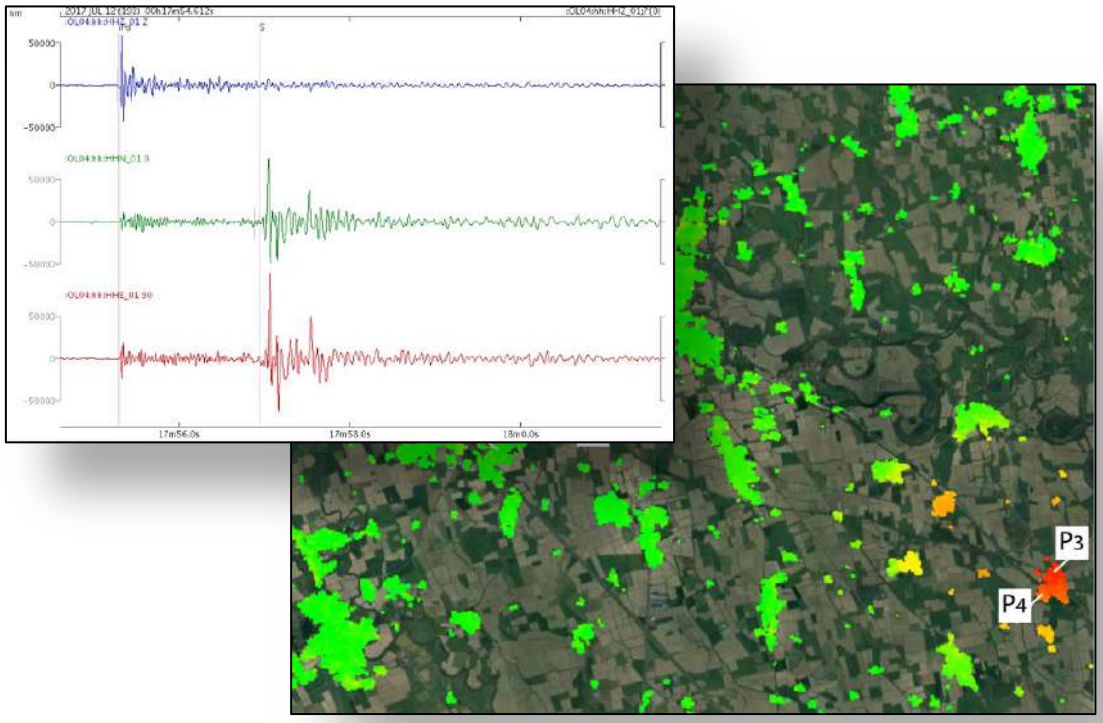
ISTITUTO NAZIONALE
DI OCEANOGRAFIA E DI GEOFISICA SPERIMENTALE

Consiglio Nazionale delle Ricerche
istituto per il rilevamento elettromagnetico dell'ambiente

CONCESSIONE DI STOCCAGGIO DI GAS NATURALE
"CORNEGLIANO STOCCAGGIO"



MONITORAGGIO SISMICO E DELLE DEFORMAZIONI SUPERFICIALI

Relazione sulle attività iniziali

Struttura Preposta al Monitoraggio:

OGS *- Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale*
Sezione Scientifica Centro di Ricerche Sismologiche (CRS)

IREA-CNR *– Istituto per il Rilevamento Elettromagnetico dell'Ambiente (IREA)*
Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR)

Rel. OGS 2018/37 Sez. CRS 12 Sgonico, 29 maggio 2017

ISTITUTO NAZIONALE
DI OCEANOGRAFIA E DI GEOFISICA SPERIMENTALE

Consiglio Nazionale delle Ricerche
istituto per il rilevamento elettromagnetico dell'ambiente

A cura di:

Enrico Priolo[1], Riccardo Lanari[2], Paolo Bernardi[1], Manuela Bonano[2], Sabatino Buonanno[2], Claudio De Luca[2], Paolo Fabris[1], Marco Garbin[1], Mariangela Guidarelli[1], Mariarosaria Manzo[2], Laura Peruzza[1], Milton Plasencia Linares[1], Marco Romanelli[1], Maria Adelaide Romano[1], Denis Sandron[1], Giovanni Zeni[2], Ivana Zinno[2], David Zuliani[1]

[1]*OGS - Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale*
Sezione Scientifica Centro di Ricerche Sismologiche (CRS)

[2]*IREA-CNR – Istituto per il Rilevamento Elettromagnetico dell'Ambiente (IREA)*
Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR)

Coordinatore della Struttura Preposta al Monitoraggio e responsabile scientifico per l'OGS e: *Dott. Enrico Priolo*

Responsabile scientifico per l'IREA-CNR: *Dott. Ing. Riccardo Lanari*

Visto e approvato:

Per l'OGS
il Direttore della Sezione Scientifica CRS
Prof. Stefano Parolai

Firmato digitalmente da
STEFANO PAROLAI
O = non presente
Signature date and time: 2018/07/02 16:49:29

Per l'IREA-CNR
il Direttore dell'IREA-CNR
Dott. Ing. Riccardo Lanari

LANARI
RICCARDO
04.07.2018
13:25:29
UTC

Recapiti

OGS - Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale
Sezione Scientifica Centro di Ricerche Sismologiche (CRS)
Borgo Grotta Gigante 42/c, 34010 Sgonico (Trieste)
Dott. Enrico Priolo
Tel.: 040 2140351; Cell.: 320 4324734
e-mail: epriolo@inogs.it skype: epriolo

IREA-CNR - Istituto per il Rilevamento Elettromagnetico dell'Ambiente
Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR)
Via Diocleziano 328 - 80124 Napoli
Dott. Ing. Riccardo Lanari
Tel. 081 7620612; cell. 320 4397901
e-mail: lanari.r@cnr.irea.it

Indice

Pag.

Sommario 1

1. Monitoraggio sismico 3
   - 1.1. La Rete di Monitoraggio di Cornegliano Laudense (RMCL) 4
   - 1.2. Operatività della rete 12
   - 1.3. Analisi statistica del segnale registrato dalle stazioni 14
   - 1.4. Calibrazione delle procedure di analisi 21
   - 1.5. Analisi della sismicità naturale di fondo (analisi del "bianco") 31
2. Monitoraggio delle deformazioni superficiali 49
   - 2.1. Elaborazione dei dati della stazione GNSS OL01 50
   - 2.2. Analisi tramite dati radar satellitari per il monitoraggio delle deformazioni superficiali 62
     - 2.2.1. Analisi interferometrica delle deformazioni del suolo relative al periodo 1993-2010 (dati ERS-1/2 ed ENVISAT) 62
     - 2.2.2. Analisi interferometrica delle deformazioni del suolo relative al periodo 2015-2017 (dati SENTINEL-1) 74
3. Conclusioni 91

Bibliografia 96

Appendice A – Disponibilità dei dati registrati dalla RMCL 101

Appendice B – Dettagli sul metodo PQLX 109

Appendice C – Grafici delle PDF del segnale sismico 111

Appendice D – Catalogo dei terremoti nell'area di interesse della RMCL 119

Appendice E – Serie temporali della Rete GNSS LODI nel sistema di riferimento ITRF08 121

Appendice F – La misurazione delle deformazioni superficiali attraverso l'analisi di dati radar satellitari 127

Elenco delle abbreviazioni

AE Area Esterna di rilevazione della rete di monitoraggio

BSI Bollettino Sismico Italiano

CPTI15 Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (Rovida et al., 2016)

CSI1.1 Catalogo della Sismicità Italiana (Castello et al., 2006)

DBMI15 Database Macrosismico Italiano (Locati et al., 2016)

DE Dominio Interno di rilevazione della rete di monitoraggio (MiSE-UNMIG, 2014)

DI Dominio Esteso di rilevazione della rete di monitoraggio (MiSE-UNMIG, 2014)

DInSAR Differential SAR Interferometry

DISS Database delle Sorgenti Sismiche Italiane (Basili et al., 2018; DISS Working Group, 2018)

EMSC European-Mediterranean Seismological Centre

GAMIT/GLOBK suite di programmi sviluppato dal MIT per analizzare dati GPS, principalmente per studiare la deformazione della crosta terrestre

GNSS Global Navigation Satellite System

GPS Global Positioning System

LOS Line of sight

MiSE-UNMIG Ministero per lo sviluppo economico - Ufficio nazionale minerario per gli idrocarburi e le georisorse

ML Magnitudo locale

NHNM New High Noise Model (McNamara and Buland, 2004)

NLNM New Low Noise Model (McNamara and Buland, 2004)

PDF Probability Density Function

PSD Power Spectral Density

RMCL Rete di Monitoraggio di Cornegliano Laudense

RSNC Rete Sismica Nazionale Centralizzata (gestita da INGV)

RSNI Regional Seismic network of Northwest Italy (gestita dall'Università di Genova)

SAR Synthetic Aperture Radar

SBAS Small BAseline Subset

SPIN Servizio di Posizionamento Interregionale GNSS Piemonte-Lombardia

Sommario

Il presente documento rendiconta le attività indicate come "iniziali" relativamente al monitoraggio integrato svolto dall'OGS e dal IREA-CNR presso la concessione di stoccaggio gas naturale denominata "Cornegliano Stoccaggio". Detta attività è commissionata da Ital Gas Storage S.p.A. all'OGS e al IREA-CNR con il Contratto dd. 14/2/2018 con cui viene disciplinato l'esercizio dell'infrastruttura di monitoraggio sismico e la gestione del sistema di monitoraggio integrato.

Si ricorda che, in accordo a quanto previsto da detto contratto e in aderenza a quanto suggerito dagli "Indirizzi e linee guida per il monitoraggio della sismicità, delle deformazioni del suolo e delle pressioni di poro nell'ambito delle attività antropiche" (di seguito indicato con "Indirizzi e Linee Guida") redatti nel 2014 da un gruppo di lavoro istituito presso il Ministero dello Sviluppo Economico ("MiSE"), l'OGS e l'IREA-CNR si sono costituiti Struttura Preposta al Monitoraggio (SPM), attraverso uno specifico accordo di collaborazione approvato da detti Enti in data 27/3/2018.

L'infrastruttura di monitoraggio sismico di Cornegliano Laudense (di seguito denominata *Rete di Monitoraggio di Cornegliano Laudense – RMCL*) e parte delle procedure di acquisizione ed elaborazione dati sono quelle descritte nella relazione conclusiva sulla realizzazione dell'infrastruttura di monitoraggio sismico con cui la rete di monitoraggio è stata consegnata a Ital Gas Storage (Priolo et al., 2017).

Come detto, il presente rapporto riguarda le cosiddette "attività iniziali", ovvero le attività svolte durante l'anno 2017 e nei primi mesi del 2018 precedenti alla firma del Contratto e —è opportuno sottolinearlo— all'avvio delle attività di stoccaggio. In sintesi, il presente rapporto è organizzato nel modo seguente:

- il Capitolo 1 descrive il ***monitoraggio sismico***. In particolare, esso riassume le principali caratteristiche della RMCL e del sistema di elaborazione dei dati (Cap. 1.1), rende conto dell'operatività della rete durante l'anno di esercizio 2017 (Cap. 1.2), analizza la qualità del segnale registrato dalle stazioni (Cap. 1.3), mostra come si è proceduto per calibrare il modello di velocità usato per le localizzazioni e per stimare la magnitudo (Cap. 1.4), e si conclude con l'analisi della sismicità di fondo dell'area studio (il cosiddetto "bianco", Cap. 1.5). Nell'ultima parte è analizzata sia la sismicità dell'area storica e strumentale pregressa alla realizzazione della RMCL, sia quella rilevata dalla RMCL nel periodo 1/1/2017-31/3/2018, che definisce la baseline di sensibilità della RMCL.

- Il Capitolo 2 descrive il ***monitoraggio delle deformazioni superficiali***. La prima parte del capitolo (Cap. 2.1) descrive la gestione della stazione GNSS OL01 e le prime elaborazioni svolte sui dati acquisiti. La seconda parte (Cap. 2.2) descrive l'analisi interferometrica delle deformazioni del suolo relative ai periodi 1993-2010 e 2015-2017, dalle quali è possibile riconoscere il comportamento "naturale" dell'area prima dell'inizio delle operazioni di stoccaggio.
- Il Capitolo 3 contiene le conclusioni.

Le Appendici, alla fine del documento, riportano i seguenti contenuti:

- Appendice A: grafici dello stato di funzionamento della rete in formato tabellare;
- Appendice B: descrizione del metodo PQLX usato per l'analisi statistica del segnale sismico delle stazioni;
- Appendice C: grafici delle Probability Density Functions (PDF) del segnale sismico;
- Appendice D: catalogo riassuntivo della sismicità storica e strumentale pregressa alla RMCL compilato specificatamente per questo studio;
- Appendice E: grafici delle serie temporali della Rete GNSS LODI nel sistema di riferimento ITRF08.
- Appendice F: la misurazione delle deformazioni superficiali attraverso l'analisi di dati radar satellitari.

Come detto, il presente rapporto è stato redatto dai ricercatori e tecnologi dell'OGS e del IREA-CNR. I Capitoli 1 e 2.1 sono stati redatti dall'OGS; il Capitolo 2.2 è stato scritto dal IREA-CNR. Le conclusioni, al Capitolo 3, sono state scritte congiuntamente.

1. Monitoraggio sismico

1.1 La Rete di Monitoraggio di Cornegliano Laudense (RMCL)

La RMCL è composta da nove stazioni sismometriche e da una stazione geodetica GNSS permanente. Le stazioni sono indicate con la sigla OL01-OL09, in accordo al codice OL che è il codice internazionale di registrazione della RMCL. La Tabella 1 ne riassume le principali informazioni, mentre la Figura 1 mostra la mappa con la posizione delle stazioni.

La data ufficiale di inizio operatività della RMCL è il 1/1/2017.

La RMCL è integrata da alcune stazioni appartenenti alle reti regionali e alla rete nazionale, gestite dall'OGS, dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) e da altri Enti, che completano il perimetro esterno della RMCL a distanza di alcune decine di chilometri nelle varie direzioni.

Tutte le stazioni della RMCL sono dotate di sismometro posto in pozzo, mediamente a profondità di 75 m, con lo scopo di ridurre i disturbi di carattere antropico e il rumore sismico che si propaga principalmente nello strato superficiale di suolo. La Tabella 2 illustra la strumentazione con cui è equipaggiata la RMCL.

CODICE	LAT	LON	QUOTA (m s.l.m.)	NOME
OL01	45.291	9.464	72	**Cornegliano Laudense (Cluster A)**
OL02	45.266	9.485	71	**Massalengo**
OL03	45.266	9.453	70	**Cascina Castagna**
OL04	45.290	9.435	78	**Cascina Taietta**
OL05	45.293	9.526	75	**Cascina Cavrigo**
OL06	45.309	9.464	77	**Cascina Bracca**
OL07	45.291	9.325	77	**Gugnano**
OL08	45.362	9.539	75	**Dovera**
OL09	45.170	9.438	70	**Miradolo**

Tabella 1 *– Sommario delle stazioni della RMCL. Informazioni dettagliate si trovano nelle singole schede di stazione riportate nella Appendice B della relazione di consegna della rete (Priolo et al., 2017).*

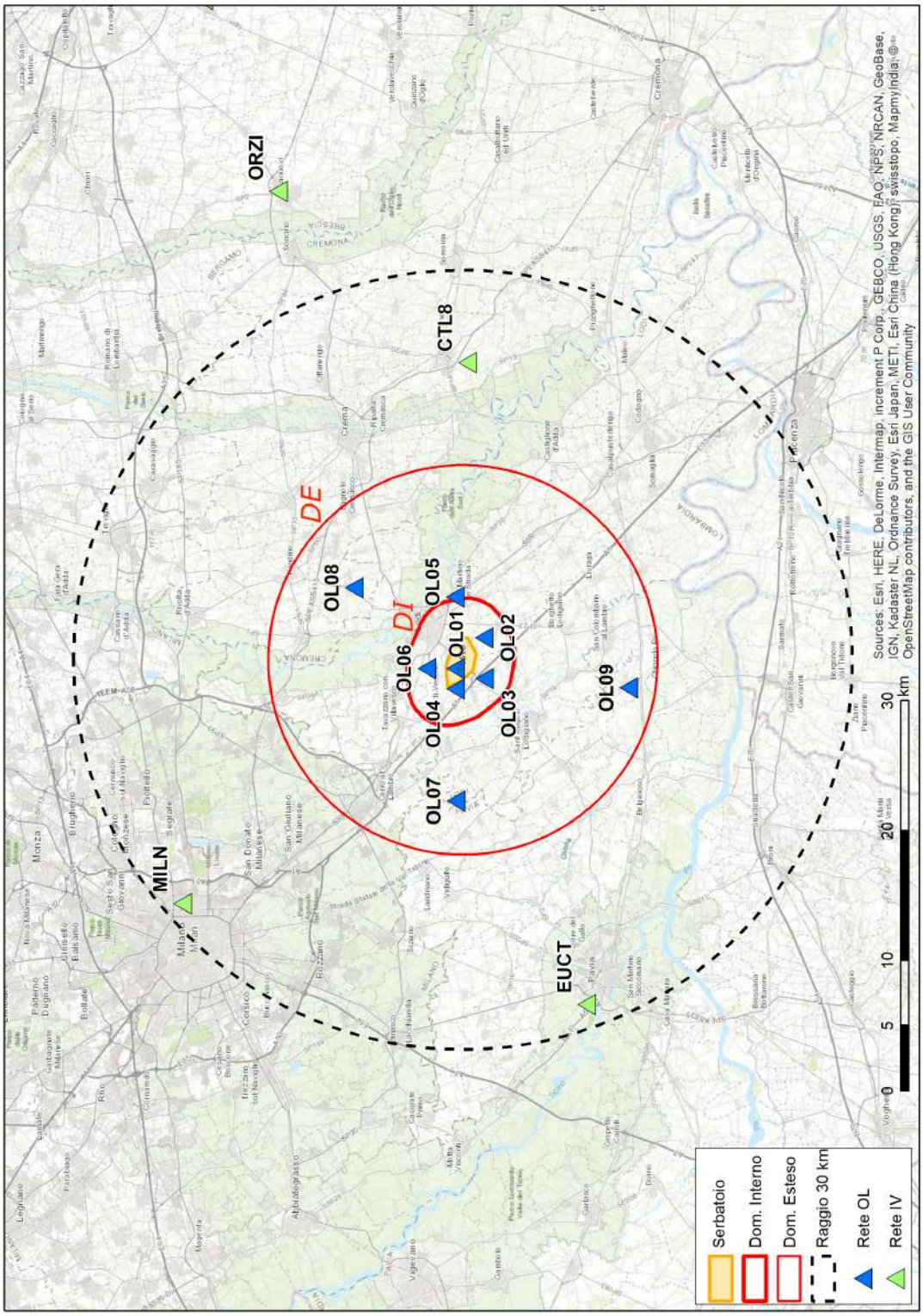


Figura 1 *– Mappa della RMCL. I triangoli indicano le stazioni della RMCL (in blu) e della Rete Sismica Nazionale Centralizzata (RSNC) dell'INGV (in verde) usate per integrare le rilevazioni. L'area gialla al centro indica la proiezione in superficie della parte più produttiva del serbatoio. Le linee rosse indicano i perimetri del Dominio Interno (DI, linea spessa) e del Dominio Esteso (DE, linea sottile) di rilevazione. La linea tratteggiata indica la distanza di 30 km dal sito di stoccaggio e definisce l'Area Esterna.*

Acquisitore: Guralp-Minimus Caratteristiche: 6 canali, 24 bit 	**Accelerometro: Guralp-Fortis** Componenti: 3 Fondo scala: ±2.0 g Banda: DC-200 Hz 
Sismometro da pozzo: Guralp-Radian Componenti: 3 Sensibilità: 2000 V/m/s Banda: 0.00833-200 Hz (120-0.05 s) 	

Tabella 2 *– Strumentazione sismologica installata presso le stazioni della RMCL.*

Tutte le stazioni sono dotate di apparati di tele-trasmissione dei dati e antenne GPS per la sincronizzazione precisa del tempo. I dati acquisiti dalle stazioni vengono inviati al centro di acquisizione presso le sedi OGS di Trieste e Udine. La Figura 2 mostra la sala dedicata al monitoraggio presso la sede di Trieste.

I dati acquisiti vengono archiviati in tempo reale in formato *mseed* su un sistema di archiviazione di rete (NAS di marca QNAP) con capacità complessiva di circa 20 TB che è montato direttamente come *file system* dai sistemi di acquisizione ed elaborazione. La rete RMCL accumula approssimativamente 1.2 GB di dati al giorno, quindi circa 0.5 TB all'anno. Tutte le informazioni relative ai siti e alla strumentazione installata sono anche caricate nel database che gestisce i dati sismologici strumentali dell'OGS, denominato OASIS (oasis.crs.inogs.it) e descritto in Priolo et al. (2012; 2015a).

Per migliorare la rilevazione e la localizzazione dei terremoti locali le stazioni della RMCL sono integrate da alcune stazioni della Rete Sismica Nazionale Centralizzata (RSNC, codice IV) gestita da INGV (Tabella 3). Inoltre, per discriminare più efficace-

Code	Name	Latitude	Logitude	Altitude (m)	Net Code
BOB	Bobbio	44.7679	9.4478	910	IV
CTL8	Castelleone	45.2763	9.7622	60	IV
EUCT	Pavia	46.1516	12.3630	598	IV
MDI	Monte di Nese	45.7697	9.716	954	IV
MILN	Milano	45.4803	9.2321	125	IV
ORZI	Orzinuovi	45.4056	9.9307	83	IV
PRMA	Parma	44.7637	10.3131	78	IV
SARZ	Sarezzano	44.8673	8.9136	266	IV

Tabella 3 *- Stazioni sismometriche utilizzate a integrazione della RMCL per la localizzazione degli eventi. Il codice IV corrisponde alla RSNC.*



Figura 2 *– La sala di monitoraggio presso i locali del CRS nella sede dell'OGS a Sgonico (Trieste). I monitor accostati sono quelli dei computer che hanno in carico l'elaborazione dei dati in tempo reale e offline. Il video grande sulla destra mostra in tempo reale i segnali acquisiti dalla rete, anche con lo scopo di favorire il controllo visivo continuo da parte del personale.*

mente gli eventi lontani, anche se di scarso interesse per l'area della concessione di stoccaggio, vengono utilizzate numerose stazioni afferenti ad altre reti operanti nel Nord Italia, quali la Rete Sismica dell'Italia Nord-Orientale (codice OX) gestita da OGS anche per conto delle Regioni Veneto e Friuli Venezia Giulia, e la Rete Sismica del Trentino (ST) della Provincia Autonoma di Trento. Le stazioni introdotte allargano di fatto l'area di rilevazione a gran parte dell'Italia Settentrionale (Figura 3).

Per la rilevazione della sismicità di interesse per lo stoccaggio di Cornegliano Laudense sono state individuate due aree di riferimento che corrispondono ai domini di rilevazione indicati dagli ILG del MiSE (MiSE-UNMIG, 2014). Il Dominio Interno (DI) circonda il serbatoio fino a una distanza di 3 km, e il Domino Esteso (DE) si allarga fino a 15 km dal perimetro esterno del serbatoio. Le aree corrispondenti in superficie ai due domini sono mostrate con linee rosse in Figura 1.

Le procedure di elaborazione dei dati di basso livello (intendendo con ciò le fasi di acquisizione dei dati dalle stazioni, di archiviazione dei *files* dei dati, e di elaborazione per il riconoscimento automatico in tempo quasi-reale (*real-time*) della sismicità) sono state già descritte nel rapporto di consegna della rete (Priolo et al., 2017). Qui descriveremo brevemente come si svolge l'analisi dei dati. Il dettaglio completo delle procedure e operazioni è descritto in Garbin e Priolo (2013) e Priolo et al. (2015b).

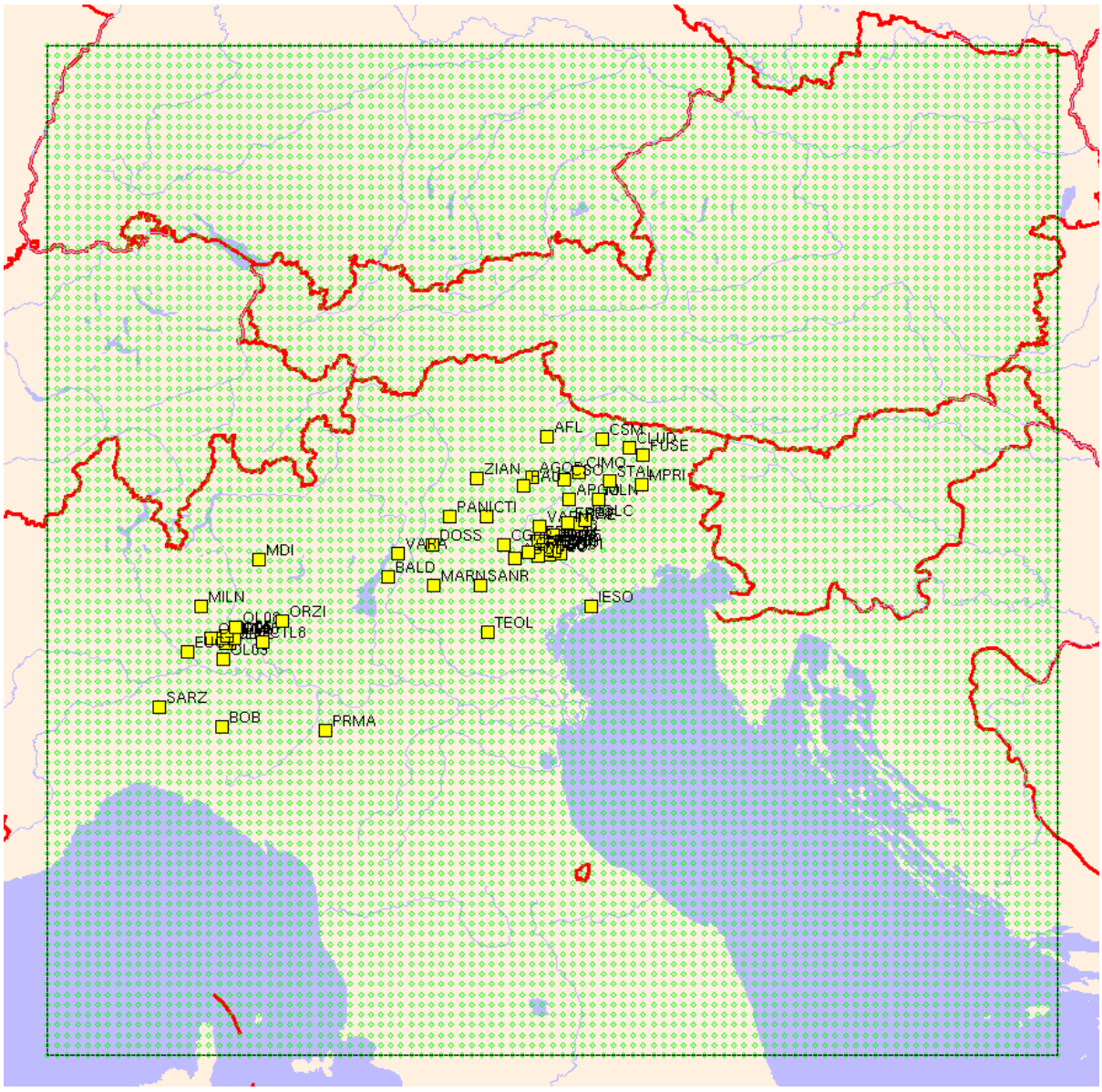


Figura 3 *– Insieme delle stazioni sismometriche utilizzate dal sistema di monitoraggio sismico in cui è inserita la RMCL. Nell'area della Pianura Padana si riconoscono le stazioni di INGV più vicine alla RMCL. Nell'area Orientale si distinguono invece le stazioni appartenenti alle reti gestite dall'OGS, anche per conto delle Regioni Veneto e Friuli Venezia Giulia, e dalla Provincia Autonoma di Trento. Il rettangolo punteggiato di verde rappresenta l'area di riconoscimento dei terremoti regionali, indispensabile per evitare false identificazioni di eventi locali.*

Le procedure di acquisizione, elaborazione e analisi dei dati sono basate sul sistema software *Antelope*® sviluppato da BRTT e completate con procedure e funzioni sviluppate dai ricercatori e tecnologi dell'OGS.

Ricordiamo che il sistema di elaborazione si divide in due parti, rispettivamente:

- ***real-time***, è la parte di elaborazione che comprende il riconoscimento e la localizzazione automatica dei terremoti con eventuale notifica di eventi locali al personale di reperibilità;
- ***off-line***, è la parte che comprende la rielaborazione di tutti i dati con controllo manuale, e che viene effettuata con cadenza periodica o, in caso di evento locale, nelle ore successive al suo verificarsi.

La rilevazione di un evento sismico avviene, per entrambi i rami di elaborazione, attraverso alcune operazioni standard, che sono:

- **detezione**, è l'operazione in cui la registrazione viene analizzata per riconoscere e marcare la presenza di anomalie di ampiezza del segnale (detti, con terminologia tecnica, *trigger*) rispetto al rumore di fondo. Questa operazione viene effettuata in base a certi criteri predeterminati per tutte le tracce acquisite dal sistema.
- **associazione**, è l'operazione con cui un evento viene classificato come tale in base al fatto che numerose stazioni rilevano dei *trigger* con una certa sincronia. L'associatore valuta questa coincidenza temporale per una serie di localizzazioni di prova all'interno di un volume ben definito e delimitato in superficie dall'area di interesse; se una o più di queste superano dei test di attendibilità, ne conferma la migliore.

Le operazioni svolte dai due rami di elaborazione si differenziano in funzione di obiettivi diversi. Il sistema real-time, in caso di evento con magnitudo superiore ad una soglia prestabilita, esegue le procedure di notifica (es: invio dei messaggio di allerta al personale reperibile, aggiornamento delle tabelle e delle pagine di notifica), il ramo off-line prosegue con operazioni mirate a qualificare in modo più accurato gli eventi rilevati. Per questo motivo i due rami di elaborazione utilizzano configurazioni alquanto diverse.

Per il ramo *off-line* l'obiettivo è quello di riconoscere la microsismicità, e quindi di rilevare tutti gli eventi sismici nell'area studio nei limiti di capacità di rilevazione della rete. Gli strumenti di elaborazione vengono configurati per consentire l'identificazione dei segnali più deboli sfruttando al limite la sensibilità della rete; ciò tuttavia aumenta fortemente il carico computazionale e la rilevazione di falsi eventi, a causa dei pochi *trigger* usati. Per questo motivo, a valle delle operazioni di detezione e associazione, è necessario l'intervento di un sismologo, che riconosce gli eventi veri e li discrimina da quelli falsi. Questa operazione è chiamata **tagging**. In pratica, in questa fase, gli eventi di interesse per il monitoraggio sismico di Cornegliano Laudense vengono marcati in modo permanente nel sistema. Per gli eventi marcati, vengono effettuate le seguenti operazioni specifiche:

- estrazione delle forme d'onda relative all'evento per tutte le stazioni;

- **picking** manuale, operazione in cui vengono rilevati dal sismologo i tempi di arrivo delle fasi P e, ove possibile, S;
- **localizzazione**, utilizzando le fasi rilevate manualmente;
- stima della **magnitudo**.

Per le localizzazioni sono utilizzati due programmi classici, Hypo 71 (Lee e Lahr, 1975) e Hypoellipse (Lahr, 1984). Entrambi utilizzano rappresentazioni 1D della crosta terrestre, ma con una importante distinzione. Hypo 71 definisce il modello solo in termini di velocità delle onde P (Vp) e spessore degli strati, e utilizza un rapporto Vp/Vs costante per tutti gli strati. Ricordiamo che il rapporto Vp/Vs influenza la profondità dell'ipocentro. Hypoellipse, invece, definisce un modello più specifico, in cui ogni strato ha un proprio valore di Vp e Vp/Vs.

Il programma Hypo 71 è utilizzato durante la fase *picking* dei tempi di arrivo per verificare la qualità delle localizzazioni ottenute. Hypoellipse invece è utilizzato per rilocalizzare tutti gli eventi, una volta che i tempi di arrivo delle fasi P ed S sono stati confermati. Dato che il modello di Hypoellipse è più specifico e accurato, le localizzazioni finali sono quelle ottenute con Hypoellipse.

Per quanto riguarda la magnitudo, è calcolata la magnitudo locale (ML) con la formula di attenuazione di Bragato e Tento (2005).

Ulteriori dettagli riguardo ai modelli di localizzazione e alla stima della magnitudo sono forniti nella Sezione 1.3.

In Figura 4 mostriamo infine alcuni esempi di registrazioni della RMCL. La prima coppia di figure (a-b) si riferisce alle registrazioni della stazione OL01 degli eventi M>5 avvenuti in Italia Centrale il giorno 18 gennaio 2017, a distanza di circa 300-400 km dalla RMCL. Si noti diverso contenuto in frequenza dei segnali tra i pannelli a e b, che corrispondono a filtraggi in diverse bande in frequenza. I pannelli al centro mostrano la registrazione di un tele-sisma (Mw7.9 del giorno 22 gennaio 2017 con ipocentro nell'Oceano Pacifico) presso la stazione OL04. Anche in questo caso, si apprezza l'ampia banda dei sensori installati in pozzo. In basso, infine, sono riportati due esempi di registrazione in tempo reale. L'esempio si riferisce alla stazione OL09 e al giorno 30 gennaio 2017 ore 10:07:34 GMT.

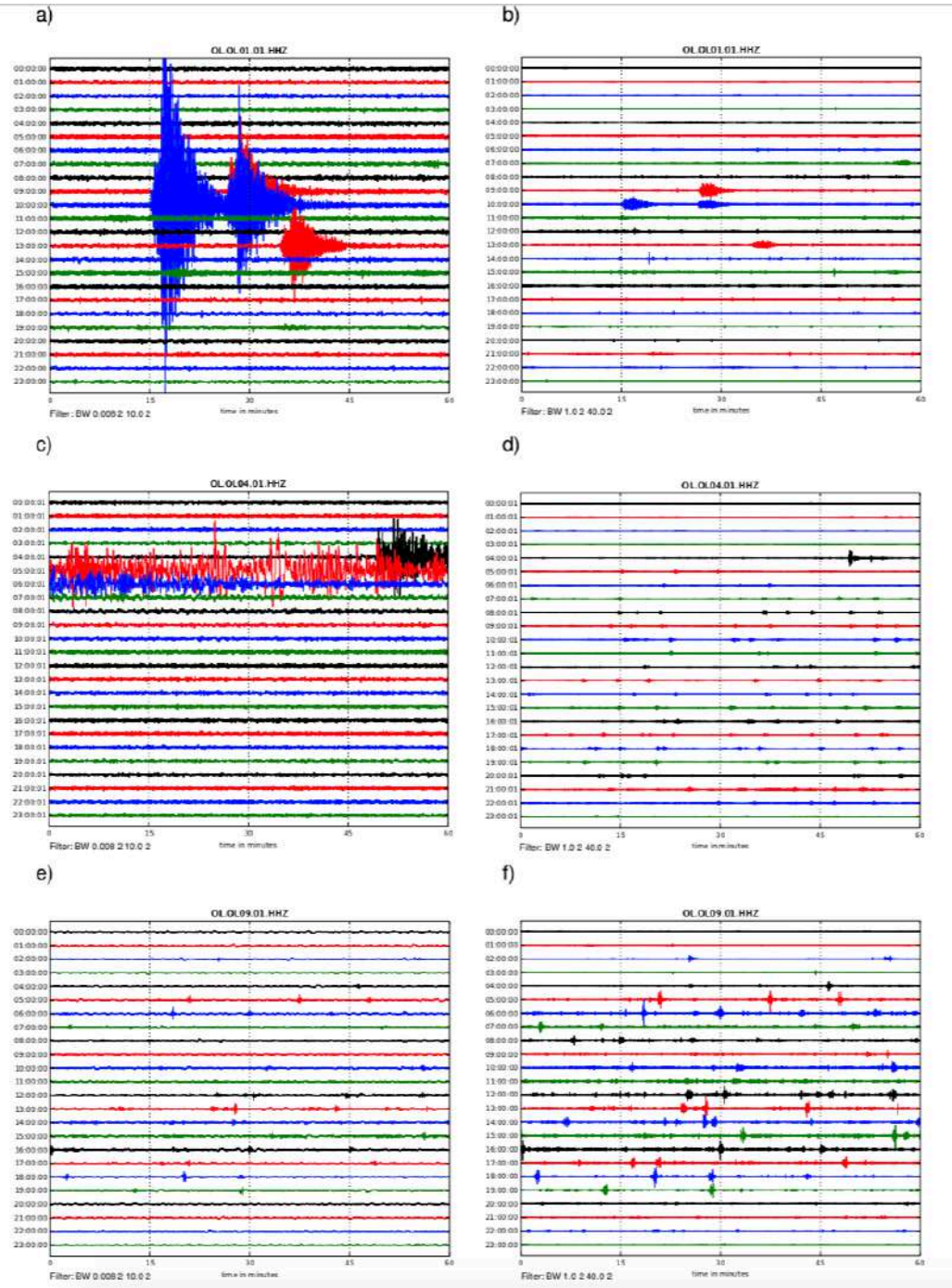


Figura 4 *– Esempi di registrazioni della RMCL. Ogni pannello rappresenta la registrazione di un giorno, e ogni riga corrisponde a un'ora di registrazione. I pannelli mostrati sono organizzati in colonne; a sinistra sono enfatizzate le basse frequenze, a destra le alte. In alto: registrazione presso stazione OL01 del giorno 18/1/2017, sottoposte rispettivamente a filtraggio (a) passa-basso e (b) passa-alto; si riconoscono le scosse M>5 avvenute in Italia Centrale. In centro: registrazione presso la stazione OL04 del giorno 22/1/2017, filtrate come sopra; si riconosce il tele-sisma Mw7.9 avvenuto nell'Oceano Pacifico alle ore 04:302:23.8 GMT (fonte EMSC). In basso: registrazione in tempo reale presso la stazione OL09 del giorno 30/1/2017 ore 10:07:34 GMT con filtraggio passa-basso (e) e passa-alto (f); si riconoscono i segnali ricorrenti dovuti al passaggio dei treni.*

1.2 Operatività della rete sismica

Durante il periodo in esame (1/1-31/12/2017) la rete ha svolto completamente le funzioni di monitoraggio sismico previste. A parte alcuni casi isolati che saranno evidenziati nel seguito, la strumentazione, il sistema di acquisizione, come pure quello di prima elaborazione e archiviazione dei dati hanno funzionato correttamente. Va tuttavia menzionato che è stato svolto insieme ai tecnici Guralp un intenso, e per nulla facile, lavoro di verifica del funzionamento, di miglioramento di una serie di funzioni, di configurazione delle apparecchiature (in particolare il firmware delle stazioni) e calibrazione degli strumenti, anche per verificare la risposta dei sensori.

La disponibilità dei dati acquisiti mese per mese, nel periodo considerato, è riassunta dalle tabelle riportate in Appendice A. Di seguito una serie di dettagli sulle principali interruzioni occorse al funzionamento delle stazioni e ai dati acquisiti.

Le stazioni OL08 e OL09, subito dopo il completamento dell'installazione avvenuta a fine dicembre 2016, hanno avuto dei problemi di non chiara origine (alimentazione o problemi al firmware della stazione) che, provocando continui *reboot* dell'acquisitore, non hanno permesso di registrare i dati in modo corretto per alcuni giorni. Dopo numerosi tentativi, i problemi sono stati risolti a partire dal 18-19 gennaio 2017.

Alcune interruzioni nell'acquisizione dei dati, seppur brevi, si sono verificate per problemi temporanei legati alla alimentazione o alla trasmissione nonché durante i tentativi di aggiornamento del firmware da remoto. Infatti, nei casi in cui la procedura non andava a buon fine, la stazione rimaneva sconnessa. Per questo motivo, il *reboot* e il conseguente ripristino dell'operatività era possibile solo recandosi in loco e stabilendo un collegamento diretto con l'acquisitore via interfaccia seriale. A dicembre (dal 4 al 5) 2017 è stato completato l'upgrade su tutte le stazioni. Da quella versione in poi i successivi aggiornamenti sono stati e sono ora possibili da remoto e il controllo della rete (*reboot* compreso) è indubbiamente più stabile e robusto. L'ultimo aggiornamento firmware (versione 1.2-8566) di tutte le stazioni è stato caricato con successo il giorno 18 aprile 2018.

Un'interruzione nell'acquisizione dei dati di tutte le stazioni, della durata di un paio di giorni, si è avuta dal 11 al 13 maggio (giorni 131-133) a causa di problemi al *ringserver* a seguito proprio di un tentativo di aggiornamento *firmware* del giorno precedente. I dati relativi a detti periodi sono andati perduti.

Un'ulteriore interruzione nell'acquisizione dei dati di tutte le stazioni, di cinque giorni, avvenuta dal 25 al 30 ottobre (giorni 298-303) è stata causata invece della rottura e

successiva sostituzione del NAM, ovvero dell'*hub* di acquisizione dei dati da tutti gli strumenti remoti collegati, installato all'OGS.

L'acquisizione intermittente dei dati sulla stazione OL02, soprattutto nei mesi di marzo e aprile, è dovuta ad un non ottimale funzionamento dell'acquisitore (Minimus) che è stato poi definitivamente sostituito in data 18 maggio 2017.

Nel corso del primo anno di esercizio, la RMCL ha comunque garantito il monitoraggio sismico continuo dell'area di interesse per 358 giorni su 365. Sono stati registrati e archiviati all'interno del sistema circa 500 Gbyte di tracce sismiche, con un livello di completezza dei dati acquisiti dalle stazioni è pari a circa il 93-94%.

Nel 2017 sono stati effettuati dal personale dell'OGS 7 interventi sui siti delle stazioni. Nella maggior parte dei casi si è trattato di problemi di alimentazione (quali batterie scariche, pannelli solari in corto circuito, malfunzionamenti dei regolatori di tensione, ecc.). È bene comunque evidenziare che le interruzioni nell'acquisizione dei dati sono limitate e non incidono in modo significativo sull'efficienza complessiva della RSC, progettata appositamente per sopperire a queste situazioni.

1.3 Analisi statistica del segnale registrato dalle stazioni

1.3.1 Segnale e rumore sismico

La capacità di una rete sismica di rilevare segnali di terremoti dipende dalla geometria della rete, dalla strumentazione utilizzata e dal disturbo presente ad ogni stazione. Ogni sensore sismico solidale con il terreno registra un rumore di fondo. Il rumore sismico può essere definito come tutta la porzione di segnale continuo non associabile ad un evento sismico, e il livello di disturbo presente su una stazione ne determina la capacità di rilevare i terremoti. Infatti, l'ampiezza del disturbo in certi intervalli dello spettro del segnale può raggiungere o addirittura superare l'ampiezza del moto del terreno causata da un terremoto, degradandone interamente la forma d'onda, la quale non può essere riconosciuta come tale e quindi interpretata.

Il rumore di fondo registrato da una stazione sismica può essere di origine:

- strumentale, dovuto agli stessi apparati che la compongono;
- elettromagnetica, per la scarsa schermatura delle componenti;
- antropica, a causa di attività svolte nei dintorni del sito di registrazione (industrie, agricoltura, traffico veicolare, macchinari elettrici, ...);
- naturale, a causa di fenomeni diretti (vento, pioggia, ...) o indiretti (tempeste marine, fiumi, ...).

Per elaborare sistematicamente, archiviare e consultare i dati di rumore di lunghe serie temporali, l'OGS ha scelto uno strumento consolidato in ambito sismologico, e cioè il software PQLX (McNamara and Boaz, 2005). OGS elabora quotidianamente i dati continui dell'archivio in formato "miniSEED" dei segnali registrati dalle 9 stazioni sismiche della rete. Lo scopo principale di questa analisi è fornire agli operatori che gestiscono la rete uno strumento rapido per indagare il funzionamento degli strumenti con la possibilità di compiere una diagnostica dei problemi prima di intervenire direttamente sulla stazione in sito. Inoltre, la lunga raccolta dati permette di utilizzare i risultati dell'intero database per descrivere le caratteristiche del rumore di ogni stazione.

1.3.2 Il metodo PQLX

PQLX analizza il segnale sismico continuo restituendo le *Power Spectral Densities* (PSD) su finestre mobili di segnale di un'ora con sovrapposizione del 50%, seguendo l'algoritmo descritto in McNamara and Buland (2004). La distribuzione dei valori di PSD per ogni periodo dell'intervallo spettrale analizzato compone la *Probability Density Function* (PDF) del canale sismico analizzato, fornendo la probabilità che il segnale sismico si trovi in un certo livello del dominio spettrale nell'intervallo temporale analizzato (Figura 5).

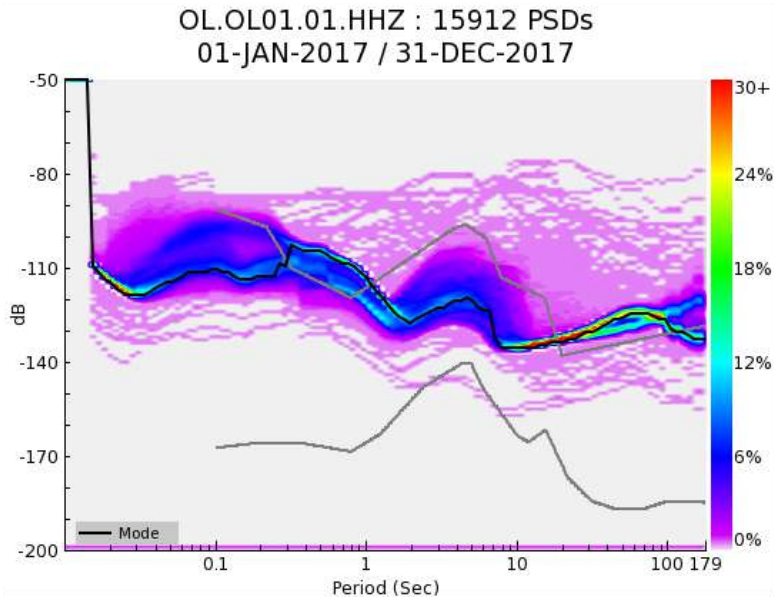


Figura 5 *- Probability Density Function (PDF) per la stazione OL01, componente verticale (HHZ), costruita utilizzando 15912 finestre di Power Spectral Density (PSD) dei dati di rumore registrati nel periodo compreso tra il 1° gennaio 2017 e il 31 dicembre 2017. La linea nera indica la moda della distribuzione degli spettri di potenza. Le curve in grigio indicano le curve medie di rumorosità sismica di fondo, rispettivamente di minimo e massimo livello, chiamate rispettivamente New Low Noise Model (NLNM) e New High Noise Model NHNM (McNamara and Buland, 2004), che rappresentano un aggiornamento delle curve LNM/HNM sviluppate da Peterson nel 1993.*

Dalla PDF di un canale è possibile calcolare il livello più probabile di disturbo, ovvero la moda, il livello medio, quello mediano e i livelli corrispondenti ai percentili della curva di probabilità. Tutti i dati sono organizzati automaticamente in un database relazionale MySQL.

Data la natura stocastica del rumore sismico, le caratteristiche stazionarie emergono statisticamente elaborando lunghe serie temporali. La moda delle PDF è un buon indicatore di queste caratteristiche e può descrivere con buona approssimazione il livello di rumore di fondo di una stazione sismica. A volte la curva della moda non è

regolare, ed evidenzia caratteristiche di bimodalità in alcuni intervalli dello spettro. Questa irregolarità può dipendere dalla natura e variazione nel tempo delle sorgenti di rumore o da un incompleto data set. Ulteriori dettagli sul metodo implementato in PQLX sono riportati in Appendice B.

1.3.3 Caratterizzazione del segnale sismico

Rumore antropico - La fonte più comune di rumore sismico è l'azione degli esseri umani sulla superficie o nelle sue vicinanze, e deriva principalmente dall'accoppiamento dell'energia del traffico e dei macchinari con il terreno. Il rumore antropico si propaga principalmente sotto forma di onde superficiali ad alta frequenza (>1 Hz ed in generale nella banda 1-10 Hz) che si attenuano entro alcuni chilometri di distanza e in profondità. Per questo motivo, il rumore antropico è generalmente ridotto in modo significativo nelle installazioni in pozzo (*borehole*), nelle grotte profonde e nelle gallerie. Il rumore antropico presenta forti variazioni diurne ed ha frequenze caratteristiche a seconda della fonte di disturbo. In Figura 6 viene riportato a titolo di esempio il confronto tra l'andamento annuale del rumore registrato alla stazione OL01 nella fascia oraria diurna (6-19) e nella fascia oraria notturna (20-5). Si nota in maniera chiara la diminuzione del livello medio di rumore nella banda di frequenze 1-10Hz durante le ore di minore attività antropica.

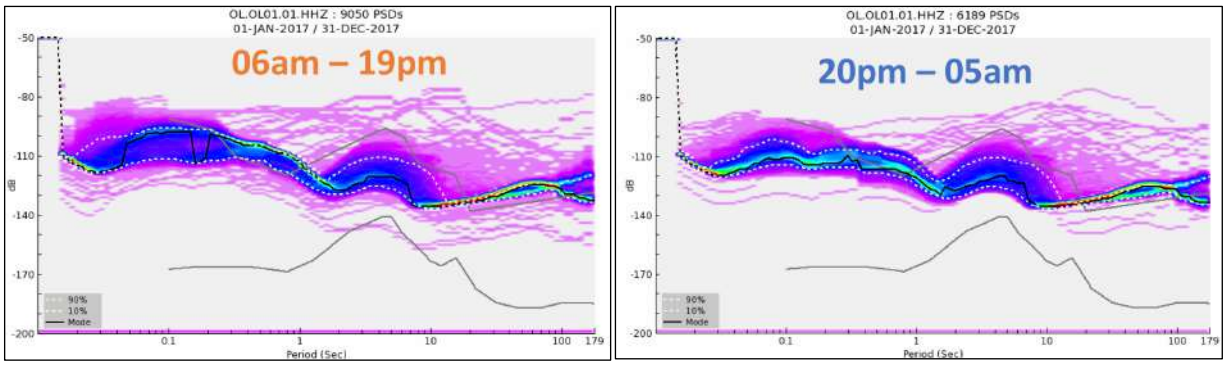


Figura 6 *– PDF per la stazione OL01, componente verticale HHZ, costruita utilizzando le PSD dei dati di rumore registrati nel periodo compreso tra il 1° gennaio 2017 e il 31 dicembre 2017 rispettivamente nella fascia oraria diurna 6-19 (a sinistra) e nella fascia oraria notturna 20-5 (a destra). Le linee tratteggiate bianche (poco visibili in questa figura) indicano il decimo e novantesimo percentile della distribuzione.Altri dettagli come in Figura 5.*

Terremoti - Con l'approccio utilizzato non viene fatta alcuna operazione per eliminare le onde di volume dei terremoti naturali. I segnali di terremoto sono inclusi nell'elaborazione perché sono eventi a bassa probabilità, anche a bassi livelli di potenza (eventi di piccola magnitudo) rispetto alle condizioni ambientali della

stazione sismica. Essendo interessati ad analizzare tutto il segnale che una data stazione registra, sono inclusi tutti i segnali in ingresso. Per esempio, si può valutare se i telesismi o piccoli eventi locali possano essere oscurati dal rumore, nelle differenti bande di frequenza. I grandi terremoti lontani possono produrre ampiezze spettrali superiori ai livelli di rumore ambientale in tutto lo spettro e sono dominati da onde di superficie >10 s (corrispondente a frequenze < 0.1 Hz), mentre i piccoli eventi dominano la banda dei corti periodi, a frequenze >1 Hz. I terremoti appaiono usualmente nei PDF come un segnale a bassa probabilità rispetto alla finestra di osservazione lunga, quindi con colore rosa chiaro nelle rappresentazioni grafiche.

In Figura 7 è riportata la PDF per la stazione OL01, componente orizzontale HHE, costruita utilizzando le 95 PSD di dati registrati tra il 4 e il 5 maggio 2018. Il 4 maggio alle 22:32:56 si è verificato un terremoto Mw6.9 alle Hawaii e il 5 maggio alle 06:19:04 un evento Mw6.1 ha colpito le Filippine. È del tutto evidente (tracce color rosa) come questi terremoti si manifestino con livelli di segnale al di sopra del New High Noise Model (NHNM) nella banda dei lunghi periodi (T > 10 s, o f < 0.1 Hz).

In Figura 8 è riportata la PDF per la stazione OL01, componente HHZ, costruita utilizzando le 47 PSD di dati registrati 23 maggio 2017. In questa data alle 04:16 si è verificato un evento di ML1.9 in località Cernusco sul Naviglio (MI), secondo le rilevazioni della Rete Sismica Nazionale, che è stato ben registrato dalla RMCL e di cui si parlerà in seguito. In questo caso si può osservare come la banda dello spettro interessata dall'evento sia quella dei corti periodi (T < 1 s) che è la medesima in cui si manifesta il maggiore rumore antropico. Nonostante ciò la RMCL, operando con filtri e algoritmi specificatamente costruiti per elevare la sensibilità, ha rilevato correttamente l'evento.

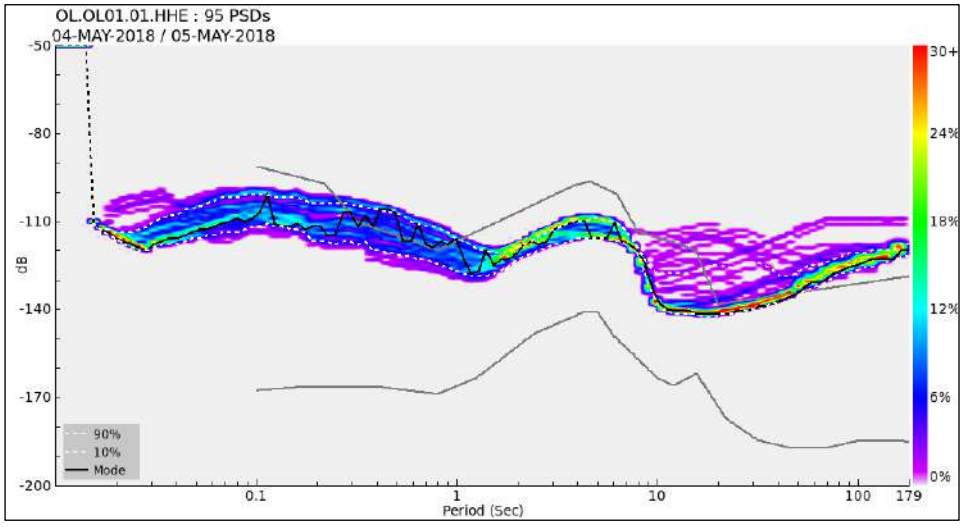


Figura 7 *– PDF per la stazione OL01, componente HHE, costruita utilizzando le 95 PSD di dati registrati tra il 4 e il 5 maggio 2018, periodo in cui si sono verificati due telesismi (Mw6.9 alle Hawaii, 22:32:56 e Mw6.1 nelle Filippine, 06:19:04). Questi fenomeni si manifestano con livelli di segnale superiore al NHNM per periodi superiori ai 10 s (curve rosa).*

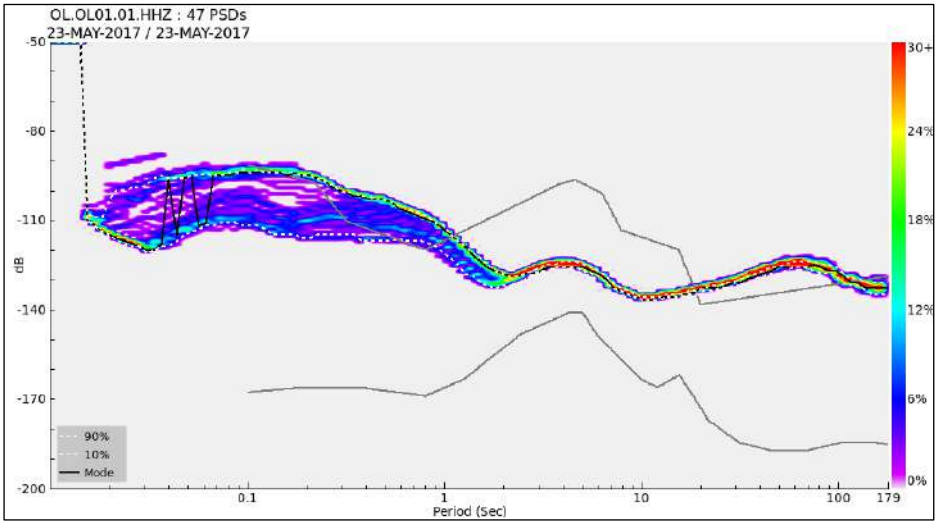


Figura 8 *– PDF per la stazione OL01, componente HHZ, costruita utilizzando le 47 PSD di dati registrati 23 maggio 2017. In questa data si è verificato un evento di Ml1.9 alle 04:16 in località Gorgonzola (MI). In questo caso si può notare come la banda dello spettro interessata da livelli di rumore elevati sia quella con periodi inferiori a 1 s.*

Artefatti di sistema – Dato che il segnale viene elaborato integralmente, si possono riscontrare nei PDF degli artefatti dovuti a svariati tipi di anomalie di funzionamento, come lacune nei dati e difetti dei sensori. Dunque i grafici PDF possono essere molto utili per controllare la qualità dei dati acquisiti dalla rete, il suo stato di funzionamento, e individuare diversi artefatti di rumore coerenti ad alta potenza e bassa probabilità. Ad esempio, nei PDF sono facilmente identificabili le lacune nei dati dovute all'interruzione delle telecomunicazioni (Figura 9) e i rilevatori di massa automatici, necessari per correggere la "deriva" nella posizione della massa del sensore.

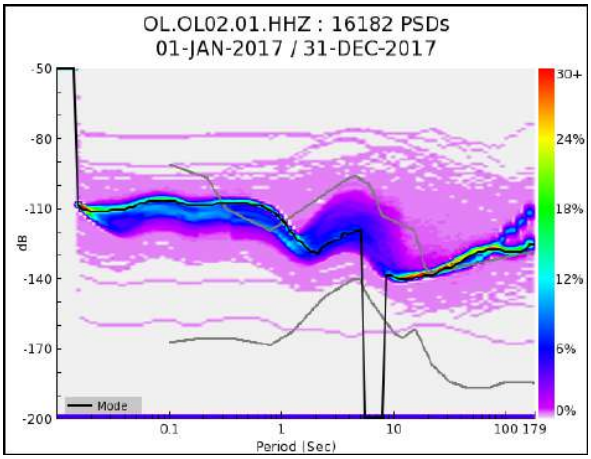


Figura 9 *- PDF per la stazione OL02, componente HHZ, costruita utilizzando 16182 PSD dei dati di rumore registrati nel periodo compreso tra il 1° gennaio 2017 e il 31 dicembre 2017.*

1.3.4 Analisi del segnale dell'anno 2017

In Figura 10 sono poste a confronto le medie delle PDF relative all'anno 2017 stimate per le 9 stazioni della RMCL, per la componente HHZ. Si riconosce chiaramente che tutti i siti soffrono della presenza di un elevato livello di rumore ambientale sia nella banda dei corti periodi compresa tra 0.3-1.0 s, corrispondente alla banda dei terremoti deboli, che in quella dei lunghi periodi > 15 s, corrispondente alla banda dei telesismi. Nella banda dei corti periodi, in particolare, la PDF media assume valori compresi tra -120 dB e -110 dB. In base alle valutazioni fatte da Franceschina et al. (2015) in un recente studio, sembrerebbe ragionevole pensare che la RMCL possa rilevare terremoti superficiali (a profondità inferiore di 4-5 km) con magnitudo ML minima compresa tra 0.2 e 0.5.

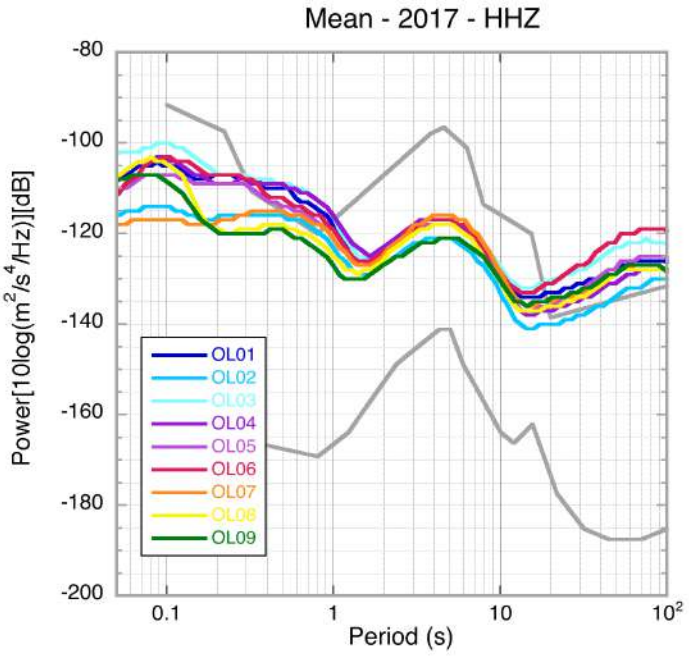


Figura 10 *– PDF medie per l'anno 2017 relative alle 9 stazioni della RMCL. È mostrata la componente verticale HHZ.*

Dalla Figura 10 si riconosce, inoltre, che le stazioni migliori dal punto di vista della rumorosità sismica sono le stazioni OL02, OL07 e OL08; per queste le PDF hanno valori inferiori a -118 db su quasi tutta la banda.

Mostriamo infine in Figura 11, a puro titolo di confronto, le PDF stimate per due stazioni appartenenti a due reti permanenti gestite dall'OGS, rispettivamente la stazione ACOM (Monte Acomizza) appartenente alla Rete Sismica dell'Italia Nord-Orientale (rete OX) e la stazione ED09 (Susegana) appartenente alla Rete Sismica di Collalto.

La stazione di Acomizza è una stazione appartenente alla rete di monitoraggio sismico

dell'Italia nord-orientale. Nella scelta del sito si è cercato di trovare un luogo caratterizzati da basso rumore di fondo. La stazione è installata in montagna, all'interno di un bunker di guerra; l'ottima qualità della stazione è chiaramente riconoscibile dal livello molto basso (<-130 dB) della moda delle PDF del segnale registrato.

La stazione ED09 appartiene alla Rete Sismica di Collalto, che è la rete dedicata al monitoraggio sismico dell'impianto di stoccaggio di gas effettuato da Edison Stoccaggio nell'area della pedemontana veneta (Priolo et al, 2015b). Analogamente alla RMCL la Rete di Collato è stata costruita in un'area antropizzata e la scelta dei siti delle stazioni è stata vincolata dalla posizione dell'area corrispondente al serbatoio naturali e limitata da numerosi fattori. ED09 è realizzata in una località relativamente antropizzata, e risulta essere una stazione di media qualità; nella banda di periodi medio-corti il livello della PDF è compreso tra -120 dB e -130 dB. Va tuttavia ricordato che la Rete Sismica di Collalto garantisce un livello di rilevazioni di terremoti con magnitudo di completezza prossimo a 0.

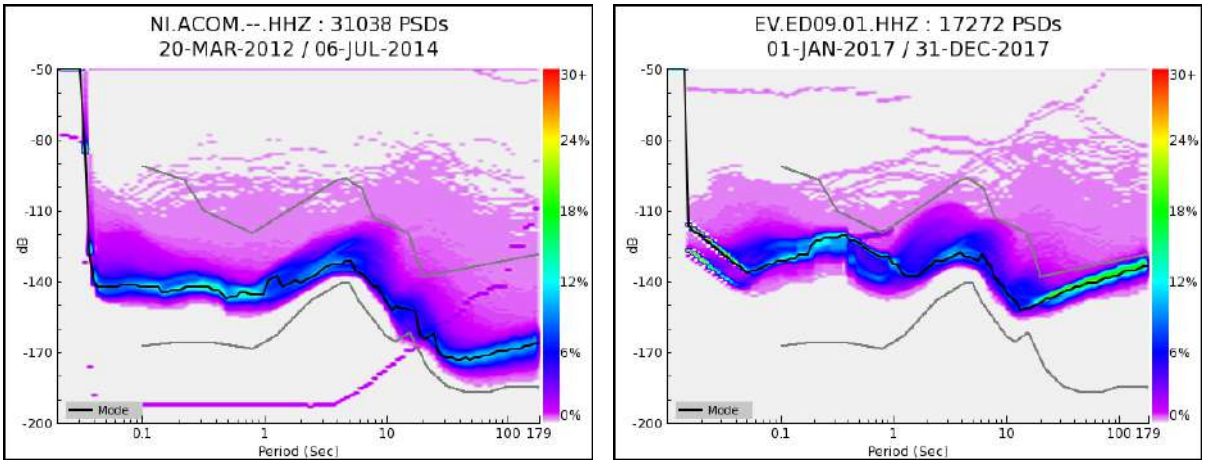


Figura 11 *– PDF per le stazioni ACOM (Monte Acomizza) della Rete dell'Italia Nord-Orientale gestita dall'OGS e ED09 della Rete Sismica di Collalto, gestita da OGS per conto di Edison Stoccaggio. In entrambi i casi è mostrata la componente verticale HHZ.*

1.4 Calibrazione delle procedure di analisi

Nel presente capitolo verranno discussi due punti cardine nella calibrazione delle procedure di analisi della sismicità rilevata dalla RMCL, quali il modello di velocità nelle procedure di localizzazione e le modalità di calcolo della magnitudo.

1.4.1 Il modello di velocità

La Pianura Padana può essere definita come un bacino di avanfossa, formatosi a partire dal Cretaceo per subduzione della microplacca padano-adriatica, dovuta alla progressiva migrazione della placca africana verso quella europea (Channell et al., 1979; Pieri & Groppi, 1981; Dercourt et al., 1986). Essa è caratterizzata da una spessa coltre di sedimenti alluvionali, che può avere uno spessore di parecchie centinaia di metri, deposti dal Fiume Po e dai suoi affluenti provenienti dal versante meridionale alpino e da quello settentrionale appenninico. A causa della diversa provenienza di questi depositi i due lati della valle, rispettivamente settentrionale e meridionale, sono caratterizzati da una diversa composizione dei sedimenti. Ulteriori considerazioni di carattere sismotettonico e sismologico sono svolte nel successivo Capitolo 1.5.

Lo stoccaggio di Cornegliano Laudense si trova al centro della Pianura Padana, in un'area che non può essere rappresentata da un modello crostale classico, come quello utilizzato per le localizzazioni sia dalla RSNC sia dalle reti regionali, come quelle gestite dall'OGS nell'Italia Nord-Orientale o dall'Università di Genova nell'Italia Nord-Occidentale. Il serbatoio si colloca all'interno di un anticlinale alla profondità di circa 1300-1400 m. La roccia serbatoio è costituita dalla formazione delle sabbie di Caviaga (Pliocene), mentre la roccia che sigilla la struttura è costituita dalle argille del Santerno (Pleistocene inferiore).

È dunque evidente che un unico modello monodimensionale non può rappresentare contemporaneamente l'area centrale della Pianura Padana e le aree ai suoi margini o appartenenti alla catena appenninica o alpina. D'altra parte, la scelta di un unico modello è imposta dai metodi di localizzazione classici che rappresentano il primo passo di analisi sismologica fintanto che non si disponga di un *dataset* di osservazioni sufficientemente ricco; ciò è anche suggerito dagli Indirizzi e Linee Guida per i monitoraggi (MiSE-UNMIG, 2014). Dovendo quindi operare una scelta tra due

possibilità, ovvero tra quella di un modello rappresentativo di un'area ristretta nella quale si trova lo stoccaggio e quella di un modello rappresentativo della struttura crostale classica, per l'analisi dei dati della RMCL è stata scelta la prima opzione.

I criteri scelti per la prima fase di analisi degli eventi rilevati dalla rete sono i seguenti:

1. il modello 1D rappresenterà la struttura sottostante ai domini di rilevazione (Figura 1);
2. le localizzazioni e la stima della magnitudo della RMCL varranno per l'area del Dominio Esteso di rilevazione, eventualmente con un ulteriore margine di alcuni chilometri fino a comprendere l'Area Esterna.

Ciò detto passiamo alla definizione del modello. La Figura 12 è tratta dal lavoro di Benedetti et al. (2003). Nella mappa sismotettonica dell'area compresa tra Pavia e Piacenza (Figura 12a) si riconoscono, oltre ai principali sistemi di faglie, le anticlinali sepolte a sud di Lodi e la profondità della base del Pliocene, che definisce lo spessore della copertura sedimentaria più recente, Pleistocenica o Quaternaria. Questo spessore varia tra circa 1500-4000 m nell'area di interesse. La Figura 12b mostra la sezione geologica-strutturale trasversale alla Pianura corrispondente alla linea A-B, posta alcuni chilometri a Est di Cornegliano Laudense e orientata approssimativamente Nord-Sud. Si riconoscono al centro le anticlinali, qui sepolte, di San Colombano e Soresina, la seconda delle quali corrisponde alla struttura che prosegue per alcuni chilometri a Ovest fino a Cornegliano Laudense e Lodivecchia. Dalla sezione si vede anche che lo spessore della copertura del Quaternario, o comunque delle formazioni meno rigide, può essere mediamente stimato in circa 3000 m.

Una situazione analoga a quella precedentemente descritta è quella data dalla mappa delle isobate del tetto della formazione delle Sabbie di Caviaga fatta dall'AGIP (AGIP, anno ignoto) e il cui accesso è disponibile presso il sito MiSE-UNMIG (Figura 13).

Una indicazione molto precisa circa la distribuzione con la profondità delle velocità di propagazione delle onde sismiche Vp e del rapporto Vp/Vs al di sopra del serbatoio è data dalla Figura 14, fornita da Ital Gas Storage. Si riconosce che Vp aumenta con la profondità con un gradiente alquanto uniforme da circa 1800 m/s a 300 m di profondità a quasi 3000 m/s a 1400 m di profondità.

Indicazioni utili per definire la parte più profonda del modello provengono dallo studio di Lavecchia et al. (2015), dove vengono confrontati vari modelli 1D in base alla statistica sui residui ottenuti localizzando gli eventi della sequenza dell'Emilia 2012. Gli autori mostrano che, tra sei modelli considerati, il loro modello denominato F è quello che restituisce i residui minori; questo è caratterizzato da un primo strato superficiale di 1 km di spessore con una velocità Vp pari a 2.0 km/s.

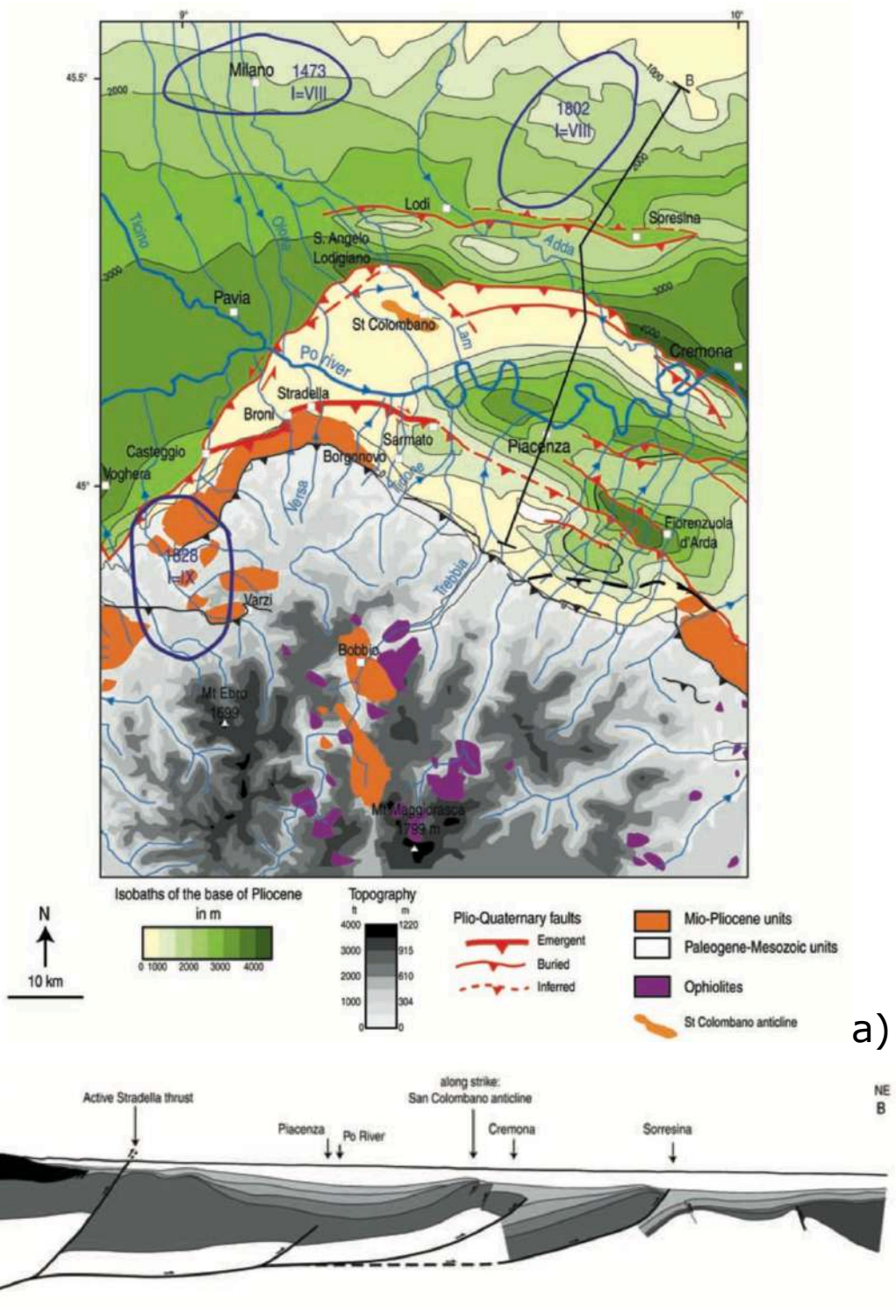


Figura 12 *– a) Mappa sismotettonica dell'area Pavia-Piacenza tratta da Benedetti et al. (2003). Sono indicati, poiché di interesse per il presente studio: le isobate della base del Pliocene (in toni di verde), i principali sistemi di faglie e la posizione della sezione geologico-strutturale A-B trasversale alla Pianura Padana alcuni chilometri a Est dell'area relativa a questo studio, raffigurata nel pannello b.*

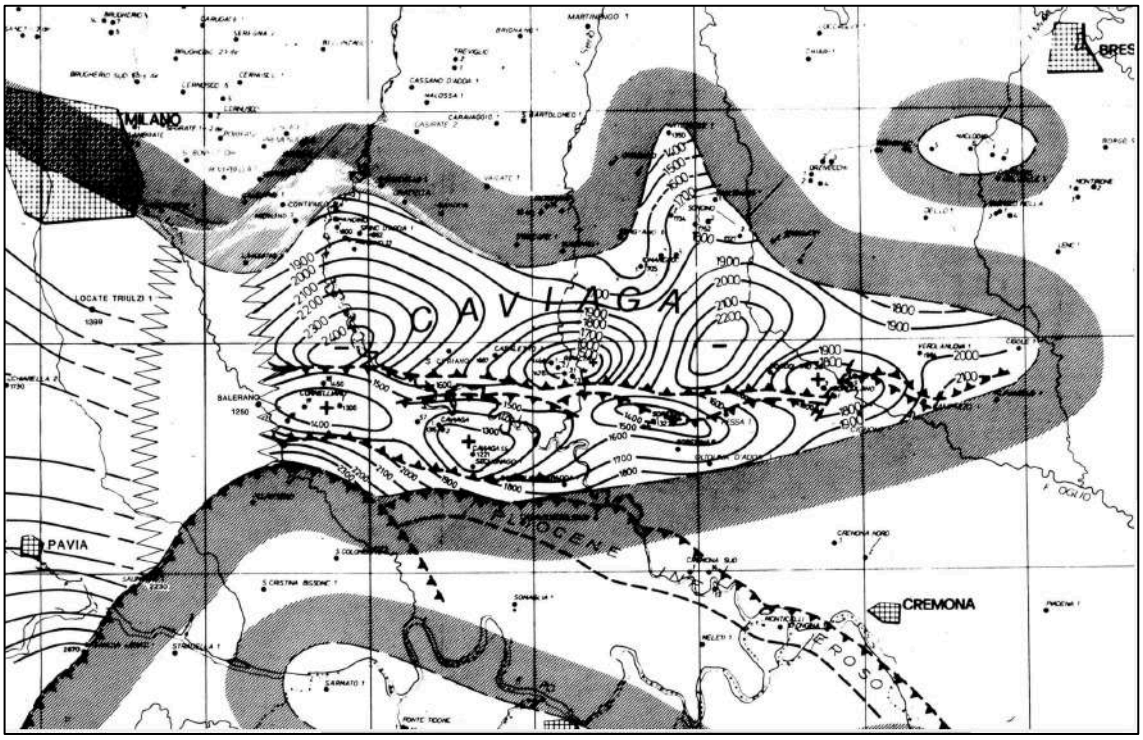


Figura 13 *– Estratto dalla mappa delle isobate del tetto delle formazioni degli strati di Caviaga – sabbie di Desana – sabbie di Maniago (AGIP, anno ignoto).*

Appare dunque ragionevole assumere come prima realizzazione del modello 1D, un primo strato superficiale che rappresenta la copertura sopra il serbatoio definito in base alla Figura 14 da uno spessore di 1400 m, una velocità Vp di 2000 m/s e un rapporto Vp/Vs pari a 2.65. I valori di Vp e Vp/Vs sono stati stimati in base al valore medio del tempo di percorrenza dello strato superficiale dedotto dalla medesima figura e assumendo per i 300 m più superficiali valori costanti di Vp e Vs pari rispettivamente a 1600 m/s e 600 m/s. Più in profondità il modello prosegue con la struttura data da Lavecchia et al. (2015). Il modello così ottenuto è riassunto in Tabella 4. Si noti che l'ultima colonna mostra il valore costante di Vp/Vs scelto per il modello utilizzato con il codice Hypo71. Si ricorda che le localizzazioni finali saranno quelle ottenute con Hypoellipse.

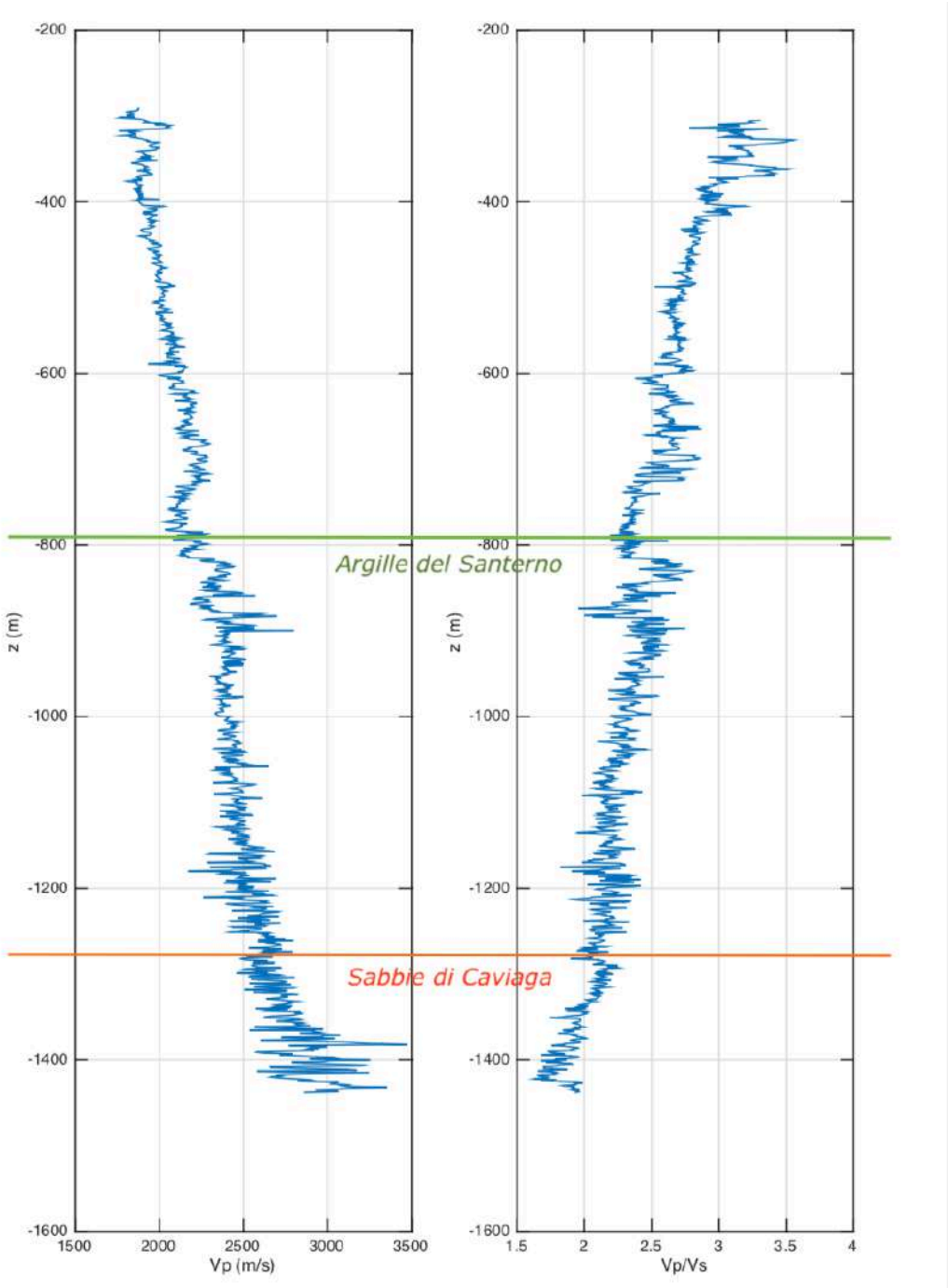


Figura 14 *– Valori di Vp e Vp/Vs al variare della profondità derivanti da indagini di pozzo (pozzo denominato A01), forniti da Ital Gas Storage.*

	Vp (km/s)2	Profondità (km)	Vp/Vs [Hypoellipse]	Vp/Vs [Hypo 71]
1	2.0	0.0-1.4	2.65	2.0
2	3.5	1.4-3.0	1.85	2.0
3	5.0	3.0-6.0	1.78	2.0
4	6.0	6.0-12.0	1.78	2.0
5	6.7	12.0-35.0	1.78	2.0
6	7.5	> 35.0	1.78	2.0

Tabella 4 *– Modello 1D definito in questo studio per le localizzazioni dei terremoti. Le due colonne a destra mostrano i valori del parametro Vp/Vs per i due differenti metodi di localizzazione usati, rispettivamente Hypoellipse e Hypo71. Si ricorda che il codice Hypo71 viene usato per la fase intermedia di elaborazione, e che le soluzioni finali sono quelle ottenute con il codice Hypoellipse.*

1.4.2 Il calcolo della magnitudo

La magnitudo locale (ML, anche nota come magnitudo Richter) è ottenuta misurando la massima ampiezza di una registrazione effettuata utilizzando un sismometro a torsione di Wood-Anderson. La scala di magnitudo ML tende alla saturazione per magnitudo elevate (attorno a 6.0-6.5). Con le registrazioni effettuate dalle moderne strumentazioni digitali le magnitudo locali vengono ricavate tramite la simulazione numerica di un Wood-Anderson.

La formula originale di calcolo della magnitudo è:

$$ML = \text{Log } A - \text{Log } A_0(r) + S$$

dove A rappresenta l'ampiezza (massima delle due componenti orizzontali) registrata (ovvero simulata) dal sismografo Wood-Anderson, la relazione $A_0(r)$ rappresenta l'attenuazione dell'ampiezza con la distanza, e S rappresenta il coefficiente di correzione per la risposta di sito. La magnitudo ML di rete è definita come la mediana dei valori di magnitudo calcolati singolarmente per ogni stazione. La relazione $A_0(r)$ è stimata empiricamente e costituisce la "calibrazione" di ML per una data area geografica. Nella formulazione originaria, Richter (1935) ha stimato $A_0(r)$ per la California meridionale.

Per la RMCL, il calcolo della magnitudo viene effettuato utilizzando la legge di attenuazione sviluppata da Bragato e Tento (2005), che è una relazione basata su un ampio dataset di osservazioni dell'Italia Nord-Orientale. Rispetto alla formula originale di Richter, essa si caratterizza per una maggiore attenuazione delle ampiezze al di sotto dei 100 km di distanza, e si presta meglio a rappresentare

l'attenuazione dovuta ai sedimenti della Pianura Padana per le stazioni della RMCL. Inoltre, la formula è calibrata per la distanza ipocentrale di 17 km, anziché per i 100 km della formula originale, in accordo a quanto dimostrato da Hutton and Boore (1987), distanza che si presta molto meglio alla stima della magnitudo per i terremoti locali. La formula di calcolo utilizzata (per ogni stazione) è dunque la seguente:

$$ML = -21.2504 + \text{Log}(A) - 1.13199\ \text{Log}\ A_0(r) + \\ + 307.382\ \text{Log}(r * 1.64643e\text{-}5 + 1.17965) + S$$

dove S è il coefficiente specifico di stazione, che viene calibrato una volta che si dispone di numerose osservazioni. Nel caso della RMCL esso è posto per il momento a 0.

Infine, per calcolare ML della RMCL vengono utilizzate esclusivamente le 9 stazioni OL (Tabella 1) e le 8 stazioni della RSNC usate a integrazione (Tabella 3).

Per verificare che il calcolo della magnitudo adottato sia affidabile, sarebbe necessario confrontare le stime fornite dalle procedure sviluppate per la RMCL per alcuni eventi di riferimento con quelle stimate indipendentemente da altre reti (es.: eventi rilevati dalla RSNC o da Reti Regionali). Dato che la RMCL è focalizzata in un'area ristretta intorno allo stoccaggio, gli eventi di riferimento dovrebbero essere locali. Purtroppo, come vedremo meglio nel seguito, vi è un solo evento abbastanza locale rilevato dalla RSNC da quando essa è operativa, cioè dal 1/1/2017. Si sono dunque considerati anche alcuni eventi avvenuti a distanza sub-regionale in area appenninica e alpina.

La Tabella 5 e la Figura 15 mostrano rispettivamente una lista e una mappa degli eventi considerati. Tra i parametri mostrati in Tabella 5 ci sono sia le magnitudo stimate dalla RSNC, assunte come riferimento, sia quelle stimate dalla RMCL. Si vede che per gli eventi di riferimento n. 1, 3 e 4 le procedure adottate forniscono una stima consistente della magnitudo con quella della RSNC. In particolare, per l'evento n. 3

N	Data e ora	Località	LAT	LON	Prof (km)	M_{RSNC}	ML_{RMCL}
1	2017-05-23 04:16:32.09	Cernusco sul Naviglio (MI)	45.52	9.31	45.0	ML 1.9	1.9
2	2017-06-04 18:00:56.89	Gargnano (BS)	45.67	10.69	8.2	ML 3.6	2.7
3	2017-11-19 12:37:44.70	Varano de' Melegari (PR)	44.66	10.03	22.4	Mw 4.4	4.7
4	2018-02-04 18:57:43.00	Gargnano (BS)	45.70	10.59	11.0	ML 2.7	2.7

Tabella 5 *– Parametri degli eventi considerati per la calibrazione della magnitudo locale della RMCL (ML_{RMCL}). I parametri di localizzazione e della magnitudo stimata dalla RSNC (M_{RSNC}) sono tratti dal sito INGV della RSNC (http://cnt.rm.ingv.it/events). N rappresenta il numero sequenziale di evento assegnato in questo rapporto. Si noti che la RSNC fornisce la magnitudo locale ML per gli eventi n. 1, 2 e 4, e la magnitudo momento Mw per l'evento n. 4.*

si noti che la RSNC fornisce la stima di magnitudo momento Mw, che è noto essere in genere inferiore alla ML (es: Mw = ML - 0.3 per eventi non eccessivamente piccoli; Goertz-Allmann et al., 2011). Per l'evento n. 2 invece la magnitudo stimata dalla RMCL è di quasi un grado inferiore a quella data dalla RSNC. Saranno dunque necessari ulteriori approfondimenti per confermare la robustezza delle stime.

Si sottolinea però che queste stime si basano principalmente sui dati delle stazioni della sola RMCL. Inoltre, mentre per gli eventi più distanti sono state adottate unicamente le localizzazioni della RSNC, per quello n. 4 di Cernusco sul Naviglio (MI), che si colloca al bordo dell'Area Esterna di rilevazione della RMCL, è stata assunta per il calcolo della ML_{RMCL} la localizzazione ottenuta dalla RMCL (cfr. successivo Capitolo 1.5). È però importante sottolineare ulteriormente che per l'unico evento per cui è attualmente possibile effettuare un confronto diretto, la procedura di stima della magnitudo adottata per la RMCL risulta efficace nell'Area Esterna di rilevazione.

Infine, in Figura 16 mostriamo alcuni esempi delle forme d'onda registrate dalla RMCL, anche a confronto con quelle registrate dalle altre stazioni che integrano la rete.

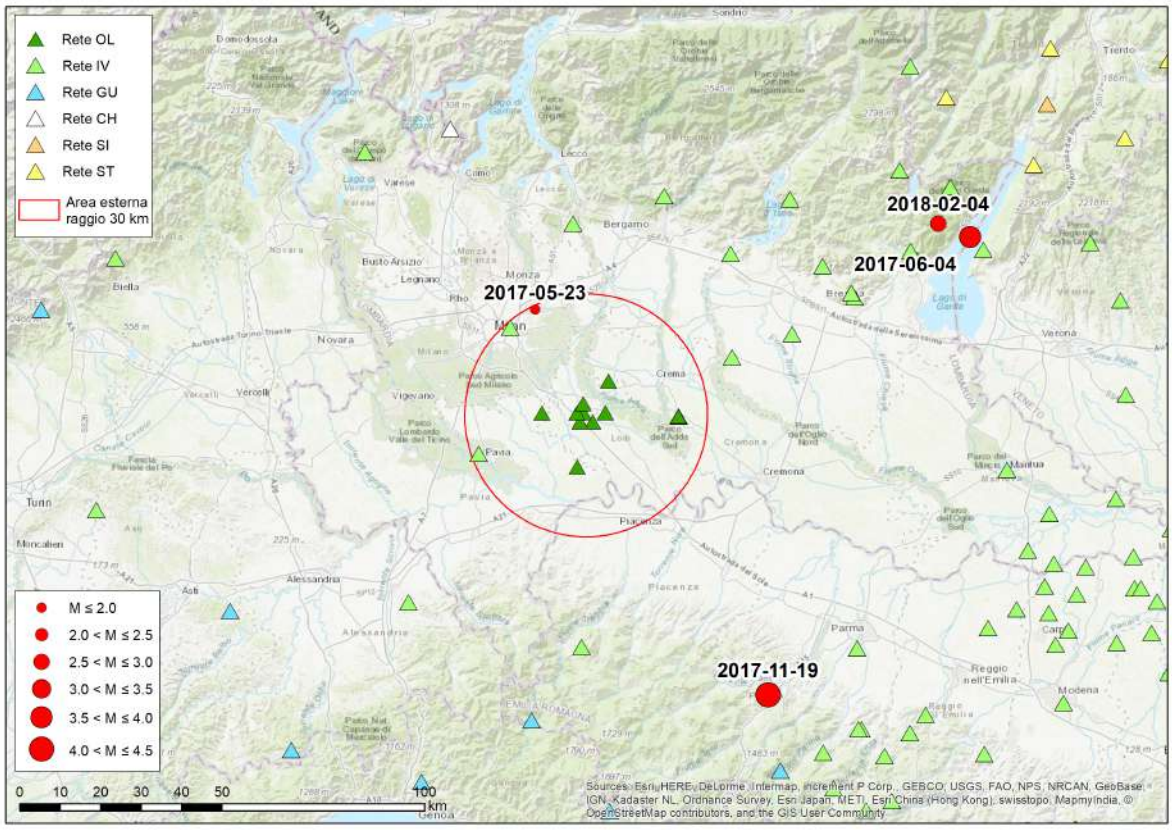


Figura 15 *– Eventi considerati per la calibrazione della magnitudo locale. I parametri degli eventi sono riassunti in Tabella 5.*

Il pannello in alto si riferisce all'evento n. 3 di Tabella 5, dell'Appenino parmense, che è l'evento più forte tra quelli considerati. Nella figura si mostrano le forme d'onda registrate dalle stazioni della RSNC che integrano la RMCL (rispettivamente PRMA, BOB, SARZ e MILN) e quelle registrate dalla stazione OL09. L'ordine, dall'alto in basso, con cui sono visualizzate le forme d'onda corrisponde a distanze crescenti delle stazioni dalla sorgente. Si riconosce chiaramente la forma impulsiva del segnale nella stazione più vicina (PRMA) e la progressiva dispersione delle fasi all'aumentare della distanza. La stazione OL09, che si trova a circa 90 km dall'evento registra un segnale sufficientemente chiaro e pulito.

Il pannello in basso si riferisce all'evento n. 4, avvenuto in zona Garda, molto più debole del precedente. Sono mostrate solo le registrazioni delle stazioni della RMCL, e le fasi dell'evento sono ben visibili, malgrado si tratti di un evento piuttosto debole. Nonostante la vicinanza tra le stazioni rispetto alla loro distanza dall'evento, si rileva una diversità nelle forme d'onda tra le stazioni, dovuta a eterogeneità esistenti nella struttura crostale superficiale.

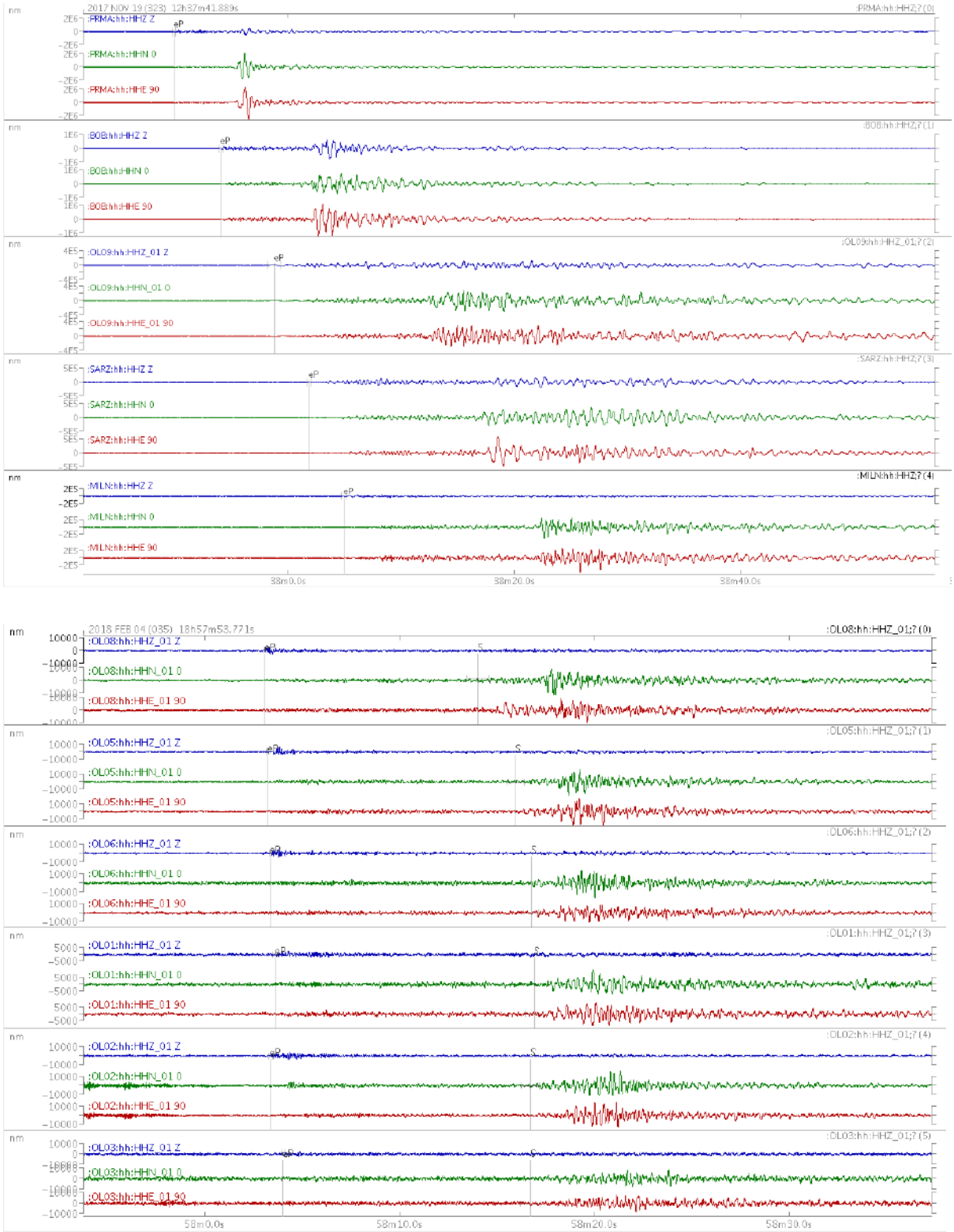


Figura 16 *– Forme d'onda registrate per due degli eventi regionali riportati in Tabella 5, rispettivamente n. 3 (in alto) e 4 (in basso). Per quello in alto sono mostrate, nell'ordine dall'alto in basso, le stazioni di PRMA, BOB, OL09, SARZ e MILN (cfr. Tabelle 1 e 2). Per quello in basso solo le stazioni della RMCL, nell'ordine OL08, OL05, OL06, OL01, OL02 e OL03.*

1.5 Analisi della sismicità naturale di fondo (analisi del "bianco")

In questo capitolo viene descritta la sismicità naturale di fondo che caratterizza l'area in cui si trova il serbatoio di Cornegliano Laudense. Il capitolo è strutturato nel modo seguente. Viene dapprima fornito un inquadramento sismologico generale, e descritta la sismicità storica dell'area. Successivamente viene descritta la sismicità strumentale, desunta dai cataloghi disponibili. Viene poi mostrata la sismicità rilevata dalla RMCL nel periodo che va dall'inizio di operatività della rete (1/1/2017) fino al 31/3/2018, e questa viene confrontata e discussa in dettaglio con quella rilevata nello stesso periodo dalla RSNC

1.5.1 Inquadramento sismotettonico

La Pianura Padana, come già precisato, è un bacino di avanfossa, formatosi a partire dal Cretaceo per la collisione e parziale subduzione della microplacca padano-adriatica durante la migrazione relativa della placca africana verso quella euro-asiatica. La spessa coltre di sedimenti alluvionali deposti dal Fiume Po e dai suoi affluenti, provenienti dai rilievi del sistema alpino a nord, e da quelli appenninici a sud, ha uno spessore notevole che può raggiungere nei punti più profondi svariate centinaia di metri (maggiori dettagli al Capitolo 1.4.1). Al di sotto dei depositi alluvionali, la base della Pianura Padana rappresenta la zona di raccordo tra i *thrust* delle Alpi Meridionali, collocati a nord e vergenti verso sud, e quelli dell'Appennino Settentrionale, collocati a Sud e vergenti verso Nord. Il profilo geologico-strutturale crostale mostrato in Figura 17A, orientato NNE-SSO circa lungo la direttrice Bergamo-Tortona rappresenta chiaramente detto assetto.

I due fronti deformativi convergono l'uno verso l'altro in direzione circa N-S con una velocità relativa media stimata in 0.5-1.0 mm/anno (Serpelloni et al., 2005), provocando il raccorciamento trasversale della Pianura Padana, e, parzialmente, l'approfondimento del bacino. Essendo coinvolta nella deformazione solo marginalmente, la Pianura Padana è fra le aree sismicamente meno attive dell'Italia settentrionale, come peraltro indicato nelle elaborazioni di pericolosità sismica per la normativa (Gruppo di Lavoro MPS, 2004).

Al di sotto dei sedimenti della Pianura Padana esistono comunque strutture tettoniche attive e capaci di generare terremoti. In profondità il raccorciamento si manifesta

mediante sforzi compressivi che generano faglie inverse, localizzate sia al piede delle Alpi Meridionali, sia al piede dell'Appennino Settentrionale. Nella quasi totalità dei casi, le faglie della Pianura Padana sono cieche, cioè non affiorano in superficie, e quindi non sono identificabili da rilevamenti geologici-geomorfologici tradizionali.

La Figura 17 mostra anche l'assetto strutturale semplificato dell'Italia Settentrionale, e della Pianura Padana, con una rappresentazione schematica delle sorgenti sismogeniche identificate per l'area, come descritto e illustrato da Vannoli et al. (2014). Esse provengono dal Database delle Sorgenti Sismogeniche Italiane (DISS; Basili et al., 2008; DISS Working Group, 2018), la più recente fonte italiana di informazioni relative alle sorgenti sismogeniche, ovvero ai sistemi di faglie in grado di generare terremoti.

Nessuna delle sorgenti finora mappate nel Database, né quelle identificate come sorgenti individuali (ISS, ovvero segmenti di faglia specificatamente associati ad un evento sismico noto), né le cosiddette sorgenti composite (CSS, inviluppo di elementi strutturali omogenei), interseca direttamente l'area del lodigiano in cui ricade l'impianto di stoccaggio (Figura 18). Tuttavia, entro una distanza di circa 10-15 km dall'area studio si trovano a NE la sorgente composita ITCS115, appartenente al sistema dell'arco esterno delle Alpi Meridionali (SAOA), e a S la sorgente composita ITCS044, appartenente all'arco Emiliano. A nord, la sorgente ITCS115 (*Western S-Alps external thrust shallow-west*, definita recentemente grazie al progetto Europeo GeoMol (ISPRA, 2015) - http://www.geomol.eu/) rappresenta il livello di scollamento (detachment) più superficiale entro la successione stratigrafica delle Alpi Meridionali; esso è localizzato alla base dei depositi di avanfossa della cosidetta Gonfolite lombarda (insieme di sedimenti di natura terrigena derivati dallo smantellamento della catena alpina, corrispondenti all'Oligocene e al Miocene Inferiore-Medio p.p.), che nell'area fra Milano e Mantova si rastremano verso oriente, seguendo la geometria del bacino che ha ospitato i sedimenti. La ITCS115 prevede il coinvolgimento di un limitato spessore crostale (2-6 km di profondità), con un potenziale sismogenico stimato da una magnitudo massima di Mw=6.0, e slip rate di 0.1-0.5 mm/anno, derivati indirettamente da considerazioni sismologiche e geodinamiche regionali. L'evento più forte dell'area (12/5/1802, Valle dell'Oglio, Mw=5.6) viene rappresentato dalla sorgente individuale ITIS104 (Figure 17 e 18), nella fascia di sovrapposizione fra le sorgenti ITCS115 e ITCS002.

A sud, la sorgente ITCS044 (*Portalbera-Cremona*), fra le valli del Ticino e dell'Adda, appartiene al fronte esterno dell'Appennino Settentrionale. Il terremoto massimo potenziale per questa struttura composita è stimato pari a Mw=5.5, i tassi di deformazione derivati da informazioni geologiche (Maesano et al., 2015) sono inferiori rispetto al fronte alpino (circa 0.5 mm/anno).

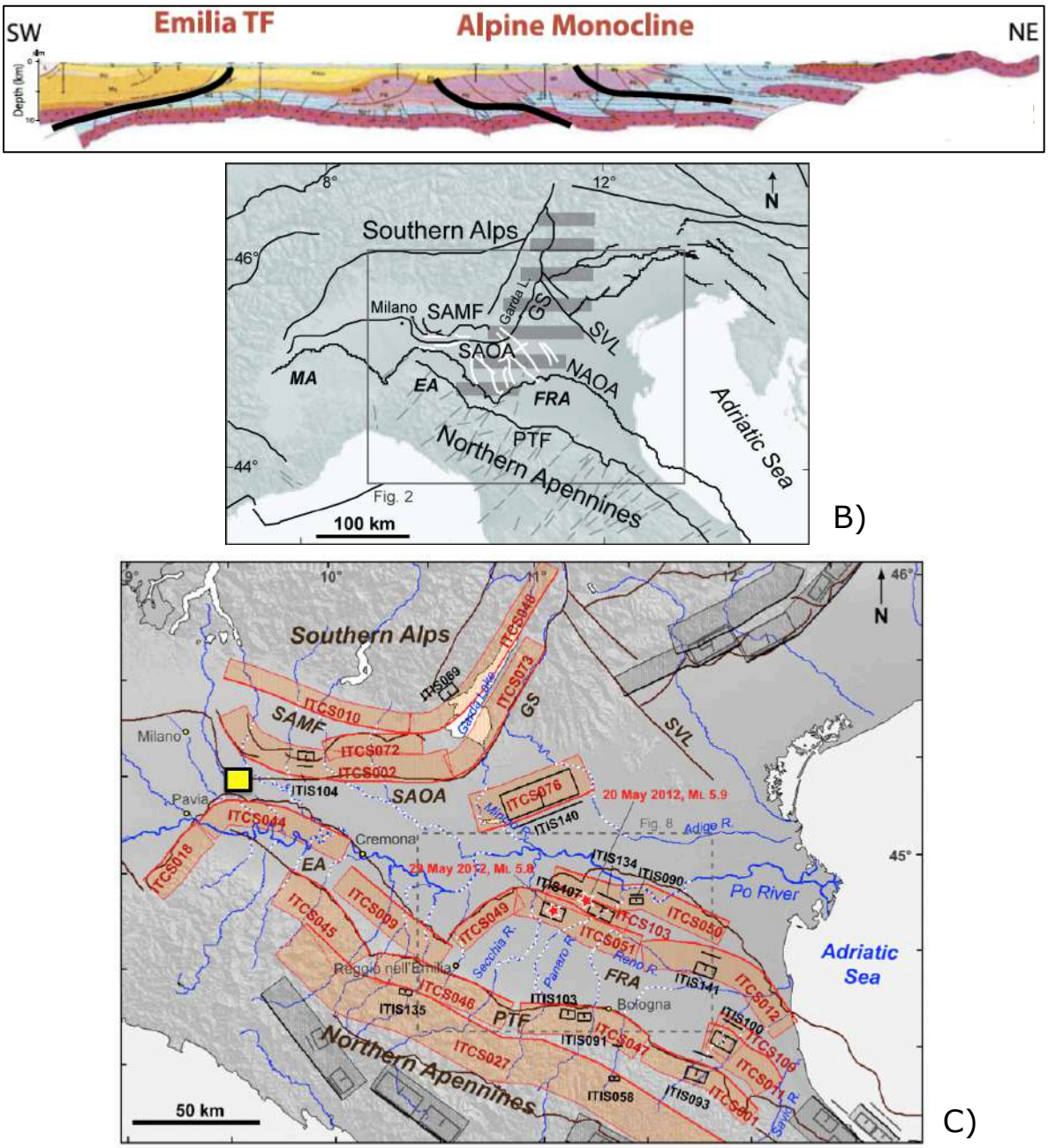


Figura 17 *- Sezione e mappa strutturale semplificata della Pianura Padana. A) profilo geologico crostale (vedasi Caciagli et al., 2015, tratta da Cassano et al., 1986): in nero spesso sono evidenziate le strutture principali, riprese nei quadri successivi. B) Mappa modificata da Vannoli et al., 2014; le linee nere indicano i principali elementi tettonici, le bianche sistemi faglie ereditate; le ombreggiature grigie orizzontali il dominio paleogeografico noto come Piattaforma di Trento. Le sigle indicano: SAMF: fronte montuoso delle Alpi Meridionali; SAOA: arco esterno delle Alpi Meridionali; GS: Sistema delle Giudicarie; SVL: Schio-Vicenza; NAOA: arco esterno dell'Appennino Settentrionale; PTF: fronte pedeappenninico; MA: arco del Monferrato; EA: arco Emiliano; FRA: arco Ferrarese-Romagnolo. C) Sorgenti Sismogenetiche Individuali (ISS) e Sorgenti Sismogenetiche Composite (CSS) della Pianura Padana (rappresentate rispettivamente con rettangoli neri e fasce rosse; per le definizioni si vedano Basili et al., 2008; DISS v. 3.2.1). Il rettangolo giallo indica l'area di interesse per il presente progetto. Sigle come in B).*

I terremoti che storicamente hanno causato alcuni forti risentimenti nel Lodigiano, (pari circa al V-VI grado della scala macrosismica MCS, corrispondenti alla soglia del primo danneggiamento), come gli eventi del 1786 e 1951, non sono però rappresentati da specifiche sorgenti sismogeniche, in DISS. La zonazione utilizzata nell'elaborato di pericolosità sismica dell'attuale normativa inviluppa le ITCS015 e IT044 rispettivamente nelle zone sorgenti 907 e 911 (vedasi MPS04, Stucchi et al., 2011), mentre gli eventi presumibilmente profondi il cui epicentro cade nei pressi di Lodi vengono assegnati alla sismicità di fondo, con tassi di sismicità molto bassi.

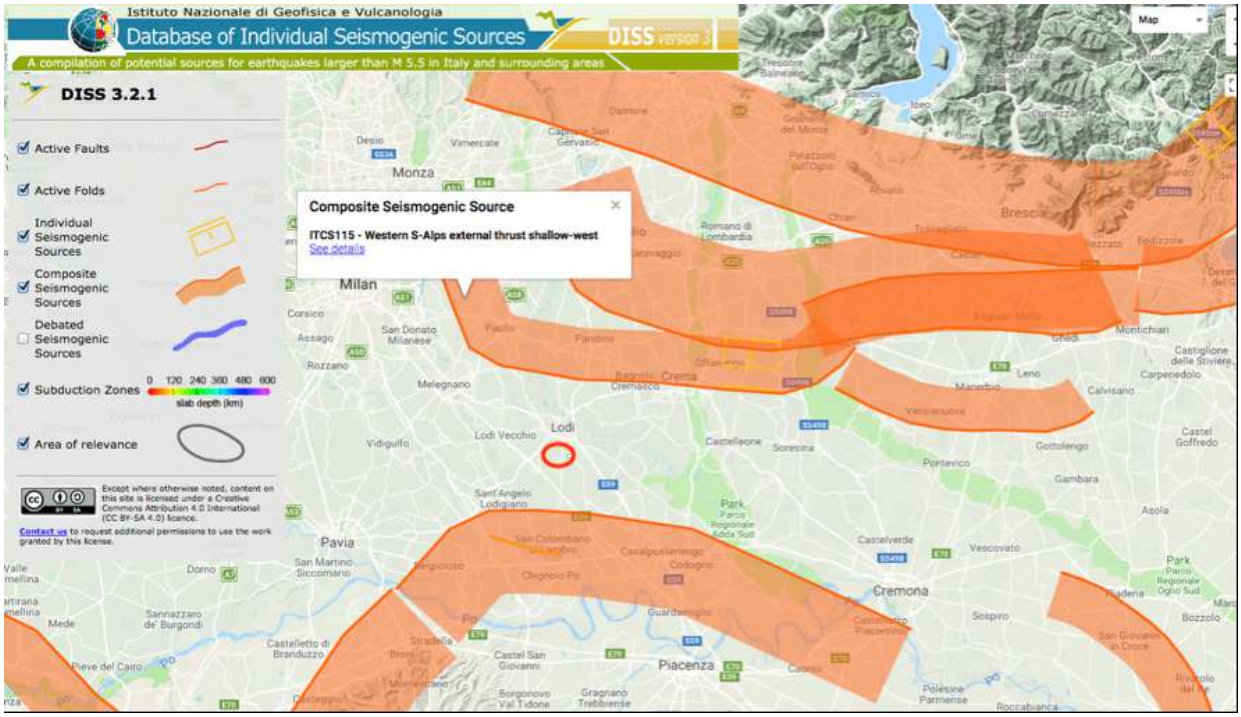


Figura 18 *– Mappa delle Sorgenti Sismogenetiche Individuali del DISS v. 3.2.1 ad una scala di maggiore dettaglio per l'area che circonda il sito di stoccaggio di Cornegliano Laudense (ovale rosso). Per ulteriori dettagli si faccia riferimento alla documentazione riportata nel Database.*

1.5.2 Analisi critica della sismicità storica e strumentale

L'area è caratterizzata da una sismicità da debole a moderata. Per ottenere un'immagine completa della sismicità dell'area sono stati utilizzati i seguenti cataloghi di rilievo nazionale:

- Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani – CPTI15 (Rovida et al., 2016), che fornisce dati parametrici omogenei, sia macrosismici, sia strumentali, relativi ai terremoti con intensità massima osservata ≥ V (scala MCS, Mercalli-Cancani-Sieberg) o magnitudo ≥ 4.0 d'interesse per l'Italia nella finestra temporale 1000-2014. Il catalogo parametrico è collegato al Database Macrosismico

Italiano - DBMI15 (Locati et al., 2016), archivio che raccoglie i dati di intensità macrosismica provenienti da diverse fonti, relativi a gran parte dei terremoti riportati in catalogo.

- Catalogo della Sismicità Italiana – CSI1.1 (Castello et al., 2006), che contiene i parametri dei terremoti strumentali dal 1981 al 2002. Il catalogo raccoglie i dati strumentali della Rete Sismica Nazionale e di altre reti locali e regionali gestite da altri enti, processati con criteri omogenei. E' stata successivamente rilasciata una nuova versione, che estende il periodo analizzato al 2009, con risultati per ammissione degli autori non ancora soddisfacenti.
- Bollettino Sismico Italiano - BSI (http://cnt.rm.ingv.it/bsi) che raccoglie i parametri dei terremoti registrati dalla Rete Sismica Nazionale Centralizzata dell'INGV, dal 1985 fino ad oggi.

Per la sismicità strumentale sono stati inoltre considerati anche il bollettini sismici della Rete Sismica regionale dell'Italia Nord-Occidentale, gestita dall'Università di Genova - DISTAV (http://www.distav.unige.it/rsni/ITA/ e com. pers. Davide Scafidi), in quanto ritenuti – come descritto in seguito - la fonte più attendibile di informazioni microsismiche a partire dagli anni '80.

La Figura 19 mostra gli eventi di interesse estratti dai cataloghi sopracitati, listati in Appendice D. I terremoti sono stati selezionati in base ai seguenti criteri temporali: catalogo CPT15 fino al 1980 (simboli gialli in Figura 19), Catalogo della Sismicità Italiana dal 1981 al 1984 e Bollettino Sismico Italiano dal 1985 al 2018 (simboli neri), e bollettini RSNI dal 1980 al 2017 (simboli rosa).

Per quanto concerne l'Area Esterna, intesa come l'area di interesse di maggior estensione per questo progetto delimitata dal cerchio tratteggiato nero di 30 km di raggio di Figura 19, il catalogo dei terremoti riporta eventi nella pianura lombarda già a partire dal 1473. La magnitudo più elevata (Mw=5.6, stimata sulla base dei dati macrosismici) si riferisce al terremoto già citato della Valle dell'Oglio del 1802. La magnitudo massima osservata strumentalmente è riferita all'evento del 1951, ed è pari a 5.2 (Mw stimata mediante relazioni di conversione Ms-Mw). La Tabella 6 riassume alcuni parametri dei principali terremoti, come desunti da DBMI15 e CPTI15. Eccetto che per i terremoti del 1786 e del 1951 nel Lodigiano, di cui si tratterà più avanti, tutti i terremoti più forti sono avvenuti a più di 15-20 km di distanza dall'impianto di stoccaggio.

È necessario considerare peraltro che sia la localizzazione che la stima della magnitudo sono affette da grosse incertezze, non solo per gli eventi documentati grazie alle sole fonti storiche, ma anche per eventi strumentali. Un caso esemplare è il terremoto di maggior interesse per l'area del lodigiano, cioè quello del 15/5/1951, noto anche come "terremoto di Caviaga". Fino a pochissimi anni fa, si riteneva che questo evento fosse stato provocato dalle attività di estrazione del gas praticate nell'area (Caloi et al., 1956). Tuttavia, studi più recenti ne ricollocano l'ipocentro a

profondità di circa 32 km (Caciagli et al., 2015), in una posizione compatibile con quella di una faglia ereditata nel basamento (Vannoli et al., 2014), attribuendo quindi all'evento una origine tettonica, e non antropica. L'ampia estensione del risentimento macrosismico osservato supporta tali considerazioni (Appendice A in Priolo et al., 2017). Si noti in Figura 19 la distanza fra la localizzazione del terremoto del 1951 come ricavata dalla distribuzione degli effetti (quadrato giallo pieno, ubicato nei pressi di Castiglione d'Adda), rispetto a quelle ottenute dall'analisi dei dati strumentali (stelle gialle, circa a 15 km a N di Lodi, tratto da Caciagli et al., 2015).

Per quanto riguarda la sismicità strumentale più recente (simboli neri e fucsia in Figura 19), entro un raggio di 30 km dalla rete RMCL si contano circa 50 eventi di magnitudo inferiore a 3.3 riportati nei cataloghi nazionali, 35 nei bollettini della rete regionale gestita dall'Università di Genova (UniGE). Entrambi possono essere ritenuti dataset di massima affidabilità per l'area, a seguito di considerazioni che verranno presentate nel capitolo successivo.

La profondità degli eventi riportati nei cataloghi nazionali e nei bollettini regionali raggiunge valori elevati (relativi alla crosta inferiore, fino a circa 50 km), valori anch'essi affetti presumibilmente da errori elevati. In Appendice D, oltre alle selezioni degli eventi regionali provenienti dai database INGV e UniGE, la tabella confronta i parametri degli eventi identificati dalla rete nazionale e regionale all'interno dell'Area Estesa, a partire dal 1983. Per i 30 eventi identificati in comune dalle due reti, l'incertezza nella localizzazione è molto elevata —la distanza media tra gli epicentri infatti è di oltre 8 km. Gli eventi non in comune tra i due dataset richiederanno ulteriori approfondimenti.

Data e ora	Località	Np	Imax	Mw
7/5/1473*	Milanese	5	V	3.7
13/6/1642	Pianura lombarda	8	VI-VII	4.9
10/9/1781 11:30	Pianura lombarda	11	VI-VII	4.9
7/4/1786 00:15	Pianura lombarda	10	VII-VIII	5.2
12/5/1802 09:30	*Valle dell'Oglio*	*94*	*VIII-IX*	*5.6*
1826/11/11*	Pavia	1	V	4.2
1/10/1912	*Piacenza*	*23*	*V*	*3.7*
15/5/1951 22:54	Lodigiano	179	Vi-VII	5.2
6/1/1971	*Oltrepò Pavese*	*23*	*V-VI*	*3.9*
9/11/1983 16:29	Parmense	850	VII	5.0

Tabella 6 *– Parametri semplificati degli eventi avvenuti nell'area di maggiore interesse in questo studio (fonte dati: database macrosismico DBMI15, Locati et al., 2016; catalogo CPT15, Rovida et al., 2016). Le ultime tre colonne rappresentano rispettivamente: Np il numero di punti del campo macrosismico utilizzato per parametrizzare l'evento; Imax l'intensità macrosismica massima osservata; Mw la magnitudo momento stimata. In corsivo sono indicati gli eventi al limite dell'Area Estesa di Figura 19: gli eventi asteriscati sono entrati in catalogo per la riduzione della soglia energetica considerata in CPTI15.*

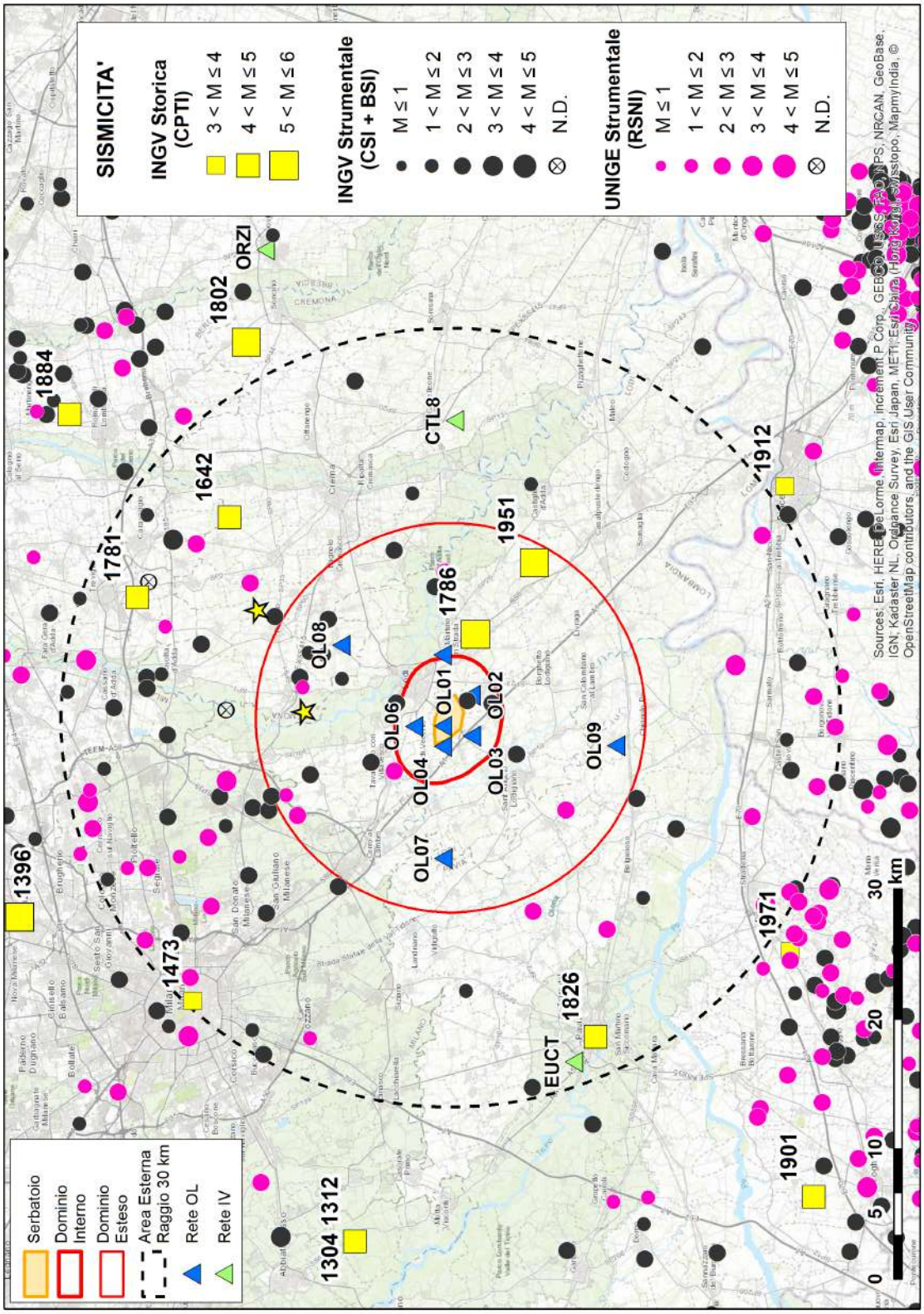


Figura 19 *– Mappa della sismicità storica e strumentale desunta dai cataloghi nazionali e regionali, per l'area del sito di stoccaggio di Cornegliano Laudense. Ulteriori dettagli nel testo.*

1.5.3 Eventi rilevati dalla RMCL nel periodo 1/1/2017-31/3/2018

Nel periodo 1/1/2017-31/3/2018 la RMCL ha rilevato complessivamente 6 eventi nell'Area Esterna di rilevazione, corrispondente all'area contenuta entro un raggio di 30 km dal sito di stoccaggio (Tabella 7 e Figura 20). Più in particolare:

- un evento si trova ai bordi dell'Area Esterna AE, vicino a Milano; si tratta di un evento profondo circa 40 km e con magnitudo debole (ML1.9). Come vedremo nel capitolo successivo, questo evento è stato rilevato anche dalla RSNC.
- un evento ricade nel Domino Esteso di Rilevazione, a circa 7 km dal perimetro esterno del serbatoio, verso NE;
- 4 eventi ricadono nel Domino Interno a distanza inferiore a 3 km dal serbatoio.

È interessante notare che tutti i 5 eventi che ricadono nei domini di rilevazione della RMCL hanno profondità ridotta, quello nel DE di poco più di 3 km, quelli nel DI a 2.3-2.6 km. Va anche rilevato che l'evento nel DE è localizzato con un numero ridotto di osservazioni (6) e la qualità della localizzazione è classificata bassa (C). Tutti gli altri hanno qualità di localizzazione elevata (A).

Va anche sottolineato che l'attendibilità delle localizzazioni dipende, oltre che dalle osservazioni disponibili, dall'attendibilità del modello di velocità utilizzato. Dato il numero esiguo di eventi avvenuti non è possibile effettuare al momento nessuna analisi atta a migliorare il modello in funzione delle osservazioni. Dunque, le localizzazioni fornite in Tabella 7, per quanto sicuramente indicative, non possono ancora essere considerate definitive.

Area	YYYY-MM-DD	HH:MM:SS.SS	LAT	LON	DEPTH (km)	NOP	M	Q	NS	ErrH1 (km)	ErrH2 (km)	ErrZ (km)
AE	2017-05-23	04:16:32.10	45,498	9,289	40,1	16	1,9	A	7	0,43	1,27	0,62
DI	2017-07-11	22:25:03.65	45,308	9,434	2,3	8	1,0	A	3	0,15	0,19	0,30
DI	2017-07-12	00:17:53.94	45,31	9,43	2,3	15	1,0	A	6	0,13	0,21	0,13
DI	2017-07-12	00:18:30.84	45,307	9,435	2,4	8	----	A	3	0,14	0,42	0,39
DE	2017-10-20	21:37:06.35	45,324	9,561	3,2	6	1,3	C	2	0,16	0,74	4,04
DI	2018-01-27	04:01:44.48	45,307	9,446	2,6	11	0,9	A	5	0,07	0,13	0,07

Tabella 7 *– Lista degli eventi localizzati dalla RMCL nel periodo 1/1/2017-31/3/2018 a distanza minore-uguale di 30 km dal comune di Cornegliano Laudense. Le colonne contengono, nell'ordine: [Area] l'area in cui si trova l'evento; [YYYY-MM-DD] anno-mese-giorno; [HH:MM:SS.SS] ora:minuto:secondo.decimale; [LAT] e [LON] latitudine e longitudine in gradi decimali; [DEPTH] (km) profondità; [NOP] numero totali di fasi usate; [M] magnitudo ML; [Q] qualità della localizzazione (decrescente da A a D); [NS] numero di fasi S usate; [ErrH1], [ErrH2] ed [ErrZ] l'errore statistico nella localizzazione in km, espresso come prima deviazione standard della stima.*

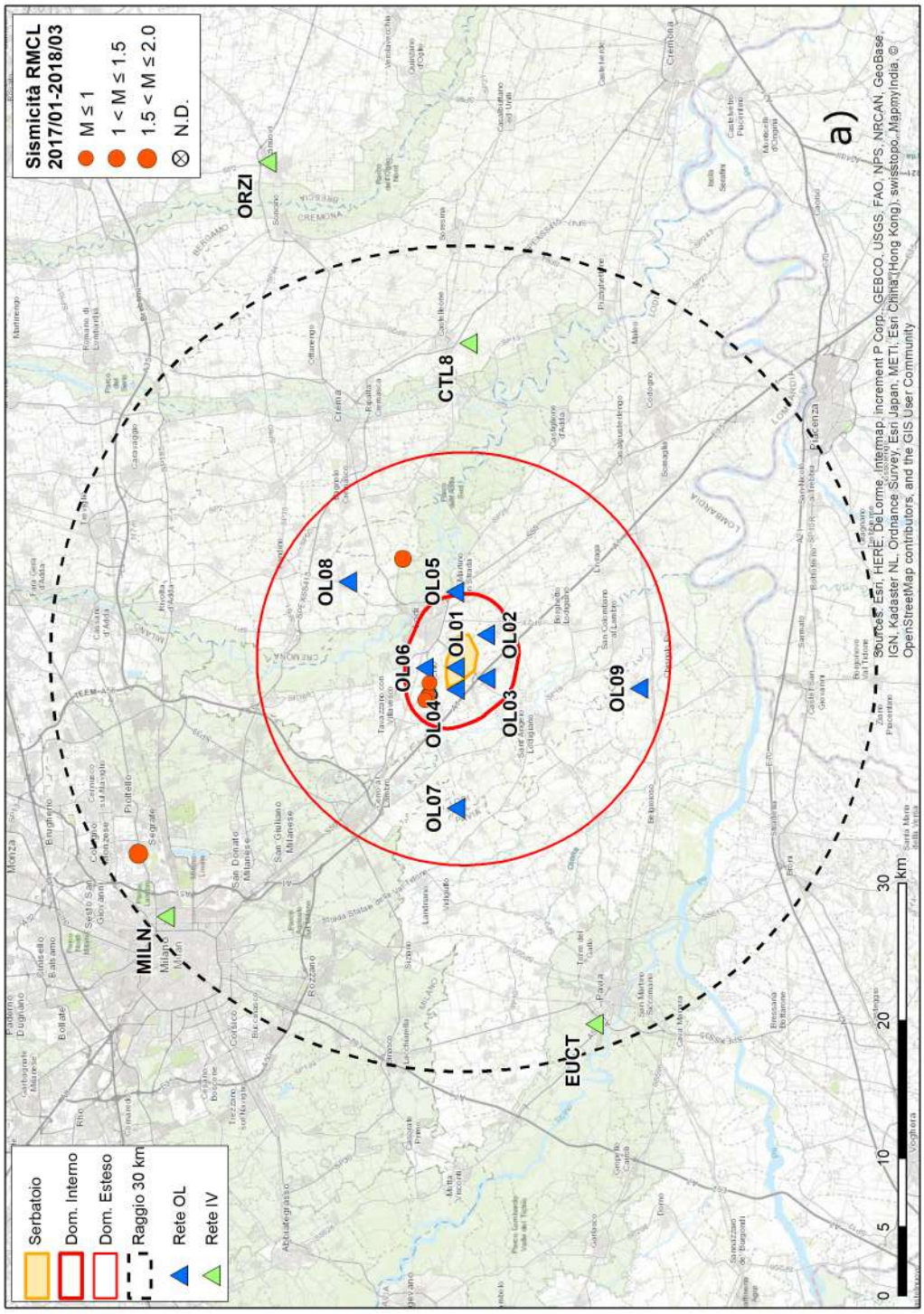


Figura 20 *– Mappa degli eventi localizzati dalla RMCL nel periodo 1/1/2017-31/3/2018, a distanza ≤ 30 km dal sito di stoccaggio (pannello a) e a una scala di maggiore dettaglio (b). Gli epicentri sono rappresentati con i cerchi rossi pieni con dimensione proporzionale alla magnitudo o con cerchio vuoto se privi di valore di magnitudo; i triangoli colorati rappresentano le stazioni appartenenti alle diverse reti sismiche esistenti nell'area; il cerchio nero tratteggiato, centrato sul sito di stoccaggio e con raggio 30 km, rappresenta l'Area Esterna di rilevazione. Altri dettagli nelle legende.* *Continua alla pagina seguente.*

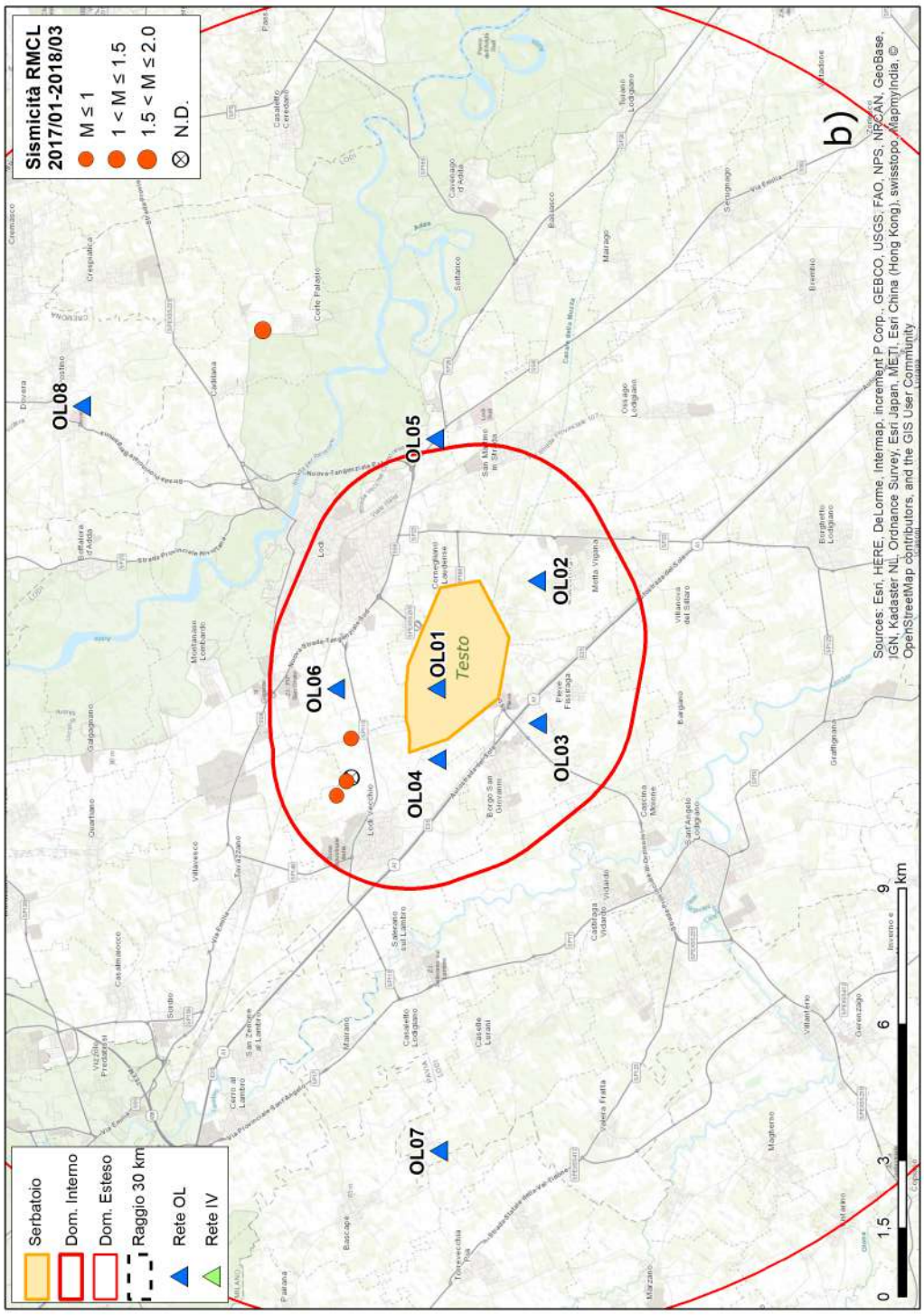


Figura 20, continua dalla pagina precedente.

Gli eventi avvenuti nei Domini di Rilevazione della RMCL hanno tutti magnitudo locale bassa, compresa tra 0.9 e 1.0 per quelli localizzati nel DI, e di 1.3 per quello localizzato nel DE. Una nota aggiuntiva è opportuna per l'evento del 12/7 delle

00:18:30, per il quale non è stato possibile calcolare la magnitudo con le procedure adottate in quanto per alcune stazioni il rapporto segnale/disturbo delle registrazioni è troppo basso: esso ha comunque una magnitudo decisamente inferiore a quello precedente, come si vede chiaramente dall'ampiezza molto più ridotta delle forme d'onda (Figura 21).

Gli eventi avvenuti nel DI mostrano delle forme d'onda molto chiare ed estremamente semplici (Figure 22 e 23) —ad esempio: la componente verticale delle fasi P delle stazioni vicine è molto pronunciata; si riconoscono molto chiaramente le fasi P ed S— caratteristiche queste tipiche di eventi superficiali e caratterizzati da una rottura impulsiva. Inoltre, a causa della profondità molto ridotta, che è ben vincolata data la prossimità delle stazioni e il basso errore statistico di localizzazione, è possibile ipotizzare che si tratti di eventi di origine non naturale.

Gli eventi del 12/7, delle ore 00:17:53 e 00:18:30 potrebbe essere ricondotti all'attività di prova di tenuta idraulica del tappo di cemento realizzato all'interno di un pozzo (condotto comunque con pressioni inferiori a quella naturale di giacimento - com. pers. Ital Gas Storage). Si sottolinea comunque che si tratta di eventi estremamente deboli e che è noto in letteratura che dei test di pompaggio in pozzo (anche se questo non sembra essere il caso) inducano eventi deboli (Talwani et al., 2007; National Research Council, 2013).

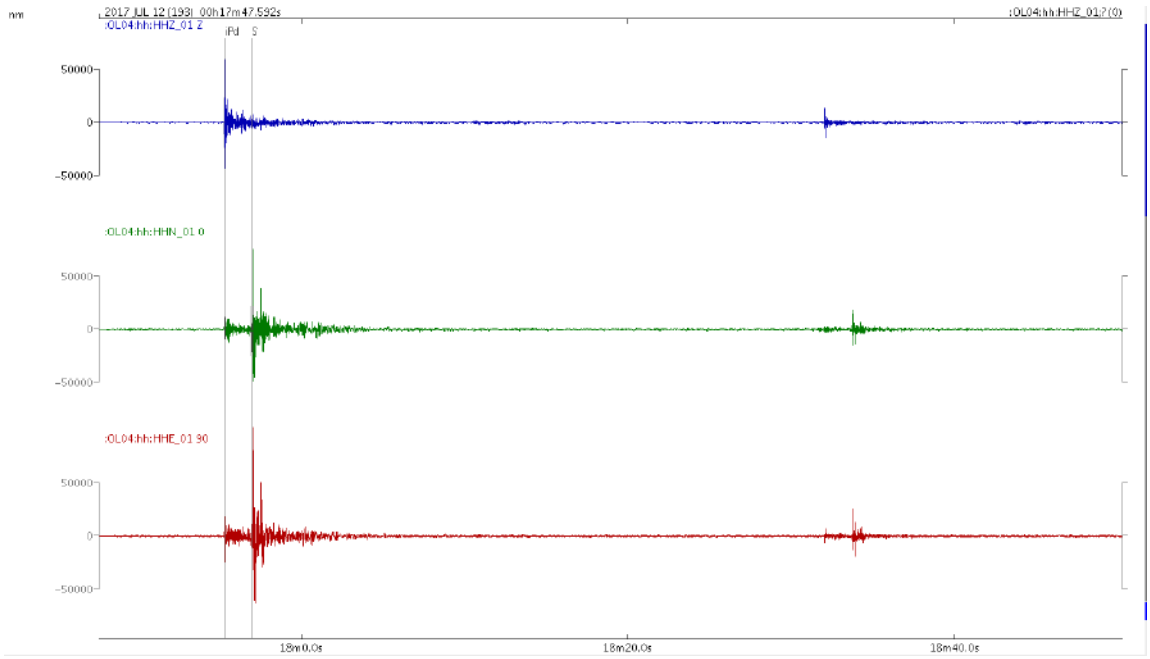


Figura 21 *– Forme d'onda registrate dalla stazione OL04 per i due eventi del 12/7/2017 avvenuto nel DI. Sono raffigurate le tre componenti (blu componente verticale, verde e rosso componenti orizzontali). Si nota bene l'evento ML1.0 delle ore 00:17:53, seguito dall'evento più piccolo delle ore 00:18:30 con magnitudo non stimata (cfr. Tabella 7).*

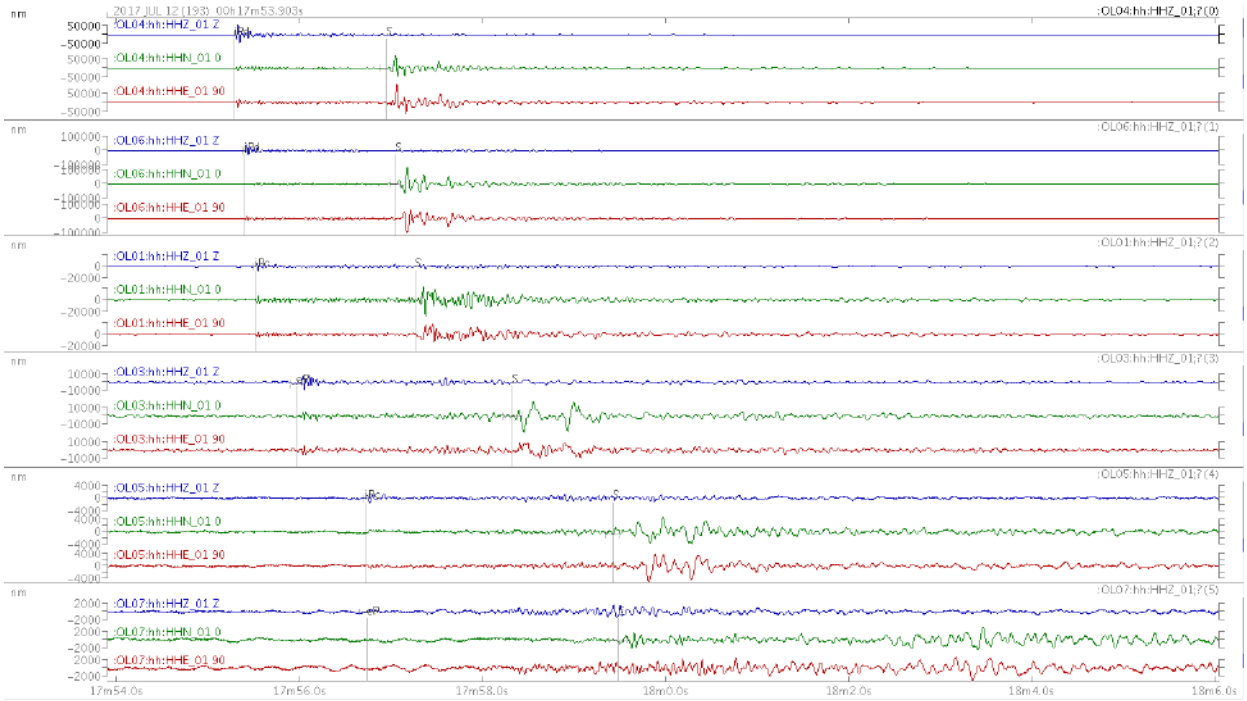


Figura 22 *– Forme d'onda registrate per l'evento ML1.0 del 12/7/2017 ore 00:17:53 avvenuto nel DI. Sono raffigurate tre componenti per ogni stazione (la componente verticale è in colore blu). Le stazioni, dall'alto verso il basso in ordine di distanza dall'evento, sono: OL04, OL06, OL01, OL03, OL05 e OL07. Le linee verticali indicano i tempi di arrivo delle fasi P ed S, rilevati manualmente. Si noti l'aumento del ritardo dell'arrivo della fase S rispetto alla P all'aumentare della distanza della stazione dalla sorgente.*

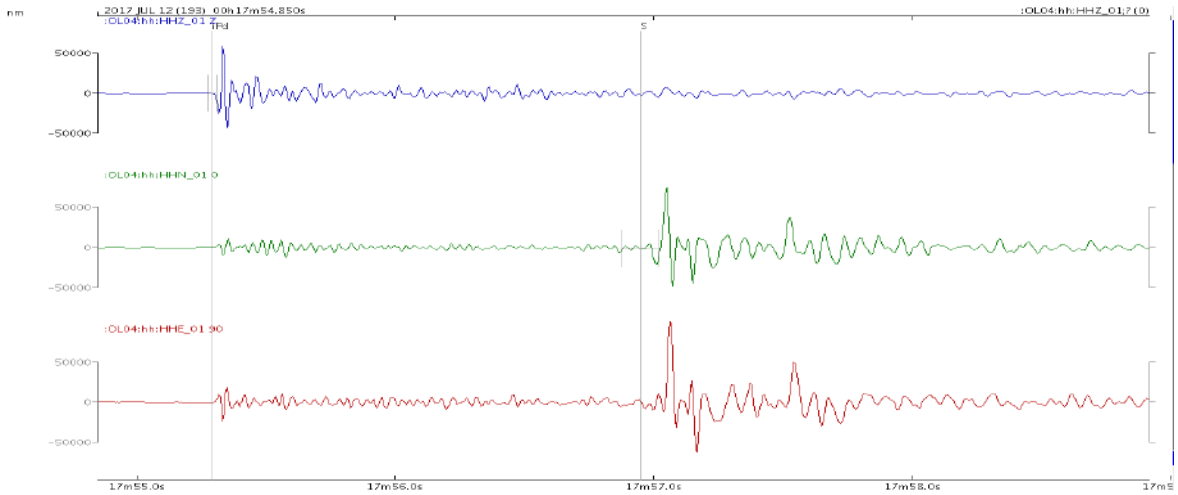


Figura 23 *– Dettaglio delle forme d'onda registrate dalla stazione OL04 per l'evento ML1.0 del 12/7/2017 ore 00:17:53. La stazione OL04, insieme alla OL06, è la più vicina all'evento. Si noti l'elevata ampiezza della componente verticale (colore blu), caratteristica di un evento che avviene molto vicino e sotto la stazione. Nelle componenti orizzontali si riconosce bene il raddoppio della forma impulsiva dovuto al fatto che il sismometro installato in profondità registra prima il fronte d'onda principale e, successivamente, il medesimo fronte d'onda riflesso dalla superficie che si propaga verso il basso.*

1.5.4 Confronto tra gli eventi rilevati dalla RMCL e la RSNC nel periodo 1/1/2017-31/3/2018

Nel periodo 1/1/2017-31/3/2018, oggetto di questa relazione, la RSNC ha localizzato 4 eventi nel raggio di 30 km dal sito di stoccaggio (Tabella 8). Gli eventi hanno magnitudo locale (ML) compresa tra 1.2 e 1.9, e quindi inferiore alla magnitudo di completezza (MC) compresa in 2.2-2.5 stimata da Schorlemmer et al. (2010) per la RSNC in quest'area. Per due eventi la profondità è stata fissata a 6 e 10 km, mentre per gli altri è stata stimata a 32 e 45 km.

Come segnalato sul sito del Centro Nazionale Terremoti, parametri di localizzazione e la magnitudo degli eventi in questione sono il frutto di un processo di revisione manuale delle stime ottenute automaticamente dal sistema dell'INGV, sulla base delle forme d'onda disponibili. Tuttavia, al momento della scrittura di questa relazione, gli unici dati scaricabili dal sito dell'INGV sono input e output delle localizzazioni e delle stime di magnitudo, ma non le forme d'onda. Pertanto è bene sottolineare che le considerazioni seguenti sono basate sui metadati elaborati e pubblicati dall'INGV, e non sui dati originali.

Per i quattro eventi in questione, alla localizzazione sono associati errori in latitudine e longitudine variabili tra 0.01 e 0.02 gradi decimali (corrispondenti a poco più di 1 e 2 km), ed errori in profondità tra 1 e 3 km. È noto però che numerosi fattori influenzano la qualità della localizzazione (es.: numero di stazioni utilizzate per la lettura delle fasi, distribuzione azimutale delle stazioni rispetto all'epicentro e loro distanza) e che l'errore statistico di localizzazione può sottostimare l'effettiva incertezza della posizione dell'ipocentro.

Per ciascun evento, in Figura 24 sono mostrati l'epicentro (con un cerchio rosso pieno di dimensione proporzionale alla magnitudo) e le stazioni utilizzate per la stima della localizzazione (triangoli neri etichettati con il codice di stazione), oltre ad un cerchio rosso vuoto di raggio pari a 30 km centrato sul comune di Cornegliano Laudense.

Fuso Orario: UTC | Dal 01-01-2017 al 31-03-2018 | Magnitudo maggiore di 0.0 | Punto: (45.29, 9.47) - Raggio: 30 km | Personalizza Ricerca | Mappa

Visualizzati 4 terremoti (Ordinamento Tempo Crescente) — Esporta lista (UTC)

Data e Ora (UTC)	Magnitudo	Zona	Profondità	Latitudine	Longitudine
2017-05-23 04:16:31	ML 1.9	2 km W Cernusco sul Naviglio (MI)	45	45.52	9.31
2017-09-12 23:10:21	ML 1.6	1 km SW Fornovo San Giovanni (BG)	32	45.49	9.67
2018-01-20 07:50:27	ML 1.2	1 km NE Inzago (MI)	10	45.55	9.50
2018-02-10 17:43:38	ML 1.7	1 km N Castiglione d'Adda (LO)	6	45.23	9.70

Tabella 8 *– Lista degli eventi localizzati dalla RSNC nel periodo 1/1/2017-31/3/2018 a distanza minore-uguale di 30 km da Cornegliano Laudense (fonte: http://cnt.rm.ingv.it/).*

L'evento del 23/5/2017 con ML 1.9 è stato localizzato utilizzando gli arrivi P e S letti rispettivamente su 25 e 9 stazioni, aventi una buona distribuzione azimutale rispetto all'epicentro (gap 66°). Tuttavia dalla Figura 24a appare evidente come molte stazioni utilizzate siano inaspettatamente lontane (anche oltre 100 km), mentre non sono utilizzate tutte quelle più vicine (entro 30 km), che potrebbero essere molto utili per vincolare meglio la profondità dell'ipocentro. Questo conferisce un certo grado di incertezza alla localizzazione.

L'evento del 12/9/2017 con ML 1.6 è stato localizzato con i tempi di arrivo P e S letti rispettivamente su 10 e 8 stazioni. Sebbene il numero di fasi sia sufficiente, anche se ridotto, per la localizzazione dell'evento, la distribuzione azimutale delle stazioni (gap 190°) e la loro distanza dall'epicentro fanno sì che la posizione di questo ipocentro non possa essere vincolata in modo robusto (Figura 24b).

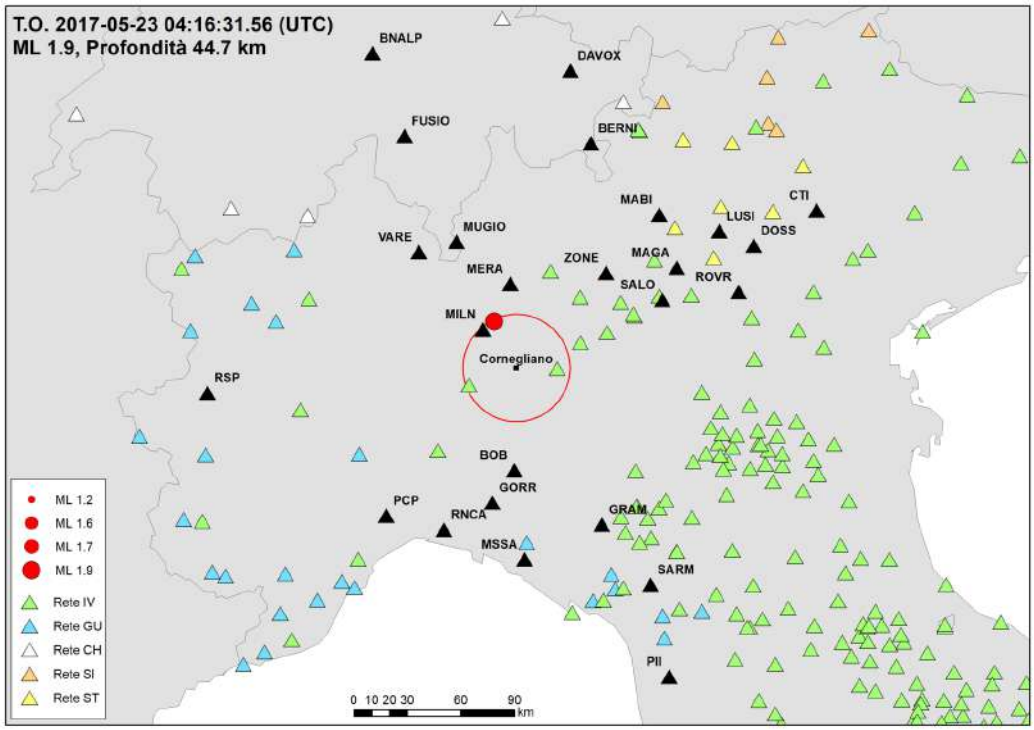
La localizzazione dell'evento del 20/1/2018 con ML 1.2 è quella che appare essere di peggiore qualità. Infatti, il numero di fasi utilizzate (3 P e 3 S) è insufficiente, la distribuzione spaziale delle stazioni è inadeguata (gap 266°) e non ci sono dati disponibili provenienti dalle stazioni più vicine (Figura 24c).

Nemmeno la localizzazione dell'evento del 10/2/2018 con ML 1.7 soddisfa i criteri minimi di qualità, essendo basata su dati acquisiti da poche stazioni (5 P e 2 S) distanti tra loro (Figura 24d).

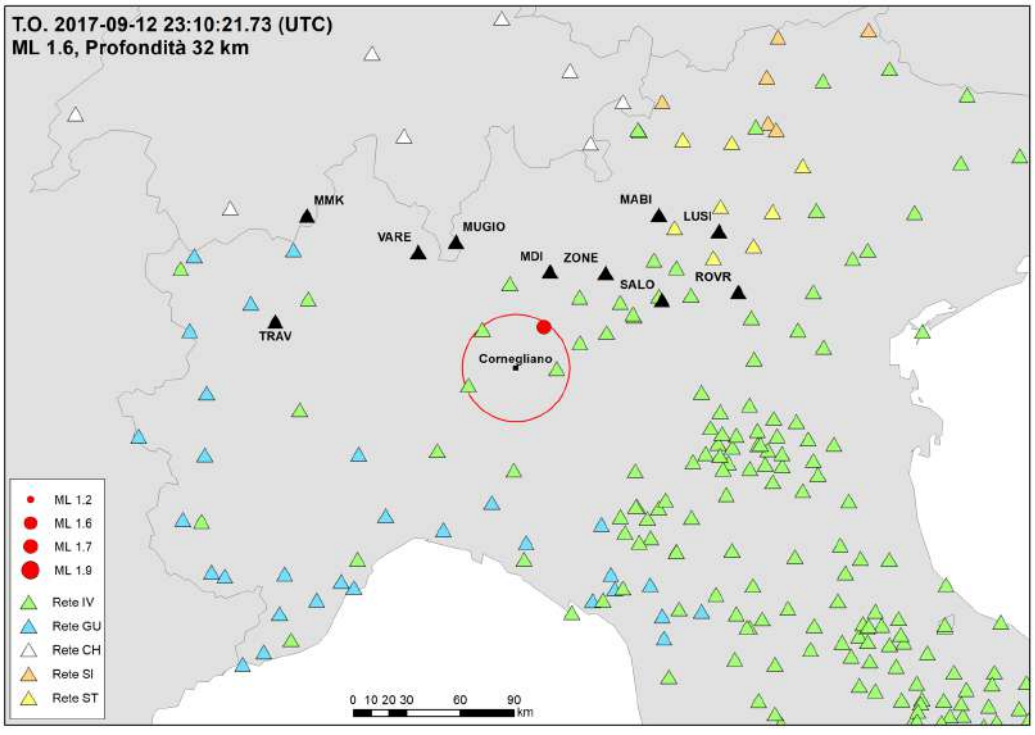
Un'ultima considerazione riguardante le localizzazioni appena descritte è che, diversamente da quanto atteso, per i due eventi di magnitudo simile (ML 1.6 e 1.7, Figura 24b e d), anche se distanti circa 30 km l'uno dall'altro, il numero e la distribuzione delle stazioni utilizzate nella stima dei parametri ipocentrali risulta essere molto diverso.

L'area di rilevazione della RMCL appartiene anche all'area di monitoraggio sismico della rete sismica regionale dell'Italia nord-occidentale RSNI (Regional Seismic network of Northwest Italy) gestita dal DISTAV (Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e della Vita) dell'Università di Genova. Trattandosi di una rete regionale, caratterizzata da una maggiore densità di stazioni nell'area oggetto del monitoraggio, è normale aspettarsi una migliore capacità di *detection* e localizzazione dei terremoti rispetto alla rete nazionale. Pertanto abbiamo ritenuto opportuno prendere in considerazione anche il catalogo sismico di questa rete sia per confrontare la localizzazione dei 4 eventi riconosciuti dall'INGV, sia per riscontrare la presenza di altri eventuali terremoti non riconosciuti dalla rete nazionale, più sparsa.

Come evidente dalla mappa di Figura 25, nel periodo 1/1/2017-31/3/2018 e dentro una distanza di 30 km dal comune di Cornegliano Laudense, la RSNI ha localizzato solo l'evento del 23/5/2017, con profondità di 36.7 km (invece dei 45 km stimati dalla RSNC) e ML pari a 2.0 (anziché ML 1.9). Invece, non ha rilevato nessuno degli altri 3 eventi riportati dalla RSNC. Si noti la similitudine tra i parametri stimati dalla RSNI e dalla RMCL per l'evento comune.

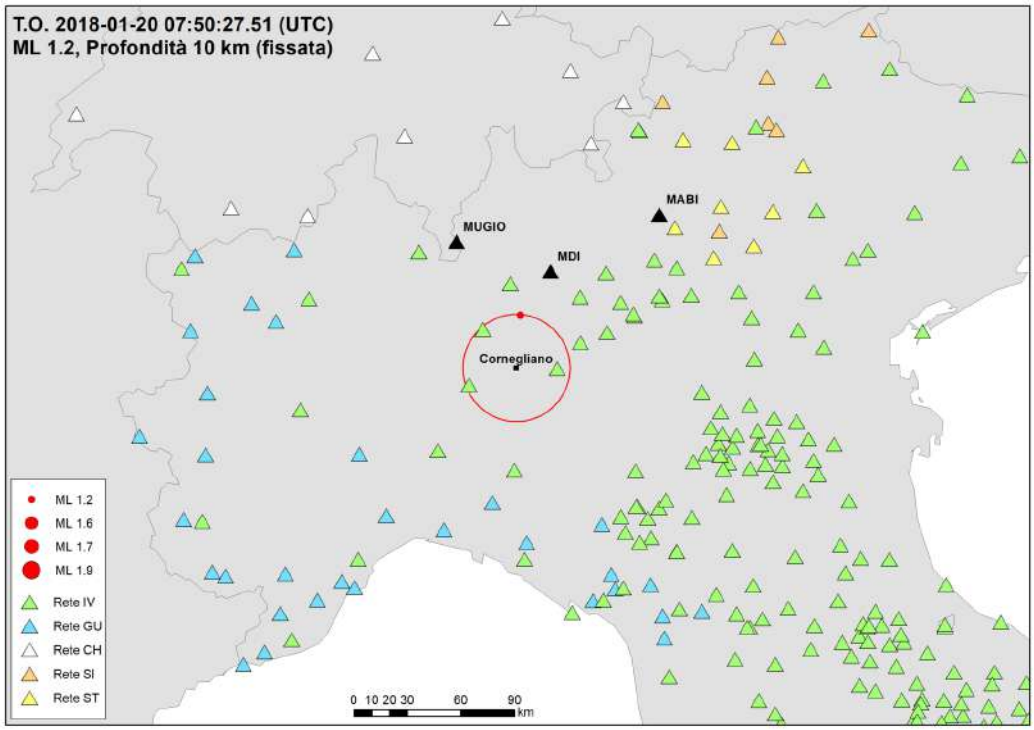


a)

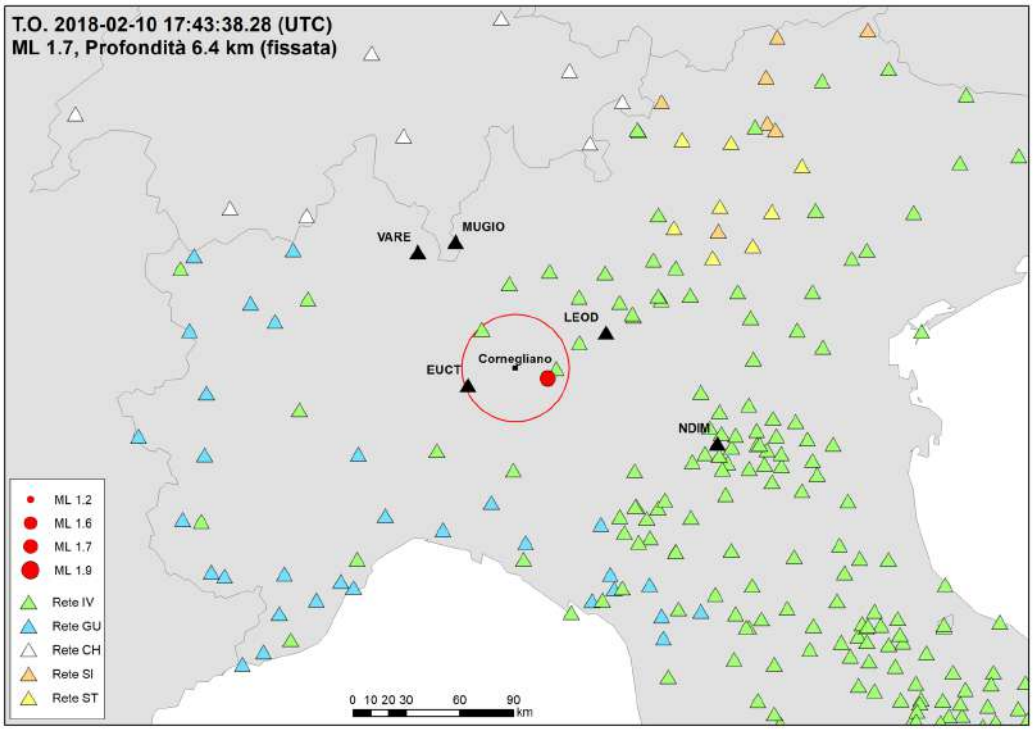


b)

Figura 24 *– Mappe degli eventi localizzati dalla RSNC nel periodo 1/1/2017-31/3/2018, a distanza ≤ 30 km dal comune di Cornegliano Laudense (LO) (cfr. anche Tabella 8). I cerchi rossi pieni rappresentano gli epicentri con dimensione proporzionale alla magnitudo, il cerchio rosso vuoto è centrato su Cornegliano e ha il raggio di 30 km, i triangoli colorati rappresentano le stazioni appartenenti alle diverse reti sismiche esistenti nell'area, i triangoli neri rappresentano le stazioni utilizzate per la localizzazione.* *Continua alla pagina successiva.*



c)



d)

Figura 24 *– continua dalla pagina precedente*

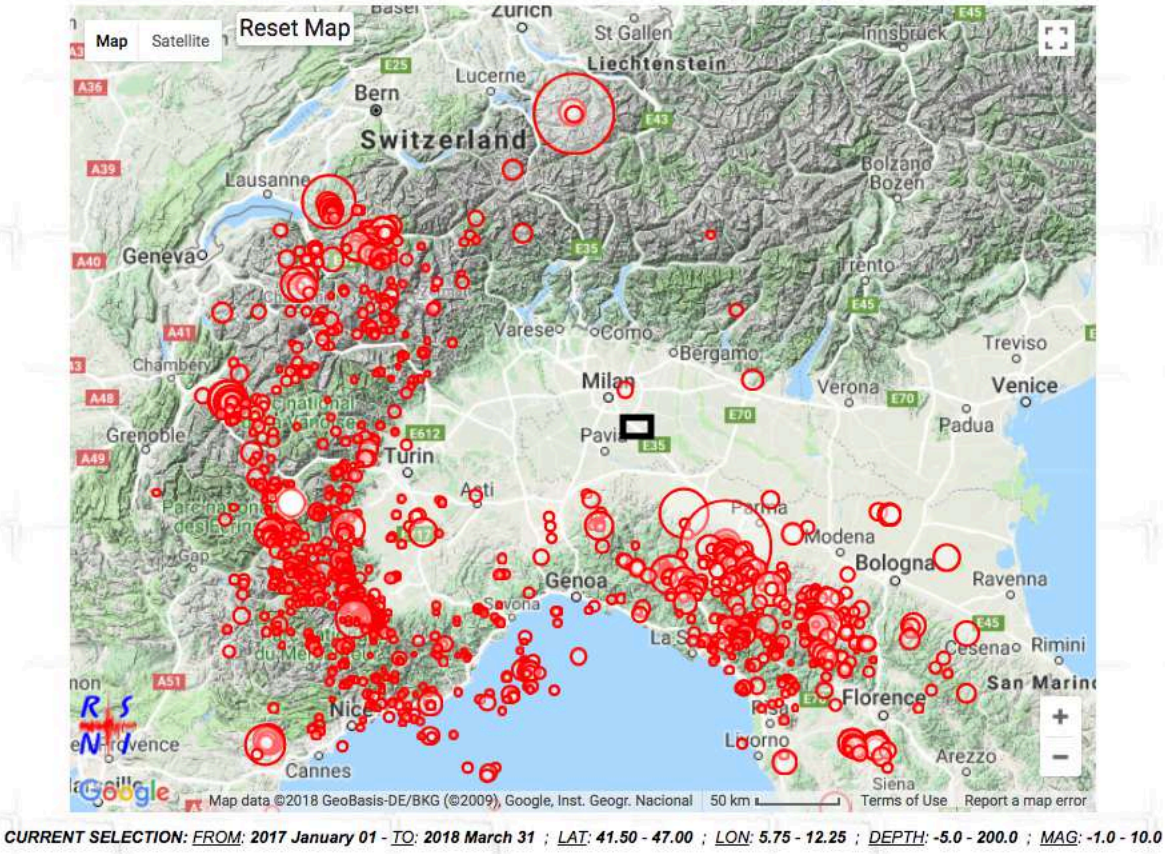


Figura 25 *– Mappa della sismicità localizzata dalla RSNI nel periodo 1/1/2017-31/3/2018 in Italia nord-occidentale. I criteri di selezione (periodo, area, profondità e magnitudo) degli eventi dal catalogo sono indicati nella riga in basso. Il rettangolo nero indica il sito di stoccaggio di Cornegliano Laudense.*

Per l'evento in comune, le differenze di localizzazione, e conseguentemente di magnitudo, sono dovute alle diverse caratteristiche di rete (tipologia delle stazioni) e procedure utilizzate (modelli di velocità, codici di localizzazione, leggi di attenuazione) da INGV e dal DISTAV, e quindi sono accettabili.

Tuttavia, va rimarcata l'assenza dal catalogo della RSNI dell'Università di Genova degli altri 3 eventi rilevati da INGV, cosa che confermerebbe la scarsa attendibilità delle rilevazioni della Rete Sismica Nazionale (RSNC) per gli eventi più deboli nell'area di interesse per la RMCL, come già evidenziato in precedenza, con l'introduzione di eventi falsi o mal rilevati.

2. Monitoraggio delle deformazioni superficiali

2.1 Elaborazione dei dati della stazione GNSS OL01

La stazione OL01, ubicata vicino al 'Cluster A' dell'impianto di Cornegliano Laudense, ospita sia la stazione sismometrica sia la stazione GNSS (Global Navigation Satellite System). La stazione GNSS è operativa da fine ottobre 2016 ed è in grado di ricevere i segnali dei seguenti sistemi satellitari di navigazione: GPS, GLONASS, GALILEO, QZSS, SBAS e BeiDou.

I dati (file RINEX, Receiver Independent Exchange Format) della stazione GNSS OL01, sono stati elaborati al fine di ottenere delle stime giornaliere delle coordinate e conseguire le serie temporali secondo due sistemi di riferimento: il sistema internazionale ITRF08 (International Terrestrial Reference Frame 2008, http://itrf.ensg.ign.fr/ITRF_solutions/2008/) e quello europeo EURA (Altamimi et al., 2012). Il calcolo, che include la stima delle posizioni relative in 3D della stazione GNSS e delle orbite satellitari, è stato effettuato con il pacchetto software GAMIT/GLOBK (Herring et al., 2015) versione 10.60 sviluppato dal Massachusetts Institute of Technolology (web.mit.edu), dall'Harvard University (www.harvard.edu) e dallo Scripps Institution of Oceanography (scripps.ucsd.edu).

Le stazione OL01 è stata inquadrata rispetto:

- al sistema di riferimento globale ITRF08 riferito al centro di massa della Terra con asse Z passante per l'asse terrestre e assi X e Y giacenti sul piano equatoriale. L'epoca di riferimento per le soluzioni dell'ITRF08 è il 2008. I file di configurazione utilizzati per tale sistema di riferimento sono *itrf08.apr* (coordinate a priori) e *stab_site.global* (stabilizzazione) (Herring et al., 2015);
- al sistema di riferimento europeo EURA che evidenzia i movimenti della crosta terrestre rispetto alla placca euroasiatica, considerata come un blocco fisso; in questo modo la rappresentazione dello spostamento non risente del movimento delle grandi placche a livello globale, ma si riferisce alla sola placca europea, permettendo un'analisi dei movimenti tettonici a scala regionale e locale, di maggiore interesse anche in relazione all'attività di iniezione del gas. I files di configurazione utilizzati per il sistema di riferimento fisso di Eurasia sono *itrf08_eura.apr* e *stab_sites.igscore* (Herring et al., 2015).

Ai segnali della stazione OL01 è stata applicata l'elaborazione standard del software GAMIT/GLOBK; di seguito sono ripotate le configurazioni principali di GAMIT/GLOBK utilizzate per la stima delle serie temporali.

2.1.1 Configurazione del sistema di elaborazione

Modulo GAMIT - Il modulo GAMIT permette il calcolo delle baseline (distanze tra ciascun nodo) di una rete di stazioni GNSS; le baseline sono precise ma debolmente vincolate (*loosely constrained*). Per determinare i movimenti di OL01, è stata identificata una sotto rete (Rete GNSS LODI), che comprende, oltre a OL01, anche le stazioni CREA, CREM, MILA e PAVI appartenenti alla Rete SPIN (Rete del Servizio di Posizionamento Interregionale GNSS Piemonte-Lombardia). Il reticolo di baseline così costituito si chiama frame e può essere combinato (attraverso delle rototraslazioni), dal modulo successivo GLOBK, con quello di altre reti al fine di ottenere delle stime fortemente vincolate e coerenti con i *frame* utilizzati. Nel presente documento sono utilizzati: un *frame* locale calcolato con GAMIT (che include la Rete GNSS LODI), e uno o più frame esterni, di solito appartenenti a reti europee o globali e precalcolati da enti o agenzie esterne (ad esempio Scripps Orbit and Permanent Array Center SOPAC all'indirizzo http:// http://sopac.ucsd.edu/ o MIT - Massachusetts Institute of Technology all'indirizzo ftp://everest.mit.edu/). Si ricorda che la combinazione con GLOBK può essere effettuata solo se esistono dei siti in comune tra i vari frame utilizzati.

I principali files di configurazione sono stati compilati come segue:

- **sites.defaults**: contiene le stazioni locali e le stazioni in comune con gli altri frames circostanti e con i siti IGS utilizzati per la stabilizzazione delle soluzioni. Le stazioni GPS considerate sono:
    - stazioni Rete GNSS LODI: OL01, PAVI, MILA, CREM, CREA (Figura 26);
    - stazioni IGS: PLND, MEDI, FFMJ, PENC, DUBR, GRAS, M0SE, GOPE, ZIMM, PADO, GRAZ, HFLK, CAGL, GENO, MATE, PADO, WTZR, GRAZ, POTS.
- **station.info**: contiene tutte le caratteristiche dei siti GPS analizzati (ricevitore, antenna, offset antenna e le variazioni di esse suddivise per intervalli temporali). Il file è costruito con le informazioni estratte dall'intestazione del file RINEX tramite il comando sh_upd_stnfo. Tali informazioni sono state verificate tramite il confronto con i file site.log ufficiali della Rete SPIN disponibili in rete all'indirizzo http://www.spingnss.it.
- **sestbl**.: contiene i parametri di controllo dell'elaborazione del modulo GAMIT.
    - Per il calcolo delle baseline, vista la dimensione regionale della rete analizzata, si è scelto di utilizzare la strategia LC_AUTCLN. Tale opzione permette di stimare le ambiguità di fase *wide-lane ambiguity* (cioè il numero di lunghezze d'onda intere che separano il ricevitore GNSS dal satellite che emette il segnale) utilizzando gli *pseudoranges* (o distanza grezza satellite ricevitore) come una combinazione lineare libera dal ritardo ionosferico. Questa procedura si differenzia da quella LC_HELP

in cui le *wide-lane ambiguities* sono risolte applicando dei vincoli al ritardo ionosferico. La procedura è descritta in dettaglio in Herring et al., 2015.

- Una parte importante della configurazione definisce come viene stimato il disturbo troposferico (porzione dell'atmosfera costituita da particelle non cariche), che può essere estrapolato da modelli numerici atmosferici come quelli calcolati da TU Vienna (VMF1) (Boehm et al., 2006). I valori del ritardo atmosferico utilizzati in questo lavoro sono calcolati ogni due ore ('Zenith Delay Estimation = YES' e 'Interval Zen = 2'), con un vincolo a priori di 0.5 m (questo significa che il ritardo troposferico non deve superare i 0.5 m) come consigliato all'interno del manuale del software per reti regionali (Herring et al., 2015).
- Tutte le osservabili sono state utilizzate: angolo di *cut-off* nullo.
- Modelli atmosferici utilizzati: per i parametri di pressione e temperatura il modello è "Global Pressure and Temperature" (Lagler et al., 2013); per la mappatura dell'atmosfera (variazione del ritardo atmosferico in funzione dell'angolo di elevazione dei satelliti) il modello è VMF1 ("DMap = VMF1" e "VMap = VMF1", Boehm et al. 2006).
- Il modello del centro di fase dell'antenna è stato impostato su ELEV: ciò significa che per determinare il centro di fase effettivo dell'antenna si è considerata l'elevazione del segnale. Questi modelli sono sviluppati dal NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) e distribuiti da IGS.
- Il carico oceanico (*Ocean Loading*, opzione OTL all'interno di sestbl.) induce movimenti sui siti vicini alle coste e non è stato incluso ('Use otl.list = N') nel calcolo delle baseline dell'attuale lavoro. Il fenomeno, in effetti, non influisce sui siti della Rete GNSS LODI, e può essere controproducente nelle tempistiche di calcolo e introdurre altri errori (Zerbini et al., 2004).
- Nel calcolo è stato incluso l'apporto della deformazione della superficie terrestre dovuta al peso dell'atmosfera ('Apply Atm loading=Y' in sestbl.TPOS, con modelli atmosferici scaricati dal sito ftp everest.mit.edu) che consente una riduzione dell'errore sulla componente verticale (Tregoning and Van Dam, 2005).

- **process.defaults**: in questo file di configurazione si trovano:
  - le orbite satellitari impostate su finali ('set orbit = IGSF');
  - il nome del file delle coordinate a priori di un set di stazioni IGS appartenente alla placca europea e derivate dal calcolo nel sistema di riferimento ITRF08 ('set aprf = itrf08_eura.apr', Altamimi et al., 2011).

Modulo GLOBK - GLOBK è in grado di combinare le soluzioni debolmente vincolate incluse negli *h-files* (file prodotti dall'elaborazione del modulo GAMIT) utilizzando il CHI2 (King et al., 1998). Tale procedura vincola rigidamente la soluzione nella rete a terra e sulle costellazioni satellitari. All'interno del presente lavoro GLOBK è stato utilizzato per combinare la soluzione della Rete GNSS LODI calcolata con sh_gamit e le soluzioni appartenenti alle reti globali IGS (igs1, igs2, igs3, igs4, igs5, igs6, igs7, igs8, eu00, eu01) disponibili su SOPAC (Scripps Orbit and Permanent Array Center, sopac.ucsd.edu).

Di seguito vengono riportati i parametri di controllo più importanti utilizzati nell'elaborazione:

- *apr_file*: contiene i valori di coordinate e velocità a priori delle coordinate delle stazioni. E' stato utilizzato il file itrf08_eura.apr distribuito da IGS che contiene le coordinate delle stazioni europee calcolate da IGS nel sistema di riferimento ITRF08.
- MAX_CHI: tale opzione definisce le tolleranze sull'incremento del CHI2 quando viene combinato un nuovo *h-file* nella soluzione, sulla variazione dei parametri a priori e su un'eventuale rotazione delle coordinate delle stazioni prima di combinare gli *h-files*.

Modulo GLORG - GLORG è il modulo del pacchetto Gamit/Globk che stima la rotazione e la traslazione delle soluzioni di posizione e velocità per la stabilizzazione su un sistema di riferimento finale. Il file che gestisce il comportamento di glorg (*glorg.cmd*) è impostato nel presente lavoro per stabilizzare la soluzione nei due sistemi di riferimento ITRF08 (globale) ed EURA (europeo).

2.1.2 Elaborazione dei dati

Il *dataset* della stazione OL01, registrato in file di formato RINEX, è disponibile in sessioni giornaliere e con campionamento a 30 secondi (2880 osservazioni quotidiane). I file RINEX registrati fino al 30/04/2018 sono 368, così come le giornate elaborate. Dalle serie temporali si nota la mancanza di dati all'inizio dell'anno 2017 dovuto a problemi riconducibili all'alimentazione del ricevitore GNSS, ma successivamente risolti. L'elaborazione dei dati ha prodotto 335 soluzioni pari al 91,0% dei dati iniziali. Ciò indica la disponibilità di un *dataset* formalmente corretto e adatto all'elaborazione con il pacchetto GAMIT/GLOBK. Il 9% di soluzioni non prodotte è da attribuirsi principalmente a:

- registrazioni di sessioni giornaliere non complete (con meno di 864 osservazioni quotidiane pari al 30% di 2880 osservazioni registrabili al giorno);

- errori dovuti alla stabilizzazione con reti IGS (combinazione scaricate da SOPAC (*h-files*)) che a loro volta contengono matrici di rototraslazione non corrette.

La stazione GNSS OL01 è stata inquadrata all'interno di una rete di stazioni permanenti più ampia denominata Rete GNSS LODI (Figura 26) utilizzando le seguenti 4 stazioni appartenenti alla Rete SPIN:

- CREA (Crema), *baseline* pari a 18.6km;
- CREM (Cremona), *baseline* pari a 45.1km;
- MILA (Milano), *baseline* pari a 27.9km;
- PAVI (Pavia), *baseline* pari a 27.6km.

Queste stazioni sono a loro volta inquadrate nel sistema ETRF2000(2008.0) con le coordinate fornite da SPIN GNSS secondo l'inquadramento della Rete Dinamica Nazionale gestita dall'Istituto Geografico Militare.

Il risultato dell'inquadramento della stazione OL01 è mostrato in Tabella 9.

Per il calcolo delle serie temporali, oltre alle stazioni IGS sono state utilizzate le stesse stazioni GNSS (appartenenti alla Rete SPIN) usate per l'inquadramento.

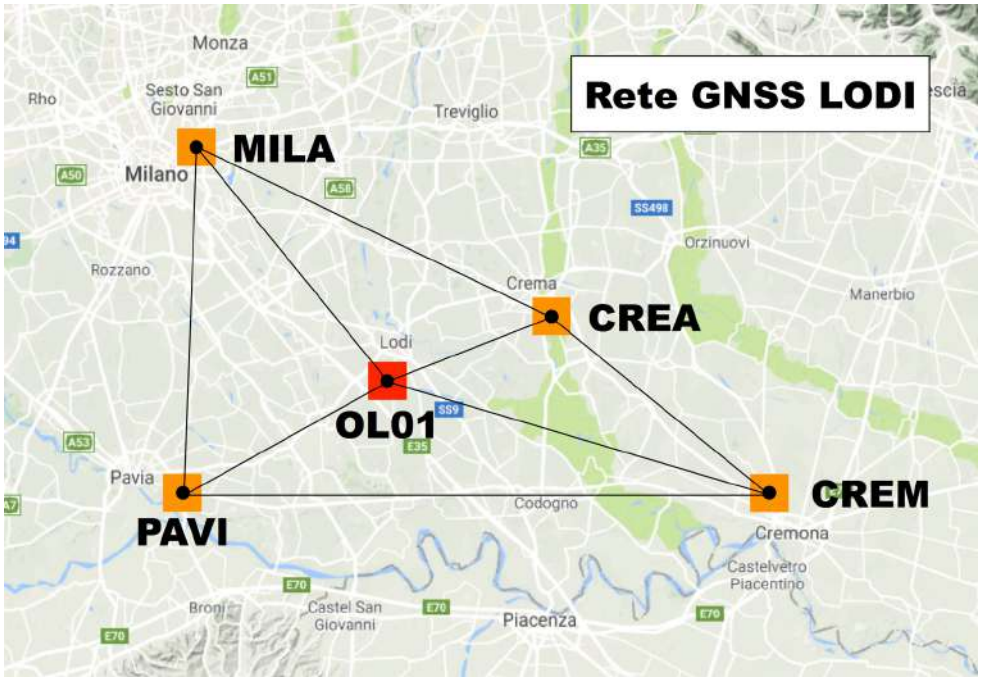


Figura 26 *– La rete utilizzata per l'inquadramento della stazione GNSS OL01. Essa comprende le stazioni GNSS MILA (Milano), PAVI (Pavia), CREM (Cremona) e CREA (Crema).*

SITE CODE	LOCALITA'	RICEVITORE	ANTENNA	LAT LON	QUOTA [m]
PAVI	Pavia	TPS NET-G5 (GPS+GLO)	TPSCR3_GG D CONE	45°12'10,73212"N 9°08'10,10393"E	143,636
MILA	Milano	TPS NET-G3 (GPS+GLO)	TPSCR3_GG D CONE	45°28'47,94818"N 9°13'45,62699"E	187,275
CREM	Cremona	TPS ODYSSEY_E (GPS+GLO)	TPSCR3_GG D CONE	45°08'47,92729"N 10°00'07,02572"E	102,736
CREA	Crema	TPS ODYSSEY_E (GPS+GLO)	TPSCR3_GG D CONE	45°21'15,59235"N 9°41'07,09675"E	129,818
OL01	**Cornegliano Laudense**	**TPS NET-G5 (GPS+GLO)**	**CR-G5 (TPSH)**	**45°17'28,17435"N 9°27'53,47318"E**	**121,254**

Tabella 9 *- Coordinate ETRF2000(2008.0) delle stazioni PAVI, MILA, CREM e CREA utilizzate per la georeferenziazione del sito OL01.*

2.1.3 Risultati ottenuti

Riportiamo qui di seguito le serie temporali stimate per ciascun sito della Rete GNSS LODI. Le serie sono disponibili in due sistemi di riferimento diversi: quello internazionale (ITRF08, le cui serie sono mostrate in Appendice E) e quello europeo (EURA, le cui serie sono mostrate nelle Figure 27-31). Nel sistema internazionale gli spostamenti e le velocità sono stimati rispetto a un sistema inerziale geocentrico che rende evidente i moti legati alla deriva dei continenti; i tassi sono abbastanza importanti e, ad esempio per la componente orizzontale, si attestano su alcune decine di mm/anno per tutti i siti GPS. Nel sistema EURA (Altamimi et al., 2012) gli spostamenti sono stimati rispetto al blocco europeo (o Eurasia), in cui a ciascun sito della rete è sottratto il moto medio della placca europea. Nel sistema EURA quindi gli spostamenti sono nettamente ridotti rispetto a quello ITRF e, ad esempio, per la parte orizzontale le velocità si riducono ad alcuni mm/anno. I grafici delle serie temporali consentono un'analisi più dettagliata del comportamento di ciascuna stazione GPS; in questa maniera si ha un riscontro del movimento naturale della stazione prima dell'attività di stoccaggio.

Per facilitare il confronto fra la stazione OL01 e gli altri siti elaborati, sono state costruite delle serie temporali contenenti solo i giorni che presentano dati della stazione OL01. Confrontando le serie delle stazioni della Rete GNSS LODI, si nota come l'andamento, sia nel sistema ITRF che in quello EURA, è congruente. In particolare la stazione OL01 si comporta, in special modo sulla coordinata UP, come le stazioni CREA, CREM, MILA e PAVI; questo fattore evidenzia come i dati e le relative misure dalla stazione OL01 siano rappresentative, al pari delle altre, del territorio su

cui sono installate.

La Tabella 10 mostra le prime stime di velocità della deformazione per le 5 stazioni del frame di riferimento. Nel sistema di riferimento ITRF, dove ci attendiamo spostamenti molto più marcati, i valori sono paragonabili fra tutte le stazioni GNSS (dai 16.28 mm/anno ai 18.85 mm/anno sulla coordinata Nord e dai 18.05 mm/anno ai 22.77 mm/anno sulla coordinata Est).

Per il riferimento Euroasiatico (EURA) le stime di velocità della stazione OL01 devono essere considerate ancora preliminari per due principali motivi. Il primo è che la quantità di dati disponibili è esigua rispetto ai piccoli valori di velocità di deformazione stimati, e quindi è necessario disporre di un periodo di osservazione più lungo; la seconda è che il sito è di nuova fattura e questo comporta un periodo di stabilizzazione della monumentazione di uno/due anni. Per ottenere valori più significativi nel sistema di riferimento EURA è dunque necessario attendere un periodo di almeno 2 anni di dati. Si può notare che la coordinata UP non subisce variazioni nei due sistemi di riferimento ITRF ed EURA, e oscilla fra valori pari a -7.67 mm/anno (PAVI) e -14.14 mm/anno (OL01).

I risultati ottenuti fino a qui, che indicano le stazioni analizzate (Rete GNSS LODI) rappresentative dei movimenti della crosta terrestre della regione che le contiene, permetteranno, al momento delle iniezioni, tramite il confronto con le stazioni CREA, CREM, MILA e PAVI, di verificare la presenza di anomalie di carattere strettamente locale nei movimenti della stazione OL01.

	ITRF08			**EURA**		
	Vel. Nord [mm/anno]	**Vel. Est [mm/anno]**	**Vel. Up [mm/anno]**	**Vel. Nord [mm/anno]**	**Vel. Est [mm/anno]**	**Vel. Up [mm/anno]**
OL01	**18.85**	**18.05**	**-14.04**	**2.96**	**-1.85**	**-14.14**
CREA	17.42	20.90	-10.86	1.64	1.07	-10.80
CREM	17.14	21.28	-11.83	1.30	1.34	-11.76
MILA	16.92	20.58	-10.81	1.12	0.82	-10.32
PAVI	16.28	22.77	-7.67	0.45	3.00	-8.01

Tabella 10 *- Velocità dei siti della Rete GNSS OL01 nel sistemi di riferimento ITRF08 e EURA. In grassetto e colore rosso le stime ottenute per la stazione OL01.*

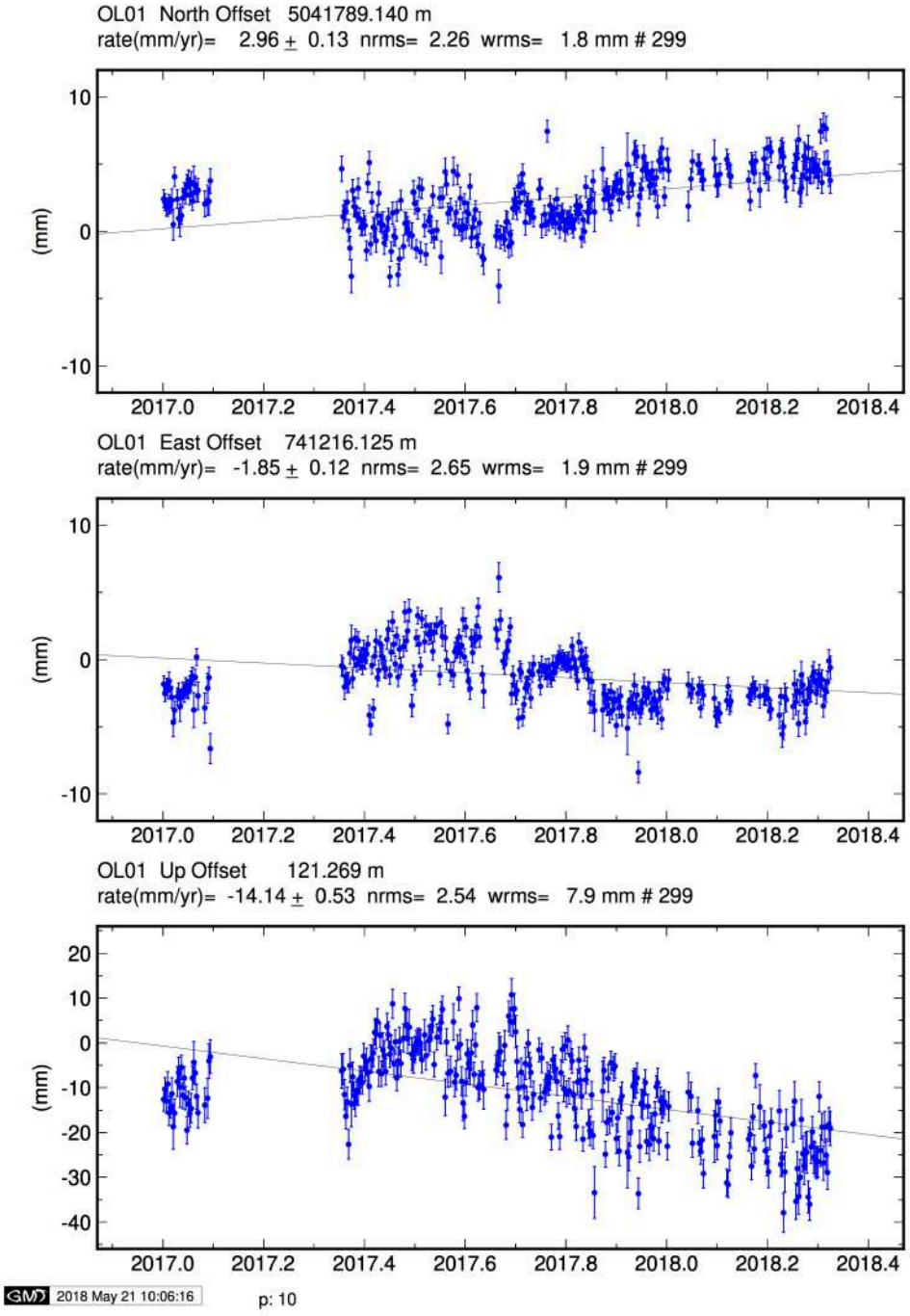


Figura 27 *– Serie temporale di OL01 secondo il sistema di riferimento EURA. Nel primo grafico in alto è presente lo spostamento nella direzione NORD della stazione OL01 durante il periodo di misura. Ogni punto sul grafico è lo spostamento stimato giornaliero in mm. Ad ogni punto è sovrapposta la barra di errore che rappresenta la dispersione delle 2880 stime giornaliere. Sul grafico è presente la retta interpolante la cui inclinazione fornisce una stima di velocità, con il relativo errore, che è visibile sullo stesso grafico in alto a sinistra (rate(mm/year)). Sono presenti inoltre il NRMS (errore quadratico medio normalizzato) e il WRMS (errore quadratico medio pesato). Nei due grafici successivi sono riportate le stesse informazioni per gli spostamenti in direzione EST e in verticale.*

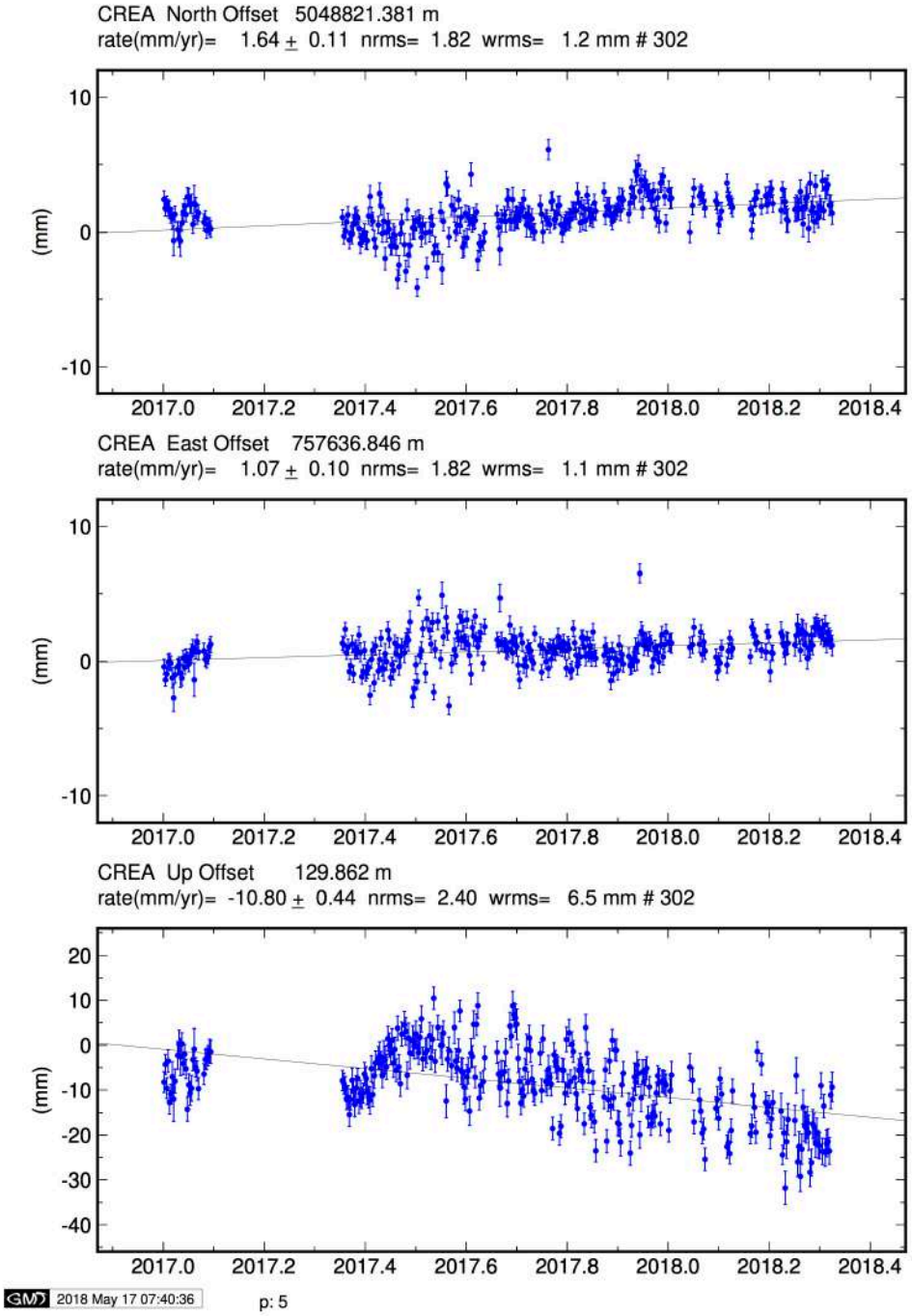


Figura 28 *– Serie temporale della stazione CREA secondo il sistema di riferimento EURA. Le notazioni dei grafici sono uguali a quelle di Figura 27.*

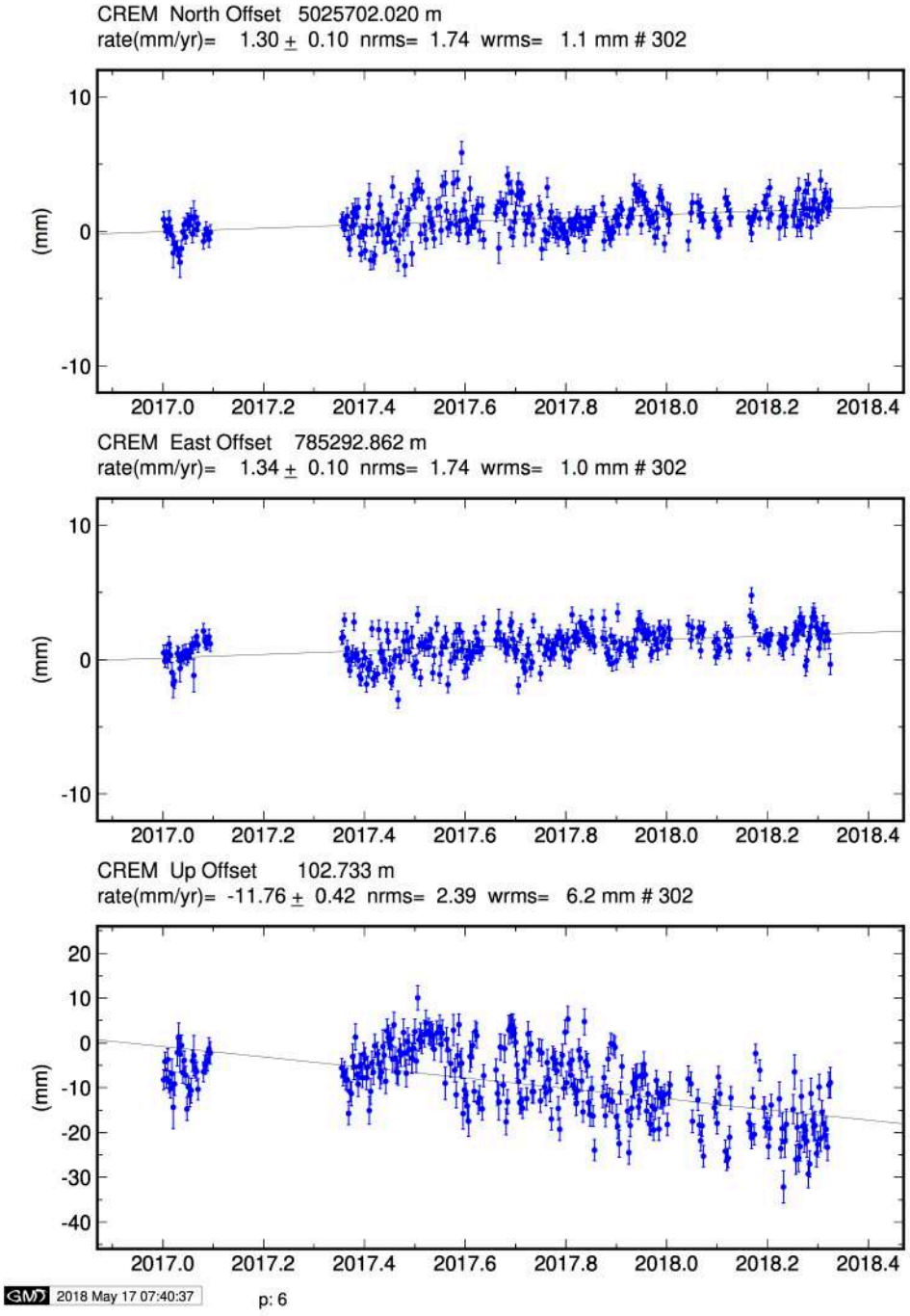


Figura 29 *– Serie temporale della stazione CREM secondo il sistema di riferimento EURA. Le notazioni dei grafici sono uguali a quelle di Figura 27.*

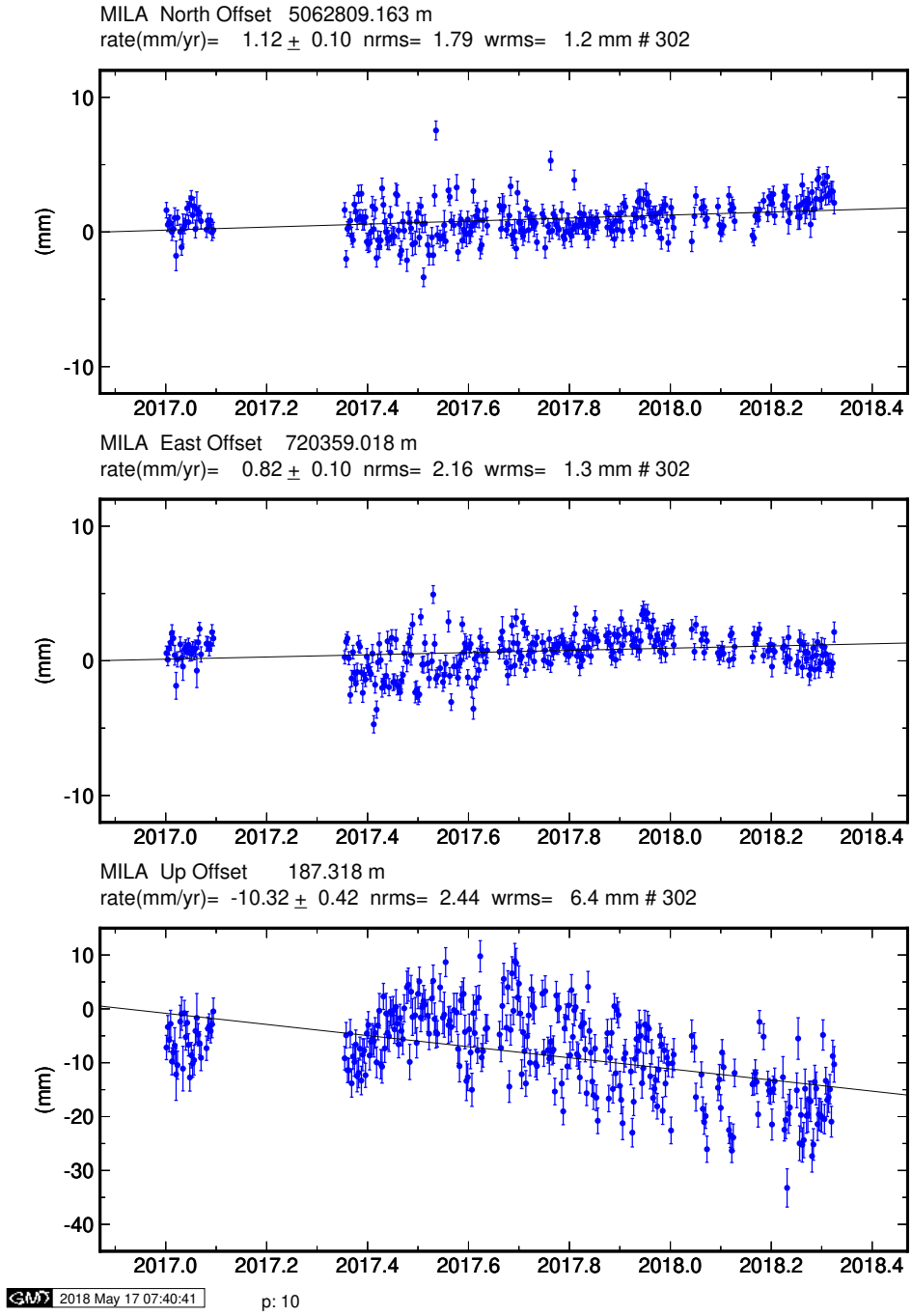


Figura 30 *– Serie temporale della stazione MILA secondo il sistema di riferimento EURA. Le notazioni dei grafici sono uguali a quelle di Figura 27.*

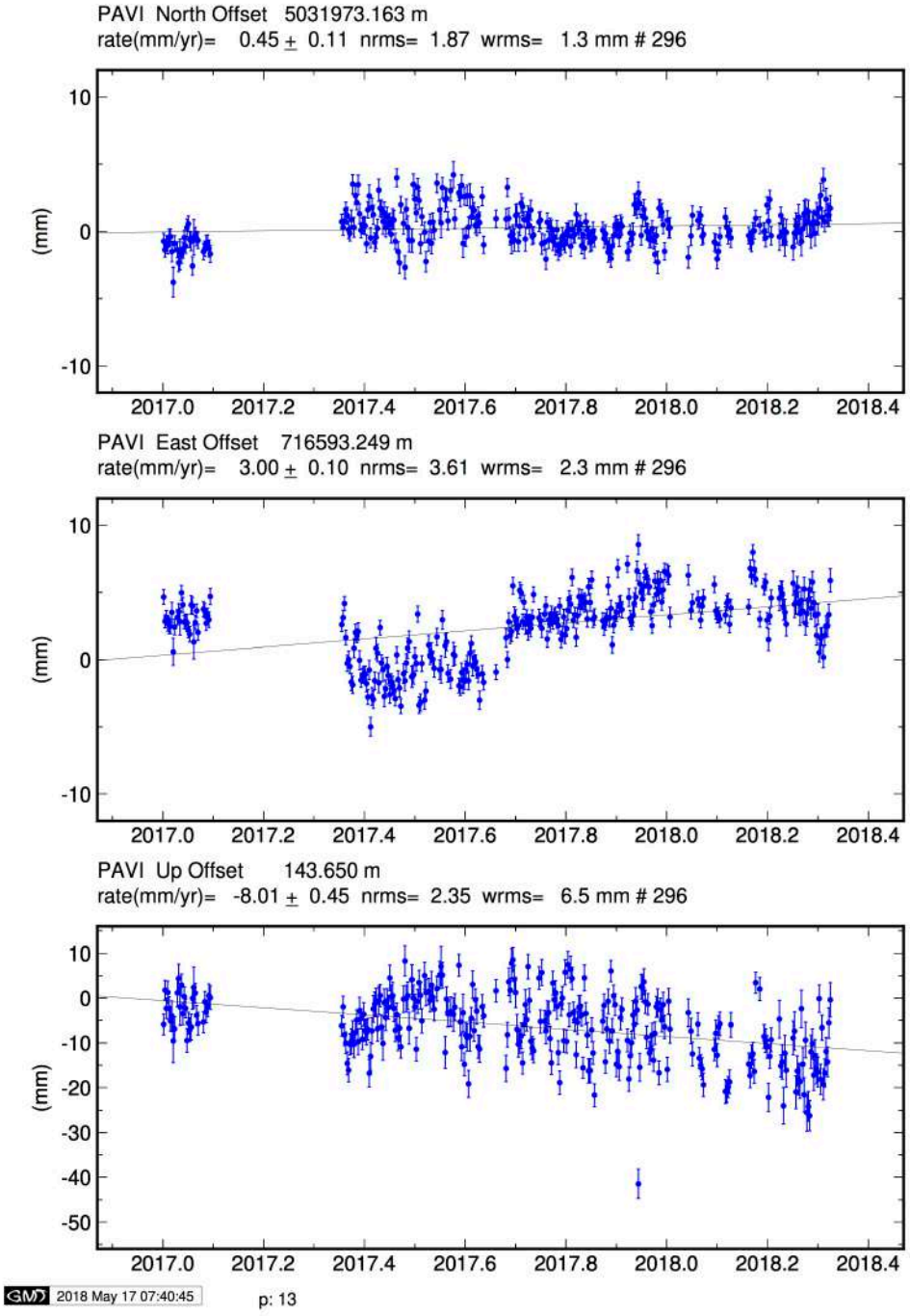


Figura 31 *– Serie temporale della stazione PAVI secondo il sistema di riferimento EURA. Le notazioni dei grafici sono uguali a quelle di Figura 27.*

2.2 Analisi tramite dati radar satellitari per il monitoraggio delle deformazioni superficiali

In questo capitolo vengono presentati i risultati dell'analisi relativa alla distribuzione spaziale delle deformazioni superficiali ed alla loro evoluzione temporale nell'area di interesse, effettuata mediante l'utilizzo di dati Radar ad Apertura Sintetica (SAR), sia d'archivio sia di recente acquisizione, rilevati da sistemi satellitari ed elaborati con la tecnica avanzata di Interferometria Differenziale SAR (DInSAR) nota con l'acronimo SBAS (Small BAseline Subset) e sviluppata presso l'IREA-CNR. In particolare, l'approccio SBAS consente di analizzare le caratteristiche spazio-temporali dei fenomeni deformativi rilevati mediante la generazione di mappe e serie temporali della deformazione superficiale osservata, basandosi su una opportuna combinazione delle informazioni ricavate dalle immagini SAR (interferogrammi) acquisite da orbite sufficientemente vicine (piccole baseline spaziali) e possibilmente con tempi di rivisitazione non elevati (piccole baseline temporali).

Per maggiori dettagli sull'Interferometria SAR Differenziale, ed, in particolare, sull'approccio SBAS si rimanda all'appendice F.

Per quanto riguarda i dati d'archivio, l'analisi interferometrica è stata condotta utilizzando congiuntamente dati SAR acquisiti dai sensori ERS-1/2 ed ENVISAT dell'Agenzia Spaziale Europea (ESA) lungo orbite discendenti ed ascendenti, relativi al periodo maggio 1993 – ottobre 2010 (paragrafo 2.2.1), su un'area di circa 95 km x 60 km che include l'area interessata dal sito di Cornegliano Laudense.

Per quanto riguarda invece il periodo marzo 2015–dicembre 2017, l'analisi interferometrica è stata effettuata utilizzando i dati acquisiti dalla costellazione Sentinel-1 (S-1) del Programma Europeo Copernicus lungo orbite discendenti ed ascendenti (paragrafo 2.2.2), su un'area di circa 90 km x 60 km che include l'area interessata dal sito di Cornegliano Laudense.

2.2.1 Analisi interferometrica delle deformazioni del suolo relative al periodo 1993-2010 (dati ERS-1/2 ed ENVISAT)

L'analisi interferometrica presentata in questo paragrafo è stata condotta considerando l'intero archivio disponibile di dati ERS-1/2 ed ENVISAT acquisiti sull'area di interesse sia da orbite discendenti sia da orbite ascendenti, che sono relative al periodo 1993-2010.

In particolare, sono stati elaborati congiuntamente 141 dati ERS-1/2 ed ENVISAT per l'orbita discendente e 76 dati ERS-1/2 ed ENVISAT per l'orbita ascendente. Con tali dati sono stati generati, rispettivamente, 412 e 213 interferogrammi differenziali ERS-1/2 ed ENVISAT, caratterizzati da valori di baseline spaziale inferiori a 400 m. A partire da tali interferogrammi sono state generate le mappe di velocità media di deformazione del suolo e le corrispondenti serie temporali dello spostamento nella linea di vista del sensore (LOS) radar (paragrafi 2.2.1.1 e 2.2.1.2, rispettivamente).

Inoltre, combinando opportunamente le mappe di velocità di deformazione relative alle orbite discendenti e ascendenti, sono state generate le mappe di velocità media di deformazione delle componenti verticale ed Est-Ovest dello spostamento (paragrafo 2.2.1.3).

Per la generazione degli interferogrammi è stato utilizzato il DEM SRTM dell'area avente uno *spacing* di circa 30 m (1 arcsec). Si noti che sia gli interferogrammi differenziali, sia le successive mappe e serie temporali di deformazione sono state ottenute con una risoluzione spaziale di circa 80 m x 80 m ma, a valle dell'elaborazione, esse sono state ricampionate allo spacing del DEM utilizzato; ciò rende i risultati ottenuti direttamente confrontabili con quelli relativi alle successive analisi Sentinel-1.

Nei paragrafi seguenti si descrivono nel dettaglio le analisi interferometriche effettuate utilizzando i dati discendenti e ascendenti, rispettivamente, ed i risultati ottenuti attraverso la loro combinazione. Si sottolinea che tutti i risultati mostrati fanno riferimento all'area comune alle analisi effettuate sui dati acquisiti dalle orbite discendenti ed ascendenti.

2.2.1.1 Analisi SBAS ERS-1/2 ed ENVISAT: orbite discendenti (periodo 1993-2010)

Per l'analisi interferometrica presentata in questo paragrafo sono stati utilizzati 141 dati satellitari acquisiti da orbite discendenti (track 208) nel periodo maggio 1993 – settembre 2010; in Figura 32 è mostrata la distribuzione di tali dati nel piano tempo/baseline perpendicolare. In particolare, i rombi neri e rossi rappresentano, rispettivamente, i dati ERS-1/2 ed ENVISAT. Tramite tali dati sono stati generati 412 interferogrammi differenziali, caratterizzati da valori di baseline spaziale inferiori a 400 m. Sia gli interferogrammi differenziali sia le successive mappe e serie temporali di deformazione sono state generate con una risoluzione spaziale di circa 80 m x 80 m, ottenuta tramite un'operazione di media spaziale (multilooking) ma, come accennato precedentemente, esse sono state ricampionate con uno *spacing* di circa 30 m per essere sovrapponibili al DEM utilizzato.

In Tabella 11 sono riportate le caratteristiche principali del dataset utilizzato.

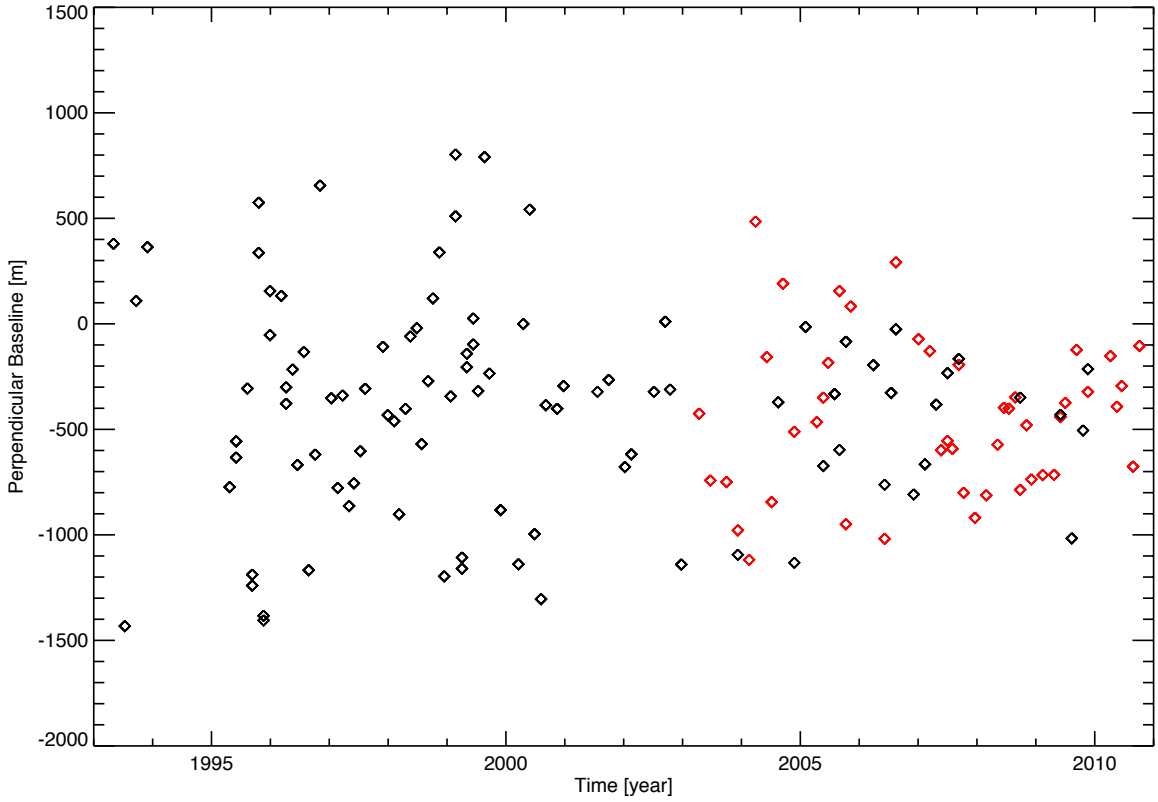


Figura 32 *- Distribuzione nel piano tempo/baseline-perpendicolare dei dati SAR ERS-1/2 ed ENVISAT acquisiti da orbite discendenti e relativi all'area di interesse. I rombi neri e rossi rappresentano i dati ERS ed ENVISAT, rispettivamente.*

Lunghezza d'onda	5.6 cm
Orbita di acquisizione	Discendente
Risoluzione spaziale nominale	~ 4 m x 20 m
Risoluzione spaziale del dato interferometrico	~ 80 m x 80 m
Estensione spaziale	~95 km x 60 km
Periodo di osservazione	maggio 1993 – settembre 2010
Numero di acquisizioni utilizzate	141
Numero di interferogrammi generati	412
Angolo di vista a centro scena	~23°

Tabella 11 *- Caratteristiche principali dei dati SAR ENVISAT utilizzati da orbite discendenti e relativi all'area di interesse. I rombi neri e rossi rappresentano i dati ERS ed ENVISAT, rispettivamente.*

In Figura 33 è riportata la mappa della velocità media di deformazione superficiale (in linea di vista del sensore radar, LOS) sovrapposta ad una immagine ottica della zona di interesse; le aree dove la misura di deformazione è affetta da rumore (decorrelazione) sono state escluse dalla mappa; il riferimento spaziale rispetto al quale sono calcolate le misure di deformazione è localizzato in prossimità del centro abitato di Pavia, indicato in Figura 33 con un quadratino nero (REF).

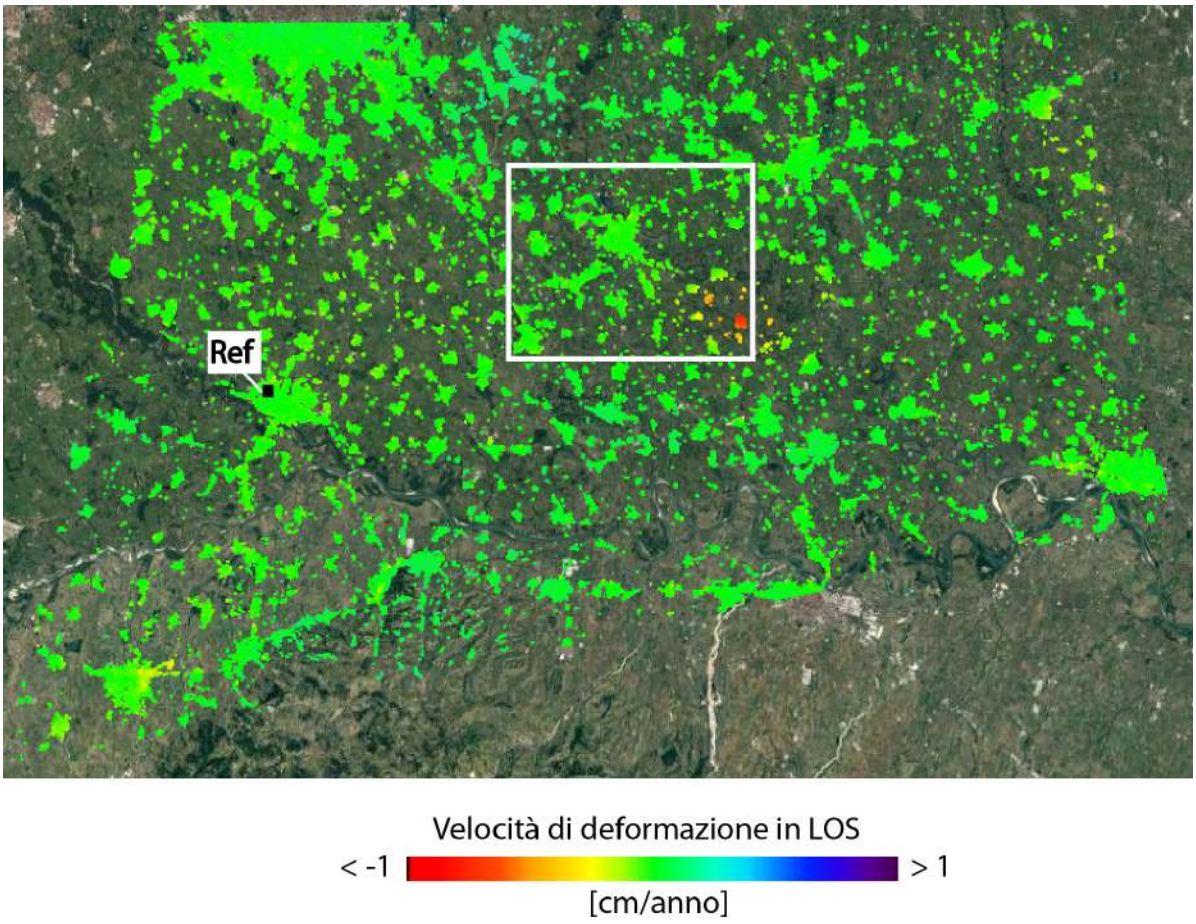


Figura 33 *- Mappa della velocità di deformazione in LOS, geocodificata ed espressa in cm/anno, sovrapposta ad un'immagine ottica dell'area analizzata. Il quadratino nero indica il riferimento spaziale rispetto al quale sono state calcolate le misure di deformazione ed è localizzato in prossimità del centro abitato di Pavia. L'immagine si riferisce all'elaborazione dei dati ERS-1/2 ed ENVISAT acquisiti da orbite discendenti nel periodo 1993-2010.*

In Figura 34 viene mostrato un ingrandimento della zona rappresentata dal rettangolo bianco in Figura 33, che include l'area di interesse.

Si riportano inoltre alcuni grafici che mostrano l'andamento temporale dello spostamento superficiale in LOS per due punti localizzati a Ovest di Cornegliano Laudense (P1 e P2 di Figura 34) e due punti localizzati nell'area di Turano Lodigiano (P3 e P4 di Figura 34). Dall'analisi effettuata non si rilevano spostamenti significativi

(superiori a 2 – 3 mm/anno) nell'area di interesse ad eccezione di deformazioni molto localizzate e di un significativo effetto deformativo presente nell'area di Turano Lodigiano che mostra un trend di deformazione sostanzialmente lineare, con un tasso di circa 1 cm/anno.

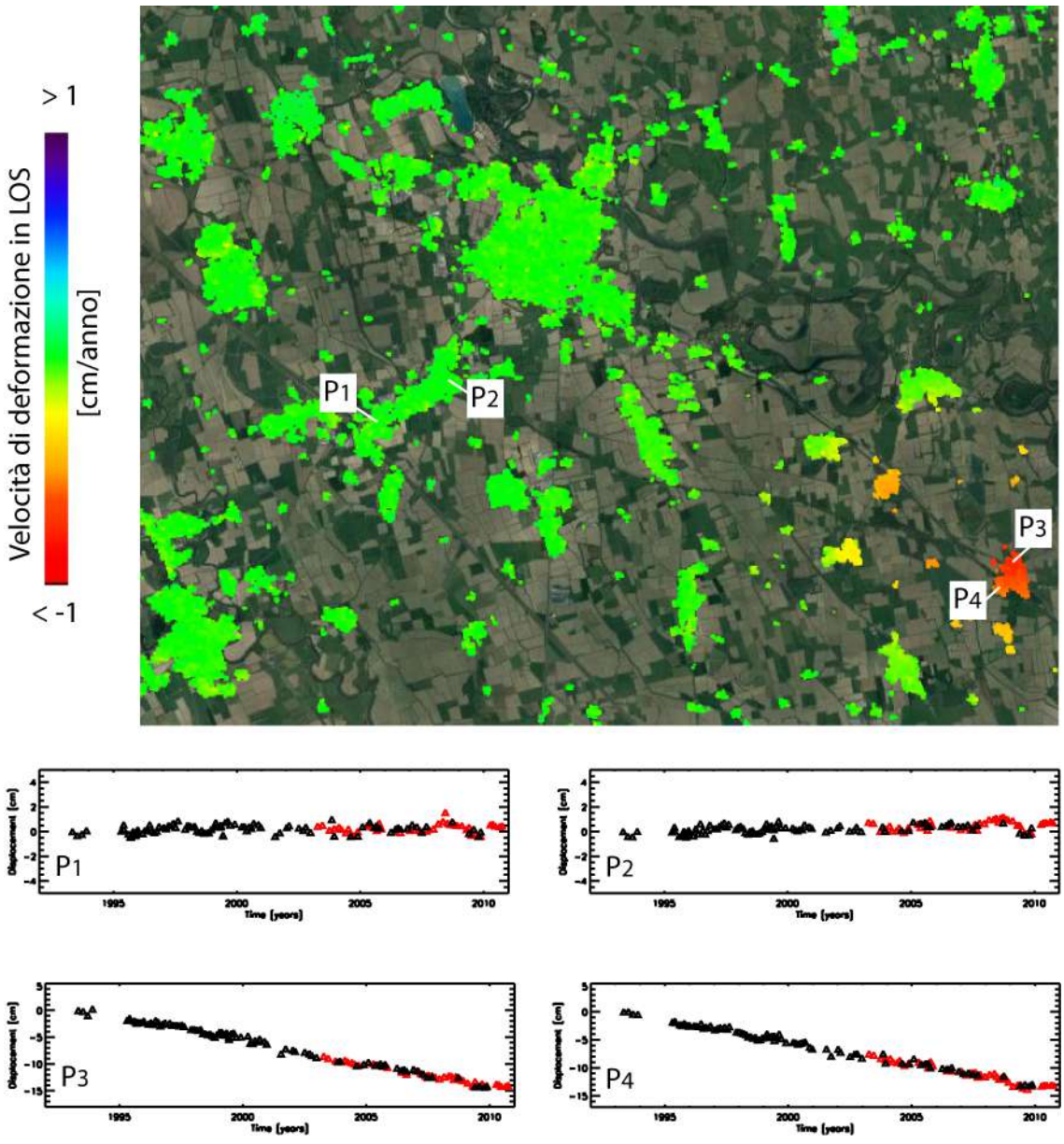


Figura 34 *- Zoom della mappa di velocità media di deformazione di Figura 33 in corrispondenza del riquadro bianco, incentrato sull'area che comprende i comuni di Cornegliano Laudense e di Turano Lodigiano. I grafici riportano l'andamento temporale dello spostamento superficiale in LOS per due punti localizzati a Ovest di Cornegliano Laudense (P1 e P2) e due punti localizzati nell'area di Turano Lodigiano (P3 e P4). L'immagine si riferisce all'elaborazione dei dati ENVISAT acquisiti da orbite discendenti nel periodo 1993-2010. I triangoli neri e rossi rappresentano i dati ERS ed ENVISAT, rispettivamente.*

2.2.1.2 Analisi SBAS ERS-1/2 ed ENVISAT: orbita ascendente (periodo 1995-2010)

Per l'analisi interferometrica presentata in questo paragrafo sono stati utilizzati 76 dati satellitari (26 ERS-1/2 e 50 ENVISAT) acquisiti da orbite ascendenti (track 487) nel periodo giugno 1995 - ottobre 2010, la cui distribuzione nel piano tempo/baseline perpendicolare è mostrata in Figura 35 dove i rombi neri e rossi rappresentano, rispettivamente, i dati ERS-1/2 ed ENVISAT. Tramite tali dati sono stati generati 213 interferogrammi differenziali, caratterizzati da valori di baseline spaziale inferiori a 400 m.

Sia gli interferogrammi differenziali sia le successive mappe e serie temporali di deformazione sono state generate con una risoluzione spaziale di circa 80 m x 80 m, ottenuta tramite un'operazione di multilooking (media spaziale complessa), ma sono state ricampionate, a valle dell'elaborazione, con uno *spacing* di circa 30 m per essere sovrapponibili al DEM utilizzato.

Si segnala una notevole esiguità dei dati ERS-1/2 acquisiti da orbita ascendente rispetto a quelli acquisiti da orbita discendente; tale campionamento temporale insufficiente rende difficoltosa la combinazione delle serie temporali di deformazione in linea di vista (LOS) relative ai dati discendenti e ascendenti per ottenere serie temporali delle componenti verticali e Est-Ovest della deformazione, come meglio specificato nel prossimo paragrafo.

In Tabella 12 sono riportate le caratteristiche principali del dataset utilizzato.

In Figura 36 è riportata la mappa di velocità media di deformazione superficiale in LOS, sovrapposta ad un'immagine ottica della zona di interesse; le zone dove la misura di deformazione è affetta da rumore di decorrelazione sono escluse dalla mappa; il riferimento spaziale rispetto al quale sono state calcolate le misure di deformazione è localizzato, anche in questo caso, in prossimità del centro abitato di Pavia, indicato in Figura 36 con un quadratino nero (REF).

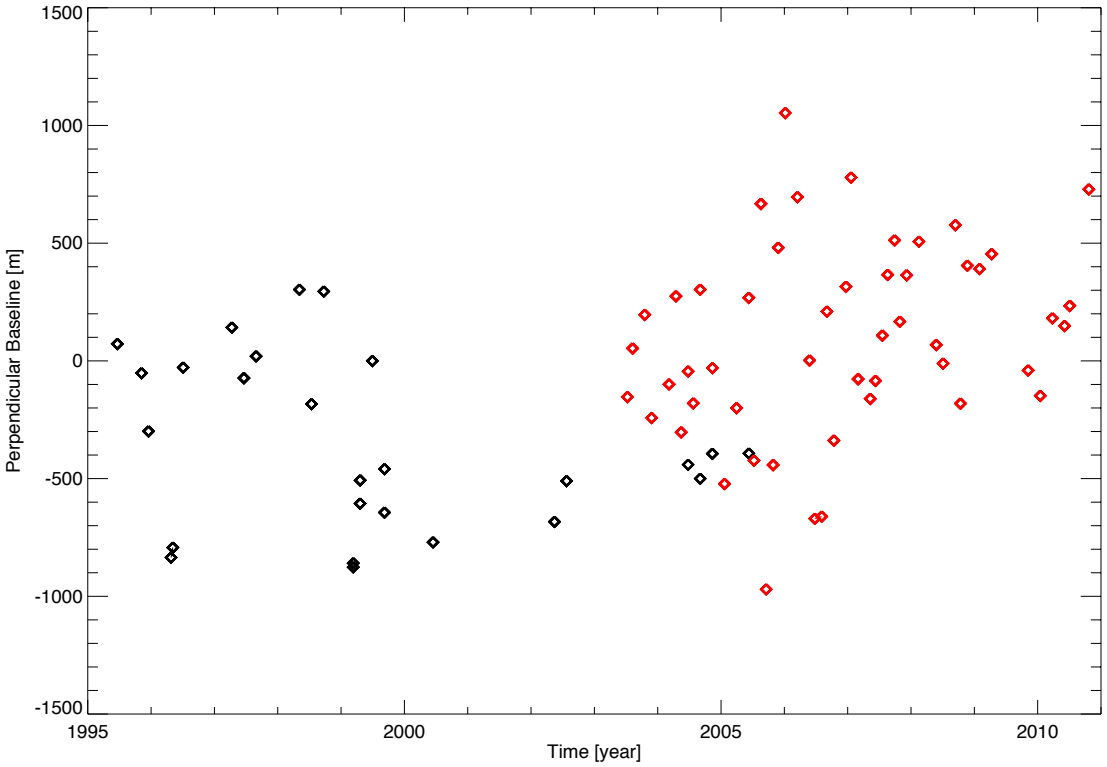


Figura 35 *- Distribuzione nel piano tempo/baseline-perpendicolare dei dati SAR ERS-1/2 ed ENVISAT acquisiti da orbite ascendenti sull'area di interesse. I rombi neri e rossi rappresentano i dati ERS-1/2 ed ENVISAT, rispettivamente.*

Lunghezza d'onda	5.6 cm
Orbita di acquisizione	Ascendente
Risoluzione spaziale nominale	~ 4 m x 20 m
Risoluzione spaziale del dato interferometrico	~ 80 m x 80 m
Estensione spaziale	~95 km x 60 km
Periodo di osservazione	giugno 1995 – luglio 2010
Numero di acquisizioni utilizzate	76
Numero di interferogrammi generati	213
Angolo di vista a centro scena	~23°

Tabella 12 *- Caratteristiche principali dei dati SAR ERS-1/2 ed ENVISAT utilizzati*

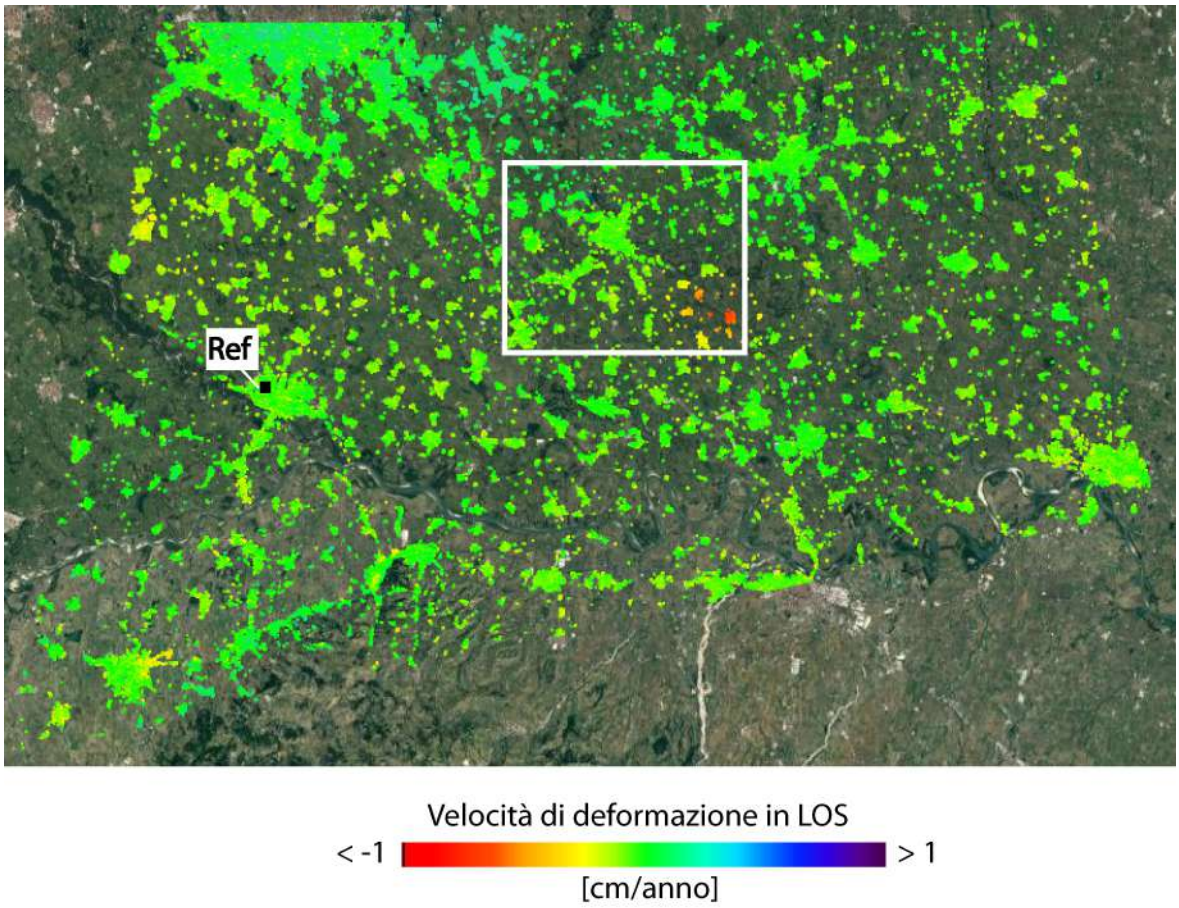


Figura 36 *- Mappa della velocità di deformazione in LOS, geocodificata ed espressa in cm/anno, sovrapposta ad un'immagine ottica dell'area analizzata. Il quadratino nero indica il riferimento spaziale rispetto al quale sono state calcolate le misure di deformazione ed è localizzato in prossimità del centro abitato di Pavia. L'immagine si riferisce all'elaborazione dei dati ERS-1/2 ed ENVISAT acquisiti da orbite ascendenti nel periodo 1995-2010.*

In Figura 37 è mostrato un ingrandimento della zona rappresentata dal rettangolo bianco in Figura 36, che include l'area di interesse.
Si riportano inoltre alcuni grafici che mostrano l'andamento temporale dello spostamento superficiale in LOS per due punti localizzati a Ovest di Cornegliano Laudense (P1 e P2 di Figura 37) e due punti localizzati nell'area di Turano Lodigiano (P3 e P4 di Figura 37).
Analogamente a quanto rilevato dall'analisi relativa ai dati acquisiti da orbite discendenti, anche in questo caso non si rilevano spostamenti significativi nell'area di interesse ad eccezione di deformazioni molto localizzate e di un significativo effetto deformativo presente nell'area di Turano Lodigiano che mostra un trend di deformazione sostanzialmente lineare, con un tasso di circa 1 cm/anno.

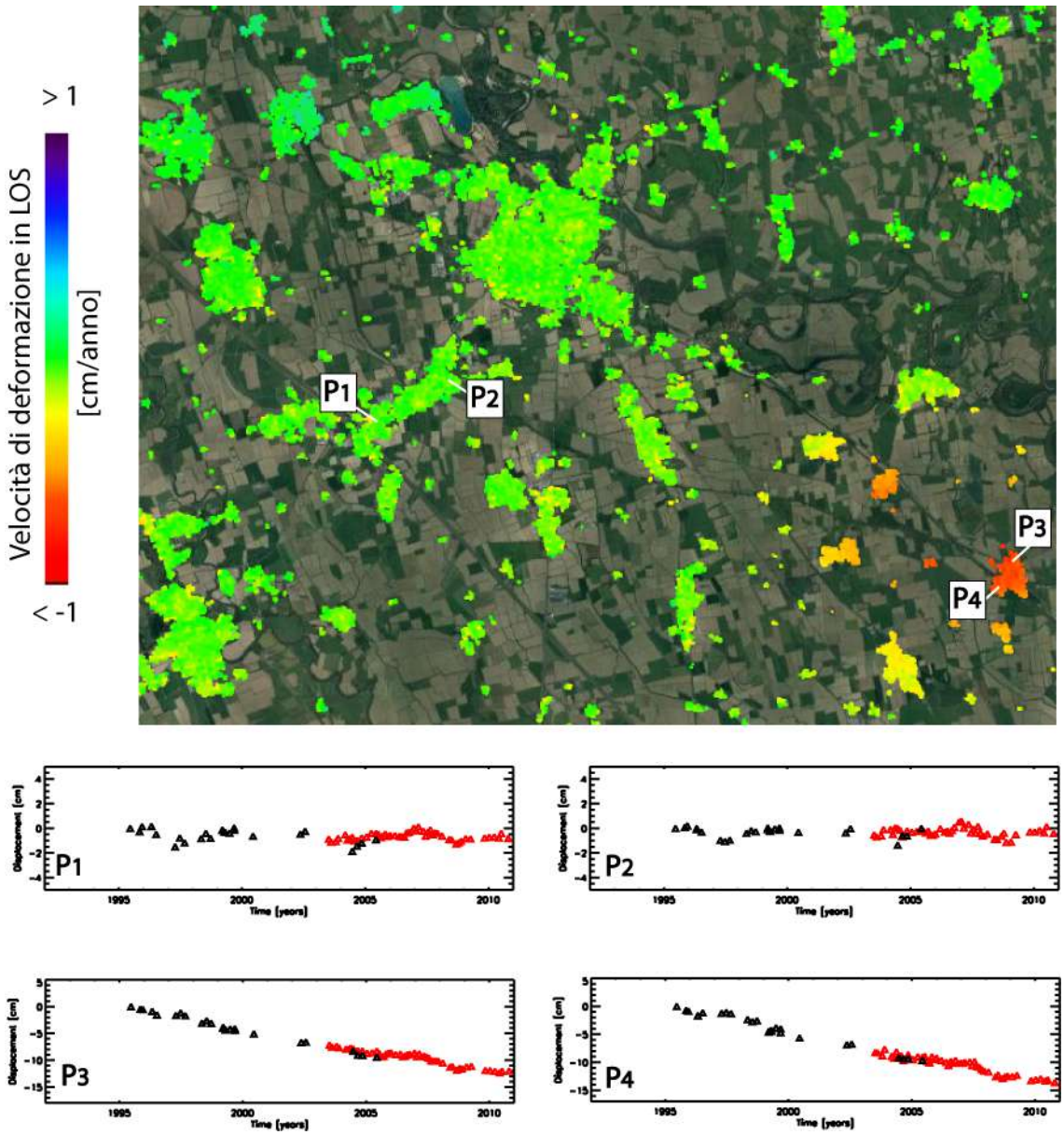


Figura 37 *- Zoom della mappa di velocità media di deformazione di Figura 36 in corrispondenza del riquadro bianco, incentrato sull'area che comprende i comuni di Cornegliano Laudense e di Turano Lodigiano. I grafici riportano l'andamento temporale dello spostamento superficiale in LOS per due punti localizzati a Ovest di Cornegliano Laudense (P1 e P2) e due punti localizzati nell'area di Turano Lodigiano (P3 e P4). L'immagine si riferisce all'elaborazione dei dati ENVISAT acquisiti da orbite ascendenti nel periodo 1995-2010. I triangoli neri e rossi rappresentano i dati ERS ed ENVISAT, rispettivamente.*

2.2.1.3 Analisi SBAS ERS-1/2 ed ENVISAT: mappe di velocità media di deformazione relative alle componenti verticale ed Est-Ovest dello spostamento superficiale

Combinando opportunamente le mappe di velocità media di deformazione del suolo ottenute dai dati SAR discendenti (Figura 34) e ascendenti (Figura 37) presentate nei precedenti paragrafi è stato possibile generare le mappe delle componenti verticale ed Est-Ovest della velocità media della deformazione superficiale relative all'area di interesse, rappresentate nelle Figure 38 e 39, rispettivamente.
Come accennato nel paragrafo precedente, l'esiguità del dataset ERS-1/2 ascendente, rispetto al relativo dataset discendente, non consente però di ottenere un'intersezione temporale tra le acquisizioni tale da generare serie temporali soddisfacenti delle componenti verticale ed Est-Ovest della deformazione, cosa che invece è stata effettuata per l'analisi condotta con i dati Sentinel-1, che viene presentata nel prossimo paragrafo.

L'analisi delle mappe delle velocità media di deformazione relative, rispettivamente, alla componente verticale ed Est-Ovest dello spostamento confermano in effetti quanto già rilevato dalle elaborazioni relative alle acquisizioni effettuate dalle singole orbite discendenti ed ascendenti. Infatti non sono stati misurati spostamenti significativi nell'area di interesse ad eccezione di deformazioni molto localizzate e di un significativo effetto deformativo presente nell'area di Turano Lodigiano. In tale zona la componente verticale della deformazione risulta essere dominante (vedi Figura 38) e spiega i tassi di deformazione rilevati di circa 1 cm/anno, anche se si evidenzia una zona dove gli spostamenti nella direzione Est-Ovest sono di circa 0.5 cm/anno.

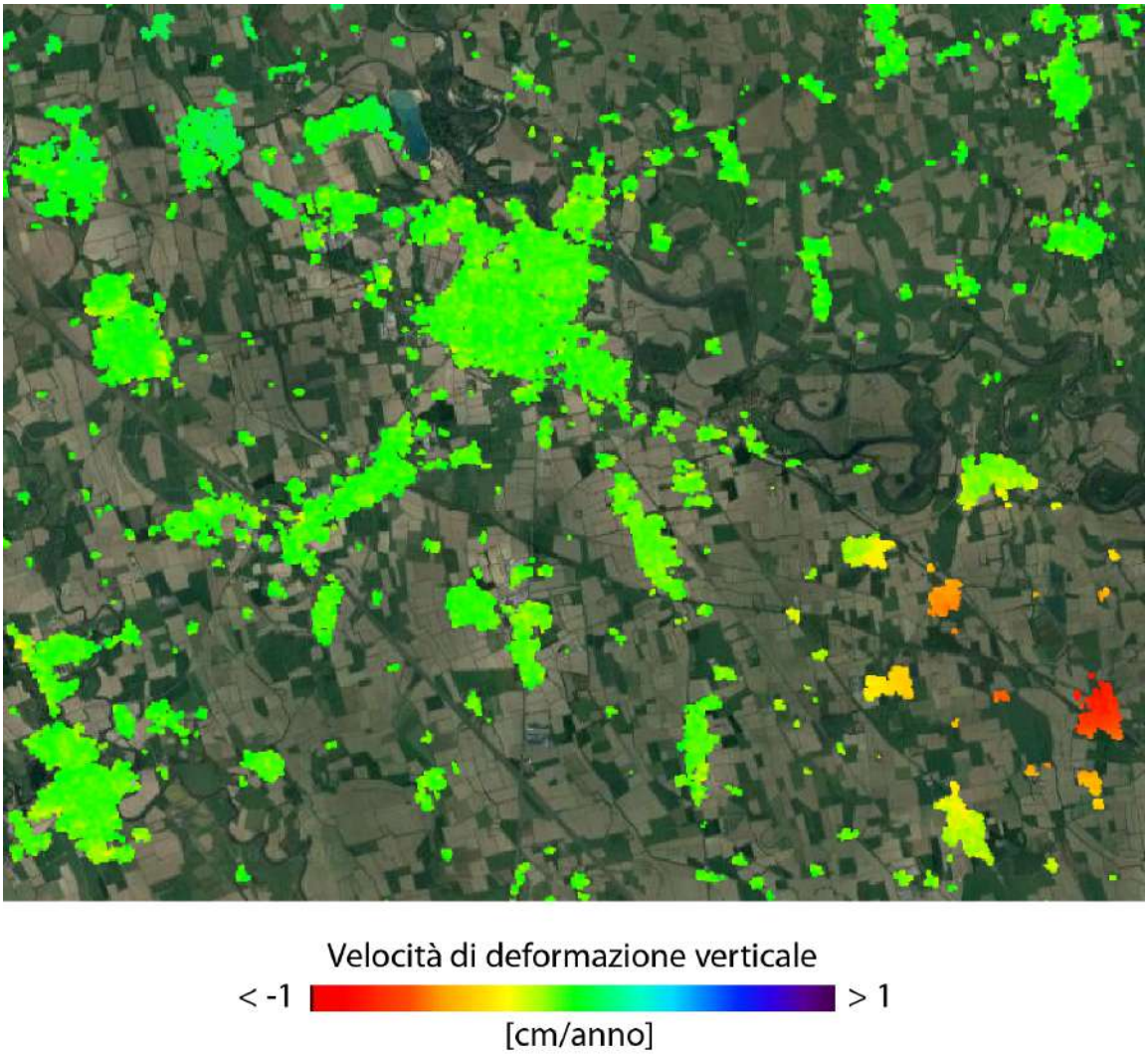


Figura 38 *- Mappa della velocità media di deformazione relativa alla componente verticale dello spostamento geocodificata ed espressa in cm/anno, relativa all'area di interesse, rappresentata nelle Figure 34 e 37, che comprende i comuni di Cornegliano Laudense e di Turano Lodigiano.*

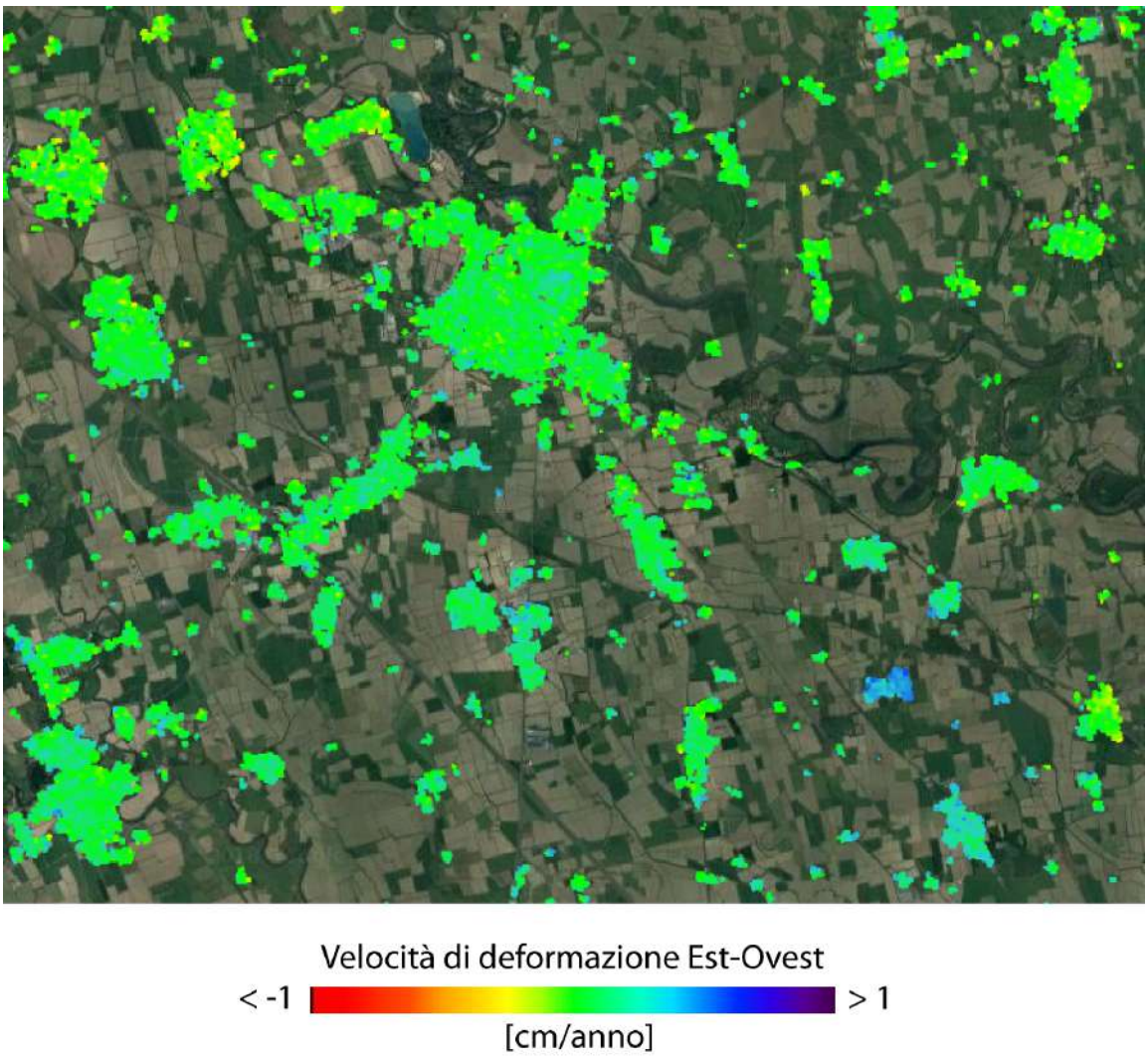


Figura 39 *- Mappa della velocità media di deformazione relativa alla componente Est-Ovest dello spostamento geocodificata ed espressa in cm/anno, relativa all'area di interesse, rappresentata nelle figure 34 e 37, che comprende i comuni di Cornegliano Laudense e di Turano Lodigiano.*

2.2.2 Analisi interferometrica delle deformazioni del suolo relative al periodo 2015-2017 (dati SENTINEL-1)

L'analisi interferometrica mediante la tecnica SBAS è stata successivamente effettuata utilizzando i dati Sentinel-1 relativi all'area di interesse e corrispondenti a 118 immagini acquisite lungo orbite ascendenti e 117 lungo orbite discendenti, relative al periodo marzo 2015 – dicembre 2017; in Figura 40 è mostrata la distribuzione dei dati S-1 nel piano tempo/baseline perpendicolare. Con tali dati sono stati generati, rispettivamente, 322 e 322 interferogrammi differenziali, caratterizzati da valori di baseline spaziale inferiori a 200 m. A partire da tali interferogrammi sono state generate le mappe di velocità media di deformazione del suolo e le corrispondenti serie temporali di deformazione.

Per la generazione degli interferogrammi è stato utilizzato nuovamente il DEM SRTM dell'area con uno spacing di circa 30 m (1 arcsec). Sia gli interferogrammi differenziali, sia le successive mappe e serie temporali di deformazione hanno una risoluzione spaziale di circa 40 m x 40 m, ottenuta a valle di un'operazione di multilooking, e sono stati campionati sulla stessa griglia del DEM utilizzato per l'elaborazione. L'estensione spaziale dell'area analizzata è di circa 90 km x 60

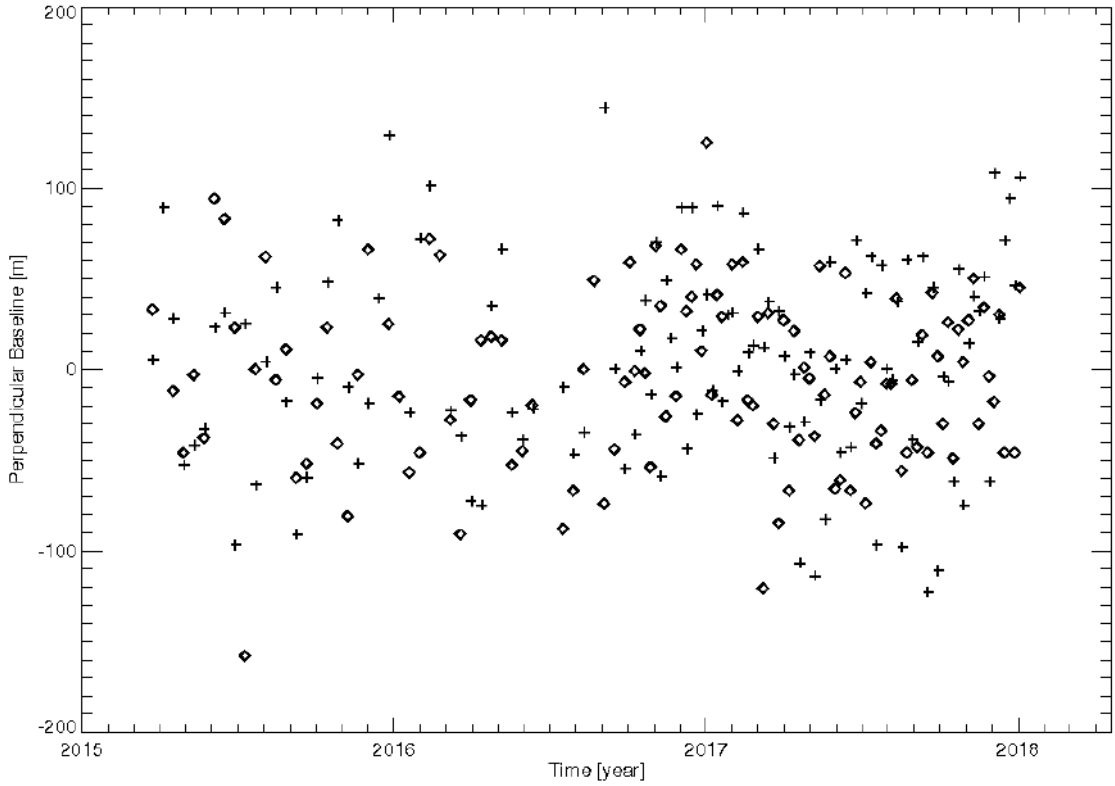


Figura 40 *- Distribuzione nel piano tempo/baseline-perpendicolare dei dati SAR S-1 acquisiti sull'area di interesse. Ogni rombo rappresenta un'immagine SAR acquisita da orbite discendenti, ogni crocetta un'immagine SAR ottenuta da orbite ascendenti.*

km.Poiche', diversamente dalle mappe e serie temporali di deformazione ottenute dai

dati ERS-1/2 e ENVISAT, non esiste ancora una validazione estesa dei prodotti DInSAR generati a partire dai dati Sentinel-1 (anche a causa della ridotta estensione temporale delle serie acquisite) è stata effettuata una validazione dei risultati SBAS attraverso confronti tra le misure di spostamento DInSAR e le corrispondenti misure GPS ricavate dal database MAGNET (http://geodesy.unr.edu/magnet.php). Si sottolinea, però, che nelle future analisi si provvederà ad utilizzare i risultati GPS ottenuti da OGS appena le serie temporali prodotte risulteranno essere sufficientemente estese temporalmente.

Si segnala inoltre che, combinando opportunamente i risultati ottenuti dai dati S-1 acquisiti dalle orbite ascendenti e discendenti, sono state generate sia le mappe, sia le serie temporali di deformazione delle componenti verticale ed Est-Ovest degli spostamenti rilevati.

Nei paragrafi seguenti si descrivono nel dettaglio i risultati delle analisi interferometriche effettuate utilizzando i dati discendenti e ascendenti (paragrafi 2.2.2.1 e 2.2.2.2 rispettivamente), e quelli relativi alla loro combinazione (2.2.2.3).

Si sottolinea che tutti i risultati mostrati fanno riferimento all'area comune alle analisi effettuate sui dati acquisiti dalle orbite discendenti ed ascendenti da parte dei satelliti Sentinel-1A (S-1A) e Sentinel-1B (S-1B) che compongono la costellazione.

In Tabella 13 sono indicate le principali caratteristiche comuni ai due dataset S-1 utilizzati, mentre in Tabella 14 sono riportati i dettagli di ciascun dataset (numero di acquisizioni e interferogrammi considerati, e il corrispondente intervallo temporale).

Lunghezza d'onda	5.56 cm
Risoluzione spaziale nominale	~ 15 m x 4 m
Risoluzione spaziale del dato interferometrico	~ 40 m x 40 m
Estensione spaziale	~90 km x 60 km
Periodo di osservazione	marzo 2015 – dicembre 2017

Tabella 13 *- Caratteristiche principali comuni ai due set di SAR S-1 utilizzati.*

	Periodo di osservazione	Numero di acquisizioni utilizzate	Numero di interferogrammi
Dataset Discendente	22/03/2015-30/12/2017	117	322
Dataset Ascendente	23/03/2015-31/12/2017	118	322

Tabella 14 - *Caratteristiche principali relative a ciascuno dei due dataset di SAR S-1 utilizzati*

2.2.2.1 Analisi SBAS Sentinel-1: orbite discendenti (periodo 2015-2017)

L'analisi interferometrica sull'area di interesse è stata effettuata utilizzando dati SAR acquisiti dalla costellazione S-1 lungo orbite discendenti (track 168). In particolare, sono stati utilizzati 117 dati satellitari collezionati nel periodo marzo 2015–dicembre 2017, la cui distribuzione nel piano tempo/baseline perpendicolare è rappresentata in Figura 41; grazie ad essi sono stati generati 322 interferogrammi differenziali, caratterizzati da valori di baseline spaziale inferiori a 200 m. A partire da tali interferogrammi sono state generate le mappe di velocità media di deformazione del suolo e le corrispondenti serie temporali di deformazione.

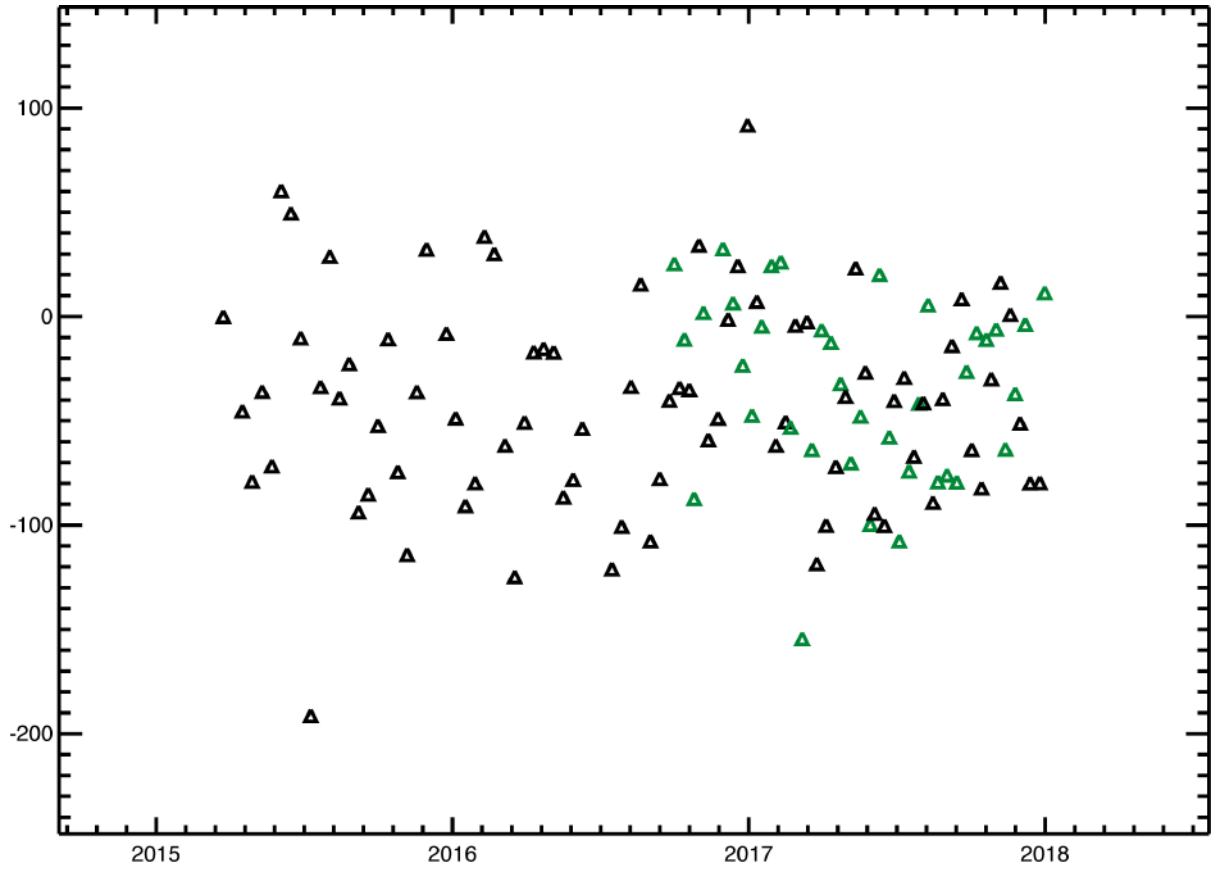


Figura 41 *- Distribuzione nel piano tempo/baseline-perpendicolare dei dati SAR S-1 acquisiti sull'area di interesse. I triangoli neri e verdi rappresentano rispettivamente i dati S-1A e S-1B.*

I risultati dell'analisi interferometrica effettuata sono riportati in Figura 42, dove viene mostrata la mappa geocodificata della velocità media di deformazione in linea di vista sovrapposta ad un'immagine ottica dell'area analizzata; i punti affetti da rumore di decorrelazione, per i quali la misura di deformazione non può essere considerata affidabile, non sono mostrati.

Le serie temporali DInSAR generate sono state confrontate con le corrispondenti serie GPS di deformazione ottenute dal database MAGNET. In particolare, in Figura 42 sono evidenziate le posizioni delle sei stazioni GPS prese in considerazione (identificate sulla mappa di deformazione tramite stelline bianche) e, per ciascuna di esse, sono mostrati i grafici dei confronti tra le serie temporali di deformazione GPS proiettate rispetto alla linea di vista del sensore radar (asterischi rossi) e quelle ottenute tramite i dati DInSAR (triangoli neri).

Come si evince dai grafici, i confronti tra le misure radar DInSAR e le misure geodetiche mostrano un ottimo accordo; ciò è anche testimoniato dai valori ottenuti delle deviazioni standard delle differenze tra le due misure di deformazione, il cui valor medio è pari a circa 0.2 cm. Tale valore è consistente, se non migliore, rispetto alla stima dell'accuratezza della tecnica SBAS riportata in letteratura.

In Figura 43 viene mostrato un ingrandimento della mappa di deformazione LOS di Figura 42 sull'area di interesse. Si riportano inoltre alcuni grafici che mostrano l'andamento temporale dello spostamento superficiale in LOS per tre punti localizzati a Ovest di Cornegliano Laudense (P1, P2 e P3 di Figura 43) e un punto localizzato nell'area di Turano Lodigiano (P4 di Figura 43).

Dall'analisi effettuata non si rilevano deformazioni significative (superiori a 2–3 mm/anno) nell'area di interesse ad eccezione di deformazioni molto localizzate e di un significativo effetto deformativo presente nell'area di Turano Lodigiano che mostra, anche nelle analisi S-1, un trend di deformazione sostanzialmente lineare con un tasso di circa 1 cm/anno.

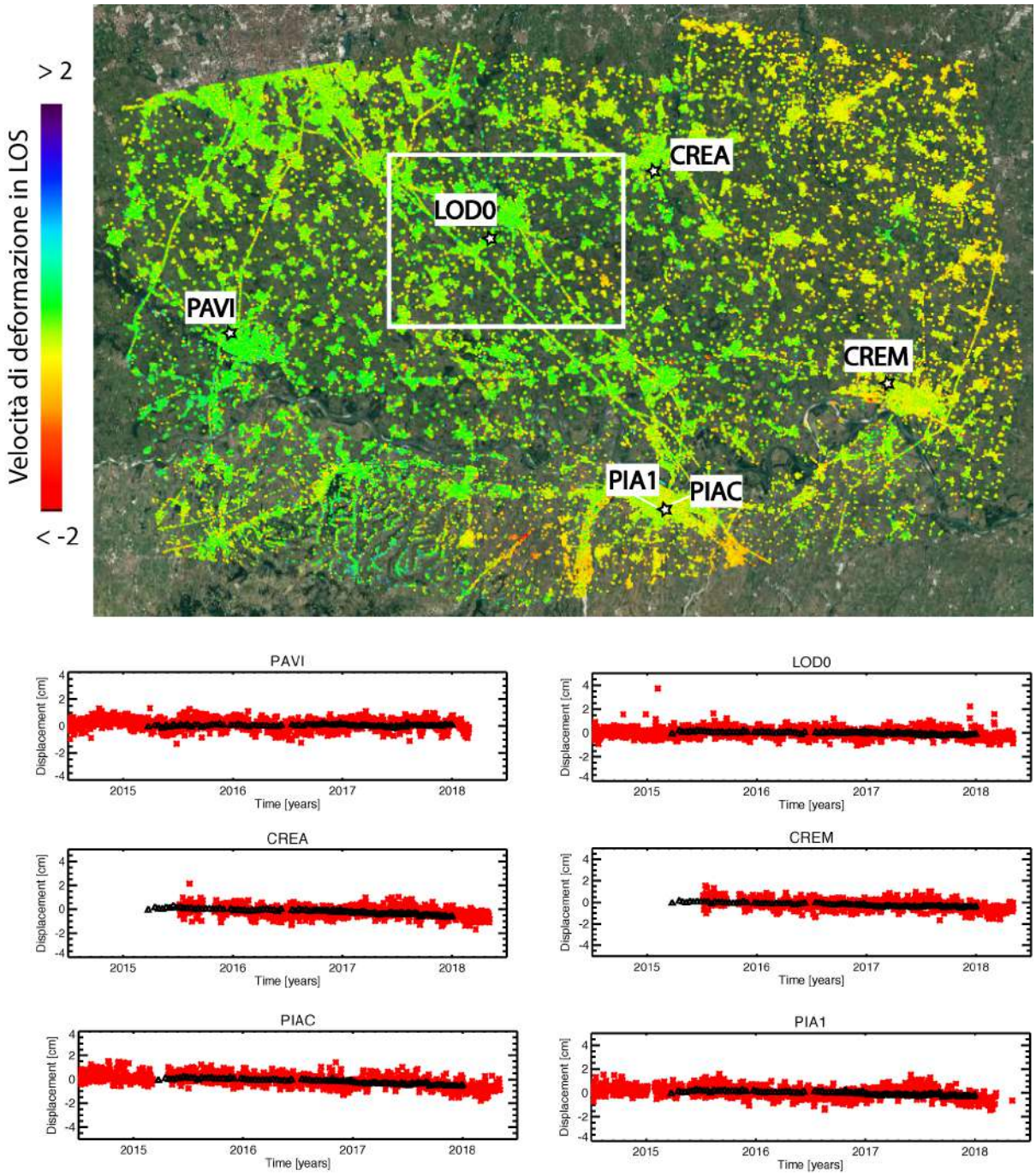


Figura 42 *- Mappa di velocità di deformazione in LOS, geocodificata ed espressa in cm/anno, sovrapposta ad un'immagine ottica dell'area di interesse. L'immagine si riferisce alla elaborazione dei dati S-1 acquisiti da orbite discendenti nel periodo marzo 2015-dicembre 2017. Si riportano, inoltre, in corrispondenza delle 6 stazioni GPS identificate sulla mappa tramite stelline bianche, i grafici dei confronti tra le serie temporali di deformazione GPS proiettate nella linea di vista del sensore radar (asterischi rossi) e quelle ottenute tramite i dati DInSAR (triangoli neri).*

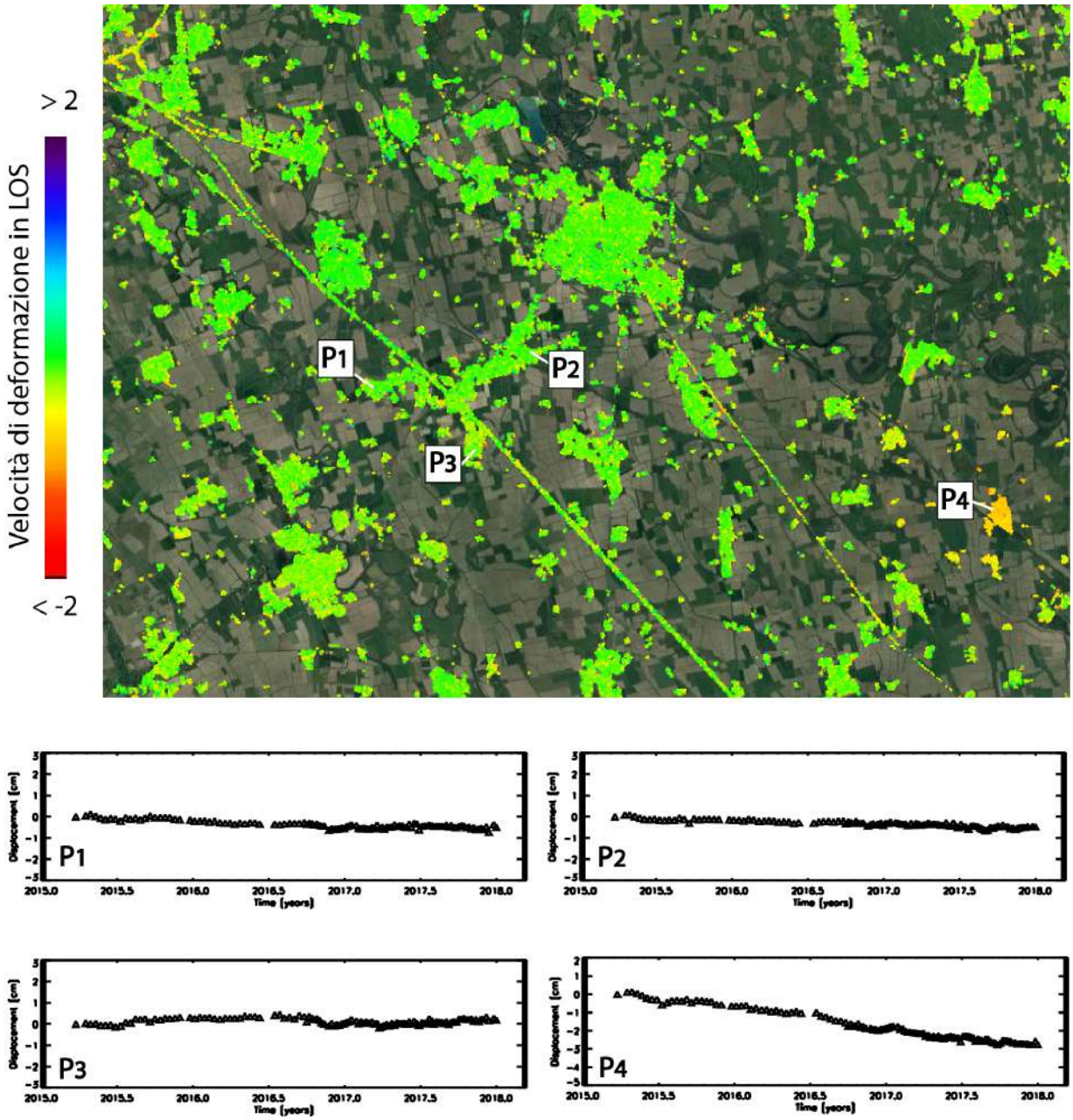


Figura 43 *- Zoom della mappa di velocità media di deformazione di Figura 42 in corrispondenza dell'area identificata dal rettangolo bianco, incentrato sull'area che comprende i comuni di Cornegliano Laudense e di Turano Lodigiano. I grafici riportano l'andamento temporale dello spostamento superficiale in LOS per tre punti localizzati a Ovest di Cornegliano Laudense (P1, P2 e P3) e un punto localizzato nell'area di Turano Lodigiano (P4). L'immagine si riferisce alla elaborazione dei dati S-1 acquisiti da orbite discendenti nel periodo marzo 2015- dicembre 2017.*

2.2.2.2 Analisi SBAS Sentinel-1: orbite ascendenti (periodo 2015-2017)

L'analisi interferometrica sull'area di interesse è stata effettuata utilizzando dati SAR acquisiti dalla costellazione S-1 nel periodo Marzo 2015 – Dicembre 2017 lungo orbite ascendenti (track 15). In particolare, sono stati utilizzati 118 dati satellitari, la cui distribuzione nel piano tempo/baseline perpendicolare è rappresentata in Figura 44, con i quali sono stati generati 322 interferogrammi differenziali, caratterizzati da valori di baseline spaziale inferiori a 200 m. A partire da tali interferogrammi sono state generate le mappe di velocità media di deformazione del suolo e le corrispondenti serie temporali di deformazione.

I risultati dell'analisi interferometrica effettuata sono riportati in Figura 45, dove viene mostrata la mappa geocodificata della velocità media di deformazione in LOS sovrapposta ad un'immagine ottica dell'area analizzata; i punti affetti da rumore di decorrelazione, per i quali la misura di deformazione non può essere considerata affidabile, non sono mostrati.

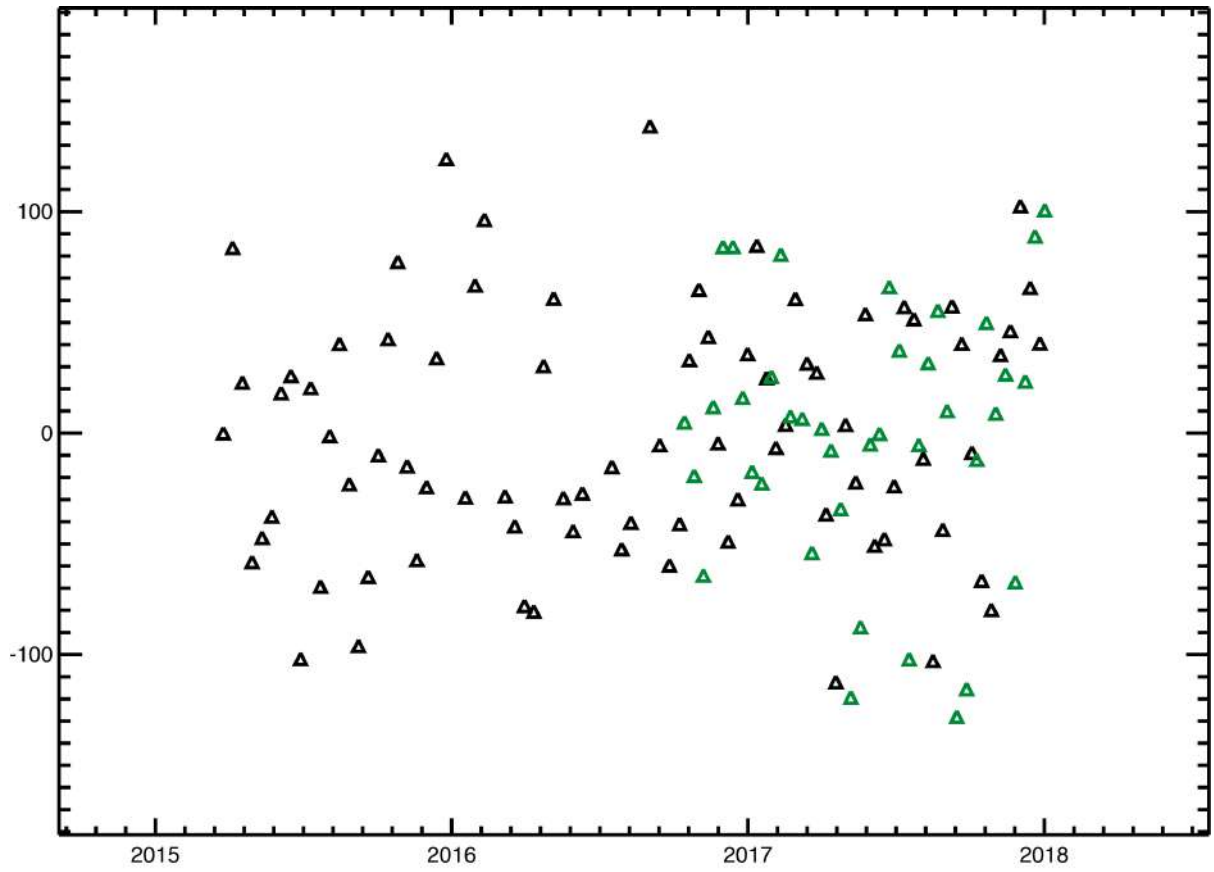


Figura 44 - *Distribuzione nel piano tempo/baseline-perpendicolare dei dati SAR S-1 acquisiti sull'area di interesse. I triangoli neri e verdi rappresentano rispettivamente i dati S-1A e S-1B.*

Analogamente a quanto fatto nel paragrafo precedente, anche le serie temporali DInSAR generate dal dataset relativo alle orbite ascendenti sono state confrontate con le corrispondenti serie GPS di deformazione ottenute dal database MAGNET. In particolare, in Figura 45 sono rappresentate le sei stazioni GPS prese in considerazione (identificate sulla mappa di deformazione tramite stelline bianche) e, per ciascuna di esse, sono mostrati i grafici dei confronti tra le serie temporali di deformazione GPS proiettate rispetto alla linea di vista del sensore radar (asterischi rossi) e quelle ottenute tramite i dati DInSAR (triangoli neri).

Come si evince dai grafici, i confronti tra le misure DInSAR e le misure geodetiche mostrano un ottimo accordo, come anche testimoniato dai valori ottenuti delle deviazioni standard delle differenze tra le due misure di spostamento, il cui valor medio è pari a circa 0.2 cm. Tale deviazione standard è consistente con l'accuratezza della tecnica SBAS riportata in letteratura.

In Figura 46 viene mostrato un ingrandimento della mappa di deformazione LOS di Figura 45 sull'area di interesse.

Si riportano inoltre alcuni grafici che mostrano l'andamento temporale dello spostamento superficiale in LOS per tre punti localizzati a Ovest di Cornegliano Laudense (P1, P2 e P3 di Figura 46) e un punto localizzato nell'area di Turano Lodigiano (P4 di Figura 46).

Dall'analisi effettuata non si rilevano deformazioni significative (superiori a 2 – 3 mm/anno) nell'area di interesse ad eccezione di deformazioni molto localizzate e di un significativo effetto deformativo presente nell'area di Turano Lodigiano che mostra, anche nelle analisi S-1, un trend di deformazione sostanzialmente lineare con un tasso di circa 1 cm/anno.

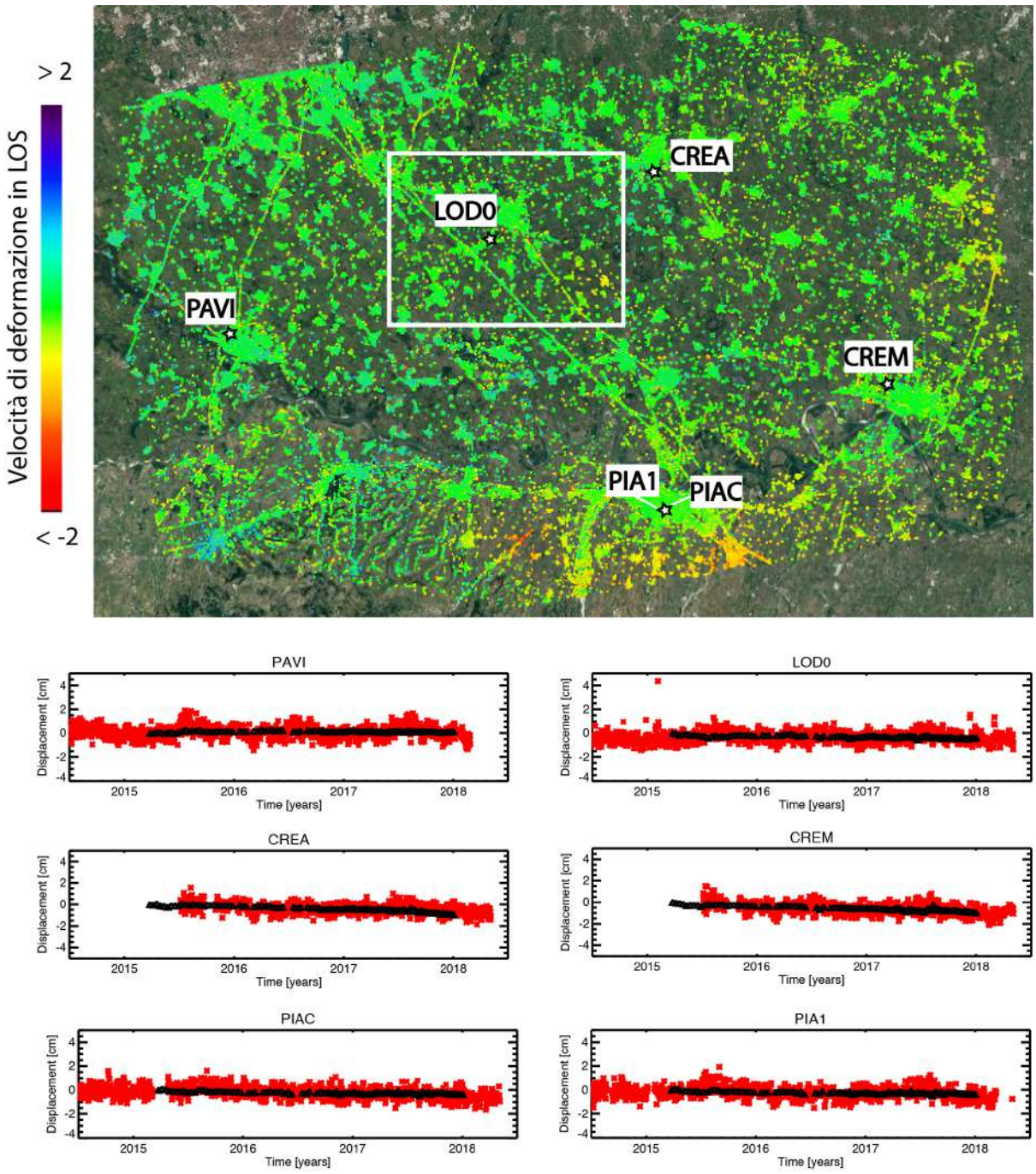


Figura 45 - *Mappa di velocità di deformazione in LOS, geocodificata ed espressa in cm/anno, sovrapposta ad un'immagine ottica dell'area di interesse. L'immagine si riferisce alla elaborazione dei dati S-1 acquisiti da orbite ascendenti nel periodo marzo 2015-dicembre 2017. Si riportano, inoltre, in corrispondenza delle 6 stazioni GPS identificate sulla mappa tramite stelline bianche, i grafici dei confronti tra le serie storiche di deformazione GPS proiettate nella linea di vista del sensore radar (asterischi rossi) e quelle ottenute tramite i dati DInSAR (triangoli neri).*

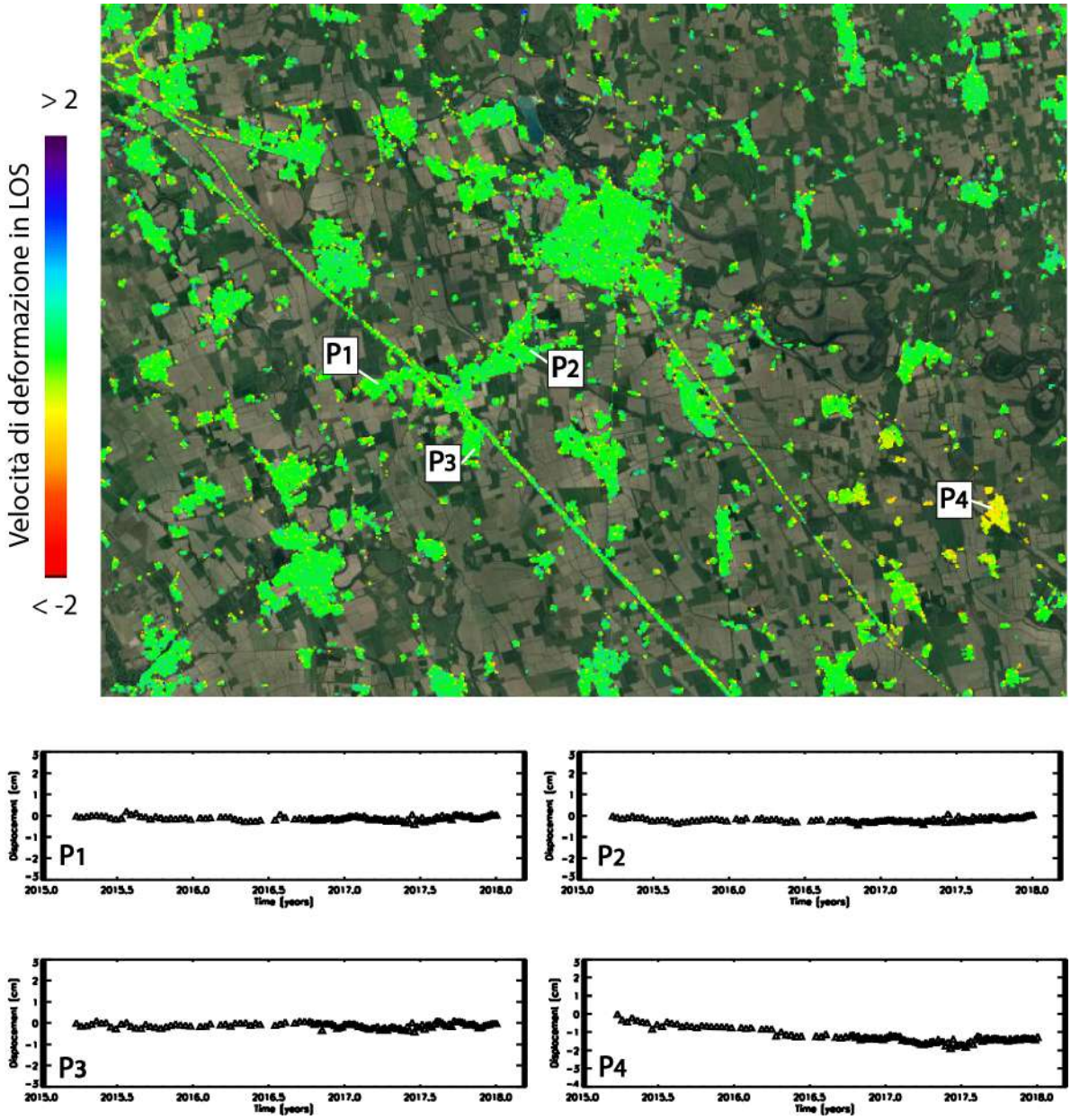


Figura 46 *- Zoom della mappa di velocità media di deformazione di Figura 45 in corrispondenza dell'area identificata dal rettangolo bianco, incentrato sull'area che comprende i comuni di Cornegliano Laudense e di Turano Lodigiano. I grafici riportano l'andamento temporale dello spostamento superficiale in LOS per tre punti localizzati a Ovest di Cornegliano Laudense (P1, P2 e P3) e un punto localizzato nell'area di Turano Lodigiano (P4). L'immagine si riferisce alla elaborazione dei dati S-1 acquisiti da orbite ascendenti nel periodo marzo 2015- dicembre 2017.*

2.2.2.3 Analisi SBAS Sentinel-1: mappe delle componenti verticale ed Est-Ovest della deformazione superficiale

Le mappe di velocità media relative alle componenti Verticale ed Est-Ovest delle deformazioni rilevate, ottenute combinando opportunamente le informazioni ricavate dalle analisi effettuate dalle orbite ascendenti e discendenti, sono riportate nelle Figure 47 e 48, rispettivamente. Anche in questo caso, utilizzando le misure delle sei stazioni GPS del database MAGNET indicate sulle mappe, sono stati effettuati i confronti tra le serie di deformazione GPS e quelle ottenute tramite i dati DInSAR (asterischi rossi e triangoli neri, rispettivamente). In particolare in Figura 47 si mostrano i grafici dei confronti effettuati per la componente verticale della deformazione; le deviazioni standard delle differenze tra le due misure di spostamento presentano un valor medio pari a circa 0.3 cm. In Figura 48, analogamente, si mostrano i grafici dei confronti effettuati per la componente Est-Ovest della deformazione; in questo caso le deviazioni standard delle differenze tra le due misure di spostamento presentano un valor medio pari a circa 0.2 cm.

Da tale analisi si evince che in entrambi i casi i confronti tra le misure DInSAR e le misure geodetiche mostrano un ottimo accordo e i valori di deviazione standard sono consistenti con le accuratezze della tecnica SBAS riportate in letteratura.

Le Figure 49 e 50 mostrano le mappe delle velocità medie di deformazione relative, rispettivamente, alla componente verticale ed Est-Ovest dello spostamento e rappresentano un ingrandimento della zona identificata dal rettangolo bianco denotato dalla lettera (a) nelle Figure 47 e 48. Sono inoltre rappresentati i grafici relativi all'andamento temporale della deformazioni di quattro punti selezionati. L'analisi dei risultati mostrati nelle Figure 49 e 50 evidenzia che anche nel periodo 2015-2017 non si rilevano deformazioni significative nell'area di interesse (vedi plot dei punti P1, P2, P3) ad eccezione di spostamenti molto localizzati e di un significativo effetto deformativo presente nell'area di Turano Lodigiano che mostra, anche nelle analisi S-1, una significativa componente verticale (vedi plot del punto P4).

Infine, le Figure 51 e 52 mostrano le mappe delle velocità medie di deformazione relative, rispettivamente, alla componente verticale ed Est-Ovest dello spostamento e rappresentano un ingrandimento della zona identificata dal rettangolo bianco denotato dalla lettera (b) nelle Figure 47 e 48. Tale analisi viene presentata al fine di mostrare le potenzialità dell'approccio SBAS in uno scenario deformativo in atto; in tale area sono state infatti rilevate deformazioni significative che riguardano due zone. La prima, identificata con P1, è fortemente urbanizzata e caratterizzata da deformazioni sia verticali, sia nella direzione Est-Ovest. La seconda, identificata con P2, dimostra la capacità della tecnica utilizzata di rilevare anche effetti non lineari degli spostamenti superficiali, come mostrato nel plot della serie temporale relativa alla componente verticale della deformazione (vedi plot P2 in Figura 51).

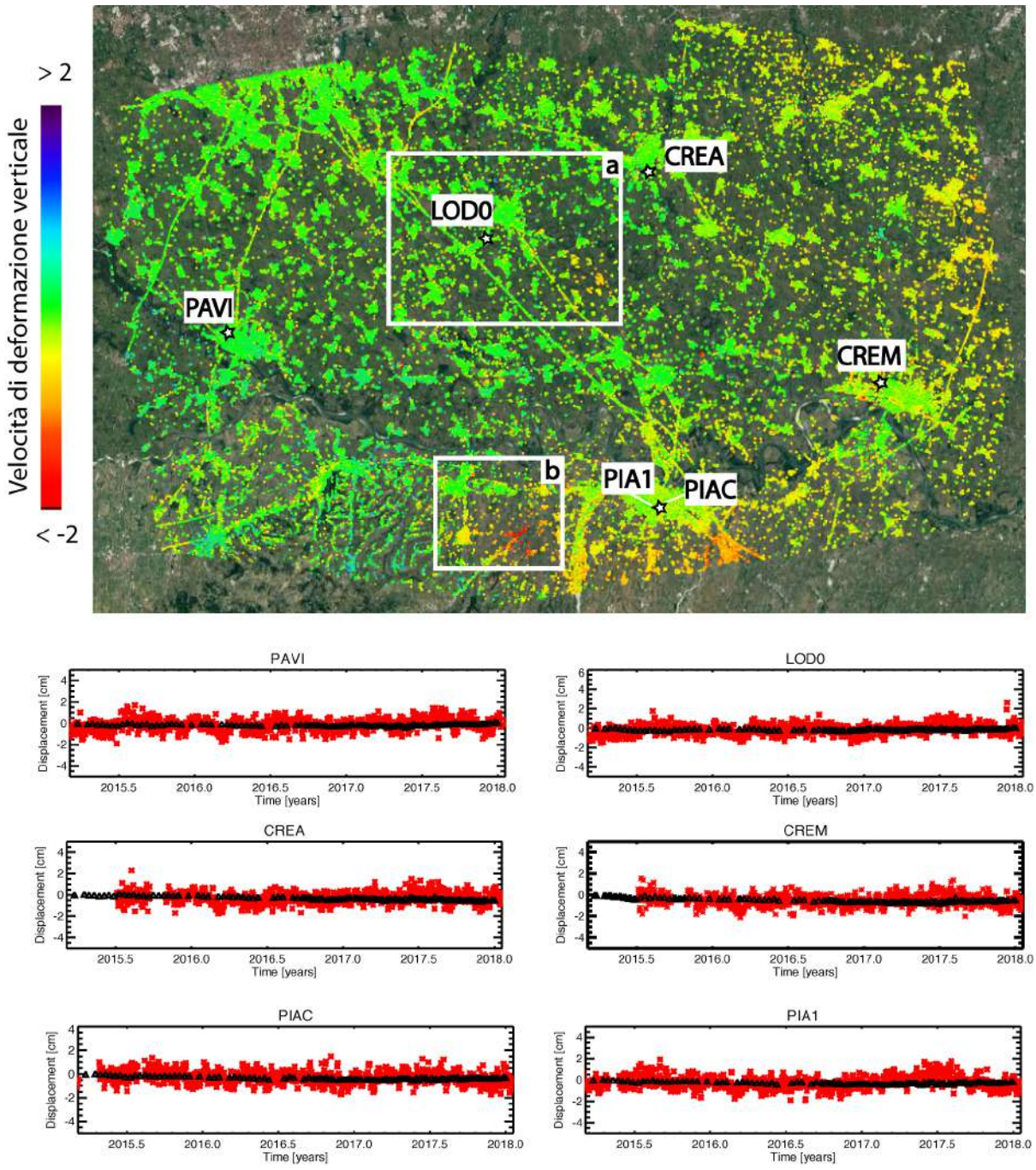


Figura 47 *- Mappa della componente verticale della velocità di deformazione, geocodificata ed espressa in cm/anno, sovrapposta ad un'immagine ottica dell'area di interesse. Si riportano, inoltre, in corrispondenza delle 6 stazioni GPS identificate sulla mappa tramite stelline bianche, i grafici dei confronti tra le serie storiche di deformazione GPS in direzione verticale (asterischi rossi) e quelle ottenute tramite i dati DInSAR (triangoli neri).*

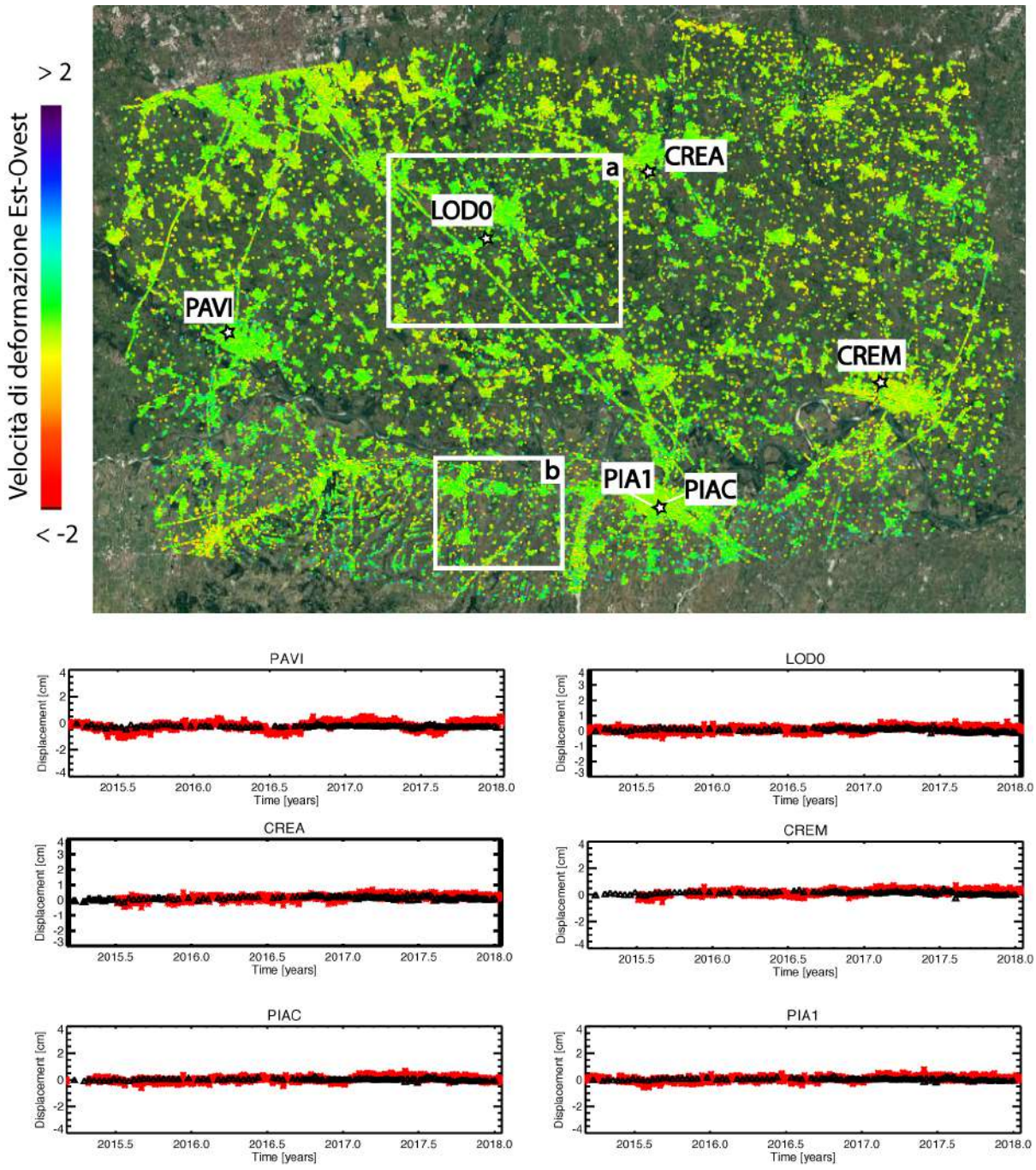


Figura 48 *- Mappa della componente Est-Ovest della velocità di deformazione, geocodificata ed espressa in cm/anno, sovrapposta ad un'immagine ottica dell'area di interesse. Si riportano, inoltre, in corrispondenza delle 6 stazioni GPS identificate sulla mappa tramite stelline bianche, i grafici dei confronti tra le serie storiche di deformazione GPS in direzione Est-Ovest (asterischi rossi) e quelle ottenute tramite i dati DInSAR (triangoli neri).*

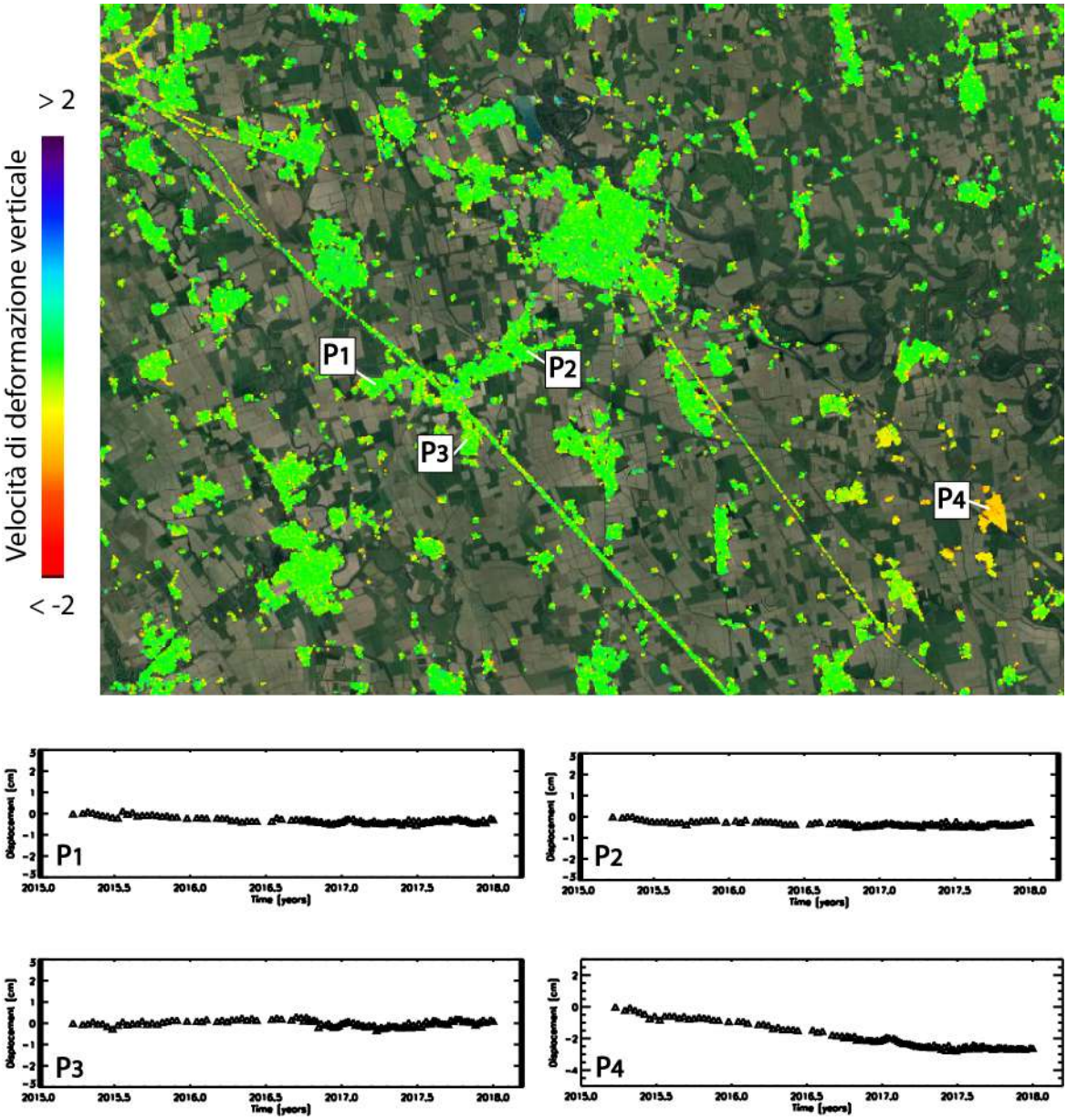


Figura 49 - *Zoom della mappa della componente verticale della velocità media di deformazione di Figura 47 in corrispondenza del riquadro bianco denotato con la lettera (a), incentrato sull'area che comprende i comuni di Cornegliano Laudense e di Turano Lodigiano. I grafici riportano l'andamento temporale della componente verticale dello spostamento superficiale per tre punti localizzati in prossimità di Cornegliano Laudense (P1, P2 e P3) e un punto localizzato nell'area di Turano Lodigiano (P4).*

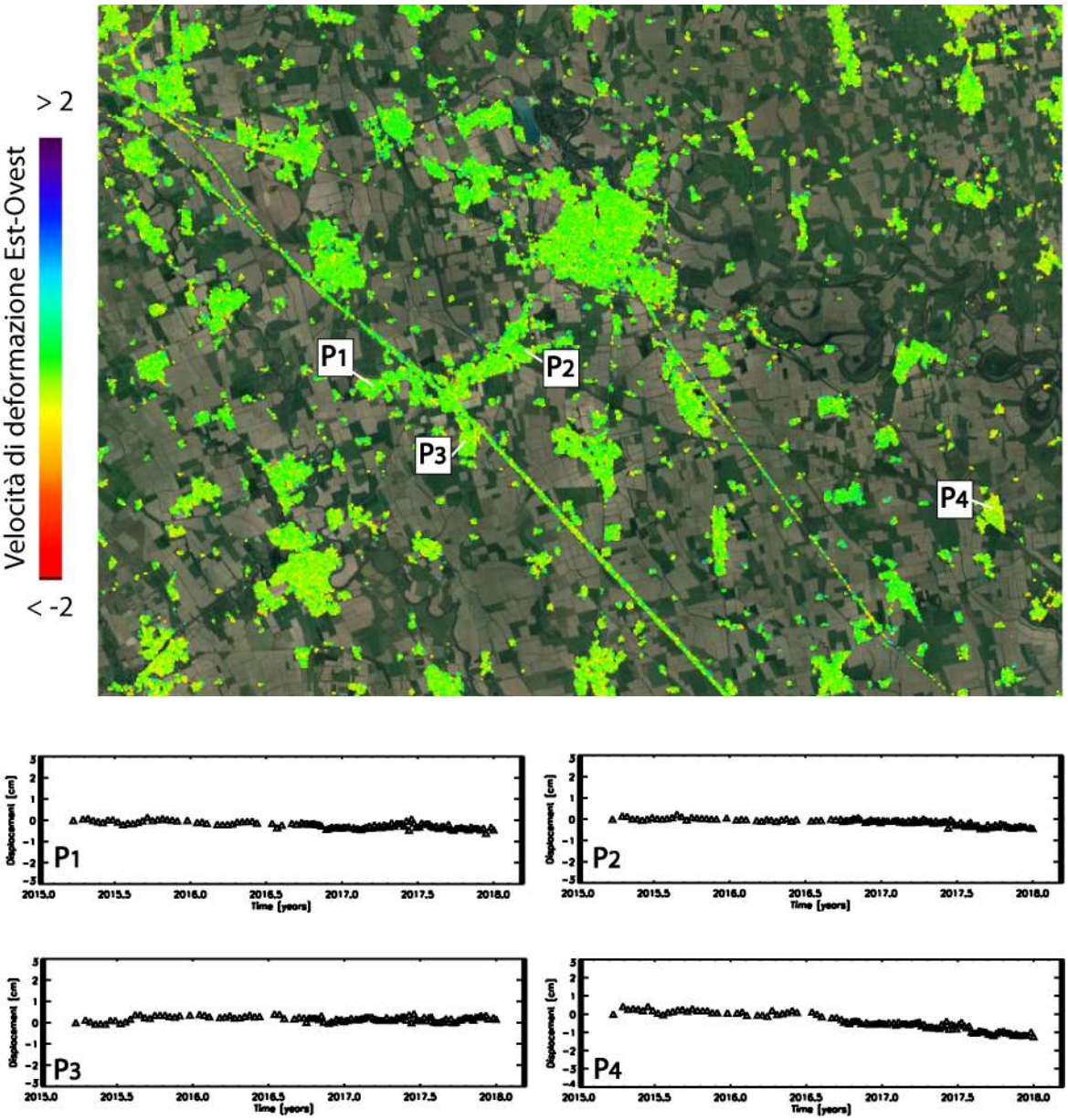


Figura 50 *- Zoom della mappa della componente Est-Ovest della velocità media di deformazione Figura 48 in corrispondenza del riquadro bianco denotato con la lettera (a), incentrato sull'area che comprende i comuni di Cornegliano Laudense e di Turano Lodigiano. I grafici riportano l'andamento temporale della componente Est-Ovest dello spostamento superficiale per tre punti localizzati in prossimità di Cornegliano Laudense (P1, P2 e P3) e un punto localizzato nell'area di Turano Lodigiano (P4).*

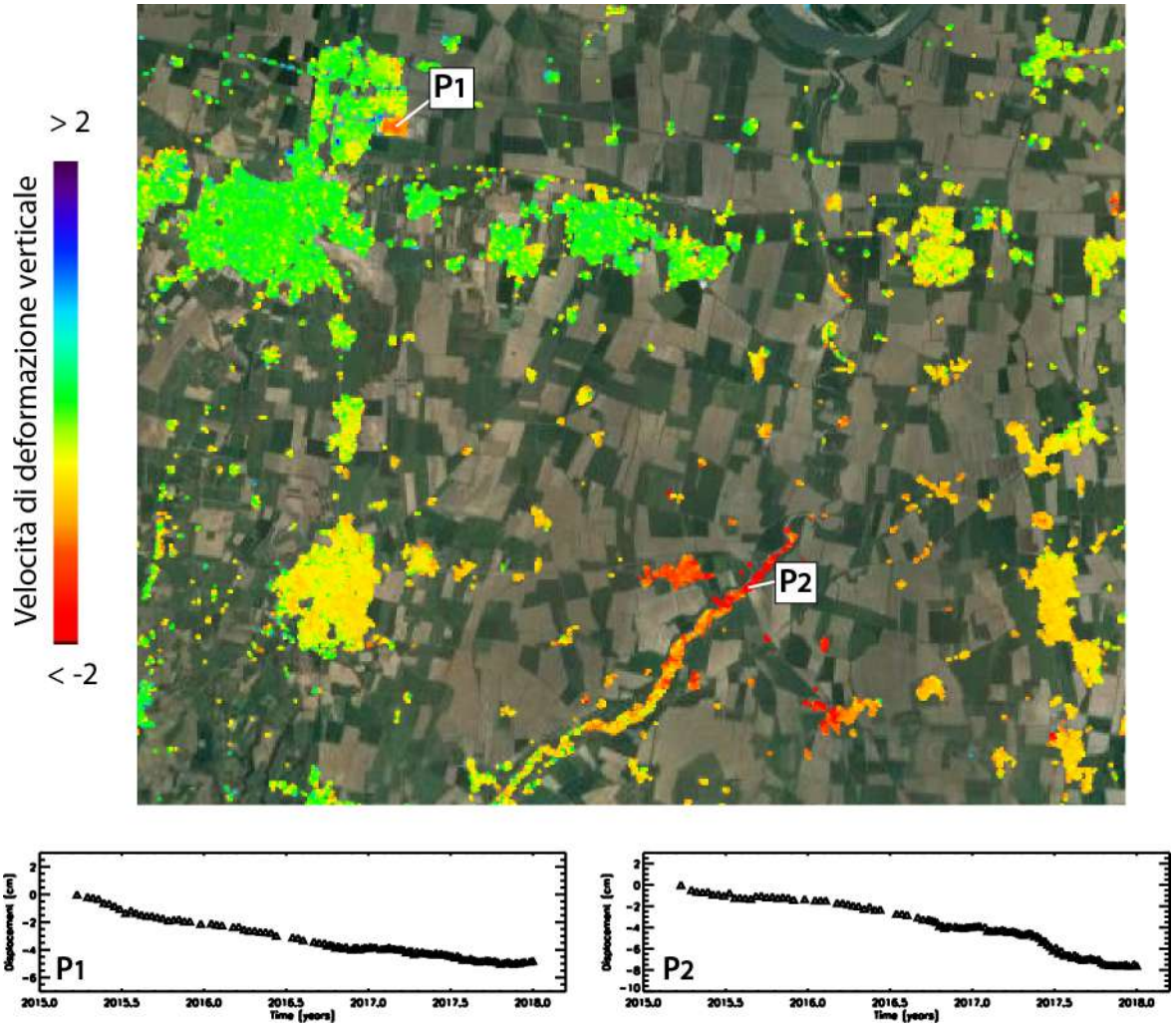


Figura 51 *- Zoom della mappa della componente verticale della velocità media di deformazione di Figura 47 in corrispondenza del riquadro bianco denotato con la lettera (b), incentrato su un'area che comprende un polo industriale e, verosimilmente, l'alveo di un vecchio fiume. I grafici riportano l'andamento temporale della componente verticale dello spostamento superficiale nell'area identificata come P1 e un punto ubicato nell'area P2.*

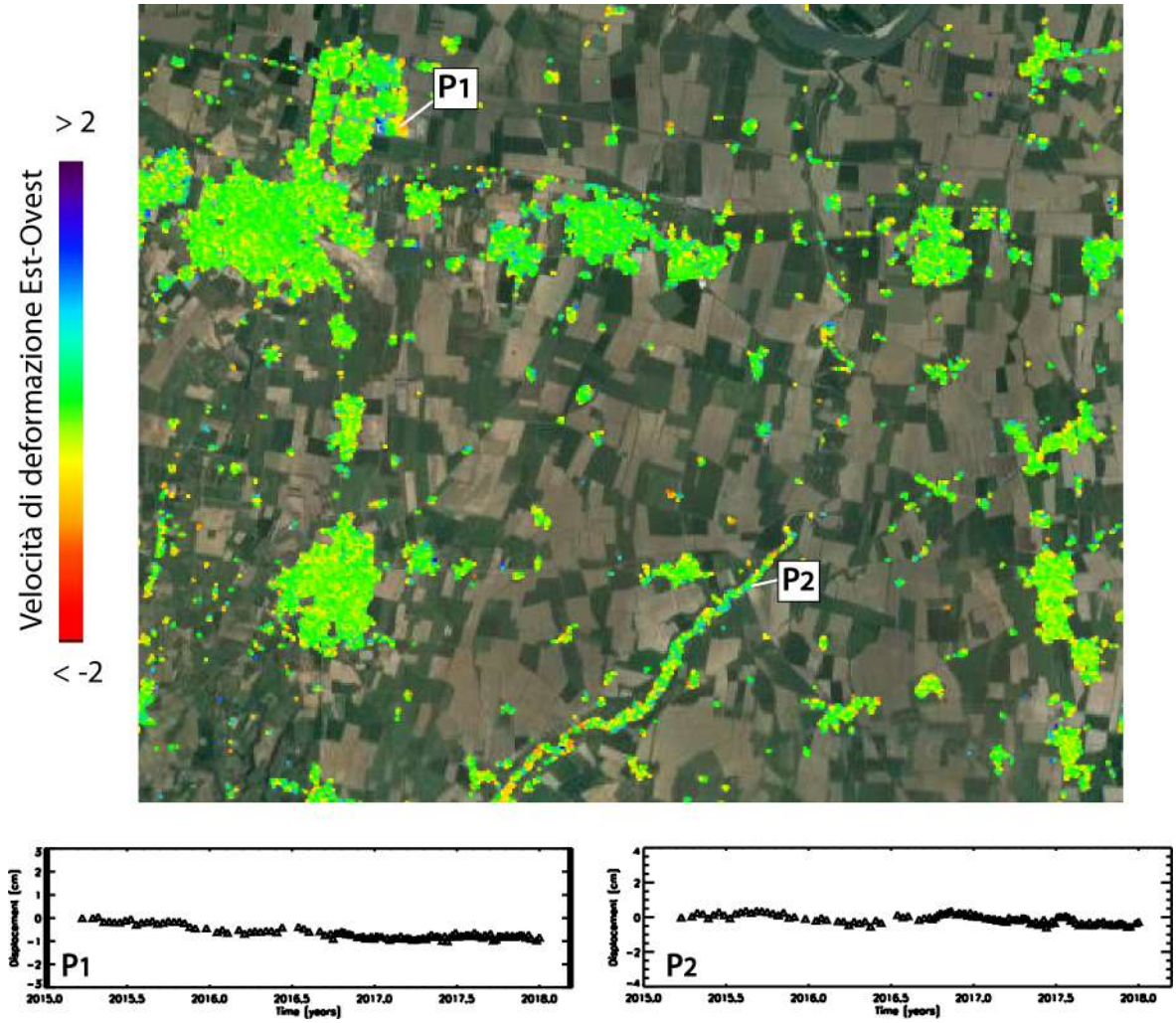


Figura 52 *- Zoom della mappa della componente Est-Ovest della velocità media di deformazione di Figura 48 in corrispondenza del riquadro bianco denotato con la lettera (b), incentrato su un'area che comprende un polo industriale e, verosimilmente, l'alveo di un vecchio fiume. I grafici riportano l'andamento temporale della componente Est-Ovest dello spostamento superficiale nell'area identificata come P1 e un punto ubicato nell'area P2.*

3. Conclusioni

Monitoraggio sismico

L'infrastruttura di monitoraggio denominata RMCL, costituita da 9 stazioni sismometriche strumentate in pozzo e superficie e da una stazione di posizionamento satellitare (Figura 1), è operativa dal 1 gennaio 2017. Nel corso del primo anno di esercizio, che nel caso dell'impianto di Ital Gas Storage corrisponde anche al periodo necessario per valutare la sismicità naturale di fondo in condizioni "non perturbate" (il cosiddetto "bianco") secondo gli Indirizzi e Linee Guida del MiSE, sono stati registrati e archiviati circa 500 Gbyte di tracce sismiche, con un livello di completezza dei dati acquisiti dalle stazioni è pari a circa il 93-94%. I problemi legati al nuovo tipo di acquisitori e sensori e alla stabilità del *firmware* degli strumenti sono stati fronteggiati con ripetuti interventi in loco presso le stazioni e frequenti interazioni con la ditta produttrice. Detti malfunzionamenti/instabilità appaiono sensibilmente migliorati e sono definitivamente in via di risoluzione nel 2018. La RMCL ha comunque garantito il monitoraggio sismico continuo dell'area di interesse per 358 giorni su 365, ad eccezione di due periodi di 2 e 5 giorni (rispettivamente 11-12 maggio e 25-30 ottobre) durante i quali i dati sono andati perduti per problemi al sistema del centro di acquisizione del CRS presso l'OGS. Il miglioramento delle procedure di controllo giornaliero, messo in atto sulla base dell'esperienza accumulata, dovrebbe consentire di sanare con maggiore tempestività eventuali malfunzionamenti futuri.

Tutte le stazioni della RMCL evidenziano un livello di rumore di fondo di natura antropica piuttosto elevato (Figura 10), nonostante l'installazione dei sensori velocimetrici in pozzo, a profondità rispetto al piano campagna di circa 75 metri. Sebbene il rumore di fondo riduca la capacità di detezione della rete, le tecniche di elaborazione dei dati della RMCL hanno consentito di rilevare alcuni eventi molto deboli, inferiori a magnitudo ML1.0 nel Dominio Esteso (Figura 20). La rete rileva comunque anche eventi più energetici di provenienza regionale.

Per caratterizzare adeguatamente la sismicità di fondo è stato dapprima ricostruito un quadro complessivo circa l'assetto sismotettonico e la sismicità pregressa che insistono nell'area in cui si trova lo stoccaggio. Come area di riferimento per lo studio è stata assunta un'area circolare di circa 30 km di raggio, dal sito di stoccaggio di Cornegliano Laudense, chiamata Area Esterna di Rilevazione: essa corrisponde a circa

4 volte l'estensione prevista dal Dominio Esteso degli ILG del MiSE. Sono stati considerati i più recenti e affidabili cataloghi di terremoti, storici e strumentali esistenti (Figura 19). Infine, è stata analizzata la sismicità strumentale rilevata dalla RMCL nel periodo 1/1/2017-31/3/2018, per valutare la sismicità naturale di fondo in condizioni "non perturbate" (il cosiddetto "bianco").

I terremoti storici indicano che l'Area Esterna è interessata da terremoti deboli e presumibilmente profondi (oltre 30 km di profondità), non direttamente associabili a sorgenti sismogeniche note, ma comunque in grado di causare localmente effetti pari alla soglia di primo danno (Intensità Macrosismica MCS pari al VI grado). La sismicità strumentale degli ultimi decenni (desunta dalle rilevazioni della RSNC (Rete Sismica Nazionale Centralizzata dell'INGV) e della RSNI (Rete Sismica dell'Italia Nord-Occidentale dell'Università di Genova) fornisce una visione di maggiore dettaglio, ma evidenzia altresì alcune criticità, in termini di completezza dell'informazione, identificazione univoca degli eventi, e accuratezza delle localizzazioni. Visto il numero esiguo di eventi registrati dagli anni '80 (rispettivamente 50 secondo il dataset INGV, e 30 secondo quello di UNIGE) non è possibile stimare statisticamente nè la magnitudo di completezza, nè il tasso medio annuo degli eventi attesi. L'intero dataset di eventi strumentali pre-2017 richiederebbe alcuni ulteriori approfondimenti che però esulano dallo scopo di questa analisi. A seguito della verifica puntuale effettuata per i terremoti rilevati dalla RSNC durante il periodo di operatività della RMCL (1/1/2017-31/3/2018), il catalogo strumentale della RSNC contiene probabilmente false identificazioni di terremoti, o localizzazioni estremamente inesatte, per 3 dei 4 terremoti risultanti (vedasi Figure 20, 24 e 25, e Tabelle 7 e 8). I dati della RSNI sono invece congruenti con quelli rilevati dalla RMCL.

Per quanto riguarda le rilevazioni della RMCL nell'intervallo di tempo già citato, sono stati riconosciuti 6 eventi nell'Area Esterna (Figura 20 e Tabella 7): di questi, 4 ricadono dentro il Dominio di Rilevazione Interno (a distanza inferiore di 3 km dal serbatoio), 1 nel Domino Esteso e 1 nell'Area Esterna, al di fuori del Domino Esteso. Tutti i 5 eventi localizzati all'interno dei Domini di Rilevazione sono superficiali (profondità 2-3 km) e hanno magnitudo molto bassa (ML $\leq$ 1.3). Tra gli eventi più vicini all'area di stoccaggio, i due eventi del 12/7 potrebbero essere correlabili con le attività svolte da Ital Gas Storage per la preparazione dello stoccaggio. Gli eventi in questione non hanno superato ML1.0. Per gli altri eventi avvenuti entro il Dominio Interno, non è possibile al momento stabilirne la causa con sufficiente certezza e si suggerisce un ulteriore approfondimento di informazioni e indagini.

Riguardo a quanto suggerito dagli ILG del MiSE, possiamo dire che:

- la RMCL ha garantito il monitoraggio per circa il 98% del tempo complessivo nel 2017 e un livello di completezza dei dati acquisiti pari a circa il 93-94%;
- il sistema di acquisizione ed elaborazione, analizza i dati in tempo quasi-reale e localizza gli eventi nell'arco di poche decine di secondi; dal 2018 è inoltre

attivato il sistema di reperibilità del personale che prevede l'intervento in poche ore in caso di necessità;

- la RMCL ha misurato la sismicità di fondo in condizione non perturbate per 15 mesi —di questi si è dato riscontro nel presente rapporto— e ne misurerà ulteriori 6 prima dell'avvio delle operazioni di stoccaggio, previsto per ottobre 2018;
- è stata effettuata una prima calibrazione del modello di localizzazione e del calcolo della magnitudo; tuttavia, sarà necessario riverificare detti punti quando si disporrà di un dataset di eventi più numeroso;
- in 15 mesi di operatività, la RMCL ha dimostrato di riuscire a rilevare micro-eventi sismici con magnitudo locale anche inferiore a 1.0 nel Dominio Interno, con un miglioramento della capacità di detezione di oltre un grado di magnitudo rispetto alla Rete Nazionale Centralizzata o alla Rete Regionale dell'Università di Genova nel Domino Esteso di rilevazione;
- al momento non è possibile stimare il livello di completezza delle rilevazioni della RMCL su base statistica, dato il ridottissimo livello di sismicità di fondo.

È opportuno infine ricordare che l'area in cui si attuerà lo stoccaggio di gas è densamente antropizzata e industrializzata, e attraversata da importanti e trafficate vie di collegamento stradale e ferroviario, e il sottosuolo è caratterizzato da una spessa coltre di sedimenti alluvionali, condizioni queste che non sono modificabili. Di conseguenza, considerato anche il ridottissimo livello di sismicità naturale riscontrato, pare opportuno rinviare le considerazioni sulle prestazioni della rete per quanto attiene al monitoraggio sismico delle attività di stoccaggio del gas, con il presente assetto, al momento in cui si potranno fare valutazioni basate su un dataset di eventi registrati più corposo. Ricordiamo che gli Indirizzi e Linee Guida del MiSE suggeriscono che una tale valutazione sia effettuata indicativamente dopo due anni di operatività della rete.

Monitoraggio delle deformazioni superficiali

La stazione permanente GNSS OL01 è stata inquadrata in un frame di riferimento costituito da quattro stazioni appartenenti alla Rete SPIN. Sono state poi calcolate le serie temporali di spostamento rispetto ai sistemi ITRF08, riferito al centro di massa della Terra, e EURA, solidale con la placca eurasiatica e quindi maggiormente significativo per l'analisi della deformazione a scala regionale. Le prime stime di deformazione ottenute per la stazione OL01 mostrano complessivamente un andamento consistente con quello delle stazioni circostanti. Tuttavia le stime di velocità evidenziano per la stazione OL01 possibili perturbazioni, dovute con molta probabilità sia all'assestamento del sito ancora in corso sia al ridotto periodo di osservazione rispetto alle modeste deformazioni in atto.

È stata inoltre effettuata l'analisi relativa alla distribuzione spaziale delle deformazioni superficiali ed alla loro evoluzione temporale nell'area di interesse, mediante l'utilizzo di dati Radar ad Apertura Sintetica (SAR), tramite la tecnica avanzata di Interferometria Differenziale SAR (DInSAR) nota con l'acronimo SBAS (Small BAseline Subset) e sviluppata presso l'IREA-CNR. In particolare sono state generate mappe e serie temporali della deformazione superficiale relative all'area di interesse utilizzando sia dati di archivio, sia di recente acquisizione.

Per quanto riguarda i dati di archivio, l'analisi interferometrica è stata condotta utilizzando congiuntamente dati SAR acquisiti dai sensori ERS-1/2 ed ENVISAT dell'Agenzia Spaziale Europea (ESA) lungo orbite discendenti ed ascendenti, relativi al periodo maggio 1993 – ottobre 2010, su una zona di circa 95 km x 60 km che include l'area interessata dal sito di Cornegliano Laudense.

Per quanto riguarda invece il periodo marzo 2015–dicembre 2017, l'analisi interferometrica è stata effettuata utilizzando i dati acquisiti dalla costellazione Sentinel-1 (S-1) del Programma Europeo Copernicus lungo orbite discendenti ed ascendenti su una zona di circa 90 km x 60 km che include l'area interessata dal sito di Cornegliano Laudense.

Tramite l'opportuna combinazione dei risultati ottenuti dai dati SAR acquisiti su orbite ascendenti e discendenti sono state analizzate anche le componenti verticale ed Est-Ovest delle deformazioni superficiali rilevate.

Dall'analisi interferometrica effettuata con i dati ERS-1/2 ed ENVISAT su orbite sia discendenti sia ascendenti non sono stati rilavati spostamenti significativi (superiori a 2–3 mm/anno) nell'area di interesse, ad eccezione di deformazioni molto localizzate e di un significativo effetto deformativo presente nell'area di Turano Lodigiano che mostra un trend di deformazione sostanzialmente lineare, con un tasso di circa 1 cm/anno. Anche l'analisi delle mappe di velocità media di deformazione relative alle componenti verticale ed Est-Ovest dello spostamento superficiale confermano quanto già rilevato dalle elaborazioni relative alle acquisizioni effettuate dalle singole orbite discendenti ed ascendenti. Infatti, non sono stati misurati spostamenti significativi nell'area di interesse se non in corrispondenza dell'effetto deformativo presente nell'area di Turano Lodigiano. In tale zona la componente verticale della deformazione risulta essere dominante e spiega i tassi di deformazione rilevati di circa 1 cm/anno, anche se si evidenzia una zona dove gli spostamenti nella direzione Est-Ovest sono di circa 0.5 cm/anno.

L'analisi interferometrica effettuata con i dati recentemente acquisiti dai sensori SENTINEL-1 è consistente con i risultati ottenuti con i dati precedenti. Anche in questo caso, infatti, le mappe e le serie temporali di deformazione relative ai dati acquisiti da orbite discendenti ed ascendenti e non mostrano spostamenti superficiali significativi nell'area di interesse ad eccezione di deformazioni molto localizzate e del suddetto effetto deformativo presente nell'area di Turano Lodigiano che mostra, anche nelle analisi S-1, una significativa componente verticale ed un trend di

deformazione sostanzialmente lineare con un tasso di circa 1 cm/anno.

Si segnala inoltre che, non esistendo ancora una validazione estesa dei prodotti DInSAR generati a partire dai dati Sentinel-1 (anche a causa della ridotta estensione temporale delle serie acquisite) è stata effettuata una dettagliata analisi dei risultati SBAS attraverso confronti tra le misure di spostamento DInSAR e le corrispondenti misure GPS/GNSS ricavate dal database MAGNET (http://geodesy.unr.edu/magnet.php). Tali confronti hanno prodotto valori delle deviazioni standard delle differenze tra le misure di spostamento DInSAR e quelle geodetiche che sono non superiori a 0.3 cm, risultando quindi assolutamente in linea, se non migliori, rispetto alle accuratezze della tecnica SBAS riportate in letteratura. Si sottolinea altresì che nei futuri report si provvederà ad utilizzare i risultati GPS/GNSS ottenuti da OGS appena le serie temporali prodotte risulteranno essere sufficientemente estese temporalmente.

Bibliografia

AGIP (anno ignoto). Isobate del tetto delle formazioni Strati di Caviaga, Sabbie di Desana e Sabbie di Magnago, Tav.3 - Regione Lombardia. http://unmig.mise.gov.it/unmig/geotermia/inventario/allegato.asp?id=186

Altamimi, Z., Collilieux, X., e Me´tivier, L. (2011). ITRF2008: an improved solution of the international terrestrial reference frame. J. Geod., 85(8):457–473.

Altamimi, Z., Me´tivier, L., e Collilieux, X. (2012). Itrf2008 plate motion model. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 117(B7):n/a–n/a. B07402.

Basili R., G. Valensise, P. Vannoli, P. Burrato, U. Fracassi, S. Mariano, M.M. Tiberti, and 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

Benedetti, L. C., P. Tapponnier, Y. Gaudemer, I. Manighetti, and J. Van der Woerd (2003). Geomorphic evidence for an emergent active thrust along the edge of the Po Plain: The Broni-Stradella fault, J. Geophys. Res., 108(B5), 2238, doi:10.1029/2001JB001546

Berardino, P., Fornaro, G., Lanari, R., and Sansosti, E., A new Algorithm for Surface Deformation Monitoring based on Small Baseline Differential SAR Interferograms. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens, 40, 2002, pp. 2375-2383.

Blewitt, G. e Lavalle´e, D. (2002). Effect of annual signals on geodetic velocity. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 107(B7):ETG 9–1–ETG 9–11.

Boehm, J., Werl, B., e Schuh, H. (2006). Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational analysis data. J. Geophys. Res., 111(B2):9.

Bragato, P. L. e Tento, A. (2005). Local Magnitude in Northeastern Italy. Bull. Seismol. Soc. Am., 95(2):579–591.

Caciagli M., R. Camassi, S. Danesi, S. Pondrelli, and S. Salimbeni (2015). Can We Consider the 1951 Caviaga (Northern Italy) Earthquakes as Noninduced Events? *Seismol. Res.* Let., 86 (5), Early Edition, doi: 10.1785/0220150001

Caloi P., M. De Panfilis, D. Di Filippo, L. Marcelli, and M. C. Spadea (1956). Terremoti della Val Padana del 15-16 maggio 1951*, Ann. Geofis.* 9, 1, 63-105.

Cassano, E., L. Anelli, R. Fichera, V. Cappelli (1986). Pianura Padana: Interpretazione integrata di dati geofisici e geologici AGIP, in 73° Congresso Società Geologica Italiana, Società Geologica Italiana, Roma, Italy, 27 pp.

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.

Casu, F., Elefante, S., Imperatore, P., Zinno, I., Manunta, M., De Luca, C., and Lanari, R., SBAS-DInSAR parallel processing for deformation time-series computation, IEEE J Sel. Top. Appl. Earth Obs. Remote Sens., 7(8), 2014, pp. 3285–3296.

Casu, F., Manzo, M., and Lanari, R., A quantitative assessment of the SBAS algorithm performance for surface deformation retrieval from DInSAR data, Remote Sens Environ 102 (3–4), 2006, pp. 195–210.

Channell J.E.T., B. D' Argenio, and F. Horvath (1979). Adria, the African promontory, in Mesozoic Mediterranean paleogeography. *Earth Sciences Reviews*, v.15, pp. 213-292.

Colombo D., P. Farina, S. Moretti, G. Nico, C. Prati, Land subsidence in the Firenze-Prato-Pistoia basin measured by means of spaceborne SAR interferometry, Proc. of IGARSS 2003 – International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Toulouse (France), pp. 2927 – 2929.

D'Auria, L., Pepe, S., Castaldo, R., Giudicepietro, F., Macedonio, G., Ricciolino, P., Tizzani, P., Casu, F., Lanari, R., Manzo, M., Martini, M., Sansosti, E. and Zinno, I., Magma injection beneath the urban area of Naples: a new mechanism for the 2012-2013 volcanic unrest at Campi Flegrei caldera, Scientific Reports, 5, 13100, 2015.

Dercourt J., L. P. Zonenshain, L. E. Ricou, and B. Vrielynck (1986). Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123, 241–315.

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

Franceschina G., Augliera P., Lovati S., and Massa M. (2015). Surface seismic monitoring of a natural gas storage reservoir in the Po Plain (northern Italy). Boll. Geofis. Teor. Appl., 56 (4), 489-504, DOI 10.4430/bgta0165

Garbin, M., and E. Priolo (2013). Seismic event recognition in the Trentino area (Italy): Performance analysis of a new semi-automatic system, Seismol. Res. Lett. 84, 65–74, doi: 10.1785/0220120025.

Goertz-Allmann, B. P., Edwards, B., Bethmann, F., Deichmann, N., Clinton, J., Fäh, D., Giardini, D. (2011). A new empirical magnitude scaling relation for Switzerland. Bull. Seis. Soc. Am., 101 (6): 3088-3095. DOI: https://doi.org/10.1785/0120100291

Gruppo di Lavoro MPS (2004). Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 20 marzo 2003. Rapporto Conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile, INGV, Milano-Roma, aprile 2004, 65 pp. + 5 appendici.

ISPRA (2015). Modello geologico 3D e geopotenziali della Pianura Padana centrale (Progetto GeoMol). Rapporti ISPRA, 234/2015, pp. 104 e Appendice. ISPRA - Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale. http://www.isprambiente.gov.it/it/pubblicazioni/rapporti/modello-geologico-3d-e-geopotenziali-della-pianura-padana-centrale-progetto-geomol

Herring, T. A., King, R. W., Floyd, M. A., e McClusky, S. C. (2015). G A M I T Reference Manual. Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences MIT, 77 Massachusetts Ave, Cambridge, MA 02139, USA.

Hutton, L. K. and Boore, D. M. (1987). The ML scale in Southern California. Nature, 271: 411–414, doi:10.1038/271411a0.

King, R. W., Dong, D., Herring, T. A.(1998). Estimating regional deformation from a combination of space and terrestrial geodetic data, Journal of Geodesy, 72 (4),200-214. Doi:10.1007/s001900050161

Lahr, J. C. (1984). HYPOELLIPSE/VAX: A Computer Program for Determining Local Earthquake Hypocentral Parameters, Magnitude and First-Motion Pattern, US Geological Survey Open-File Report, 84-519, 76 pp.

Lanari, R., Casu, F., Manzo, M., and Lundgren, P., Application of the SBAS-DInSAR technique to fault creep: A case study of the Hayward fault, California, Remote Sens. Environ. 109, (1), 2007, pp. 20-28.

Lanari, R., Casu, F., Manzo, M., Zeni, G., Berardino, P., Manunta, M., and Pepe, A., An Overview of the Small BAseline Subset Algorithm: a DInSAR Technique for Surface Deformation Analysis, Pure and Applied Geophysics (PAGEOPH), 164, 4, 2007, pp. 637-661.

Lavecchia G, R. De Nardis, G. Costa, L. Tiberi, F. Ferrarini, D. Cirillo, F. Brozzetti, and P. Suhadolc (2015). Was the Mirandola thrust really involved in the Emilia 2012 seismic sequence (northern Italy)? Implications on the likelihood of triggered seismicity effects. Boll. Geofis. Teor. Appl., 56 (4), 461- 488; DOI 10.4430/bgta0162

Lee, W. H. K. e Lahr, J. C. (1975). Hypo71 (revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes. USGS Open File Report 75-311, Menlo Park.

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

Maesano, F. E., D'Ambrogi, C., Burrato, P., Toscani, G. (2015). Slip-rates of blind thrusts in slow deforming areas: Examples from the Po Plain (Italy). Tectonophysics, 643, 8–25.

Manzo, M., Ricciardi, G. P., Casu, F., Ventura, G., Zeni, G., Borgström, S., Berardino, P., Del Gaudio, C., and Lanari, R., Surface deformation analysis in the Ischia island (Italy) based on spaceborne radar interferometry, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 151, 2006, pp. 399–416.

McNamara, D.E. and R.P. Buland (2004). Ambient Noise Levels in the Continental United States, Bull. Seism. Soc. Am., 94, 4, 1517-1527.

McNamara, D. E., R.I. Boaz (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, 30p.

MiSE-UNMIG (2014). Indirizzi e linee guida per il monitoraggio della sismicità, delle

deformazioni del suolo e delle pressioni di poro nell'ambito delle attività antropiche, 38 pp.; http://unmig.sviluppoeconomico.gov.it/unmig/agenda/upload/85_238.pdf

National Research Council (2013). Induced Seismicity Potential in Energy Technologies. Natl. Acad. Press, Washington, D. C., doi:10.17226/13355.

Peterson, J., 1993. Observations and modeling of seismic background noise. U.S. Geol. Survey Open-File Report 93-322, 95 pp.

Pieri M. & Groppi G. (1981). Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy. *CNR, Prog. Final. Geodinamica,* pubbl. n. 414, Napoli.

Priolo E. (Resp. Scient.) (2013). *Relazione inerente il completamento del ciclo di monitoraggio (1° anno).* OGS, Sgonico, 24 maggio 2013. *Rel. 2013/54 Sez. CRS 17.*

Priolo E. (Resp. Scient.) (2017). *Progetto per la realizzazione dell'infrastruttura di monitoraggio sismico per la concessione di stoccaggio di gas naturale "Cornegliano Stoccaggio" presso Cornegliano Laudense (LO*). Relazione conclusiva sulla realizzazione dell'infrastruttura. OGS, Sgonico, 6 febbraio 2017. Rel. OGS 2017/13 Sez. CRS 3.

Priolo E., Laurenzano G., Barnaba C., Bernardi P., Moratto L. and Spinelli A. (2012). OASIS - The OGS Archive System of Instrumental Seismology. In: M. Mucciarelli (Ed.), Tecniche Speditive per la Stima dell'Amplificazione Sismica, Studi teorici ed applicazioni professionali, Aracne Ed., 431-445.

Priolo E., Laurenzano G., Barnaba C., Bernardi P., Moratto L. and Spinelli A. (2015a). OASIS - The OGS Archive System of Instrumental Seismology. Seismological Research Letters, 86, 978-984, doi: 10.1785/0220140175. Available at http://srl.geoscienceworld.org/content/early/2015/02/18/0220140175.full.pdf.

Priolo E., Romanelli M., Plasencia-Linares M. P., Garbin M., Peruzza L., Romano M. A., Marotta P., Bernardi P., Moratto L., Zuliani D. and Fabris P. (2015b). Seismic Monitoring of an Underground Natural Gas Storage Facility – The Collalto Seismic Network. *Seismological Research Letters,* 86, 1, 109-123 + Electronic Supplement.

Richter, C. F. (1935). An Instrumental Earthquake Magnitude Scale. Bull. Seis. Soc. Am., 25 (1): 1–32.

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

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

Serpelloni, E., M. Anzidei, P. Baldi, G. Casula, and A. Galvani (2005). Crustal velocity and strain-rate fields in Italy and surrounding re- gions: New results from the analysis of permanent and non-perma- nent GPS networks, Geophys. J. Int. 161, 861–880.

Stucchi M., Meletti C., Montaldo V., Crowley H., Calvi G.M. and Boschi E. (2011). Seismic hazard assessment (2003-2009) for the Italian building code. Bull. Seismol. Soc. Am., 101, 4, 1885-1911, DOI:10.1785/0120100130.

Talwani, P., L. Chen, and K. Gahalaut (2007). Seismogenic permeability, k_s. J. Geophys. Res., 112, B07309, doi:10.1029/2006JB004665.

Tizzani, P., et al. (2013), New insights into the 2012 Emilia (Italy) seismic sequence through advanced numerical modeling of ground deformation InSAR measurements, Geophys. Res. Lett., 40, 1971–1977, doi:10.1002/grl.50290.

Trasatti, E., Casu, F., Giunchi, C., Pepe, S., Solaro, G., Tagliaventi, S., Berardino, P., Manzo, M., Pepe, A., Ricciardi, G. P., Sansosti, E., Tizzani, P., Zeni, G., and Lanari, R., The 2004-2006 uplift episode at Campi Flegrei caldera (Italy): Constraints from SBAS-DInSAR ENVISAT data and Bayesian source inference, Geophys. Res. Lett., 35, L073078, 2008.

Tregoning, P. e van Dam, T. (2005). Atmospheric pressure loading corrections applied to GPS data at the observation level. Geophys. Res. Lett., 32(22):4.

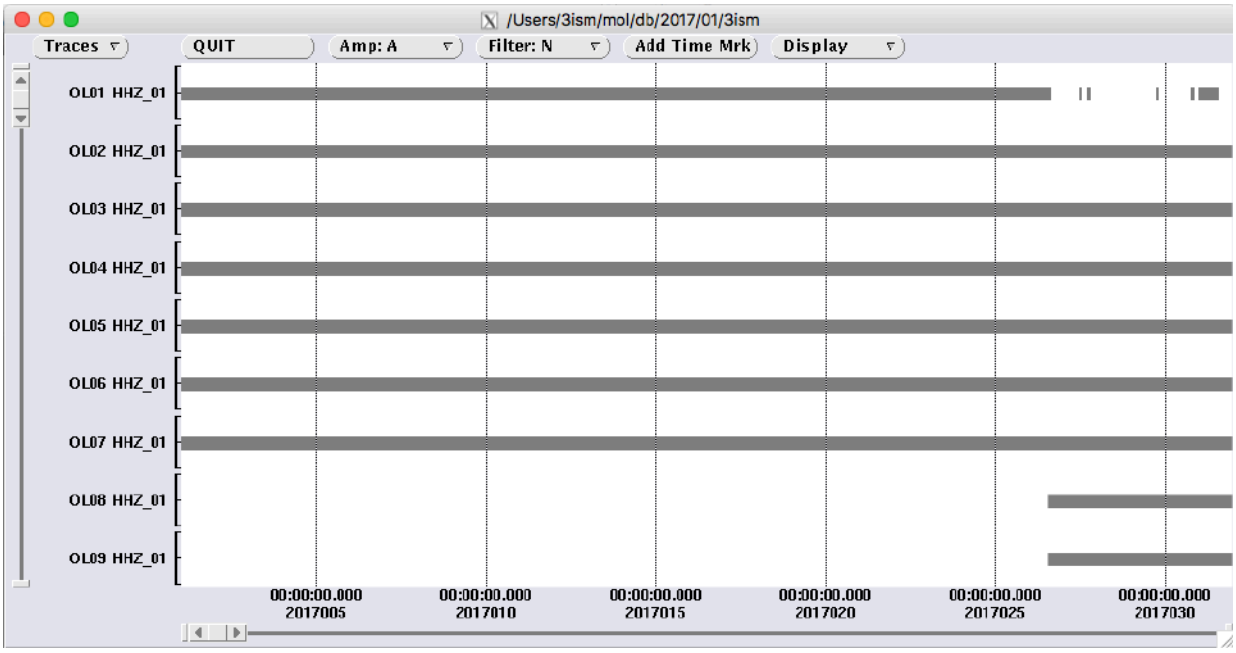
Vannoli P., P. Burrato, and G. Valensise (2014). The seismotectonic of the Po Plain (northern Italy): tectonic diversity in a blind faulting domain. *Pure and Applied Geophysics*, 172 (5), 1105-1142, doi: 10.1007/s00024-014-0873-0.

Zerbini, S., Matonti, F., Raicich, F., Richter, B., e van Dam, T. (2004). Observing and assessing nontidal ocean loading using ocean, continuous GPS and gravity data in the Adriatic area. Geophys. Res. Lett., 31:5.

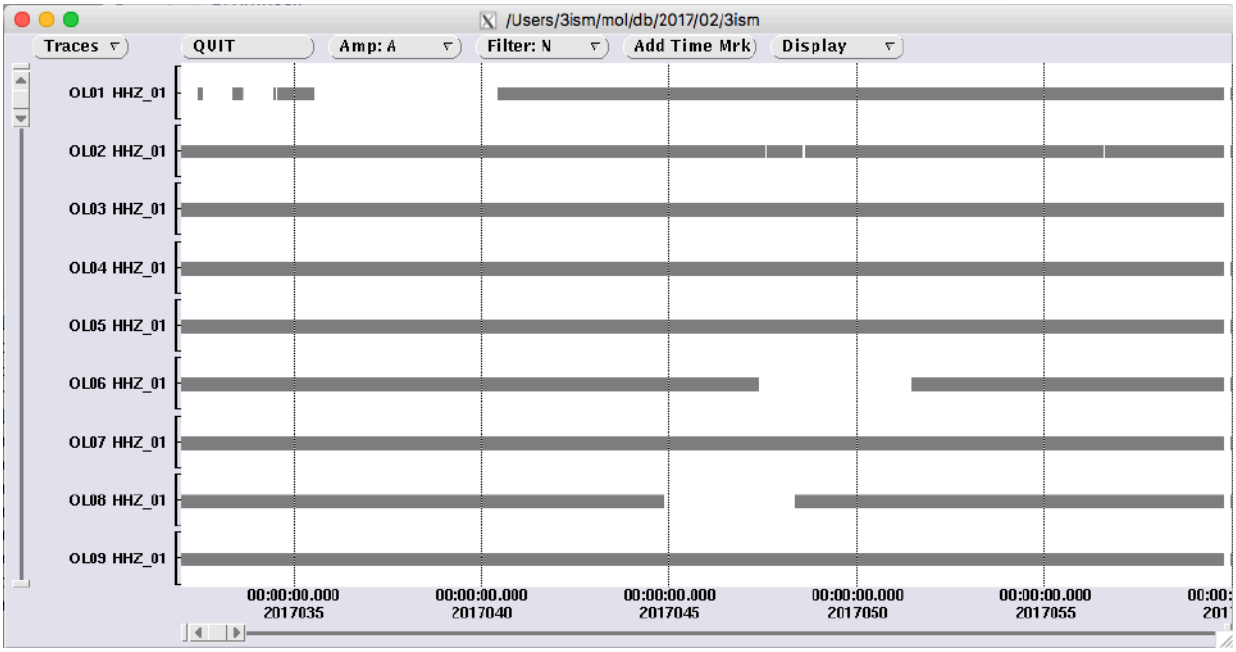
Appendice A – Disponibilità dei dati registrati dalla RMCL

I grafici raffigurano la disponibilità dei dati registrati dalle stazioni della Rete di Monitoraggio di Cornegliano Laudense (RMCL) nel periodo 1 gennaio – 31 dicembre 2017, considerato in questa relazione. Ogni tabella si riferisce a un mese. Le barre orizzontali grigie indicano la disponibilità dei dati per le stazioni corrispondenti (codice OL##). L'ascissa indica il tempo nel formato anno-giorno (aaaaggg), dove il giorno è il giorno progressivo dell'anno (es: 2017121 corrisponde al 1 Maggio 2017).

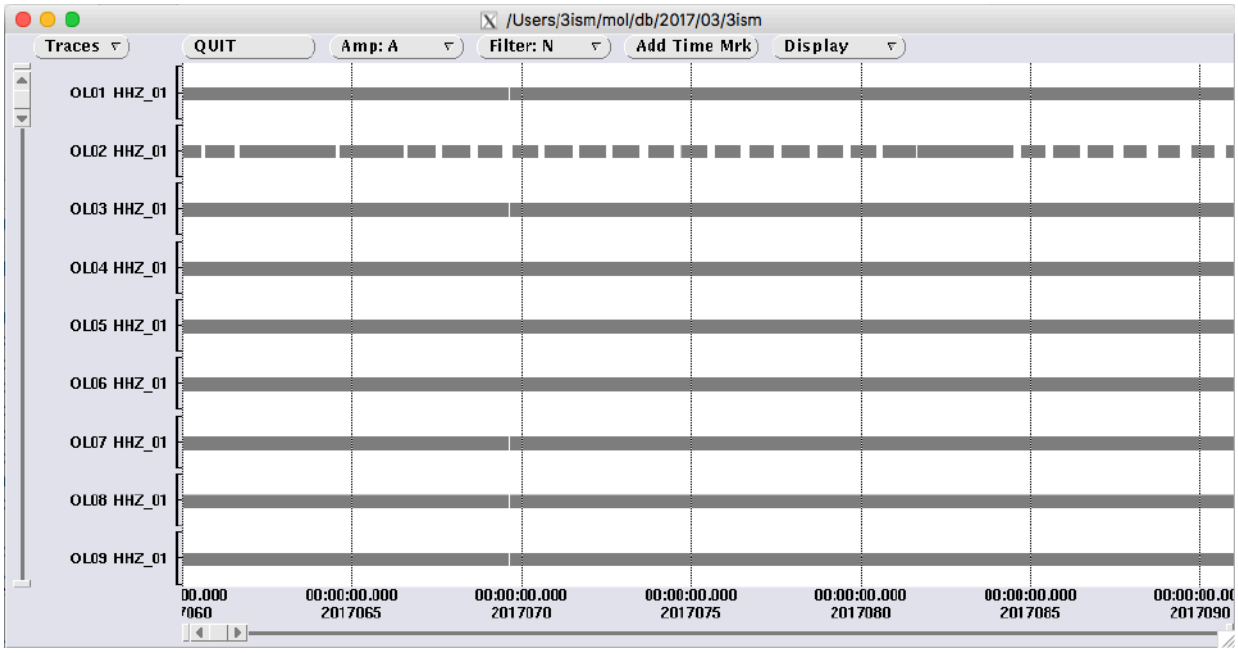
Gennaio 2017
giorni 2017001-2017031



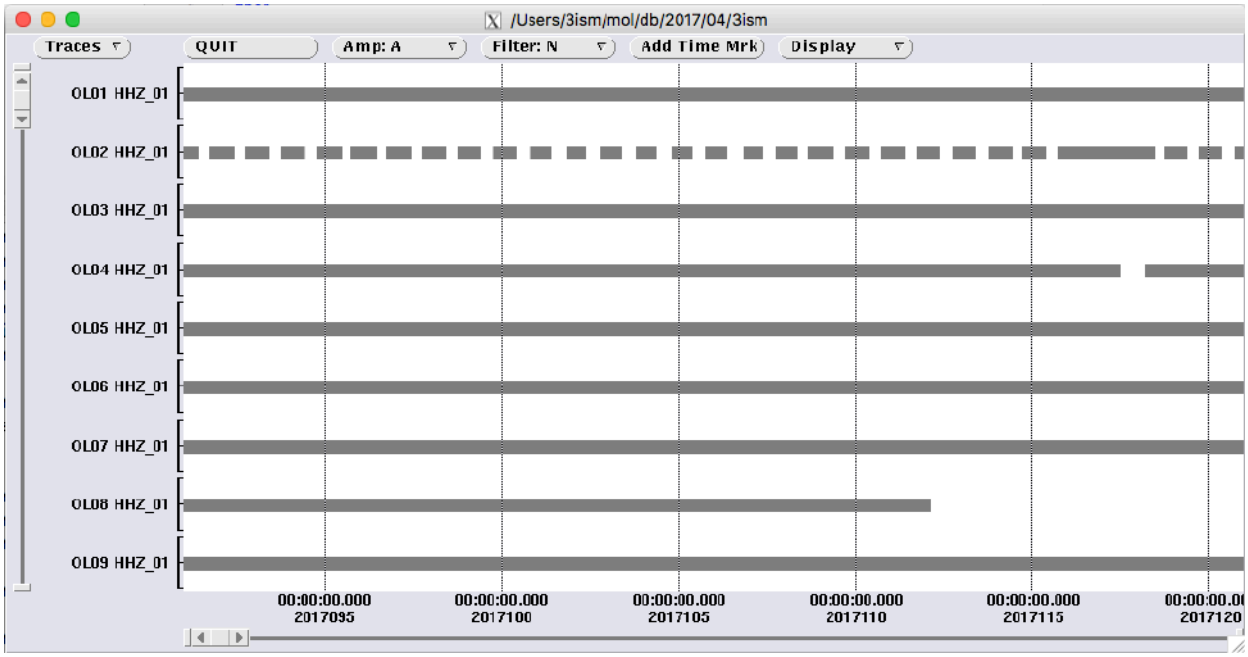
Febbraio 2017
giorni 2017032-2017059



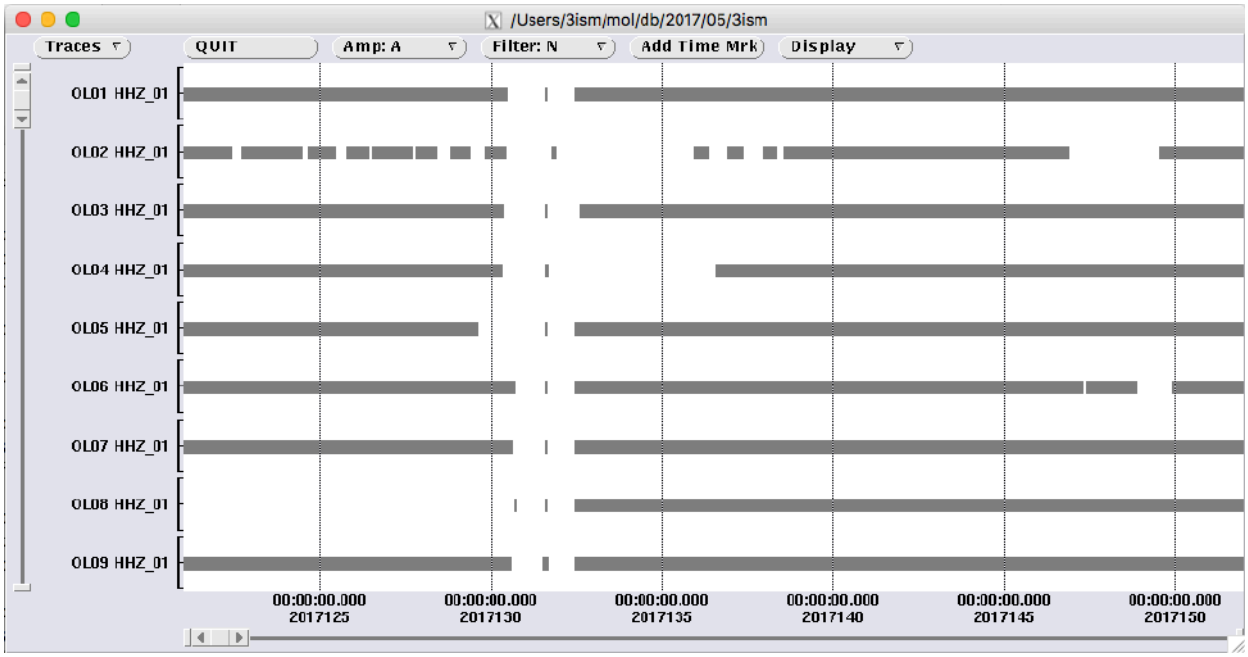
Marzo 2017
giorni 2017060-2017090



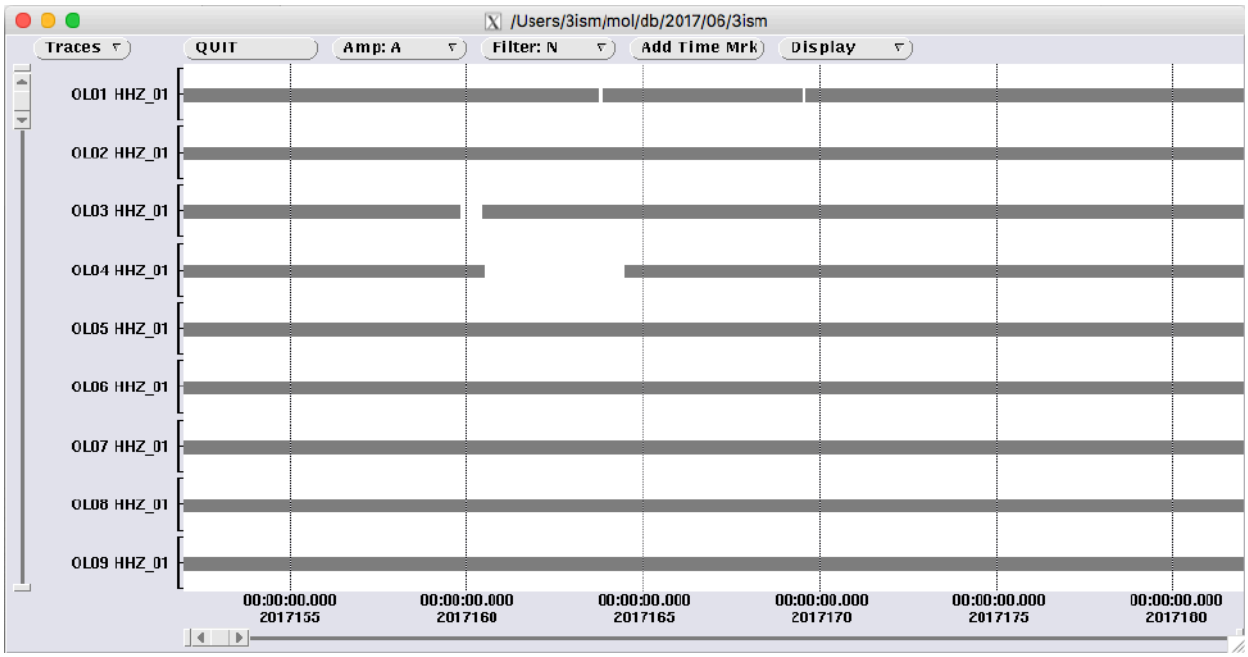
Aprile 2017
giorni 2017091-2017120



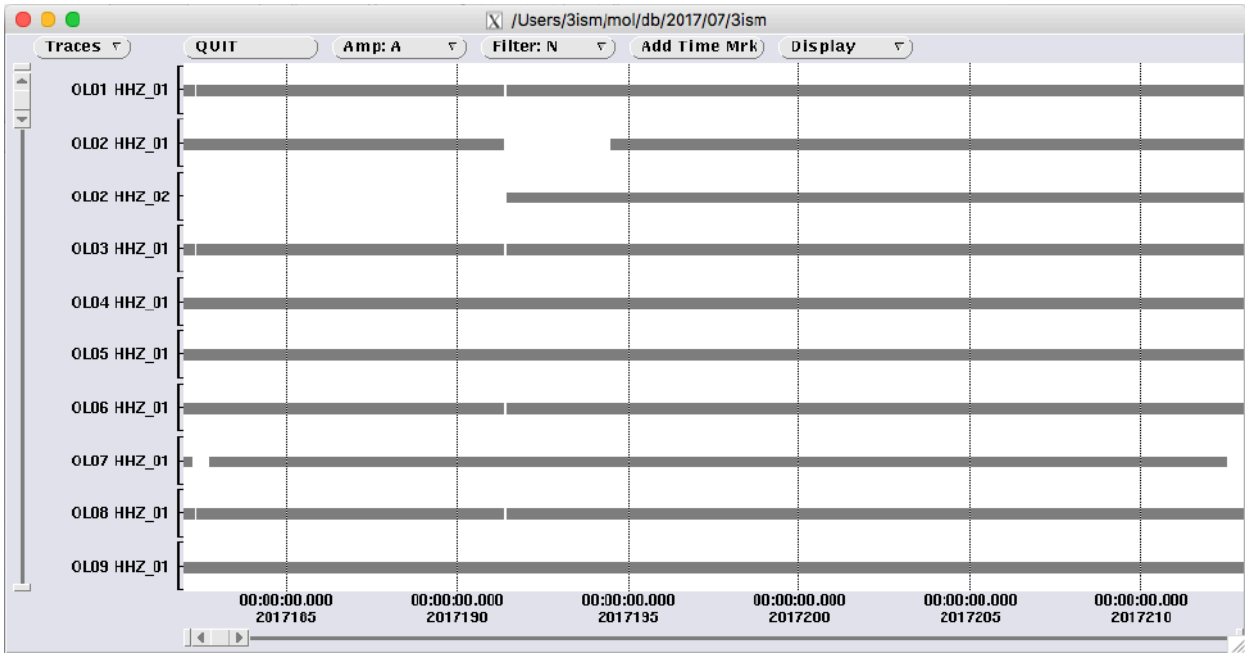
Maggio 2017
giorni 2017121-2017151



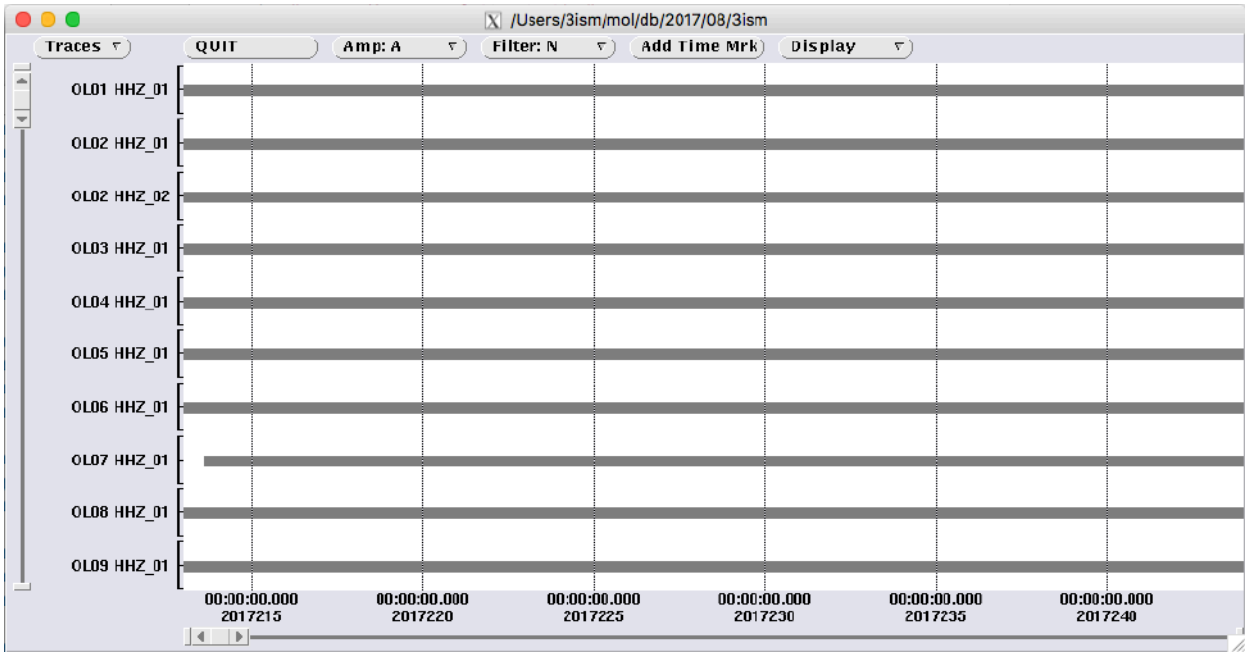
Giugno 2017
giorni 2017152-2017181



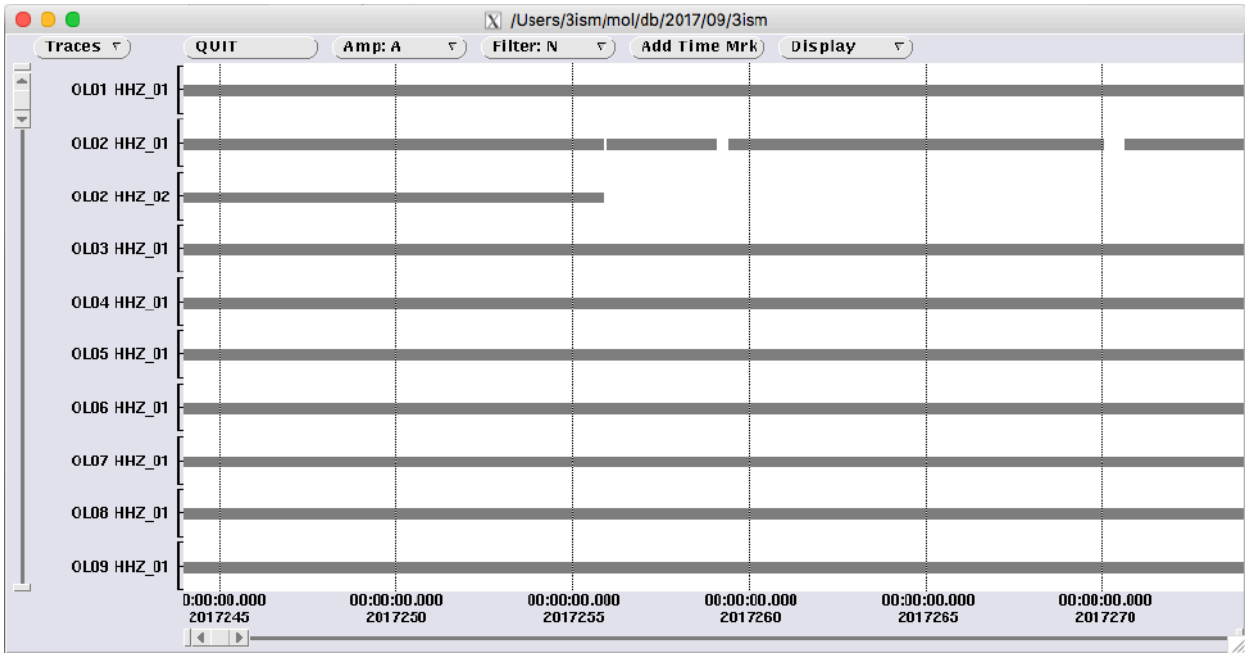
Luglio 2017
giorni 2017182-2017212



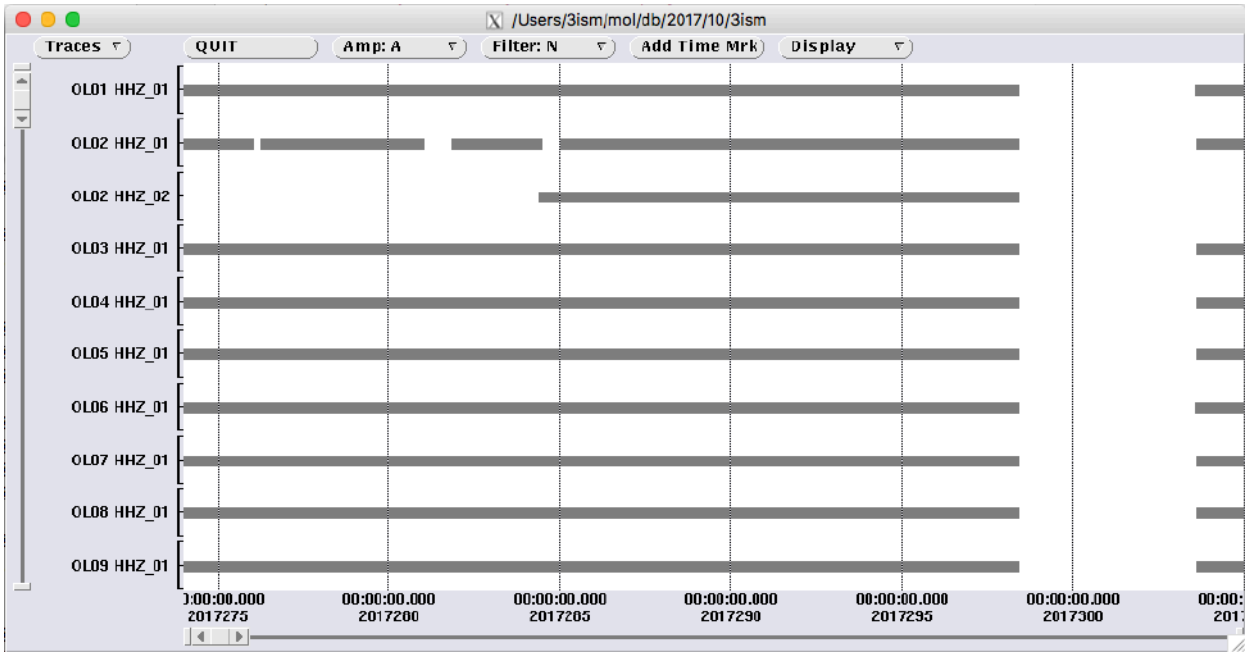
Agosto 2017
giorni 2017213-2017243



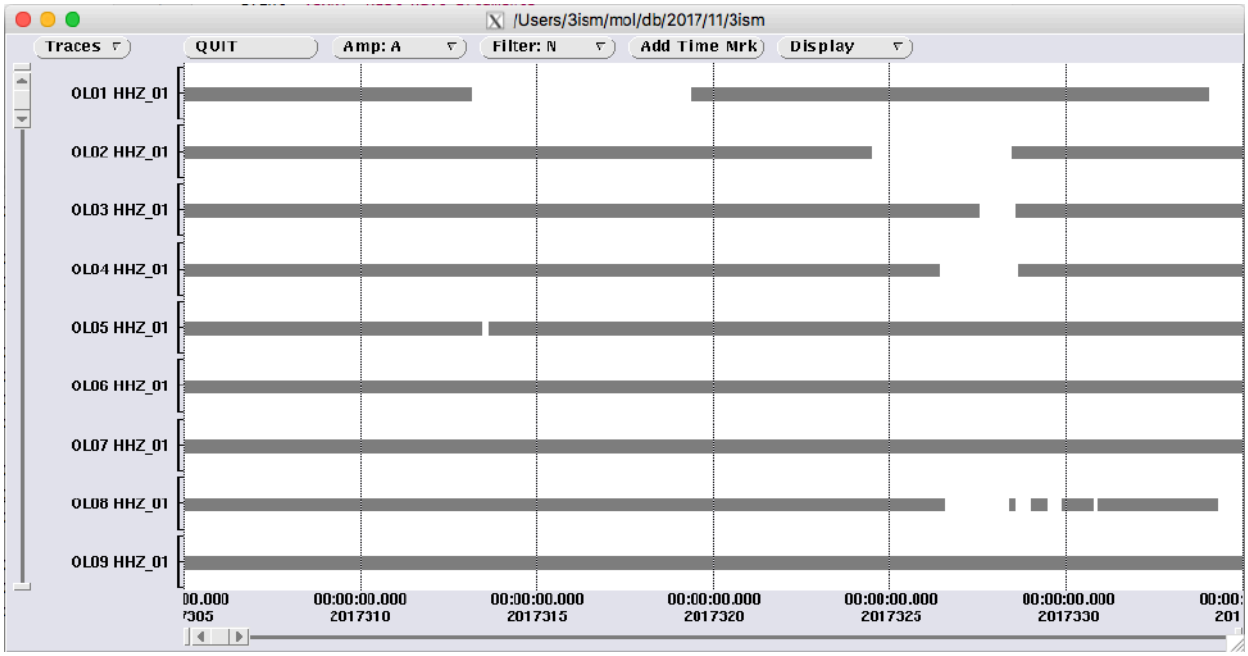
Settembre 2017
giorni 2017244-2017273



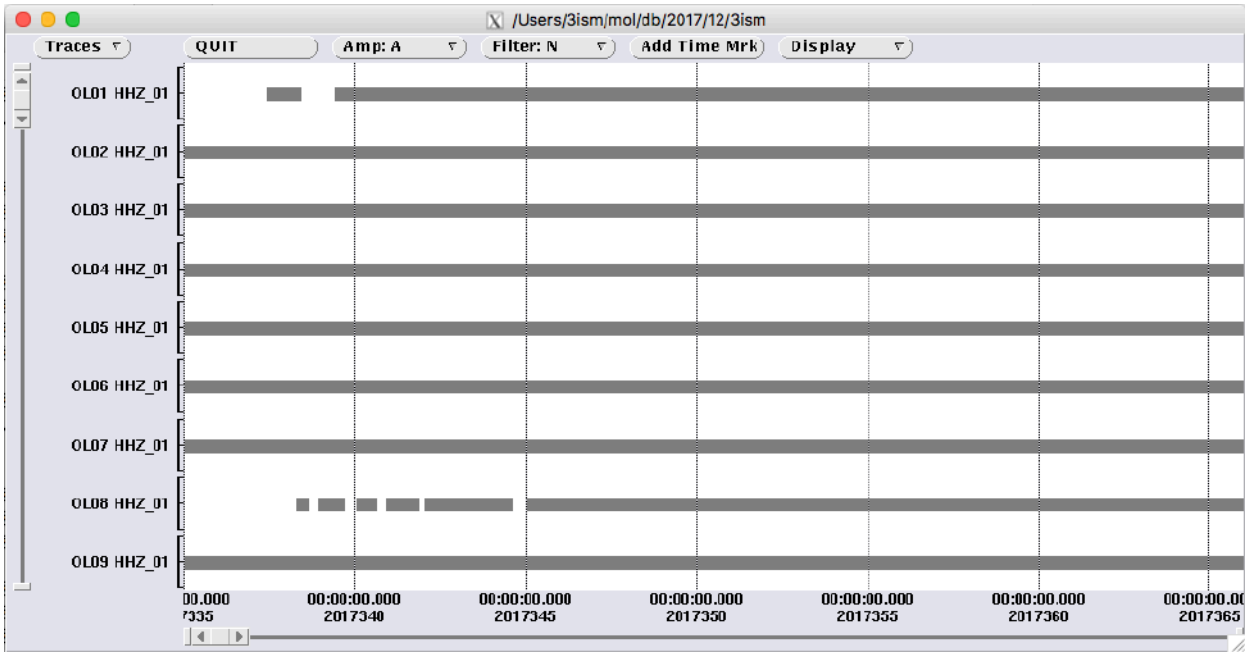
Ottobre 2017
giorni 2017274-2017304



Novembre 2017
giorni 2017305-2017334



Dicembre 2017
giorni 2017335-2017365



Appendice B – Dettagli sul metodo PQLX

Qui di seguito riportiamo alcuni dettagli sul metodo PQLX. L'algoritmo utilizzato per il calcolo della distribuzione della densità spettrale di potenza è quello sviluppato per definire il modello a basso rumore del Laboratorio sismologico dell'Albuquerque (ASL) dell'USGS (Peterson, 1993).

Vengono elaborati segmenti di serie temporali lunghi un'ora, continui e sovrapposti (50%), senza operare alcuna rimozione di terremoti, transienti di sistema e anomalie nei dati. La funzione di trasferimento dello strumento viene rimossa da ciascun segmento, producendo un'accelerazione al suolo in modo da risultare confrontabile con le curve di alto e basso rumore medio (LNM/HNM). Ogni serie temporale oraria è divisa in 13 segmenti, ciascuno della durata di circa 15 minuti con sovrapposizione del 75%. Ogni segmento viene trattato rimuovendo la media, il trend di lungo periodo, applicando un *tapering* con una funzione sinusoidale del 10% e trasformandolo nel domino delle frequenze con un algoritmo FFT (Bendat e Piersol, 1971). I segmenti vengono quindi mediati per fornire un PSD per ogni segmento di serie temporale di 1 ora.

Per ciascun canale, le distribuzioni di frequenza grezze sono costruite raccogliendo i singoli PSD nel seguente modo: periodi di "binning" a intervalli di un'ottava e "binning" di potenza a intervalli di 1 dB. Ogni bin di distribuzione di frequenza grezzo viene normalizzato sul numero totale di PSD per la costruzione di un PDF.

La probabilità di accadimento di una data potenza in un particolare periodo viene tracciata per un confronto diretto con i modelli di Peterson (1993) o McNamara and Buland (2004) ad alto e basso rumore (HNM, LNM).

Appendice C – Grafici delle PDF del segnale sismico

In questo capitolo sono riportate per tutte le stazioni della RMCL i grafici annuali delle *Probability Density Function* (PDF) stimati per l'anno 2017 utilizzando le PSD calcolate attraverso il software PQLX. Le tre Figure C.1, C.2, e C.3 mostrano rispettivamente i grafici ottenuti per la componente verticale HHZ e le due componenti orizzontali HHE e HHN.

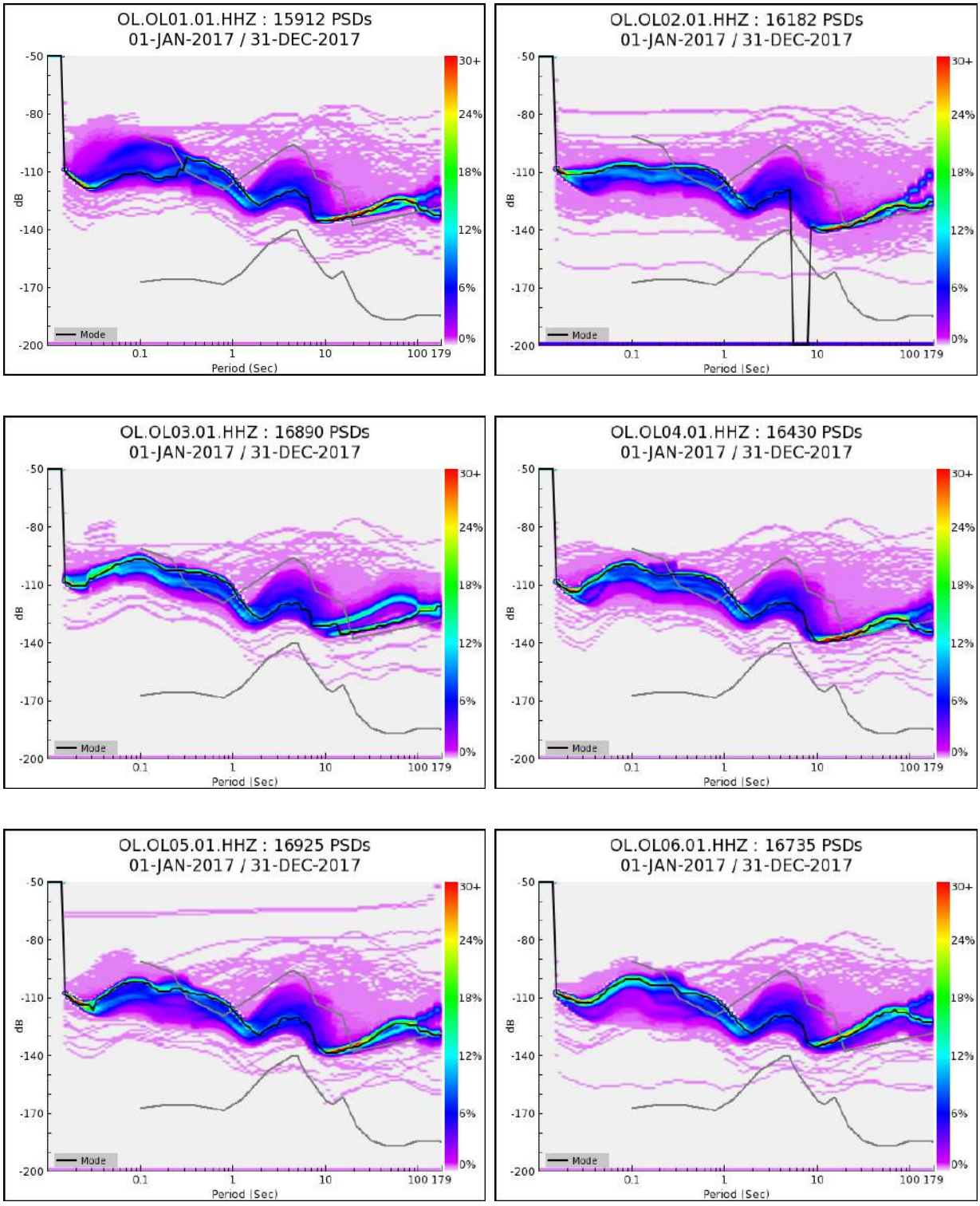


Figura C.1 *– Probability Density Function (PDF) per le 9 stazioni della rete OL, componente verticale HHZ, costruita utilizzando le Power Spectral Density (PSD) dei dati di rumore registrati nel periodo compreso tra il 1° gennaio 2017 e il 31 dicembre 2017. Altri dettagli come in Figura 4 e nel testo del Capitolo 1.3.* *Continua alla pagina successiva.*

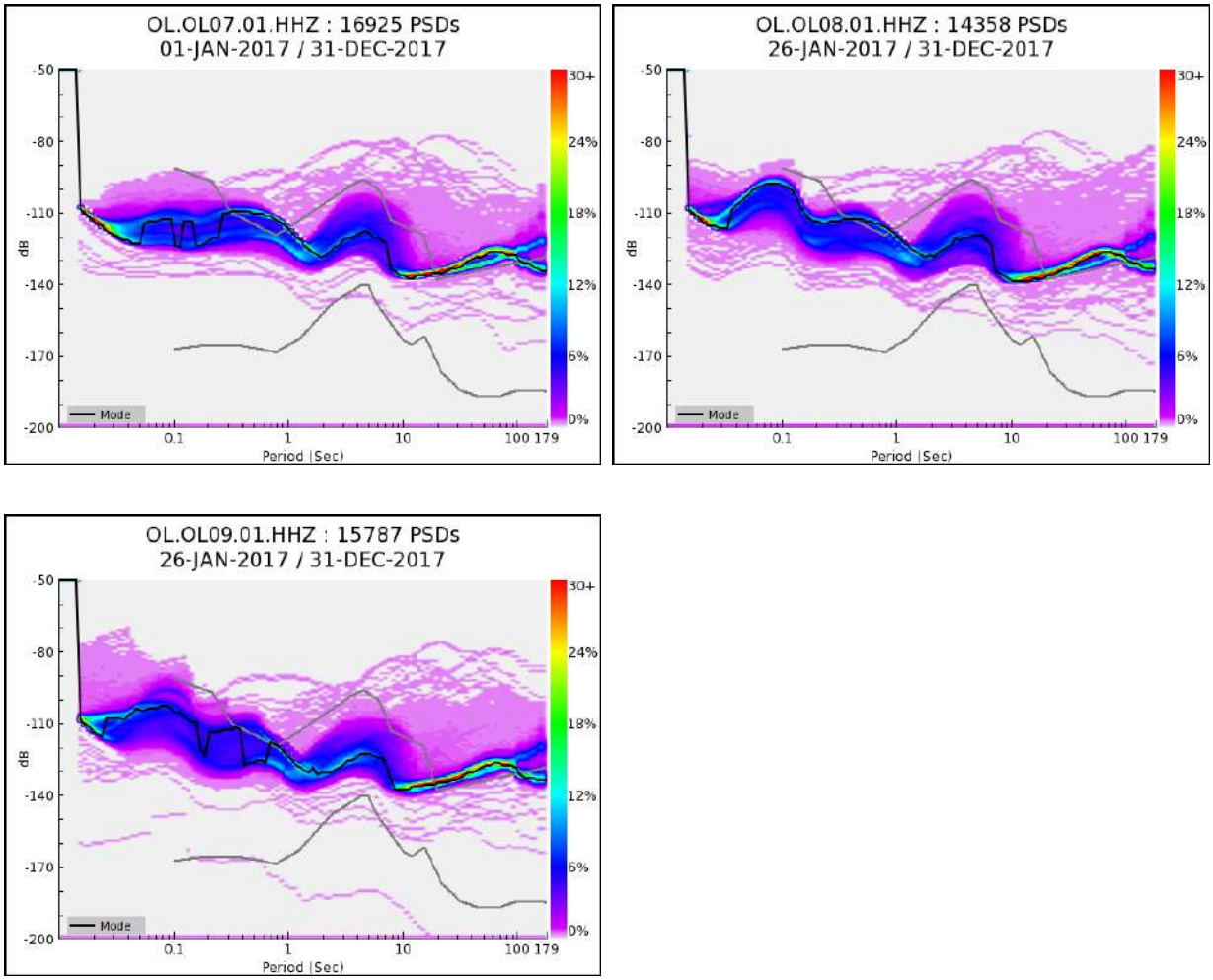


Figura C.1, continua dalla pagina precedente.

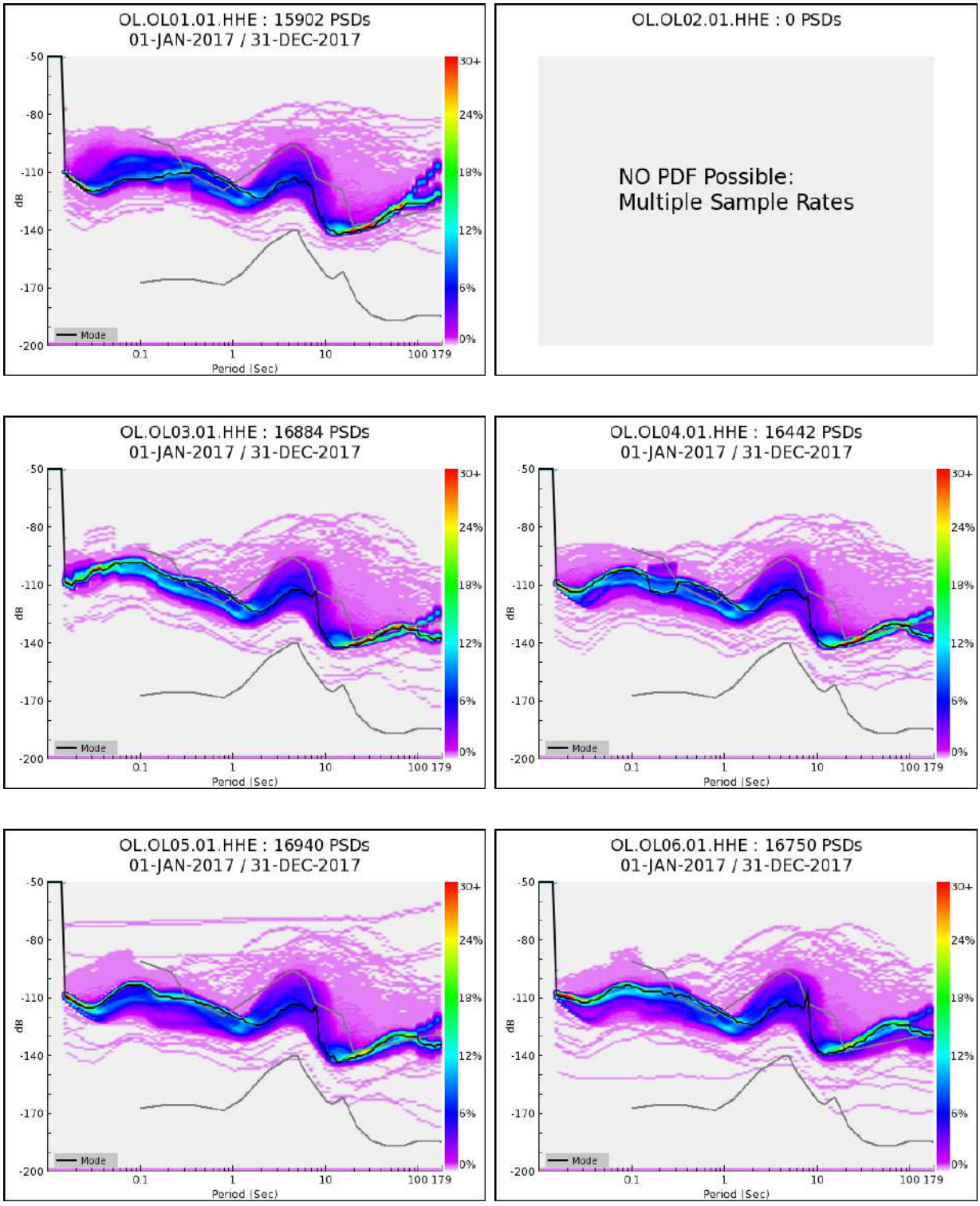
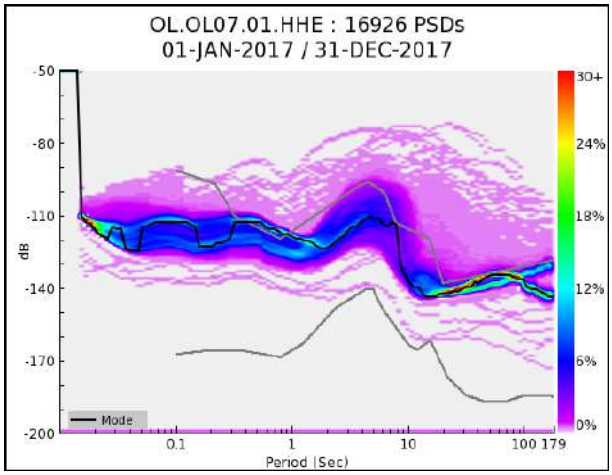
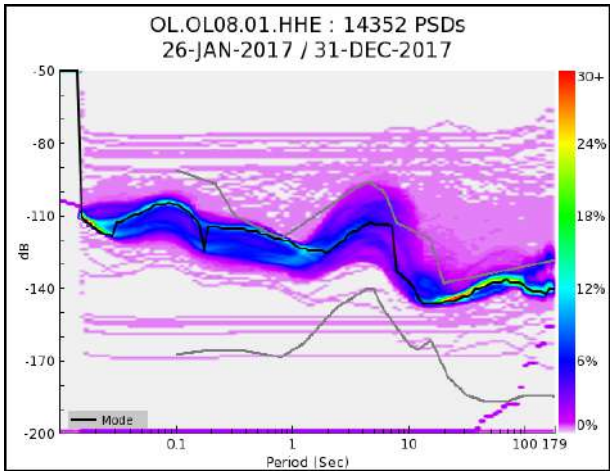


Figura C.2 *– Come Figura C.1, ma per la componente orizzontale HHN. Continua alla pagina successiva.*





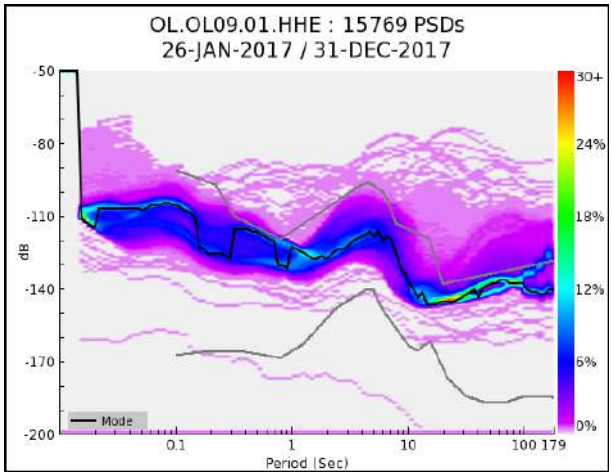


Figura C.2, continua dalla pagina precedente.

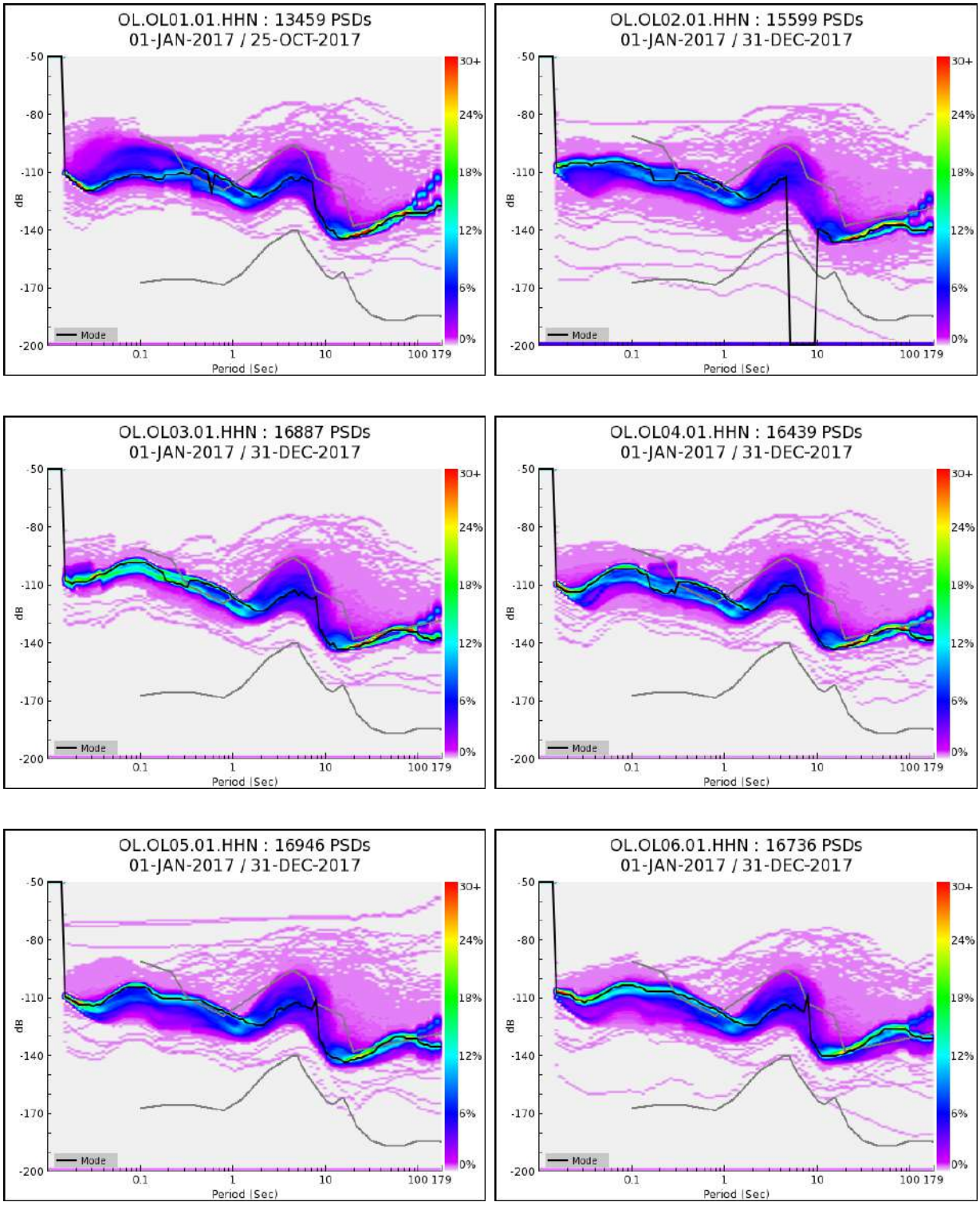
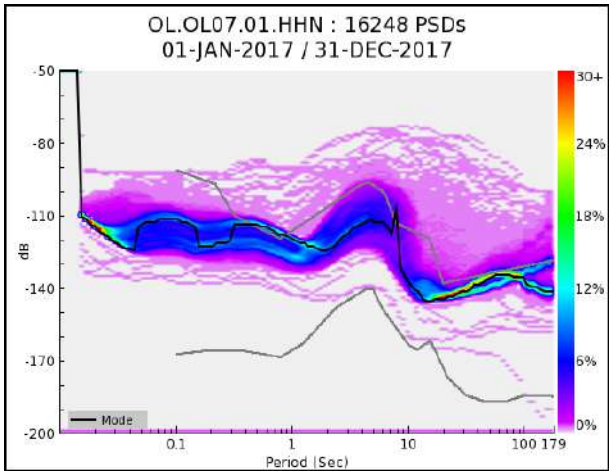
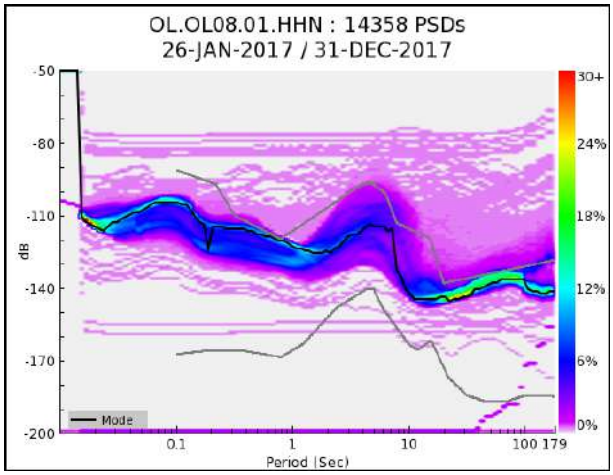


Figura C.3 *– Come Figura C.1, ma per la componente orizzontale HHE. Continua alla pagina successiva.*





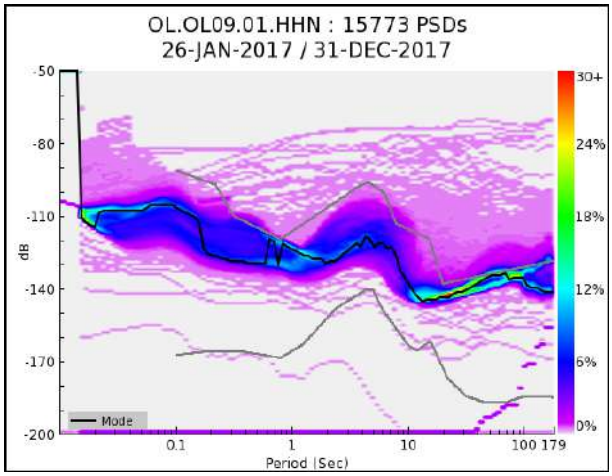


Figura C.3, continua dalla pagina precedente.

Appendice D – Catalogo dei terremoti nell'area di interesse della RMCL

In questo supplemento elettronico sono raccolti i parametri sintetici degli eventi che si sono verificati nell'area di interesse della Rete di Monitoraggio di Cornegliano Laudense, come estratti a partire dai cataloghi nazionali e regionali. In particolare nel foglio denominato Selezione INGV compaiono gli eventi derivanti dai database dell'Istituto Nazionale di Geofiscia e Vulcanologia (INGV), selezionati con i criteri temporali descritti nel testo principale in relazione alle diverse fonti. Nel foglio denominato Selezione UNIGE compaiono le localizzazioni fornite dalla Rete Sismica Regionale dell'Italia Nord Occidentale (RSNI). Nel foglio Area Estesa sono invece confrontate le soluzioni per gli eventi appartenenti ad un areale di raggio 30 km attorno all'impianto di stoccaggio, fornite rispettivamente dalla RSNI e da INGV con i vari cataloghi.

Formato dei dati

N = numero progressivo dell'evento (in ordine cronologico)

Year = tempo origine (anno)
Month = tempo origine (mese)
Day = tempo origine (giorno)
HH = tempo origine (ora)
MM = tempo origine (minuti)
SS = tempo origine (secondi)

Area = area epicentrale o area con gli effetti macrosismici maggiori
Lat = latitudine
Lon = longitudine
Dep = profondità

Mag = magnitudo
Type = tipo di magnitudo

Source = riferimento bibliografico
CPTI15 = Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (Rovida et al., 2016)
CSI1.1 = Catalogo della Sismicità Italiana (Castello, 2006)
BSI = Bollettino Sismico Italiano – INGV (http://cnt.rm.ingv.it/)
RSNI = Bollettino della Rete Sismica dell'Italia Nord-occidentale, Università di Genova, http://www.distav.unige.it/rsni/ITA/

Bibliografia

Castello, B., G. Selvaggi, C. Chiarabba and A. Amato, (2006) CSI Catalogo della sismicità italiana 1981-2002, versione 1.1. INGV-CNT, Roma.

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

Legenda

Gli identificativi di evento e parametri essenziali dei terremoti sono indicati come nelle rispettive selezioni

X evento comune al catalogo nazionale e regionale, entro l'Area estesa

X, O evento comune ai cataloghi nazionale e regionale

evento che ricade esternamente alla Area Estesa di 30 km di raggio dall'impianto

Delta LOC Distanza delle rispettive localizzazioni epicentrali (km)

Delta MAG (se ombreggiato: evento non fornito del valore di magnitudo)

FONTE DATI RSNI (DISTAV, UNIGE)							CONFRONTO		
N	DATE	TIME	LAT	LON	DEPTH	MAG	Common EC	Delta LOC	Delta MAG
1	83 3 8	242	45,068	9,645	0	2,7	X, O	39,4	0,0
2	84 5 1	1151	45,228	9,278	3	2,5			
3	84 5 1	1759	45,177	9,260	0	2,7			
17	901117	1920	45,495	9,322	0	2,7			
18	91 729	1837	45,453	9,352	0	3,0	X	4,1	0,2
30	9111 5	516	45,537	9,527	0	3,2	X	4,9	0,5
45	92 7 6	1125	45,205	9,377	3	2,9	X, O	23,4	-0,1
47	93 2 9	1849	45,368	9,200	0	0,0	X	8,1	-2,4
50	941028	0	45,067	9,283	1	3,2	X, O	9,7	-0,2
59	95 8 9	2159	45,033	9,487	1	2,9	X, O	6,8	-0,1
64	980521	1127	45,050	9,296	4	2,8	X, O	15,9	0,0
65	980823	2239	45,087	9,518	15,9	3,1	X, O	19,1	0,2
68	991226	54	45,536	9,387	6,8	3,2	X	8,0	0,3
76	2 221	1033	45,018	9,457	10,8	3,0	X, O	5,2	-0,1
78	3 429	247	45,423	9,602	1,6	2,7	X	20,8	0,3
84	70917	1843	45,440	9,407	38,0	3,2	X	3,9	0,4
85	71205	1634	45,324	9,416	5,3	2,8	X	5,2	-0,2
88	81110	142	45,031	9,399	5,0	2,4	X, O	5,2	-0,3
98	100730	1905	45,451	9,284	4,0	2,2	X	8,4	-0,1
99	101115	1222	45,076	9,370	25,9	2,2	X, O	21,7	-0,1
100	110110	1112	45,383	9,154	46,9	1,6	X	12,5	0,1
104	110902	449	45,473	9,333	36,7	1,6			
105	110906	2146	45,399	9,393	12,8	2,0	X	1,1	-0,3
106	110910	2314	45,533	9,361	55,1	2,4	X	5,8	0,0
114	130304	500	45,535	9,399	55,1	1,7	X	2,0	0,1
115	130809	2247	45,391	9,373	28,3	2,2	X	3,3	0,0
123	150908	1855	45,073	9,460	17,7	0,0	X, O	11,3	-1,6
125	150922	1241	45,497	9,251	38,6	2,4	X	2,8	0,1
127	151027	155	45,482	9,560	43,6	1,9	X	3,1	-0,2
128	151214	923	45,288	9,611	23,8	2,2	X	1,3	-0,4
129	160326	910	45,387	9,499	30,8	1,8	X	3,0	-0,2
132	160615	227	45,466	9,214	22,7	2,9	X, O	3,6	0,2
133	160910	1513	45,479	9,659	34,7	0,0			
134	160910	1513	45,460	9,641	30,7	2,8	X	1,8	-0,5
136	170523	416	45,509	9,322	36,7	2,0	X	1,8	0,1
				N. eventi comuni			**30**	**30**	**28**
				Media				**8,8**	**-0,01**
				Std.dev				**8,7**	**0,24**

FONTE DATI RSNC (INGV)													
N	YEAR	MONTH	DAY	HH	MM	SS	AREA	LAT	LON	DEP	MAG	TYPE	SOURCE
46	1983	2	9	16	42	21,42		45,406	9,569	22,6	2,5	MIREG	CSI1.1
47	1983	3	8	2	42	34,46		44,999	9,153	24,56	2,7		CSI1.1
49	1983	3	25	5	5	45,61		45,310	9,689	7,5	1,7	MCSTI	CSI1.1
52	1983	6	17	18	30	38,88		45,440	9,477	11,1	99,0		CSI1.1
55	1983	12	3	22	8	5,73		45,441	9,363	22,0	2,0	MIREG	CSI1.1
60	1984	10	11	6	50	49,77		45,493	9,604	9,6	99,0	MIREG	CSI1.1
76	1986	7	17	9	44	41,00	1 km E Casaletto Ceredano (CR)	45,323	9,633	19,7	2,6	Md	BSI
78	1986	9	20	13	0	0,01	2 km E Sant'Angelo Lodigiano (LO)	45,239	9,432	5,0	2,1	Md	BSI
80	1986	9	27	8	58	49,12	1 km W Santa Cristina e Bissone (PV)	45,156	9,388	14,4	2,4	Md	BSI
81	1986	9	27	16	42	12,28	2 km E Pozzuolo Martesana (MI)	45,518	9,480	5,0	2,4	Md	BSI
82	1986	12	30	18	42	33,87	3 km E Truccazzano (MI)	45,495	9,499	18,5	2,6	Md	BSI
85	1987	4	24	9	17	48,07	2 km E Salvirola (CR)	45,349	9,800	10,0	2,2	Md	BSI
92	1988	2	15	4	28	42,58	1 km SE San Donato Milanese (MI)	45,413	9,277	10,0	2,3	Md	BSI
105	1989	3	10	9	56	33,75	2 km E Torre d'Isola (PV)	45,229	9,105	10,0	2,7	Md	BSI
124	1991	7	29	18	37	22,23	2 km W Paullo (MI)	45,422	9,381	13,8	2,8	Md	BSI
142	1991	11	5	5	16	39,23	3 km N Rivolta d'Adda (CR)	45,495	9,510	16,2	2,7	Md	BSI
169	1992	7	6	11	25	18,84	1 km S Redavalle (PV)	45,033	9,205	5	3	Md	BSI
171	1993	2	9	18	49	43,54	2 km W Melegnano (MI)	45,363	9,303	21,1	2,4	Md	BSI
194	1994	2	14	3	52	27,54	2 km N Rivolta d'Adda (CR)	45,485	9,513	23,5	2,0	Md	BSI
206	1994	10	28	0	4	48,49	E Torricella Verzate (PV)	45,018	9,181	5,5	3,4	Md	BSI
224	1995	8	9	21	59	49,34	2 km N Ziano Piacentino (PC)	45,017	9,403	4,5	3	Md	BSI
225	1995	8	12	14	24	5,29	2 km SW Castel San Giovanni (PC)	45,049	9,415	5,0	2,6	Md	BSI
232	1996	3	9	12	41	30,23	1 km S Peschiera Borromeo (MI)	45,425	9,314	10,0	2,6	Md	BSI
236	1996	11	2	8	8	14,86	3 km SE Sarmato (PC)	45,044	9,520	5,0	2,3	Md	BSI
238	1996	12	24	6	2	0,84	1 km SW Monte Cremasco (CR)	45,369	9,566	5,0	3,0	Md	BSI
256	1998	5	21	11	27	48,82	1 km SE Borgoratto Mormorolo (PV)	44,922	9,206	3,2	2,8	Md	BSI
257	1998	8	23	22	40	0,49	3 km E Piozzano (PC)	44,915	9,526	28,2	2,9	Md	BSI
260	1999	2	5	5	7	48,01	2 km SE Linarolo (PV)	45,152	9,291	10,0	2,0	Md	BSI
267	1999	12	26	0	54	4,18	1 km W Truccazzano (MI)	45,481	9,453	15,8	2,9	Md	BSI
274	2000	5	21	19	28	26,52	1 km NW Mont Beccaria (PV)	45,046	9,299	5,0	2,5	Md	BSI
284	2002	2	2	3	43	51,80	1 km NW Massalengo (LO)	45,273	9,485	5,0	2,7	Md	BSI
285	2002	2	21	10	33	11,81	1 km SW Ziano Piacentino (PC)	44,999	9,396	5	3,1	Md	BSI
288	2002	7	14	22	23	10,78	2 km SE Spino d'Adda (CR)	45,389	9,509	15,5	2,8	Md	BSI
290	2002	10	5	20	12	50,24	1 km NE Assago (MI)	45,415	9,138	17,0	3,0	Md	BSI
291	2003	4	29	2	47	30,80	1 km SW Massalengo (LO)	45,256	9,482	3,4	2,4	Md	BSI
296	2004	7	6	3	50	47,20	2 km NE Spessa (PV)	45,129	9,358	10,0	2,5	Md	BSI
300	2004	12	3	14	28	26,10	2 km NE Tavazzano con Villavesco (LC	45,340	9,425	14,2	2,5	Md	BSI
306	2005	5	2	14	32	6,42	2 km N Dovera (CR)	45,383	9,533	9,6	1,7	ML	BSI
332	2007	9	17	18	43	47,71	1 km NE Tribiano (MI)	45,411	9,378	34,8	2,8	ML	BSI
336	2007	12	5	16	34	35,67	2 km W Lodi (LO)	45,322	9,483	3,3	3,0	ML	BSI
355	2008	11	10	1	42	19,24	2 km S Ziano Piacentino (PC)	44,984	9,406	10,3	2,7	ML	BSI
366	2009	9	20	2	45	21,11	3 km NE Assago (MI)	45,423	9,162	37,0	1,7	ML	BSI
385	2010	6	24	16	26	25,20	1 km E Boffalora d'Adda (LO)	45,360	9,507	5,0	1,6	ML	BSI
390	2010	7	30	19	5	41,88	1 km S Settala (MI)	45,445	9,392	33,5	2,3	ML	BSI
391	2010	11	15	12	22	56,28	2 km W Borgoratto Mormorolo (PV)	44,938	9,174	25,9	2,3	ML	BSI
393	2011	1	10	11	12	1,31	1 km N Zeccone (PV)	45,275	9,200	10,0	1,5	ML	BSI
403	2011	9	6	21	46	54,76	1 km SW Paullo (MI)	45,409	9,392	35,6	2,3	ML	BSI
404	2011	9	10	23	14	49,89	1 km NE Rodano (MI)	45,481	9,372	47,0	2,4	ML	BSI
419	2012	10	3	15	52	18,25	1 km SE Castel San Giovanni (PC)	45,052	9,445	21,0	1,6	ML	BSI
422	2013	3	4	5	0	0,85	1 km SE Gorgonzola (MI)	45,525	9,420	46,2	1,6	ML	BSI
428	2013	8	9	22	47	47,39	1 km NW Cervignano d'Adda (LO)	45,382	9,413	37,5	2,2	ML	BSI
454	2015	9	8	18	55	54,45	3 km NE Pianello Val Tidone (PC)	44,9738	9,4288	22,4	1,6	ML	BSI
457	2015	9	22	12	41	8,76	4 km SW Segrate (MI)	45,472	9,258	48,4	2,3	ML	BSI
459	2015	10	20	14	12	8,85	2 km N Treviglio (BG)	45,541	9,588	32,0	2,0	ML	BSI
460	2015	10	27	1	55	29,31	2 km NW Agnadello (CR)	45,457	9,542	44,5	2,1	ML	BSI
468	2015	12	14	9	23	30,26	1 km NW Cavenago d'Adda (LO)	45,295	9,597	38,0	2,6	ML	BSI
473	2016	3	26	9	10	57,48	1 km NW Dovera (CR)	45,372	9,531	31,8	2,0	ML	BSI
483	2016	6	15	2	27	42,01	2 km NW Milano (MI)	45,4888	9,1812	22,7	2,7	ML	BSI
486	2016	9	10	15	13	52,62	2 km E Misano di Gera d'Adda (BG)	45,476	9,645	33,1	3,3	ML	BSI
490	2017	5	23	4	16	31,56	2 km W Cernusco sul Naviglio (MI)	45,523	9,311	44,7	1,9	ML	BSI
494	2017	9	12	23	10	21,73	1 km SW Fornovo San Giovanni (BG)	45,494	9,670	32,0	1,6	ML	BSI
496	2018	1	20	7	50	27,51	1 km NE Inzago (MI)	45,550	9,496	10,0	1,2	ML	BSI
497	2018	2	10	17	43	38,28	1 km N Castiglione d'Adda (LO)	45,228	9,697	6,4	1,7	ML	BSI

ISTITUTO NAZIONALE DI OCEANOGRAFIA E DI GEOFISICA SPERIMENTALE
OGS
istituto per il rilevamento elettromagnetico dell'ambiente
Consiglio Nazionale delle Ricerche

Appendice E – Serie temporali della Rete GNSS LODI nel sistema di riferimento ITRF08

In questo capitolo sono riportate le serie temporali delle stazioni GNSS della RETE LODI secondo il sistema di riferimento ITRF08. Ogni figura mostra le serie relative alle tre componenti (dall'alto verso il basso, Nord, Est e verticale-Up) dello spostamento per una stazione. Ogni punto sul grafico è lo spostamento stimato giornaliero in mm. Ad ogni punto è sovrapposta la barra di errore che rappresenta la dispersione delle 2880 stime giornaliere.

Sul grafico è anche presente la retta interpolante la cui inclinazione fornisce una stima di velocità, con il relativo errore, che è visibile sullo stesso grafico in alto a sinistra (rate(mm/year)). Sono presenti inoltre il NRMS (errore quadratico medio normalizzato) e il WRMS (errore quadratico medio pesato).

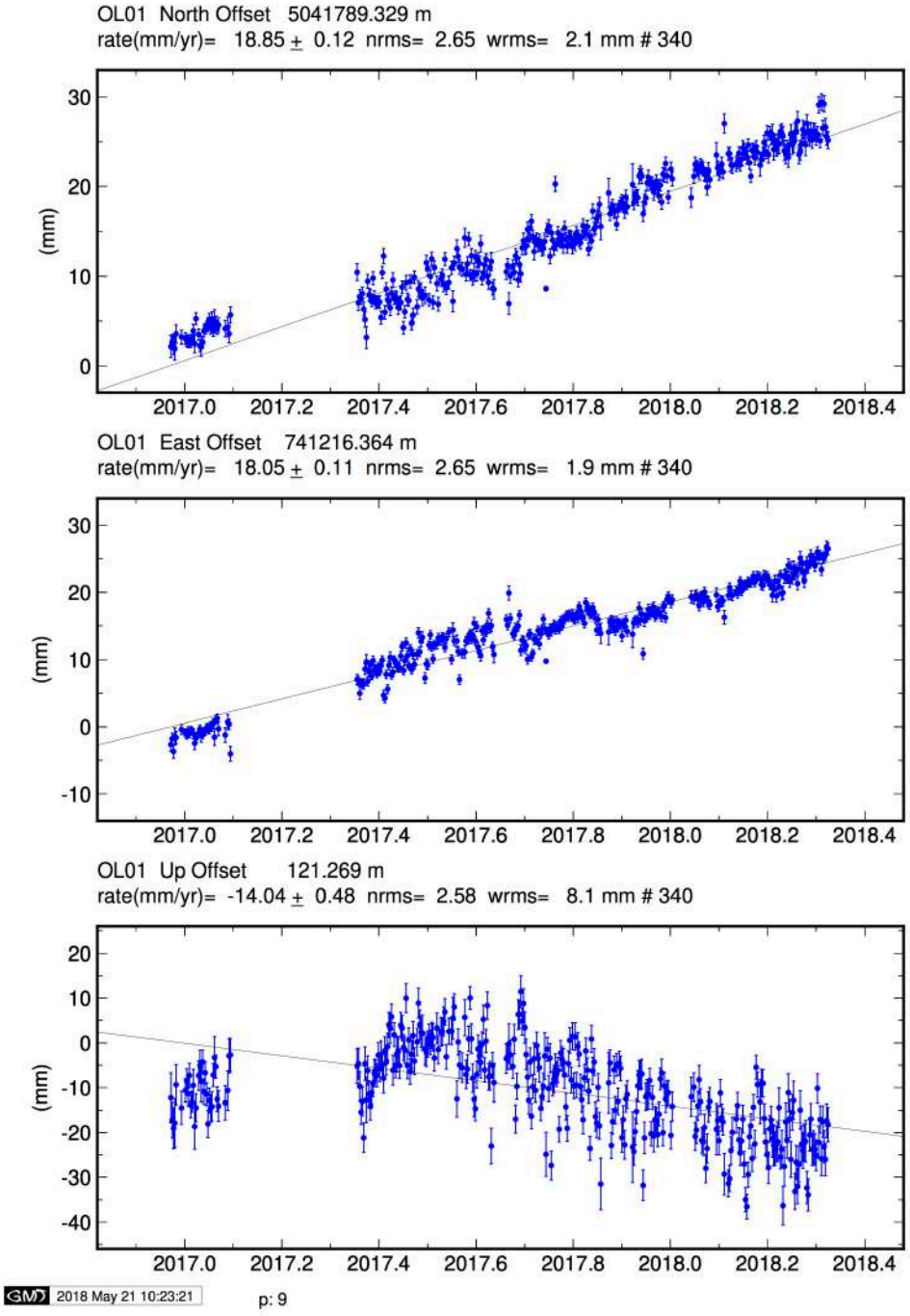


Figura E.1 – *Serie temporale della stazione OL01 secondo il sistema di riferimento ITRF08.*

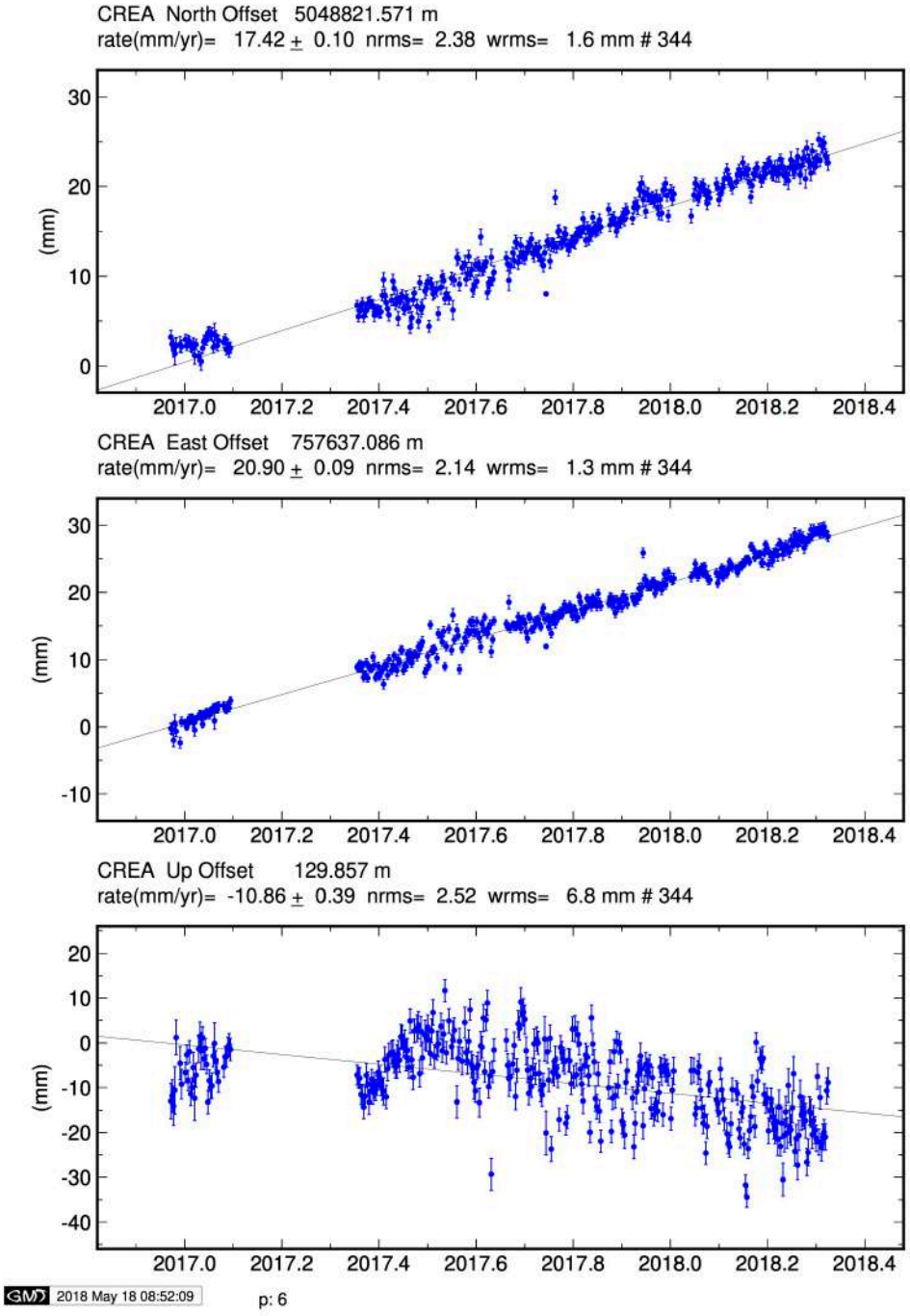


Figura E.2 *– Serie temporale della stazione CREA secondo il sistema di riferimento ITRF08.*

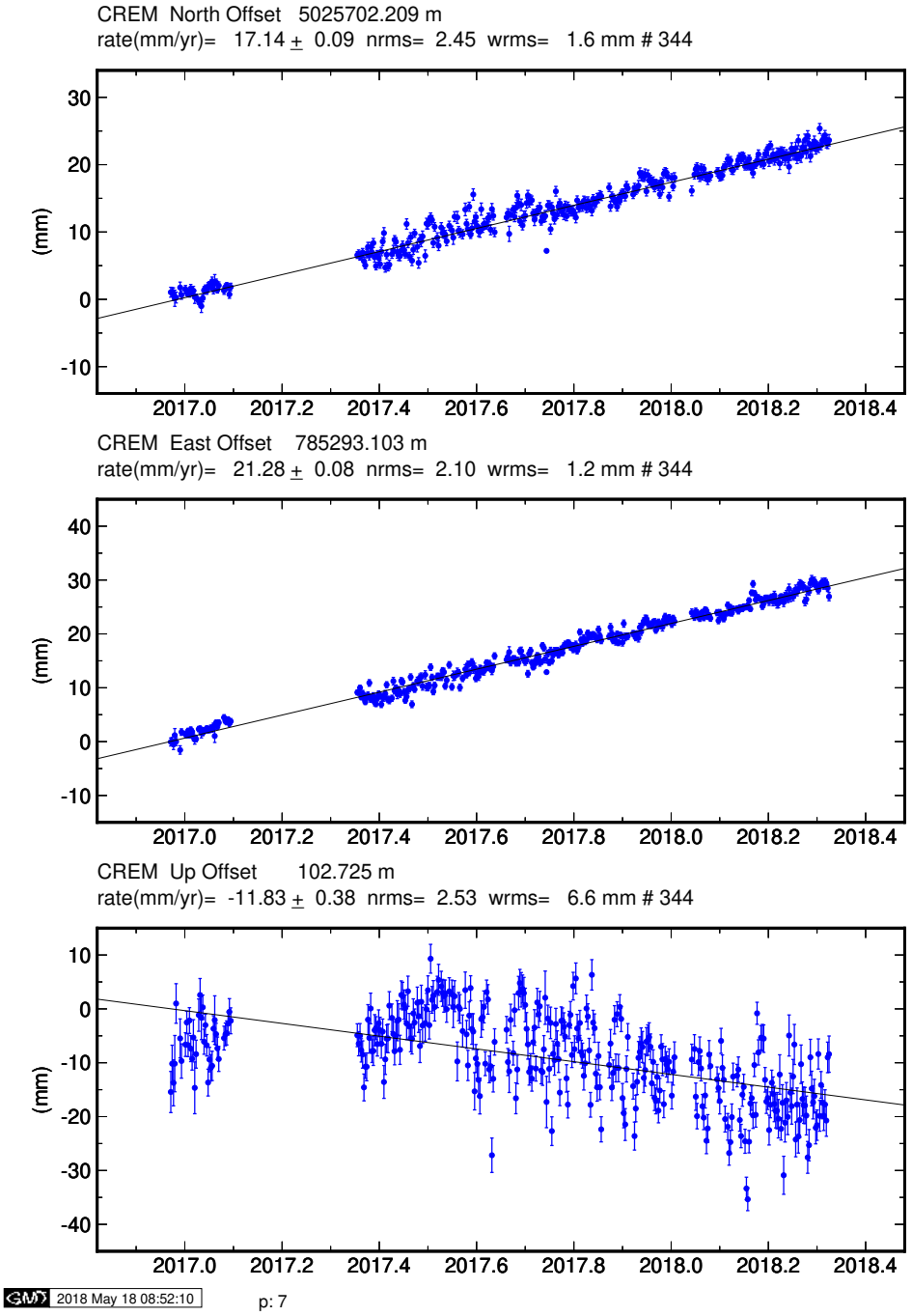


Figura E.3 *– Serie temporale della stazione CREM secondo il sistema di riferimento ITRF08.*

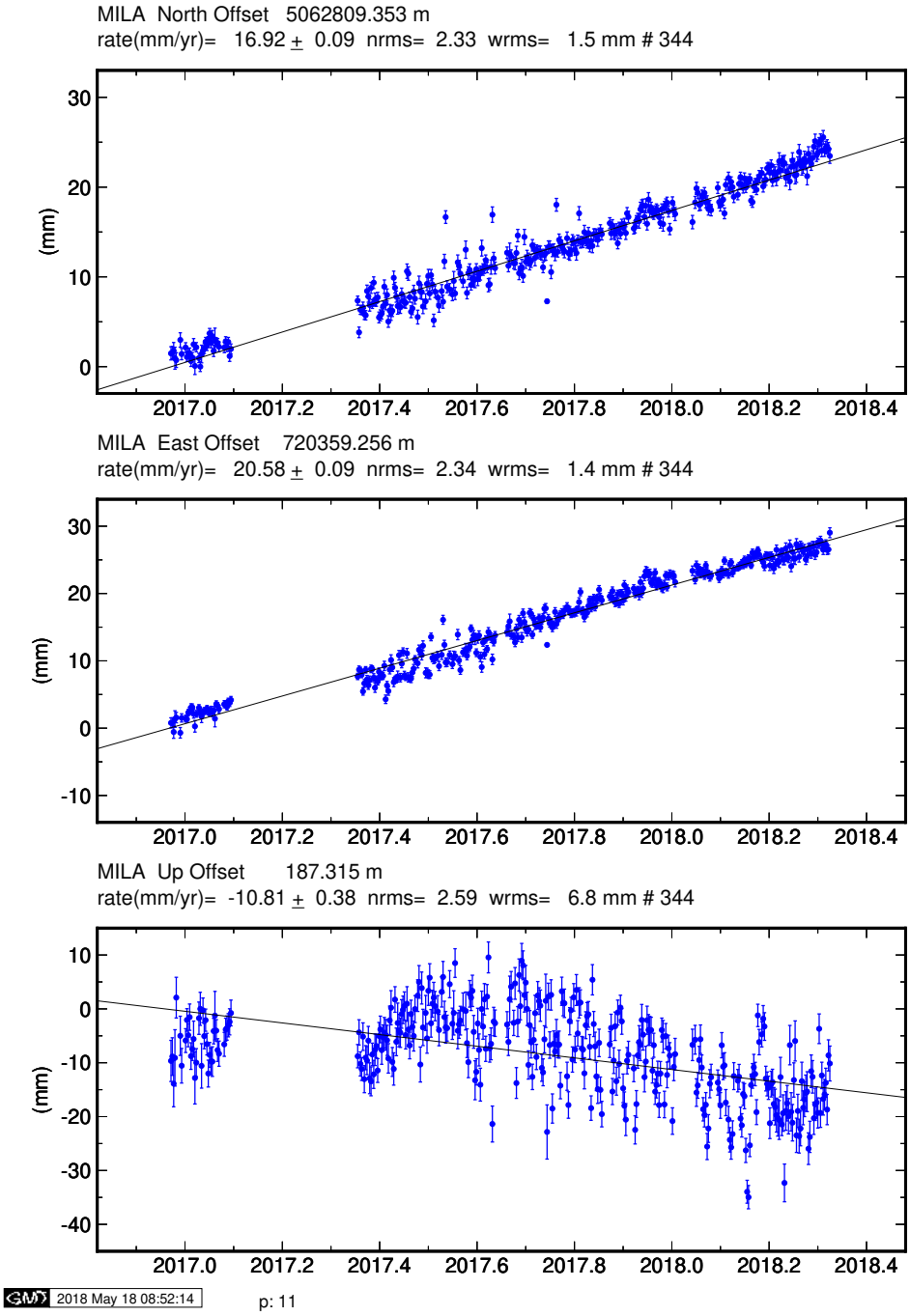


Figura E.4 *– Serie temporale della stazione MILA secondo il sistema di riferimento ITRF08.*

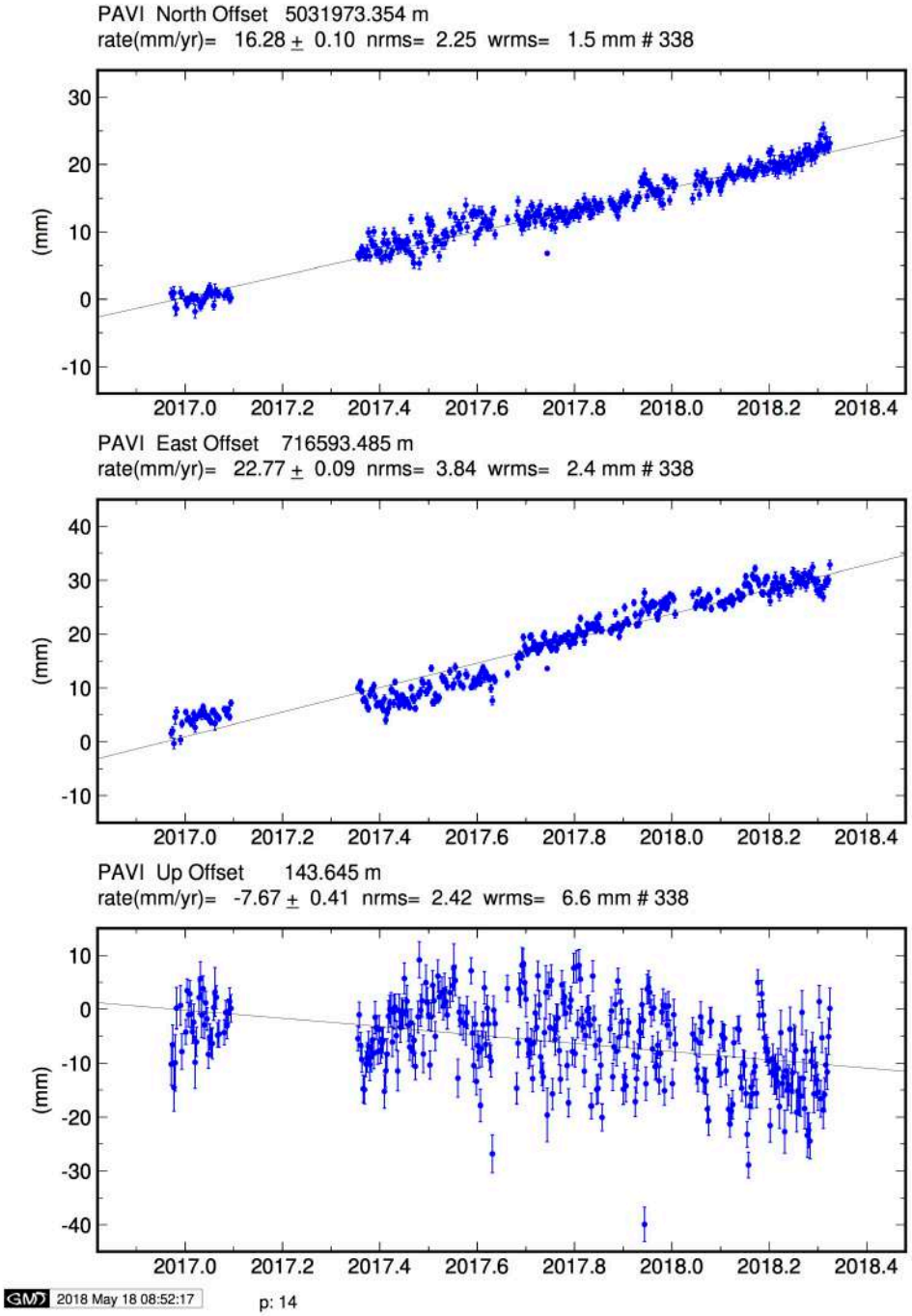


Figura E.5 *– Serie temporale della stazione PAVI secondo il sistema di riferimento ITRF08.*

Appendice F – La misurazione delle deformazioni superficiali attraverso l'analisi di dati radar satellitari

F.1 Interferometria Differenziale SAR

L'Interferometria Differenziale SAR (DInSAR) (Berardino et al., 2002; Casu et al., 2014; Manzo et al., 2006) è una tecnica di telerilevamento che permette di misurare le deformazioni della superficie terrestre a partire dalla differenza di fase (interferogramma) tra due immagini SAR relative alla scena osservata e acquisite in tempi diversi lungo due orbite sufficientemente vicine. In particolare, tale tecnica consente di rilevare fenomeni di deformazione che producono una variazione di distanza dei target osservati dal sensore, misurando la proiezione dello spostamento lungo la linea di vista del radar (line of sight, LOS) con una precisione che è frazione della lunghezza d'onda alla quale opera il sistema, quindi dell'ordine del centimetro e, in alcuni casi, anche di qualche millimetro.

La capacità della tecnica DInSAR di rilevare gli effetti prodotti da singoli eventi deformativi (ad esempio un'eruzione vulcanica o un terremoto) (Casu et al., 2006; Lanari et al., 2007; Trasatti et al., 2008; D'Auria et al., 2015; Lanari et al., 2007; Colombo et al., 2003; Tizzani et al., 2013) è stata ampiamente dimostrata a partire dagli anni '90 e, successivamente, l'interesse della comunità scientifica e degli enti di sorveglianza si è concentrata sulla possibilità di monitorare l'evoluzione temporale delle deformazioni individuate, specie in zone con dinamica a carattere fortemente non lineare, come ad esempio, le aree soggette ad attività di estrazione/stoccaggio di idrocarburi e di re-iniezione di fluidi nel sottosuolo.

In questo contesto, negli ultimi quindici anni sono state sviluppate numerose tecniche interferometriche cosiddette "avanzate" (per distinguerle dalle tecniche DInSAR "classiche" che prevedono la produzione di singoli interferogrammi), basate su approcci multi-temporali. Tali tecniche, sfruttando efficacemente grandi dataset costituiti da decine o centinaia di immagini SAR, e scegliendo opportunamente le coppie di immagini SAR per la generazione dei corrispondenti interferogrammi, consentono di produrre non solo mappe di singoli eventi, ma anche serie temporali di deformazione relative a fenomeni lenti, caratterizzati da velocità di spostamento di alcuni cm/anno.

Uno dei punti di forza delle tecniche DInSAR avanzate che ne ha favorito lo sviluppo e incentivato l'utilizzo in vari scenari di rischio, è l'accuratezza con cui è possibile misurare gli spostamenti superficiali: si possono raggiungere accuratezze molto

elevate, di circa 1-2 mm/anno sulle misure di velocità media di deformazione e di circa 5-10 mm sulle misure di deformazione (Casu et al., 2006). Inoltre, rispetto alle tecniche di monitoraggio in situ, come levelling, GPS o inclinometri, le tecniche DInSAR avanzate consentono di analizzare ampie porzioni della superficie terrestre (da alcune centinaia fino a decine di migliaia di km2) garantendo un'elevata densità spaziale dei punti di misura, preservando, quindi, le caratteristiche di ampia copertura tipiche dei sistemi di immagini satellitari. Pertanto, nel caso di fenomeni deformativi spazialmente estesi, come quelli legati ad attività di sfruttamento del sottosuolo, le tecniche DInSAR avanzate risultano essere particolarmente efficaci in termini di costi/benefici, soprattutto se rapportati all'estensione dell'area analizzabile.

F.2 L'approccio Small BAseline Subset (SBAS)

L'algoritmo SBAS 0 è una tecnica DInSAR avanzata che consente di analizzare le caratteristiche spazio-temporali dei fenomeni deformativi osservati mediante la generazione di mappe e serie temporali della deformazione superficiale. Essa si basa su una opportuna combinazione di interferogrammi, ottenuti a partire da dati acquisiti da orbite sufficientemente vicine (piccole baseline spaziali) e possibilmente con tempi di rivisitazione non elevati (piccole baseline temporali); queste caratteristiche consentono di minimizzare gli effetti di rumore (denominati di decorrelazione spaziale e temporale), incrementando pertanto il numero di punti per unità di area sui quali si riesce a fornire una misura affidabile della deformazione osservata. Inoltre, tutte le misure di spostamento superficiale sono riferite ad un unico punto nello spazio, scelto in una zona ritenuta stabile, e ad un istante nel tempo, che tipicamente corrisponde alla prima acquisizione disponibile, e si riferiscono alla componente degli spostamenti superficiali rilevati, proiettata lungo il LOS del radar (Figura F1).

Un aspetto cruciale dell'approccio SBAS è quello di permettere analisi DInSAR delle deformazioni superficiali a due differenti scale spaziali, definite scala regionale (bassa risoluzione) e locale (alta risoluzione). Alla scala regionale, sono sfruttati dati SAR generati a media risoluzione spaziale (con una risoluzione spaziale del pixel che varia dai 30 m ai 100 m, a seconda del tipo di dati SAR utilizzato), al fine di ottenere mappe di velocità media e serie temporali di deformazione relative ad aree che si estendono per diverse migliaia di chilometri quadrati. Alla scala locale, la tecnica sfrutta invece i dati SAR generati a piena risoluzione spaziale (risoluzione spaziale di qualche metro) per analisi di dettaglio in aree sensibili, consentendo di rilevare fenomeni deformativi, anche molto localizzati spazialmente, relativi ad edifici o a singole strutture.

Un ulteriore sviluppo della tecnica SBAS consiste nella possibilità di generare serie temporali di deformazione molto lunghe, di circa vent'anni, utilizzando congiuntamente dati SAR relativi alla stessa scena a terra e acquisiti da sensori diversi ma geometricamente compatibili, come nel caso dei sensori ERS-1, ERS-2 ed ENVISAT dell'Agenzia Spaziale Europea (ESA). In particolare, l'approccio SBAS multi-

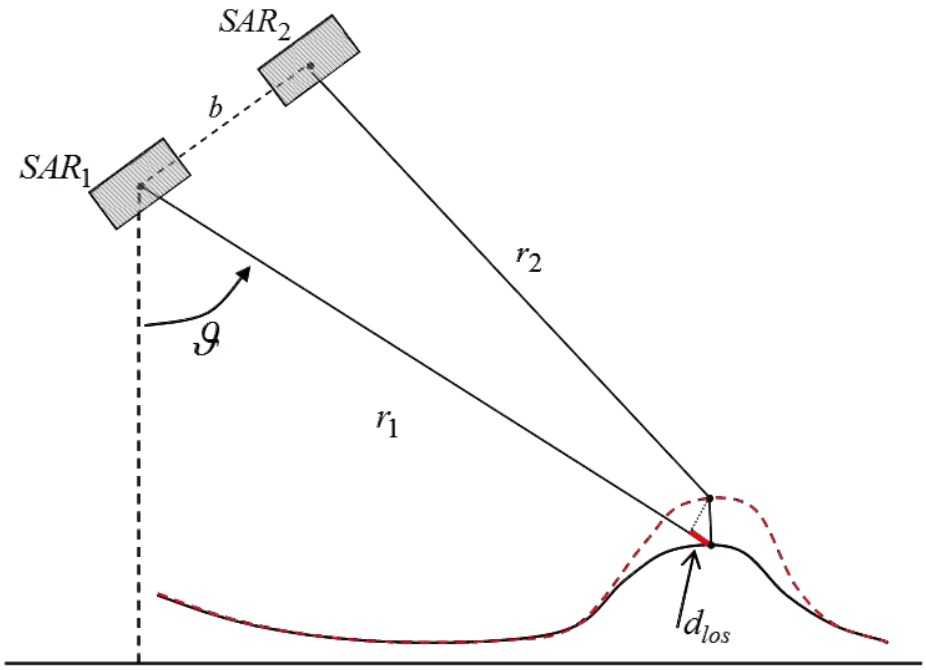


Figura F1 *- Scenario DInSAR nel piano ortogonale alla direzione di volo (azimuth). SAR1 e SAR2 indicano la posizione del sensore SAR nei due passaggi avvenuti negli istanti di tempo t_1 e t_2, e tra i quali si verifica una deformazione del suolo (linea rossa tratteggiata). r_1 e r_2 indicano la distanza sensore-target rispettivamente agli istanti t_1 e t_2, θ l'angolo di vista del sensore, b la distanza tra le due orbite (baseline spaziale) lungo cui avvengono le due acquisizioni e d_{los} (linea rossa continua) lo spostamento avvenuto, nell'intervallo di tempo t_1-t_2 (baseline temporale) e misurato lungo la linea di vista del sensore, denominata LOS (Line of Sight).*

sensore può essere applicato sia alla scala regionale che alla scala locale per studiare fenomeni deformativi lenti su lunghi intervalli temporali e ricostruirne la loro evoluzione nel passato (back-analysis), sfruttando al meglio i grandi archivi di dati SAR collezionati dai due sistemi radar dal 1992 al 2010.

Inoltre, la tecnica SBAS consente di ottenere mappe di velocità media e serie temporali di deformazione, con un'accuratezza di circa 1-2 mm/anno e 5-10 mm per quanto riguarda, rispettivamente, le misure di velocità media di deformazione e le singole misure di spostamento (Casu et al., 2006).

Recentemente, è stata sviluppata una versione parallela di tale tecnica, nota con l'acronimo di P-SBAS (Parallel SBAS) (Casu et al., 2014). P-SBAS sfrutta infrastrutture di calcolo distribuite (cluster, grid, cloud) utilizzando tecniche di programmazione multi-core e multi-nodo; è, quindi, in grado di eseguire l'elaborazione di grandi moli di dati SAR abbattendo notevolmente i tempi di calcolo rispetto alla versione originale sequenziale dell'approccio SBAS. La tecnica P-SBAS, capace di sfruttare in modo efficiente infrastrutture di calcolo distribuite, consente la creazione di servizi satellitari avanzati, basati sull'aggiornamento automatico delle

serie temporali di deformazione quando nuove acquisizioni sono disponibili. Questo tipo di applicazione è particolarmente rilevante se utilizzata in combinazione con dati SAR della costellazione europea Sentinel-1, che acquisisce immagini SAR con copertura globale a cadenza settimanale. Tale risultato, infatti, ricopre un'enorme rilevanza nell'utilizzo delle tecniche satellitari per il monitoraggio del territorio e la gestione del rischio ambientale, in quanto consente di utilizzare la catena di elaborazione di dati radar non solo in ambito scientifico, ma in contesti sempre più operativi (fase di pre-allerta e in condizioni di emergenza) di monitoraggio dei fenomeni deformativi del suolo (di origine naturale o antropica), e di valutazione e mitigazione del rischio ad essi associato.

La tecnica SBAS, e la sua più recente evoluzione P-SBAS, sono capaci di sfruttare i più diffusi dati satellitari attualmente disponibili. Si tratta di una tecnica oramai consolidata, sperimentata con successo utilizzando dati acquisiti dai satelliti ERS-1/2, ENVISAT dell'ESA e dalle costellazioni COSMO-SkyMed e TerraSAR-X dell'Agenzia Spaziale Italiana (ASI) e Tedesca (DLR), per l'analisi delle deformazioni degli edifici

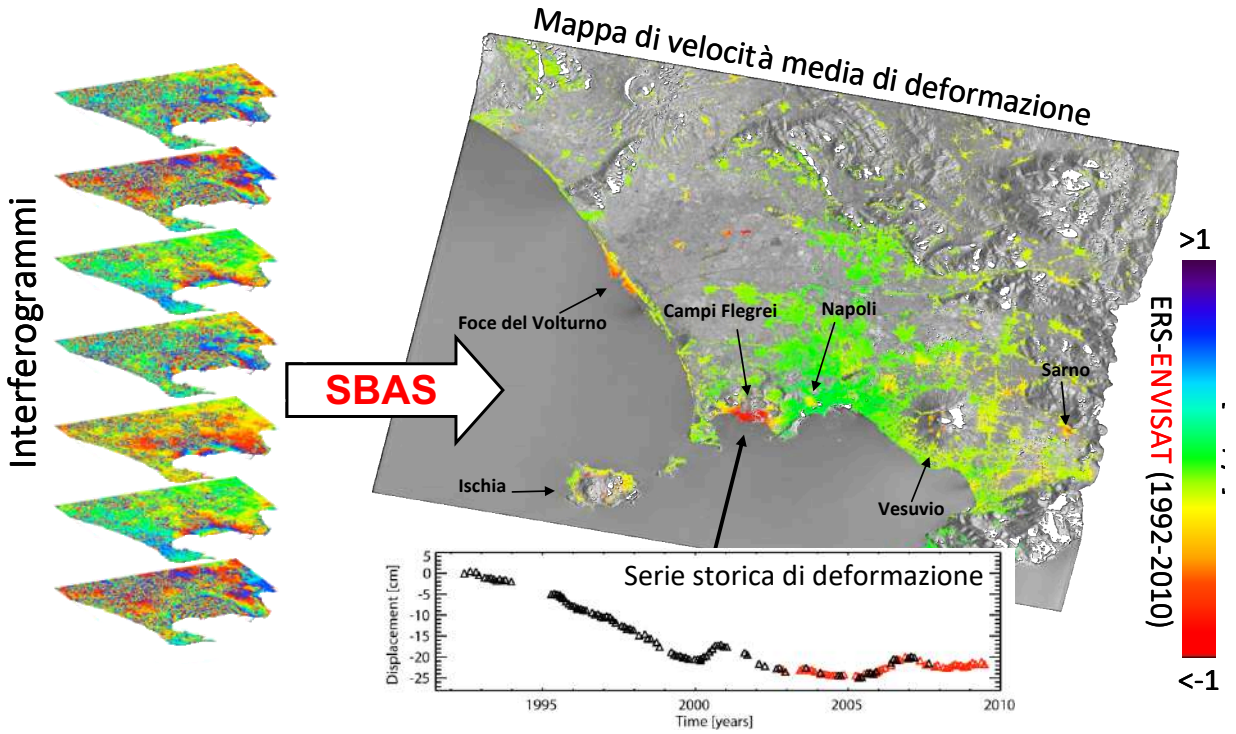


Figura F2. Sketch pittorico dell'approccio SBAS.

vulcanici dell'Etna e del Vesuvio, delle caldere dei Campi Flegrei e di Long Valley (California, USA), delle deformazioni connesse agli eventi sismici de L'Aquila (6 aprile 2009) e dell'Emilia (20 e 29 maggio 2012), di varie aree urbane (Napoli, Roma, Los Angeles, etc.), oltre che di zone soggette a fenomeni di frana (Maratea, Assisi, Fango, etc.); recentemente, la tecnica SBAS è stata applicata ai dati collezionati dal satellite Sentinel-1A per l'analisi delle deformazioni cosismiche connesse ai terremoti di

Gorkha (Nepal) del 25 aprile 2015 e di Illapel (Cile) del 16 settembre 2015

F.3 I dati ERS-1/2 ed ENVISAT

I tre satelliti ERS-1, ERS-2 ed ENVISAT sono stati sviluppati dall'ESA per monitorare la Terra dallo spazio.

ERS-1 (European Remote Sensing satellite), il primo dei tre, ha operato lungo un'orbita polare dal 17 luglio 1991 al 10 marzo 2000, superando ampiamente il tempo di vita previsto. ERS-1 trasportava una schiera di strumenti per l'osservazione di diversi parametri ambientali della Terra (acqua, terra, ghiaccio e atmosfera), tra i quali un sensore SAR, operante in banda C (lunghezza d'onda pari a 5.6 cm), che acquisiva immagini con un revisit time (tempo necessario affinché la stessa scena sia illuminata in due passaggi consecutivi) pari a 35 giorni.

Il 21 aprile 1995 ESA ha lanciato in orbita un secondo satellite, ERS-2, gemello del primo, che ha operato fino al 5 settembre 2011. ERS-2 condivideva la stessa orbita di ERS-1, ma con uno sfasamento temporale di 24 ore; in questo modo la stessa scena a terra veniva osservata a distanza di un giorno dai due satelliti ed ogni 35 giorni dal singolo satellite.

Successivamente, l'ESA ha sviluppato e messo in orbita (polare) un terzo satellite, ENVISAT (Environmental Satellite), che, come i suoi predecessori ERS-1 ed ERS-2, era caratterizzato da un revisit time di 35 giorni. Tra i vari strumenti di misura montati a bordo, anche ENVISAT era dotato di un sensore SAR operante in banda C (lunghezza d'onda pari a 5.6 cm), le cui caratteristiche hanno permesso di acquisire immagini in continuità con il passato (ovvero con le immagini collezionate da ERS-1 e ERS-2). ENVISAT ha operato dal 1° marzo 2002 all'8 aprile 2012.

In Figura F3 è mostrato uno schema semplificato dell'intervallo di rivisitazione dei sensori ERS-1, ERS-2 ed ENVISAT con l'indicazione del corrispondente periodo di vita.

In generale, i tre satelliti dell'ESA acquisivano in modalità "stripmap" con una risoluzione spaziale di circa 5 m lungo la direzione parallela alla linea di volo (azimuth) e circa 20 m al suolo. L'area illuminata a terra (swath) aveva un'estensione di circa 100 km lungo il range (direzione perpendicolare a quella di volo); lungo l'azimuth il dato veniva acquisito in continua per tutta la durata dell'orbita (track) sia durante i passaggi ascendenti (il satellite percorre l'orbita da sud a nord) sia durante quelli discendenti (il satellite percorre l'orbita da nord a sud). Per soli fini di disseminazione e fruizione, ciascun track veniva suddiviso in porzioni (frame) di pari dimensioni, in modo tale da avere per ogni frame un'area a terra di circa 100km x 100km.

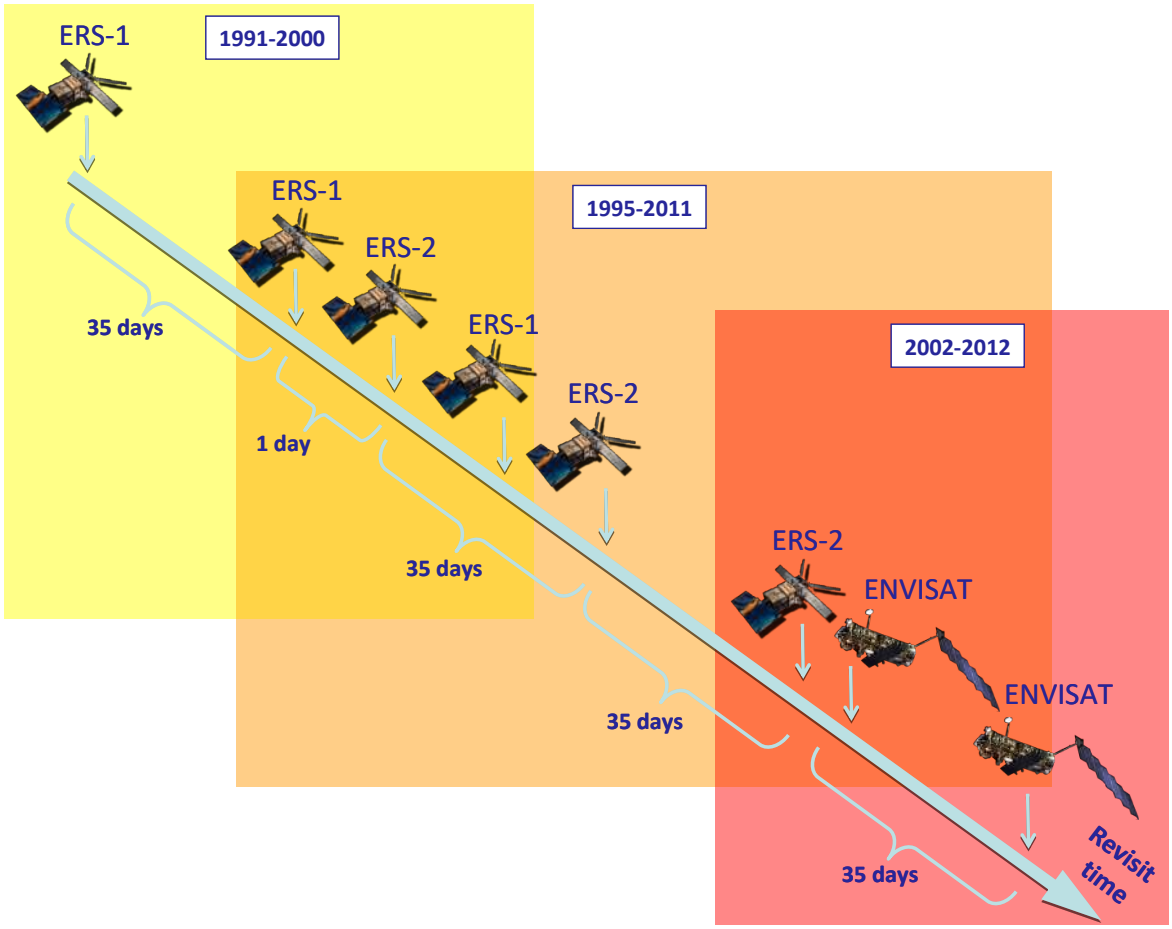


Figura F3 *- Intervallo di rivisitazione dei sensori ERS-1, ERS-2 ed ENVISAT con l'indicazione del rispettivo periodo di vita (ERS-1: 1991-2000, ERS-2: 1995-2011, ENVISAT: 2002-2012).*

F.4 La costellazione Sentinel-1

La costellazione Sentinel-1 consta di 2 satelliti in orbita polare con installato a bordo un sensore SAR operante in banda C (lunghezza d'onda pari a 5.56 cm). Il primo satellite, Sentinel-1A (S-1A) è stato messo in orbita il 3 aprile del 2014; il secondo satellite, Sentinel-1B (S-1B), gemello del primo, il 25 aprile 2016. L'intervallo di rivisitazione della stessa scena è pari a 12 giorni per il singolo satellite della costellazione; tale intervallo scende a 6 giorni con il secondo satellite. La Figura F4 illustra in maniera schematica l'intervallo di rivisitazione dell'intera costellazione.

I satelliti della costellazione Sentinel-1 sono stati progettati per acquisire sulle terre emerse in modalità TOPS (Terrain Observation by Progressive Scans), che permette di collezionare immagini Interferometric Wide Swath (IWS), con una risoluzione spaziale di circa 15 m lungo la direzione parallela alla linea di volo (azimuth) e circa 4 m lungo la direzione ad essa perpendicolare (range). L'area illuminata al suolo (slice) ha un'estensione di circa 200 km x (lungo l'azimuth) x 250 km (lungo il range).

La costellazione Sentinel-1 acquisisce in modalità programmata, con l'obiettivo di generare robusti archivi di immagini, su estese porzioni di superficie terrestre, per programmi di monitoraggio a lungo termine; inoltre, opera con una politica di accesso ai dati completamente "free&open", consentendo in tal modo la costituzione (ed il relativo accesso) di un vastissimo archivio di dati SAR su quasi tutte le terre emerse (https://scihub.copernicus.eu/).

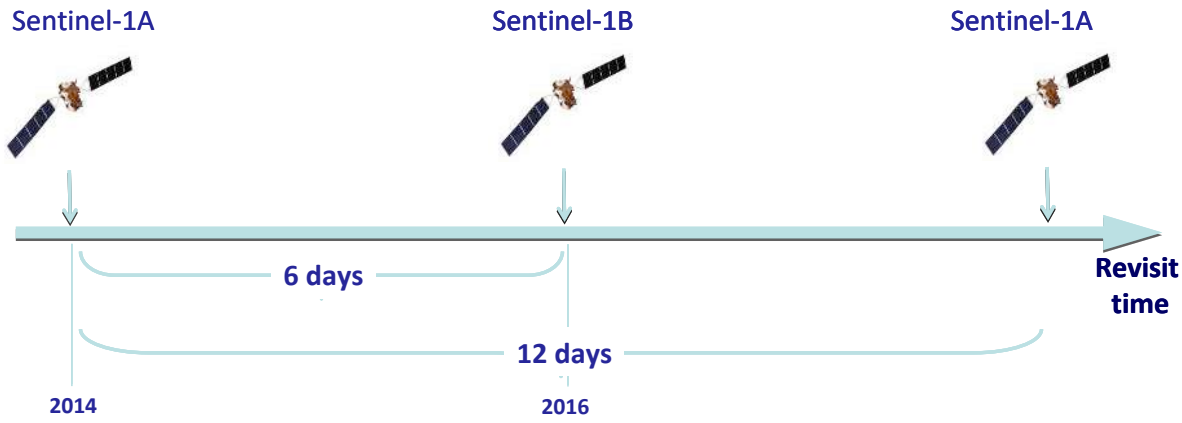


Figura F4 *- Intervallo di rivisitazione della costellazione Sentinel-1 con l'indicazione delle date di lancio dei due sensori della costellazione (Sentinel-1A: 2014, Sentinel-1B: 2016).*