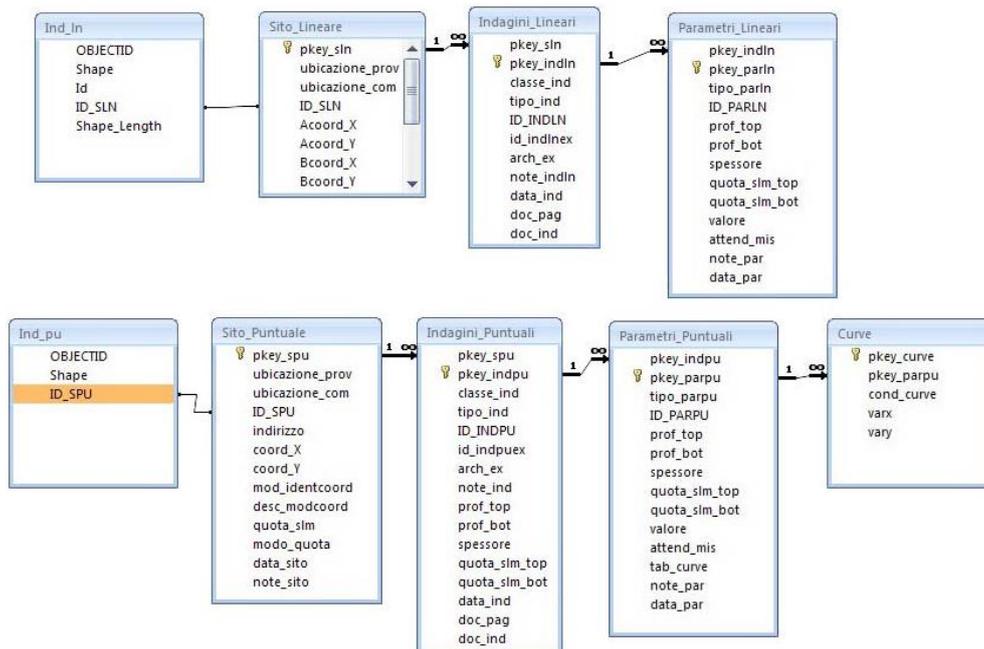
10 REDAZIONE CARTOGRAFICA BASI INFORMATICHE

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

I *layers* informativi prodotti e le relative strutture sono state organizzate secondo la banca dati geografica definita dagli “Standard di rappresentazione e Archiviazione Informatica” - versione 4.1 - emanati dalla “Commissione tecnica per il monitoraggio degli studi di Microzonazione Sismica”. Gli Standard sopraccitati definiscono le specifiche tecniche per la redazione in ambiente GIS degli elaborati cartografici della MS.

Per quanto riguarda la rappresentazione cartografica, è stata realizzata utilizzando le vestiture previste dagli “Standard di rappresentazione e Archiviazione Informatica” - versione 4.1.

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

Lo *shapefile* Ind_In costituisce la primitiva lineare che posiziona spazialmente le indagini lineari, identificati univocamente nel campo ID_SLN; quest'ultimo rappresenta la chiave di collegamento alla tabella **Sito_Lineare**, nella quale vengono archiviate le codifiche del tracciato. La tabella **Indagini_Lineari** definisce la tipologia d'indagine eseguita e le informazioni necessarie alla sua tracciabilità, tramite un collegamento esterno con documentazione corrispondente, in formato pdf.

Infine, la tabella **Parametri_Lineari** contiene i parametri definiti dalle prove descritte nella tabella **Indagini_Lineari**.

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

Le suddette tabelle sono state compilate e archiviate nel database di Access **Cdl_tabelle.mdb** contenuto, assieme agli *shapefile* **Ind_pu** e **Ind_In**, nella cartella **Indagini**.

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

La cartella **GeoTec** contiene i seguenti *layers* informativi:

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

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

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

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

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

105

Infine, secondo quanto riportato nella Versione degli Standard 4.1., è stato necessario inserire, nella Carta delle Indagini, una serie di punti baricentrici dei poligoni riportati nello shp **Stab**, indicanti la stratigrafia rappresentativa della zona Mops di appartenenza. Ogni punto, inoltre, è stato archiviato nel software **SoftMS** e vi è stato associato un file pdf riportante una descrizione dettagliata delle aree omogenee dal punto di vista sismico che costituiscono il comune di Piacenza.

BIBLIOGRAFIA

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

ALLEGATI FUORI TESTO

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