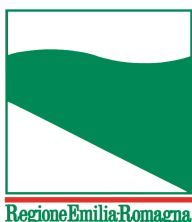




PROTEZIONE CIVILE
Presidenza del Consiglio dei Ministri
Dipartimento della Protezione Civile




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

MICROZONAZIONE SISMICA

Relazione illustrativa

Regione Emilia–Romagna Comune di Solignano



Regione	Soggetto Realizzatore	Data
 Regione Emilia–Romagna	Dott. Geol. Fabio Francesco Picinotti Via Silvio Pellico, 4 43125 Parma (Pr)	Novembre 2018

Sommarario

1. INTRODUZIONE.....	1
2 DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ SISMICA DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO	1
2.1 Assetto tettonico	2
2.2 Attività sismica.....	10
2.3 Le sorgenti sismogenetiche	14
2.4 Intensità massima attesa.....	19
3 ASSETTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO	20
3.1 Tettonica e sedimentazione	20
4. DATI GEOTECNICI E GEOFISICI	23
5. MODELLO DEL SOTTOSUOLO	26
6. INTERPRETAZIONI E INCERTEZZE.....	27
7. METODOLOGIE DI ELABORAZIONE E RISULTATI.....	32
8. ELABORATI CARTOGRAFICI DI PRIMO E SECONDO LIVELLO.....	33
8.1 Carta delle indagini.....	33
8.1.1 Abitato di Castione Baratti	34
8.2 Carta geologico-tecnica per la microzonazione sismica	35
8.3 Carta delle frequenze naturali dei terreni	37
8.4 Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica	38
8.5 Carta delle velocità delle onde di taglio S.....	39
8.6 Carta di Microzonazione Sismica – Livello 3	40
9. APPROFONDIMENTI DI TERZO LIVELLO	41
9.1 Area considerata.....	41
9.2 Risposta sismica locale	41
9.2.1 Pericolosità sismica di base	42
9.2.2 Segnali in input	43
9.2.3 Modello geofisico del sottosuolo	44
9.2.4 Codice di calcolo per la valutazione della RSL	46
9.2.5 Risultati della modellazione numerica	47
9.2.6 RSL per il sito di Castione Località la Riva	47
9.3 Stabilità di versante	51
9.3.1 Metodo di verifica	59
9.4 Carte di microzonazione sismica	71
10. CONFRONTO DELLA DISTRIBUZIONE DEI DANNI DEGLI EVENTI PASSATI.....	75
11. BIBLIOGRAFIA	77

12. ALLEGATI..... 78

1. INTRODUZIONE

Nella presente relazione vengono illustrate le attività svolte e i risultati ottenuti nel corso dello Studio di microzonazione sismica di terzo livello del Comune di Solignano, che ha affidato l'incarico con Determinazione n° 109 dell'18/08/2017. L'approfondimento di terzo livello è stato finanziato con Ordinanza Presidenza Consiglio Ministri-Dipartimento della Protezione Civile 344 del 28 aprile 2016. Attuazione dell'articolo 11 del decreto-legge 28 aprile 2009, n. 39, convertito, con modificazioni, dalla legge 24 giugno 2009, n. 77 in materia di contributi per gli interventi di prevenzione del rischio sismico – sesta annualità. (G.U. n° 118 del 21.5.2016).

Più precisamente, oggetto dell'incarico è stata la redazione degli studi di Microzonazione Sismica, con approfondimenti di III Livello, con riferimento alle zone di Solignano campo sportivo, Solignano vasca acquedotto e Bottione, risultate instabili o potenzialmente instabili nel corso degli approfondimenti precedenti.

Detta attività è stata svolta in conformità alle leggi e disposizioni vigenti (cfr. in particolare, il sopraccitato OCDPC e la DGR n.573/2016) e facendo riferimento ai seguenti documenti tecnici:

- “Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica” approvati dal Dipartimento della Protezione Civile e dalla Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome e successive modifiche e integrazioni
- “Indirizzi per gli studi di microzonazione sismica in Emilia-Romagna per la pianificazione territoriale e urbanistica”, approvati con DAL 112/2007, e successive modifiche e integrazioni
- “Studi di microzonazione sismica – standard di rappresentazione e archiviazione informatica” pubblicati sul sito web del Dipartimento della Protezione Civile

Nel Comune di Solignano sono stati realizzati nel 2017 gli studi di primo e secondo livello, ad opera del Dott. Fabio Francesco Picinotti. Tali studi sono stati successivamente validati da parte del servizio regionale competente. Il presente lavoro, recepisce il lavoro svolto precedentemente e approfondisce l'analisi per una porzione di areale.

Il presente studio ha previsto, in particolare, la raccolta di altri dati pregressi e l'esecuzione di una nuova campagna di indagini costituita da:

- n° 3 prove MASW che hanno consentito la definizione delle Vs e, conseguentemente, della profondità del bedrock sismico;
- n° 3 tomografie sismiche in onde P e onde S, per definire gli andamenti delle superfici di scorrimento, presumibilmente corrispondente con lo stesso bedrock sismico, nelle aree instabili a Solignano e Bottione.
- n° 3 prove HVSR, al fine di determinare la frequenza fondamentale di risonanza del terreno.

2 DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ SISMICA DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO

Per definire la pericolosità sismica di una regione è necessario individuare preliminarmente i lineamenti tettonici che ne hanno determinato l'attuale assetto strutturale; successivamente si accerta quali di questi lineamenti siano ancora attivi, cercando di legarli ai vari eventi sismici che hanno interessato l'area in esame. Nel presente studio di microzonazione sismica, la pericolosità dell'Emilia Romagna e in particolare del comune di Solignano è stata valutata basandosi su una recente pubblicazione: “Assetto tettonico e

potenzialità sismogenetica dell'Appennino tosco-emiliano-romagnolo e della Val Padana" (Mantovani et.al. 2013). Tale lavoro propone una valutazione alternativa della pericolosità nella Regione Emilia-Romagna, realizzata nell'ambito di una collaborazione tra l'Università di Siena e le Regioni Toscana ed Emilia-Romagna. Il risultato finale dello studio effettuato consiste in una carta di intensità massime attese per i comuni della Regione.

2.1 Assetto tettonico

I lineamenti tettonici presenti nell'Appennino settentrionale sono legati alle complesse fasi di strutturazione della catena stessa a partire dal Miocene, in risposta all'evoluzione del contesto geodinamico nel mediterraneo

L'evoluzione neogenica del Mediterraneo centrale (Figg. 2.1, 2.2) è caratterizzata dalla collisione tra il blocco africano e il suo promontorio adriatico e la placca europea; il movimento relativo, generalmente diretto N-S, ha subito alcune variazioni; all'interno dei diversi blocchi si determinarono in periodi diversi aree di svincolo in risposta alla variazione di direzione di movimento delle diverse placche.

Nel Miocene medio (Fig. 2.3 a), il promontorio adriatico era ancora solidale con il blocco africano e in tale contesto la sua parte settentrionale si muoveva prevalentemente verso NNO. All'interno di questo promontorio, esisteva una discontinuità (sistema di faglie delle Giudicarie) che, formatasi come lineamento trascorrente tra il Cretaceo superiore e l'Eocene inferiore, aveva poi agito nell'Oligocene inferiore come zona di sottoscorrimento. Attorno al tardo Miocene (Fig. 2.3 b), il complesso delle condizioni al contorno ha reso necessaria la riattivazione della discontinuità sopra citata, come sistema di faglie transpressive sinistre, che ha permesso lo svincolo del promontorio adriatico dalla sua protuberanza più settentrionale, ormai incastrata nella morsa delle Alpi occidentali. Dopo questo svincolo, il promontorio ha iniziato a muoversi circa verso NNE, come indicato dalla distribuzione e natura delle deformazioni nell'arco alpino.

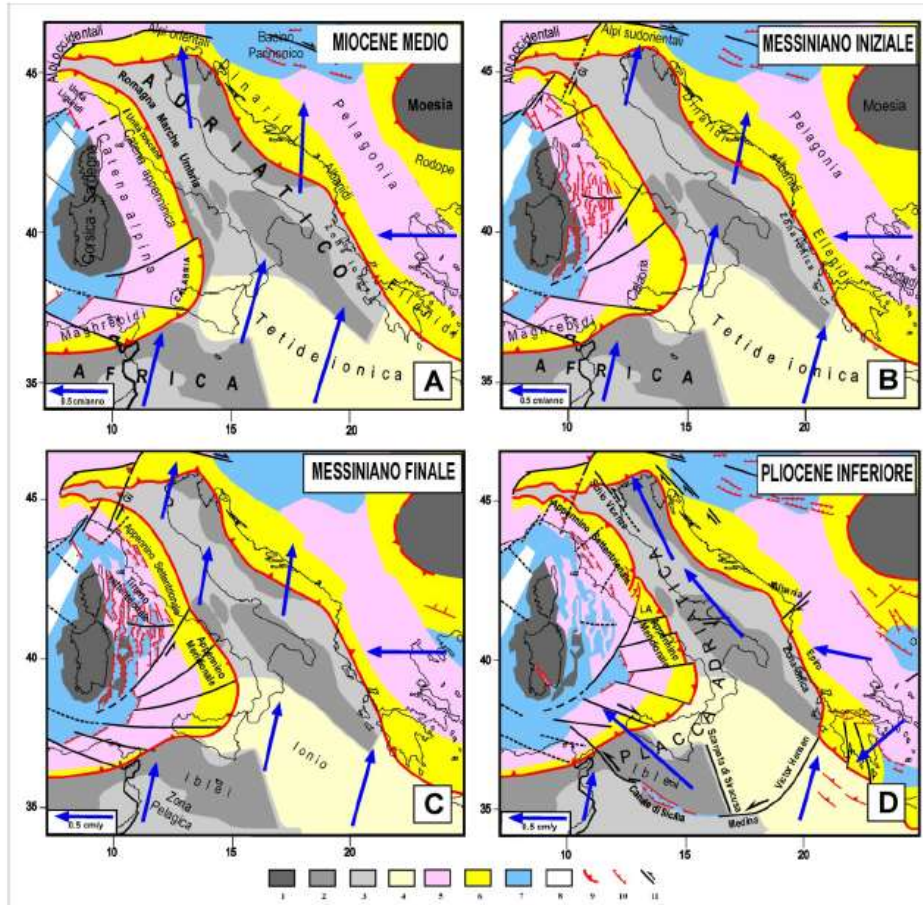


Fig 2.1 Configurazione strutturale e tettonica del Mediterraneo centrale dal Miocene medio al Pliocene inferiore. 1) Dominio continentale europeo; 2, 3) Dominio continentale e continentale assottigliato dell’Africa/Adriatico; 4) Tetide ionica; 5) Catena alpina; 6) Catene neogeniche; 7, 8) Zone di estensione neogenica con crosta continentale e oceanica; 9, 10, 11) Lineamenti compressivi, distensivi e trascorrenti. Gi = sistema di faglie delle Giudicarie, LA=Piattaforma Laziale-Abruzzese. Le frecce identificano la velocità presunta, rispetto alla placca eurasiatica, di alcuni punti dei domini africano-adriatico ed egeo-balcanico.

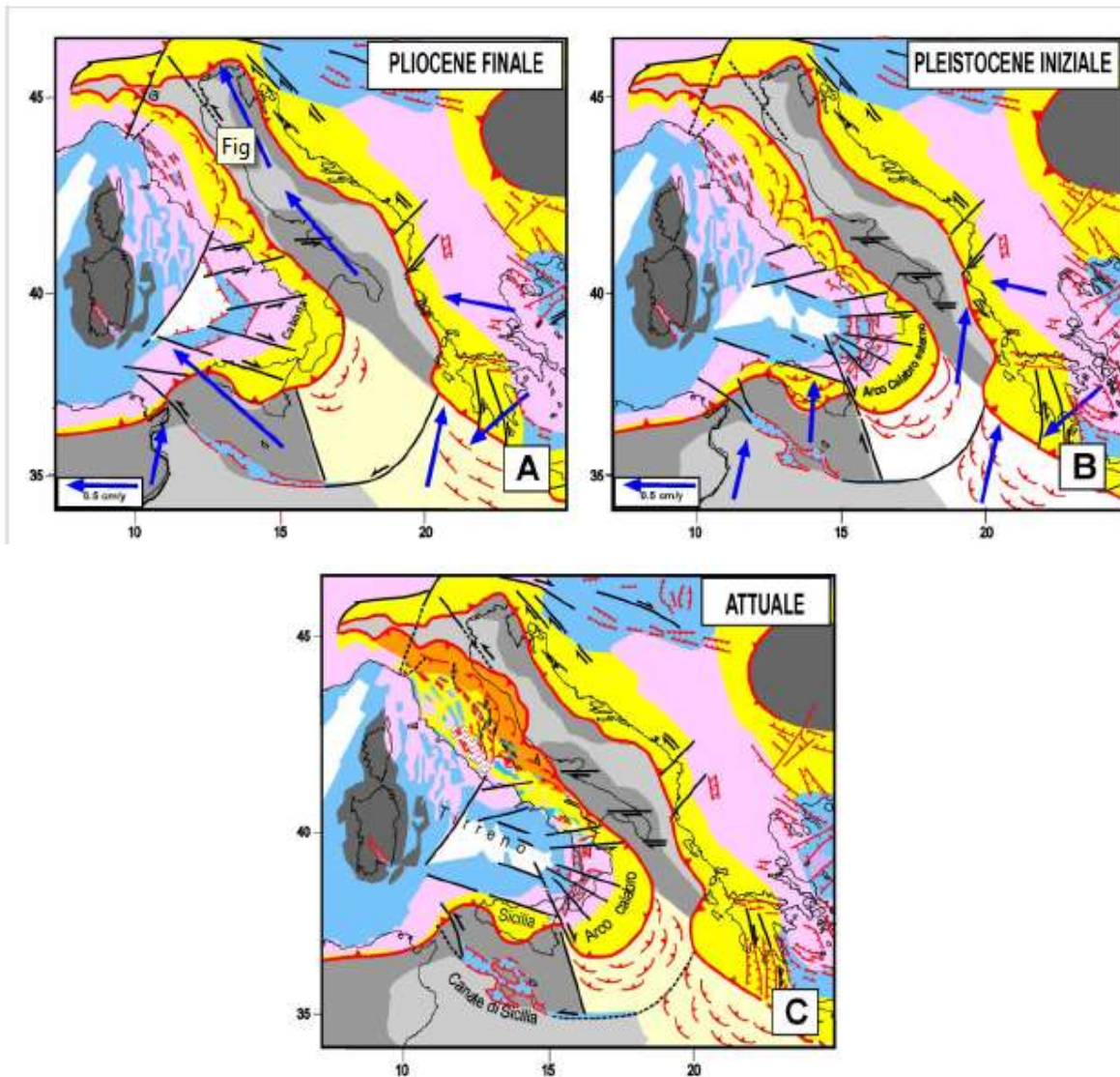


Fig 2.2. Configurazione strutturale e tettonica del Mediterraneo centrale dal Pliocene superiore all'Attuale. Simboli come in figura 2.1. In C, il colore arancione indica la fascia esterna della catena appenninica che viene trascinata dall'Adriatico.

Nel tardo Messiniano le condizioni al contorno hanno subito un nuovo importante cambiamento, condizionato soprattutto dall'inizio della collisione continentale tra il promontorio adriatico meridionale e il sistema Anatolia-Egeo. In questo nuovo contesto, il promontorio adriatico si è svincolato dall'Africa e ha assunto la cinematica illustrata in figura 2.1d. Questo drastico cambiamento ha richiesto la riattivazione con cinematica sinistra di un'importante frattura (sistema di faglie Schio-Vicenza) nella parte settentrionale del dominio adriatico (Fig. 2.3c), che ha permesso lo svincolo parziale tra il corpo principale di Adria, che ha continuato a sottoscorrere le Alpi orientali, e la parte adriatica giacente a ovest della discontinuità Schio-Vicenza, che è rimasta meno mobile.

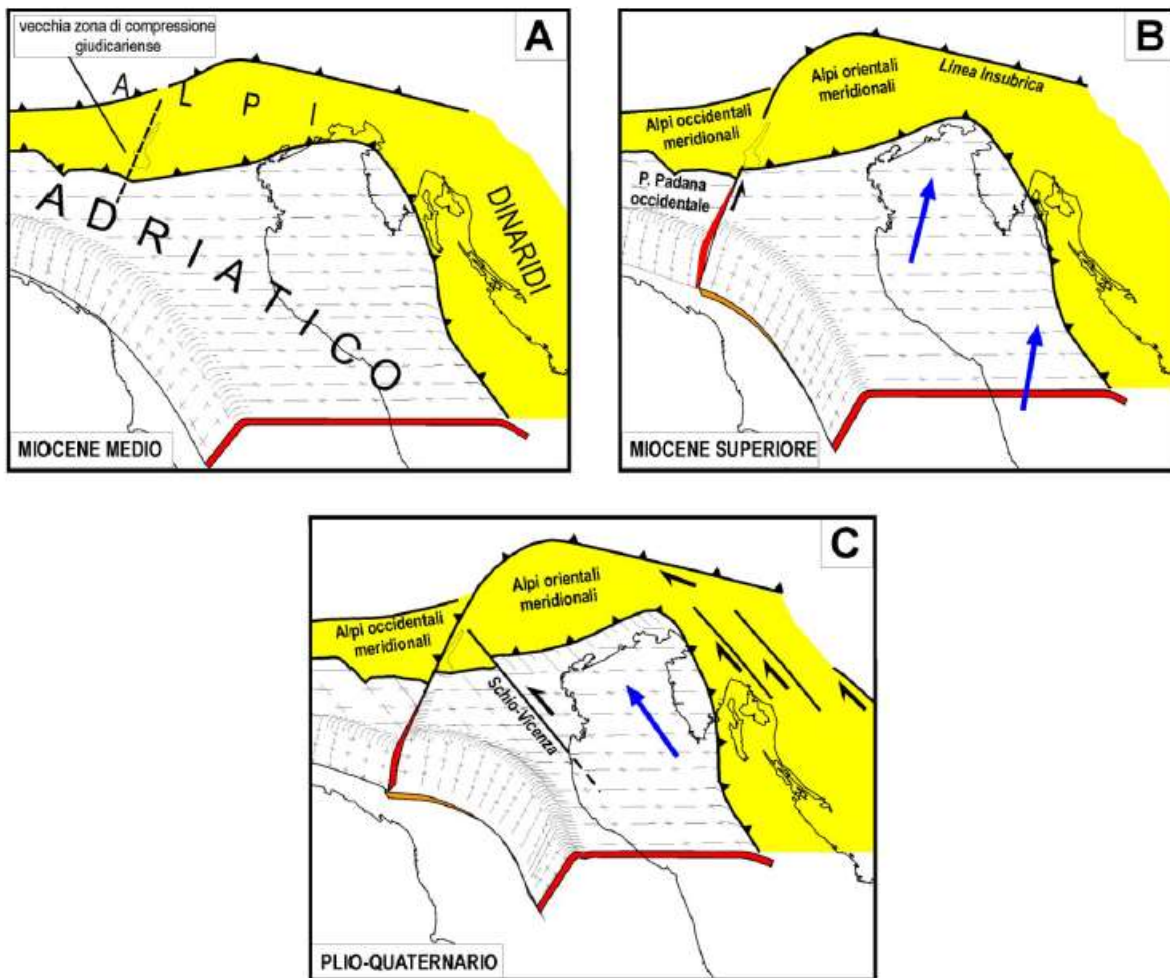


Fig.2.3 Ricostruzione delle principali discontinuità tettoniche sviluppate o riattivate nella parte settentrionale del promontorio adriatico dal Miocene medio. A) Situazione nel Miocene medio, quando il sistema di faglie giudicariense era una struttura compressiva, non più attiva. B) Riattivazione della faglia delle Giudicarie nell'ambito di un regime transpressivo sinistro, con movimento dell'Adriatico verso NNE (frecche blu). C) Si riattiva il sistema di faglie Schio-Vicenza (un'antica discontinuità della piattaforma adriatica) per consentire alla placca Adria di disaccoppiarsi parzialmente dalla sua protuberanza padana. A causa della nuova cinematica di Adria (movimento verso NNO) la faglia delle Giudicarie riassume il ruolo di zona di sottoscorrimento.

A seguito di questo evento tettonico, il margine sepolto di Adria, subdotto sotto la catena appenninica, ha subito una compressione longitudinale (SSE-NNO) che ha determinato importanti deformazioni, come ricostruito in figura 2.3c. Dal punto di vista meccanico, è ragionevole pensare che tale deformazione abbia comportato un significativo sollevamento della parte più incurvata del margine subdotto di Adria, molto probabilmente localizzata sotto l'Appennino romagnolo. Tale marcato innalzamento avrebbe accentuato l'azione degli agenti atmosferici determinando l'erosione pressoché totale delle unità Liguri in Romagna.

Un altro importante effetto del drastico cambiamento geodinamico avvenuto nel mediterraneo centrale dal tardo Messiniano (Fig. 2.1 e 2.3c) è costituito dal fatto che il sistema di faglie delle Giudicarie, con la sua prosecuzione sotto la Pianura padana, ha smesso di comportarsi come trascorrenza sinistra per riacquistare il suo vecchio ruolo di zona di sottoscorrimento (Fig. 2.3c). La ricostruzione della cinematica di Adria, basata

sull'analisi delle deformazioni osservate lungo i bordi della placca, suggerirebbe che il sottoscorrimento sopra citato abbia avuto i suoi massimi effetti dal Messiniano al tardo Pliocene, in concomitanza con una velocità di migrazione abbastanza accentuata della placca adriatica (Fig. 2.1d). Dopo un periodo di minore attività, nella prima parte del Quaternario dovuto ad un significativo calo della velocità di spostamento di Adria, il processo è ripreso dal Pleistocene medio-superiore, quando lo spostamento di Adria ha accelerato in seguito alla ripresa del sottoscorrimento della placca adriatica meridionale sotto la catena dinarica antistante.

Quest'ultima accelerazione di Adria ha avuto una notevole influenza sulla tettonica della catena Appenninica. Durante questa fase, infatti, in risposta ad un regime di compressione longitudinale, è avvenuto il trascinarsi da parte di Adria della catena appenninica esterna; tuttavia, a causa del diverso accoppiamento tra la copertura sedimentaria di alcuni settori della catena appenninica e il loro basamento cristallino, questo trascinarsi non è avvenuto in blocco. La presenza di uno strato di evaporiti del Triassico superiore (Formazione di Burano), caratterizzato da ridotta resistenza meccanica dovuta alla presenza di livelli anidritici ha favorito lo scollamento della copertura sedimentaria dal basamento e ha notevolmente influenzato la condizione di minimo lavoro nel contesto tettonico quaternario della catena appenninica, rendendo più conveniente l'estrusione laterale di blocchi cristallini rispetto ad altri meccanismi tettonici. Questo processo si è sviluppato in modo particolare nell'Appennino meridionale, con l'estrusione laterale del cuneo Molise-Sannio (MS), e nell'Appennino settentrionale, con l'estrusione laterale dei cunei Romagna-Marche-Umbria (RMU) e Toscana-Emilia (TE), come sintetizzato nelle figure 2.4. e 2.5. Nell'Appennino centrale, l'estrusione laterale è stata meno conveniente poiché l'accoppiamento della Piattaforma carbonatica Laziale-Abruzzese con il rispettivo basamento è maggiore, per l'assenza di livelli anidritici (deboli) nei depositi triassici, che sono invece principalmente dolomitici.

Al contorno dei cunei in estrusione si sono sviluppati vari stili di deformazione, documentati da indagini geologiche e geofisiche. Lungo il bordo esterno dei cunei si sono verificate deformazioni compressive, tipiche di processi di sovrascorrimento, mentre il bordo interno dei cunei ha subito una tettonica estensionale o transtensionale, con la formazione di varie fosse tettoniche, delle quali sono ora attive quelle dislocate lungo la parte assiale della catena.

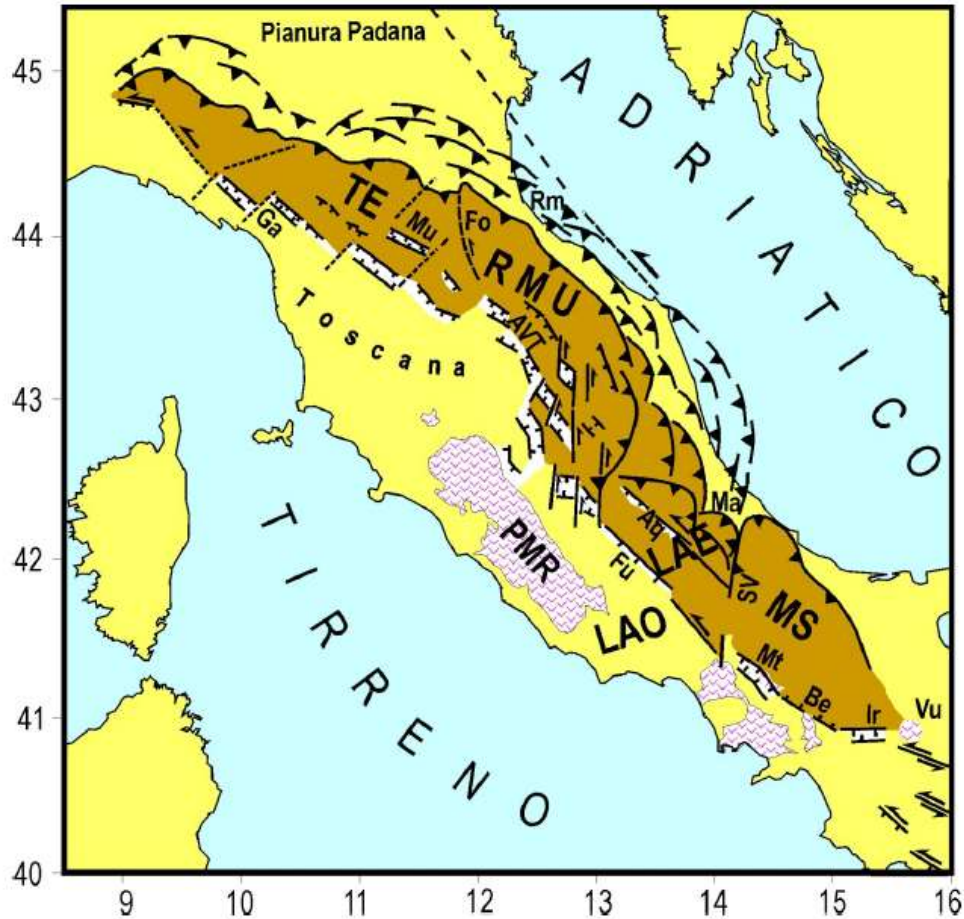


Fig. 2.4. Schema tettonico della parte esterna della catena appenninica, trascinata dalla placca adriatica, evidenziata dal colore più scuro. I principali blocchi in cui questa parte è suddivisa sono il cuneo Molise-Sannio (MS), la parte orientale della piattaforma Laziale-Abruzzese (LAE), il cuneo Romagna-Marche-Umbria (RMU) e il cuneo Toscana-Emilia (TE). Le zone di disaccoppiamento tra i cunei mobili sopra citati e la parte interna della catena sono marcate da sistemi di faglie estensionali e transtensionali sinistre. Aq=sistema di faglie dell'Aquilano; AVT=Alta Val Tiberina; Be=Beneventano; Fo=Forlivese; Fu=sistema di faglie del Fucino; Ga=Garfagnana, Ir=Irpinia; LAO=settore occidentale della piattaforma carbonatica Laziale-Abruzzese; Ma=Maiella; Mt=Matese; Mu=Mugello; PMR=Provincia Magmatica Romana; Rm=Riminese; SV=sistema Sangro-Volturno; Vu=Vulture.

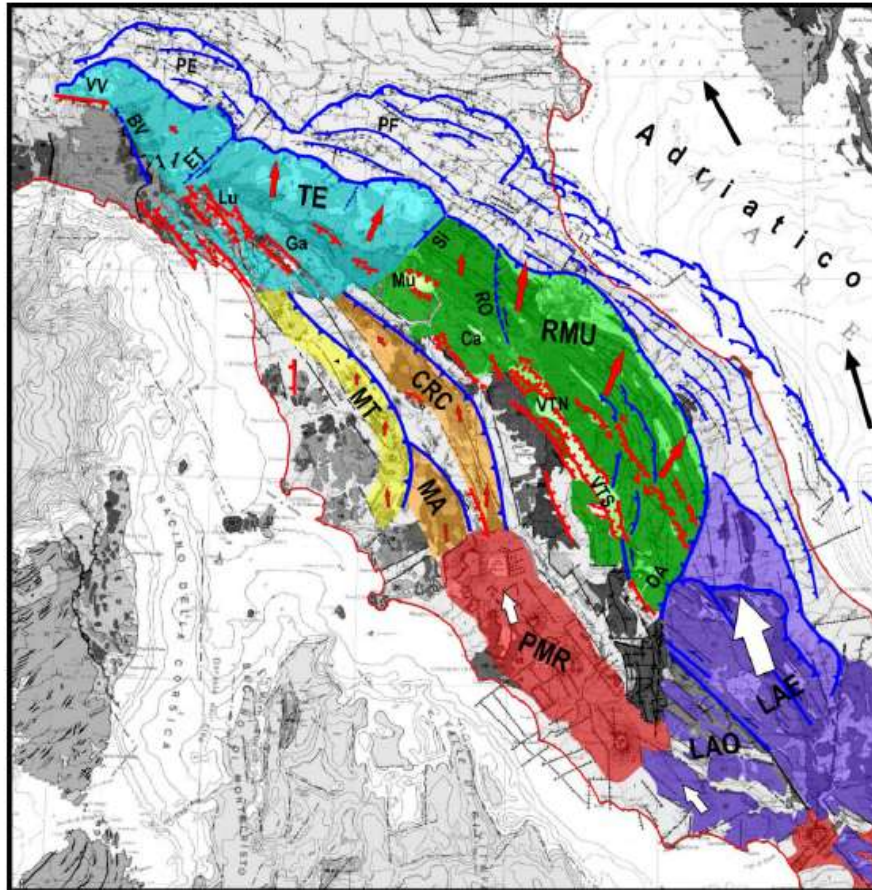


Fig. 2.5. Schema tettonico/cinematico dell'Appennino settentrionale. In colore sono evidenziati i due settori principali in cui l'Appennino settentrionale è suddiviso: cuneo Romagna-Umbria-Marche (RMU, verde) e cuneo Toscana-Emilia (TE, blu). Il raccorciamento longitudinale della catena è causato dal contesto geodinamico a larga scala. L'estrusione laterale dell'Appennino settentrionale (cunei RMU e TE) è causato dalla spinta (freccia grande) della parte esterna della piattaforma Laziale-Abruzzese (LAE). Una spinta longitudinale, ma meno intensa (freccie piccole), trasmessa dalla parte interna (occidentale) della piattaforma Laziale-Abruzzese (LAO), agisce sulle dorsali presenti nella Toscana occidentale (Chianti-Rapolano-Cetona= CRC, Medio Toscana= MT e Montalcino-Amiata= MA) e le fosse tra esse comprese, producendo deformazioni e attività sismica minori. Gli elementi tettonici estensionali sono in rosso, quelli compressionali e trascorrenti in blu. BV=zona sismica Bedonia-Varzi, Ca= Casentino, ET=sistema di faglie Enza-Taro, Ga=Garfagnana, Lu= Lunigiana, OA=Olevano-Antradoco, Mu= Mugello, PE, PF =Complessi sepolti delle Pieghe Emiliane e Ferraresi, PMR=Provincia Magmatica Romana, RO= Rappresentazione tettonica semplificata della fascia sismica dell'Appennino romagnolo, Si= Sillaro, VTN, VTS=Val Tiberina Nord e Sud, VV= Zona sismica Villalvernia-Varzi.

Una ricostruzione più dettagliata e aggiornata dell'assetto tettonico dell'Appennino Tosco-Emiliano-Romagnolo è presente in figura 2.6 in cui sono riportate le principali caratteristiche geologiche, morfologiche e tettoniche nella zona considerata e la presunta cinematica dei blocchi. Analizzando questa ricostruzione è possibile fare alcune considerazioni:

- dallo studio della conformazione dei crinali si è compreso come la formazione dei principali bacini intermontani: Alta Valtiberina, Casentino, Mugello, Garfagnana e Lunigiana, che corrispondono (tranne il Casentino) alle principali zone sismogenetiche della Toscana, sia legata ad una tettonica estensionale che potrebbe essere conseguenza della divaricazione locale tra alcuni segmenti di crinali

che sono stati piegati in modo differenziato dalla compressione longitudinale che ha deformato questo settore appenninico. Questa ipotesi è suggerita dal fatto che tutte le fosse in oggetto sono localizzate all'interno di settori arcuati di dorsali montuose. L'appartenenza di tutti i crinali citati alla fascia orogenica che è completamente priva della copertura delle Liguridi costituisce un'ulteriore evidenza sul sollevamento che tale fascia ha subito nell'evoluzione recente. Si può notare che la serie di piegamenti orizzontali dei crinali si interrompe dopo la Lunigiana, in linea con il fatto che oltre questo limite c'è il corpo dell'Appennino ligure, che molto probabilmente costituisce un altro settore scarsamente mobile della catena, essendo incastrato tra le adiacenti Alpi Liguri (più solidali col proprio basamento per l'assenza di livelli anidritici), e il cuneo TE in migrazione verso l'esterno. Questa interpretazione è confortata dal fatto che il corpo in questione corrisponde alla parte meno deformata e meno sollevata dell'Appennino settentrionale, poiché l'erosione non è ancora riuscita a cancellare la strutturazione originaria dell'edificio appenninico, alla cui sommità si collocano le Liguridi interne che affiorano estesamente in questo settore.

- le deformazioni e la cinematica del cuneo di Piacenza, porzione più occidentale dell'Appennino emiliano, sono notevolmente condizionate dall'interazione di questo settore con la struttura scarsamente deformabile dell'Appennino ligure. In questo contesto, la soluzione di minimo lavoro è presumibilmente rappresentata dall'estrusione circa verso NNO del cuneo stesso, assorbita da deformazioni transpressive sinistre lungo la fascia conosciuta come Ottone-Levanto, dove è anche localizzata attività sismica. L'estrusione del cuneo di Piacenza è probabilmente responsabile anche della deformazione, prevalentemente interpretata come estensionale a direzione circa Sud-Nord, lungo la nota fascia tettonica Villavernia-Varzi; infine lo spostamento verso NNO del cuneo di Piacenza può favorire il meccanismo di deformazione dei crinali all'interno dei quali si sviluppano le fosse della Lunigiana e Garfagnana; alcuni studi stanno verificando eventuali connessioni tra l'attività sismica del sistema di faglie Villavernia Varzi e le forti scosse in Lunigiana e Garfagnana.
- il regime di compressione longitudinale che determina l'estrusione laterale dei diversi blocchi crostali ha determinato l'attivarsi di fronti di sottoscorrimento trasversali; Nel cuneo Toscana Emilia questi sovrascorrimenti si sono sviluppati mediante la riattivazione di fasci di strutture legate al sistema giudicariense; pertanto i cosiddetti "lineamenti antiappenninici" da tempo identificati in catena (e.g., Sillaro, Reno, Panaro, Secchia, Enza e Taro) sono stati reinterpretati come strutture compressive; in particolare il sistema di faglie trasversale Enza-Taro (proiezione in superficie della discontinuità delle Giudicarie) avrebbe la funzione di assorbire, mediante deformazioni transpressive il disaccoppiamento tra il cuneo di Piacenza e la parte orientale dell'Appennino emiliano.

La parte di Appennino Settentrionale sepolta sotto la Val Padana subisce sollecitazioni analoghe a quelle che agiscono sulla parte emersa della catena. Tutte le pieghe padane sepolte e le strutture del Fronte del Thrust Pedappenninico (FTP), sono costituite da faglie compressive nord-vergenti, con attivazione via via più recente dal margine appenninico verso nord e verso est. L'attività del fronte delle Pieghe emiliane inizia nel tardo Messiniano-Pliocene inferiore e continua in maniera importante fino al Pleistocene inferiore, con riattivazioni tardo-quadernarie. In ogni caso, la distribuzione della sismicità indica che questa struttura è ancora attiva, essendo stata interessata da importanti terremoti: margine appenninico-padano parmense (1438 e 1971), reggiano (1831 e 1832), modenese (1249).

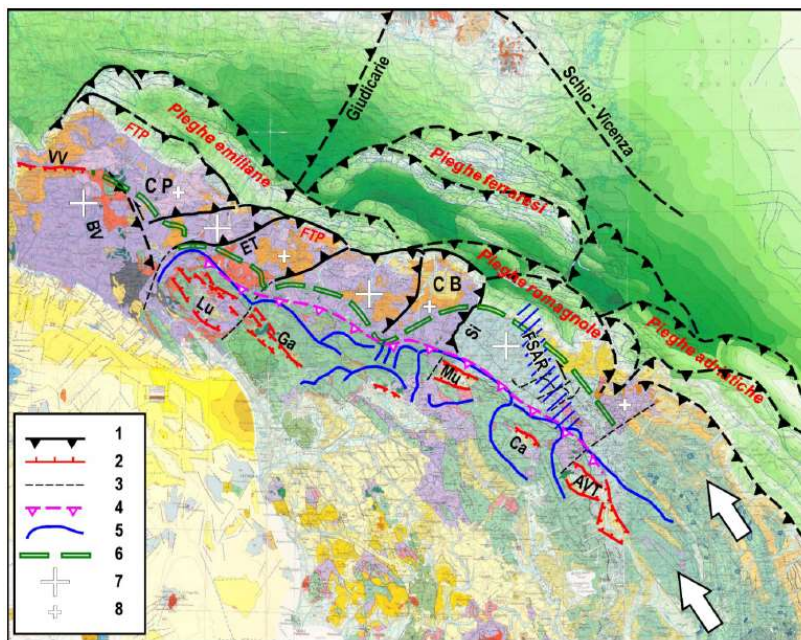


Fig. 2.6. Schema tettonico dell'Appennino tosco-emiliano-romagnolo sovrapposto alla carta strutturale d'Italia. 1) Fronti compressivi della catena, 2) Principali faglie estensionali, 3) elementi tettonici non definiti, 4) Fronte transpressivo tra le parti interna ed esterna della catena, 5) Crinali montuosi, 6) Fronte del raddoppio del basamento, 7) Zone di maggiore sollevamento, 8) zone di ridotto sollevamento. AVT= Alta val Tiberina, BV=Bedonia-Varzi, Ca= Casentino, CB=Cuneo Bolognese, CP=Cuneo di Piacenza, ET=faglia Enza-Taro, FSAR=Fascia sismica dell'Appennino romagnolo, Ga=Garfagnana, Lu=Lunigiana, Mu=Mugello, FTP=Fronte del sovrascorrimento (thrust) pedeappenninico, Si= fronte del Sillaro, VV=zona estensionale Villalvernia-Varzi.

Il contesto cinematico tettonico descritto è in sostanziale accordo con l'analisi dei dati geodetici, che indicano come la parte esterna dell'Appennino centrale e settentrionale si sta muovendo circa verso NE in modo sensibilmente più veloce (3-5 mm/anno) rispetto alla parte interna tirrenica della catena (1-2 mm/anno). Il settore caratterizzato da velocità più elevate ha una buona corrispondenza con la parte di catena che risulta più mobile nel Pleistocene superiore (Fig. 2.2c), costituita dai cunei MS, LAE, RMU e TE (Fig. 2.4). L'analisi del campo delle velocità verticali mette in evidenza un sollevamento delle catene orogeniche, sia alpina che appenninica, una dominante subsidenza nella Pianura padana orientale e un regime di deboli movimenti, di vario segno, nella parte occidentale della stessa pianura.

2.2 Attività sismica

La valutazione della potenzialità sismica dell'Emilia Romagna è stata ottenuta dallo studio dell'attività sismica passata; per il periodo compreso tra il 1000 e il 1980 sono disponibili cataloghi sismici, in cui si hanno informazioni sul livello di danneggiamento (intensità), da cui è possibile stimare una Magnitudo, mentre la profondità è difficilmente stimabile.

Una prima sintetica informazione sull'attività sismica dell'Emilia-Romagna è fornita dall'elenco dei maggiori terremoti avvenuti dopo il 1000, che mette in evidenza che la zona considerata non si può certo classificare tra le regioni più sismiche dell'Italia. Solo 26 eventi hanno una magnitudo superiore o uguale a 5.5. Sono

inoltre assenti i terremoti fortissimi ($M \geq 7$) che caratterizzano la storia sismica di altre parti della catena appenninica (Umbria-Marche, Abruzzo, Campania-Basilicata)

L'intervallo tra le scosse principali ($M \geq 5.5$) è molto variabile. Questo complica le previsioni sullo sviluppo dell'attività sismica futura unicamente basate sull'analisi statistica della storia conosciuta cui sarebbe associata un'incertezza estremamente elevata. Inoltre, la frequenza di scosse forti è ben diversamente distribuita all'interno della zona in esame, per esempio è maggiore nell'Appennino romagnolo rispetto al Modenese e Ferrarese. Questa constatazione ha contribuito a suggerire la definizione di specifiche zone sismogenetiche per l'Emilia-Romagna, come verrà descritto nel paragrafo successivo. Va inoltre ricordato che la pericolosità sismica dell'Emilia-Romagna è anche influenzata dalle scosse forti che avvengono fuori dai confini regionali, come quelle avvenute in Garfagnana nel 1920 e nel veronese nel 1117.

Dalla figura 2.7 in cui sono riportati gli epicentri dei terremoti principali con $M \geq 4$, risulta evidente come questi siano localizzati al bordo tra la parte affiorante e sepolta della catena appenninica, dal Parmense al Riminese, e nella zona padana sovrastante il settore più esterno dell'Appennino settentrionale, ovvero le Pieghe ferraresi. Relativamente poco sismico appare invece il settore emiliano nord-occidentale (Piacentino). Anche la media e bassa Val Taro non hanno avuto importanti eventi sismici dall'anno 1000.

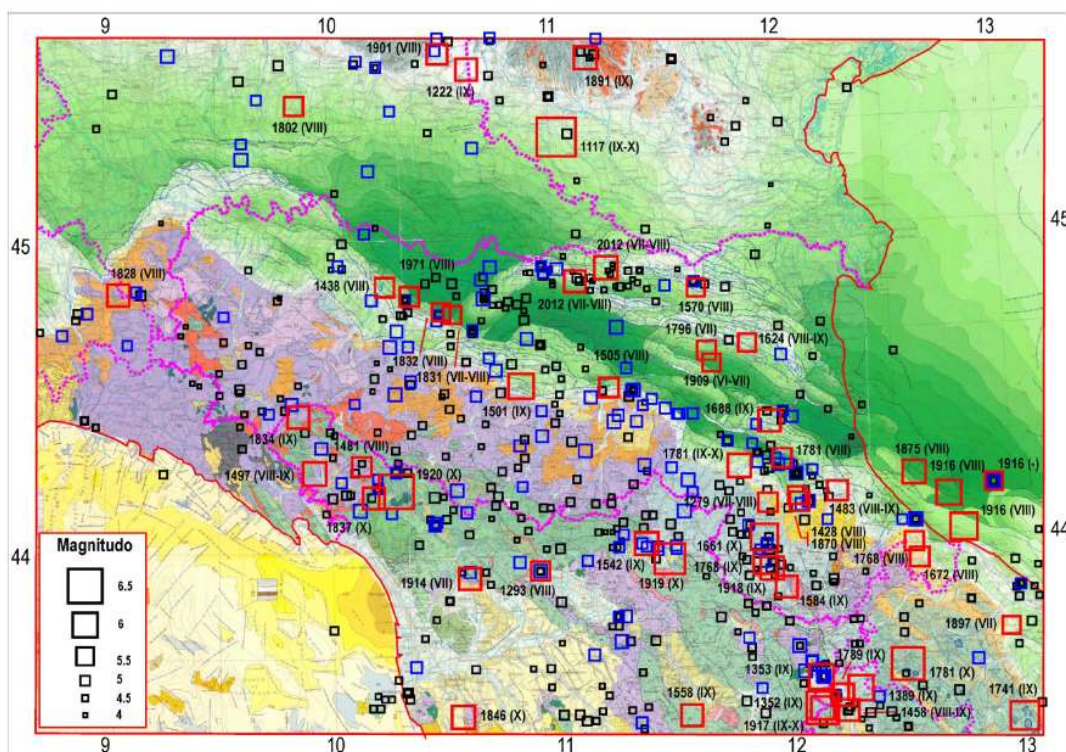


Fig. 2.7 Sismicità storica dell'Emilia-Romagna e dintorni dall'anno 1000, riportata sulla Carta Strutturale d'Italia. Per le scosse più forti ($M \geq 5.5$, simboli rossi) è stato riportato l'anno e l'intensità MCS. I simboli blu indicano le scosse con $5.0 \leq M < 5.5$. In rosso le linee di costa e in viola i confini delle Regioni coinvolte.

Per il periodo successivo al 1980 sono disponibili registrazioni strumentali che offrono un quadro molto più completo dell'attività sismica, in quanto vengono riportate anche scosse di magnitudo molto piccola e forniscono anche informazioni attendibili sui dati ipocentrali, compresa la geometria della sorgente sismica

(meccanismo focale) per i terremoti più importanti. Questa indicazione, combinata con il numero elevato di dati disponibili (oltre 25.000 dal 1981 nell'area considerata), suggerisce che la sismicità strumentale può fornire un'informazione non trascurabile sulla distribuzione delle faglie sismogenetiche nella zona in esame.

Il quadro complessivo della sismicità strumentale (Fig. 2.8) mostra che la maggior parte delle scosse è situata nella parte assiale della catena appenninica. L'unica eccezione riguarda il settore centro-occidentale delle Pieghe ferraresi, sepolte sotto la parte centrale della Pianura padana, dove l'energia sismica rilasciata sembra maggiore rispetto alle zone circostanti. Il fatto che la stessa cosa non si verifichi per le Pieghe emiliane, suggerisce che le strutture appenniniche, anche quelle sepolte, non sono sempre associate ad attività sismica, ma che la loro attività dipende dal contesto dinamico contingente. Evidentemente, nel periodo considerato le Pieghe ferraresi sono state sollecitate da un carico tettonico più intenso rispetto a quelle emiliane.

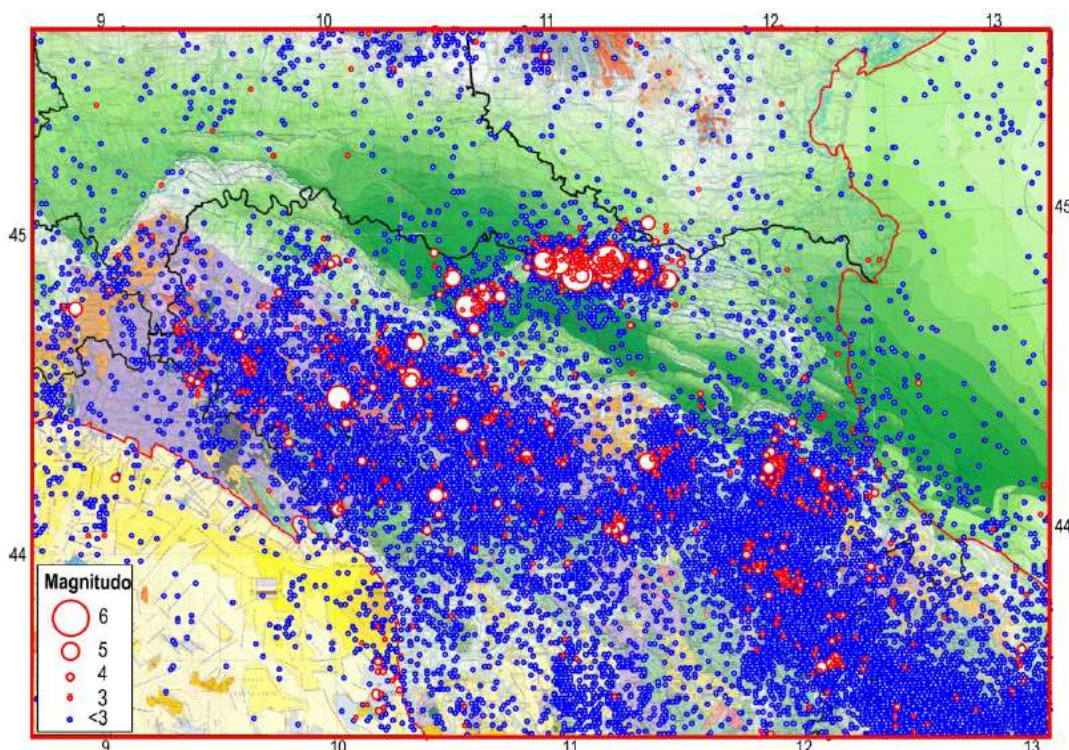


Fig.2.8 Distribuzione delle scosse strumentali avvenute nel periodo 1981-2012 in Emilia-Romagna e dintorni, riportata sulla Carta Strutturale d'Italia. In rosso le linee di costa ed in nero i confini delle regioni implicate.

La distribuzione degli ipocentri sulle sezioni longitudinali (fig. 2.9) mette in evidenza che:

- nella sezione AA' (Vogherese-Appennino Pistoiese) la sismicità è presente all'interno della catena, con profondità crescente da ONO ad ESE
- lungo le sezioni CC' (Vogherese-Bolognese) e EE' (Milanese-Pieghe Ferraresi), che attraversano la Pianura padana occidentale e le sottostanti strutture sepolte (Sudalpino e Pieghe Emiliane), la sismicità strumentale è piuttosto scarsa;

- nella Pianura padana vera e propria (EE' e FF'), l'attività sismica interessa solo una parte delle Pieghe Ferraresi.

La sezione 4, disposta parallelamente alla Val Taro, indica come la sismicità sia concentrata nella parte alta della valle e tra profondità fino a 30 km.

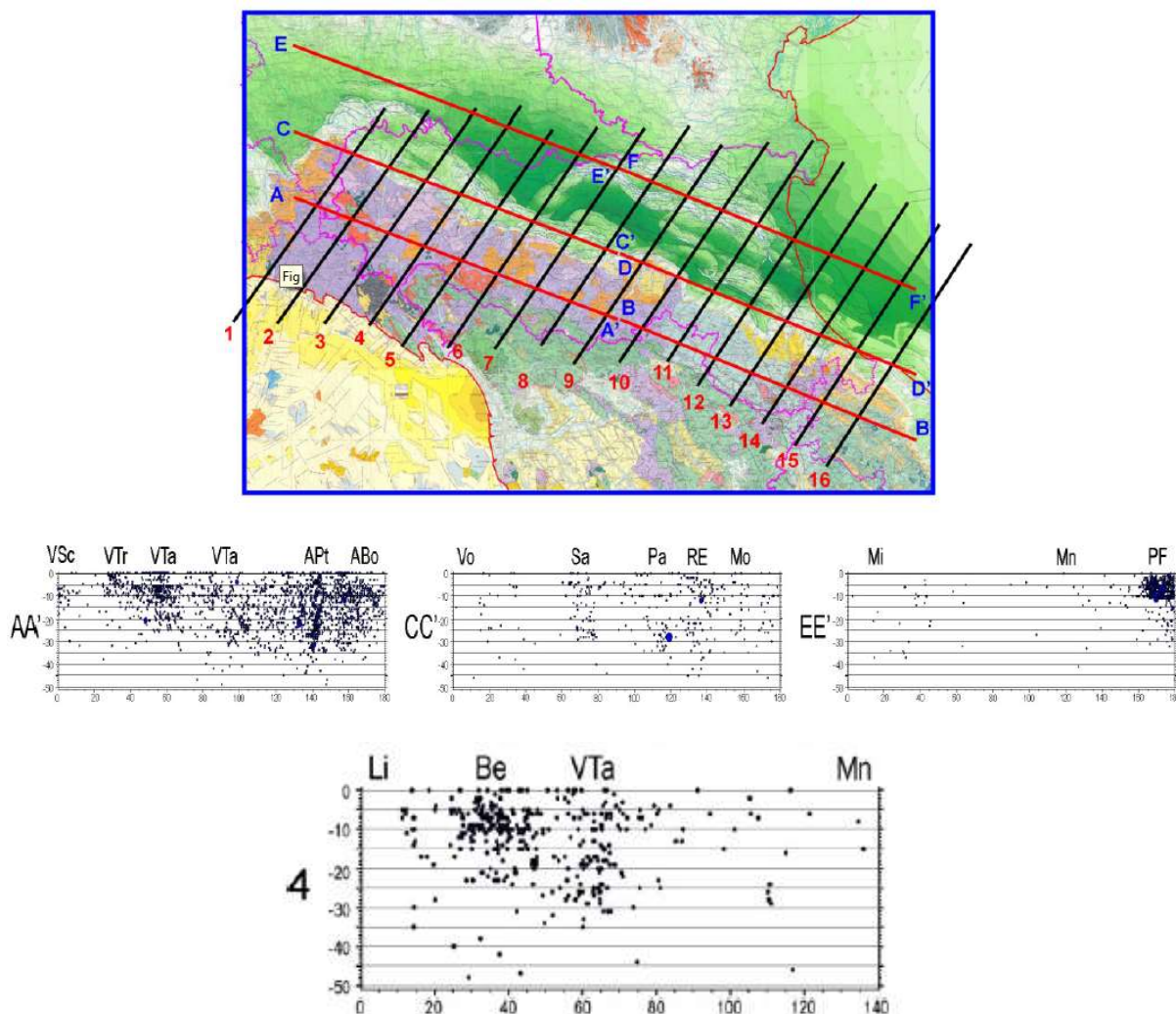


Fig. 2.9 Sezioni verticali trasversali alla catena, fino a profondità di 50 km, con ipocentri della sismicità strumentale. Tracce delle sezioni nell'inserto: ABo=Appennino Bolognese, APPr=Appennino Parmense, APt=Appennino Pistoiese, Be=Bedonia, Li=Liguria, Mn=Mantovano, PE=Pieghe Emiliane, PF=Pieghe Ferraresi, RE=Reggio nell'Emilia, Vo=Vogherese, VPr=Valle del Parma, VSe=Valle dello Scaccia, VTa=Val di Taro, VTr=Valle del Trebbia, Bo=Bologna, Mi=Milano, Mo=Modena, Pa=Parma, VSc=Valle dello Scaccia

In figura 2.10 sono riportati i meccanismi di sorgente dei più importanti terremoti ($M \geq 5$) che hanno colpito l'Emilia-Romagna dal 1980. Gli epicentri delle scosse principali si collocano nella catena appenninica affiorante (2003, 2008 e gennaio 2012), al bordo tra catena e pianura (1983 e 2000) e lungo l'arco esterno delle Pieghe Ferraresi (1996 e maggio 2012). Nell'ultimo trentennio invece, l'attività sismica è stata molto

scarsa in due vaste zone dell'Emilia-Romagna: il settore delle Pieghe Emiliane tra Parma e Piacenza, peraltro caratterizzato da sismicità storica poco rilevante (Fig. 2.7), e l'area delimitata dal poligono Ferrara-Modena-Reggio Emilia-Bologna-Ravenna, comprendente il settore interno delle Pieghe Ferraresi e quello esterno delle Pieghe Romagnole.

Per quanto riguarda la profondità delle sorgenti sismiche, si può notare che le scosse del 1996, 2000 e maggio 2012 sono relativamente superficiali ($h \leq 15$ km), mentre poco più profondo è l'evento del 2003 nell'Appennino Bolognese. Decisamente più profonde sono invece le sorgenti responsabili delle scosse del 1983 e gennaio 2012, che si possono quindi imputare alla deformazione e fratturazione della placca adriatica sepolta sotto la catena appenninica. Infine, le scosse riportate in figura 2.10 si possono classificare come compressive o transpressive, essendo l'asse principale di raccorciamento sempre sub-orizzontale.

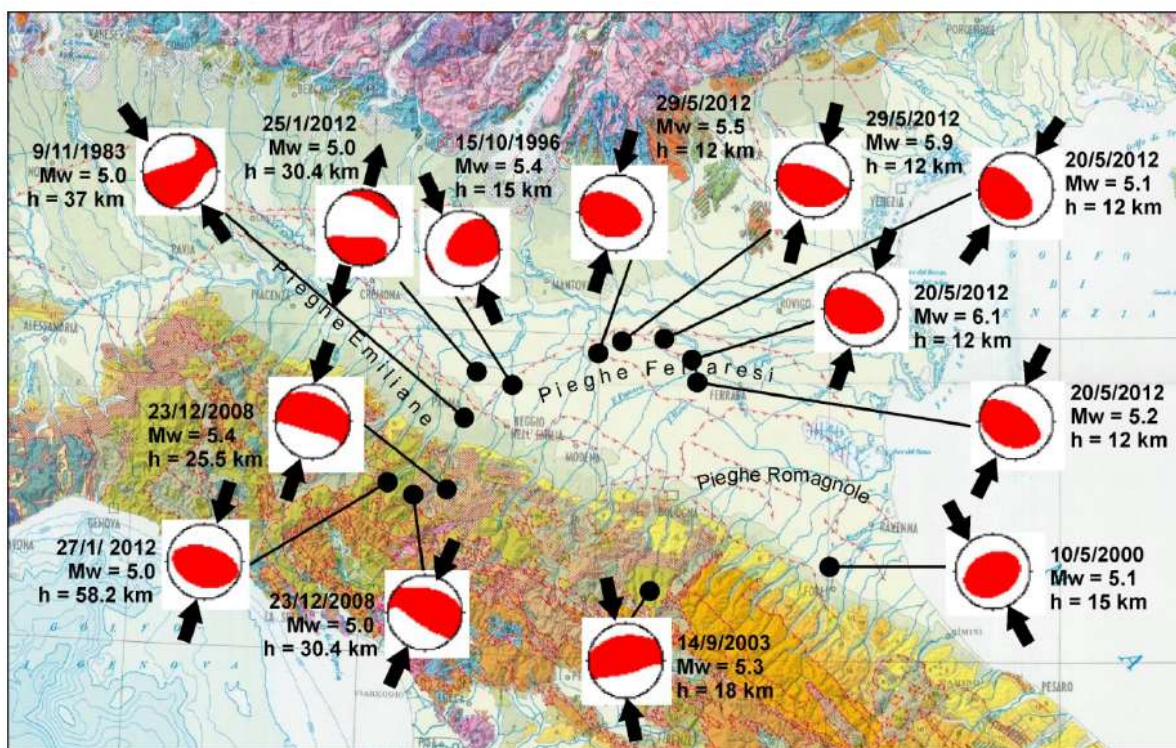


Fig. 2.10 Meccanismo di sorgente dei più importanti terremoti avvenuti nel territorio dell'Emilia-Romagna dal 1980 ($M_w \geq 5$). Sono indicate la data dell'evento, la magnitudo momento (M_w) e la profondità della sorgente sismica (h). Ciascun meccanismo è indicato dalla proiezione stereografica della sfera focale, con i quadranti dilatazionali e compressionali rispettivamente bianchi e rossi. Le frecce convergenti indicano la direzione dell'asse principale orizzontale di massimo raccorciamento.

2.3 Le sorgenti sismogenetiche

Per effettuare una stima della pericolosità sismica in Emilia-Romagna, è necessario sfruttare nel modo più efficace tutte le informazioni attualmente disponibili (analizzate nei paragrafi precedenti), al fine di riconoscere la reale potenzialità delle strutture sismogenetiche, anche nei settori dove non sono storicamente documentate attivazioni sismiche importanti. In particolare, è necessario effettuare un'attenta valutazione del quadro tettonico attuale e delle sue possibili connessioni con l'attività sismica. L'analisi effettuata

tenendo conto di tali indicazioni ha condotto alla definizione di 12 zone dove si ritiene che la potenzialità sismica sia relativamente omogenea (Fig. 2.11).

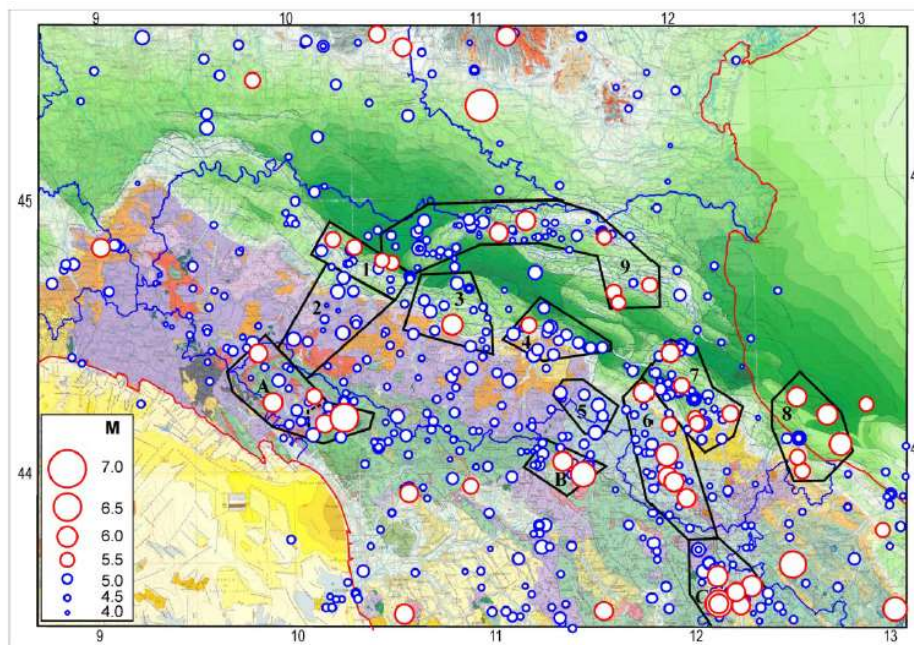


Fig.2.11 Geometria delle 12 zone sismogenetiche individuate (contorni neri) e sismicità storica dall'anno 1000. In rosso i terremoti con $M > 5.5$. 1) Parma-Reggio Emilia 2) Appennino Parmense 3) Modenese 4) Bolognese 5) Sillaro 6) Appennino romagnolo, 7) Forlivese, 8) Riminese, 9) Pieghe Ferraresi. Le lettere A, B e C indicano le zone sismiche toscane (rispettivamente Lunigiana-Garfagnana, Mugello e Alta Valtiberina). In blu il confine amministrativo delle Regioni implicate. Lo sfondo è costituito dalla Carta Strutturale d'Italia.

Per la Provincia di Parma hanno importanza le seguenti zone:

Zona sismogenetica 1: Parma-Reggio Emilia

La lista dei principali terremoti ($M > 5$ o $MCS \geq 7$) avvenuti all'interno di questa zona è riportata nella tabella 2.1 e i rispettivi epicentri sono mostrati nella figura 2.12.

La distribuzione delle 4 scosse più forti (Tab. 2.1) suggerisce che le sorgenti sismiche di questa zona possono essere connesse con l'attività di fronti di sovrascorrimento situati in corrispondenza delle pieghe emiliane sepolte, lungo il bordo esterno del cuneo di Piacenza (fig. 2.6).

Anno	Mese	Giorno	Zona epicentrale	Latitudine (°N)	Longitudine (°E)	Magnitudo (Maw)	Intensità Io (Imax)	T (anni)
1409	11	15	Parma	44.80	10.33	5.1	7	
1438	6	11	Parmense	44.84	10.24	5.6	8	29
1547	2	10	Reggio Emilia	44.70	10.63	5.1	7 (8)	109
1831	9	11	Reggiano	44.75	10.54	5.5	7.5	285
1832	3	13	Reggiano	44.77	10.49	5.5	7.5	1
1857	2	1	Parmense	44.75	10.48	5.1	6.5	25
1915	10	10	Reggio Emilia	44.73	10.47	5.0	6 (6.5)	59
1940	5	1	Noceto	44.80	10.18	5.2	-	25
1971	7	15	Parmense	44.81	10.35	5.6	8	31

Tab. 2.1. Lista delle scosse principali ($M \geq 5.0$ o $I \geq 7$) avvenute all'interno della zona sismogenetica 1 Parma-Reggio Emilia. In grassetto gli eventi con $M \geq 5.5$ o con $I > 8/9$. T è l'intervallo di tempo trascorso tra una scossa e la successiva.

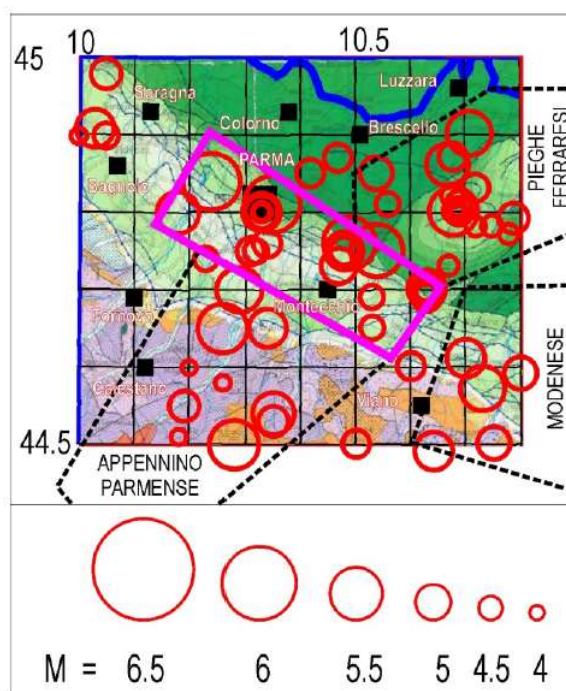


Fig.2.12 I cerchi rossi indicano i terremoti avvenuti dall'anno 1000. La dimensione dei simboli è proporzionale alla magnitudo delle scosse, in accordo con la scala riportata in basso. Lo sfondo è costituito dalla Carta Strutturale d'Italia. Il contorno proposto per questa zona è in viola. I contorni delle zone adiacenti sono neri tratteggiati. La linea blu indica il confine dell'Emilia-Romagna.

I lineamenti strutturali sepolti, identificati nella Pianura padana tra Parma e Reggio Emilia, presentano un andamento circa NO-SE, coerentemente con la disposizione degli epicentri riportata nelle figure precedenti.

Nonostante che altre scosse intense siano localizzate nei dintorni della zona suddetta, si ritiene che il meccanismo tettonico sopra citato sia imputabile solo alle scosse con epicentro all'interno della zona indicata.

La distribuzione della sismicità strumentale indica la presenza di significativa attività non superficiale ($h > 20$ km) all'intersezione tra le Pieghe emiliane e quelle ferraresi. Le informazioni date in tabella suggeriscono che la potenzialità sismogenetica di questa zona può essere rappresentata da una $I_{max} = 8$. Si assume che una scossa di pari intensità possa avvenire in qualsiasi punto della zona sismogenetica in oggetto.

Zona sismogenetica 2: Appennino Parmense

La lista dei principali terremoti ($M > 5$ o $I \geq 7$) avvenuti all'interno di questa zona è riportata nella tabella 2.2 e i rispettivi epicentri sono mostrati nella figura. La geometria proposta per questa zona (Fig. 2.13) è basata sull'ipotesi che la sua attività sismica sia generata dal prolungamento verso SO del sistema di faglie delle Giudicarie, localizzato all'interno della parte superficiale della placca adriatica (Fig.2.3). Questa scelta è basata sulle considerazioni riportate nel capitolo 2, che spiegano l'evoluzione e l'attuale assetto tettonico di questa zona di sottoscorrimiento, e può rendere conto del terremoto avvenuto sotto l'Appennino parmense il 27 gennaio 2012 ($M = 5.4$), ad una profondità di circa 60 km con un meccanismo compressivo circa S-N e dei terremoti avvenuti il 23 dicembre 2008 sotto la linea Enza-Taro ad una profondità di 25-30 km, con meccanismo compressivo circa S-N. Inoltre la presenza della discontinuità sopra citata è consistente con il fatto che in questa zona i terremoti strumentali più intensi sono localizzati a profondità di 20-30 km.

Anno	Mese	Giorno	Zona epicentrale	Latitudine (°N)	Longitudine (°E)	Magnitudo (Maw)	Intensità Io (Imax)	T (anni)
1818	12	9	Parmense	44.7	10.3	5.3	7 (7.5)	
1873	9	17	Valle dell'Enza	44.5	10.28	5.4	6.5	55
1898	3	4	Valle del Parma	44.66	10.26	5.4	7.5	24
1940	1	24	Corniglio	44.47	10.1	5	-	42
1983	11	9	Parmense	44.65	10.34	5.1	6.5 (7)	44
2008	12	23	Frignana	44.55	10.35	5.2	5	25
2012	1	27	Parmense	44.48	10.03	5.4	6	3

Tab.2.2 Lista delle scosse principali ($M \geq 5.0$ o $I \geq 7$) avvenute all'interno della zona sismogenetica 2 Appennino Parmense. Altre informazioni come in tabella

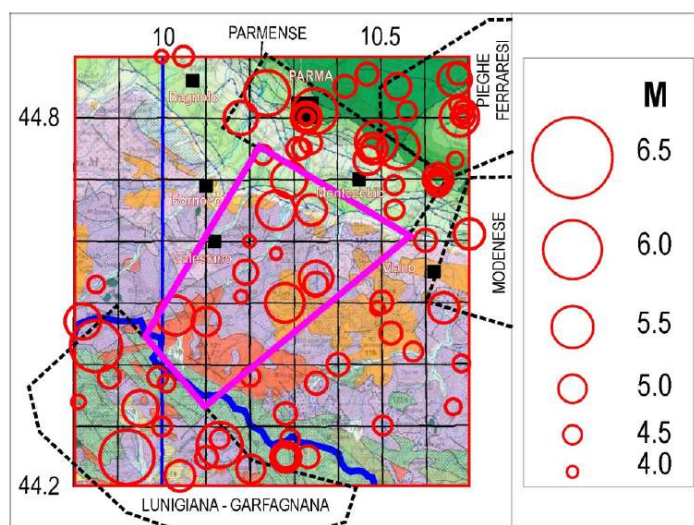


Fig. 2.13 Terremoti (cerchi rossi) avvenuti dall'anno 1000, e delimitazione (in viola) della zona sismogenetica Appennino Parmense.

Considerato che la recente scossa del gennaio 2012, pur avendo avuto una magnitudo superiore a 5, ha prodotto danni abbastanza limitati ($I_{max}=5$ per INGV e 6 per ESCM), si potrebbe supporre che altre scosse di confrontabile potenza siano avvenute in passato su questa struttura sismogenetica profonda. L'espressione in superficie del lineamento suddetto, ancorché poco definita, potrebbe corrispondere al sistema di faglie Enza-Taro, da tempo proposto in letteratura (Fig. 2.6). In base alle informazioni date in tabella si assume che la potenzialità sismogenetica di questa zona sia rappresentata da una $I_{max}=7/8$.

Zona sismogenetica A: Lunigiana-Garfagnana

La sismicità storica di questa zona sismogenetica è riportata in Tab. 2.3 e i rispettivi epicentri sono mostrati nella Fig. 2.14.

L'attività sismica di questa zona è interpretata come effetto della tettonica estensionale e transtensionale che si sviluppa lungo il settore occidentale del margine interno del cuneo Toscana-Emilia, in risposta alla sua progressiva estrusione verso la zona padana (Fig. 2.6). Questo tipo di deformazione è consistente con i meccanismi focali della sequenza sismica che si è recentemente verificata sotto questa zona nel gennaio 2013, alla profondità di circa 15 km.

Anno	Mese	Giorno	Zona epicentrale	Latitudine (°N)	Longitudine (°E)	Magnitudo (Mw)	Intensità Io (Imax)	T (anni)
1481	5	7	Garfagnana	44.28	10.13	5.6	8	
1497	3	3	Lunigiana	44.25	9.92	5.9	8-9	16
1767	1	21	Fivizzano	44.13	10.12	5.4	7 (8)	270
1834	2	14	Alta Lunigiana	44.43	9.85	5.8	9	67
1837	4	11	Alpi Apuane	44.18	10.18	5.8	9 (10)	3
1902	8	4	Fivizzano	44.2	10.2	5.1	7	65
1903	7	27	Lunigiana	44.33	9.95	5.3	7-8	1
1920	9	7	Garfagnana	44.19	10.28	6.5	10	17
1921	5	7	Pontremoli	44.38	9.88	4.7	6 (7)	1
1939	10	15	Garfagnana	44.12	10.26	5.1	6-7 (7)	18
1995	10	10	Lunigiana	44.18	10.06	4.9	7	56

Tab. 2.3 Lista delle scosse principali ($M \geq 5.0$ o $I \geq 7$) avvenute all'interno della zona sismogenetica Lunigiana-Garfagnana. Altre informazioni come in tabella 2.1

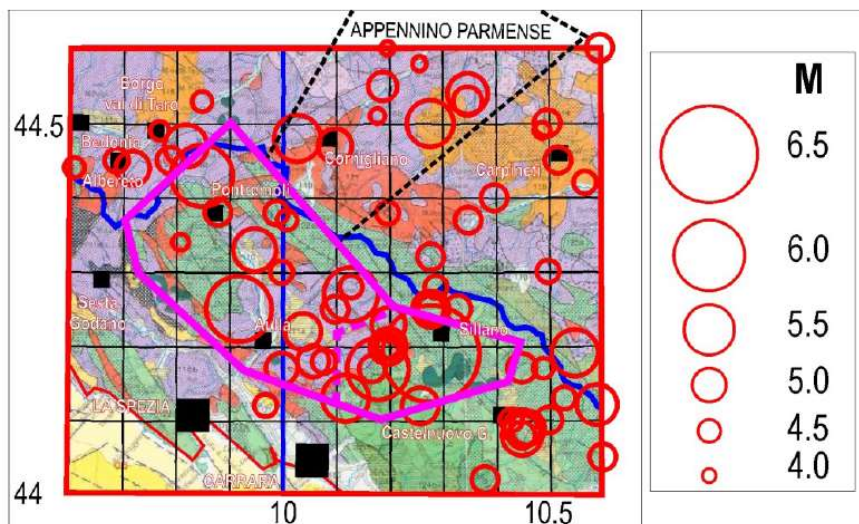


Fig. 2.14. Terremoti (cerchi rossi) avvenuti dall'anno 1000, e delimitazione (in viola) della zona sismogenetica Lunigiana-Garfagnana.

L'intensità delle scosse del 1920 (10 MCS) è la massima registrata in questa zona. Per la stima della potenzialità sismica è anche opportuno considerare il fatto che la $I_{max}=10$ rilevata nella località di Uglianaldo (comune di Casola in Lunigiana), superiore alla intensità epicentrale (9 MCS), potrebbe essere legata ad amplificazioni locali dello scuotimento sismico.

L'elenco delle scosse principali avvenute in questa zona (Tab. 2.3) indica una distribuzione temporale molto irregolare. Per i terremoti di $M \geq 5.5$ o $I_{max} > 8-9$ i tempi di ritorno vanno da 3 a 337 anni. Dall'ultima scossa di questo livello (1920) sono trascorsi 91 anni. Per scosse di $I_{max} > 7$ la situazione non cambia molto, essendo i tempi tra le scosse compresi tra meno di 1 anno e 270 anni. Questa evidenza indica chiaramente che qualsiasi previsione statistica sulla localizzazione temporale della prossima scossa in questa zona sarebbe affetta da incertezza tale da renderla inutilizzabile per qualsiasi obiettivo di prevenzione. La distribuzione della sismicità recente mostra una maggiore concentrazione di eventi nella parte meridionale della zona sismogenetica.

Il territorio di Solignano non rientra all'interno delle zone sismogenetiche descritte ma può comunque risentire dei sismi che avvengono all'interno di esse.

2.4 Intensità massima attesa

L'integrazione dei dati macrosismici con le informazioni derivate dalle conoscenze acquisite sul quadro tettonico attuale permette di superare le incertezze legate alla sola analisi della sismicità storica; questo al fine di tentare un riconoscimento delle zone del territorio emiliano-romagnolo dove lo sviluppo dei processi deformativi attuali può portare all'attivazione di fratture che non sono associate a forti terremoti storici, come nel caso del settore delle Pieghe ferraresi responsabile della crisi sismica del Maggio 2012. Il risultato finale dello studio "Assetto tettonico e potenzialità sismogenetica dell'Appennino toscano-emiliano-romagnolo e della Val Padana" consiste in una mappa di I_{max} per ciascun comune dell'Emilia-Romagna. I dati macrosismici

utilizzati provengono dalla raccolta attualmente più aggiornata, ovvero il catalogo DBMI11. La carta delle I_{max} attese tiene conto anche del forte terremoto nel veronese del 1117, che si ritiene abbia avuto forti effetti anche in Emilia. In figura 2.15 è riportata la carta delle I_{max} per l'Emilia Romagna. Al comune di Solignano è associata un'intensità massima intermedia tra i gradi 7 e 8 della scala MCS.

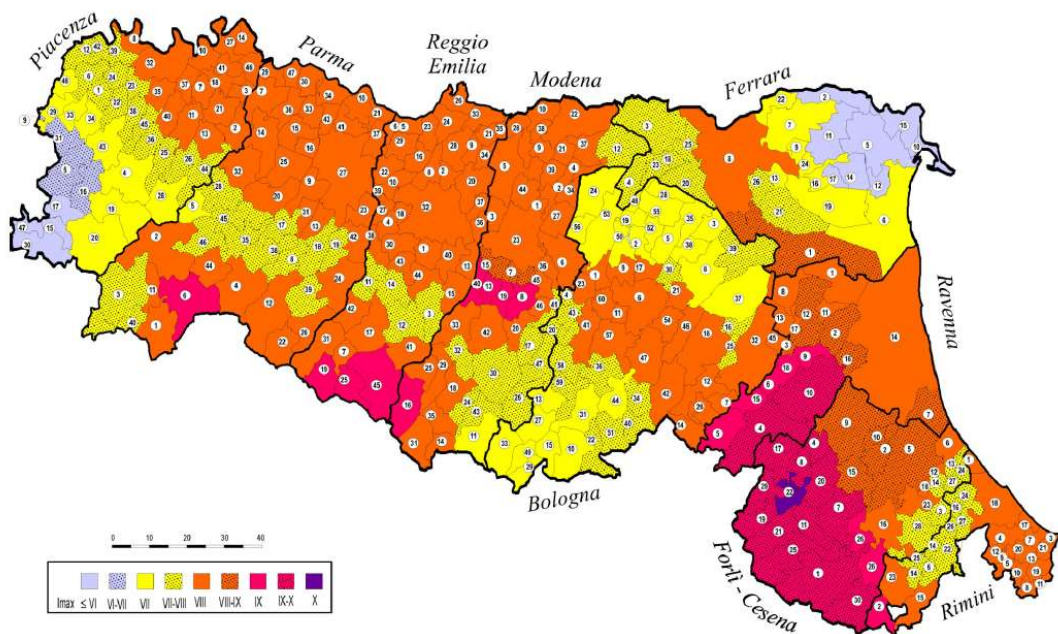


Fig. 2.15. Intensità massima MCS assegnata ai comuni dell'Emilia-Romagna (dalla pubblicazione "Assetto tettonico e potenzialità sismogenetica dell'Appennino tosco-emiliano-romagnolo e della Val Padana" -Mantovani et.al. 2013; il comune di Solignano ha l'identificativo n.35)

3 ASSETTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO

3.1 Tettonica e sedimentazione

L'Appennino settentrionale è un segmento del sistema di catene alpine circummediterranee la cui porzione nord-occidentale rappresenta la transizione alle Alpi Marittime. Esso è costituito da un complesso insieme di unità tettoniche le cui caratteristiche litostratigrafiche e strutturali riflettono l'evoluzione geodinamica di questo settore di catena. Questa evoluzione si è sviluppata attraverso le fasi di rifting e di spreading triassico-giurassiche che hanno portato all'individuazione del dominio oceanico ligure-piemontese, situato tra i margini continentali delle placche europea ed apula. Le successive fasi convergenti, attive fin dal Cretaceo superiore, hanno determinato la chiusura del dominio ligure piemontese, tramite la subduzione e l'obduzione di litosfera oceanica, e, nell'Eocene medio, la collisione continentale. A partire dall'Oligocene-Miocene, la deformazione è stata esclusivamente intracontinentale ed ha interessato il margine della placca apula con una progressiva migrazione del fronte compressivo verso est. L'assetto geologico della catena è quindi da mettere in relazione con l'impilamento di unità tettoniche secondo lo schema a falde di ricoprimento vergenti in direzione nord-est, per effetto del sovrascorrimento delle unità di origine marina più antiche (Unità Liguridi) attraverso l'interposizione delle unità Subliguri, sulle più recenti Unità Toscane,

Pag. 20

che si trovano nella posizione tettonicamente più bassa. La storia geologica dell'area viene completata dalla deposizione, in discordanza con le sottostanti unità, della Successione Epiligure. L'Appennino è quindi caratterizzato dalla sovrapposizione tettonica dell'insieme alloctono delle Unità liguri, di origine oceanica, sull'insieme Umbro-Toscano, che rappresenta la copertura deformata e scollata dell'avampaese continentale apulo. Queste ultime affiorano prevalentemente nella parte meridionale dell'Appennino Settentrionale (Toscana ed Umbria), mentre le Unità Liguri sono ben rappresentate soprattutto nell'Appennino ligure-emiliano, costituendo una coltre continua dal Mar Ligure fino alla Pianura Padana. Questa continuità è interrotta soltanto dalle finestre tettoniche di M. Zuccone, Bobbio e Salsomaggiore, nelle quali affiorano formazioni appartenenti al Dominio Umbro-Toscano. Le prime unità alloctone sovrapposte alle formazioni del Dominio Umbro-Toscano sono le Unità Subliguri; al di sopra di queste si trovano le Unità Liguri, che sono suddivisibili, in funzione del dominio di provenienza, in Interne ed Esterne (le prime ricoprono le seconde). Al di sopra delle Unità Liguri giace poi in discordanza la Successione Epiligure caratterizzata da facies transizionali, che si depongono man mano che il fronte dell'accavallamento avanzava sulle sovrascorse unità Liguridi.

Il successivo innalzamento del crinale appenninico, avvenuto nel quaternario, ha determinato una rapida erosione delle unità Liguridi e Epiliguri e la venuta a giorno delle Unità Toscane nella zona della dorsale appenninica. Schematicamente, in tale edificio, alle quote più elevate si collocano le Unità appartenenti al Dominio Ligure, mentre verso il basso affiorano prima le unità toscane seguite dalle unità appartenenti al cosiddetto Autoctono Padano.

Il territorio comunale di Solignano ricade nei Fogli 198 "Bardi" e 199 "Parma Sud" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Nello schema tettonico allegato al Foglio 198 di figura 3.1, in cui ricade gran parte del comune e l'area oggetto dell'approfondimento di 3 livello, sono cartografati sovrascorrimenti e faglie interessanti il territorio comunale.

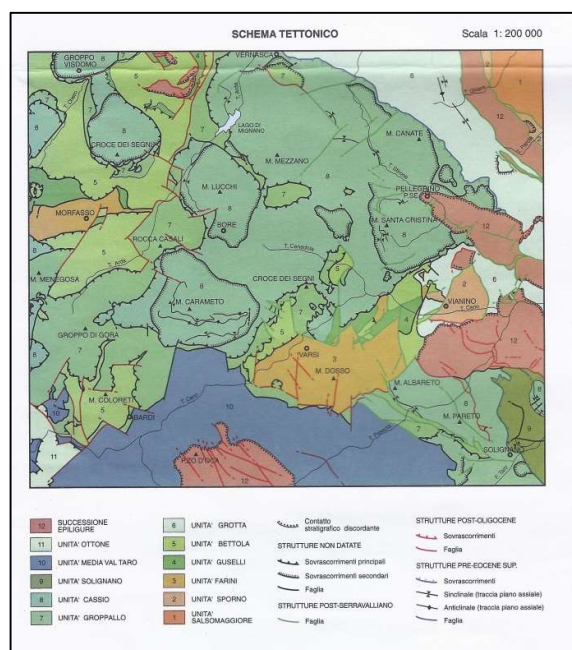
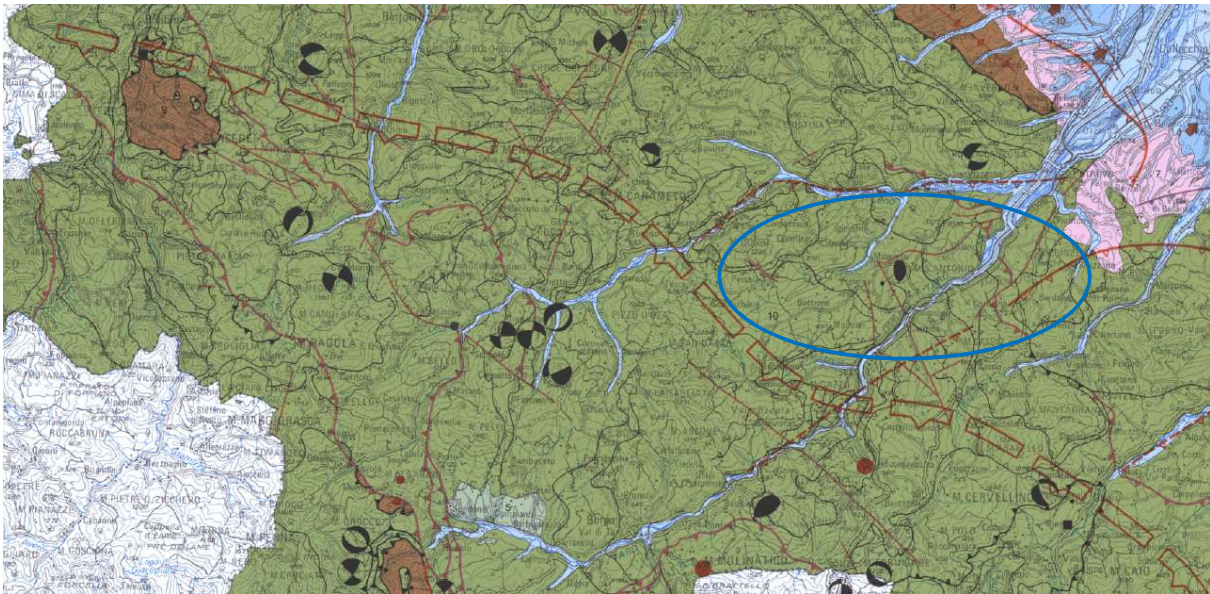


Figura 3.1. Schema tettonico del Foglio 198 della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000.

Le esposizioni riportate di seguito sono tratte dalle Note alla “Carta sismotettonica della Regione Emilia Romagna” e dalle Note illustrative della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000 del Foglio 198 “Bardi”. Il territorio del comune di Solignano (PR) è inserito nel contesto sismo-tettonico del settore Appenninico, precisamente nella “zona assiale”. La zona assiale è la parte morfologicamente più elevata della catena esterna che costituisce l’edificio le cui strutturazioni principali arrivano fino al Pliocene inferiore, le cui unità tettoniche sono così distinte:

- le unità Liguri e Subliguri con la soprastante Successione Epiligure (indicate in carta con il colore verde);
- le unità oligo-mioceniche toscane e l’unità umbro-marchigiano-romagnola (indicate in carta con il colore marrone).
- Le unità padane (indicate in carta con il colore rosa);

Nell’area di catena le principali strutture attive individuate sono rappresentate da un sistema di faglie inverse che si sviluppa in prossimità del crinale appenninico, al limite meridionale della regione. Questo sistema ha determinato l’origine di numerose “finestre tettoniche” e strutture fuori sequenza che invertono i rapporti di sovrapposizione delle Liguridi sulle unità toscane con quest’ultime che in più punti si accavallano sulle prime (Figura 3.2).



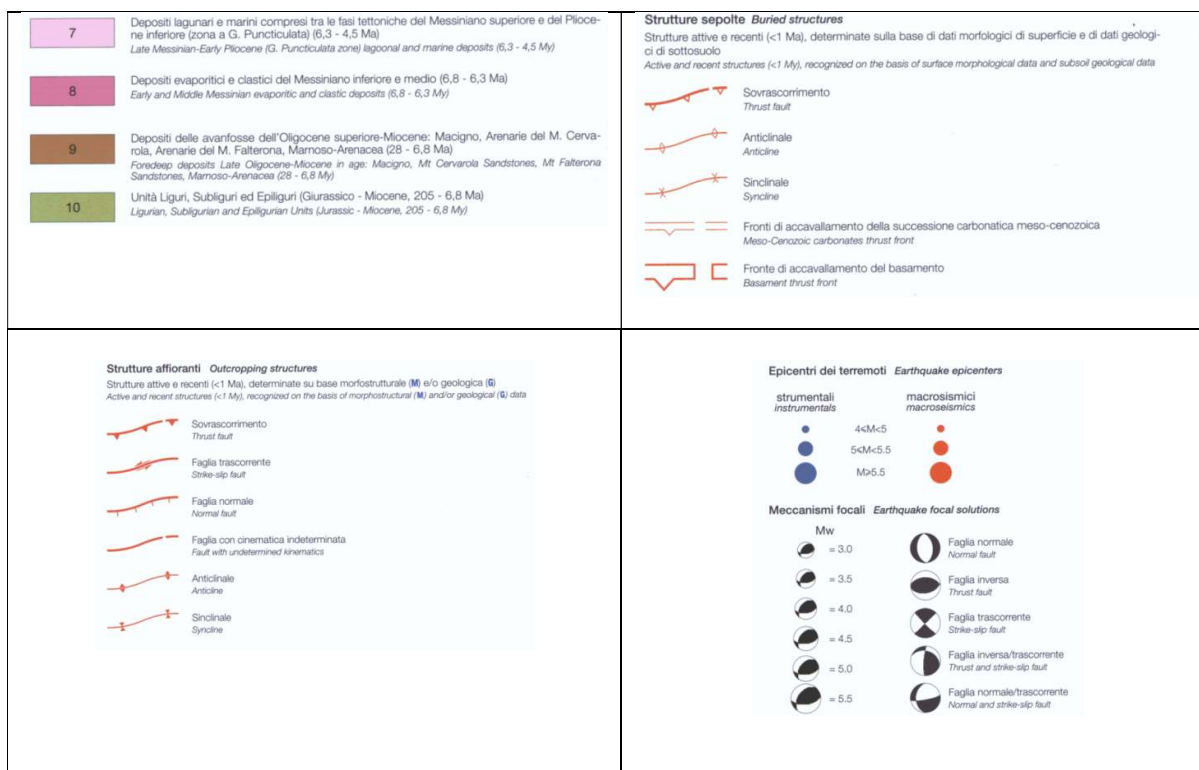


Figura 3.2. Estratto dalla “Carta Sismotettonica dell’Emilia Romagna” (2004) con indicazione del territorio comunale.

4. DATI GEOTECNICI E GEOFISICI

In due delle tre aree instabili (Bottione e Solignano Frana di Case Martini) non sono disponibili dati geotecnici e/o geofisici pregressi. Nell’area di Solignano centro (località Piazza) al contrario sono state effettuate nel tempo diverse prove geognostiche a supporto delle nuove lottizzazioni; Per la valutazione delle caratteristiche stratigrafiche e geotecniche del terreno di quest’area sono state utilizzate le prove che mostravano un maggior grado di coerenza tra di esse. In particolare:

- n.5 sondaggi a carotaggio continuo spinti fino alla profondità di 20 m da p.c. Tutti i sondaggi hanno intercettato il substrato geologico.
- n.1 prova MASW
- n.3 prove penetrometriche dinamiche DPSH

In quest’area e anche nelle altre due prive di dati pregressi si è ritenuto di effettuare una campagna di prove geofisiche.

In particolare:

- Prova MASW per la determinazione del profilo di velocità delle onde di taglio Vs;
- Prova a rifrazione per ricostruire la stratigrafia del deposito di frana cercando di evidenziarne l’antica superficie di distacco;
- Misure di microtremori atte ad analizzare il rapporto spettrale H/V utile a definire eventuali risonanze di sito e a vincolare meglio il profilo di Vs;

La tecnica MASW (Multi-channel Analysis of Surface Waves) consiste nell'analisi della dispersione delle onde di superficie al fine di definire il profilo verticale della velocità di propagazione delle onde di taglio S (Park et al., 1999) (Figura 4.2).

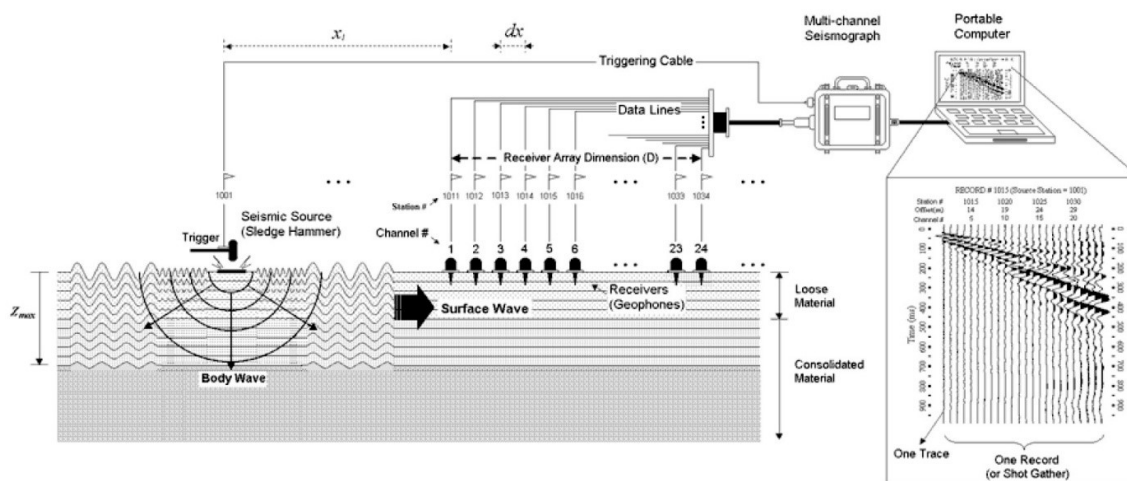


Figura 4.2. Metodo MASW attivo.

Il metodo di indagine MASW si distingue in metodo attivo e metodo passivo (Zywicki, 1999) o in una combinazione di entrambi. Nel metodo attivo, eseguito nel seguente sito in studio, le onde superficiali generate in un punto sulla superficie del suolo sono misurate da uno stendimento lineare di sensori. Si ottiene una velocità di fase (o curva di dispersione) sperimentale apparente nel range di frequenze compreso tra 5 Hz e 70 Hz, quindi dà informazioni sui primi 30-50 m di profondità.

Quando si energizza il sito in un punto della sua superficie libera si generano diversi tipi di onde: se la sorgente è perpendicolare alla superficie libera si originano onde appartenenti al piano verticale (onde P, onde Sv, onde di Rayleigh e onde rifratte), se la sorgente è parallela alla superficie libera si generano onde appartenenti al piano orizzontale (onde Sh e onde di Love).

La MASW classica/standard consiste nella registrazione della propagazione di una classe di onde di superficie e specificatamente delle onde di Rayleigh: queste ultime vengono generate da una sorgente ad impatto verticale. Due sono gli aspetti che rendono il contributo delle onde di Rayleigh prevalente sul contributo delle onde P e Sv. Il primo aspetto è che le onde di Rayleigh trasportano circa i due terzi dell'energia generata dalla sorgente. Il secondo aspetto è che allontanandosi dalla sorgente le onde di Rayleigh subiscono un'attenuazione geometrica inferiore rispetto alle onde P e Sv, in quanto si propagano secondo fronti d'onda cilindrici e non sferici (come le altre onde) viaggiando con una velocità correlata alla rigidità della porzione di terreno interessata dalla propagazione delle onde. In un mezzo stratificato le onde di Rayleigh sono dispersive, cioè onde con diverse lunghezze d'onda si propagano con diverse velocità di fase (Achenbach, 1999, Aki e Richards, 1980) o detto in maniera equivalente la velocità di fase delle onde di Rayleigh dipende dalla frequenza di propagazione. La natura dispersiva delle onde superficiali è correlabile al fatto che onde ad alta frequenza con lunghezza d'onda corta si propagano negli strati più superficiali e quindi danno informazioni sulla parte più superficiale del sottosuolo, invece onde a bassa frequenza si propagano negli strati più profondi e quindi interessano la porzione più profonda del sottosuolo.

In queste indagini accanto all'acquisizione MASW in Rayleigh viene proposta anche l'analisi della dispersione delle onde di Love, da analizzare congiuntamente alle Rayleigh, per meglio definire il substrato e superare talune ambiguità interpretative che possono presentarsi sugli spettri di velocità riferiti solo alle onde di Rayleigh. Le acquisizioni in onde di Love non possono sostituire completamente quelle in onde di Rayleigh ma la chiarezza dei loro spettri di velocità risulta di estrema utilità allorché gli spettri delle onde di Rayleigh risultino di ardua interpretazione in relazione alla presenza di forti segnali scatterati e all'intrecciarsi di diversi modi. L'unica differenza tra le Rayleigh e le Love sta nel fatto che queste ultime si formano solo in caso di gradiente di velocità "positivo".

Sono inoltre state eseguite misure di microtremori atte ad analizzare il rapporto spettrale H/V (Horizontal to Vertical Spectral Ratio - HVSR) utile a definire eventuali risonanze di sito e, unitamente a misure di dispersione delle onde di superficie, a meglio vincolare il profilo VS (Dal Moro, 2010; 2011). A causa della pesante non-univocità della soluzione una modellazione del solo HVSR senza quantitative informazioni sulle VS da parte di misure MASW non risulta sufficientemente affidabile.

L'acquisizione dei dati è stata eseguita tramite l'utilizzo di un sismografo 24 canali (modello Echo 2002) collegato a geofoni orizzontali e orizzontali aventi frequenza propria di 4.5 Hz. È stato realizzato uno stendimento sismico lineare di 12 o 24 geofoni e tempo di acquisizione pari a 1 secondo. L'acquisizione delle onde di Love è del tutto analoga a quelle di Rayleigh, cambia solo il tipo di sorgente e l'orientazione dei geofoni orizzontali (asse perpendicolare allo stendimento per le Love e asse parallelo per le Rayleigh, vedi figura seguente).

L'energizzazione è stata effettuata in posizione esterna rispetto al geofono 12 o 24 con offset pari all'interdistanza geofonica; per le onde di Rayleigh si è utilizzata una mazza battente di 8 kg ad impatto verticale su piastra metallica, per quelle di Love una mazza battente ad impatto di taglio su piastra in polipropilene.

La prospezione consiste nel generare un'onda sismica di compressione o di taglio nel terreno attraverso una determinata sorgente di energia (colpo di mazza o di maglio, esplosivo etc.) e nel misurare il tempo impiegato da questa a compiere il percorso nel sottosuolo dal punto di energizzazione (shot) fino agli apparecchi di ricezione (geofoni) seguendo le leggi di rifrazione dell'ottica (Legge di Snell), cioè rifrangendosi sulle superfici di separazione tra due strati sovrapposti di densità (o meglio di modulo elastico) crescente.

La strumentazione necessaria per le prospezioni comprende una serie di geofoni che vengono spazati lungo un determinato allineamento (base sismica) e un sismografo che registra l'istante di inizio della perturbazione elastica ed i tempi di primo arrivo delle onde a ciascun geofono (Figura 1). Così, osservando i primi arrivi su punti posti a distanze diverse dalla sorgente energizzante, è possibile costruire una curva tempo-distanza (dromocrona) rappresentante la variazione del minimo percorso in funzione del tempo. Attraverso metodi analitici si ricavano quindi le velocità delle onde elastiche longitudinali (V_p) o trasversali (V_s) dei mezzi attraversati ed il loro spessore.

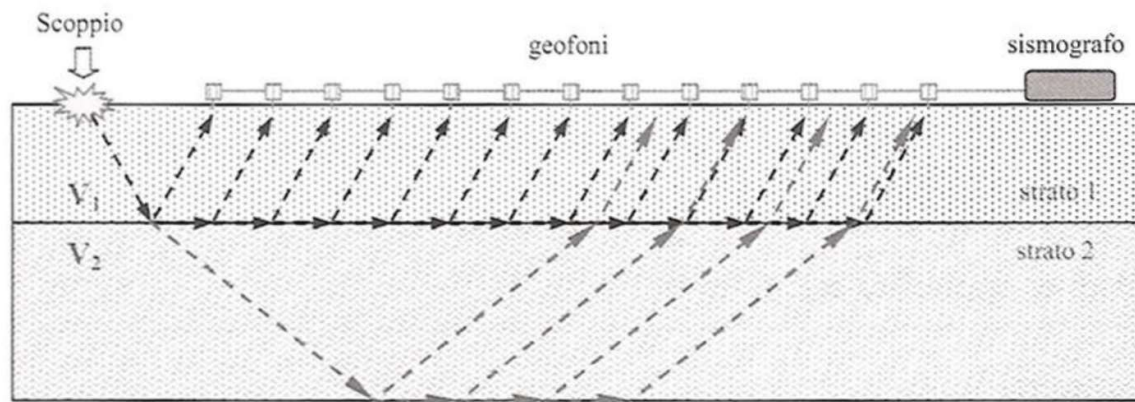


Figura 4.1. Metodo sismico a rifrazione

La velocità di propagazione delle onde elastiche nel suolo è compresa tra larghi limiti; per lo stesso tipo di roccia essa diminuisce col grado di alterazione, di fessurazione e/o di fratturazione; aumenta per contro con la profondità e l'età geologica. Sensibili differenze si possono avere, in rocce stratificate, tra le velocità rilevate lungo i piani di strato e quelle rilevate perpendicolarmente a questi. La velocità delle onde compressionali, diversamente da quelle trasversali che non si trasmettono nell'acqua, è fortemente influenzata dalla presenza della falda acquifera e dal grado di saturazione. Questo comporta che anche litotipi differenti possano avere uguali velocità delle onde sismiche compressionali per cui non necessariamente l'interpretazione sismostratigrafica corrisponderà con la reale situazione geologico-stratigrafica.

5. MODELLO DEL SOTTOSUOLO

La definizione il più accurata possibile del modello geologico del sottosuolo sta alla base di ogni studio di microzonazione sismica; la variazione stratigrafica e litologica, così come la profondità del substrato rigido influenzano la propagazione del segnale sismico verso la superficie.

Le tre aree caratterizzate da frane quiescenti oggetto del presente approfondimento non sono mai state studiate nel dettaglio per l'analisi di stabilità. Per il presente studio di terzo livello sono state realizzate indagini geofisiche, che accoppiate con le prove pregresse e con le informazioni bibliografiche relative alle formazioni geologiche in loco hanno portato alla definizione del modello di sottosuolo impiegato nelle elaborazioni successive.

Nel paragrafo 8.2 è riportato nel dettaglio il modello geologico interpretato e utilizzato per le tre aree; di seguito si espone come il modello di sottosuolo possa modificare il moto sismico in superficie e quali problematiche comporti per la determinazione degli effetti locali.

Per prima cosa va considerata la litologia del substrato. La zona in esame ricade all'interno del Dominio Ligure, dove, sotto le coperture quaternarie quando presenti, si trovano depositi torbiditici, depositi argillosi caotici e depositi arenacei; molto spesso queste formazioni sono costituite da alternanze di strati all'interno dei quali le velocità di propagazione delle onde sismiche sono molto differenti tra loro; è abbastanza frequente che tale substrato geologico non raggiunga velocità delle onde S maggiori di 800 m/s, da bedrock sismico. A condizionare la velocità delle onde S nel substrato, determinandone un abbassamento è pertanto il grado di fratturazione degli ammassi rocciosi, determinato da vari fattori, primi fra tutti, l'azione tettonica,

la gravità e gli agenti atmosferici. Ciò interessa, in particolare, il livello di roccia più superficiale, di spessore variabile, fortemente alterato (regolite). Le formazioni rocciose qui presenti hanno subito un elevato grado di deformazione durante le diverse fasi tettoniche dell'evoluzione della catena appenninica; pertanto il substrato geologico, quando affiorante, generalmente presenta velocità delle onde S molto inferiori a 800 m/s; velocità tipiche del bedrock sismico possono essere raggiunte in profondità dove il grado di alterazione diminuisce oppure quando sono presenti livelli arenacei o calcarei/calcarenitici.

Anche nelle coperture quaternarie si osservano significative variazioni nei profili delle Vs: sia in relazione allo stato di addensamento dei depositi, generalmente maggiore all'aumentare della profondità, che al tipo di litologie attraversate, con significativi incrementi al passaggio tra un orizzonte soffice ad uno più compatto; ad una diminuzione del grado di addensamento corrisponde generalmente un'inversione di velocità.

Le conoscenze geognostiche, quando possibile, consentono di individuare le prime superfici di discontinuità, ad esempio, al contatto tra i depositi quaternari e il substrato marino. Quanto alle discontinuità più profonde, come potrebbe essere il limite regolite/roccia in posto o determinate dal passaggio tra strati costituiti da litotipi differenti, all'interno del substrato marino, è difficile che si abbiano informazioni attendibili in mancanza di sondaggi profondi; in questi casi viene in aiuto l'analisi geofisica che riesce a mettere in evidenza passaggi litologici o variazioni del grado di fratturazione che si manifestano come contrasti di impedenza. Come si vedrà oltre nelle tre aree studiate l'indagine tomografica effettuata ha messo in luce la presenza di un picco associabile ad un contrasto di impedenza.

6. INTERPRETAZIONI E INCERTEZZE

Come già ricordato per il presente studio è stata realizzata una nuova campagna d'indagini geofisiche, articolata in:

- n° 3 prove MASW;
- n° 3 tomografie sismiche in onde P e onde S;
- n° 3 misure di microtrempi,

L'integrazione e l'analisi congiunta dei dati provenienti dalle diverse indagini permette di diminuire il grado di incertezza tipico dell'indagine geofisica.

L'elaborazione dei dati acquisiti con le prove MASW avviene mediante diverse fasi:

- 1) Calcolo dello spettro di velocità in onde di Rayleigh e Love;
- 2) Individuazione del modo fondamentale e degli eventuali superiori;
- 3) Picking della curva di dispersione, cioè selezione dei punti che si ritengono appartenere a un determinato modo;
- 4) Inversione della curva di dispersione e conseguente individuazione del profilo di velocità Vs.

Dai sismogrammi acquisiti nel dominio spazio-tempo si determinano mediante la trasformata di Fourier gli spettri nel dominio frequenza-ampiezza e successivamente attraverso il metodo denominato phase shift gli spettri nel dominio frequenza-velocità.

Successivamente alla pulizia del dato si è proceduto alla modellazione diretta delle curve di dispersione. Di seguito si riporta, a titolo di esempio l'elaborazione dei dati relativi alla Masw effettuata a Solignano, in località Piazza, nella zona del campo sportivo.

In Fig. 6.1 si riportano i sismogrammi registrati e lo spettro di velocità con sovrapposto il picking dei diversi modi di vibrazione. Lo spettro presenta il modo fondamentale dominante tra le frequenze di 8 e 15 Hz e frammenti dei primi due modi superiori sopra i 15 Hz.

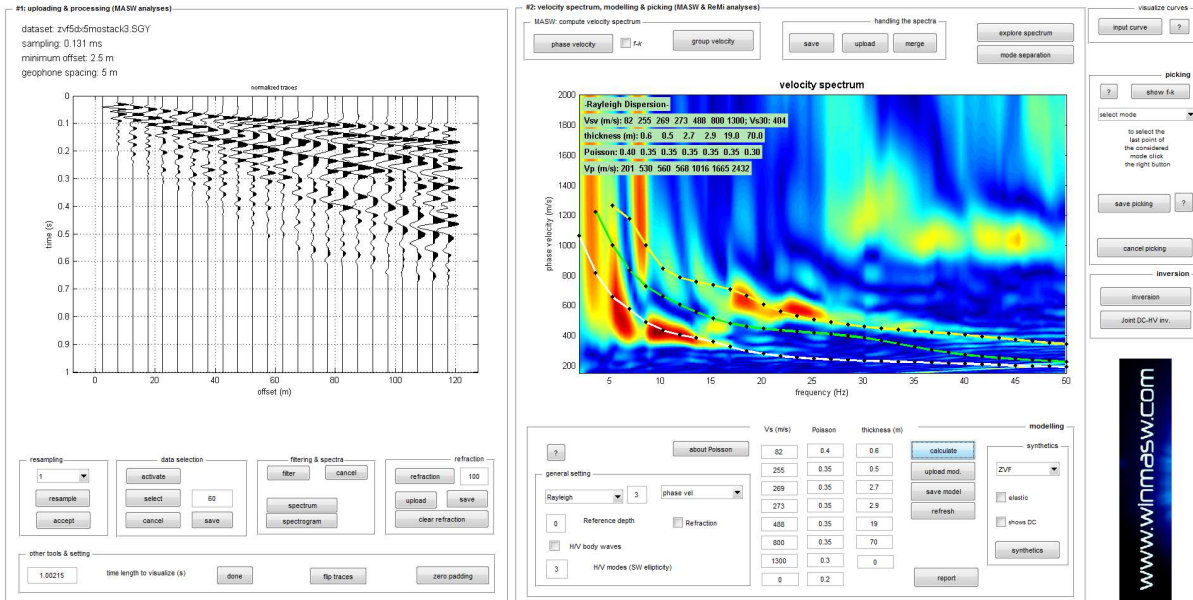


Figura 6.1. Spettri di velocità con sovrapposte le curve di dispersione del modo fondamentale e di quelli superiori per la componente verticale delle onde Rayleigh (ZVF) su stendimento a 24 geofoni.

Allo scopo di definire il periodo di risonanza di sito e migliorare (tramite analisi congiunta MASW+HVSr) la definizione del profilo verticale VS nelle porzioni più profonde, si è effettuata una misurazione di microtremore utile a definire il rapporto H/V lungo lo stendimento.

Nelle figure successive si riportano lo spettro d'ampiezza medio delle 3 componenti (NS, EW e verticale) e i valori HVSr per la misurazione eseguita.

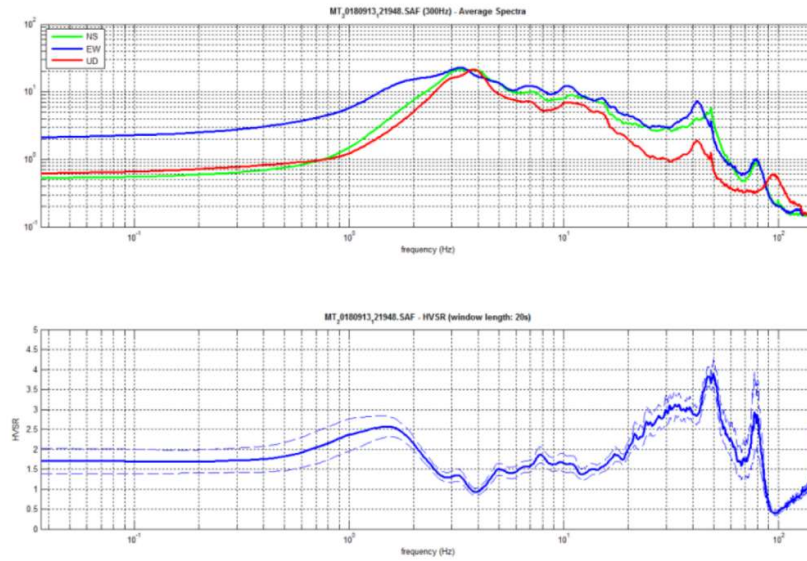


Figura 6.2. Spettri d'ampiezza medi delle 3 componenti (NS, EW e verticale) e valori di HVSR.

In Fig. 6.3 si riporta il profilo di velocità che presenta il miglior fit con la curva di dispersione elaborato congiuntamente con l'analisi HVSR.

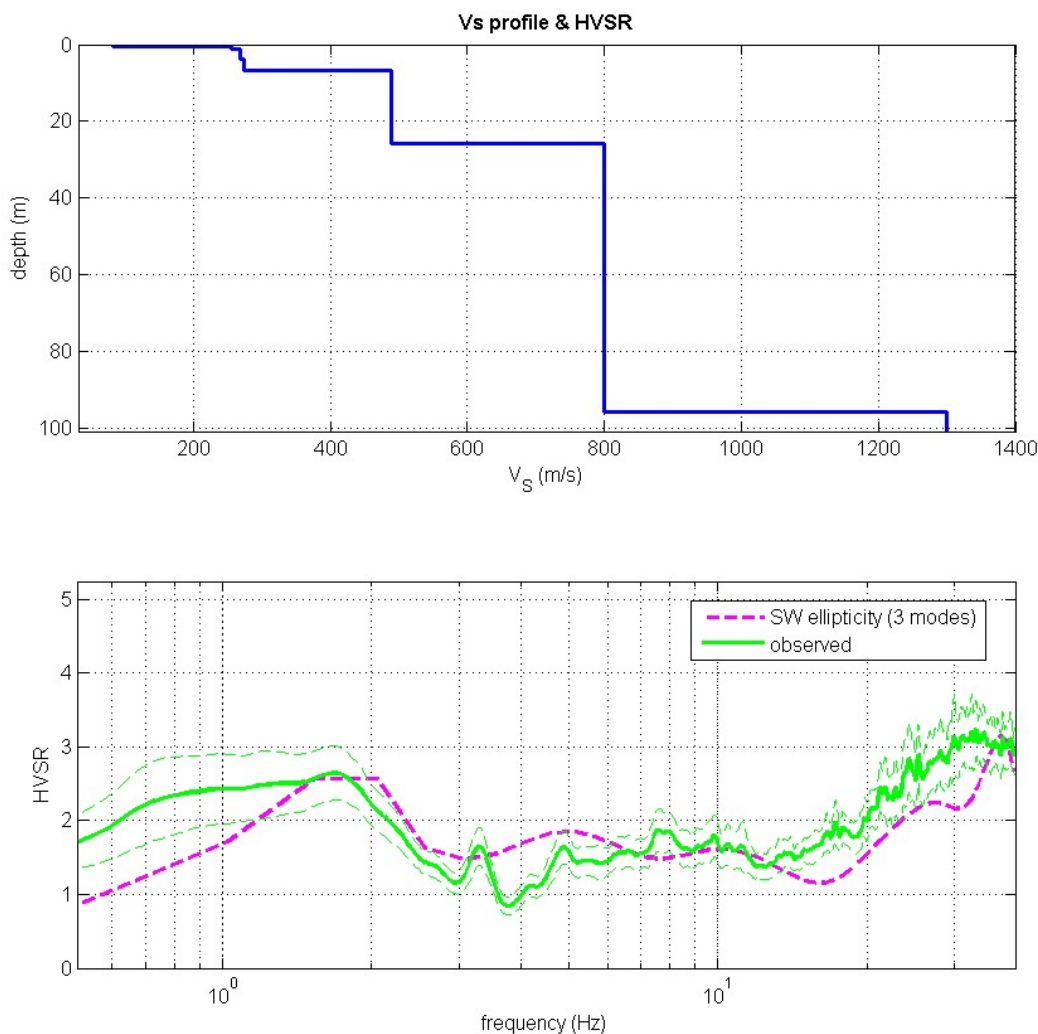


Figura 6.3. Profilo di velocità ottenuto dall'analisi congiunta.

I dati acquisiti mediante sismica a rifrazione in onde P sono stati elaborati secondo il metodo sismico-tomografico. L'elaborazione tomografica è una tecnica di indagine con un alto potere risolutivo che permette l'individuazione di anomalie nella velocità di propagazione delle onde sismiche, offrendo la possibilità di ricostruire anomalie e discontinuità stratigrafiche anche particolarmente complesse. Questa tecnica fornisce l'immagine della distribuzione delle onde sismiche sotto la superficie, basate sui tempi di primo arrivo (come nella normale sismica a rifrazione) e sulla geometria di acquisizione. Si ricostruisce in tal modo un modello di velocità, che può essere migliorato attraverso successive iterazioni: la fase di calcolo si conclude quando si ha la migliore sovrapposizione fra i tempi di primo arrivo calcolati e quelli misurati. Le tomografie offrono comunque una maggiore discretizzazione delle velocità rispetto alla sismica a rifrazione tradizionale: è doveroso inoltre tener conto che il metodo topografico individua generalmente, per la caratteristica

intrinseca dell'algoritmo di calcolo (basato sui gradienti di velocità), spessori diversi, di solito maggiori, di quelli valutati dalla sismica a rifrazione.

I dati acquisiti sono stati processati con il software RAYFRACT versione 3.18 (Rowdewahl, 2003) per ricostruire sezioni tomografiche che rappresentano l'evoluzione della velocità sismica delle onde P o delle onde SH nel sottosuolo.

La prima fase prevede l'introduzione delle informazioni topografiche relative ai vari punti di posizionamento dei geofoni e dei tiri e il picking dei primi arrivi. Nelle figure successive si riportano le dromocrone misurate e calcolate, mentre in allegato si riportano tutti i sismogrammi acquisiti con i relativi picking dei primi arrivi.

Successivamente si procede ad una prima elaborazione che porta alla ricostruzione delle stratigrafie di velocità sismica con la tecnica Delta-t-V, cioè si ricompongono con cadenza pari alla metà della cadenza dei geofoni (CMP = Common Mid Point) le successioni di velocità compatibili con l'andamento di tutte le possibili dromocrone nei punti intermedi tra punto di tiro e geofono. Dal modello ricostruito come successione di stratigrafie di resistività viene elaborato un modello ad elementi finiti di piccolissime dimensioni (ordine di grandezza di qualche decimetro di lato) che può già rappresentare un attendibile modello del sottosuolo. Tuttavia questo rappresenta una prima approssimazione alla soluzione.

Il passo successivo è quello di ottimizzare, in maniera iterativa, il suddetto modello di partenza mediante la tecnica WET (Wavepath Eikonal Traveltime). In pratica si effettua il calcolo delle differenze dei tempi di arrivo dai vari punti di tiro ai vari geofoni, tra i valori sperimentali misurati nei sismogrammi ed i tempi calcolati sul modello di partenza. In base alle differenze riscontrate, per ciascun percorso delle onde sismiche, si apportano modifiche, in aumento o in diminuzione, delle velocità che caratterizzano i vari elementi che sono stati interessati dal passaggio del fronte d'onda considerato. Ad ogni iterazione, dopo avere apportato le modifiche alle velocità dei vari elementi, il nuovo modello viene sottoposto ad una operazione di "smoothing" che porta ad una migliore omogeneità dei valori di velocità entro aree di dimensioni maggiori. In genere sono sufficienti da 10 a 20 iterazioni per giungere ad un modello che porta a scarti medi tra i tempi (Traveltime) dei vari percorsi dell'ordine di qualche millisecondo (Schuster & Quintus-Bosz, 1999).

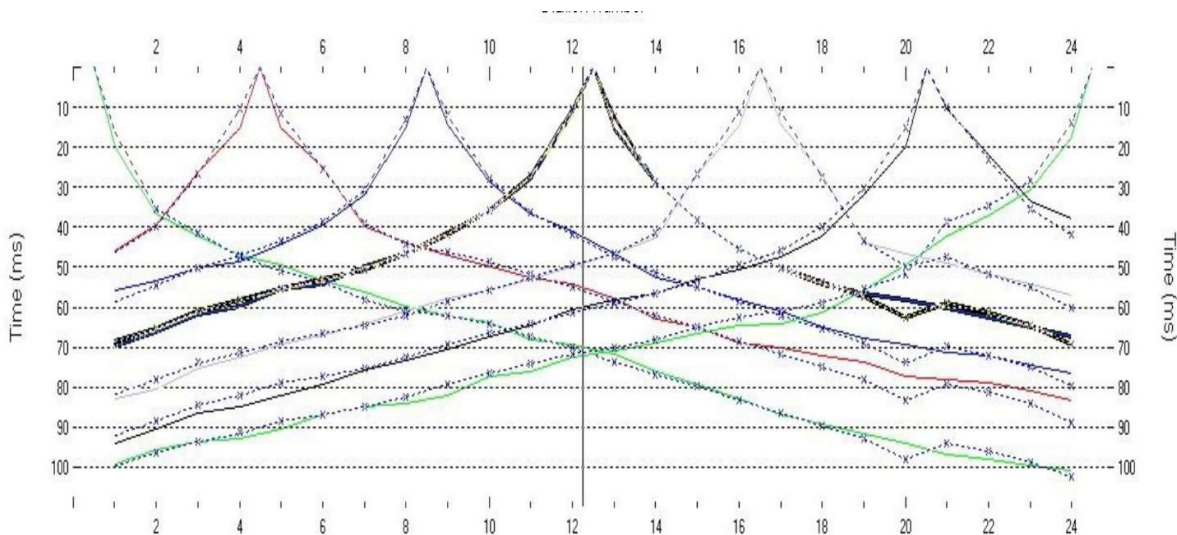


Figura 6.4 Esempio di dromocrone calcolate per i 7 shots. In ascissa i geofoni e in ordinata il tempo in millisecondi.

Tra le interpretazioni e incertezze vanno senz'altro considerate quelle legate con il modello geologico del sottosuolo, in particolare, nelle zone in cui sono stati rilevati movimenti gravitativi. In due delle tre aree di dissesto prese in esame non erano presenti indagini pregresse di tipo geotecnico come sondaggi e/o prove penetrometriche e di laboratorio.

In un contesto caratterizzato da movimenti gravitativi, infatti, sarebbe necessario individuare, oltre alla geometria del pendio, la profondità del substrato, la stratigrafia, il regime delle pressioni interstiziali, le caratteristiche geotecniche dei terreni costituenti i vari strati, il cinematismo del dissesto e la forma della superficie di scorrimento.

Allo scopo dovrebbero essere condotte indagini geotecniche in sito e di laboratorio ed essere installati strumenti per il monitoraggio delle pressioni interstiziali e degli spostamenti.

La possibilità di eseguire questo tipo di indagini è stato reso impossibile dal costo molto elevato (in particolare sondaggi, prove geofisiche in foro e l'installazione di strumenti di misura) rispetto all'importo del presente incarico e alla quantità dei dati che si possono ottenere, nel contesto territoriale indagato; conseguentemente, in questo studio, ci si è dovuti basare, per due aree, solo su dati provenienti dalle indagini geofisiche appositamente realizzate, accettando le incertezze che ne derivano.

7. METODOLOGIE DI ELABORAZIONE E RISULTATI

Le aree da sottoporre all'approfondimento di terzo livello sono state individuate insieme all'ufficio tecnico di Solignano sulla base delle evidenze dello studio di secondo livello realizzato dallo scrivente. Compatibilmente con le somme a disposizione si è scelto di dare la precedenza alle zone in cui sono presenti dissesti gravitativi antichi, attualmente quiescenti, che potrebbero riattivarsi in caso di sisma. Tra aree individuate due interessano parzialmente il centro abitato di Solignano (Località Piazza nei pressi del campo sportivo e il grande movimento gravitativo tra Case Martini e la provinciale) mentre una è situata nel centro abitato di Bottione. Lo studio di terzo livello in questo caso ha lo scopo di verificare il comportamento in caso di sisma di aree potenzialmente instabili;

La prima fase dello studio ha comportato, come già detto, l'effettuazione di sopralluoghi, reperimento di fonti bibliografiche, analisi dei dati pregressi, oltre a quelli ottenuti nel corso del secondo livello di approfondimento.

Successivamente è stata eseguita la nuova campagna di indagini sismiche (MASW, tomografie in onde P e onde S e prove HVSR) in tutte le tre aree individuate.

Gli elaborati prodotti per l'approfondimento di terzo livello sono composti da una prima parte costituita da:

- Carta delle indagini: Focalizzandosi sulle tra aree di approfondimento vengono sono riportate le indagini pregresse e quelle di nuova esecuzione; tutte le prove sono state classificate in base alla tipologia;
- Carta geologico-tecnica: tale carta non è stata modificata rispetto agli studi di secondo livello se non per la focalizzazione sulle aree di interesse e non su tutto il territorio comunale;
- Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica: tale carta non è stata modificata rispetto agli studi di secondo livello se non per la focalizzazione sulle aree di interesse e non su tutto il territorio comunale; sono indicate le aree in cui si ritiene necessario effettuare indagini e analisi di

microzonazione sismica e i livelli di approfondimento ritenuti necessari, distinguendo tra zone suscettibili di instabilità e zone suscettibili di amplificazioni locali, all'interno delle quali sono state operate ulteriori distinzioni, identificando delle microzone omogenee, sulla base delle caratteristiche litostratigrafiche.

- Carta delle frequenze naturali dei terreni: focalizzandosi sulle tre aree di interesse tale carta riporta i punti di misura e i risultati di indagini di sismica passiva (misure HVSR); in particolare, sono stati indicati il valore F_0 del picco significativo, corrispondente alla frequenza di risonanza fondamentale (frequenza principale) e, quando presente, di un secondo picco significativo (frequenza secondaria), meno evidente del primo (F_1). Rispetto allo studio di secondo livello sono stati inseriti i nuovi valori di F_0 misurati sulle aree instabili oggetto del terzo livello di approfondimento
- Carta delle velocità delle onde di taglio S: carta in cui sono ubicati tutti i punti di misura di V_s con indicazione, per ogni punto misura, del valore di V_{sH} o di V_{s30} ; sono state aggiunte le nuove misure di V_{s30} e V_{sH} relative alle tre aree di frana quiescente.

Successivamente è stata effettuata l'analisi con approfondimenti di terzo livello che ha consentito di definire, sulla base di analisi di risposta sismica locale, degli spettri elastici di risposta in superficie (output), rappresentativi delle singole zone, di valutare il grado di pericolosità delle aree instabili e potenzialmente tali e di effettuare una zonazione più affidabile delle amplificazioni locali.

In questa fase sono stati prodotti i seguenti elaborati cartografici:

- Carta di microzonazione sismica FA PGA (scala 1:2.500);
- Carta di microzonazione sismica FA IS 0,1 - 0,5 s (scala 1:2.500);
- Carta di microzonazione sismica - FA IS 0,5 - 1,0 s (scala 1:2.500).

8. ELABORATI CARTOGRAFICI DI PRIMO E SECONDO LIVELLO

8.1 Carta delle indagini

Nella Carta delle indagini, alla scala 1:2.500, sono state riportate le ubicazioni delle prove di nuova esecuzione (per i cui report si faccia riferimento agli elaborati 7, 8 e 9) e dei dati pregressi, relativi a indagini geognostiche e/o sismiche reperite presso il Servizio Tecnico dei Bacini degli Affluenti del Po – Sede di Parma oltre che presso l'Ufficio Tecnico Comunale.

Esse sono state distinte in base alla tipologia in:

- sondaggio a carotaggio continuo (distinguendo se intercetta o meno il substrato)
- trincea o pozzetto esplorativo
- prova penetrometrica dinamica pesante
- profilo sismico a rifrazione
- MASW
- stazione microtremore a stazione singola

come raffigurato nella legenda riportata in Fig. 8.1.














	Stazione microtremore a stazione singola (HVSR)		Sondaggio a carotaggio continuo
	MASW		Prova penetrometrica statica con punta meccanica (CPT)
	Prova REfraction Microtremors		Prova penetrometrica dinamica super pesante (DS)
	Profilo sismico a rifrazione		Prova penetrometrica dinamica pesante (DP)
	Tomografia elettrica		Prova penetrometrica dinamica media (DM)
			Prova penetrometrica dinamica leggera (DL)
			Pozzo per acqua
			Trincea o pozzetto esplorativo

Fig. 8.1 – Legenda delle Carte delle indagini

Di seguito vengono elencate le prove realizzate nelle tre aree di approfondimento di terzo livello.

8.1.1 Abitato di Bottione

Gli studi di primo e secondo livello, realizzati, dallo scrivente, hanno comportato il recupero di prove pregresse, a cui si sono sommate nuove prove specifiche per il secondo livello; nel complesso:

- N° 1 MASW,
- N° 3 prove penetrometriche dinamiche leggere
- N° 1 stazioni microtremore a stazione singola,

Per lo studio di terzo livello è stata realizzata una specifica campagna di indagini geofisiche sull'area di frana quiescente costituita da:

- N° 1 MASW,
- N° 1 stazioni microtremore a stazione singola
- N° 1 profilo sismico a rifrazione.

8.1.2 Abitato di Solignano (Località Piazza)

Complessivamente, considerando i dati presenti negli studi di primo e secondo livello, sono state acquisite le seguenti indagini:

- N° 21 sondaggi carotaggio continuo
- N° 7 prove penetrometriche in foro
- N° 2 MASW,
- N° 2 stazioni microtremore a stazione singola.

Per lo studio di terzo livello è stata realizzata una specifica campagna di indagini geofisiche sull'area di frana quiescente costituita da:

- N° 1 MASW,
- N° 1 stazioni microtremore a stazione singola
- N° 1 profili sismici a rifrazione.

8.1.3 Abitato di Solignano (Frana Case Martini)

Complessivamente, considerando i dati presenti negli studi di primo e secondo livello, sono state acquisite le seguenti indagini:

- N° 7 prove penetrometriche dinamiche superpesanti
- N° 3 prove penetrometriche dinamiche leggere
- N° 1 stazioni microtremore a stazione singola,

Per lo studio di terzo livello è stata realizzata una specifica campagna di indagini geofisiche sull'area di frana quiescente costituita da:

- N° 1 MASW,
- N° 1 stazioni microtremore a stazione singola
- N° 1 profili sismici a rifrazione.

8.2 Carta geologico-tecnica per la microzonazione sismica

La Carta geologico tecnica non è stata modificata nel presente approfondimento di terzo livello rispetto allo studio di primo e secondo livello realizzato nel 2016 dallo scrivente. Nella Carta geologico-tecnica sono state riportate alla scala delle tre aree individuate per il terzo livello le informazioni di base (geologia, geomorfologia, caratteristiche litotecniche, geotecniche e idrogeologiche) derivate da elaborati esistenti e da indagini geognostiche pregresse. Questi dati hanno consentito di definire il modello di sottosuolo e sono risultate funzionali alla realizzazione delle Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (livello 1),

Nello studio di primo livello, per la stesura della Carta geologico tecnica, si fece riferimento, in particolare, alla seguente documentazione, opportunamente verificata mediante sopralluoghi di campagna:

- elaborati del Quadro Conoscitivo del Piano Strutturale Comunale;
- "Carta Geologica d'Italia" alla scala 1: 50.000, Foglio 198 "Bardi" realizzato secondo le normative del Progetto CARG;
- "Nuova Carta del dissesto della Provincia di Parma". Sezione 198160 "Solignano", alla scala 1:10.000. Servizio di Programmazione e Pianificazione Territoriale della Provincia di Parma
- indagini puntuali come indicato nel paragrafo precedente.

Il territorio del comune di Solignano è stato suddiviso, nello studio di secondo livello in aree stabili e aree potenzialmente instabili o instabili. Le aree stabili sono caratterizzate dall'affioramento delle Formazioni geologiche intese come "substrato geologico rigido" o dalla presenza di una coltre d'alterazione superficiale al di sopra del "substrato geologico rigido". Le aree potenzialmente instabili o instabili sono caratterizzate dalla presenza di depositi di natura gravitativa, sia attivi che quiescenti. Dal punto di vista litologico il territorio è stato suddiviso in 6 diverse tipologie di terreni, di cui 2 relative a terreni di copertura e 4 relative al substrato rigido. La classificazione dei terreni di copertura ha considerato la litologia presente nei primi metri (0.0-5.0 m) dal piano campagna, in quanto la stratigrafia dei depositi di versante delle aree in esame è molto complessa e difficilmente sintetizzabile. Le litologie appartenenti al substrato rigido sono state a sua volta suddivise in:

- Substrato geologico costituito dall'alternanza di litotipi fratturati / alterati. Si tratta dei terreni appartenenti alle formazioni CCB e RAN 3a;
- Substrato geologico costituito da litotipi coesivi sovraconsolidati fratturati / alterati. Si tratta dei terreni appartenenti alle formazioni APA, AVV, ACR;
- Substrato geologico lapideo stratificato fratturato/alterato. Si tratta dei terreni appartenenti alle formazioni MMP e ANT;
- Substrato geologico costituito dall'alternanza di litotipi stratificati fratturati / alterati. Si tratta dei terreni appartenenti alle Formazioni RAN 3, RAN 2a, MCS, FYS2, FSO, SCB, PGR;

Nella tabella seguente sono riportati i tipi di terreno individuati con relativa descrizione e le aree che presentano tale tipologia di terreno (le aree sono state numerate e identificate con sigla univoca ID_gt).

Tipo terreno	ID-gt	Descrizione
SFAL	1, 3, 19, 20, 33, 49, 53, 96, 117, 118, 119, 120, 121, 122, 123, 135, 137, 139, 140, 141, 142	Substrato geologico costituito dall'alternanza di litotipi fratturati / alterati. Si tratta dei terreni appartenenti alle formazioni CCB e RAN 3a
SFCO	12, 23, 24, 25, 26, 39, 48, 47, 70, 71, 72, 73, 78, 79, 110, 112, 143, 144	Substrato geologico costituito da litotipi coesivi sovraconsolidati fratturati / alterati. Si tratta dei terreni appartenenti alle formazioni APA, AVV, ACR
SFLPS	46, 113, 125, 145	Substrato geologico lapideo stratificato fratturato / alterato. Si tratta dei terreni appartenenti alle formazioni MMP e ANT
SFALS	7, 21, 22, 27, 31, 34, 41, 57, 58, 60, 66, 67, 69, 80, 81, 82, 83, 86, 87, 89, 90, 91, 99, 105, 106, 109, 111, 114, 124, 126, 130, 131, 132, 133, 138, 28	Substrato geologico costituito dall'alternanza di litotipi stratificati fratturati/alterati. Si tratta dei terreni appartenenti alle Formazioni RAN 2a, MCS, FYS2, FSO, SCB, PGR
CL	2, 17, 18, 38, 68, 74, 75, 84, 85, 93, 97, 98, 100, 101, 115, 116, 134, 136, 151, 150	Argille inorganiche di medio-bassa plasticità, argille ghiaiose o sabbiose, argille limose
GW, GM, GC	4, 5, 6, 8, 9, 10, 11, 13, 14, 16, 29, 30, 32, 35, 36, 37, 40, 42, 43, 44, 45, 50, 51, 52, 54, 55, 56, 59, 61, 62, 63, 64, 65, 76, 77, 88, 94, 95, 102, 103, 104, 107, 127, 128, 129, 146, 147, 148, 149,	Ghiaie, Ghiaie pulite, miscela di ghiaie e sabbie (GW), Ghiaie limose, miscela di ghiaie, sabbia e limo (GM), Ghiaie argillose, miscela di ghiaie, sabbia e argilla (GC)

Nei paragrafi successivi vengono descritti i caratteri geologici peculiari delle tre aree soggette ad approfondimento di terzo livello

8.2.1 Abitato di Bottione

L'abitato di Bottione ricade nel settore occidentale territorio comunale caratterizzato geologicamente dalla presenza delle Arenarie di Scabiazza, costituite da alternanze di livelli marnoso argillosi e arenarie litiche in strati di spessore variabile. Le prove geofisiche eseguite identificano tale formazione geologica, quando affiorante o al di sotto della copertura, come substrato rigido. Nella porzione sud orientale è presente un movimento gravitativo quiescente che interessa buona parte del versante che degrada verso valle.

Nella Carta geologico tecnica, dovendo attenersi agli standard di rappresentazione dettati dagli SRAI, fu individuata, sulla base delle caratteristiche tessiturali, la seguente unità di terreni di copertura:

- CL – Argille inorganiche di media-bassa plasticità, argille ghiaiose o sabbiose, argille limose, argille magre: sono cartografate a Bottione nella porzione occidentale.

Inoltre sono state cartografate le zone laddove affiora il substrato geologico classificandolo come:

- SFALS – Alternanza di litotipi, stratificati fratturati / alterati: Arenarie di Scabiazza affioranti nella porzione centrale del centro abitato;

8.2.2 Abitato di Solignano (Località Piazza)

Quest'area ricade nel settore orientale del centro abitato caratterizzato geologicamente dalla presenza del Flysch di Solignano, costituito da alternanze di livelli marnoso argillosi e livelli calcarei-calcarenitici in strati di spessore variabile. Le prove geofisiche eseguite identificano tale formazione geologica, quando affiorante o al di sotto della copertura, come substrato rigido. Nella parte alta è presente un movimento gravitativo quiescente che interessa una porzione del versante che degrada verso valle.

Nella Carta geologico tecnica, dovendo attenersi agli standard di rappresentazione dettati dagli SRAI, fu individuata, sulla base delle caratteristiche tessiturali, la seguente unità di terreni di copertura:

- CL – Argille inorganiche di media-bassa plasticità, argille ghiaiose o sabbiose, argille limose, argille magre.

Inoltre sono state cartografate le zone laddove affiora il substrato geologico classificandolo come:

- SFALS – Alternanza di litotipi, stratificati fratturati / alterati: Flysch di Solignano affiorante agli estremi occidentali e orientali dell'area di interesse;

8.2.3 Abitato di Solignano (Frana Case Martini)

In quest'area è presente un importante movimento gravitativo che interessa il versante dall'altezza di Case Martini e che si prolunga fino alla porzione occidentale del centro abitato di Solignano, in corrispondenza della strada provinciale, si passa ai depositi alluvionale del Fiume Taro. Il movimento franoso si è impostato all'interno delle Arenarie di Scabiazza. Le indagini geofisiche hanno permesso di individuare il substrato profondo, costituito da questa formazione, che però, a differenza di Bottione, non può essere considerato rigido, avendo $V_s < 800$ m/s.

Nella Carta geologico tecnica, dovendo attenersi agli standard di rappresentazione dettati dagli SRAI, fu individuata, sulla base delle caratteristiche tessiturali, la seguente unità di terreni di copertura:

- CL – Argille inorganiche di media-bassa plasticità, argille ghiaiose o sabbiose, argille limose, argille magre.
- GM – Ghiaie limose, miscela di ghiaia, sabbia e limo.

Inoltre sono state cartografate le zone laddove affiora il substrato geologico classificandolo come:

- SFALS – Alternanza di litotipi, stratificati fratturati / alterati: Arenarie di Scabiazza che affiorano ai lati del movimento franoso.

8.3 Carta delle frequenze naturali dei terreni

La Carta delle frequenze naturali dei terreni a scala 1:10.000 fu redatta nel 2016 dallo scrivente sulla base di tutti i dati tomografici disponibili, sia contenuti nell'archivio comunale, sia di nuova acquisizione. Si tratta di una carta derivata dalle indagini speditive di sismica passiva (HVSr sulle vibrazioni ambientali). In questa

carta sono riportati tutti i punti di misura, con associato il risultato della prova (valore di F0 del picco significativo a più bassa frequenza corrispondente alla frequenza di risonanza fondamentale e di eventuali altri picchi significativi a più alta frequenza). Nel presente approfondimento di terzo livello la carta è stata aggiornata, per le tre aree di approfondimento, mediante l'inserimento delle nuove prove HVSR realizzata sulle aree instabili.

La nuova prove HVSR realizzate presentano le seguenti caratteristiche:

LOCALITA'	PROVA	MOPS (CODICE)	Picco Principale F0		Picco secondario F1	
			Frequenza (Hz)	Ampiezza H/V	Frequenza (Hz)	Ampiezza H/V
BOTTIONE		ZAFR zona 11	4,7	4,3	-	-
PIAZZA		ZAFR zona 11	1,7	2,7		
FRANA CASE MARTINI		ZAFR zona 05	2,1	3,1		

Relativamente ai dati ottenuti possono essere fatte le seguenti considerazioni:

- A Bottione e a Solignano in località Piazza i picchi corrispondono al passaggio al substrato geologico rigido
- A Solignano in corrispondenza della frana di Case Martini il picco corrisponde al passaggio al substrato geologico non rigido.

8.4 Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica

La Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica, riferita alla scala delle aree di approfondimento di terzo livello, non è stata modificata rispetto allo studio di primo e secondo livello realizzato nel 2016 dallo scrivente.

In questa cartografia il territorio comunale fu distinto a seconda dell'appartenenza ad una delle seguenti tre categorie:

1. zone stabili. Si tratta di zone con affioramento di un substrato rigido e morfologia pianeggiante o poco acclive, nelle quali non si ipotizzano effetti locali di alcuna natura e in cui non sono richiesti ulteriori approfondimenti.
2. zone stabili suscettibili di amplificazioni locali. Si tratta di aree in cui sono attese amplificazioni del moto sismico, causate dall'assetto litostratigrafico e/o morfologico locale. All'interno di queste aree si è operata

un'ulteriore distinzione sulla base delle caratteristiche litostratigrafiche, identificando profili stratigrafici tipo ai quali possono essere ricondotti gli areali esaminati. In queste zone sono richiesti approfondimenti di secondo livello.

3. zone di attenzione per instabilità. Si tratta di zone nelle quali effetti sismici attesi e predominanti, oltre i fenomeni di amplificazione, sono riconducibili a deformazioni permanenti del territorio, quali instabilità di versante (frane attive e quiescenti), liquefazioni e densificazione.

Le zone stabili suscettibili di amplificazioni locali furono ulteriormente suddivise in 18 microzone omogenee, ciascuna con un proprio profilo stratigrafico tipo riferito ai primi 50 m di sottosuolo.

Nella zona investigate (Fig. 8.3) sono presenti zone stabili suscettibili di amplificazioni locali e zone di attenzione per instabilità rientranti nei perimetri degli areali di microzonazione, indotte dalla presenza di aree interessate da fenomeni franosi quiescenti o attivi;

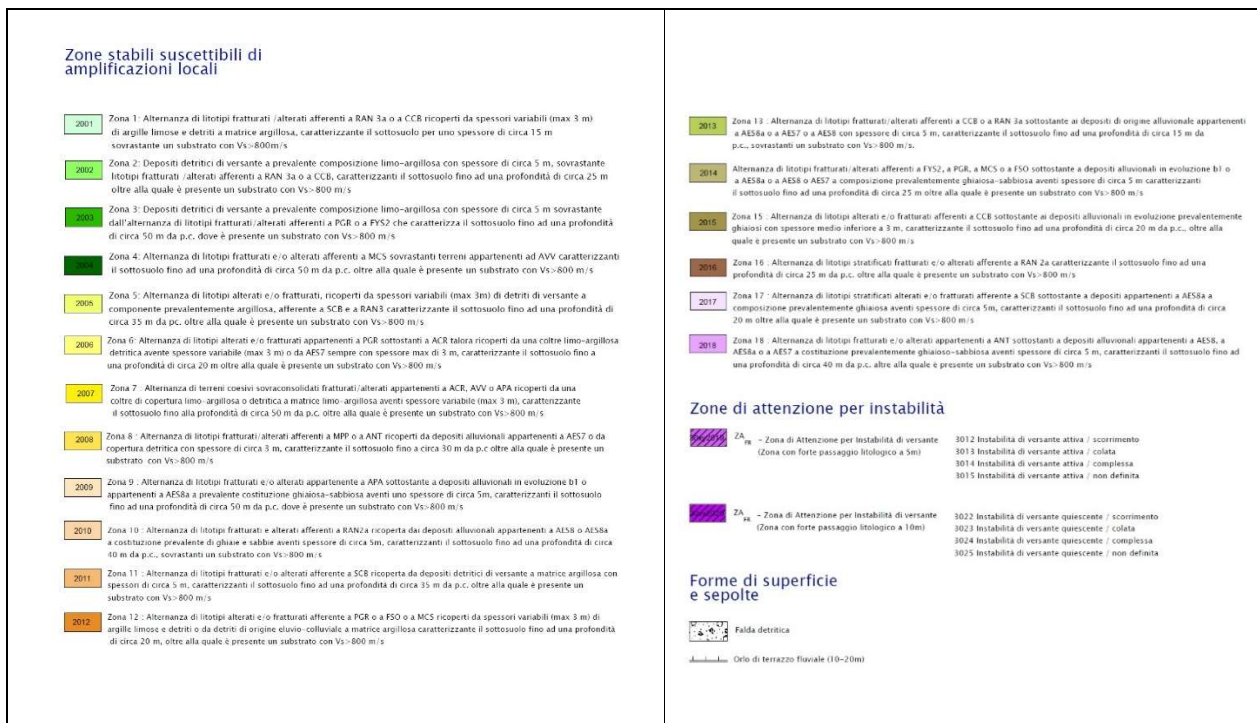


Fig. 8.3 – Legenda della carta delle MOPS

8.5 Carta delle velocità delle onde di taglio S

La Carta delle velocità delle onde di taglio S fu redatta nel 2016 dallo scrivente; in essa furono riportati i punti di misura di Vs con indicazione del valore in m/s di Vs30, laddove il bedrock sismico risultò superiore ai 50 m e di VsH laddove il substrato presenta una profondità minore. Nel presente approfondimento di terzo livello la carta è stata aggiornata, per le aree in dissesto oggetto di approfondimenti di terzo livello, mediante l'inserimento di nuove misurazioni di Vs mediante prova MASW realizzate sui depositi di frana quiescente.

8.5.1 Abitato di Bottione

In questo caso data la profondità del bedrock (18,9 m da p.c.) minore di 30 m da p.c. si è optato per calcolo della VsH che è risultata pari a 285 m/s. Questo dato relativo all'area instabile si aggiunge al valore di 511 m/s rilevato sull'area stabile del centro abitato nel corso del secondo livello di approfondimento.

8.5.2 Abitato di Solignano (Località Piazza)

In questo caso data la profondità del bedrock minore di 30 m da p.c. si è optato per calcolo della VsH che è risultata pari a 373 m/s. Questo dato relativo all'area instabile si aggiunge ai valori di 283 m/s e 309 m/s, misurati sulle aree stabili del centro abitato nel corso del secondo livello di approfondimento.

8.5.3 Abitato di Solignano (Frana Case Martini)

In questo caso data la profondità del bedrock maggiore di 30 m da p.c. si è optato per calcolo della Vs30 che è risultata pari a 289 m/s.

8.6 Carta di Microzonazione Sismica – Livello 3

Le Carte dei fattori di amplificazione vennero redatte nel 2017 dallo scrivente nel corso dello studio di microzonazione sismica, secondo livello di approfondimento. In esse viene raffigurata la stima dell'amplificazione effettuata tramite procedure semplificate (utilizzo di abachi e formule), possibile laddove l'assetto geologico è assimilabile ad un modello fisico monodimensionale.

L'amplificazione è stata quantificata in termini di rapporto di accelerazione massima orizzontale (PGA/PGA0) e di rapporto di Intensità spettrale o di Housner (SI/SI0) per prefissati intervalli di periodi ($0.1s < T0 < 0.5s$ e $0.5s < T0 < 1.0s$), dove PGA0 e SI0 sono rispettivamente l'accelerazione massima orizzontale e l'Intensità di Housner al suolo di riferimento e PGA e SI sono le corrispondenti grandezze calcolate alla superficie dei siti esaminati. Per la definizione dell'amplificazione sono state utilizzate le tabelle e le formule indicate nell'Allegato A2 degli indirizzi regionali (DGR 21.12.2015, n° 2193), in cui vengono distinti due ambienti geolitologici omogenei principali relativi a: 1) zona collinare e montana (Appennino) e 2) pianura e zona costiera che comprende anche il settore di transizione Appennino-Pianura (Margine). In ambiente di Appennino sono state individuate tre casi:

- depositi di copertura, con spessori sino a 50 metri, sovrastanti il sub-strato geologico rigido (depositi marini generalmente caratterizzati da $Vs > 800m/s$);
- depositi di copertura, con spessori sino a 50 metri, sovrastanti il substrato marino non rigido (depositi marini caratterizzati da $Vs \ll 800 m/s$);
- substrato marino non rigido affiorante o sub-affiorante (ovvero depositi marini caratterizzati da $Vs \ll 800 m/s$, con spessore della copertura o della coltre di alterazione inferiore a 2,5 m).

Nel presente approfondimento di terzo livello non si è modificata la determinazione dei parametri di amplificazione delle aree precedentemente classificate; l'approfondimento ha interessato le aree di instabilità suddette.



9. APPROFONDIMENTI DI TERZO LIVELLO

9.1 Area considerata

Gli approfondimenti di terzo livello hanno interessato, come detto precedentemente, tre aree del territorio comunale. L'approfondimento di 2 livello realizzato nel 2017 aveva evidenziato alcune zone instabili

Fig. 9.1 – Ubicazione delle aree oggetto di approfondimento di 3 livello

suscettibili di approfondimenti di 3 livello. Di queste l'approfondimento di III livello è stato mirato a tre aree instabili in cui sono presenti movimenti gravitativi quiescenti che interessano aree urbanizzate o urbanizzabili, oppure potrebbero, in caso di movimento, interessare aree urbanizzate o urbanizzabili.

In Figura 9.1 con il contorno azzurro sono indicate le tre aree di approfondimento.

9.2 Risposta sismica locale

In questo capitolo si descrive la procedura seguita per lo studio di risposta sismica locale, suddivisa nelle varie fasi. Nei successivi paragrafi saranno invece dettagliate le diverse analisi di RSL per le tre aree analizzate.

9.2.1 Pericolosità sismica di base

I parametri di riferimento da utilizzare per lo studio della risposta sismica locale di 3° livello nell'ambito della microzonazione sismica (PGA su suolo di categoria A, spettri di risposta rappresentativi e segnali di riferimento) sono definiti dall'Allegato A4 della DAL 112/2007 della Regione Emilia Romagna.

Nel dettaglio l'Allegato A4 contiene:

1. la forma dello spettro di risposta normalizzato rappresentativo del moto sismico atteso per un periodo di ritorno di 475 anni (con smorzamento pari al 5%) in Emilia-Romagna;
2. i valori di a_{refg} (10% di probabilità di superamento in 50 anni) di ogni comune dell'Emilia-Romagna;
3. i segnali di riferimento da utilizzare, provenienti dalla banca dati accelerometrica ISEDS ("European Strong Motion Database").

Per il comune di Solignano l'allegato 4, tabella 2 indica un valore di a_{refg} pari a 0.165.

Sulla base dei primi due parametri sono stati determinati lo spettro elastico di risposta in accelerazione (Fig. 9.2) di riferimento per la valutazione della risposta sismica locale, ed il conseguente spettro di risposta in velocità, per il calcolo dell'intensità di Housner, (Fig. 9.3).

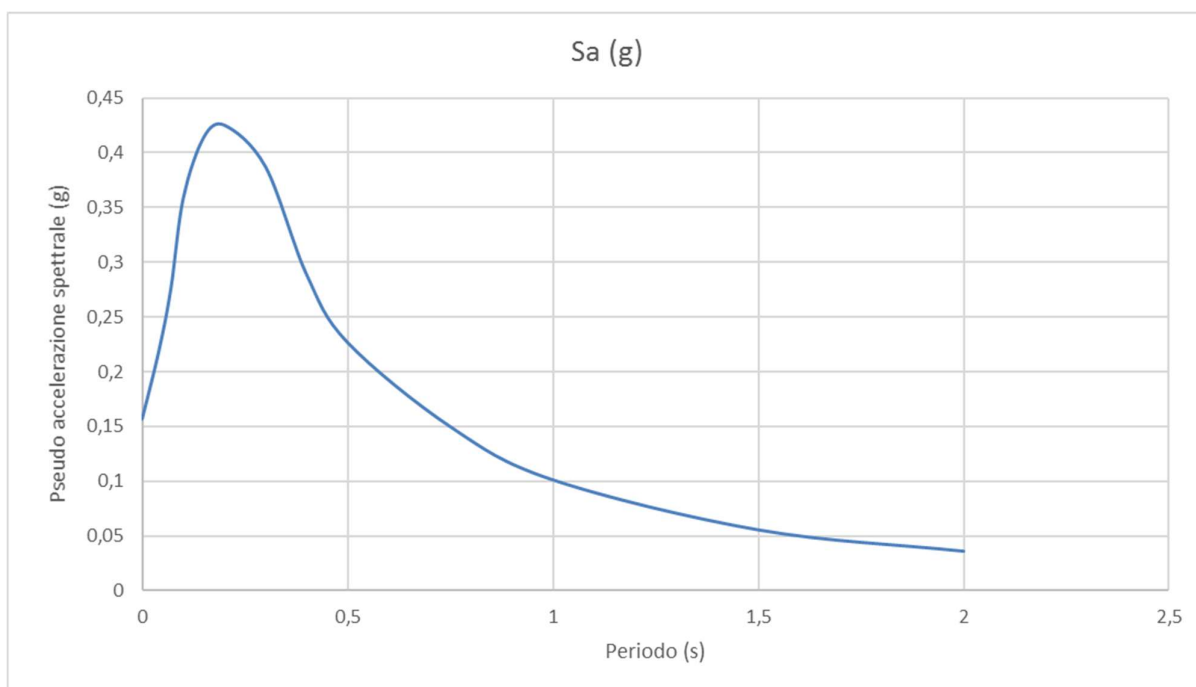


Fig. 9.2 – Spettro di risposta elastico in accelerazione su suolo A (475Y)

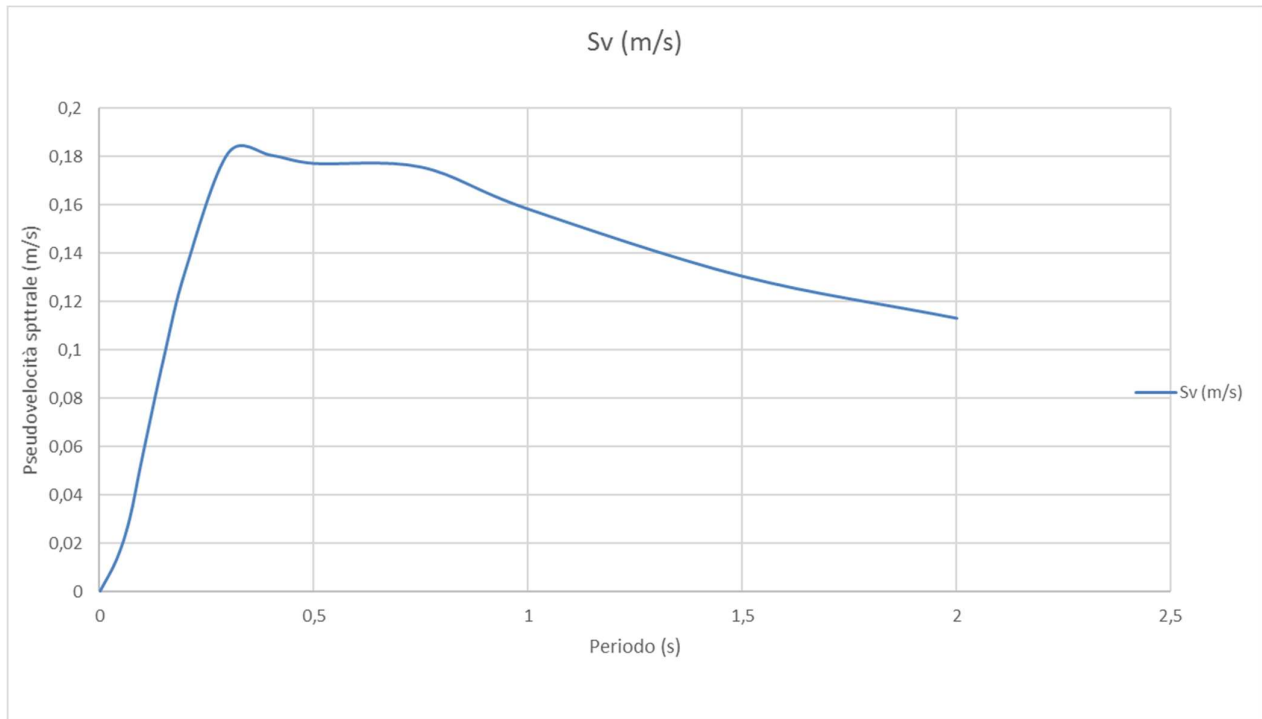


Fig. 9.3 – Spettro di risposta elastica in velocità su suolo rigido (475)

9.2.2 Segnali in input

Come segnali di input sismico sono stati utilizzati quelli forniti dalla Regione Emilia Romagna secondo le indicazioni della DAL 112/2007. Il Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli regionale fornisce infatti 3 segnali (accelerogrammi) rappresentativi del moto sismico della regione. Tutti i segnali sono stati selezionati attraverso una procedura che valuta la similarità tra le forme spettrali di riferimento e la forma degli spettri di risposta dei segnali contenuti nella banca dati. Il confronto è avvenuto con la forma dello spettro di risposta isoprobabile, con il 10% di probabilità di eccedenza in 50 anni, così come rappresentato in Fig. 9.3. Gli accelerogrammi base sono stati scalati in accelerazione per ottenere un valore massimo di input compatibile con l'accelerazione di picco considerata per l'area di interesse pari a 0,157g.

I tre segnali di input utilizzati sono stati così denominati

- 000046xa_034042Solignano.xy
- 000126xa_034042Solignano.xy
- 000354xa_034042Solignano.xy

e sono riportati in figura 9.4

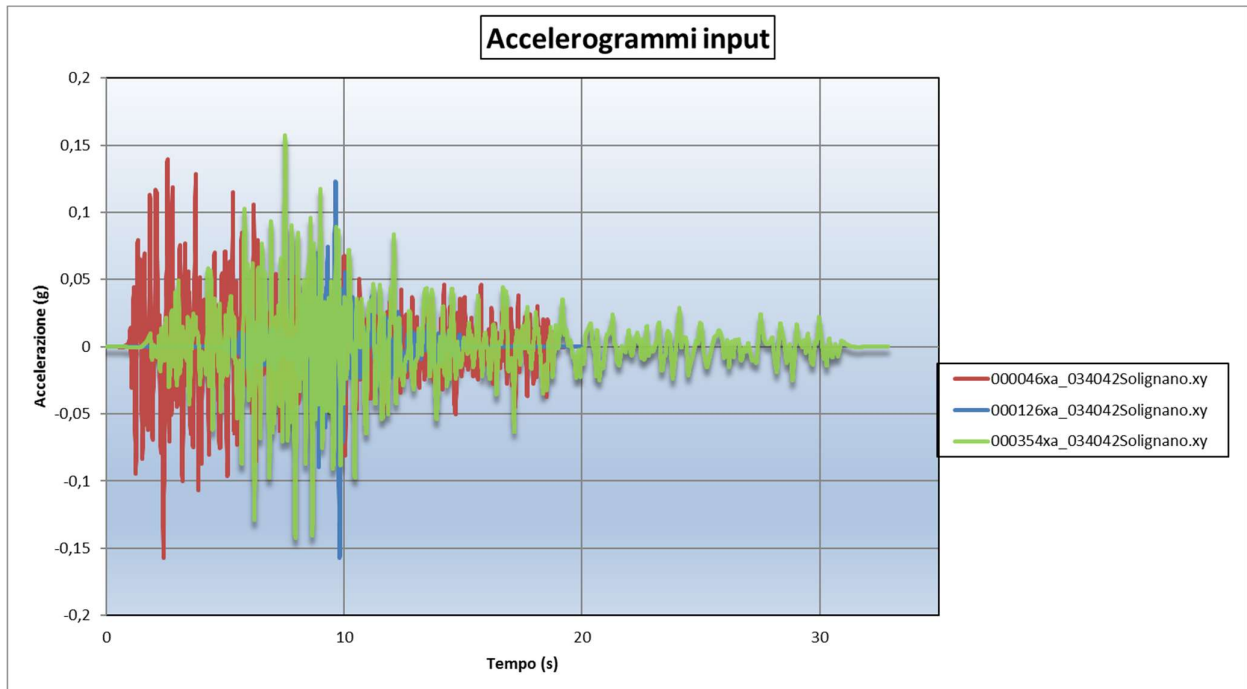


Fig. 9.4 – Accelerogrammi di input

9.2.3 Modello geofisico del sottosuolo

Ogni studio di risposta sismica locale necessita di un'accurata modellazione delle caratteristiche geofisiche del sottosuolo; tale modello geofisico richiede la conoscenza di:

- litologia;
- velocità delle onde sismiche di taglio (V_s);
- curve di variazione dello smorzamento (D) e della rigidezza (G/G_0) in funzione della deformazione e densità in situ.

Il modello geofisico deve spingersi fino al bedrock sismico, dove la velocità delle onde di taglio raggiunge valori superiori a 800 m/s. In Appennino è tuttavia frequente che questi valori non vengano raggiunti entro le profondità indagate con le prove geofisiche a disposizione. Nelle aree oggetto del presente studio il bedrock sismico è stato intercettato.

9.2.3.1 Litologia

Il profilo litostratigrafico delle aree di studio è stato ricostruito, fino alle profondità di interesse (bedrock sismico), mediante l'indagine geofisica, alla quale sono stati associati, quando disponibili, i dati di sondaggio a carotaggio continuo e di prove penetrometriche; in particolare l'utilizzo congiunto di dati di sondaggio e dati geofisici è stato possibile nell'area di Solignano località Piazza.

9.2.3.2 Determinazione del profilo di V_s e del bedrock sismico

Il profilo di V_s è stato ricostruito mediante l'analisi congiunta dei dati provenienti dalle prove MASW, dalle tomografie sismiche e dall'analisi di mircotremori (HVSr). Il bedrock sismico è stato sempre intercettato nei tre siti indagati. Le prove HVSr, oltre che a vincolare meglio il modello di riferimento, permettono di

controllare se la frequenza caratteristica dei terreni registrata da queste prove corrisponda al picco della funzione di trasferimento ricavata dallo studio di risposta sismica locale.

9.2.3.3 Curve di variazione dello smorzamento (D) e della rigidezza (G/G0) in funzione della deformazione

Sui terreni in studio non è stato possibile effettuare specifiche prove di laboratorio per determinare le curve di variazione dello smorzamento (D) e della rigidezza (G/G0) in funzione della deformazione. Pertanto sono state utilizzate curve derivanti da studi pregressi su terreni analoghi a quelli in studio. Per i terreni appartenenti ai corpi di frana sono stati utilizzati i parametri ricavati sulla Frana di Spinello in Romagna, pubblicati da Madiati et al. e riportati nel volume “Microzonazione Sismica: uno strumento consolidato per la riduzione del rischio sismico”, pubblicato dalla Regione Emilia Romagna.

Per il substrato alterato sono state utilizzate le curve di EPRI (implementate nel software Strata) per i terreni rocciosi, variabili in funzione del carico litostatico.

I grafici di G/G0 e D, per tutti i tipi di terreno utilizzati, diagrammati in funzione dello sforzo, sono riportati in Figura. 9.5 e 9.6.

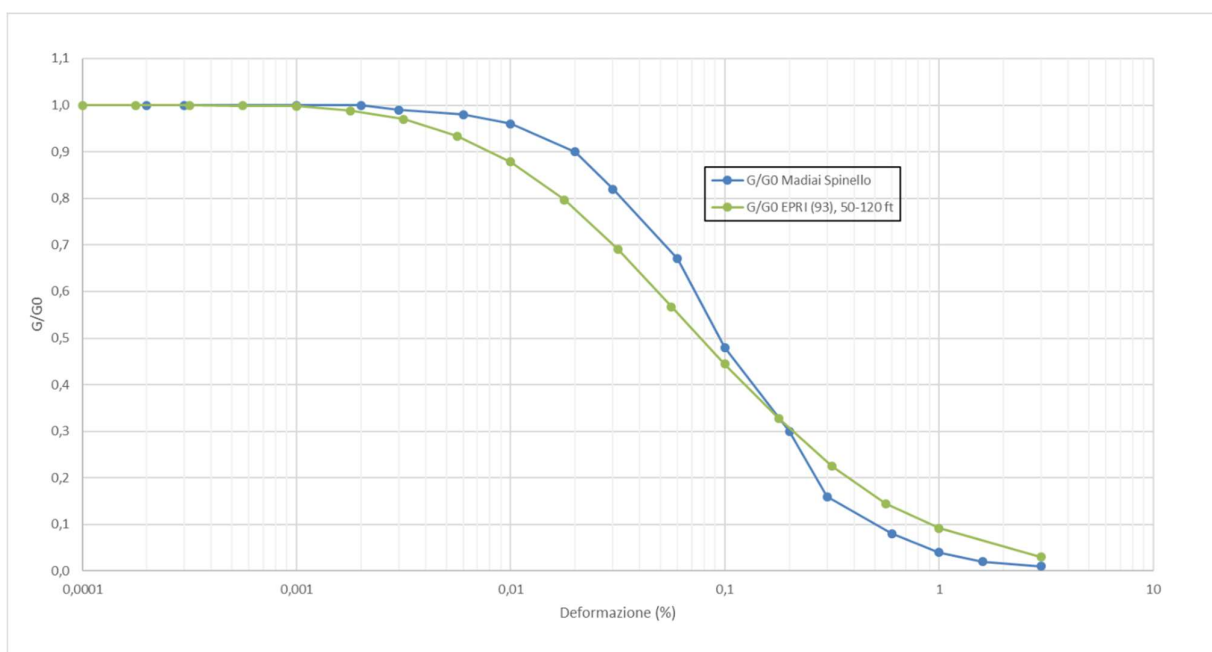


Fig. 9.5 – Curve di degradazione del modulo di taglio

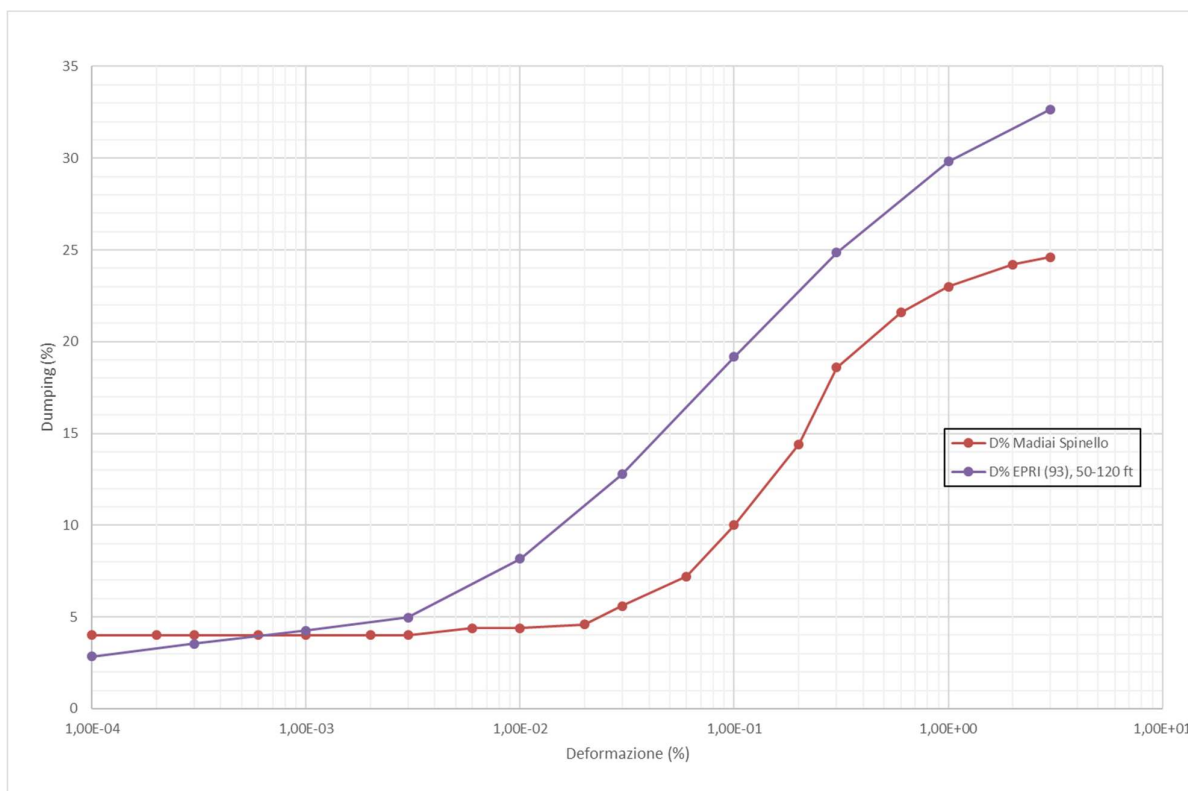


Fig. 9.6 – Curve di smorzamento

9.2.4 Codice di calcolo per la valutazione della RSL

Per la valutazione della risposta sismica locale è stato utilizzato il codice di calcolo Strata sviluppato da A. Kottke e E. Ratheje. Validazioni indipendenti di Strata sono riportate in letteratura (Graizer, 2001), con esito soddisfacente.

Strata calcola la risposta dinamica monodimensionale (1D) di una colonna di terreno utilizzando un modello di propagazione lineare delle onde, con proprietà dinamiche del terreno (proprietà elastiche e smorzamento) variabili in funzione del livello deformativo.

Il programma adotta le seguenti convenzioni:

- la risposta del deposito è causata da onde di taglio polarizzate orizzontalmente che si propagano verticalmente nel bedrock verso la superficie lungo una colonna verticale monodimensionale di terreno;
- le superfici di stratificazione sono orizzontali;
- le superfici del bedrock e delle stratificazioni si estendono lateralmente all'infinito;
- la stratificazione è lateralmente omogenea;
- la superficie topografica è priva di irregolarità.

La valutazione della RSL è stata effettuata utilizzando il modello “lineare equivalente” (EQL), che considera la variazione dei parametri di rigidità e smorzamento dei terreni in funzione della deformazione indotta dal sisma.

9.2.5 Risultati della modellazione numerica

I risultati della analisi condotte con il codice STRATA, elaborati nel dominio del tempo e delle frequenze, hanno consentito di definire, per ciascun sito indagato:

- la funzione di trasferimento del segnale sismico dal bedrock alla superficie;
- lo spettro di risposta elastico in pseudoaccelerazione (PSA), da cui è stato derivato, mediante la formula $PSV(T_i) = T_i \cdot PSA(T_i) / 2\pi$, lo spettro di risposta elastico in pseudovelocità (PSV); gli spettri rappresentati sono ottenuti come mediana dei valori degli spettri di tutti i segnali sismici in output;
- la curva di variazione dell’accelerazione con la profondità;
- il fattore di amplificazione in termini di picco di accelerazione (FAPGA), definito come il rapporto tra l’accelerazione massima in superficie ed il valore di riferimento per il sito su suolo rigido;
- il fattore di amplificazione di sito in termini di rapporto tra intensità dello spettro di risposta in pseudovelocità (FAIS) calcolato in superficie e quello calcolato su suolo rigido (cfr. Fig. 9.8). In sostanza viene calcolato il rapporto degli indici di Housner negli intervalli 0.1-0.5 s e 0.5-1.0 s, per i due spettri indicati (superficie e suolo rigido).

I rapporti risultano pertanto:

$$FA_{IS\ 0.1-0.5} = \frac{\int_{0.1}^{0.5} PSV_{superficie}(\tau) d\tau}{\int_{0.1}^{0.5} PSV_{suolo\ rigido}(\tau) d\tau}$$

$$FA_{IS\ 0.5-1.0} = \frac{\int_{0.5}^{1.0} PSV_{superficie}(\tau) d\tau}{\int_{0.5}^{1.0} PSV_{suolo\ rigido}(\tau) d\tau}$$

9.2.5.1 RSL per il sito di Bottione

Per il sito in questione sono stati utilizzati i dati stratigrafici desunti dalle prove geofisiche effettuate sul deposito di frana. Gli spessori degli strati e le velocità Vs sono state desunte dalla prova MASW e dalla tomografia sismica. La tomografia sismica ha permesso di individuare una possibile superficie di distacco a circa 3 m di profondità e ha evidenziato la presenza di un livello mediamente compatto interpretabile come il substrato lapideo alterato; i valori di Vs sono coerenti con questa interpretazione. Il bedrock sismico individuato nettamente da Vs di circa 1000 m/s coincide con tutta probabilità con il substrato geologico delle Arenarie di Scabiazza. I parametri del modello geofisico adottato sono i seguenti:

Litotipo	Peso di Volume (kN/m ³)	Modello degradazione modulo di taglio	Modello Smorzamento
Corpo di Frana	19.0	Frana Spinello	Frana Spinello
Substrato alterato	20.0	EPRI (93) 50-120 ft	EPRI (93) 50-120 ft

Profondità (m)	Spessore (m)	Litotipo	Vs (m/s)
0.00	0.30	Frana	58.00

0.30	0.90	Frana	128.00
1.20	2.00	Frana	184.00
3.20	5.90	Substrato alterato	382.00
9.10	9.80	Substrato alterato	354.00
18.90	Half-Space	Bedrock	1055.00

In figura 9.7 si riporta la funzione di trasferimento ricavata dallo Studio di RSL. Sono presenti diversi picchi di amplificazione di cui il più interessante a livello ingegneristico è quello a circa 12 Hz, legato al salto di Vs al passaggio tra la coltre di frana e il substrato alterato; Un altro picco a 4,4 Hz è determinato dal passaggio tra il substrato alterato e il bedrock sismico. Sono presenti infine altri picchi di amplificazione a frequenze non di interesse ingegneristico. Il confronto tra la funzione di trasferimento e l'andamento del rapporto H/V mostra buone risposdenze per i primi due picchi.

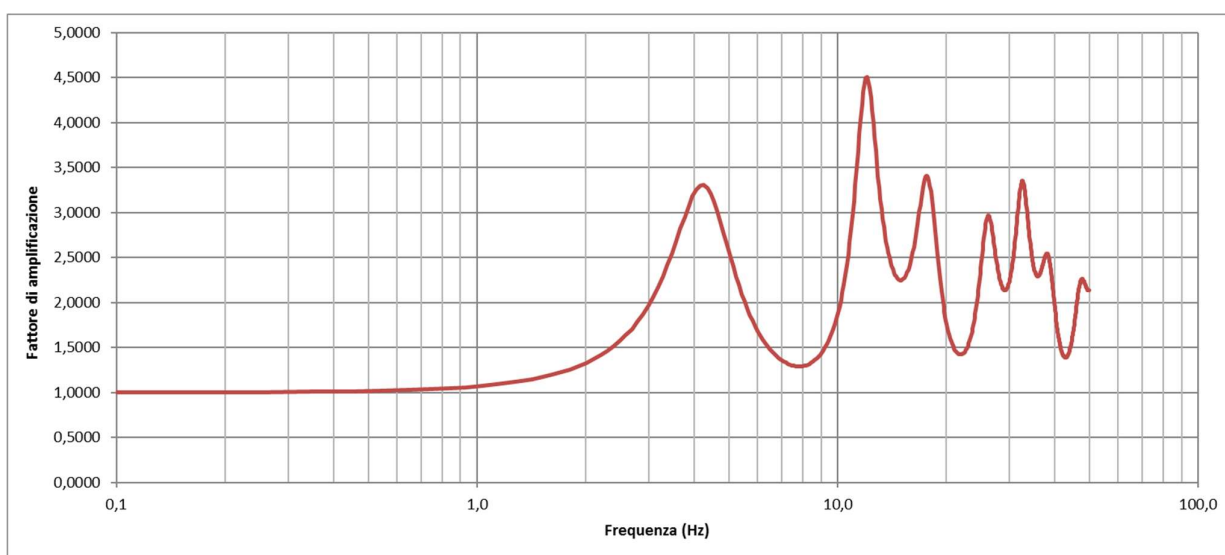


Fig. 9.7 – Funzione di trasferimento

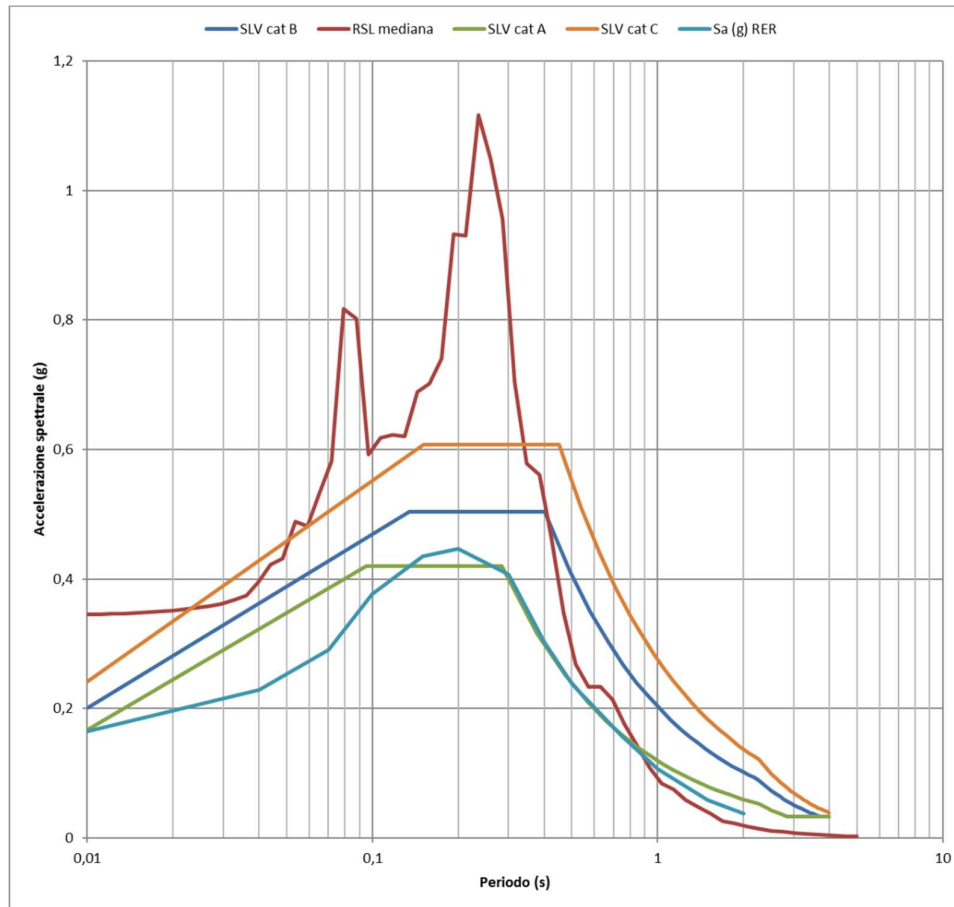


Fig. 9.8 – Spettri di risposta in accelerazione

In figura 9.8 sono riportati, per confronto, lo spettro di risposta di input e gli spettri di risposta ottenuti utilizzando il metodo semplificato delle categorie di sottosuolo presente nelle NTC. Seguendo il metodo semplificato previsto dalle NTC 2018 il terreno indagato è classificabile come di tipo C ($V_{s_{eq}}=285$ m/s). Si può pertanto notare come tale modello semplificato sottostimi l'accelerazione sismica per periodi inferiori a 0,35 s.

In figura 9.9 si riporta il confronto tra gli spettri di pseudovelocità al bedrock e a piano campagna; gli intervalli tra i periodi di 0,1 s, 0,5 s e 1 s sono quelli utilizzati per il calcolo dell'intensità di Housner.

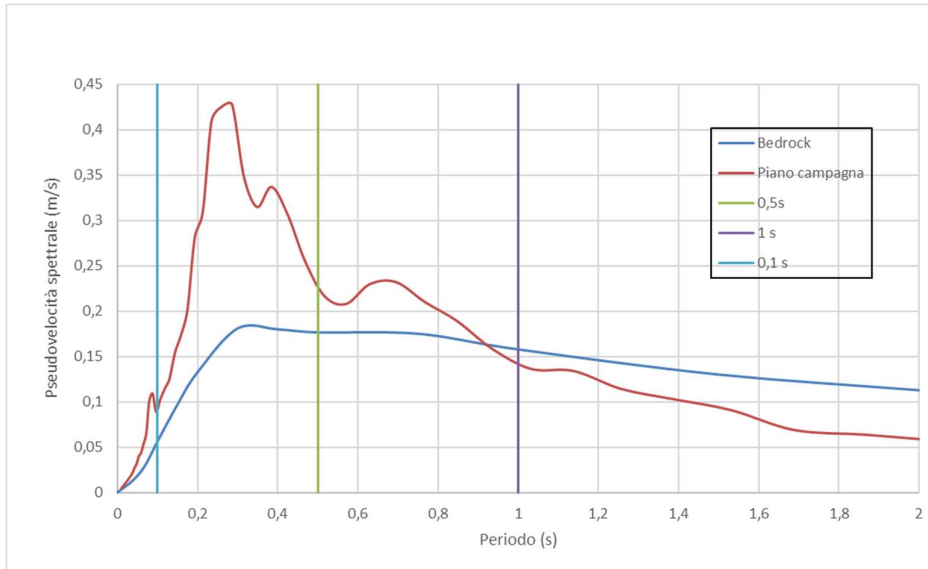


Fig. 9.9 – Spettri di risposta in pseudovelocità

Infine in figura 9.10 è indicato l'andamento con la profondità del valore dell'accelerazione sismica al suolo. Come da previsione i valori minimi si hanno al bedrock e quelli massimi in superficie. Un netto incremento del gradiente di PGA si ha al passaggio dal substrato alterato al corpo di frana.

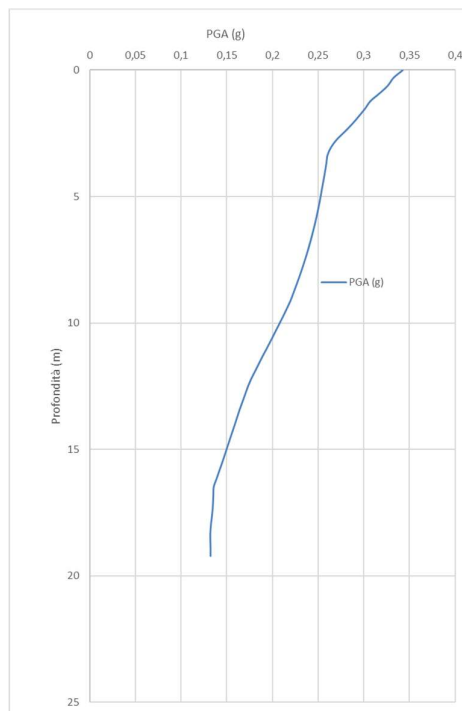


Fig. 9.10 – Andamento di PGA in profondità

Per completezza viene proposta una tabella riepilogativa in cui i fattori di amplificazione calcolati con la risposta sismica locale sono messi a confronto con quelli ricavati con gli abachi di cui all'allegato 2 della DGR 2193/2015 o secondo le indicazioni delle N.T.C. 2018.

	RSL	DGR 2193/2015	NTC 2018
$F_{A_{PGA}}$	2,09	2,0*	1,45
$F_{A_{IS\ 0,1-0,5}}$	1,81	2,0*	-
$F_{A_{IS\ 0,5-1,0}}$	1,11	1,2*	-

*Tabella appennino, bedrock > 800 m/s, VsH 300 m/s, spessore 20 m

L'analisi di risposta sismica locale ha restituito anche i seguenti parametri utili nella definizione del moto sismico in superficie e per le successive elaborazioni sulla stabilità dei pendii.

a_{max} (g)	Beta	Kh	Kv	a_{max} (m/s ²)
0,34	0,28	0,097	0,048	3,38

9.2.5.2 RSL per il sito di Solignano (Località Piazza)

Per il sito in questione sono stati utilizzati i dati stratigrafici desunti sia da sondaggi a carotaggio continuo e prove penetrometriche che dalle prove geofisiche effettuate sul deposito di frana. Gli spessori degli strati e le velocità Vs sono state desunte dalla prova MASW e dalla tomografia sismica. La tomografia sismica ha permesso di individuare una possibile superficie di distacco a circa 4 m di profondità e ha evidenziato la presenza di un livello mediamente compatto interpretabile come il substrato lapideo alterato. I dati di sondaggio confermano questa interpretazione su base geofisica; Al di sotto di un deposito gravitativo detritico dello spessore di circa 5 m sono presenti i livelli pelitici e marnosi afferenti al Flysch di Solignano, soggetti ad alterazione; al di sotto sono infine presenti livelli calcareo marnosi dello stesso flysch. I valori di Vs sono coerenti con questa interpretazione. Il bedrock sismico, individuato nettamente da Vs di circa 800 m/s, coincide con il substrato geologico del Flysch di Solignano. I parametri del modello geofisico adottato sono i seguenti:

Litotipo	Peso di Volume (kN/m ³)	Modello degradazione modulo di taglio	Modello Smorzamento
Corpo di Frana	19.0	Frana Spinello	Frana Spinello
Substrato alterato	20.0	EPRI (93) 50-120 ft	EPRI (93) 50-120 ft

Profondità (m)	Spessore (m)	Litotipo	Vs (m/s)
0.00	0.60	Frana	82.00
0.60	0.50	Frana	255.00
1.10	2.70	Frana	269.00
3.80	2.90	Frana	273.00
6.70	19.00	Substrato alterato	488.00
25.70	Half-Space	Bedrock	800.00

In figura 9.11 si riporta la funzione di trasferimento ricavata dallo Studio di RSL. Sono presenti diversi picchi di amplificazione di cui il più interessante a livello ingegneristico è quello a circa 11 Hz, legato al salto di Vs al passaggio tra la coltre di frana e il substrato alterato; Un altro picco a 4,5 Hz è determinato dal passaggio tra il substrato alterato e il bedrock sismico. Sono presenti infine altri picchi di amplificazione a frequenze non di interesse ingegneristico.

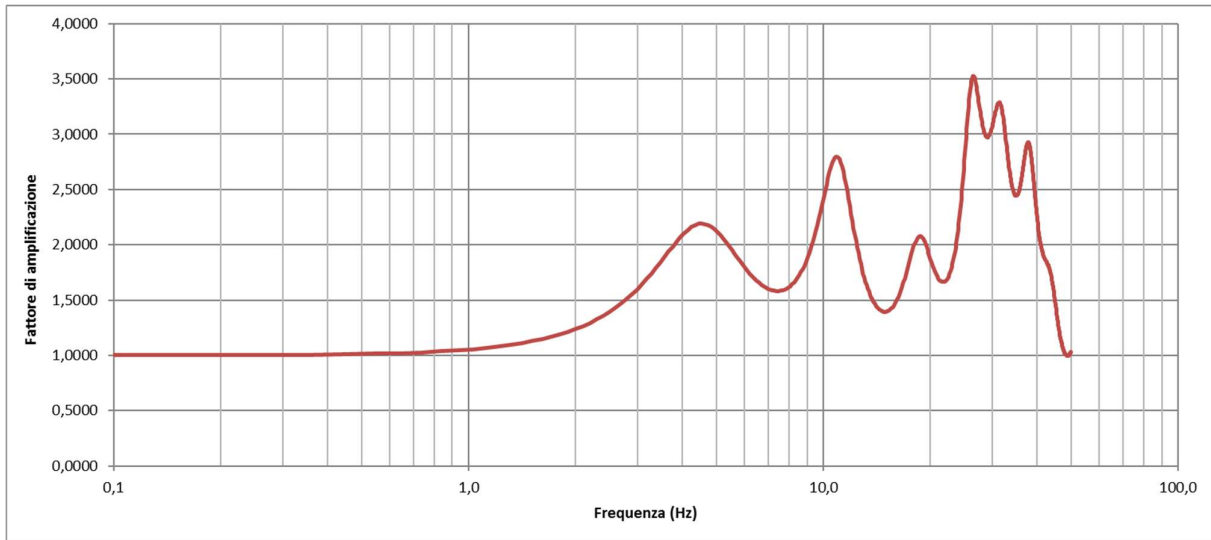


Fig. 9.11 – Funzione di trasferimento

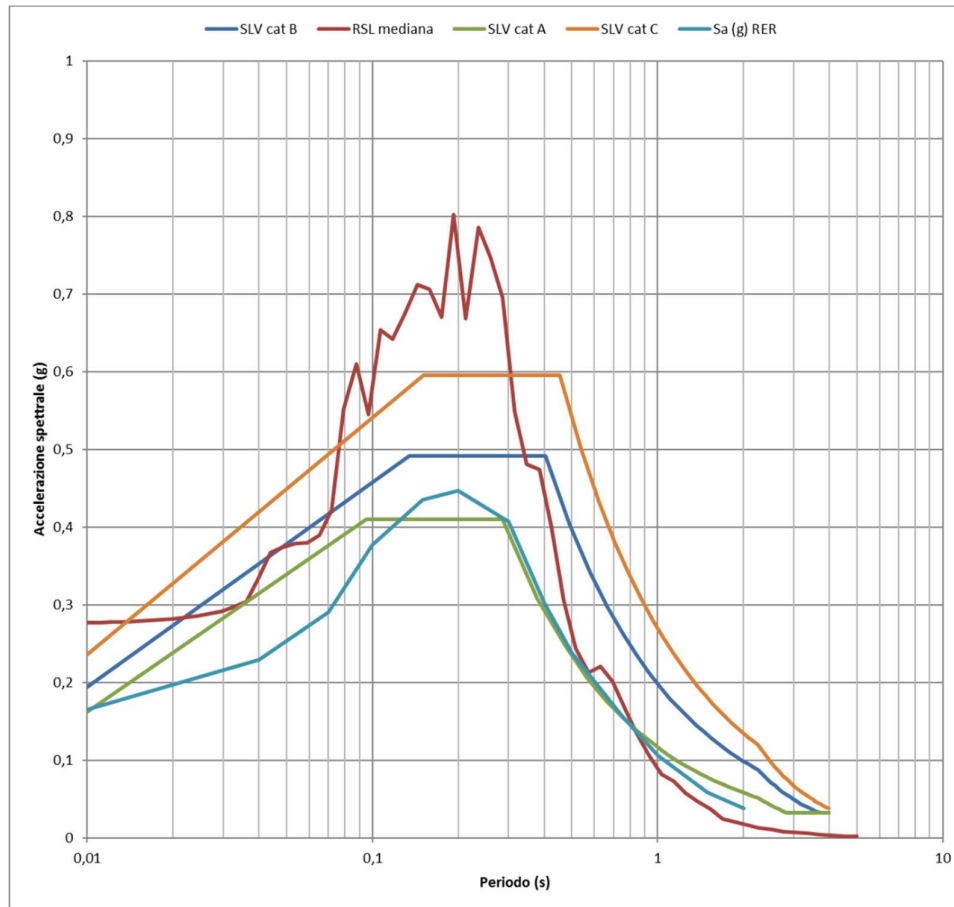


Fig. 9.12 – Spettri di risposta in accelerazione

In figura 9.12 sono riportati, per confronto, lo spettro di risposta di input e gli spettri di risposta ottenuti utilizzando il metodo semplificato delle categorie di sottosuolo presente nelle NTC. Seguendo il metodo semplificato previsto dalle NTC 2018 il terreno indagato è classificabile come di tipo B ($V_{seq}=373$ m/s). Si può pertanto notare come tale modello semplificato sottostimi l'accelerazione sismica per periodi inferiori a 0,3 s.

In figura 9.13 si riporta il confronto tra gli spettri di pseudovelocità al bedrock e a piano campagna; gli intervalli tra i periodi di 0,1 s, 0,5 s e 1 s sono quelli utilizzati per il calcolo dell'intensità di Housner.

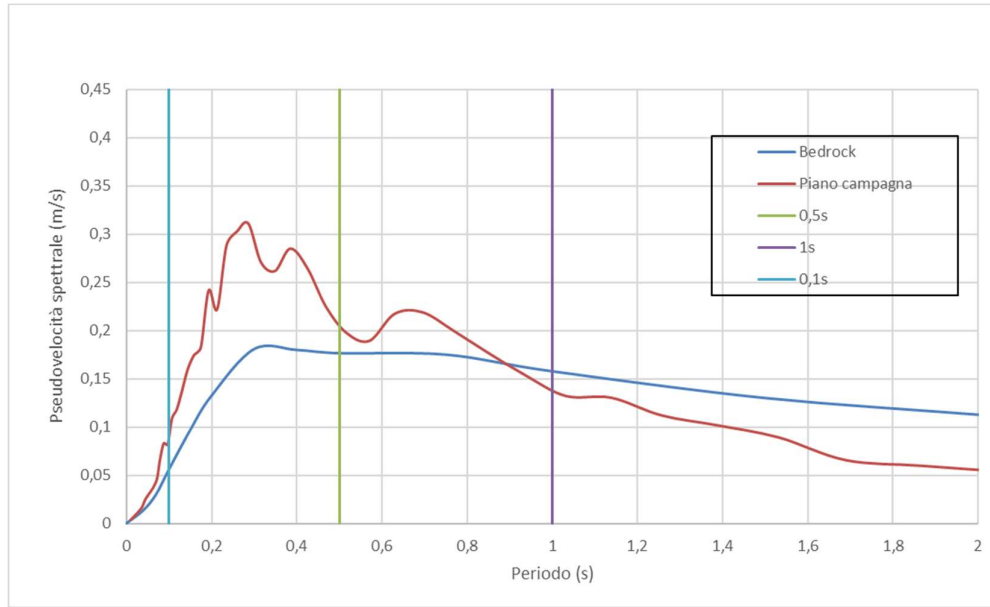


Fig. 9.13 – Spettri di risposta in pseudovelocità

Infine in figura 9.14 è indicato l'andamento con la profondità del valore dell'accelerazione sismica al suolo. Come da previsione i valori minimi si hanno al bedrock e quelli massimi in superficie. Un netto incremento del gradiente di PGA si ha al passaggio dal substrato alterato al corpo di frana.

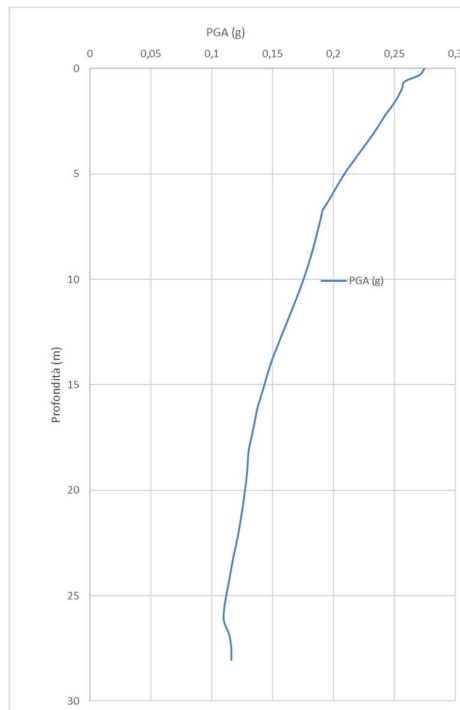


Fig. 9.14 – Andamento di PGA in profondità

Per completezza viene proposta una tabella riepilogativa in cui i fattori di amplificazione calcolati con la risposta sismica locale sono messi a confronto con quelli ricavati con gli abachi di cui all'allegato 2 della DGR 2193/2015 o secondo le indicazioni delle N.T.C. 2018.

	RSL	DGR 2193/2015	NTC 2018
FA_{PGA}	1,68	1,8*	1,2
$FA_{IS\ 0,1-0,5}$	1,49	1,9*	
$FA_{IS\ 0,5-1,0}$	1,05	1,2*	

*Tabella appennino, bedrock > 800 m/s, VsH 350 m/s, spessore 25 m

L'analisi di risposta sismica locale ha restituito anche i seguenti parametri utili nella definizione del moto sismico in superficie e per le successive elaborazioni sulla stabilità dei pendii.

a_{max} (g)	Beta	Kh	Kv	a_{max} (m/s ²)
0,28	0,28	0,078	0,039	2,71

9.2.5.3 RSL per il sito di Solignano (Frana Case Martini)

Per il sito in questione sono stati utilizzati i dati stratigrafici desunti dalle prove geofisiche effettuate sul deposito di frana. Gli spessori degli strati e le velocità Vs sono state desunte dalla prova MASW e dalla tomografia sismica. La tomografia sismica ha permesso di individuare una possibile superficie di distacco a circa 6 m di profondità e ha evidenziato la presenza, al di sotto, di un livello mediamente compatto interpretabile come il substrato lapideo alterato; i valori di Vs sono coerenti con questa interpretazione. Il bedrock sismico individuato nettamente da Vs di circa 965 m/s coincide con tutta probabilità con il substrato geologico delle Arenarie di Scabiazza. I parametri del modello geofisico adottato sono i seguenti:

Litotipo	Peso di Volume (kN/m ³)	Modello degradazione modulo di taglio	Modello Smorzamento
Corpo di Frana	19.0	Frana Spinello	Frana Spinello
Substrato alterato	20.0	EPRI (93) 50-120 ft	EPRI (93) 50-120 ft

Profondità (m)	Spessore (m)	Litotipo	Vs (m/s)
0.00	0.30	Frana	73.00
0.30	1.10	Frana	155.00
1.40	5.10	Frana	254.00
6.50	2.70	Substrato alterato	254.00
9.20	15.30	Substrato alterato	286.00
24.50	49.00	Substrato alterato	666.00
73.5	Half-Space	Bedrock	965.00

In figura 9.15 si riporta la funzione di trasferimento ricavata dallo Studio di RSL. Sono presenti diversi picchi di amplificazione di cui il più interessante a livello ingegneristico è quello a circa 2 Hz, legato al salto di V_s al passaggio tra il substrato alterato e il bedrock sismico; Un altro picco a 7,3 Hz è determinato da un salto di velocità delle onde di taglio all'interno del substrato alterato. Sono presenti infine altri limitati picchi di amplificazione a frequenze non di interesse ingegneristico. Il confronto tra la funzione di trasferimento e l'andamento del rapporto H/V mostra una buona rispondenza per il picco a 2 Hz.

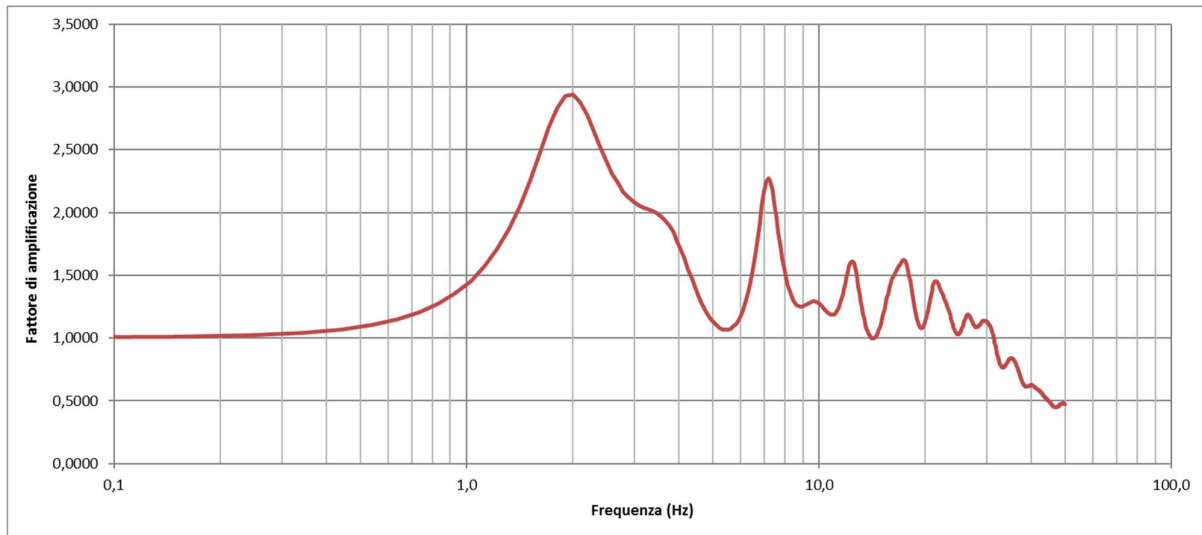


Fig. 9.15 – Funzione di trasferimento

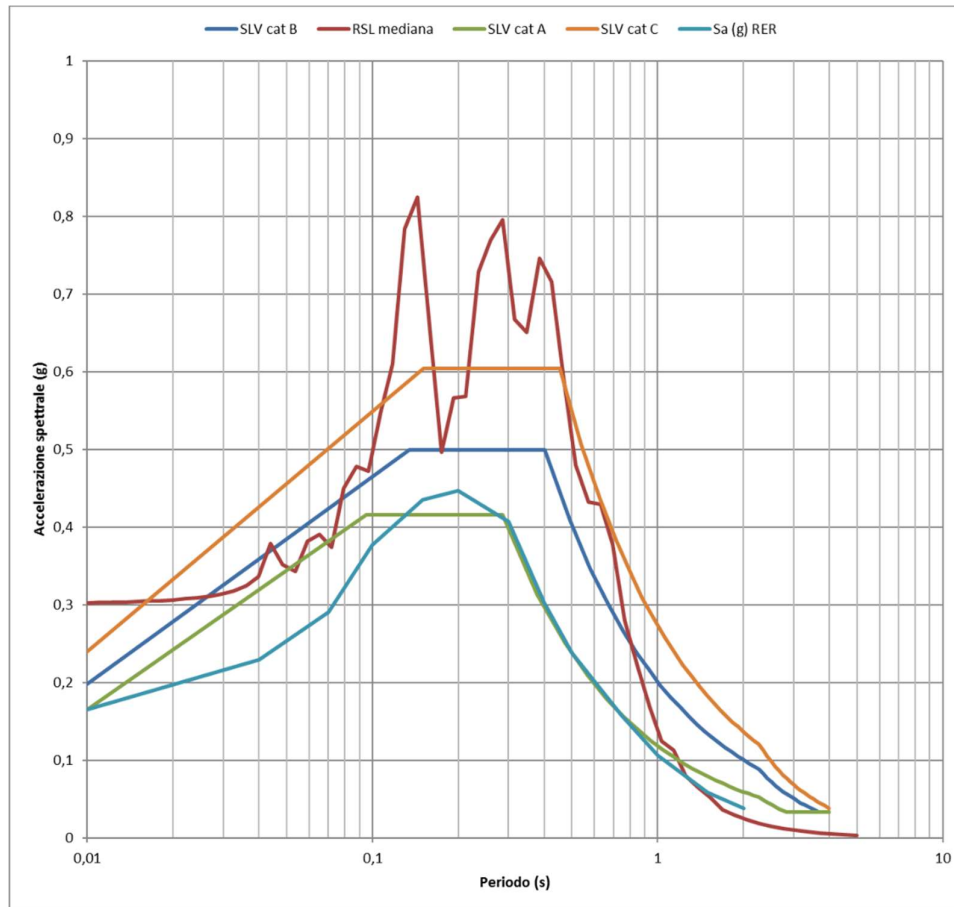


Fig. 9.16 – Spettri di risposta in accelerazione

In figura 9.16 sono riportati, per confronto, lo spettro di risposta di input e gli spettri di risposta ottenuti utilizzando il metodo semplificato delle categorie di sottosuolo presente nelle NTC. Seguendo il metodo semplificato previsto dalle NTC 2018 il terreno indagato è classificabile come di tipo C ($V_{S30}=289$ m/s). Si può pertanto notare come tale modello semplificato sottostimi generalmente l'accelerazione sismica per periodi compresi tra 0,12 s e 0,45 s (escluso un piccolo intervallo tra 0,16 e 0,23 s).

In figura 9.17 si riporta il confronto tra gli spettri di pseudovelocità al bedrock e a piano campagna; gli intervalli tra i periodi di 0,1 s, 0,5 s e 1 s sono quelli utilizzati per il calcolo dell'intensità di Housner.

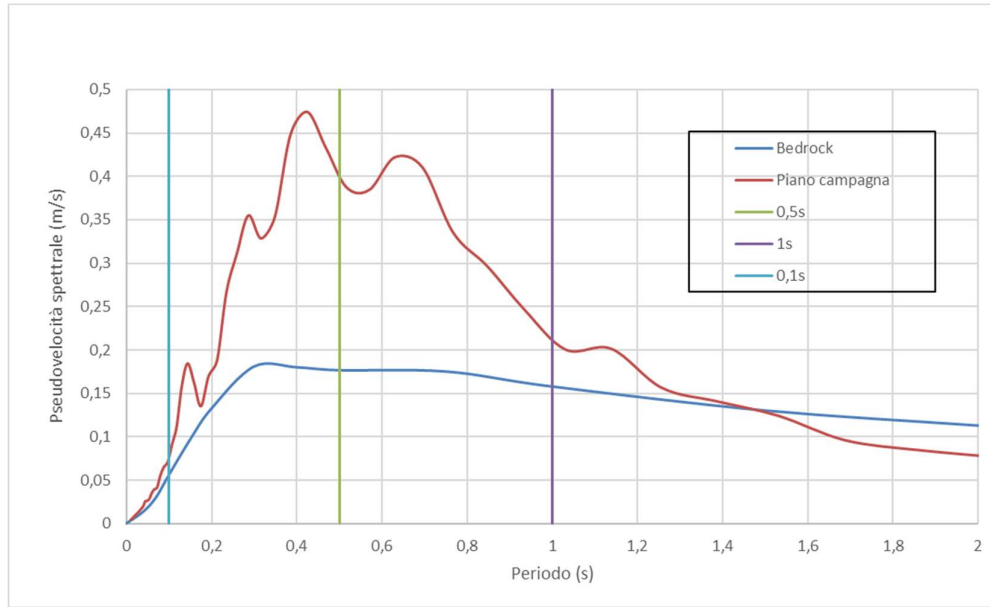


Fig. 9.17 – Spettri di risposta in pseudovelocità

Infine in figura 9.18 è indicato l’andamento con la profondità del valore dell’accelerazione sismica al suolo. Come da previsione i valori minimi si hanno al bedrock e quelli massimi in superficie. Un netto incremento del gradiente di PGA si ha a circa 10 m da p.c. legato al citato contrasto di impedenza all’interno del substrato. Tra i 10 e i 20 m da p.c. si assiste invece ad una diminuzione dell’accelerazione sismica.

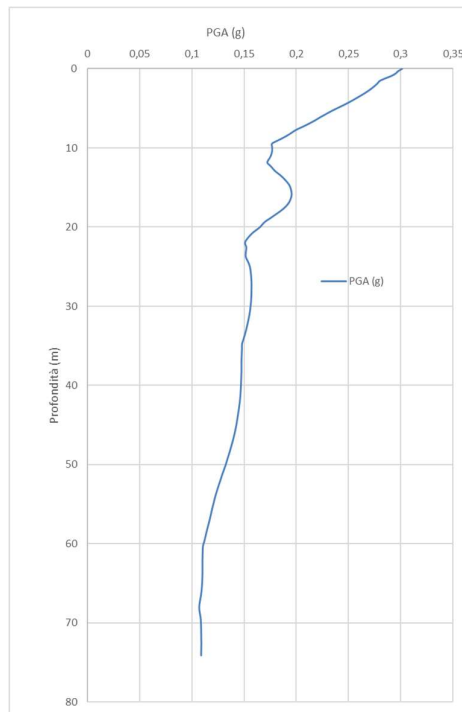


Fig. 9.18 – Andamento di PGA in profondità

Per completezza viene proposta una tabella riepilogativa in cui i fattori di amplificazione calcolati con la risposta sismica locale sono messi a confronto con quelli ricavati con gli abachi di cui all'allegato 2 della DGR 2193/2015 o secondo le indicazioni delle N.T.C. 2018.

	RSL	DGR 2193/2015	NTC 2018
$F_{A_{PGA}}$	1,83	1,6*	1,45
$F_{A_{IS\ 0,1-0,5}}$	1,93	1,8*	-
$F_{A_{IS\ 0,5-1,0}}$	1,87	1,6*	-

*Tabella appennino, bedrock > 800 m/s, VsH 450 m/s, spessore 50 m

L'analisi di risposta sismica locale ha restituito anche i seguenti parametri utili nella definizione del moto sismico in superficie e per le successive elaborazioni sulla stabilità dei pendii.

a_{max} (g)	Beta	Kh	Kv	a_{max} (m/s ²)
0,30	0,28	0,085	0,042	2,97

9.3 Stabilità di versante

9.3.1 Metodo di verifica

La valutazione dei fattori di sicurezza alla stabilità è stata condotta mediante il programma di calcolo ILA della PASI. In particolare, in questa sede si è fatto riferimento al metodo di Sarma, che prevede l'utilizzo di superfici di scivolamento di forma qualsiasi.

Il metodo di Sarma è un semplice, ma accurato metodo per l'analisi di stabilità dei pendii, che permette di determinare l'accelerazione sismica orizzontale richiesta affinché l'ammasso di terreno, delimitato dalla superficie di scivolamento e dal profilo topografico, raggiunga lo stato di equilibrio limite (accelerazione critica K_c) e, nello stesso tempo, consente di ricavare l'usuale fattore di sicurezza ottenuto come per gli altri metodi più comuni della geotecnica.

Si tratta di un metodo basato sul principio dell'equilibrio limite e delle strisce, pertanto viene considerato l'equilibrio di una potenziale massa di terreno in scivolamento suddivisa in n strisce verticali di spessore sufficientemente piccolo da ritenere ammissibile l'assunzione che lo sforzo normale N_i agisce nel punto medio della base della striscia.

Le equazioni da prendere in considerazione sono:

- L'equazione di equilibrio alla traslazione orizzontale del singolo concio;
- L'equazione di equilibrio alla traslazione verticale del singolo concio;
- L'equazione di equilibrio dei momenti.

Condizioni di equilibrio alla traslazione orizzontale e verticale:

$$N_i \cdot \cos\alpha_i + T_i \cdot \sin\alpha_i = W_i - \Delta X_i$$

$$T_i \cdot \cos\alpha_i - N_i \cdot \sin\alpha_i = K W_i - \Delta E_i$$

Viene, inoltre, assunto che in assenza di forze esterne sulla superficie libera dell'ammasso si ha:

$$\begin{aligned} \sum \Delta E_i &= 0 \\ \sum \Delta X_i &= 0 \end{aligned}$$

dove E_i e X_i rappresentano, rispettivamente, le forze orizzontale e verticale sulla faccia i -esima del concio generico i . L'equazione di equilibrio dei momenti viene scritta scegliendo come punto di riferimento il baricentro dell'intero ammasso; sicché, dopo aver eseguito una serie di posizioni e trasformazioni trigonometriche ed algebriche, nel **metodo di Sarma** la soluzione del problema passa attraverso la risoluzione di due equazioni:

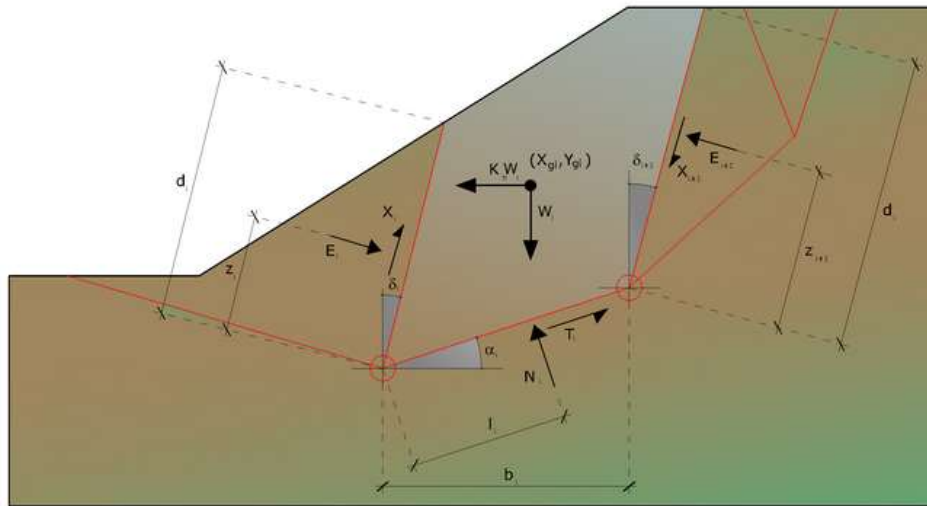


Fig. 9.19 – Azioni sull'iesimo concio, metodo di Sarma

$$\sum \Delta X_i \cdot \tan(\psi_i - \alpha_i) + \sum \Delta E_i = \sum \Delta_i - K W_i$$

$$\sum \Delta X_i \cdot [(y_{mi} - y_G) \cdot \tan(\psi_i - \alpha_i) + (x_{mi} - x_G)] = \sum W_i \cdot (x_{mi} - x_G) + \sum \Delta_i \cdot (y_{mi} - y_G)$$

Ma l'approccio risolutivo, in questo caso, è completamente capovolto: il problema infatti impone di trovare un valore di K (accelerazione sismica) corrispondente ad un determinato fattore di sicurezza; ed in particolare, trovare il valore dell'accelerazione K corrispondente al fattore di sicurezza $F = 1$, ossia l'accelerazione critica.

Si ha pertanto:

$K = K_c$ **Accelerazione critica** se $F = 1$

$F = F_s$ **Fattore di sicurezza in condizioni statiche** se $K = 0$

La seconda parte del problema del Metodo di Sarma è quella di trovare una distribuzione di forze interne X_i ed E_i tale da verificare l'equilibrio del concio e quello globale dell'intero ammasso, senza violazione del

criterio di rottura. E' stato trovato che una soluzione accettabile del problema si può ottenere assumendo la seguente distribuzione per le forze X_i :

$$\Sigma \Delta X_i = \lambda \cdot \Delta Q_i = \lambda \cdot (Q_{i+1} - Q_i)$$

dove Q_i è una funzione nota, in cui vengono presi in considerazione i parametri geotecnici medi sulla i -esima faccia del concio i , e λ rappresenta un'incognita. La soluzione completa del problema si ottiene pertanto, dopo alcune iterazioni, con i valori di K_c , I e F , che permettono di ottenere anche la distribuzione delle forze di interstriscia.

9.3.2 Frana di Bottione

La frana quiescente in Località Bottione è di tipo indeterminato ma probabilmente caratterizzata da una combinazione di scivolamenti e colamenti. Essa è impostata sulla formazione delle Arenarie di Scabiazza, caratterizzata da alternanze di livelli pelitici e arenacei. La nicchia di distacco è situata nelle vicinanze della linea di spartiacque. In figura 9.20 è riportata la traccia della sezione utilizzata per l'analisi di stabilità.

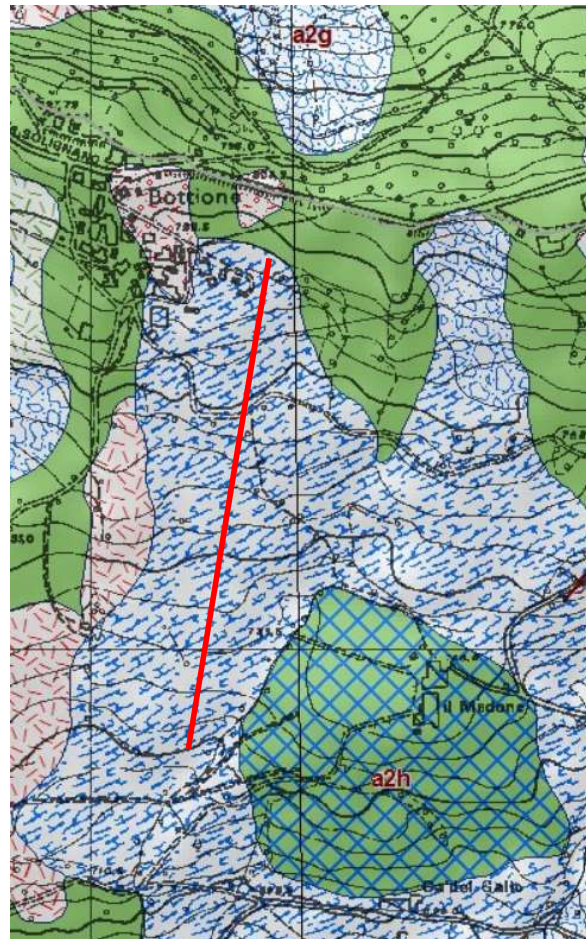


Fig. 9.20 – Estratto della carta geologica alla scala 1:5000 con indicata la traccia della sezione

Le prove geofisiche MASW e tomografia a rifrazione hanno permesso di discriminare almeno 3 livelli a diversa rigidità come si nota nella seguente figura 9.21.

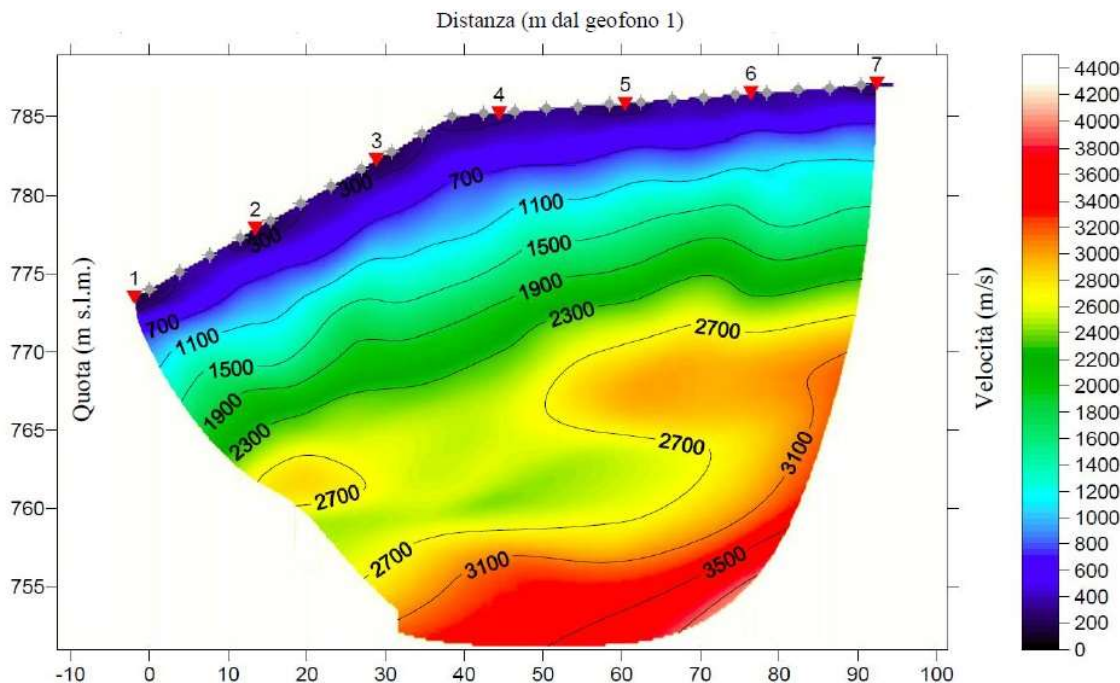


Fig. 9.21 – Sezione tomografica relativa allo stendimento sismico.

Sulla base delle velocità sismiche rilevate e in buon accordo con l'elaborazione Masw + HVSR è possibile individuare il seguente modello di sottosuolo:

- Unità superficiale a bassa velocità: velocità sismiche inferiori a 1300 m/sec e spessore medio di circa 6 metri. Dovrebbe trattarsi di depositi di natura gravitativa con caratteristiche geomeccaniche piuttosto scadenti;
- Unità superficiale a velocità medio-alta: velocità sismiche comprese tra 1300 e 2300 m/sec e spessore medio di circa 13-14 metri. Si tratta probabilmente della porzione maggiormente alterata del substrato roccioso;
- Unità di fondo: velocità sismiche maggiori di 2300 m/sec. Dovrebbe trattarsi del substrato roccioso di natura pelitico arenacea.

Successivamente sono stati attribuiti ai 3 livelli individuati i parametri geotecnici necessari per l'analisi di stabilità del versante; Tali parametri sono stati attribuiti sulla base di indagini di laboratorio e prove in situ eseguite su litotipi analoghi in altre aree sede di dissesti e sulla stessa formazione geologica. In particolare per l'angolo di resistenza al taglio della coltre franosa sono state considerate condizioni a volume costante, intermedie tra lo stato di picco e lo stato residuo, tipiche di argille a media plasticità. Per il substrato alterato sono state considerate condizioni prossime ai valori di picco; infine per le Arenarie di Scabiazza del substrato sono stati considerati valori di picco da fonti bibliografiche. Dopo aver verificato la coerenza di tali parametri con il profilo di Vs e di Vp misurato, sono state effettuate una serie di verifiche di stabilità. La superficie di

distacco è stata imposta e considerata corrispondente al contatto tra l'unità a bassa velocità ($V_p < 1300$ m/s) e quella a media velocità ($V_p > 1300$ m/s); la superficie piezometrica è stata considerata coincidente con il piano campagna. Dal momento che non sono disponibili dati puntuali relativi ai parametri geotecnici dei materiali in frana si è proceduto, come controllo, alla verifica mediante back analysis: definita la superficie di scorrimento della frana si è effettuata una verifica in condizioni non sismiche che ha fornito le coppie dei parametri geotecnici ϕ' e c' che determinano un coefficiente di sicurezza $F_s=1$. Il dissesto in esame è classificato come quiescente e il relativo coefficiente di sicurezza non è noto, ma deve risultare $F_s \geq 1$; si è quindi proceduto con successive verifiche aumentando progressivamente i parametri di resistenza al taglio ottenendo fattori di sicurezza crescenti.

Al termine della fase di analisi è stato possibile verificare la stabilità del versante, riassunta nella tabella successiva.

	ϕ'	c' (kpa)	γ (kN/m ³)	FS statico	Kh	Fs sisma
Deposito gravitativo	16	10	19	1,4	0,097	0,84
Substrato alterato	18	20	20	-	-	-
Substrato (Arenarie di Scabiazza)	31	70	22	-	-	-

La verifica in condizioni statiche e dinamiche è riassunta nelle figure in allegato A.

Per calcolare lo spostamento del pendio in caso di sisma è stato utilizzato il metodo semplificato derivato dalla teoria del blocco rigido di Newmark così come indicato nell'Allegato 3 della DGR n. del 2193 del 21 dicembre 2015 mediante le seguenti espressioni empiriche:

$$S = S_0 \frac{\cos(\phi - \alpha)}{\cos \phi}$$

in cui ϕ è l'angolo di resistenza al taglio sul piano di slittamento (nel caso in esame pari a 16°), α è l'angolo di inclinazione della superficie di scorrimento (nel caso in esame pari a 10°) e S_0 è lo spostamento del blocco rigido sul piano orizzontale valutabile con la relazione:

$$S_0 = \frac{37v_{\max}^2}{a_{\max}} e^{-9,4 \frac{a_c}{a_{\max}}}$$

con

- a_{\max} : accelerazione massima del moto alla base del pendio (in g)
- v_{\max} : velocità massima del moto alla base del pendio (m/s)
- $a_c = Kc * g$ "accelerazione critica"

Il coefficiente Kc è il valore che assume il coefficiente sismico K_h quando il fattore di sicurezza FS è uguale a 1. Tale valore può essere ricavato attraverso successive analisi pseudostatiche inverse in cui si riduce il coefficiente sismico fino a raggiungere la condizione $FS=1$.

Nel caso del pendio in esame il fattore di sicurezza unitario è stato raggiunto considerando un valore di K_h pari a 0,055 g, come esposto nella figura in Allegato A, a cui corrisponde un'accelerazione critica a_c pari a 0,54 m/s^2 .

I valori di v_{max} possono essere valutati sulla base dei valori di a_{max} :

- per $a_{max} = 0.35g$ $v_{max} = 40$ cm/s
- per $a_{max} = 0.25g$ $v_{max} = 30$ cm/s
- per $a_{max} = 0.15g$ $v_{max} = 15$ cm/s

Nel caso in esame, considerando un valore di a_{max} pari a 0,345 g, è stato utilizzato un valore di v_{max} pari a 40 cm/s; Sulla base dei dati indicati e utilizzando la formula esposta precedentemente si ottiene un valore di spostamento S pari a 40 cm.

9.3.3 Frana di Solignano (Località Piazza)

La frana quiescente in Località Piazza di Solignano è classificata nella carta geologica regionale per scivolamento in blocco, costituita da masse di dimensioni più o meno rilevanti di roccia che, pur sciolate lungo una o più superfici di scorrimento, traslativa e/o rotazionale, conservano al loro interno la coerenza stratigrafica della roccia di provenienza. In questo caso la roccia coinvolta appartiene al Flysch di Solignano, che è stato intercettato distintamente nei sondaggi presenti nella banca dati del Comune di Solignano e utilizzati nel 2 e 3 livello di approfondimento. La nicchia di distacco è situata nelle vicinanze della frazione Ulia. In figura 9.22 è riportata la traccia della sezione utilizzata per l'analisi di stabilità.

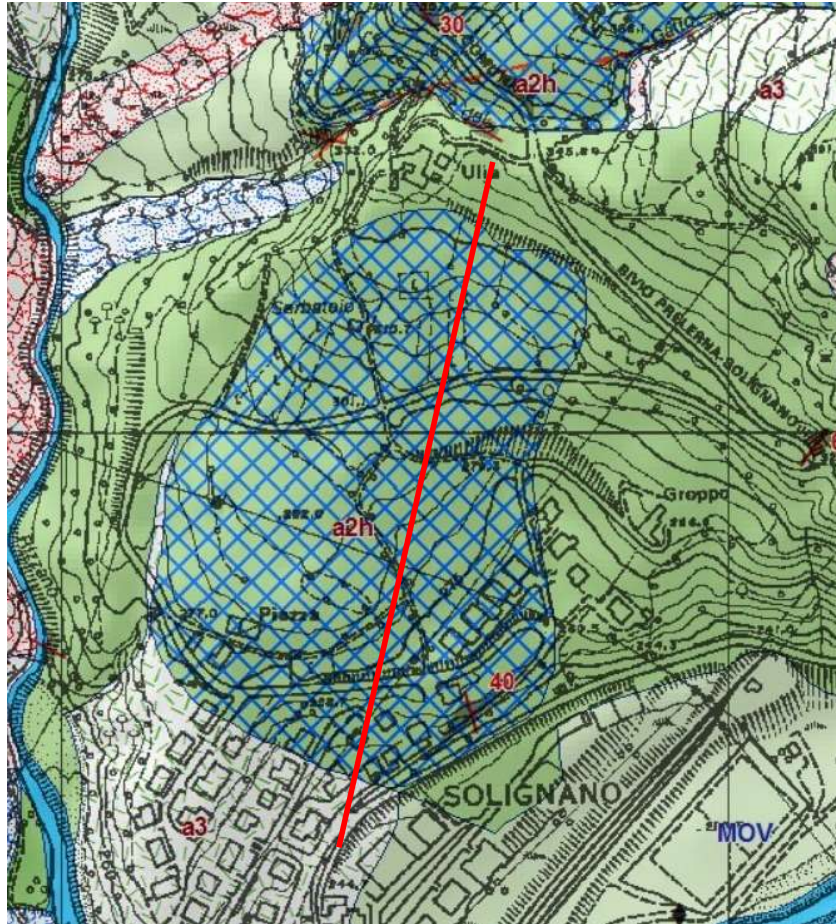


Fig. 9.22 – Estratto della carta geologica alla scala 1:5000 con indicata la traccia della sezione

Le prove geofisiche MASW e tomografia a rifrazione hanno permesso di discriminare almeno 3 livelli a diversa rigidità come si nota nella seguente figura 9.23.

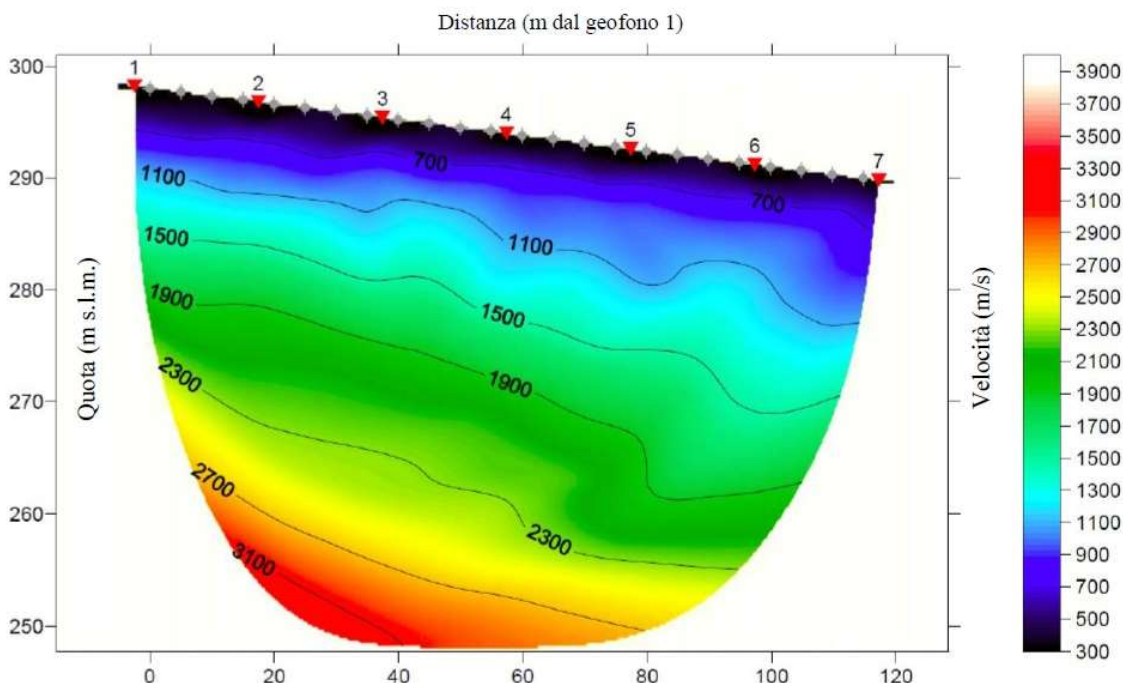


Fig. 9.23 – Sezione tomografica relativa allo stendimento sismico.

Sulla base delle velocità sismiche rilevate e in buon accordo con l'elaborazione Masw + HVSR è possibile individuare il seguente modello di sottosuolo:

- Unità superficiale a bassa velocità: velocità sismiche inferiori a 1200 m/sec e spessore medio di circa 8 metri. Dovrebbe trattarsi di depositi di natura gravitativa e detritica con caratteristiche geomeccaniche piuttosto scadenti; questo livello è chiaramente visibile nei sondaggi ed ha uno spessore variabile tra 5-8 m.
- Unità superficiale a velocità medio-alta: velocità sismiche comprese tra 1200 e 2200 m/sec e spessore medio di circa 10-15 metri. Si tratta probabilmente della porzione maggiormente alterata del substrato roccioso; anche questo livello è ben visibile nei sondaggi e rappresenta la porzione pelitico marnosa più alterata del Flysch di Solignano.
- Unità di fondo: velocità sismiche maggiori di 2200 m/sec. Dovrebbe trattarsi del substrato roccioso di natura flyscioide. Nei sondaggi questo livello è ben visibile oltre i 15-20 m di profondità e corrisponde alla porzione calcareo-calcarenitica del Flysch di Solignano.

Successivamente sono stati attribuiti ai 3 livelli individuati i parametri geotecnici necessari per l'analisi di stabilità del versante; Tali parametri sono stati attribuiti sulla base di indagini di laboratorio e prove in situ eseguite su litotipi analoghi in altre aree sede di dissesti e sulla stessa formazione geologica. In particolare per l'angolo di resistenza al taglio della coltre franosa sono state considerate condizioni a volume costante, intermedie tra lo stato di picco e lo stato residuo, tipiche di argille a media plasticità. Per il substrato alterato sono state considerate condizioni prossime ai valori di picco; infine per il Flysch di Solignano del substrato sono stati considerati valori di picco da fonti bibliografiche. Dopo aver verificato la coerenza di tali parametri con il profilo di Vs e di Vp misurato, sono state effettuate una serie di verifiche di stabilità. La superficie di

distacco è stata imposta e considerata corrispondente al contatto tra l'unità a bassa velocità ($V_p < 1200$ m/s) e quella a media velocità ($V_p > 1200$ m/s); la superficie piezometrica è stata considerata coincidente con il piano campagna. Dal momento che non sono disponibili dati puntuali relativi ai parametri geotecnici dei materiali in frana si è proceduto, come controllo, alla verifica mediante back analysis: definita la superficie di scorrimento della frana si è effettuata una verifica in condizioni non sismiche che ha fornito le coppie dei parametri geotecnici ϕ' e c' che determinano un coefficiente di sicurezza $F_s=1$. Il dissesto in esame è classificato come quiescente e il relativo coefficiente di sicurezza non è noto, ma deve risultare $F_s \geq 1$; si è quindi proceduto con successive verifiche aumentando progressivamente i parametri di resistenza al taglio ottenendo fattori di sicurezza crescenti.

Al termine della fase di analisi è stato possibile verificare la stabilità del versante, riassunta nella tabella successiva.

	ϕ'	c' (kpa)	γ (kN/m ³)	FS statico	Kh	Fs sisma
Deposito gravitativo	16	10	19	1,02	0,077	0,66
Substrato alterato	24	20	20	-	-	-
Substrato (Flysch di Solignano)	46	180	22	-	-	-

La verifica in condizioni statiche e dinamiche è riassunta nelle figure in allegato A.

Per calcolare lo spostamento del pendio in caso di sisma è stato utilizzato il metodo semplificato derivato dalla teoria del blocco rigido di Newmark così come indicato nell'Allegato 3 della DGR n. del 2193 del 21 dicembre 2015 mediante le seguenti espressioni empiriche:

$$S = S_0 \frac{\cos(\phi - \alpha)}{\cos \phi}$$

in cui ϕ è l'angolo di resistenza al taglio sul piano di slittamento (nel caso in esame pari a 16°), α è l'angolo di inclinazione della superficie di scorrimento (nel caso in esame pari a 10°) e S_0 è lo spostamento del blocco rigido sul piano orizzontale valutabile con la relazione:

$$S_0 = \frac{37v_{\max}^2}{a_{\max}} e^{-9,4 \frac{a_c}{a_{\max}}}$$

con

- a_{\max} : accelerazione massima del moto alla base del pendio (in g)
- v_{\max} : velocità massima del moto alla base del pendio (m/s)
- $a_c = Kc * g$ "accelerazione critica"

Il coefficiente Kc è il valore che assume il coefficiente sismico K_h quando il fattore di sicurezza F_s è uguale a 1. Tale valore può essere ricavato attraverso successive analisi pseudostatiche inverse in cui si riduce il coefficiente sismico fino a raggiungere la condizione $F_s=1$.

Nel caso del pendio in esame il fattore di sicurezza unitario è stato raggiunto considerando un valore di K_h pari a 0,0038 g, come esposto nella figura in Allegato A, a cui corrisponde un'accelerazione critica a_c pari a 0,037 m/s².

I valori di v_{max} possono essere valutati sulla base dei valori di a_{max} :

- per $a_{max} = 0.35g$ $v_{max} = 40$ cm/s
- per $a_{max} = 0.25g$ $v_{max} = 30$ cm/s
- per $a_{max} = 0.15g$ $v_{max} = 15$ cm/s

Nel caso in esame, considerando un valore di a_{max} pari a 0,277 g, è stato utilizzato un valore di v_{max} pari a 32 cm/s; Sulla base dei dati indicati e utilizzando la formula esposta precedentemente si ottiene un valore di spostamento S pari a 127 cm.

9.3.4 Frana di Case Martini a Solignano

La frana quiescente in esame è di notevoli dimensioni e coinvolge un'importante porzione di versante, da Case Martini sino a coinvolgere la porzione meridionale dell'abitato di Solignano; è classificata nella carta geologica regionale come di tipo complesso, ovvero caratterizzata da una combinazione di scivolamenti e colamenti. In questo caso il dissesto si è impostato all'interno delle Arenarie di Scabiazza. In figura 9.24 è riportata la traccia della sezione utilizzata per l'analisi di stabilità.

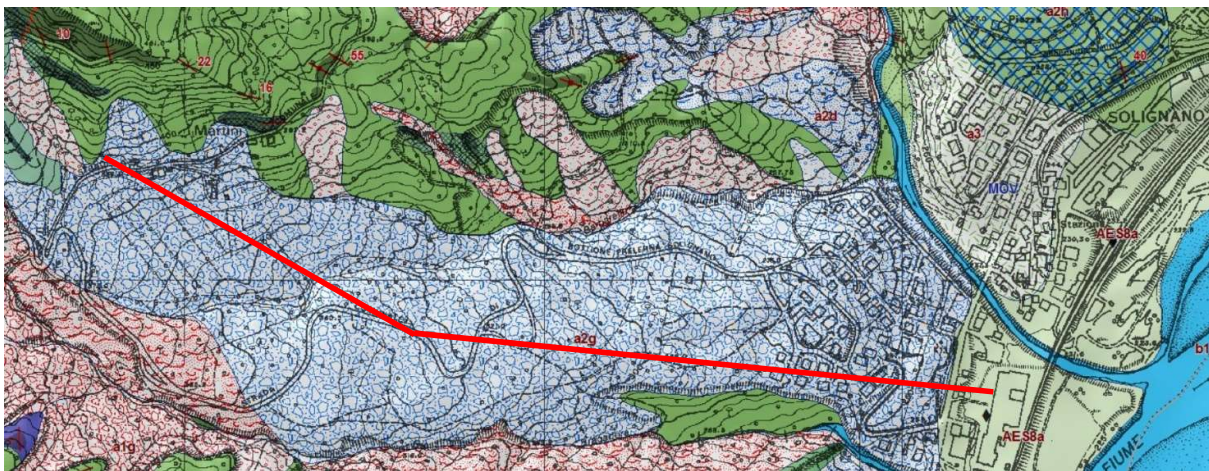


Fig. 9.24 – Estratto della carta geologica alla scala 1:5000 con indicata la traccia della sezione

Le prove geofisiche MASW e tomografia a rifrazione hanno permesso di discriminare almeno 3 livelli a diversa rigidità come si nota in figura 9.25.

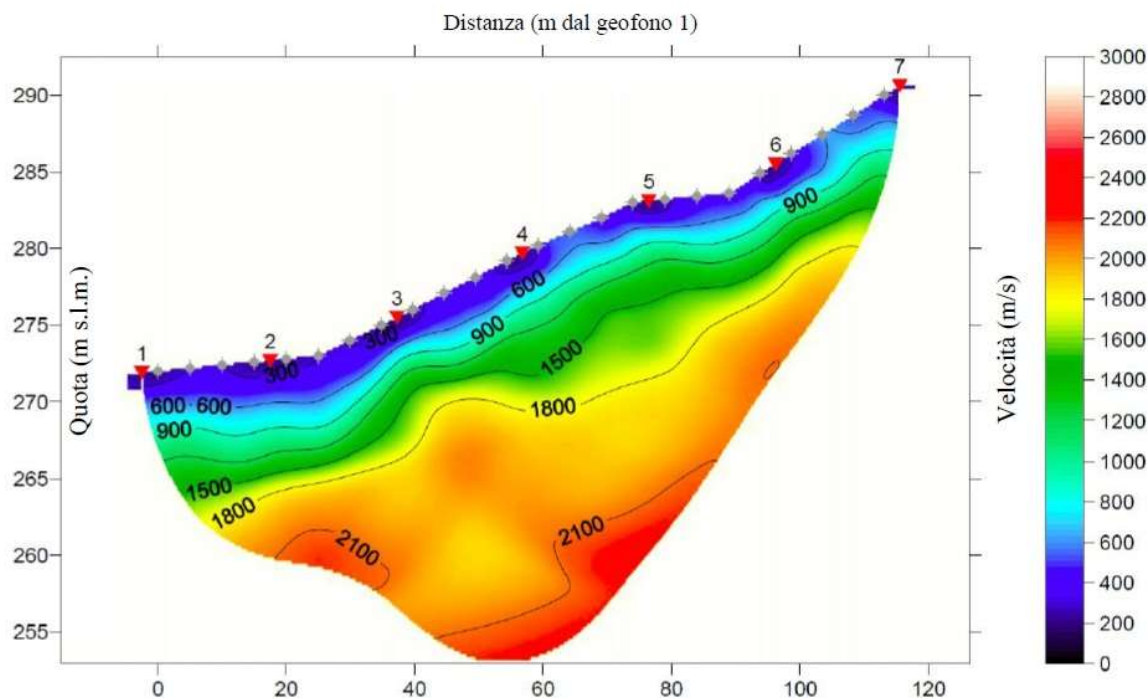


Fig. 9.25 – Sezione tomografica relativa allo stendimento sismico.

Sulla base delle velocità sismiche rilevate e in buon accordo con l'elaborazione Masw + HVSR è possibile individuare il seguente modello di sottosuolo:

- Unità superficiale a bassa velocità: velocità sismiche inferiori a 1300 m/sec e spessore variabile tra 4,5 e 6,5 m. Dovrebbe trattarsi di depositi di natura gravitativa e detritica con caratteristiche geomeccaniche piuttosto scadenti;
- Unità superficiale a velocità medio-alta: velocità sismiche comprese tra 1300 e 2200 m/sec e con base a circa 22-24 m da p.c. Si tratta probabilmente della porzione maggiormente alterata del substrato roccioso;
- Unità di fondo: velocità sismiche maggiori di 2200 m/sec. Dovrebbe trattarsi del substrato roccioso di natura arenacea e pelitica.

Successivamente sono stati attribuiti ai 3 livelli individuati i parametri geotecnici necessari per l'analisi di stabilità del versante; Tali parametri sono stati attribuiti sulla base di indagini di laboratorio e prove in situ eseguite su litotipi analoghi in altre aree sede di dissesti e sulla stessa formazione geologica. In particolare per l'angolo di resistenza al taglio della coltre franosa sono state considerate condizioni a volume costante, intermedie tra lo stato di picco e lo stato residuo, tipiche di argille a media plasticità. Per il substrato alterato sono state considerate condizioni prossime ai valori di picco; infine per Le Arenarie di Scabiazza del substrato sono stati considerati valori di picco da fonti bibliografiche. Dopo aver verificato la coerenza di tali parametri con il profilo di Vs e di Vp misurato, sono state effettuate una serie di verifiche di stabilità. La superficie di distacco è stata imposta e considerata corrispondente al contatto tra l'unità a bassa velocità ($V_p < 1300$ m/s) e quella a media velocità ($V_p > 1300$ m/s); la superficie piezometrica è stata considerata coincidente con il

piano campagna. Dal momento che non sono disponibili dati puntuali relativi ai parametri geotecnici dei materiali in frana si è proceduto, come controllo, alla verifica mediante back analysis: definita la superficie di scorrimento della frana si è effettuata una verifica in condizioni non sismiche che ha fornito le coppie dei parametri geotecnici ϕ' e c' che determinano un coefficiente di sicurezza $Fs=1$. Il dissesto in esame è classificato come quiescente e il relativo coefficiente di sicurezza non è noto, ma deve risultare $Fs \geq 1$; si è quindi proceduto con successive verifiche aumentando progressivamente i parametri di resistenza al taglio ottenendo fattori di sicurezza crescenti.

Al termine della fase di analisi è stato possibile verificare la stabilità del versante, riassunta nella tabella successiva.

	ϕ'	c' (kpa)	γ (kN/m ³)	FS statico	Kh	Fs sisma
Deposito gravitativo	14	2	19	1,15	0,085	0,60
Substrato alterato	16	17	20	-	-	-
Substrato (Arenarie di Scabiazza)	31	70	22	-	-	-

La verifica in condizioni statiche e dinamiche è riassunta nelle figure in allegato A

Per calcolare lo spostamento del pendio in caso di sisma è stato utilizzato il metodo semplificato derivato dalla teoria del blocco rigido di Newmark così come indicato nell'Allegato 3 della DGR n. del 2193 del 21 dicembre 2015 mediante le seguenti espressioni empiriche:

$$S = S_0 \frac{\cos(\phi - \alpha)}{\cos \phi}$$

in cui ϕ è l'angolo di resistenza al taglio sul piano di slittamento (nel caso in esame pari a 14°), α è l'angolo di inclinazione della superficie di scorrimento (nel caso in esame pari a 10°) e S_0 è lo spostamento del blocco rigido sul piano orizzontale valutabile con la relazione:

$$S_0 = \frac{37v_{\max}^2}{a_{\max}} e^{-9,4 \frac{a_c}{a_{\max}}}$$

con

- a_{\max} : accelerazione massima del moto alla base del pendio (in g)
- v_{\max} : velocità massima del moto alla base del pendio (m/s)
- $a_c = Kc * g$ "accelerazione critica"

Il coefficiente Kc è il valore che assume il coefficiente sismico K_h quando il fattore di sicurezza FS è uguale a 1. Tale valore può essere ricavato attraverso successive analisi pseudostatiche inverse in cui si riduce il coefficiente sismico fino a raggiungere la condizione $FS=1$.

Nel caso del pendio in esame il fattore di sicurezza unitario è stato raggiunto considerando un valore di K_h pari a 0,015 g, come esposto nella figura in Allegato A, a cui corrisponde un'accelerazione critica a_c pari a 0,15 m/s^2 .

I valori di v_{max} possono essere valutati sulla base dei valori di a_{max} :

- per $a_{max} = 0.35g$ $v_{max} = 40$ cm/s
- per $a_{max} = 0.25g$ $v_{max} = 30$ cm/s
- per $a_{max} = 0.15g$ $v_{max} = 15$ cm/s

Nel caso in esame, considerando un valore di a_{max} pari a 0,35 g, è stato utilizzato un valore di v_{max} pari a 40 cm/s; Sulla base dei dati indicati e utilizzando la formula esposta precedentemente si ottiene un valore di spostamento S pari a 98 cm.

9.4 Carte di microzonazione sismica

9.4.1 Bottione

Sulla base dei valori ottenuti dall'analisi della risposta sismica locale, dall'analisi di stabilità del pendio e degli spostamenti in caso di sisma sono state realizzate le Carte di microzonazione sismica per l'abitato di Bottione, alla scala 1:5000, in cui sono raffigurate le amplificazioni stimate e le zone suscettibili di instabilità, per i settori di territorio in esame. La carta delle MOPS individuò tre zone:

- Zona 2005: Alternanza di litotipi alterati e/o fratturati, ricoperti da spessori variabili (max 3m) di detriti di versante a componente prevalentemente argillosa, afferente a SCB e a RAN 3 caratterizzante il sottosuolo fino ad una profondità di circa 35 m d a pc. oltre alla quale è presente un substrato con $V_s > 800$ m/s
- Zona 2011: Alternanza di litotipi alterati e/o fratturati afferente a SCB ricoperta da depositi detritici di versante a matrice argillosa con spessori di circa 5 m, caratterizzanti il sottosuolo fino ad una profondità di circa 35 m, oltre alla quale è presente un substrato con $V_s > 800$ m/s
- Zona di instabilità ZAFR: Zona di Attenzione per Instabilità di versante (Zona con forte passaggio litologico a 5m)

L'amplificazione è stata calcolata in termini di rapporto di accelerazione massima orizzontale (PGA/PGA_0) sia di rapporto di Intensità di Housner (SI/SI_0) per prefissati intervalli di periodi.

I valori attribuiti sono i seguenti

	ZAFR Bottione	2005	2011
FA_{PGA}	2,09	1,5	1,4
$FA_{IS\ 0,1-0,5}$	1,81	1,6	1,5
$FA_{IS\ 0,5-1,0}$	1,11	1,2	1,1

I fattori di amplificazione sopraindicati sono stati rappresentati nelle Carte di microzonazione sismica, con la legenda riportata nella seguente figura 9.26.

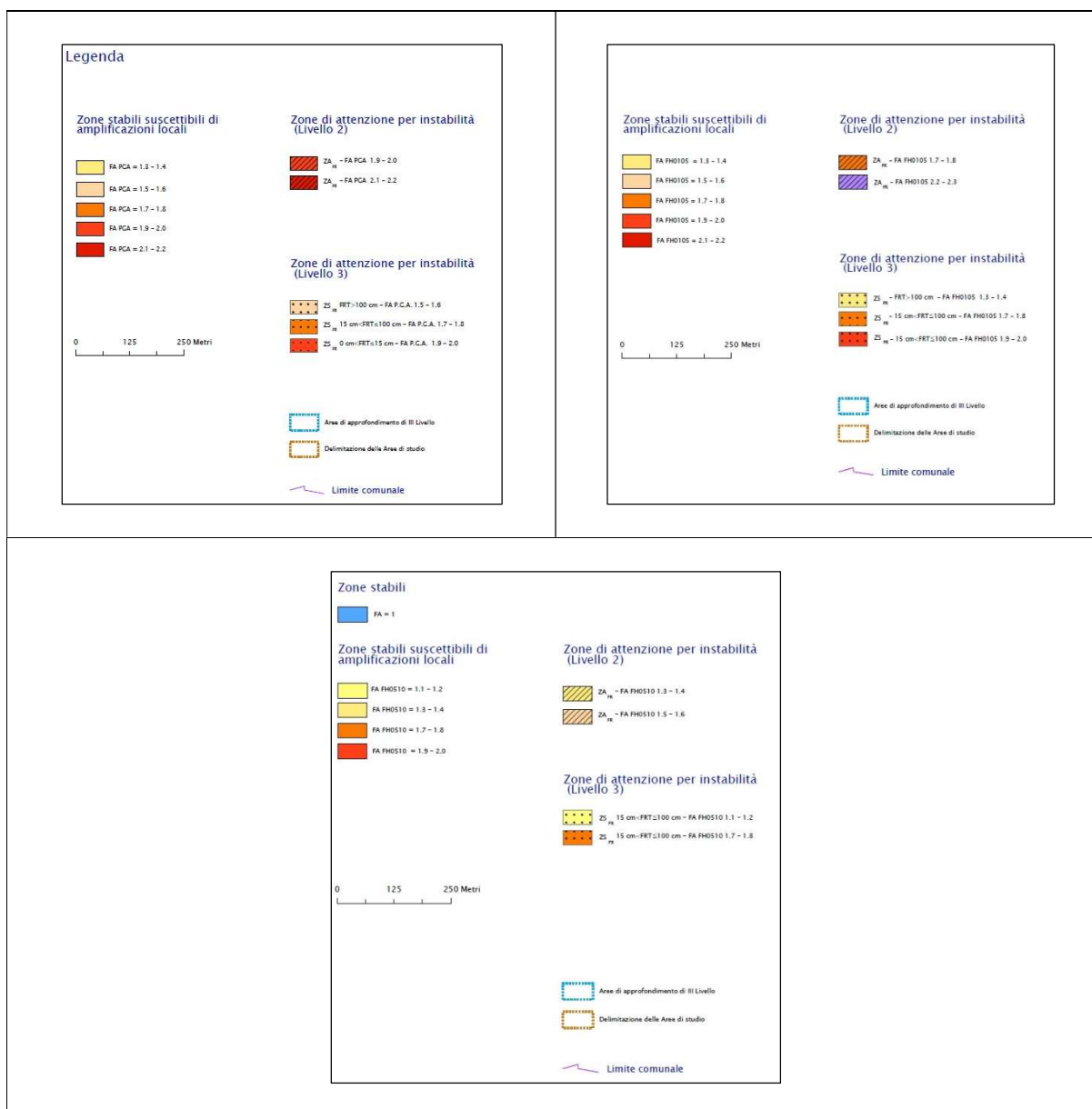


Fig. 9.26 – Legende relative alle carte di microzonazione sismica Area di Bottione

Nelle tre carte sono state rappresentate anche le zone suscettibili di instabilità di versante indicando il parametro che quantifica tali fenomeni: ovvero, il massimo movimento (FRT, in centimetri). Questo è stato calcolato mediante il metodo semplificato di Newmark visto nel paragrafo precedente. Con riferimento agli Standard di rappresentazione la zona di instabilità di Bottione Case martini risulta caratterizzata da $15 < FRT \leq 100 \text{ cm}$.

9.4.2 Solignano

Sulla base dei valori ottenuti dall'analisi della risposta sismica locale, dall'analisi di stabilità del pendio e degli spostamenti in caso di sisma sono state realizzate le Carte di microzonazione sismica per l'abitato di Solignano, alla scala 1:5000, in cui sono raffigurate le amplificazioni stimate e le zone suscettibili di instabilità, per i settori di territorio in esame. La carta delle MOPS individuò tre zone:

- Zona 2005: Alternanza di litotipi alterati e/o fratturati, ricoperti da spessori variabili (max 3m) di detriti di versante a componente prevalentemente argillosa, afferente a SCB e a RAN 3 caratterizzante il sottosuolo fino ad una profondità di circa 35 m d a pc. oltre alla quale è presente un substrato con $V_s > 800$ m/s
- Zona 2007: Alternanza di terreni coesivi sovraconsolidati fratturati/alterati appartenenti a ACR, AVV o APA ricoperti da una coltre di copertura limo-argillosa o detritica a matrice limo-argillosa a venti spessore variabile (max 3 m), caratterizzante il sottosuolo fino alla profondità di circa 50 m da p.c. oltre alla quale è presente un substrato con $V_s > 800$ m/s;
- Zona 2012: Alternanza di litotipi alterati e/o fratturati afferente a PGR o a FSO o a MCS ricoperti da spessori variabili (max 3 m) di argille limose e detriti o da detriti di origine eluvio-colluviale a matrice argillosa caratterizzante il sottosuolo fino ad una profondità di circa 20 m, oltre alla quale è presente un substrato con $V_s > 800$ m/s
- Zona 2014: Alternanza di litotipi fratturati/alterati afferenti a FYS2, a PGR, a MCS o a FSO sottostante a depositi alluvionali in evoluzione b1 o a AES8a o a AES8 o AES7 a composizione prevalentemente ghiaiosa -sabbiosa aventi spessore di circa 5 m caratterizzanti il sottosuolo fino ad una profondità di circa 25 m oltre alla quale è presente un substrato con $V_s > 800$ m/s
- Zona 2017: Alternanza di litotipi stratificati alterati e/o fratturati afferente a SCB sottostante a depositi appartenenti a AES8a a composizione prevalentemente ghiaiosa aventi spessore di circa 5m, caratterizzanti il sottosuolo fino ad una profondità di circa 20 m oltre alla quale è presente un substrato con $V_s > 800$ m/s
- Zona di instabilità ZAFR: Zona di Attenzione per Instabilità di versante (Zona con forte passaggio litologico a 5m)
- Zona di instabilità ZAFR: Zona di Attenzione per Instabilità di versante (Zona con forte passaggio litologico a 10m)

L'amplificazione è stata calcolata in termini di rapporto di accelerazione massima orizzontale (PGA/PGA_0) sia di rapporto di Intensità di Housner (SI/SI_0) per prefissati intervalli di periodi.

I valori attribuiti sono i seguenti

	ZAFR Case Martini	ZAFR Piazza	2005	2007	2012	2014	2017
FA_{PGA}	1,83	1,68	1,4	1,8	1,9	1,9	1,9
$FA_{IS\ 0,1-0,5}$	1,93	1,46	1,5	2	1,7	2,2	1,7
$FA_{IS\ 0,5-1,0}$	1,87	1,00	1,1	1,9	1,1	1,4	1,4

I fattori di amplificazione sopraindicati sono stati rappresentati nelle Carte di microzonazione sismica, con la legenda riportata nella seguente figura 9.27.



Fig. 9.27 – Legende relative alle carte di microzonazione sismica Area di Solignano

Nelle tre carte sono state rappresentate anche le zone suscettibili di instabilità di versante indicando il parametro che quantifica tali fenomeni: ovvero, il massimo movimento (FRT, in centimetri). Questo è stato calcolato mediante il metodo semplificato di Newmark visto nel paragrafo precedente. Con riferimento agli Standard di rappresentazione la zona di instabilità di Case martini risulta caratterizzata da $15 < FRT \leq 100$ cm, mentre quella in località Piazza presenta $FRT > 100$ cm.

10. CONFRONTO DELLA DISTRIBUZIONE DEI DANNI DEGLI EVENTI PASSATI

Nell'area di studio non sono presenti edifici storici che presumibilmente sono stati sottoposti a forti terremoti passati. Attualmente gli edifici non mostrano lesioni o segni di antichi dissesti. Nel capitolo 2 è già stato espresso e sintetizzato come nel comune di Solignano l'intensità macrosismica sia intermedia tra il VII e VIII grado MCS.

La consultazione di DBMI15, la versione 2015 del Database Macrosismico Italiano (fig.10.1) riporta diversi eventi sismici negli ultimi 200 anni; in particolare l'evento del 14/02/1834, di magnitudo 5,96 ha avuto intensità macrosismica elevata nel Comune di Solignano; l'epicentro è stato localizzato nella Val Taro-Lunigiana.

Effetti	In occasione del terremoto del									
Int.	Anno	Me	Gi	Ho	Mi	Se	Area epicentrale	NMDP	Io	Mw
5	1834	02	14	13	15		Val di Taro-Lunigiana	112	9	5.96
2	1955	03	12	06	57	0	Parmense	15	5	4.15
5-6	1980	12	23	12	01	0	Piacentino	69	6-7	4.57
5-6	1983	11	09	16	29	5	Parmense	850	6-7	5.04
3-4	1989	10	03	09	41	3	Appennino parmense	91	4	4.04
3	1995	03	03	16	16	4	Lunigiana	43	5	4.20
3	1995	10	10	06	54	2	Lunigiana	341	7	4.82
NF	2000	06	18	07	42	0	Pianura emiliana	304	5-6	4.40
NF	2002	11	13	10	48	0	Franciacorta	768	5	4.21
3	2005	04	18	10	59	1	Valle del Trebbia	284	4	3.97
4-5	2008	12	23	15	24	2	Parmense	291	6-7	5.36

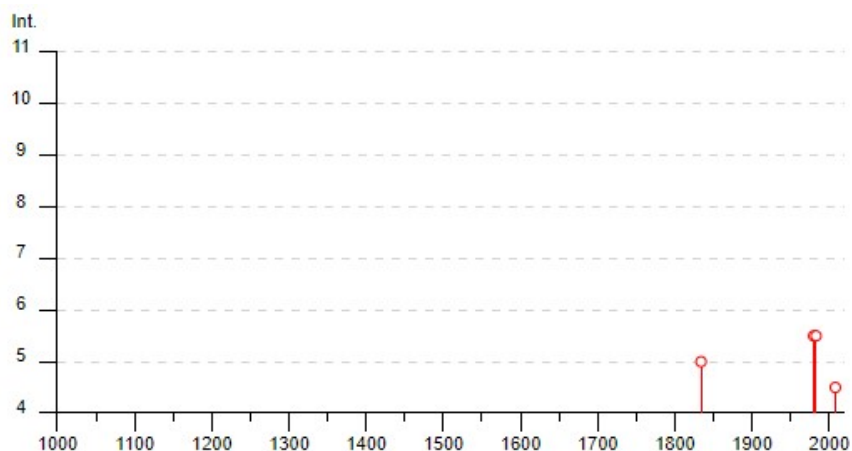


Fig. 10.1– Storia sismica del Comune di Solignano.

Altri eventi di intensità minore sono stati registrati nelle località vicine (entro 10 km) come riportato nella seguente figura (10.2).

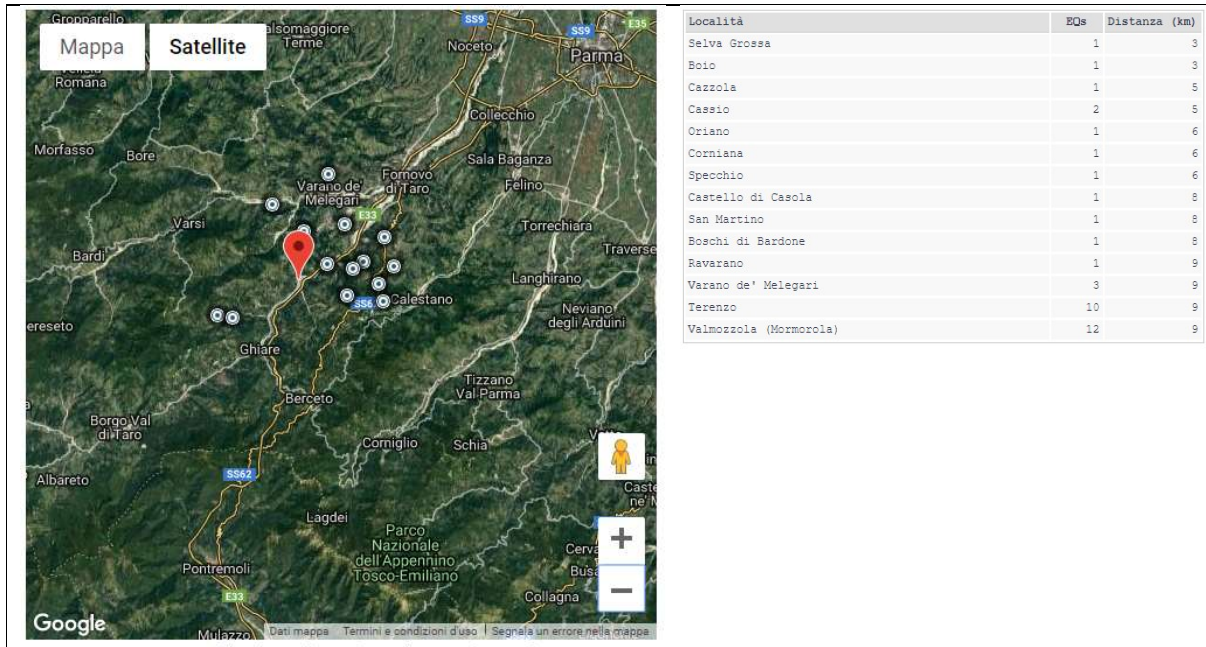


Fig. 10.2– Eventi con epicentro nelle località vicine (entro 10 km).

11. BIBLIOGRAFIA

ALBARELLO D., CASTELLARO S. (2011). TECNICHE SISMICHE PASSIVE: INDAGINI A STAZIONE SINGOLA, Ingegneria Sismica Anno XXVIII - n. 2 – 2011, Appendice I e II, pp 50-62

CETRARO FAUSTINO (2014): Modellazione del sottosuolo con la geofisica applicata alle onde di superficie; Epc Libri Editore

COMUNE DI SOLIGNANO: (2017), Studio di microzonazione sismica (secondo livello)

GRUPPO DI LAVORO MS, 2008. "INDIRIZZI E CRITERI PER LA MICROZONAZIONE SISMICA". Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome - Dipartimento della Protezione Civile, Roma, 3 vol. e Dvd. http://www.protezionecivile.it/cms/view.php?dir_pk=395&cms_pk=15833

GIANCARLO DAL MORO (2012): Onde di superficie in geofisica applicata; Dario Flaccovio Editore

KOTTKE, ALBERT R., AND RATHJE, ELLEN M. (2008) Technical Manual for Strata. PEER Report 2008/10. University of California, Berkeley, California

MADIAI C., FACCIORUSSO J. VANNUCCHI G. MARTELLI L. (2012) – in Microzonazione sismica, uno strumento consolidato per la riduzione del rischio. L'esperienza della Regione Emilia Romagna. RER 2012.

MARCELLINI A., MARTELLI L, TENTO A., DAMINELLI R. - L'amplificazione Sismica Negli "Indirizzi Per Gli Studi Di Microzonazione Sismica In Emilia-Romagna per La Pianificazione Territoriale e Urbanistica" (2009)

MELETTI C. E VALENSISE G. (2004). zonazione sismogenetica zs9-app. 2 al rapporto conclusivo. In: "GRUPPO DI LAVORO MPS (2004). Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCm 3274 del 20 marzo 2003 ". Rapporto per il Dipartimento della Protezione Civile, INGV, Milano-Roma, aprile 2004, 65 pp. + 5 appendici.

NORI & DI MARCANTONIO (2014): Manuale di risposta sismica locale. epc editore

MOLIN D., STUCCHI M. E VALENSISE G. (1996). MASSIME INTENSITÀ MACROSISMICHE OSSERVATE NEI COMUNI ITALIANI. elaborato per il Dipartimento dalla Protezione Civile

SERVIZIO GEOLOGICO SISMICO E DEI SUOLI DELLA REGIONE EMILIA ROMAGNA – (2005): Carta geologica d'Italia alla scala 1:50000 – Fogli 199 e 200.

CARTA SISMOTETTONICA DELLA REGIONE EMILIA-ROMAGNA – Scala 1:250.000 (2004) - Regione Emilia-Romagna, Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli - CNR - Istituto di Geoscienze e Georisorse, Sezione di Firenze

MICROZONAZIONE SISMICA, UNO STRUMENTO CONSOLIDATO PER LA RIDUZIONE DEL RISCHIO. L'esperienza della Regione Emilia-Romagna (2012) – Regione Emilia-Romagna, Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli

NUOVA CARTA DEL DISSESTO DELLA PROVINCIA DI PARMA. SEZIONE 200130 "VARSI", alla scala 1:10.000. Servizio di Programmazione e Pianificazione Territoriale della Provincia di Parma

REGIONE EMILIA ROMAGNA. – ENI AGIP (1998): Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia Romagna.

REGIONE EMILIA ROMAGNA. – UNIVERSITA DI SIENA (2013): ASSETTO TETTONICO E POTENZIALITÀ SISMOGENETICA DELL' APPENNINO TOSCO-EMILIANO E DELLA VAL PADANA.

F. ROCCAFORTE, C. CUCINOTTA (2015): Stima dei Parametri Geotecnici in Geofisica Applicata; Dario Flaccovio Editore.

12. ALLEGATI

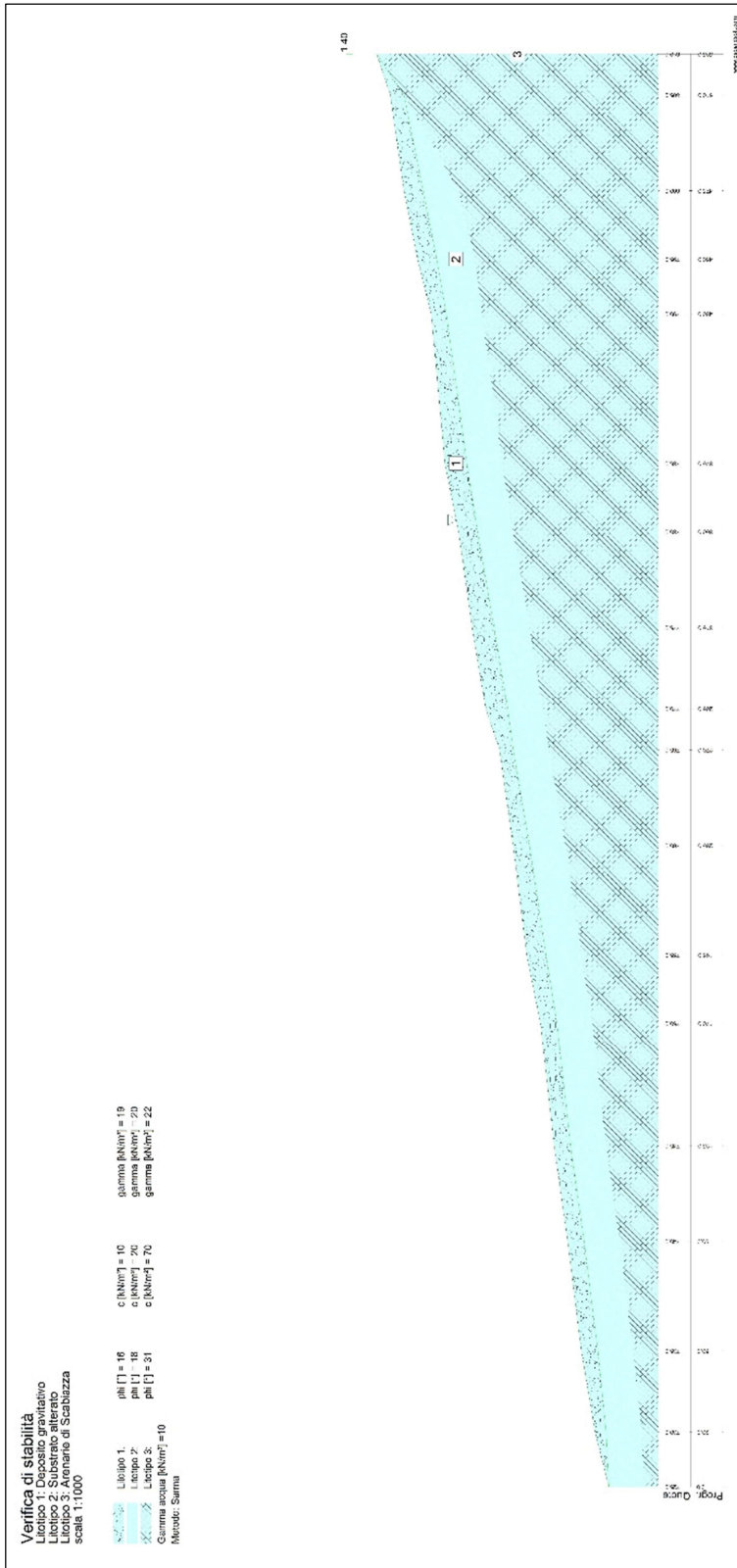
Nel corso dello studio sono stati redatti i seguenti elaborati grafici:

Elaborato	Nome pdf	Elemento Qunione	scala
Quadro di unione	MS_Qunione	unico	
Carta delle indagini	MS-Carta_indag_III_T1	T1	1:10.000
Carta geologico Tecnica	MS_Geo_tec_III_T3	T3	1:10.000
Carta delle frequenze naturali dei terreni	MS_Frequenza_III_T3	T3	1:10.000
Carta delle velocità delle onde di taglio S (Vs)	Vs_Liv_III_T3	T3	
Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica	MS_MS1_T4-re.01	T4	1:10.000
	MS_MS1_T5-re.01	T5	1:10.000
Carta di microzonazione sismica – Fattore di amplificazione PGA	MS_MS3_Fh_PGA_T4	T4	1:5.000
	MS_MS3_Fh_PGA_T5	T5	1:5.000
Carta di microzonazione sismica – Fattore di amplificazione FH0105	MS_MS3_Fh_0105_T4	T4	1:5.000
	MS_MS3_Fh_0105_T5	T5	1:5.000
Carta di microzonazione sismica – Fattore di amplificazione FH0510	MS_MS3_Fh_0510_T4	T4	1:5.000
	MS_MS3_Fh_0510_T5	T5	1:5.000
Prove MASW			
Tomografie sismiche in onde P e onde S			
Prove tomografiche			

ALLEGATO A

Verifiche di stabilità

Bottione



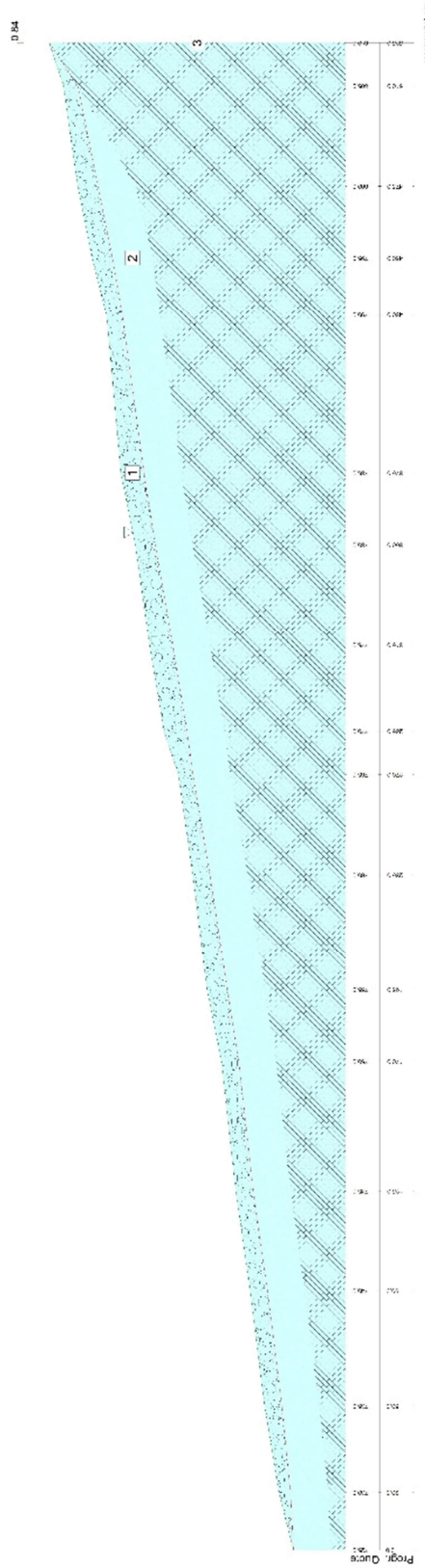
Condizioni statiche

Verifica di stabilità

Libello 1: Cuneo pressivo
Libello 2: Substrato alterato
Libello 3: Arenarie di Scabiazza
scala 1:1000

Libello 1:	$\rho(H) [] = 16$	$c [N/m^2] = 10$	$\gamma_{\text{sat}} [N/m^3] = 19$
Libello 2:	$\rho(H) [] = 18$	$c [N/m^2] = 20$	$\gamma_{\text{sat}} [N/m^3] = 20$
Libello 3:	$\rho(H) [] = 31$	$c [N/m^2] = 70$	$\gamma_{\text{sat}} [N/m^3] = 22$
Gamma arcua:	$\rho(N/m^2) = 10$	Comp. sismica orizz. = 0.09	Comp. sismica vert. = 0.05

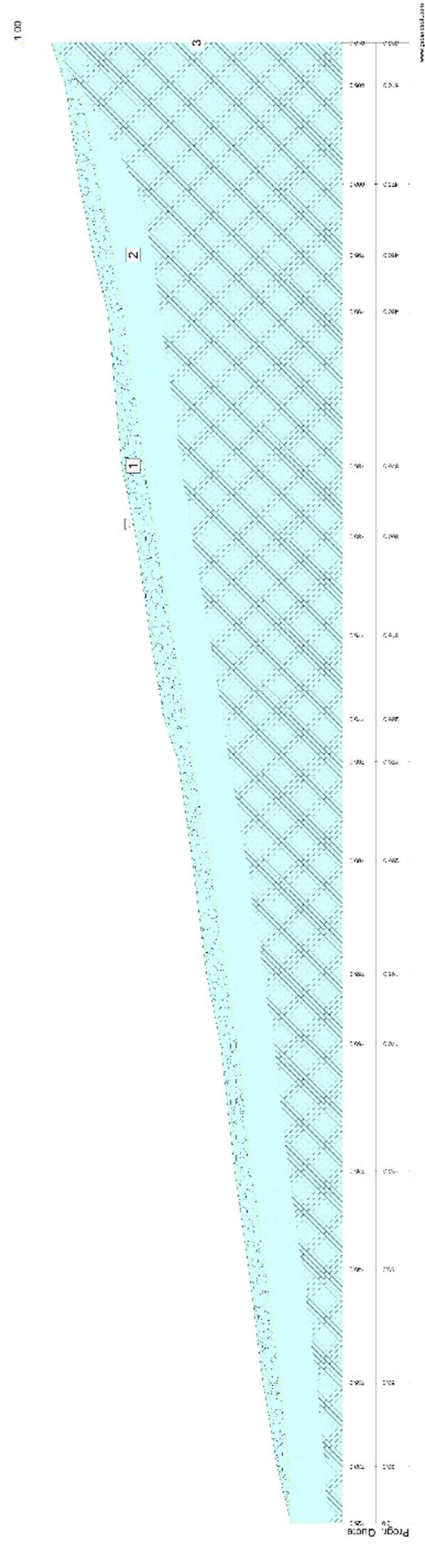
Modello: Sanna



Condizioni dinamiche

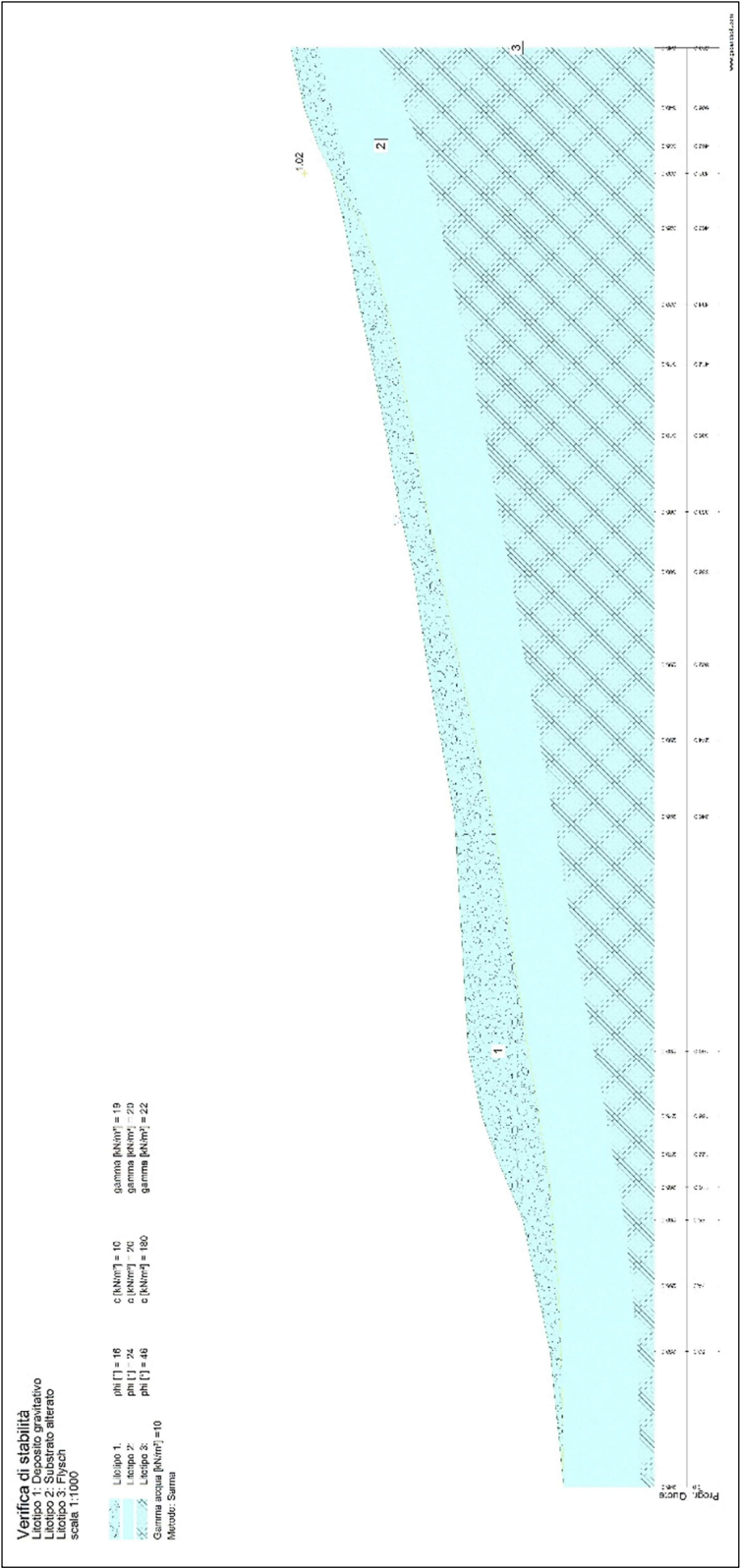
Verifica di stabilità
 Licotipo 1: Deposito gravitativo
 Licotipo 2: Substrato alterato
 Licotipo 3: Arenario di Scabiazza
 scala 1:1000

γ_{s1} [kN/m³] = 19 ϕ_{int} [°] = 16 c [kN/m²] = 10 γ_{s2} [kN/m³] = 19 ϕ_{int} [°] = 18 c [kN/m²] = 20 γ_{s3} [kN/m³] = 22 ϕ_{int} [°] = 31 c [kN/m²] = 70 γ_{s4} [kN/m³] = 22 ϕ_{int} [°] = 22 c [kN/m²] = 22
 Metodo: Sarma Comp. sarmica orizz. = 0,05 Comp. sarmica vert. = 0,275



Determinazione Kc critico al fattore di sicurezza FS=1

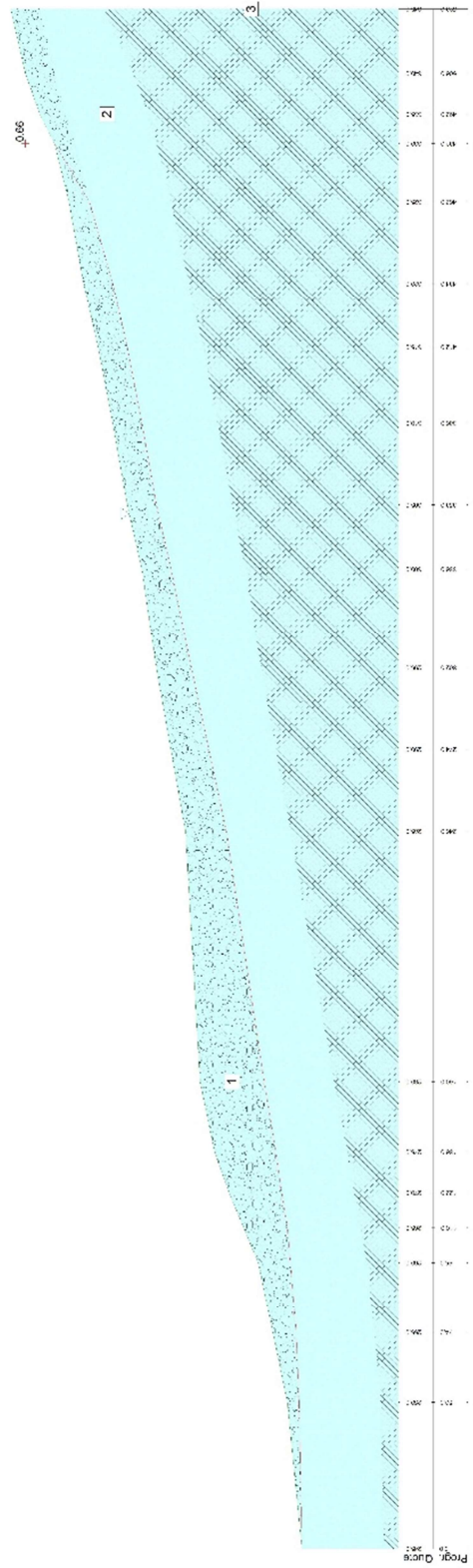
Solignano Località Piazza



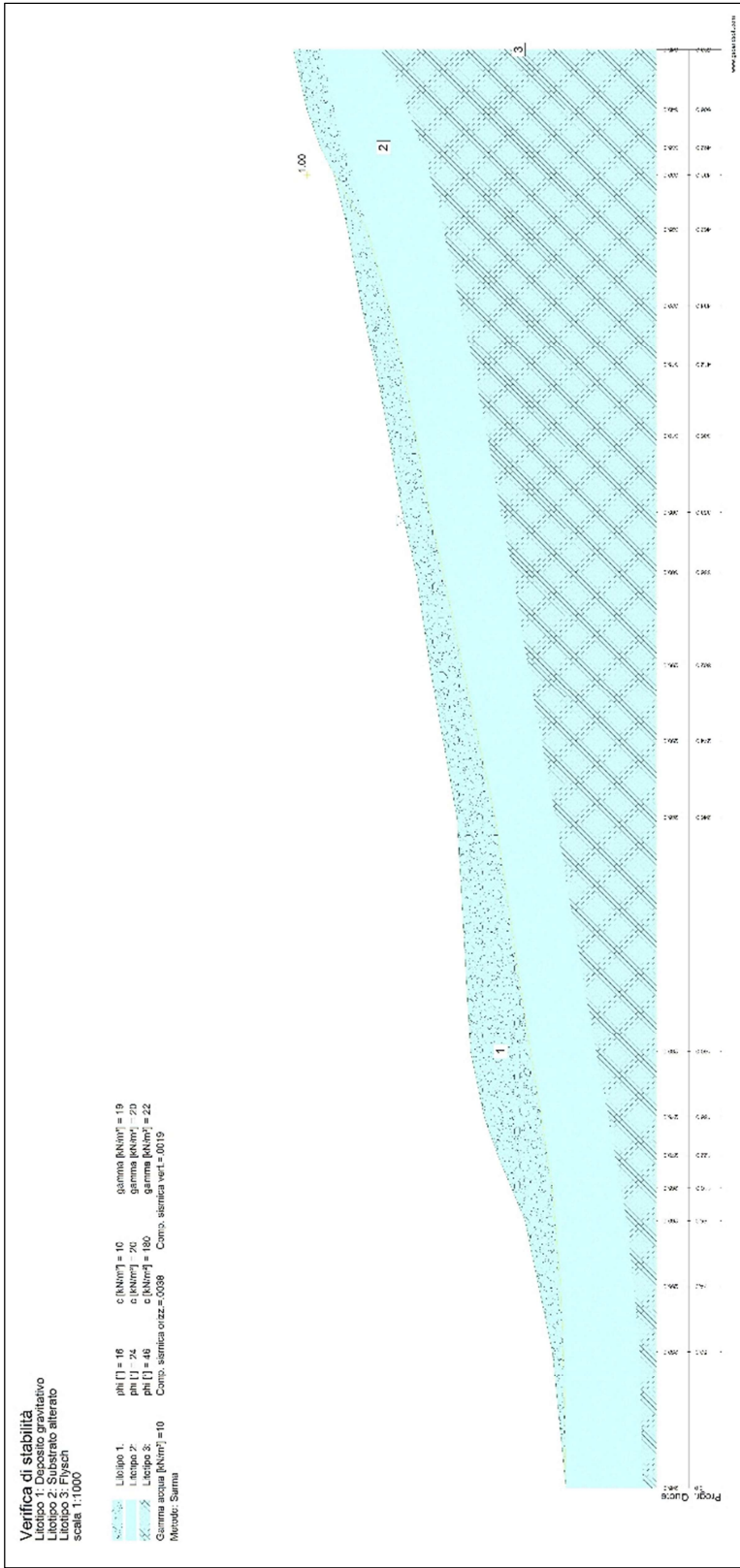
Condizioni statiche

Verifica di stabilità
 Licello 1: Deposito gravativo
 Licello 2: Substrato alterato
 Licello 3: Fiyach
 scala 1:1000

Licello 1: $\rho_s [t/m^3] = 16$ $c [kN/m^2] = 10$ $\phi [^\circ] = 19$
 Licello 2: $\rho_s [t/m^3] = 16$ $c [kN/m^2] = 10$ $\phi [^\circ] = 19$
 Licello 3: $\rho_s [t/m^3] = 180$ $c [kN/m^2] = 22$ $\phi [^\circ] = 22$
 Gamma acqua $[kN/m^3] = 10$ $\text{Comp. siccita} = 0.775/0$ $\text{Comp. siccita} \text{ vert} = 0.38775$
 Metodo: Sarma

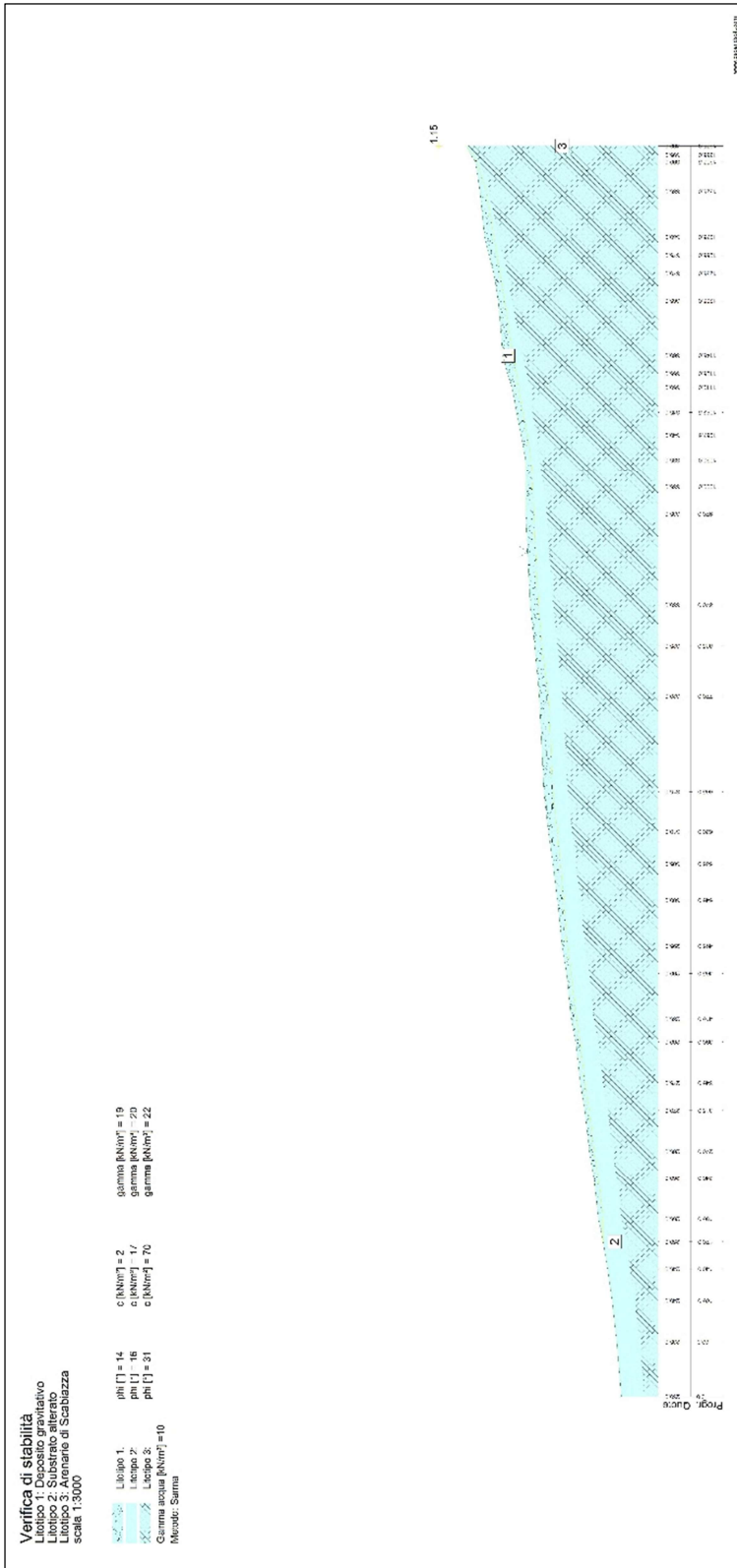


Condizioni dinamiche



Determinazione K_c critico al fattore di sicurezza $FS=$

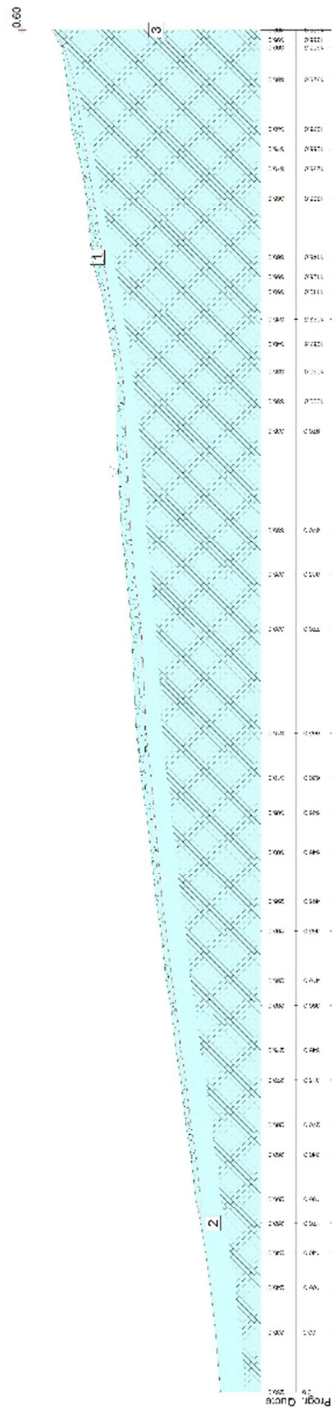
Solignano Frana Case Martini



Condizioni statiche

Verifica di stabilità
 Liscio 1: Deposito gravativo
 Liscio 2: Substrato alterato
 Liscio 3: Arenarie di Scabiazza
 scala: 1:3000

$\phi [^\circ] = 14$ $c [kN/m^2] = 2$ $\gamma_{int} [kN/m^3] = 19$
 $\phi [^\circ] = 16$ $c [kN/m^2] = 17$ $\gamma_{int} [kN/m^3] = 20$
 $\phi [^\circ] = 31$ $c [kN/m^2] = 70$ $\gamma_{int} [kN/m^3] = 22$
 Comp. sismica orizz. = 0.0964 Comp. sismica vert. = 0.1212
 Metodo: Sarno

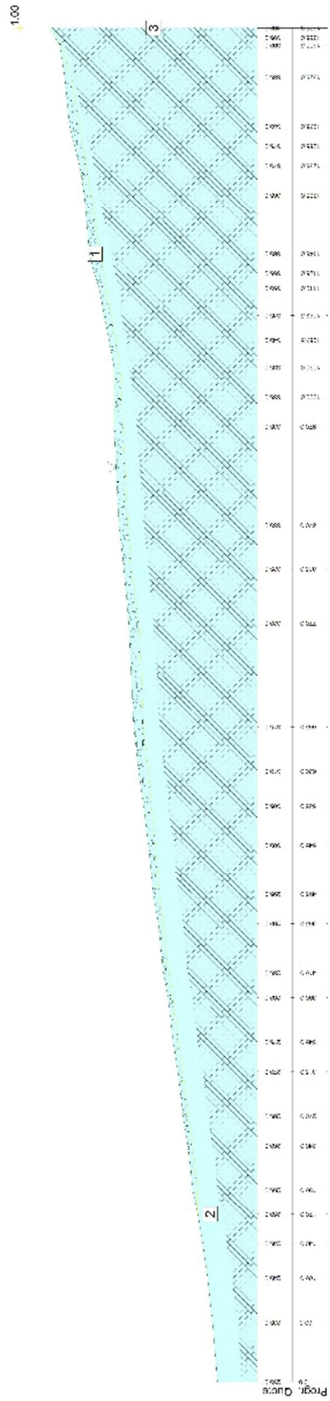


Condizioni dinamiche

Verifica di stabilità

Litolico 1: Discosto resistivo
 Litolico 2: Substrato alterato
 Litolico 3: Arenario di Scabbazza
 scala 1:3000

$\phi_{int} [^\circ] = 14$ $c [kN/m^2] = 2$ $\gamma_{int} [kN/m^3] = 19$
 $\phi_{int} [^\circ] = 16$ $c [kN/m^2] = 1/$ $\gamma_{int} [kN/m^3] = 20$
 $\phi_{int} [^\circ] = 31$ $c [kN/m^2] = 70$ $\gamma_{int} [kN/m^3] = 22$
 Comp. sismica oriz. = 0.15 Comp. sismica vert. = 0.075
 Metodo: Sarnai



Determinazione Kc critico al fattore di sicurezza FS=1