

Concessione di coltivazione CASA TONETTO:  
messa in produzione del pozzo Sant'Andrea 1 dir ST

Studio di fattibilità per la realizzazione  
della rete di monitoraggio microsismico  
del giacimento di Sant'Andrea (TV)



ISTITUTO NAZIONALE DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA

Sezione di Milano

Via A. Corti, 12 – 20133 Milano

*Milano, 30 Novembre 2015*

ISTITUTO NAZIONALE DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA

Sezione di Milano

Concessione di coltivazione Casa Tonetto:  
messa in produzione del pozzo  
Sant'Andrea 1 dir ST.

Studio di fattibilità per la realizzazione  
della rete di monitoraggio microsismico  
del giacimento di Sant'Andrea (TV).

Rapporto redatto da:

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

Il Direttore della Sezione INGV: P. Augliera

*Rapporto Tecnico INGV-MI*

*Milano, 30 Novembre 2015*

## INDICE

1. Introduzione .....	1
2. Definizione dell'area di monitoraggio .....	3
3. Inquadramento geologico e modelli di velocità delle onde sismiche .....	6
4. Installazione di un sensore di superficie in area pozzo .....	11
5. Valutazione del rumore sismico ambientale .....	15
6. Rilevazione di eventi sismici .....	22
7. Progettazione della rete microsismica .....	28
8. Acquisizione dei dati .....	38
9. Conclusioni .....	41
<i>Referenze</i> .....	42

## 1. Introduzione

La concessione di coltivazione di idrocarburi denominata “Casa Tonetto”, conferita dal Ministero per lo Sviluppo Economico ad Apennine Energy S.p.A. su parte dell’area del Permesso di Ricerca “Carità” (MiSE-DGS-UNMIG, 2015a), interessa un’area di 4.5 Km<sup>2</sup> situata in provincia di Treviso nei comuni di Nervesa della Battaglia, Spresiano e Susegana (MiSE-DGS-UNMIG, 2015b).

L’attività esplorativa condotta da Apennine Energy nell’area del suddetto permesso di ricerca, ha consentito di individuare un giacimento di gas metano per il quale si è deciso di procedere con la messa in produzione del pozzo denominato “Sant’Andrea 1 dir ST” (SA1dST). La corrispondente area pozzo è situata nella zona industriale del comune di Nervesa della Battaglia (15 Km a Nord di Treviso) a ridosso della linea ferroviaria dismessa Montebelluna-Conegliano. Il sito viene a trovarsi a circa 1 Km dal corso del fiume Piave e a 0.5 Km dalla S.S.13 Pontebbana e dalla linea ferroviaria Venezia-Udine. L’autostrada A27 dista 4 Km dall’area pozzo. La zona risulta dunque caratterizzata da un’intensa attività antropica, riconducibile ad attività produttive di diversa natura e alla presenza di importanti vie di comunicazione.

Nel pozzo SA1dST sono stati individuati 24 livelli calcarenitici porosi corrispondenti al giacimento, situati a profondità variabili fra 1.4 e 1.9 Km, la maggior parte dei quali è risultata mineralizzata a gas metano. La massima estensione probabilistica del giacimento, calcolata sulla base delle isobate del livello più profondo è di 0.6 Km<sup>2</sup> e, dalla messa in produzione di SA1dST, Apennine Energy stima di poter ottenere un totale di 84.1 MSm<sup>3</sup> di gas in un periodo di 10 anni (Apennine Energy, 2014a).

Il 31/03/2015, la Giunta Regionale della Regione Veneto ha rilasciato l’intesa per il conferimento della concessione da parte del Ministero per lo Sviluppo Economico, indicando una serie di prescrizioni vincolanti ai fini della realizzazione dell’attività di sfruttamento (BURVET, 2015). In particolare si richiede la valutazione della possibilità che le attività di produzione possano indurre eventi sismici, citando il recente 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-DGS-UNMIG, 2014). Come è noto, le Linee Guida del MiSE sono state emanate nelle more della definizione di una completa regolamentazione della materia da parte di tutte le autorità competenti e la loro applicazione viene suggerita in via sperimentale prioritariamente: (i) alle attività antropiche, nuove e in corso, che prevedono la reiniezione in sottterraneo dei fluidi di strato separati dagli idrocarburi prodotti; (ii) allo stoccaggio di gas naturale in sottterraneo. Inoltre, secondo il medesimo documento, le prescrizioni indicate non devono essere applicate nei casi di produzioni marginali (giacimenti con riserve originarie inferiori a 300 MSm<sup>3</sup> di gas) a profondità minori di 2 km, in quanto le attività svolte nell’ambito di tali specifiche condizioni non risultano sufficienti a determinare variazioni significative nei parametri monitorati (MiSE-DGS-UNMIG, 2014). Per lo sfruttamento del giacimento di Nervesa della Battaglia, Apennine Energy non prevede alcuna attività di reiniezione di fluidi. Inoltre, le riserve di gas stimate per il giacimento e la profondità del medesimo, escludono l’attività di emungimento programmata da Apennine Energy dalle attività antropiche per le quali le Linee Guida richiedono un monitoraggio sismico.

Tuttavia, in accordo con quanto deliberato dalla Giunta Regionale della Regione Veneto, nell'ambito del programma per lo sfruttamento della concessione "Casa Tonetto" e in vista della messa in produzione del pozzo SA1dST, Apennine Energy si propone di avviare comunque una fase di monitoraggio microsismico.

Il presente rapporto si propone di valutare la fattibilità di una rete di monitoraggio microsismico che sia in grado di garantire un adeguato livello di rilevazione di eventi sismici nel volume crostale che in MiSE-DGS-UNMIG (2014) viene definito come Dominio Interno di rilevazione e che in questo studio verrà indicato come Dominio di Rilevazione (DR). 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 DR un valore di soglia di magnitudo pari a 1.0, con una incertezza nella localizzazione dell'ipocentro di alcune centinaia di metri.

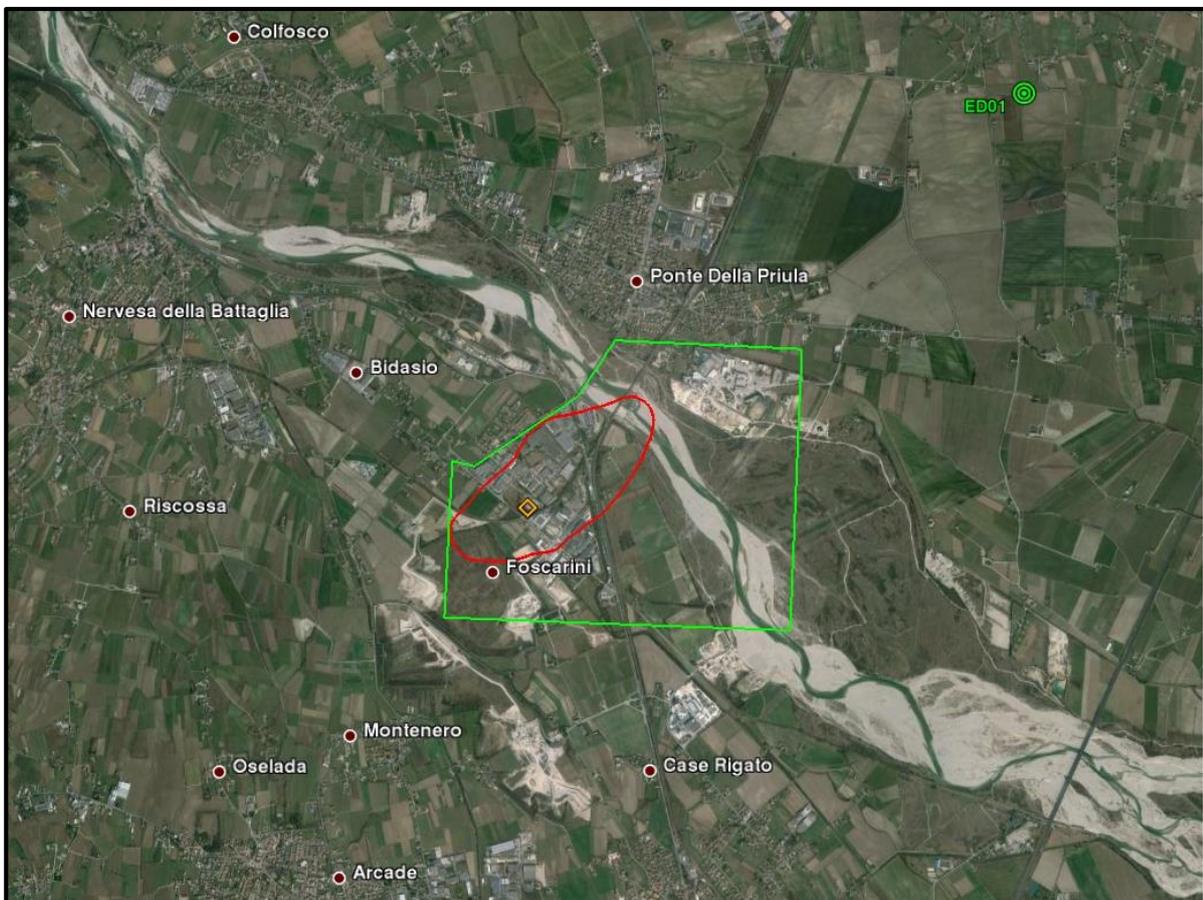
## 2. Definizione dell'area di monitoraggio

La concessione “Casa Tonetto” 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). Attualmente, 9 stazioni della RSN sono installate entro 50 Km di distanza dall'area pozzo. Di queste, 3 dotate di sensore velocimetrico (POLC, TEOL, VARN), 4 dotate di sensore accelerometrico (ASOL, CRND, FRE8, VENL), 2 dotate di entrambi i tipi di sensore (CGRP, CTI). La minima distanza inter-stazione è mediamente di circa 22 Km (ISIDe Working Group - INGV, 2010). A nord dell'area in esame è invece operativa a partire dal 2012 la Rete Sismica di Collalto (RSC), gestita dall'Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale – OGS, per conto di Edison Stoccaggio S.p.A. La RSC è finalizzata al monitoraggio della sismicità naturale e della microsismicità indotta presso la concessione “Collalto Stoccaggio” situata nell'area Montello-Feletto (TV) e che interessa i comuni di Conegliano, S. Pietro di Feletto, Nervesa della Battaglia e Susegana (Priolo et al., 2015). La rete è costituita da 10 stazioni dotate di sensori velocimetrici a lungo periodo, integrate in alcuni casi con accelerometri. Una delle stazioni è stata installata in pozzo alla profondità di 155 m mentre le rimanenti installazioni sono state effettuate in pozzi con profondità variabili fra 5 e 30 m. In Fig. 2.1 vengono mostrate la distribuzione delle stazioni della RSN e della RSC e la posizione della concessione “Casa Tonetto” con la proiezione in superficie del *reservoir*. Come suggerito in MiSE-DGS-UNMIG (2014), tali stazioni potranno essere utilizzate ad integrazione della rete microsismica allo scopo di aumentare le capacità di rilevazione della sismicità esterna al volume DR.



**Figura 2.1.** Concessione di coltivazione idrocarburi “Casa Tonetto” (rettangolo verde chiaro al centro della figura) e distribuzione delle stazioni della Rete Sismica Nazionale (triangoli) e della rete sismica di Collalto (cerchi verdi) in un'area di 100x100 km<sup>2</sup> (ISIDe WG, 2010; Priolo et al., 2015). In rosso le stazioni equipaggiate solo con sensore velocimetrico (POLC, TEOL, VARN); in azzurro le stazioni equipaggiate solo con accelerometro (ASOL, CRND, FRE8, VENL) e in blu le stazioni dotate di entrambi i tipi di sensore (CGRP, CTI). Il centro dell'area considerata corrisponde alla proiezione in superficie del *reservoir*.

Il *reservoir* coinvolto dalla messa in produzione del pozzo Sant'Andrea 1 dir ST della concessione "Casa Tonetto", si trova ad una profondità compresa fra 1400 e 1900 m e corrisponde ad una delle due culminazioni di un sistema anticlinale limitato ad est e ad ovest da faglie di carattere transpressivo che innalzano la struttura rispetto all'area circostante (Apennine Energy, 2014b). Fra le due culminazioni è stata evidenziata la presenza di una barriera idraulica orientata in direzione ENE-WSW che costituisce il limite meridionale del giacimento. Quest'ultimo risulta costituito da una doppia serie di livelli mineralizzati a gas di diverso spessore: una serie superiore situata a profondità variabili fra 1400 e 1700 m e una serie inferiore localizzata fra 1750 e 1900 m di profondità. L'estensione del GIIP del livello mineralizzato più profondo (corrispondente alla isobata dei 1910 m) è pari a 0.6 Km<sup>2</sup> e può essere considerata come l'estensione massima del giacimento stesso (Apennine Energy, 2014b). In Fig. 2.2 vengono mostrate la proiezione in superficie del *reservoir* (isobata dei 1910 m) e l'area della concessione (4.5 Km<sup>2</sup>).



**Figura 2.2.** Zoom sull'area di interesse relativa alla concessione di coltivazione idrocarburi "Casa Tonetto" (rettangolo verde) e proiezione in superficie del *reservoir* (linea chiusa rossa) interessato dalla messa in produzione del pozzo Sant'Andrea 1 dir ST. Il simbolo arancione evidenzia l'area pozzo. L'area della concessione ha dimensioni 4.5 km<sup>2</sup>.

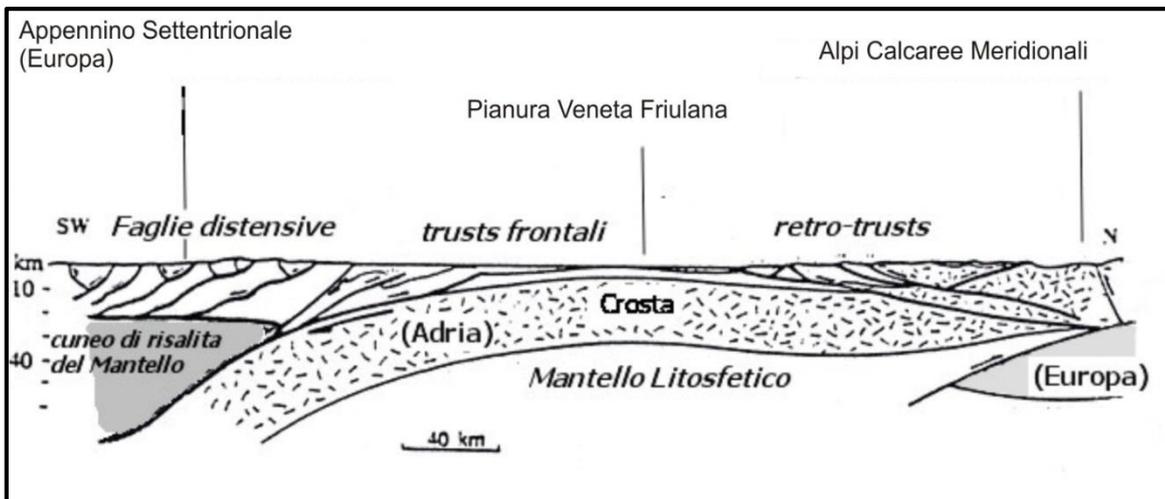
Secondo le indicazioni contenute in MiSE-DGS-UNMIG (2014), il Dominio Interno di rilevazione definisce il volume crostale all'interno del quale si ritiene possano verificarsi fenomeni di sismicità indotta. Esso rappresenta perciò il volume di riferimento per il quale devono essere monitorati e analizzati con la massima sensibilità i fenomeni di sismicità. Per le estrazioni di gas da giacimento senza reiniezione tale dominio 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. 2.3 mostra la proiezione in superficie del Dominio di Rilevazione (DR), definito nel presente rapporto a partire dal proiezione in superficie del giacimento secondo le suddette indicazioni. Si tratta di un'area di dimensioni 8.0x8.0 km<sup>2</sup> corrispondente ad un volume crostale che si estende fino a 5 km di profondità. In questo studio si intende valutare la possibilità di rilevare e localizzare eventi sismici in DR a partire da magnitudo locale 1.0 con incertezza nella localizzazione dell'ipocentro di alcune centinaia di metri.



**Figura 2.3.** Dominio di Rilevazione (DR) (linea blu) e proiezione in superficie del *reservoir* (linea chiusa rossa) interessato dalla messa in produzione del pozzo Sant'Andrea 1 dir ST. Il rettangolo verde delimita la Concessione di coltivazione idrocarburi "Casa Tonetto". Il simbolo arancione evidenzia l'area pozzo. I simboli verdi indicano la posizione delle stazioni della RSC. DR ha dimensioni: 8.0 x 8.0 x 5.0 km<sup>3</sup>.

### 3. Inquadramento geologico e modelli di velocità delle onde sismiche

L'area in studio, una porzione della pianura veneto-friulana, si colloca nella zona intermedia tra le Alpi, a Nord, e gli Appennini, a Sud, estendendosi per 500 km dalle Alpi occidentali al Mare Adriatico. E' un bacino deposizionale cenozoico collocato all'estremità del blocco Adriatico-Pugliese, tra le falde Sud-Vergenti delle Alpi Meridionali e quelle Nord-Vergenti degli Appennini (Fig. 3.1). I sedimenti quaternari derivano dallo sviluppo della catena alpina e appenninica e si collocano sopra la successione marina pliocenica. Questi sedimenti, che si estendono fino al Mare Adriatico, seguono una successione complessa in cui la sequenza regressiva è costituita dal basso verso l'alto da sedimenti di piattaforma, cliniformi di fronte deltizio, depositi di piana deltizia e depositi alluvionali (Ori, 1993). Infatti l'evoluzione plio - quaternaria è stata fortemente influenzata dall'evento Messiniano (circa 5 milioni di anni fa) che, in risposta all'abbassamento del livello del Mediterraneo, causò l'emersione dell'area e l'azione di notevoli processi erosivi fluviali. Questi portarono alla riorganizzazione del reticolo fluviale e diedero origine a molte delle principali valli alpine e delle maggiori depressioni esistenti nel substrato della pianura.

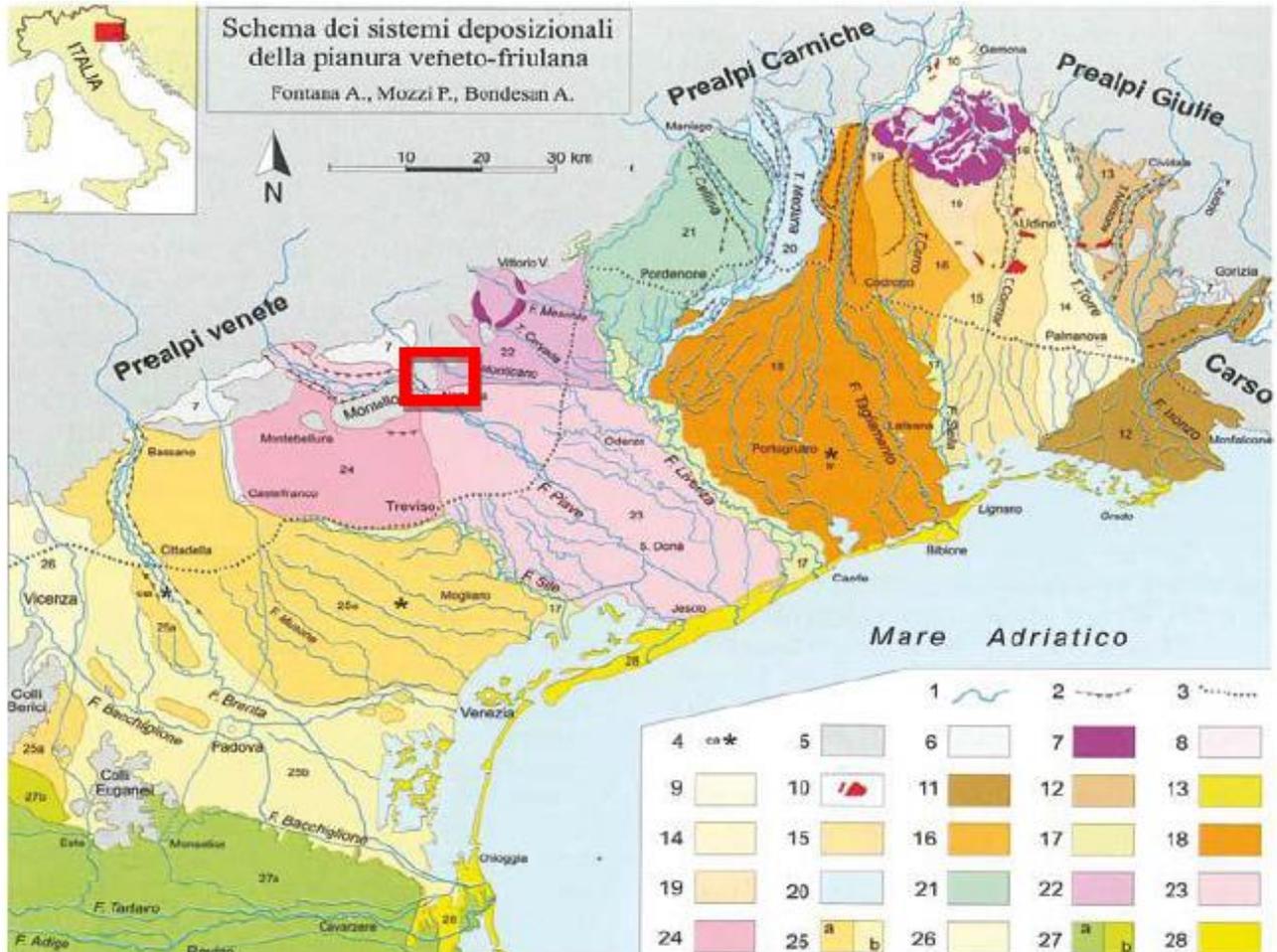


**Figura 3.1.** Modello tettonico delle relazioni tra la microplacca Adria e quella Europea (Castellarin et al., 1985; Balocchi, 2012).

Da un punto di vista geomorfologico le grandi conoidi alluvionali rappresentano i principali elementi strutturali che hanno contribuito maggiormente a determinare i caratteri idrogeologici e stratigrafici del materasso quaternario della pianura. Queste sono state depositate dai vari corsi d'acqua in tempi differenti, quando il trasporto solido dei fiumi era superiore a quello attuale, in seguito allo scioglimento dei ghiacciai. I corsi d'acqua depositavano, allo sbocco in pianura, il loro trasporto solido, proveniente soprattutto dalla distruzione degli apparati morenici, per riduzione della loro capacità di trasporto.

Nel dettaglio il territorio in esame, un'area di 4.5 Km<sup>2</sup> (quadrato rosso in Fig. 3.2) situata in provincia di Treviso nei comuni di Nervesa della Battaglia, Spresiano e Susegana, è posto verso il confine settentrionale della pianura veneta, formatasi in tempi geologicamente recenti per l'accrescimento sedimentaria dei conoidi fluviali che poggiano su un substrato costituito prevalentemente da ghiaie di ambiente continentale o al massimo transizionale, ben cementate e

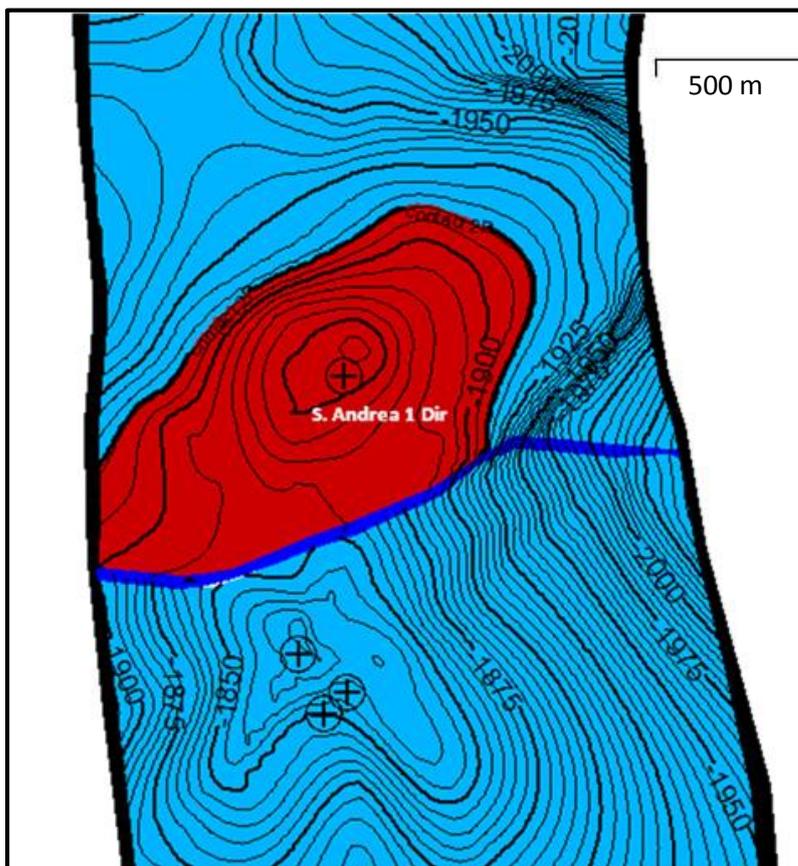
orizzonti più fini, sabbiosi e siltosi. I corpi di conoide su cui è impostata l'alta pianura sono costituiti da successioni diacrone di ghiaie grossolane a supporto clastico e matrice sabbiosa; sono presenti poi ghiaie a supporto di matrice limosa e argillosa e orizzonti prevalentemente siltoso – argillosi. I litotipi prevalentemente ghiaiosi, talora cementati, sono segnalati indicativamente fino a 300 m di profondità dove poggiano sul Conglomerato del Montello, che può essere localmente presente anche con facies arenaceo siltose.



**Figura 3.2.** Schema dei sistemi deposizionali della pianura Veneto Friulana. Legenda: 1) idrografia; 2) orlo delle principali scarpate fluviali; 3) limite superiore delle risorgive; 4) ubicazione di sezioni stratigrafiche citate nella fonte; 5) Prealpi, Colli Euganei e Berici; 6) aree alluvionali di corsi d'acqua prealpini; 7) cordoni morenici degli anfiteatri di Piave e Tagliamento; 8) depressioni intermoreniche; 9) piana di Osoppo; 10) terrazzi tettonici dell'alta pianura friulana; 11) megafan dell'Isonzo-Torre; 12) conoide del Natisone-Judrio; 13) isole lagunari; 14) megafan del Torre; 15) megafan del Cormor; 16) megafan del Corno di San Daniele; 17) sistemi dei principali fiumi di risorgiva (Stella, Livenza e Sile), localmente incisi; 18) megafan del Tagliamento; 19) aree interposte tra megafan, appartenenti al sandur del Tagliamento; 20) megafan del Meduna; 21) conoide del Cellina; 22) conoidi dei fiumi Monticano, Cervada e Meschio, e degli scaricatori glaciali di Vittorio Veneto; 23) megafan del Piave di Nervesa; 24) megafan del Piave di Montebelluna; 25) sistema del Brenta: a) settore pleistocenico (megafan di Bassano), b) pianura olocenica del Brenta con apporti del Bacchiglione; 26) conoide dell'Astico; 27) sistema dell'Adige: a) pianura olocenica con apporti del Po; b) pianura pleistocenica; 28) sistemi costieri e deltizi. (Fonte: "Geomorfologia della Provincia di Venezia", AA.VV., Prov. VE, 2004). Il quadrato rosso indica l'area in esame.

Ad est del Brenta, i tratti di pianura costruiti dai vari fiumi sono morfologicamente ben distinguibili fino all'attuale linea di costa. Ogni fiume ha originato una serie di conoidi sovrapposte tra loro e lateralmente compenstrate con le conoidi degli altri fiumi. Le conoidi ghiaiose di ciascun corso d'acqua si sono spinte verso valle per distanze diverse, condizionate dalle differenti caratteristiche idrauliche e di regime dei rispettivi fiumi. Le conoidi, interamente ghiaiose all'apice, procedendo verso valle, si sono arricchite sempre più di frazioni limoso - argillose, dando origine a dei cosiddetti "megafan", o "megaconoidi", fino ad interdigitarsi con i depositi marini della bassa pianura (Fig. 3.2; Apennine Energy, 2014b).

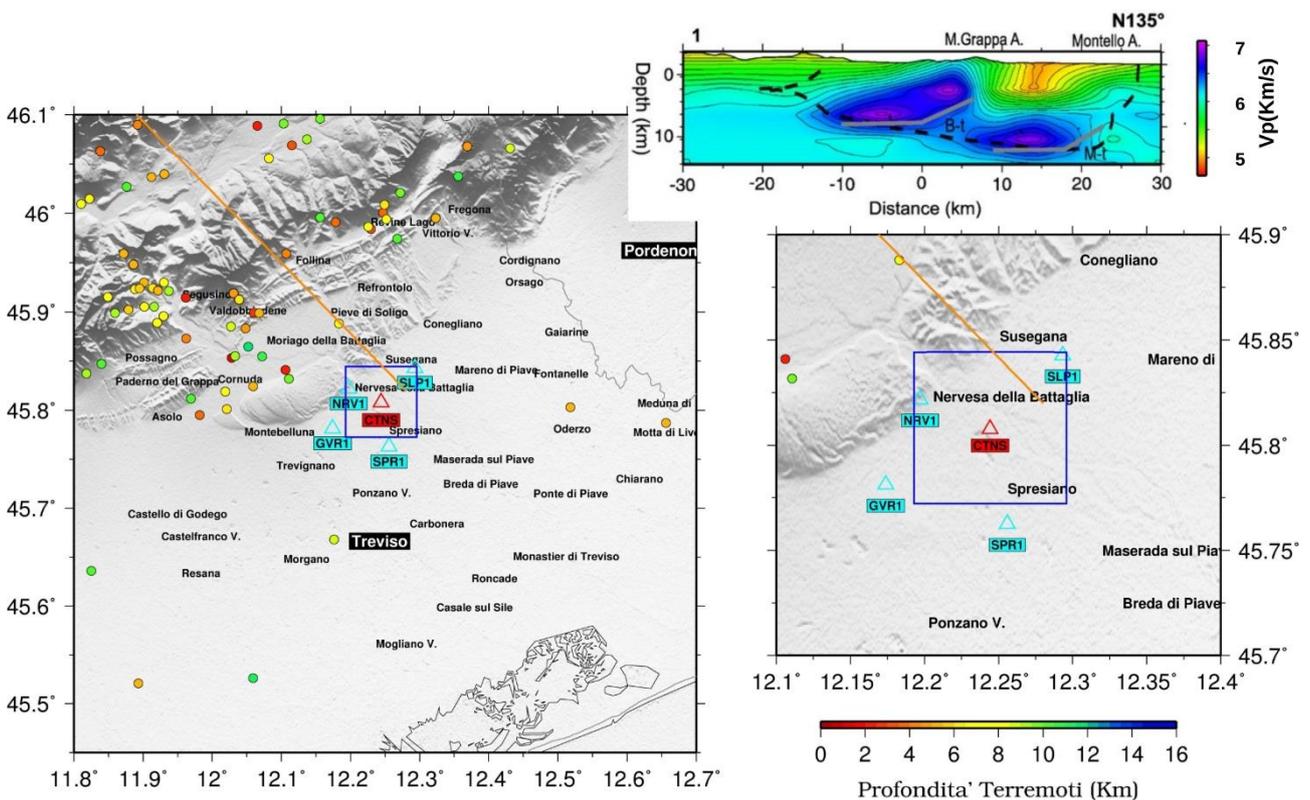
La successione stratigrafica del pozzo Sant'Andrea 1 dir ST, situato nel megafan del Piave di Nervesa, comprende le seguenti formazioni litologiche: 1) ghiaie del Piave; 2) conglomerati del Montello 3) marne di San Donà. Quest'ultima ospita il giacimento di Sant'Andrea, una struttura costituita da un sistema anticlinale comprendente 24 livelli arenacei porosi localizzata fra 1400 e 1900 m di profondità (Apennine Energy, 2014b). In Fig. 3.3, viene mostrata la mappa delle isobate del livello più profondo e più esteso del *reservoir*. L'estensione del giacimento, ottenuta mediante la definizione probabilistica di gas in posto, è stata ricavata a partire dall'isobata dei 1910 m.



**Figura 3.3.** Mappa delle isobate del livello più profondo del giacimento di Sant'Andrea, coinvolto nella messa in produzione del pozzo Sant'Andrea 1 dir ST (cfr. Apennine Energy, 2014b). L'anticlinale che ospita il giacimento è delimitato verso Est e verso Ovest da due faglie (linee nere spesse). La linea blu rappresenta la barriera idraulica che separa le due culminazioni dell'anticlinale.

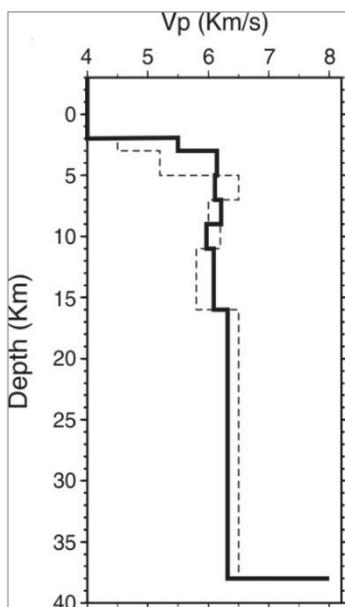
Per quanto riguarda i modelli di velocità delle onde sismiche, è importante sottolineare che la conoscenza di modelli di velocità crostale ad alta risoluzione e calibrati per la regione di interesse, costituisce uno dei punti cruciali per la determinazione di localizzazioni ad alta precisione (in cui, soprattutto la profondità ipocentrale, è un parametro che dipende fortemente dalle nostre conoscenze di tali modelli). L'assenza di un modello crostale per l'area può di fatto implicare l'utilizzo di modelli esemplificati a strati piani e paralleli, con un rapporto standard  $V_p/V_s$  che non sempre rispecchia l'effettiva eterogeneità stratigrafica.

Pur esistendo, attualmente in letteratura, diversi modelli crostali e del mantello superiore per l'intera area dell'Italia settentrionale, mancano tuttavia modelli regionali di dettaglio in grado di rendere conto delle eterogeneità che si registrano nelle onde sismiche generate da terremoti locali. Nel caso dell'Italia nord-orientale, diversi modelli tomografici sono stati pubblicati anche in passato (Bressan, 2005; Chiaraluce et al., 2009). Si tratta tuttavia di modelli ancora poco definiti e dettagliati, riguardanti principalmente le aree di maggiore interesse sismotettonico (Anselmi et al., 2011; Viganò et al., 2013, 2015) e/o caratterizzate da un'intensa attività sismica (Bressan et al., 2012). Quest'ultima garantisce infatti la disponibilità di consistenti dataset che consentono di ottenere una migliore copertura e dunque di effettuare indagini di maggior dettaglio delle aree in studio.



**Figura 3.4.** Area di interesse con evidenziato il Dominio di Rilevazione (box blu) definito secondo le linee guida MiSE-DGS-UNMIG (2014), la posizione della stazione installata per il monitoraggio (CTNS) e i 4 siti in cui sono state effettuate le misure di rumore sismico ambientale (triangoli azzurri). La linea arancione evidenzia la posizione della sezione più a sud-ovest (N135) del lavoro di Anselmi et al. (2011), mostrata nella finestra in alto a destra in termini di velocità  $V_p$ . E' evidenziata anche la sismicità dell'area, estratta dal bollettino della RSN (ISIDe Working Group - INGV, 2010).

L'area veneta delle Alpi orientali risulta invece caratterizzata da una debole sismicità di background. In particolare, l'attività sismica registrata negli ultimi 30 anni (Castello et al., 2006; ISIDe Working Group - INGV, 2010) mostra eventi di bassa energia ( $M_L < 3$ ) lungo l'arco alpino in corrispondenza dell'anticlinale del Montello (situato a NW di Treviso). Sono noti però alcuni eventi di magnitudo medio-alta che hanno storicamente interessato la regione: l'episodio più significativo è il terremoto di Asolo del 1695 ( $I_{max} 10$  e  $MaW 6.61$ ), affiancato da tre ulteriori eventi sismici di intensità  $I_{max} \geq VIII$  (magnitudo equivalente 6.0) avvenuti nel 778, 1286 e 1836 (Rovida et al., 2011). Il Montello è infatti catalogato tra i segmenti sismogeneticamente attivi del fronte alpino (Valensise e Pantosti, 2001; Galadini et al., 2005; Poli et al., 2008), originato dall'uplift di una struttura di thrust S-vergente, con slip rate di deformazione stimato tra 1.5 mm/yr (Burrato et al., 2009) e 1.8-2.0 mm/yr (Benedetti et al., 2000). La scarsa attività sismica di fondo 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. Nel caso specifico, si può notare in Fig. 3.4, dove è mostrata la sismicità estratta dal bollettino INGV dal 2006 ad oggi, come nell'area del DR si registri una quasi totale assenza di sismicità di fondo, che risulta prevalentemente localizzata nell'area a nord-ovest al di là della struttura del Montello. Questa caratteristica è evidenziata anche dall'analisi dei dati registrati dalla rete di monitoraggio di Collalto gestita dall'OGS (Priolo et al., 2015). Alla scarsità di sismicità di fondo e dunque di dati, si aggiunge la problematica della distribuzione della sismicità locale e regionale che appare scarsamente delineata anche a causa dell'attuale geometria della Rete Sismica Nazionale (RSN), dedicata prevalentemente al monitoraggio su area nazionale o di regioni ritenute a più alta pericolosità, e dunque non ottimizzata per l'area in esame.



Allo stato attuale, fra i modelli già citati presenti in letteratura per la zona dell'Italia nord – orientale, quello di Anselmi et al. (2011) sembra essere il più adatto per l'area in esame. Il modello lambisce solo marginalmente l'area, come si può notare nella Fig.3.4, nella quale la linea arancione evidenzia la sezione N135 del modello, mostrata nel riquadro in alto. L'area del *reservoir* è infatti localizzata al margine della sezione, nella zona immediatamente al di là del Montello oltre la linea tratteggiata nera che indica la parte non ben risolta del modello stesso. Una valida alternativa all'utilizzo di un modello 3D può essere dunque costituita dall'utilizzo di un modello di partenza 1D come quello individuato da Anselmi et al. (2011) per la localizzazione degli eventi regionali (Fig.3.5). L'area della concessione risulta di fatti abbastanza piccola da giustificare l'utilizzo preliminare di un modello di velocità 1D, comunque calibrato per questa zona, nella prospettiva futura di sviluppare un modello 3D ad hoc per l'area in studio.

**Figura 3.5.** Modello di velocità 1D da Anselmi et al. (2011). La linea tratteggiata indica il modello 1D di partenza; la linea continua il modello finale dopo l'inversione con il codice Velest (Kissling et al., 1995).

#### 4. Installazione di un sensore di superficie in area pozzo

Allo scopo di valutare le variazioni giorno-notte dei livelli medi di rumore ambientale e di dare avvio al monitoraggio del giacimento di Sant'Andrea, in data 22/10/2015 la sezione di Milano dell'INGV ha installato una stazione sismica nel comune di Nervesa della Battaglia (TV) presso l'area-pozzo Sant'Andrea 1 dir ST (Fig.4.1).



**Fig.4.1.** Posizione della stazione CTNS, installata da INGV-Milano all'esterno dell'area mineralizzata nella concessione "Casa Tonetto" (comune di Nervesa della Battaglia (TV)).

Nei giorni antecedenti alla data di installazione, Apennine Energy ha provveduto ad effettuare i lavori di preparazione per il sito su indicazione di INGV-Milano. In particolare, avendo deciso di installare la stazione non direttamente all'interno dell'area-pozzo, ma immediatamente al di fuori di essa, è stata preparata una estensione della rete di recinzione metallica, corredata di un cancelletto anti-intrusione, una piccola piattaforma di cemento sulla quale alloggiare la strumentazione ed il pozzetto interrato per l'installazione del sensore. Al di fuori della recinzione principale dell'area-pozzo è stato installato un collegamento con tubi corrugati all'interno dei quali è stato possibile far arrivare la corrente elettrica fino alla piattaforma di cemento (Fig.4.2).



**Fig.4.2.** Pozzetto e preparazione del sito predisposto da Apennine Energy.

Il primo intervento è consistito nella preparazione del pozzetto di installazione per il sensore sismico; a questo scopo è stata ridotta la profondità del pozzetto allestito da Apennine Energy, realizzando una doppia colata di cemento a presa rapida. La prima di queste è stata volutamente resa molto liquida per permettere una più efficace occlusione degli interstizi presenti tra i grossi ciottoli del terreno; la seconda colata, più densa, ha permesso di creare la superficie di appoggio del sensore (Fig.4.3). In questo modo tutte le possibili infiltrazioni di acqua e di condensa non rimarranno all'interno del pozzetto. Si è infatti evitato di creare una barriera impermeabile lungo tutta la base del pozzetto stesso lasciando volutamente libera dal cemento tutta l'area attorno al sensore. Avendo la necessità di isolare il sensore sia termicamente sia barometricamente, è stato scelto di utilizzare un contenitore di plastica riempito di sabbia per ricoprire completamente il sensore (Fig.4.4).



**Fig.4.3.** Modifica del pozzetto e preparazione dell'installazione del sensore velocimetrico Lennartz 5s.

La parte rimanente della strumentazione è stata alloggiata all'interno di una scatola IP66 ancorata alla base della piattaforma di cemento. Come si può vedere dalla Fig. 4.5, sono stati curati con particolare attenzione tutti gli aspetti riguardanti la sicurezza elettrica, realizzando un piccolo quadro elettrico dotato di interruttore magneto-termico, due scaricatori per le protezioni da scariche di fulmini e collegamento di messa a terra. Tutti i collegamenti dei cavi esterni al box sono stati realizzati utilizzando tubi corrugati interrati e serracavi, mentre ogni componente della stazione è stata installata all'interno di piccoli box IP66 per avere una buona resistenza ad eventuali fenomeni di condensa e/o infiltrazione d'acqua. La stazione installata, completa del sistema di

trasmissione dati in tempo reale, è mostrata in Fig.4.6.



**Fig.4.4.** Isolamento sismico del sensore velocimetrico, realizzato con una copertura in plastica e sabbia.



**Fig.4.5.** Collegamenti elettrici della stazione installata.



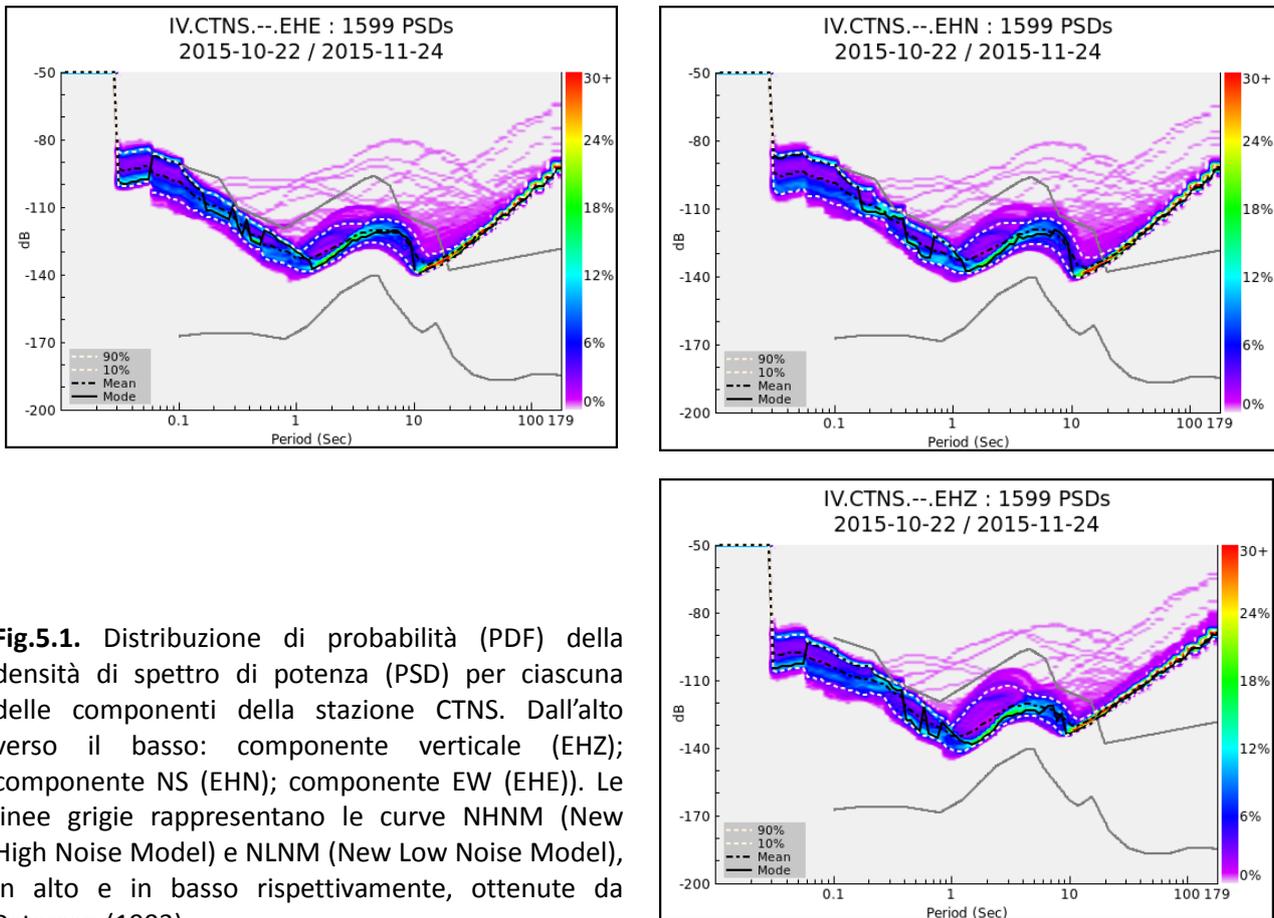
**Fig.4.6.** Completamento dell'installazione: alloggiamento delle componenti interne e situazione esterna a fine lavori.

<b>Parametro</b>	<b>Valore</b>	<b>Note</b>
Latitudine	45.807721	
Longitudine	12.244320	
Quota (m)	65	
Acquisitore	Reftek-130 (24bit)	
Sensore	LE3D/5s	Lennartz
Alimentazione	220V con batteria tampone 45Ah, 12V	
Trasmissione dati	Router UR5 UMTS	Tempo reale
Sincronizzazione tempo	GPS	
Telecontrollo alimentazione	Si	Telecontrollo indipendente per alimentazione stazione e router
Frequenza di campionamento	200 Hz	Dati in continuo con file orari
Start time	22/10/2015	Dati inizio analisi: 23/10/2015

**Tab.4.1.** Caratteristiche della stazione CTNS.

## 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 (noise) sismico registrati da 75 stazioni distribuite in diverse parti del mondo. 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.5.1 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%.

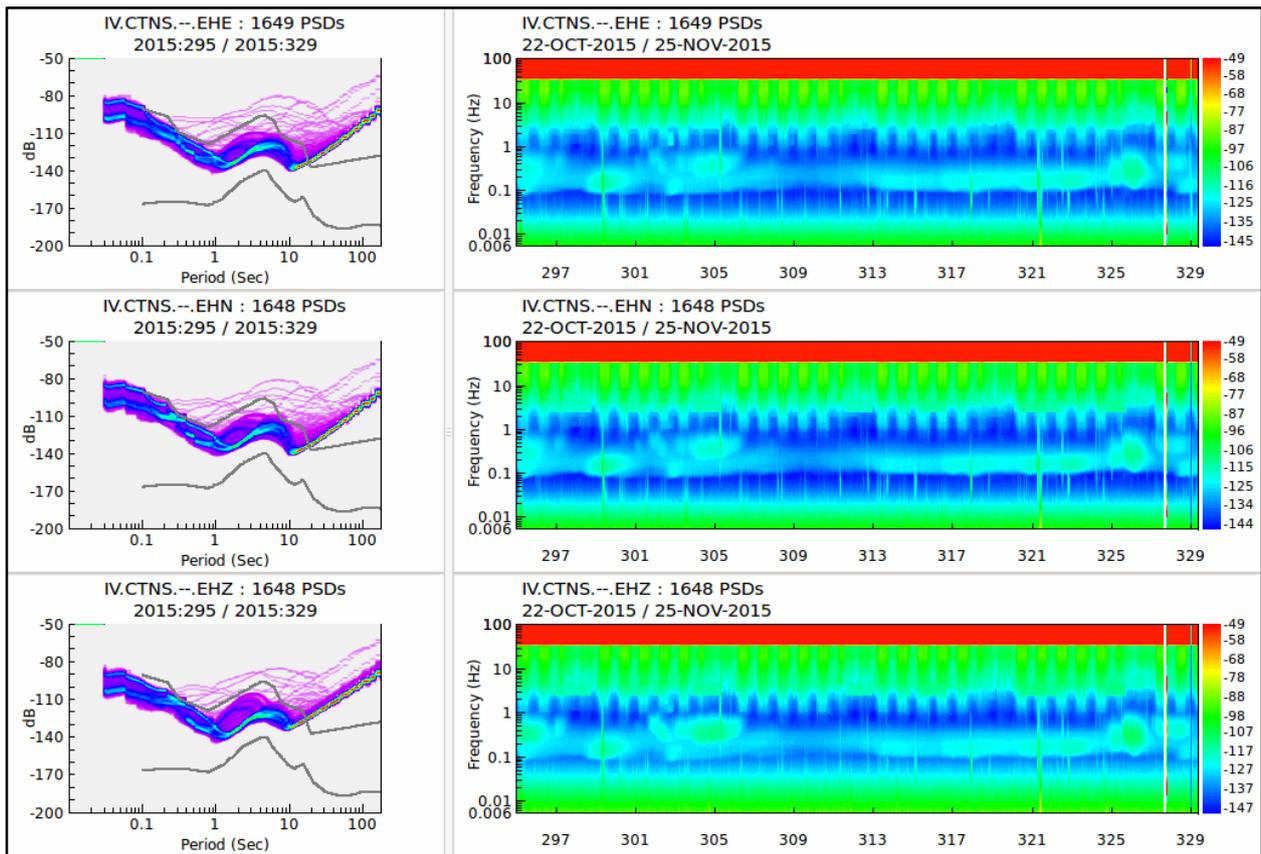


**Fig.5.1.** Distribuzione di probabilità (PDF) della densità di spettro di potenza (PSD) per ciascuna delle componenti della stazione CTNS. Dall'alto verso il basso: componente verticale (EHZ); componente NS (EHN); componente EW (EHE)). Le linee grigie rappresentano le curve NHNM (New High Noise Model) e NLNM (New Low Noise Model), in alto e in basso rispettivamente, ottenute da Peterson (1993).

Come si può osservare, per ciascun periodo fino a 18 s le curve medie osservate sono contenute all'interno delle curve di riferimento NHNM (curva grigia in basso) e HHNM (curva grigia in alto), confermando la buona qualità sismologica del sito poiché fino a 10-11 s la media dei valori risulta essere stabilmente al di sotto di 27db (da 1s a 7s). Non risultano differenze degne di nota tra le 3 componenti. E' importante notare che, per la valutazione del livello di detezione di una stazione

sismica, è sufficiente considerare esclusivamente i periodi minori di 1s.

La variabilità del livello medio di rumore ambientale presente al sito CTNS si può vedere in Fig. 5.2 (colonna di destra). 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 celesti-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.5.2.** Variabilità giornaliera della distribuzione di probabilità (PDF) dello spettro di potenza (PSD) registrato da CTNS: PDF complessiva (colonna di sinistra) e PDF giornaliera (colonna di destra).

Una raffigurazione di dettaglio della differenza dei livelli di noise registrati durante il giorno e durante la notte è mostrata nelle Figure 5.3a e 5.3b. Ciascuna figura è divisa in 4 blocchi: in alto a sinistra sono disegnate tutte le curve pdf della componente verticale sulle quali è stata selezionata una box dei livelli di energia più elevati (rettangolo rosso); le curve relative alla selezione fatta sono disegnate nella parte in basso a sinistra, mentre in alto a destra sono rappresentate le tracce sulle quali sono state calcolate le PDF. In basso a destra sono rappresentate le finestre di tempo che hanno generato le curve PDF; come si può vedere, selezionando un parte più energetica delle curve PDF (box rosso intorno ai 10 s), le tracce che generano questo andamento sono relative a finestre di tempo comprese dalle 05:30 alle 17:30 (GMT). Eseguendo la selezione sulla parte a più basso contenuto energetico (box rosso Fig. 5.3 b) si osserva che le tracce generanti questi livelli sono relative a finestre di tempo dalle 00:00 alle 06:00 e dalle 17:30 alle 24:00. Le due immagini fanno anche capire come vi sia un ciclo settimanale di variazione dei livelli medi di energia, dovuto

all'attività antropica che si riduce drasticamente nei giorni festivi.

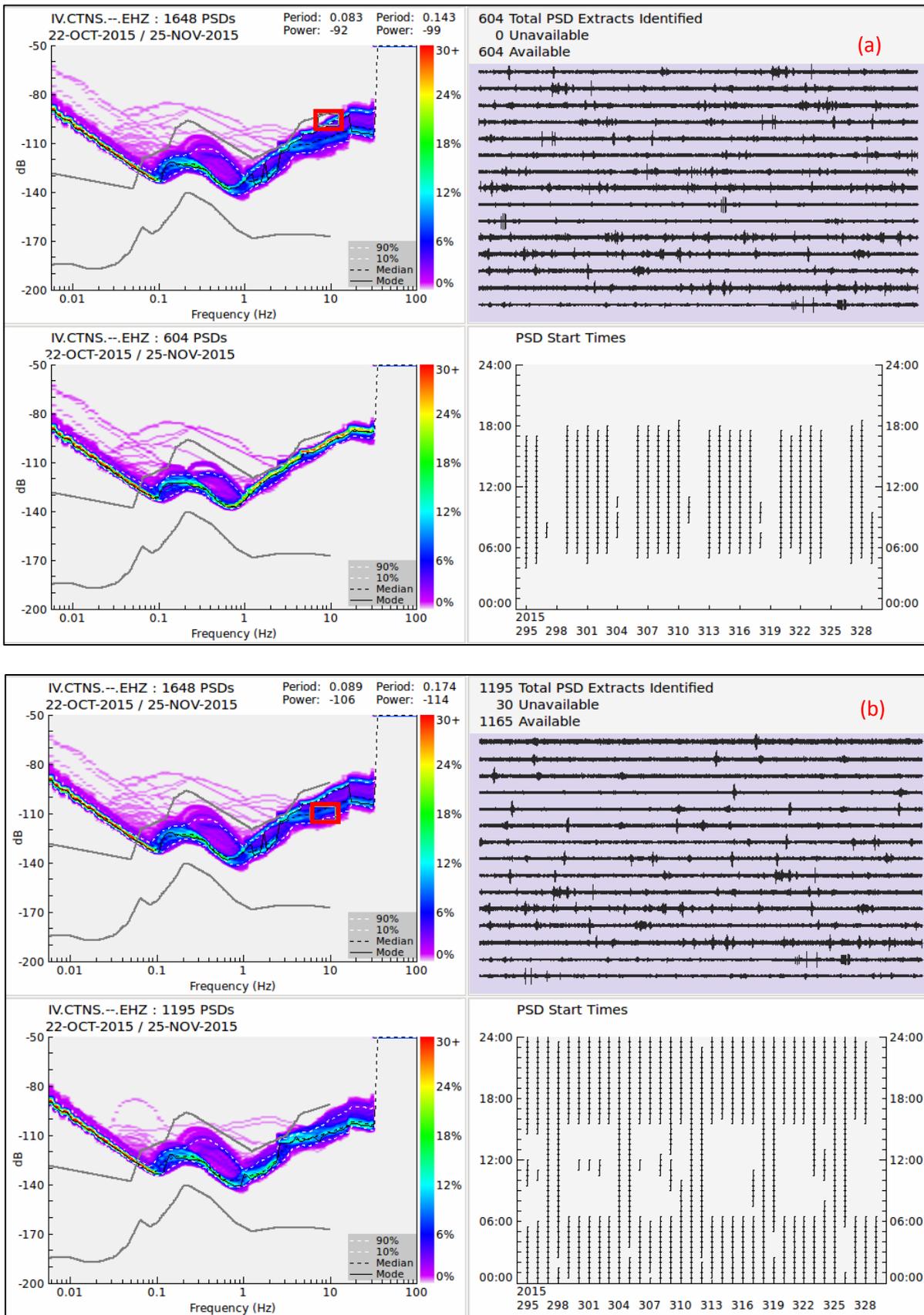
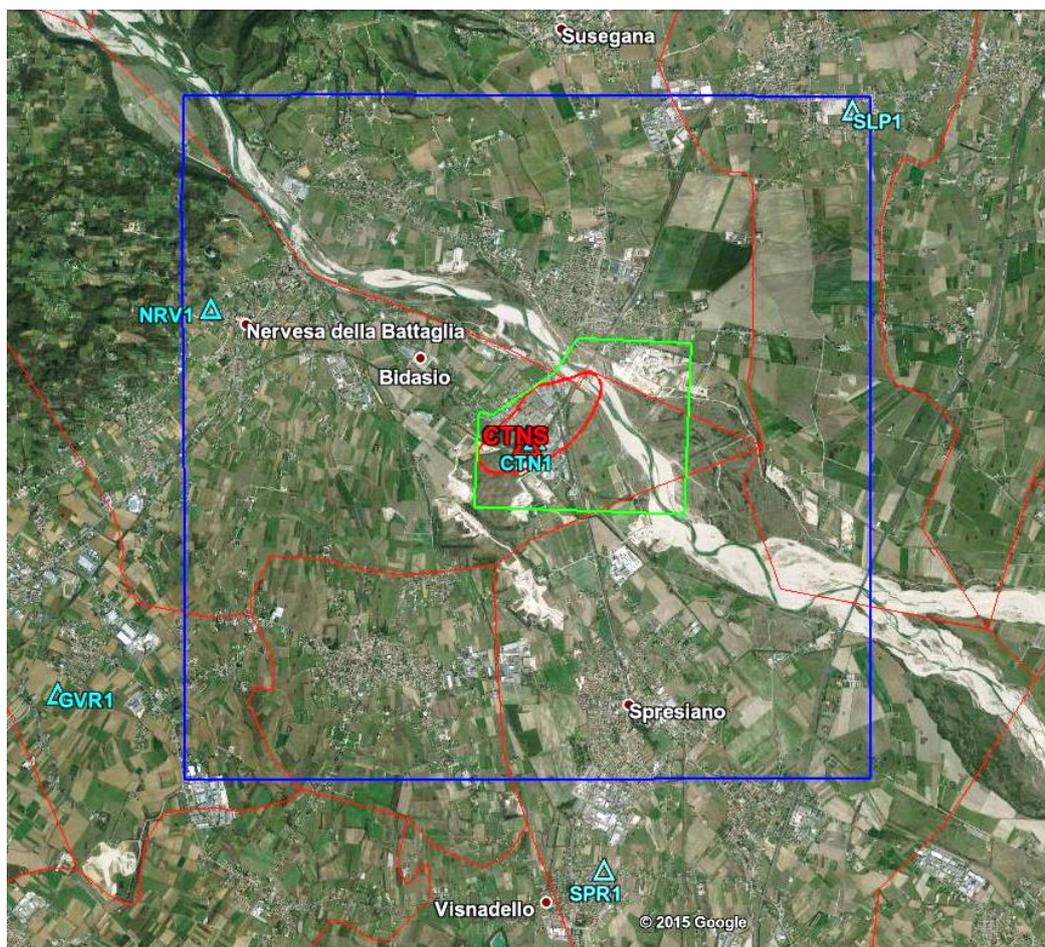


Fig.5.3. Dettaglio dei livelli di noise registrati nelle ore diurne (a) e notturne (b).

Per poter effettuare uno studio di caratterizzazione dei livelli medi di rumore ambientale nell'area corrispondente al Dominio Interno di rilevazione, i giorni successivi all'istallazione di CTNS è stata eseguita una campagna di misure di rumore integrativa. In particolare sono state eseguite 5 misure di rumore ambientale utilizzando la stessa strumentazione usata per CTNS ed effettuando registrazioni di circa due ore. In Tab.5.1 sono indicate le coordinate dei punti di misura e le caratteristiche delle stazioni impiegate. La posizione è mostrata in Fig.5.4.

STAZIONE	Data	Latitudine	Longitudine	Quota (m)	Acquisitore	Sensore	Tempo
CTN1	20/10/15	45.808115	12.245498	65	Reftek-130	Lennartz 5s	GPS
GRV1	21/10/15	45.781311	12.173984	65	Reftek-130	Lennartz 5s	GPS
NRV1	21/10/15	45.821842	12.197105	104	Reftek-130	Lennartz 5s	GPS
SLP1	30/10/15	45.842777	12.293225	52	Reftek-130	Lennartz 5s	GPS
SPR1	30/10/15	45.762701	12.255831	46	Reftek-130	Lennartz 5s	GPS

**Tab.5.1.** Stazioni temporanee impiegate per la caratterizzazione dei livelli di rumore sismico ambientale nel Dominio di Rilevazione.

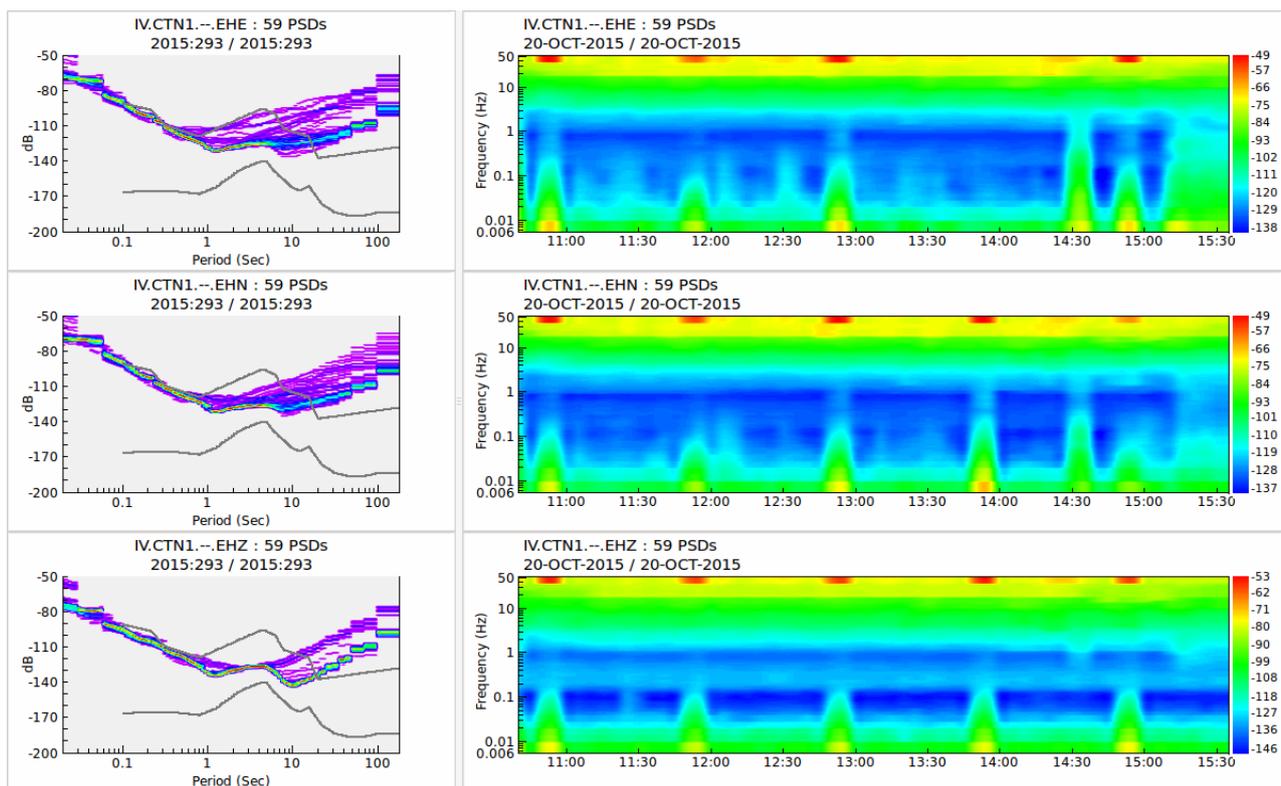


**Fig.5.4.** Posizione delle stazioni temporanee: CTN1, GRV1, NRV1, SLP1 e SPR1, impiegate per la caratterizzazione dei livelli di rumore sismico ambientale nel Dominio di Rilevazione (linea blu). Vengono anche indicate la posizione della stazione CTNS, la proiezione in superficie del giacimento (linea rossa spessa), l'area della concessione "Casa Tonetto" (linea verde).

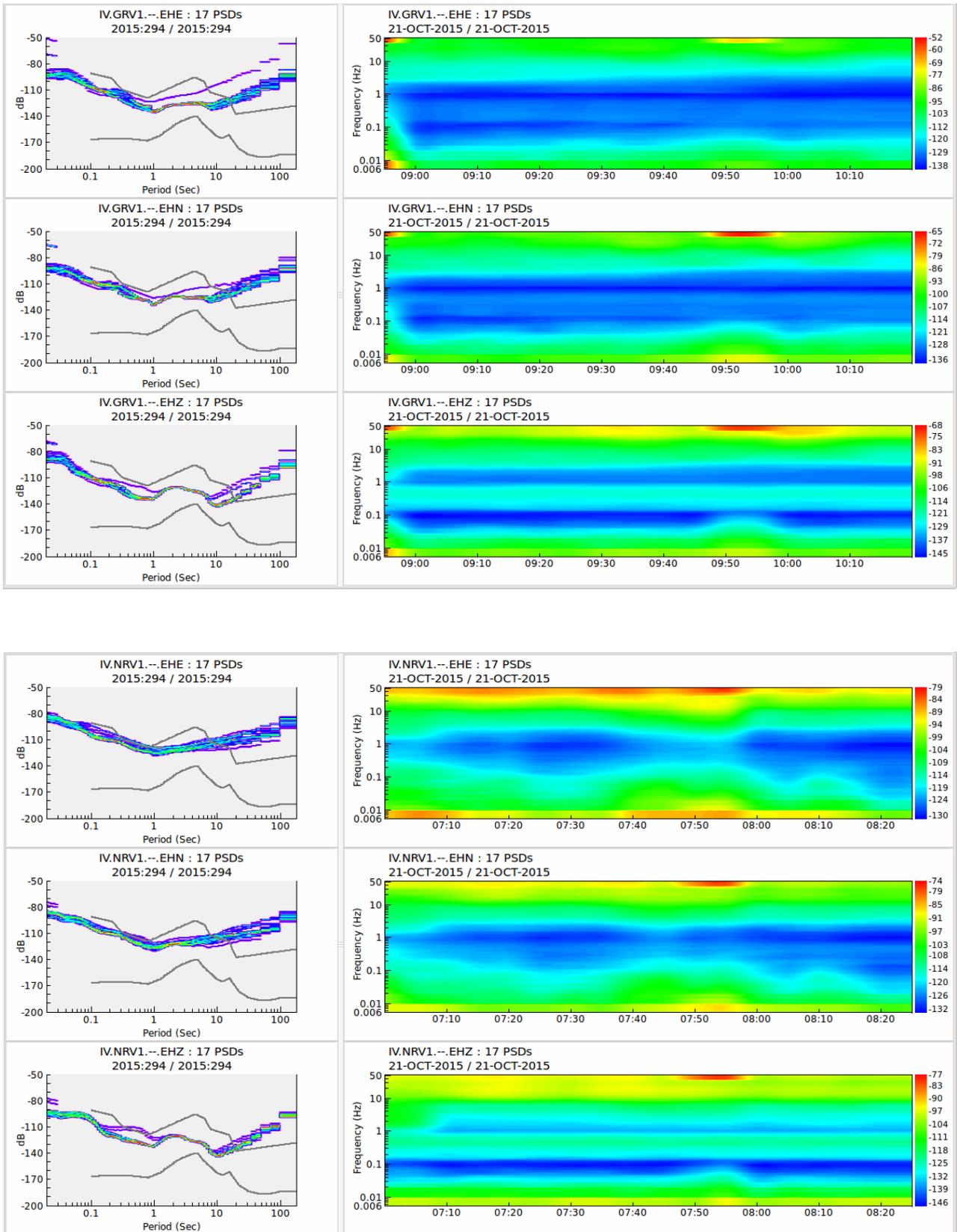
Sulle tracce registrate dalle stazioni temporanee sono state calcolate le PDF dello spettro di potenza impiegando finestre di segnale di 300 s con sovrapposizione del 50%. I risultati sono mostrati in nelle Figure 5.5, 5.6 e 5.7.

La stazione temporanea CTN1, installata a 150 m da CTNS, e quindi presumibilmente caratterizzata dalle stesse condizioni di noise, mostra curve di PSD caratterizzate da una maggiore dispersione e da un maggior contenuto energetico rispetto a quelle calcolate per CTNS. Viene in tal modo confermata la necessità di adottare gli accorgimenti di isolamento del sensore precedentemente descritti al fine di realizzare una buona installazione sismica.

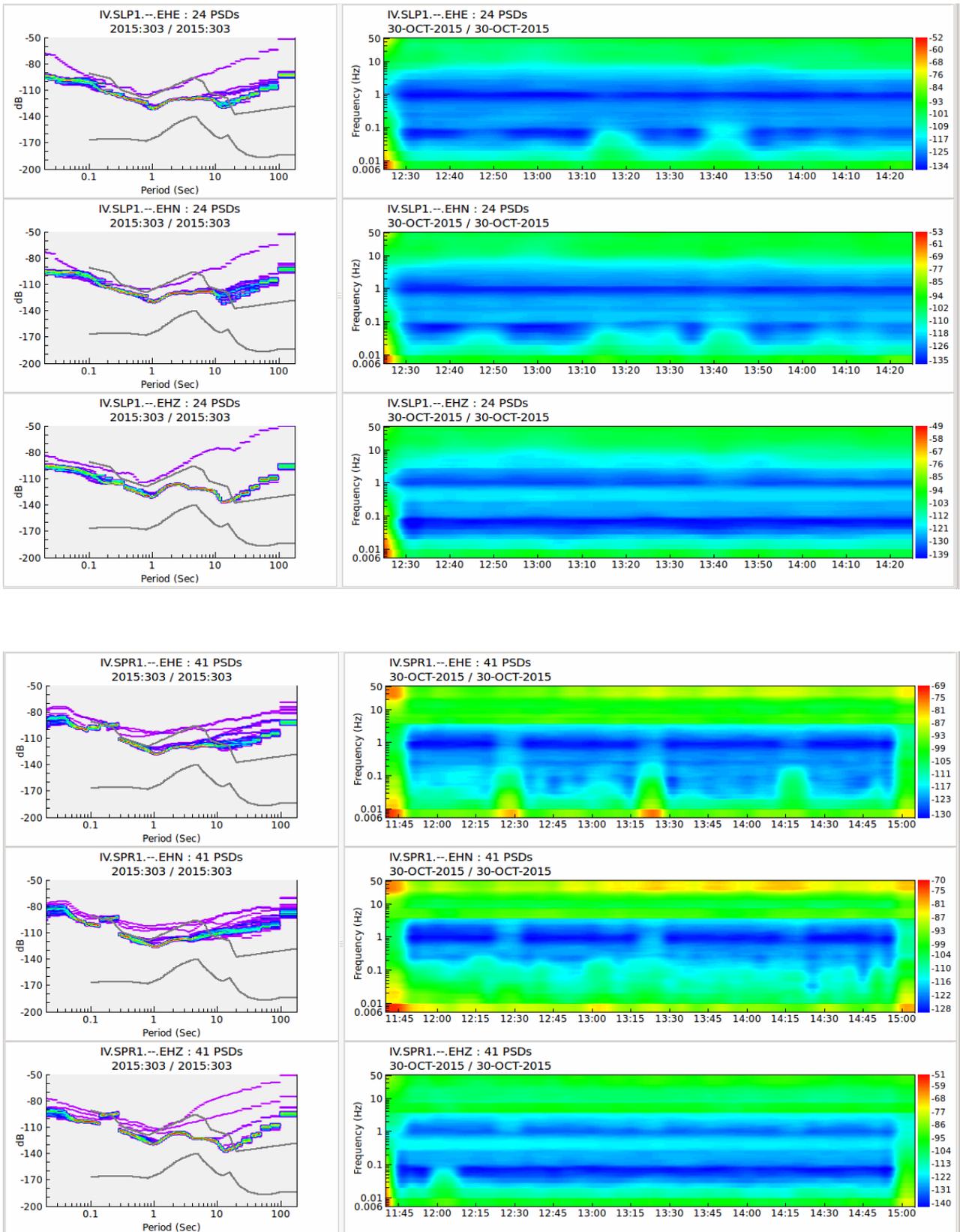
Per quanto riguarda gli altri punti di misura, non si rilevano differenze significative nelle distribuzioni di PSD. Solo NRV1 mostra valori di PSD più alti di circa 10 dB rispetto a GVR1, SLP1 e SPR1, per periodi compresi fra 1 e 10 s. In questo intervallo di periodi, i siti indagati si sono rivelati poco rumorosi dal punto di vista sismologico, con valori di PSD che mediamente si attestano di circa 20 dB al di sotto della curva NHHM di Peterson (1993). Si consideri infatti che in nessun caso il sensore è stato interrato ma semplicemente appoggiato sul terreno ed equipaggiato con un cappellotto di protezione. Tuttavia, ai fini della detezione di eventi sismici di bassa magnitudo, l'intervallo i periodi da considerare sono compresi indicativamente fra 0.05 e 1 s. In questo intervallo di periodi, le PSD osservate sono generalmente ben confinate tra le curve NLNM e NHHM con valori medi delle PDF che si attestano fra 10 e 0 dB al di sotto della curva NHHM.



**Fig.5.5.** Variabilità della distribuzione di probabilità (PDF) dello spettro di potenza (PSD) registrato dalle stazione temporanea CTN1 installata a 150 m di distanza da CTNS. 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).



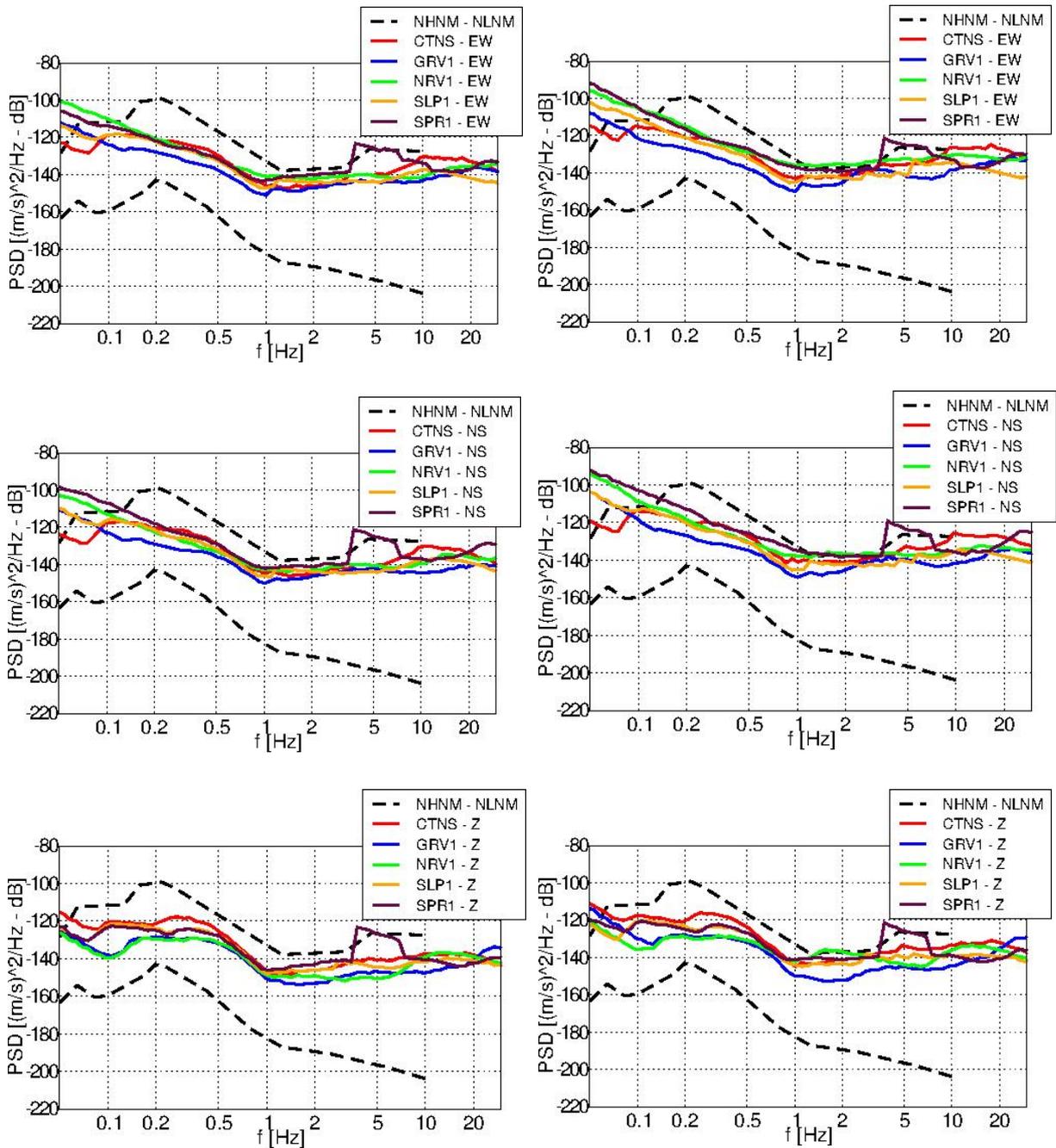
**Fig.5.6.** Come in Fig.5.5 per le stazioni temporanee GVR1 (in alto) e NRV1 (in basso) (cfr. Fig.5.4).



**Fig.5.7.** Come in Fig.5.5 per le stazioni temporanee SLP1 (in alto) e SPR1 (in basso) (cfr. Fig.5.4).

## 6. Rilevazione di eventi sismici

Le analisi di rumore descritte in precedenza sono state impiegate per valutare la sensibilità della rete mediante la simulazione di terremoti sintetici. In Fig. 6.1 vengono riportate le curve mediane e le curve corrispondenti al 90° percentile delle PDF ottenute dai dati registrati dalle stazioni temporanee e da CTNS.



**Figura 6.1.** Confronto fra lo spettro di potenza del segnale di velocità registrato e le curve standard NHNM – NLNM: curve mediane delle PDF misurate sulle tre componenti del moto alle stazioni CTNS, GVR1, MRV1, SLP1, SPR1 (pannelli di sinistra); curve corrispondenti al 90° percentile delle PDF misurate sulle tre componenti del moto alle stazioni CTNS, GVR1, MRV1, SLP1, SPR1 (pannelli di destra).

Il confronto delle distribuzioni conferma le conclusioni del paragrafo precedente mostrando livelli di rumore generalmente inferiori rispetto alla curva NHHM per tutti i siti indagati per frequenze maggiori di 1 Hz. In questa banda di frequenza, le stazioni temporanee e CTNS, mostrano distribuzioni di PSD contenute in un intervallo di circa 10 dB al di sotto della curva NHHM. Si noti che le componenti orizzontali del moto presentano livelli di rumore simili, mentre la componente verticale mostra un livello di rumore meno elevato (Fig. 6.1). Le curve corrispondenti al 90° percentile delle PDF relative alla componente EW sono state impiegate per la stima della detezione della rete.

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 direttività 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  $\Delta\sigma = 5$  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 utilizzando un fattore di qualità  $Q(f)$  dipendente dalla frequenza secondo la relazione  $Q(f) = Q_0 f^n$  (Lay e Wallace 1995) e il parametro  $k$  di decadimento spettrale (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:

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

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,  $R_{\vartheta\varphi}$  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:

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

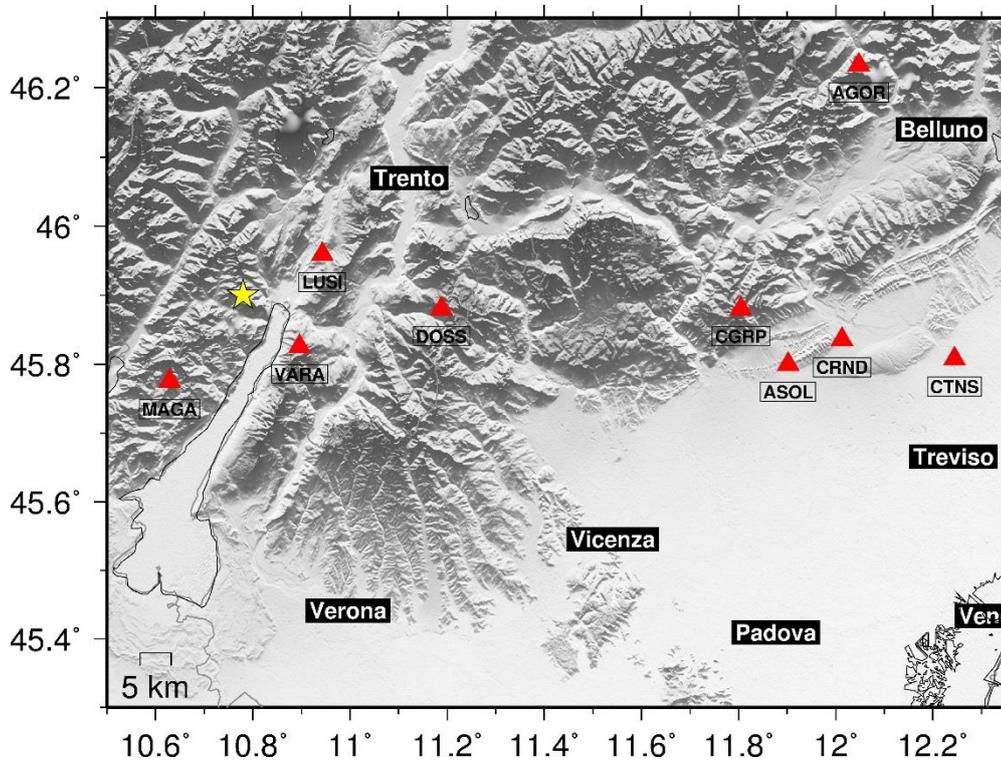
$$\text{Log } M_0 = 1.0 M_L + 10.5 \quad (M_L < 3.0)$$

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).

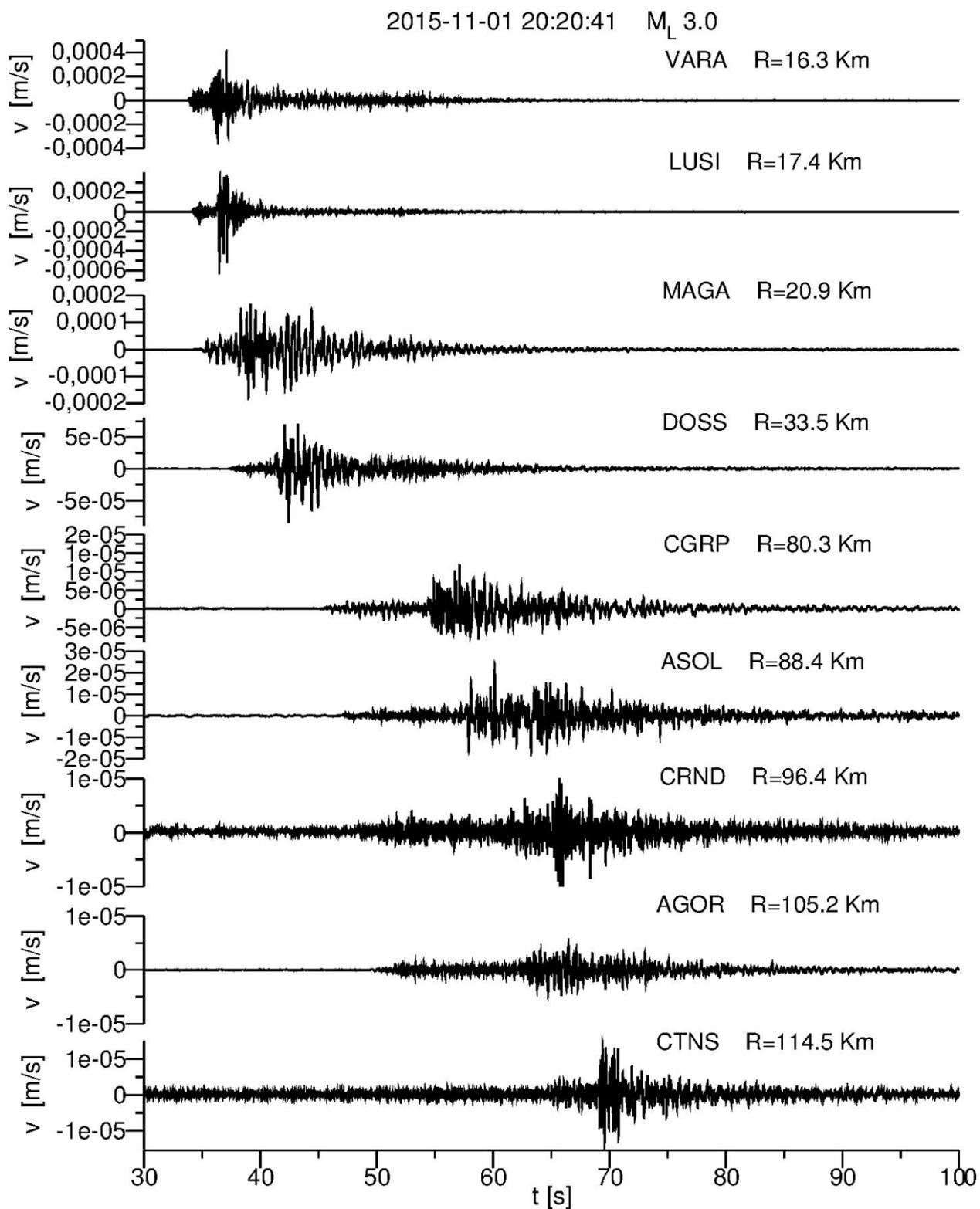
Per quanto riguarda l'attenuazione, recenti studi relativi all'area in esame indicano  $Q(f) = 80 f$  (Castro et al., 2013) mentre il valore del parametro  $k$  di decadimento spettrale può essere definito sulla base delle informazioni disponibili riguardanti la geologia locale. Gli studi relativi a 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 CTNS, installata nell'area pozzo (vedi paragrafo precedente). A tal fine, sono stati considerati gli eventi più energetici di una recente sequenza sismica avvenuta nella zona del Garda. La Tabella 6.1 elenca gli eventi sismici del periodo 25/10/2015-25/11/2015 localizzati entro 20 Km da Riva del Garda (TN), riportati dal Bollettino Sismico Nazionale (ISIDe Working Group - INGV, 2010). Come si vede, la sequenza comprende 2 eventi di magnitudo  $\geq 3.0$ , entrambi registrati da CTNS, situata a più di 100 Km di distanza epicentrale. Tuttavia, a causa dello scarso rapporto segnale-disturbo che caratterizza il primo evento (registrato in orario pomeridiano), nel presente studio viene considerato solo l'evento del 1 Novembre 2015 (registrato in orario serale). La stima del parametro di decadimento spettrale è stata effettuata applicando il modello descritto dall'equazione (1) ai dati registrati da stazioni della RSN poste a diverse distanze dalla sorgente. La Fig. 6.2 mostra la distribuzione delle stazioni utilizzate mentre in Fig.6.3 vengono mostrate le tracce velocimetriche (componente EW) registrate e impiegate per selezionare la fase S del segnale sismico. Nell'eq. (1) si è posto:  $\beta = 2.8 \text{ Km/s}$ ;  $\rho = 2.6 \text{ g/cm}^3$ ;  $R_{\partial\varphi} = 0.63$ ;  $F_S = 2$  e si è assunto  $\Delta\sigma = 5\text{MPa}$ . Per l'area del Garda, un recente lavoro ha stimato  $Q(f) = 160 f^{0.6}$  (Castro et al., 2008). Il parametro  $k$  è stato perciò stimato correggendo gli spettri di accelerazione osservati per la dipendenza dalla frequenza del fattore di qualità. In Fig. 6.4, gli spettri della fase S calcolati a partire dalle componenti orizzontali del moto vengono confrontati con le simulazioni ottenute impiegando i valori di  $k$  stimati per le diverse stazioni. Come si vede, l'impiego di un fattore di qualità calibrato sulla regione in esame consente di ottenere un buon accordo fra spettri simulati e osservati fino a più di 100 Km di distanza dalla sorgente.

Data	Tempo Origine (UTC)	Lat.	Lon.	Profondità [Km]	M <sub>L</sub>
<b>2015-10-27</b>	<b>15:05:37.510</b>	<b>45.892</b>	<b>10.796</b>	<b>9.7</b>	<b>3.1</b>
2015-10-27	15:23:54.090	45.911	10.774	6.3	1.3
2015-10-27	15:27:32.280	45.915	10.766	1.0	1.0
2015-10-27	15:35:17.280	45.917	10.770	5.3	0.8
2015-10-27	16:26:05.140	45.913	10.779	8.4	1.1
2015-10-27	16:51:16.240	45.914	10.773	4.0	0.8
2015-10-27	17:41:29.790	45.913	10.774	9.7	1.7
2015-10-27	18:18:31.250	45.917	10.779	10.0	1.2
2015-10-28	02:28:41.150	45.900	10.785	10.1	2.2
2015-10-28	19:50:00.050	45.901	10.785	8.2	1.9
<b>2015-11-01</b>	<b>20:20:41.630</b>	<b>45.896</b>	<b>10.782</b>	<b>8.6</b>	<b>3.0</b>
2015-11-01	23:20:13.640	45.894	10.787	4.3	1.5
2015-11-02	03:05:08.890	45.914	10.780	10.5	1.4
2015-11-05	01:17:04.710	45.913	10.777	9.8	1.2
2015-11-06	02:56:55.400	46.007	10.731	7.6	1.5
2015-11-08	06:55:57.600	45.833	11.011	10.6	2.0
2015-11-08	07:17:56.660	45.905	10.783	10.0	1.2
2015-11-09	07:48:14.280	45.910	10.782	8.1	1.4
2015-11-11	04:45:32.350	45.790	11.022	10.2	1.0
2015-11-15	14:06:21.250	45.79	10.987	5.5	0.9

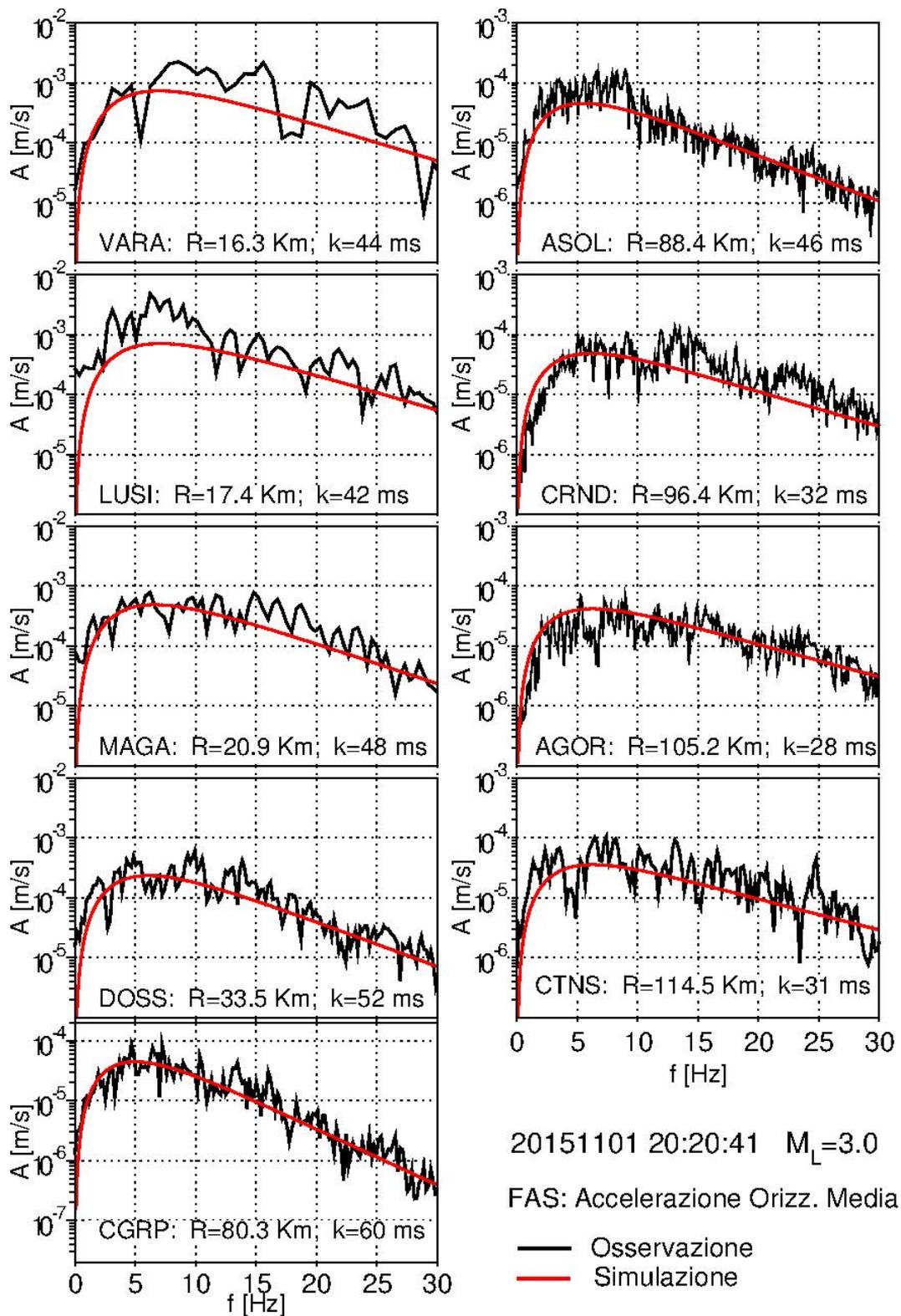
**Tabella 6.1.** Eventi sismici registrati dalla Rete Sismica Nazionale entro 20 Km di distanza epicentrale da Riva del Garda (TN) nel periodo 25/10/2015- 25/11/2015 (ISIDe Working Group - INGV 2010).



**Figura 6.2.** Distribuzione delle stazioni (triangoli rossi) e localizzazione dell'evento (M<sub>L</sub>=3.0; 01-11-2015; 20:20:41.00) utilizzati per la calibrazione dei parametri per la simulazione per la progettazione della rete microsismica.



**Figura 6.3.** Sismogrammi registrati da alcune stazioni della RSN durante il terremoto del 1 novembre 2015 ( $M_L=3.0$ ) avvenuto nella zona del Garda, utilizzati per la calibrazione della procedura di simulazione impiegata nel presente rapporto.

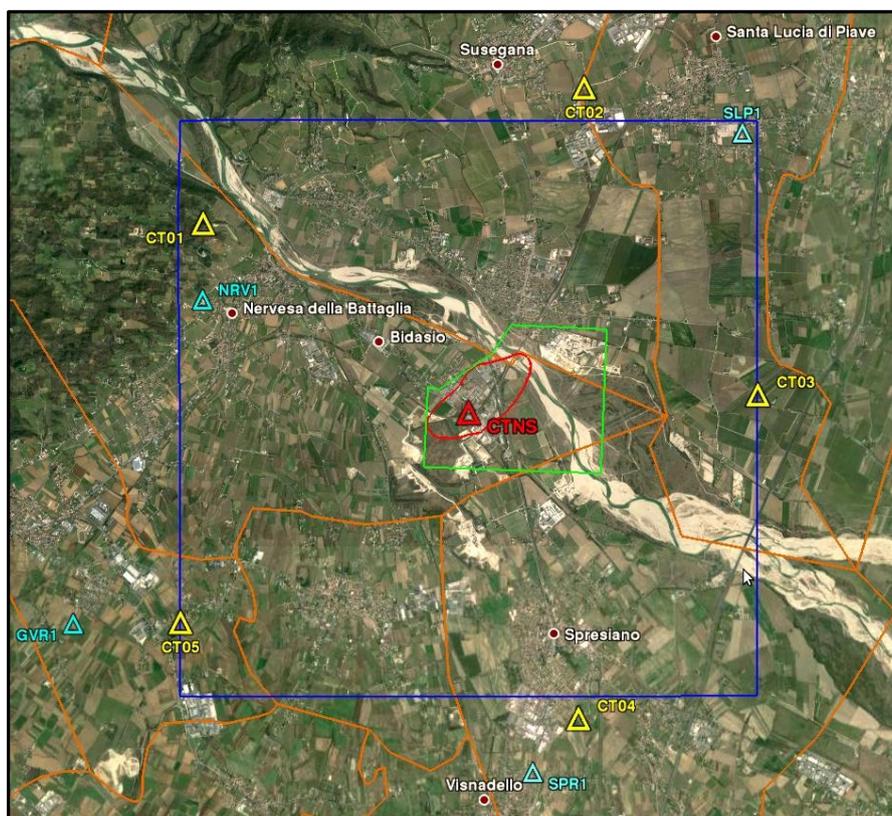


**Figura 6.4.** Confronto fra l'ampiezza dello spettro di Fourier della fase S registrata e simulata alle stazioni di Fig. 6.2. Nelle simulazioni vengono impiegate la stima del fattore di qualità ottenuta da Castro et al. (2008) e i valori di  $k$  stimati per ogni singola stazione. I valori di  $k$  utilizzati sono indicati nei riquadri.

## 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 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. 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. 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 rilevazione, le linee guida MiSE-DGS-UNMIG (2014) suggeriscono che nell'area superficiale di tale dominio le stazioni installate abbiano inter-distanze comprese fra 3 e 5 km. Nel presente rapporto, viene inizialmente considerata una rete microsismica composta da 5 stazioni (cfr. Fig. 7.1, caso A), installate rispettivamente al centro dell'area superficiale del Dominio di Rilevazione (nell'area pozzo "Sant'Andrea 1 dir ST" - stazione CTNS) e nelle vicinanze dei 4 vertici della medesima area (stazioni NRV1, SLP1, SPR1, GVR1). Le stazioni hanno inter-distanze comprese tra 4.0 e 6.3 Km.



**Fig.7.1.** Configurazioni ipotizzate per la rete di monitoraggio:

**caso A)** microrete composta da 5 stazioni localizzate in corrispondenza dei siti impiegati per la caratterizzazione del rumore sismico ambientale (cfr. Fig 5.4 - triangoli azzurri) e in corrispondenza dell'area pozzo (stazione CTNS);

**caso B)** microrete composta da 6 stazioni, 5 delle quali posizionate in corrispondenza dei vertici di un pentagono regolare (triangoli gialli) ed una coincidente con la stazione CTNS. Il quadrato blu indica la proiezione in superficie del Dominio di Rilevazione, mentre le linee rossa e verde evidenziano la proiezione in superficie del giacimento e l'area della concessione "Casa Tonetto", rispettivamente. I poligoni marroni delineano i limiti comunali.

Per effettuare le simulazioni secondo la tecnica descritta nel paragrafo precedente, le sorgenti sismiche puntiformi sono state poste in corrispondenza di 625 punti di 3 grigliati regolari ricoprenti l'area superficiale del Dominio di Rilevazione, DR, ( $8.0 \times 8.0 \text{ km}^2$ ) e posti alle profondità di 2.0; 3.5 e 5.0 km. Le profondità di 2 e 5 km corrispondono alla profondità del giacimento di Sant'Andrea e al bottom di DR 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 di 10 dB, considerando il valore massimo dello spettro di potenza del terremoto e il valor medio di PSD del rumore per frequenze maggiori di 1 Hz. Il superamento di questa soglia determina la detezione dell'evento da parte della stazione sismica in esame. La soglia di detezione 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, assumendo che la localizzazione possa avvenire in caso di detezione da parte di un certo numero di stazioni della rete. In generale, il numero di stazioni necessarie per localizzare un evento sismico non è definito in maniera univoca e dipende dal grado di accuratezza che si vuole ottenere nel calcolo dei parametri ipocentrali. I criteri empirici che vengono solitamente impiegati per valutare l'affidabilità della stima di tali parametri riguardano: il numero di fasi utilizzate (arrivi P ed S); il GAP (massimo angolo senza osservazioni); la distanza dell'epicentro dalla stazione più vicina; l'ampiezza media dei residui fra tempi di viaggio osservati e stimati (Husen e Hardebeck, 2010). Ad esempio, per una localizzazione accettabile vengono solitamente richiesti un numero minimo di fasi pari a 8 (delle quali almeno una fase S) e un GAP minore di  $180^\circ$ .

In questo studio, le soglie di detezione calcolate per la configurazione di rete corrispondente al caso A (cfr. Fig. 7.1, caso A), sono state impiegate per simulare la localizzazione mediante 3 e 4 stazioni della rete microsismica (casi A1 e A2, rispettivamente). Nelle Fig.7.2; 7.3 e 7.4 vengono mostrate le soglie di detezione (riquadri superiori) e di localizzazione (caso A1: riquadri centrali; caso A2: riquadri inferiori), ottenute alle profondità di 2; 3.5 e 5 Km, rispettivamente. In tutte le simulazioni sono stati impiegati i livelli di rumore ambientale corrispondenti al 90° percentile delle PDF misurate sulla componente EW del moto (Fig. 6.1).

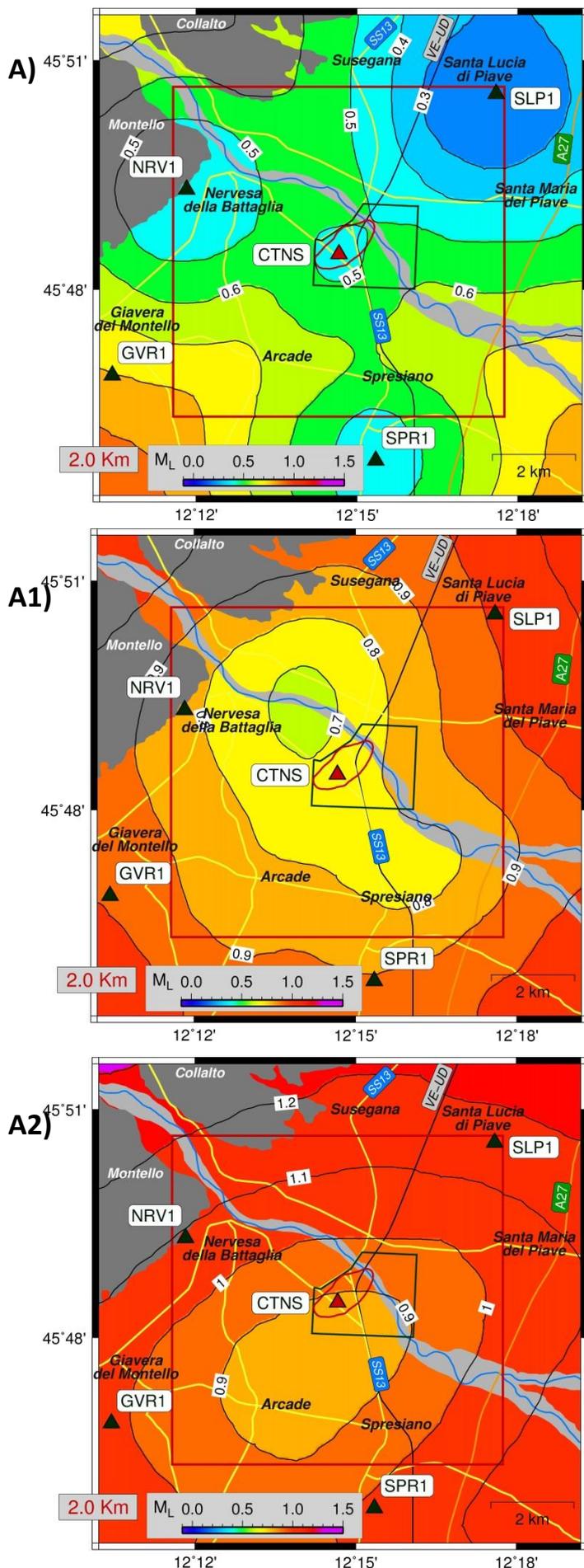
In generale, le mappe di detezione ottenute mostrano un aumento della magnitudo di soglia con la profondità,  $h$ , unitamente ad una distribuzione influenzata dal rapporto segnale-disturbo che caratterizza la singola stazione. Come si vede dalle mappe mostrate nelle Fig. 7.2; 7.3 e 7.4 (riquadri superiori), nel caso di una rete microsismica costituita da 5 stazioni poste in superficie, una delle quali posizionata in corrispondenza dell'area pozzo, la soglia di magnitudo di detezione passa indicativamente da  $M_L=0.6$  (per  $h = 2 \text{ km}$ ) a  $M_L=0.8$  (per  $h = 5 \text{ km}$ ), con differenze areali di circa 0.2 unità di magnitudo all'interno del Dominio di Rilevazione. Naturalmente, per ogni profondità fissata, le soglie di localizzazione ottenute risultano sempre più elevate rispetto alle corrispondenti soglie di detezione. Inoltre, la dipendenza della localizzazione dalla soglia di detezione di più stazioni produce in generale distribuzioni di magnitudo di localizzazione più omogenee rispetto alle distribuzioni di magnitudo di detezione. Nel caso A1, per  $h=2 \text{ Km}$  si passa da  $M_L=0.7$  all'interno di una ristretta ( $< 2 \text{ km}^2$ ) area situata nelle vicinanze del *reservoir*, a  $M_L=1.0$  nella parte più esterna di DR. Nella parte più profonda del dominio si ottiene invece una

distribuzione di magnitudo di localizzazione praticamente omogenea caratterizzata da  $M_L$  circa uguale a 1.0. Nel caso A2, si ottengono valori di  $M_L$  compresi fra 0.9 e 1.2 per  $h=2$  Km e compresi fra 1.0 e 1.2 per  $h=5$  Km. Si noti che per  $h=5$  Km, la soglia di localizzazione corrispondente ad  $M_L=1.0$  viene raggiunta in un'area corrispondente al 75 % circa di DR e solo quando viene richiesta la detezione da parte di 3 stazioni della rete (caso A1), condizione che non può assicurare il minimo numero di fasi necessario per ottenere localizzazioni sufficientemente accurate. Aumentando il numero di stazioni richieste per la localizzazione di un evento (caso A2), l'area caratterizzata da  $M_L=1.0$  si riduce all'incirca al 7 % di DR. Inoltre, è necessario sottolineare che, mediante una rete composta da 5 stazioni, risulta particolarmente difficoltoso assicurare sia una buona copertura del Dominio di Rilevazione, sia una riduzione del GAP. Nel caso esaminato ad esempio, gli eventi localizzati in corrispondenza del bordo orientale del giacimento, e quindi non lontani dal centro del dominio, avrebbero valori di GAP attorno a  $140^\circ$  mentre gli eventi localizzati in prossimità del lato Est della concessione avrebbero GAP attorno a  $160^\circ$ .

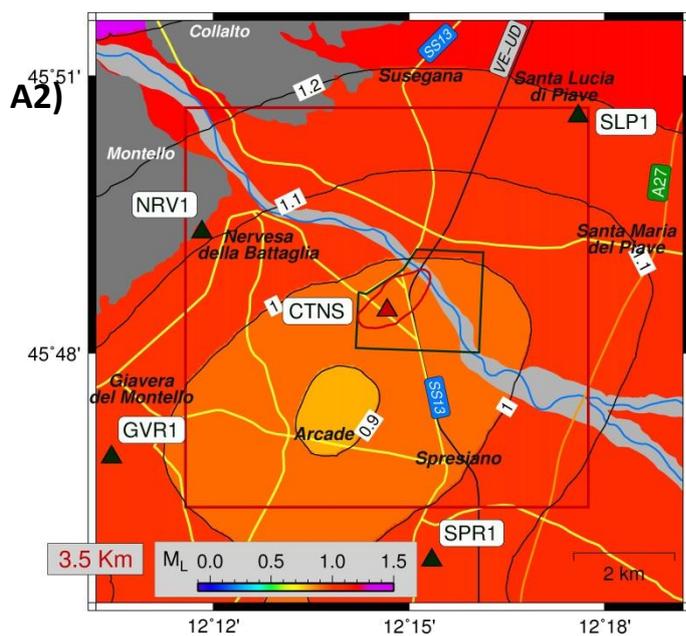
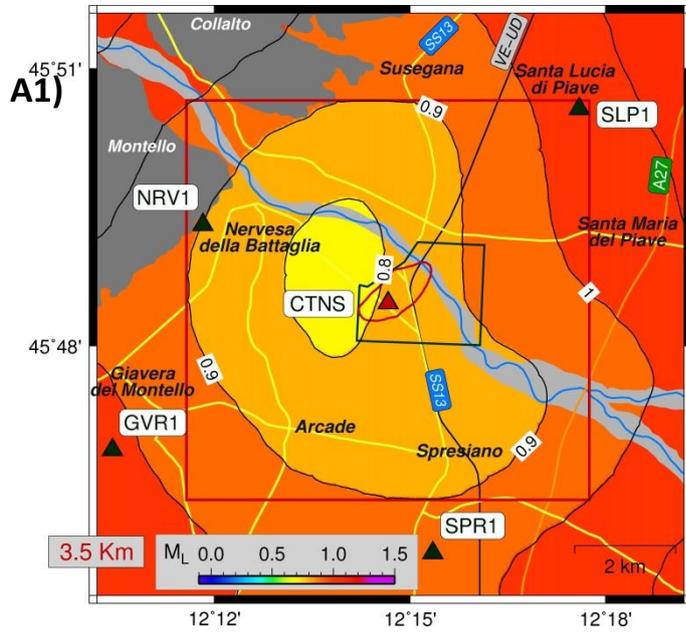
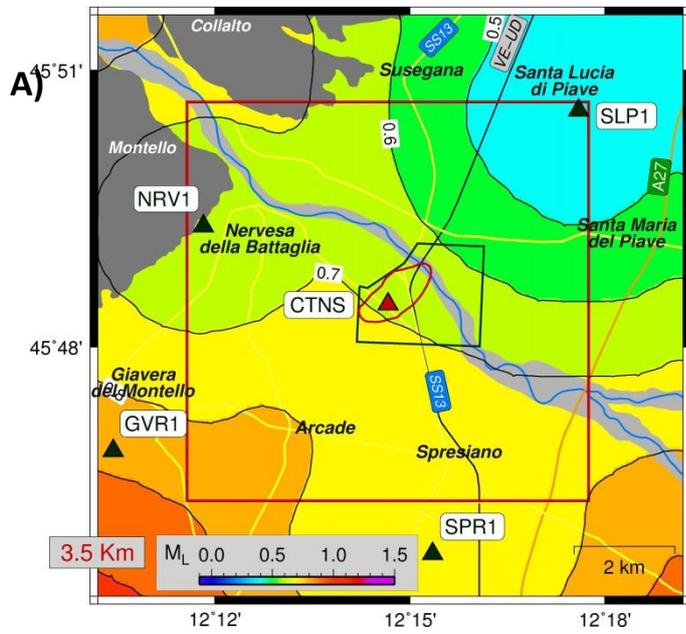
Al fine di estendere l'area caratterizzata da soglia di localizzazione  $M_L \leq 1.0$  nella parte più profonda di DR e aumentare l'accuratezza nella stima dei parametri ipocentrali, è stata perciò considerata anche una configurazione di rete composta complessivamente da 6 stazioni poste in superficie, 5 delle quali collocate ai vertici di un pentagono quasi regolare avente la stazione CTNS come centro (cfr. Fig. 7.1, caso B). Le inter-distanze fra le stazioni della rete sono comprese fra 4 e 5 Km mentre i livelli di rumore sismico ambientale sono stati definiti a partire dalle misure effettuate nei siti precedentemente considerati. In particolare, le curve corrispondenti al 90° percentile delle PDF misurate sulla componente EW del moto registrato in area pozzo, a NRV1, a GVR1 e a SPR1 sono state impiegate per CTNS, CT01, CT05 e CT04, rispettivamente. La PDF misurata a SLP1 è stata invece impiegata per CT02 e per CT03. Le simulazioni sono state effettuate come nel caso A, richiedendo anche per questa configurazione di rete la detezione da parte di 3 e di 4 stazioni (casi B1 e B2, rispettivamente). Nelle Fig. 7.5; 7.6 e 7.7 vengono mostrate le soglie di detezione (riquadri superiori) e di localizzazione (caso B1: riquadri centrali; caso B2: riquadri inferiori), ottenute alle profondità di 2; 3.5 e 5 Km, rispettivamente. Come si vede, nel caso B la detezione passa indicativamente da  $M_L=0.4$  (per  $h = 2$  km) a  $M_L=0.6$  (per  $h = 5$  km), con differenze areali di circa 0.2 unità di magnitudo all'interno del dominio di rilevazione. Per quanto riguarda la soglia di localizzazione, nel caso B1, per  $h=2$  Km si passa da  $M_L=0.6$  all'interno di un'area di circa 5 km<sup>2</sup> comprendente il *reservoir*, a  $M_L=0.8$  nella parte più esterna di DR. Nella parte più profonda del dominio si ottiene invece una distribuzione di magnitudo di localizzazione più omogenea con valori di  $M_L$  compresi fra 0.8 e 0.9. Nel caso B2, si ottengono valori di  $M_L$  compresi fra 0.7 e 0.9 per  $h=2$  Km e compresi fra 0.9 e 1.0 per  $h=5$  Km.

Considerata la limitata estensione del giacimento, una localizzazione poco accurata degli eventi sismici nel dominio di rilevazione sarebbe di scarsa utilità. Infatti, come si è visto, una rete avente la configurazione adottata nel caso A, consente di localizzare eventi fino a magnitudo 1.0 solo in una parte del livello più profondo di DR e generalmente con elevati valori di GAP. In molti casi, gli eventi caratterizzati da GAP elevato risulterebbero inoltre erroneamente localizzati verso la parte esterna della rete, quindi ad una distanza maggiore dal giacimento di quanto non lo fossero realmente (Husen e Hardebeck, 2010). La configurazione del caso B invece, permette di contenere il valore di GAP per tutti gli eventi localizzati nella parte centrale di DR anche nel caso di localizzazione mediante 3 stazioni, e consente comunque di ottenere una magnitudo di soglia per

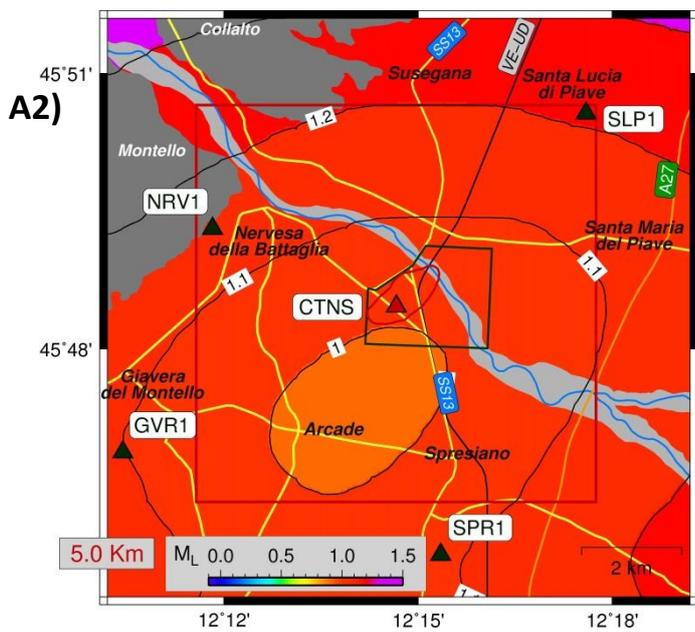
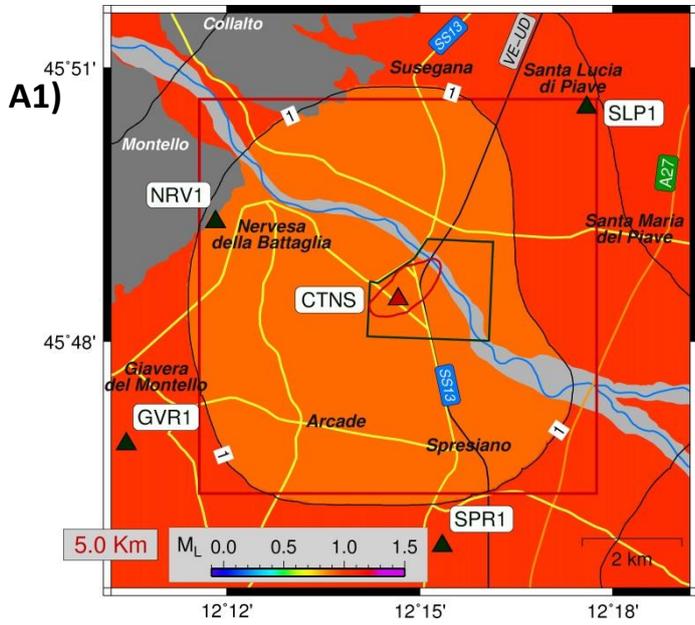
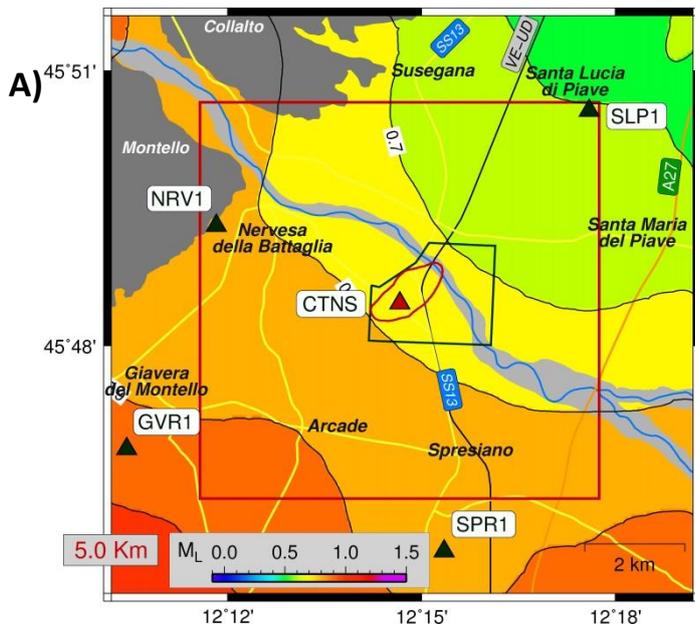
la localizzazione pari a 1.0 in tutto il Dominio di Rilevazione (cfr. Fig. 7.7, casi B1 e B2). Si noti che, contrariamente a ciò che accade nel caso A, la configurazione di rete del caso B consente di localizzare gli eventi di magnitudo 0.7 in corrispondenza del giacimento anche mediante 4 stazioni (cfr. Fig. 7.2, caso A1 e Fig. 7.5, caso B2).



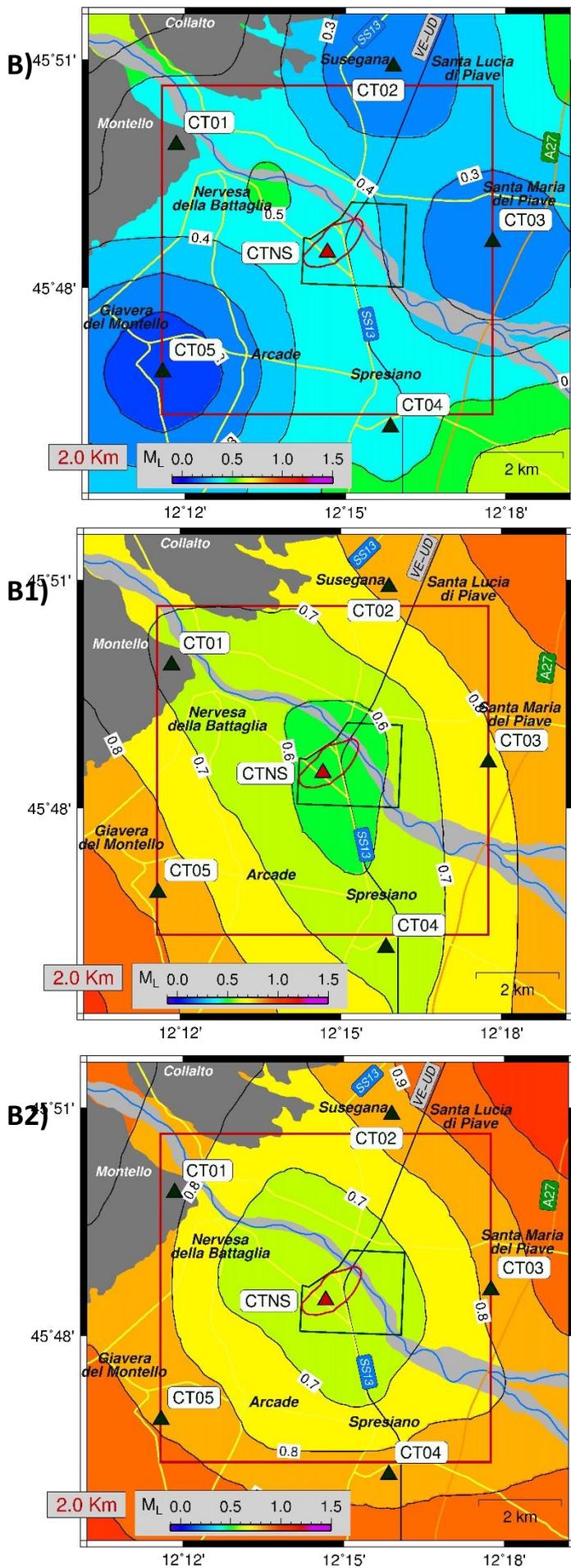
**Figura 7.2. A) Riquadro superiore:** soglia di detezione, espressa in unità di magnitudo  $M_L$ , per eventi localizzati nel Dominio di Rilevazione, DR, alla profondità di 2.0 Km per una rete composta da 5 stazioni poste in superficie localizzate in corrispondenza dei siti impiegati per la caratterizzazione del rumore sismico ambientale e in corrispondenza dell'area pozzo (stazione CTNS). **A1) Riquadro centrale:** soglia di localizzazione ottenuta richiedendo la detezione di un evento da parte di almeno 3 stazioni della rete. **A2) Riquadro inferiore:** soglia di localizzazione ottenuta richiedendo la detezione di un evento da parte di almeno 4 stazioni della rete. Vengono indicate in particolare l'area della concessione "Casa Tonetto", la proiezione in superficie del *reservoir* e i limiti del Dominio di Rilevazione.



**Figura 7.3.** Come in Fig. 7.1 per la profondità di 3.5 Km.



**Figura 7.4.** Come in Fig. 7.1 per la profondità di 5.0 Km.



**Figura 7.5. A) Riquadro superiore:** soglia di detezione, espressa in unità di magnitudo  $M_L$ , per eventi localizzati nel Dominio di Rilevazione, DR, alla profondità di 2.0 Km per una rete composta da 6 stazioni poste in superficie 5 delle quali collocate ai vertici di un pentagono quasi regolare avente la stazione CTNS come centro. **A1) Riquadro centrale:** soglia di localizzazione ottenuta richiedendo la detezione di un evento da parte di almeno 3 stazioni della rete. **A2) Riquadro inferiore:** soglia di localizzazione ottenuta richiedendo la detezione di un evento da parte di almeno 4 stazioni della rete. Vengono indicate in particolare l'area della concessione "Casa Tonetto", la proiezione in superficie del *reservoir* e i limiti del Dominio di Rilevazione.

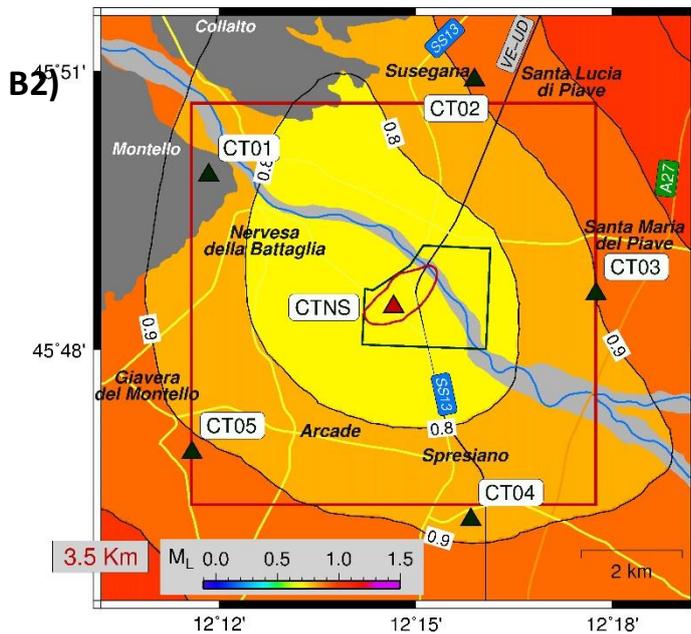
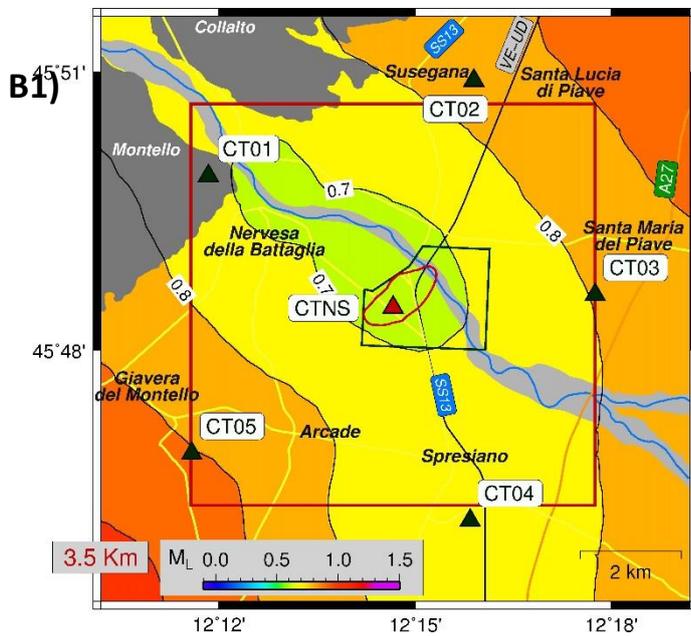
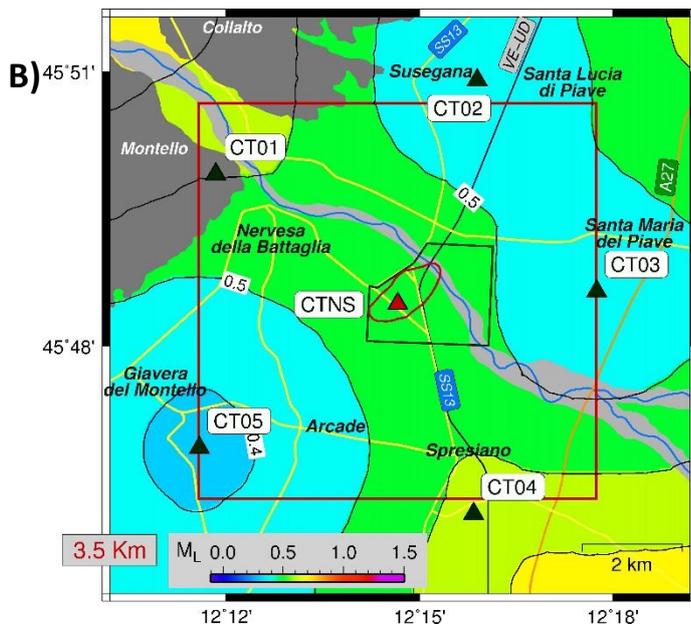
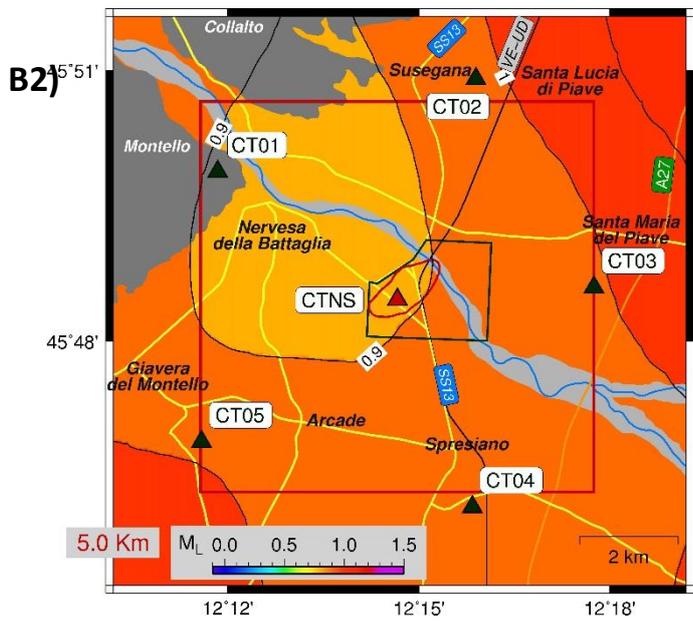
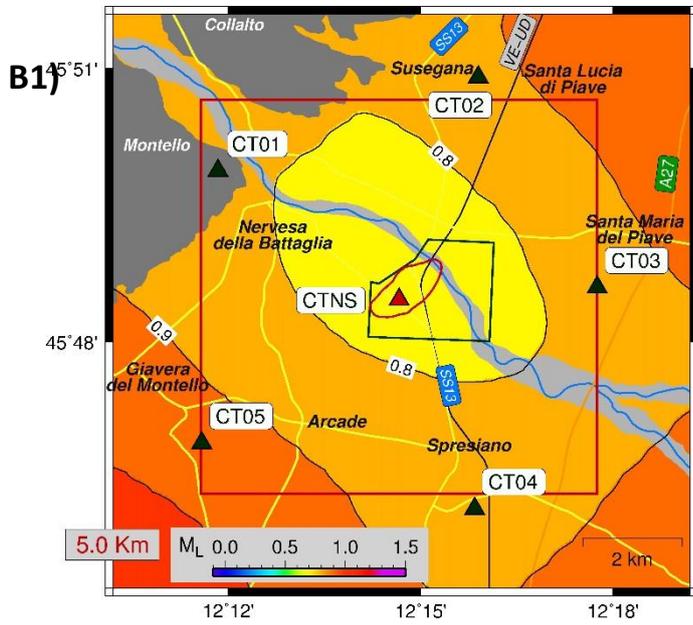
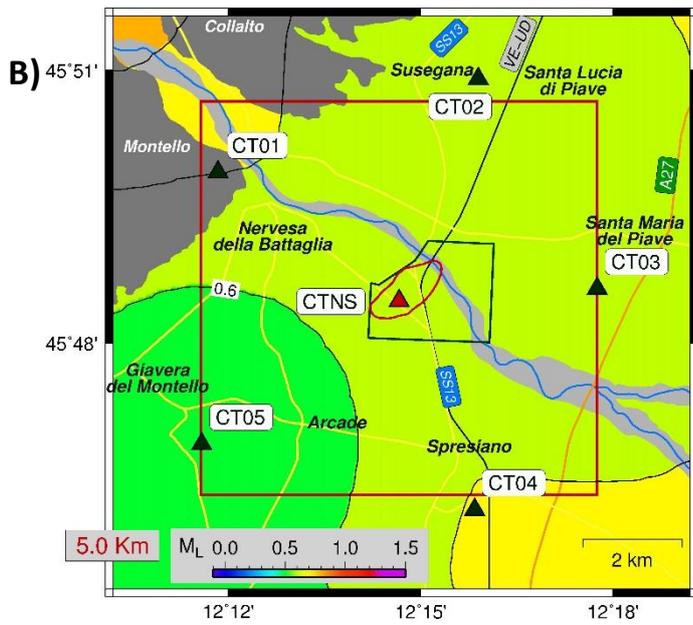


Figura 7.6. Come in Fig. 7.5 per la profondità di 3.5 Km.



**Figura 7.7.** Come in Fig. 7.5 per la profondità di 5.0 Km.

## 8. Acquisizione dei dati

Secondo le linee guida MiSE-DGS-UNMIG (2014), le stazioni sismiche che compongono la rete sismica di monitoraggio microsismico devono essere dotate di trasmissione dati in tempo reale presso un centro di acquisizione dedicato e devono essere integrate con le stazioni sismiche già presenti sul territorio dedicate al monitoraggio nazionale e/o regionale.

Un acquirente sismico adatto a tali scopi: non può avere una dinamica inferiore a 24 bit; deve prevedere la possibilità di archiviare i dati su supporto locale e di trasmettere i medesimi in tempo reale utilizzando il protocollo standard TCP/IP; deve consentire la sincronizzazione del tempo mediante antenne GPS; deve consentire la connessione di 2 sensori. Inoltre, viene ritenuta condizione essenziale per la scelta di un buon acquirente la possibilità di immagazzinare i dati sismici direttamente nel formato nativo *MiniSeed* poiché con tale opzione è possibile calibrare tutto il sistema di acquisizione dati utilizzando programmi standard per la sismologia, riconosciuti dalla comunità scientifica internazionale, quali *SeedLink* ed *Earthworm*.

Tenendo conto dei più recenti progressi tecnologici realizzati nel campo delle comunicazioni, i possibili sistemi di trasmissione dati 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 antenne WIFI, utilizzando onde radio.

La scelta del sistema di acquisizione più adatto verrà effettuata dopo uno studio di dettaglio riguardante la stabilità della copertura dei segnali. Durante il primo mese di monitoraggio ad esempio, grazie all'installazione della stazione CTNS è già stato possibile collaudare la connessione UMTS con buon successo.

Per quanto riguarda la strumentazione sismica, considerato il contesto geologico e l'elevato livello di antropizzazione dell'area monitorata, si ritiene opportuno realizzare una rete costituita da stazioni poste di superficie, dotate anche solo di sensori a corto periodo. In linea di principio quindi, non si ritiene necessario impiegare strumenti di tipo broad-band, anche se è importante notare che i più recenti sviluppi tecnologici hanno consentito di realizzare tali sensori a costi praticamente equivalenti a quelli dei sensori a corto periodo. Inoltre, come previsto dalle linee guida, sarebbe auspicabile prevedere anche l'installazione di almeno un accelerometro di nuova generazione, dai costi contenuti, in linea con la strumentazione della Rete Sismica Nazionale, allo scopo di consentire la corretta registrazione di eventuali eventi di elevata magnitudo che dovessero verificarsi nell'area.

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 ben dimensionato. 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 invernali peggiori.

A titolo di esempio, in Fig. 8.1 viene mostrata l'installazione di una stazione simile a quelle che costituiranno la rete microsismica, in questo caso con alimentazione a pannelli solari, prevista in caso di inaccessibilità alla rete elettrica. L'immagine si riferisce ad 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.



**Figura 8.1.** 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 sarà 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 trasmessi ed acquisiti nel formato sismologico standard *MiniSeed*

(<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, sarà impiegato 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, verrà 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 *MiniSeed* mentre le forme 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. Il sistema di acquisizione prevede anche la fase di backup dei dati su supporti di reti (NAS).

## 9. Conclusioni

A seguito delle prescrizioni per la realizzazione dell'attività di sfruttamento del giacimento di Sant'Andrea, contenute nell'intesa per il conferimento della concessione da parte del MiSE rilasciata dalla Giunta Regionale della Regione Veneto a Apennine Energy S.p.A. (BURVET, 2015), in questo rapporto è stato valutato un progetto per la realizzazione di una rete di monitoraggio microsismico che soddisfi alcuni dei 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-DGS-UNMIG, 2014). Considerato che le indicazioni fornite dalle Linee Guida non sarebbero da applicare al caso in oggetto poiché il giacimento ha riserve originarie inferiori a 300 MSm<sup>3</sup> di gas e profondità minori di 2 km, in questo studio si è comunque ritenuto opportuno considerare per la rilevazione nel cosiddetto Dominio Interno un valore di soglia di magnitudo pari a 1.0, con una incertezza nella localizzazione dell'ipocentro di alcune centinaia di metri. Le analisi condotte hanno evidenziato che:

- 1) L'area di monitoraggio, caratterizzata da intensa antropizzazione, presenta nella banda di frequenza rilevante ai fini della detezione di eventi sismici di bassa magnitudo ( $f > 1$  Hz), livelli di rumore sismico ambientale abbastanza elevati. I valori di PSD osservati si attestano comunque al di sotto delle curve di riferimento New High Noise Model di Peterson (1993) di una quantità variabile fra 0 e 10 dB.
- 2) Considerando i livelli di rumore corrispondenti al 90° percentile delle PDF osservate e una rete di stazioni costituita da 5 stazioni disposte nell'area superficiale del Dominio di Rilevazione, DR (cfr. Fig. 7.1, caso A), si ottengono in DR, alla profondità del giacimento, valori di  $M_L$  di localizzazione compresi nell'intervallo [0.7-1.0] nel caso in cui venga richiesta la localizzazione con almeno 3 stazioni (caso A1) e compresi nell'intervallo [0.9-1.2] nel caso in cui venga richiesta la localizzazione con almeno 4 stazioni della rete (caso A2). Al bottom di DR (5 Km di profondità), si ottengono invece valori circa uguali a 1.0 nel caso A1 e compresi nell'intervallo [1.0-1.2] nel caso A2.
- 3) Una rete composta da 5 stazioni, consente di raggiungere il livello prefissato di magnitudo di localizzazione ( $M_L=1.0$ ) solo in una zona ristretta del bottom di DR. Inoltre, essa non è in grado di assicurare sia una buona copertura del Dominio di Rilevazione, sia una riduzione del GAP, obiettivo necessario, quest'ultimo, per consentire un'accurata localizzazione degli eventi sismici.
- 4) Ai fini di estendere il volume caratterizzato da soglia di localizzazione pari ad almeno 1.0 e di ridurre il GAP degli eventi rilevati, indipendentemente dalla loro collocazione all'interno di DR, si suggerisce l'installazione di una rete composta complessivamente da 6 stazioni poste in superficie, 5 delle quali collocate ai vertici di un pentagono quasi regolare avente la stazione CTNS come centro (cfr. Fig. 7.1, caso B). Con questa configurazione si ottengono alla profondità del giacimento, valori di  $M_L$  di localizzazione compresi nell'intervallo [0.6-0.8] nel caso in cui venga richiesta la localizzazione con almeno 3 stazioni (caso B1) e compresi nell'intervallo [0.7-0.9] nel caso in cui venga richiesta la localizzazione con almeno 4 stazioni della rete (caso B2). Al bottom di DR (5 Km di profondità), si ottengono invece valori compresi nell'intervallo [0.8-0.9] nel caso A1 e compresi nell'intervallo [0.9-1.0] nel caso A2.

## Referenze

- AA. VV., Prov. Venezia (2004). Geomorfologia della Provincia di Venezia
- 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.
- Anselmi M., Govoni A., De Gori P., Chiarabba C.(2011). Seismicity and velocity structures along the south-Alpine thrust front of the Venetian Alps (NE-Italy), *Tectonophysics*, 513, 37–48.
- Apennine Energy S.p.A. (2014a). Istanza di Concessione di Coltivazione Casa Tonetto (Realizzazione della Centrale per la messa in produzione del pozzo Sant'Andrea 1 dir ST). Sintesi non tecnica, 38 pp.  
<https://rdv.app.box.com/s/hguyq17g62t22jke4mwu/1/2437314347/20864668109/1>  
(data di accesso: 11/2015).
- Apennine Energy S.p.A. (2014b). Istanza di Concessione di Coltivazione Casa Tonetto (Realizzazione della Centrale per la messa in produzione del pozzo Sant'Andrea 1 dir ST). Studio di Impatto Ambientale, 158 pp.  
<https://rdv.app.box.com/s/hguyq17g62t22jke4mwu/1/2437314347/20864676515/1>  
(data di accesso: 11/2015).
- Balocchi P. (2012). Regime dello stress tettonico attuale della microplacca Adria (Pianura Padana-Veneta). GeoResearch Center Italy - GeoBlog, pub n. 6 (2012), ISSN: 2240-7847,  
<http://georcit.blogspot.it/2012/12/regime-dello-stress-tettonico-attuale.html>  
(data di accesso: 11/2015).
- Benedetti, L., Tapponnier, P., King, G.C.P., Meyer, B., Manighetti, I. (2000). Growth folding and active thrusting in the Montello region, Veneto, northern Italy. *J. Geophys. Res.* 105, 739–766.
- Bressan, G. (2005). Modelli monodimensionali di velocità dell'Italia Nord-orientale. OGS-CRS Internal Report, 17 pp.
- Bressan, G., Gentile, G.F., Tondi, R., de Franco, R., Urban, S. (2012). Sequential integrated inversion of tomographic images and gravity data: an application to the Friuli area (north- eastern Italy), *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 53, 191–212.
- 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.
- Burrato, P., De Martini, P.M., Poli, M.E., Zanferrari, A. (2009). Geometric and kinematic modeling of the thrust fronts in the Montello–Cansiglio area from geologic and geodetic data (Eastern South Alpine Chain, NE Italy). *Rend. Online Soc. Geol. Ital.* 5, 48–50.
- BURVET (2015). Bollettino Ufficiale della Regione del Veneto. Bur n. 39 del 21 aprile 2015, Deliberazione della Giunta Regionale n. 404 del 31 marzo 2015,  
<http://bur.regione.veneto.it/BurvServices/Pubblica/DettaglioDgr.aspx?id=295643>  
(data di accesso: 11/2015).
- Castellarin A., Eva C., Giglia G., Vai G.B. (1985). Analisi strutturale del fronte appenninico padano. *Giornale di Geologia*, sez. 3, 47, 47–76.
- Castello, B., Selvaggi, G., Chiarabba, C., Amato, A. (2006). CSI Catalogo della sismicità italiana 1981–2002. versione 1.1. INGV-CNT, Roma. <http://csi.rm.ingv.it/>.
- Castro, R. R., Massa, M., Augliera, P., Pacor, F. (2008). Body-wave Attenuation in the Region of Garda, Italy, *Pageoph*, 165, 1351-1366, doi:10.1007/s00024/008-0365-1.

- 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.
- Chiaraluce, L., Valoroso, L., Anselmi, M., Bagh, S., Chiarabba, C. (2009). A decade of passive seismic monitoring experiments with local networks in four Italian regions. *Tectonophysics*, 476, 85–98.
- Galadini, F., Poli, M.E., Zanferrari, A. (2005). Seismogenic sources potentially responsible for earthquakes with  $M \geq 6$  in the eastern Southern Alps (Thiene-Udine sector, NE Italy). *Geophys. J. Int.* 161, 739–762.
- 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.
- Husen S., Hardebeck J. L. (2010). Earthquake location accuracy, *Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis*, doi: 10.5078/corssa-55815573. Available at <http://www.corssa.org>.
- ISIDe Working Group (INGV 2010), Italian Seismological Instrumental and parametric database: <http://iside.rm.ingv.it> (data di accesso: 11/2015).
- Kissling, E., Kradolfer, U., Maurer, H. (1995). VELEST user's guide-short introduction, report, Inst. of Geophys. and Swiss Seismol. Serv., Zurich, Switzerland.
- 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.
- McNamara, D.E., Buland R.P. (2004). Ambient Noise Levels in the Continental United States, *Bull. seism. Soc. Am.*, 94, 1517-1527.
- MiSE-DGS-UNMIG (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) (data di accesso: 11/2015).
- MiSE-DGS-UNMIG (2015a). Ministero dello Sviluppo Economico - Direzione Generale per la Sicurezza – Ufficio Nazionale Minerario per gli Idrocarburi e le Georisorse. Titoli minerari vigenti. Permesso di Ricerca "Carità", <http://unmig.sviluppoeconomico.gov.it/unmig/titoli/dettaglio.asp?cod=723> (data di accesso: 11/2015).
- MiSE-DGS-UNMIG (2015b). Ministero dello Sviluppo Economico - Direzione Generale per la Sicurezza – Ufficio Nazionale Minerario per gli Idrocarburi e le Georisorse. Titoli minerari vigenti. Concessione di Coltivazione "Casa Tonetto", <http://unmig.sviluppoeconomico.gov.it/unmig/titoli/dettaglio.asp?cod=941> (data di accesso: 11/2015).
- Ori G.G. (1993). Continental depositional systems of the Quaternary of the Po plain (Northern Italy). *Sedimentary Geology*, 83(1–2), 1–14.
- Peterson (1993). Observation and modelling of seismic background noise, *U.S.G.S. Tech. Rept.*, 93-322, 1-95.

- Poli, M.E., Burrato, P., Galadini, F., Zanferrari, A. (2008). Seismogenic sources responsible for destructive earthquakes in north-eastern Italy. *Boll. Geofis. Teor. Appl.* 49, 301–313.
- Priolo E., Romanelli, M., Plasencia Linares, M.P., Garbin, M., Peruzza, L., Romano, M.A., Marotta P., Bernardi, P. Moratto, L., Zuliani, D., Fabris, P. (2015). Seismic monitoring of an underground natural gas storage facility: the Collalto Seismic Network, *Seism. Res. Lett.*, 86 (1), 109-123.
- Rovida, A., Camassi, R., Gasperini, P., Stucchi, M. (2011). CPTI11, la versione 2011 del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani. Milano, Bologna. <http://dx.doi.org/10.6092/INGV.IT-CPTI11> (<http://emidius.mi.ingv.it/CPTI>).
- 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.
- Valensise, G., Pantosti, D. (2001). The investigation of potential earthquake sources in peninsular Italy: a review. *J. Seismol.* 5, 287–306.
- Viganò A., Scafidi D., Martin S., Spallarossa D. (2013). Structure and properties of the Adriatic crust in the central-eastern Southern Alps (Italy) from local earthquake tomography, *Terra Nova*, 25, 504–512.
- Viganò A, Scafidi D., Ranalli G., Martin S., Della Vedova, B., Spallarossa D. (2015). Earthquake relocations, crustal rheology and active deformation in the central–eastern Alps (N Italy), *Tectonophysics*, 08/2015; DOI:10.1016/j.tecto.2015.08.017, 2015.