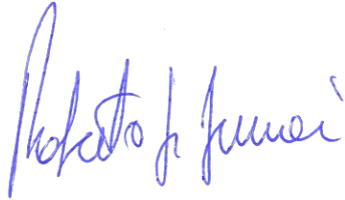


Approfondimento sullo Studio Sismotettonico e Piano di Monitoraggio della sismicità nel Giacimento Selva Malvezzi (BO) in risposta alla richiesta di integrazioni: 14, 15, 16 MATTM-CT VIA; 7.3 Regione Emilia Romagna



Rev. 0 a cura di	Firma	Data
Dott.Geol. Roberto De Ferrari		31 Ottobre 2018
PhD Simone Barani		31 Ottobre 2018

Contributi di:

Dott. Gabriele Ferretti (DISTAV, Università degli Studi di Genova)

Dott. Davide Scafidi (DISTAV, Università degli Studi di Genova)

Rev. 1, 2, 3 e 4 a cura di	Firma	Data ultima Rev.
Ph.D. Simone Barani		15 Ottobre 2019

Approvato da	Firma	Data
Pd.D. Simone Barani		16 Ottobre 2019

Indice

1. <i>Introduzione</i>	7
2. <i>Definizione dell'area di monitoraggio</i>	7
3. <i>Inquadramento geologico strutturale</i>	11
4. <i>Inquadramento sismotettonico</i>	13
4.1 <i>Strutture sismogenetiche nei domini di rilevazione</i>	14
5. <i>Progettazione della rete microsismica</i>	23
5.2 <i>Modelli crostali di velocità</i>	23
5.3 <i>Valutazione del rumore sismico ambientale</i>	28
5.4 <i>Definizione della capacità di rilevazione e localizzazione della rete</i>	35
5.4.1 <i>Metodologia</i>	36
5.4.1.1 <i>Parametrizzazione del modello di calcolo</i>	38
5.4.2 <i>Rilevazione degli eventi sismici</i>	39
6. <i>Piano di monitoraggio</i>	49
7. <i>Conclusioni</i>	51
<i>Bibliografia</i>	53

Indice delle figure

- Figura 1 Ubicazione del Pozzo Podere Maiar 1dir (stella rossa), della proiezione del giacimento oggetto di istanza di concessione di coltivazione (linea blu), dell'area "Selva Malvezzi" (linea viola) e del Dominio Interno di rilevazione (quadrato verde). Le etichette "SELVA" indicano la posizione dei vecchi pozzi di perforazione. _____ 8*
- Figura 2 Ubicazione del Pozzo Podere Maiar 1dir (stella rossa), dell'area "Selva Malvezzi" (linea viola), del Dominio Interno di rilevazione (quadrato verde) e del Dominio Esteso (quadrato rosso). Sono inoltre riportate l'ubicazione della stazione FIU della Rete Sismica Nazionale e le stazioni MI01, MI02, MI03 e MI04 della rete sismica di proprietà STOGIT per il monitoraggio del sito di stoccaggio di Minerbio. _____ 9*
- Figura 3 Distribuzione delle stazioni della Rete Sismica Nazionale in un quadrato di 100 km (in giallo) attorno all'area "Selva Malvezzi" (linea viola). I triangoli viola indicano le stazioni simiche dotate di sensore velocimetrico, quelli in rosso le stazioni dotate di sensore accelerometrico e quelli azzurri le stazioni equipaggiate con entrambi i sensori. _____ 10*
- Figura 4 Pannello superiore: schema tettonico della Pianura Padana; il rettangolo bianco indica l'area "Selva Malvezzi" mentre la linea AB rappresenta la traccia della sezione geologica mostrata nel pannello inferiore. Pannello inferiore: sezione geologico-stratigrafica (orientata Sud-Ovest – Nord-Est) ottenuta dall'interpretazione delle linee sismiche effettuate da AGIP (da Po Valley Operations, 2018). _____ 11*
- Figura 5 Stratigrafia tipo dell'area di studio in cui sono evidenziate le formazioni geologiche che si comportano da reservoir in Pianura Padana (modificata da Bertello et al., 2010; Ghielmi et al., 2013). _____ 12*
- Figura 6 Campo di deformazione da dati GPS. Le frecce convergenti e divergenti in nero rappresentano i vettori del tasso di deformazione. Le frecce rosse e verdi indicano gli assi di massima compressione (asse P) e distensione (asse T) (modificata da Serpelloni et al., 2016). _____ 13*
- Figura 7 Mappa dei meccanismi focali riportati nel catalogo RCMT (Pondrelli et al. 2002, 2004, 2006, 2007, 2011; Pondrelli and Salimbeni 2015). _____ 14*
- Figura 8 Distribuzione della sismicità storica (da Rovida et al., 2016) sovrainposta allo schema sismotettonico della Regione Emilia Romagna (Martelli et al., 2017). I "box" in nero rappresentano la proiezione in superficie dei piani di faglia associati strutture sismogenetiche riportate nel DISS (DISS Working Group, 2018). Le linee nere parallele al lato lungo di ciascun "box" indicano l'intersezione del piano di faglia con la superficie. Del DISS sono inoltre indicate le così dette strutture sismogenetiche composite (poligoni grigi in trasparenza). Quadrato in verde: Dominio Interno; Quadrato in rosso: Dominio Esteso. ____ 15*
- Figura 9 Piani macrosismici dei terremoti del 1796 (mappa di sinistra) e del 1909 (mappa di destra) (da Locati et al., 2016). _____ 15*

- Figura 10 Distribuzione della sismicità strumentale (da <http://cnt.rm.ingv.it/>) sovrainposta allo schema sismotettonico della Regione Emilia Romagna (Martelli et al., 2017). Sono considerati i terremoti con magnitudo locale $M_L \geq 2$ dal 1985 a giugno 2018. La linea tratteggiata indica la traccia della sezione geologica mostrata in Figura 11. _____ 16
- Figura 11 Distribuzione degli ipocentri strumentali lungo la sezione tracciata in Figura 10. In rosso sono indicati i terremoti all'interno di un buffer di +/- 10 km dall'asse della sezione mentre in grigio sono rappresentati gli eventi sismici entro +/- 15 km. In basso è riportato uno zoom della porzione mediana della sezione così da evidenziare il giacimento di Podere Maiar (ellisse in verde, non in scala). Quadrato in verde: Dominio Interno; Quadrato in rosso: Dominio Esteso. _____ 17
- Figura 12 Distribuzione degli epicentri storici (Rovida et al., 2016) e strumentali (da <http://cnt.rm.ingv.it/>) aggiornati al 30 settembre 2019. I primi sono mostrati dai pallini arancioni mentre i secondi da quelli blu. I poligoni grigi in trasparenza mostrano le strutture sismogenetiche composite riportate nel DISS (DISS Working Group, 2018) mentre le linee rosse rappresentano le faglie attive e capaci indicate nel database ITHACA di ISPRA. Sono inoltre riportati l'ubicazione del Pozzo Podere Maiar 1dir (stella rossa), l'area "Selva Malvezzi" (perimetro blu), il Dominio Interno di rilevazione (quadrato verde) e il Dominio Esteso (quadrato rosso). _____ 18
- Figura 13 Sezioni tomografiche passanti per l'area di studio. Le sezioni mostrano la distribuzione latero-verticale della velocità delle onde P e del rapporto V_P/V_S (da Scafidi et al., 2012). _____ 24
- Figura 14 Profondità delle principali unità tettoniche nel modello di Molinari et al. (2015). _ 25
- Figura 15 Velocità sismiche delle onde P ed S associate alle principali unità tettoniche nel modello di Molinari et al. (2015). _____ 25
- Figura 16 Modelli 1D di velocità delle onde P e del rapporto V_P/V_S proposto in Govoni et al. (2014). _____ 26
- Figura 17 Modelli di velocità delle onde P e del rapporto V_P/V_S proposto in Carannante et al. (2015). _____ 27
- Figura 18 Distribuzione dei pozzi analizzati nel lavoro di Montone et al. (2015). Il pozzo numero 31 è ai margini dell'area del giacimento. _____ 27
- Figura 19 Modello di velocità relativo al pozzo 31 in Figura 18 (Montone et al., 2015). ____ 28
- Figura 20 Posizione delle stazioni temporanee impiegate per la definizione del livello di rumore sismico-ambientale. In verde è riportato il perimetro del DI di rilevazione mentre in blu è indicata la proiezione del giacimento Selva oggetto di istanza di concessione. _____ 29
- Figura 21 Stazione MNV00 presso il Pozzo Podere Maiar 1dir. _____ 29
- Figura 22 Siti d'installazione delle stazioni MNV01-04. _____ 30
- Figura 23 Segnale sismico registrato dalla stazione MNV00 dal 4 al 11/10/2018 (HHZ: componente verticale; HHN: componente NS; HHE: componente EO). _____ 30

<i>Figura 24 Funzioni PSD corrispondenti alle finestre di rumore registrato dalla stazione MNV00 nel periodo 4-11 ottobre 2018; dall'alto verso il basso, le figure si riferiscono alla componente verticale, Est-Ovest e Nord-Sud.</i>	32
<i>Figura 25 Evoluzione temporale dei valori di PSD calcolati per la componente verticale della stazione MNV00 per tre periodi spettrali.</i>	33
<i>Figura 26 Funzioni PSD relative alle componenti orizzontali (HHE e HHN) e verticale (HHZ) della stazione MNV01 ed evoluzione temporale dei valori di PSD (relativi alla componente verticale) per tre periodi spettrali (pannello in basso di destra).</i>	33
<i>Figura 27 Funzioni PSD relative alle componenti orizzontali (HHE e HHN) e verticale (HHZ) della stazione MNV02 ed evoluzione temporale dei valori di PSD (relativi alla componente verticale) per tre periodi spettrali (pannello in basso di destra).</i>	34
<i>Figura 28 Funzioni PSD relative alle componenti orizzontali (HHE e HHN) e verticale (HHZ) della stazione MNV03 ed evoluzione temporale dei valori di PSD (relativi alla componente verticale) per tre periodi spettrali (pannello in basso di destra).</i>	34
<i>Figura 29 Funzioni PSD relative alle componenti orizzontali (HHE e HHN) e verticale (HHZ) della stazione MNV04 ed evoluzione temporale dei valori di PSD (relativi alla componente verticale) per tre periodi spettrali (pannello in basso di destra).</i>	35
<i>Figura 30 Valori mediani di PSD calcolati per la componente verticale delle cinque stazioni temporanee e per la stazione FIU della RSN. In grigio sono riportate le curve di riferimento NHNM e NLNM.</i>	36
<i>Figura 31 Valori mediani di PSD calcolati per le componenti orizzontali (la linea continua si riferisce alla componente EO mentre quella tratteggiata alla NS) delle cinque stazioni temporanee e per la stazione FIU della RSN. In grigio sono riportate le curve di riferimento NHNM e NLNM.</i>	36
<i>Figura 32 Confronto tra lo spettro di ampiezza di Fourier (FAS) simulato in questo studio (curva rossa) e quelli dei terremoti del 29 e 30 giugno 2015 registrati dalle stazioni sismiche temporanee dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (modificata da INGV, 2015). I FAS simulati da INGV (2015) per diversi valori del parametro k sono indicati dalle restanti curve colorate.</i>	39
<i>Figura 33 Grigliato di calcolo impiegato per la stima delle soglie di detezione e localizzazione. Sono riportati l'ubicazione del Pozzo Podere Maiar 1dir (stella rossa), l'area "Selva Malvezzi" (perimetro blu), il Dominio Interno di rilevazione (quadrato verde) e il Dominio Esteso (quadrato rosso). Le aree in verde e rosso delimitano le fasce di 3 km e 8 km intorno ai bordi del giacimento previste dalle Linee Guida (MiSE-DGRME, 2014) per quanto concerne la definizione del DI e DE.</i>	40
<i>Figura 34 Soglia di detezione (mappa a sinistra) e di localizzazione (mappa a destra) espressa in unità di magnitudo M_L per terremoti all'interno del DE di rilevazione a profondità di 1 km.</i>	41
<i>Figura 35 Come Figura 34 ma per ipocentri posti a 2.5 km di profondità.</i>	41

<i>Figura 36 Come Figura 34 ma per ipocentri posti a 4.5 km di profondità.</i>	42
<i>Figura 37 Come Figura 34 ma per ipocentri posti a 6.5 km di profondità.</i>	42
<i>Figura 38 Come Figura 34 ma per ipocentri posti a 9.5 km di profondità.</i>	42
<i>Figura 39 Soglia di detezione (mappa a sinistra) e di localizzazione (mappa a destra) espressa in unità di magnitudo M_L per terremoti all'interno del DE a profondità di 1 km. Per le stazioni MNV00, MNV01 e FIU sono stati impiegati i livelli di rumore registrati, mentre per MNV02 e MNV03 sono stati impiegati quelli associati alla stazione MNV00. La stazione MNV04 è stata esclusa dalla simulazione.</i>	43
<i>Figura 40 Come Figura 39 ma per ipocentri posti a 2.5 km di profondità.</i>	43
<i>Figura 41 Come Figura 39 ma per ipocentri posti a 4.5 km di profondità.</i>	44
<i>Figura 42 Come Figura 39 ma per ipocentri posti a 6.5 km di profondità.</i>	44
<i>Figura 43 Come Figura 39 ma per ipocentri posti a 9.5 km di profondità.</i>	44
<i>Figura 44 Soglia di detezione (mappa a sinistra) e di localizzazione (mappa a destra) per terremoti all'interno del DE a profondità di 1 km. Per le stazioni MNV00, MNV01 e FIU sono stati impiegati i livelli di rumore registrati, per MNV02 è stato impiegato il livello di rumore di MNV00 e per MNV03 è stata ipotizzata un'installazione in pozzo a 150 m di profondità con una diminuzione del rumore registrato in superficie pari a -15 dB.</i>	45
<i>Figura 45 Come Figura 44 ma per ipocentri posti a 2.5 km di profondità.</i>	45
<i>Figura 46 Come Figura 44 ma per ipocentri posti a 4.5 km di profondità.</i>	46
<i>Figura 47 Come Figura 44 ma per ipocentri posti a 6.5 km di profondità.</i>	46
<i>Figura 48 Come Figura 44 ma per ipocentri posti a 9.5 km di profondità.</i>	46
<i>Figura 49 Soglia di detezione (mappa a sinistra) e di localizzazione (mappa a destra) per terremoti all'interno del DE a profondità di 1 km. Per le stazioni MNV00, MNV01, MNV02 e FIU sono stati impiegati i livelli di rumore registrati, per MNV03 è stato impiegato il livello di rumore di MNV00 e per MI04 è stato assunto il rumore associato a FIU diminuito di 10 dB considerando per considerare l'installazione in pozzo a 100 m di profondità.</i>	47
<i>Figura 50 Come Figura 49 ma per ipocentri posti a 2.5 km di profondità.</i>	47
<i>Figura 51 Come Figura 49 ma per ipocentri posti a 4.5 km di profondità.</i>	48
<i>Figura 52 Come Figura 49 ma per ipocentri posti a 6.5 km di profondità.</i>	48
<i>Figura 53 Come Figura 49 ma per ipocentri posti a 9.5 km di profondità</i>	48
<i>Figura 54 Configurazione ipotetica della futura rete di monitoraggio sismico. Il quadrato indicata la stazione in pozzo (MNV03) mentre il cerchio tratteggiato identifica, a livello qualitativo, l'area di installazione della stazione MNV02.</i>	50
<i>Figura 55 Esempio di stazione sismica.</i>	51

Indice delle tabelle

<i>Tabella 1 Parametri associati alle sorgenti composite mostrate in Figura 12 (DISS Working Group, 2018).</i>	22
<i>Tabella 2 Posizione ed equipaggiamento delle stazioni sismiche temporanee impiegate per la registrazione del rumore sismico-ambientale.</i>	28

1. Introduzione

A seguito del conferimento del Permesso di Ricerca “Podere Gallina” con D.M. del 2 dicembre 2008 alla Po Valley Operations Pty Ltd dal Ministero dello Sviluppo Economico (MiSE) e a seguito dell’autorizzazione, in data 1 gennaio 2017, per la perforazione del pozzo Podere Maiar 1dir (Comune di Budrio (BO) – frazione di Mezzolara) ubicato nell’area di istanza di concessione di coltivazione “Selva Malvezzi” (nel seguito, area “Selva Malvezzi”), nel periodo tra novembre e dicembre 2017 la Po Valley Operations ha perforato il pozzo esplorativo poc’anzi menzionato. Detto pozzo è risultato mineralizzato a gas metano nelle sabbie plioceniche della Formazione Porto Garibaldi, come da programma geologico e di perforazione.

Le prescrizioni, contenute nella Valutazione di Impatto Ambientale (VIA) di cui alla delibera di Giunta Regionale della Regione Emilia Romagna del 15 luglio 2016 ed inerente all’esecuzione del pozzo esplorativo Podere Maiar 1dir, definiscono (al punto 14) che, al fine di attivare le procedure per la concessione di coltivazione del pozzo, dovrà prodursi il piano di monitoraggio microsismico secondo le indicazioni degli “*Indirizzi e linee guida per il monitoraggio della sismicità, delle deformazioni del suolo e delle pressioni di poro nell’ambito delle attività antropiche*” (MiSE-DGRME, 2014; in seguito, Linee Guida).

Il presente documento è realizzato allo scopo di fornire indicazioni e specifiche propedeutiche al monitoraggio microsismico in caso di attività estrattiva. Lo studio ha un duplice scopo: 1) individuare eventuali faglie attive adiacenti o prossime al sito di estrazione e 2) valutare la fattibilità di una rete di monitoraggio microsismico che garantisca un adeguato livello di rilevazione di eventi sismici nei volumi crostali indicati nelle Linee Guida (MiSE-DGRME, 2014) come Dominio Interno di Rilevazione (DI) e Dominio Esteso di Rilevazione (DE).

2. Definizione dell’area di monitoraggio

Il pozzo Podere Maiar 1dir s’inserisce nel contesto dell’ex giacimento “Selva”, dove l’attività esplorativa ha avuto inizio negli anni ‘50. Gli studi effettuati da AGIP hanno permesso di individuare e successivamente mettere in produzione vari giacimenti di gas metano. Nel periodo 1953-1963 sono stati perforati 24 pozzi, di cui 18 sono risultati mineralizzati a gas metano e sono stati sfruttati (in tempi differenti) fino alla chiusura del giacimento nel 1999. Complessivamente i pozzi coltivati hanno fornito 2373,10 MSm³ di gas che sono stati estratti, quasi per la totalità, nei livelli sabbiosi e siltosi pliocenici della Formazione di Porto Corsini e in quella di Porto Garibaldi (per l’inquadramento geologico si rimanda al capitolo successivo). Di questi, 1918 MSm³ sono stati estratti dai pozzi che attingevano al livello C, quello oggetto di possibile sfruttamento nel Pozzo Podere Maiar 1dir (Po Valley Operations, 2018).

Il giacimento oggetto di questo studio è posto a profondità comprese tra 1254 m e 1317 m dal piano campagna. Figura 1 ne mostra la proiezione in superficie insieme all’ubicazione del Pozzo Podere Maiar 1dir, all’area “Selva Malvezzi” e al perimetro del Dominio Interno (DI) di rilevazione. Le Linee Guida (MiSE-DGRME, 2014) definiscono il DI come “*il volume all’interno del quale si ritiene che possano verificarsi fenomeni di sismicità indotta o di*

deformazione del suolo associati all'attività svolta" dove per "attività svolta" s'intende attività estrattiva, di stoccaggio o reiniezione (MiSE-DGRME, 2014). Nel caso di attività estrattiva, il DI "è il volume che si estende fino alla superficie comprendendo la zona mineralizzata (giacimento), come ricostruita dallo studio geologico preliminare, e un'ulteriore fascia che si estende ai lati e sotto fino ad una distanza di 3 km dal bordo del giacimento stesso" (MiSE-DGRME, 2014). Nel presente caso studio, il DI si estende in profondità fino a 4.5 km dal piano campagna ed è rappresentato in pianta da un quadrato di lato pari a 8.7 km.

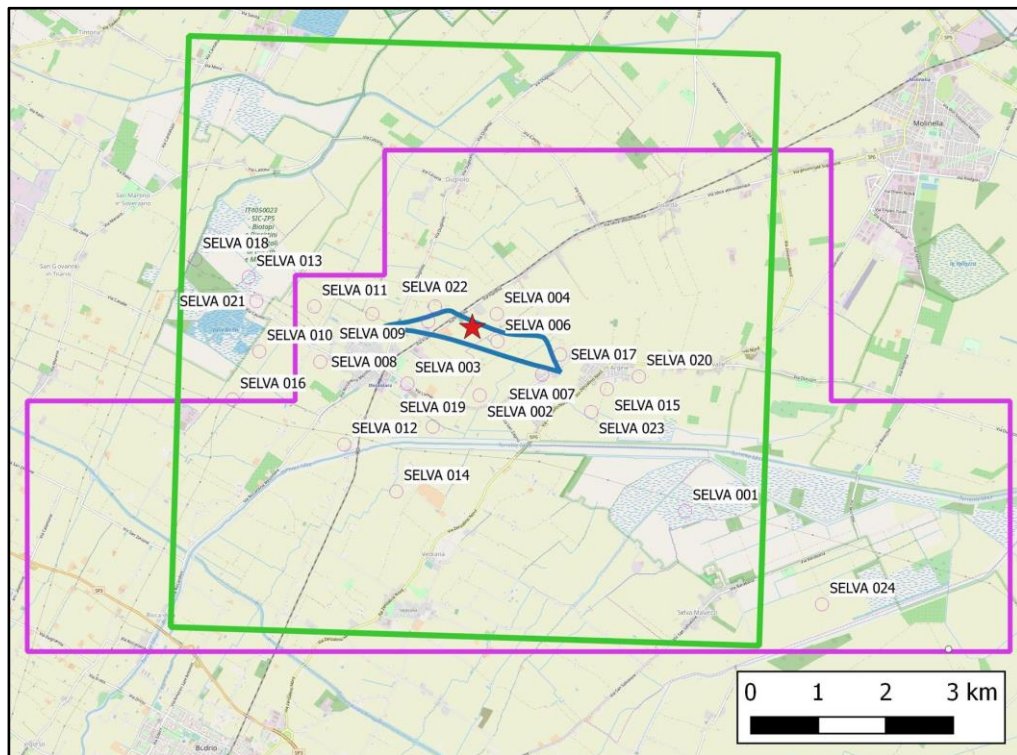


Figura 1 Ubicazione del Pozzo Podere Maiar 1dir (stella rossa), della proiezione del giacimento oggetto di istanza di concessione di coltivazione (linea blu), dell'area "Selva Malvezzi" (linea viola) e del Dominio Interno di rilevazione (quadrato verde). Le etichette "SELVA" indicano la posizione dei vecchi pozzi di perforazione.

In Figura 2, il giacimento oggetto di studio è mostrato nel contesto del Dominio Esteso (DE) di rilevazione, definito dalle Linee Guida (MiSE-DGRME, 2014) come "il volume circostante il dominio interno di rilevazione che comprende una porzione maggiore di crosta terrestre, al fine di definire e contestualizzare al meglio i fenomeni monitorati. Per tutte le attività si suggerisce che esso si estenda oltre il dominio interno di rilevazione per una fascia di ampiezza compresa tra 5-10 km, tenendo conto delle dimensioni del giacimento e tipologia di attività". Per il presente caso studio, il DE ha dimensioni pari a $17.4 \times 17.4 \times 9.5 \text{ km}^3$.

Il DI ed il DE di rilevazione rappresentano quindi i domini entro cui dovranno essere localizzati con sufficiente precisione ed accuratezza gli eventi sismici durante tutto il periodo di estrazione. Come riportato sopra, il Dominio Interno (DI) di rilevazione racchiude il volume crostale entro cui potrebbero verificarsi fenomeni di sismicità indotta. In questo volume, pertanto, l'attività sismica dovrà essere localizzata con la massima precisione possibile. Le

Linee Guida (MiSE-DGRME, 2014) specificano che nel DI la rete di monitoraggio sismico dovrà “rilevare e localizzare i terremoti a partire da magnitudo locale M_L compresa tra 0 e 1 ($0 \leq M_L \leq 1$) e con incertezza nella localizzazione dell’ipocentro di alcune centinaia di metri” mentre nel DE di rilevazione dovrà “migliorare di circa 1 unità il livello di magnitudo di completezza delle rilevazioni effettuate dalle reti nazionali o regionali che svolgono servizio di monitoraggio sismico per finalità di protezione civile a livello nazionale o regionale, con incertezza nella localizzazione dell’ipocentro contenuta entro circa 1 km”.

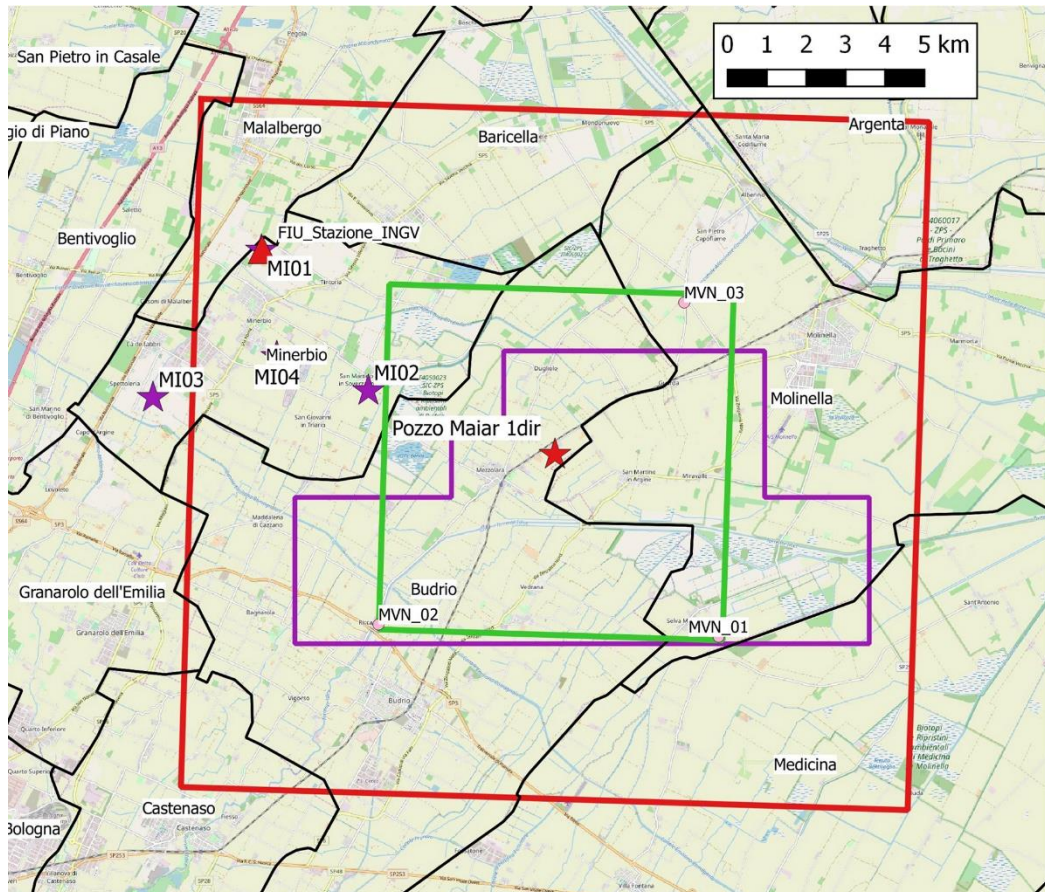


Figura 2 Ubicazione del Pozzo Podere Maiar 1dir (stella rossa), dell’area “Selva Malvezzi” (linea viola), del Dominio Interno di rilevazione (quadrato verde) e del Dominio Esteso (quadrato rosso). Sono inoltre riportate l’ubicazione della stazione FIU della Rete Sismica Nazionale e le stazioni MI01, MI02, MI03 e MI04 della rete sismica di proprietà STOGIT per il monitoraggio del sito di stoccaggio di Minerbio.

Figura 3 mostra la distribuzione delle stazioni della Rete Sismica Nazionale (RSN) gestita dall’Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) i cui dati sono accessibili e scaricabili gratuitamente dal portale *European Integrated Data Archive – EIDA* (<https://www.orfeus-eu.org/data/eida/>). Le stazioni della RSN, la cui inter-distanza è pari a circa 25 km, presentano caratteristiche differenti dal punto di vista della sensoristica: 3 (CAVE, RAVA e FIU) sono dotate di velocimetro, 2 (MODE e FERS) di accelerometro e 9 (SBPO, SERM, CMPO, IMOL, MTRZ, ZCCA, FNVD, BRIS, FAEN e BRSN) sono equipaggiate con entrambi i tipi di sensore. Si fa notare che la stazione FIU (Fondo

Fiumicello) è ubicata all'interno del DE di rilevazione e rappresenta un nodo fondamentale per migliorare la precisione delle localizzazioni degli ipocentri nel DI e DE di rilevazione. All'interno di questo dominio sono inoltre ubicate le stazioni della rete sismica di proprietà STOGIT (Figura 2) per il monitoraggio del sito di stoccaggio di Minerbio (BO), costituita complessivamente da 3 stazioni in superficie e 1 stazione in pozzo (ubicata a 100 m di profondità). Qualora disponibili, anche i dati registrati da queste stazioni potrebbero essere utili al fine di ridurre l'incertezza nella posizione ipocentrale dei terremoti nei due domini di rilevazione.

Considerando la distribuzione delle stazioni sismiche della RSN in questo settore di Pianura Padana, Schorlemmer et al. (2010) hanno stimato una magnitudo minima di localizzazione pari a 2 ed una probabilità di localizzare terremoti con magnitudo inferiore a 1.5 inferiore al 50%. L'integrazione dei dati registrati dalle stazioni della RSN con quelli della futura rete microsismica che sarà installata all'interno dei domini di rilevazione attorno al Pozzo Podere Maiar 1dir dovrà permettere di soddisfare i requisiti previsti dalle Linee Guida (MiSE-DGRME, 2014): dovrà garantire la detezione e localizzazione di terremoti a partire da magnitudo locale $0 \leq M_L \leq 1$ nel DI di relazione e dovrà permettere di abbassare ad 1 la magnitudo di completezza nel DE di rilevazione.

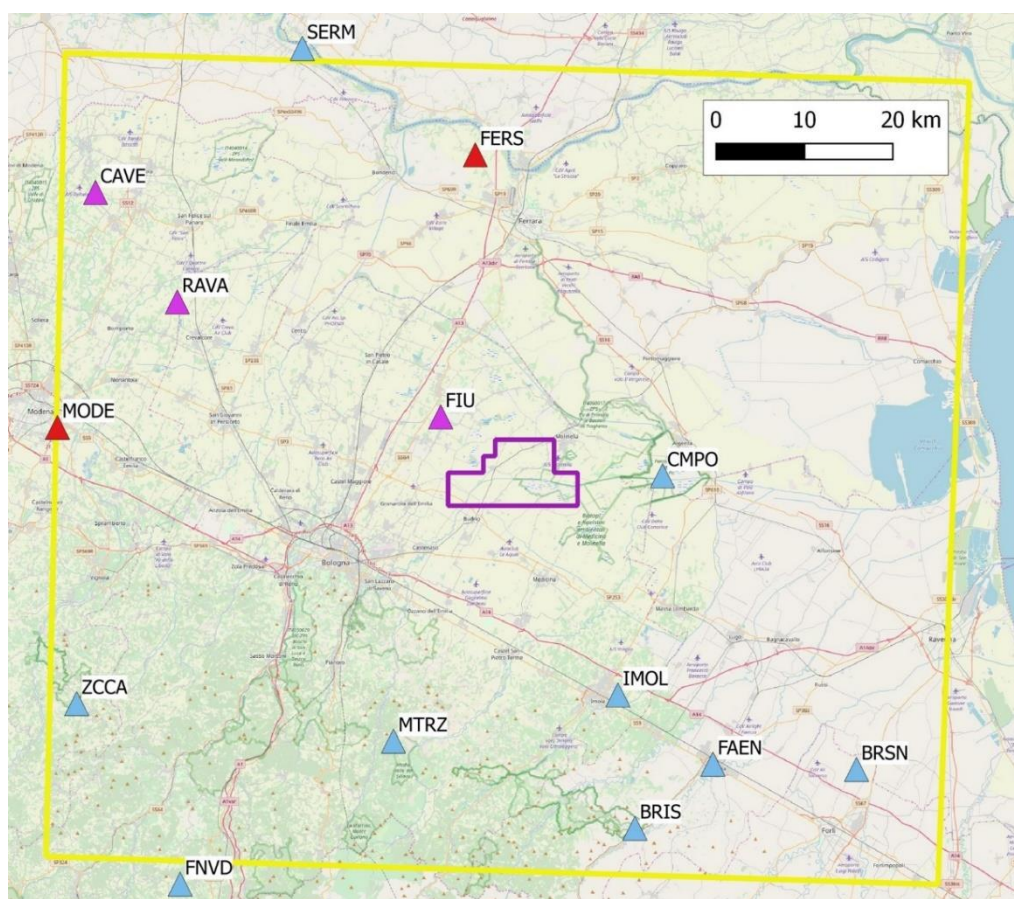


Figura 3 Distribuzione delle stazioni della Rete Sismica Nazionale in un quadrato di 100 km (in giallo) attorno all'area "Selva Malvezzi" (linea viola). I triangoli viola indicano le stazioni sismiche dotate di sensore velocimetrico, quelli in rosso le stazioni dotate di sensore accelerometrico e quelli azzurri le stazioni equipaggiate con entrambi i sensori.

3. Inquadramento geologico strutturale

L'area "Selva Malvezzì" è situata nella porzione sud-orientale della Pianura Padana, circa 25 km ad Est di Bologna, in un'area caratterizzata da sedimenti sin-orogениci detritici del dominio tettonico stratigrafico delle Pieghe Romagnole (Figura 4). L'arco delle Pieghe Romagnole, insieme alle Pieghe Ferraresi, costituisce il più evidente e complesso elemento strutturale del sottosuolo padano; indicativamente, si sviluppa da Reggio Emilia fino al mare Adriatico, dove prosegue formando le Pieghe Adriatiche e si accavalla, lungo importanti superfici di sovrascorrimento, sulle monoclinali pede-alpina ed adriatica (Figura 4).

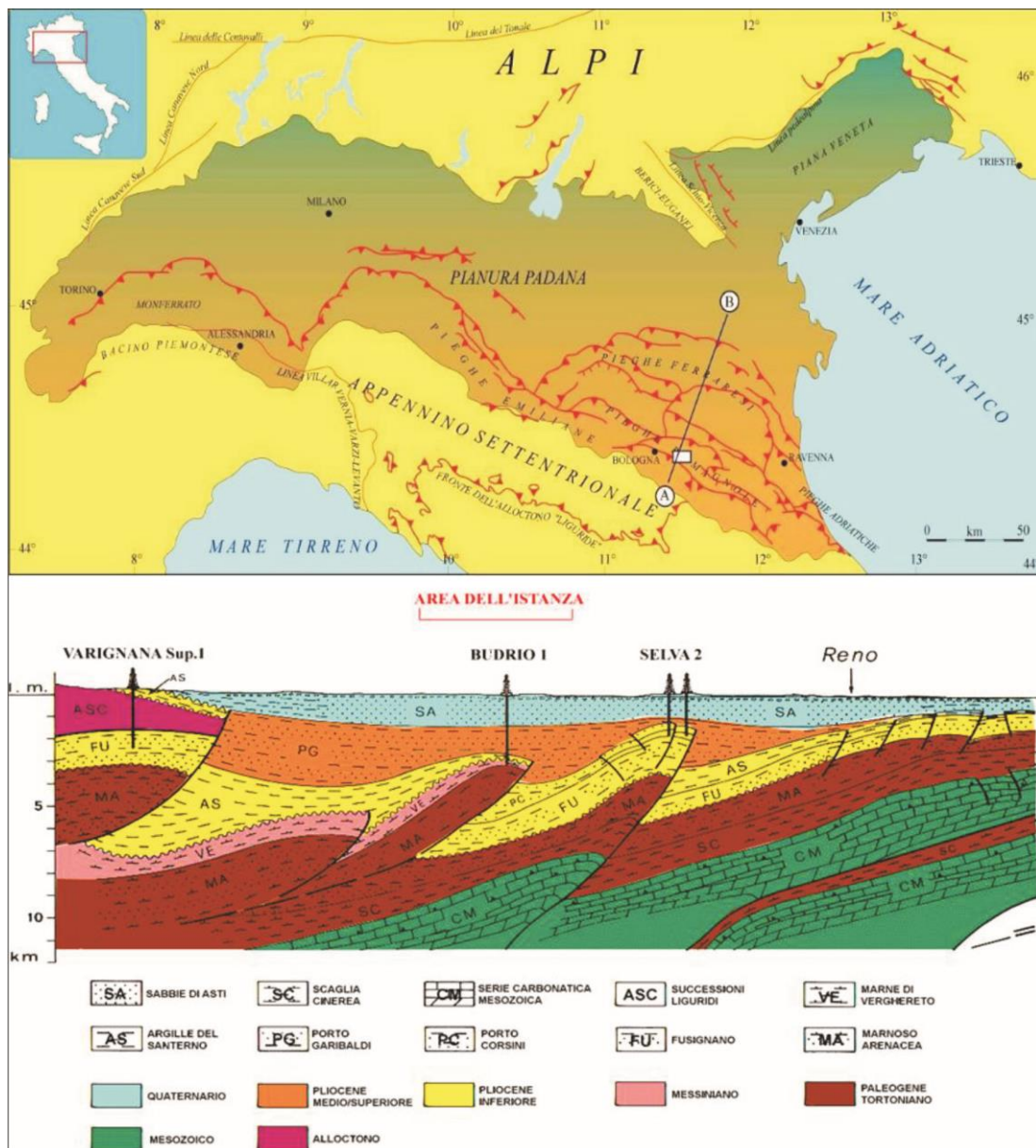


Figura 4 Pannello superiore: schema tettonico della Pianura Padana; il rettangolo bianco indica l'area "Selva Malvezzì" mentre la linea AB rappresenta la traccia della sezione geologica mostrata nel pannello inferiore. Pannello inferiore: sezione geologico-stratigrafica (orientata Sud-Ovest – Nord-Est) ottenuta dall'interpretazione delle linee sismiche effettuate da AGIP (da Po Valley Operations, 2018).

Nel periodo recente, almeno negli ultimi 5 Ma, l'area padana ha subito una subsidenza continua, che ha permesso la sedimentazione di enormi spessori di unità terrigene plio-quadernarie di avanfossa (Fantoni & Franciosi, 2009 e 2010; Consiglio Nazionale delle Ricerche, 1992). Queste unità, infatti, si estendono da poche centinaia di metri sopra le anticlinali sepolte più superficiali fino a diverse migliaia di metri (anche superiori a 8000 m) in coincidenza dei depocentri tra i principali fronti dei sovrascorrimenti. Nonostante l'aspetto pianeggiante dovuto al colmamento completo delle depressioni da parte dei succitati sedimenti plio-quadernari, quindi, il sottosuolo della Pianura Padana risulta fortemente articolato.

Come mostrato nella sezione geologica in Figura 4, la struttura di Selva è costituita da un'anticlinale di rampa che interessa la successione mio-pliocenica, complicata da diverse faglie inverse ed allungata in direzione Sud-Ovest – Nord-Est. Depositi sincinematici pliocenici colmano le depressioni a tergo delle strutture di sovrascorrimento (*thrust*). Il *thrust* basale dell'anticlinale di Selva appartiene al trend strutturale dove sono ubicati i giacimenti a gas metano di Minerbio, Budrio, Cotignola e San Potito (Po Valley Operations, 2018).

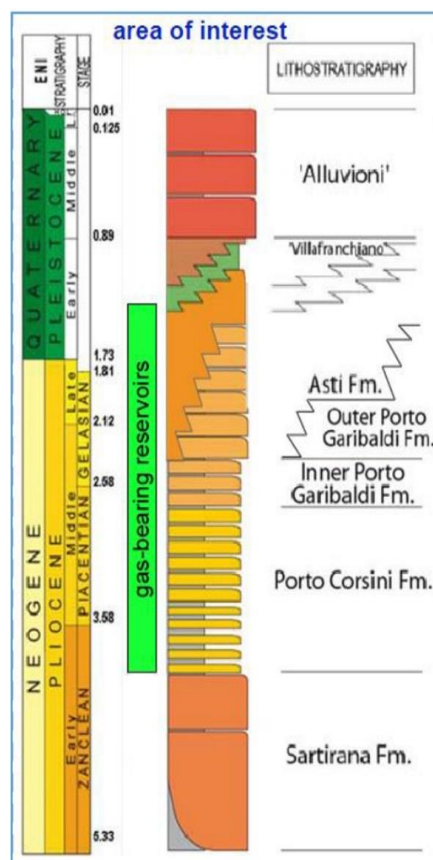


Figura 5 Stratigrafia tipo dell'area di studio in cui sono evidenziate le formazioni geologiche che si comportano da *reservoir* in Pianura Padana (modificata da Bertello et al., 2010; Ghielmi et al., 2013).

Il giacimento oggetto dell'istanza di concessione di coltivazione, posto a profondità tra 1254 m e 1317 m, si sviluppa nelle formazioni geologiche riconosciute come *reservoir* di gas metano nel contesto della Pianura Padana (Figura 5). Nello specifico, è localizzato nelle

sabbie plioceniche della Formazione Porto Garibaldi. Tale giacimento può essere considerato di tipo misto stratigrafico-strutturale poiché i livelli mineralizzati a gas metano terminano in rapporti di *onlap* sulla sottostante Formazione di Porto Corsini, coinvolta nella struttura di anticlinale di rampa. In altri settori, come evidenziato dall'interpretazione delle numerose linee sismiche eseguite dall'Agip nell'area, i livelli mineralizzati terminano contro una delle faglie della struttura a *thrust* (Po Valley Operations, 2018).

4. Inquadramento sismotettonico

Come osservato nel capitolo precedente, l'area di studio si colloca nella zona di pianura in corrispondenza della dorsale sepolta delle Pieghe Romagnole; tale zona fa parte del fronte Appenninico settentrionale ed, in particolare, dell'arco Ferrarese-Romagnolo (Figura 4).

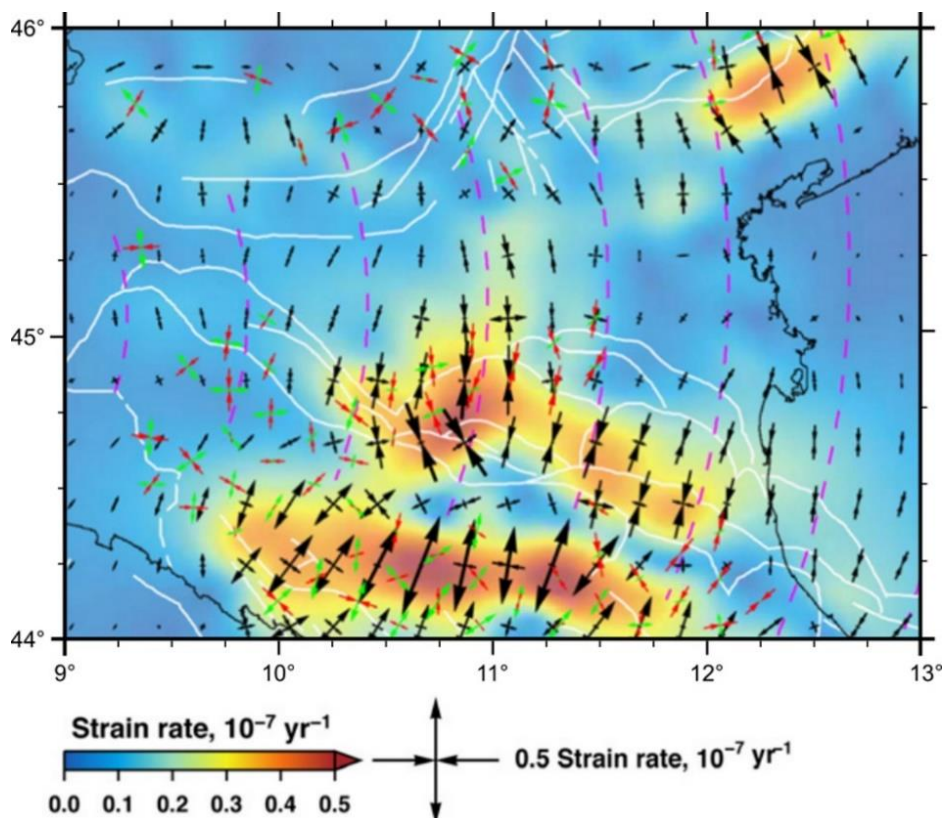


Figura 6 Campo di deformazione da dati GPS. Le frecce convergenti e divergenti in nero rappresentano i vettori del tasso di deformazione. Le frecce rosse e verdi indicano gli assi di massima compressione (asse P) e distensione (asse T) (modificata da Serpelloni et al., 2016).

Dal punto di vista del regime tettonico, l'area si colloca in una regione dominata da tettonica compressiva, attiva a partire dal tardo Cretaceo ed oggi testimoniata sia da dati GPS (es., Serpelloni et al., 2016; Mastrolembo e Caporali et al., 2017) (Figura 6) che dai meccanismi focali dei principali terremoti avvenuti nell'area (Figura 7). Tale tettonica è il risultato della convergenza tra la placca Africana e la placca Euro-asiatica, con velocità compresa tra 3 e 8 mm/anno (es., Serpelloni et al., 2007), ed in particolare del raccorciamento associato alla rotazione anti-oraria della micro-placca Adriatica, di cui la Pianura Padana rappresenta il

marginale settentrionale. Tale raccorciamento interessa l'intera Pianura Padana ed appare più accentuato procedendo verso est, con velocità di 1-3 mm/anno (Devoti et al., 2011).

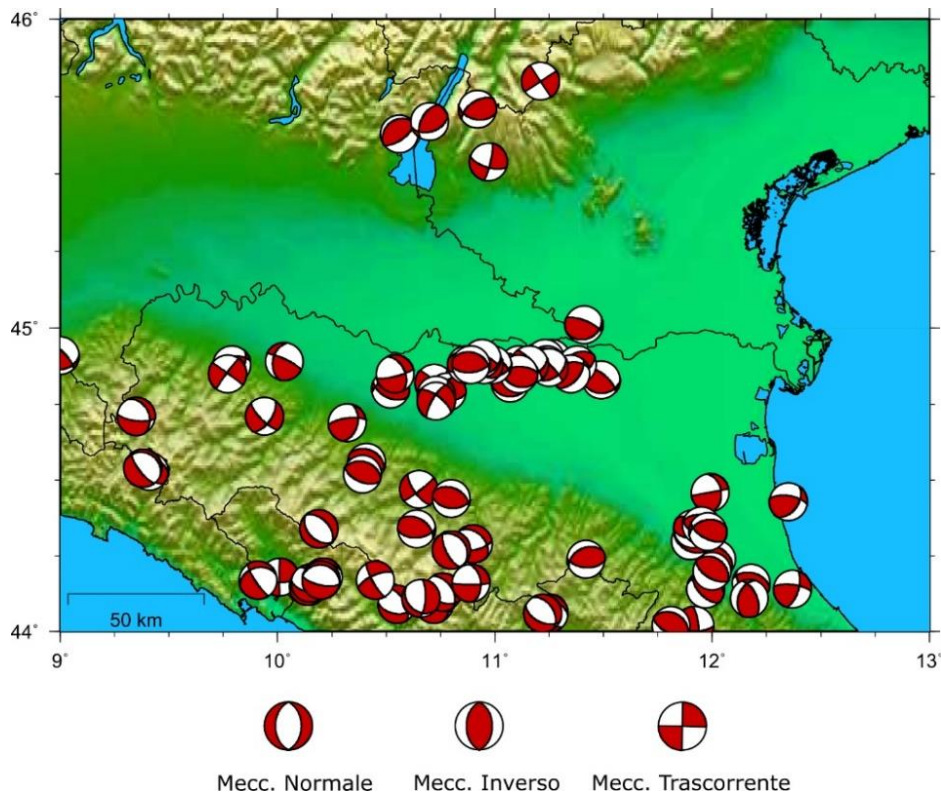


Figura 7 Mappa dei meccanismi focali riportati nel catalogo RCMT (Pondrelli et al. 2002, 2004, 2006, 2007, 2011; Pondrelli and Salimbeni 2015).

4.1 Strutture sismogenetiche nei domini di rilevazione

Come già osservato, quello delle Pieghe Romagnole e Ferraresi rappresenta un complesso sistema di strutture sepolte (al di sotto di depositi Plio-Quaternari) costituite da pieghe anticlinali e *thrust*. In assenza di evidenze geologiche superficiali, quindi, la sismicità rappresenta l'unico indicatore dello stato attività di dette strutture.

Figura 8 mostra la distribuzione dei terremoti storici (quadrati blu) nell'area di studio, così come riportati nel Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani – CPTI15 (Rovida et al., 2016) e nella carta sismotettonica della Regione Emilia Romagna (Martelli et al., 2017). All'interno del dominio esteso di rilevazione (rettangolo in rosso), la mappa riporta tre terremoti avvenuti tra il XVIII e il XIX secolo, mentre non sono presenti fenomeni sismici nel dominio interno (rettangolo verde). Dei tre terremoti localizzati nel dominio esteso, vanno citati il terremoto del 1796 e quello del 1909 con magnitudo momento (M_w) non trascurabile, pari rispettivamente a 5.5 e 5.3. Come evidenziato dai piani macrosismici mostrati in Figura 9, detti terremoti hanno prodotto risentimenti fino al VII e VI-VII grado della scala Mercalli nelle aree circostanti. In particolare, stante l'incertezza associata al dato storico, i risentimenti associati al terremoto del 1796 mostrano una distribuzione con orientazione preferenziale circa NO-SE, ad indicare possibili fenomeni di direttività associati al processo di rottura della sorgente dell'evento sismico in questione. Risentimenti uguali o superiori all'interno dei

domini di rilevazione sono stati prodotti storicamente anche dal terremoto di Argenta del 1624 di M_w pari a 5.4 (intensità massima I_{max} VIII-IX al sito di Argenta) e dal terremoto della Romagna settentrionale del 1898 di M_w pari a 4.6 (I_{max} VII al sito di Argenta).

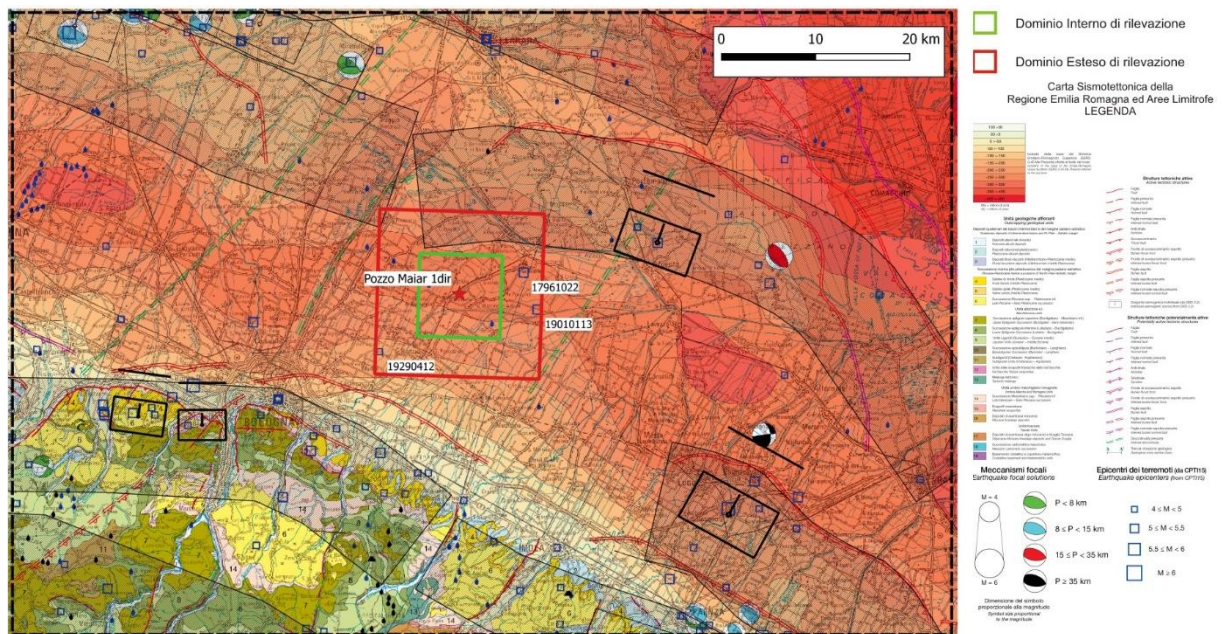


Figura 8 Distribuzione della sismicità storica (da Rovida et al., 2016) sovrapposta allo schema sismotettonico della Regione Emilia Romagna (Martelli et al., 2017). I “box” in nero rappresentano la proiezione in superficie dei piani di faglia associati strutture sismogenetiche riportate nel DISS (DISS Working Group, 2018). Le linee nere parallele al lato lungo di ciascun “box” indicano l’intersezione del piano di faglia con la superficie. Del DISS sono inoltre indicate le così dette strutture sismogenetiche composite (poligoni grigi in trasparenza). Quadrato in verde: Dominio Interno; Quadrato in rosso: Dominio Esteso.

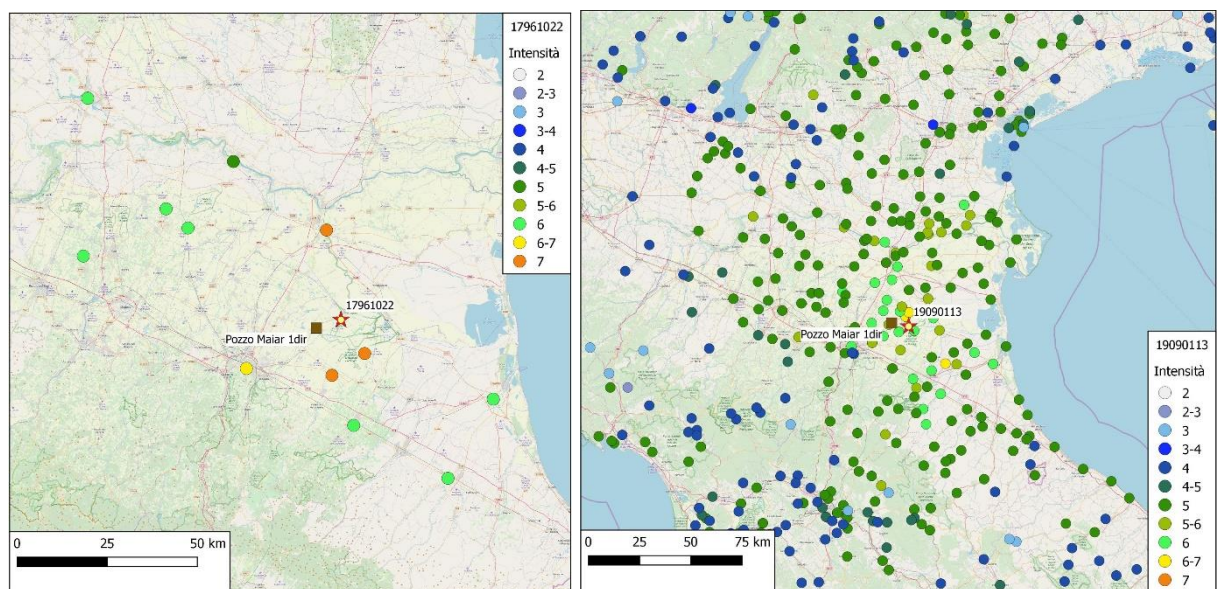


Figura 9 Piani macrosismici dei terremoti del 1796 (mappa di sinistra) e del 1909 (mappa di destra) (da Locati et al., 2016).

In Figura 8 sono inoltre mostrate le strutture sismogenetiche riportate nel *Database of Individual Seismogenic Sources* – DISS (DISS Working Group, 2018), tutte a più di 10 km di distanza dai limiti del DE di rilevazione. La struttura più prossima risulta quella associata al terremoto di Argenta del 1624 a cui è attribuita una magnitudo massima pari a 5.8. Questa struttura, posta ad Est del margine superiore del DE di rilevazione, fa parte del sistema di faglie (o faglie composite) identificato nel DISS come sistema “Malalbergo-Ravenna” a cui è associata una magnitudo massima di 6. Questo sistema di faglie, che interseca il DE di rilevazione lungo l’estremità settentrionale, è interpretato come l’elemento più esterno del fronte di accavallamento dell’arco Ferrarese; in particolare, definisce il sovrascorrimento all’estremità nord-orientale dell’Appennino settentrionale. Ad esso sono associati il terremoto del 725 d.C. (M_w 5.6, Classe-Ravenna) verso sud-est, quello del 18 marzo 1624 (M_w 5.4, Argenta) e del 30 dicembre 1967 (M_w 5.4, Bassa Padana) nel settore centrale della struttura e quelli del 22 ottobre 1796 (M_w 5.6, Bassa Padana) e del 13 gennaio 1909 (M_w 5.5, Bassa Padana) nel settore occidentale (DISS Working Group, 2018). La struttura composta di “Malalbergo-Ravenna” si interseca ad ovest con il sistema di faglie denominato “Carpi-Poggio Renatico” a cui è associata la sequenza sismica della Pianura Emiliana del 2012 (DISS Working Group, 2018) con evento principale il 20 maggio di M_w pari a 6.1 (Rovida et al., 2016). Tale struttura lambisce il vertice a NO del DE di rilevazione.

Per quanto concerne la sismicità strumentale relativa all’ultimo trentennio (Figura 10), i domini di rilevazione sono stati oggetto di una modestissima attività sismica, con solo quattro scosse di magnitudo compresa tra 2.4 e 3.1. La sismicità è concentrata nel settore nord-occidentale della mappa, corrispondente al settore mediano della struttura “Carpi-Poggio Renatico”, e a sud dell’area di studio lungo il fronte pedeappenninico.

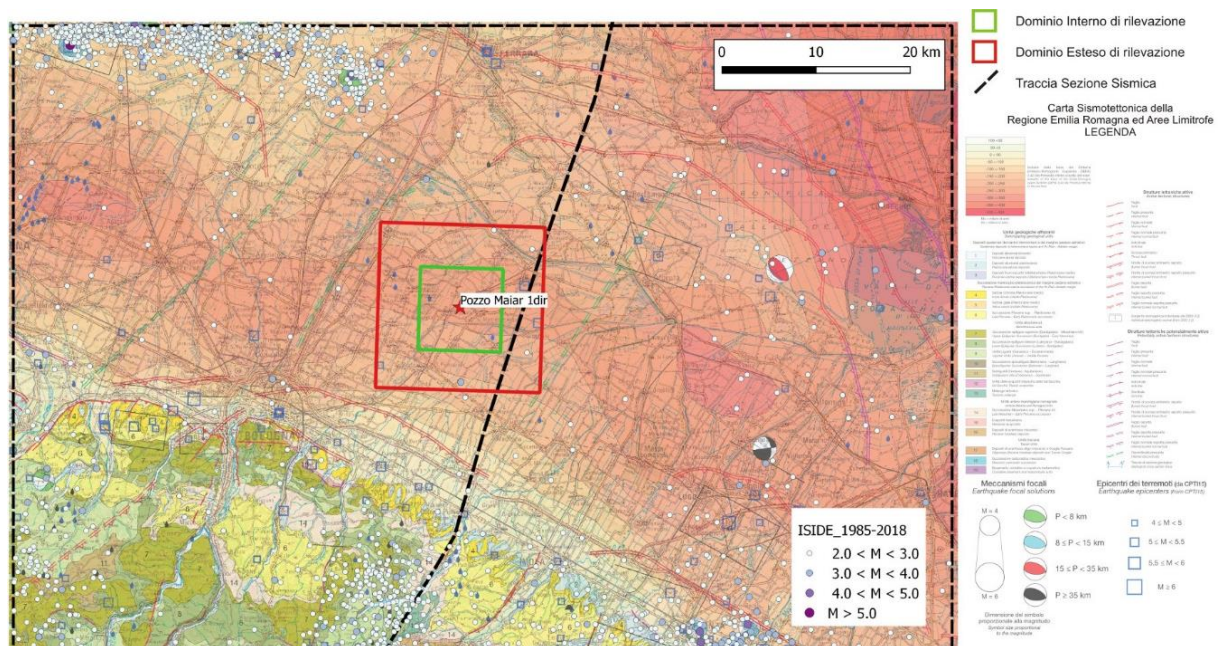


Figura 10 Distribuzione della sismicità strumentale (da <http://cnt.rm.ingv.it/>) sovrainposta allo schema sismotettonico della Regione Emilia Romagna (Martelli et al., 2017). Sono considerati i terremoti con magnitudo locale $M_L \geq 2$ dal 1985 a giugno 2018. La linea tratteggiata indica la traccia della sezione geologica mostrata in Figura 11.

Nonostante la modesta magnitudo, i terremoti recenti all'interno del DE di rilevazione sono localizzati in corrispondenza di rampe di sovra-scorrimento nelle unità carbonatiche mesozoiche che, seppur in modo marginale, interessano anche il dominio interno (Figura 11). Questo non permette di escludere, quindi, l'ipotesi di inattività tettonica di tali strutture che, come osservato, contribuiscono alla sismicità naturale dell'area.

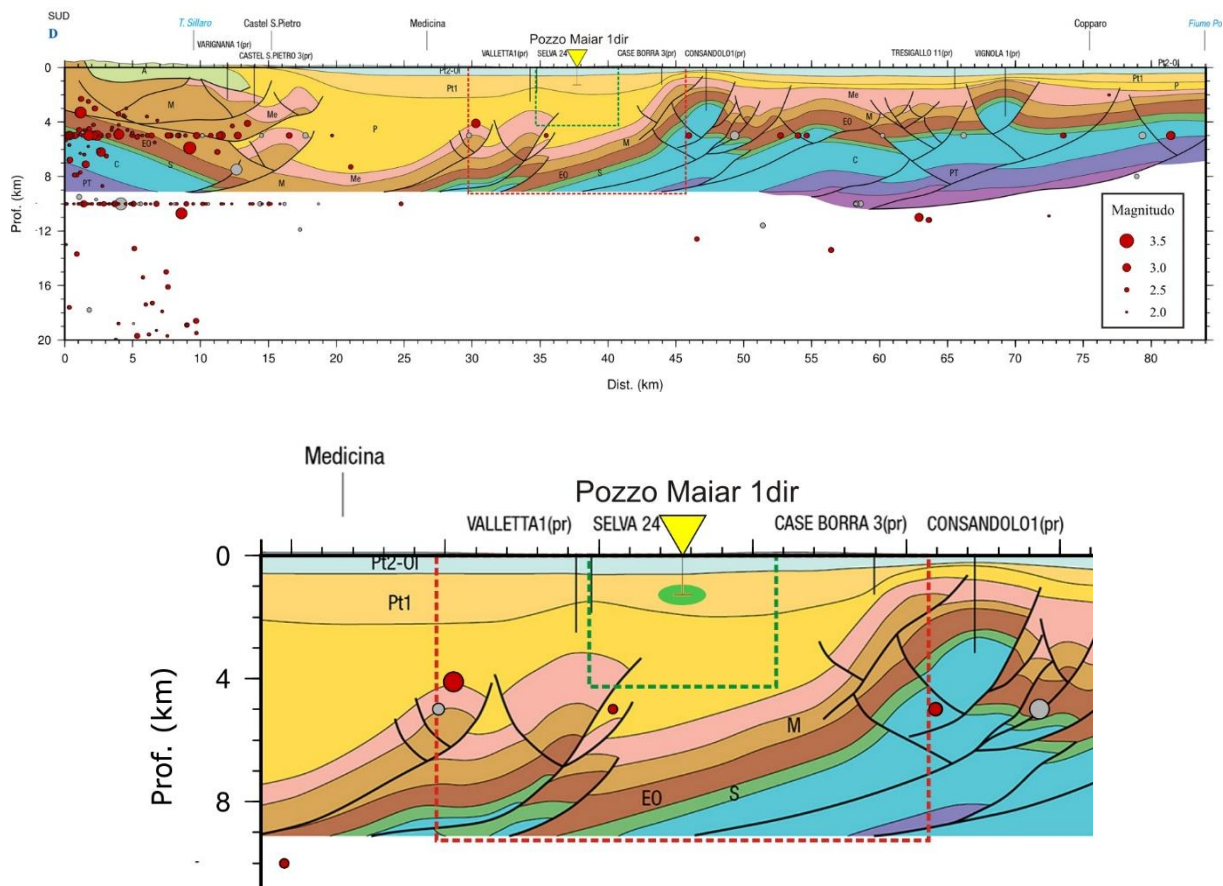


Figura 11 Distribuzione degli ipocentri strumentali lungo la sezione tracciata in Figura 10. In rosso sono indicati i terremoti all'interno di un *buffer* di +/- 10 km dall'asse della sezione mentre in grigio sono rappresentati gli eventi sismici entro +/- 15 km. In basso è riportato uno zoom della porzione mediana della sezione così da evidenziare il giacimento di Podere Maiar (ellisse in verde, non in scala). Quadrato in verde: Dominio Interno; Quadrato in rosso: Dominio Esteso.

Figura 12 riassume il quadro sismogenetico appena descritto, mostrando la distribuzione degli epicentri storici (Rovida et al., 2016) e strumentali (da <http://cnt.rm.ingv.it/>) aggiornati al 30 settembre 2019. Sono inoltre rappresentate le strutture sismogenetiche composite del DISS (DISS Working Group, 2018) menzionate in precedenza ("Malalbergo-Ravenna" e "Carpi-Poggio Renatico") e le cosiddette faglie attive e capaci (FAC) riportate nel database ITHACA – Italy Hazard from CAPable faults (www.isprambiente.gov.it/it/progetti/suolo-e-territorio-1/ithaca-catalogo-delle-faglie-capaci). Si ricorda che, stando alla definizione fornita dal DISS Working Group (2018), le sorgenti composite devono essere intese come inclusive di un insieme di sorgenti individuali per le quali, nei limiti dell'incertezza, sono note le dimensioni della rottura e la magnitudo massima attesa. Il potenziale sismico di una sorgente

composita, ovvero le dimensioni della superficie di rottura, è quindi da valutarsi sulla base della sismicità associata e/o a partire da dati geodetici (es., tassi di deformazione). Le FAC, invece, sono definite come faglie che si sono attivate almeno una volta negli ultimi 40.000 anni (parte alta del Pleistocene superiore-Olocene) e che raggiungono la superficie topografica, producendo fratture/dislocazioni del terreno (Gruppo di Lavoro MS, 2008). Di seguito, sono elencate le principali caratteristiche di queste ultime così come riportate nel database ITHACA.

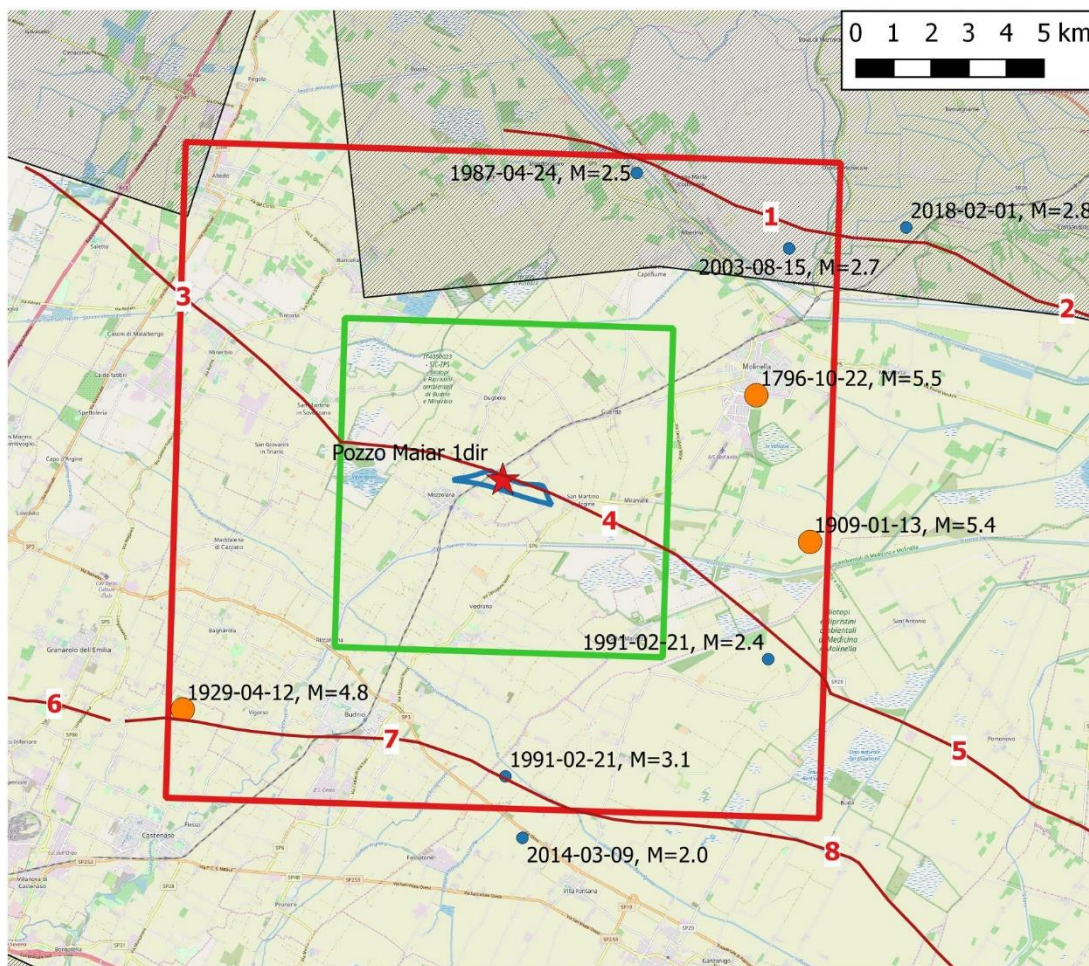


Figura 12 Distribuzione degli epicentri storici (Rovida et al., 2016) e strumentali (da <http://cnt.rm.ingv.it/>) aggiornati al 30 settembre 2019. I primi sono mostrati dai pallini arancioni mentre i secondi da quelli blu. I poligoni grigi in trasparenza mostrano le strutture sismogenetiche composte riportate nel DISS (DISS Working Group, 2018) mentre le linee rosse rappresentano le faglie attive e capaci indicate nel database ITHACA di ISPRA. Sono inoltre riportati l'ubicazione del Pozzo Podere Maiar 1dir (stella rossa), l'area "Selva Malvezzi" (perimetro blu), il Dominio Interno di rilevazione (quadrato verde) e il Dominio Esteso (quadrato rosso).

MONDONNOVO – FERRARA (1)

Codice identificativo ITHACA: 90819

Nome del sistema di faglia: Dorsale di Ferrara

Ambiente tettonico: ND

Segmentazione della faglia: No
Strike medio: 290°
Dip: 0°
Immersione: NNE
Lunghezza della faglia: 15 km
Profondità della faglia: ND
Cinematica: inversa
Evidenze di superficie: ND
Ultima attività: Pleistocene inferiore
Evidenza per definirla FAC: ND
Litologie tagliate: formazioni calcaree
Massima lunghezza possibile della rottura: 15 km
Massima magnitudo: 6.4
Qualità di studio: bassa

ARGENTA – FERRARA (2)

Codice identificativo ITHACA: 93770
Nome del sistema di faglia: Dorsale di Ferrara
Ambiente tettonico: ND
Segmentazione della faglia: No
Strike medio: 300°
Dip: 0°
Immersione: NE
Lunghezza della faglia: 10 km
Profondità della faglia: ND
Cinematica: inversa
Evidenze di superficie: ND
Ultima attività: Pleistocene inferiore
Evidenza per definirla FAC: ND
Litologie tagliate: unità calcaree
Massima lunghezza possibile della rottura: 10 km
Massima magnitudo: 6.2
Qualità di studio: bassa

MINERBIO – BOLOGNA (3)

Codice identificativo ITHACA: 90600
Nome del sistema di faglie: *thrust system* di Bologna-Ravenna
Ambiente tettonico: bordo della piattaforma
Segmentazione della faglia: No
Strike medio: 125°
Dip: 40°
Immersione: SW
Lunghezza della faglia: 11 km
Profondità della faglia: ND

Cinematica: inversa
Ultima attività: Pleistocene inferiore
Evidenza per definirla FAC: dislocamento dei depositi Quaternari e/o della morfologia
Litologie tagliate: depositi alluvionali
Qualità di studio: bassa

MEZZOLANA – BOLOGNA (4)

Codice identificativo ITHACA: 93773
Nome del sistema di faglie: *thrust system* di Bologna-Ravenna
Ambiente tettonico: bordo della piattaforma
Segmentazione della faglia: No
Strike medio: 115°
Dip: ND
Immersione: SW
Lunghezza della faglia: 15 km
Profondità della faglia: ND
Cinematica: inversa
Evidenze di superficie: taglia terreni di fondo oceanico
Ultima attività: Pleistocene inferiore
Evidenza per definirla FAC: dislocamento dei depositi Quaternari e/o della morfologia
Litologie tagliate: depositi alluvionali
Qualità di studio: bassa

CONSELICE – BOLOGNA (5)

Codice identificativo ITHACA: 93774
Nome del sistema di faglia: *thrust system* di Bologna-Ravenna
Ambiente tettonico: bordo della piattaforma
Segmentazione della faglia: No
Strike medio: 110°
Dip: ND
Immersione: SW
Lunghezza della faglia: 20 km
Profondità della faglia: ND
Cinematica: inversa
Evidenze di superficie: taglia terreni di fondo oceanico
Ultima attività: Pleistocene inferiore
Evidenza per definirla FAC: dislocamento dei depositi Quaternari e/o della morfologia
Litologie tagliate: depositi alluvionali
Qualità di studio: bassa

CASTENASO – BOLOGNA (6)

Codice identificativo ITHACA: 90608
Nome del sistema di faglia: *thrust system* di Bologna-Ravenna
Ambiente tettonico: ND

Segmentazione della faglia: No
Strike medio: 85°
Dip: 0°
Immersione: SSW
Lunghezza della faglia: 8 km
Profondità della faglia: ND
Cinematica: inversa
Evidenze di superficie: ND
Ultima attività: Pleistocene inferiore
Evidenza per definirla FAC: ND
Litologie tagliate: formazioni calcaree
Massima lunghezza possibile della rottura: 8 km
Massima magnitudo: 6.1
Qualità di studio: bassa

BUDRIO – BOLOGNA (7)

Codice identificativo ITHACA: 93771
Nome del sistema di faglia: *thrust system* di Bologna-Ravenna
Ambiente tettonico: ND
Segmentazione della faglia: No
Strike medio: 95°
Dip: ND
Immersione: S
Lunghezza della faglia: 14 km
Profondità della faglia: ND
Cinematica: inversa
Evidenze di superficie: ND
Ultima attività: Pleistocene inferiore
Evidenza per definirla FAC: ND
Litologie tagliate: depositi alluvionali
Massima lunghezza possibile della rottura: 14 km
Massima magnitudo: 6.4
Qualità di studio: bassa

T. SILLARO – BOLOGNA (8)

Codice identificativo ITHACA: 93772
Nome del sistema di faglia: *thrust system* di Bologna-Ravenna
Ambiente tettonico: ND
Segmentazione della faglia: No
Strike medio: 155°
Dip: ND
Immersione: SW
Lunghezza della faglia: 24 km
Profondità della faglia: ND

Cinematica: inversa
Evidenze di superficie: ND
Ultima attività: Pleistocene inferiore
Evidenza per definirla FAC: ND
Litologie tagliate: depositi alluvionali
Massima lunghezza possibile della rottura: 24 km
Massima magnitudo: 6.7
Qualità di studio: bassa

Per quanto concerne le FAC (3), (4) e (5), che interessano in DI di rilevazione (in particolare, la FAC (4)), resta incerto il loro potenziale sismogenetico ovvero il loro stato di attività dal momento che, sebbene sia ad esse associato un dislocamento dei depositi Quaternari e/o della morfologia, l'ultima attività segnalata in ITHACA risale al Pleistocene inferiore. Sempre a tal riguardo, sul database ITHACA online si assegna un basso livello di attendibilità allo stato di attività di tali FAC. Inoltre, sono le uniche, tra le FAC elencate sopra, a cui non viene associato un valore di magnitudo massima.

Infine, si noti che le FAC (1) e (2) corrispondono pressoché alla sorgente composita "Malalbergo-Ravenna" (almeno nel settore di studio d'interesse), di cui si riportano di seguito (Tabella 1) le caratteristiche principali insieme a quelle della struttura "Carpi-Poggio Renatico" (DISS Working Group, 2018).

Tabella 1 Parametri associati alle sorgenti composite mostrate in Figura 12 (DISS Working Group, 2018).

Faglia	H_{min} (km)	H_{max} (km)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	Slip rate (mm/anno)	M_{max}
Malalbergo-Ravenna	2	8	85 - 150	20 - 40	80 - 120	0.49 - 0.55	6
Carpi-Poggio Renatico	2	10	50 - 120	25 - 45	80 - 100	0.5 - 1.04	6

5. Progettazione della rete microsismica

L'accuratezza nella stima dei parametri ipocentrali di un terremoto dipende da diversi fattori quali il numero e la distribuzione delle stazioni sismiche, la precisione nella lettura degli arrivi delle fasi utilizzate, i modelli crostali di velocità delle onde sismiche ed eventuali anomalie locali di propagazione. Il livello di rumore ambientale condiziona ovviamente la possibilità di detezione dell'evento e, in caso di basso rapporto segnale/disturbo, può condizionare anche notevolmente la precisione di lettura dei tempi di arrivo delle fasi sismiche.

Per quanto riguarda la distribuzione delle stazioni, è ben noto che la miglior localizzazione epicentrale è ottenuta quando le stazioni sono regolarmente distribuite attorno all'epicentro, mentre una buona stima della profondità può essere ottenuta quando la distanza epicentrale di almeno una delle stazioni è inferiore a due volte la profondità dell'evento.

Per consentire la localizzazione di eventi fino ad una soglia di magnitudo compresa fra 0 e 1 nel DI di rilevazione, le Linee Guida (MiSE-DGRME, 2014) suggeriscono che nell'area superficiale del DI le stazioni installate abbiano inter-distanze comprese fra 3 e 5 km. Nel presente rapporto, viene considerata una rete microsismica composta da 5 stazioni installate rispettivamente al centro del DI (in corrispondenza del Pozzo Podere Maiar 1dir) e nelle vicinanze dei 4 vertici della medesima area.

5.2 Modelli crostali di velocità

Come osservato poc'anzi, il modello di velocità delle onde sismiche (sia per quanto riguarda le onde di compressione, o onde P, che per le onde di taglio, o onde S) ricopre un ruolo di fondamentale sull'accuratezza nella stima dei parametri ipocentrali di un terremoto.

La tomografia sismica da terremoti locali e regionali (cioè basata su registrazioni di eventi sismici avvenuti entro e nelle vicinanze dell'area di indagine) è tra le tecniche più utilizzate per la definizione di modelli di velocità crostali. Tuttavia, nell'area della Pianura Padana, i modelli tomografici esistenti sono ancora poco definiti e dettagliati, se relazionati ad un'area di pochi km² come quella del DI di rilevazione. Questo è dovuto al fatto che l'attività sismica dell'area è scarsa e solo episodicamente si registrano sequenze di una certa entità. Pertanto, la carenza di dati di base rappresenta il limite principale per la definizione di modelli tomografici a scala locale con un'alta risoluzione. Per tale motivo, anche recenti studi riguardanti l'area oggetto di analisi utilizzano procedure d'inversione di dati sismici distribuiti su scala più ampia. Tra i recenti studi tomografici si cita quello di Scafidi et al. (2012), che ha portato alla definizione di un modello di velocità tridimensionale di tutta l'Italia settentrionale sia per le onde P che per le onde S. Dai risultati di questo studio sono stati estratti ed interpolati i valori di velocità delle onde P ed S per due sezioni ortogonali passanti per l'area oggetto dell'indagine (Figura 13).

Un altro modello a larga scala, ma ottenuto con dati completamente differenti, è quello proposto nello studio di Molinari et al., (2015), in cui si definiscono profili di velocità P ed S per il bacino sedimentario della Pianura Padana a partire dall'assemblaggio ed interpolazione di vari dati geologici presenti in letteratura. Il modello è composto da 7 diversi strati a differenti velocità sismiche corrispondenti alle principali unità tettoniche (Figure 14 e 15).

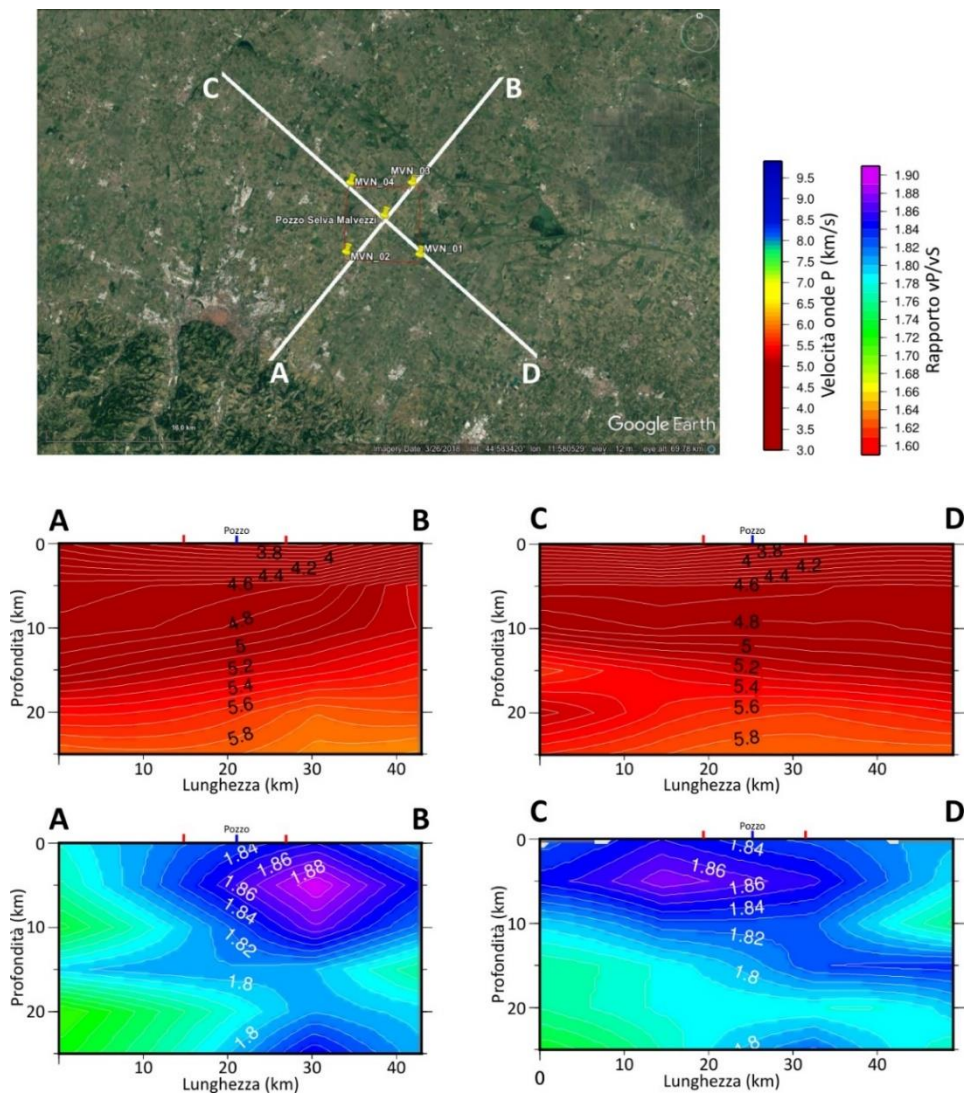


Figura 13 Sezioni tomografiche passanti per l'area di studio. Le sezioni mostrano la distribuzione latero-verticale della velocità delle onde P e del rapporto V_p/V_s (da Scafidi et al., 2012).

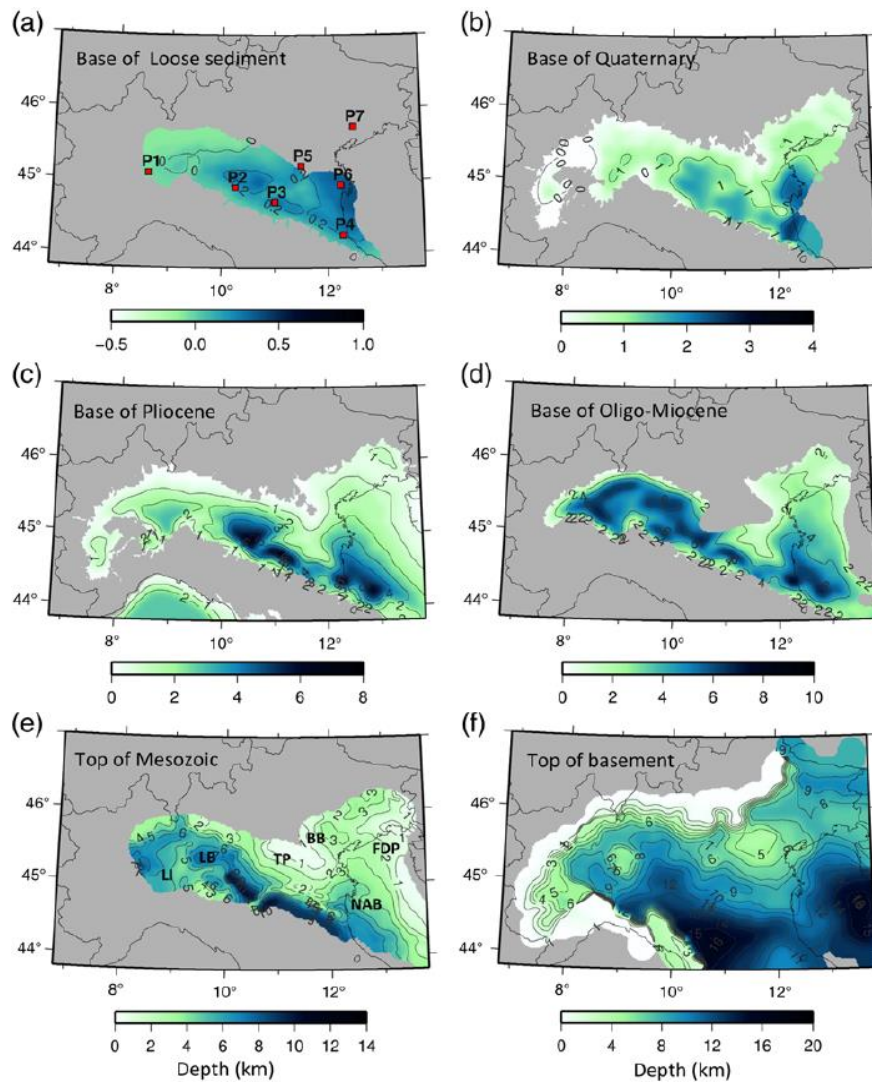


Figura 14 Profondità delle principali unità tettoniche nel modello di Molinari et al. (2015).

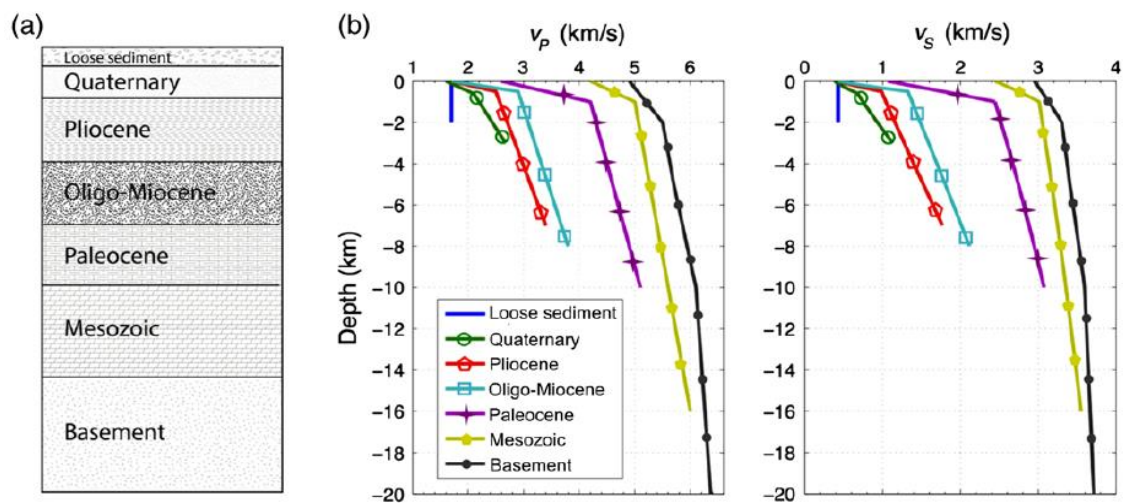


Figura 15 Velocità sismiche delle onde P ed S associate alle principali unità tettoniche nel modello di Molinari et al. (2015).

La sequenza sismica che ha interessato l'Emilia nel maggio del 2012, ad una ventina di chilometri a nord-ovest dell'area d'indagine, ha rappresentato la prima occasione per installare, in una vasta area della Pianura Padana centrale, una rete temporanea di monitoraggio sismico caratterizzata da una densità di stazioni sufficiente per poter effettuare studi tomografici di dettaglio.

Per l'area interessata dalla sequenza sismica del 2012, sono stati sviluppati sia modelli 1D (modelli a strati piani e paralleli in cui ad ogni strato è assegnato un singolo valore di V_P e di V_P/V_S), sia modelli 3D (in cui le velocità delle onde sismiche sono calcolate per ognuno dei nodi del grigliato di calcolo in cui si è discretizzata l'area di studio). Tuttavia, la maggior parte dei modelli ricavati da tali studi risultano situati a nord-ovest dell'area oggetto del presente rapporto tecnico, e non possono quindi considerarsi pienamente rappresentativi della distribuzione della velocità delle onde sismiche nell'intorno del giacimento in esame. Si può assumere, tuttavia, che non essendoci grosse variazioni dal punto di vista geologico-strutturale, i modelli 1D possano comunque fornire un'informazione di base anche per l'area di studio, rappresentando una situazione media delle condizioni areali. I modelli 1D più recenti ottenuti per l'area interessata dalla sequenza sismica del 2012 sono quelli proposti in Govoni et al. (2014) (Figura 16) e Carannante et al. (2015) (Figura 17).

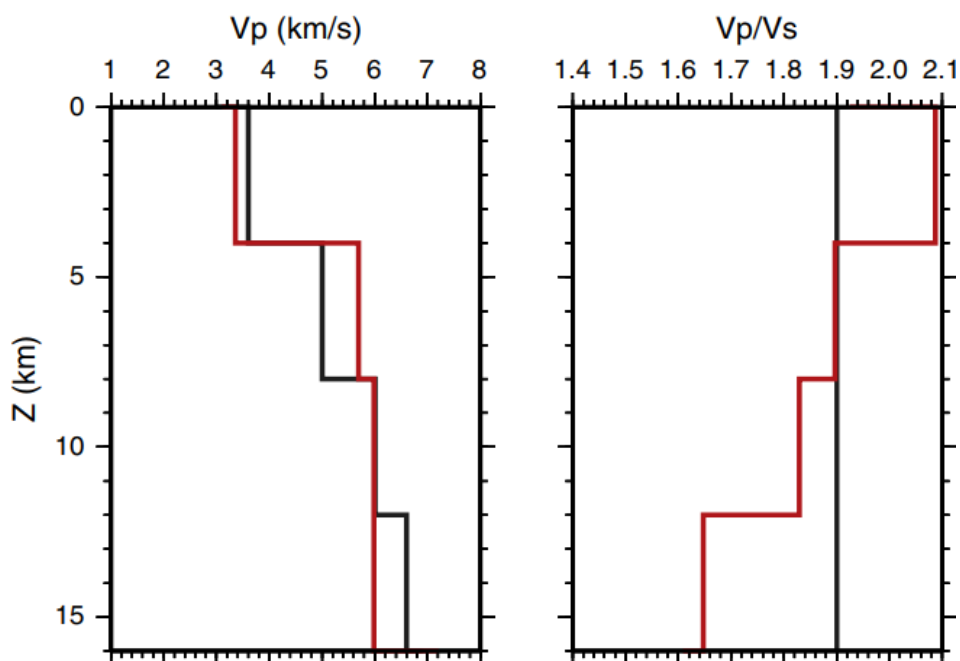


Figura 16 Modelli 1D di velocità delle onde P e del rapporto V_P/V_S proposto in Govoni et al. (2014).

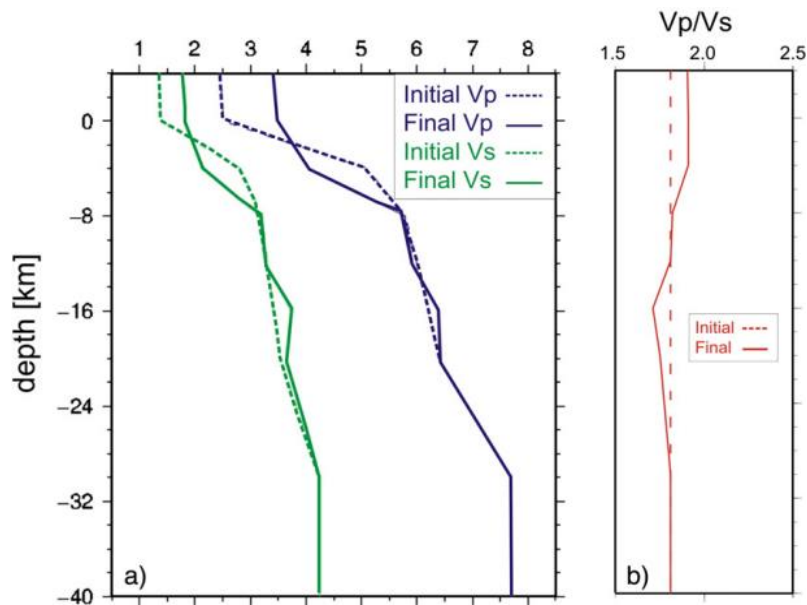


Figura 17 Modelli di velocità delle onde P e del rapporto V_p/V_s proposto in Carannante et al. (2015).

Infine, il lavoro di Montone et al. (2015) propone dei modelli di velocità per le onde P ricavati dall'analisi dei profili sonici dei pozzi attualmente dislocati in tutta l'area della Pianura Padana. In particolare, un pozzo analizzato in questo studio (pozzo numero 31 in Figura 18) ricade ai margini dell'area d'indagine (rettangolo nero in figura), per cui i dati ad esso relativi (Figura 19) possono rappresentare un buon punto di partenza per la definizione di un modello ad-hoc da impiegarsi per la localizzazione di precisione della sismicità nell'area, almeno per quanto riguarda i primi 4 km di profondità.

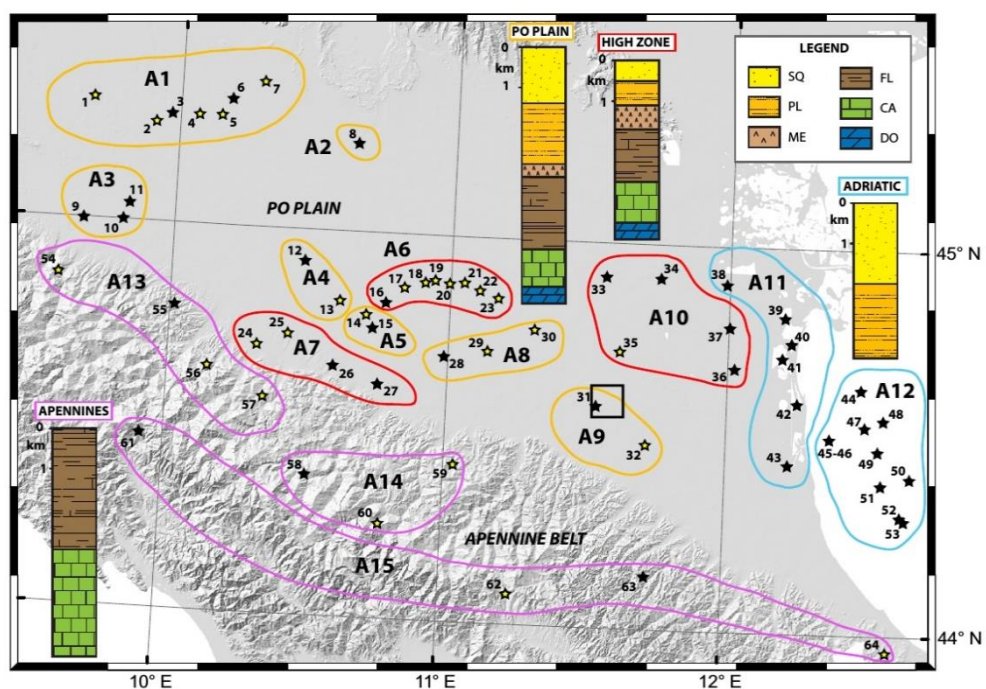


Figura 18 Distribuzione dei pozzi analizzati nel lavoro di Montone et al. (2015). Il pozzo numero 31 è ai margini dell'area del giacimento.

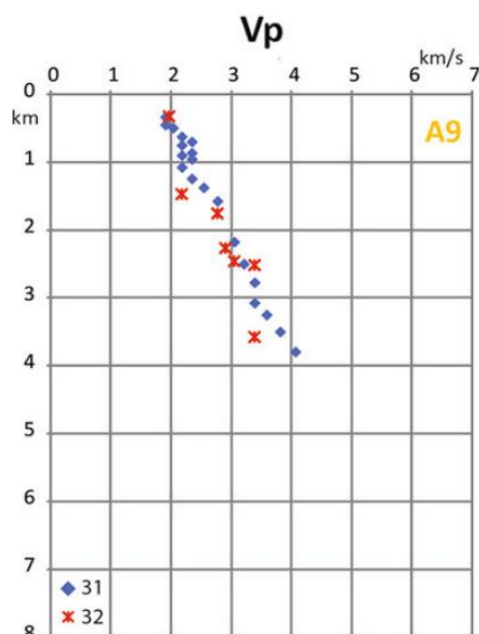


Figura 19 Modello di velocità relativo al pozzo 31 in Figura 18 (Montone et al., 2015).

5.3 Valutazione del rumore sismico ambientale

Al fine di valutare il livello del rumore sismico- ambientale all'interno del DI di rilevazione, in data 4 ottobre 2018 sono state installate 5 stazioni sismiche (velocimetriche) temporanee, la cui posizione è mostrata in Figura 20. In Tabella 2, oltre alla posizione in termini di latitudine, longitudine e quota, è fornita indicazione dell'equipaggiamento strumentale di ciascuna stazione. Tutte le stazioni sono state alimentate da un sistema di batterie a 12 V. Il dato acquisito, sincronizzato mediante segnale GPS, è stato registrato su supporti di memoria con un passo di campionamento di 125 Hz.

Tabella 2 Posizione ed equipaggiamento delle stazioni sismiche temporanee impiegate per la registrazione del rumore sismico-ambientale.

STAZIONE	Latitudine	Longitudine	Quota (m)	Acquisitore	Sensore	Tempo
MNV00	44.593744	11.585642	13	Lennartz MarsLite	Lennartz 3D-5s	GPS
MNV01	44.552290	11.637437	8	Lennartz MarsLite	Lennartz 3D-5s	GPS
MNV02	44.554985	11.528881	20	Lennartz MarsLite	Lennartz 3D-5s	GPS
MNV03	44.628086	11.624559	8	Lennartz MarsLite	Lennartz 3D-5s	GPS
MNV04	44.628513	11.534956	7	Lennartz MarsLite	Lennartz 3D-5s	GPS

Delle 5 stazioni impiegate, quella siglata MNV00 è stata installata in corrispondenza dell'area di concessione mineraria presso il Pozzo Podere Maiar 1dir in località Mezzolara di Budrio ed ha acquisito (in continuo) il segnale sismico dal 4 al 11 ottobre al fine di valutare non solo le variazioni del rumore sismico-ambientale tra le ore giornaliere e quelle notturne ma anche tra giorni feriali e giorni festivi. Le altre 4 stazioni sismiche (MNV01, MNV02, MNV03 e MNV04) sono state installate in prossimità dei vertici del quadrato che delimita il DI di rilevazione e il loro periodo di funzionamento è stato limitato a circa 20 ore: sono state

rimosse in data 5 ottobre acquisendo comunque dati in continuo in orari sia diurni che notturni.

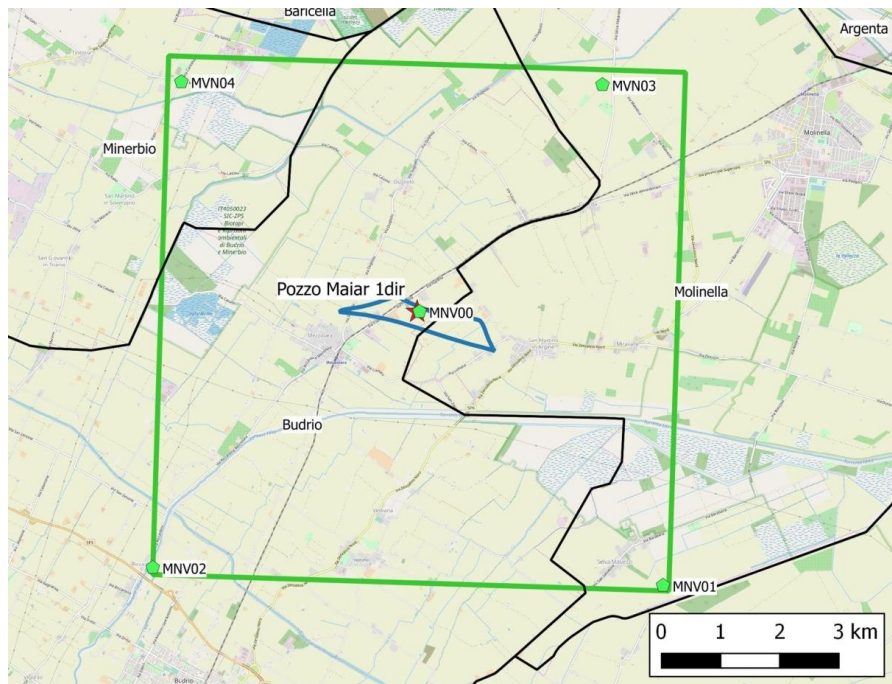


Figura 20 Posizione delle stazioni temporanee impiegate per la definizione del livello di rumore sismico-ambientale. In verde è riportato il perimetro del DI di rilevazione mentre in blu è indicata la proiezione del giacimento Selva oggetto di istanza di concessione.

Come mostrato nelle foto in Figura 21 e 22, nel caso delle stazioni MNV00 e MNV01 è stato possibile appoggiare il sensore direttamente su pavimento in calcestruzzo mentre nei rimanenti siti, per motivi logistici, il sensore è stato installato su terreno naturale, rimuovendo uno strato di circa 20-30 cm e compattando meccanicamente il piano di appoggio in modo da ottimizzare l'accoppiamento sensore-terreno.



Figura 21 Stazione MNV00 presso il Pozzo Podere Maiar 1dir.



Figura 22 Siti d'installazione delle stazioni MNV01-04.

In Figura 23 è rappresentato il segnale registrato dalla stazione MNV00 nel periodo dal 4 al 11 ottobre 2018. La figura permette di apprezzare, a livello qualitativo, la variazione giorno-notte del livello di rumore, con i periodi più rumorosi concentrati nella fascia diurna. Inoltre, è possibile osservare un più basso livello di rumore nei giorni festivi (sabato 6 e domenica 7 ottobre) rispetto al resto dei giorni di acquisizione.

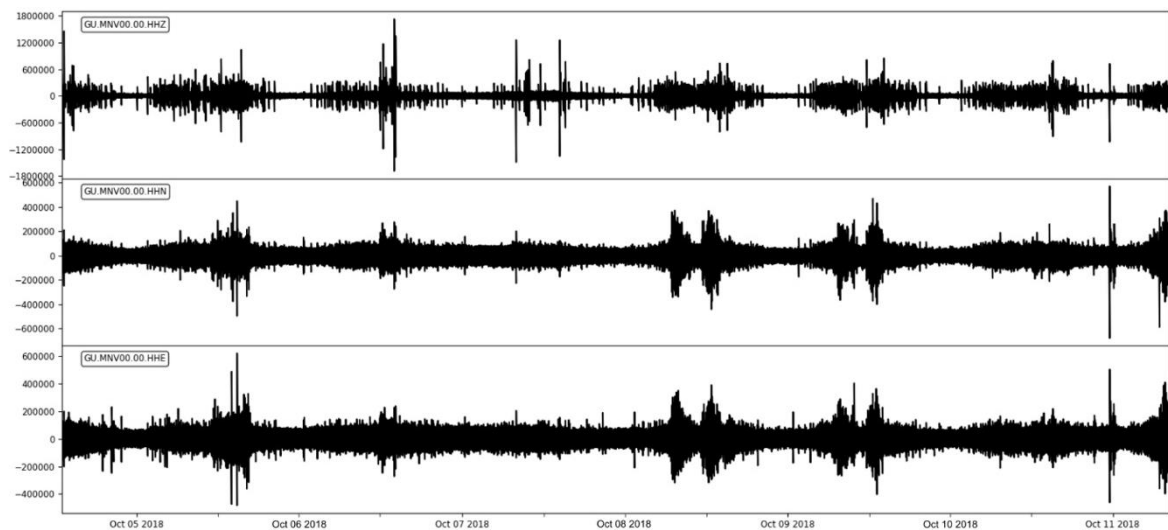


Figura 23 Segnale sismico registrato dalla stazione MNV00 dal 4 al 11/10/2018 (HHZ: componente verticale; HHN: componente NS; HHE: componente EO).

Per la valutazione del rumore sismico-ambientale è stata calcolata la densità di potenza spettrale (PSD) a partire dai dati registrati dalle 5 stazioni. A tal proposito, è stato impiegato il software OBSPY (Beyreuther et al., 2010) che si basa sulla formulazione originariamente proposta da Macnamara & Burland (2004). In dettaglio, la funzione PSD è stata calcolata per finestre di 3600 s con ricoprimento del 50% (sovrapposizione di 1800 s). Questo ha permesso di determinare la distribuzione statistica del rumore sismico-ambientale, ovvero di rappresentarlo in forma di funzione densità di probabilità (pdf). Il vantaggio di tale rappresentazione risiede nel fatto che questa fornisce un'indicazione dell'incertezza nel livello di rumore registrato ad ogni singola stazione. I valori di PSD ottenuti sono stati quindi confrontati con le due curve di riferimento rappresentative del NLNM (*New Low Noise Model*) e NHNM (*New High Noise Model*) definite dall'Albuquerque Seismological Laboratory (Peterson, 1993) utilizzando i dati di microtremore sismico registrato in 75 stazioni sismiche distribuite in diverse parti del mondo.

Figura 24 mostra le distribuzioni delle PSD (di un segnale in accelerazione) relative alle componenti verticale (HHZ), orizzontale Est-Ovest (HHE) e orizzontale Nord-Sud (HHN) per la stazione MNV00. Il colore associato a ciascuna curva di PSD è rappresentativo del valore della pdf del rumore per un dato valore di ampiezza (McNamara and Buland, 2004). In nero è rappresentata la curva mediana. Confrontando quest'ultima con le curve NLNM (curva grigia in basso) e NHNM (curva grigia in alto) si può notare come, per periodi compresi tra 0.1 s e 0.3 s, MNV00 mostri valori di rumore inferiori di circa 15-20 dB rispetto alla curva NHNM. Per periodi compresi tra 0.3 s e 1 s, la PSD mediana mostra valori di poco superiori al riferimento NHNM, mentre è inferiore a quest'ultima curva (di circa 20 dB) nell'intervallo 1 s-10 s. E' bene osservare che i periodi spettrali d'interesse per valutare la capacità di detezione delle stazioni sismiche sono quelli inferiori ad 1 s (generalmente compresi tra 0.07 s e 1 s cioè tra 1 Hz e 15 Hz). Per tale intervallo di periodi, la pdf tende ad assumere una forma bi-modale, associabile alla variazione giorno-notte del rumore sismico ambientale. Tale considerazione è giustificata da Figura 25, che mostra l'evoluzione nel tempo dei valori della PSD corrispondente a tre differenti periodi spettrali: mentre i valori di PSD per lunghi periodi (10 s) risentono solo debolmente del rumore associato all'attività antropica diurna, quelli corrispondenti a periodi medi (1 s) e brevi (0.1 s) ne risentono in maniera marcata.

Le stazioni temporanee ubicate in corrispondenza dei vertici del DI hanno permesso di effettuare considerazioni analoghe riguardo alla distribuzione del rumore sismico-ambientale. Le curve di PSD per le stazioni MNV01, MNV02, MNV03 e MNV04 sono mostrate in Figura 26, 27, 28 e 29. Per periodi inferiori ad 1 s, tutte le stazioni presentano valori di PSD prossimi o superiori a quelli della curva NHNM. In particolare la curva mediana eccede quella di riferimento NHNM nell'intervallo 0.1 s – 0.3 s. La stazione MNV04 è quella con i più alti livelli di rumore. I valori di PSD per questa stazione, infatti, eccedono la curva NHNM fino a periodi di 2 s. Come per la stazione MNV00, inoltre, è possibile notare una marcata variabilità giorno-notte nel livello di rumore, soprattutto per periodi inferiori a 1 s, dove le distribuzioni della PSD tendono ad assumere una forma bi-modale. Tale comportamento è più evidente confrontando l'evoluzione temporale dei valori di PSD per corti e lunghi periodi (grafici in basso a destra in Figura 26-29). Questi ultimi, infatti, non risentono (o risentono molto poco) del rumore antropico giornaliero. Fanno eccezione MNV03 e, soprattutto, MNV04 che, per un periodo di 10 s, sembrano risentire maggiormente del rumore associato all'attività antropica,

già a partire dalle prime ore del mattino (possibilmente a causa di una qualche sorgente di rumore localizzata nelle vicinanze di queste due stazioni). Per tutte le stazioni, per i periodi di 1 s e 0.1 s, la PSD assume valori maggiori rispetto a quelli per un periodo di 10 s, riflettendo maggiormente l'attività antropica ad alta frequenza.

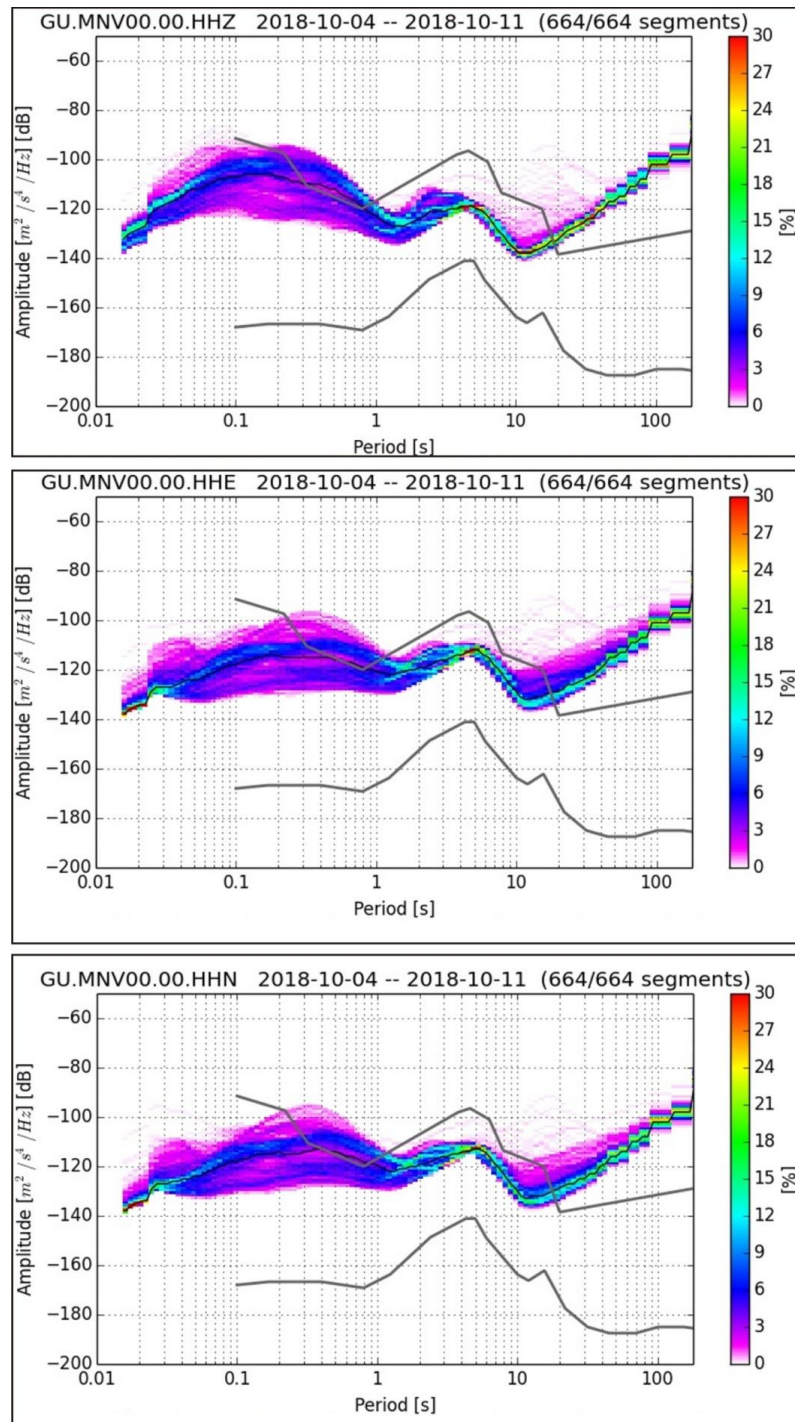


Figura 24 Funzioni PSD corrispondenti alle finestre di rumore registrato dalla stazione MNV00 nel periodo 4-11 ottobre 2018; dall'alto verso il basso, le figure si riferiscono alla componente verticale, Est-Ovest e Nord-Sud.

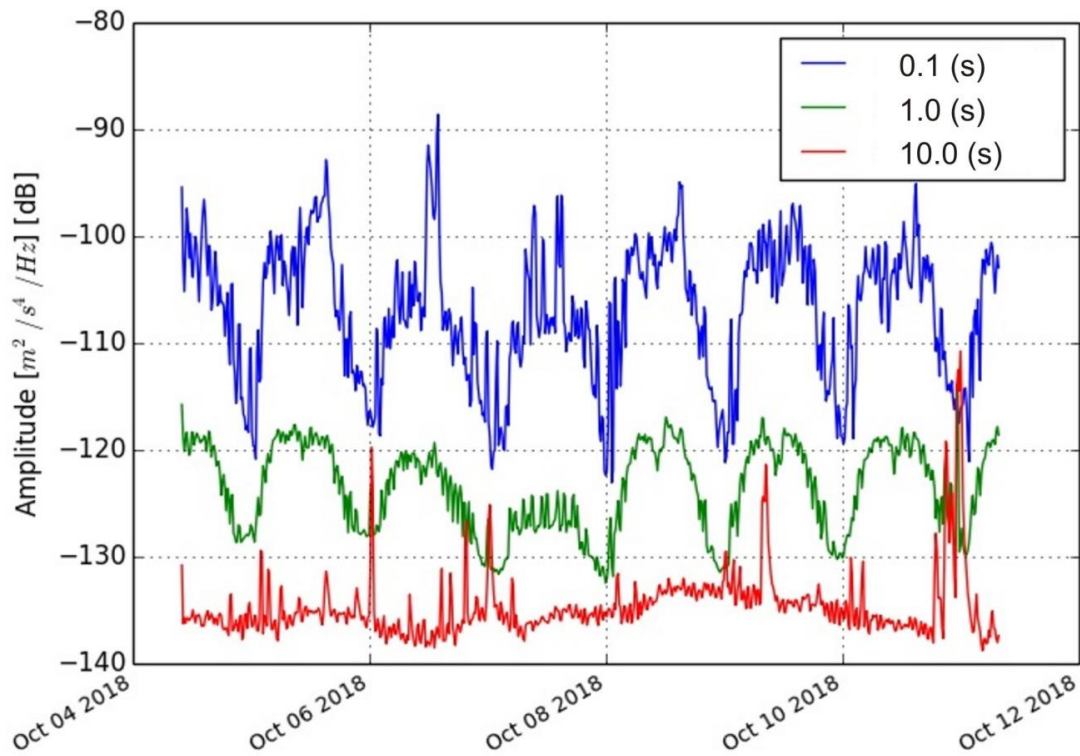


Figura 25 Evoluzione temporale dei valori di PSD calcolati per la componente verticale della stazione MNV00 per tre periodi spettrali.

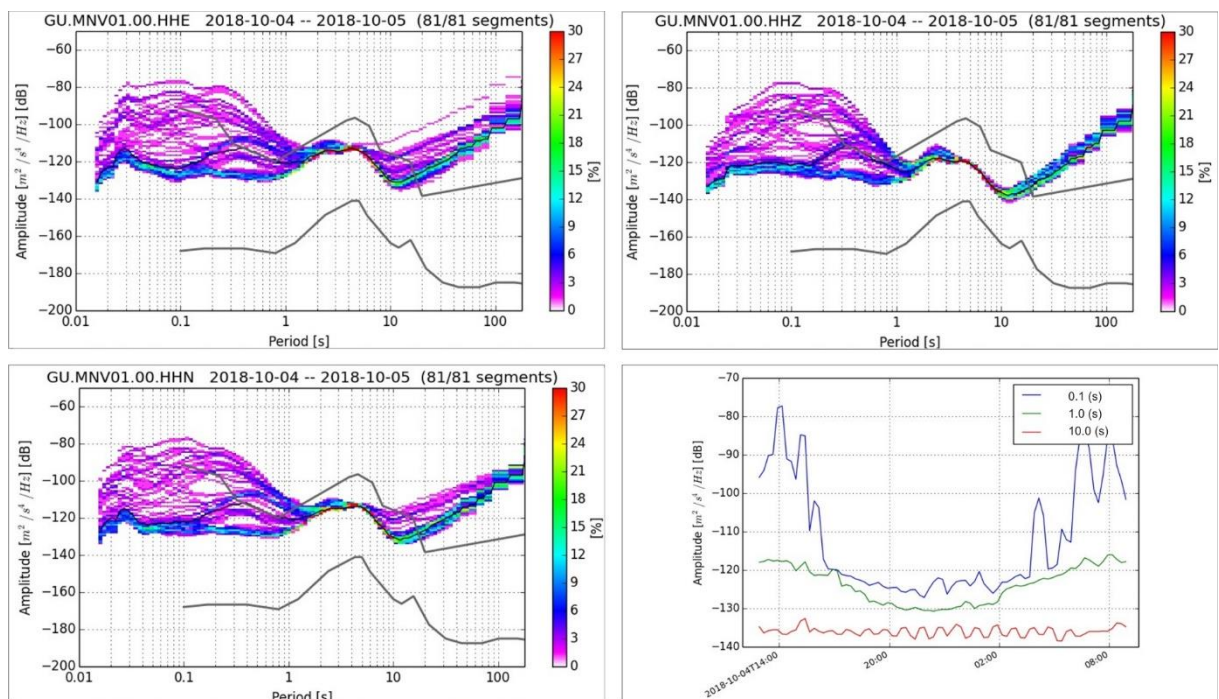


Figura 26 Funzioni PSD relative alle componenti orizzontali (HHE e HHN) e verticale (HHZ) della stazione MNV01 ed evoluzione temporale dei valori di PSD (relativi alla componente verticale) per tre periodi spettrali (pannello in basso di destra).

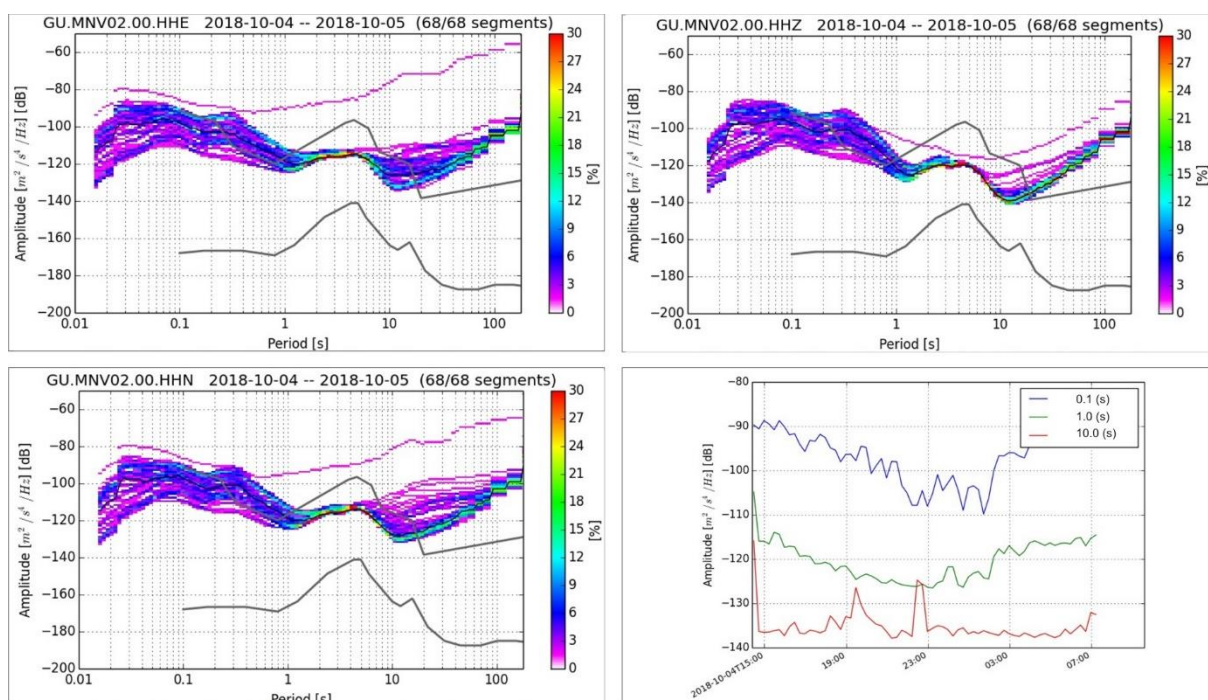


Figura 27 Funzioni PSD relative alle componenti orizzontali (HHE e HHN) e verticale (HHZ) della stazione MNV02 ed evoluzione temporale dei valori di PSD (relativi alla componente verticale) per tre periodi spettrali (pannello in basso di destra).

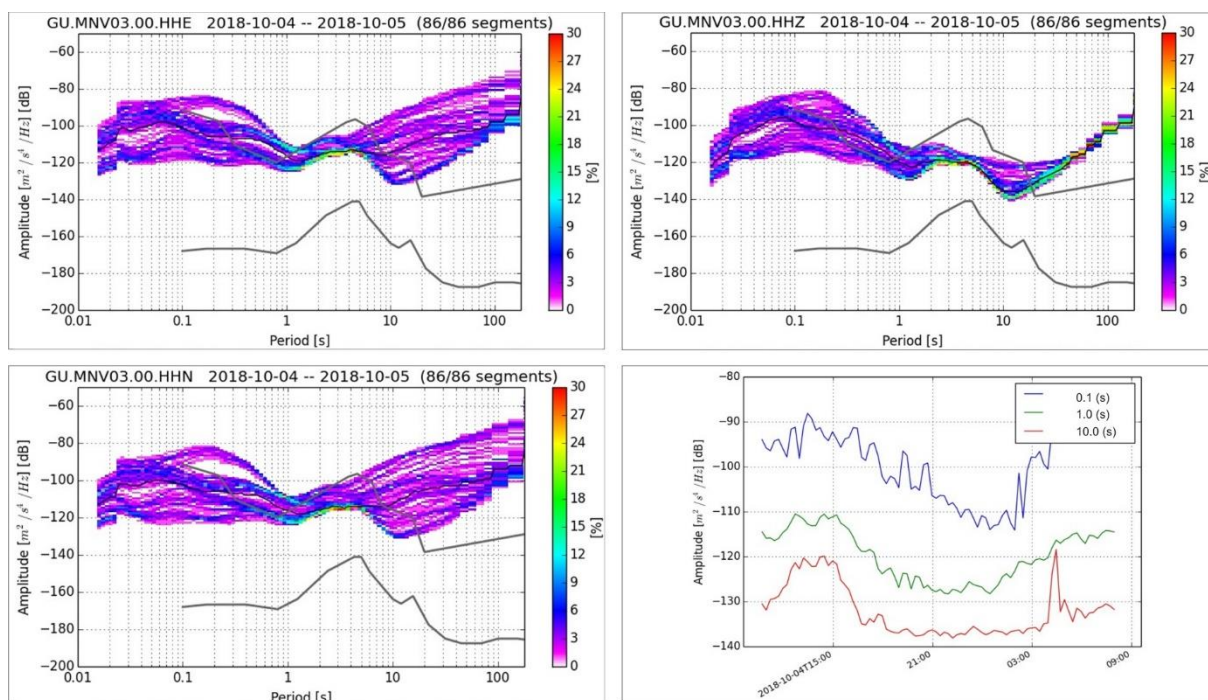


Figura 28 Funzioni PSD relative alle componenti orizzontali (HHE e HHN) e verticale (HHZ) della stazione MNV03 ed evoluzione temporale dei valori di PSD (relativi alla componente verticale) per tre periodi spettrali (pannello in basso di destra).

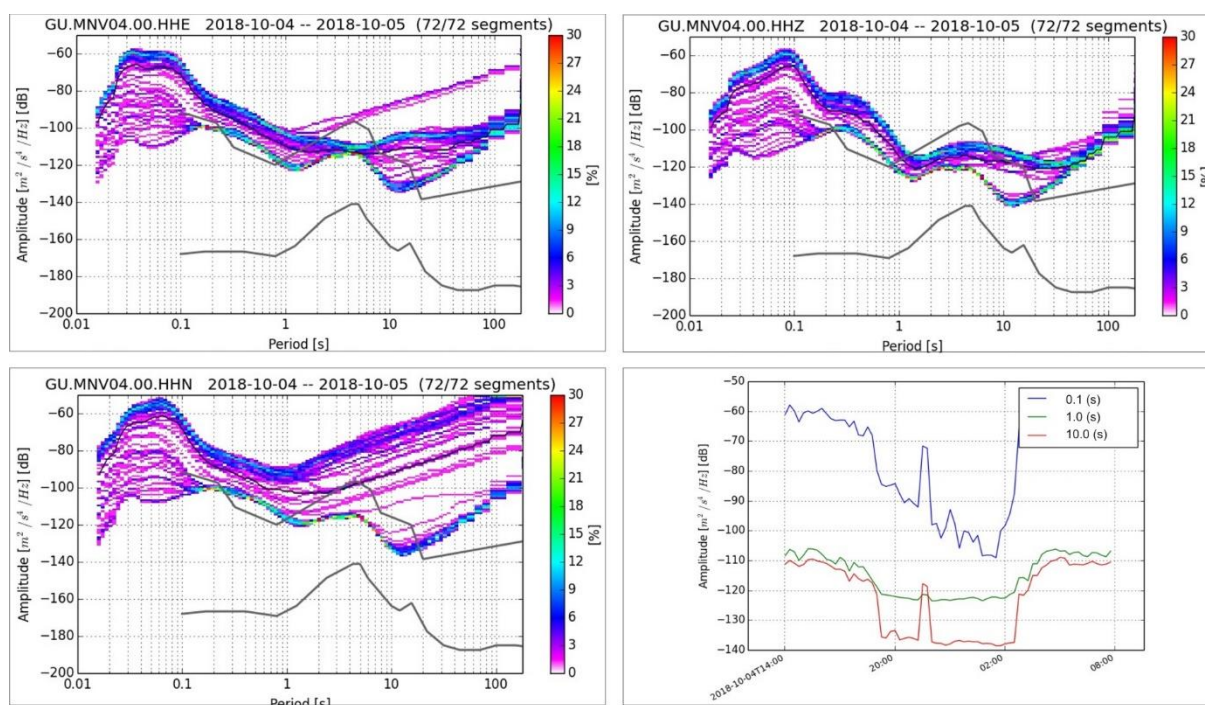


Figura 29 Funzioni PSD relative alle componenti orizzontali (HHE e HHN) e verticale (HHZ) della stazione MNV04 ed evoluzione temporale dei valori di PSD (relativi alla componente verticale) per tre periodi spettrali (pannello in basso di destra).

5.4 Definizione della capacità di rilevazione e localizzazione della rete

Il livello di rumore registrato alle singole stazioni (ovvero le curve mediane di PSD) è stato impiegato quale termine di riferimento allo scopo di fornire indicazioni e specifiche mirate alla progettazione della rete di monitoraggio microsismico, tali da massimizzare la capacità di detezione di eventi sismici oltre una certa soglia di magnitudo locale ($0 < M_L < 1$ nel DI e $M_L > 1$ nel DE) e garantirne una localizzazione sufficientemente accurata in ottemperanza alle Linee Guida (MiSE-DGRME, 2014).

Nelle due figure a seguire, sono riassunte le curve di PSD mediane per le stazioni MNV01, MNV02, MNV03, MNV04 e MNV00 considerando sia componente verticale (Figura 30) che quelle orizzontali (Figura 31). In entrambe le figure è inoltre riportata la curva relativa alla stazione FIU della Rete Sismica Nazionale, situata nel DE di rilevazione (Figura 2) e già adottata da STOGIT come nodo della rete microsismica del sito di stoccaggio gas di Minerbio. Trattandosi di una stazione le cui registrazioni sono condivise sul portale EIDA (<https://www.orfeus-eu.org/data/eida/>), si è deciso di includere FIU nelle analisi per la valutazione della capacità di rilevazione e localizzazione della rete microsismica. Quanto rappresentato in Figura 30 e Figura 31 permette di ribadire quanto già osservato nel paragrafo precedente: ad eccezione di MNV04 (la stazione più rumorosa del lotto), i livelli di rumore registrati dalle singole stazioni temporanee risultano inferiori rispetto alla curva di riferimento NHNM per periodi maggiori di 1 s ed inferiori a 0.3 s; nell'intervallo 0.3 s – 1 s, invece, tutte le stazioni (sempre ad eccezione di MNV04) mostrano livelli di rumore simili o di poco superiori alla soglia NHNM. La stazione FIU, infine, mostra livelli di rumore comparabili con quelli di MNV00 e MNV01, salvo per periodi maggiori di 10 s dove risulta parecchio

rumorosa. Si noti che i valori medi di PSD per le due componenti orizzontali sono tra loro simili. Pertanto, la scelta dell'una o dell'altra componente avrà un effetto trascurabile sulle analisi di valutazione della sensibilità della rete microsismica descritte nel seguito. In questo studio, le curve per la componente Est-Ovest sono state scelte quale termine di riferimento.

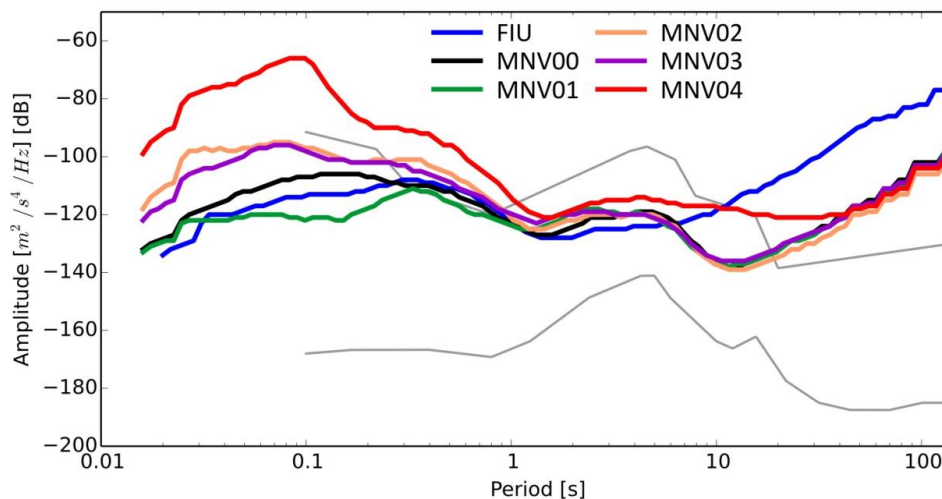


Figura 30 Valori medi di PSD calcolati per la componente verticale delle cinque stazioni temporanee e per la stazione FIU della RSN. In grigio sono riportate le curve di riferimento N1NM e N2NM.

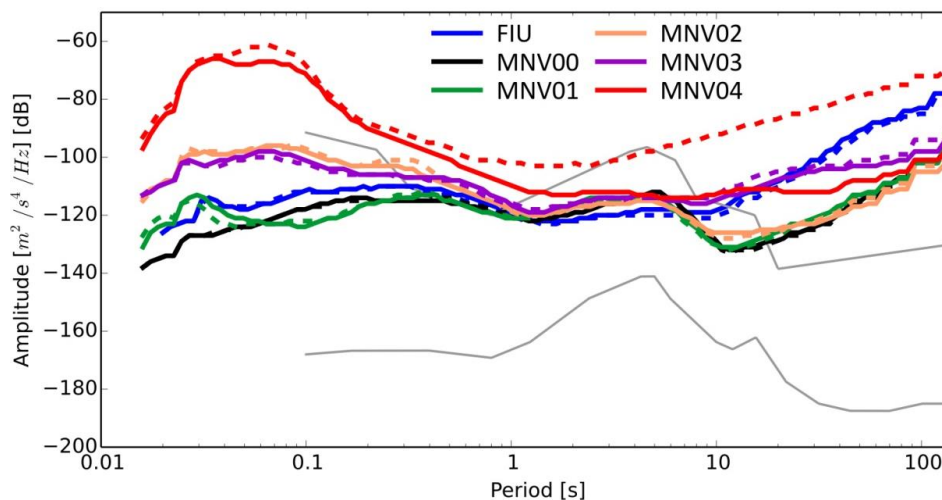


Figura 31 Valori medi di PSD calcolati per le componenti orizzontali (la linea continua si riferisce alla componente EO mentre quella tratteggiata alla NS) delle cinque stazioni temporanee e per la stazione FIU della RSN. In grigio sono riportate le curve di riferimento N1NM e N2NM.

5.4.1 Metodologia

Al fine di valutare la capacità di rilevazione e localizzazione della rete, è stata adottata la procedura proposta da Franceschina et al. (2015), consistente nella simulazione degli spettri di ampiezza di Fourier (FAS) della fase S di un set di terremoti aventi ipocentro a diverse profondità nel dominio esteso e nel confronto della corrispondente funzione PSD con quella

registrata nel dominio interno presso i cinque siti d'installazione delle stazioni sismiche temporanee. Sono stati simulati terremoti di magnitudo locale compresa tra -1 e 3 (con discretizzazione $\delta M = 0.1$), a profondità crescente da 1 a 9.5 km (precisamente a 1, 2.5, 4.5, 6.5 e 9.5 km di profondità) ed epicentro corrispondente ai nodi di un grigliato di calcolo (sufficientemente esteso in modo da coprire l'intero DE) con celle di circa 1.7 km di lato. Le profondità di 1 km, 4.5 km e 9.5 km corrispondono circa alla profondità del giacimento oggetto del presente rapporto tecnico, alla base del DI di rilevazione e alla base del DE.

Per ciascun terremoto e per ciascuna stazione è stato calcolato il FAS della fase S secondo la formulazione originariamente proposta da Brune (1970, 1971), per cui il FAS (in unità di m/s/Hz) di un terremoto dipende dal momento sismico M_0 del terremoto stesso e dalla sua frequenza d'angolo f_c ; più precisamente, l'ampiezza $A(f)$ del FAS è calcolata come (es., Boore, 1983; Franceschina, 2015):

$$A(f) = CM_0 S(f, f_c) \frac{e^{-\pi f R / Q(f) \beta}}{R} e^{-k\pi f} \quad (1)$$

dove C è una costante data da

$$C = \frac{R_{\theta\phi} F_S V}{4\pi\rho\beta^3} \quad (2)$$

$R_{\theta\phi}$ è il fattore di forma della radiazione, $F_S = 2$ indica l'amplificazione di superficie libera, $V = 1/\sqrt{2}$ è un fattore di riduzione che tiene conto del partizionamento dell'energia sismica nelle due componenti orizzontali, ρ è la densità del mezzo di propagazione, β è la velocità delle onde di taglio nel mezzo, $Q(f)$ è il così detto fattore di qualità che controlla l'attenuazione anelastica nel mezzo di propagazione, R indica la distanza sorgente-sito, k è un parametro dipendente dalle condizioni geologiche locali che controlla il decadimento ad alta frequenza dello spettro e $S(f, f_c)$ è lo spettro sorgente, dato da

$$S(f, f_c) = \frac{2\pi f}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \quad (3)$$

La parametrizzazione del modello in Equazione (1) è presentata al paragrafo successivo. La densità di potenza spettrale (PSD) corrispondente a ciascun FAS è stata calcolata secondo McNamara & Buland (2004):

$$P(f) = \frac{2[A(f)]^2}{T_R} \quad (4)$$

Dove $P(f)$ indica l'ampiezza della funzione PSD e T_R è la durata di una serie temporale ed, in questa applicazione, rappresenta la durata di ciascun terremoto simulato per quanto concerne le componenti di taglio (fase S). In accordo con lo studio condotto dall'Istituto

Nazionale di Geofisica e Vulcanologia per il giacimento di San Pietro in Casale (INGV, 2015), si è ritenuto ragionevole assumere $T_R = 4$ s.

Al fine di stimare la soglia magnitudinale di detezione e quella di localizzazione, per ciascun terremoto simulato e per ciascuna frequenza f nell'intervallo 1 – 15 Hz è stato calcolato il rapporto $R(f)$ tra le ampiezze della funzione PSD relativa al terremoto e quella del rumore sismico-ambientale registrato dalle 5 stazioni temporanee descritte precedentemente. È stato quindi calcolato il rapporto medio (come media aritmetica dei rapporti calcolati alle diverse frequenze), \bar{R} . L'evento sismico viene considerato identificabile se $\bar{R} \geq 5$ (dove il valore di 5 corrisponde a circa 14 dB) ad almeno una stazione della rete. La soglia di detezione è quindi definita dal terremoto di magnitudinale minima rilevabile da almeno una stazione della rete. La soglia di localizzazione, invece, è definita come la magnitudinale minima di un terremoto localizzabile con almeno 3 stazioni (INGV, 2015). In altri termini, un evento sismico è ritenuto localizzabile se rilevato da almeno 3 stazioni della rete. Tale scelta potrà eventualmente essere rivista qualora i parametri di localizzazione stimati sotto queste condizioni non siano ritenuti sufficientemente precisi.

5.4.1.1 Parametrizzazione del modello di calcolo

Per ogni terremoto di data magnitudinale, il momento sismico (in Nm) è stato calcolato come (Bindi et al., 2015):

$$\log M_0 = 0.95M_L + 10.36 \quad (0 < M_L < 4.5) \quad (5)$$

In quanto calibrata per l'Italia nord-occidentale, questa legge di conversione è stata preferita a quella proposta da Chen & Chen (1989) per la California, impiegata in INGV (2015) per lo studio relativo al giacimento di San Pietro in Casale.

Il valore di f_c è stato calcolato in funzione di M_0 secondo la relazione proposta da Boore (2003):

$$f_c = 4.906 \times 10^6 \beta \sqrt{\left(\frac{\Delta\sigma}{M_0}\right)} \quad (6)$$

dove $\Delta\sigma$ indica la caduta di stress. In questo studio, si è assunto $\Delta\sigma = 1$ MPa in accordo con lo studio condotto da INGV (2015) e con i risultati di Castro et al. (2013) per gli *aftershock* della sequenza sismica emiliana del 2012.

Per quanto concerne il fattore di qualità, è stato impiegato il modello proposto da Castro et al. (2013) per le onde SH (un modello analogo è stato definito per le onde SV; l'impiego di questo modello non comporta sensibili variazioni nei valori di $Q(f)$ rispetto a quello adottato), ottenuto a seguito dell'analisi dei dati della sequenza sismica emiliana menzionata poco sopra:

$$Q(f) = 82f^{1.2} \quad (0.1 - 10.7 \text{ Hz}) \quad (7a)$$

$$Q(f) = 301f^{0.36} \quad (11.8 - 40 \text{ Hz}) \quad (7b)$$

Tale modello (nello specifico, Equazione 7a) è stato impiegato anche da Franceschina et al. (2015) per il giacimento di Cortemaggiore. Poiché il modello non garantisce la continuità del FAS su tutta la gamma di frequenze d'interesse (1 – 15 Hz), al fine di evitare “scalini” nelle forme spettrali è stata calcolata la frequenza d'intersezione delle due funzioni in Equazione (7), pari a 4.7 Hz. In altre parole, Equazione (7a) è stata impiegata fino alla frequenza d'intersezione mentre, per frequenze maggiori, è stata adottata Equazione (7b). Infine, sono state fatte le seguenti assunzioni:

- $\rho = 2.4 \text{ g/cm}^3$ in accordo con lo studio INGV (2015) e Franceschina et al. (2015);
- $\beta = 2.4 \text{ km/s}$ in linea con i modelli di velocità presentati al Capitolo 5 ed, in particolare, con quello di Scafidi et al. (2012) di Figura 13;
- $R_{\theta\varphi} = 0.63$ e $k = 0.06 \text{ s}$ in accordo con Franceschina et al (2015).

Al fine di verificare l'affidabilità del modello impiegato, ovvero dei parametri adottati, in Figura 32 è mostrato il confronto tra il FAS simulato in questo studio (curva rossa) con quelli dei due terremoti presi in considerazione nel rapporto tecnico rilasciato da INGV (2015) per il sito di San Pietro in Casale.

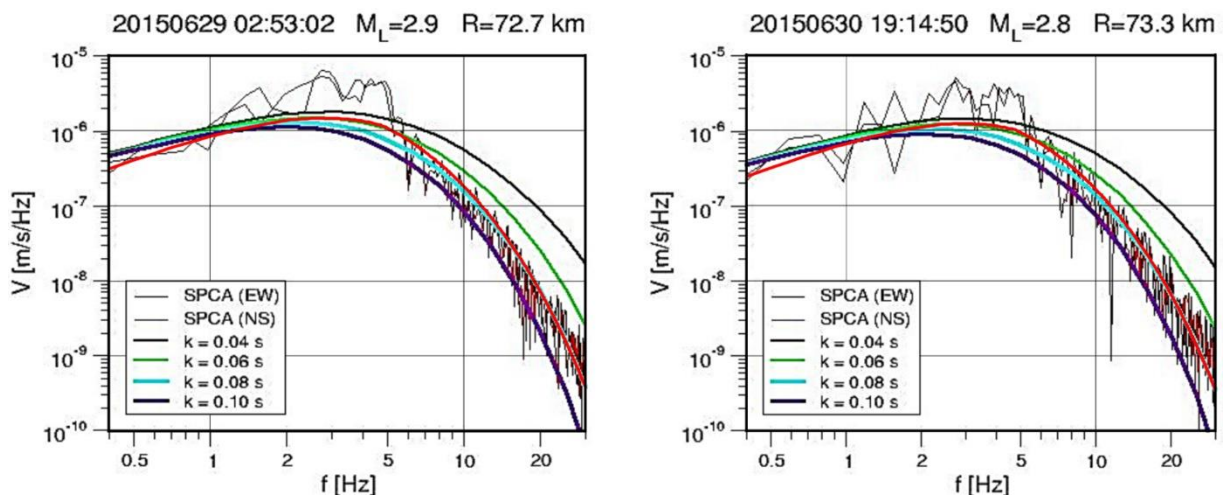


Figura 32 Confronto tra lo spettro di ampiezza di Fourier (FAS) simulato in questo studio (curva rossa) e quelli dei terremoti del 29 e 30 giugno 2015 registrati dalle stazioni sismiche temporanee dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (modificata da INGV, 2015). I FAS simulati da INGV (2015) per diversi valori del parametro k sono indicati dalle restanti curve colorate.

5.4.2 Rilevazione degli eventi sismici

Utilizzando la procedura descritta ai paragrafi precedenti, sono state calcolate le soglie di detezione e localizzazione (espresse in valori di magnitudo M_L) per diversi scenari di calcolo. I calcoli sono stati eseguiti per tutti i nodi del grigliato mostrato in Figura 33. I nodi permettono di coprire un'area leggermente più estesa rispetto alla fascia (minima) di 8 km intorno ai bordi del giacimento (*buffer rosso*) prevista dalle Linee Guida (MiSE-DGRME, 2014) per quanto concerne la definizione del DE (ved. Capitolo 2).

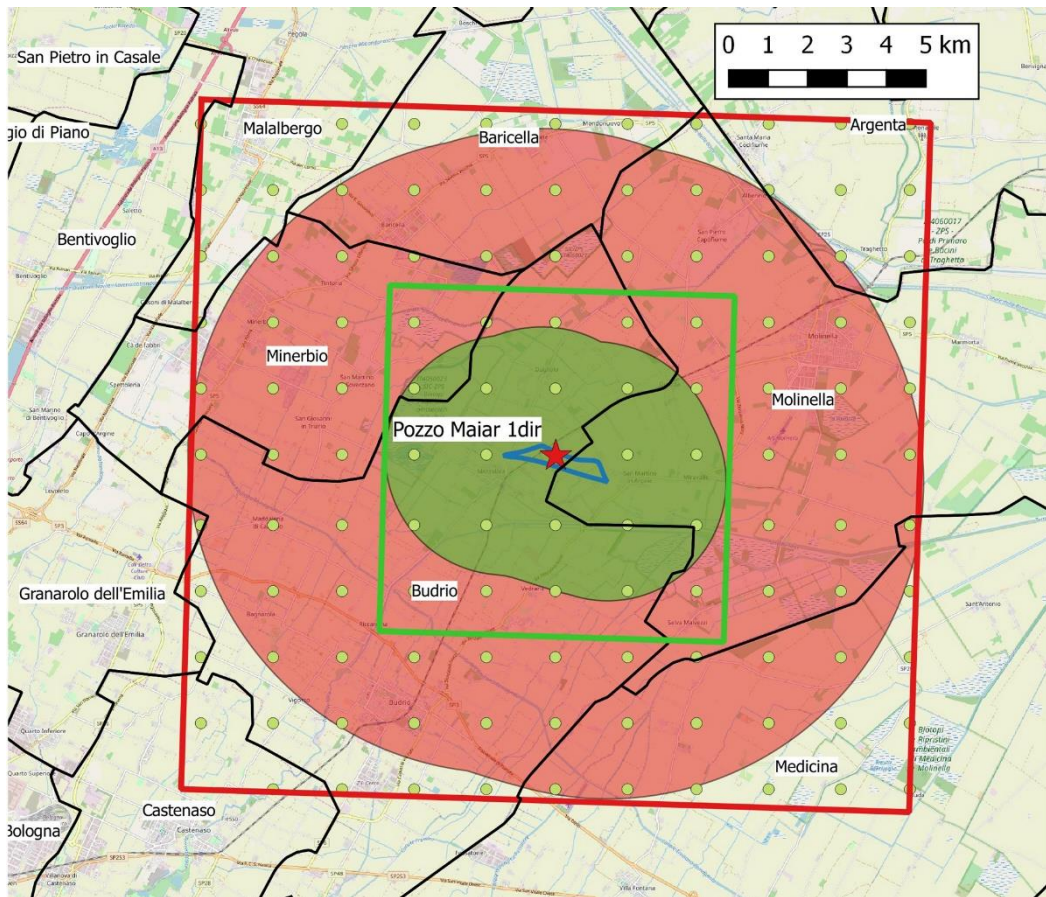


Figura 33 Grigliato di calcolo impiegato per la stima delle soglie di detezione e localizzazione. Sono riportati l'ubicazione del Pozzo Podere Maiar 1dir (stella rossa), l'area "Selva Malvezzi" (perimetro blu), il Dominio Interno di rilevazione (quadrato verde) e il Dominio Esteso (quadrato rosso). Le aree in verde e rosso delimitano le fasce di 3 km e 8 km intorno ai bordi del giacimento previste dalle Linee Guida (MiSE-DGRME, 2014) per quanto concerne la definizione del DI e DE.

Il primo scenario assume, come rumore di riferimento, le curve mediane di PSD corrispondenti alle 5 stazioni temporanee di monitoraggio (MNV00, MNV01, MNV02, MNV03 e MNV04) e quella della stazione FIU della RSN. In Figura 34-38 sono mostrate le soglie di detezione e di localizzazione ottenute per questo primo scenario assumendo profondità ipocentrali crescenti, corrispondenti a 1 km, 2.5 km, 4.5 km, 6.5 km e 9.5 km. Figura 34 mostra i risultati ottenuti considerando ipocentri all'interno DE di rilevazione alla profondità di 1 km. Le soglie di detezione mostrate in figura indicano valori di M_L pari a circa -0.6 in prossimità della stazione MNV01 e comunque inferiori a 0 nel resto del DI di rilevazione. Le soglie di localizzazione, sia all'interno del DI e nel settore NO del DE, sono comprese tra 0.4 e 1; nel settore sud orientale del DE, sono comprese tra 1 e 1.3. All'aumentare della profondità ipocentrale sia la soglia di detezione che quella di localizzazione si spostano verso valori via via più alti di M_L , in quanto il rapporto tra la PSD dei terremoti simulati e quella del rumore registrato tende a diminuire. Per terremoti a profondità di 2.5 km (Figura 35), la soglia di detezione è compresa nell'intervallo $-0.4 < M_L < 0.1$ nel DI e raggiunge un massimo di 0.4 nel DE. La soglia di localizzazione è $0.5 < M_L < 1$ nel DI ed aumenta procedendo verso SE fino a $M_L \approx 1.2$. Per una profondità di 4.5 km (Figura 36), la soglia di

detezione è compresa nell'intervallo $-0.1 < M_L < 0.2$ nel DI e raggiunge 0.5 nel settore Nord-occidentale del DE. La soglia di localizzazione è $0.6 < M_L < 1$ nel DI ed aumenta procedendo verso SE. Per ipocentri a profondità di 6.5 km (Figura 37), le soglie di detezone e localizzazione sono prossime (superiori per non più di 0.1 unità di magnitudo) a quelle ottenute per una profondità di 4.5 km, quindi al limite di quanto prescritto nelle Linee Guida (MiSE-DGRME, 2014) per cui la rete deve poter “rilevare e localizzare i terremoti a partire da magnitudo locale M_L compresa tra 0 e 1 ($0 \leq M_L \leq 1$)”. Per profondità superiori a 6.5 km, lo scenario non garantisce la prescrizione appena menzionata. Stante quanto appena osservato, la configurazione geometrica della rete sismica considerata non permette di ottemperare completamente alle specifiche delle Linee Guida (MiSE-DGRME, 2014). Al fine di raggiungere le soglie prescritte, quindi, sono stati simulati scenari alternativi, così da guidare la progettazione della rete di monitoraggio. Le assunzioni alla base i tali scenari, che sono descritti di seguito, sono giustificate dalla variabilità spaziale del livello di rumore registrato nell'area.

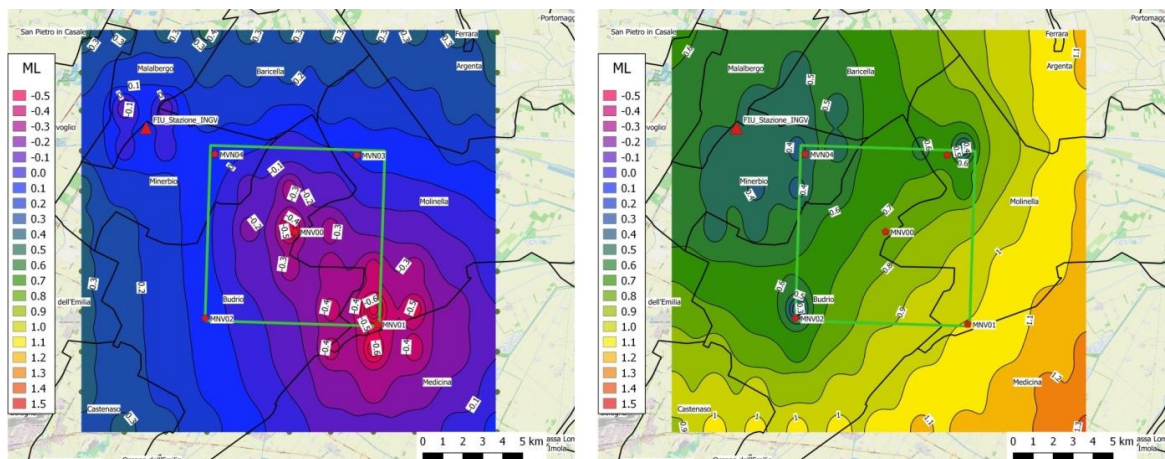


Figura 34 Soglia di detezone (mappa a sinistra) e di localizzazione (mappa a destra) espressa in unità di magnitudo M_L per terremoti all'interno del DE di rilevazione a profondità di 1 km.

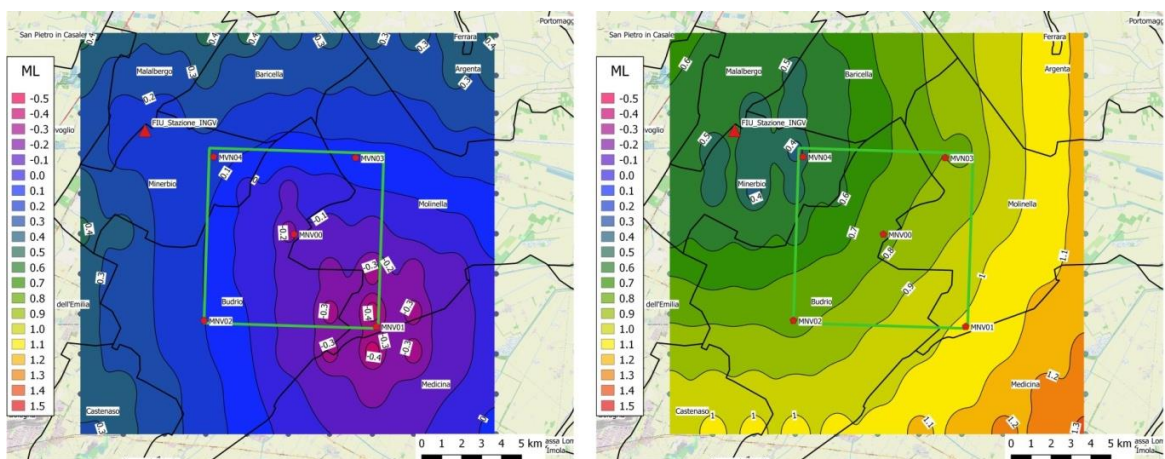


Figura 35 Come Figura 34 ma per ipocentri posti a 2.5 km di profondità.

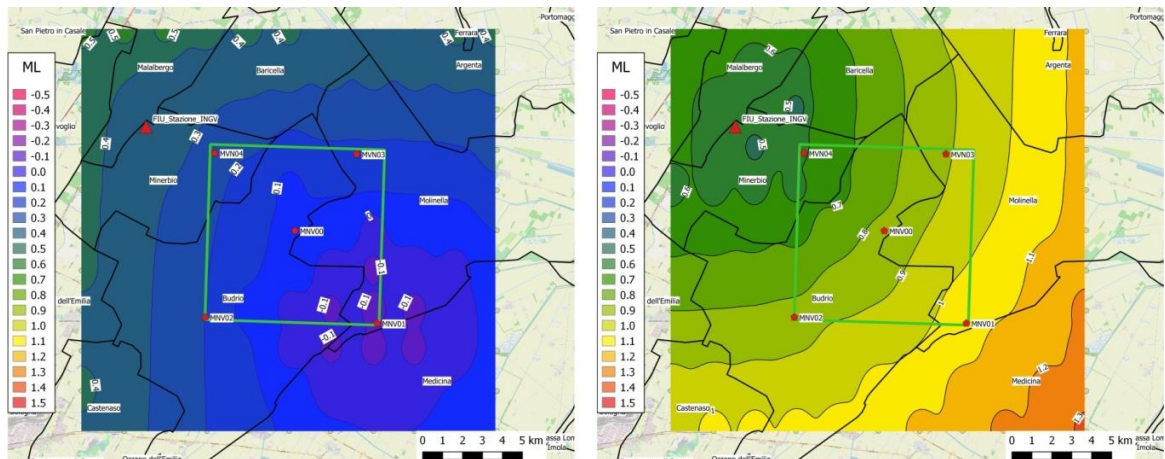


Figura 36 Come Figura 34 ma per ipocentri posti a 4.5 km di profondità.

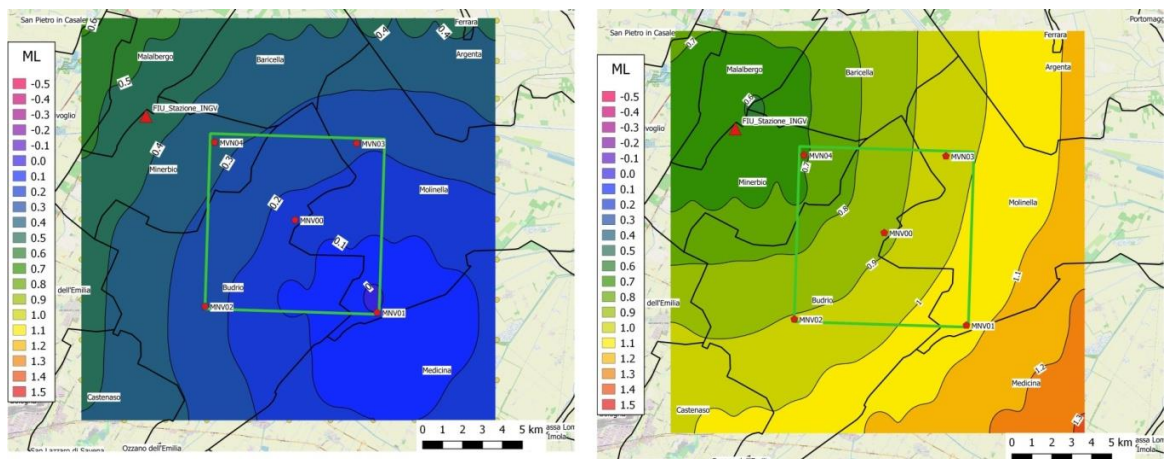


Figura 37 Come Figura 34 ma per ipocentri posti a 6.5 km di profondità.

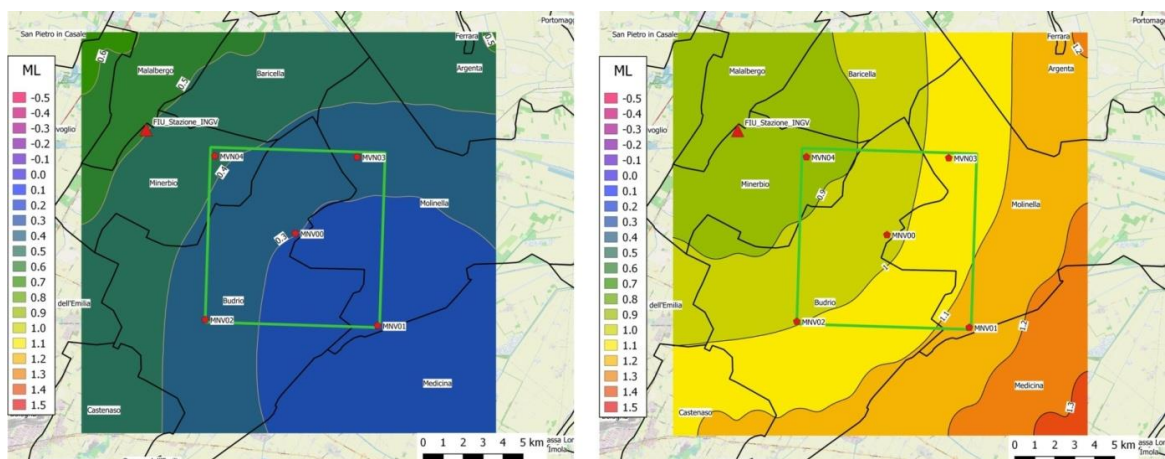


Figura 38 Come Figura 34 ma per ipocentri posti a 9.5 km di profondità.

Il secondo scenario prevede l'esclusione della stazione MNV04, la più rumorosa del lotto di stazioni temporanee, e l'alterazione del livello di rumore alle stazioni MNV02 e MNV03 che

viene ora assunto uguale a quello della stazione MNV00 posta al centro dell'area del DI. In altri termini, si assume di poter trovare siti d'installazione nell'intorno di MNV02 e MNV03 con livelli di rumore (PSD mediana) compatibili con (o prossimi a) quelli registrati dalla stazione MNV00. In Figura 39-43 sono mostrate le soglie di detezione e localizzazione ottenute per questo scenario, sempre per diverse profondità ipocentrali. Come atteso, i risultati mostrano un abbassamento generale delle soglie di detezione e localizzazione rispetto al primo scenario considerato. In particolare, questo secondo scenario permette di ottemperare alle prescrizioni delle Linee Guida (MiSE-DGRME, 2014): infatti, anche la soglia di localizzazione per terremoti a 9.5 km di profondità ($0.5 < M_L < 0.6$) risulta inferiore al limite $M_L = 1$. Anche per il DE sono rispettate le prescrizioni delle Linee Guida (MiSE-DGRME, 2014): infatti, la rete permette di abbassare la soglia di completezza per più di un'unità.

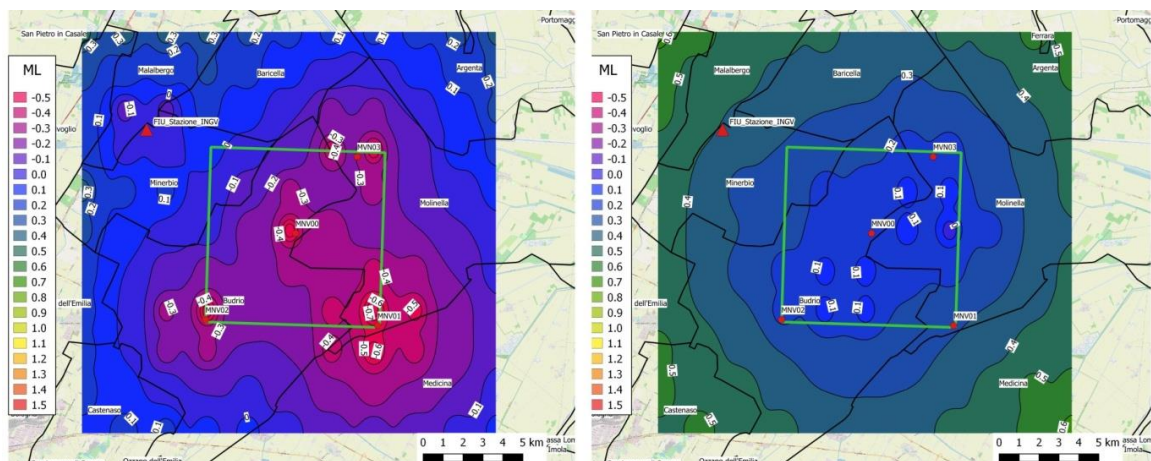


Figura 39 Soglia di detezione (mappa a sinistra) e di localizzazione (mappa a destra) espressa in unità di magnitudo M_L per terremoti all'interno del DE a profondità di 1 km. Per le stazioni MNV00, MNV01 e FIU sono stati impiegati i livelli di rumore registrati, mentre per MNV02 e MNV03 sono stati impiegati quelli associati alla stazione MNV00. La stazione MNV04 è stata esclusa dalla simulazione.

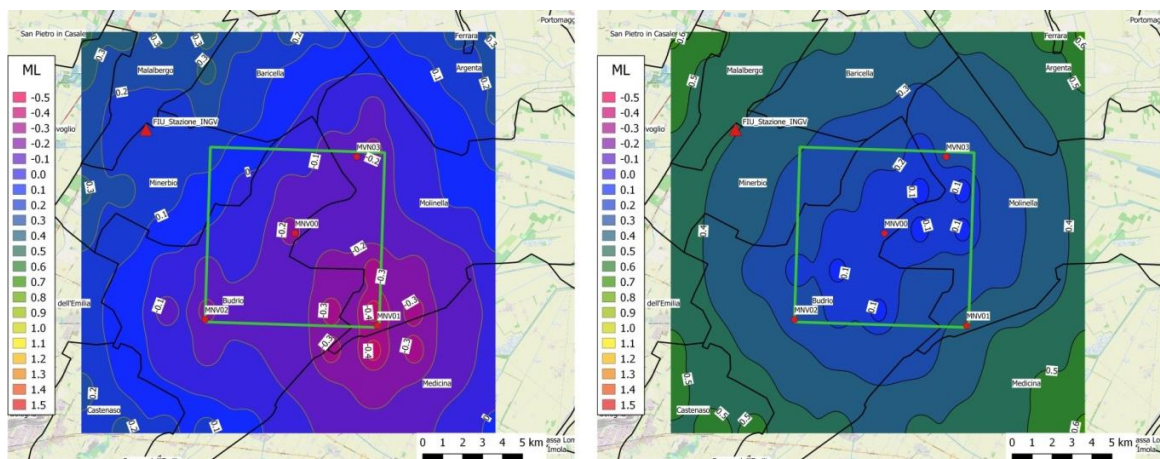


Figura 40 Come Figura 39 ma per ipocentri posti a 2.5 km di profondità.

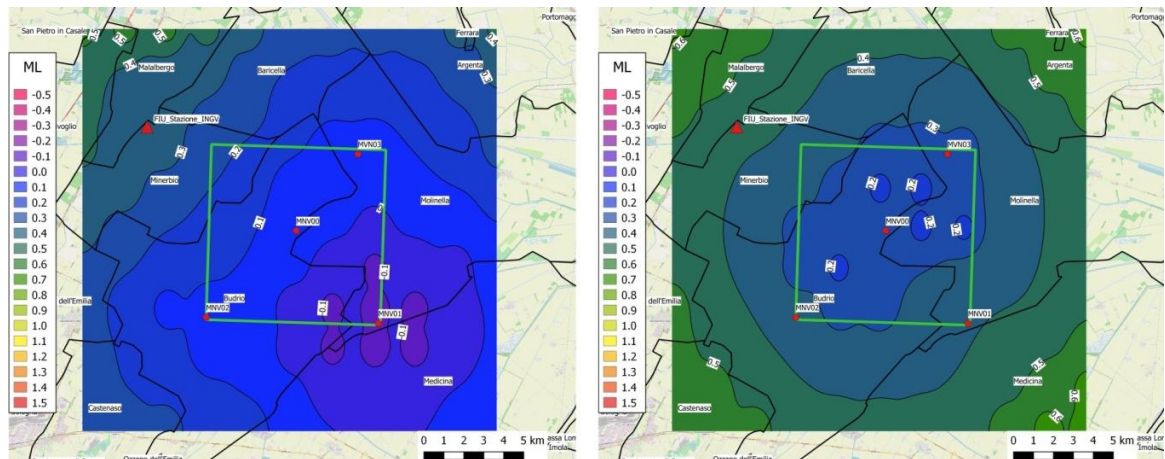


Figura 41 Come Figura 39 ma per ipocentri posti a 4.5 km di profondità.

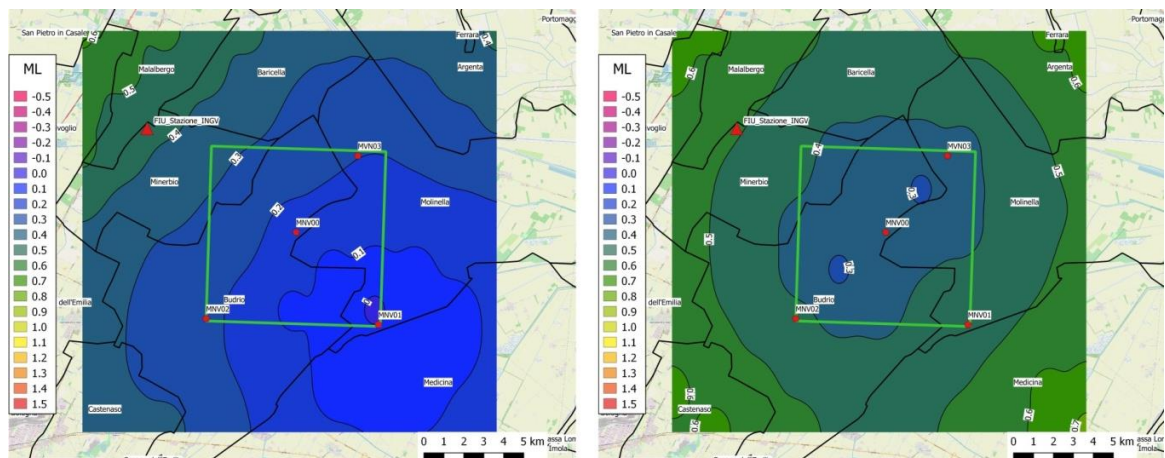


Figura 42 Come Figura 39 ma per ipocentri posti a 6.5 km di profondità.

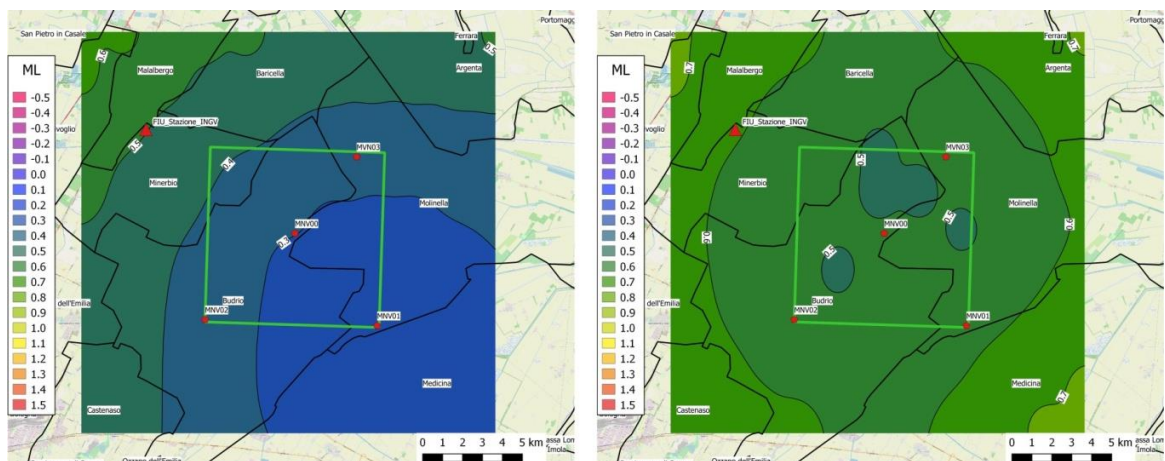


Figura 43 Come Figura 39 ma per ipocentri posti a 9.5 km di profondità.

Tuttavia l'ipotesi presa in considerazione dal secondo scenario potrebbe non essere realistica, ovvero non è scontato che si riescano ad individuare due siti nell'intorno di MNV02

e MNV03 con livello di rumore comparabile con quello della stazione MNV00. Il terzo scenario assume l'ipotesi che solo una tra MNV02 e MNV03 presenti lo stesso livello di rumore di MNV00. Per l'altra stazione, si è simulata un'installazione in pozzo a 150 m di profondità. Specificamente, per i siti di MNV00, MNV01 e FIU sono stati impiegati i livelli di rumore osservati, per MNV02 è stata assunta la PSD mediana associata a MNV00, mentre per MNV03 il livello di rumore misurato è stato alterato applicando un tasso di decadimento pari a 0.1 dB/m (INGV, 2015), ipotizzando di installare il sensore a 150 m di profondità. I risultati di questa analisi sono mostrati in Figura 44-48. Anche con questo scenario è possibile ottemperare alle prescrizioni MiSE-DGRME (2014), raggiungendo nel DI una soglia di localizzazione per la simulazione a maggior profondità pari a $0.5 < M_L < 0.7$. Anche per il DE sono rispettate le prescrizioni suddette: la soglia di localizzazione risulta sempre $M_L < 1$.

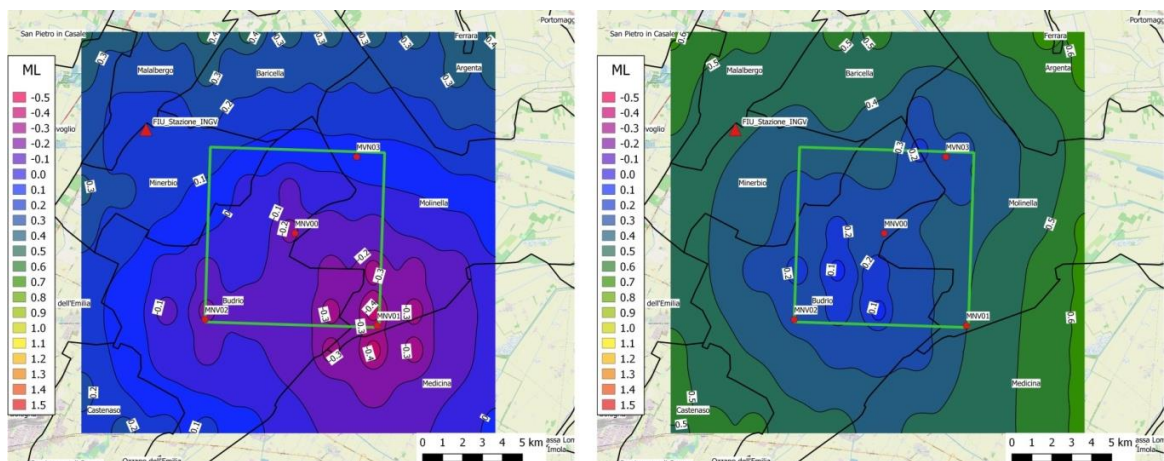


Figura 44 Soglia di detezione (mappa a sinistra) e di localizzazione (mappa a destra) per terremoti all'interno del DE a profondità di 1 km. Per le stazioni MNV00, MNV01 e FIU sono stati impiegati i livelli di rumore registrati, per MNV02 è stato impiegato il livello di rumore di MNV00 e per MNV03 è stata ipotizzata un'installazione in pozzo a 150 m di profondità con una diminuzione del rumore registrato in superficie pari a -15 dB.

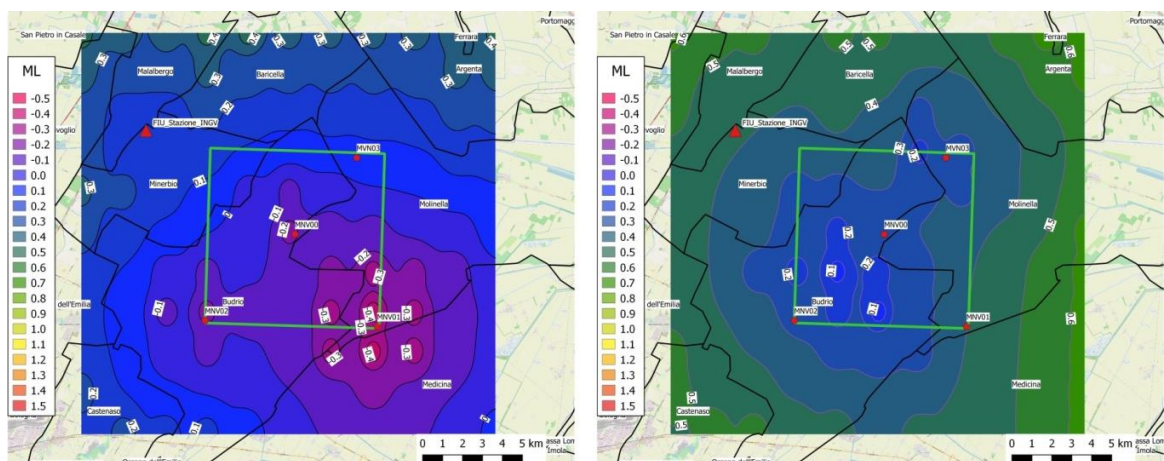


Figura 45 Come Figura 44 ma per ipocentri posti a 2.5 km di profondità.

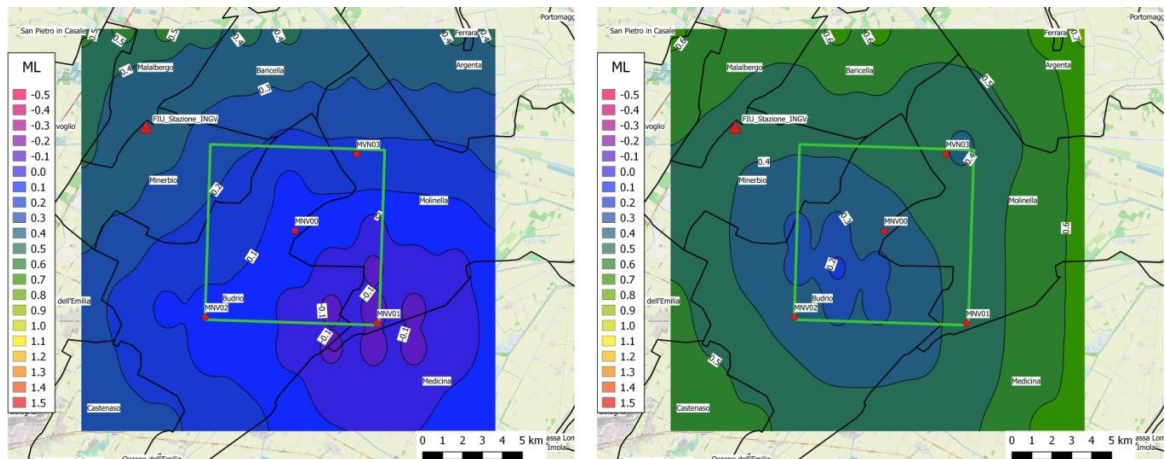


Figura 46 Come Figura 44 ma per ipocentri posti a 4.5 km di profondità.

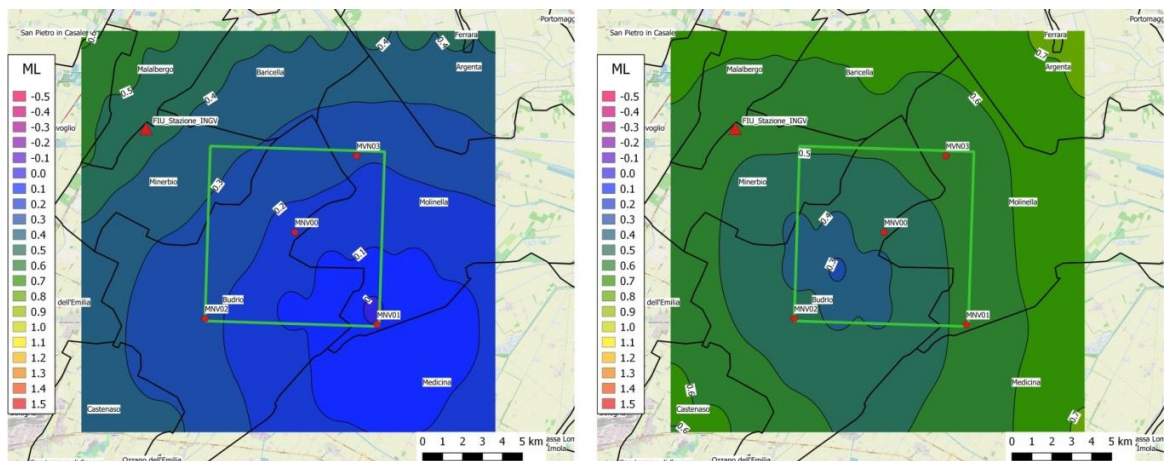


Figura 47 Come Figura 44 ma per ipocentri posti a 6.5 km di profondità.

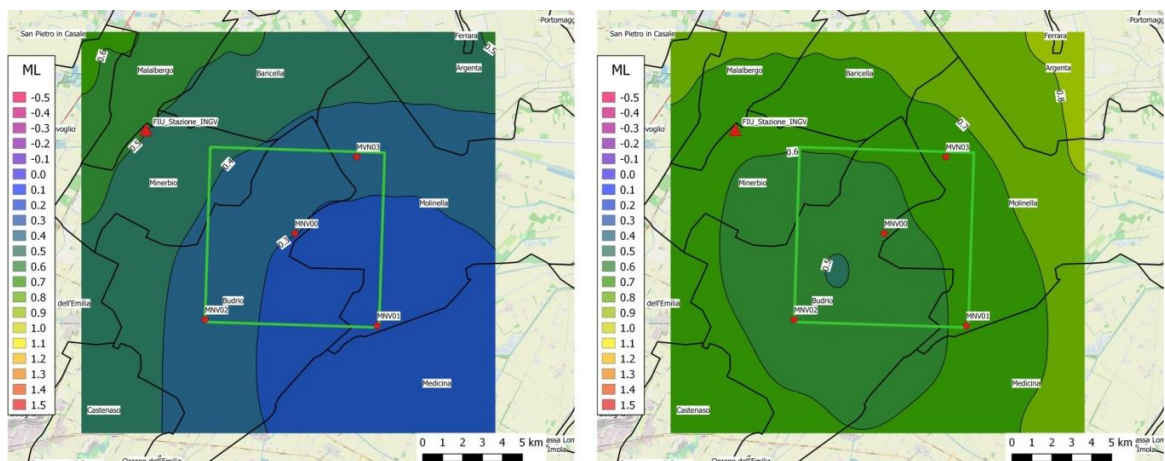


Figura 48 Come Figura 44 ma per ipocentri posti a 9.5 km di profondità.

Infine, tenendo in considerazione il principio di “valorizzazione dell’esistente” richiamato nelle Linee Guida (MiSE-DGRME, 2014), si è presa in considerazione l’ipotesi di utilizzo del dato

registrato dalla rete sismica del sito di stoccaggio gas di Minerbio di proprietà della società STOGIT, dal momento che alcune stazioni ricadono nel DE di rilevazione (Figura 2). Il quarto scenario (Figura 49-53) prende quindi in considerazione i siti di MNV00, MNV01, MNV02 e FIU con le relative PSD mediane, il sito MNV03 a cui è stata associata la PSD di MNV00 (analogamente al secondo scenario) e il sito MI04 della rete sismica di Minerbio presso cui è installato un sensore a 100 m di profondità. Per simulare il dato di questa stazione, il segnale osservato a FIU, che risulta essere la stazione più prossima a MI04, è stato diminuito di 10 dB considerando il tasso di decadimento di 0.1 dB/m. Nuovamente, sono rispettate le prescrizioni MiSE-DGRME (2014) sia per il DI che per il DE: per la simulazione a maggior profondità, infatti, la soglia di localizzazione nel DI è pari a $0.5 < M_L < 0.7$ mentre nel DE è inferiore o uguale a 0.8 (permettendo di abbassare la soglia di completezza di un'unità).

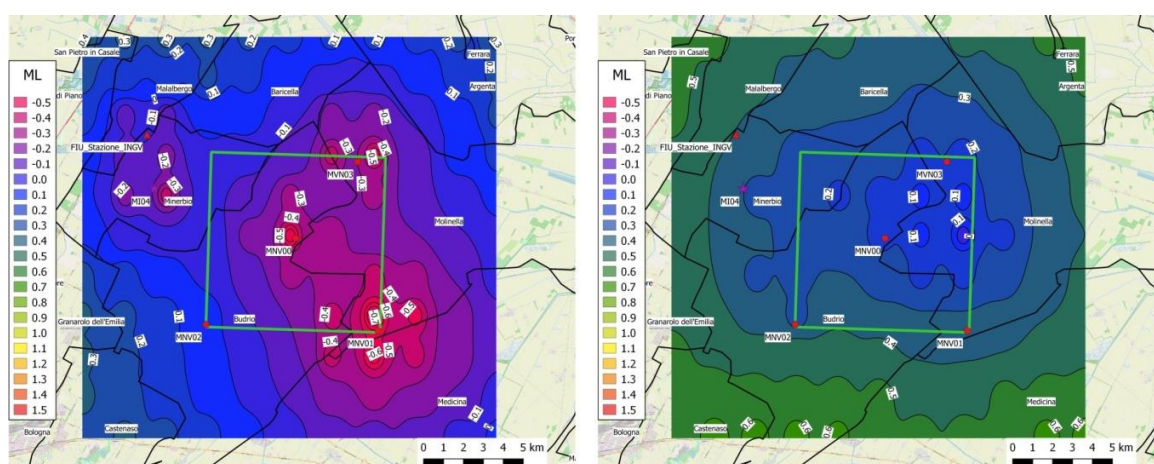


Figura 49 Soglia di detezione (mappa a sinistra) e di localizzazione (mappa a destra) per terremoti all'interno del DE a profondità di 1 km. Per le stazioni MNV00, MNV01, MNV02 e FIU sono stati impiegati i livelli di rumore registrati, per MNV03 è stato impiegato il livello di rumore di MNV00 e per MI04 è stato assunto il rumore associato a FIU diminuito di 10 dB considerando per considerare l'installazione in pozzo a 100 m di profondità.

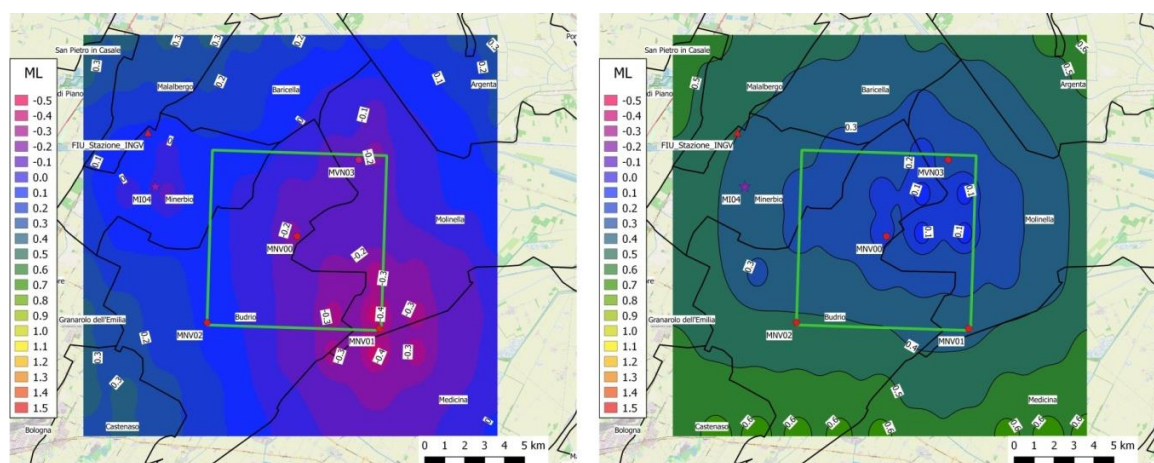


Figura 50 Come Figura 49 ma per ipocentri posti a 2.5 km di profondità.

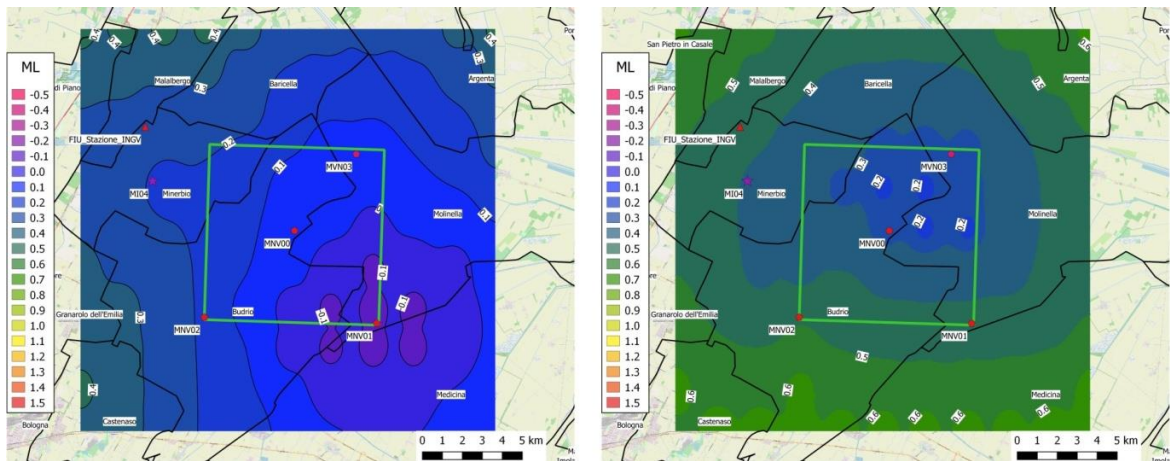


Figura 51 Come Figura 49 ma per ipocentri posti a 4.5 km di profondità.

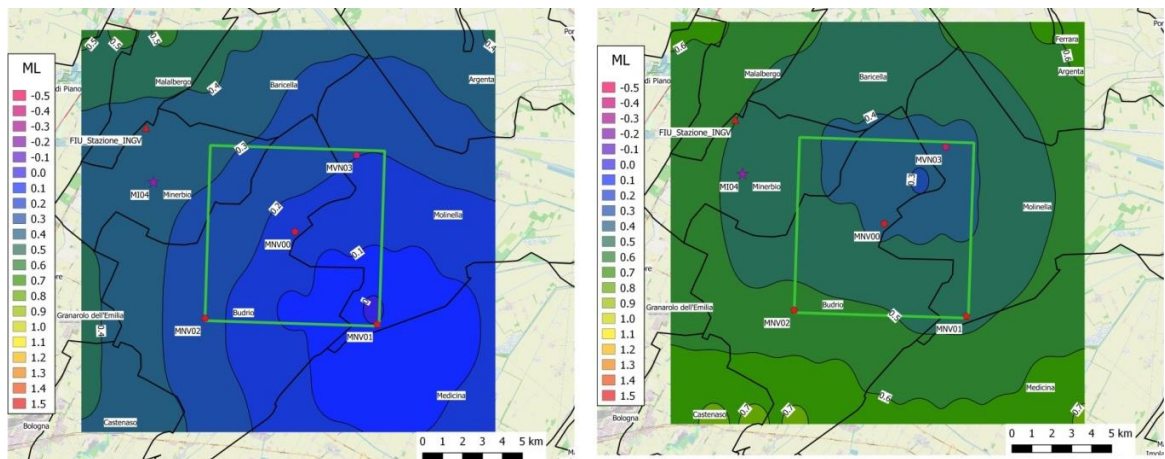


Figura 52 Come Figura 49 ma per ipocentri posti a 6.5 km di profondità.

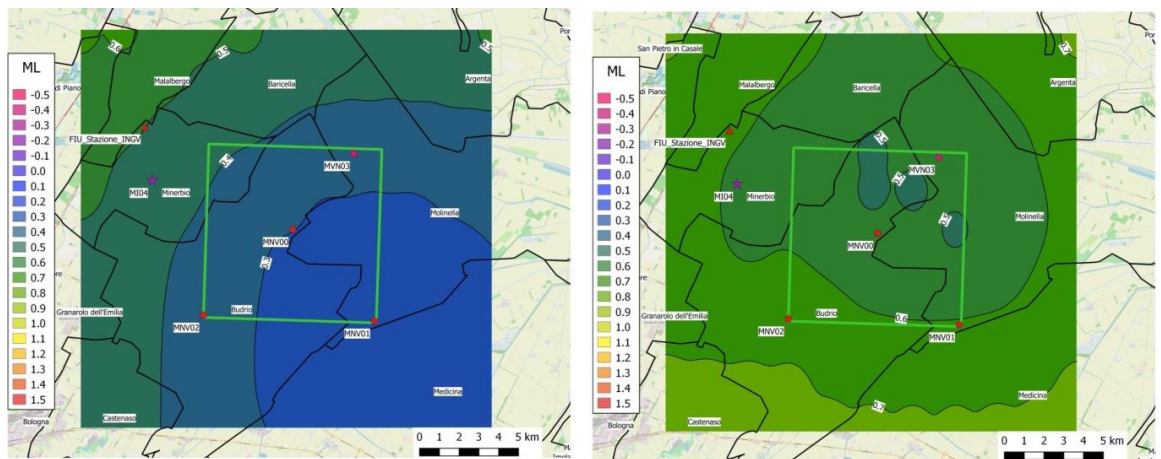


Figura 53 Come Figura 49 ma per ipocentri posti a 9.5 km di profondità

6. Piano di monitoraggio

Tra le diverse configurazioni della rete di monitoraggio descritte al paragrafo precedente, la terza è quella che, ad oggi, appare la più plausibile (nell'ipotesi che si preferisca una rete indipendente da quella impiegata per il monitoraggio del sito di stoccaggio di Minerbio). In breve, tale configurazione (Figura 54) prevede l'installazione di quattro stazioni di monitoraggio, di cui tre in superficie (MNV00, MNV01, MNV02) ed una in pozzo ad una profondità di circa 150 m (MNV03). A completamento della rete nel settore a NW, è previsto l'impiego della stazione FIU della Rete Sismica Nazionale. Si ricorda che, nelle simulazioni precedenti, per la stazione MNV02 è stata assunta la PSD mediana associata a MNV00, a causa dell'elevato livello di rumore registrato. Pertanto, in fase di pianificazione della rete, sarà necessaria la ricerca di un sito d'installazione nell'intorno di MNV02 caratterizzato da un livello di rumore inferiore rispetto a quello registrato nel presente esperimento. Per quanto concerne la stazione MNV03, infine, non è possibile escludere in assoluto l'installazione in superficie (anziché in pozzo), a patto che venga identificato un sito d'installazione caratterizzato da un livello di rumore tale da garantire le specifiche minime richieste dalle Linee Guida (MiSE-DGRME, 2014). Indipendentemente da ciò, dato l'esiguo numero di stazioni sismiche della RSN nel settore nord-orientale della Pianura Padana (ved. Figura 3), è prospettabile l'installazione di un'ulteriore stazione di monitoraggio in prossimità del vertice NE del DE, così da migliorare le performance della rete sismica in termini di soglie di detezione e localizzazione in quel settore: proprio in corrispondenza di quel vertice, infatti, si osservano le peggiori performance della rete secondo la configurazione proposta (ved., ad esempio, Figura 48). Inoltre, data la maggior suscettibilità a guasti da parte dei sensori sismici da foro, questa ulteriore stazione rappresenterebbe una sorta di "tampone" temporaneo in caso malfunzionamenti di MNV03, qualora quest'ultima preveda un'installazione in pozzo.

Per quanto riguarda la strumentazione sismica, considerato il contesto geologico e l'elevato livello di antropizzazione dell'area di studio, si ritiene sufficiente ed opportuno l'impiego di sensori sismici a corto periodo. In linea di principio, non si ritiene necessario l'impiego di sensori di tipo *broad-band*: in tale contesto, infatti, l'utilizzo di sensori *broad-band* in superficie potrebbe non apportare miglioramenti tangibili al sistema di monitoraggio per ciò che concerne la capacità detettiva. Tuttavia, è importante notare che i recenti sviluppi tecnologici hanno consentito la produzione di sensori *broad-band* a costi di poco superiori a quelli dei sensori a corto periodo. Infine, come previsto dalle Linee Guida (MiSE-DGRME, 2014), sarebbe auspicabile l'installazione di almeno un accelerometro, allo scopo di garantire la corretta registrazione di eventuali forti terremoti che dovessero verificarsi nell'area.

Tutte le stazioni dovranno essere munite di acquisitori sismici a 24bit (a 3 o 6 canali a seconda che si preveda l'installazione di un accelerometro oltre al velocimetro).

Al fine di garantire un monitoraggio sismico in linea con quanto previsto dalle suddette Linee Guida, le stazioni sismiche che comporranno la futura rete sismica di monitoraggio dovranno prevedere un sistema di trasmissione dati (al centro di acquisizione ed elaborazione) in tempo reale, utilizzando una connessione da definirsi tra le seguenti:

1. via cavo, utilizzando connessioni ADSL per ciascuna stazione

2. via router UMTS, ovvero utilizzando onde radio
3. via satellite

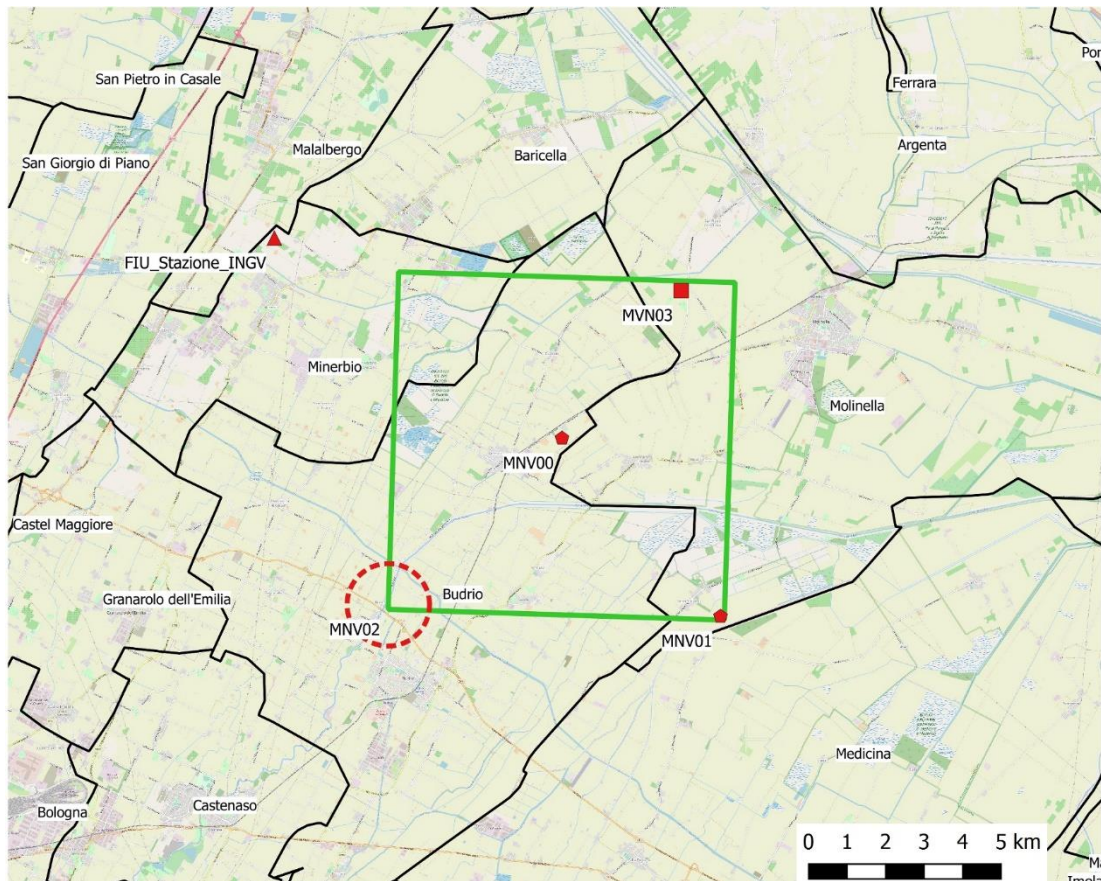


Figura 54 Configurazione ipotetica della futura rete di monitoraggio sismico. Il quadrato indicata la stazione in pozzo (MNV03) mentre il cerchio tratteggiato identifica, a livello qualitativo, l'area di installazione della stazione MNV02.

Con uno studio di dettaglio della logistica, del budget e della stabilità della copertura dei segnali sarà possibile effettuare una scelta rispondente alle Linee Guida (MiSE-DGRME, 2014).

Per quanto riguarda gli apparati di alimentazione, tutte le stazioni dovranno essere alimentate tramite collegamento alla linea elettrica a 220 V ovvero mediante l'impiego di un sistema di pannelli solari opportunamente dimensionato. In ogni caso, dovrà essere previsto un sistema di alimentazione tampone a batterie.

Infine, è consigliabile che gli apparati di acquisizione, trasmissione dati e alimentazione tampone vengano installati in alloggiamenti (pozzetti in calcestruzzo o armadi a norma IP66) separati da quelli in cui saranno posizionati i velocimetri/accelerometri. Questi ultimi dovranno essere collocati all'interno di un pozzetto in mattoni e cemento, possibilmente su di un pilastrino in calcestruzzo armato. Il collegamento con l'acquisitore avverrà mediante cavidotto (sotterrato). E' bene che i pozzetti siano completi di chiusini di accesso a tenuta stagna, così da riparare il sensore sismico dagli agenti atmosferici e dagli sbalzi di temperatura.

A titolo di esempio, in Figura 55 viene mostrata l'installazione di una stazione simile a quelle che potrebbero costituire la rete microsismica.



Figura 55 Esempio di stazione sismica.

7. Conclusioni

Gli studi presentati all'interno del presente rapporto tecnico sono stati svolti allo scopo di fornire indicazioni e specifiche propedeutiche al monitoraggio microsismico che, in ottemperanza alle prescrizioni contenute nella VIA di cui alla D.G.R. della Regione Emilia Romagna del 15 luglio 2016, dovrà essere svolto in caso di attività estrattiva dal Pozzo Podere Maiar 1 dir da parte di Po Valley Operations. Lo studio è stato condotto con il duplice scopo di 1) individuare eventuali faglie attive adiacenti o prossime al sito di estrazione e, soprattutto, 2) valutare la fattibilità di una rete di monitoraggio microsismico che garantisca un adeguato livello di rilevazione di eventi sismici nei volumi crostali indicati nelle Linee Guida (MiSE-DGRME, 2014) come Dominio Interno di Rilevazione (DI) e Dominio Esteso di Rilevazione (DE).

Per quanto riguarda il primo aspetto, le ricerche svolte hanno sostanzialmente evidenziato che la struttura del giacimento di Selva Malvezzi è localizzata sul *back-limb* di una struttura di anticlinale di rampa già evidenziata in altri studi (Po Valley Operations, 2018). Nell'ultimo trentennio, le strutture di sovrascorrimento nel DE di rilevazione sono state luogo di alcuni deboli terremoti ($M_L < 3.1$). Queste strutture, seppur in modo marginale, interessano anche il DI di rilevazione fino a circa 3 km di profondità (Figura 11). Per quanto concerne la sismicità storica, il volume del DE è stato oggetto in passato di alcuni, rari, terremoti di magnitudo moderata, fino a 5.5, mentre non sono localizzati fenomeni sismici nel dominio interno.

Per quanto riguarda il secondo scopo, l'area di monitoraggio, caratterizzata da intensa antropizzazione, presenta livelli di rumore ambientale piuttosto elevati (soprattutto nella banda di periodi 0.3 s – 1 s), con valori di PSD paragonabili a quelli della curva di riferimento

New High Noise Model di Peterson (1993). Infatti, le soglie di magnitudo per la detezione e localizzazione di eventi sismici nel DI e DE di rilevazione calcolate a partire dai livelli di rumore misurati da cinque stazioni temporanee installate in superficie ai vertici e al centro del DI non soddisfano i criteri delle Linee Guida (Mise-DGRME, 2014), anche considerando i dati della stazione FIU della Rete Sismica Nazionale (ubicata nel DE e comunque necessaria visto l'elevato livello di rumore osservato presso il sito di MNV04 per periodi fino a 2 s). Tuttavia, data la variabilità spazio-temporale del rumore ambientale, si possono prevedere geometrie di rete alternative, ovvero individuare siti di installazione caratterizzati da un più basso livello di rumore (contemplando anche possibili installazioni in foro). Scenari di questo tipo permettono di rispondere alle richieste delle Linee Guida (Mise-DGRME, 2014), raggiungendo soglie di localizzazione in magnitudo comprese tra circa 0.5 e 0.8. A tal riguardo, la condivisione del dato acquisito dalla rete di monitoraggio del sito di stoccaggio di Minerbio, di cui alcune stazioni ricadono nel DE, permetterebbe di ovviare all'installazione di un sensore in pozzo (ad almeno 150 m di profondità) o alla necessità di individuare una coppia di siti alternativi a MNV02 e MNV03, cioè caratterizzati da livelli di rumore inferiori. Tuttavia, nell'ipotesi di una rete indipendente da quella impiegata per il monitoraggio del sito di stoccaggio di Minerbio, la configurazione riportata in Figura 54 appare ad oggi la più plausibile. Tale configurazione di rete prevede una stazione in pozzo a circa 150 m di profondità e 4 stazioni in superficie, di cui una corrispondente alla stazione FIU della Rete Sismica Nazionale.

Stante quanto appena osservato, considerato il contesto geologico e l'elevato livello di antropizzazione dell'area monitorata, si suggerisce l'utilizzo di sensori sismici velocimetrici a corto periodo. La scelta di utilizzare sensori *broad-band* in tale contesto potrebbe non apportare miglioramenti significativi in termini di rilevazione e localizzazione. Invece, uno studio di dettaglio per la definizione dei siti ottimali d'installazione (in funzione del livello di rumore antropico) giocherà a favore sia della precisione dei parametri di localizzazione che del contenimento dei costi di realizzazione (e manutenzione) della rete.

Per quanto concerne gli aspetti tecnici di acquisizione e trasmissione dati, si rimanda alle indicazioni contenute nelle Linee Guida (MiSE-DGRME, 2014).

Bibliografia

Bertello F., Fantoni R., Franciosi R., Gatti V., Ghielmi M., Pugliese A. (2010). From thrust and fold belt to foreland: hydrocarbon occurrences in Italy. In Vining B.A. and Pickering S.C. (Eds.), *Petroleum Geology: From Mature Basin to New Frontiers*, Proceedings of the 7th Petroleum Geology Conference, Geol. Soc., 113-126.

Beyreuther M., Barsch R., Krischer L., Megies T., Behr Y., Wassermann J. (2010). ObsPy: A Python Toolbox for Seismology. *Seismological Research Letters* 81, 530-533.

Bindi D., Spallarossa D., Eva C., Cattaneo, M. (2005). Local and duration magnitudes in Northwestern Italy, and seismic moment versus magnitude relationships. *Bulletin of the Seismological Society of America* 95, 592- 604.

Boore D. M. (1983). Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra. *Bulletin of the Seismological Society of America* 73, 1865-1894.

Boore D. M. (2003). Prediction of ground motion using the stochastic method. *Pure and Applied Geophysics* 160, 635-676.

Brune J. N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *Journal of Geophysical Research* 75, 4997-5009.

Brune J. N. (1971). Correction. *Journal of Geophysical Research* 76, 5002.

Carannante S., Argnani A., Massa M., D'Alema E., Lovati S., Moretti M., Cattaneo M., Augliera P. (2015). The May 20 (M_w 6.1) and 29 (M_w 6.0), 2012, Emilia (Po Plain, northern Italy) earthquakes: New seismotectonic implications from subsurface geology and high-quality hypocenter location. *Tectonophysics* 655, 107-123.

Castro R. R., Pacor F., Puglia R., Ameri G., Letort J., Massa M., Luzi L. (2013). The 2012 May 20 and 29, Emilia earthquakes (Northern Italy) and the main aftershocks : S-wave attenuation, acceleration source functions and site effects. *Geophysical Journal International* 195, 597-611.

Chen P., Chen H. (1989). Scaling law and its applications to earthquake statistical relations. *Tectonophysics* 166, 53-72.

Consiglio Nazionale delle Ricerche (1992). Structural model of Italy and gravity map. Progetto Finalizzato Geodinamica, Quad. Ric. Sci. 114.

Devoti, R., A. Esposito, G. Pietrantonio, A. R. Pisani, F. Riguzzi (2011). Evidence of large scale deformation patterns from GPS data in the Italian subduction boundary, *Earth Planet. Sci. Lett.* 311, 230–241, doi: 10.1016/j.epsl.2011.09.034.

DISS Working Group (2018). Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.2.1: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas. <http://diss.rm.ingv.it/diss/>, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia; DOI:10.6092/INGV.IT-DISS3.2.1

Fantoni R., Franciosi R. (2009). Mesozoic extension and Cenozoic compression in Po Plain and Adriatic foreland. *Rendiconti online Società Geologica Italiana* 9, 28-31.

Fantoni R., Franciosi R. (2010). Tectono-sedimentary setting of the Po Plain and Adriatic foreland. *Rendiconti Lincei* 21, 197-209.

Franceschina G., Augliera P., Lovati S., Massa M. (2014). Surface seismic monitoring of a natural gas storage reservoir in the Po Plain (Northern Italy). *Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata* 56, 489-504.

Ghielmi M., Minervini M., Nini C., Rogledi S., Rossi M. (2013). Late Miocene–Middle Pleistocene sequences in the Po Plain–Northern Adriatic Sea (Italy): The stratigraphic record of modification phases affecting a complex foreland basin. *Marine and Petroleum Geology* 42, 50-81.

Govoni A., Marchetti A., De Gori P., Di Bona M., Lucente F. P., Improta L., Chiarabba C., Nardi A., Margheriti L., Piana Agostinetti N., Di Giovambattista R., Latorre D., Anselmi M., Ciaccio M. G., Moretti M., Castellano C., Piccinini D. (2014). The 2012 Emilia seismic sequence (Northern Italy): imaging the thrust fault system by accurate aftershocks location. *Tectonophysics* 622, 44-55.

Gruppo di Lavoro MS (2008). Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica. Conferenza delle Regioni e delle Province autonome – Dipartimento della protezione civile, Roma. http://www.protezionecivile.gov.it/httpdocs/cms/attach_extra/GuidelinesForSeismicMicrozonation.pdf.

INGV (2015). Studio di fattibilità per la realizzazione di una rete di monitoraggio microsismico e individuazione di eventuali faglie attive adiacenti o prossime al giacimento di San Pietro in Casale (BO). In: Studio di fattibilità per la realizzazione di una rete di monitoraggio microsismico e individuazione di eventuali faglie attive adiacenti o prossime al giacimento di San Pietro in Casale (BO), Po Valley Operations PTY LTD (RM), 49 pp.

ICHESE – International Commission on Hydrocarbon Exploration and Seismicity in the Emilia region (2014). Report on the Hydrocarbon Exploration and Seismicity in Emilia Region. February 2014.

Locati M., Camassi R., Rovida A., Ercolani E., Bernardini F., Castelli V., Caracciolo C.H., Tertulliani A., Rossi A., Azzaro R., D'Amico S., Conte S., Rocchetti E. (2016). DBMI15, the 2015 version of the Italian Macroseismic Database. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. doi:<http://doi.org/10.6092/INGV.IT-DBMI15>

Martelli L., Bonini M., Calabrese L., Corti G., Ercolessi G., Molinari F. C., Piccardi L., Pondrelli S., Sani F., Severi P. (2017). Carta sismotettonica della Regione Emilia Romagna ed aree limitrofe. Regione Emilia Romagna.

Mastrolembo B, Caporali A. (2017). Stress and strain-rate fields: a comparative analysis for the Italian territory. *Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata* 58, 265-284.

McNamara D. E., Buland R. P. (2004). Ambient noise levels in the continental United States. *Bulletin of the Seismological Society of America* 94, 1517-1527.

MiSE-DGRME (2014). Indirizzi e linee guida per il monitoraggio della sismicità, delle deformazioni del suolo e delle pressioni di poro nell'ambito delle attività antropiche. Ministero dello Sviluppo Economico – Direzione Generale per le Risorse Minerarie ed Energetiche, Gruppo di lavoro CIRM, Roma.

Molinari I., Argnani A., Morelli A., Basini P. (2015). Development and Testing of a 3D Seismic Velocity Model of the Po Plain Sedimentary Basin, Italy. *Bulletin of the Seismological Society of America* 105, 753-764.

Montone P., Mariucci M. T. (2015). P-wave velocity, density, and vertical stress magnitude along the crustal Po Plain (Northern Italy) from sonic log drilling data. *Pure and Applied Geophysics* 172, 1547-1561.

Peterson J. R. (1993). Observation and modelling of seismic background noise. USGS Open-File Report 93-322.

Pondrelli S., Morelli A., Ekström G. (2004). European-Mediterranean regional centroid moment tensor catalog: Solutions for years 2001 and 2002. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 145, 127-147.

Pondrelli S., Morelli A., Ekström G., Mazza S., Boschi E., Dziewonski A. M. (2002). European-Mediterranean regional centroid-moment tensors: 1997-2000. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 130, 71-101.

Pondrelli S., Salimbeni S. (2015). Regional moment tensor review: An example from the European Mediterranean region. In *Encyclopedia of earthquake engineering*, (pp. 1-15), Springer.

Pondrelli S., Salimbeni S., Ekström G., Morelli A., Gasperini P., Vannucci G. (2006). The Italian CMT dataset from 1977 to the present. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 159, 286-303.

Pondrelli S., Salimbeni S., Morelli A., Ekström G., Boschi E. (2007). European-Mediterranean regional centroid moment tensor catalog: Solutions for years 2003 and 2004. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 164, 90-112.

Pondrelli S., Salimbeni S., Morelli A., Ekström G., Postpischl L., Vannucci G., et al. (2011). European-Mediterranean regional centroid moment tensor catalog: Solutions for 2005-2008. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 185, 74-81.

Po Valley Operations (2018). Istanza di concessione di coltivazione denominata “ Selva Malvezzi” derivante dal Permesso di Ricerca “Podere Gallina”. Relazione Tecnica, 80 pp.

Rovida A., Locati M., Camassi R., Lolli B., Gasperini P. (2016). CPTI15, the 2015 version of the Parametric Catalogue of Italian Earthquakes. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. doi:<http://doi.org/10.6092/INGV.IT-CPTI15>.

Scafidi D., Solarino S. (2012). Can local earthquake tomography settle the matter about subduction in the Northern and Central Apennines ? Response from a new high resolution P velocity and V_p/V_s ratio 3-D model. *Tectonophysics* 554-557, 63-73.

Schorlemmer D., Mele F., Marzocchi W. (2010). A completeness analysis of the National Seismic Network of Italy. *Journal of Geophysical Research* 115, B04308.

Serpelloni E., Vannucci G., Anderlini L., Bennett R.A. (2016). Kinematics, seismotectonics and seismic potential of the eastern sector of the European Alps from GPS and seismic deformation data. *Tectonophysics* 688, 157-181.

Serpelloni E., Vannucci G., Pondrelli S., Argnani A., Casula G., Anzidei M., Baldi P., Gasperini P. (2007). Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. *Geophysical Journal International* 169, 1180-1200.