

Istruttoria di VIA per la messa in produzione del pozzo Santa Maddalena 1 dir della concessione “Sant’Alberto”.

Concessione di coltivazione idrocarburi  
“Sant’Alberto” –

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).



ISTITUTO NAZIONALE DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA

Sezione di Milano

Via Bassini, 15 – 20133 Milano

*Milano, 7 Luglio 2015*

ISTITUTO NAZIONALE DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA

Sezione di Milano

Concessione di coltivazione idrocarburi  
“Sant’Alberto” –

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).

Rapporto redatto da:

G. Franceschina, M. Buttinelli, E. D'Alema, S. Carannante,  
S. Lovati, M. Massa, P. Augliera

Il Direttore della Sezione INGV: P. Augliera

*Rapporto Tecnico INGV-MI*

*Milano, 7 Luglio 2015*

# INDICE

1. Introduzione .....	1
2. Definizione delle aree di monitoraggio.....	3
3. Inquadramento geologico strutturale e sismotettonico.....	7
4. Modelli crostali di velocità.....	16
5. Valutazione del rumore sismico ambientale.....	20
6. Rilevazione di eventi sismici.....	29
7. Progettazione della rete microsismica.....	32
8. Acquisizione dei dati.....	40
9. Conclusioni .....	43
Referenze .....	44

## 1. Introduzione

L'Istanza di Concessione di Coltivazione in Terraferma denominata "Sant'Alberto", presentata da Po Valley Operations al Ministero dello Sviluppo Economico (MiSE) in data 1/7/2006, interessa un'area di 19.51 km<sup>2</sup> localizzata in provincia di Bologna e compresa nei comuni di Galliera, Malalbergo e S. Pietro in Casale (MiSE-DGRME, 2006). La concessione è situata a 25 km dalla città di Bologna e a 15 km da Ferrara. L'autostrada Bologna-Padova (A13) affianca l'area della concessione passando a 1.5 km di distanza dal lato est della medesima e la linea ferroviaria Bologna-Padova attraversa la concessione. Quest'ultima viene perciò a trovarsi in una zona caratterizzata da intensa attività antropica, legata sia ad attività produttive che alla presenza di importanti vie di comunicazione.

In quest'area, l'attività esplorativa, condotta da AGIP/ENI a partire dal 1956, ha consentito di individuare e mettere in produzione il giacimento di gas metano di S. Pietro in Casale, nel quale sono stati perforati 24 pozzi di cui 14 risultati mineralizzati. La messa in produzione di questi ultimi ha prodotto dal 1959 al 1995 un volume complessivo di gas pari a 502 MSm<sup>3</sup>. Una seconda fase esplorativa, condotta da NorthSun Italia e Petroz Italy (oggi Po Valley Operations) a partire dal 2001, ha evidenziato la possibilità di recuperare riserve residue di metano dal Blocco 5 del giacimento, che in passato aveva prodotto 178 MSm<sup>3</sup> gas. Questa analisi è stata possibile grazie ad una reinterpretazione della struttura del giacimento e alla perforazione di un nuovo pozzo esplorativo, il Santa Maddalena 1 (SM1) e il suo deviato, Santa Maddalena 1 dir (SM1d), avvenuta nel 2004. Nel 2011, a seguito di una campagna di acquisizione sismica volta a definire un modello geologico strutturale di dettaglio, è stato possibile ottenere una accurata mappatura dei diversi livelli che costituiscono il Blocco 5 (Po Valley Operations, 2014a). Fra i diversi livelli mineralizzati, situati a profondità comprese tra 750 e 1050 m, è risultato di particolare interesse minerario l'orizzonte PL1-H (Pliocene Inferiore), localizzato nella parte alta della Formazione sabbiosa Porto Corsini. All'interno del Blocco 5 infatti, il livello PL1-H presenta due culminazioni, separate da una sella, caratterizzate entrambe dalla presenza di gas residuo. Una di esse, quella raggiunta dalla perforazione del pozzo SM1d, costituisce la sommità del *reservoir* che si intende mettere in produzione con l'istruttoria di VIA presentata da Po Valley Operations al Ministero dell'Ambiente in data 22/12/2014 (MATTM, 2014). Una nuova modellizzazione dei dati disponibili e l'interpretazione dei dati geofisici acquisiti nel 2011 hanno verificato la disponibilità di riserve recuperabili pari a 50 MSm<sup>3</sup> producibili da SM1d in 12-15 anni (Po Valley Operations, 2014a; Po Valley Operations, 2014b).

Il 16/04/2015, il Ministero dell'Ambiente, a seguito delle osservazioni pervenute, ha richiesto una integrazione all'istruttoria di VIA per la messa in produzione del pozzo SM1d riguardante: le informazioni geologiche; la sismicità indotta; la possibile presenza di aree archeologiche o di interesse storico e culturale ed infine le modalità di consegna al gestore della rete di trasporto gas (MATTM, 2015). In particolare, oltre ad un approfondimento sulla individuazione di eventuali faglie attive adiacenti (entro 3 km) o prossime (entro 15 km) al giacimento, viene richiesta la valutazione e definizione di un progetto per la realizzazione di una rete di monitoraggio microsismico che soddisfi i requisiti indicati dal documento del Ministero dello Sviluppo Economico "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).



Il presente rapporto si propone di individuare eventuali faglie attive che possano interferire con le attività di estrazione pianificate e di valutare la fattibilità di una rete di monitoraggio microsismico che sia in grado di garantire un adeguato livello di rilevazione di eventi sismici nei volumi crostali definiti in MiSE-DGRME (2014) come Dominio Interno di Rilevazione (DI) e Dominio Esteso di Rilevazione (DE). In particolare, considerate la profondità del giacimento, le limitate potenzialità minerarie del medesimo e la collocazione geografica della concessione, si ritiene opportuno considerare per la rilevazione in DI un valore di soglia di magnitudo pari a 0.5, con una incertezza nella localizzazione dell'ipocentro di alcune centinaia di metri (in MiSE-DGRME (2014) viene indicata una magnitudo limite compresa fra 0 e 1). Inoltre, per quanto riguarda la definizione del dominio esteso, viene considerata la minima estensione possibile nell'intervallo 5-10 km che viene indicato in MiSE-DGRME (2014).

## 2. Definizione delle aree di monitoraggio.

La concessione “Sant’Alberto” è situata in un’area nella quale la Rete Sismica Nazionale (RSN) consente di ottenere una magnitudo minima di localizzazione pari a 2.0 e una probabilità inferiore al 50% di localizzare eventi di magnitudo locale pari a 1.5 (Schorlemmer et al., 2010). In un’area di dimensioni 100x100 km<sup>2</sup>, centrata attorno alla proiezione in superficie del giacimento, si trovano attualmente 12 stazioni della RSN delle quali 3 dotate di sensore velocimetrico (CAVE, RAVA, FIU), 3 dotate di sensore accelerometrico (NDIM, MODE, FAEN), 6 dotate di entrambi i tipi di sensore (SBPO, SERM, CMPO, IMOL, MTRZ, ZCCA) e una con doppia installazione, in superficie (FERS, dotata di velocimetro) e in pozzo a 135 m di profondità (FERB, dotata di entrambi i sensori). La minima distanza inter-stazione è mediamente di circa 21 km. In Fig. 1 vengono mostrate la distribuzione delle stazioni della RSN e la posizione della concessione “Sant’Alberto” insieme alla proiezione in superficie del *reservoir*. Come suggerito in MiSE-DGRME (2014), tali stazioni andranno a integrare la rete microsismica che dovrà essere installata nei domini di rilevazione allo scopo di aumentare le capacità di rilevazione, soprattutto nel dominio esteso.

Il *reservoir* coinvolto dalla messa in produzione del pozzo Santa Maddalena 1 dir della concessione, si trova ad una profondità compresa fra 850 e 900 m e corrisponde alla culminazione del livello pliocenico PL1-H situata nella parte più occidentale del Blocco 5 (cfr. Fig. 11). Si tratta di un’anticlinale fagliata a NE con una accentuata chiusura per pendenza sui fianchi Nord e Sud, una chiusura dello stesso tipo anche se meno marcata sul fianco Est e una chiusura contro la faglia che isola idraulicamente il Blocco 5 dal blocco adiacente a Ovest. Al gas, presente nella formazione sabbiosa Porto Corsini, viene assicurata copertura grazie alla presenza di setti argillosi assimilabili alla Formazione delle Argille del Santerno. In Fig.2 vengono mostrate la proiezione in superficie del *reservoir* e l’area della concessione “S. Alberto” (5.3 x 3.7 km<sup>2</sup>). Il contorno della proiezione corrisponde approssimativamente all’ isobata dei 900 m del livello PL1-H.

Secondo le indicazioni di MiSE-DGRME (2014), il Dominio Interno di rilevazione (DI) definisce il volume crostale all’interno del quale si ritiene possano verificarsi fenomeni di sismicità indotta. Esso rappresenta perciò il volume di riferimento per il quale devono essere monitorati e analizzati con la massima sensibilità i fenomeni di sismicità. Per le estrazioni di gas da giacimento senza reiniezione il Dominio Interno si estende dalla superficie fino alla profondità del giacimento e per una ulteriore fascia che si estende di 3 km sotto il giacimento stesso e ai lati del medesimo. La Fig. 3 mostra la proiezione in superficie del Dominio Interno di rilevazione, definito a partire dal proiezione in superficie del giacimento secondo le indicazioni contenute in MiSE-DGRME (2014). Si tratta di un’area di dimensioni 8.6x8.6 km<sup>2</sup> corrispondente ad un volume crostale che si estende fino a 4 km di profondità. Nel presente rapporto si intende valutare la possibilità di rilevare e localizzare eventi sismici in DI a partire da magnitudo locale 0.5 con incertezza nella localizzazione dell’ipocentro di alcune centinaia di metri.

Il Dominio Esteso di rilevazione viene introdotto allo scopo di contestualizzare la sismicità rilevata in DI. La rete microsismica, integrata con eventuali reti regionali operanti nell’area, dovrebbe migliorare di circa una unità il livello di magnitudo di completezza delle rilevazioni già effettuate con le altre reti. Nel caso specifico quindi si tratta di ottenere anche in DE una magnitudo minima di rilevazione pari a 1.0. Per l’estensione, in MiSE-DGRME (2014) si suggerisce per ogni tipo di

attività antropica una fascia compresa tra 5 e 10 km oltre il Dominio Interno. Considerate le limitate dimensioni del *reservoir* oggetto del presente rapporto, si ritiene opportuno definire un Dominio Esteso mediante una fascia di 5 km oltre DI. In Fig.4 viene mostrata la proiezione in superficie del Dominio Esteso di rilevazione così definito. DE ha dimensioni:  $18.6 \times 18.6 \times 9 \text{ km}^3$  e al suo interno è attualmente installata la stazione FIU (Fondo Fiumicello) della Rete Sismica Nazionale.

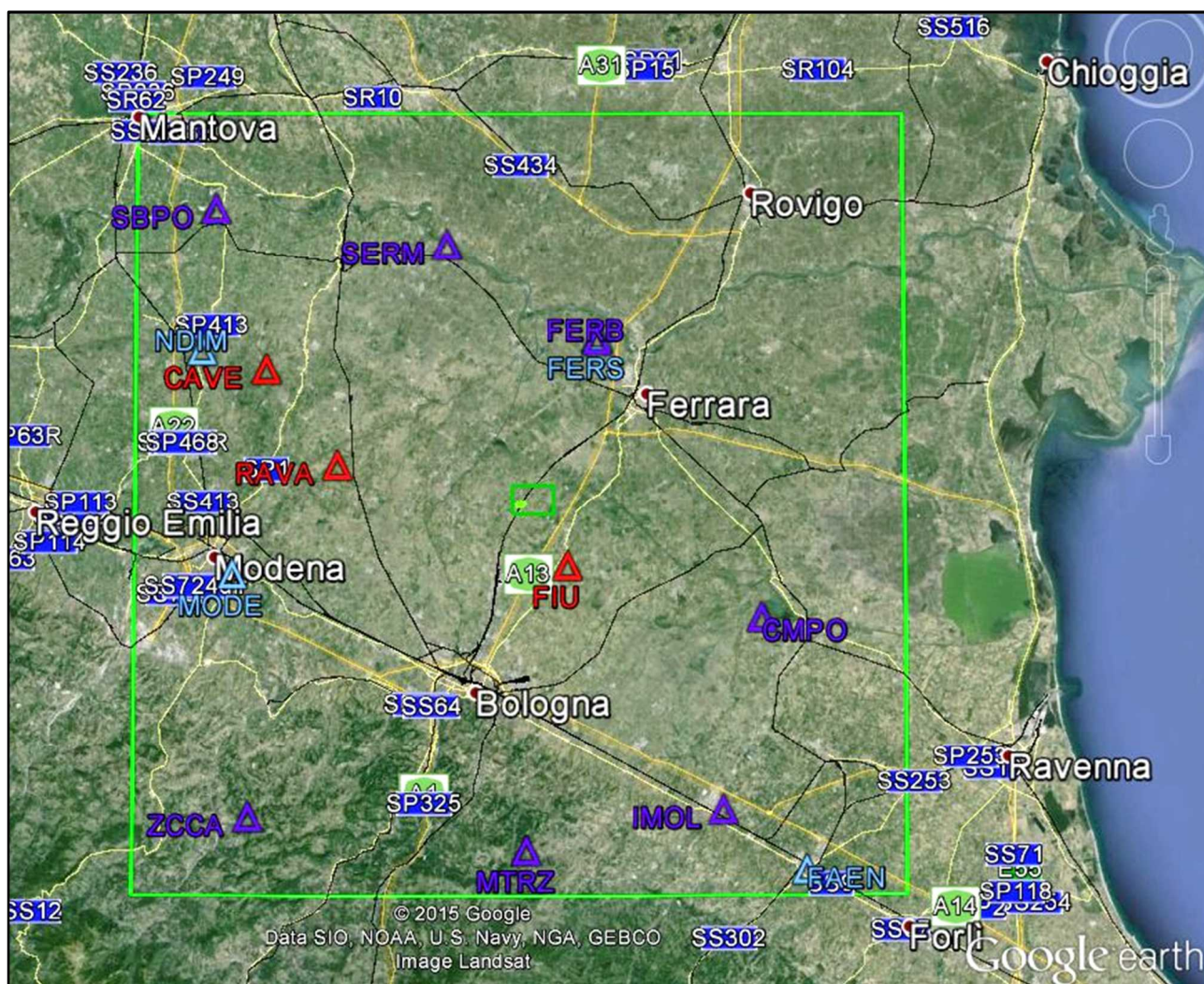


Fig.1: Concessione di coltivazione idrocarburi “S.Alberto” (rettangolo verde scuro al centro della figura) e distribuzione delle stazioni della Rete Sismica Nazionale in un’area di dimensioni  $100 \times 100 \text{ km}^2$  (quadrato verde chiaro). In rosso le stazioni equipaggiate solo con sensore velocimetrico (CAVE, RAVA, FIU); in azzurro le stazioni equipaggiate solo con accelerometro (FAEN, MODE, NDIM, FERS) e in blu le stazioni dotate di entrambi i tipi di sensore (MTRZ, IMOL, ZCCA, CMPO, FREB, SERM, SBPO). Il centro dell’area considerata per selezionare le stazioni della RSN corrisponde alla proiezione in superficie del *reservoir* (simbolo verde chiaro all’interno dell’area della concessione).



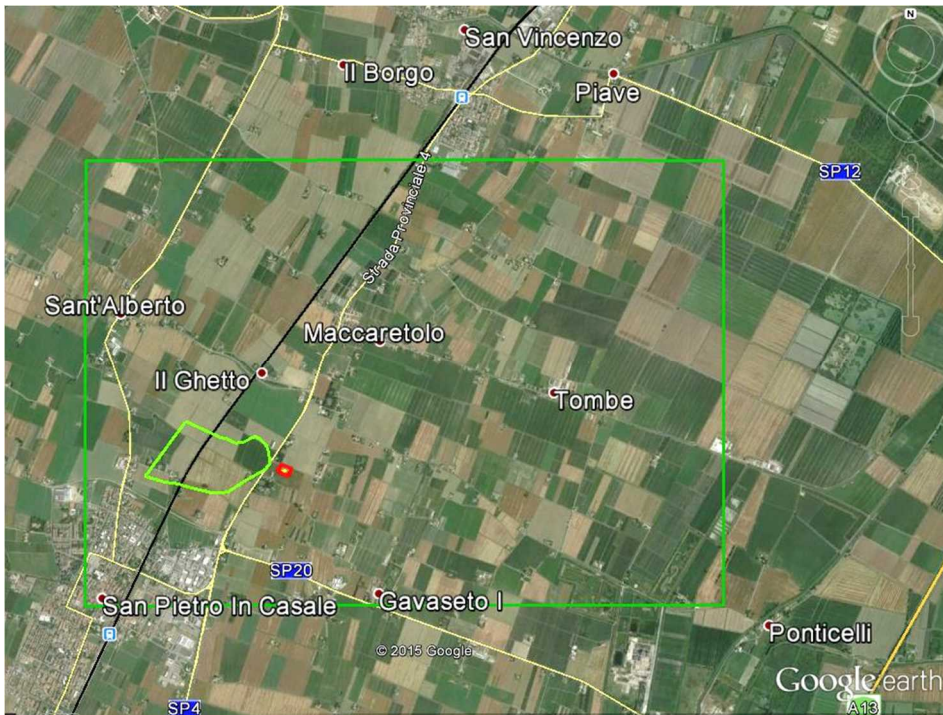


Fig.2: Concessione di coltivazione idrocarburi "S.Alberto" (rettangolo verde) e proiezione in superficie del *reservoir* (linea chiusa verde chiaro) interessato dalla messa in produzione del pozzo Santa Maddalena 1 dir (in rosso viene evidenziata l'area pozzo). L'area della concessione ha dimensioni 5.3 x 3.7 km<sup>2</sup>.

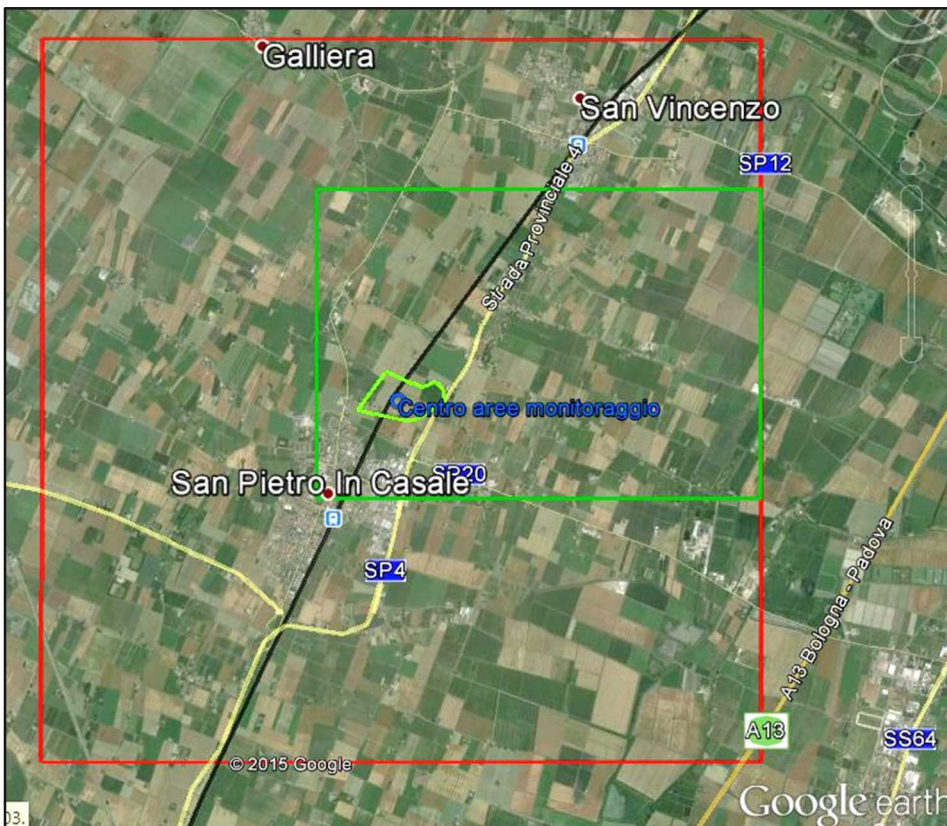


Fig.3: Dominio Interno di rilevazione (DI) (linea rossa) e proiezione in superficie del *reservoir* (linea chiusa verde chiaro) interessato dalla messa in produzione del pozzo Santa Maddalena 1 dir. Il rettangolo verde delimita la Concessione di coltivazione idrocarburi "S.Alberto". DI ha dimensioni: 8.6 x 8.6 x 4.0 km<sup>3</sup>.



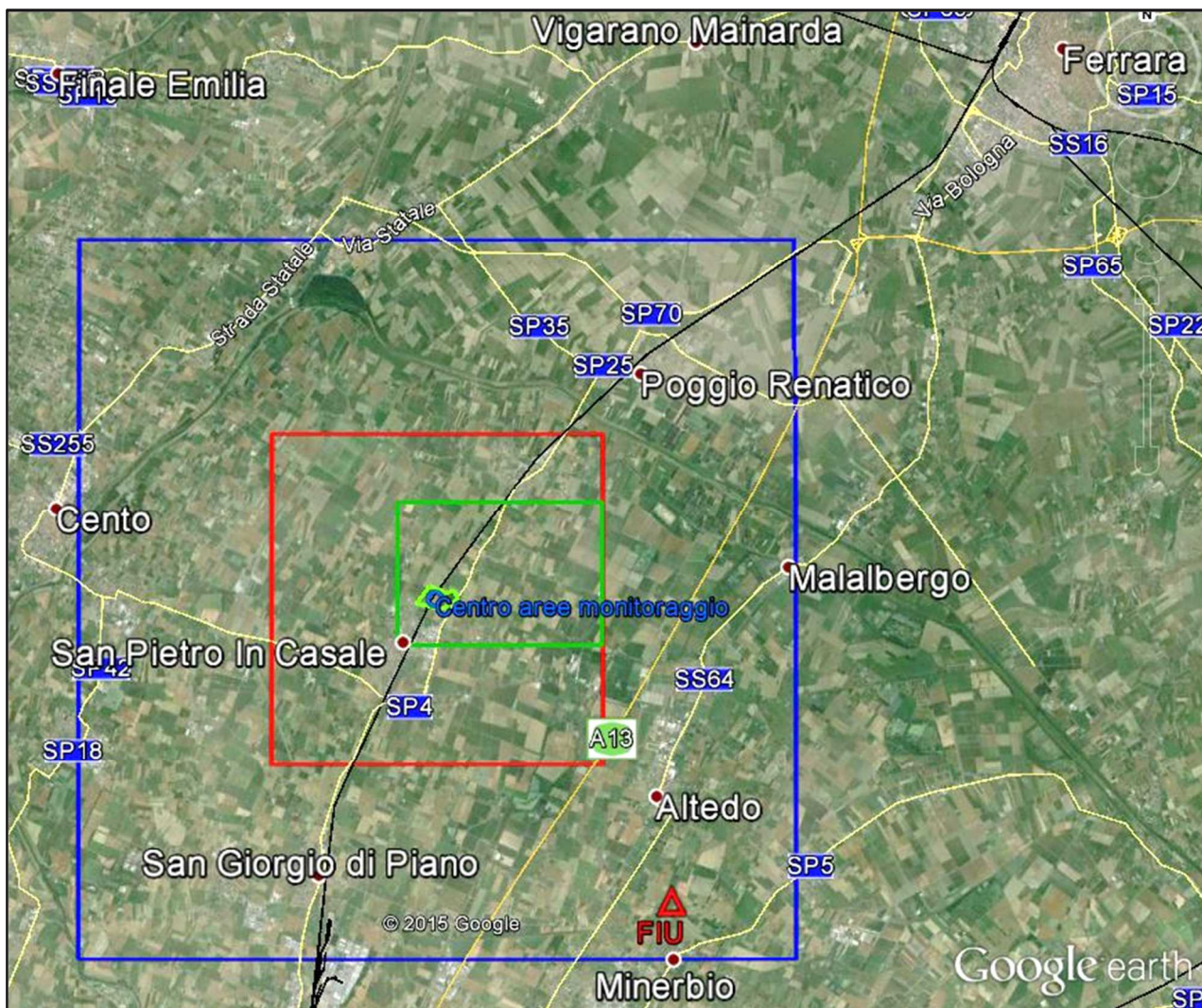


Fig.4: Dominio Esteso di rilevazione (DE) (linea blu) e Dominio Interno di rilevazione (DI) (linea rossa). Vengono mostrate anche la proiezione in superficie del *reservoir* (linea chiusa verde chiaro) interessato dalla messa in produzione del pozzo Santa Maddalena 1 dir, la Concessione di coltivazione idrocarburi "Sant'Alberto" (rettangolo verde) e la posizione dell'unica stazione della RSN installata nel Dominio Esteso, FIU (Fondo Fiumicello). DE ha dimensioni:  $18.6 \times 18.6 \times 9.0 \text{ km}^3$ .

### 3. Inquadramento geologico strutturale e sismotettonico.

La Pianura Padana rappresenta l'avampese di due catene montuose: l'Appennino settentrionale con vergenza NNE e la catena Alpina centro-meridionale con vergenza S. Questa architettura è essenzialmente dovuta alla convergenza tra la placche europea e africana (Carminati et al., 2012). Dal periodo recente, almeno gli 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 e Franciosi 2009, 2010; Consiglio Nazionale delle Ricerche, 1992). Nonostante l'aspetto pianeggiante dovuto al colmamento completo delle depressioni da parte di questi sedimenti, il sottosuolo della pianura padana risulta fortemente articolato al di sotto della coltre sedimentaria terrigena. Queste unità vanno infatti da poche centinaia di metri sopra le anticlinali sepolte più superficiali, a diverse migliaia di metri (anche superiori a 8000 m) in coincidenza dei depocentri tra i principali fronti dei sovrascorrimenti (Fig.5).

Queste aree sono state ampiamente studiate a fini di esplorazione di idrocarburi, con diversi campi di petrolio e gas attivi nell'area (Bertello et al., 2010; Casero, 2004), quindi una grande quantità di dati sull'assetto del sottosuolo sono stati acquisiti ed elaborati nel tempo (per lo più profili sismici, dati di pozzo e mappe strutturali) ed alcuni di essi sono stati messi a disposizione dal Ministero dello Sviluppo Economico italiano -UNMIG- nell'ambito del progetto VIDEPI, [www.videpi.com](http://www.videpi.com). Questi dati hanno permesso una raffinata interpretazione di strutture sotterranee, che sono per lo più rappresentati da anticlinali da rampa e antiformal stacks nelle zone più interne degli archi Appennino settentrionale, spesso caratterizzate da sovrascorrimenti ciechi che non hanno espressione evidente nelle morfologie di superficie perché sepolto sotto la sequenza Plio-Quaternaria (Fig.6).

La ricostruzione della successione sedimentaria, partendo dalla base dei sedimenti pliocenici all'interno della Pianura Padana, è stato l'obiettivo della letteratura geologica disponibile (Pieri e Groppi, 1981; Cassano et al., 1986; Casero et al., 1990; Consiglio Nazionale delle Ricerche, 1992; RER e ENI-Agip, 1998; Fantoni e Franciosi, 2010; Vannoli et al., 2014 e di riferimento in esso; Maesano et al., 2015 e di riferimento in esso; Molinari et al., 2015 e di riferimento in esso), fino alle unità che costituiscono il basamento pre-avanfossa. Anche se questi dati mostrano una variabilità geologica complessa, la stratigrafia generale può essere riassunta in diversi gruppi di unità che sono state coerentemente osservate in tutto il bacino della Pianura Padana (Bertello et al., 2010, Fig. 7). Partendo dal più recente fino al più antico:

- i) una sequenza quaternaria composta da depositi alluvionali, argille, limi e sabbie (sedimenti alluvionali, Sabbie di Asti, Ravenna Fm);
- ii) un gruppo Pliocenico caratterizzato principalmente da argilla, limo, e sabbia (Argille del Santerno, Porto Corsini Fm, e Garibaldi Fm);
- iii) un gruppo Messiniano costituito da sabbia, argilla e arenaria con gesso (Gessoso-Solfifera e Colombacci Fms.);
- iv) un gruppo flyschoidale costituito da sequenze terrigene sin- e post-orogeniche (Marne di Gallare, Marnoso-Arenacea e unità Cervarola);
- v) una sequenza Meso-Cenozoica calcareo marnosa (Scaglia e Maiolica Fms.) presente ovunque al di sotto delle unità di bacino di avanfossa



E' importante sottolineare che le formazioni di Porto Corsini, Porto Garibaldi e Asti si sono caratterizzate da interessanti giacimenti di gas in tutto il settore dell'avanfossa Padana.

L'intera area Pianura Padana è stata storicamente interessata da una sismicità diffusa (Chiarabba et al., 2005; Gruppo di lavoro ISIDE; INGV 2010, Fig 8A). Analisi di dettaglio in merito alla rilocalizzazione degli eventi della sequenza sismica del 2012 in Emilia hanno aggiunto importanti informazioni riguardanti la geometria dell'arco esterno dei fronti di sovrascorrimento dell'Appennino settentrionale (Chiarabba et al., 2014, Fig. 8B; Govoni et al, 2014). Queste ultime sono utilizzabili per cercare di associare con maggiore risoluzione gli eventi sismici alle strutture di thrust attivate durante la sequenza.

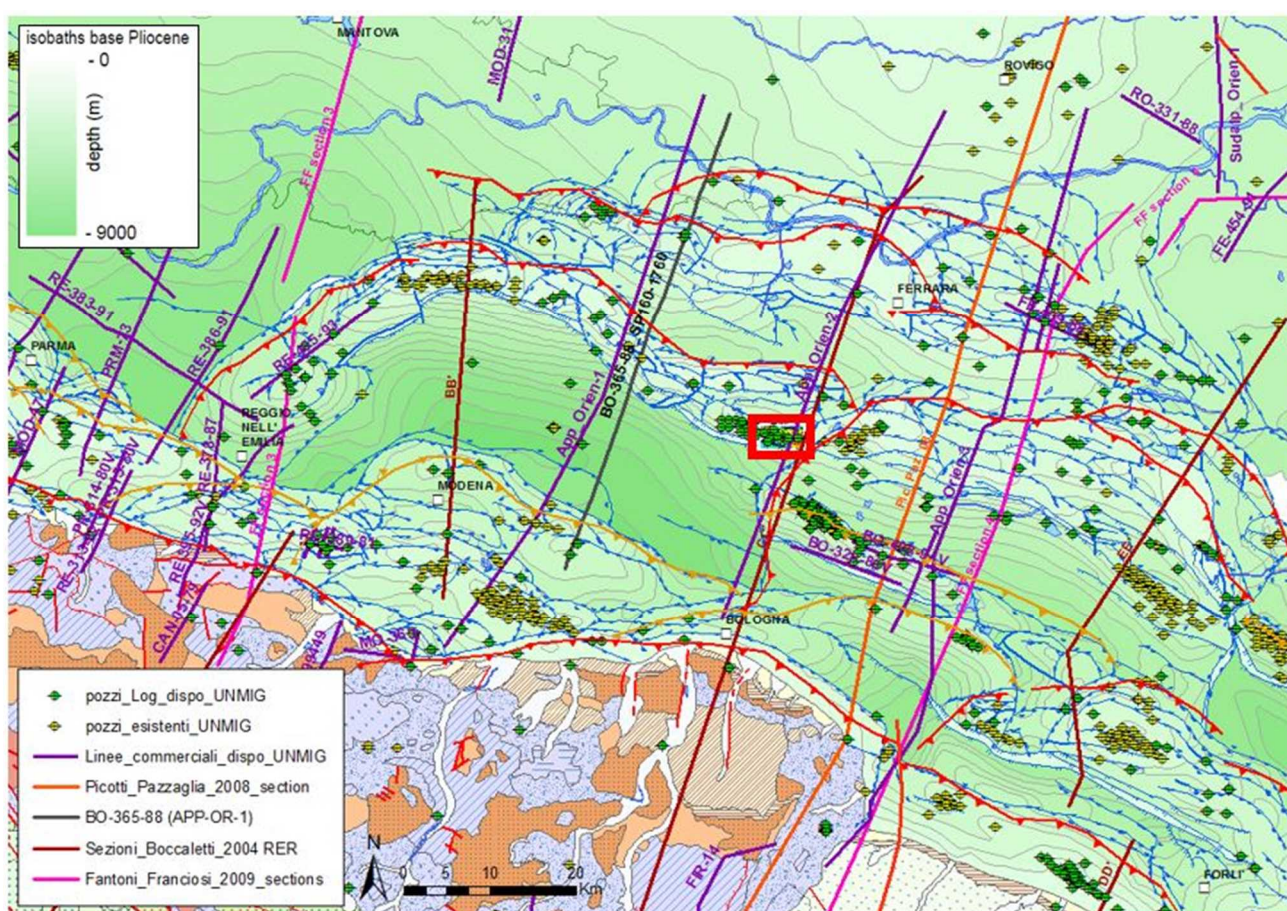
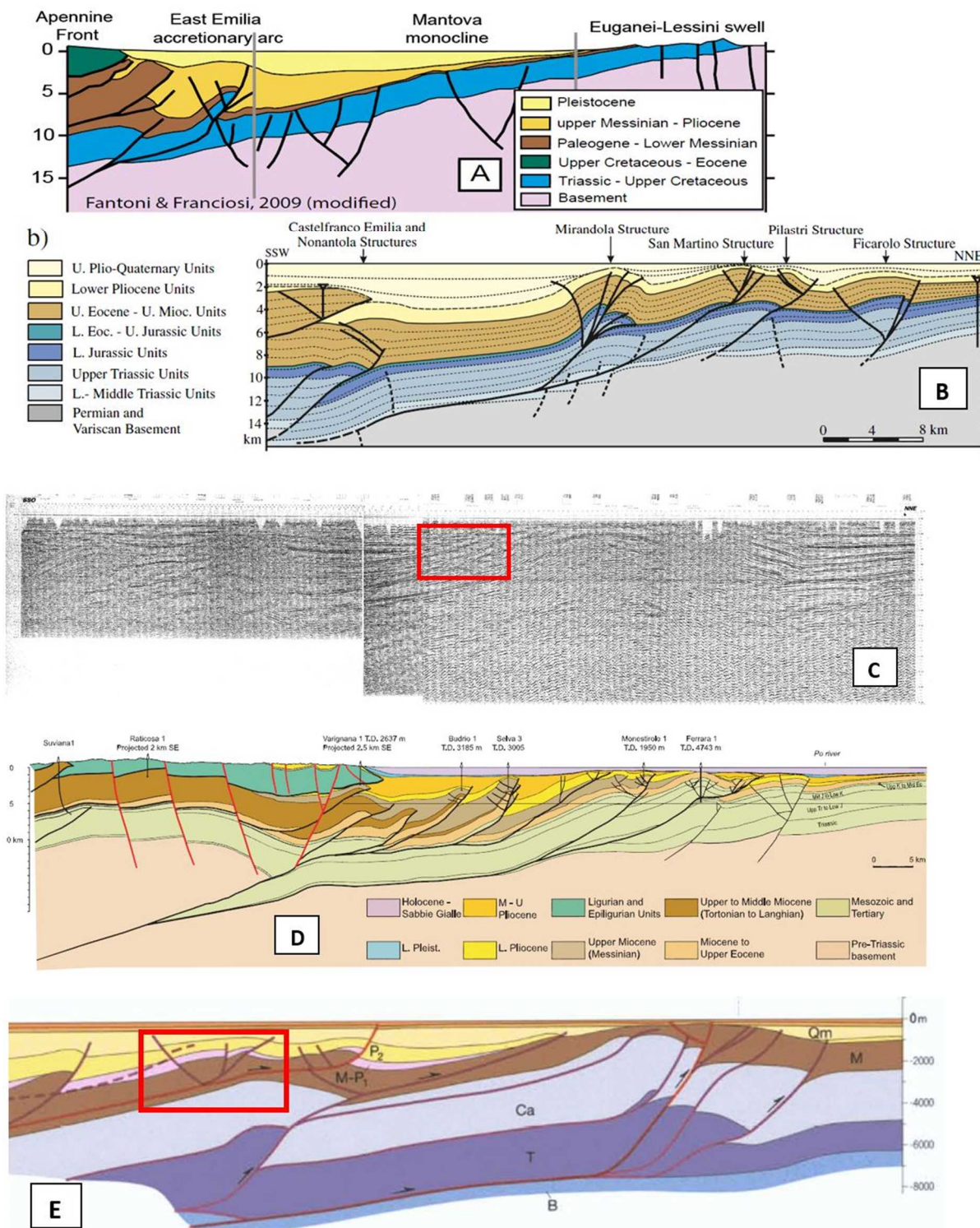


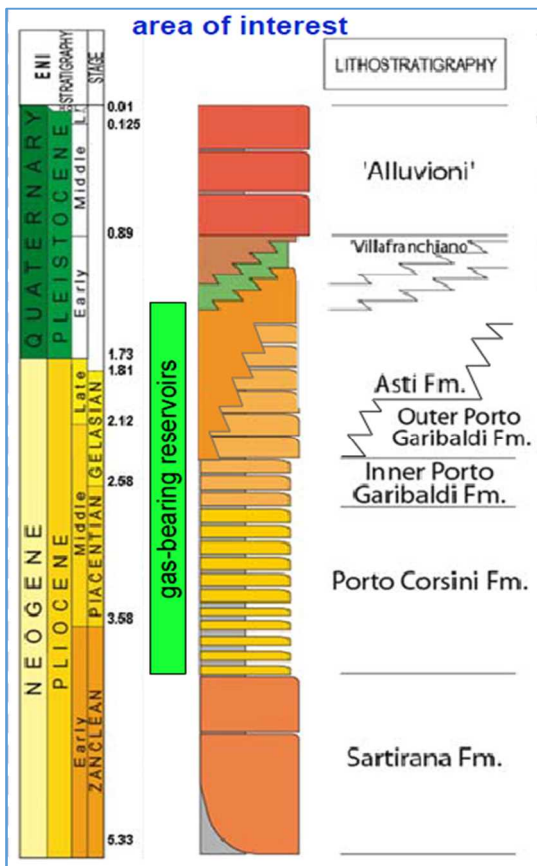
Fig.5 Impostazione strutturale nell'intorno della zona di interesse (rettangolo rosso). Sono riportate le isobate della base delle unità plioceniche sotto tutta la Pianura Padana (Consiglio Nazionale delle Ricerche 1992), i principali lineamenti tettonici sono estratti da Fantoni e Franciosi (2010), le sezioni geologiche di interesse da Fantoni e Franciosi (2009)





**Fig. 6.** Ricostruzioni delle principali caratteristiche dell'assetto strutturale dell'arco esterno dell'appennino settentrionale nei settori della Pianura Padana meridionale, procedendo da Ovest verso Est (traccia delle sezioni in Fig.5): **A)** sezione 3 del lavoro di Fantoni e Franciosi (2009), profondità in km; **B)** Interpretazione della linea Appennino-Orientale\_1 estratta dal lavoro di Bonini et al. (2014); **C)** Profilo sismico non interpretato denominato "Appennino-Orientale\_2" su cui è stata evidenziata la posizione della struttura di Sant'Alberto, profondità in tempi doppi; **D)** Sezione C del lavoro di Picotti e Pazzaglia (2008); **E)** stralcio della linea CC' del lavoro di Boccaletti et al. (2004), su cui è stata evidenziata la posizione della struttura di Sant'Alberto.

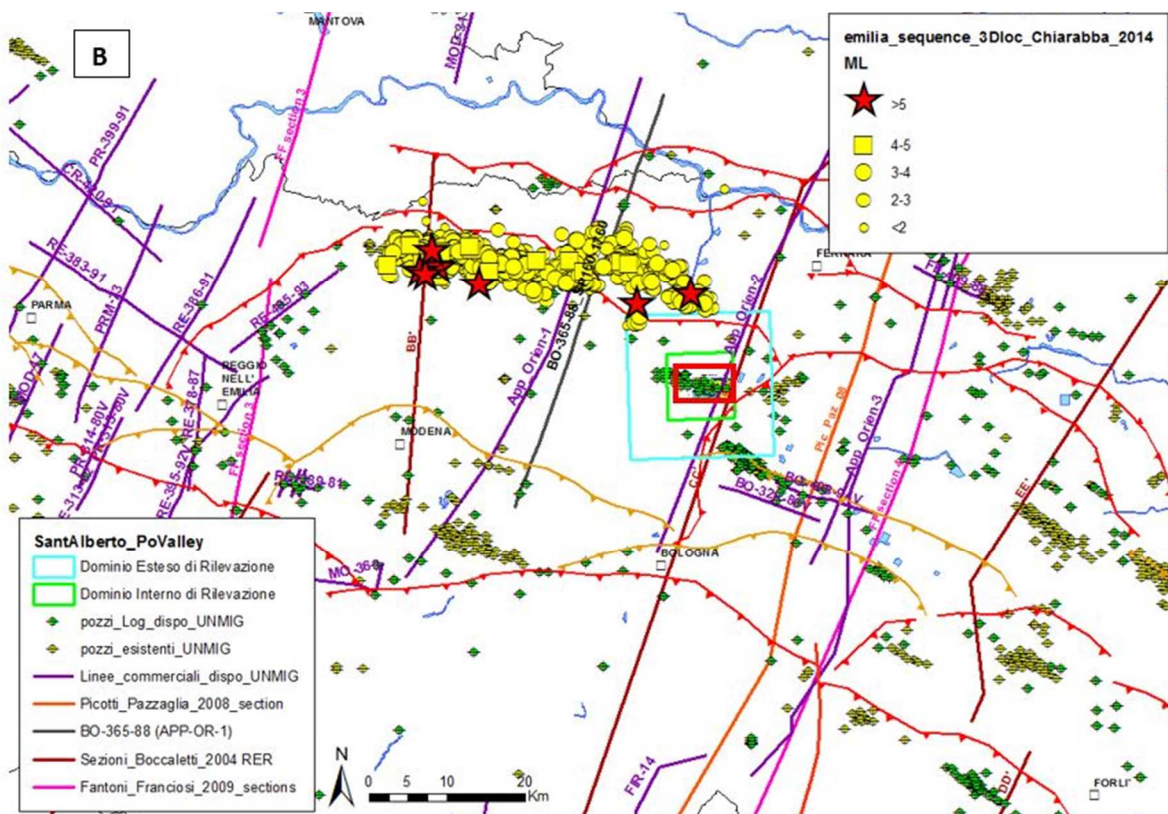
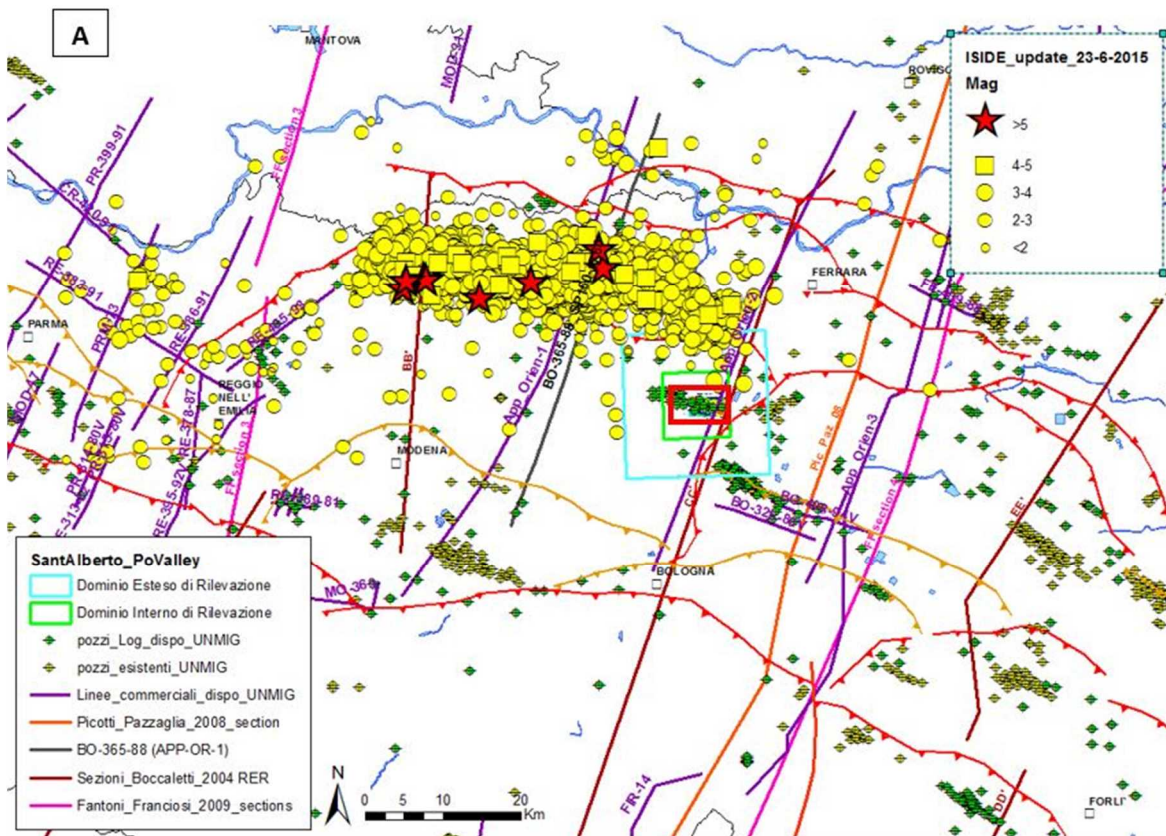




**Fig.7.** La stratigrafia generale dell'area di interesse è riassunta evidenziando la presenza di unità terrigene che si comportano da serbatoio di gas in tutto il settore della Pianura Padana (modificato da Bertello et al. 2010; Ghielmi et al., 2013).

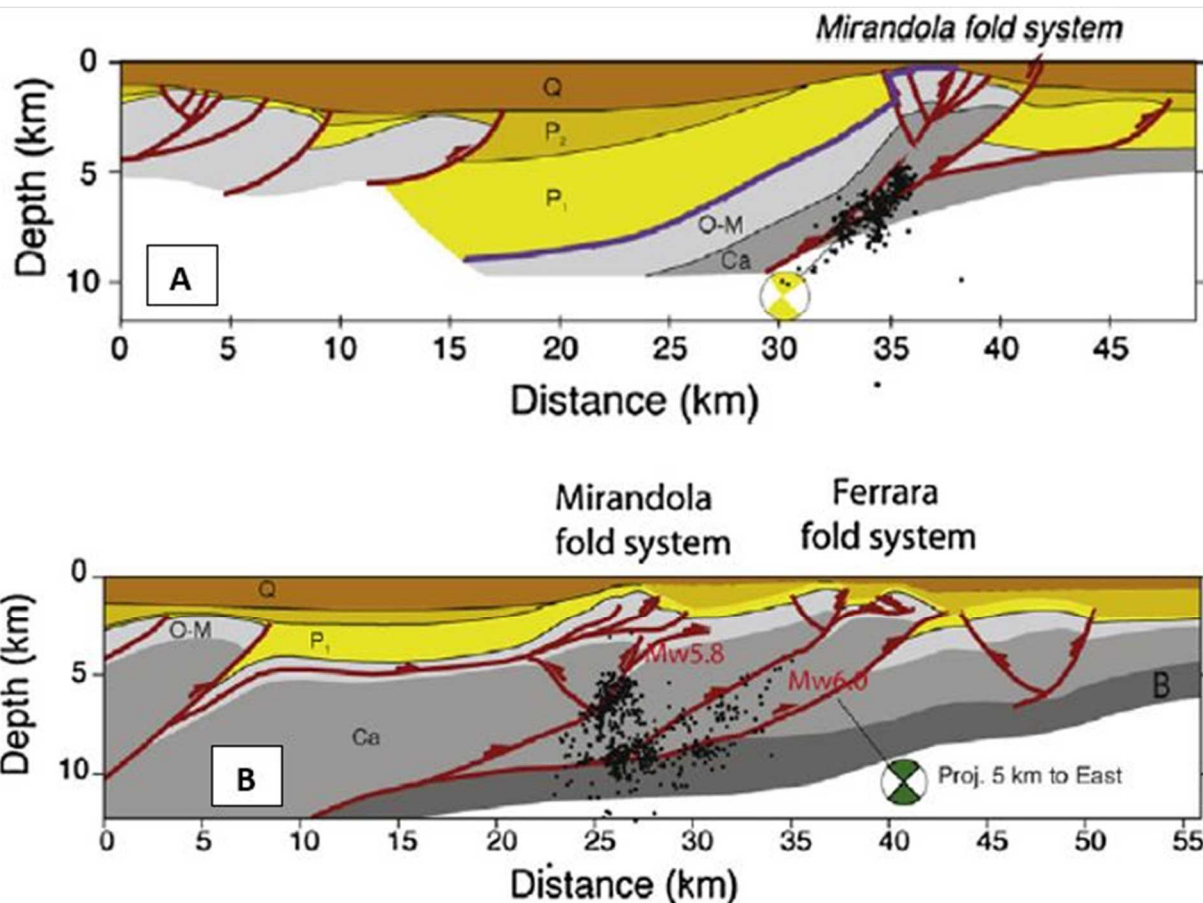
Le recenti interpretazioni sismotettoniche (ad esempio Govoni et al., 2014; Chiarabba et al., 2014; Carannante et al., 2015; Pezzo et al., 2013; Maesano et al., 2015) condotte successivamente alla sequenza sismica dell'Emilia del 2012 hanno tentato di associare gli eventi registrati (e loro differenti localizzazioni nel tempo) alle geometrie dei principali fronti di sovrascorrimento riconoscibili nel sottosuolo di questa area della Pianura Padana.

Generalmente si è ipotizzato che gli eventi della sequenza si sono concentrati all'interno delle unità carbonatiche mesozoico-terziarie, in corrispondenza dei sovrascorrimenti più interni e intermedi del sistema di Ferrara (Govoni et al., 2014). Anche se con un rilevante grado di incertezza, si può affermare che la posizione ipocentrale dell'evento principale del 20 maggio 2012 abbia attivato il sistema di thrust intermedi del settore dell'arco Ferrarese, e che uno dei tre segmenti del sistema Ferrara abbia accomodato la maggior parte della compressione osservata anche attraverso dati geodetici (Pezzo et al., 2013; Bennett et al., 2012; Devoti et al., 2011, Fig., 9B). L'associazione tra la struttura di sovrascorrimento e l'evento principale del 29 maggio 2012 è invece complicata dalla mancanza in profondità di informazioni sismica nel footwall della rampa frontale del sistema di Mirandola. Gli aftershocks di questo evento principale sono confinati all'interno delle unità carbonatiche mesozoiche e si sono verificati sia nel lato hangingwall che nel footwall del frontale di spinta Mirandola (Govoni et al., 2014, come disegnata da Boccaletti et al., 2004, Fig.9A), compatibilmente con l'attivazione del sistema di thrust di Mirandola. L'evento di Magnitudo Mw 5.8 del 29 maggio 2012 sembra anche essere stato originato dalla riattivazione di una struttura normale preesistente nel basamento, dovuta alla tettonica distensiva Mesozoico nel basamento, invertita durante la tettonica compressiva (Chiarabba et al., 2014). Questo fenomeno sembra essere stato agevolato dalla presenza di fluidi in tutto il volume nell'intorno delle faglie, condizione che rende più probabile la riattivazione di segmenti preesistenti di faglia favorevolmente orientati con l'attuale campo di stress.



**Fig.8. A)** Eventi sismici nell'area dell'arco ferrarese dell'appennino settentrionale estratti dal catalogo ISIDE dell'INGV; **B)** analisi di dettaglio sulla rilocalizzazione degli eventi sismici della sequenza emiliana estratti dal lavoro di Chiarabba et al. (2014). Nel rettangolo rosso la zona del Giacimento di San Alberto. I rettangoli Azzurro e Verde definiscono i Domini di Rilevazione Interno ed Esteso nell'intorno del Giacimento

Esistono quindi differenze tra l'interpretazione delle faglie ad angolo ereditate dalla riattivazione di faglie estensionali attivate durante le sequenze (Chiarabba et al., 2014; Carannante et al., 2015), vincolati dagli allineamenti degli eventi sulle tomografie sismiche, e le ricostruzioni geologiche in cui il sovrascorrimento di Mirandola è definito come una faglia listrica radicata su uno scollamento basale regionale a livello delle evaporiti Triassiche (Bonini e Toscani, 2014 e riferimenti contenuti).



**Fig.9.** Estratti da Govoni et al. (2014). **A)** Sezione geologica attraverso la rampa frontale di Mirandola (modificata da sezione DD' di Boccaletti et al., 2004, traccia in Fig. 5) e distribuzione degli eventi della sequenza localizzati lateralmente entro 1.5 km dalla traccia della sezione. Sono anche mostrati la soluzione focale e l'ipocentro della scossa principale del 29 Maggio 2012; **B)** sezione geologica attraverso il sistema delle pieghe Ferraresi ad est del sistema di Mirandola (modificato da Carminati et al., 2012, come diversa interpretazione della sezione di Fig.6B) in base alla interpretazione del profilo sismico composto App-Orient-1 e distribuzione degli eventi della sequenza localizzati lateralmente entro 1.5 km dalla traccia della sezione. Sono anche mostrati la soluzione focale e l'ipocentro della scossa principale 20 maggio. Legenda: Q - depositi quaternari continentali e marini, P<sub>2</sub> - depositi marini terrigeni (Pliocene medio-alto), P<sub>1</sub> - evaporitici e terrigeni depositi (tardo Miocene inferiore-Pliocene), O-M - depositi marnosi e calcarei terrigeni (Oligocene-Miocene), Ca - superficiale a carbonati acque profonde (Mesozoico-Eocene), B - Basamento Paleozoico.



Nelle aree in esame sono inoltre state definite delle strutture sismogenetiche sia individuali che composite, catalogate nel database DISS di produzione INGV (<http://diss.rm.ingv.it/dissHTML/DISS3.1.1.html>), Fig. 10)

In particolare per il settore della sequenza dell'emilia del 2012 risultano di interesse le seguenti sorgenti sismogenetiche Individuali appartenenti al DISS con i loro parametri:

Mirandola Individual source: <http://diss.rm.ingv.it/dissHTML/ITIS107INF.html>

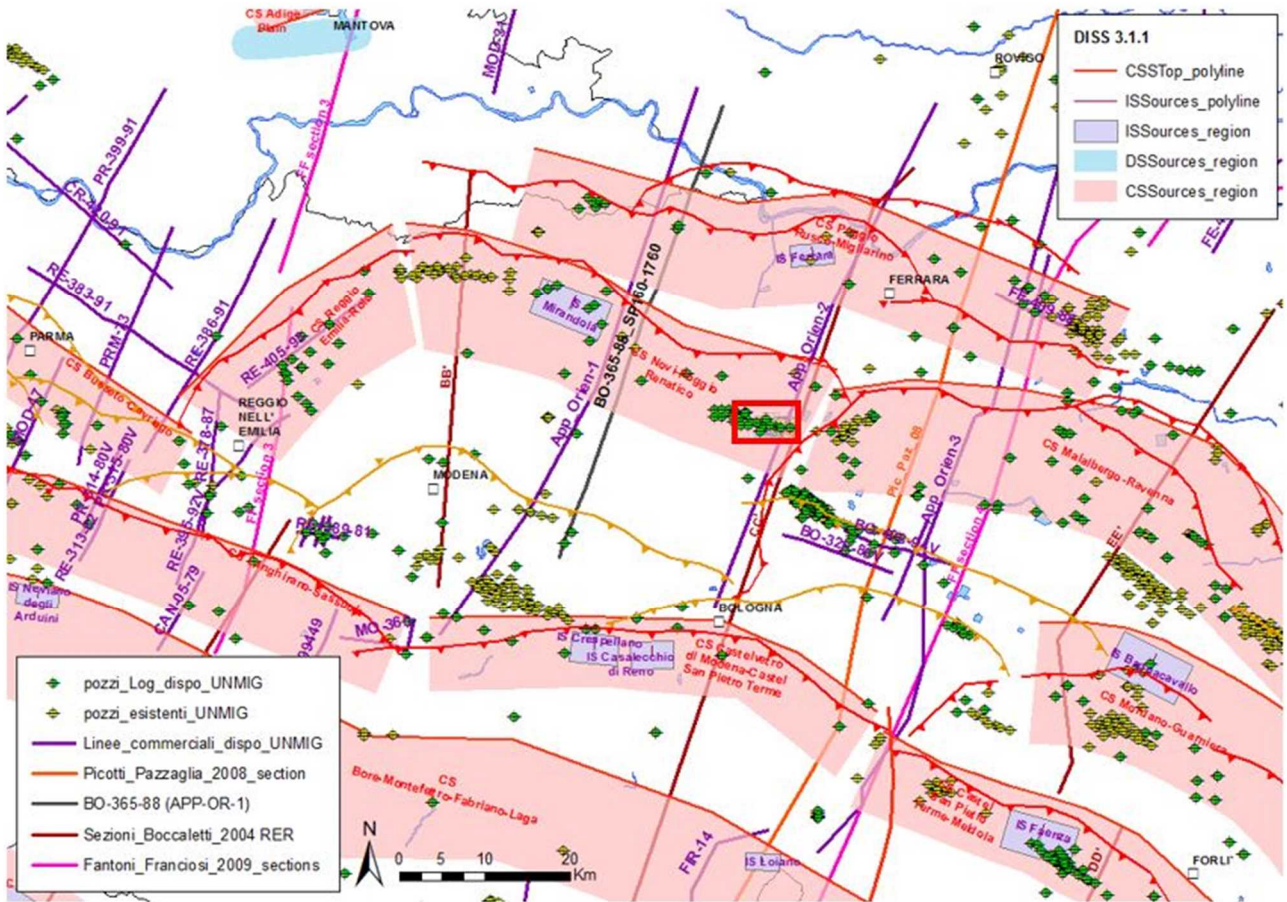
Ferrara Individual Source: <http://diss.rm.ingv.it/dissHTML/ITIS090INF.html>

La comparazione con la distribuzione della sismicità registrata durante la sequenza (Fig. 8A e B) mette in evidenza l'interessamento della sorgente sismogenetica di mirandola da parte dell'evento del 29 maggio 2015 e l'apparente non interessamento della sorgente individuale di Ferrara da parte dell'intera sequenza. Entrambi le sorgenti individuali sono comunque contenute all'interno di sorgenti composite caratterizzate da specifici parametri di sismogeneticità (riferimenti in Fig. 10), che contengono l'area in esame del Giacimento di Sant'Alberto.

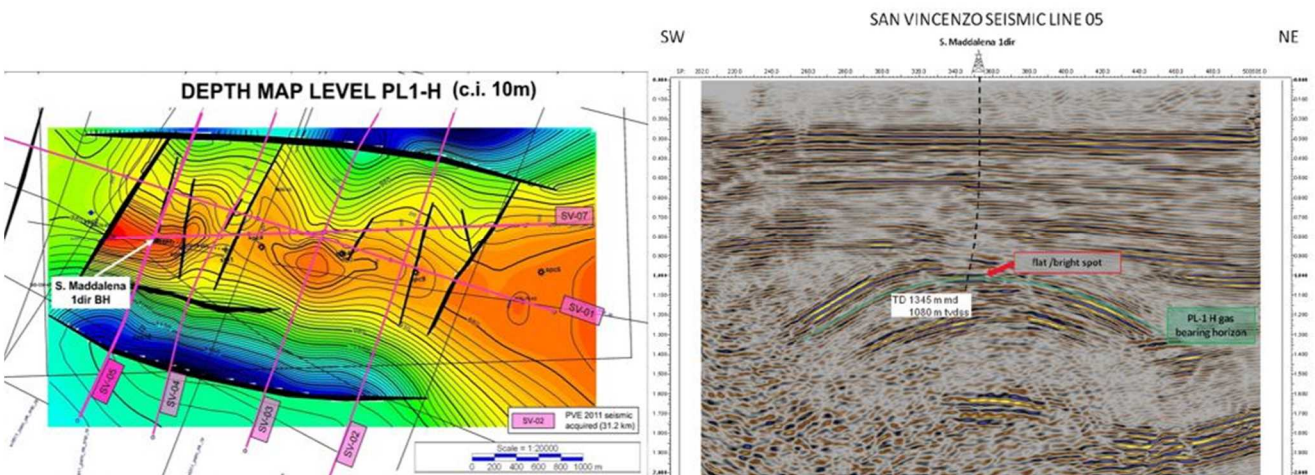
I dati pubblici relativi al giacimento di Sant'Alberto, reperibili sul sito di PoValley Operations ([http://www.povalley.com/s/S\\_Alberto.asp](http://www.povalley.com/s/S_Alberto.asp)), Fig. 11) hanno permesso di ricostruire in modo relativamente dettagliato la geometria del top giacimento, comparandolo con le strutture del sottosuolo ricostruite in un modello geologico tridimensionale dell'intero arco ferrarese e con la distribuzione della sismicità della sequenza emiliana, rilocalizzata nel lavoro di Chiarabba et al. (2014) (Fig. 12).

Si può notare come l'intera struttura del giacimento di Sant'Alberto sia localizzata sul back-limb di una struttura di anticlinale di rampa a maggiore lunghezza d'onda, identificabile sui profili sismici pubblici presenti nell'area in esame (Fig. 6C) e già evidenziata da lavori di letteratura precedenti (Boccaletti et al., 2004, Fig. 6E). La struttura del giacimento non sembra essere stata interessata dagli eventi della sequenza emiliana del 2012.

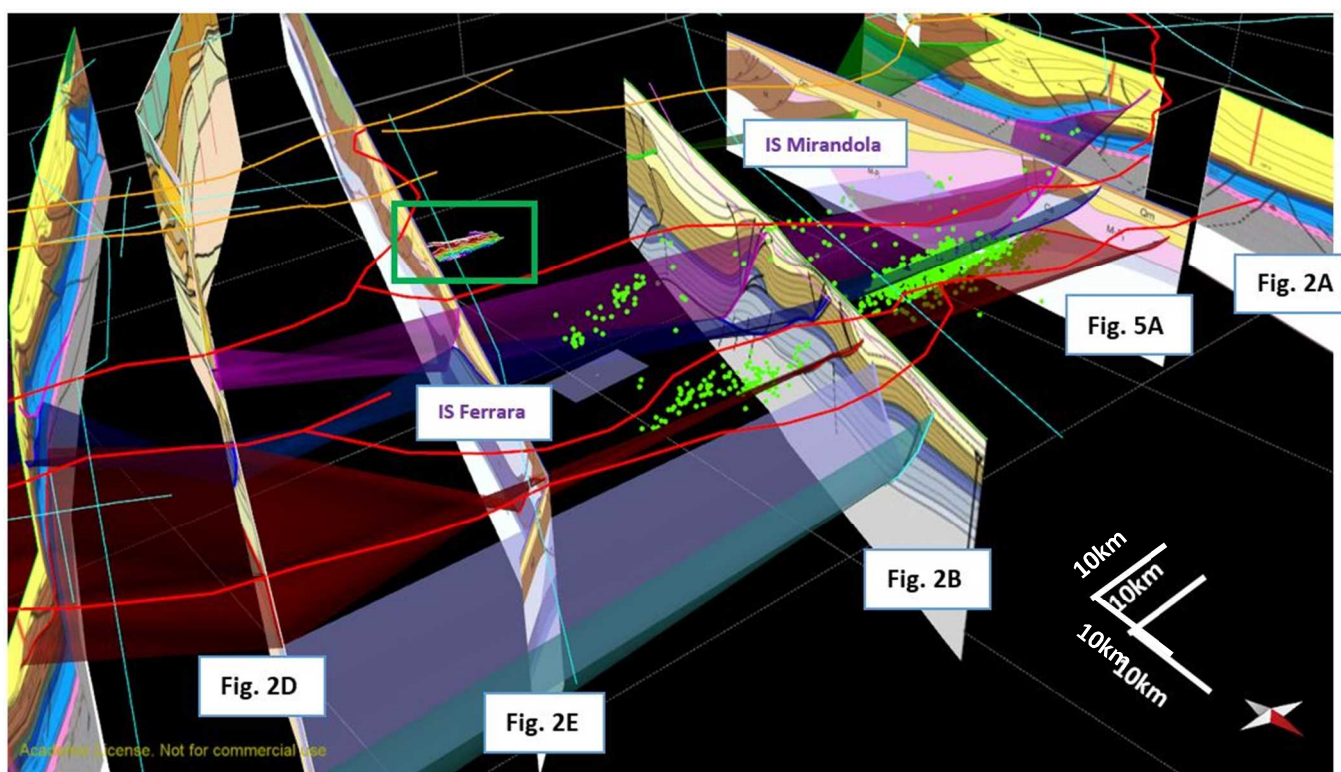
Un maggiore dettaglio di analisi, non oggetto di questo report, vede ricostruite anche le geometrie dei trust e delle faglie normali intragiacimento relative alla struttura di san Alberto. Queste sono state comunque già identificate da numerosi lavori di letteratura e riportate sul modello strutturale italiano per il settore della Pianura padana (Fig.5).



**Fig.10.** Definizione delle strutture sismogenetiche sia individuali (ISources) che composite (CSSources) estratte dal database DISS 3.1.1 di produzione INGV. Nel rettangolo rosso l'area di interesse.



**Fig.11.** Fonte PoValley. A sinistra: mappa strutturale del top giacimento di San Alberto (Localizzazione in Fig. 5); a destra: profilo sismico relativo alla linea 5 in cui è stato interpretato il top giacimento con l'accumulo di gas sfruttabile.



**Fig.12.** Modello geologico-strutturale tridimensionale dell'arco ferrarese-emiliano (vista da Nord verso Sud) in cui sono ricostruite le geometrie dei principali fronti di sovrascorrimento attraverso analisi di dati di sottosuolo e di letteratura. Alcuni di questi sono stati interessati dalla sequenza emiliana del 2012. I pallini verdi rappresentano gli ipocentri dei terremoti della sequenza, estratti dal lavoro di Chiarabba et al. (2014). Il riferimento alle sezioni geologiche è riportato in figura, così come la posizione del top giacimento di Sant'Alberto nel rettangolo verde. In trasparenza violacea la proiezione delle sorgenti sismogenetiche individuali di Mirandola e Ferrara estratte dal database DISS 3.1.1 INGV.



#### 4. Modelli crostali di velocità.

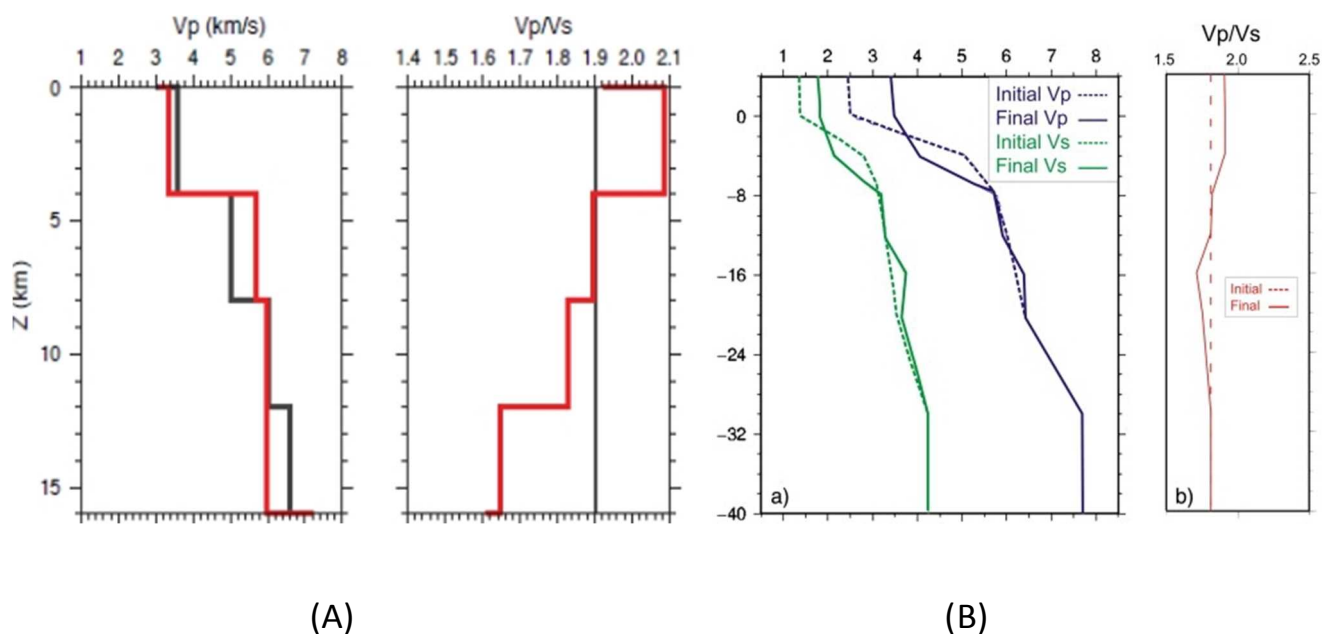
La conoscenza di modelli di velocità delle onde sismiche ad alta risoluzione e calibrati per la regione di interesse, costituisce uno dei punti cruciali per la determinazione di localizzazioni di precisione e, in particolare, da tali modelli dipende fortemente la stima della profondità ipocentrale. L'assenza della conoscenza di un modello crostale per l'area in studio costringe spesso all'utilizzo di modelli semplificati a strati piani e paralleli, con un rapporto standard  $V_p/V_s$ . D'altra parte, le indicazioni fornite dal documento MiSE-DGRME (2014) richiedono, nel dominio interno di rilevazione, la localizzazione di eventi di magnitudo compresa fra 0 e 1 con una incertezza nella stima dei parametri ipocentrali di alcune centinaia di metri. Per il raggiungimento di tale obiettivo si rende quindi necessaria la definizione di un modello crostale di velocità  $V_p$  e  $V_s$ , calibrato per i domini di rilevazione definiti nel paragrafo 2.

Esistono in letteratura diversi modelli crostali e del mantello superiore relativi all'area dell'Italia settentrionale e attualmente utilizzati per procedure di localizzazione mentre invece mancano modelli regionali di dettaglio che siano in grado di rendere conto delle eterogeneità attraversate dalle onde sismiche generate da terremoti locali. Nel caso della Pianura Padana, i modelli tomografici esistenti sono ancora poco definiti e dettagliati. L'assenza o povertà di attività sismica di fondo nell'area, solo episodicamente interessata da sequenze di forte entità, non garantisce validi vincoli per la determinazione di modelli tomografici su scala locale che, nella maggior parte dei casi, sono ricavati mediante procedure di inversione di dati su scala più ampia e con l'imposizione di condizioni di stabilizzazione della soluzione che limitano i gradienti e le discontinuità strutturali. A questo si aggiunge la problematica della distribuzione della sismicità locale e regionale, scarsamente delineata anche a causa dell'attuale geometria della Rete Sismica Nazionale (RSN). Quest'ultima infatti, privilegiando il monitoraggio di regioni ritenute a più alta pericolosità, non presenta una geometria ottimizzata su tutto il territorio nazionale. L'accadimento della sequenza sismica che ha interessato l'Emilia nel Maggio del 2012, ha costituito la prima occasione per installare in una vasta area della Pianura Padana centrale una rete temporanea di monitoraggio caratterizzata da una geometria di rete sufficientemente fitta per poter effettuare studi tomografici.

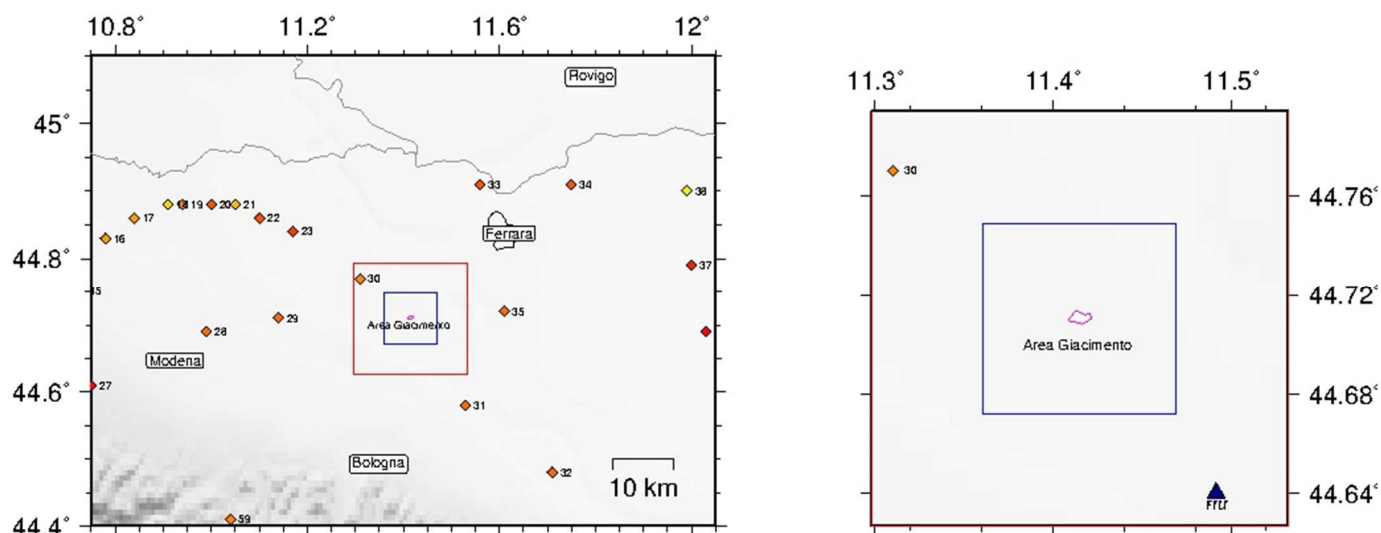
Per l'area interessata dalla sequenza sismica del 2012, sono stati sviluppati sia modelli 1D (cioè modelli a strati piani e paralleli in cui ad ogni strato è assegnato un valore di  $V_p$  e di  $V_p/V_s$ ), sia modelli 3D (cioè modelli i cui valori, per singolo strato, sono definiti in maniera discreta nei nodi del grigliato che è stato adoperato per parametrizzare il problema tomografico). Tuttavia, la maggior parte dei modelli ricavati da tali studi (soprattutto 3D) copre solo marginalmente l'area nella quale ricade il giacimento di Sant'Alberto (Fig.8B).

I modelli 1D più recenti attualmente disponibili, sono: Govoni et al. (2014); Carannante et al. (2015); Montone e Mariucci (2015). Di questi, i primi due (Fig.13) sono stati ottenuti dall'analisi dei dati relativi alla sequenza e dunque risultano meglio calibrati per l'area interessata dagli eventi del 2012, mentre quello di Montone e Mariucci (2015) è ricavato dall'analisi dei profili sonici dei pozzi attualmente dislocati in tutta l'area della Pianura Padana: pur essendo un modello mono-dimensionale come quelli mostrati in Fig.13, presenta il vantaggio di avere valori differenti per singolo pozzo. Da uno studio della distribuzione dei pozzi analizzati nel lavoro rispetto all'area di interesse si può notare come in particolare uno dei pozzi (pozzo 30) ricada nei

limiti del Dominio Esteso (linea rossa) costituendo un buon modello di partenza per la localizzazione della sismicità dell'area (Fig.14).



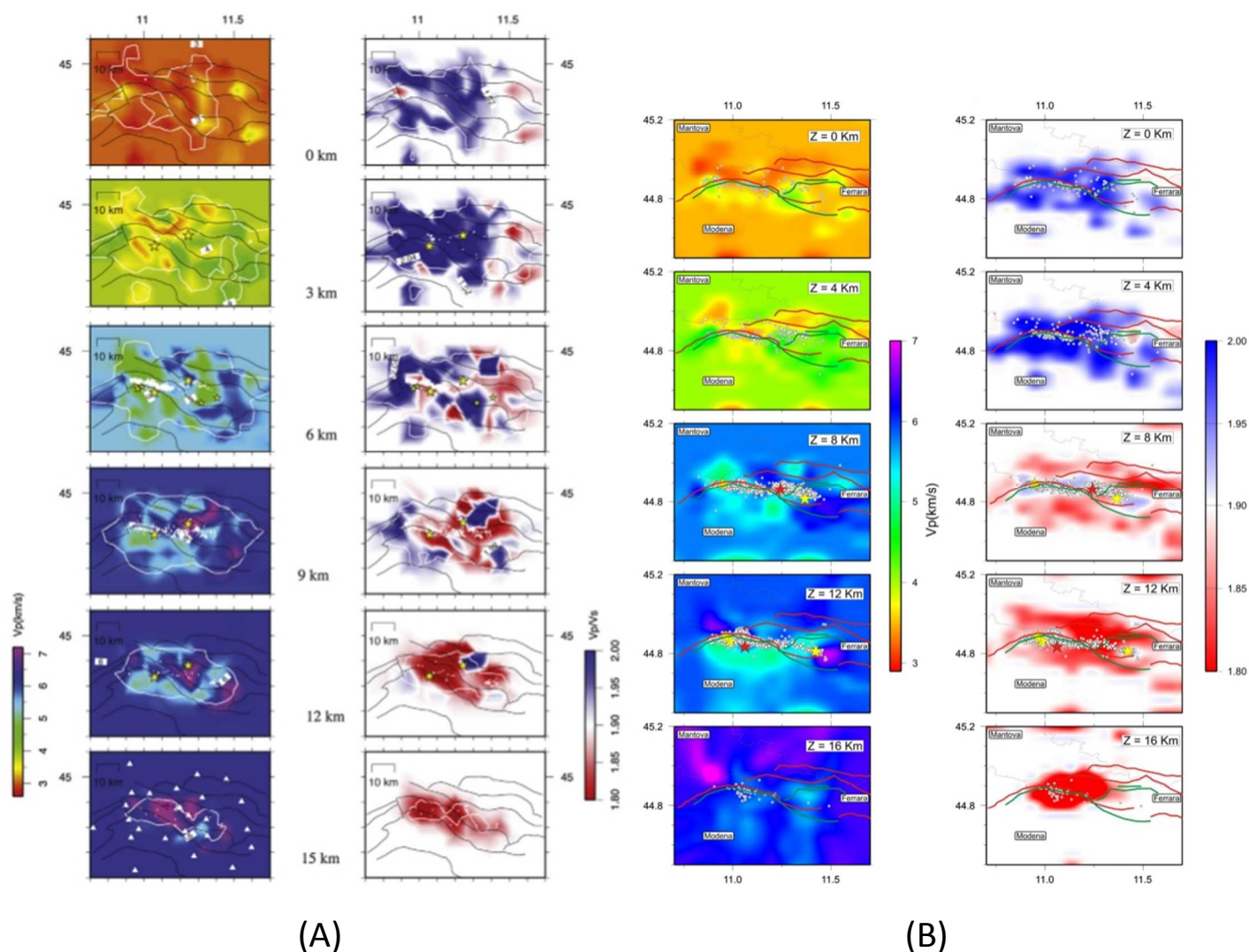
**Fig. 13.** Modelli 1D ricavati a seguito dell'analisi degli eventi della sequenza del 2012 in Pianura Padana: **A)** Govoni et al. (2014); **B)** Carannante et al. (2015).



**Fig. 14.** Distribuzione dei pozzi in analisi nel lavoro di Montone e Mariucci (2015) rispetto all'area del Dominio Esteso (rosso) e del Dominio Interno (blu).



Fra i modelli 3D attualmente disponibili, i più recenti sono: Chiarabba et al. (2014); Carannante et al. (2015) e Molinari et al. (2015). Tutti questi modelli adoperano dati registrati durante la sequenza del 2012. I primi due sono stati ottenuti mediante l'inversione tomografica dei primi arrivi e appaiono tra di loro abbastanza consistenti (Fig 15A; B), mentre l'ultimo modello è stato ricavato partendo dall'interpretazione geologica e geofisica di dati provenienti da profili di sismica a riflessione e a rifrazione e da logs di pozzo. I primi due modelli non sono stati calibrati per l'area nella quale ricade il giacimento di Sant'Alberto, che viene a trovarsi in posizione marginale rispetto all'area di calibrazione dell'inversione tomografica. Di conseguenza, essi presentano un valore puntuale costante in tutto il primo strato (fino a 3 Km di profondità nel modello di Chiarabba et al., 2014) e fino a 4 Km di profondità nel modello di Carannante et al., 2015; cfr Fig. 15). L'ultimo modello invece, presenta nell'area in studio una risoluzione maggiore rispetto a quella degli altri due e mostra una eterogeneità nei valori di Vp e Vs anche nei primi 3-4 Km di profondità (Fig.16). Il modello 3D di Molinari et al. (2015), può quindi costituire un buon punto di partenza per testare l'efficacia di modelli 3D sulla localizzazione della sismicità di fondo dell'area in questione, in vista della calibrazione di un modello tridimensionale locale.



**Fig.15.** Modelli 3D ricavati da inversione tomografica dei dati della sequenza del 2012 in Pianura Padana: **A)** Chiarabba et al. (2014); **B)** Carannante et al. (2015).

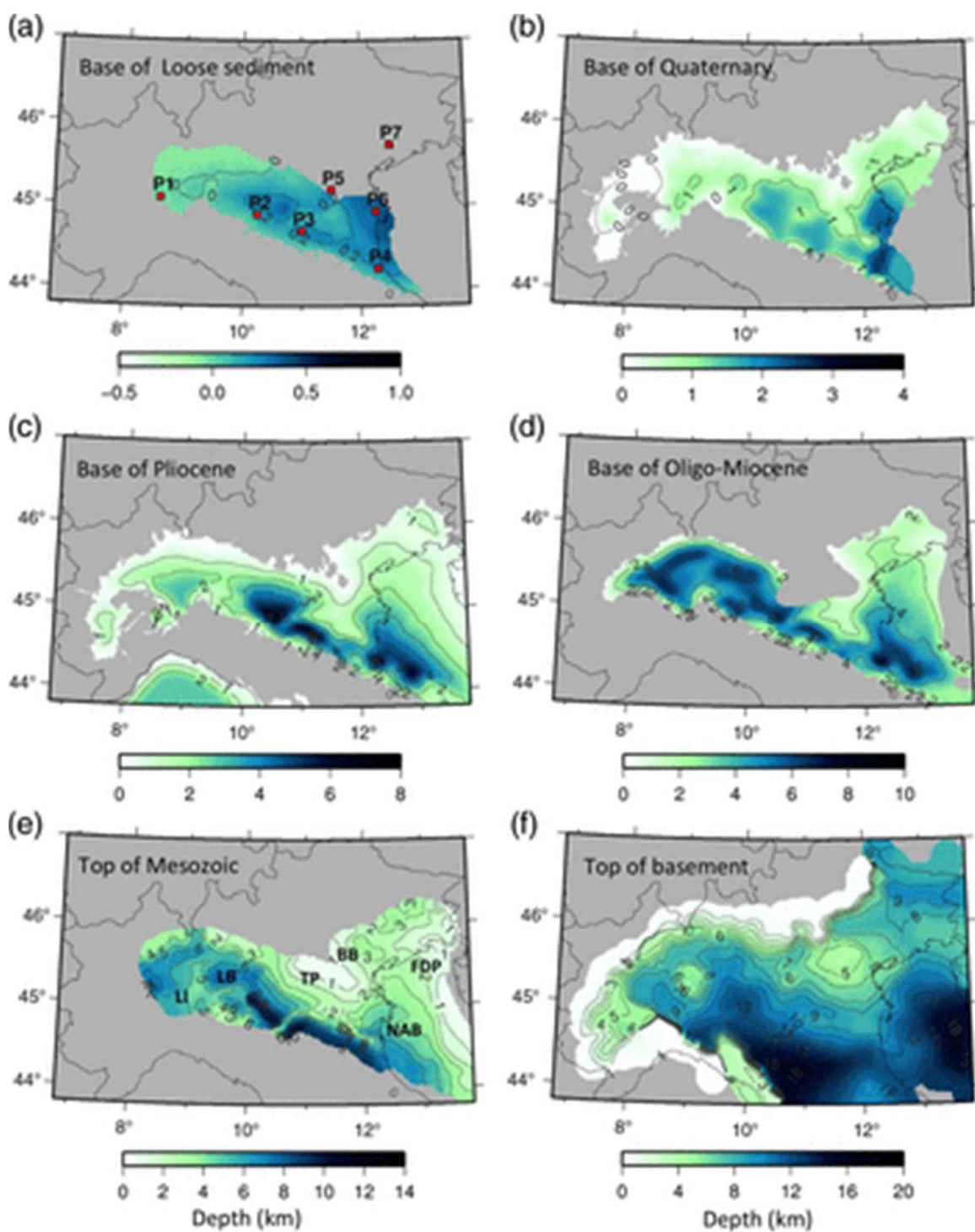


Fig. 16. Profondità delle superfici del modello di Molinari et al. (2015).

## 5. Valutazione del rumore sismico ambientale.

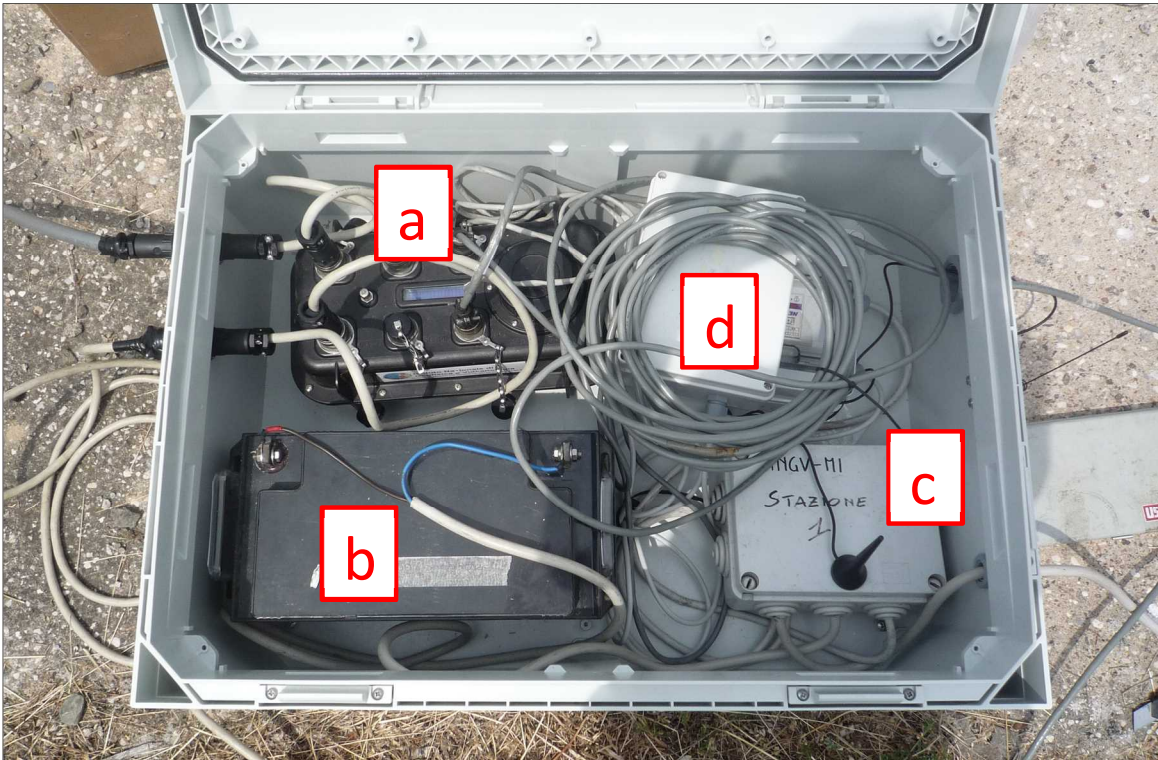
L'analisi del rumore sismico ambientale è stata effettuata stimando la densità dello spettro di potenza (PSD) del segnale misurato in alcuni siti campione del Domino Interno di rilevazione e confrontando i risultati ottenuti con le curve standard di riferimento NHNM (New High Noise Model) e NLNM (New Low Noise Model) ricavate da Peterson (1993), che ha utilizzato dati di microtremore sismico registrati da 75 stazioni distribuite in diverse parti del mondo. In data 12/06/2015 è stata perciò installata una stazione sismica all'interno dell'area del pozzo Santa Maddalena 1dir, collegata in tempo reale con la Sezione di Milano dell'INGV, allo scopo di valutare le variazioni giorno notte dei livelli medi di rumore ambientale. La stazione, denominata SPCA, è situata a 10 m s.l.m. ed ha coordinate geografiche: 44.709814°N e 11.423339°E (Fig.17).



**Fig.17.** Posizione della stazione sismica SPCA rispetto alla testa del pozzo Santa Maddalena 1dir.

In Fig.18 sono visibili i dettagli relativi all'installazione della stazione sismica SPCA, che è alloggiata all'interno di un box a tenuta stagna, allo scopo di rispettare le norme di sicurezza vigenti. In particolare è stato utilizzato un acquirente Reftek-130 a 24 bit (<http://www.reftek.com/products/seismic-recorders-130-01.htm>) accoppiato ad un sensore velocimetrico Lennartz 5sec ([http://www.lennartz-electronic.de/index.php?option=com\\_content&view=article&id=51&Itemid=56](http://www.lennartz-electronic.de/index.php?option=com_content&view=article&id=51&Itemid=56)). La sincronizzazione del segnale di tempo avviene tramite il segnale GPS, mentre il sistema di alimentazione è costituito da una batteria tampone 12V di 65 Ah ricaricata da un pannello solare da 65W. Il segnale sismico acquisito con frequenza di campionamento pari a 100Hz viene trasmesso in tempo reale alla sala sismica dell'INGV, sezione di Milano, attraverso un router UMTS UR5 (<http://www.conel.com/umts-hsdpa-router-ur5-v2>).



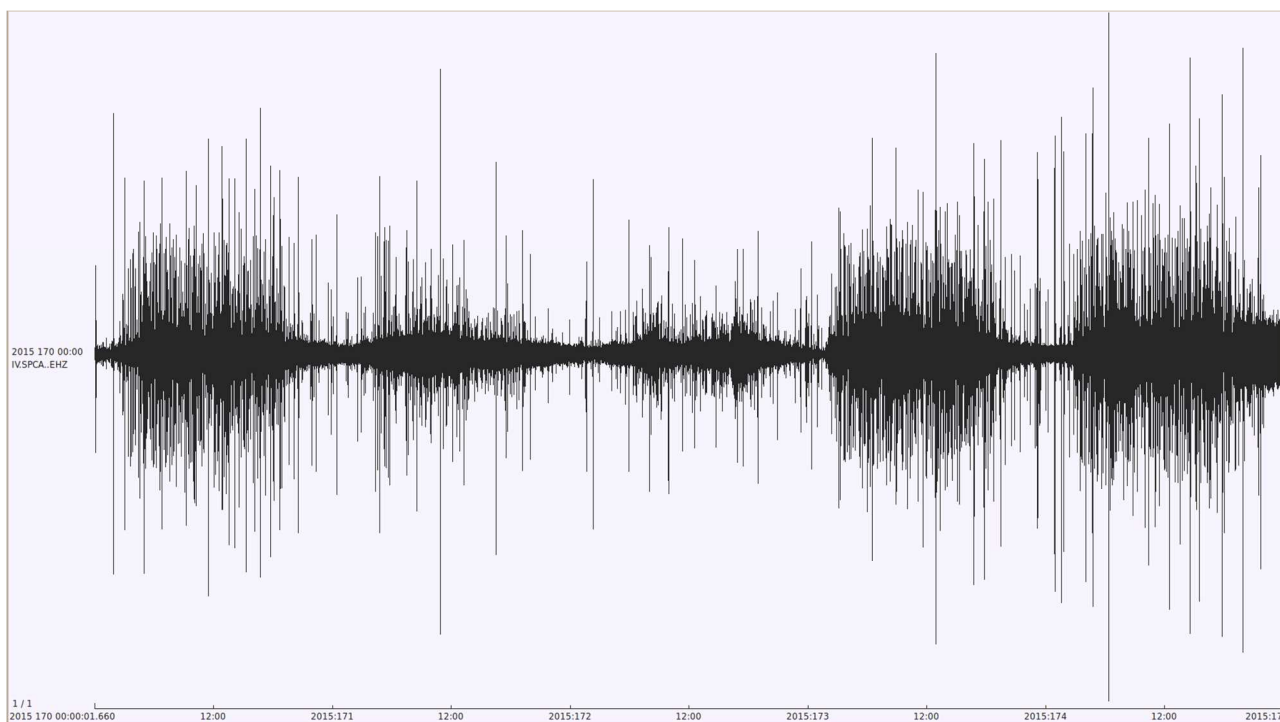


**Fig.18.** Componenti della stazione sismica alloggiati all'interno di una scatola stagna; in particolare si possono vedere: l'acquisitore Reftek-130 **(a)**, la batteria tampone **(b)**, la centralina che gestisce la ricarica tramite il pannello solare **(c)** e il sistema di trasmissione dati in tempo reale **(d)**.

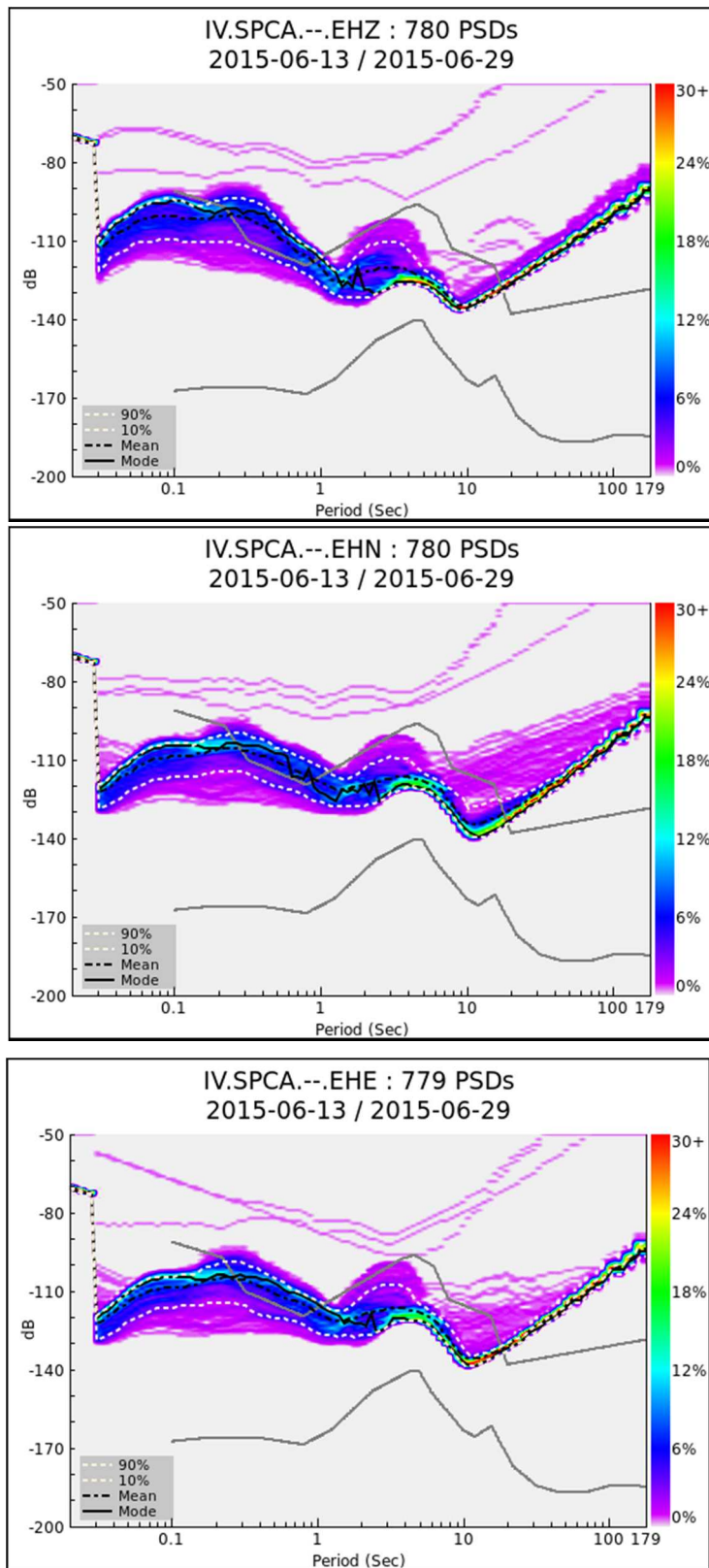
In Fig. 19 viene mostrata la componente verticale del segnale registrato dalla stazione SPCA dal 19/6/2015 al 23/6/2015. Si possono notare la variazione giorno-notte del livello di rumore ambientale, ben visibile nei 5 giorni di campionamento e la diminuzione del livello di rumore diurno durante il secondo e il terzo giorno di registrazione: sabato e domenica, rispettivamente. Allo scopo di quantificare il livello di rumore sismico ambientale e di valutarne le variazioni, il segnale, registrato in tempo reale presso la sezione INGV di Milano, è stato trattato mediante il software PQLX (<http://earthquake.usgs.gov/research/software/pqlx.php>) che, mediante l'applicazione dell'algoritmo sviluppato da McNamara e Buland (2004), consente di calcolare le Probability Density Functions (PDF) dello spettro di potenza (PSD) del segnale. In Fig.20 sono rappresentate per la componente verticale (EHZ), la componente orizzontale Nord-Sud (EHN) e la componente orizzontale Est-Ovest (EHE), rispettivamente, le PDF così ottenute. Ciascuna linea, dal viola al blu, rappresenta il livello in decibel (dB) dello spettro di potenza (PSD) di un segnale di accelerazione, misurato in  $m/s^2$ , della durata di un'ora. Per calcolare il PSD vengono utilizzate finestre di segnale in continuo con sovrapposizione del 50%. Come si può osservare, per periodi compresi tra 0.3 s e 1 s, i valori medi osservati sono superiori alla curva NHHM di circa 12dB mentre per periodi inferiori il livello di rumore ambientale tende a diminuire e ad attestarsi fra 10 e 20 dB al di sotto della curva NHHM. Mediamente, per periodi compresi tra 1 s e 18 s la PDF è contenuta all'interno delle curve HHHM e NLNM (circa 30 dB al di sotto della curva HHHM) mentre per periodi maggiori di 18 s le PDF sono decisamente superiori alla curva. E' importante notare che, per la

valutazione del livello di detezione di una stazione sismica, è sufficiente considerare esclusivamente i periodi minori di 1s.

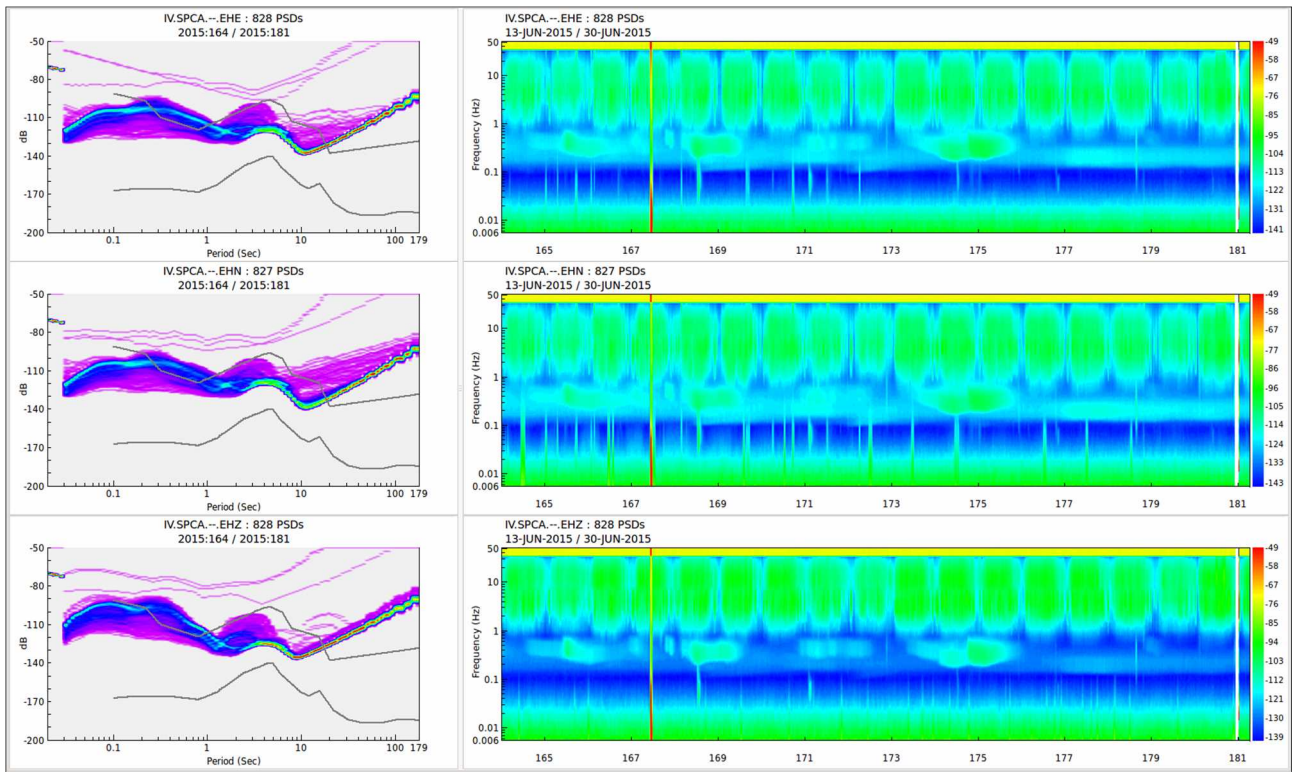
Allo scopo di studiare la variabilità del rumore sismico, le analisi di cui sopra sono state ripetute per tutto il periodo di funzionamento della stazione. La variabilità del livello medio di rumore ambientale presente al sito SPCA si può vedere nella colonna di destra di Fig. 21. Per ciascuna componente vengono rappresentati i livelli di rumore in decibel (dB) per le diverse frequenze in funzione del giorno di registrazione (espresso in giorni giuliani). L'alternanza delle aree verdi (più energetiche) con quelle blu (meno energetiche) nell'intervallo di frequenza 1-15 Hz è tipico della variabilità giorno/notte dei livelli di rumore ambientale. Osservando la colonna di sinistra della medesima figura (che rappresenta le PDF complessive), è possibile notare intorno al periodo di 1s, uno sdoppiamento del massimo livello di rumore. La tendenza della PDF ad assumere una forma bi-variata conferma l'abbassamento dei valori di rumore durante le ore notturne.



**Fig. 19.** Segnale registrato dalla stazione SPCA dal 19/6/2015 al 23/6/2015 (componente verticale). Sono ben visibili: la variazione giorno/notte del livello medio di rumore ambientale; l'abbassamento del livello di rumore durante le ore diurne dei giorni non lavorativi (secondo e terzo giorno) e la presenza di numerosi transienti, specialmente nelle ore diurne.



**Fig.20.** Distribuzione di probabilità (PDF) della densità di spettro di potenza (PSD) per ciascuna delle componenti della stazione SPCA. Dall'alto verso il basso: componente verticale (Z); componente NS (EHN); componente EW (EHE). Le linee grigie rappresentano le curve NHHM (New High Noise Model) e NLNM (New Low Noise Model), in alto e in basso rispettivamente, ottenute da Peterson (1993).



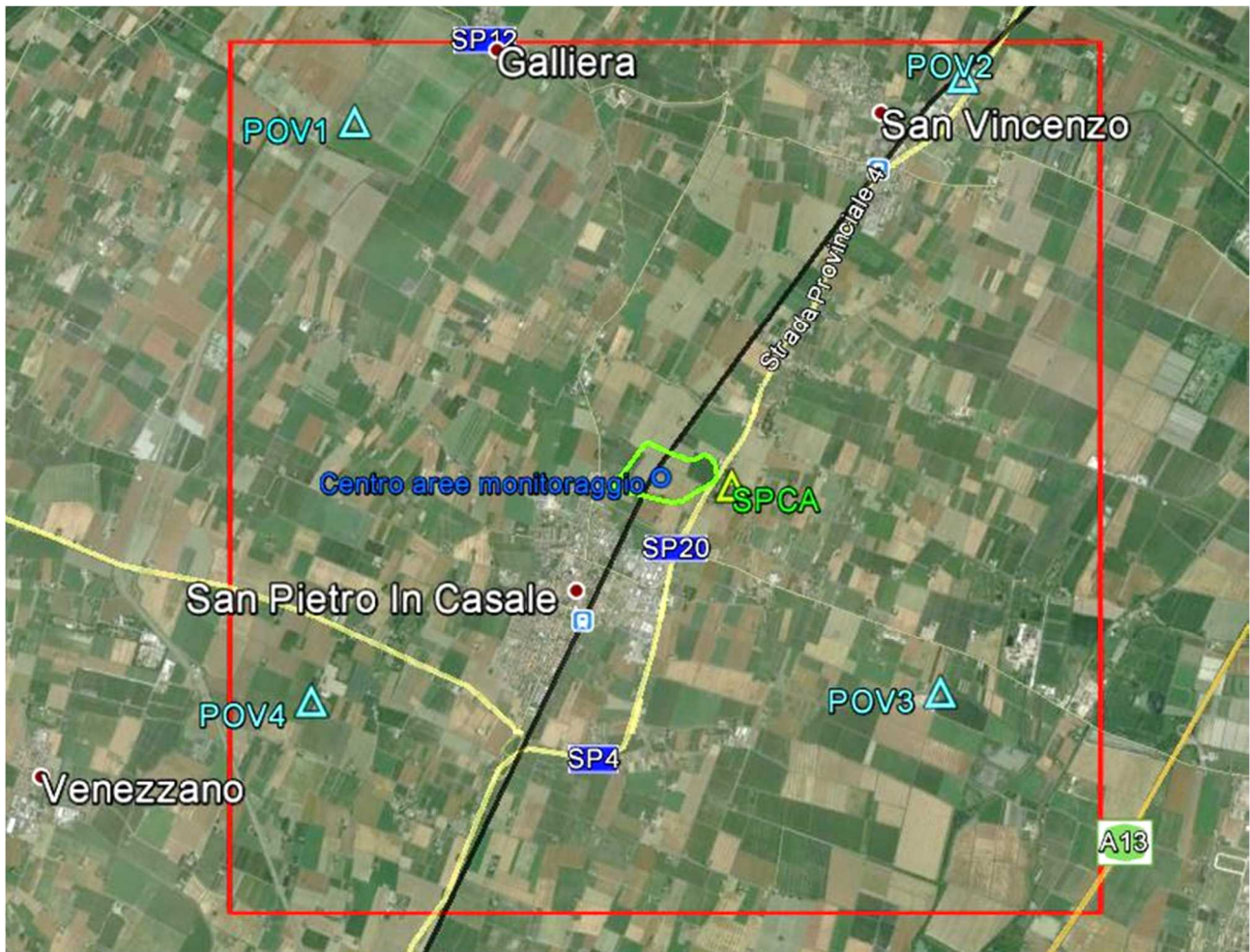
**Fig.21.** Variabilità giornaliera della distribuzione di probabilità (PDF) dello spettro di potenza (PSD) registrato da SPCA: PDF complessiva (colonna di sinistra) e PDF giornaliera (colonna di destra).

Per poter effettuare uno studio di caratterizzazione dei livelli medi di rumore ambientale nell'area corrispondente al Dominio Interno di rilevazione, il giorno 16/06/2015 è stata eseguita una campagna di misure di rumore integrativa. In particolare sono state installate 4 stazioni identiche a quella utilizzata per SPCA, effettuando registrazioni simultanee di rumore ambientale di almeno un'ora. In Tab.1 sono indicate le coordinate dei punti di misura e le caratteristiche delle stazioni impiegate. La posizione è mostrata in Fig. 22.

STAZIONE	ID	Latitudine (°N)	Longitudine (°E)	Quota (m)	Acquisitore	Sensore	Tempo
POV1	9682	44.741968	11.376468	10	Reftek-130	Lennartz 5s	GPS
POV2	9218	44.745873	11.452047	12	Reftek-130	Lennartz 5s	GPS
POV3	A608	44.691532	11.449277	10	Reftek-130	Lennartz 5s	GPS
POV4	9219	44.690737	11.371138	13	Reftek-130	Lennartz 5s	GPS

**Tab. 1.** Stazioni temporanee impiegate per la caratterizzazione dei livelli di rumore sismico ambientale nel Dominio Interno di rilevazione.





**Fig.22.** Posizione delle stazioni temporanee impiegate per la caratterizzazione dei livelli di rumore sismico ambientale nel Dominio Interno di rilevazione (POV1, POV2, POV3, POV4). Vengono anche indicate la posizione della stazione SPCA e la proiezione in superficie del giacimento di Sant'Alberto (linea verde).

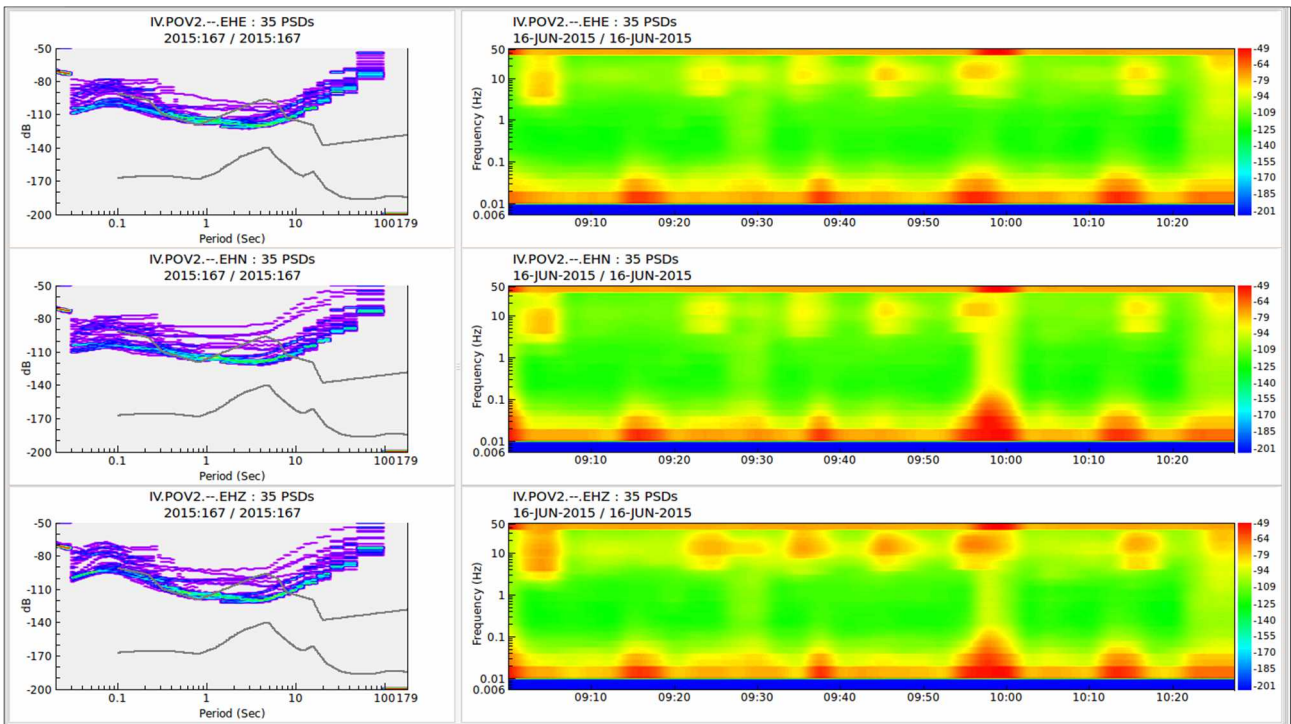
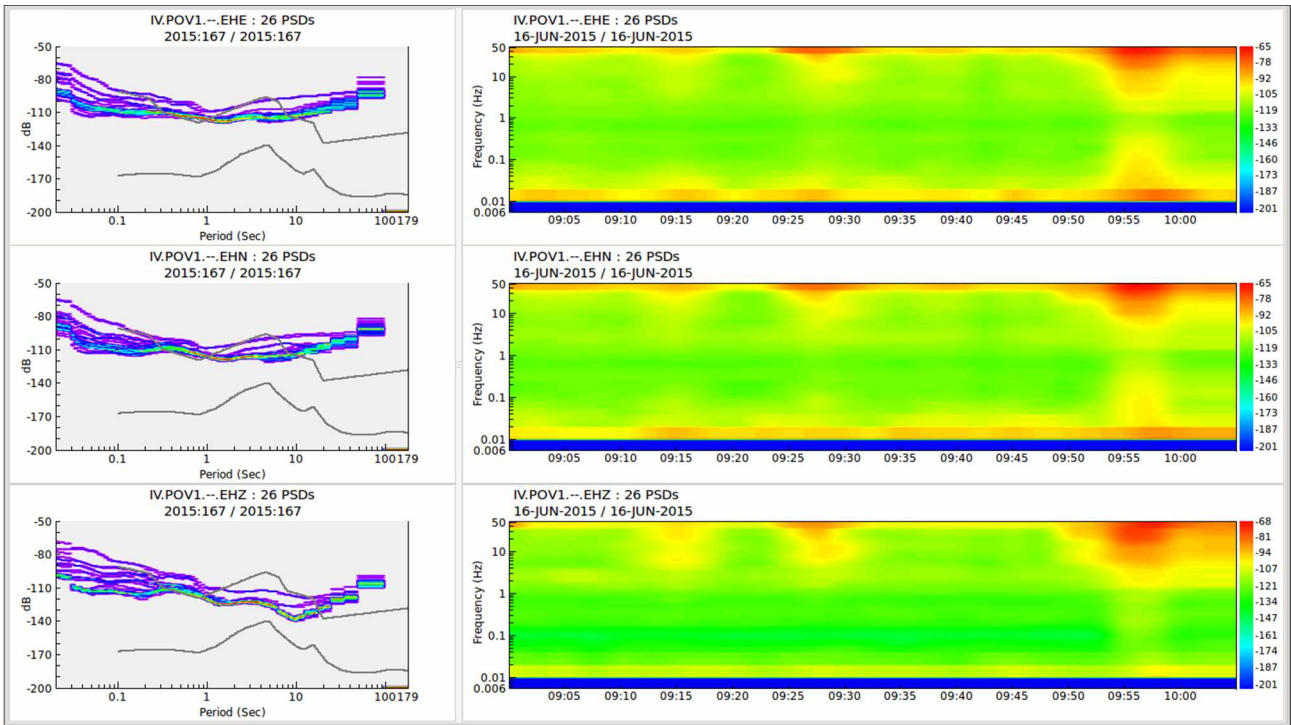
Sulle tracce registrate dalle stazioni temporanee sono state calcolate le PDF dello spettro di potenza finestre di segnale di 300s con sovrapposizione del 50%. I risultati sono mostrati in Fig.23 e in Fig. 24.

Come si vede, tutti i punti di misura si sono rilevati mediamente rumorosi dal punto di vista sismologico, in linea con quanto presente in letteratura per le stazioni installate nell'area della Pianura Padana (Franceschina et al., 2014). In particolare per POV1 si può notare un valore medio della PDF inferiore alla curva NHNM per periodi compresi tra 1s e 10s e paragonabile al NHNM per periodi compresi fra 0.3 e 1s. Per periodi inferiori a 0.3 s, il valor medio osservato è nuovamente inferiore al NHNM. POV2 presenta un andamento analogo ma con una maggiore dispersione degli spettri di potenza, che produce quindi una PDF allargata verso alti valori di rumore. Si noti la macchia rossa sulla destra nei grafici relativi a POV1, che rivela un segnale transiente avvenuto tra le 9:55 e le 10:00, con frequenze proprie comprese tra 5 e 50 Hz. Per quanto riguarda POV2 invece, osservando l'evoluzione nel tempo dell'andamento della PDF (colonna destra) è possibile osservare un aumento dei valori medi di rumore per le frequenze comprese tra 3 e 15 Hz, presumibilmente dovuto a segnali transienti causati dal passaggio dei treni sulla vicina linea ferroviaria (aree rosse in Fig.23, colonna di destra). Il punto di misura POV3

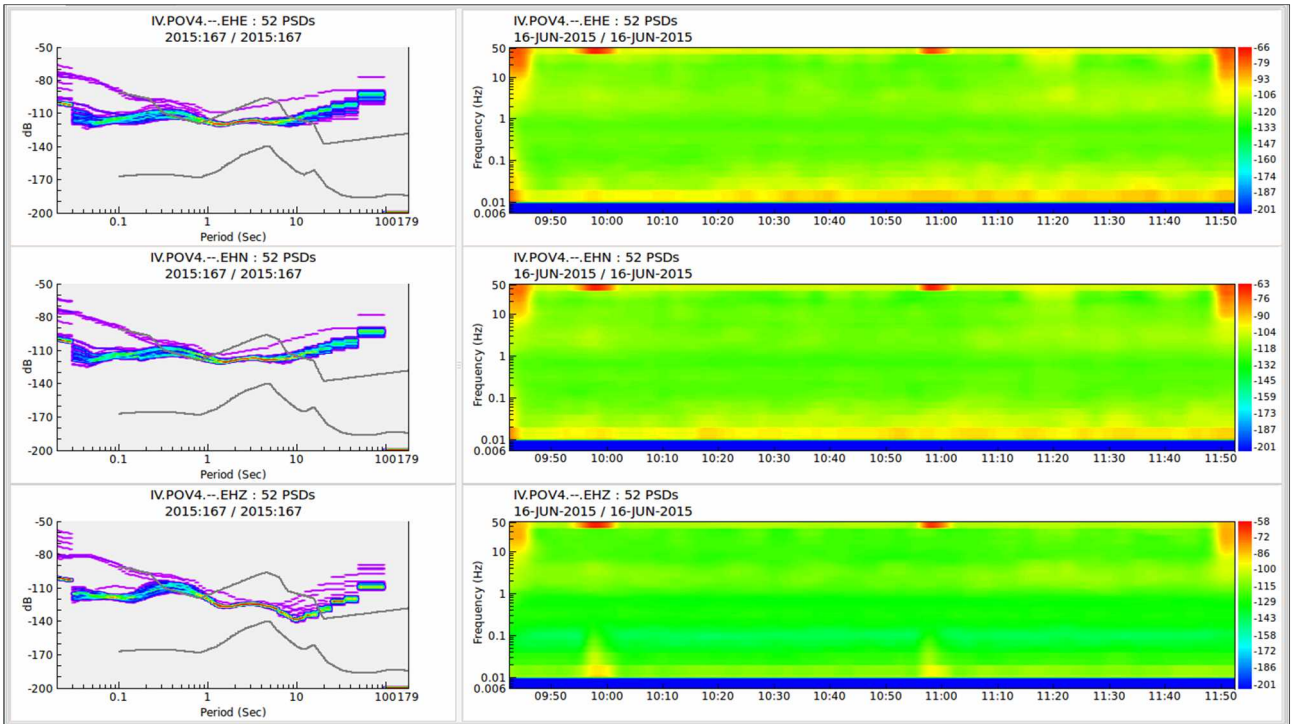
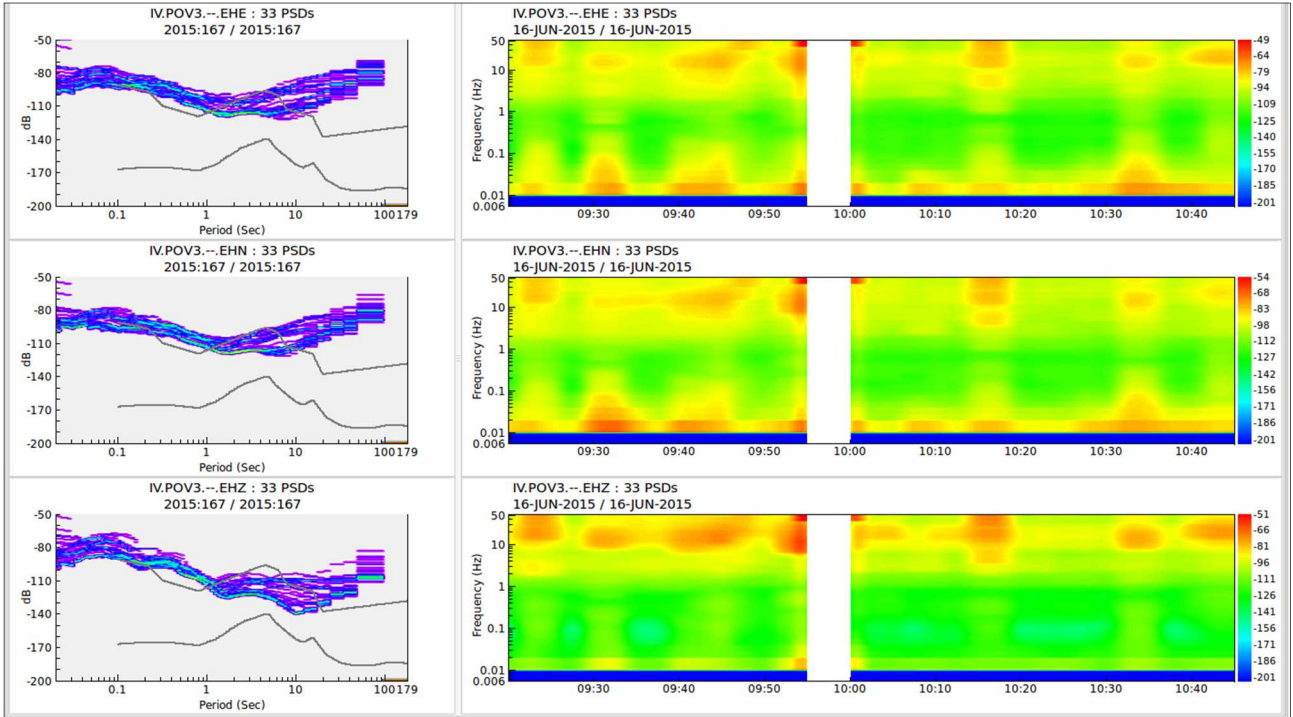


(Fig.24) risulta anch'esso caratterizzato da livelli di rumore ambientale abbastanza alti, con un elevato numero di passaggi di mezzi agricoli pesanti nelle vicinanze della stazione (frequenze proprie tra 10 e 50 Hz). Si noti la banda bianca presente nella colonna di destra di Fig. 24, che stata inserita per non alterare le scale dei colori, dato che intorno alle 9:55 si sono registrate forti distorsioni del segnale causate proprio dal passaggio di diversi mezzi pesanti contemporaneamente. Infine, la misura effettuata nel punto stazione POV4, ha evidenziato che anche nelle ore diurne, quest'area non sembra essere caratterizzata dalla presenza di segnali transienti di particolare energia. Per periodi tra 0.2 e 1s i valori delle curve PDF ricalcano quasi il valore della curva di riferimento NHNM; per periodi tra 1 e 9 s sono all'interno delle curve di riferimento NHNM-NLNM mentre per periodi inferiori a 0.2 s, il livello del rumore ambientale è decisamente al di sotto della curva NHNM.

In generale quindi le misure di rumore sismico ambientale nell'area del Dominio Interno di rilevazione confermano una situazione di elevato livello di disturbo. Si evidenzia inoltre che per i punti POV1 e POV4 situati ad Ovest di S. Pietro in Casale si verificano decisamente meno segnali transienti dovuti a cause antropiche; viceversa per i punti POV2 e POV3, a Est di S. Pietro in Casale si è rilevato in un'ora circa di registrazione un numero decisamente elevato di segnali transienti dovuti ad esempio al passaggio dei treni sulla vicina ferrovia o al passaggio di molti veicoli pesanti coinvolti nelle normali attività agricole/industriali che si svolgono nella zona.



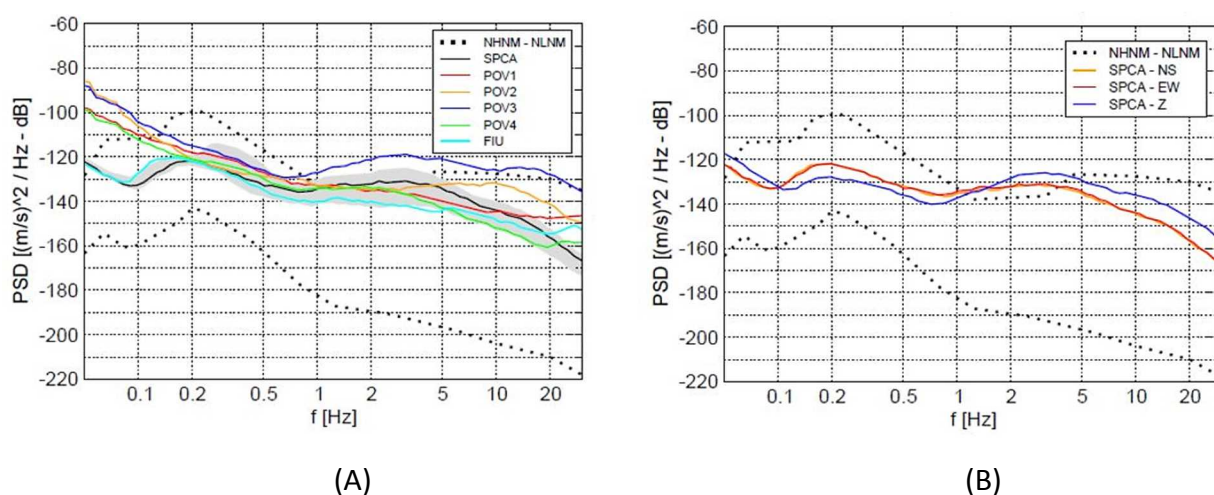
**Fig.23.** Variabilità della distribuzione di probabilità (PDF) dello spettro di potenza (PSD) registrato dalle stazioni temporanee POV1 (in alto) e POV2 (in basso). Dall'alto verso il basso: PDF complessiva delle componenti EW, NS e Z (colonna di sinistra) e PDF oraria delle medesime componenti (colonna di destra).



**Fig.24.** Come in Fig. 23 per le stazioni POV3 (in alto) e POV4 (in basso).

## 6. Rilevazione di eventi sismici.

Le analisi di rumore presentate nel paragrafo precedente sono state impiegate per valutare la sensibilità della rete mediante la simulazione di terremoti sintetici. In Fig. 25A vengono riportate le curve mediane delle PDF ottenute dai dati registrati dalle stazioni temporanee e da SPCA, utilizzando la componente EW del moto. Viene riportata inoltre la curva corrispondente relativa alla stazione della Rete Sismica Nazionale FIU, situata nel Dominio Esteso di Rilevazione (Fig. 4). Trattandosi di una stazione già installata si è deciso di includere FIU nelle analisi di detezione della rete microsismica. Il confronto presentato in Fig. 25A conferma le conclusioni del paragrafo precedente mostrando livelli di rumore inferiori rispetto alla curva NHHM per i siti POV1 e POV4 per frequenze maggiori di 1 Hz. In questa banda di frequenza, POV2 e POV3 mostrano invece livelli di rumore paragonabili al NHHM, mentre SPCA scende al di sotto di tale livello solo per frequenze maggiori di circa 3 Hz. La stazione FIU infine, mostra livelli di rumore ambientale compresi fra quelli di POV1 e POV4. Si noti che in quest'area, le componenti orizzontali presentano livelli di rumore simili, mentre la componente verticale mostra un livello di rumore più elevato (Fig.25B). Le mediane delle PDF relative alla componente EW sono state impiegate per la stima della detezione.



**Fig.25.** Confronto fra lo spettro di potenza del segnale di velocità registrato e le curve standard NHHM – NLNM: **A)** Curve mediane delle PDF misurate alle stazioni SPCA, POV1, POV2, POV3, POV4, FIU (componente EW). L'area grigia è delimitata dal 10° e dal 90° percentile della PDF; **B)** Curve mediane delle PDF misurate alla stazione SPCA utilizzando le tre componenti del moto.

Poiché vengono simulati terremoti di magnitudo non particolarmente elevata, è stato utilizzato un modello a sorgente puntiforme, adottando la forma funzionale prevista da Brune (1970; 1971) per definire lo spettro di Fourier dell'evento. Il modello, ampiamente utilizzato nella pratica ingegneristica quando si intendano trascurare gli effetti di finitezza della faglia e gli effetti di direzionalità della rottura, è completamente definito da due parametri: il momento sismico del terremoto,  $M_0$ , legato alla magnitudo, e la frequenza d'angolo,  $f_c$ , legata alle dimensioni lineari della sorgente. Alternativamente, lo spettro di sorgente può essere definito dai valori di  $M_0$  e della caduta di sforzo,  $\Delta\sigma$ , dato che risulta  $\Delta\sigma \sim M_0 f_c^3$ . È importante notare che lo spettro di



Fourier in velocità presenta un massimo assoluto in corrispondenza della frequenza d'angolo dell'evento. Quest'ultima può essere perciò definita come la frequenza caratteristica delle onde sismiche emesse dalla sorgente. Lo spettro in accelerazione, presenta un andamento proporzionale a  $f^2$  per frequenze minori di  $f_c$  e risulta costante per frequenze superiori. L'applicazione di una legge di scala, che regola il rapporto fra le dimensioni della sorgente ( $M_0$ ) e la dinamica della rottura ( $f_c$ ), consente di ridurre ad uno il numero di parametri necessari per definire lo spettro di sorgente. La legge di scala comunemente impiegata nelle simulazioni a sorgente puntiforme assume che, al variare di  $M_0$ , la caduta di sforzo  $\Delta\sigma$  rimanga costante. In questo lavoro si assume  $\Delta\sigma = 1$  MPa come valore rappresentativo della caduta di sforzo di eventi sismici di magnitudo inferiore a 4.0. L'attenuazione delle onde sismiche viene simulata introducendo un termine moltiplicativo, dipendente dalla frequenza e dalla distanza, nella definizione dello spettro di Fourier, allo scopo di rappresentare gli effetti di diffusione geometrica, di attenuazione anelastica e di dispersione. Secondo un'approssimazione ampiamente utilizzata, l'attenuazione può essere parametrizzata mediante due soli parametri: il fattore di qualità per  $f=1$  Hz,  $Q_0$  (Lay e Wallace 1995), e il parametro di decadimento spettrale,  $k$  (Anderson e Hough, 1984). Complessivamente, l'ampiezza dello spettro di Fourier in velocità delle onde S registrate a distanza ipocentrale  $R$  dalla sorgente viene calcolata dalla relazione:

$$V(f) = \frac{C \cdot M_0}{R} \frac{2\pi \cdot f}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \cdot \exp\left(-\frac{\pi \cdot R}{\beta \cdot Q_0}\right) \cdot \exp(-k\pi f) \quad (1)$$

nella quale  $\beta$  rappresenta la velocità delle onde S e la costante  $C$  dipende da  $\beta$ , dalla densità del mezzo,  $\rho$ , dal fattore di forma della radiazione,  $R_{\theta\phi}$  e dal fattore  $F_s$  che rappresenta l'amplificazione di superficie libera ( $F_s=2$  per stazioni poste in superficie;  $F_s=1$  per stazioni in pozzo).

Il momento sismico è stato ricavato a partire dalla magnitudo locale,  $M_L$ , utilizzando la relazione:

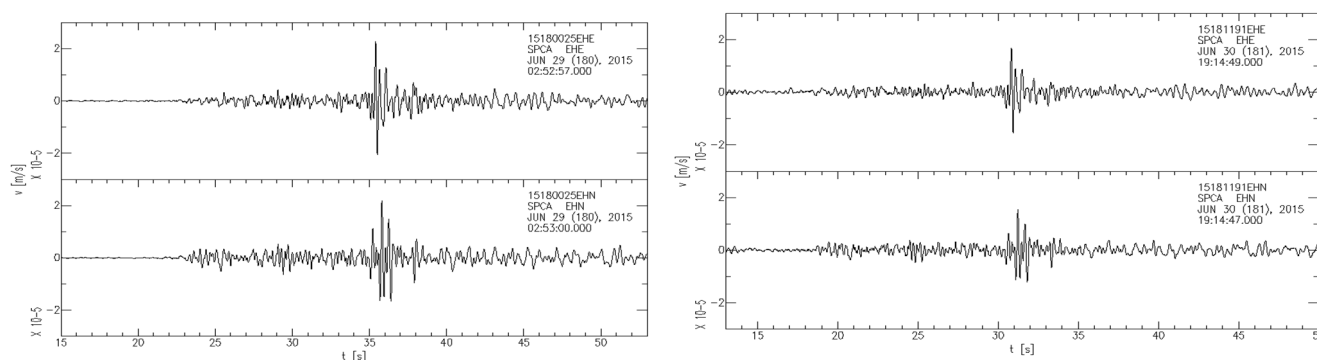
$$\text{Log } M_0 = 1.5 M_L + 9.0 \quad (M_L \geq 3.0) \quad (2)$$

$$\text{Log } M_0 = 1.0 M_L + 10.5 \quad (M_L < 3.0)$$

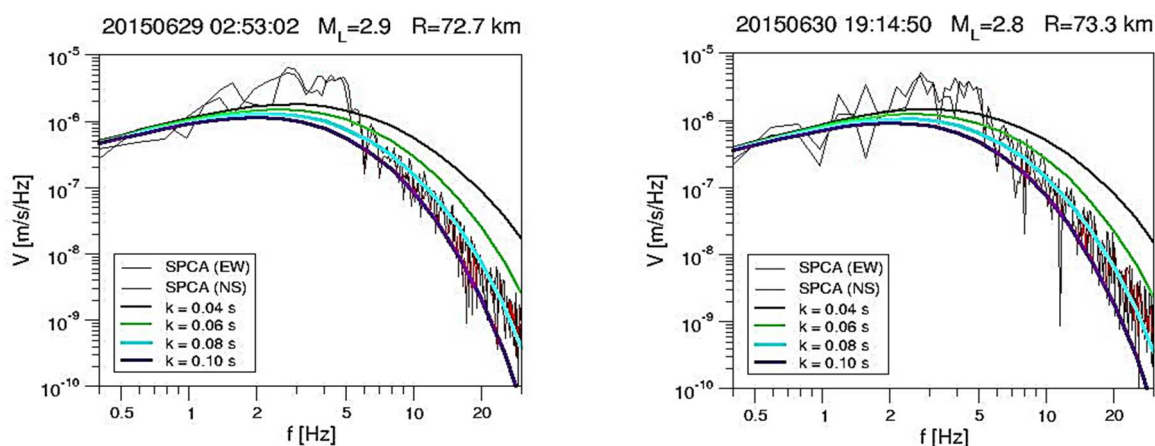
nella quale il tratto corrispondente alle alte magnitudo rappresenta la definizione di magnitudo momento introdotta da Hanks e Kanamori (1979) mentre alle magnitudo inferiori viene adottata una pendenza unitaria, in accordo con gli studi sulle leggi di scala di eventi sismici di bassa magnitudo (Hanks e Boore, 1984).

Per quanto riguarda l'attenuazione, recenti studi relativi all'area in esame indicano  $Q_0 \approx 80$  (Castro et al., 2013) mentre il valore del parametro  $k$  di decadimento spettrale può essere definito sulla base delle informazioni disponibili riguardanti la geologia locale. Gli studi relativi a tale parametro mostrano infatti che  $k$  dipende principalmente dalle condizioni di sito, con valori generalmente variabili tra 0.01 s (siti "rock") e 0.12 s (sedimenti alluvionali profondi), e mostra debole incremento con la distanza epicentrale (dell'ordine di 0.00015 s/km). Considerate le modeste distanze in gioco, in questo studio viene assunto per il parametro  $k$  un valore indipendente dalla posizione della sorgente. L'area di installazione risulta infatti sostanzialmente omogenea e caratterizzata da livelli di attenuazione intermedi, tipici dei sedimenti consolidati. Si

noti che il valore del parametro  $k$  influenza notevolmente la forma dello spettro in alta frequenza producendo un decadimento dell'ampiezza spettrale più o meno accentuato. Una stima realistica di  $k$  risulta quindi fondamentale per poter valutare correttamente il livello di detezione di una stazione sismica. In questo lavoro, il valore di  $k$  è stato fissato sulla base della stima effettuata utilizzando i dati recentemente registrati dalla stazione SPCA, installata nell'area pozzo (vedi paragrafo precedente). Durante il periodo di installazione infatti la stazione ha registrato una sequenza sismica di magnitudo massima  $M_L=3.0$  localizzata dalla RSN a circa 70 km dall'area in esame (<http://iside.rm.ingv.it>). In Fig. 26 sono mostrate le tracce di due eventi della sequenza ben registrati da SPCA e utilizzati per una prima stima di  $k$ . Il confronto fra gli spettri della fase S osservati e simulati mediante l'eq. (1) ha permesso di definire il valore ottimale per il parametro di decadimento spettrale. In Fig. 27 gli spettri della fase S calcolati a partire dalle componenti orizzontali del moto vengono confrontati con le simulazioni ottenute per diversi valori di  $k$ . Per questo parametro è stato quindi impiegato un valore costante pari a 0.08 s in tutte le simulazioni. I valori di  $\beta$  e di  $\rho$  invece, sono stati desunti dal modello 1D di Carannante et al. (2015): sono stati impiegati  $\rho=2.4 \text{ g/cm}^3$  e  $\beta=2.2 \text{ km/s}$ .



**Fig.26.** Sismogrammi registrati dalla stazione SPCA durante i terremoti del 29 giugno 2015 ( $M_L=2.9$ ) (a sinistra) e del 30 giugno 2015 ( $M_L=2.8$ ) (a destra). Vengono mostrate le componenti orizzontali del moto.



**Fig.27.** Confronto fra l'ampiezza dello spettro di Fourier della fase S registrata e simulata alla stazione SPCA per i terremoti del 29 giugno 2015 ( $M_L=2.9$ ) (a sinistra) e del 30 giugno 2015 ( $M_L=2.8$ ) (a destra). Le componenti orizzontali del moto vengono confrontate con le simulazioni ottenute con diversi valori di  $k$ .

## 7. Progettazione della rete microsismica.

L'accuratezza nella stima dei parametri ipocentrali 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 sismico ambientale condiziona ovviamente la possibilità di deteazione 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. Inoltre, in aree caratterizzate da un elevato numero di disturbi di natura antropica il riconoscimento stesso delle fasi può risultare difficoltoso a causa dei numerosi transienti presenti nel segnale registrato (cfr. Fig. 19). Per quanto riguarda la distribuzione delle stazioni, è ben noto che la miglior stima epicentrale può essere realizzata quando le stazioni sono regolarmente distribuite attorno all'epicentro mentre una buona stima della profondità può essere realizzata quando la distanza epicentrale di almeno una delle stazioni non sia superiore alla profondità stessa dell'evento (Kijko, 1977).

Per consentire la localizzazione di eventi fino ad una soglia di magnitudo compresa fra 0 e 1 nel Dominio Interno (DI) di rilevazione, le linee guida MiSE-DGRME (2014) suggeriscono che nell'area superficiale del Dominio Interno 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 dell'area superficiale del Dominio Interno (nell'area pozzo "Santa Maddalena 1dir" - stazione SPCA) e nelle vicinanze dei 4 vertici della medesima area (stazioni POV1, POV2, POV3 e POV4). Le distanze da SPCA sono comprese tra 2.8 e 4.7 km. A completamento della rete è stata poi considerata anche la stazione FIU della Rete Sismica Nazionale, che viene a trovarsi nel Dominio Esteso, a 9.4 km da SPCA.

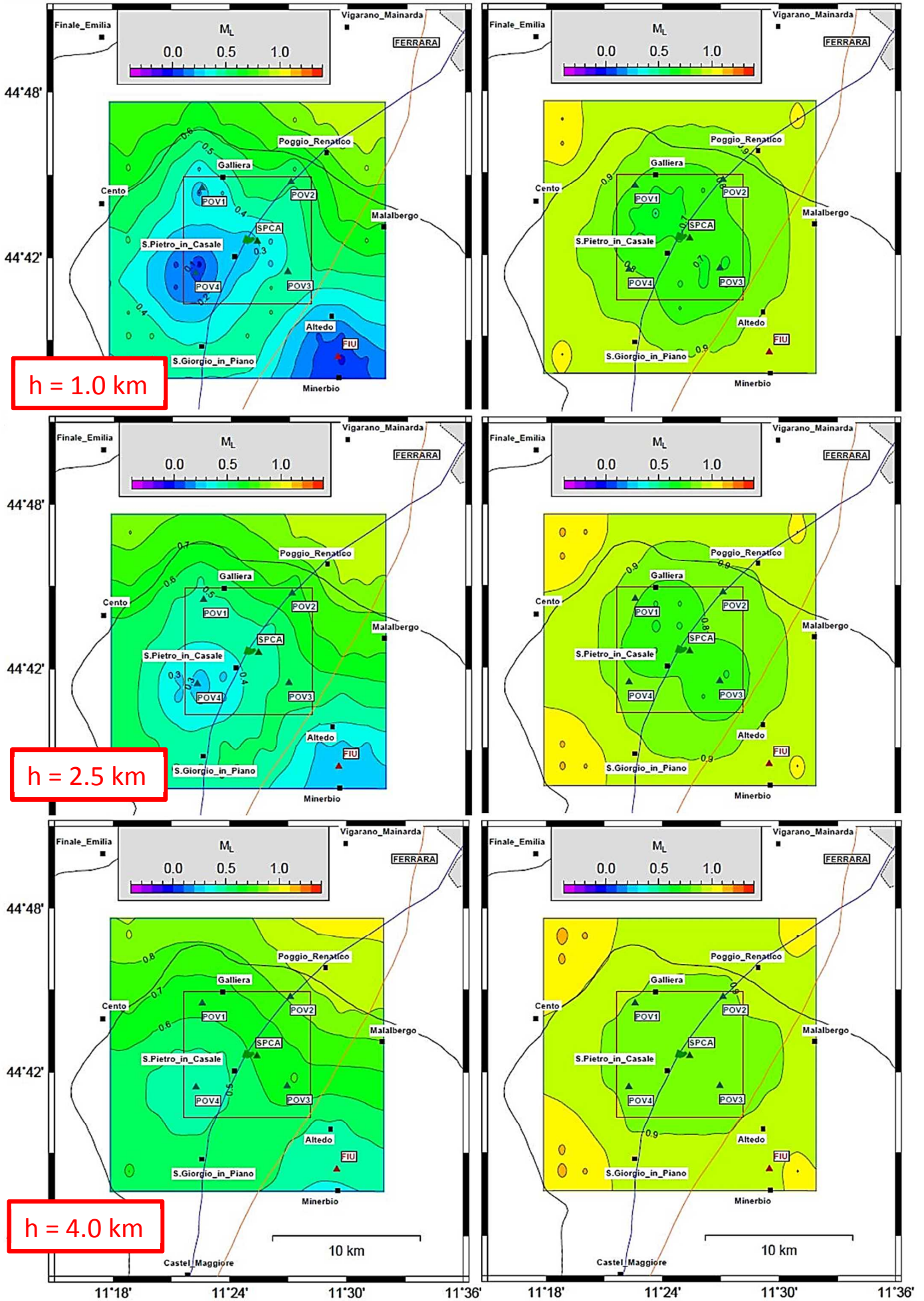
Per effettuare le simulazioni descritte nel paragrafo precedente, le sorgenti sismiche puntiformi sono state poste in corrispondenza di 121 punti di 5 grigliati regolari ricoprenti l'area superficiale del Dominio Esteso ( $18.6 \times 18.6 \text{ km}^2$ ) e posti alle profondità di 1.0; 2.5; 4.0; 6.5 e 9.0 km. Le profondità di 1 km, 4 km e 9 km corrispondono alla profondità del giacimento di Sant'Alberto, al bottom del Dominio Interno e al bottom del Dominio Esteso, rispettivamente. Per ogni sorgente e per ogni stazione sono stati simulati gli spettri di potenza prodotti da eventi sismici di magnitudo locale compresa fra -1.0 e 3.0, utilizzando l'eq. (1) per calcolare l'ampiezza dello spettro di Fourier della fase S, e considerando una durata di 4 s per la stima dello spettro di potenza. L'evento sismico viene considerato identificabile quando si ottiene un rapporto segnale disturbo pari a 5 (corrispondente a 14 dB), considerando il valore massimo dello spettro di potenza del terremoto e il valor medio del PSD del rumore per frequenze maggiori di 1 Hz. Il superamento di questa soglia determina la deteazione dell'evento da parte della stazione sismica in esame. La soglia di deteazione è stata definita quindi come la magnitudo minima affinché un terremoto venga registrato da almeno una stazione della rete. La soglia di localizzazione è definita invece come la magnitudo minima di un terremoto localizzabile. In questo studio, un evento sismico è stato ritenuto localizzabile in caso di deteazione da parte di almeno 3 stazioni della rete. Tale scelta potrà eventualmente essere rivista qualora i parametri di localizzazione stimati in queste condizioni nel Dominio Interno, non fossero ritenuti sufficientemente precisi. In Fig.28 vengono mostrate le soglie di deteazione e di localizzazione ottenute considerando i livelli di rumore ambientale misurati nei 6 siti stazione considerati (cfr. Fig. 25A). Come si vede, la soglia

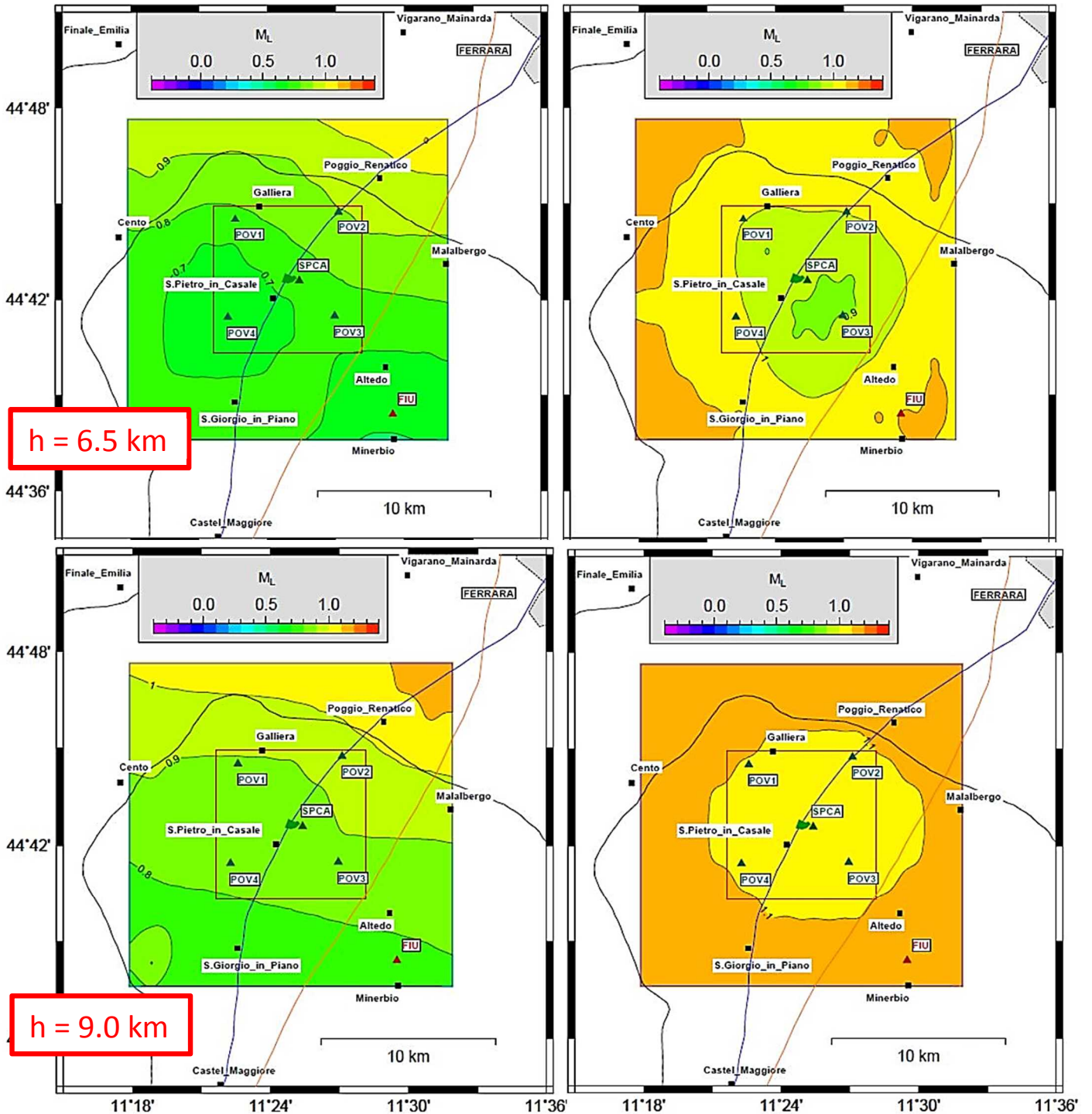
di detezione aumenta con la profondità passando in DI da  $M_L=0.4$  (per  $h = 1$  km) a  $M_L=0.6$  (per  $h = 4$  km). Al bottom di DE si ottengono valori compresi tra 0.8 e 1.1. Il livello di rumore ambientale influenza la soglia di detezione fino a 2-3 km di profondità. Si noti a questo proposito il valore di soglia raggiunto da POV1, POV4 e FIU. La soglia di localizzazione risulta invece distribuita in modo più omogeneo a causa della dipendenza dalla soglia di detezione di più stazioni. Nel Dominio Interno si ottengono valori di  $M_L$  compresi fra 0.8 e 0.9 (per profondità variabili tra 1 e 4 km). Al bottom di DE si ottengono valori compresi tra 1.1 e 1.2. In queste condizioni quindi, la rete non è in grado di assicurare un adeguato livello di rilevazione di eventi sismici in DI. E' necessario considerare infatti che le curve di PSD impiegate per caratterizzare il livello di rumore alle diverse stazioni (cfr. Fig. 25A), si riferiscono ai valori medi delle corrispondenti PDF. Come evidenziato dalle analisi di rumore effettuate, la variabilità del livello di disturbo antropico può produrre un aumento dei valori di PSD fino a 10-20 dB, corrispondente ad un abbassamento della soglia di magnitudo di 0.1-0.2 unità.

Poiché l'area in esame dispone di siti con livelli di rumore ambientale abbastanza favorevoli (cfr POV1 e POV4), è stata presa in considerazione la possibilità di installare le due stazioni POV2 e POV3 in posizioni praticamente coincidenti con quelle del caso precedente ma in siti con livelli di rumore paragonabili a quelli registrati da POV1. In Fig.29 vengono mostrate le soglie di detezione e di localizzazione così ottenute. Come si vede, l'abbassamento del livello di rumore di POV2 e POV3 produce un lieve miglioramento della soglia di localizzazione. Contrariamente al caso precedente, a 4 km di profondità  $M_L$  può raggiungere un valore pari a 0.8 in qualche zona del dominio.

Allo scopo di garantire adeguati livelli di detezione per eventi localizzati in qualunque punto del dominio interno e che possano accadere anche in condizioni rumore ambientale sfavorevoli, si rende perciò necessaria l'installazione di almeno una stazione in pozzo. Le analisi condotte in altre aree della Pianura Padana, caratterizzate dalle medesima geologia locale e da simili livelli di antropizzazione, hanno mostrato che i livelli di rumore ambientale diminuiscono indicativamente con la profondità di circa 10 dB ogni 100 m. Si è ipotizzata quindi una rete costituita dai medesimi siti stazione ma con livelli di rumore definiti come nel caso precedente solo per POV1, POV2, POV3, POV4 e FIU mentre per SPCA è stata considerata una ipotetica installazione in pozzo a 200 m con un tasso di diminuzione del rumore ambientale pari a 0.1 dB/m. I risultati delle simulazioni sono mostrati in Fig. 30. L'abbassamento della soglia di detezione è evidente anche fino a 4 km di profondità. In particolare, con una installazione in pozzo, la stazione SPCA sarebbe in grado di rilevare eventi fino a magnitudo -0.3 in corrispondenza del giacimento di Sant'Alberto e di contribuire in maniera decisiva al generale abbassamento della soglia di localizzazione. Per quest'ultima si ottengono in questo caso valori compresi tra 0.7 e 0.8 passando da 1 a 4 km di profondità. In corrispondenza del giacimento di raggiungerebbe una soglia di localizzazione pari a 0.6. Per quanto riguarda il bottom di DE, si ottiene una soglia di localizzazione compresa tra 0.9 e 1.0 nella zona SE del dominio, grazie alla presenza della stazione FIU. A NW invece la soglia di localizzazione è compresa tra 1.0 e 1.1. Si noti tuttavia che in queste condizioni, la localizzazione di eventi sismici nella parte di dominio esteso non compresa nel dominio interno risulterebbe affetta da notevole errore a causa della distribuzione inadeguata delle stazioni. Per una localizzazione più accurata e per raggiungere una soglia di localizzazione più omogenea anche in DE sarebbe necessaria l'installazione di almeno altre 3 stazioni regolarmente distribuite attorno a SPCA e poste alla stessa distanza di FIU.

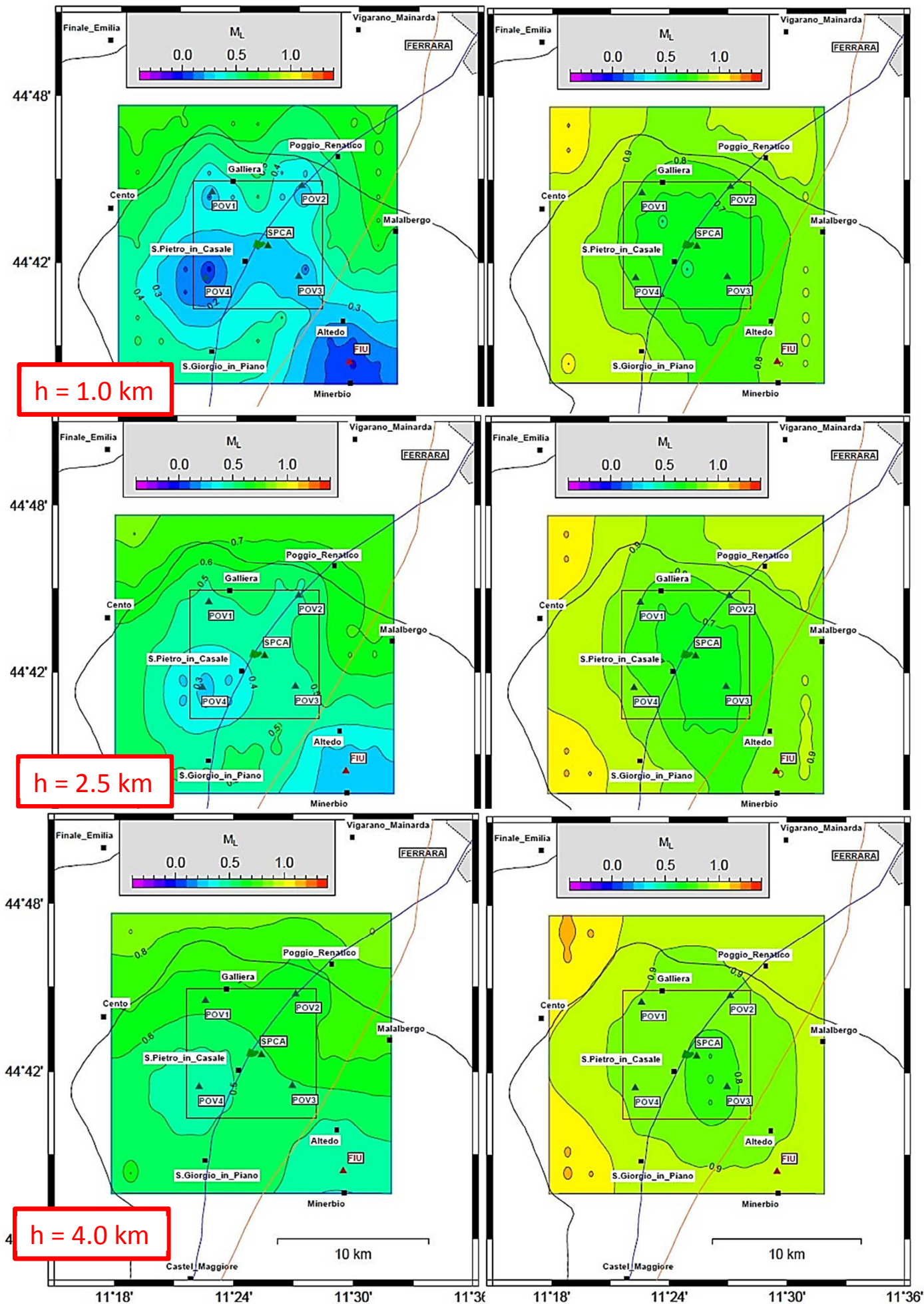




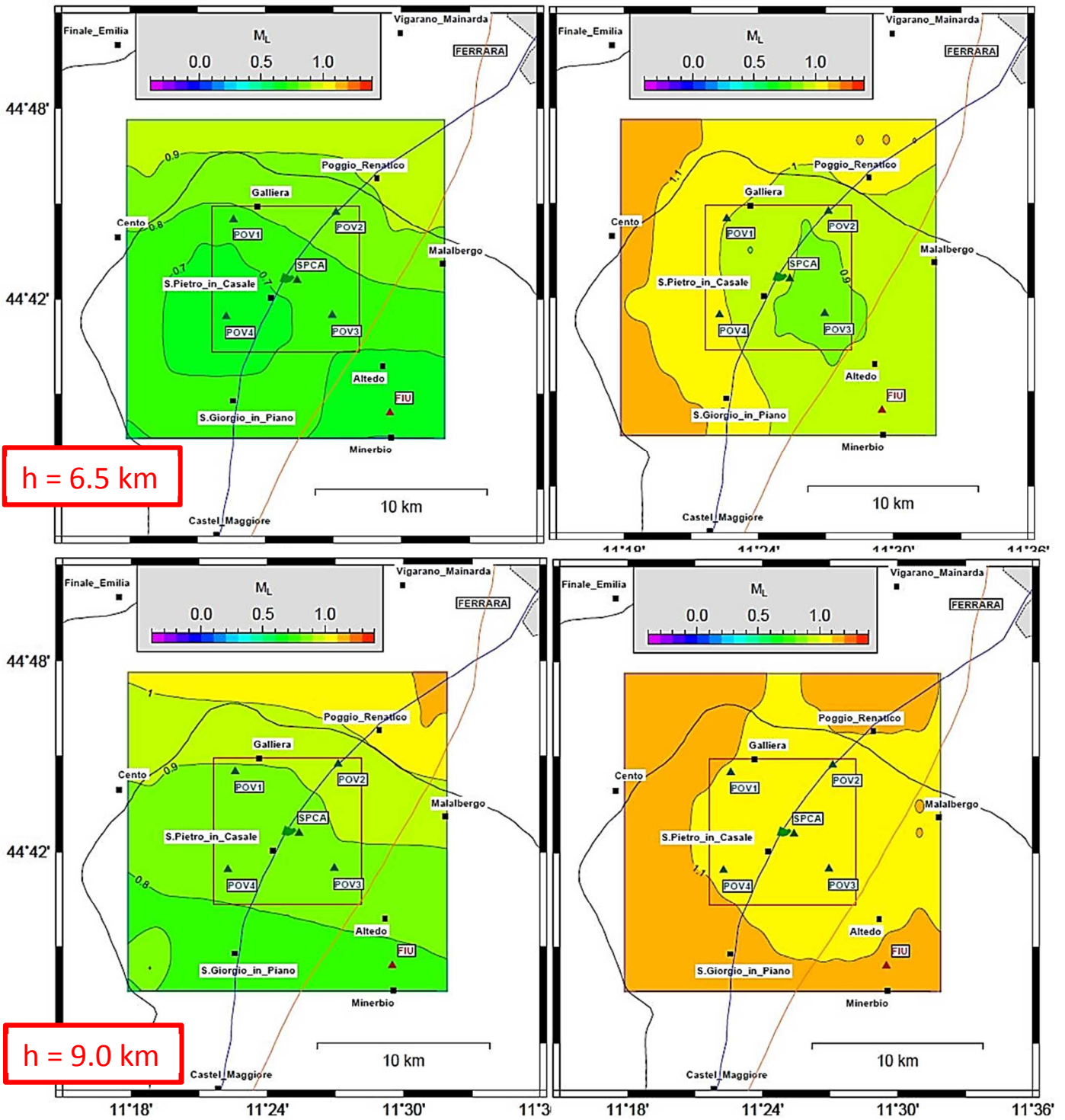


**Fig.28.** Soglia di detezione (riquadri a sinistra) e di localizzazione (riquadri a destra) espressa in unità di magnitudo  $M_L$ . Per ogni stazione della rete microsismica sono stati impiegati i livelli di rumore sismico ambientale osservati. Dall'alto verso il basso, considerando anche i riquadri della pagina precedente: soglie di detezione e di localizzazione per eventi localizzati nel dominio esteso di rilevazione alle profondità di 1.0 km; 2.5 km; 4.0 km; 6.5 km e 9.0 km. La soglia di localizzazione è stata calcolata imponendo la detezione dell'evento sismico di almeno 3 stazioni della rete.

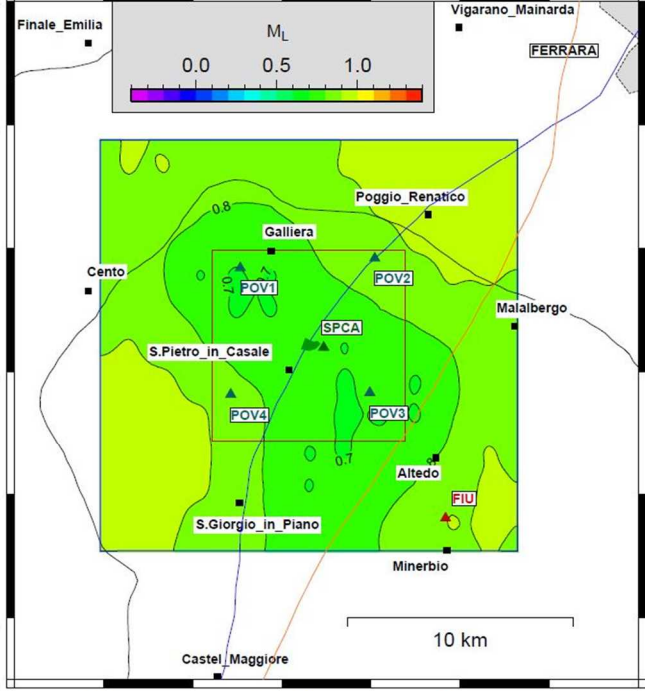
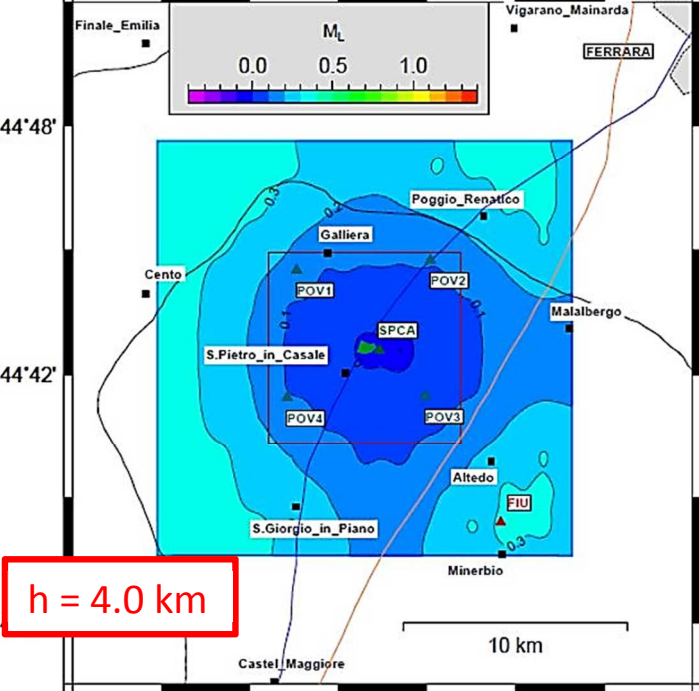
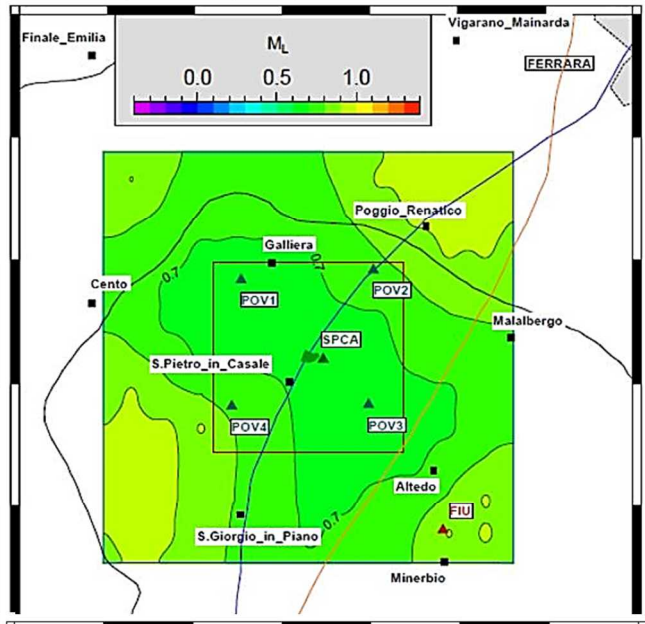
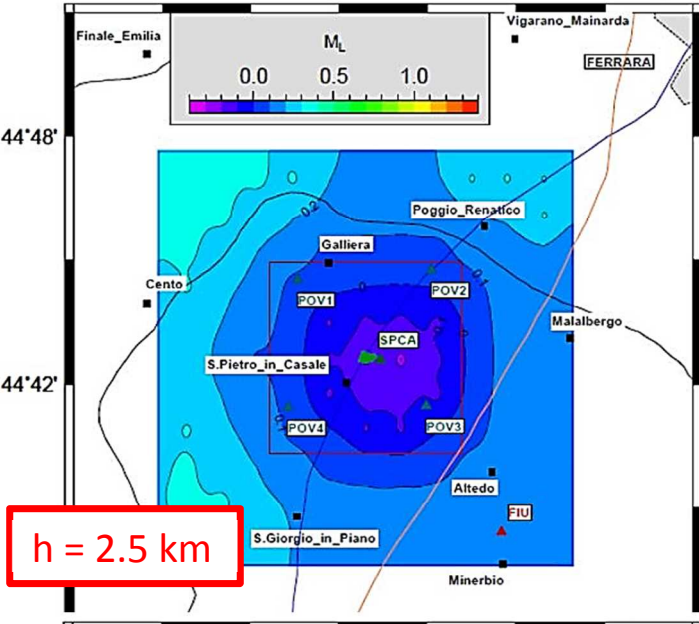
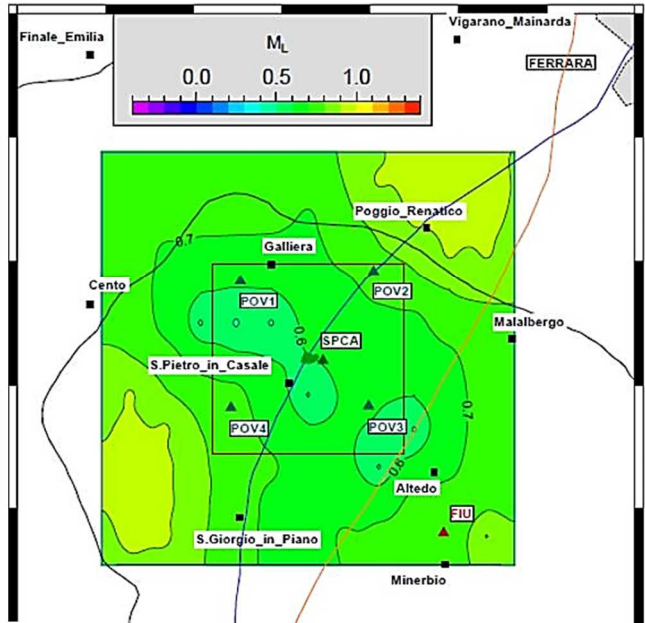
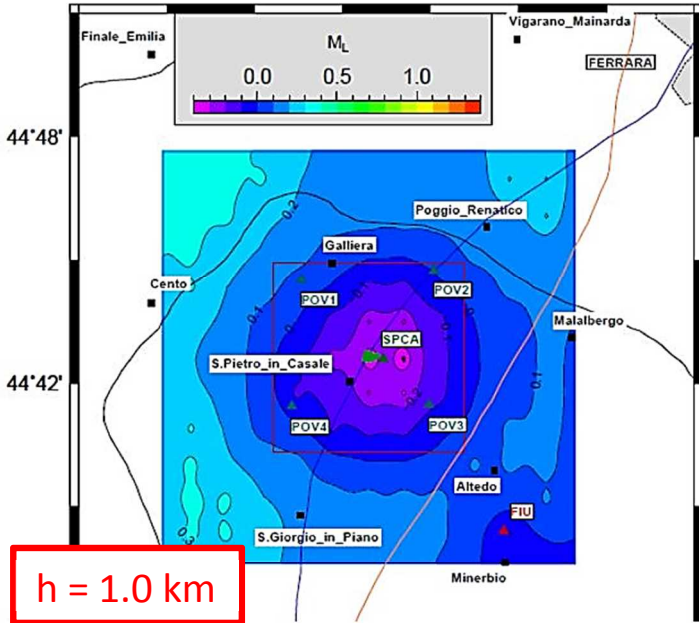




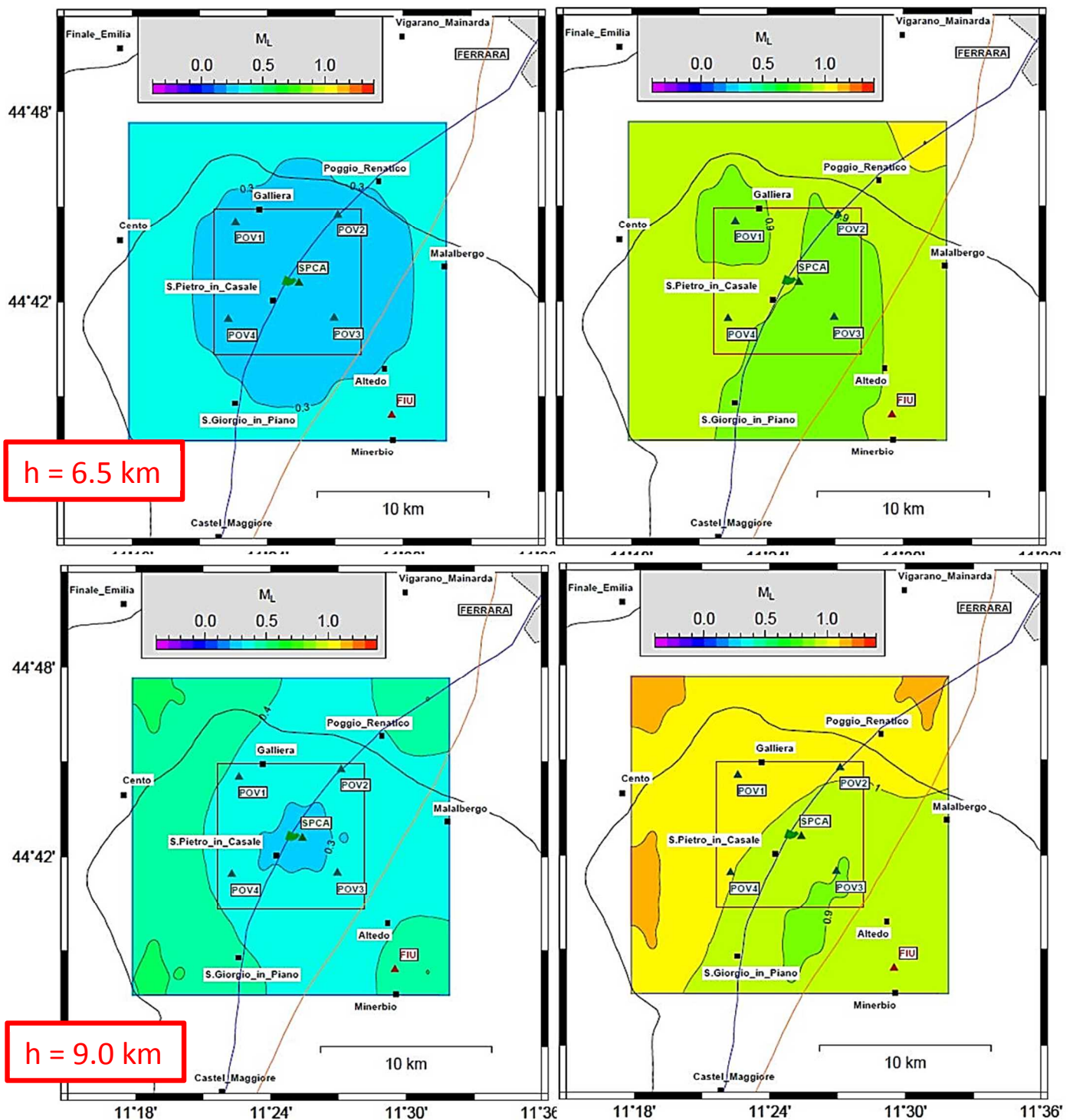




**Fig.29.** Come in Fig. 28 ma con l'impiego di livelli di rumore ambientale alterati. Per le stazioni SPCA, FIU, POV1 e POV4 sono stati impiegati i livelli di rumore sismico ambientale osservati mentre per le stazioni POV2 e POV3 sono stati impiegati i livelli di rumore di POV1.



11°18' 11°24' 11°30' 11°36' 38



**Fig.30.** Come in Fig. 28 ma con l'impiego di livelli di rumore ambientale alterati. Per le stazioni, FIU, POV1 e POV4 sono stati impiegati i livelli di rumore sismico ambientale osservati, per le stazioni POV2 e POV3 sono stati impiegati i livelli di rumore di POV1 mentre per SPCA è stato considerato un ipotetico livello di rumore da stazione in pozzo alla profondità di 200 m. Si è ipotizzato un tasso di diminuzione del livello di rumore con la profondità pari a 0.1 dB/m.



## 8. Acquisizione dei dati.

Al fine di garantire un monitoraggio sismico in linea con quanto previsto delle linee guida MiSE-DGRME (2014), le stazioni sismiche che compongono la rete sismica devono avere una trasmissione dati in tempo reale presso il centro di acquisizione e, inoltre, devono essere integrate con le stazioni sismiche già presenti sul territorio dedicate al monitoraggio nazionale e/o regionale.

Tutti gli acquisitori sismici a 24bit, presenti oggi sul mercato, hanno la possibilità di acquisire in continuo e di trasmettere i dati in tempo reale, utilizzando una connessione dati basata sul protocollo TCP/IP. La scelta quindi del vettore di trasmissione dati deve avere questa caratteristica.

I sistemi possibili appartengono essenzialmente a tre tipologie in funzione del tipo di collegamento e dei costi:

- 1) via cavo utilizzando connessioni ADSL per ciascuna stazione
- 2) via satellite, nel senso stretto del termine, cioè con un link antenna satellitare sulle stazione con antenna satellitare all'hub del provider che reindirizza i dati presso il centro di acquisizione con una connessione terrestre dedicata. Nell'ultimo anno sono state realizzate numerose connessioni ADSL basate su antenne satellitari presente sul sito remoto date in comodato d'uso all'utente finale
- 3) via router UMTS/3G o WIFI, utilizzando onde radio.

Con uno studio di dettaglio della logistica, del budget e della stabilità delle coperture dei segnali è possibile effettuare una scelta congrua alle esigenze del MiSE. Grazie all'installazione della stazione SPCA è stato già possibile collaudare almeno la connessione UMTS con buon successo.

Considerato il contesto geologico e l'elevato livello di antropizzazione dell'area monitorata, si ritiene opportuno impiegare come sensori sismici esclusivamente strumenti a corto periodo. Infatti, la scelta di utilizzare un sensore broad band in superficie in pianura padana potrebbe non apportare quei miglioramenti alla rete, necessari per raggiungere le soglie di detezione indicate. Viceversa, considerando anche l'aspetto economico legato alle diverse tipologie di installazione, l'installazione di un sensore a corto periodo (1s) in pozzo (borehole) ad una profondità di almeno 200 m, avrebbe sicuramente un'efficacia maggiore ai fini del raggiungimento degli obiettivi indicati delle linee guida del MiSE.

L'installazione dei sensori accelerometrici è invece sicuramente auspicabile nel contesto della Pianura Padana e, al fine di una riduzione dei costi che non comprometta la qualità delle analisi sismologica effettuabili, potrebbe essere conveniente utilizzare accelerometri con tecnologia MEMS (Micro Electro-Mechanical Systems), utilizzati con successo anche per la Rete Sismica Nazionale.

Tutte le stazioni dovranno essere alimentate da un sistema di batterie tampone ricaricate o dalla linea elettrica 220V o da un sistema di pannelli solari. Nel caso di alimentazione elettrica, il sistema dovrà prevedere la presenza di scaricatori a terra per ridurre il rischio di folgorazioni da fulmini, oltre ad alloggiamenti adeguati alle norme di sicurezza. Nel caso invece di pannelli solari

sarà sufficiente un buon sistema di messa a terra. I pannelli dovranno essere dimensionati in base ai consumi elettrici previsti in funzione delle condizioni climatiche peggiori.

A titolo di esempio, in Fig. 31 viene mostrata l'installazione di una stazione simile a quelle che potrebbero costituire la rete microsismica. Si tratta in questo caso di una installazione effettuata in provincia di Piacenza per la quale è stato necessario installare 3 pannelli solari e realizzare un piccolo manufatto a norma. La stazione stessa è alloggiata in un armadio standard a norma.



**Fig.31.** Esempio di stazione sismica installata in provincia di Piacenza con un sistema di alimentazione con pannelli solari. Al centro è visibile il pozzetto in cemento prefabbricato con coperchio che contiene il sensore sismico, isolato dagli agenti atmosferici e dagli sbalzi di temperatura e pressione; a sinistra l'armadio a norma IP66 contenente tutti i componenti della stazione sismica, collegato con un corrugato interrato sia al pozzetto sia al supporto dei pannelli solari. Nella foto di destra si può osservare il dettaglio della stazione sismica alloggiata in un armadio standard a norma.

L'acquisizione dati delle singole stazioni potrà essere eseguita utilizzando un software standard, in uso presso gran parte dei centri internazionali di ricerca sismologica: Seedlink (<http://ds.iris.edu/ds/nodes/dmc/services/seedlink/>) che supporta il protocollo TCP/IP.

In tal modo, i dati vengono quindi acquisiti nel formato standard MSeED (<https://ds.iris.edu/ds/nodes/dmc/data/formats/>) di facile integrazione con i dati della Rete Sismica Nazionale dell'INGV. Il vantaggio di utilizzare questo software, oltre alla sua enorme diffusione nel mondo scientifico, con conseguente validazione, è la sua natura Open Source, basata su piattaforme Linux.

Oltre a Seedlink, che assicura la creazione del data set dei dati in continuo presso il centro di acquisizione dati, si potrà impiegare un altro software, Earthworm (<http://www.earthwormcentral.org/>), anch'esso di natura Open Source, basato su sistemi Linux, e ampiamente diffuso ed utilizzato presso i maggiori centri di acquisizione dati sismici internazionali, per eseguire in tempo reale una serie di elaborazioni standard sui dati che

vengono acquisiti (localizzazione automatica di eventi sismici, calcolo della magnitudo, calcolo di parametri di scuotimento quali PGA e PGV)

Presso la sezione di Milano dell'INGV, verrebbe configurato ad hoc un server per l'acquisizione dei dati della rete microsismica e dei dati delle stazioni limitrofe della Rete Sismica Nazionale (Seedlink) e per l'analisi della sismicità (Earthworm). Verrà creato un archivio delle forme d'onda in continuo con file giornalieri suddivisi per le singole stazioni e le singole componenti in formato mseed mentre le forma d'onda degli eventi saranno archiviate nel formato SAC (<http://ds.iris.edu/ds/nodes/dmc/software/downloads/sac/>) anch'esso standard presso tutti i centri internazionali che gestiscono reti sismiche.



## 9. Conclusioni

A seguito della richiesta di integrazione all'istruttoria di VIA per la messa in produzione del pozzo SM1d della concessione di coltivazione "Sant'Alberto" da parte del Ministero dell'Ambiente, in questo rapporto è stato eseguito uno studio di approfondimento sulla individuazione di eventuali faglie attive adiacenti (entro 3 km) o prossime (entro 15 km) al giacimento ed è stato valutato un progetto per la realizzazione di una rete di monitoraggio microsismico che soddisfi i requisiti indicati dal documento del Ministero dello Sviluppo Economico "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).

Per quanto riguarda il primo aspetto, le ricerche compiute hanno sostanzialmente evidenziato che l'intera struttura del giacimento di Sant'Alberto è localizzata sul back-limb di una struttura di anticlinale di rampa già evidenziata da lavori di letteratura precedenti, e non sembra essere stata interessata dagli eventi della sequenza emiliana del 2012 descritti anche dai lavori di letteratura più recenti mentre, per quanto riguarda il secondo, sono stati individuati i seguenti punti:

- 1) L'area di monitoraggio, caratterizzata da intensa antropizzazione, presenta livelli di rumore sismico ambientale piuttosto elevati, con valori di PSD paragonabili a quelli delle curve di riferimento High Noise Model di Peterson (1993).
- 2) Considerando i livelli medi di rumore osservati e una rete di stazioni minimale costituita da 5 stazioni disposte all'interno dell'area superficiale del Dominio Interno (DI) di rilevazione (cfr. Fig.22) integrate dalla stazione FIU della RSN presente nelle vicinanze, si ottengono in DI (a profondità variabili tra 1 e 4 km) valori di magnitudo di localizzazione compresi fra  $M_L = 0.8$  e  $M_L = 0.9$ . Al bottom del Dominio Esterno ( $h=9$  km), si ottengono invece valori compresi fra  $M_L = 1.1$  e  $M_L = 1.2$ . E' necessario considerare tuttavia che la variabilità del livello di disturbo antropico può produrre un aumento dei valori di PSD fino a 10-20 dB, corrispondente ad un abbassamento della soglia di magnitudo di 0.1-0.2 unità.
- 3) L'installazione di almeno una stazione in pozzo (200 m) possibilmente localizzata in prossimità dell'area pozzo SM1d, e una accurata ricerca di siti caratterizzati da livelli contenuti di rumore ambientale, migliora sensibilmente la soglia di localizzazione consentendo di raggiungere al bottom nel Dominio Interno valori compresi fra 0.7 e 0.8. In tal caso, per eventi localizzati in corrispondenza del giacimento si raggiungerebbe una soglia di detezione pari a  $M_L = -0.3$ .
- 4) L'abbassamento di una unità della magnitudo di completezza ottenuta attualmente con le reti regionali operanti nell'area può essere realizzato solo con l'installazione di almeno altre 3 stazioni nel Dominio Esteso di rilevazione.

## Referenze

- Anderson J.G., Hough S. (1984). A model for the shape of Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies, *Bull. seism. Soc. Am.*, 74, 1969-1994.
- Franceschina, G., Augliera, P., Lovati, S. & M. Massa (2014). Surface seismic monitoring of a natural gas storage reservoir in the Po Plain (Northern Italy). *Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata (submitted)*.
- Basili R., G. Valensise, P. Vannoli, P. Burrato, U. Fracassi, S. Mariano, M.M. Tiberti, E. Boschi (2008). The Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), version 3: summarizing 20 years of research on Italy's earthquake geology, *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2007.04.014
- Bennett, R. A., E. Serpelloni, S.Hreinsdóttir, M. T. Brandon, G. Buble, T. Basic, G. Casale, A. Cavaliere, M. Anzidei, M. Marjonovic, G. Minelli, G. Molli, and A. Montanari (2012). Syn-convergent extension observed using the RETREAT GPS network, northern Apennines, Italy, *J. Geophys. Res.*, 117, B04408, doi: 10.1029/2011JB008744.
- Bertello F., R. Fantoni, R. Franciosi, V. Gatti, M. Ghielmi, and A. Pugliese (2010). From thrust and fold belt to foreland: hydrocarbon occurrences in Italy, in B.A. Vining and S.C. Pickering (Eds.), *Petroleum Geology: From Mature Basin to New Frontiers*, Proceedings of the 7th Petroleum Geology Conference, *Geol. Soc.*, p. 113-126.
- Boccaletti, M., Bonini, M., Corti, G., Gasperini, P., Martelli, L., Piccardi, L., Tanini, C., Vannucci, G. (2004) Carta simotettonica della regione Emilia Romagna, 1:250.000 e note illustrative. SELCA Editore, Firenze.
- Bonini, L., Toscani, G., Seno, S. (2014). Three-dimensional segmentation and different rupture behavior during the 2012 Emilia seismic sequence (Northern Italy). *Tectonophysics*, 630, 33-42.
- Brune J.N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophysical Res.*, 75, 4997-5009.
- Brune J.N. (1971). Correction, *J. Geophysical Res.*, 76, 5002.
- Carannante S., Argnani A., Massa M., D'Alema E., Lovati S., Moretti M, Cattaneo M., Augliera P. (2015). The May 20 (MW 6.1) and 29 (MW 6.0), 2012, Emilia (Po Plain, northern Italy) earthquakes: New seismotectonic implications from subsurface geology and high-quality hypocenter location, *Tectonophysics*, Available online 6 June 2015, ISSN 0040-1951, <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.05.015>
- Carminati, E., Lustrino, M., & Doglioni, C. (2012). Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints. *Tectonophysics*, 579, 173-192.
- Castro, R. R., Pacor, F., Puglia, R., Ameri, G., Letort, J., Massa, M. & L. Luzi (2013). The 2012 May 20 and 29, Emilia earthquakes (Northern Italy) and the main aftershocks : S-wave attenuation, acceleration source functions and site effects, *Geophys. J. Int.*, 195, 1, 597-611, doi: 10.1093/gji/ggt245.
- Casero P, Rigamonti A, Iocca M (1990) Paleogeographic relationships during cretaceous between the northern Adriatic area and the eastern Southern Alps. *Mem Soc Geol It* 45:807–814 23
- Casero, P. (2004). Structural setting of petroleum exploration plays in Italy. *Ital. Geol. Soc. Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence-2004*. 189.
- Cassano E., Anelli L., Fichera V., Cappelli V. (1986). Pianura Padana. Interpretazione integrata di dati geofisici e geologici. *73° Congr. Soc. Geol. Ital.*, Roma, 29 September–4 October 1986, AGIP, S. Donato Milanese, Milano, p. 27.

- Chiarabba, C., Jovane, L., & DiStefano, R. (2005). A new view of Italian seismicity using 20 years of instrumental recordings. *Tectonophysics*, 395(3), 251-268.
- Chiarabba, C., De Gori, P., Improta, L., Lucente, F. P., Moretti, M., Govoni, A., Di Bona, M., Margheriti, L., Marchetti, A., Nardi, A. (2014). Frontal compression along the Apennines thrust system: The Emilia 2012 example from seismicity to crustal structure. *Journal of Geodynamics*, 82, 98-109.
- Consiglio Nazionale delle Ricerche (1992). Structural model of Italy and gravity map, scale 1:500000, in: *Progetto Finalizzato Geodinamica, Quad. Ric. Sci.*, vol. 114, 1 pp., Rome.
- 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 (2010). Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.1.1: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas. <http://diss.rm.ingv.it/diss/>, © INGV 2010 - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia - All rights reserved; DOI:10.6092/INGV.IT-DISS3.1.1
- 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(1), 197-209.
- 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*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2014.02.013>.
- Hanks T.C., Boore D.M. (1984). Moment-magnitude relations in theory and practice. *J. Geophysical Res.*, 89, 6229-6235.
- Hanks T.C., Kanamori H. (1979). A moment magnitude scale, *J. Geophysical Res.*, 84, 2348-2350.
- ISIDe Working Group (INGV, 2010), Italian Seismological Instrumental and parametric database: <http://iside.rm.ingv.it>
- Kijko, A. (1977). An algorithm for the optimum distribution of a regional seismic network. *Pageoph*, 115, 999-1009.
- Lay T., Wallace T.C. (1995). Modern global seismology, *International Geophysics Series*, 58, Academic Press, San Diego (USA), 521 pp.
- MATTM (2014). Ministero dell’Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare –Valutazioni Ambientali, Concessione di coltivazione idrocarburi S. Alberto – Realizzazione opere per la messa in produzione del pozzo Santa Maddalena 1 dir, <http://www.va.minambiente.it/it-IT/Oggetti/Documentazione/1511/2328>



- MATTM (2015). Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare - D.G. Valutazioni e Autorizzazioni Ambientali. DVA2015-0010351-16/04/2015, <http://www.va.minambiente.it/it-IT/Oggetti/MetadatoDocumento/133038>
- Maesano F.E., D'Ambrogio C, Burrato P., Toscani G. (2015), Slip-rates of blind thrusts in slow deforming areas: Examples from the Po Plain (Italy), *Tectonophysics*, Volume 643, Pages 8-25, ISSN 0040-1951, <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2014.12.007>.
- McNamara, D. E., Boaz, R.I. (2005). Seismic Noise Analysis System, [Power Spectral Density Probability Density Function: Stand-Alone Software Package](#), United States Geological Survey Open File Report, NO. 2005-1438, 30pp.
- McNamara, D. E., Benz, H.M., Leith, W. (2005). [An Assessment of Seismic Noise Levels for the ANSS Backbone and Selected Regional Broadband Stations](#), United States Geological Survey, Open-File Report, NO. 2005-1077, 19pp.
- McNamara, D.E., Buland R.P. (2004). Ambient Noise Levels in the Continental United States, *Bull. seism. Soc. Am.*, 94, 1517-1527.
- MiSE-DGRME (2006). Ministero dello Sviluppo Economico – Direzione Generale per le Risorse Minerarie ed Energetiche – Istanze, Istanza di Concessione di Coltivazione in Terraferma “S.Alberto”, <http://unmig.sviluppoeconomico.gov.it/unmig/istanze/dettaglio.asp?cod=158&numerofasi=4>
- MiSE-DGRME (2014). Ministero dello Sviluppo Economico – Direzione Generale per le Risorse Minerarie ed Energetiche - Gruppo di lavoro CIRM, Indirizzi e linee guida per il monitoraggio della sismicità, delle deformazioni del suolo e delle pressioni di poro nell'ambito delle attività antropiche, Roma, 24/11/2014, [http://unmig.sviluppoeconomico.gov.it/unmig/agenda/upload/85\\_238.pdf](http://unmig.sviluppoeconomico.gov.it/unmig/agenda/upload/85_238.pdf)
- 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. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 105(2a), doi: 10.1785/0120140204.
- 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*, 2015, doi: 10.1007/s00024-014-1022-5.
- Pezzo, G., Boncori, J. P. M., Tolomei, C., Salvi, S., Atzori, S., Antonioli, A., Giuliani, R. (2013). Coseismic deformation and source modeling of the May 2012 Emilia (Northern Italy) earthquakes. *Seismological Research Letters*, 84(4), 645-655.
- Picotti, V., Pazzaglia, F. J. (2008). A new active tectonic model for the construction of the Northern Apennines mountain front near Bologna (Italy). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 113(B8).
- Pieri M., Groppi G. (1986). Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy. P.F. *Geodinamica*, publ., 414 (1981), p. 23.
- Peterson (1993). Observation and modelling of seismic background noise, *U.S.G.S. Tech. Rept.*, 93-322, 1-95.
- Po Valley Operations (2014a). “Concessione di Coltivazione di Idrocarburi S. Alberto” - Opere per la messa in produzione del giacimento S.Alberto, PROGETTO DEFINITIVO – Relazione Tecnica Istanza di Concessione di Coltivazione, 51 pp., <http://www.va.minambiente.it/it-IT/Oggetti/MetadatoDocumento/124977>

Po Valley Operations (2014b). "Concessione di Coltivazione di Idrocarburi S. Alberto" - Opere per la messa in produzione del giacimento S.Alberto, STUDIO DI IMPATTO AMBIENTALE – Quadro Progettuale, 35 pp., <http://www.va.minambiente.it/it-IT/Oggetti/MetadatoDocumento/124979>

RER, ENI-Agip (1998). Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia-Romagna, Publication Regione Emilia Romagna.

Schorlemmer, D, Mele, F., Marzocchi, W. (2010). A completeness analysis of the National Seismic Network of Italy, J. Geophys. Res., 115, B04308, doi: 10.1029/2008JB006097.

Vannoli, P., Burrato, P., Valensise, G. (2014). The seismotectonics of the Po Plain (northern Italy): tectonic diversity in a blind faulting domain. Pure and Applied Geophysics, 1-38.

ViDEPI Project (Visibility of petroleum exploration data in Italy, <http://unmig.sviluppoeconomico.gov.it/videpi/videpi.asp>)