



Ricerca di Sistema elettrico

Caratterizzazione della faglia di Matzaccara attraverso tomografia sismica (A.N.T. Ambient Noise Tomography)

A. Plaisant, D. Multineddu, A. Maiu
G. Saccorotti, C. Giunchi, M. Paratore, C. Chiarabba, M. Anselmi

Caratterizzazione della faglia di Matzaccara attraverso tomografia sismica
(A.N.T. Ambient Noise Tomography)

A. Plaisant, D.Multineddu, A.Maiu (Sotacarbo S.p.A.)
G. Saccorotti, C. Giunchi, M. Paratore, C. Chiarabba, M.Anselmi (INGV)

Settembre 2017

Report Ricerca di Sistema Elettrico

Accordo di Programma Ministero dello Sviluppo Economico - ENEA

Piano Annuale di Realizzazione 2016

Progetto: *Tecnologie e metodologie low carbon e Edifici a energia quasi zero (nZEB) - CUP: I12F16000180001*

Obiettivo: Parte A – Tecnologie per l'impiantistica energetica 'low carbon'

Tema B: Monitoraggio e confinamento geologico della CO2

Task 2: Caratterizzazione della faglia di Matzaccara attraverso tomografia sismica (A.N.T. Ambient Noise Tomography)

Responsabile del Progetto: dott.ssa Franca Rita Picchia ENEA

Il presente documento descrive le attività di ricerca svolte all'interno dell'Accordo di collaborazione "*Tecnologie e metodologie low carbon e Edifici a energia quasi zero (nZEB)*"

Responsabile scientifico ENEA: ing. Paolo Deiana

Responsabile scientifico SOTACARBO: ing. Enrico Maggio

Indice

SOMMARIO	4
1 INTRODUZIONE	5
2 DESCRIZIONE DELLE ATTIVITÀ SVOLTE E RISULTATI	6
3 ALLEGATI.....	8

Sommario

Questo lavoro si inserisce nell'ambito dell'Accordo di Programma MSE-ENEA sulla Ricerca di Sistema Elettrico, Piano Annuale di Realizzazione 2016, relativamente al tema di ricerca PARTE A Titolo B "Monitoraggio e confinamento geologico della CO₂" e riguarda l'attività del task 2 "Caratterizzazione della faglia di Matzaccara attraverso tomografia sismica (A.N.T. Ambient Noise Tomography)".

Lo studio ha come obiettivo il monitoraggio sismico e il seismic imaging della faglia di Matzaccara, ovvero l'attività standard di monitoraggio microsismico della faglia e la ricostruzione della struttura tridimensionale della velocità delle onde di taglio nella piana di Matzaccara.

1 Introduzione

Nell'ambito delle attività di ricerca previste dal contratto tra l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia e la società Sotacarbo S.p.A. è previsto lo studio del modello di velocità del sottosuolo dell'area carbonifera del Sulcis attraverso la tecnica di tomografia sismica realizzata con il rumore sismico ambientale (A.N.T. = ambient noise tomography).

L'obiettivo principale dell'esperimento è quello della definizione della presenza e della geometria della faglia di Matzaccara e la sua reale espressione dal punto di vista delle variazioni di velocità sismica. In questo report verranno descritte la campagna di acquisizione dei dati, le analisi effettuate ed i risultati raggiunti.

In continuità con gli anni precedenti è stata inoltre portata avanti l'attività di monitoraggio microsismico dell'area del permesso di ricerca "Monte Ulmus" con una rete sismica composta da 5 strumenti; per un periodo di 4 mesi circa tale rete è stata resa ancora più densa aggiungendo ulteriori 5 stazioni attorno alla faglia e alla zona della futura re-iniezione di fluidi per provare a caratterizzare sismicamente la faglia di Matzaccara, con l'obiettivo di provare a registrare segnali di minor magnitudo possibile nella zona. I dati, sebbene ancora in elaborazione, non hanno per ora permesso di riconoscere eventi sismici associabili alla faglia stessa



Figura 1 – Posizionamento delle stazioni sismiche nel bacino di Matzaccara.

2 Descrizione delle attività svolte e risultati

Lo studio, condotto nel Sulcis nel 2017, è rivolto al monitoraggio sismico e al seismic imaging della faglia di Matzaccara, ovvero l'attività standard di monitoraggio microsismico della faglia e la ricostruzione della struttura tridimensionale della velocità delle onde di taglio nella piana di Matzaccara.

Monitoraggio sismico della faglia di Matzaccara

E' stata portata avanti l'attività standard di monitoraggio microsismico della faglia con una rete sismica composta da 5 strumenti, in continuità con gli anni precedenti.

Inoltre per un periodo di 5 mesi la rete è stata resa più densa attorno alla faglia e alla zona della futura reiniezione di fluidi per provare a caratterizzare sismicamente la faglia stessa. Obiettivo è provare a registrare segnali di minor magnitudo possibile nella zona. I dati, sebbene ancora in elaborazione, non hanno per ora permesso di riconoscere eventi sismici associabili alla faglia stessa.

Seismic Imaging della faglia di Matzaccara

Questo progetto è mirato alla ricostruzione della struttura tridimensionale della velocità delle onde di taglio nella piana di Matzaccara (CI) utilizzando le caratteristiche dispersive delle onde di Rayleigh associate al campo d'onda del rumore sismico ambientale.

Per lo studio abbiamo utilizzato dati acquisiti nel periodo compreso fra Ottobre 2016 ed Ottobre 2017, utilizzando un totale di 20 stazioni sismiche, di cui 11 disposte secondo un profilo orientato NW-SE, trasversalmente ai principali lineamenti tettonici dell'area.

In totale, sono stati analizzati 13 intervalli separati, di durata compresa fra 6 e 24 ore. L'analisi si è sviluppata secondo le seguenti fasi:

1. Precondizionamento del segnale, per la rimozione di segnali transienti di grande ampiezza (disturbi elettronici, terremoti, sorgenti antropiche) che possono falsare la stima delle funzioni di correlazione;
2. Calcolo delle funzioni di correlazione;
3. Inversione delle funzioni di correlazione per ottenere la curva di dispersione delle velocità di fase.

Per ciascuna coppia di ricevitori, abbiamo poi utilizzato la corrispondente curva di dispersione per ottenere una stima dei tempi di tragitto; infine, abbiamo effettuato un'inversione tomografica di questi tempi per ottenere delle mappe della velocità di fase a ciascuna frequenza di analisi.

Una procedura simile è stata utilizzata per analizzare i segnali acquisiti dall'array lineare. In questo caso, abbiamo calcolato le curve di dispersione per gruppi successivi di 4 stazioni, riunendole poi in una sola rappresentazione in cui la velocità di fase è graficata in funzione della frequenza e della posizione lungo lo stendimento di sensori. La distribuzione delle velocità di fase mostra due chiare discontinuità nella zona centrale dello stendimento, che possono essere realisticamente interpretate in termini di lineamenti tettonici lungo i quali è avvenuto il ribassamento del bacino.

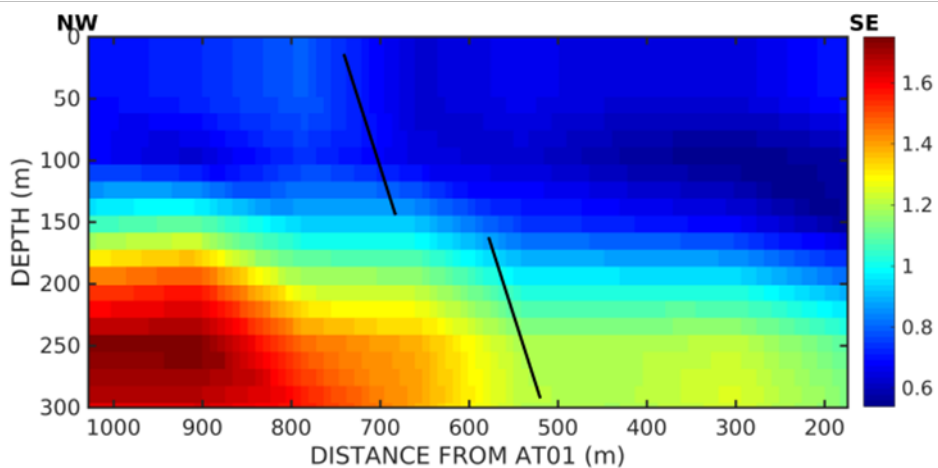
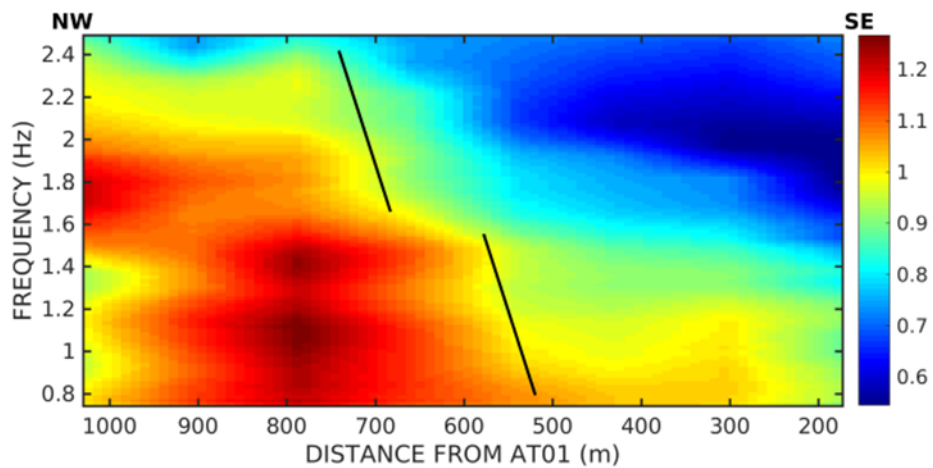


Figura 2. (a) Mappa delle velocità di fase ottenute dall'analisi lungo il profilo lineare. Le linee nere indicano due discontinuità principali nelle caratteristiche dispersive, verosimilmente attribuibili a due faglie lungo le quali è avvenuto il ribassamento della parte orientale del bacino. (b) Profilo delle velocità delle onde di taglio ottenute dall'inversione delle dispersioni mostrate in (a). (c) Proiezione in superficie delle due discontinuità mostrate in (a) e (b)

3 Allegati

Rapporto tecnico finale delle attività di ricerca

**“Caratterizzazione della faglia di
Matzaccara attraverso tomografia sismica
(A.N.T. Ambient Noise Tomography)”**

Committente: Sotacarbo S.p.A

A cura di:

**Gilberto Saccorotti, Carlo Giunchi, Mario Paratore,
Claudio Chiarabba, Mario Anselmi**

Indice

1. Introduzione
2. Area di Studio
3. Descrizione delle reti installate
4. Risultati del monitoraggio microsismico
5. Strumentazione e dati
6. Metodi
7. Calcolo delle funzioni di correlazione
8. Velocità di fase per la rete a larga apertura
9. Mappe di velocità di fase
10. Sezione di velocità lungo l'array lineare
11. Rapporti spettrali HV
12. Considerazioni conclusive

Introduzione

Nell'ambito delle attività di ricerca previste dal contratto tra l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia e la società Sotacarbo S.p.A. è previsto lo studio del modello di velocità del sottosuolo dell'area carbonifera del Sulcis attraverso la tecnica di tomografia sismica realizzata con il rumore sismico ambientale (A.N.T. = ambient noise tomography).

L'obiettivo principale dell'esperimento è quello della definizione della presenza e della geometria della faglia di Matzaccara e la sua reale espressione dal punto di vista delle variazioni di velocità sismica. In questo report verranno descritte la campagna di acquisizione dei dati, le analisi effettuate ed i risultati raggiunti.

In continuità con gli anni precedenti è stata inoltre portata avanti l'attività di monitoraggio microsismico dell'area del permesso di ricerca "Monte Ulmus" con una rete sismica composta da 5 strumenti; per un periodo di 4 mesi circa tale rete è stata resa ancora più densa aggiungendo ulteriori 5 stazioni attorno alla faglia e alla zona della futura re-iniezione di fluidi per provare a caratterizzare sismicamente la faglia di Matzaccara, con l'obiettivo di provare a registrare segnali di minor magnitudo possibile nella zona. I dati, sebbene ancora in elaborazione, non hanno per ora permesso di riconoscere eventi sismici associabili alla faglia stessa.

Area di Studio

L'area di studio è ubicata nei dintorni dell'abitato di Matzaccara, all'estremità meridionale del bacino del Sulcis (Sardegna sud-occidentale). La geologia della zona è caratterizzata da una estesa copertura sedimentaria olocenica, sovrimposta ad un basamento vulcanico Oligo-Miocenico (Figura 1).

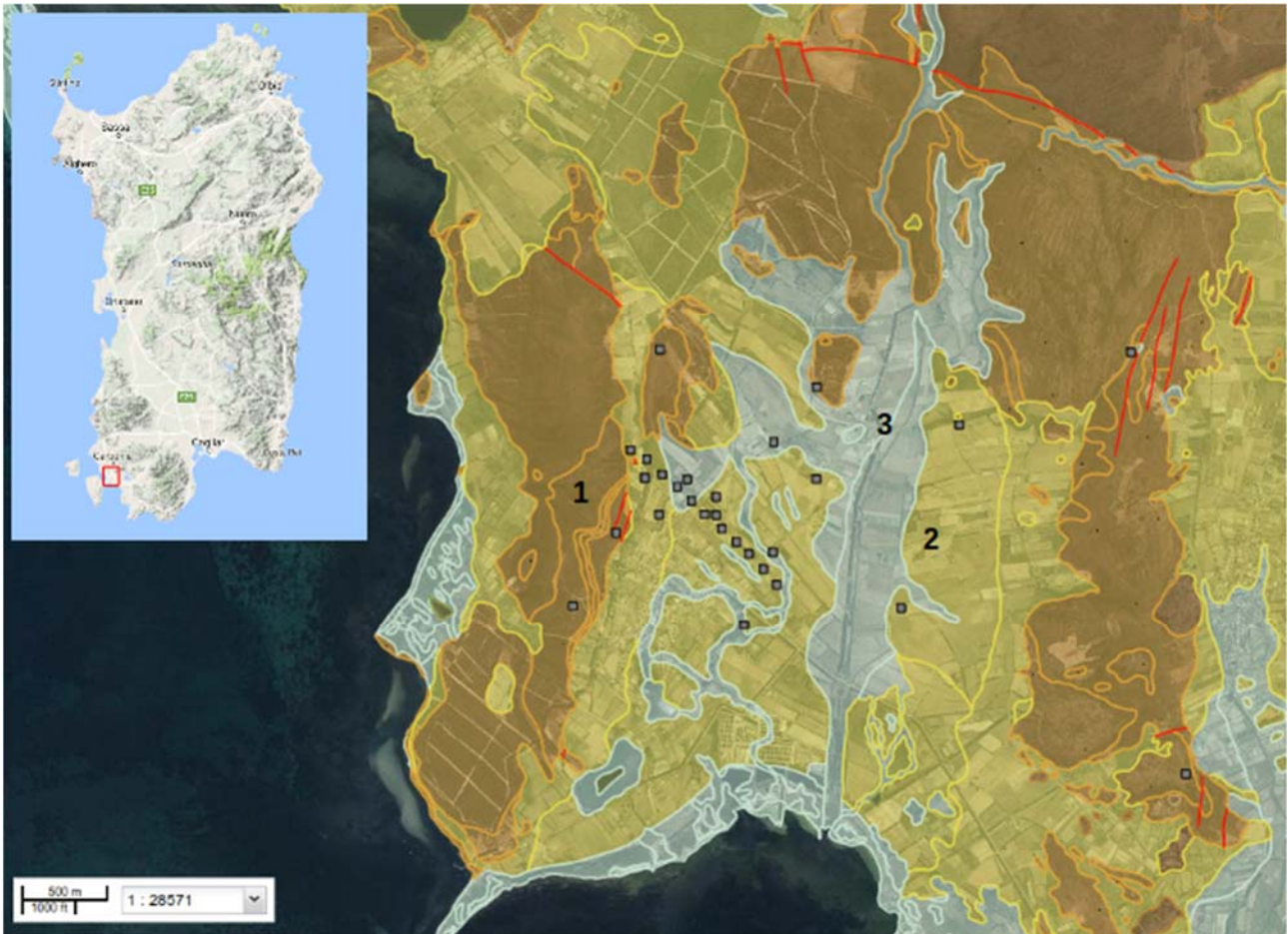


Figura 1 - Schema geologico semplificato dell'area di studio. (1) Serie ignimbritica: Rioliti, riodaciti, daciti in espandimenti ignimbritici, colate e prodotti freatomagmatici. Oligocene sup. - Miocene Inf. Medio. (2) Depositi antichi di spiaggia: sabbie, arenarie, calciruditi, ghiaie (Olocene). (3) Sabbie, limi ed argille di depositi alluvionali terrazzati (Olocene). Le linee rosse indicano le faglie note; i quadratini grigi la posizione delle stazioni sismiche utilizzate in questo studio. Nel riquadro in alto a sinistra, è mostrata la posizione dell'area investigata rispetto all'intera Sardegna. La mappa geologica è tratta dal geoportale Regione Sardegna, consultabile all'URL <http://www.sardegna.geoportale.it/webgis2/sardegna-mappe/>; la mappa della Sardegna è stata ottenuta da Google Maps (ultimo accesso 24.10.2017).

Descrizione delle reti di monitoraggio

La rete sismica installata è costituita da 5 stazioni sismiche temporanee che circondano quasi completamente l'area di studio. La rete sismica copre complessivamente un'area di circa 10 km², con una distanza media tra le stazioni di circa 2 km (Figura 2). Ciascuna stazione è costituita da strumentazione ad alta dinamica e sensibilità, con sensori a tre componenti (N (Nord), E (Est-Ovest) e la componente Z (verticale) che definiscono il moto del suolo nelle tre dimensioni.

Il carattere temporaneo delle stazioni sismiche, rispetto a quelle permanenti, è dato dal fatto che non vengono create, per l'installazione, opere infrastrutturali permanenti quali, ad esempio, pozzetti in cemento armato per alloggiare i sensori sismici, o platee dove installare pannelli fotovoltaici e/o sistemi di trasmissione satellitare o telefonica.

Ciascuna stazione temporanea è autoalimentata da batterie tampone ricaricate attraverso un pannello fotovoltaico di circa 2 mq di superficie. La registrazione dei dati avviene in continuo su supporti removibili posti all'interno dell'acquisitore, senza trasmissione dati ad un centro di raccolta. La sigla di ciascuna stazione è definita in maniera univoca secondo un protocollo europeo di condivisione e scambio dati dettato dal consorzio Orfeus-EIDA (<http://www.orfeus-eu.org/eida/eida.html>); essa è descritta da 4 caratteri alfanumerici, di cui i primi due sono comuni per la rete, il terzo rappresenta il numero dell'esperimento e il quarto rappresenta la numerazione di ciascuna stazione all'interno della rete stessa. Nella fattispecie, a titolo di esempio, la sigla della stazione "SU21", è costituita da "SU" (sigla della rete Sulcis), da "2" ovvero l'esperimento n°2 e "1" ovvero la prima stazione della rete del progetto nell'area di Monte Ulmus.

Le stazioni installate sono 5 (SU21, SU22, SU23, SU24, SU26). La sigla SU25 manca dalla configurazione definitiva perché, durante le operazioni di verifica del segnale, si è ritenuto necessario spostare la stazione visto che il sito non risultava particolarmente idoneo.

Le stazioni SU21-SU24 sono equipaggiate con digitalizzatori di tipo Reftek-130, 24 bit e alta dinamica e sensore tipo Sara SSXX 0.2 Hz (Figura 5), mentre la stazione SU26 è equipaggiata sempre con digitalizzatore Reftek-130 ma con sensore tipo Trillium 120 s compact (Figura 7).



Figura 2. Mappa delle stazioni de progetto installate nell'area del permesso minerario denominato "Monte Ulmus" nel 2016. I triangoli in blu rappresentano la posizione delle stazioni temporanee.

Durante la metà di giugno del 2017 e fino alla fine di settembre sono state installate all'interno della precedente rete sismica altre 5 stazioni temporanee (SU41, SU42, SU43, SU44 e SU45, pin gialli in Figura 3) allo scopo di creare temporaneamente una rete sismica maggiormente densa e definire con maggior dettaglio l'eventuale attività microsismica delle faglie presenti nel bacino di Matzaccara. Infine nel mese di luglio 2017 sono state installate, per periodi variabili da 24 a 48 ore, altre 5 stazioni, denominate SU51, SU52, SU53, SU54 e SU55 (Figura 4). Entrambe le reti di stazioni (SU4* e SU5*) installate durante il periodo giugno-ottobre 2017 erano equipaggiate con digitalizzatori tipo Reftek-130 e sensore tipo Lennartz 3D/5s (Figura 6). In particolare la rete SU5* ha avuto lo scopo di raccogliere dati propedeutici alla campagna di acquisizione di rumore sismico ambientale dell'ottobre 2017, dove è avvenuta l'installazione delle stazioni denominate AT** (Figura 9 e Tavola 1).

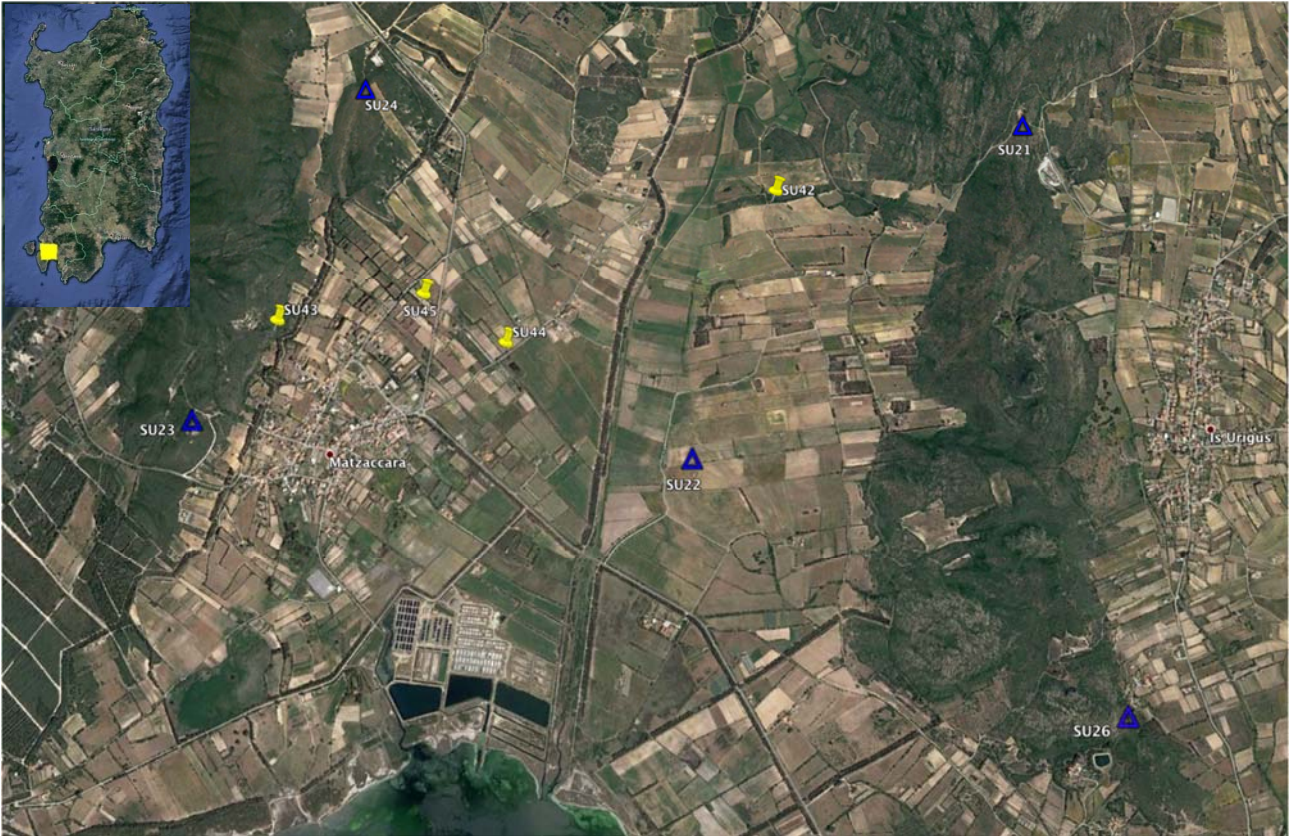


Figura 3. Mappa delle stazioni de progetto installate nell'area del permesso minerario denominato "Monte Ulmus" nel periodo compreso tra la metà di giugno e la fine di settembre del 2017. I triangoli in blu rappresentano la posizione delle 5 stazioni temporanee della rete installata nel 2016, mentre i pin gialli rappresentano le stazioni installate durante il periodo estivo del 2017.

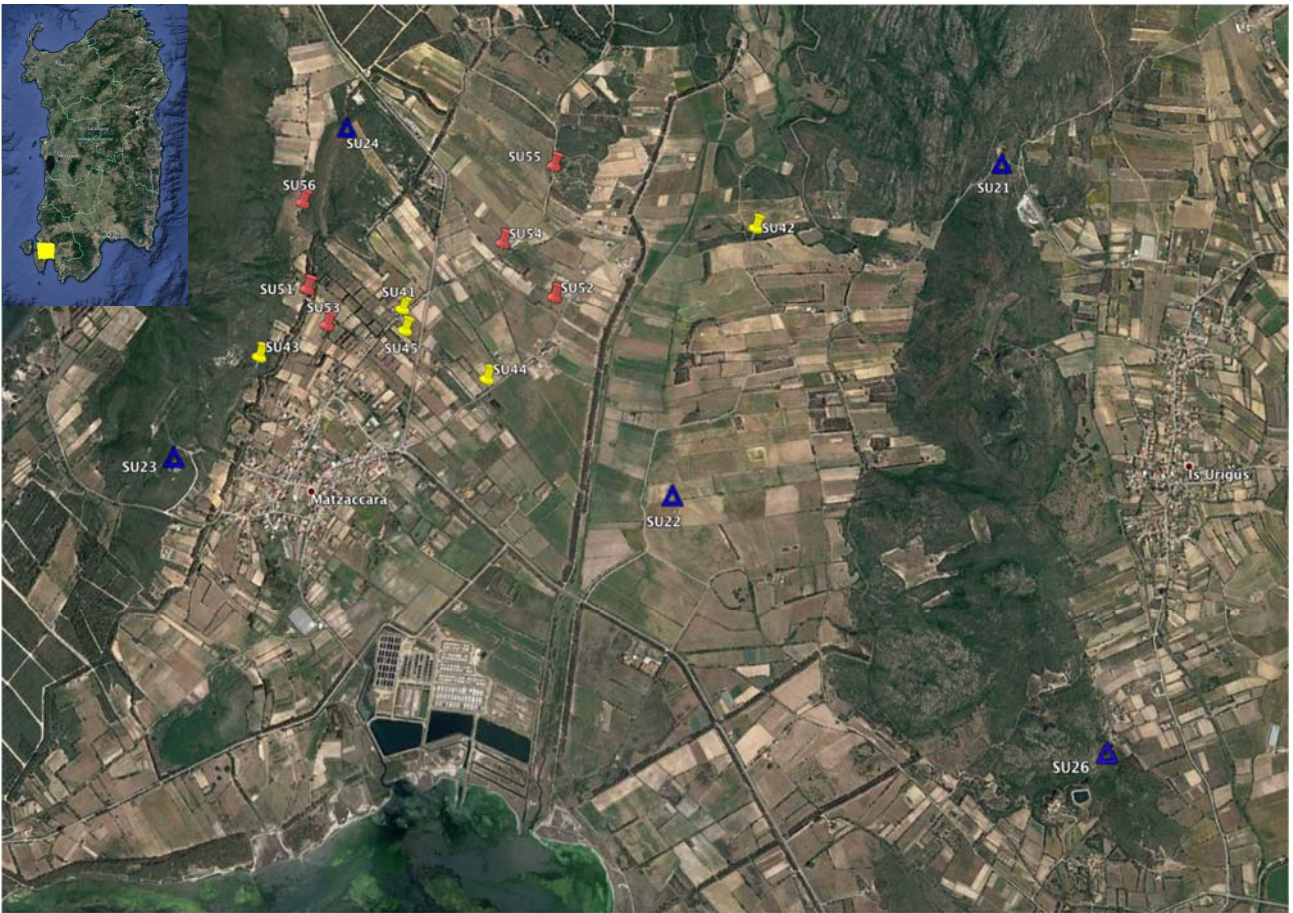


Figura 4. Mappa delle stazioni de progetto installate nell'area del permesso minerario denominato "Monte Ulmus" nel periodo compreso tra la metà di giugno e la fine di settembre del 2017. I triangoli in blu rappresentano la posizione delle 5 stazioni temporanee della rete installata nel 2016, i pin gialli rappresentano le stazioni installate durante nel giugno del 2017, mentre i pin rossi sono quelle installate per 24/48 h nel luglio 2017.



Figura 5. Acquisitore/digitalizzatore 24 bit di tipo Reftek-130_1 (a sinistra) e velocimetro a medio periodo di tipo Sara SSXX 0.2 Hz (a destra). Le immagini dei due oggetti non sono in scala tra loro.

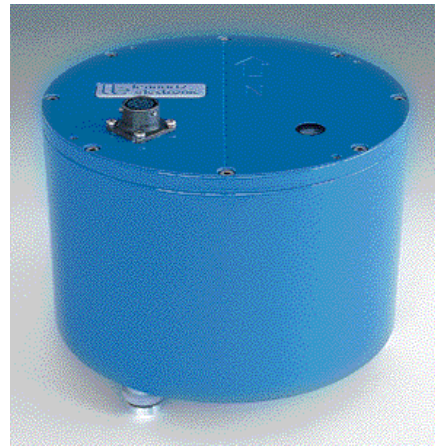


Figura 6. Acquisitore/digitalizzatore 24 bit di tipo Reftek-130_1 (a sinistra) e velocimetro a medio periodo di tipo Lennartz 3D/5s (a destra). Le immagini dei due oggetti non sono in scala tra loro.

La stazione SU26 è stata installata nel territorio comunale San Giovanni Suergiu (CI) in località “Su Bruncu”, al culmine di una collina all’interno di un terreno di proprietà privata. La stazione è equipaggiata con un acquisitore di tipo REFTEK-130_1 ed un sensore velocimetrico a larga banda di tipo Trillium compact 120 s, come mostrato in Figura 7.



Figura 7. Acquisitore/digitalizzatore 24 bit di tipo Reftek-130_1 (a sinistra) e velocimetro a larga banda di tipo Trillium compact 120 s (a destra). Le immagini dei due oggetti non sono in scala tra loro.

Nel marzo 2017 la stazione sismica SU26 è stata inserita, in misura sperimentale, all'interno delle reti temporanee di supporto alla Rete Sismica Nazionale (RSN) ed è tutt'ora in servizio per il contributo alla localizzazione dei terremoti mediterranei (<http://cnt.rm.ingv.it/instruments/station/SU26>, Figura 8).

Stazione Sismica SU26 Carbonia Iglesias, Loc. Su Bruncu (CI)

Rete: TV
Data Inizio: 2017-03-06T17:50:00
Data Fine: --
Latitudine: 39.122956
Longitudine: 8.490392
Altitudine: 66
Download StationXML



Figura 8. immagine della pagina web del Centro Nazionale Terremoti dedicata alle informazioni della stazione SU26.

Risultati del monitoraggio microsismico

L'obiettivo principale del progetto è quello di individuare, all'interno delle registrazioni continue collezionate dalla rete sismica temporanea, la presenza di eventuali terremoti che caratterizzano l'attività sismica naturale dell'area oggetto di studio ed in particolare della faglia di Matzaccara.

Le operazioni di elaborazione dei dati raccolti durante l'esperimento sono rappresentate dalle analisi sismologiche standard utilizzate per il trattamento di grandi quantità di dati.

In prima analisi le procedure automatiche utilizzate si riferiscono alla rilevazione (o triggering) associata ad altre procedure, sempre automatiche, di coincidenza del trigger a più stazioni della rete. Le comuni procedure di triggering si fondano su algoritmi basati su STA/LTA (short term average /long term average) eseguiti su delle serie temporali delle componenti acquisite dalle stazioni sismiche.

I termini STA e LTA sono riferiti a valori di ampiezza del segnale sismico, mediati lungo finestre molto piccole (2-4 secondi per STA) e finestre lunghe (30-40 secondi per LTA) di segnale.

L'algoritmo sviluppato è in grado di processare un flusso continuo di dati a tre componenti (N-S, E-W, Z), in due diversi passaggi successivi. Nella prima fase esso corregge le tracce sismiche acquisite in funzione della risposta delle coppie di strumenti (sismometro/acquisitore); alle tracce viene applicato un filtro capace di esaltare le frequenze tipiche degli eventi sismici (tipicamente 3-25 Hz)

e di ridurre il rumore sismico ambientale. Nella seconda fase la procedura calcola la sommatoria della diagonale della matrice di covarianza su porzioni di 1 secondo di segnale, esaltando il segnale coerente sulle tre componenti (Montalbetti & Kanasevich, 1970). Questa procedura è necessaria per l'individuazione di segnali coincidenti a più stazioni.

Una volta eseguite queste fasi, si ottiene una serie di "eventi sismici potenziali" che devono essere verificati, uno ad uno, dall'analista sismologo, per verificare che il dato corrisponda veramente ad un terremoto e non ad una associazione di rumori casuali avvenuti in coincidenza alle stazioni.

In questo report abbiamo preso in analisi i dati in due periodi di tempo diversi: il primo periodo va dal 1° aprile al 10 giugno 2017, mentre il secondo dall'11 giugno al 31 luglio. La divisione in questi due periodi è dovuta al fatto che mentre nel primo periodo le stazioni della rete erano solo 5, nel secondo esse sono aumentate a 10, incrementando la sensibilità.

Il nostro sistema di trigger prevedeva una coincidenza minima a 3 stazioni per la rete, in entrambi i periodi.

Nel primo periodo gli eventi "potenziali" usciti dall'algoritmo di trigger sono stati circa di 2700 eventi, mentre nel secondo periodo gli eventi potenziali sono stati circa 3000.

Tuttavia di questi eventi potenziali nemmeno uno, all'interno della rete e nelle immediate vicinanze, è eleggibile a terremoto reale. Oltre il 90% degli eventi potenziali rappresenta coincidenze di rumori casuali, peraltro abbastanza cicliche durante il corso della giornata alle stesse stazioni (cave, coltivazioni, pompe, etc.). Per il resto si tratta di qualche evento abbondantemente fuori rete (es. Bocche di Bonifacio) e qualche evento regionale.

Nel report precedente era stata evidenziata la presenza di un evento fuori rete dalle parti di Tratalias ma con localizzazione di pessima qualità. In questo report abbiamo scartato tutti gli eventi dello stesso genere, che nulla interessano lo studio in questione.

Attualmente, sebbene l'analisi dei segnali sia in parte ancora in corso per il periodo più prossimo, le faglie del bacino di Matzaccara non sembrano caratterizzate da sismicità rilevabile dagli strumenti. Studi di maggior dettaglio ancora da completare sulla totalità dei dati disponibili e saranno oggetto di eventuale integrazione a questo report.

Strumentazione e dati

Per questo studio abbiamo utilizzato dati acquisiti nel periodo compreso fra Ottobre 2016 ed Ottobre 2017, utilizzando un totale di 20 stazioni sismiche le cui caratteristiche sono riassunte in Tavola 1.

Tavola 1 – Caratteristiche della strumentazione utilizzata

Codice	Lat(°)	Lon(°)	Acquisitore	Sensore e periodo proprio (s)	Frequenza di campionamento (Hz)
SU21	39.146	8.486	Reftek 130	Lennartz 3D-5s	125
SU22	39.132	8.470	Reftek 130	Lennartz 3D-5s	125
SU23	39.146	8.453	Reftek 130	Lennartz 3D-5s	125
SU24	39.132	8.447	Reftek 130	Lennartz 3D-5s	125
SU26*	39.123	8.490	Reftek 130	Nanometrics TR-120s	125
SU33	39.139	8.452	Reftek 130	Lennartz 3D-5s	125
SU34	39.141	8.461	Reftek 130	Lennartz 3D-5s	125
SU35	39.131	8.459	Reftek 130	Lennartz 3D-5s	125
SU41	39.138	8.457	Reftek 130	Lennartz 3D-5s	125
SU42	39.142	8.474	Reftek 130	Lennartz 3D-5s	125
SU43	39.136	8.450	Reftek 130	Lennartz 3D-5s	125
SU44	39.135	8.461	Reftek 130	Lennartz 3D-5s	125
SU45	39.137	8.457	Reftek 130	Lennartz 3D-5s	125
SU51	39.139	8.452	Reftek 130	Lennartz 3D-5s	125
SU52	39.139	8.464	Reftek 130	Lennartz 3D-5s	125
SU53	39.137	8.453	Reftek 130	Lennartz 3D-5s	125
SU54	39.141	8.461	Reftek 130	Lennartz 3D-5s	125
SU55	39.144	8.464	Reftek 130	Lennartz 3D-5s	125
AT01	39.133	8.461	Lunitek Atlas	Lennartz 3D-1s	100
AT02	39.134	8.460	Lunitek Atlas	Lennartz 3D-1s	100
AT03	39.134	8.459	Lunitek Atlas	Lennartz 3D-1s	100
AT04	39.135	8.458	Lunitek Atlas	Lennartz 3D-1s	100
AT05	39.136	8.457	Lunitek Atlas	Lennartz 3D-1s	100
AT06	39.137	8.456	Lunitek Atlas	Lennartz 3D-1s	100
AT07	39.137	8.455	Lunitek Atlas	Lennartz 3D-1s	100
AT08	39.138	8.454	Lunitek Atlas	Lennartz 3D-1s	100
AT09	39.139	8.453	Lunitek Atlas	Lennartz 3D-1s	100

AT10	39.140	8.452	Lunitek Atlas	Lennartz 3D-1s	100
AT11	39.140	8.450	Lunitek Atlas	Lennartz 3D-1s	100
AT32	39.138	8.454	Lunitek Atlas	Lennartz 3D-1s	100

* *Stazione trasmessa in tempo reale*

Durante tale periodo, 5 strumenti (SU21-SU26) hanno acquisito continuamente e sempre nella medesima posizione. Le rimanenti stazioni sono state collocate in posizioni differenti durante varie campagne temporanee di acquisizione, finalizzate ad ottenere una copertura sufficientemente omogenea dell'area da investigare. L'ubicazione dei diversi strumenti è riportata in Figura 9.

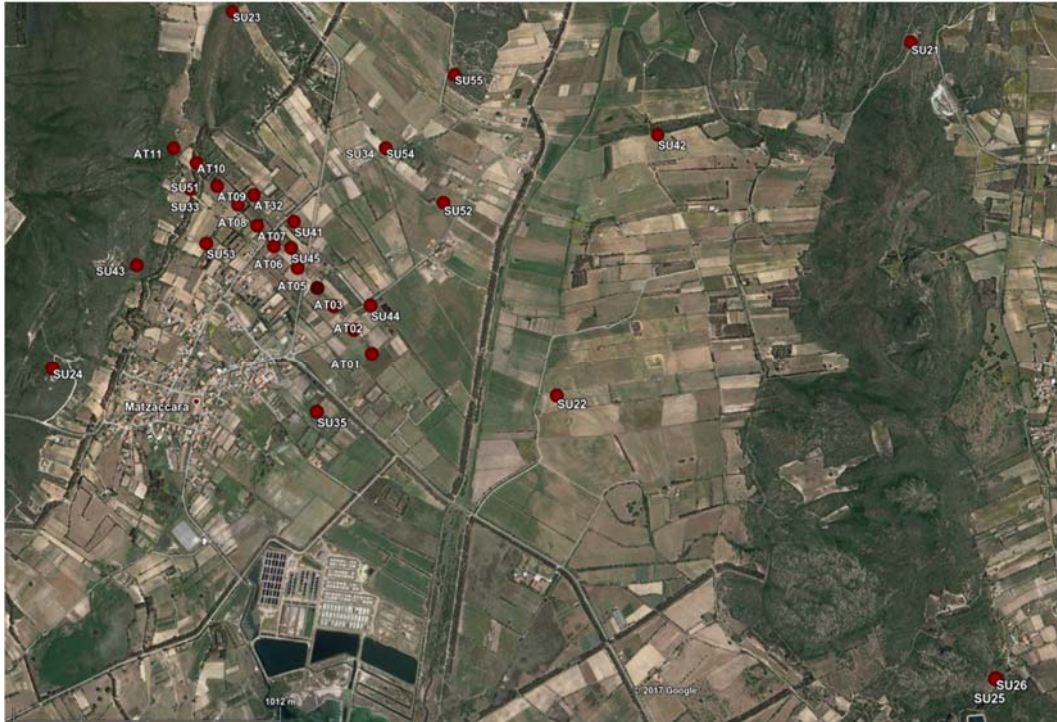


Figura 9 – Posizionamento delle stazioni sismiche nel bacino di Matzaccara.

Lo studio è stato condotto analizzando registrazioni di rumore sismico ambientale di durata compresa fra 6 e 24 ore. La distribuzione temporale degli intervalli analizzati è mostrata in Figura 10. La Figura 11 illustra due esempi di rumore sismico registrato alle componenti verticali delle stazioni SU21 e SU54, assieme alle corrispondenti rappresentazioni tempo-frequenza (spetrogrammi). Ad entrambe le stazioni, il segnale è dominato da componenti spettrali comprese nella banda 0.2-1Hz, la cui origine è da attribuirsi al microsisma marino. Alla stazione SU54, ubicata all'interno del bacino sui sedimenti olocenici ed in prossimità di aree antropizzate, il rumore di fondo ha un'ampiezza che è circa un ordine di grandezza superiore rispetto a quanto osservato alla stazione SU21, posizionata invece sulle vulcaniti mioceniche e lontano da sorgenti di rumore antropico.

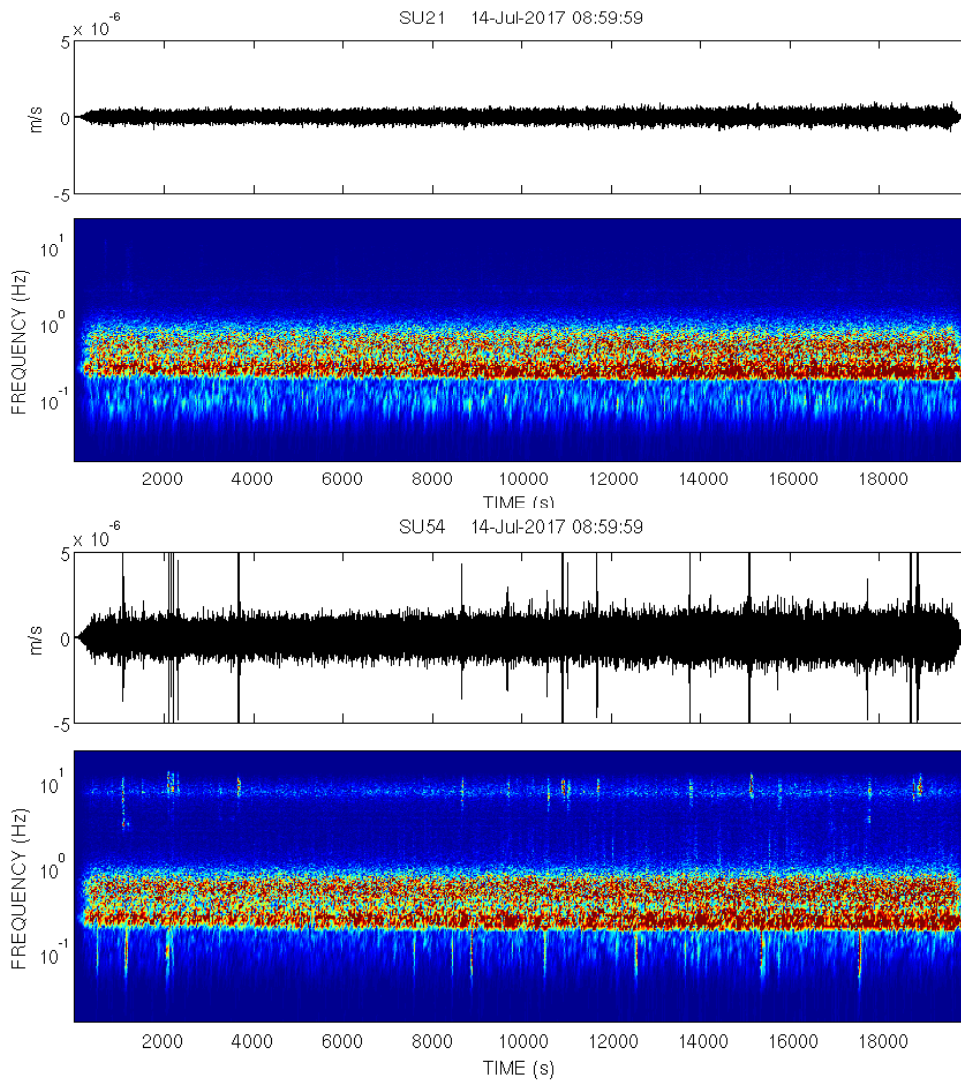


Figura 10 – Sismogrammi e corrispondenti spettrogrammi per le componenti verticali delle stazioni SU21 (in alto) e SU54 (in basso). Gli spettrogrammi sono stati ottenuti calcolando la trasformata di Fourier su finestre di 60s in scorrimento lungo il sismogramma con una sovrapposizione del 50%.

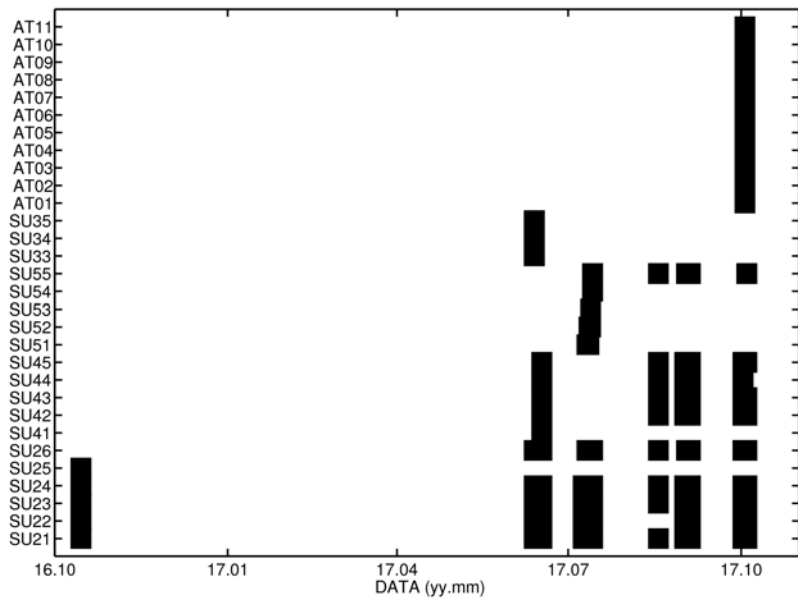


Figura 11 – Distribuzione temporale degli intervalli di acquisizione utilizzati per lo studio.

Metodo

Nell'ultimo decennio, numerosi studi hanno utilizzato la funzione di correlazione del rumore sismico ambientale registrato a coppie di stazioni sismiche per determinare le velocità di propagazione delle onde di superficie lungo il tragitto compreso fra i due siti di osservazione. Le onde di superficie hanno un comportamento dispersivo: la loro velocità di propagazione varia infatti al variare della frequenza, secondo modalità che dipendono dalla distribuzione delle proprietà elastiche nel sottosuolo. Se la stima della funzione di correlazione viene iterata su diverse bande di frequenza, è quindi possibile misurare le caratteristiche dispersive delle onde di superficie e, da queste, risalire ad un modello di velocità (principalmente per le onde di taglio) del sottosuolo.

Questa classe di metodi si basa sulle proprietà di correlazione dei segnali casuali, le cui prime applicazioni alla sismologia sono riportate nel classico lavoro di Aki (1957). Nel suo studio, Aki considerò il caso di molteplici stazioni ubicate alla medesima distanza ma diversi azimut rispetto ad una stazione di riferimento. Nell'ipotesi di onde stocastiche con propagazione orizzontale, la media azimutale dei cross-spettri (ovvero, delle funzioni di correlazione espresse nel dominio della frequenza) ottenute fra la stazione centrale e quelle periferiche è espressa dalla relazione (Aki, 1957, eq. 42):

$$\bar{\rho}(r; \omega_0) = J_0\left(\frac{\omega_0 r}{c(\omega_0)}\right) \quad (1)$$

Dove $\bar{\rho}(r; \omega_0)$ è la media azimutale dei cross-spettri ottenuti per distanza interstazione r e la frequenza ω_0 , J_0 è la funzione di Bessel del primo ordine, e $c(\omega_0)$ è la velocità di fase alla frequenza ω_0 . Aki commenta "*Questa formula indica chiaramente che se si misura $\rho(r, \omega_0)$ per una certa distanza r e per varie frequenze ω_0 , si può ottenere la funzione $c(\omega_0)$, ovvero la curva di dispersione dell'onda per il corrispondente intervallo di frequenze centrato sulle diverse ω_0* ".

Nella parte finale del suo lavoro del 1957, Aki sostiene, sulla base delle somiglianze nelle funzioni di correlazione osservate a coppie di stazioni orientate a diversi azimut, che il membro sinistro della (1) può essere sostituito dal cross-spettro ottenuto per una singola coppia di stazioni alla distanza r ed orientate secondo un generico azimut. L'osservazione di Aki [1957] è supportata dall'assunzione, ora ampiamente adottata, che per il rumore stocastico il campo d'onda è sufficientemente isotropo da rendere superflua l'operazione di media azimutale.

Questa idea, successivamente ripresa da Chavez-Garcia et al. (2005), consiste quindi nel sostituire la stazionarietà spaziale del segnale con la sua stazionarietà temporale. Ciò basandosi sull'ipotesi che, per un tempo di registrazione delle vibrazioni ambientali sufficientemente esteso, la media delle cross-correlazioni spaziali tra una determinata coppia di stazioni fornisce una stima adeguata della media azimutale delle cross-correlazioni misurate lungo diverse direzioni alla medesima distanza.

Se, per tempi sufficientemente estesi, i microtremori si propagano omogeneamente lungo tutte le direzioni, allora le misure lungo una sola direzione sono equivalenti alla media azimutale.

Sulla base di questi presupposti, in questo studio abbiamo misurato la funzione di correlazione nel dominio della frequenza (cross-spettro) per il rumore sismico ambientale registrato da coppie di stazioni posizionate a diverse distanze ed orientate secondo differenti direzioni. Sulla base di numerosi test, abbiamo verificato come intervalli di registrazione di 6 ore fossero sufficienti ad ottenere stime stabili e consistenti della funzione di correlazione; una ulteriore verifica è stata eseguita comparando le funzioni di correlazione ottenute per la medesima coppia di stazioni in diversi periodi dell'anno.

Ad ogni coppia di stazioni, le funzioni di correlazione sono poi state invertite per ottenere la dipendenza dalla frequenza delle velocità di fase delle onde di Rayleigh (curva di dispersione). Dalle curve di dispersione abbiamo poi calcolato i tempi di tragitto lungo i percorsi congiungenti le diverse coppie di stazioni, che sono poi stati invertiti per ottenere delle mappe di velocità di fase alle diverse frequenze.

Calcolo delle funzioni di correlazione

Nel nostro algoritmo, il calcolo delle funzioni di correlazione viene effettuato secondo i seguenti passi:

(1) Pre-condizionamento

In questa fase i sismogrammi delle singole stazioni sono assoggettati alle seguenti procedure:

- Rimozione del trend lineare;
- sottrazione della media;
- moltiplicazione per una finestra di *taper*
- filtraggio nella banda di frequenza 0.2 – 2 Hz.
- ricampionamento a 20 campioni/secondo

(2) Normalizzazione

Questa procedura è mirata a rimuovere transienti di grande ampiezza (quali disturbi elettronici o terremoti) che possono falsare i risultati della correlazione. Fra le varie procedure (si veda Bensen et al., 2007, per una panoramica sulle varie tecniche disponibili) abbiamo adottato una normalizzazione nel dominio del tempo, dividendo ciascun sismogramma per una sua versione smussata, utilizzando una finestra di lisciamento di lunghezza eguale alla metà del periodo corrispondente alla frequenza di taglio inferiore del filtro.

La Figura 12 mostra un esempio di sismogramma prima e dopo la procedura di normalizzazione temporale.

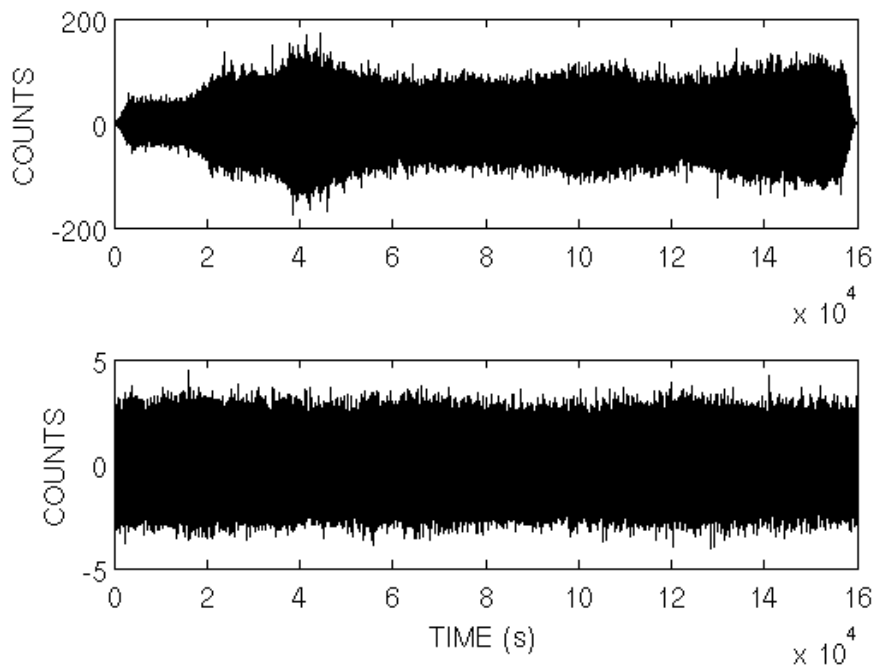


Figura 12 – Esempio di registrazione sismica alla componente verticale della stazione SU21, prima (alto) e dopo (basso) la procedura di normalizzazione temporale.

(3) Calcolo dei cross-spettri per ogni coppia di stazioni

Per ogni coppia di stazioni, il segnale viene segmentato secondo finestre consecutive di lunghezza 60s con sovrapposizione del 50%. Per ogni finestra temporale, il cross-spettro fra la i-esima e la j-esima stazione viene ottenuto dalla parte reale dell'espressione:

$$C_{ij}(\omega) = \frac{u_i(\omega)u'_j(\omega)}{\sqrt{|u_i(\omega)|^2|u_j(\omega)|^2}} \quad (2)$$

dove $u(\omega)$ è la trasformata di Fourier del segnale sismico, ed il simbolo ' indica il complesso coniugato. Infine, i cross-spettri ottenuti per le singole finestre temporali vengono sommati per ottenere la media temporale di cui all'eq. (1). Infine, gli spettri calcolati durante i diversi periodi di analisi (Figura 11) sono stati mediati per ottenere la stima finale della funzione di correlazione (Figura 13). E' da notare come le funzioni di correlazione ottenute in periodi diversi (punti grigi in Figura 13) siano mutuamente consistenti, ad indicare che l'ipotesi di stazionarietà del rumore sismico è soddisfatta. Per coppie di stazioni posizionate a distanze simili (es, le coppie SU22-SU24 e SU24-

SU55, per le quali l'interdistanza è di circa 2km) le funzioni sono marcatamente differenti, indicando che le velocità di propagazione lungo i rispettivi tragitti sono sensibilmente diverse.

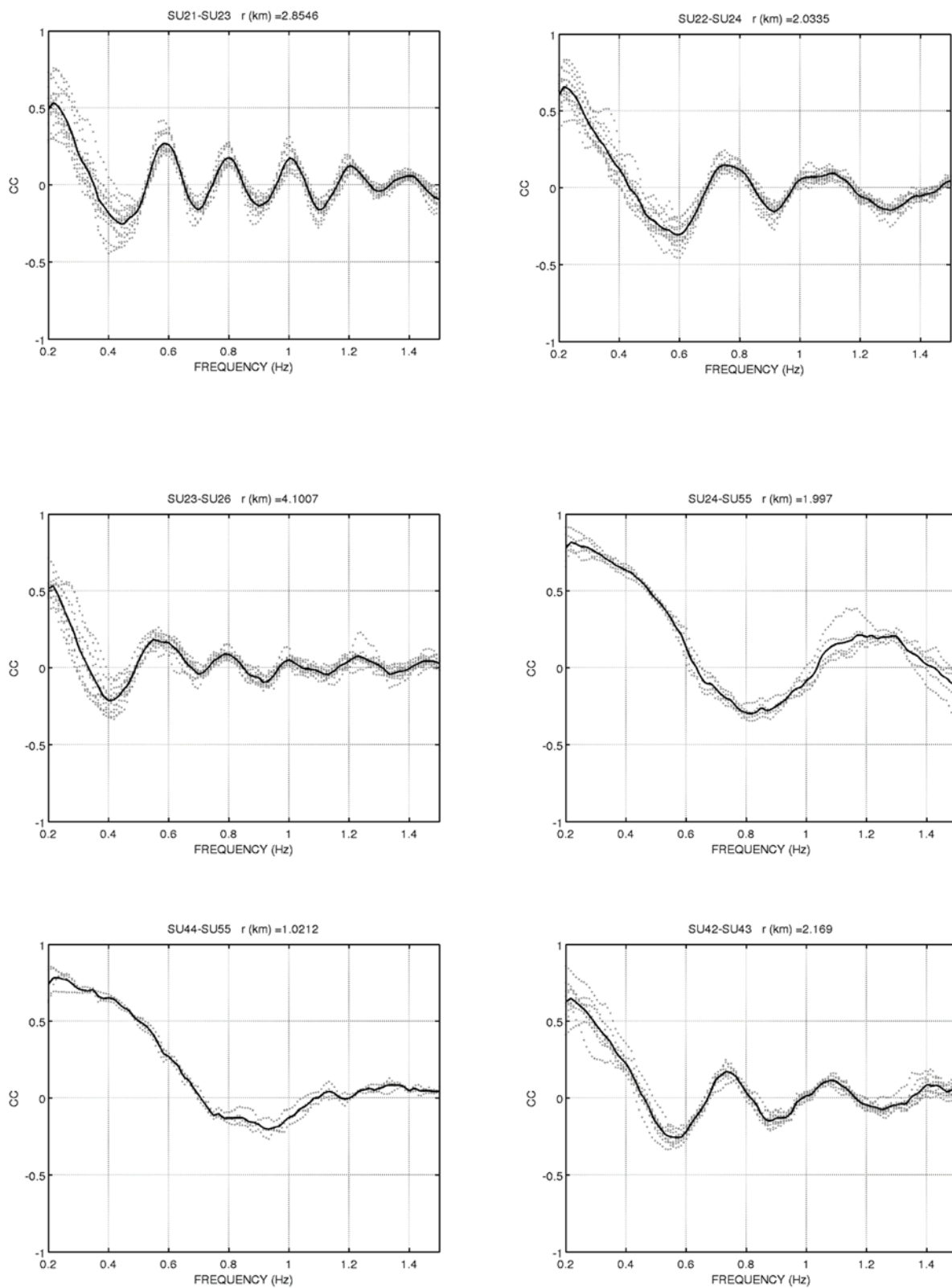


Figura 13 – Esempi della funzione di correlazione spaziale fra le componenti verticali di diverse coppie di stazioni, le cui distanze sono riportate sopra ciascun grafico. I puntini grigi corrispondono agli spettri medi

ottenuti su intervalli di circa 6 ore di registrazione in ciascuno dei periodi riportati in Figura 11. La linea nera indica la media delle singole stime.

Velocità di fase per la rete a larga apertura

Questa fase dell'analisi consiste nel trovare la curva di dispersione delle onde di Rayleigh $c(\omega)$ che, una volta inserita nell'argomento della funzione di Bessel (eq. 1) permetta di riprodurre al meglio le funzioni di correlazione sperimentali.

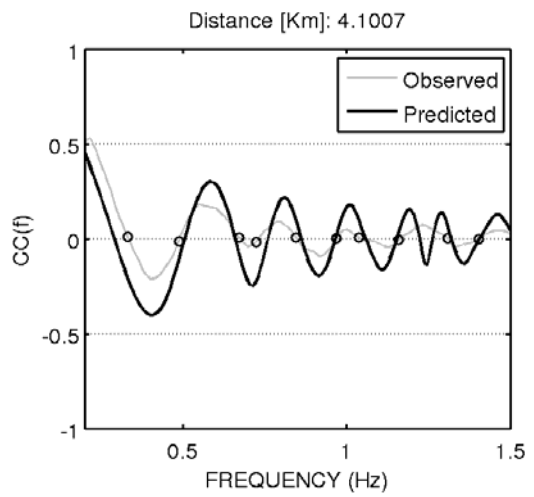
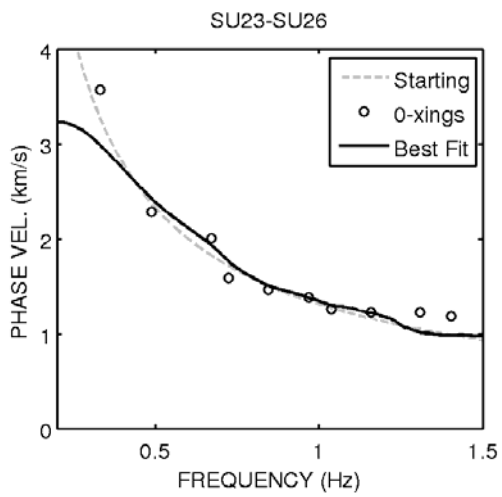
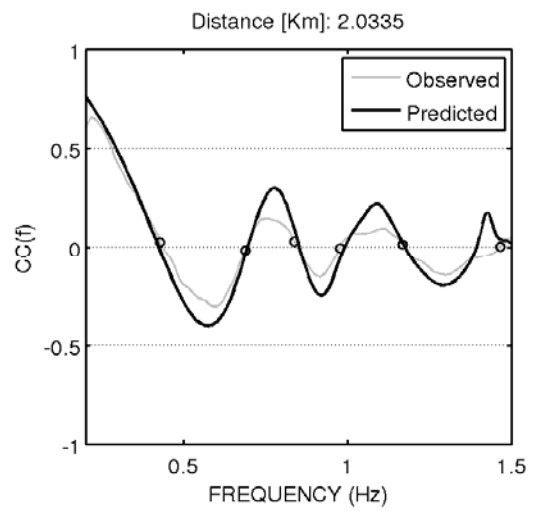
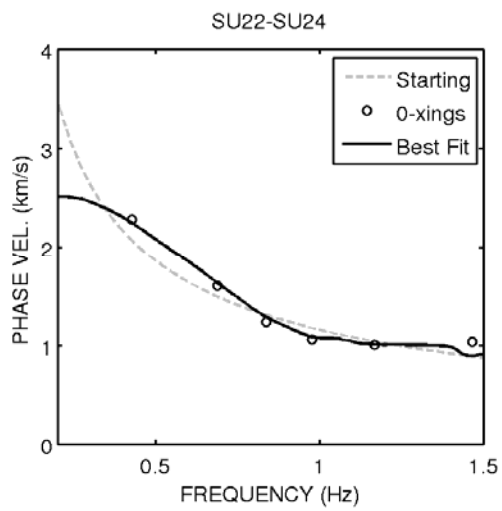
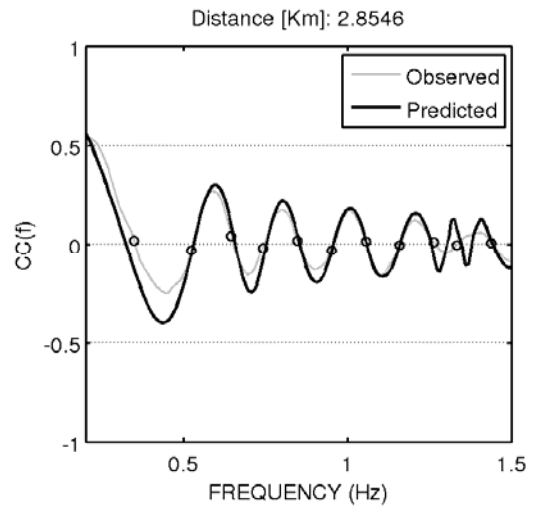
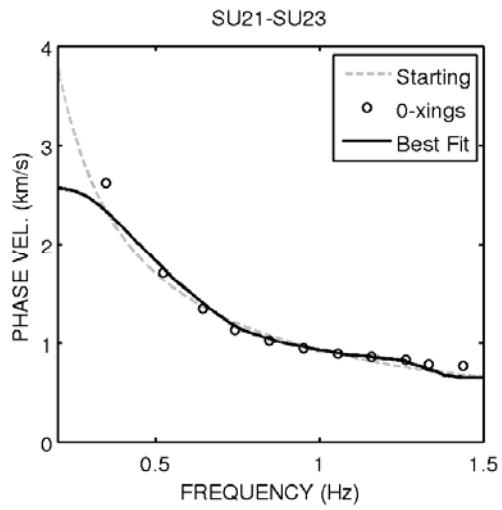
La procedura consueta consiste nel misurare le frequenze alle quali la funzione di correlazione assume valore zero. Conoscendo il valore dell'argomento per cui la funzione di Bessel si annulla, la velocità di fase a quella specifica frequenza viene facilmente ricavata dall'eq. (1) come $c(\omega) = \omega r / \arg$, dove \arg è il valore dell'argomento per il quale la funzione J_0 assume valore nullo. Questo metodo è stato ampiamente utilizzato in letteratura (ad es., Chouet et al., 1998; Chavez Garcia et al., 2005); tuttavia, per ricavare misure sufficienti ad una definizione consistente della curva di dispersione, è necessario che la funzione di correlazione (v. Figura 13) presenti numerosi attraversamenti dello zero, condizione che si verifica solo quando la distanza inter-stazione è grande comparata all'intervallo di frequenze analizzate.

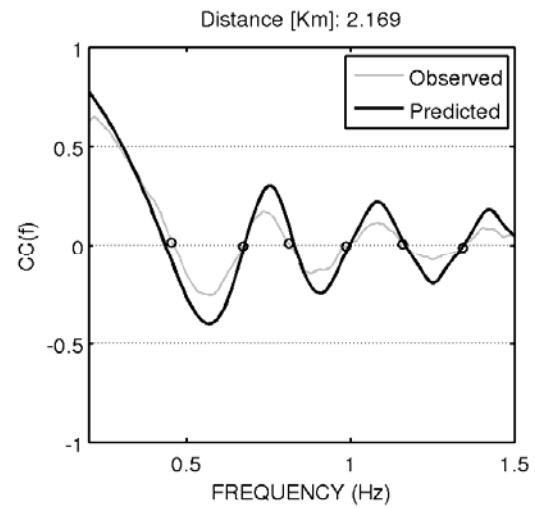
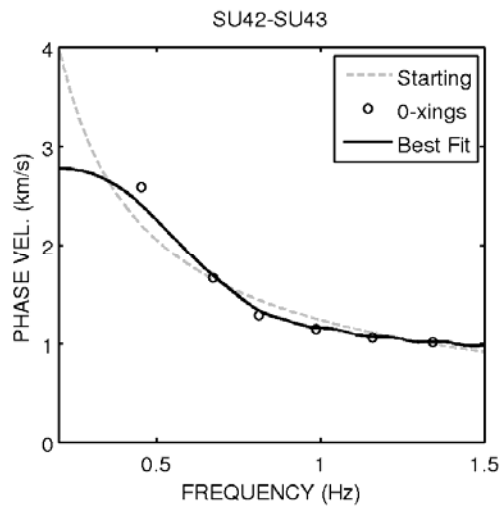
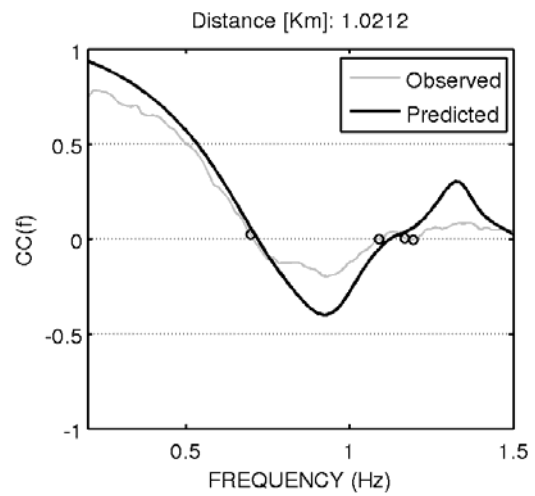
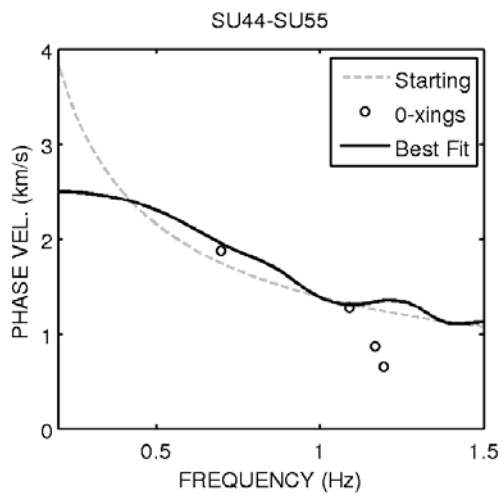
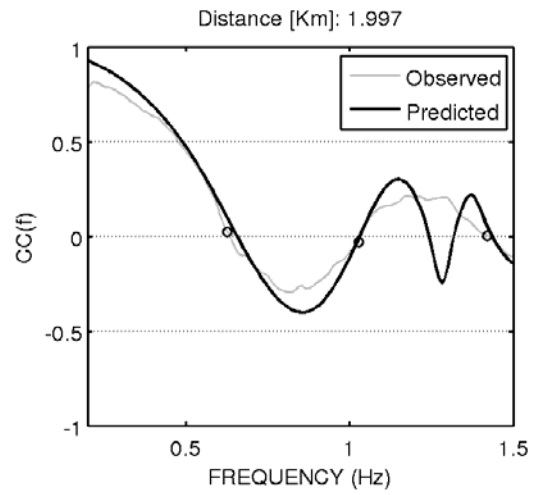
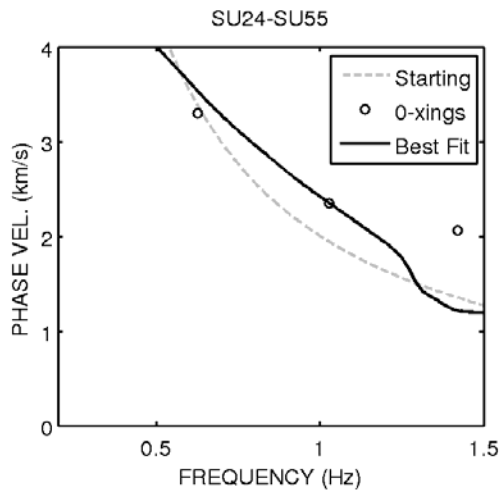
Un altro approccio consiste nello stabilire a priori una funzione analitica per la rappresentazione della curva di dispersione; solitamente, vengono utilizzate leggi di potenza del tipo $c(f) = Af^b$ (Saccorotti et al., 2001) o $c(f) = Af^b e^{-cf}$ (Chouet et al., 1998). In questo caso, la curva di dispersione viene derivata mediante una ricerca diretta sui parametri (A,b) o (A,b,c) per i quali si consegue il miglior adattamento del modello stabilito dall'eq. (1) alle curve di correlazione sperimentali.

In questo studio abbiamo seguito una terza procedura, basata sull'integrazione fra il metodo precedente e quanto proposto da Menke et al., (2005). La parte fondamentale della tecnica consiste nell'utilizzare le leggi di potenza sopra accennate per generare una stima iniziale della velocità di fase che possa spiegare in maniera ragionevole il cross-spettro osservato, senza alcun salto di ciclo. Successivamente, viene utilizzata una procedura di inversione ai minimi quadrati per perfezionare questa stima iniziale. Nell'inversione, sono utilizzati due tipi di informazioni *a priori*: (1) la velocità di fase deve essere prossima ad una versione smussata della stima iniziale ottenuta dalla ricerca su griglia, e (2) la velocità di fase deve variare in maniera regolare con la frequenza. Il metodo ha dimostrato essere particolarmente robusto in casi di distanze inter-stazione comparabili con la lunghezza d'onda (ovvero, quando sono presenti solo pochi attraversamenti dello zero), ed a bassi rapporti segnale-rumore.

Figura 14 – Inversione delle funzioni di autocorrelazione spaziale per una curva di dispersione per le medesime coppie di stazioni mostrate in Figura 13. I pannelli a sinistra mostrano la curva di dispersione derivata dalla ricerca su griglia sui parametri della legge di potenza (linea grigia tratteggiata), utilizzata come modello di partenza nella successiva inversione ai minimi quadrati il cui

risultato è indicato dalla linea nera. I cerchi neri indicano le stime discrete di velocità di fase calcolate sulla base degli attraversamenti di zero della funzione di correlazione. I pannelli a sinistra riportano le funzioni di correlazione misurate (puntini grigi) e quelle predette sulla base della curva di dispersione risultato dell'inversione. I cerchi indicano le frequenze a cui la curva di autocorrelazione misurata attraversa lo zero.





8. Mappe delle velocità di fase

Metodo

Per una data coppia di stazioni ij separate dalla distanza r , la conoscenza della relativa curva di dispersione consente di ricavare i tempi di tragitto ad ogni frequenza alla quale è definita la velocità di fase $c(f)$:

$$T_{ij}(f) = \frac{r_{ij}}{c(f)} \quad (3)$$

Questi tempi di tragitto vengono successivamente invertiti utilizzando un approccio tomografico per derivare mappe 2-D della velocità delle onde di Rayleigh in funzione della frequenza,

L'equazione fondamentale nel problema tomografico è data dalla relazione:

$$T_{AB} = \int_A^B s \, dl \quad (4)$$

dove il tempo di tragitto fra i generici punti A e B è espresso come l'integrale di linea lungo il raggio sismico della lentezza (inverso della velocità) nel mezzo di propagazione.

Per mezzi caratterizzati da forti anomalie di velocità, il problema è non-lineare, e richiede l'attuazione di tecniche che prendano in considerazione la dipendenza del tragitto dell'onda (e quindi, la geometria del raggio) dall'effettivo modello di velocità. Tuttavia, considerando le incertezze generalmente associate alla stima dei tempi di tragitto utilizzati come dato di ingresso negli studi tomografici, l'approssimazione di raggio rettilineo può essere generalmente tollerata. Parametrizzando il mezzo di propagazione secondo M celle (di dimensione e forma arbitrarie) di velocità costante, la discretizzazione della (4) porta ad esprimere il tempo di tragitto dell' i -esimo raggio come:

$$T_i = \sum_j^M l_{ij} s_j \quad (5)$$

dove l_{ij} è la lunghezza del segmento del raggio i nella cella j (tale lunghezza sarà eguale a 0 per le celle non attraversate da quel raggio), ed s_j è la lentezza della cella (v. Figura 15).

Quando le variazioni del campo di velocità sono piccole, le traiettorie dei raggi sismici non cambiano significativamente, per cui può essere trascurata la dipendenza della geometria del raggio dalla lentezza s ; in altri termini, il termine l_{ij} nell'eq. 5 rimane costante anche al variare della distribuzione delle velocità. Pertanto, la relazione (5) costituisce un sistema di equazioni lineari scritto nella semplice forma matriciale come

$$\mathbf{T} = \mathbf{Gm} \quad (6)$$

dove \mathbf{T} è il vettore che contiene i tempi di tragitto inter-stazione derivati dalle misure di dispersione, \mathbf{G} è la matrice dell'operatore diretto che contiene la lunghezza dei segmenti di raggio in ciascuna cella, ed \mathbf{m} è il vettore che contiene le lentezze incognite di ciascuna cella.

Il sistema di equazioni della eq. (6) è sparso ed ha determinazione mista. Per la sua soluzione abbiamo utilizzato una procedura iterativa ai minimi quadrati con regolarizzazione di Tykhonov del primo ordine (Menke, eq 34, pg 55):

$$\mathbf{m}^{k+1} = \mathbf{m}^k + (\mathbf{G}^T \mathbf{W}_d \mathbf{G} + \epsilon \mathbf{W}_m)^{-1} \mathbf{W}_d \mathbf{G}^T (\mathbf{d} - \mathbf{G} \mathbf{m}^k) \quad (7)$$

dove k è l'indice dell'iterazione, \mathbf{W}_d la matrice di covarianza dei dati e \mathbf{W}_m l'operatore alle differenze finite funzionale a mediare elementi adiacenti nello spazio dei modelli. Il parametro ϵ serve a controllare il peso della condizione di minima variabilità delle soluzioni rispetto all'adattamento fra dati predetti ed osservati. La sua determinazione avviene per via empirica, come dettagliato nel seguito.

Analisi

In base alla teoria esposta in precedenza, la determinazione delle velocità di fase sulla base delle funzioni di correlazione si fonda sull'assunzione che il campo d'onda del rumore sismico sia isotropo; ovvero, è richiesto che per il periodo di tempo di svolgimento delle analisi non esista alcuna direzione prevalente di propagazione. Per verificare la validità di questa assunzione, abbiamo graficato la distribuzione dei tempi di tragitto come funzione della distanza e dell'azimut fra le diverse coppie di stazioni (Figura 16).

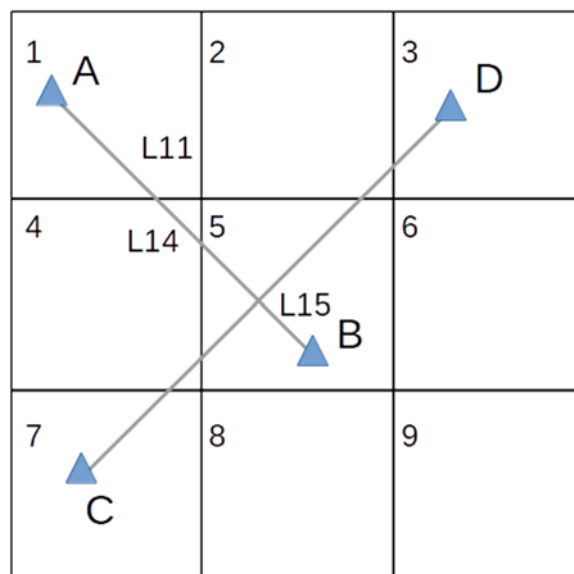
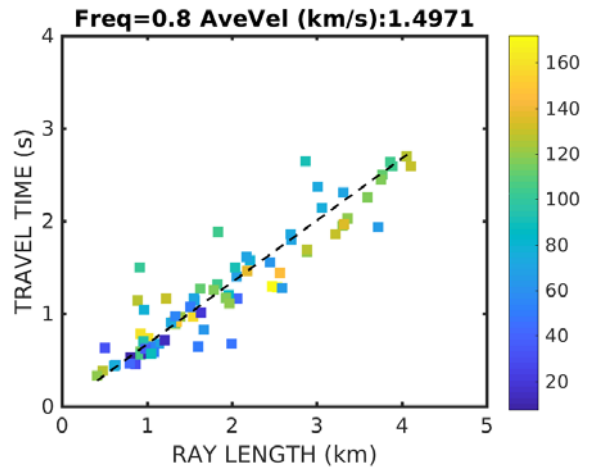
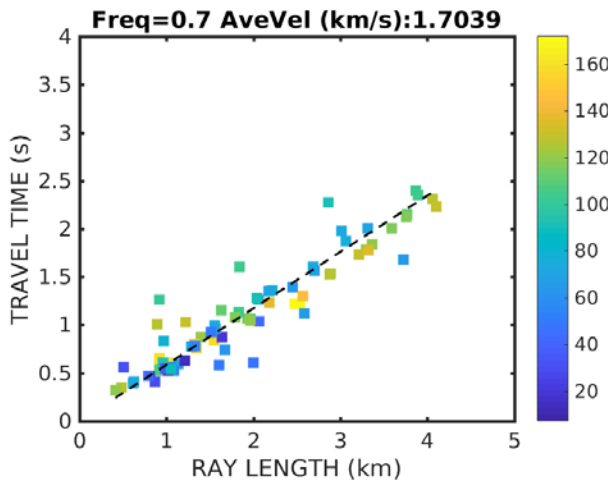
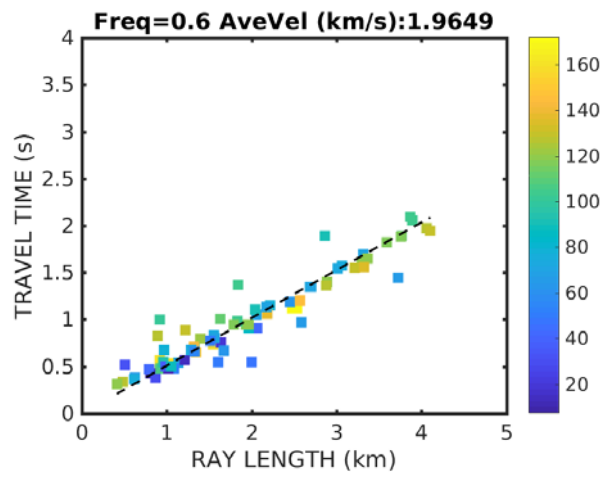
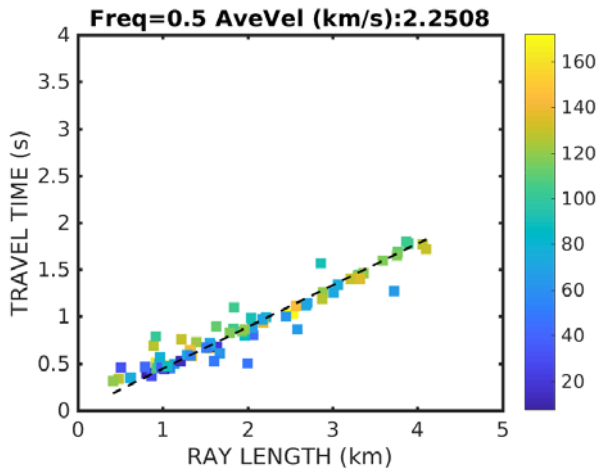
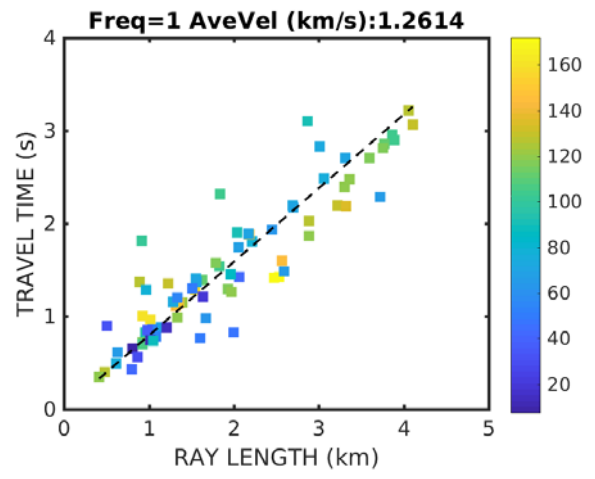
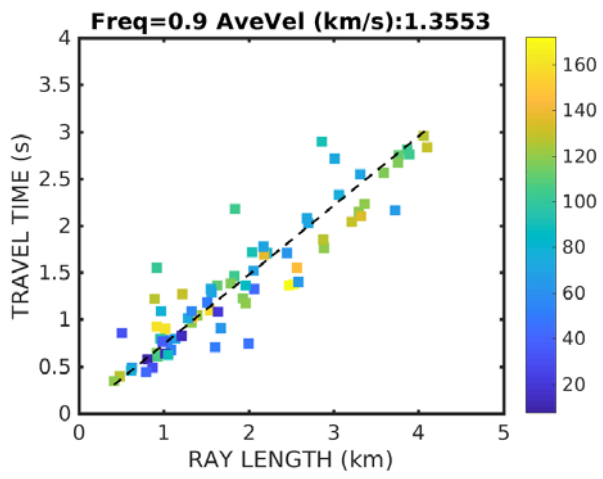


Figura 15: Schema del problema tomografico lineare. Per il generico raggio che si propaga lungo una determinata traiettoria, il tempo di tragitto totale è dato dalla sommatoria dei tempi di transito all'interno di ciascuna cella attraversata. Ad esempio, per il cammino A - B, il tempo di tragitto corrisponde alla somma dei segmenti L_{11} , L_{14} ed L_{15} rispettivamente moltiplicati per le lentezze assegnate alle celle 1, 4 e 5.





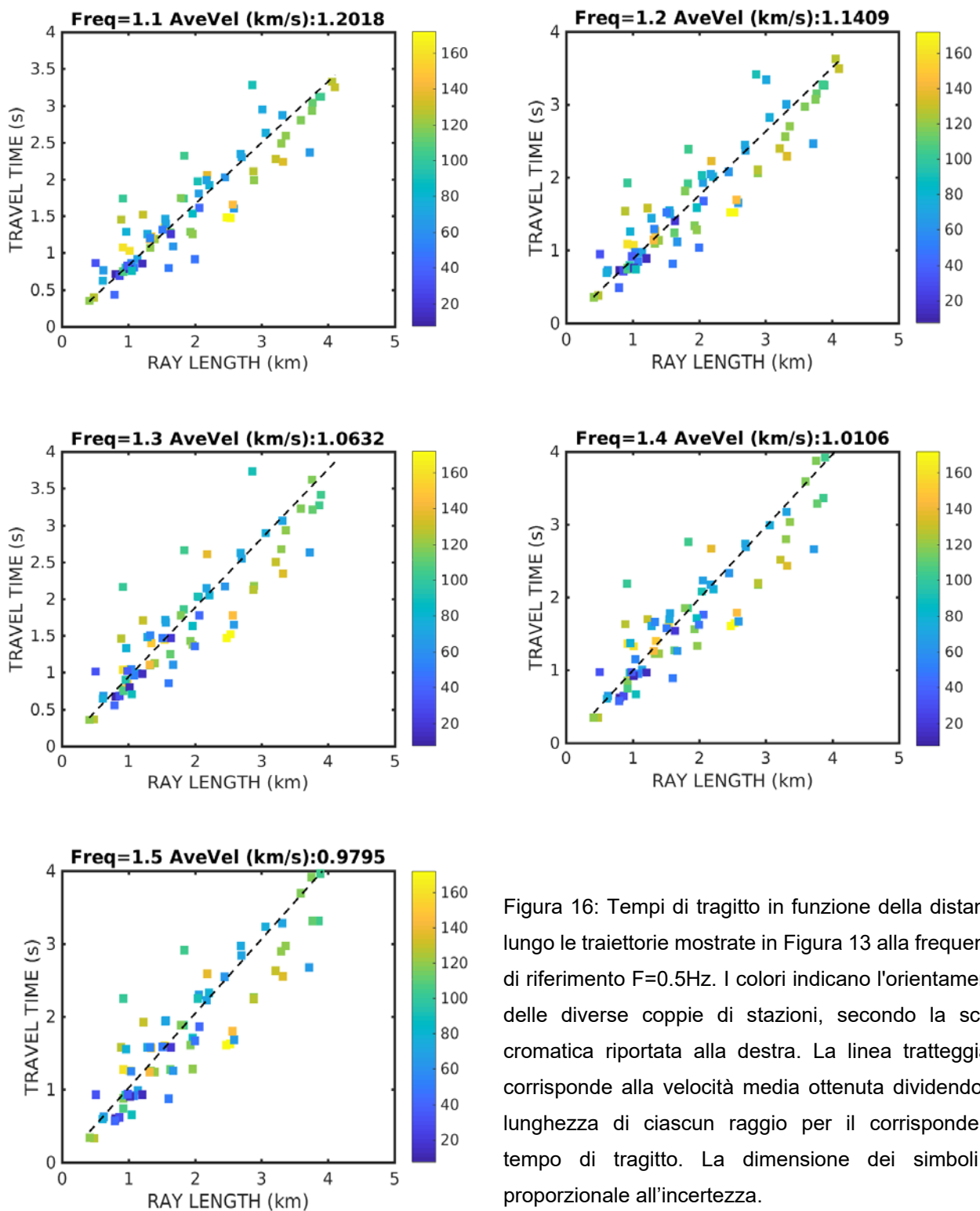


Figura 16: Tempi di tragitto in funzione della distanza lungo le traiettorie mostrate in Figura 13 alla frequenza di riferimento $F=0.5\text{Hz}$. I colori indicano l'orientamento delle diverse coppie di stazioni, secondo la scala cromatica riportata alla destra. La linea tratteggiata corrisponde alla velocità media ottenuta dividendo la lunghezza di ciascun raggio per il corrispondente tempo di tragitto. La dimensione dei simboli è proporzionale all'incertezza.

I risultati mostrano che i tempi di tragitto dipendono principalmente dalle distanze inter-stazione aumentando, come previsto, al crescere della distanza. Non si osserva nessuna variazione sistematica nei tempi di tragitto al variare dell'azimut fra le diverse coppie di stazioni; le variazioni positive o negative rispetto al trend definito dalla velocità media non sono correlate con alcun particolare azimuth inter-stazione.

Ciò conferma l'affidabilità delle nostre stime dei tempi di percorso, e che l'assunzione di campo d'onda isotropo alla base della teoria è rispettata. In altri termini, anche se le sorgenti principali sono raggruppate in una stretta gamma azimutale, i restanti settori azimutali irradiano sufficiente energia da rendere il campo d'onda del rumore ambientale, nel suo insieme, isotropo.

Ad ogni frequenza, abbiamo poi impiegato le distribuzioni dei tempi di tragitto di Figura 16 per determinare, tramite una procedura ai minimi quadrati, la **velocità media di fase** a quella particolare frequenza. Questi valori sono stati impiegati come **modello di partenza** nella successiva inversione tomografica.

L'area investigata è stata suddivisa secondo un reticolo regolare con origine al punto di coordinate :

39.12°N 8.44°E

e suddiviso in celle rettangolari con i seguenti parametri (Figura 10):

$N_x=8$ $dx=0.65$ km

$N_y=5$ $dy=0.66$ km

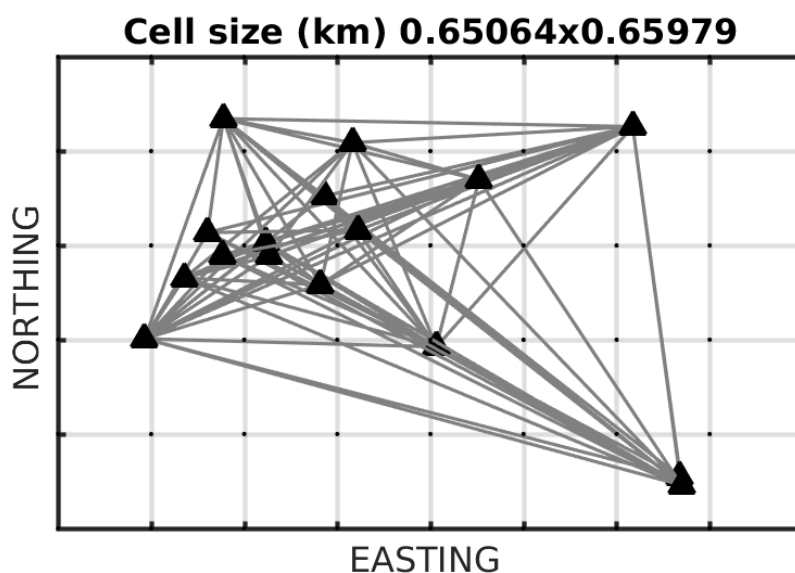


Figura 17: Geometria delle stazioni (triangoli) e relativi raggi sismici (segmenti grigi) utilizzati per l'inversione tomografica. Il mezzo di propagazione è stato parametrizzato con celle rettangolari le cui dimensioni sono riportate nel titolo dell'immagine.

Il numero M delle incognite è quindi pari a 40, per la cui determinazione sono state invertite le 77 stime di tempi di tragitto a frequenze comprese fra 0.5 e 1.5 Hz illustrate in Figura 9. La Figura 11 mostra il numero di raggi che attraversano ciascuna cella. Le zone dello spazio dei modelli non attraversate da nessun raggio non risultano determinabili, per cui la mappa di Figura 18 è stata poi utilizzata per mascherare, nei risultati, le zone non risolvibili.

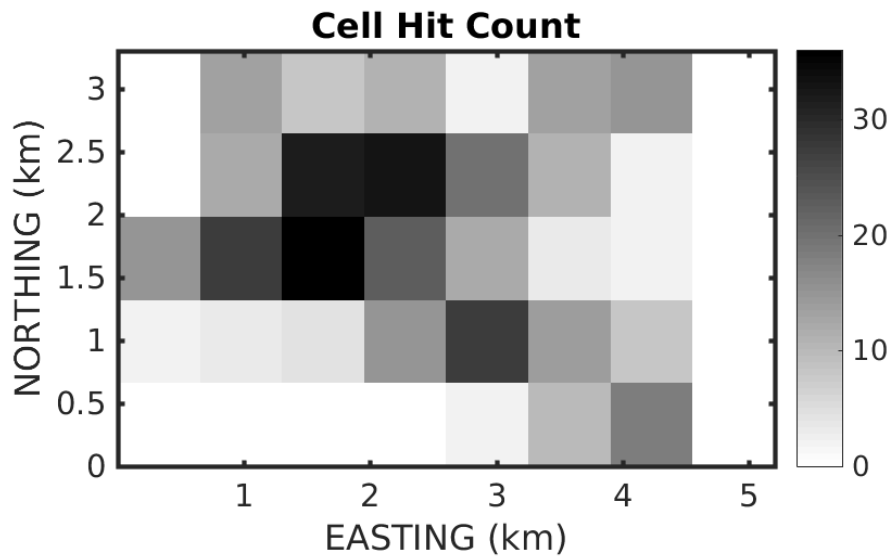


Figura 18: Numero di raggi che attraversano ciascuna cella.

A ciascuna frequenza, la **matrice di covarianza dei dati** (termine \mathbf{W}_d nell'eq. 7) è stata definita assumendo che tutte le osservazioni avessero il medesimo errore, ottenuto dalla media dei residui rispetto alla velocità media (Aster et al., 2005; eq. 2.52):

$$s^2 = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N r_i^2 \quad (8)$$

dove gli r_i sono le differenze fra i tempi di tragitto calcolati e quelli predetti sulla base della velocità media, ed $n-1$ è il numero dei gradi di libertà del sistema.

La determinazione del **parametro ϵ** passa attraverso il calcolo delle curve di *trade-off*, o *curva L* (Figura 19). Per questa procedura, vengono condotte più inversioni per valori crescenti di ϵ , e l'errore di predizione $\mathbf{e}^T \mathbf{e}$ è graficato in funzione della norma dei modelli $\mathbf{m}^T \mathbf{m}$. Per alti valori di ϵ , la curva tenderà verso bassi valori della norma dei modelli, a scapito però della precisione nella predizione dei dati (grandi valori di $\mathbf{e}^T \mathbf{e}$). Viceversa, per bassi valori di ϵ avremo una buona predizione dei dati, ma un'elevata varianza dei modelli. Il valore ottimale di ϵ è quindi quello intermedio, per cui entrambi

i termini assumono valore minimo. Nella pratica, la curva di *trade-off* viene calcolata per valori di ϵ eguali, ad esempio, a 10^N , $N = -3, -2, -1 \dots 2, 3$. La sintesi dei parametri utilizzati per ciascuna inversione è riportata in Tabella 2.

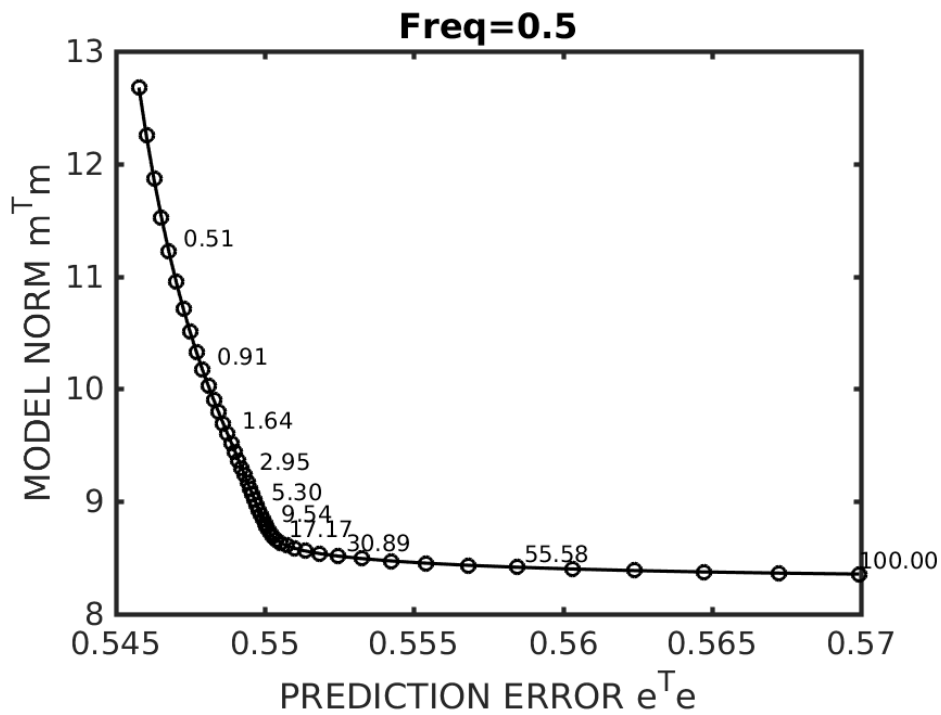


Figura 19: Esempio di curva L per la regolarizzazione di Tykhonov del primo ordine. La regione della curva alla quale sia l'errore di predizione (ascisse) che la norma dei modelli (ordinate) assumono valore minimo corrisponde ad un valore di ϵ pari a circa 0.08.

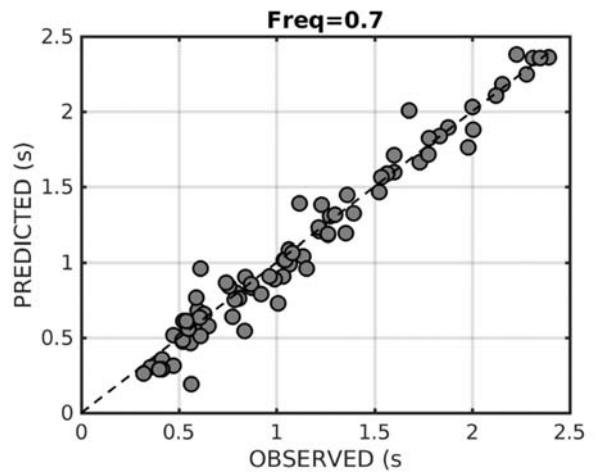
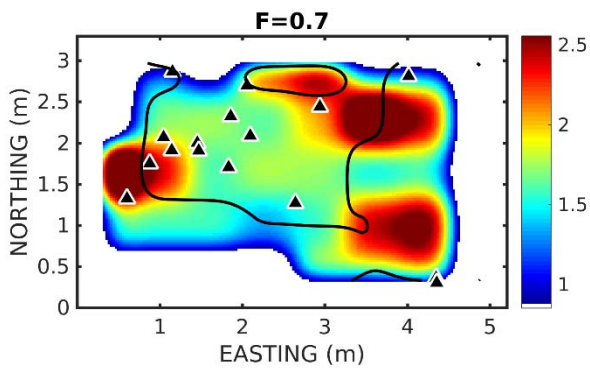
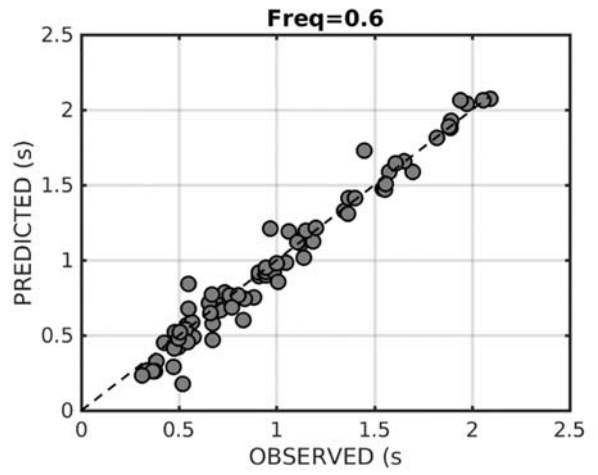
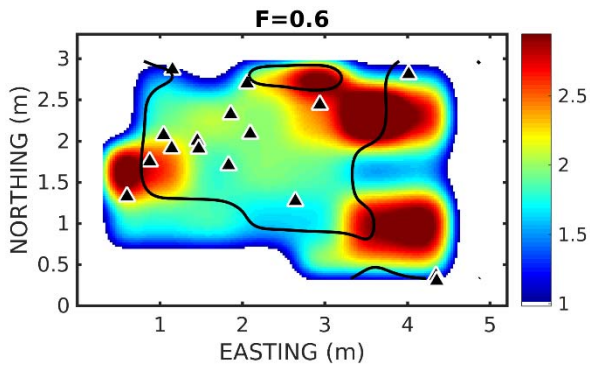
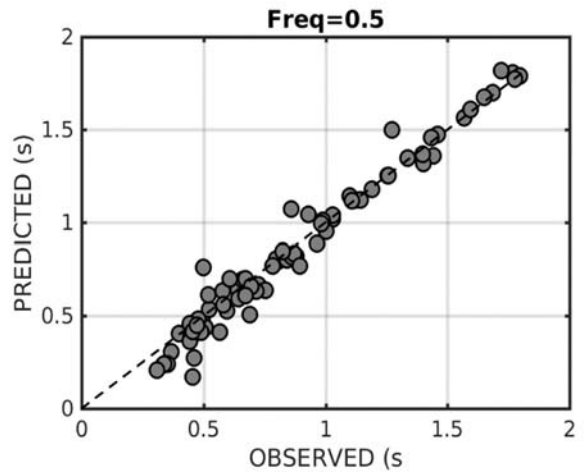
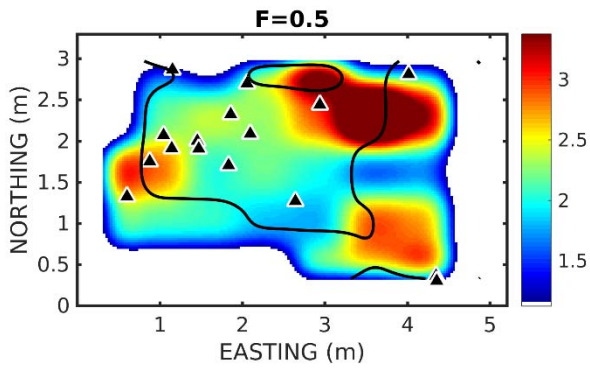
Un aspetto di rilievo riguarda la stima della risoluzione del metodo, ovvero la sua capacità di risolvere le anomalie di velocità. In questo studio abbiamo impiegato 2 approcci distinti: (1) l'inversione di un modello sintetico, caratterizzato dall'alternanza di anomalie positive e negative rispetto ad un valore di fondo (Checkerboard model); (2) per ogni cella, il calcolo dello *Spread*, definito come (Menke, 1989):

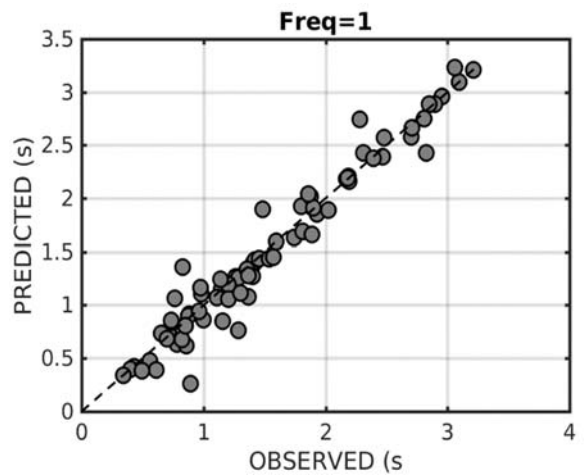
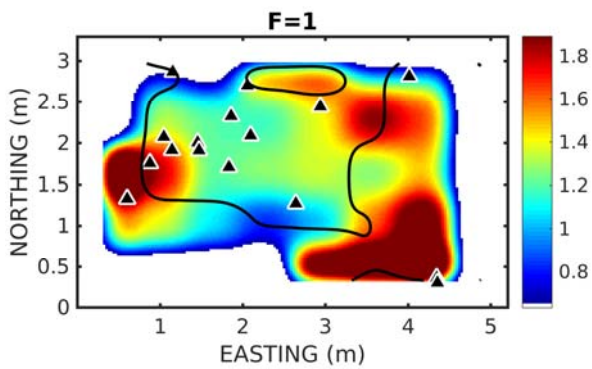
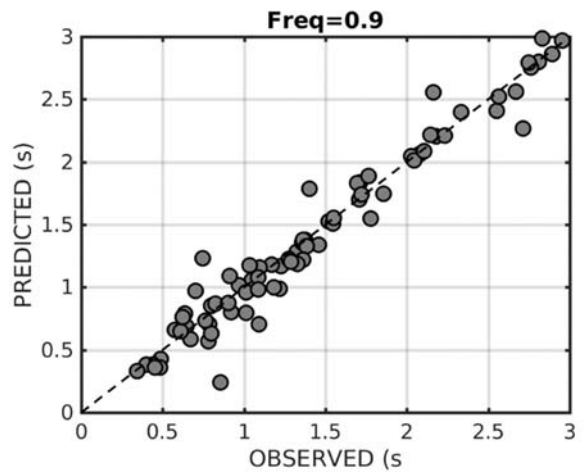
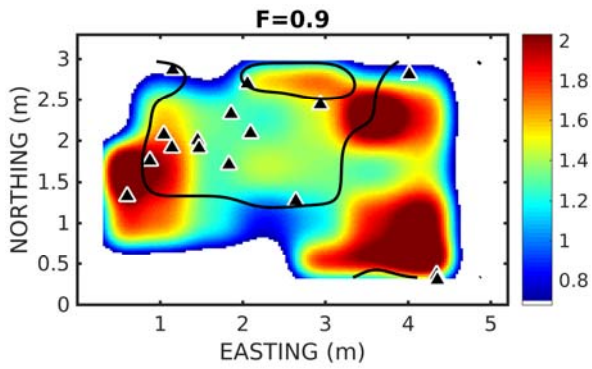
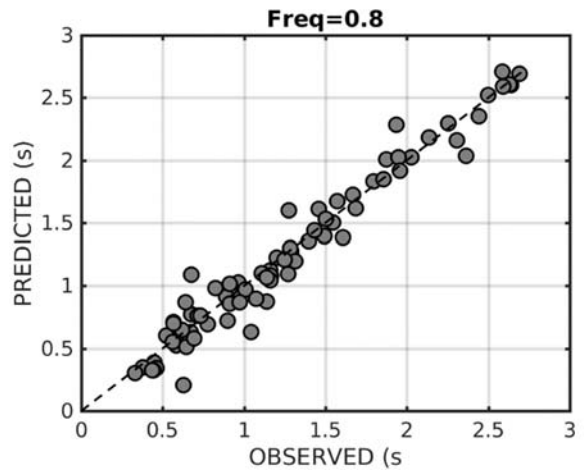
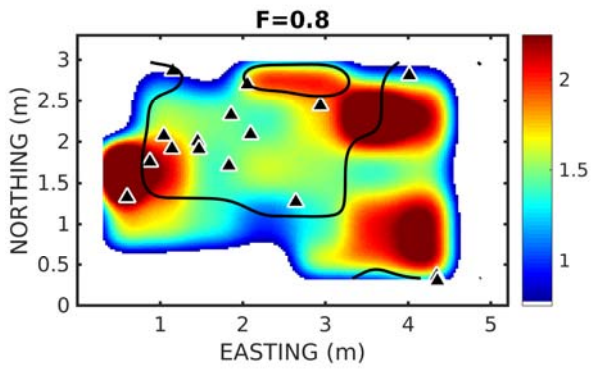
$$S_j = \sum_{j=1}^M (R_{ij} - I_{ij})^2 \quad (7)$$

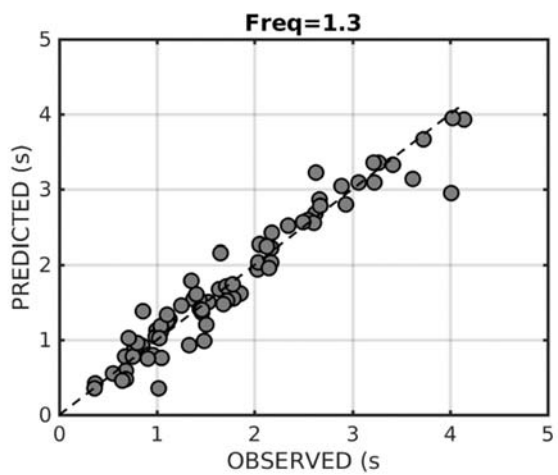
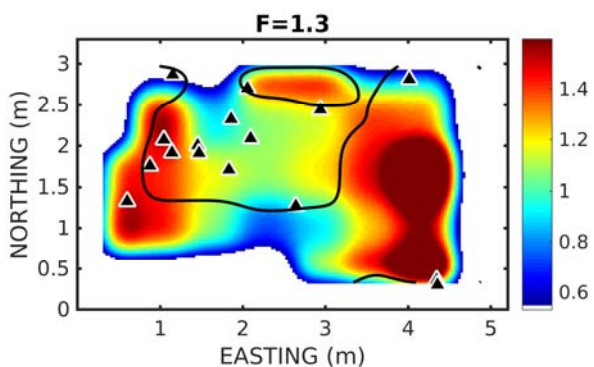
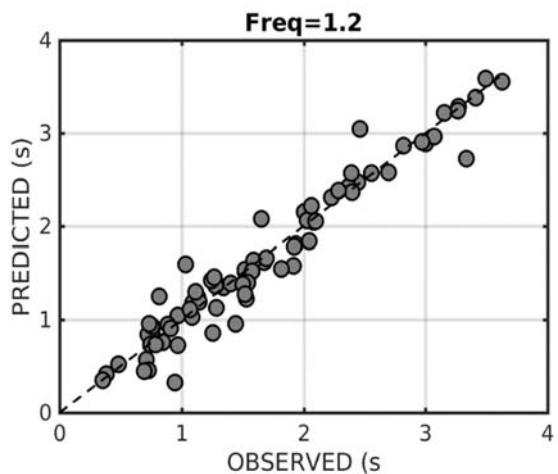
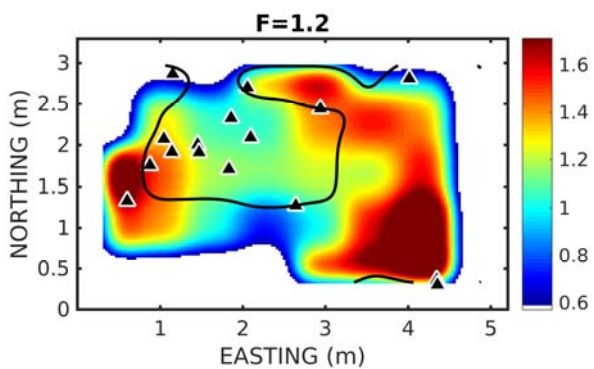
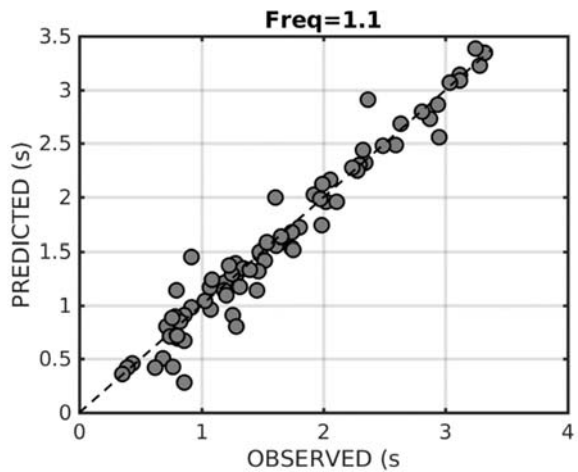
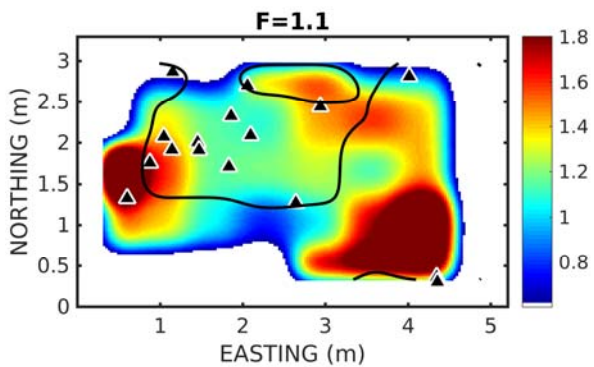
dove R è la matrice di risoluzione ed I la matrice identità. Celle con bassi valori di *Spread* saranno ben risolte, e viceversa.

Tabella 2 – Parametri delle procedure di inversione per ottenere le mappe di velocità di fase

Frequenza (Hz)	Riduzione varianza (%)	ϵ	Vel media (km/s)
0.50	53.53	17.00	2.25
0.60	61.64	10.00	1.96
0.70	65.93	8.00	1.70
0.80	69.72	6.00	1.50
0.90	69.01	6.00	1.36
1.00	69.82	3.00	1.26
1.10	69.76	5.00	1.20
1.20	67.63	5.00	1.14
1.30	67.08	3.00	1.06
1.40	67.36	3.00	1.01
1.50	67.00	3.00	0.98







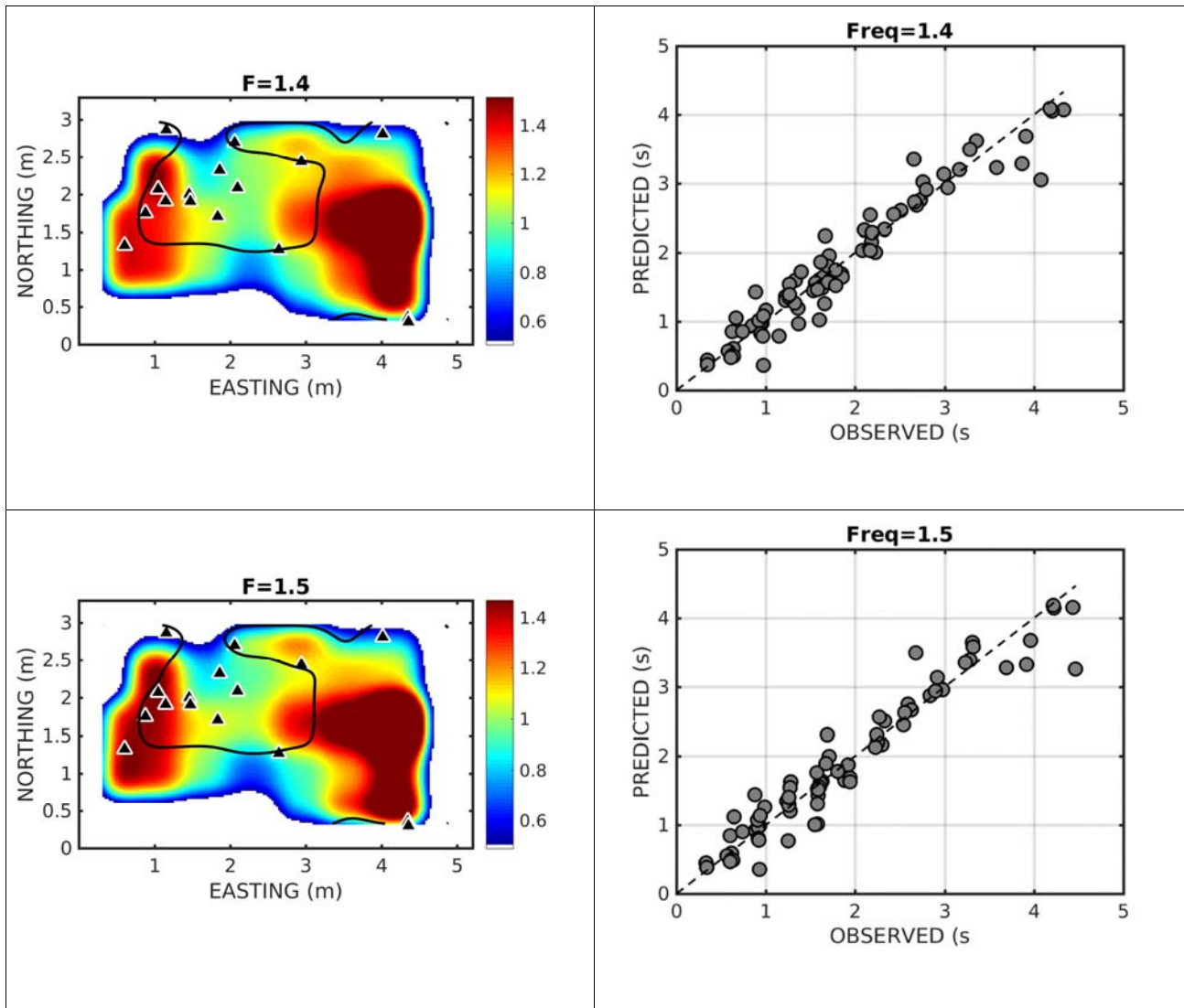


Figura 20: Inversione tomografica delle velocità di fase a frequenze comprese fra 0.5 e 1.5 Hz. Nella colonna a sinistra sono mostrate le mappe risultanti dall'inversione, dopo mascheratura delle celle con Spread maggiore di 0.1. Nella colonna di destra è mostrato il confronto fra i dati osservati e quelli predetti sulla base dei modelli ottenuti dall'inversione.

Il risultato dell'inversione consiste nella distribuzione areale delle velocità di fase delle onde di Rayleigh a differenti frequenze di analisi (Figura 20).

Test di Risoluzione

La capacità del metodo tomografico di risolvere variazioni spaziali della velocità del mezzo di propagazione dipende principalmente dalla densità e geometria dei raggi, dal numero di iterazioni, dal parametro di regolarizzazione ϵ . Per valutare l'influenza di tutti questi parametri, abbiamo validato i risultati illustrati in Figura 20 ripetendo l'inversione su dati sintetici calcolati per un modello

a distribuzione alternata di anomalie positive e negative di velocità (modello *checkerboard*, Figura 14; Leveque et al. 1993).

I tempi di tragitto sintetici calcolati per questo modello sono poi stati perturbati utilizzando errori casuali estratti da una distribuzione Gaussiana a media zero e deviazione standard eguale a quella dei residui dell'inversione a ciascuna frequenza di analisi. La Figura 22 mostra un esempio dei risultati del test di risoluzione per la frequenza 0.6Hz. Nella zona centrale del modello, dove la densità dei raggi ed i loro incroci sono maggiori, l'inversione riproduce in maniera soddisfacente l'alternanza delle perturbazioni positive e negative di velocità, riuscendo a definire con buona approssimazione anche i valori assoluti di tali perturbazioni.

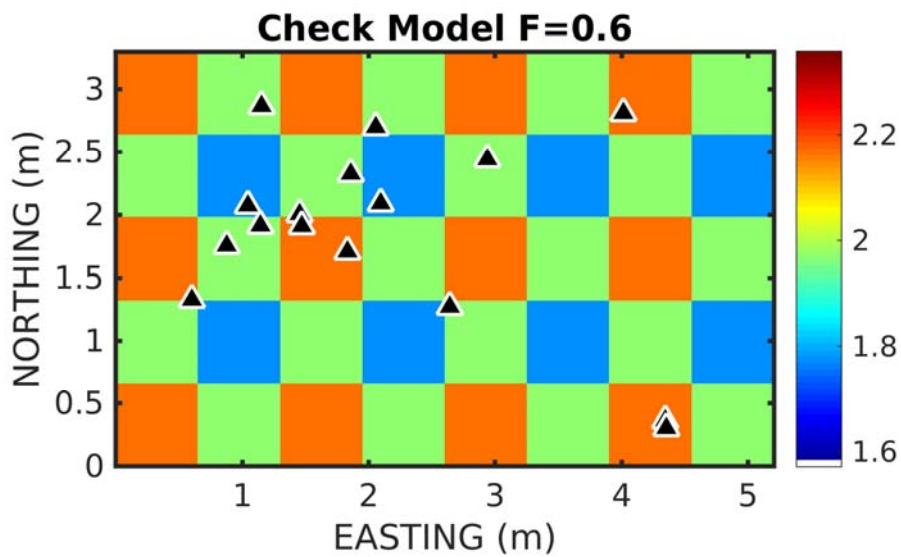


Figura 21 - Modello checkerboard utilizzato per valutare la risoluzione del metodo di inversione tomografica. Il modello è stato costruito considerando la velocità media definita dalla distribuzione dei tempi di tragitto ad una determinata frequenza, e aggiungendo / sottraendo a celle alterne una perturbazione del 10%.

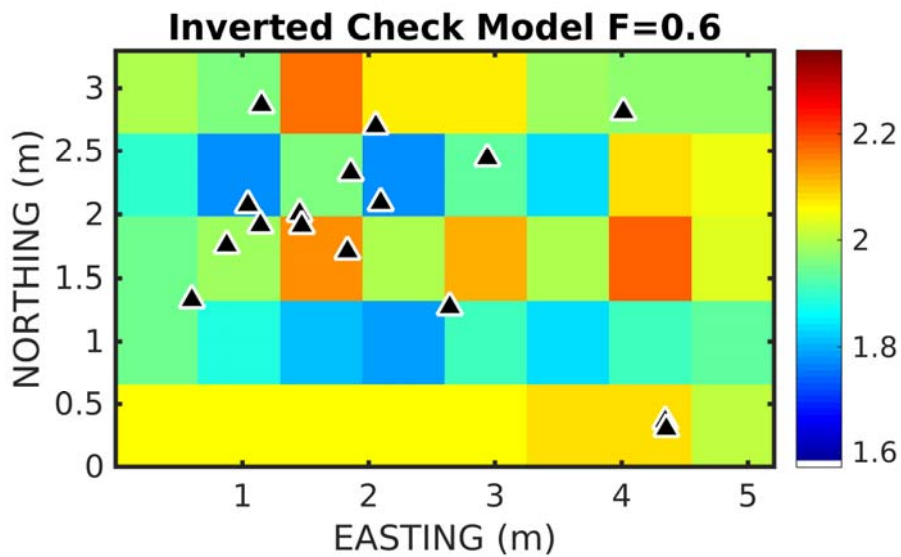
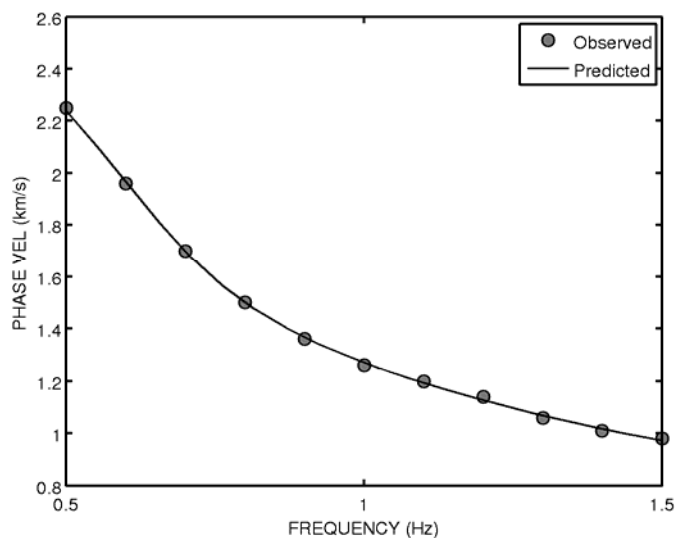


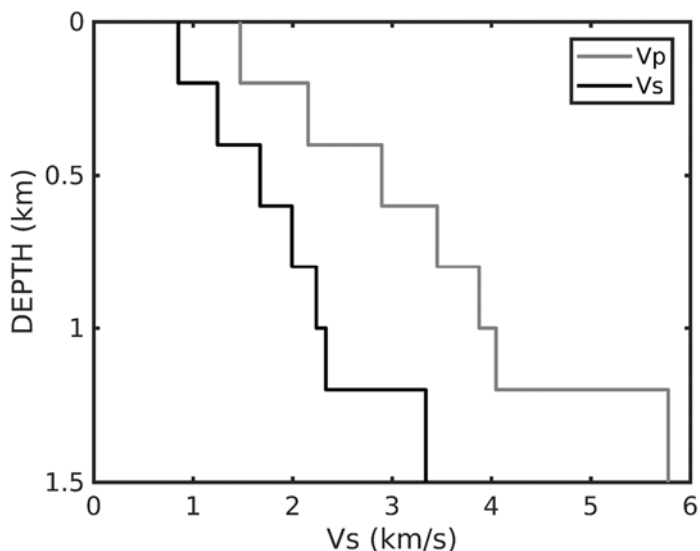
Figura 22 – Risultato dell'inversione dei tempi di tragitto sintetici calcolati per il modello di Figura 14.

Modello medio di velocità

Per ottenere un modello di riferimento dell'area, abbiamo considerato le velocità medie di fase ottenute per tutta la rete (Tabella 1), invertendo poi questa relazione di dispersione per un modello di velocità utilizzando i codici di inversione di Herrmann (2013). I risultati sono riportati in Figura 16 e Tabella 3, che illustrano il modello di velocità risultato dall'inversione e la comparazione fra la curva di dispersione sperimentale e quella predetta.



(a)



(b)

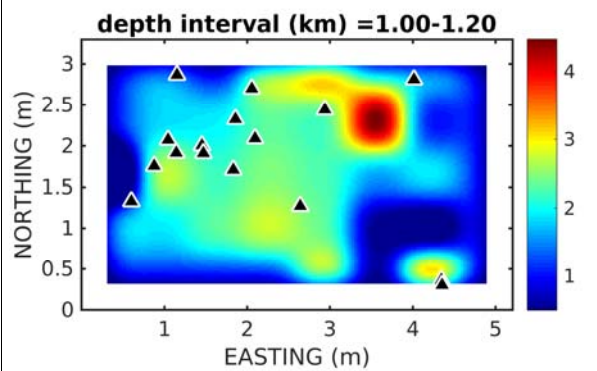
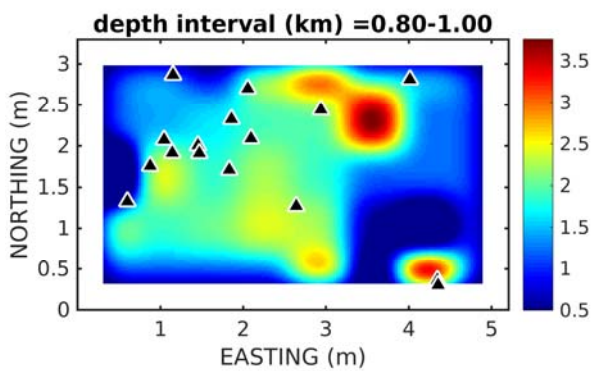
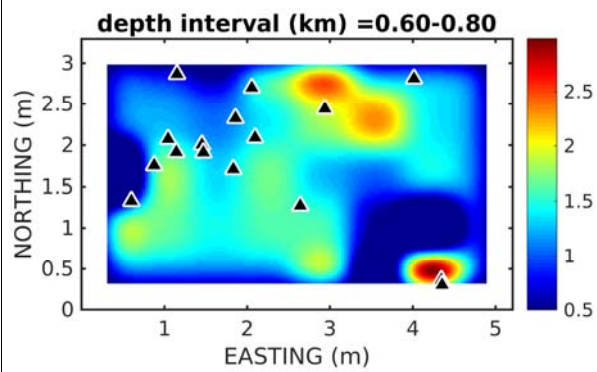
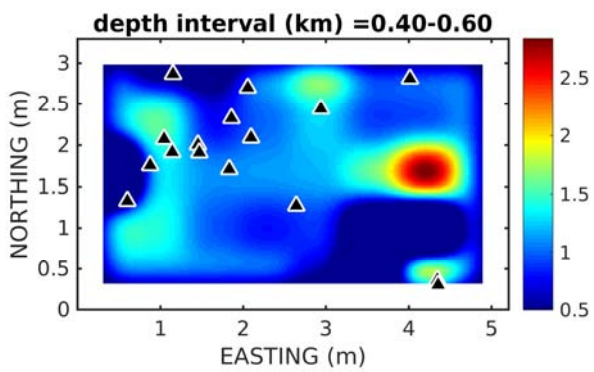
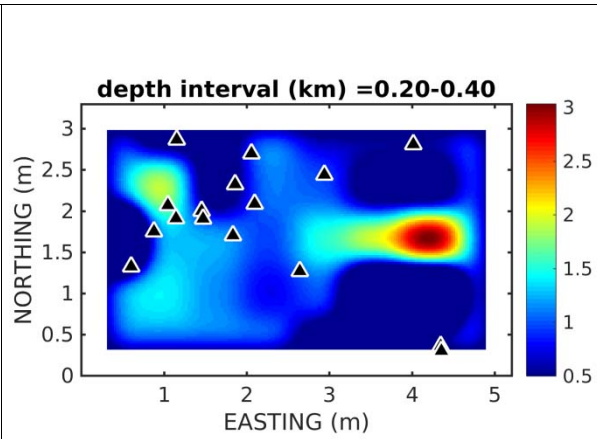
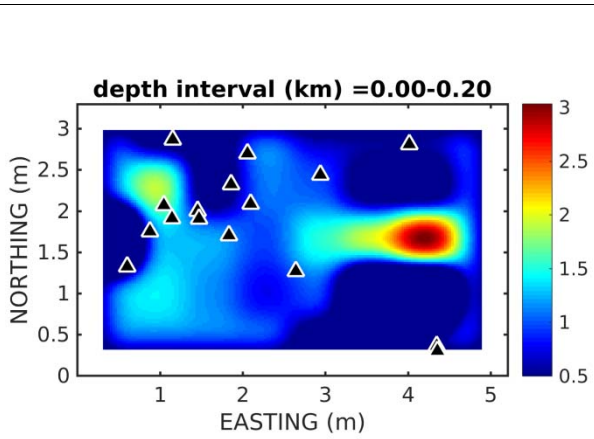
Figura 23: (a) Curva di dispersione ottenuta dalle velocità medie riportate in Tabella 2. I cerchietti indicano i valori misurati, la linea nera la relazione predetta sulla base del modello di velocità illustrato in (b).

Tabella 3: Modello medio di velocità delle onde di taglio per tutta l'area coperta dalla rete

Spessore (km)	VP(km/s)	VS(km/s)
0.2000	1.47	0.85
0.2000	2.16	1.24
0.2000	2.9	1.67
0.2000	3.45	1.99
0.2000	3.88	2.24
0.2000	4.05	2.34
0.0000	5.78	3.34

Modello 3D della velocità delle onde di taglio

Per ottenere l'immagine tridimensionale della distribuzione delle velocità delle onde di taglio Vs nel sottosuolo, abbiamo estratto da ogni cella delle mappe di velocità di fase della Figura 20, la velocità di fase alle varie frequenze. Queste curve di dispersione sono poi state invertite utilizzando la medesima parametrizzazione del modello di velocità utilizzata nel caso della curva media di dispersione (Figura 23), ottenendo profili verticali di Vs in corrispondenza di ciascuna cella. L'insieme di questi profili costituisce quindi una mappatura tridimensionale di Vs nell'area investigata (Figura 24).



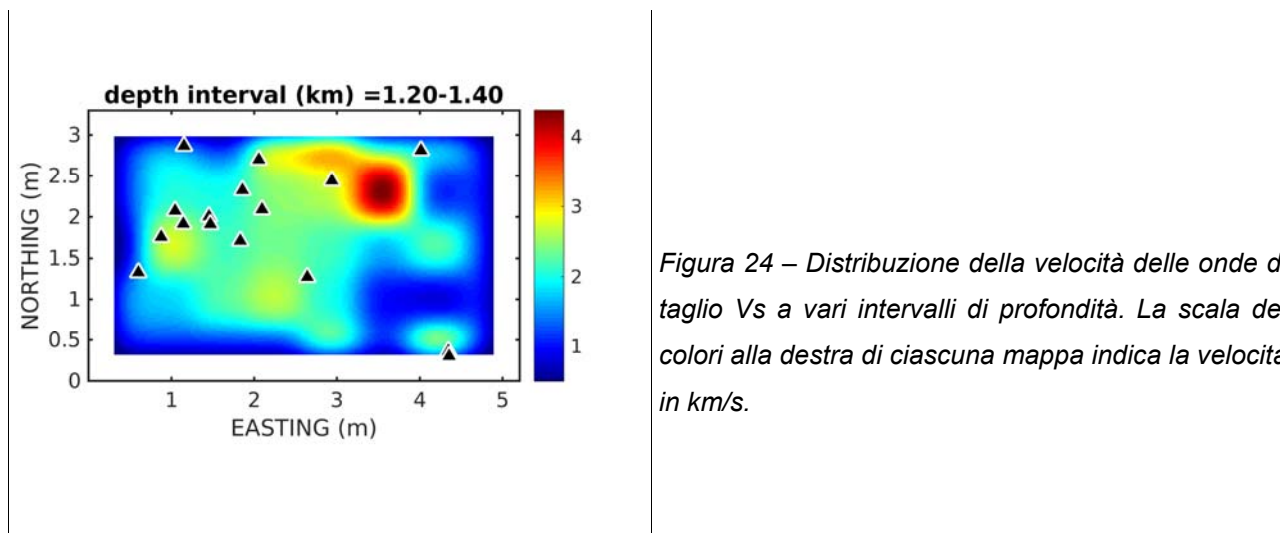


Figura 24 – Distribuzione della velocità delle onde di taglio Vs a vari intervalli di profondità. La scala dei colori alla destra di ciascuna mappa indica la velocità in km/s.

Interpretazione

In generale, nelle mappe di Figura 24 il bacino di Matzaccara è individuabile come una zona a bassa velocità ad allungamento NNE-SSW. Le anomalie di più alta velocità che lo bordano ai margini orientale ed occidentale, quindi, sono ragionevolmente attribuibili ai prodotti vulcanici del Miocene inferiore e medio, che affiorano ai margini orientali ed occidentale della piana. Queste anomalie, tuttavia, hanno carattere discontinuo; al margine occidentale dell'area investigata sono ben localizzate per le profondità maggiori ($z > 800\text{m}$), ma arrivano ad estendersi lungo tutto il bordo del bacino nelle zone più superficiali ($z < 800\text{m}$). Questa osservazione potrebbe essere indicativa di strutture tettoniche ad orientamento EW (ovvero, trasversali rispetto all'asse del bacino), che ne hanno dislocato la parte più profonda.

L'interpretazione delle mappe di Figura 24 deve comunque tenere di conto dei seguenti elementi:

- (1) le limitazioni nella risoluzione delle mappe di velocità di fase, in cui solo poche celle risultano ben risolvibili, come evidenziato sia dai test sintetici (*checkerboard*; v. Figura 22) che dalla funzione di *Spread*;
- (2) La non unicità del processo di inversione delle curve di dispersione. Nella soluzione di questo problema fortemente non lineare, infatti, si possono ottenere soluzioni marcatamente differenti ma comunque in grado di riprodurre i dati osservati (le velocità di fase) in modo egualmente soddisfacente.

Sezione di velocità lungo il profilo lineare

Nel caso del profilo lineare, la disponibilità di punti di misura disposti lungo la medesima direzione rende molto più semplice la soluzione dell'eq. (1): per una data frequenza, i coefficienti di correlazione sono graficati in funzione della distanza interstazione, e viene poi ricercato il valore della velocità di fase a quella determinata frequenza per il quale è minimizzata la differenza fra la

curva di correlazione osservata e quella predetta (Figura 25). La minimizzazione è effettuata utilizzando una ricerca diretta su 100 valori di velocità di fase compresi fra 0.2 km/s e 3 km/s.

L'analisi è stata effettuata considerando gruppi formati da N stazioni consecutive, ed utilizzando i coefficienti di correlazione calcolati per tutte le coppia indipendenti di stazioni appartenenti a ciascun gruppo. La procedura viene poi ripetuta considerando il gruppo successivo, ottenuto traslando di una unità l'indice della prima stazione (v. Tabella 4)

Tabella 4 – Parametri delle procedure di inversione per ottenere le mappe di velocità di fase

Gruppo 1	1,2	1,3	1,4	2,3	2,4	3,4
Gruppo 2	2,3	2,4	2,5	3,4	3,5	4,5
Gruppo 3	3,4	3,5	3,6	4,5	4,6	5,6
...
Distanze (m)	120	240	360	120	240	120

La curva di dispersione così ottenuta viene quindi attribuita al baricentro delle stazioni del gruppo analizzato. L'insieme delle curve di dispersione è riportato nella Figura 26a; ciascuna curva è stata successivamente invertita, ottenendo quindi una sezione di velocità delle onde S lungo tutto l'array lineare (Figura 26b).

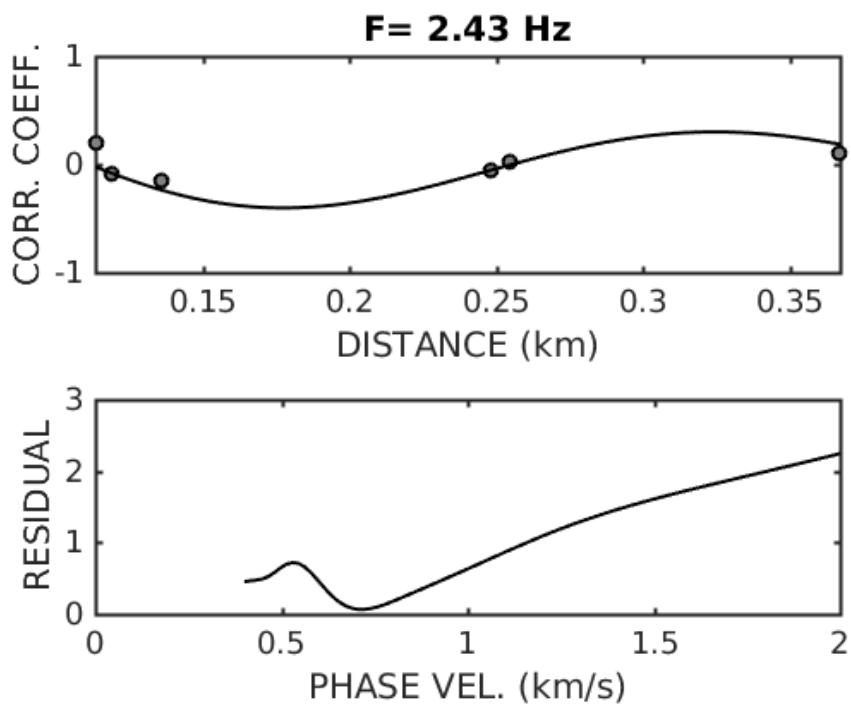
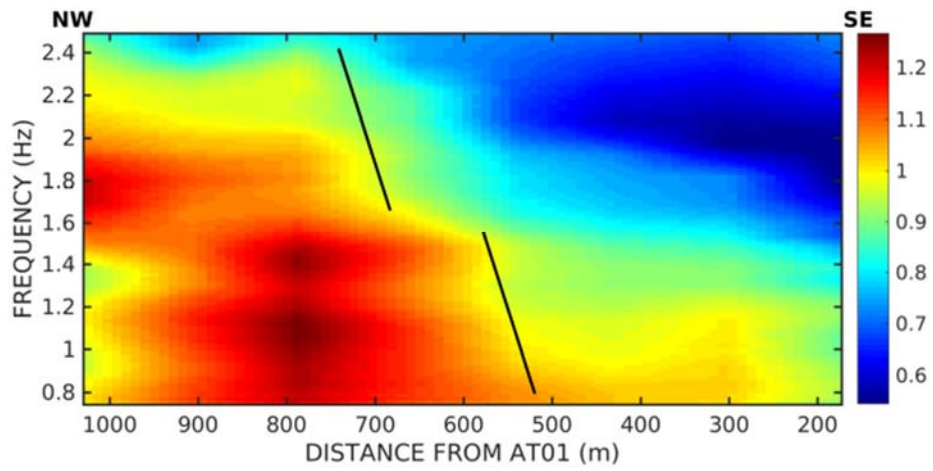
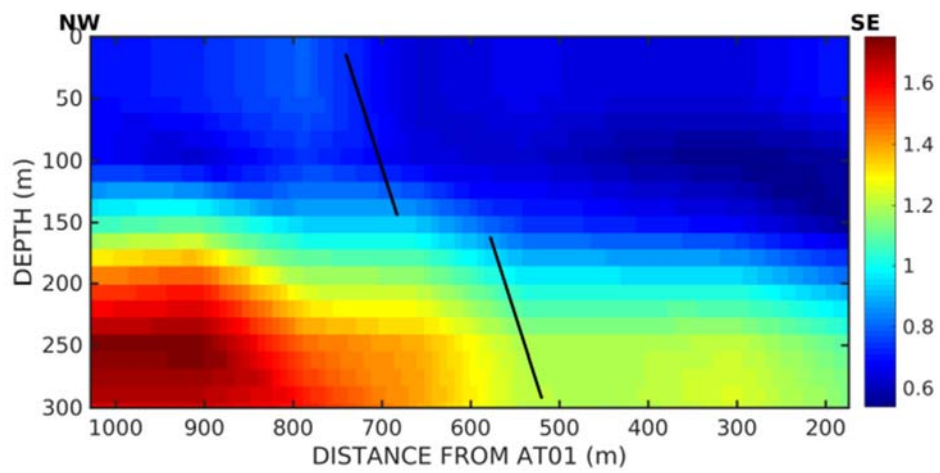


Figura 25 - Pannello in alto: adattamento dei coefficienti di correlazione stimati ad una particolare frequenza con la funzione di Bessel di eq. (1), per un gruppo di 4 stazioni adiacenti (distanze comprese fra 120 e 360m). Il pannello in basso mostra la funzione di errore, dal cui minimo viene individuata la migliore stima della velocità di fase a quella particolare frequenza.

(a)



(b)



(c)



Figura 26 – (a) Mappa delle velocità di fase ottenute dall'analisi lungo il profilo lineare. Le linee nere indicano due discontinuità principali nelle caratteristiche dispersive, verosimilmente attribuibili a due faglie lungo le quali

è avvenuto il ribassamento della parte orientale del bacino. (b) Profilo delle velocità delle onde di taglio ottenute dall'inversione delle dispersioni mostrate in (a). (c) Proiezione in superficie delle due discontinuità mostrate in (a) e (b).

La mappa delle velocità di fase evidenzia due discontinuità principali, posizionate a circa 550-600m e 750-800m lungo il profilo. Tali discontinuità possono essere realisticamente interpretate come due faglie normali in corrispondenza delle quali è avvenuto il ribassamento della parte orientale del bacino.

Per invertire le singole curve di dispersione, abbiamo utilizzato un modello di partenza costituito da 7 strati di spessore costante eguale a 50m, sovra-imposti ad un semispazio. L'inversione è stata condotta mantenendo fisso lo spessore degli strati, e lasciando variare solo la velocità delle onde di taglio, che è il parametro che maggiormente controlla le caratteristiche dispersive delle onde di superficie. La procedura di inversione non può riprodurre nel dettaglio il comportamento delle funzioni di dispersione, e la risoluzione delle anomalie di velocità è limitata allo spessore degli strati nel modello di partenza. Per queste ragioni, la sezione di velocità della Figura 25b non ha la medesima ricchezza di particolari della mappa delle dispersioni; tuttavia, il suo esame consente di porre alcuni vincoli circa profondità e caratteristiche delle strutture individuate. La struttura principale sembra interessare il basamento del bacino, con un rigetto di poco superiore ai limiti risolutivi dell'immagine (50m). Per la sua posizione, questa struttura potrebbe quindi corrispondere alla faglia di Matzaccara. La seconda struttura, ubicata ad ovest della precedente, appare interessare livelli più superficiali; le sue caratteristiche sono comunque molto più incerte, e probabilmente il rigetto a questa associato è inferiore alla risoluzione stessa del modello, rendendo difficile la sua caratterizzazione.

Per quanto riguarda la corrispondenza fra velocità delle onde di taglio e litotipi, è ragionevole associare il primo livello (blu scuro; $600 < V_s < 800$ m/s, spessori fra 100m e 200m) all'insieme dei depositi alluvionali del quaternario ed ai prodotti piroclastici ed ignimbrici del Miocene inferiore e medio; il livello sottostante ($1100 < V_s < 1600$ m/s) potrebbe invece corrispondere ai prodotti lavici del Miocene Inferiore che costituiscono il basamento del bacino.

In conclusione, la buona corrispondenza tra le mappe di tomografia 3D, la tomografia 2D lungo il profilo e le evidenze di anisotropia concordano con la presenza di una faglia est-immersa che ha dislocato terreni anche recenti e contribuito alla creazione del bacino di Matzaccara. La direzione dell'anomalia di bassa velocità coincidente con il bacino è circa NNE, indicando che anche la faglia est immersa, sebbene meno vincolata come direzione, sia allungata lungo il medesimo azimuth. La faglia risulta essere composta da uno splay superficiale posizionato fra la superficie e 150 mt di profondità, localizzato attorno ai 700 mt di distanza da AT01 (Figura 26), che si raccorda a un segmento più profondo e spostato verso il bacino posizionato tra i 150 e i 300 mt di profondità a una

distanza di 500-600 mt da AT01. La faglia rigetta le formazioni vulcaniche per l' intervallo di profondità nel quale è stata rilevata, non si è in grado di verificarne con sicurezza un eventuale attività più recente relativa ai depositi quaternari.

Rapporti spettrali lungo l'array lineare

Nell'ambito della campagna indagini sono stati analizzati i segnali di noise sismico ambientale registrati alle stazioni sismiche dell'array lineare. Il segnale sismico del noise ambientale è stato analizzato mediante tecnica a stazione singola, meglio conosciuta come "metodo HVSR" (Horizontal to Vertical Spectral Ratio; Nakamura, 1989). Tale tecnica analizza il rapporto spettrale tra le componenti orizzontali e la componente verticale del segnale sismico acquisito, al fine di evidenziare le frequenze di risonanza del sito e, attraverso opportuni algoritmi di inversione, le profondità a cui si incontrano significativi contrasti d'impedenza. Il processing dei dati è stato effettuato attraverso il software Geopsy e consiste nella scomposizione del segnale in finestre d'analisi mobili della lunghezza di 120 secondi tra le quali sono state selezionate, mediante un algoritmo di anti-triggering, quelle in cui il campo di noise è più uniforme e non dipendente da eventi transienti molto energetici generati da sorgenti vicine, come il passaggio di persone, il transito di autoveicoli o disturbi industriali. Successivamente viene calcolato lo spettro di ampiezza di tutte le componenti del moto attraverso trasformata veloce di Fourier (FFT) per ognuna delle finestre selezionate ed applicato uno *smoothing* di tipo Konno-Ohmachi alla funzione spettrale (coefficiente $b=40$; Konno & Ohmachi, 1998). Per ognuna delle finestre selezionate viene stimato il rapporto tra la media delle componenti orizzontali e la verticale. Infine viene stimata la media RMS dei rapporti H/V e la relativa deviazione standard.

Disponendo di un periodo di registrazione sufficientemente lungo (circa 3 giorni), abbiamo potuto disporre di un numero elevato di finestre di analisi. Ciò ha garantito di poter includere una molteplicità di sorgenti distribuite uniformemente attorno al sito che sollecitano in modo statisticamente uguale le componenti orizzontali e verticali del moto. In tale contesto i rapporti spettrali medi H/V sono funzione solo delle caratteristiche medie (nelle diverse direzioni) del sottosuolo. Quindi da misure di rumore risulta possibile risalire alle proprietà del mezzo, al netto del contributo delle diverse sorgenti.

Dall'osservazione delle singole curve HVSR si evidenzia che in nessuna delle stazioni è presente un picco di ampiezza rilevante e di alta qualità in base ai criteri suggeriti dal Progetto Europeo SESAME (ampiezza del rapporto H/V alla frequenza f_0 maggiore di 2 e minore della metà nell'intervallo compreso tra la f_0 e un quarto di f_0 ; Bard, 2004), riferibile cioè ad un netto contrasto di impedenza fra due sismostrati sovrapposti. Tuttavia le curve mostrano un elevato grado di coerenza lungo tutto l'allineamento preso in considerazione, e sono pertanto interpretabili in chiave geologico-stratigrafica. Come mostrato in Figura 27, in ciascuna curva (fatta eccezione per la curva AT11) sono presenti amplificazioni del rapporto H/V nel range di frequenze compreso fra 5 Hz e 12 Hz.

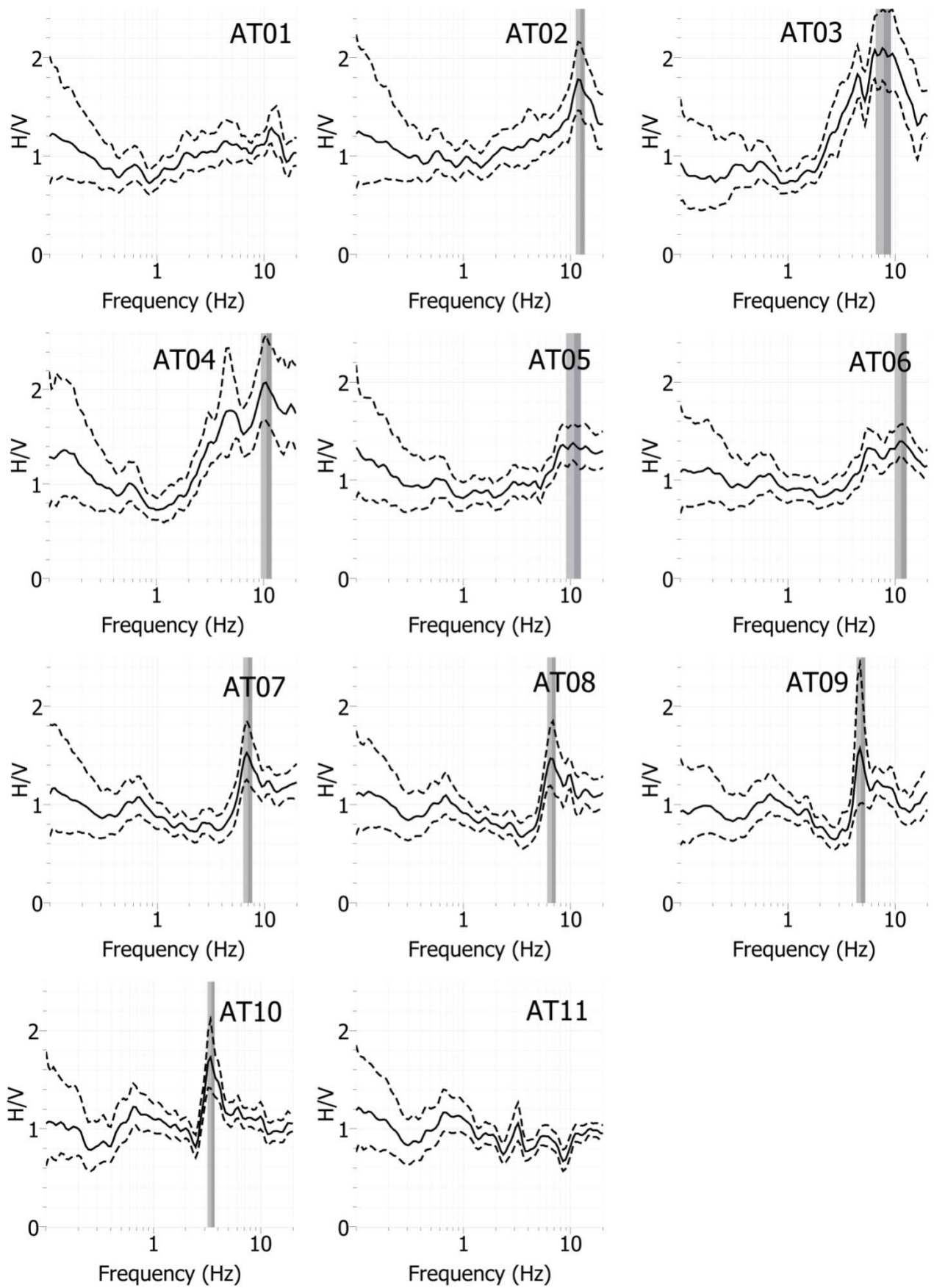


Figura 27 - Curve HVSR relative a ciascun sito di indagine. La curva continua rappresenta il valore medio, la curva tratteggiata indica la corrispondente deviazione standard

I valori di frequenza relativi a tali amplificazioni sono da ritenersi rappresentativi di un effetto risonante fra le formazioni sedimentarie a carattere alluvionale, organizzate in più ordini di terrazzamento, presenti in affioramento nell'area in esame fra le stazioni AT01 e AT10 (Progetto CARG – Carta Geologica d'Italia scala 1:50000). Più nello specifico, dalla curva AT01 alla curva AT06 è stato rilevato un picco dominante intorno alla frequenza di 11 Hz. Tale picco risulta essere subordinato, sino a sparire del tutto, nelle restanti curve. Viceversa, dalla curva AT07 alla AT10 diventa predominante un picco di ampiezza nel range di frequenze 5-6 Hz. Le correlazioni osservate identificano pertanto una risposta di sito costante fra i 2 gruppi di stazioni. Essendo ciascun picco rappresentativo di una stratificazione superficiale, i risultati ottenuti evidenziano la presenza di una eterogeneità laterale fra la stazione AT06 e la stazione AT07, probabilmente riconducibile alle diverse sovrapposizioni di sedimenti alluvionali rispettivamente di età olocenica e pleistocenica. Diversamente dalle altre, la stazione AT11 è stata installata direttamente sulla successione vulcanica miocenica (Ignimbriti). I rapporti H/V relativi a questa stazione non mostrano infatti picchi di ampiezza significativi nel range di frequenze considerato.

Oltre l'osservazione diretta dei rapporti spettrali, è possibile stimare i modelli unidimensionali di velocità per ciascun sito di indagine attraverso un processo di inversione. Un primo approccio è stato quello di utilizzare un modello a singolo strato formato da uno strato di bassa velocità su un spazio semi infinito. In questo modello, la relazione fra frequenza fondamentale f_0 , e lo spessore dello strato risonante h , è data da:

$$h = V_s / 4f_0.$$

Dove V_s è la velocità media dell'onda di taglio dello strato. Tuttavia, per i casi strutturali complessi occorre tener conto di modelli più realistici, soprattutto perché è necessario considerare la presenza di una variazione verticale continua della velocità e stratificazioni con bassi contrasti di impedenza acustica. Nel caso in esame, è ipotizzabile che il profilo di velocità lungo i sedimenti in affioramento (costituiti in massima parte da sabbie poco consolidate) sia controllato dal carico litostatico. È stato pertanto assunto un andamento delle V_s con la profondità H del tipo "Legge a potenza":

$$V_i = V_0 ((h_n + 1)^\alpha - (h_0 + 1)^\alpha + 1).$$

in cui V_0 e V_i rappresentano rispettivamente le velocità dello strato superficiale e dell'iesimo strato, mentre α è un coefficiente che dipende dalle caratteristiche del sedimento. La relazione diretta tra la frequenza di risonanza f_0 e lo spessore dello strato soffre dipenderà anch'essa dagli stessi parametri V ed α secondo la seguente relazione:

$$h = ((V_0 (1 - \alpha) / 4f_0) + 1)^{1/(1 - \alpha)}.$$

I modelli di velocità unidimensionali sono ottenuti minimizzando la differenza tra la curva HVSr ottenuta dall'analisi dei record di noise (osservati) e la curva teorica calcolata da un modello

strutturale. L'algoritmo per l'inversione calcola e modifica una serie di parametri (V_s , h , γ , ν) che riducono al minimo la funzione di correlazione secondo cicli iterativi. La Figura 21 mostra un esempio di sovrapposizione fra la curva HVSR osservata e la curva teorica stimata con il minor *misfit*, mentre la Figura 22 mostra i modelli di velocità V_s calcolati per ogni stazione.

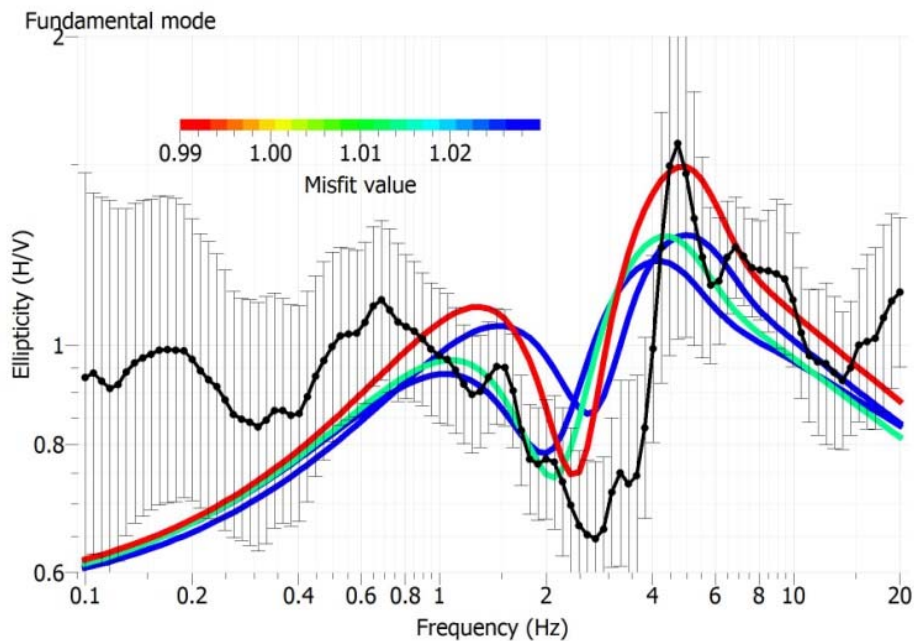


Figura 28 - Sovrapposizione fra curva HVSR osservata (AT09, linea nera) e curve teoriche (linee colorate) con relativo valore di *misfit*.

Le curve H/V relative alle stazioni AT01 e AT11 sono state escluse dal processo di inversione in quanto in esse sono assenti picchi di ampiezza sufficientemente elevati. Dall'osservazione dei modelli di velocità si evince la presenza di uno strato superficiale caratterizzato da bassi valori di V_s ($150 \text{ m/s} < V_s < 400 \text{ m/s}$) sovrastante ad una potente successione caratterizzata da scarsa variabilità di velocità delle onde di taglio ($V_s > 520 \text{ m/s}$). Per il gruppo di stazioni AT02-AT06, lo strato superficiale (spesso circa 10 m) è riferibile al picco della funzione H/V predominante, posto intorno alla frequenza di 10 Hz. Diversamente, lo strato superficiale rilevato lungo il gruppo di stazioni AT07-AT10 è da associare al picco H/V osservato nel range di frequenze 4-6 Hz. Relativamente a questo secondo gruppo, è importante notare che tale strato tende ad aumentare di spessore, con h crescente da 17 m (stazione AT07) a 22 m (stazione AT10).

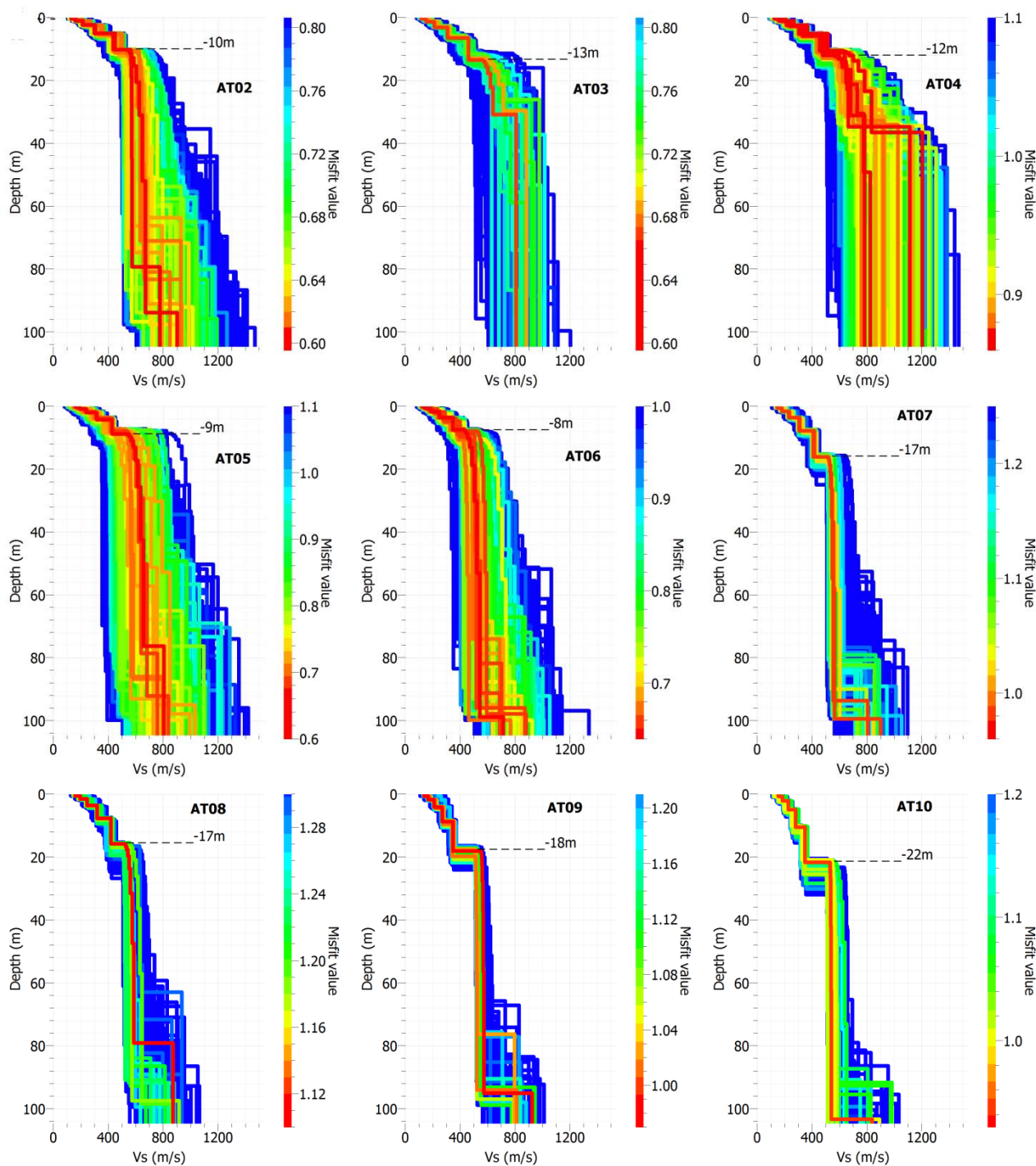


Figura 29 - Profili unidimensionali di velocità V_s

Dall'osservazione delle curve HVSR lungo il gruppo AT07-AT10, si nota una netta inversione del rapporto spettrale H/V alle frequenze 3-4 Hz, dovuto cioè ad una predominanza del moto verticale rispetto a quello orizzontale. Questa caratteristica non è modellizzabile in fase di inversione (dunque non presente nei profili di velocità), tuttavia, dallo studio delle velocità di propagazione media delle onde S, è possibile ipotizzare la presenza di tale anomalia intorno alla profondità variabile di 30-40 m. Inoltre, lungo il gruppo di stazioni AT02-AT06, tale inversione non presenta caratteristiche omogenee e soprattutto è del tutto assente nel range di frequenza 3-4 Hz. Ciò rende ipotizzabile la presenza di una discontinuità laterale interposta fra i due gruppi di stazioni. Quanto detto viene

riassunto nella sezione mostrata in Figura 30. La sezione unisce sia elementi geologici presenti in letteratura, sia dati sismici derivanti dalla interpretazione delle curve HVSR e dai modelli di velocità.

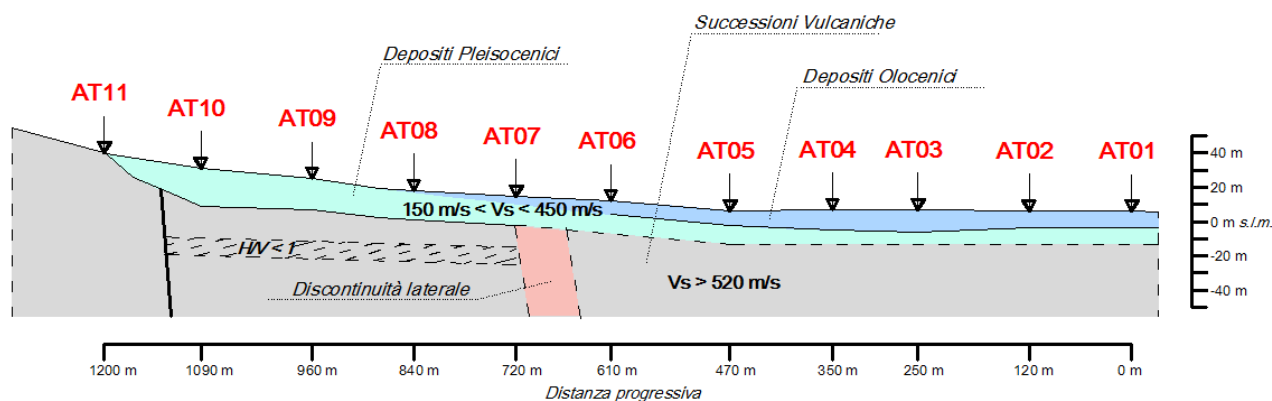


Figura 30: Sezione sismica schematica ottenuta lungo l'allineamento delle stazioni.

Questo tipo di indagine non costituisce un'analisi di dettaglio ma ha il solo scopo (sotto stretto controllo geologico) di fornire indicazioni preliminari sulla struttura del sottosuolo. Le tecniche di inversione hanno infatti in comune un aspetto sfavorevole, possono produrre risultati molteplici e non univoci. A partire dalle medesime condizioni sismostratigrafiche, diversi valori dei parametri incogniti del modello possono produrre, attraverso i procedimenti di inversione, diverse soluzioni tutte accettabili ed in buon accordo con il dato sperimentale. In assenza di elementi di taratura quindi, il livello di incertezza del modello ottenuto, risulta molto più elevato ed i parametri incogniti possono non essere aderenti alla realtà del sottosuolo. Sarà pertanto indispensabile per un proseguo delle elaborazioni (soprattutto per l'interpretazione degli strati più profondi) acquisire nuovi elementi vincolanti che riducano drasticamente il grado di incertezza.

Ringraziamenti

Si ringrazia per la collaborazione e la realizzazione degli esperimenti di campagna e nell'analisi dei dati i colleghi INGV Mauro Buttinelli, Rebecca Bruni, Marco Capello, Gianfranco Colasanti, Sonja Gaviano, Milena Moretti, Davide Piccinini e il personale dell'Unità Funzionale "Rete Mobile" del Centro Nazionale Terremoti.

Bibliografia

- Aki, K. (1957), Space and time spectra of stationary waves with special reference to microtremors, *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, 35, 415 – 456.
- Bard PY (2004). The SESAME project: an overview and main results, 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver.
- Bensen, G. D., M.H. Ritzwoller, M.P. Barmin, A.L. Levshin, F. Lin, M.P. Moschetti, N.M. Shapiro and Y. Yang (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophys. J. Int.* 169, 1239–1260 doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x
- Chávez-García, FJ, Rodríguez, M., and W. R. Stephenson, 2005. An Alternative Approach to the SPAC Analysis of Microtremors: Exploiting Stationarity of Noise. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **95**, 277–293. doi: 10.1785/0120030179
- Chouet, B.A, G. De Luca, G. Milana, P. Dawson, M. Martini, and R. Scarpa, (1998). Shallow Velocity Structure of Stromboli Volcano, Italy, derived from Small-Aperture Array Measurements of Strombolian Tremor. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 653-666.
- Cox, H. (1973), Spatial correlation in arbitrary noise fields with applications to ambient sea noise, *J. Acoust. Soc. Am.*, **54**, 1289 – 1301.
- Ekström, G., G.A. Abers and S.C. Webb (2009). Determination of surface-wave phase velocities across USArray from noise and Aki's spectral formulation. *Geophys. Res. Lett.*, VOL. 36, L18301, doi:10.1029/2009GL039131, 2009.
- Herrmann, R. B. (2013) Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research, *Seism. Res. Lettr.* **84**, 1081-1088, doi:10.1785/0220110096
- Konno, K. and T. Ohmachi (1998). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor, *Bull. Seism. Soc. Am.* 88, 228–241.
- Leveque, J.J., Rivera, L. & Wittlinger, G., 1993. On the use of the checkerboard test to assess the resolution of tomographic inversions, *Geophys. J. Int.*, 115, 313–318.
- Menke, W., 1989, *Geophysical data analysis: discrete inverse theory*: Academic Press, Inc., New York, 289pp.
- Menke, W. and G. Jin (2005) Waveform Fitting of Cross Spectra to Determine Phase Velocity Using Aki's Formula. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **105**, 1619–1627, doi: 10.1785/0120140245
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremors on the ground surface, *Quarterly Rept. RTRI, Jpn.*, 30, 25-33.