



UNIVERSITÀ DI BOLOGNA
DOTTORATO DI RICERCA IN GEOFISICA
XIX CICLO

TESI DI DOTTORATO
SETTORE SCIENTIFICO-DISCIPLINARE GEO/10

**Sviluppo di un sistema di
monitoraggio sismico da fondale
marino. Applicazioni all'area
vulcanica dei Campi Flegrei**

Dottorando:
Dr. Maurizio Vassallo

Tutor:
Prof. Aldo Zollo

Indice

Introduzione	v
1 Monitoraggio sismico da fondale marino	1
1.1 Introduzione	1
1.2 Motivazioni scientifiche	1
1.3 Monitoraggio sismico nell'area vulcanica dei Campi Flegrei . .	3
1.4 Sistemi per il monitoraggio sismico da fondale nel Golfo di Pozzuoli	6
1.4.1 Sistema NOSS	7
1.4.2 Sistema SISMA	11
2 Studio di rumore sismico su fondale marino nel Golfo di Pozzuoli	23
2.1 Introduzione	23
2.2 Descrizione dell'esperimento	24
2.3 Rumore sismico	26
2.3.1 Analisi spettrale	26
2.3.2 Correlazione con fattori meteorologici	33
2.3.3 Analisi statistica del rumore	35
2.4 Confronto con spettri teorici	39
2.5 Conclusioni	40
3 Analisi delle strutture vulcaniche dei Campi Flegrei da dati di array di sensori sismici da fondale marino	43

3.1	Introduzione	43
3.2	Reti di sensori nel Golfo di Pozzuoli: esperimento SERAPIS .	44
3.3	Organizzazione dei dati per l'analisi delle fasi riflesse	45
3.3.1	Individuazione delle fasi riflesse	48
3.4	Rapporto V_p/V_s dal Move Out di fasi Riflesse PS convertite .	48
3.4.1	Applicazione a dati simulati	51
3.4.2	Applicazione a dati reali	54
3.5	Conclusioni	60
4	Morfologia e profondità di riflettori dall'inversione non-lineare di tempi d'arrivo e forme d'onda di fasi sismiche riflesse.	63
4.1	Introduzione	63
4.2	Metodo	66
4.2.1	Problema diretto	66
4.2.2	Inversione dei dati	68
4.2.3	Sezioni zero-time move-out e approccio <i>layer stripping</i>	71
4.2.4	Analisi di incertezza e scelta della parametrizzazione di best-fit	71
4.3	Dati sintetici	74
4.3.1	Il modello di velocità	74
4.3.2	Geometria d'acquisizione, generazione e processing dei dati	76
4.3.3	Inversione dei dati	78
4.4	Discussione e conclusioni	85
	Conclusioni	91

Introduzione

La sismologia è ancora oggi uno dei metodi d'indagine più efficaci per lo studio dell'interno della Terra, esso si basa sull'analisi dei sismogrammi registrati dalle stazioni sismiche distribuite sulla superficie della Terra. Un problema sismologico di particolare rilievo è la non uniforme distribuzione delle stazioni sulla superficie terrestre. Le stazioni delle reti sismiche sia globali che locali, vengono installate nelle aree continentali o sulle isole e non sui fondali oceanici e marini. Ciò a causa dei problemi tecnologici e di gestione che sorgono all'atto dell'installazione e nella manutenzione di stazioni sismiche sui fondali. Se consideriamo che gli oceani coprono 7/10 dell'intera superficie terrestre, le lacune nella distribuzione delle stazioni sulla superficie del pianeta rendono incomplete e distorte le immagini dell'interno della terra ricavabili da studi sismologici e rendono inaccurate le mappe della sismicità globale. Le stazioni su fondale, quindi, costituiscono la naturale estensione delle reti sismiche attuali ed hanno come obiettivo quello di renderle realmente globali.

Anche le reti sismiche regionali e locali potrebbero essere potenziate attraverso l'installazione di stazioni da fondale marino. Nel caso dell'area vulcanica dei Campi Flegrei, l'attuale rete di monitoraggio sismica è formata da stazioni distribuite prevalentemente lungo la fascia costiera e nell'intorno del cratere della Solfatara, dove è concentrata una rilevante parte della sismicità. Le strutture vulcaniche però si estendono anche a mare nel Golfo di Pozzuoli, come è confermato dalla presenza sia di attività vulcanica (fumarolica e sismica) che di strutture vulcaniche sepolte (banchi vulcanici, bordo

calderico [63]). L'introduzione di una o più stazioni sismiche in acquisizione in tempo reale sul fondale del golfo di Pozzuoli migliorerebbe le prestazioni della rete sismica esistente in quanto permetterebbe di localizzare con maggiore precisione gli eventi con epicentro nel golfo e abbasserebbe la soglia di detezione della rete per i terremoti con ipocentro nel golfo. Inoltre, l'uso di dati registrati su fondale consentirebbe di studiare più efficacemente le strutture vulcaniche dell'area e la loro evoluzione nel tempo.

Il primo capitolo di questa tesi sarà dedicato ai sistemi di monitoraggio sismico da fondale oceanico e marino. Verranno inizialmente introdotti gli obiettivi principali del monitoraggio sismico da fondale e le problematiche ad esso connesse. Nella seconda parte del capitolo verranno descritti i sistemi che sono stati sviluppati per i Campi Flegrei in modo da colmare la lacuna a mare presente nell'attuale rete sismica. Verranno illustrati i requisiti funzionali dei sistemi, le loro architetture e la strumentazione scelta.

Dal punto di vista sismico, il fondale marino e oceanico è solitamente più rumoroso ([50]) dei siti di misura a terra. La superficie del mare e dell'oceano è una fonte importante di rumore sismico a banda larga e questo rumore, propagandosi fino al fondale, può limitare il tipo di misure sismiche che possono essere effettuate. Diversi autori [40] [51] [45] hanno studiato il rumore sismico registrato su fondale oceanico caratterizzandone i livelli e le cause. Il rumore sismico ad alto periodo sul fondale oceanico è generalmente molto più elevato di quello registrato da stazioni a terra, tanto che la registrazione dei telesismi diventa impossibile se non con particolari accorgimenti quali l'interramento o l'installazione in pozzi dei sensori sismici [40] [45]. E' anche per questo motivo che nella totalità degli OBS (Ocean Bottom Seismometers) installati fino alla fine degli anni '80 si utilizzavano quasi esclusivamente strumenti a corto-periodo utili per la registrazione di microterremoti e per studi di sismica a rifrazione/riflessione [42]. Il rumore sul fondale varia da regione a regione e da punto a punto e dipende da diversi fattori quali le caratteristiche del fondale stesso (roccioso o fangoso), la velocità delle onde nello strato di sedimenti, lo spessore dei sedimenti, l'altezza della colonna

d'acqua, la distanza dalla linea di costa, la presenza di correnti marine, fattori meteorologici e atmosferici, rumore antropico (traffico marittimo). Prima di installare una stazione sismica su fondale marino occorre quindi valutare i livelli di rumore presenti nell'area di misura. Lo studio e l'analisi del rumore sarà fondamentale per comprendere quelli che sono i siti ottimali, per valutare le soglie di detezione degli eventi sismici, per decidere il tipo di analisi che è possibile effettuare con i dati registrati e per comprendere le fonti del rumore in modo che esso possa essere rimosso dai dati. Per studiare il rumore sismico registrato sul fondale del golfo di Pozzuoli, abbiamo installato sul suo fondale due sensori sismici broad-band in acquisizione continua e remota per 31 giorni. La descrizione dell'esperimento, l'analisi dei dati e i risultati ottenuti sono i temi affrontati nel capitolo 2.

Grazie agli enormi sviluppi tecnologici degli ultimi anni, sempre più spesso, i sistemi di monitoraggio sismico e multiparametrico che vengono progettati e installati in aree ad elevato rischio sismico, geologico e vulcanico, sono composti non da un unico sensore ma da una rete di sensori in acquisizione continua. Per sistemi permanenti o semi-permanenti i sensori comunicano con stazioni a terra (o con boe sulla superficie dell'oceano/mare) attraverso cavi che forniscono anche l'alimentazione per la strumentazione; questo tipo di soluzione rende i sistemi molto efficienti ma è molto costosa. In Giappone esistono nove osservatori cablati, tre dei quali operano in real-time con gli strumenti disposti lungo 8, 120, 240 Km di cavo [28]. In alcune applicazioni, per ridurre i costi dei sistemi cablati, sono stati usati cavi telefonici dismessi [8]. Altri tipi di sistemi vengono usati per il monitoraggio temporaneo a lungo termine, questi sono generalmente meno costosi di quelli cablati, utilizzano batterie per l'alimentazione degli strumenti, registrano solitamente i dati in remoto oppure li inviano acusticamente, in genere su richiesta, ad una boa in superficie la quale li rinvia ai centri di raccolta dati a terra tramite link radio o attraverso comunicazione satellitare [33] [17]. Nel caso del golfo di Pozzuoli, la presenza della città con le sue infrastrutture (porto, potenziali stazioni di controllo) lungo la costa e i fondali bassi e regolari, rendono

l'area il luogo ideale per l'installazione e la gestione di un array di sensori sismici e multiparametrici che potrebbe essere installato in modalità permanente o temporanea. Reti di sensori da fondale potrebbero essere installate all'insorgere di crisi vulcaniche e bradisismiche per studiare con maggiore dettaglio la sismicità prodotta. Un array permanente installato su fondale marino, oltre a colmare la lacuna strumentale attualmente presente nella rete sismica, potrebbe essere utilizzato per registrare scoppi artificiali prodotti periodicamente per monitorare le strutture vulcaniche e la loro evoluzione temporale. Inoltre, i dati di rumore ambientale registrati dai diversi sensori broad-band sarebbero utili anche per studi tomografici delle onde superficiali effettuate da analisi di cross-correlazione [44]. Per mostrare le potenzialità di una siffatta rete ai fini di studi vulcanici, abbiamo analizzato i dati acquisiti da una rete di sismometri disposti sul fondale del golfo di Pozzuoli durante la campagna di esplorazione sismica denominata SERAPIS [63], svoltasi nel settembre del 2001 nei golfi di Napoli e Pozzuoli. I dati acquisiti in aree geologiche complesse come quella dei Campi Flegrei non possono essere processati e analizzati con le tecniche standard della sismica a riflessione ma occorre sviluppare sia tecniche ad hoc per il processing di questi dati sia metodi non convenzionali per la loro inversione. Sono queste le tematiche che vengono affrontate negli ultimi due capitoli della tesi.

Nel capitolo 3 viene inizialmente descritta la campagna SERAPIS e inseguito vengono illustrati il processing e i metodi che proponiamo per l'analisi delle fasi sismiche riflesse. Il processing, costruito ad hoc sulla base della geometria d'acquisizione dei dati dell'esperimento, mira all'amplificazione e all'aumento in risoluzione dei segnali sismici riflessi presenti nelle registrazioni. Le letture dei tempi d'arrivo delle fasi riflesse PP e i modelli di velocità tomografici ottenuti dall'inversione dei tempi di primo arrivo [24], vengono utilizzati per ricavare informazioni sulle proprietà delle rocce presenti negli strati che compongono la struttura vulcanica. Il metodo che proponiamo si basa sull'analisi di Normal Move-Out [58] delle fasi sismiche PS per determinare i rapporti V_p/V_s . La determinazione di questo parametro, specie in

aree geologiche complesse, è molto importante poiché permette di ricavare informazioni sulla litologia delle rocce. I risultati prodotti dall'applicazione dei metodi sui dati SERAPIS vengono descritti ed interpretati nell'ultima parte del capitolo.

Nel quarto ed ultimo capitolo verrà descritto un metodo 2D non lineare per l'inversione di tempi d'arrivo di fasi riflesse/convertite e forme d'onda volta alla ricostruzione della posizione e della morfologia di riflettori sismici presenti in mezzi di propagazione lateralmente eterogenei e con dati sismici acquisiti con qualsiasi geometria sorgente-ricevitore. Per queste sue caratteristiche il metodo viene proposto come una valida alternativa alle tecniche di migrazione [58] [43] sismica (solitamente usate per ricavare le morfologie dei riflettori sismici) che danno risultati poco attendibili in mezzi eterogenei e complessi. Il metodo usa uno schema di ottimizzazione non lineare per la determinazione dei parametri dell'interfaccia e calcola i tempi d'arrivo della fase riflessa usando un metodo alle differenze finite, che risolve l'equazione iconale [35] in un mezzo di velocità noto. Per la ricerca del modello di interfaccia ottimale, usiamo un approccio multiscale [7] e l'Algoritmo Genetico [21] [19] come tecnica di ottimizzazione globale. Durante gli step iniziali dell'inversione, utilizziamo i tempi d'arrivo della fase riflessa per ritrovare modelli di interfaccia definiti da un basso numero di parametri. Negli step successivi l'inversione si basa sull'ottimizzazione della similitudine delle forme d'onda estratte nell'intorno dei tempi d'arrivo calcolati [30]. L'analisi per la stima delle incertezze associate ai parametri dei modelli e il criterio per la scelta del modello di best-fit finale si basano sulla forma che la funzione semblance assume nello spazio dei parametri. Il metodo viene validato su un dataset sintetico che simula l'acquisizione di dati di sismica a riflessione nella complessa struttura vulcanica dei Campi Flegrei.

Capitolo 1

Monitoraggio sismico da fondale marino

1.1 Introduzione

Il monitoraggio sismico effettuato tramite sensori disposti su fondale oceanico e marino è un settore che si è sviluppato solo recentemente a causa delle innumerevoli problematiche tecnologiche associate all'installazione, alla gestione e al recupero dei sistemi di misura. In realtà i primi sismometri su fondale oceanico sono stati installati nel 1938 [14] ma sia la capienza dei sistemi di acquisizione che la resistenza della strumentazione e dei materiali usati sono stati inadeguati fino ad alcune decine di anni fa. Dagli anni '80 fino ad oggi sono stati condotti diversi esperimenti e programmi di ricerca volti al monitoraggio e all'investigazione sismica a lungo termine su fondali oceanici e marini, riflettendo il progressivo interesse verso la messa a punto e l'installazione di sistemi di osservazione da fondale marino/oceanico.

1.2 Motivazioni scientifiche

A causa della limitata distribuzione delle aree continentali e delle isole oceaniche sulla superficie terrestre (gli oceani coprono 7/10 dell'intera superficie

terrestre), è stato a lungo riconosciuto che la copertura sismica e di altri osservabili geofisici da stazioni a terra risulta inadeguata per lo studio di importanti aspetti scientifici legati alla tettonica delle placche, alla struttura terrestre profonda e alle dinamiche del sistema Terra. Queste problematiche sono state affrontate dettagliatamente in diversi lavori riportati in bibliografia [39] [29] [51] e verranno ora solo brevemente accennate.

Nonostante i significativi sforzi internazionali volti ad aumentare la distribuzione delle stazioni sismiche broad-band sulla superficie terrestre, in molte zone dell'emisfero sud la copertura sismica dei dati rimane inadeguata per studi di tipo tomografico del mantello terrestre profondo. Ciò limita la possibilità di ottenere un'immagine globale dell'intera struttura del mantello con la ricostruzione della distribuzione delle eterogeneità laterali e delle anisotropie particolarmente presenti nella zona di transizione del mantello superiore. Inoltre, la scarsa copertura sismica, non permette di determinare la precisa natura della discontinuità presenti nelle zone di transizione del mantello e limita la capacità di tracciare la precisa ripartizione geografica degli upwellings e dei downwellings delle celle convettive del mantello. Sono quindi tanti e diversi gli obiettivi scientifici riguardanti l'immagine dell'interno della Terra e le dinamiche della litosfera oceanica che sono raggiungibili attraverso l'osservazione sismica su fondale oceanico e marino[32] [16]. Alcuni di questi sono:

- sismogenesi alle zone di subduzione;
- sismogenesi ai margini convergenti;
- processi ridge-crest e creazione di crosta oceanica;
- vulcanismo marino;
- dinamiche del mantello superiore;
- cinematica delle placche oceaniche;
- studi di deformazioni e di faglia sulle placche oceaniche;

1.3 Monitoraggio sismico nell'area vulcanica dei Campi Flegrei 3

- geo-hazard mitigation.

Anche in aree costali e marine la necessità di un'informazione sismologica uniformemente distribuita sull'area geografica d'interesse riveste un ruolo sempre maggiore nell'ambito delle metodologie per la gestione e mitigazione dei rischi sismici e naturali. Questa necessità è però spesso incompatibile con la conformazione e l'accessibilità del territorio su cui viene installato il sistema

Con particolare riferimento alle aree costiere, l'ambiente marino costituisce attualmente una grossa limitazione per il monitoraggio sismico derivante dalle difficoltà tecnologiche e logistiche nella acquisizione, gestione remota e trasmissione di dati ad una rete permanente a terra. In taluni casi, ad esempio le aree vulcaniche napoletane, questa limitazione impedisce di avere una visione completa dei fenomeni sismici e vulcanici, data l'estensione a mare del sistema vulcanico.

1.3 Monitoraggio sismico nell'area vulcanica dei Campi Flegrei

I Campi Flegrei sono un'area vulcanica densamente popolata occupata da i quartieri occidentali della città di Napoli. La manifestazione più evidente dell'attività vulcanica dell'area è rappresentata dal bradisisma che si manifesta con lenti movimenti del suolo ed intensa attività sismica. Gli ultimi episodi di notevole intensità sono avvenuti negli anni 1970-73 e 1983-84 con un primo episodio di sollevamento del suolo di circa 170 cm ed uno successivo di circa 180 cm. Entrambi gli episodi di sollevamento del suolo sono stati accompagnati da una intensa attività sismica rappresentata da numerosi terremoti di bassa energia (magnitudo max 4.1) con ipocentri molto superficiali (profondità ipocentrale sempre minore di 5 km). A partire dal 1984 il suolo si è lentamente e continuamente abbassato con piccoli episodi di risalita (sempre di pochi centimetri) l'ultimo dei quali è avvenuto nel 2000. Una peculiarità

del fenomeno del bradisima è che l'attività sismica è presente solo durante la fase ascendente del movimento del suolo, invece è completamente assente durante la fase discendente.

L'area vulcanica dei Campi Flegrei è monitorata da un sofisticato sistema di sorveglianza geofisica realizzato e gestito dall'Osservatorio Vesuviano (sezione di Napoli dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia). Tale sistema è costituito da una rete sismica, una rete di GPS in continua, rete mareografica e di strumentazione geochimica. Inoltre, periodicamente vengono effettuate delle campagne di misure geodimetriche di precisione nonché di microgravimetria [26]. La rete sismica è attualmente costituita da 10 stazioni centralizzate presso la sala di acquisizione dell'Osservatorio Vesuviano (figura 1.1), 2 stazioni sono equipaggiate con sensori larga banda a tre componenti (Guralp CMG-40T) e 8 con sensori corto periodo ad 1 secondo (Geotech S13 o Mark L4-3C). Come mostrato in figura 1.1 le stazioni sismiche sono distribuite prevalentemente lungo la fascia costiera con un addensamento nell'intorno del cratere della Solfatara, dove è concentrata una rilevante parte della sismicità.

La configurazione della rete sismica consente di localizzare con accuratezza i terremoti con epicentro in terra, in particolare nell'area della Solfatara, mentre i terremoti con epicentro nel Golfo di Pozzuoli sono localizzati con maggior imprecisione. Inoltre, a causa dell'alta urbanizzazione di tutta l'area dei Campi Flegrei, con presenza di insediamenti industriali, ferrovie, traffico intenso, è presente un elevato livello di microtrecore antropico che impedisce di rilevare gli eventi sismici meno energetici innalzando la soglia di detezione della rete sismica, particolarmente per i terremoti che avvengono in mare. Con lo scopo di migliorare le prestazioni della rete sismica esistente ai Campi Flegrei è stato pianificato di installare una stazione sismica in acquisizione in tempo reale sul fondale del Golfo di Pozzuoli.

1.3 Monitoraggio sismico nell'area vulcanica dei Campi Flegrei 5

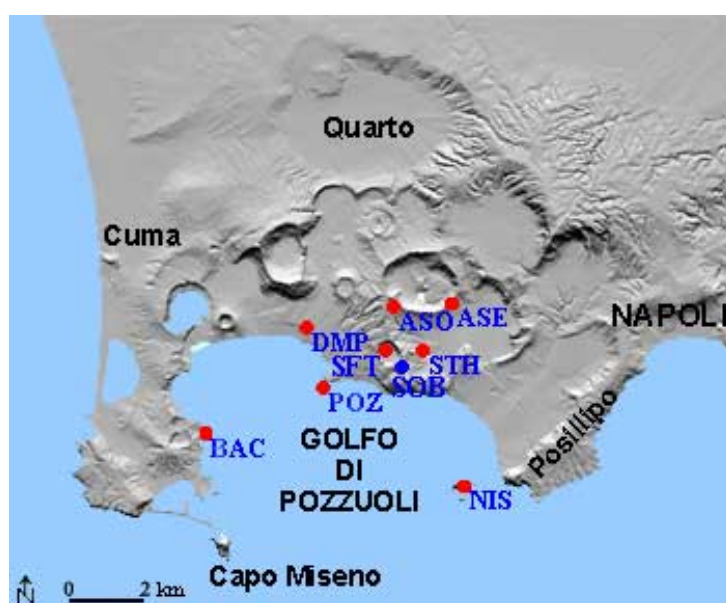


Figura 1.1: Sistema per il monitoraggio sismico dei Campi Flegrei (da www.ov.ingv.it). Il sistema è composto da 8 stazioni sismiche analogiche a corto periodo (di cui 4 a componente verticale e 4 a tre componenti) ed 1 stazione digitale a larga banda (SOB).

1.4 Sistemi per il monitoraggio sismico da fondale nel Golfo di Pozzuoli

Con lo scopo di migliorare le prestazioni della rete sismica esistente ai Campi Flegrei è stato pianificato di installare una stazione sismica in acquisizione in tempo reale sul fondale del Golfo di Pozzuoli. Nello specifico il sistema sarà costituito da un modulo sottomarino formato da un sensore sismico e da altri sensori geofisici, oceanografici e diagnostici. I dati acquisiti sul fondo mare saranno trasmessi a terra per essere integrati nel sistema di acquisizione dati della rete di sorveglianza sismica dell'Osservatorio Vesuviano e da questa potranno ulteriormente essere integrati nella rete sismica nazionale che beneficerà della possibilità di completamento a mare delle informazioni raccolte. Con queste caratteristiche il sistema potrà dare un valido contributo alla gestione del rischio sismico e vulcanico nell'area napoletana.

L'acquisizione in continua dei dati in ambiente marino, viene normalmente effettuata con sistemi remoti posti sul fondo, equipaggiati con uno o più sensori che registrano su supporto locale, o con sensori collegati via cavo a sistemi galleggianti (boe attrezzate), in eventuale trasmissione radio con un centro di acquisizione posto a terra. Nel primo caso i dati diventano accessibili solo con il recupero parziale o totale dell'apparecchiatura installata, che può avvenire anche in periodi lunghi successivamente all'installazione, con grande impegno organizzativo ed economico. Nel secondo caso, l'uso di boe e cavi diventa problematico in zone costiere con intenso traffico marittimo o attività di pesca di fondo. Sono stati progettati due sistemi di monitoraggio sismico da installare nel golfo di Pozzuoli. Un primo sistema, denominato NOSS (NOdo Strumentato Sottomarino) è in fase di realizzazione ed è un lavoro che ha coinvolto l'Osservatorio Vesuviano e l'Università di Napoli Federico II. Un secondo sistema denominato SISMA (SIStema di monitoraggio MARino) è stato realizzato attraverso una collaborazione fra l'Università di Napoli Federico II, l'Osservatorio Vesuviano e la WASS-WHITEHEAD Alenia Sistemi Subacquei.

1.4.1 Sistema NOSS

Il sistema sarà composto da una serie di sensori (sismici e oceanografici) disposti sul fondale marino e collegati via cavo con una piattaforma galleggiante presente nel golfo di Pozzuoli (figura 1.3) e utilizzata per l'allevamento ittico (figura 1.2). La piattaforma sarà connessa via radio con un centro di controllo a terra (sede RISSC, figura 1.3) che svolge funzioni di raccolta dati e di supervisione del sistema. I sensori di misura verranno posizionati sul fondo marino, ad una profondità di circa 100 m. La piattaforma verrà utilizzata in alternativa ad una boa galleggiante in quanto permette una più semplice installazione degli strumenti ed un maggior controllo, garantendo una maggiore salvaguardia delle apparecchiature. Inoltre, la scelta di ubicare la strumentazione in prossimità della piattaforma è maturata in quanto nell'area viene effettuata con intensità la pesca a strascico e ciò rende alta la probabilità di perdere la strumentazione ubicata sul fondale. La piattaforma, date le sue rilevanti dimensioni, circa 60 m di diametro, costituisce un ottimo riparo per assicurare il funzionamento della strumentazione posta sul fondale nelle sue prossimità. Inoltre, è presidiata con continuità ed è fornita di sistemi autonomi per la generazione dell'energia elettrica anche se l'alimentazione della stazione di misura e della strumentazione che verrà installata sarà assicurata da un impianto fotovoltaico appositamente realizzato.

L'intero sistema sarà formato da diverse parti: il modulo sottomarino; il cavo; il sistema sulla piattaforma; il centro di controllo e raccolta dati a terra. Il modulo sottomarino è formato dalla strumentazione sul fondale per l'acquisizione dei dati; il cavo assicura la trasmissione dei dati, l'alimentazione della strumentazione e la possibilità di recuperare il modulo sottomarino; il sistema sulla piattaforma serve a ricevere i dati provenienti dal modulo sottomarino e a ridirigerli verso il centro di raccolta e controllo a terra che ha il compito di raccogliere i dati registrati sul fondale e di controllare e gestire l'intero sistema.

Modulo sottomarino

Il modulo sottomarino sarà costituito da:

- una struttura meccanica di supporto;
- un sismometro broad-band a tre componenti (Guralp CMG-40T, 60s-50Hz);
- un sensore di pressione ad elevata risoluzione (Paroscientific);
- un idrofono (OAS E-2PD, 1Hz- 5 KHz);
- un correntometro vettoriale puntuale;
- un contenitore stagno per le parti elettriche/elettroniche che includono:
 - a un sistema elettronico con il relativo software di gestione strumenti, controllo e comunicazione;
 - b dei sensori diagnostici che sono:
 1. sensore di heading;
 2. sensore di Tilt X;
 3. sensore di Tilt Y;
 4. sensore di Tensione di alimentazione;
 5. sensore di Corrente di alimentazione
 6. sensore di Temperatura interna;
 7. sensore di Pressione interna;
 8. sensore di intrusione acqua.

Il sismometro è progettato per applicazioni su fondali oceanici e marini ed è fornito di un sistema automatico di autolivellamento. L'idrofono viene installato per valutare il rumore acustico presente sul sito di misura di modo che possa essere rimosso dai dati sismici acquisiti. Il correntometro effettuerà

misure di velocità e direzione delle correnti marine mirate alla rimozione dei loro effetti sui dati sismici. Il pressostato della serie Digiquartz della Pareo-scientific Inc. (www.paroscientific.com) è stato scelto per la sua elevata risoluzione ed accuratezza; viene installato per valutare la possibilità di misurare la deformazione del suolo a partire da misure di pressione sul fondale. I sensori diagnostici hanno il compito di comunicare al centro a terra lo stato della dell'intero sistema e della strumentazione, allertando gli operatori del centro di controllo in casi di malfunzionamento. La struttura meccanica di supporto lega, attraverso il cavo, gli strumenti installati sul fondo alla piattaforma. Essa è costruita in modo da permettere alla piattaforma in superficie di oscillare e di muoversi senza indurre movimenti al modulo di misura sottomarino che altererebbero le misure sismiche.

Il cavo

Il cavo è, dopo il sistema di misura, la parte più importante e delicata del sistema. Il cavo è un sistema elettro-meccanico costituito da:

- un cavo elettrico sottomarino formato da doppi di alimentazione e di trasmissione dati;
- un'armatura meccanica esterna al cavo elettrico che permette di ottenere un sistema elettro meccanico idoneo per installare/recuperare il modulo sottomarino e per poter resistere alle possibili sollecitazioni meccaniche indotte dalla piattaforma e dai fenomeni di onda e marea;
- un sistema di boe opportunamente distribuite lungo il cavo al fine di ottenere una configurazione meccanica in grado di compensare i movimenti della piattaforma.

Il sistema sulla piattaforma

Fanno parte di questo sistema tutte le apparecchiature che vengono installate sulla piattaforma e che consentono la comunicazione con il sistema di misura

e con il centro di raccolta dati a terra. I principali costituenti del sistema sulla piattaforma sono:

- impianto fotovoltaico (pannelli, inverter, batterie etc) per l'alimentazione elettrica del modulo sottomarino e delle apparecchiature sulla piattaforma;
- un ricevitore GPS in grado di fornire Latitudine/Longitudine della piattaforma in formato WGS-84 e soprattutto il segnale GMT del tempo per sincronizzare tutti i dati acquisiti dai sensori del modulo sottomarino;
- sistema di comunicazione Wireless LAN (WLAN) per la comunicazione bidirezionale con il centro di raccolta tramite link radio;
- sistemi elettrico/elettronico: per le connessioni elettriche; per l'adattamento delle interfacce di comunicazione e per la gestione delle comunicazioni;
- sensori diagnostici.

Il centro di controllo e di raccolta dati

I dati acquisiti sul fondo mare giungono al centro di raccolta a terra. Il suo compito è duplice: integra i dati registrati nel sistema di raccolta della rete di sorveglianza sismica dell'Osservatorio Vesuviano e controlla il funzionamento dei sensori e delle apparecchiature installate sul fondale e sulla piattaforma. E' principalmente formato da un sistema di comunicazione Wireless LAN che assicura la comunicazione bidirezionale con il sistema sulla piattaforma e da un PC dotato di interfaccia di rete che salva i dati e li mette in condivisione con i centri di monitoraggio e di analisi.

Tutti i dati acquisiti dalla strumentazione sottomarina sono trasferiti alla piattaforma attraverso il cavo mediante protocollo TCP/IP. Sia i dati provenienti dal modulo sottomarino che quelli di stato acquisiti dalla strumenta-



Figura 1.2: Piattaforma ittica galleggiante che verrà utilizzata per la comunicazione via cavo con il sistema di misura in acquisizione sul fondale marino.

zione sulla piattaforma, vengono ridiretti verso il centro di controllo a terra attraverso link WLAN.

1.4.2 Sistema SISMA

Il sistema di monitoraggio SISMA è costituito da sensori sismici posti sul fondo marino, in connessione tramite telemetria acustica con un sistema di controllo posto su di una boa. La boa è connessa via trasmissione radio con un centro di controllo a terra che svolge funzioni di supervisione del sistema ed integrazione con un sistema analogo operante a terra.

La struttura del sistema con le sue funzioni viene rappresentata in figura 1.5.

I componenti principali del sistema sono:

- un gruppo di teste telemetriche (Slave = Stazione di misura), poste a fondo mare e che acquisiscono i dati forniti da appositi sensori e li trasmettono, su richiesta o su intervento automatico, per mezzo di un link acustico;
- una stazione di controllo a mare (Master secondario), posta su una boa in posizione opportuna rispetto alle teste telemetriche, che interroga le stesse, riceve i dati ed invia gli eventuali comandi di operatività;

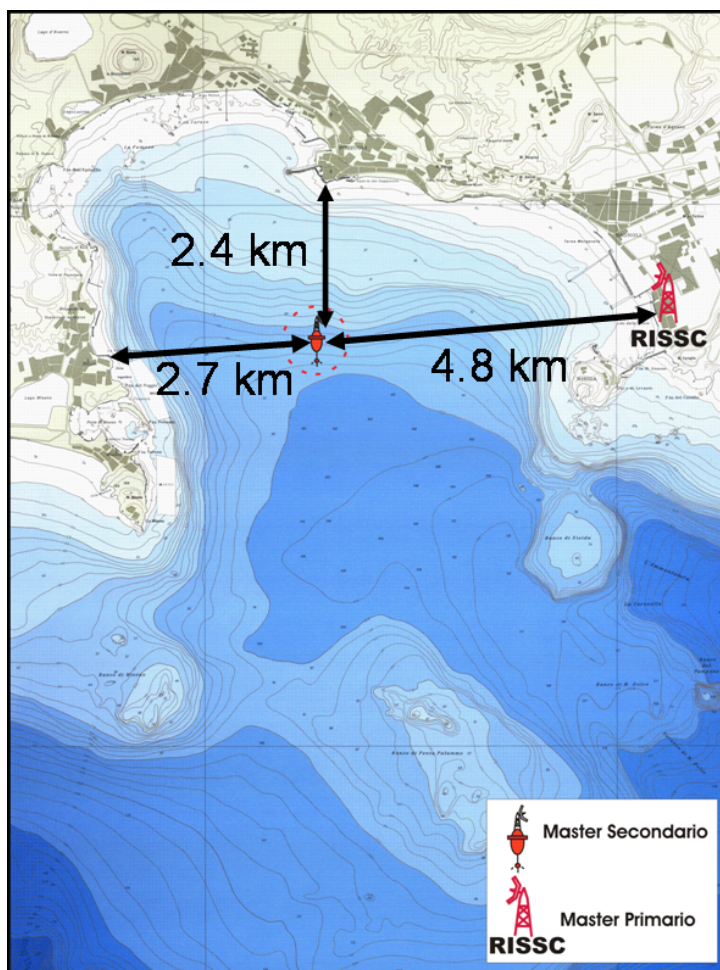


Figura 1.3: Posizione della piattaforma nel golfo di Pozzuoli. Essa è distante 4.8 km dal centro RISSC (centro di controllo), 2.4 km dal porto di Pozzuoli e 2.7 km dal porto di Bacoli.

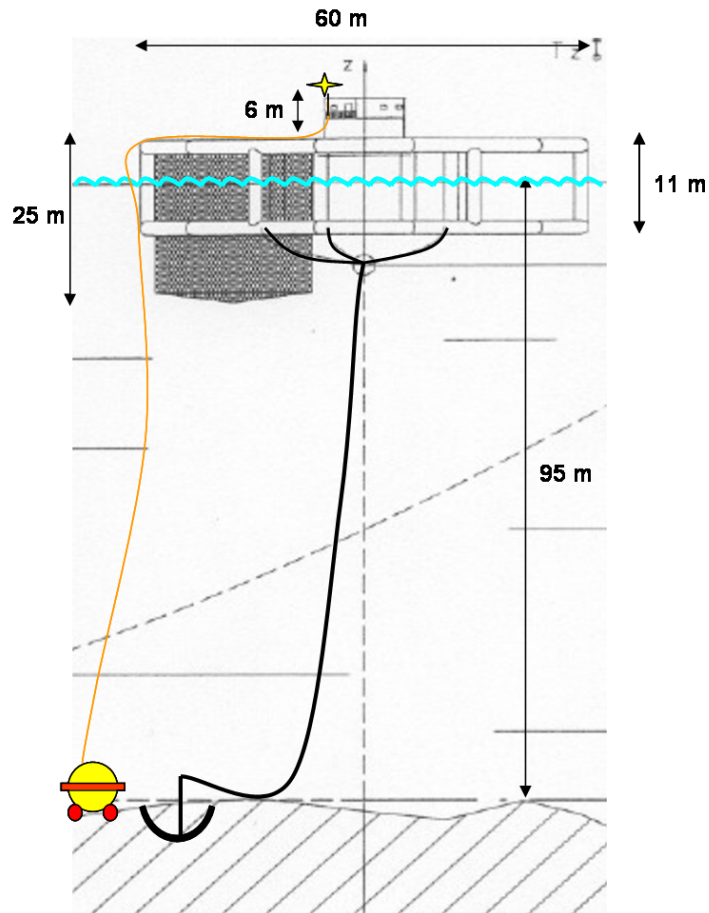


Figura 1.4: Schema del collegamento tra sistema di misura su fondale e piattaforma galleggiante. I dati vengono trasmessi alla piattaforma attraverso il cavo di collegamento (in giallo), che assicura anche l'alimentazione della stazione di misura. I dati vengono inviati dalla piattaforma ad un centro di controllo a terra tramite link radio.

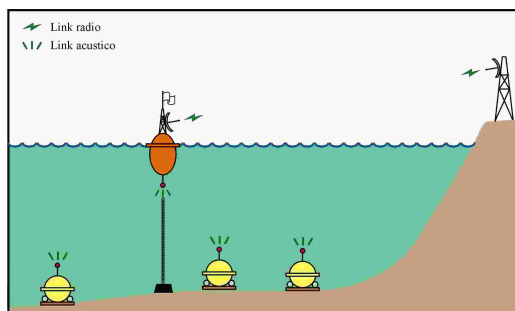


Figura 1.5: Prototipo di sistema di monitoraggio marino per il controllo di parametri ambientali. Nella sua realizzazione prototipale gli elementi di rilevazione saranno sensori sismici da fondale marino. Il controllo e la teletrasmissione dati avviene mediante link acustico in acqua tra i sensori e l'elaboratore di gestione, allocato in una boa. Il sistema è connesso via radio (protocollo TCP/IP) ad un centro di controllo posto a terra.

- Una stazione di controllo a terra (Master primario), che gestisce il collegamento attraverso un link radio con la stazione a mare

I dati sismologici provenienti dalla rete subacquea vengono convogliati, attraverso le infrastrutture di rete presenti sul territorio, ad un Centro di Acquisizione Dati pre-esistente. Eventuali elaboratori periferici che potranno essere allocati nelle Unità Master, avranno il compito di concentrare informazioni provenienti da più sonde di rilevamento e di convogliarle alla rete attraverso un protocollo comune, possibilmente standard. Inoltre, dovranno consentire alla rete subacquea di operare secondo logiche di intervento automatico per la rilevazione e segnalazione di eventi. Infine dovranno gestire il sincronismo delle Unità Slave in modo da consentire successivi processi di correlazione da parte del Servizio di Sorveglianza. La differenza sostanziale fra il sistema SISMA e il sistema NOSS è la modalità di comunicazione fra i sensori di misura sul fondale marino e la boa/piattaforma situata in superficie. Una seconda ma non meno importante differenza è legata all'alimentazione elettrica del modulo sottomarino che nel caso del sistema NOSS avviene attraverso il cavo mentre per il sistema SISMA avviene con l'utilizzo di batterie

disposte sul modulo subacqueo. Ciò rende il sistema SISMA adatto per il monitoraggio temporaneo e non per quello a lungo termine/permanente.

La parte più importante del sistema è formata dalle antenne-trasduttori situate sullo slave e sulla corda di ancoraggio della boa. I trasduttori sono ad alta frequenza (80 KHz) e sono realizzati in tecnologia diced. A queste frequenze, con una banda operativa maggiore dei 5 KHz (valore di obiettivo: 10 KHz). I risultati attesi, sono: Bit Rate: > 1800 bit/s Portata: > 500m Tale tecnologia consente di ricavare da un unico blocco ceramico, mediante opportune incisioni di precisione, array di trasduttori lineari o matriciali; la peculiarità della tecnologia risiede nel fatto che gli elementi dell'array, pur rimanendo fisicamente non indipendenti, risuonano indipendentemente l'uno dall'altro.

In figura 1.6 viene riportato lo schema del sistema slave realizzato. La parte sommitale del sistema (in nero) è l'antenna acustica. Essendo quest'ultima fortemente direzionale, un motore la ruota fino al raggiungimento della comunicazione acustica ottimale con l'antenna del master primario (che è omnidirezionale). All'interno dei due contenitori arancioni vengono allocati il sensore sismico e l'acquisitore. Il sensore è il CME-4011OBS (0.03 Hz-30 Hz) di tipo elettronico-molecolare prodotto dal Center for Molecular Electronics of Moscow Institute of Physics and Technology; l'acquisitore è il Quanterra Q330 della Kinometrics Inc. a 6 canali e 24 bit. L'alimentazione di tutta la strumentazione viene garantita da batterie al litio D-Size allocate nel cilindro nero. I volumi in giallo sono vuoti e servono a dare la spinta al sistema per il recupero che avviene attraverso un segnale acustico prodotto in superficie che innesca un sistema di sgancio dello slave dalla zavorra.

In figura 1.7 viene riportato schematicamente il sistema installato nel mese di Novembre 2006 nel golfo di Pozzuoli. Oltre allo slave, abbiamo installato lungo il cavo anti-torsione che fissa la boa al fondale, un altro sensore sismico uguale a quello dello slave, accoppiato ad un Quanterra Q330 in collegamento via cavo con il master primario. L'antenna acustica del master secondario è stata agganciata al cavo della boa ad una profondità di circa 50 m dalla

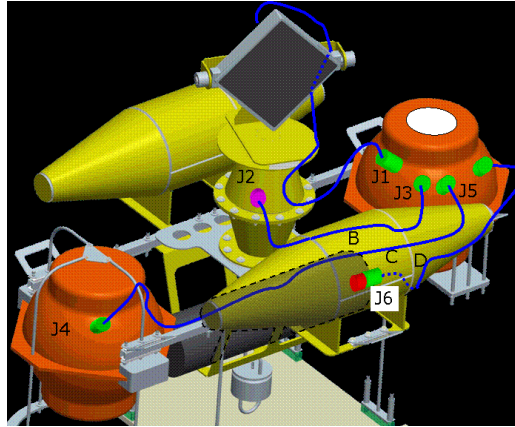


Figura 1.6: Schema del modulo di misura da fondale (slave) del sistema SISMA

superficie del mare per limitare gli effetti delle variazioni temporali superficiali delle proprietà fisiche dell'acqua che potrebbero limitare o interrompere la comunicazione fra le antenne (vedi paragrafo successivo). Sulla boa viene installato un GPS, un Bridge Wireless per la comunicazione con il centro di raccolta a terra e un impianto fotovoltaico per l'alimentazione elettrica dell'antenna del sensore e dell'acquisitore collegati via cavo, del bridge etc.

Studio della variabilità spazio-temporale delle proprietà fisiche dell'ambiente marino nel golfo di Napoli

La caratteristica dell'acqua di mare di interesse essenziale nelle applicazioni di acustica subacquea è la velocità con cui si propagano le onde acustiche. La conoscenza della distribuzione spaziale di questa velocità è il requisito di base per la corretta determinazione dei percorsi che l'energia acustica segue nel mare. Qualora la velocità fosse costante i raggi seguirebbero percorsi rettilinei. Le variazioni spaziali di velocità fanno compiere ai raggi traiettorie curvilinee regolate dal valore del gradiente di velocità. A causa dell'intrinseca variabilità delle proprietà chimico-fisiche delle acque marine (pressione, temperatura, salinità) il valore della velocità del suono varia sia nello spazio che nel tempo. La conoscenza delle variazioni spaziali permette di com-

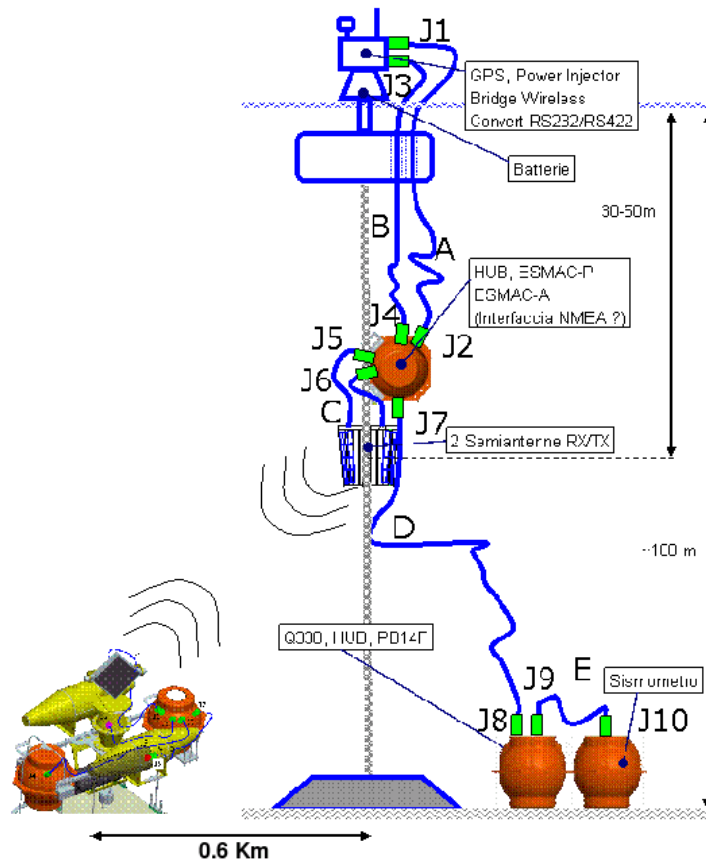


Figura 1.7: Schema della parte a mare del sistema di monitoraggio sismico installato nel mese di Novembre 2006 nel golfo di Pozzuoli

prendere il percorso seguito dalle onde acustiche e quindi di ottimizzare la disposizione del sistema sorgente-ricevitore in modo da rendere robusta ed efficiente la comunicazione acustica fra gli apparati rice-trasmittenti. Le variazioni temporali della distribuzione di velocità possono rappresentare un serio problema nella comunicazione in quanto possono deviare il percorso dell'energia acustica rispetto al percorso ottimale sul quale il sistema era stato calibrato, rendendo problematico o impossibile la comunicazione fra la sorgente e il ricevitore. I parametri principali da cui dipende la velocità del suono nell'acqua di mare sono pressione temperatura e salinità [10] [57]. La pressione varia solo lungo l'asse verticale aumentando con la profondità a causa dell'aumento del peso esercitato dalla colonna d'acqua sovrastante. La temperatura e la salinità variano anche nel piano orizzontale ma su scale spaziali molto maggiori. Nei limiti di questa distribuzione, il mare appare come formato da una serie di strati discreti all'interno dei quali temperatura e salinità si mantengono costanti. In questa approssimazione, un profilo verticale medio di velocità può essere suddiviso in diversi strati sovrapposti ognuno avente caratteristiche diverse, condizionate soprattutto dalle vicissitudini quotidiane e stagionali della temperatura. A contatto con l'atmosfera esiste uno strato superficiale isoterma all'interno del quale il rimescolamento continuo delle acque rende uniforme i parametri fisici da cui dipende la velocità del suono e quindi la velocità stessa (figura 1.8). Al di sotto di questo strato di superficie si forma la termoclina stagionale (figura 1.8) nella quale la temperatura diminuisce con la profondità, determinando un gradiente di velocità negativo. Questi due strati superficiali sono quelli più sensibili alle situazioni meteorologiche esterne [11].

Lo strato intermedio costituisce la termoclina principale una regione caratterizzata da un gradiente negativo elevato: la velocità diminuisce in maniera regolare con la progressiva riduzione della temperatura. L'ultimo strato, limitato in basso dal fondale, costituisce lo strato isoterma profondo caratterizzato da un gradiente di velocità positivo causato dall'aumento di pressione con la profondità.

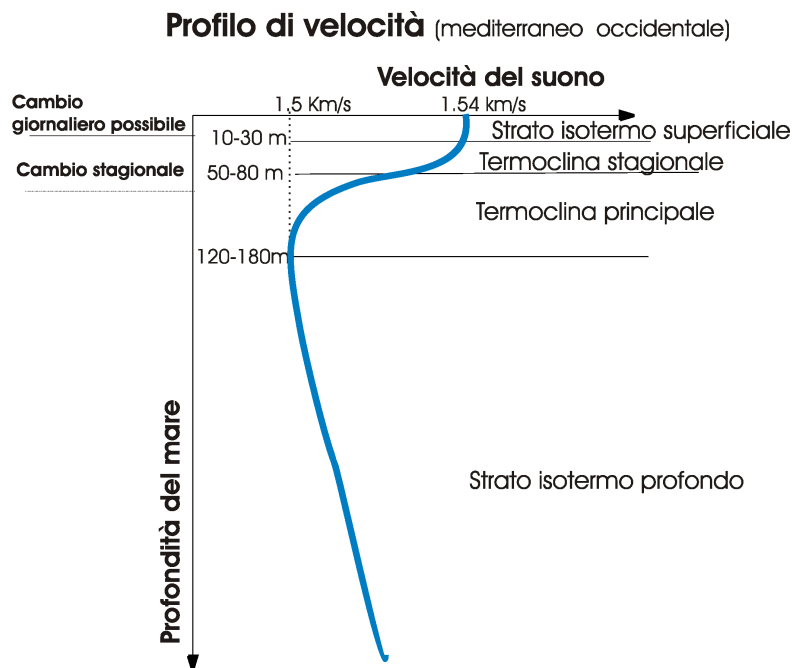


Figura 1.8: Profilo di velocità del suono tipico del Mediterraneo occidentale.

Variabilità delle proprietà fisiche delle acque del golfo di Napoli Tipici profili di velocità per il golfo di Napoli (vedi figura 1.9) sono stati ricavati a partire dalle misure di pressione di salinità e di temperatura utilizzando la legge di Del Grosso [12] [57].

I dati si riferiscono allo stesso punto di acquisizione e sono stati registrati fra il 2002 e il 2003 con cadenza di circa un mese. I profili ottenuti, confrontati con i valori dei parametri fisici misurati, mostrano che il valore di velocità del suono dipende fortemente dal valore di temperatura e meno dal valore di salinità. L'intera colonna d'acqua assume valori di velocità che vanno da 1508m/s a 1542 m/s (figura 1.10). Nelle stagioni estive lo strato superficiale è poco spesso, ha una velocità molto elevata (fino a circa 1542 m/s nel mese di Agosto) ed il gradiente di velocità relativo alla termoclina principale è molto elevato. Nei periodi autunnali e invernali la temperatura superficiale diminuisce man mano che si passa dall'autunno all'inverno mentre aumenta lo spessore dello strato isoterma superficiale a causa del

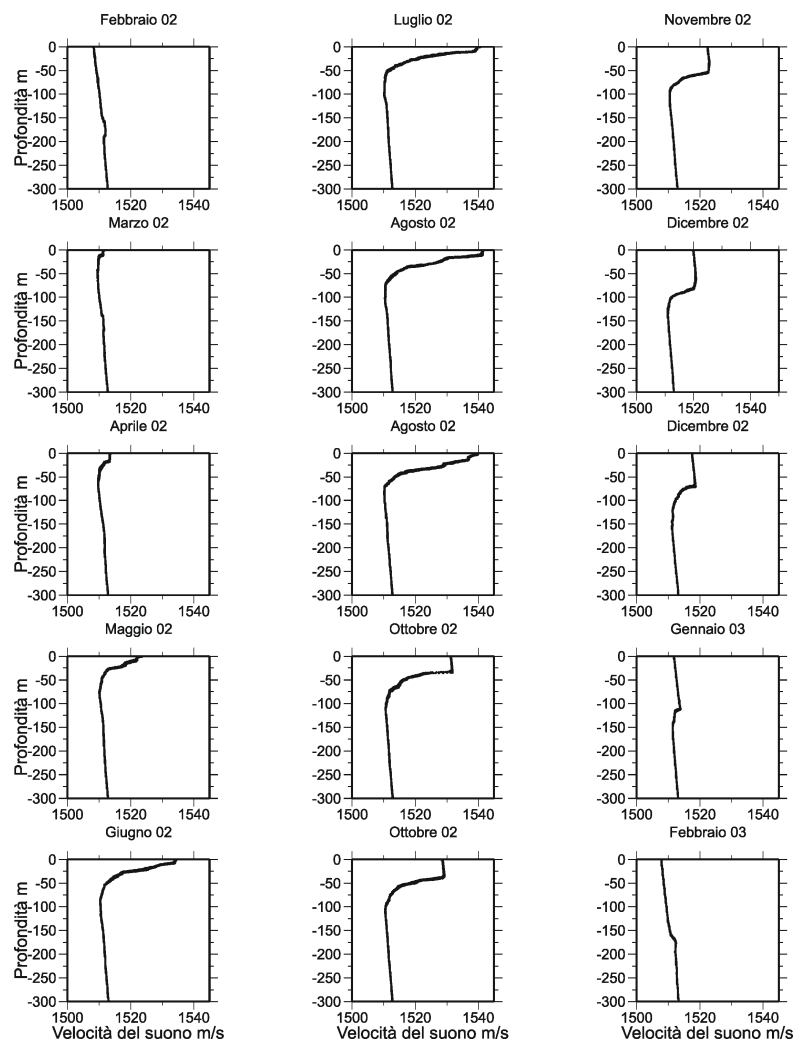


Figura 1.9: Profili di velocità del suono ottenuti da misure di parametri fisici (temperatura, salinità e pressione) effettuate in periodi differenti nel golfo di Napoli.

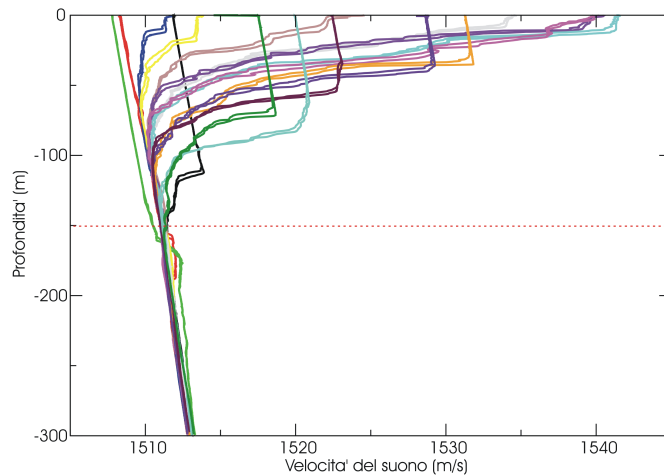


Figura 1.10: Profili di velocità. Al di sotto di 150 m il valore di velocità non subisce variazioni stagionali.

maggiore mescolamento delle acque prodotto dal moto ondoso e dall'azione del vento (figura 1.10). Il valore di velocità dello strato superficiale assume il valore minimo nei mesi più freddi (Gennaio, Febbraio, Marzo) nei quali l'intera colonna d'acqua assume una temperatura pressoché uniforme. In questi mesi, la velocità aumenta con la profondità con un debole gradiente positivo (3 m/s ogni 100 m) a causa dell'aumento della pressione con la profondità.

I dati relativi ai profili di temperatura mostrano che le variazioni giornaliere e stagionali di temperatura coinvolgono solo lo stato di superficie che va da 0 m a 150 m di profondità. Al di sotto di tale valore la temperatura si stabilizza a circa 14 °C. I profili di velocità mostrano che questo valore di profondità delimita anche la zona in cui la variabilità stagionale ha influenza sulla distribuzione della velocità del suono (figura 1.10). Infatti, a 150 m di profondità la velocità assume all'incirca lo stesso valore di circa 1512 m/s, indipendentemente dalla stagione. Il suo valore aumenta poi con la profondità con un debole gradiente positivo di circa 2 m/s ogni 100 m.

Da quanto detto si evince che la comunicazione acustica fra l'antenna trasmittente dello slave e quella ricevente del master secondario dipenderà dalla profondità dell'antenna ricevente. Qualora questa profondità fosse maggiore di 150 m il percorso delle onde acustiche dal proiettore dello slave al ricevitore sarà pressoché identico anche al variare delle stagioni. Qualora il ricevitore venisse posizionato più in superficie, la parte finale della traiettoria dell'energia acustica sarà influenzata dal valore dei parametri degli strati più superficiali e varierà con il cambio delle stagioni influenzando la comunicazione fra lo slave e il master secondario. Per garantire la comunicazione acustica fra l'antenna trasmittente dello slave e l'antenna ricevente del master secondario occorre pertanto tener conto della profondità dell'acqua in prossimità della zona d'ubicazione del sistema. Nel caso in cui nella zona scelta la profondità dell'acqua è maggiore di 150 m è consigliabile posizionare l'antenna ricevente ad una profondità maggiore di 150m di modo che le variazioni stagionali e giornaliere non coinvolgano lo strato d'acqua interessato dalla propagazione del segnale acustico. Qualora si scegliesse un sito di misura in acque meno profonde o si volesse posizionare il ricevitore a profondità inferiori ai 150 m occorre assicurarsi, in maniera teorica e attraverso simulazioni, che le variazioni stagionali dei parametri che regolano il valore di velocità non vadano ad ostruire acusticamente il canale di trasmissione che lega il proiettore al ricevitore.

Capitolo 2

Studio di rumore sismico su fondale marino nel Golfo di Pozzuoli

2.1 Introduzione

Questo capitolo è dedicato allo studio del rumore sismico misurato da sensori disposti sul fondale marino nel Golfo di Pozzuoli. Abbiamo condotto un esperimento installando sul fondale due sensori sismici broad-band in acquisizione continua e remota con lo scopo di valutare i livelli di rumore sismico presenti nell'area e di studiare il comportamento di sensori sismici broad-band in acquisizione sul fondale marino nel golfo di Pozzuoli in presenza di acque basse, in zone costiere ad elevato rumore antropico. Esistono numerose osservazioni ed interpretazioni riguardanti il rumore sismico su fondale marino principalmente collegate al moto ondoso della superficie del mare e all'interazione delle correnti marine con il fondale o la stessa strumentazione. Webb (1992) [51] ha osservato che il campo d'onda microsismico è correlato alle onde oceaniche di superficie ed è causato dall'interazione non lineare delle onde oceaniche con il fondale. Tutte le misure ed osservazioni presenti in bibliografia ([4]; [50]; [45]) si riferiscono a misure effettuate su fondale ocea-

nico, principalmente in acque alte e risulta difficile effettuare dei confronti con la situazione presente all'interno della baia di Pozzuoli nei Campi Flegrei con una colonna d'acqua di circa cento metri, in prossimità della costa e in un'area altamente urbanizzata.

Nel presente capitolo viene descritto l'esperimento, i dati acquisiti e l'analisi effettuata.

2.2 Descrizione dell'esperimento

Per l'esperimento abbiamo utilizzato due sistemi di acquisizione dati sismici equipaggiati con sensori broad-band che sono stati installati sul fondo del mare per circa un mese. I due OBS (Ocean Bottom Seismometers) SEDIS-IV, forniti dalla GeoPro GmbH di Hamburg, Germany (<http://www.geopro.com>), sono stati equipaggiati con sismometri elettronici-molecolari: un PMD-113 (0.03 Hz-30 Hz) e un CME-4011OBS (0.03 Hz-30 Hz), prodotti rispettivamente dalla PMD Scientific INC e dal Center for Molecular Electronics of Moscow Institute of Physics and Technology. Questo tipo di sismometri è caratterizzato dall'assenza di parti meccaniche in movimento ed è stato scelto per le sue peculiari proprietà: dimensioni e peso contenuti, basso assorbimento, ampio intervallo di temperatura di funzionamento, alta tolleranza ai tilt, non richiedono la ricalibrazione del centro di massa. Tali proprietà rendono questo tipo di sensori particolarmente adatto nelle applicazioni di sismica subacquea [38]. Il sistema di acquisizione è il SEDIS-IV della GeoPro, un leggero acquisitore sismico avente un range dinamico di 120 dB, un convertitore A/D a 24 bit e sei canali. L'alimentazione della strumentazione è stata fornita da batterie alcaline di tipo D-size allocate, insieme alla strumentazione, in due differenti contenitori sferici di vitrovex (figura 2.2) resistenti a pressioni equivalenti a profondità d'acqua di 7 km (<http://www.nautilus-gmbh.com>). In ogni sistema le due sfere sono state fissate ad una zavorra attraverso un meccanismo di rilascio acustico. I due OBS sono stati posizionati, lasciandoli cadere da un'imbarcazione il 31

Gennaio 2005, nei punti riportati in figura 2.1 e sono stati recuperati il 2 Marzo attivando, tramite un comando acustico inviato da un'imbarcazione, il sistema di sgancio dalla zavorra. Per un più semplice recupero, negli OBS sono stati installati dei radio-trasmittitori e degli indicatori luminosi (2.2). Il fondale del Golfo di Pozzuoli è costituito da sedimenti soffici nei quali i due OBS sono sprofondati per almeno 20 cm, come è stato possibile verificare dai depositi presenti sugli OBS all'atto del loro recupero (figura 2.3). Lo sprofondamento nei sedimenti dei due OBS ha consentito una buona stabilità del sistema rispetto alle correnti marine sul fondo del mare e un buon accoppiamento sensore-suolo. Per contro ha creato dei ritardi nel recupero di un OBS dovuto alla difficoltà di sgancio del sistema dalla zavorra causato dall'eccesso di fango depositatosi sul supporto per l'alloggio delle sfere (figura 2.3). I due OBS installati hanno funzionato con continuità dal 31 gennaio al 2 marzo 2005. In questo periodo sono stati registrati sia terremoti regionali che telesismi (tabella 2.1), invece, non è stato registrato alcun evento sismico locale attribuibile all'attività dei Campi Flegrei.

Date (yyyy/mm/dd)	Magnitude	Location	Origin time	Lat. (°)	Long. (°)	Depth (km)
2005/31/01	5.7 Mw	IONIAN SEA	01:05:32.0 GMT	37.65	20.10	25
2005/02/05	7.1 Mw	PHILIPPINE ISLANDS	12:23:17.0 GMT	5.33	123.36	510
2005/02/07	5.1 Mb	TUNISIA	20:46:26.0 GMT	36.20	10.87	34
2005/02/08	6.7 Mw	VANUATU	14:48:21.0 GMT	-14.30	167.25	204
2005/02/22	6.4 Mw	IRAN	02:25:26.0 GMT	30.75	56.80	42
2005/03/01	3.5 Md	SOUTHERN ITALY	05:41:37.0 GMT	41.70	14.88	10
2005/03/02	7.1 Mw	BANDA SEA	10:42:10.5 GMT	-6.61	130.01	200

Tabella 2.1: Terremoti registrati durante l'esperimento.

I dati acquisiti sul fondo del mare sono stati confrontati con quelli misurati a due stazioni sismiche installate a terra, anch'esse equipaggiate con sensori broad-band. La posizione delle stazioni in questione, RISSC e SOB, è riportata in figura 2.1. La stazione sismica RISSC è stata equipaggiata con un sensore broad-band Trillium (60 s-30 Hz) e un data logger Osiris-6 della Agecodagis (<http://www.agecodagis.com>). I dati registrati alla sta-

zione RISSC sono relativi al periodo fra il 2005/02/17 e il 2005/03/02. La stazione sismica SOB dell'Osservatorio Vesuviano (figura 2.1) è equipaggiata con un sensore larga banda Guralp-CMG40 e con un acquirente Kinometrics K2. Per questa'ultima stazione, i dati a disposizione sono le sole registrazioni degli eventi sismici.

Il confronto fra le forme d'onda degli eventi registrati su fondale e le forme d'onda acquisite dai sensori a terra permette di ricavare informazioni sulla qualità del segnale sismico acquisito sul fondale marino. Nelle figure 2.4 e 2.5 vengono mostrati esempi di registrazioni agli OBS e alla stazione SOB di un evento regionale e di un telesisma rispettivamente. La figura 2.4 riporta le componenti verticali delle registrazioni sismiche di un evento regionale avvenuto ad una distanza dall'area di misura di circa 110 km. I segnali registrati sono stati filtrati con un filtro passa basso a 0.3 Hz. Le caratteristiche essenziali delle registrazioni sono simili per le diverse stazioni anche se i segnali registrati dagli OBS hanno un maggior contenuto ad alta frequenza. La figura 2.5 mostra 700 s di registrazione di un telesisma (Filippine, tabella 2.1) localizzato ad una distanza epicentrale di 55 gradi dall'area di misura. I segnali registrati sono stati filtrati con un filtro butterworth passa banda con frequenze d'angolo 0.03 Hz e 0.15 Hz. Le registrazioni sismiche alle diverse stazioni sono tra di loro coerenti e le onde di volume sono state ben registrate sulle componenti verticali dei diversi sensori.

2.3 Rumore sismico

2.3.1 Analisi spettrale

Per studiare il rumore sismico registrato alle differenti stazioni di misura, abbiamo effettuato un'analisi spettrale dei dati registrati. A tale scopo abbiamo diviso l'intero periodo di acquisizione in segmenti temporali di un'ora. Il valore medio di ogni segmento è stato rimosso, così come i trends ad alto periodo, infine un taper di tipo coseno è stato applicato all'inizio e alla fine di ogni segmento con l'effetto di smussare la FFT e ridurre l'effetto prodotto

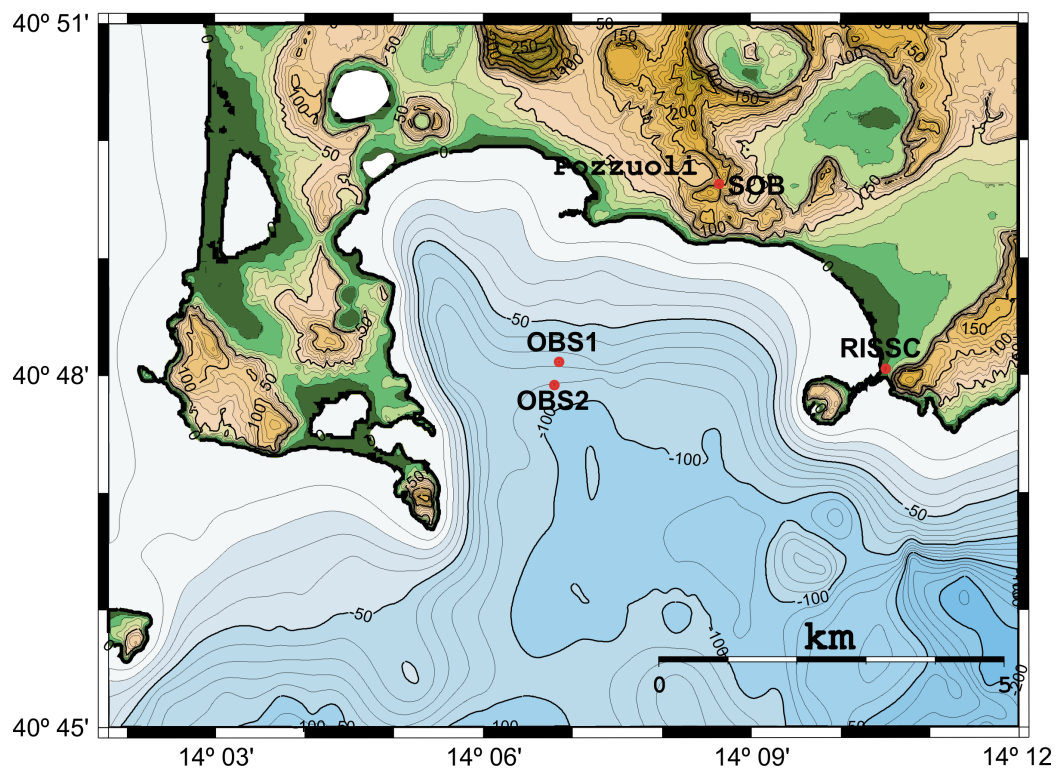


Figura 2.1: Posizione delle stazioni sismiche disposte su fondale marino (OBS1 e OBS2) e a terra (SOB della rete dell'Osservatorio Vesuviano e RISSC) durante l'esperimento.

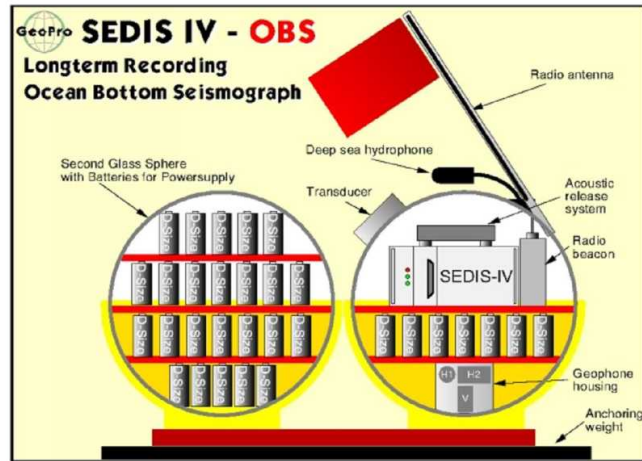


Figura 2.2: Schema degli OBS. Tutta la strumentazione da fondale è stata allocata in due sfere di vitrovex collegate tra di loro da un supporto piano. In una sfera è stata alloggiata tutta la strumentazione sismica (sensori, sistema d'acquisizione) che è stata alimentata da batterie di tipo D-size allocate nella seconda sfera.



Figura 2.3: Sismometro da fondale marino dopo il recupero. La presenza di sedimenti soffici sul fondale (da notare nella foto il fango presente sul piano d'appoggio delle sfere) ha reso difficoltosa la procedura di recupero dell'OBS.

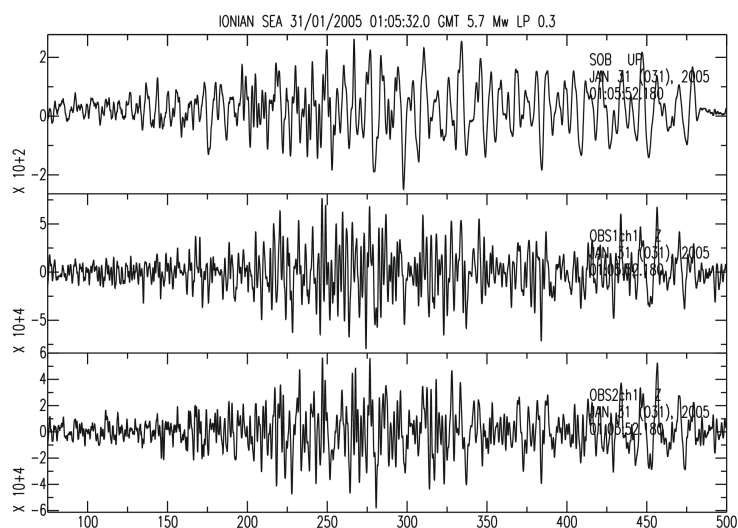


Figura 2.4: Esempio di registrazione di un evento regionale (Ionian Sea, tabella 2.1). Componenti verticali delle registrazioni per le stazioni SOB (in alto), OBS1 (al centro) e OBS2 (in basso). I dati sono stati filtrati con un filtro passa-basso con frequenza d'angolo pari a 0.3 Hz.

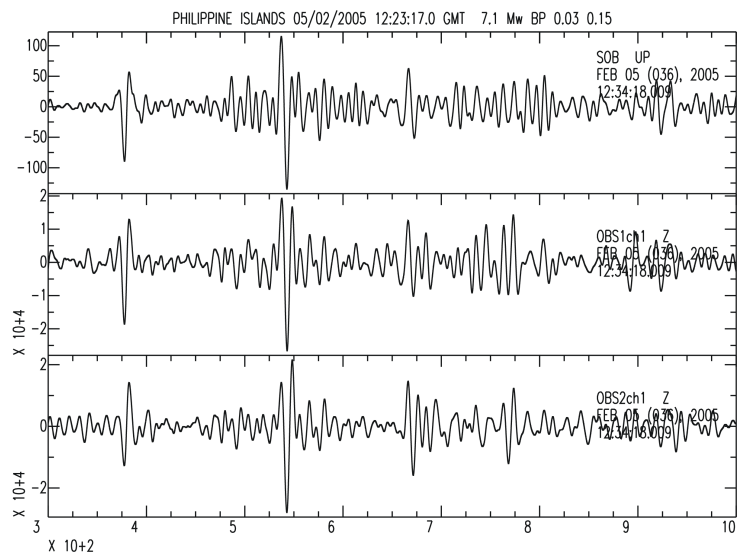


Figura 2.5: Componenti verticali delle registrazioni di un telesisma (Philippine Island, tabella 2.1) registrato alla stazione SOB (in alto), OBS1 (al centro) and OBS2 (in basso). I dati sono stati filtrati con un filtro butterworth passa banda con frequenze d'angolo 0.03 Hz e 0.15 Hz.

dalle discontinuità all'inizio e alla fine della serie temporale. Le ampiezze del moto del suolo sono state convertite da counts in m/s utilizzando i fattori di trasduzione dei sensori e i fattori di conversione dell'acquisitore. La Power Spectral Density (PSD) di ogni segmento è stata calcolata utilizzando il metodo di Welch [52] della trasformata di Fourier diretta utilizzando i programmi del pacchetto GMT [53]. I valori di PSD sono stati convertiti in dB (rispetto alla velocità di $1(\text{m/s})^2/\text{Hz}$) in modo da poter effettuare un confronto con le curve di New Low Noise Model (NLNM) e New High Noise Model (NHNM) che rappresentano i livelli di rumore sismico di fondo minimo e massimo calcolati dal servizio geologico statunitense (USGS) a partire da dati sismici registrati in 75 siti continentali e su isole da stazioni broad-band appartenenti ad una rete sismica mondiale [34].

Nella figura 2.6 vengono mostrate le curve di PSD calcolate a partire dai dati registrati nel 57-esimo giorno giuliano del 2005. Nei diversi pannelli, ogni curva si riferisce ad una differente ora della giornata, le curve tratteggiate invece rappresentano i livelli di NLNM e NHNM [34]. In gran parte della banda in periodo analizzata, i valori di PSD calcolati superano i valori di NHNM mostrando che sia la stazione a terra che quelle a mare sono molto rumorose. Del resto, che il rumore sismico nell'area di misura fosse elevato c'era da aspettarselo considerando che i Campi Flegrei sono una zona densamente popolata e quindi soggetta ad elevato rumore antropico, situata in prossimità della linea di costa che rende elevato il rumore prodotto dal moto ondoso del mare; in più l'area presenta una topografia molto irregolare, il che è causa di un elevato rumore prodotto dall'interazione del vento con la superficie terrestre.

In particolare, come si osserva dalla figura 2.6, dove sono riportate le PSD calcolate per la stazione a terra RISSC e per i 2 OBS, per le componenti verticali, per periodi inferiori a 0.3 s, i due siti a mare mostrano un livello di PSD minore di quello relativo alla stazione a terra, mentre per gli altri periodi i valori di PSD registrati su fondale sono maggiori o comparabili a quelli registrati a terra. Per periodi pari a 6 s il livello di PSD sulle

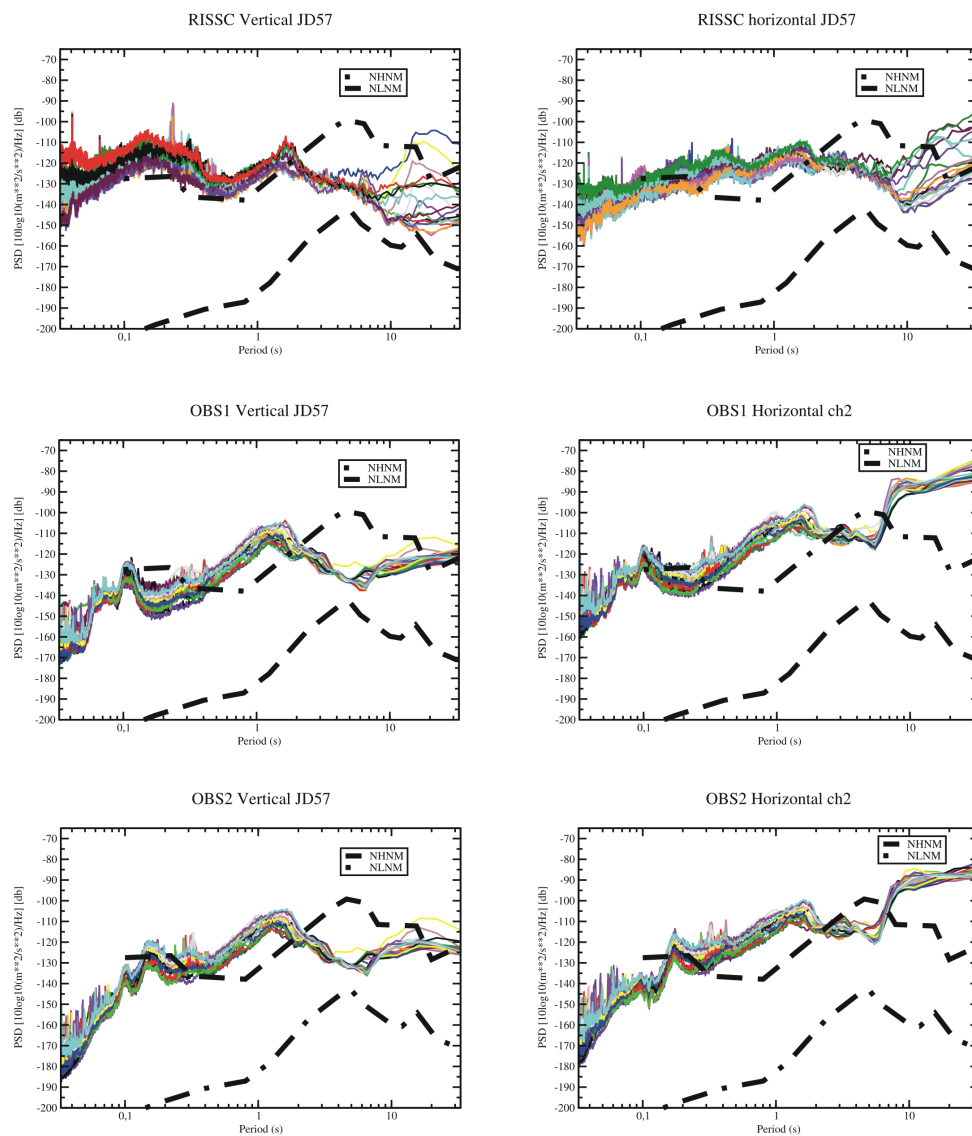


Figura 2.6: Confronto fra gli spettri di rumore agli OBS (in alto OBS1 e al centro OBS2) e alla stazione RISSC (in basso) per lo stesso giorno di acquisizione. Ogni singola curva è stata calcolata usando un'ora di dati sismici a partire dalle 00:00 del 26/2/05 (57-esimo giorno giuliano). Le curve tratteggiate indicano i livelli di NHNL NLNL [34] (costruite a partire da dati sismici acquisiti da stazioni continentali).

componenti orizzontali degli OBS subisce una brusca variazione passando da valori di -120 dB per periodi minori di 5 s a -90 dB per periodi maggiori di 6 s. Per alti periodi, nell'intervallo tra 7 s e 30 s, le componenti orizzontali della stazione RISSC risultano meno rumorose di circa 40 dB.

Variabilità temporale del rumore

Gli spettrogrammi calcolati a partire da tutte le curve di PSD per i due OBS e per la stazione RISSC vengono riportati in figura 2.7. Le figure mostrano che per periodi fra 0.7 s e 7 s il rumore presenta una forte variabilità sia in ampiezza che nel periodo di picco massimo sia per gli OBS che per la stazione RISSC. Anche fra 0.03 s e 0.3 s il rumore presenta forti variazioni temporali che sono legate principalmente all'alternanza giorno-notte. Le componenti orizzontali sono mediamente più rumorose delle componenti verticali, ciò è vero soprattutto per i periodi maggiori di 7 s per i quali il rumore registrato su fondale è maggiore di quello registrato a terra ed è maggiore sulle componenti orizzontali rispetto a quelle verticali. Per le stazioni sul fondale OBS1 e OBS2 è possibile individuare dei picchi netti di PSD confinati in intervalli molto stretti di periodo come la sottile fascia blu presente negli spettrogrammi intorno a 0.1 s. Questo rumore è probabilmente causato da fenomeni di risonanza nello strato di sedimenti incoerenti sul quale lo strumento è appoggiato [60]. Il periodo caratteristico di risonanza dipende dalle proprietà fisiche dello strato come la velocità delle onde S e lo spessore dello strato. Ciò spiegherebbe la presenza di uno shift fra il periodo di risonanza osservato all'OBS1 (0.1 s) e quello all'OBS2 (circa 0.2 s) imputabile ad una variazione dello spessore e/o dei parametri elastici dello strato di sedimenti fra in corrispondenza ai due siti di misura. Lungo l'asse verticale dello spettrogramma appaiono più frequenze di risonanza confinate nell'intervallo fra 0.1-0.7 s.

In figura 2.8 viene riportato l'andamento temporale della PSD media nella banda tra 0.06 s 0.3 s. In questo intervallo, il rumore subisce una rapida diminuzione durante le ore notturne, il livello di rumore minimo viene regi-

strato intorno alla mezzanotte. Nella banda in questione la stazione RISSC è più rumorosa di circa 20 dB rispetto alle stazioni OBS1 e OBS2. La forte variabilità giorno-notte e l'intervallo di frequenze ($3\div 17$ Hz) considerato ci portano ad ipotizzare che in questo range il rumore è il risultato dell'intensa attività antropica [51] [27] presente nell'area e le stazioni sul fondale sono meno rumorose di quelle a terra poiché maggiormente distanti dalle sorgenti di rumore (attività umane).

2.3.2 Correlazione con fattori meteorologici

E' ben noto che le condizioni meteorologiche ed in particolare la velocità del vento, rivestono un ruolo fondamentale nella generazione del rumore sismico sul fondo marino [55]. Una indagine accurata di questa interazione è riportata nel lavoro di Babcock (1994) [4] in cui, attraverso i dati di un esperimento condotto nel Nord Atlantico con misure contemporanee di parametri meteorologici e registrazioni di rumore sul fondale oceanico, vengono evidenziate chiare correlazioni tra l'ampiezza del rumore sismico e le condizioni meteorologiche nelle bande di frequenza 0.16-0.3 Hz.

Abbiamo studiato la correlazione fra rumore sismico e fattori atmosferici usando i dati meteorologici registrati durante l'esperimento dalla stazione meteo dell'Istituto Professionale di Stato per l'Agricoltura e L'ambiente "Filippo Silvestri" di Licola (<http://www.ipsaasilvestri.net>). Dal momento che l'andamento del rumore sismico per i due OBS è molto simile (vedi figure 2.7 2.8), per le prossime analisi saranno considerati i dati relativi all'OBS1 come rappresentativi per entrambe le stazioni sul fondale. La figura 2.9 riporta per l'intero periodo dell'esperimento l'andamento della velocità del vento nel tempo (figura 2.9a), l'ampiezza spettrale nella banda corto periodo 1.5-5 s e lungo periodo 5-30 s per l'OBS1 (figure 2.9b e 2.9c) e per la stazione RISSC a terra (figure 2.9d 2.9e). In figura vengono riportati anche i valori del coefficiente di correlazione r che abbiamo calcolato per quantificare la similitudine tra i livelli di rumore e la velocità del vento. In particolare, si osserva che l'ampiezza spettrale nella banda corto periodo è fortemente correlata con la

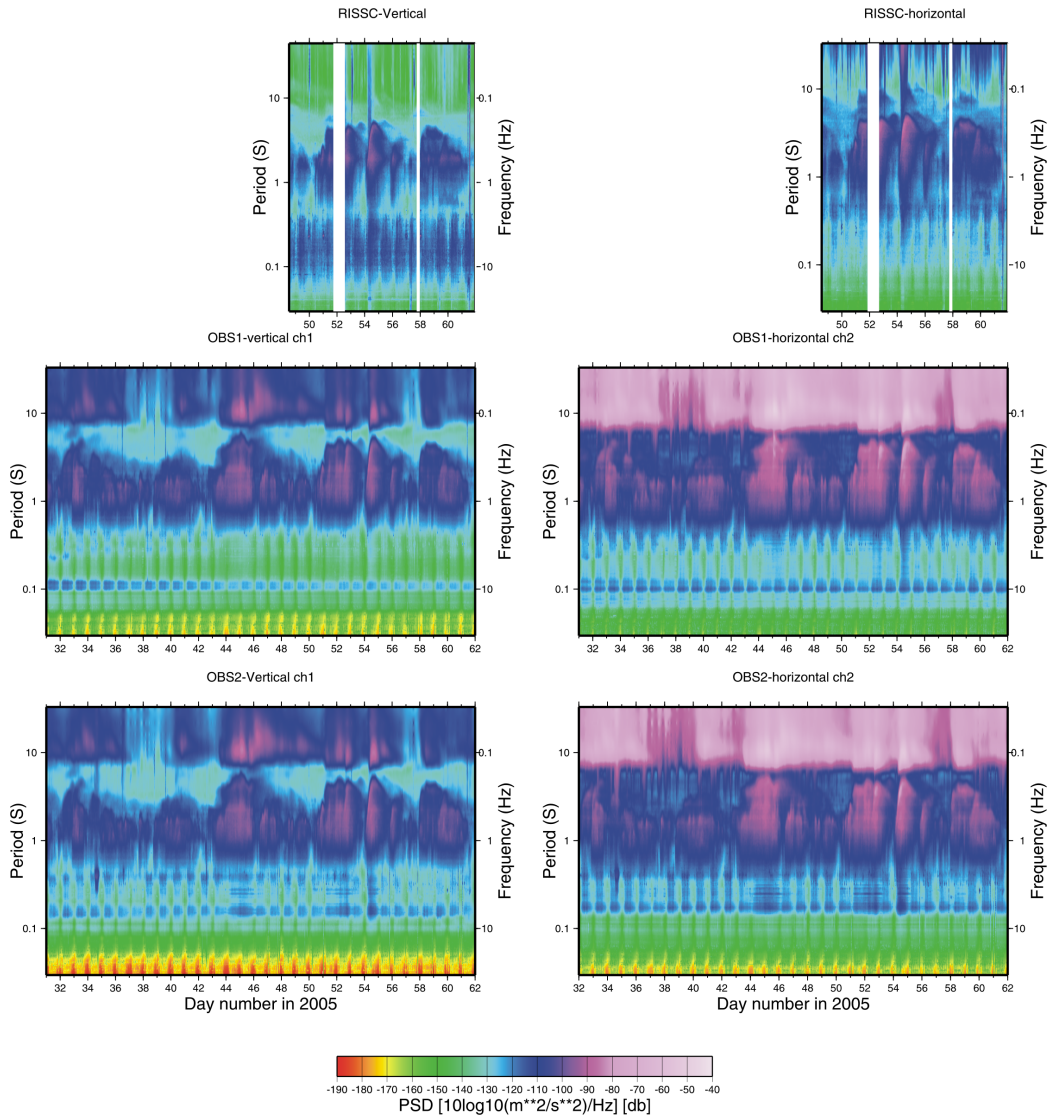


Figura 2.7: Spettrogrammi per le componenti verticali (pannelli a destra) e orizzontali (pannelli a sinistra) della stazioni RISSC (in alto) OBS1 (al centro) e OBS2 (in basso).

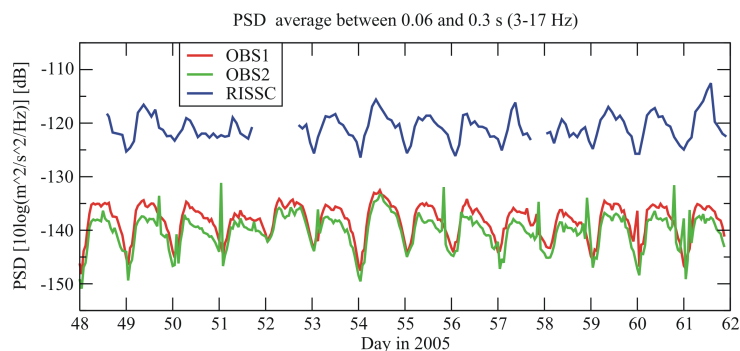


Figura 2.8: Variazione temporale dei livelli medi di PSD nella banda tra 0.06 s 0.3 s relative alle componenti verticali delle registrazioni della stazione RISSC (blu) OBS1 (rosso) e OBS2 (verde).

velocità del vento sia per la stazione a mare che per quella a terra (figure 2.9a,b,d); nei due casi il valore di correlazione pari rispettivamente a 0.68 e 0.57, indica nel vento la sorgente del rumore in questa particolare banda. A periodi maggiori (5-30 s) l'andamento del rumore registrato a mare è molto diverso dal corrispettivo registrato a terra; in questa banda la correlazione tra ampiezza del rumore della stazione a mare e velocità del vento risulta ancora significativa, $r=0.57$, mentre è molto bassa quella tra velocità del vento e rumore della stazione a terra (figura 5e), rappresentata da un coefficiente di correlazione $r=0.21$.

2.3.3 Analisi statistica del rumore

Per ricavare dei livelli di rumore caratteristici per gli OBS e per la stazione a terra, abbiamo effettuato un'analisi statistica delle curve spettrali calcolate per ogni ora di segnale. L'analisi effettuata segue il metodo recentemente proposto da McNamara et al. (2004) [27].

Tutte le curve di PSD vengono utilizzate per ricavare una funzione densità di probabilità (PDF) del rumore sismico. Questa funzione viene calcolata attraverso il seguente procedimento:

- ogni curva di PSD viene ricampionata in periodo in intervalli di 1/8 di

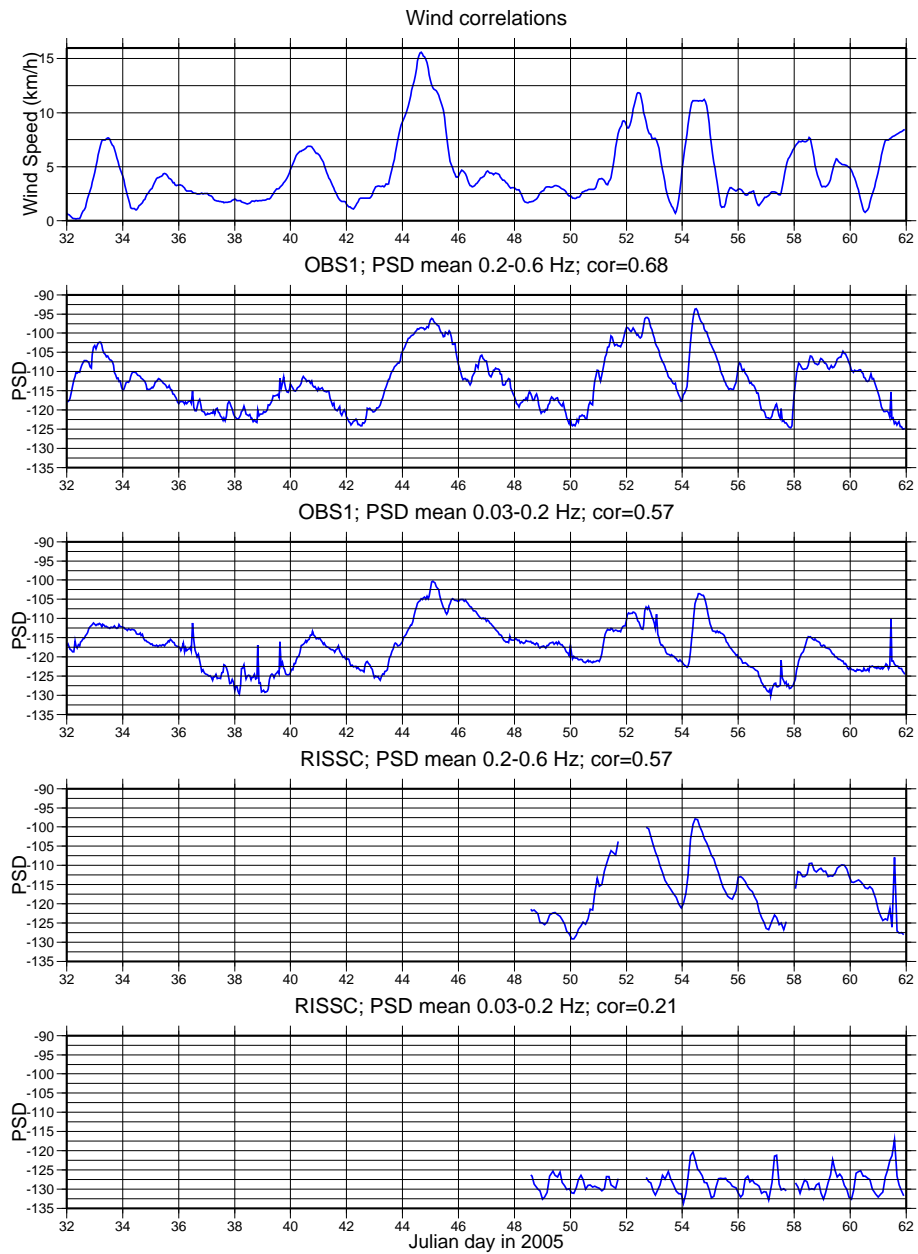


Figura 2.9: Correlazione con la velocità del vento. In alto (a) registrazioni della velocità del vento durante il periodo d'acquisizione. Livelli di rumore nella banda corto periodo (b) (d) e lungo periodo (c) (e) relative alla stazione OBS1 e RISSC.

ottava;

- i valori di PSD ottenuti per ogni intervallo di $1/8$ vengono organizzati in intervalli di 1 dB per ricavare la frequenza di distribuzione per ogni periodo;
- per un fissato periodo T_c viene stimata la funzione densità di probabilità (PDF) come il rapporto fra il numero di stime spettrali che cadono nell'intervallo di 1 dB e il numero totale di stime spettrali su tutte le potenze con periodo centrale T_c .

In figura 2.10 viene riportata la PDF calcolata a partire dalle stime dei livelli spettrali relative alle componenti orizzontali e verticali delle stazioni OBS1 OBS2 e RISSC. Dalle figura si nota che per ogni periodo al di sotto di 1 s la funzione PDF presenta un picco marcato e i suoi valori vanno rapidamente a zero allontanandosi dalla potenza di massimo. Per periodi maggiori di 1 s, invece la funzione PDF presenta dei valori di fondo elevati e si osservano dei picchi secondari dovuti a sistemi transienti o alla variabilità delle sorgenti naturali di rumore.

Usando i valori di PDF abbiamo calcolato per ogni componente i livelli di rumore più probabili, cioè i livelli di rumore associati al massimo di PDF per ogni periodo. Le curve modali per le componenti orizzontali e verticali vengono riportate in figura 2.11. Da queste si può notare che per le componenti orizzontali, per periodi minori di 0.3 s il rumore registrato agli OBS è di circa 20 dB inferiore a quello registrato alla stazione RISSC a terra. Ad alti periodi (maggiori di 7 s) la stazione RISSC è meno rumorosa degli OBS di circa 30 dB per le componenti verticali e di circa 50 dB per quelle orizzontali. Per gli altri periodi i livelli di rumore modali ai siti su terra e sul fondale sono confrontabili.

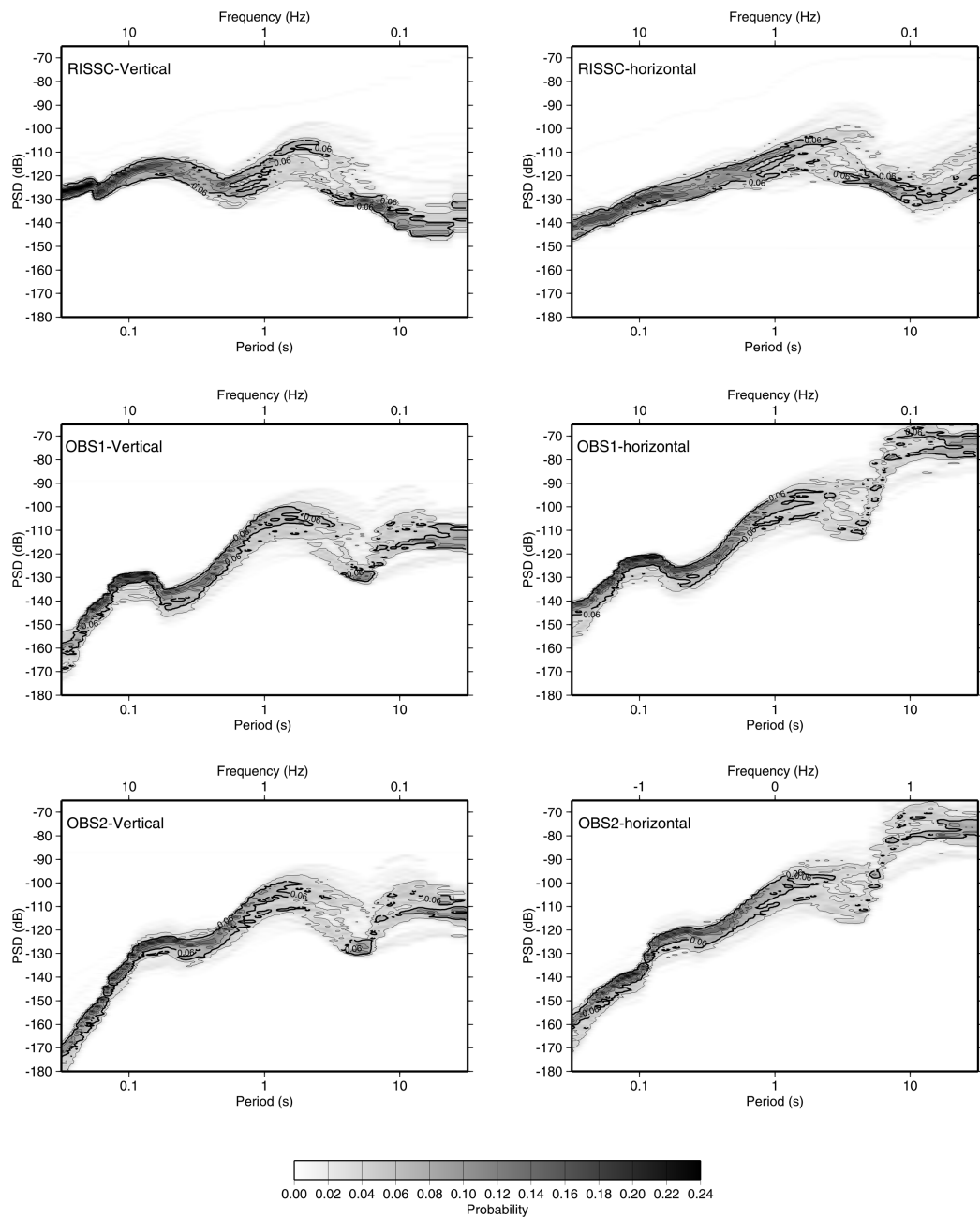


Figura 2.10: Funzione Probability Density Function (PDF) per la componente verticale (a destra) e orizzontale (a sinistra) per la stazione RISSC (in alto), OBS1 (al centro) e OBS2 (in basso). Ogni pannello è stato costruito usando 277 curve di PSD relative ai dati acquisiti tra il 02/17/2005 e il 03/03/2005.

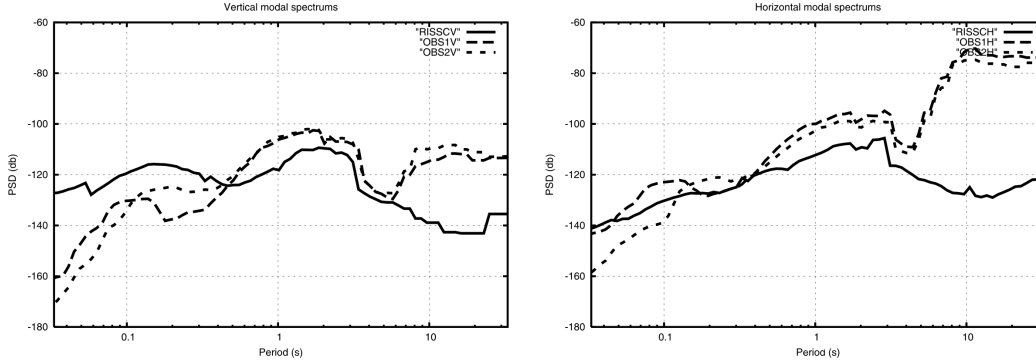


Figura 2.11: Curve modali di PSD calcolate a partire dai valori assunti dalla funzione PDF (figura 2.10) per le componenti verticali (pannello a sinistra) e orizzontale (a destra) delle registrazioni sismiche alle stazioni RISSC, OBS1 e OBS2.

2.4 Confronto con spettri teorici

I risultati ottenuti in questo lavoro sull'andamento del rumore sismico nell'area dei Campi Flegrei sia in ambiente terrestre che in ambiente marino ci permettono di valutare le soglie di detezione in termini di magnitudo, dei terremoti che occorrono nell'area, attraverso il confronto fra le curve spettrali di rumore calcolate per le due stazioni (RISSC) e (OBS1) e le curve spettrali teoriche costruite a partire dal modello di Brune (1970) [6]:

$$A(f) = 2\pi f M_0 \frac{R_s F_s g}{4\pi \rho \beta^3} \frac{1}{1 + (\frac{f}{f_c})^2} e^{-\pi f T_0} \quad (2.1)$$

dove M_0 è il momento sismico; R_s è il coefficiente di radiazione; F_s è il fattore di superficie; $g = \frac{1}{R}$; R è la distanza ipocentrale; β è la velocità delle onde sismiche; $T_0 = \frac{T_s}{Q}$; $f_c = \frac{\beta \Delta \sigma}{M_0}$; $\Delta \sigma$ è lo stress-drop; ρ è la densità; Q è il fattore di attenuazione e T_s è il travelttime. Per le simulazioni, abbiamo usato $R_s=0.25$ e $F_s=2$. I valori dei parametri usati per l'area dei Campi Flegrei [13] sono: $\rho = 2.2g/cm^3$; $\beta = 1.73$ km/s; $Q = 120$; $\Delta \sigma = 10$ bar.

In figura 2.12 vengono mostrate le PSD calcolate a partire dalla relazione 2.1 e normalizzate per il loro periodo caratteristico, per una distanza ipocentrale $R=3$ km e per diversi valori di magnitudo momento M_w , ricavati usando la

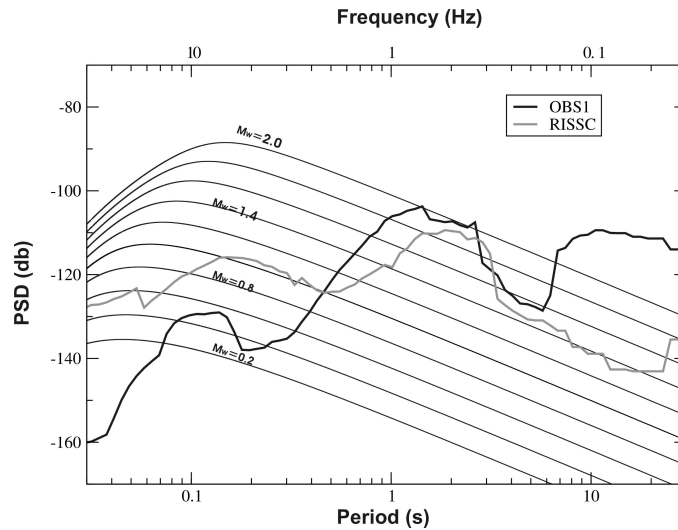


Figura 2.12: Curve di PSD modali (curve a tratto spesso) relative alla stazione OBS1 e RISSC confrontate con i livelli di PSD calcolate per diversi valori di magnitudo usando il modello di Brune.

legge di Hanks and Kanamori (1979) [20]:

$$M_w = \frac{\log M_0 - 16.1}{1.5} \quad (2.2)$$

. In figura 2.12 vengono inoltre riportate le curve spettrali di rumore modali per le componenti verticali delle stazioni RISSC e OBS1. Per terremoti di piccola magnitudo (M_w 0.2-2) con frequenza d'angolo compresa tra 9 e 15 Hz il rapporto segnale/rumore è migliore per la stazione su fondale marino OBS1 rispetto alla stazione a terra RISSC. Assumendo che per i primi arrivi l'ampiezza dei segnali deve superare il livello di rumore almeno di un fattore 2 per essere correttamente rilevati, dalle curve di figura 2.12 si ricava che la soglia di detezione per le stazioni da fondale è minore di $M_w = 0.2$ ed è circa pari a $M_w = 0.8$ per le stazioni a terra.

2.5 Conclusioni

Attraverso l'acquisizione in continua di un mese di dati sismici broad-band sul fondale del golfo di Pozzuoli, abbiamo studiato il rumore sismico dell'area

ricavando i suoi livelli caratteristici e evidenziando sue interessanti peculiarità.

La banda di periodo analizzata (0.03-30s) può essere divisa in tre intervalli principali:

1. Periodi compresi fra [0.03s; 0.3s]. Il rumore sia a terra che sul fondale presenta forti variazioni temporali legate all'alternanza giorno-notte. La sorgente principale è probabilmente l'attività antropica. Le stazioni sul fondale sono meno rumorose delle stazioni a terra. Ciò è particolarmente vero per le componenti verticali delle registrazioni che sul fondale presentano livelli di rumore di circa 20 dB inferiori di quelli presenti a terra.
2. Periodi compresi fra [0.3s; 5s]. Il rumore sia a terra che a mare è fortemente correlato alla velocità del vento. Il livello di rumore sul fondale è maggiore (circa 10 dB) rispetto al livello presente a terra con le differenze che si attenuano in giorni caratterizzati da bassa ventosità.
3. Periodi compresi fra [5s; 30s]. I siti sul fondale sono molto più rumorosi di quelli a terra. Le differenze sono di 30 dB circa per le componenti verticali e di circa 50 dB per le componenti orizzontali. Il rumore a mare è ben correlato con la velocità e potrebbe essere causato dalla presenza di correnti marine sul fondale indotte dall'azione del vento in superficie [40].

Il confronto fra gli spettri teorici e quelli sperimentali mostra che l'installazione di sensori sul fondale risulta vantaggiosa per la detezione di eventi sismici locali (distanza epicentrale 3 km) di piccola magnitudo poiché sposta la soglia di detezione da magnitudo $Mw=0.8$ a valori pari a $Mw=0.2$.

Capitolo 3

Analisi delle strutture vulcaniche dei Campi Flegrei da dati di array di sensori sismici da fondale marino

3.1 Introduzione

Gli sviluppi tecnologici degli ultimi anni sono tali per cui sempre più spesso il monitoraggio sismico da fondale in aree ad elevato rischio sismico, geologico e vulcanico viene effettuato da array di sensori sismici che vengono utilizzati in modalità temporanea o permanente per lo studio delle aree a rischio e per la mitigazione del rischio geologico [33] [8] [28]. L'area vulcanica dei Campi Flegrei si estende a mare nel Golfo di Pozzuoli e la conoscenza accurata delle strutture vulcaniche e della dinamica del sistema potrebbero essere ricavate anche attraverso studi effettuati su fondale marino visto anche le elevate problematiche che si incontrano nel monitoraggio a terra a causa dell'elevata urbanizzazione dell'area. Inoltre, le particolari caratteristiche dell'area quali fondali regolari e bassi (massima profondità di circa 120 m) e centri abitati lungo la linea di costa, agevolerebbero la messa in opera

di reti sia temporanee, installate in occasione di una crisi bradisismica, che permanenti per l'acquisizione di eventi locali e di scoppi artificiali prodotti periodicamente per studiare e monitorare le strutture vulcaniche e la loro evoluzione. La futura installazione di siffatti sistemi potrà dare un valido contributo allo studio del sistema vulcanico, alla sua evoluzione nel tempo e alla gestione e mitigazione del rischio vulcanico e sismico nell'area flegrea. In questo capitolo mostreremo l'analisi di dati di sismica attiva acquisiti da una densa rete di sensori disposti sul fondale del Golfo di Pozzuoli. Verranno presentati l'esperimento di sismica attiva, il processing dei dati per l'analisi delle fasi riflesse e un metodo messo a punto per ricavare informazioni sulla litologia degli strati individuati. I risultati ottenuti dimostrano le elevate potenzialità di una rete di sensori fondale marino per lo studio vulcanico dell'area.

3.2 Reti di sensori nel Golfo di Pozzuoli: esperimento SERAPIS

Una fitta rete di sensori sismici marini sono stati installati sui fondali del Golfo di Pozzuoli durante lo svolgimento della campagna di sismica attiva denominata SERAPIS (SEismic Reflection/Refraction Acquisition Project for Imaging complex volcanic Structures) [63], svoltasi nel Settembre 2001 nel golfo di Napoli e Pozzuoli. Durante questa campagna sono stati registrati, sia da stazioni a terra che da stazioni da fondale, i segnali sismici emessi da un gran numero di sorgenti artificiali. Una nave oceanografica dotata di *air-gun* ad aria compressa, ha effettuato le energizzazioni attraverso l'implosione sincronizzata di bolle d'aria. Circa 5000 energizzazioni sono state effettuate ad una distanza media di circa 125 m, lungo un percorso complessivo di 620 km. I segnali sismici prodotti sono stati registrati da 60 ricevitori installati a terra (nell'area dei Campi Flegrei, del Vesuvio e sull'isola di Ischia e Procida) e da 72 OBS posizionati sul fondo marino nel golfo di Napoli e Pozzuoli

(figura 3.1). La campagna è stata condotta con lo scopo di raggiungere i seguenti principali obiettivi:

- determinare un modello geologico strutturale regionale dell'area investigata;
- determinare un'immagine di dettaglio della struttura calderica dei Campi Flegrei;
- l'individuazione della camera magmatica e delle strutture vulcaniche dei Campi Flegrei.

I primi due obiettivi sono stati raggiunti attraverso l'analisi dei tempi delle onde di primo arrivo volta al ritrovamento di un modello tomografico 3D dell'intera area esplorata . I risultati tomografici hanno messo in luce la presenza nel golfo di una anomalia di velocità positiva di forma anulare interpretata come la chiusura a mare del bordo calderico [24]. I modelli, inoltre, non mostrano la presenza di camere magmatiche di grandi dimensioni nei primi 6 chilometri di profondità [24]. Il limite dei modelli tomografici è quello di fornire un'immagine smooth, a bassa risoluzione, della caldera dalla quale è impossibile ricavare la posizione delle discontinuità strutturali e degli orizzonti riflettenti se non con un alto grado di indeterminazione. Per lo studio delle discontinuità geologico-strutturali e per la loro caratterizzazione litologica è stato quindi necessario effettuare un'analisi condotta sulle fasi sismiche riflesse.

3.3 Organizzazione dei dati per l'analisi delle fasi riflesse

Dati di sismica a riflessione acquisiti in ambienti geologici complessi non possono essere processati usando i metodi standard dell'esplorazione sismica. Questo è specialmente vero in casi di campagne sismiche on- e off-shore condotte in prossimità di aree costali densamente abitate dove è possibile

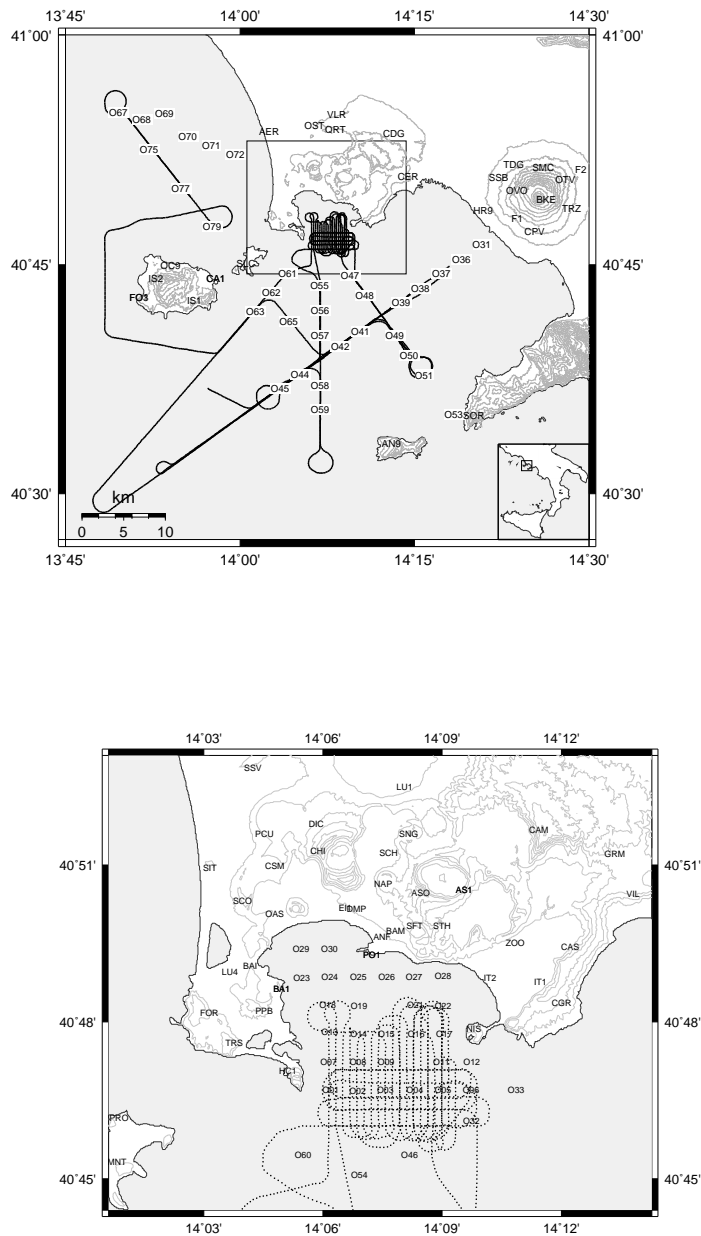


Figura 3.1: Mappa dei profili eseguiti durante l'esperimento SERAPIS (in alto). I punti neri a mare indicano la posizione delle energizzazioni. Le sigle a terra e a mare indicano la posizione dei ricevitori. In basso viene mostrato uno zoom nel golfo di Pozzuoli con la posizione delle stazioni e degli scoppi.

utilizzare solo una geometria d'acquisizione mista e sparsa con energizzazioni a mare e ricevitori a terra e/o su fondale marino. Sulla base della geometria d'acquisizione dei dati dell'esperimento SERAPIS abbiamo sviluppato un processing 3D che mira all'amplificazione e all'aumento in risoluzione dei segnali sismici riflessi presenti nelle registrazioni.

Le componenti verticali e radiali delle registrazioni sismiche sono state arrangiate in 3D Common Mid Point (CMP) gathers costruiti seguendo la procedura di seguito descritta. L'area del Golfo di Pozzuoli è stata suddivisa in celle quadrate e la posizione del punto medio relativo ad una fissata coppia sorgente-ricevitore viene calcolato per ogni sismogramma. A tale scopo vengono utilizzati tutti i dati acquisiti con offset massimo pari a 2000 m. Tutti i sismogrammi il cui punto medio cade in una fissata cella sono stati raggruppati nello stesso gather, indipendentemente dall'azimuth della congiungente sorgente-ricevitore. Questo è equivalente ad assumere una variazione quasi verticale della distribuzione delle velocità in un cono che punta verso il basso con asse passante per il centro della cella e la cui base ha un diametro di 2000 m sulla superficie terrestre (figura 3.2a). Dopo diverse prove, abbiamo scelto celle quadrate di dimensione 500 m x 500 m in modo da avere un elevato numero di sismogrammi in ogni gather (> 30) e una densa copertura di CMP nell'area esplorata. La figura 3.2b mostra la geometria delle celle considerate mentre la figura 3.2c illustra il numero di registrazioni per ogni cella. Per la particolare distribuzione delle sorgenti e dei ricevitori dell'esperimento SERAPIS, le celle con il più alto numero di registrazioni sono quelle nella parte centrale del golfo, tra Capo Miseno e l'isola di Nisida.

Ai dati organizzati per CMP abbiamo applicato la seguente sequenza di processing:

- Filtro Butterworth passa-banda con frequenze d'angolo a 5 Hz e a 15 Hz;
- Automatic Gain Control usando su finestre di segnali di 1 s;
- Normalizzazione delle tracce per il valore massimo (figura 3.3);

- Correzioni di normal move-out (NMO) [58], usando velocità ricavate con il metodo CVS [58];
- picking accurato delle principali fasi riflesse PP effettuato sulle componenti verticali delle registrazioni sismiche e correzioni statiche per singola fase applicate usando i tempi letti. Tali correzioni vengono applicate per rimuovere effetti 3D non considerati durante la creazione dei gather e sono causati da una non precisa conoscenza del mezzo di propagazione e dalla presenza di forti complessità nella morfologia del riflettore (figura 3.3c);
- Rappresentazioni grafiche delle sezioni sismiche e analisi della coerenza laterale degli eventi di riflessione attraverso il confronto visivo di differenti gathers lungo profili EW e NS (figura 3.3d).

3.3.1 Individuazione delle fasi riflesse

3.4 Rapporto V_p/V_s dal Move Out di fasi Riflesse PS convertite

Una stima della profondità del riflettore e della velocità V_p nello strato al di sopra del riflettore possono essere ottenute dai tempi d'arrivo delle fasi riflesse e dalla conoscenza del profilo di velocità dell'area d'indagine, ricavabile a partire dalla analisi di velocità dei dati o dai modelli tomografici ottenuti dall'analisi dei primi arrivi. Partendo dalle stime di profondità h e di velocità V_p , attraverso un'analisi di Move Out delle fasi PS condotta sulle componenti radiali delle registrazioni sismiche ricaviamo informazioni riguardanti il rapporto V_p/V_s nello strato individuato procedendo come segue. Dalla profondità h dell'interfaccia e dalla velocità V_p stimo, per un fissato rapporto V_p/V_s , i tempi d'arrivo teorici della fase PS. A partire dai tempi d'arrivo teorici seleziono, su ogni sismogramma, la forma d'onda contenuta in una

3.4 Rapporto V_p/V_s dal Move Out di fasi Riflesse PS convertit⁴⁹

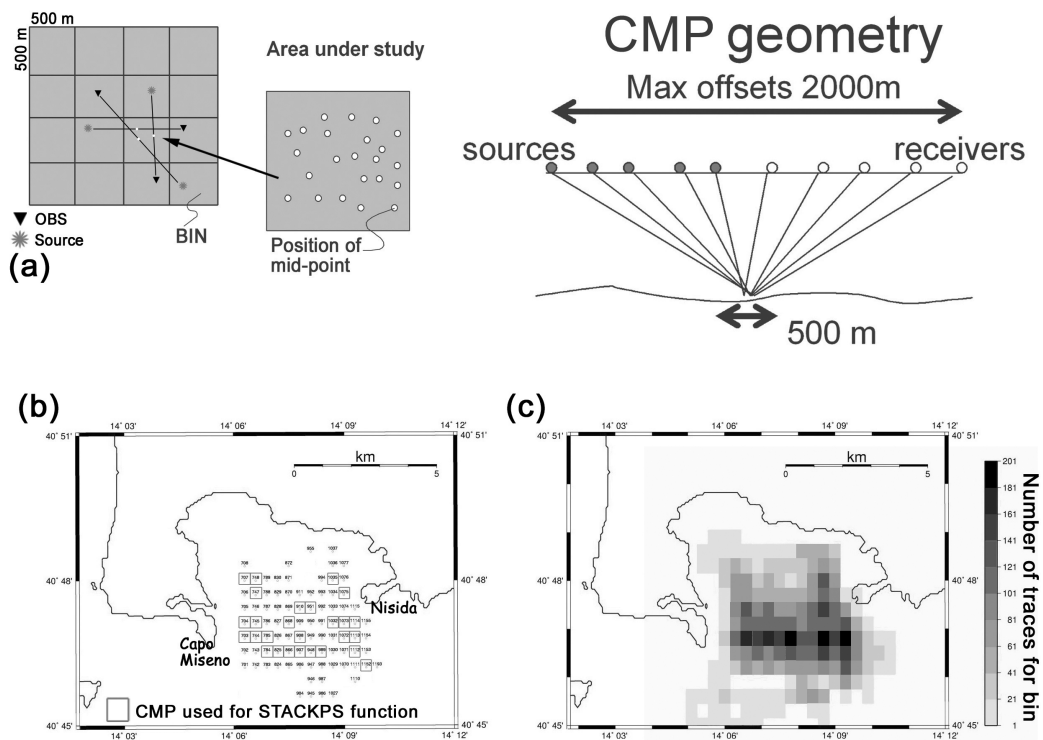


Figura 3.2: (a) Geometria usata per organizzare le tracce in 3D CMP gathers. (b) Posizione delle celle per la costruzione dei CMP (il punto mostra il centro della cella). (c) Numero di registrazioni per cella.

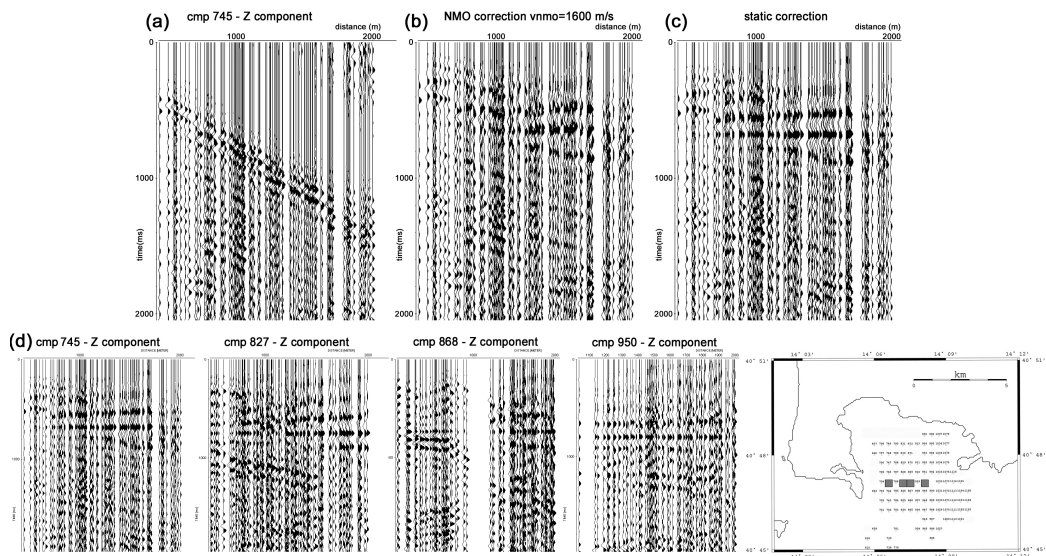


Figura 3.3: (a) esempio di sezione CMP dopo filtraggio, AGC e normalizzazione. Appare evidente un'iperbole di riflessione con vertice 0.7 s TWT. (b) Correzioni di NMO applicate alla sezione CMP usando $V_{nmo}=1600$ m/s. La fase riflessa è ora allineata a 0.7 s TWT. (c) Correzioni statiche applicate alla fase a 0.7 s TWT. (d) La fase riflessa a 0.7 s TWT mostra una buona coerenza laterale su sezioni CMP adiacenti (nella parte destra della figura viene mostrata la posizione dei CMP)

3.4 Rapporto Vp/Vs dal Move Out di fasi Riflesse PS convertit⁵¹

finestra centrata sul tempo teorico. Le forme d'onda selezionate vengono utilizzate per il calcolo della funzione STACKPS:

$$STACKPS(Vp/Vs) = \sum_{t=T_{theo}^{PS}}^{T_1^{PS}} \left(\sum_{i=1}^{N_{sis}} A_i(t) \right)^2 \quad (3.1)$$

dove T_{theo}^{PS} è il tempo teorico d'arrivo della fase PS calcolato per un fissato valore di Vp/Vs; $A_i(t)$ è l'ampiezza al tempo t letta sull' i -esimo sismogramma e N_{sis} è il numero di sismogrammi contenuti nella sezione in esame. Per massimizzare l'energia delle fasi PS, per l'analisi vengono considerate le componenti radiali dei sismogrammi. La funzione STACKPS rappresenta una misura della presenza di una fase nell'intorno del tempo teorico PS: elevati valori della funzione stanno ad indicare la presenza di una fase coerente ben modellata dai tempi PS teorici. Ci si aspetta quindi che la funzione $STACKPS(Vp/Vs)$ presenti una forma piccata, a campana, con il massimo in corrispondenza del rapporto Vp/Vs dello strato in questione.

3.4.1 Applicazione a dati simulati

Il metodo è stato validato attraverso l'applicazione a dati sintetici creati simulando un esperimento di sismica attiva. I sismogrammi simulati sono stati calcolati utilizzando il codice ray theory Norsar2d (<http://www.norsar.no/Seismod/Products/N2D/>) [9]. Abbiamo utilizzato il mezzo di propagazione a strati piani e paralleli mostrato in figura 3.4 sulla cui superficie topografica abbiamo disposto una stazione sismica nella posizione $x=50$ m. La stazione ha registrato i segnali prodotti da 80 scoppi posizionati sulla superficie topografica con una spaziatura orizzontale di 100 m. I sismogrammi simulati contengono solo le 6 fasi PP e PS riflesse sulle 3 interfacce del modello. La sezione sismica 3.5 riporta tutti i sismogrammi registrati al ricevitore organizzati in funzione della posizione dello scoppio. Usando i tempi d'arrivo delle riflessioni PP e una stima del valore Vp determinato attraverso un'analisi di velocità CVS [58], calcoliamo la funzione STACKPS in funzione del rapporto Vp/Vs come descritto in precedenza. Per il suo calcolo usiamo finestre

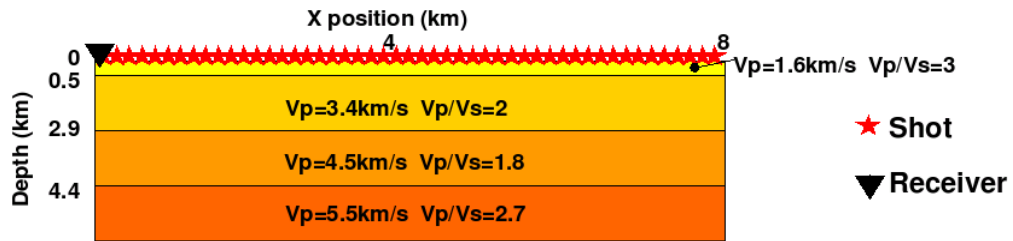


Figura 3.4: Modello a strati piani paralleli usato per la generazione dei sismogrammi sintetici di figura 3.5. Sulla superficie topografica il triangolo scuro mostra la posizione del ricevitore e le stelle rosse indicano la posizione delle sorgenti.

si segnale della durata di 0.2 s. I risultati ottenuti vengono mostrati in figura 3.6, ogni pannello si riferisce all'analisi condotta su una fissata fase riflessa ad uno dei treriflettori presenti nel modello.

La funzione STACKPS mostra dei chiari picchi per ognuna delle fasi analizzate. Per la fase riflessa al primo riflettore (fase1), il picco è centrato sul valore $V_p/V_s=3$ pari al rapporto del primo strato del modello usato per la simulazione (figura 3.4). Per la fase riflessa alla seconda interfaccia (fase2) il picco si trova in corrispondenza al valore $V_p/V_s=2.5$ mentre per la fase riflessa alla terza interfaccia (fase 3) il picco è in corrispondenza del valore $V_p/V_s=2.2$. I rapporti ricavati per la fase 2 e per la fase 3 non corrispondono ai valori del rapporto nel terzo strato e nel secondo strato (3.4) ma sono dei valori mediati sui valori di V_p/V_s negli strati sovrastanti le discontinuità [46]. Usando la formula proposta da *Stewart et al. (1997)* [46] e riportata in figura 3.7 è possibile stimare il valore del rapporto V_p/V_s medio di un sistema formato da strati piani e paralleli sfruttando i rapporti dei differenti strati $(V_p/V_s)_i$ che formano il sistema e i tempi di percorso verticale delle onde P nei vari strati t_i^p . La formula proposta da Stewart applicata ai valori del modello 3.4 si ricava per il secondo strato un rapporto medio pari a $V_p/V_s=2.3$ e per il terzo strato $V_p/V_s=2.2$, valori molto prossimi a quelli ritrovati con l'analisi di normal move-out delle fasi riflesse PS.

Per verificare la presenza delle fasi nell'intorno dei tempi teorici abbiamo

3.4 Rapporto V_p/V_s dal Move Out di fasi Riflesse PS convertit⁵³

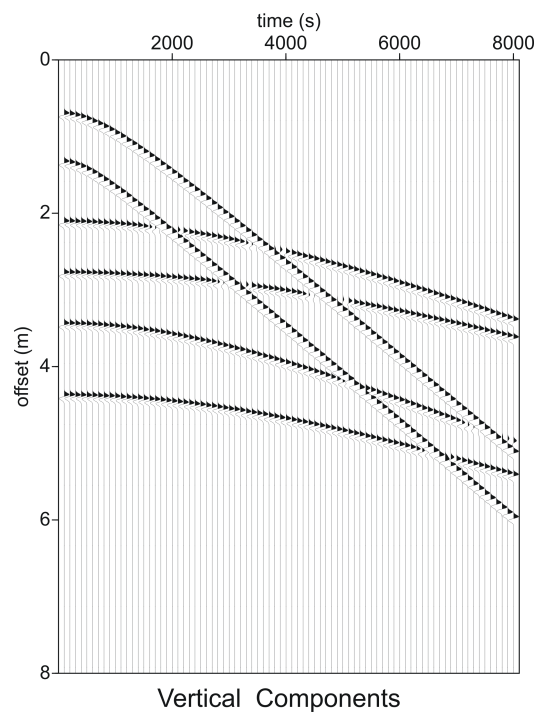


Figura 3.5: Sezione sismica simulata costruita con le componenti verticali delle registrazioni sismiche. Alle tracce abbiamo applicato un Automatic Gain Control e una normalizzazione per rendere visibili le fasi PP e PS. Nessun processing è stato applicato alle tracce usate per validare il metodo.

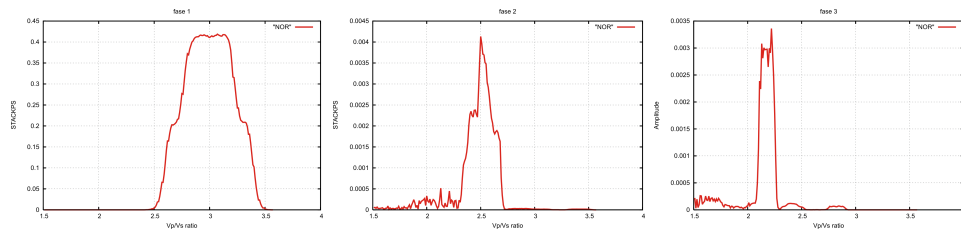


Figura 3.6: Risultati del metodo applicato alle diverse fasi. L'andamento della STACKPS in funzione del rapporto V_p/V_s per la fase 1 (a sinistra) per la fase 2 (al centro) per la fase 3 (a destra) mostra un chiaro picco. I valori di V_p/V_s relativi al picco vengono usati per il calcolo del rapporto V_p/V_s nello strato.

corretto la sezione radiale per il Normal Move Out PS. La correzione è stata effettuata considerando un riflettore ad una profondità h calcolata usando la formula $h = (T_0 V_p)/2$ e con i valori di velocità V_p e di tempo T_0 ricavati dall'analisi di velocità per le tre diverse fasi riflesse; infine usiamo le stime dei rapporti V_p/V_s ottenuti dall'analisi. Le sezioni corrette vengono mostrate in figura 3.8. Per ogni correzione effettuata una chiara fase orizzontale allineata per il tempo teorico PS è ben visibile nella sezione.

3.4.2 Applicazione a dati reali

Abbiamo individuato e letto una fase riflessa PP sulle sezioni CMP SERA-PIS (3.3). A partire dalle letture abbiamo applicato il metodo descritto in precedenza per ricavare il rapporto V_p/V_s dello strato ad di sopra della discontinuità. I tempi della fase riflessa PP sono stati letti sulle sezioni formate dalle componenti verticali delle registrazioni le quali sono state corrette per una velocità di normal move out ricavata con il metodo CVS [58]. I valori di velocità ottenuti sono compresi fra 1600 m/s e 1800 m/s. Le letture delle fasi PP sono state effettuate sui CMP 1031, 1073, 1111, 703, 705, 745, 868, 907, 908, 949 poiché al loro interno la fase in questione mostra un elevato rapporto segnale rumore e una buona coerenza laterale. Il totale delle letture PP è pari a 1108; l'istogramma di figura 3.9 mostra la distribuzione di tutti

3.4 Rapporto V_p/V_s dal Move Out di fasi Riflesse PS convertit~~55~~

From layered media (Stewart et al., 1997)

t_i^p = travelttime for P
wave at bottom of i-th layer

$$T_k^p = \sum_{i=1}^k t_i^p$$

$$(V_p/V_s)_k^{mean} = \frac{\sum_{i=1}^k (V_p/V_s)_i \cdot t_i^p}{T_k^p}$$

t_1^p	$(V_p/V_s)_1$
t_2^p	$(V_p/V_s)_2$
	$(V_p/V_s)_3$
	$(V_p/V_s)_4$

Figura 3.7: Formula proposta da Stewart et al. (1997) [46] per il calcolo del rapporto V_p/V_s di un sistema formato da strati piani paralleli, usando i valori dei rapporti nei singoli strati $(V_p/V_s)_i$.

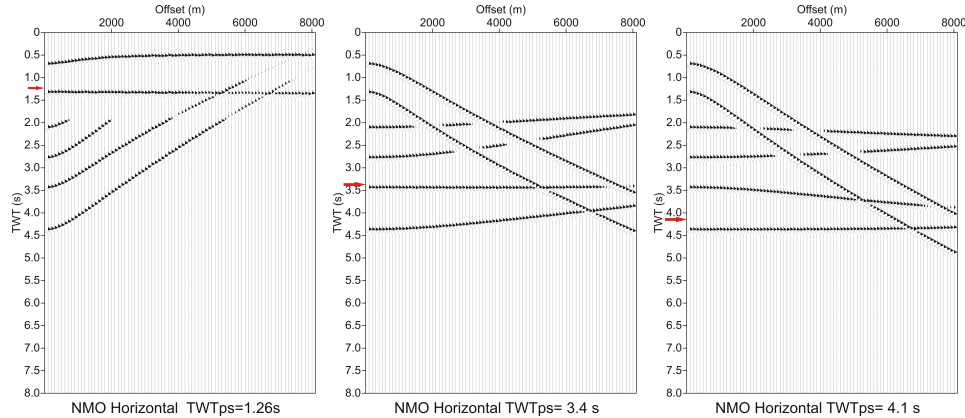


Figura 3.8: Sezioni sintetiche radiali corrette per il Normal Move Out PS. Per le diverse fasi (fase 1 a sinistra, fase 2 al centro, fase3 a destra) le correzioni sono state calcolate usando i valori di V_p e h ricavati dall'analisi di velocità CVS e il rapporto V_p/V_s che massimizza la funzione STACKPS. Una fase orizzontale allineata per il tempo teorico PS (freccia rossa) è ben visibile in tutte le sezioni. Le sezioni sono filtrate con un filtro AGC per aumentare la visibilità della fase.

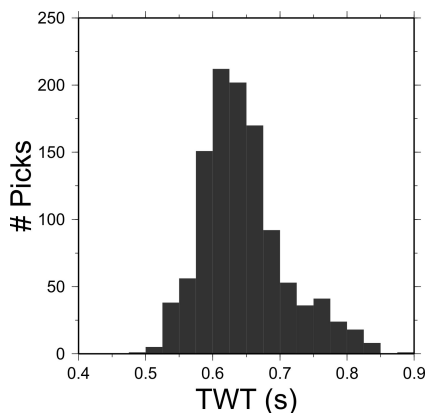


Figura 3.9: Distribuzione delle letture della fase riflessa PP individuata. I valori si distribuiscono intorno al valor medio pari a 0.65 s con una deviazione standard di 0.06 s.

i picks: le letture si distribuiscono intorno al valore medio pari a 0.64 s con una deviazione standard di 0.06 s.

Considerando questo tempo medio come il tempo a zero offset relativo al riflettore individuato e sfruttando il profilo tomografico medio per il golfo di Pozzuoli, ricavo per l'interfaccia una profondità pari a $600m \pm 120m$. Per il calcolo dell'errore associato alla profondità, abbiamo propagato nella formula $h = (T_0 V_p)/2$ l'errore sui tempi pari a 0.06 s e l'errore sulla velocità pari a 0.2 km/s che risulta dall'aver considerato il profilo di velocità medio tomografico nel golfo di Pozzuoli.

L'andamento della STACKPS 3.1 in funzione del rapporto V_p/V_s viene calcolato per le sezioni CMP riportati in tabella 3.1. La funzione viene calcolata nel range [1.5; 5.5] con un passo di campionamento di 0.01 e per il suo calcolo usiamo finestre di segnale pari a 0.3 s. I 28 CMP analizzati sono stati selezionati in quanto hanno un elevato numero di sismogrammi (maggiore di 60) e una buona copertura in offset (almeno tra $750m \div 1950m$). La posizione dei CMP utilizzati per l'analisi viene riportata in figura 3.2b. In figura 3.10 vengono mostrate alcuni esempi di curve STACKPS normalizzate per il valore massimo. La funzione mostra dei chiari picchi per valori di V_p/V_s che individuano una chiara fase nelle sezioni CMP radiali (figura 3.11). I valori

3.4 Rapporto V_p/V_s dal Move Out di fasi Riflesse PS convertit⁵⁷

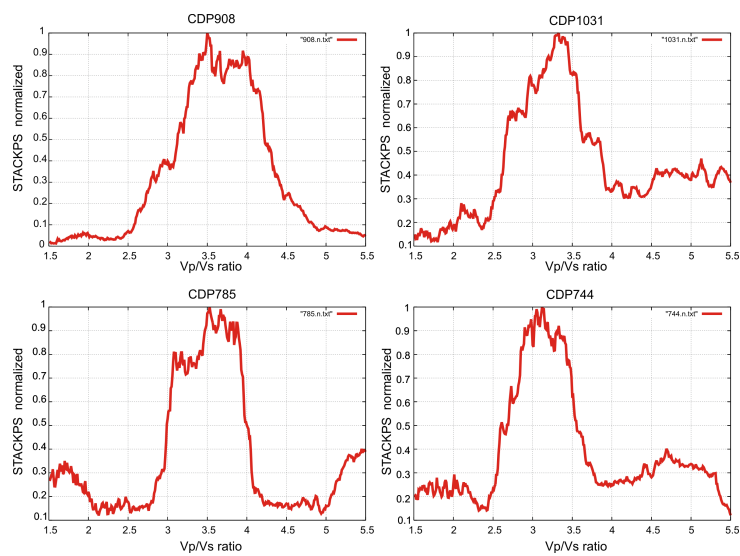


Figura 3.10: Esempi di curve SPSSA (normalizzate per il valore massimo) in funzione del rapporto V_p/V_s . Le curve riportate si riferiscono ai CDP 908, 1031, 785 e 744. I valori di V_p/V_s relativi all'ampiezza massima vengono usati per il calcolo della media pesata del rapporto V_p/V_s nello strato. La semilarghezza del picco di massimo a metà ampiezza viene considerata come l'incertezza associata alla stima del rapporto.

di V_p/V_s relativi al massimo di STACKPS per ogni CMP analizzato sono riportati in tabella 3.1. L'errore associato ad ogni valore è stato determinato sulla base della larghezza del picco di massimo, valutato come la semiampiezza a metà altezza del picco. Dai valori ottenuti ricaviamo il rapporto V_p/V_s nello strato effettuando una media pesata dei valori riportati in tabella 3.1 alla quale associamo la relativa deviazione standard: $V_p/V_s = 3.5 \pm 0.6$. Alcuni esempi di sezioni CMP radiali corrette per il normal move-out PS sono riportati in figura 3.11. Le correzioni vengono calcolate a partire dai valori di h , V_p stimati a partire dall'analisi di velocità CVS e dal valore di V_p/V_s ricavato dall'analisi della funzione STACKPS. Le sezioni mostrano chiare fasi sismiche allineate in corrispondenza dei tempi d'arrivo teorici della fase riflessa PS.

L'alto valore del rapporto V_p/V_s rappresenta una stima media per l'intero strato superficiale e quindi, potrebbe essere fortemente influenzato dalla presenza, nella parte più alta, di sedimenti marini incoerenti in condizioni di saturazione. Alti valori V_p/V_s caratterizzano sedimenti superficiali saturi d'acqua. Il risultato ritrovato è in accordo con le misure sperimentali riportate in letteratura [61] per sedimenti non consolidati e ciò suggerisce che l'elevato valore del rapporto V_p/V_s a basse pressioni (strati superficiali) è consistente con l'ipotesi di presenza nella parte alta dello strato superficiale di 600 m, di sedimenti non consolidati saturi in acqua.

Un'analisi per cercare di ricavare la distribuzione areale del rapporto V_p/V_s nel golfo è stata condotta calcolando la funzione STACKPS su un maggior numero di sezioni CMP di quelle utilizzate per stimare il rapporto V_p/V_s nello strato. I valori di V_p e di h sono gli stessi utilizzati in precedenza. La finestra temporale per il calcolo della funzione STACKPS è pari a 0.3 s. Il valore di picco della funzione STACKPS per un fissato CMP viene associato alla corrispondente cella CMP avente dimensioni 500 m x 500 m. In figura 3.12 vengono mostrate le stime del rapporto V_p/V_s associate ai diversi CMP. Il rapporto assume valori più elevati nella parte evidenziata, compresa fra Capo Miseno e Nisida e corrisponde alla zona di chiusura del bordo

3.4 Rapporto V_p/V_s dal Move Out di fasi Riflesse PS convertit⁵⁹

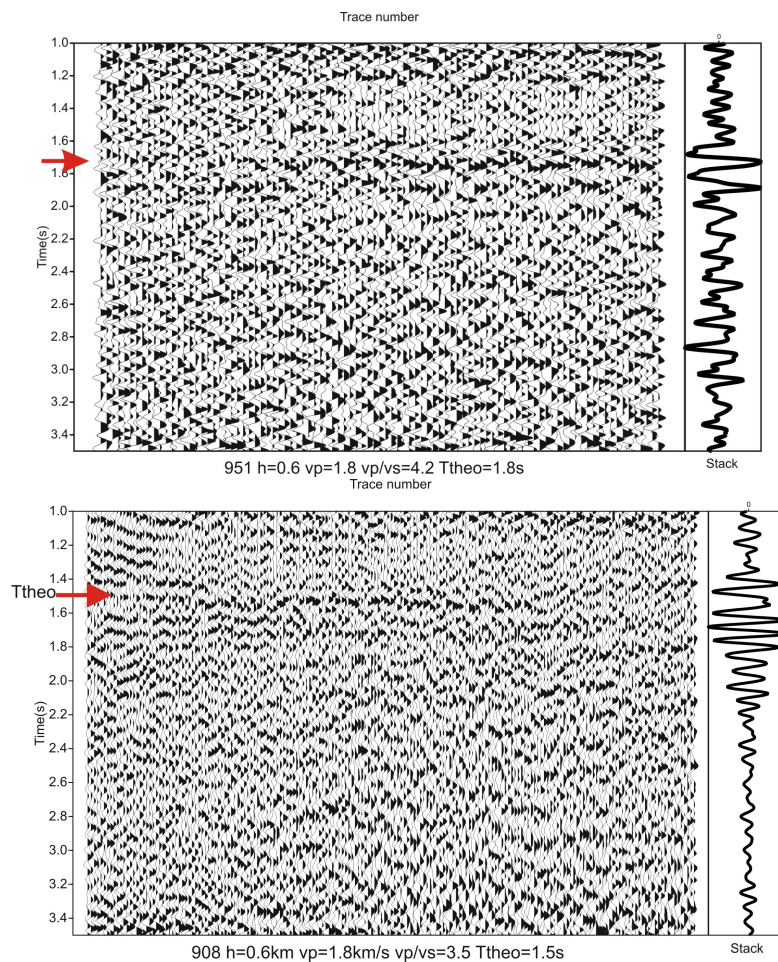


Figura 3.11: Sezione CMP 951 (in alto) e 908 (in basso) corrette per il Normal Move Out PS. Una fase orizzontale allineata per il tempo teorico PS (freccia rossa) è ben visibile in entrambe le sezioni. La traccia stack sulla parte destra delle sezioni permette di misurare l'allineamento e la coerenza laterale della fase PS modellata. Le sezioni sono filtrate con un filtro AGC calcolato su una finestra di 2 s per aumentare la visibilità della fase. La traccia stack è calcolata sulla sezione non filtrata.

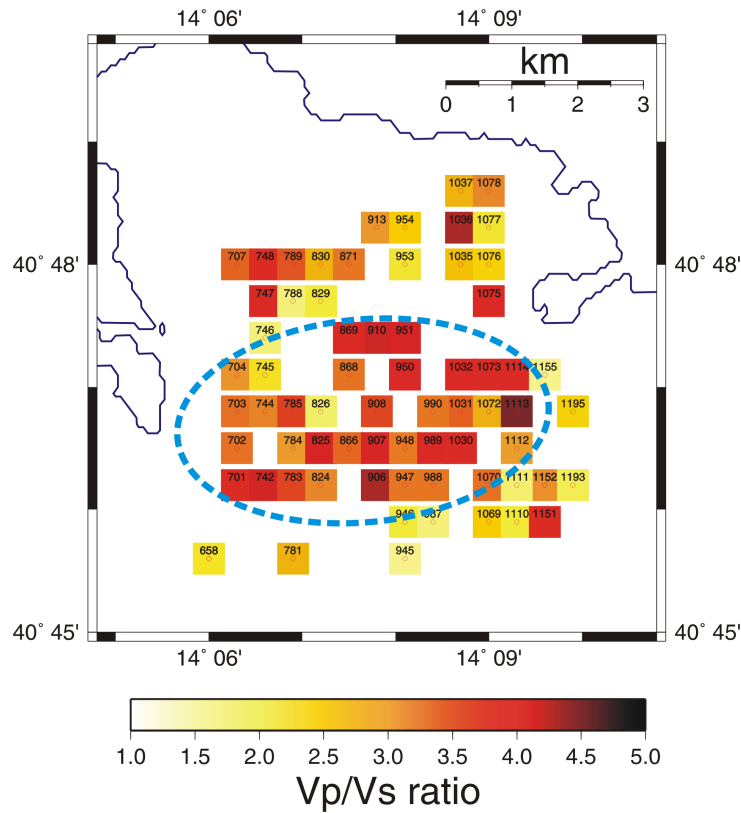


Figura 3.12: Variazione del rapporto V_p/V_s dello strato superficiale (600 m di profondità) nel golfo di Pozzuoli. L'area tratteggiata indica la zona in cui il rapporto è più elevato.

calderico [63].

3.5 Conclusioni

L'analisi di dati sismici acquisiti da una rete di sensori sismici su fondale marino permette di ricavare utili informazioni sulla struttura vulcanica dei Campi Flegrei. Per ottenere tali informazioni, vista la complessità del mezzo di propagazione, i dati acquisiti devono essere trattati utilizzando metodologie e tecniche d'analisi non convenzionali. Abbiamo messo a punto un processing ad hoc per il trattamento dei dati sismici acquisiti durante la

campagna di sismica attiva SERAPIS che consente di aumentare la risoluzione e la coerenza laterale delle fasi sismiche riflesse organizzate in speciali gather Common Mid Point 3D. Un metodo per l'analisi delle fasi riflesse convertite PS è stato messo a punto, validato ed applicato ai dati acquisiti. Il metodo permette di ricavare informazioni sul rapporto V_p/V_s a partire dai tempi d'arrivo PP e dalla conoscenza del profilo di velocità medio dell'area in esplorazione. Lo studio dei rapporti V_p/V_s in aree complesse vulcaniche come l'area Flegrea è molto importante perché è intrinsecamente connesso alle proprietà litologiche delle rocce. Una prima applicazione del metodo ai dati ha permesso di ricavare il rapporto V_p/V_s di uno strato superficiale (profondo 600 m) individuato nel golfo di Pozzuoli. L'elevato valore del rapporto V_p/V_s per lo strato si sposa bene l'ipotesi di sedimenti incoerenti ad alta porosità e saturi d'acqua, presenti nella parte alta dello strato. Una prima analisi sulla distribuzione areale del rapporto V_p/V_s mostra la presenza di un'area compresa fra Capo Miseno e Nisida in cui i valori del rapporto sono più alti rispetto alle aree circostanti.

CMP	Vp/Vs	σ
703	3.2	0.6
704	3	0.5
707	3.3	0.75
744	3.1	0.45
745	2.2	0.6
747	4	0.5
748	3.7	0.55
784	3	0.95
785	3.5	0.5
825	4.2	1
866	3.3	0.6
868	3.2	0.8
907	4	0.75
908	3.5	0.55
910	4.3	0.5
948	3.2	0.8
951	4.2	0.55
989	3.9	0.7
1032	3.9	0.55
1035	2.6	0.5
1072	2.7	0.5
1073	3.8	0.7
1075	3.9	0.55
1112	2.9	0.83
1113	4.6	0.6
1114	3.9	0.5
1152	3	0.45

Tabella 3.1: Per ogni CMP analizzato vengono riportati i valori stimati di Vp/Vs e le relative incertezze.

Capitolo 4

Morfologia e profondità di riflettori dall'inversione non-lineare di tempi d'arrivo e forme d'onda di fasi sismiche riflesse.

4.1 Introduzione

La ricostruzione di discontinuità geologiche da dati di sismica attiva viene normalmente effettuata con l'utilizzo di tecniche di migrazione [43] che richiedono la conoscenza a priori del modello di velocità del sottosuolo in modo da localizzare la posizione della discontinuità che provoca un evento di riflessione. Il successo di questi metodi dipende fortemente dalla qualità dei dati e dall'accuratezza del modello di velocità adottato. In strutture geologiche complesse, la presenza di fasi multiple, fasi principali molto energetiche, fenomeni di diffrazione e scattering possono determinare una scarsa qualità dei segnali sismici riflessi. In presenza di mezzi complessi, con presenza di forti variazioni di velocità laterali, la ricostruzione di realistici modelli di velocità

diviene molto problematica. Per risolvere questo problema sono nati diversi metodi per l'analisi di velocità come: *semblance* [48], *focusing* [59], and *migration move out* [2].

Farra and Madariaga (1988) [15] hanno introdotto per primi l'inversione dei tempi d'arrivo di fasi sismiche riflesse per la ricostruzione delle interfacce riflettenti. Gli autori hanno risolto il problema d'inversione trattandolo come un problema non-lineare ai minimi quadrati generalizzato [47] e lo risolvono applicando iterativamente il metodo di Gauss-Newton. Inseguito, *Williamson* (1990) [56] ha risolto lo stesso problema usando un metodo di ricerca iterativo. Anche *Van Trier* (1990) [49] ha utilizzato il metodo di Gauss-Newton, ma per l'inversione simultanea delle interfacce riflettenti e delle velocità intervallari. Tutti i metodi citati vengono risolti attraverso una linearizzazione locale del problema inverso e necessitano di un *buon* modello di partenza da perturbare per ottenere il modello finale.

L'inversione dei tempi d'arrivo basata su uno schema di ottimizzazione non-lineare è stata proposta da *Pullammanappallil and Louie* (1993) [37]. Gli autori hanno usato la tecnica Simulated Annealing per l'inversione di tempi di arrivo riflessi mirata al ritrovamento di modelli di velocità, di profondità e lunghezza di riflettori. *Amand and Virieux* (1995) [3] hanno introdotto uno schema di inversione non-lineare di tempi d'arrivo per ricostruire la morfologia di riflettori sismici, sfruttando la conoscenza a priori del modello di velocità. L'ottimizzazione viene effettuata usando una tecnica basata sulle tecniche Simulated Annealing e Down-Hill Simplex [31]. Recentemente *Improta et al.* (2002) [23] hanno usato una procedura a due step per l'inversione congiunta dei primi arrivi P e dei tempi d'arrivi di fasi riflesse P-P. Nel primo step, hanno determinato un modello di velocità P dall'inversione tomografica non lineare dei tempi di primo arrivo. Quindi, usando questo modello come modello di riferimento hanno invertito i tempi d'arrivo delle riflesse per ritrovare i parametri dell'interfaccia. Per entrambi i metodi d'inversione sono stati usati metodi alle differenze finite per risolvere il problema diretto e l'equazione iconale; inoltre è stato utilizzato un approccio multiscale [7] as-

sociato ad uno schema di ottimizzazione non lineare per l'esplorazione dello spazio dei modelli.

Il metodo che proponiamo segue un approccio simile a quello di Improta et al (2002) [23] ma utilizza l'inversione congiunta di tempi di tragitto e di forme d'onda. La posizione e la morfologia di riflettori 2D vengono ricostruite in un modello di velocità noto e usando uno schema di ottimizzazione non-lineare. Il modello di velocità di riferimento può essere ricavato attraverso l'inversione tomografica dei primi arrivi o attraverso un approccio integrato tomografia-analisi di velocità. Il metodo permette di ricavare i parametri di più interfacce irregolari. La ricerca si basa su uno schema di inversione, iterativo non-lineare che segue una procedura a due step per combinare le informazioni provenienti dai tempi d'arrivo e dalle forme d'onda. Non occorre applicare particolari tipi di processing (normal move-out e/o stack) ai dati prima dell'inversione e gli effetti di eterogeneità laterali possono essere considerate includendole nel modello di velocità 2D. Il problema d'inversione viene risolto usando l'Algoritmo Genetico come tecnica d'ottimizzazione [21] [19] per la ricerca globale nello spazio dei parametri del valore ottimale di una funzione oggetto definita a partire dai dati osservati e quelli calcolati. I tempi d'arrivo teorici della riflessa P-P vengono calcolati usando il metodo 2D alle differenze finite di *Podvine and Lecomte* (1991) [35] per risolvere l'equazione iconale. Usiamo una strategia multiscale simile a quella proposta da *Improta et al.* (2002) [23]. Partendo dalle interfacce più superficiali modellate con l'inversione, seguiamo un approccio di tipo layer-stripping [25] per determinare la posizione e la morfologia delle interfacce più profonde. quest'ultimo si basa su un accurato re-picking dei riflettori profondi effettuato sulle sezioni zero-time move-out (ZTMO). Il metodo è particolarmente adatto per investigazioni geofisiche in aree fortemente eterogenee volte alla ricostruzione della morfologia e della profondità di discontinuità sepolte.

4.2 Metodo

4.2.1 Problema diretto

L'interfaccia riflettente viene descritta da una 2-D cubic spline [36] i cui punti di controllo sono ugualmente spazati nella direzione orizzontale e possono muoversi con continuità lungo la direzione verticale all'interno di un fissato intervallo di ricerca in profondità. Le coordinate verticali dei nodi della spline rappresentano i parametri del modello d'interfaccia. Per un fissato modello, i tempi d'arrivo vengono calcolati seguendo una processo a quattro step (figura 4.1):

- a/ Il mezzo di propagazione viene discretizzato per mezzo di una griglia regolare i cui nodi sono ugualmente spazati nelle direzioni orizzontali e verticali. Le dimensioni della griglia dipendono dall'accuratezza richiesta per il calcolo dei tempi d'arrivo (vedi step b).
- b/ I tempi di primo arrivo per ogni sorgente/ricevitore ai nodi della griglia vengono calcolati usando il metodo alle differenze finite di *Podvine and Lecomte* (1991) [35] che risolve l'equazione iconale in 2D. Il modello di velocità è quello di riferimento fino all'interfaccia e ha velocità nulla al di sotto del riflettore; in tal modo le sole fasi riflesse vengono considerate nello schema.
- c/ I tempi d'arrivo da una sorgente/ricevitore ai punti dell'interfaccia vengono calcolati effettuando un'interpolazione bilineare [36] dei tempi d'arrivo ai nodi della griglia più prossimi.
- d/ Per una fissata coppia sorgente-ricevitore, il punto di riflessione e il tempo d'arrivo riflesso vengono calcolati seguendo il principio di Fermat: il punto di riflessione sarà quello che minimizza il tempo di tragitto totale.

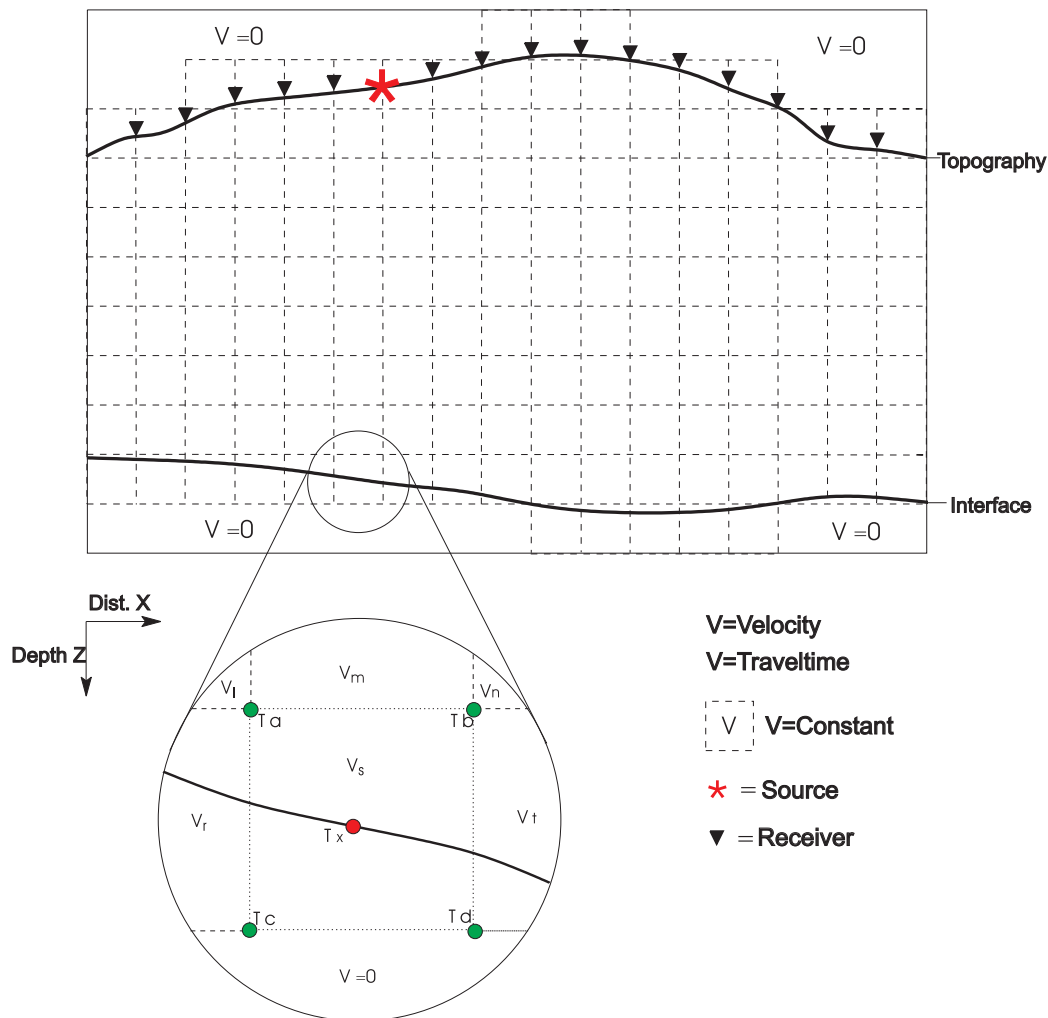


Figura 4.1: Schema seguito per la risoluzione del problema diretto. Il modello di velocità viene suddiviso tramite una griglia regolare in celle quadrate aventi velocità costante. ai nodi della griglia i tempi d'arrivo vengono calcolati con il metodo alle differenze finite di Podvine and Lecomte (1991) [35]. Nel cerchio viene mostrato un ingrandimento della figura: i tempi d'arrivo T_x ad un fissato punto dell'interfaccia vengono calcolati (punto rosso) effettuando un'interpolazione lineare dei quattro tempi T_a , T_b , T_c , T_d associati ai punti della griglia più prossimi (punti verdi).

4.2.2 Inversione dei dati

Per un fissato evento di riflessione, lo spazio dei dati viene suddiviso in due dataset: uno contenente le letture dei tempi d'arrivo della fase riflessa e l'altro contenente le forme d'onda. La procedura di inversione comincia con l'inversione dei tempi d'arrivo della fase riflessa volta alla ricostruzione di un modello d'interfaccia a bassa frequenza a partire dal quale le forme d'onda vengono usate per ottenere un modello meglio definito (a più alta frequenza) Il metodo d'inversione dei tempi di riflessione si basa sulla ricerca del minimo della funzione Φ_t , definita come:

$$\Phi_t(\mathbf{m}) = \frac{\sum_{i=1}^N w_i (t_i^{obs} - t_i^{cal}(\mathbf{m}))^2}{\sum w_i} \quad (4.1)$$

dove t_i^{obs} e t_i^{cal} sono i tempi d'arrivo teorici, N è il numero delle letture di tempi d'arrivo effettuate sulle registrazioni disponibili, w_i è il peso associato alla lettura e dipende dalla stima dell'errore commesso durante la fase di picking. \mathbf{m} è il vettore dei parametri $\mathbf{m} \equiv (z_1, \dots, z_M)$ i cui elementi sono le coordinate in profondità z_i dei nodi della cubic-spline che descrive il modello di riflettore.

Seguendo l'approccio d'inversione multiscale, [7] adottiamo una strategia d'ottimizzazione in cui diversi runs vengono progressivamente inviati aumentando il numero dei nodi della cubic-spline che descrive l'interfaccia riflettente. Ai primi runs, quando il riflettore è descritto da un basso numeri di nodi) l'ottimizzazione viene effettuata su un ampi range di profondità per ogni nodo. Inseguito, l'interfaccia viene parametrizzata da un più alto numero di nodi che vengono ricercati in intorni dei modelli ritrovati in precedenza sempre più piccoli.

La ricerca dei parametri del vettore con i parametri del modello che minimizza la funzione costo (4.1) viene effettuata usando l'algoritmo Genetico [21] [19] [54]. Rispetto ai differenti metodi d'ottimizzazione non-lineari (Monte Carlo, Simulated Annealing [36]), l'GA si è dimostrato molto rapido ed efficiente per un'esplorazione globale nello spazio dei modelli multiparametrici

e per la rapida individuazione della regione contenente il minimo assoluto [5] [41] [62].

Nello schema di inversione adottato le letture dei tempi di arrivo vengono usati per ritrovare un modello di velocità smooth, definito cioè da un basso numero di nodi della spline. Negli step successivi un modello definito da un numero maggiore di nodi viene ottenuto usando le informazioni delle forme d'onda. In questo caso il modello ottimale viene determinato attraverso la ricerca globale del modello che massimizza la funzione oggetto semblance (4.2) [30], definita come:

$$\Phi_S(\mathbf{m}) = \frac{\sum_{t=T_1}^{T_2} \left(\sum_{n=1}^N A(n, t) \right)^2}{N \sum_{n=1}^N \sum_{t=T_1}^{T_2} [A^2(n, t)]} \quad (4.2)$$

dove $A(n, t)$ è l'ampiezza dell' n -esima forma d'onda al tempo t nella finestra temporale $[T_1, T_2]$ e N è il numero di forme d'onda usate durante l'inversione. La finestra temporale $[T_1, T_2]$ viene scelta nell'intorno del tempo di riflessione calcolato per una fissata coppia sorgente-ricevitore (figura 4.2). La durata della finestra viene definita sulla base del periodo dominante dell'evento di riflessione considerato e la funzione semblance (4.2) viene calcolata nella finestra selezionata per tutti i dati a disposizione, indipendentemente da come essi sono stati arrangiati (Common Receiver; Common Shot, Common Mid Point gathers [58]). La semblance fornisce una misura della similitudine e della coerenza delle forme d'onda; il principale vantaggio legato alla sua ottimizzazione è dovuto alla possibilità di svincolarsi dalle letture dei tempi d'arrivo della fase riflessa ciò rende più rapida l'intera procedura d'inversione e rimuove gli effetti soggettivi causati dal picking manuale. Le informazioni iniziali sul modello, ottenute dalle letture dei tempi d'arrivo sono inserite nell'inversione delle forme d'onda attraverso la limitazione della ricerca dell'interfaccia in un intorno centrato sui valori dei parametri ottimali che sono stati ricavati nei precedenti steps attraverso l'ottimizzazione dei tempi d'arrivo.

Morfologia e profondità di riflettori dall'inversione non-lineare di
70 tempi d'arrivo e forme d'onda di fasi sismiche riflesse.

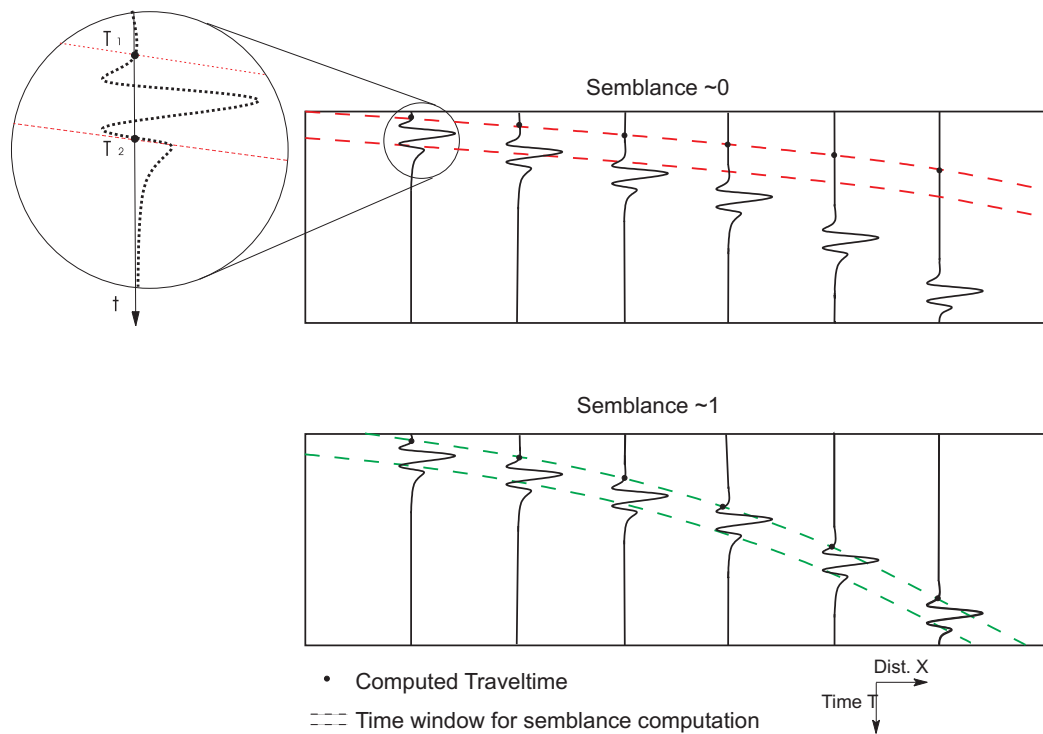


Figura 4.2: Stima della semblance lungo due differenti curve di tempo d'arrivo. Per il calcolo della semblance, estraiamo le forme d'onda contenute in una finestra temporale centrata intorno al tempo d'arrivo calcolato (nello zoom rappresentato dal cerchio, la finestra è fissata fra i tempi T_1 e T_2). Un esempio di stime non buone di tempi d'arrivo viene mostrato nel pannello in alto (basso valore di semblance), mentre il pannello in basso mostra una curva di tempi d'arrivo che individua l'arrivo di una fase coerente (alto valore di semblance).

4.2.3 Sezioni zero-time move-out e approccio *layer stripping*

La bontà del modello ritrovato dalla procedura d'inversione può essere verificata a posteriori costruendo la sezione sismica offset-two-way-time (TWT), in cui ogni sismogramma viene traslato nel tempo sulla base dei tempi d'arrivo teorici della fase riflessa calcolati per il modello in questione. Seguendo il lavoro di *Improta et al.* (2002) [23], questi sezioni vengono denominate sezioni zero-time move-out poiché, qualora il modello d'interfaccia fosse stato determinato correttamente senza errori, l'evento di riflessione modellato dovrebbe allinearsi a $TWT=0$ s mostrando la presenza di una fase coerente lungo tutta la sezione. Ad ogni tempo t viene calcolato il valore della semblance 4.2 sui dati della sezione ZTMO e mostrato a lato della sezione. La sezione ZTMO permette di verificare la validità del modello d'interfaccia ricavato attraverso l'allineamento dell'evento riflesso presente e in base al valore assunto dalla traccia semblance nell'intorno di $TWT=0$ s (fig. 4.7; fig.4.8).

La procedura descritta può essere iterativamente applicata ad una sequenza di eventi di riflessione identificate sulle sezioni sismiche. Partendo dalle interfacce più superficiali un approccio simile al *layer-stripping* [25] viene usato per determinare la locazione e la morfologia delle interfacce più profonde effettuando un re-picking degli eventi sismici ad essi associate effettuato nelle sezioni ZTMO.

4.2.4 Analisi di incertezza e scelta della parametrizzazione di best-fit

Le Incertezze associate ai valori di profondità di ogni nodo che descrivono l'interfaccia vengono stimate attraverso un'esplorazione locale della funzione semblance (4.2) nell'intorno del modello che la massimizza. La procedura consiste nel variare la profondità di ciascun nodo in un fissato intervallo e fissando gli altri nodi alle profondità di massima semblance. Per ogni nuovo modello ottenuto, viene stimato il valore della funzione semblance e

viene rappresentato in funzione della profondità del nodo (figure 4.3). Infine, l'incertezza associata al nodo di best-fit m_i viene calcolata usando la formula:

$$\sigma(m_i) = \sqrt{\frac{\sum_{k=1}^N (z_k - z_{best})^2 w_k}{\sum_{k=1}^N w_k}} \quad (4.3)$$

dove $w_k = (\Phi_S(m_i = z_k, m_j = m_j^{best}) - \Phi_s^{noise})$ with $j \neq i$; Φ_s^{noise} è un livello di semblance di soglia determinato a partire da finestre di segnale che non individuano una fase sismica coerente; z_{best} è la profondità del nodo m_i relativa al valore di best-fit.

Una conseguenza dell'uso dell'approccio multiscale, descritto in precedenza, è la necessità di introdurre un criterio per fermare l'aumento del numero di nodi che descrivono un riflettore. Questo criterio determina quando il processo multiscale dovrebbe essere fermato e viene introdotto attraverso il second'ordine Akaike Information Criterion (AIC_c) [1] [22], che stabilisce il modello che dovrebbe essere scelto fra diversi possibili modelli definiti da differenti numeri di parametri. Questo criterio si basa sul calcolo della funzione:

$$AIC_c = -2 \log(L) + 2k + \frac{2k(k+1)}{N-k-1} \quad (4.4)$$

dove L è il valore di likelihood, k è il numero di parametri del modello e N è il numero di dati. La ricerca del minimo valore di AIC_c è equivalente alla ricerca del miglior compromesso fra best-fit e semplicità del modello. Per calcolare il valore di AIC_c (4.4), trasformiamo la semblance ritrovata in likelihood utilizzando la formula:

$$L(\mathbf{m}) = C e^{\phi_s(\mathbf{m})} \quad (4.5)$$

dove C è una costante di normalizzazione definita come:

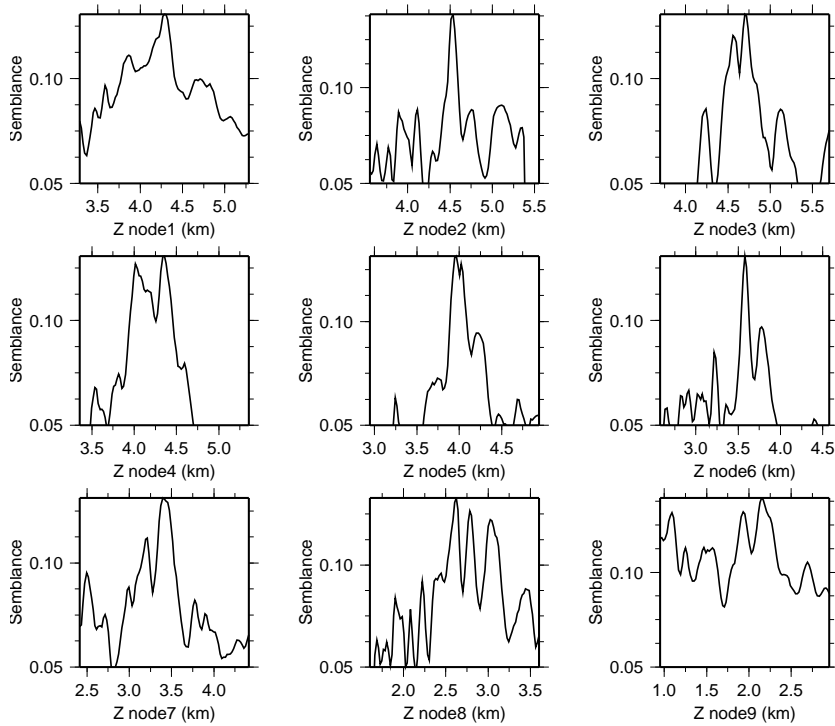


Figura 4.3: Esempi di cross-section plots della funzione semblance nell'intorno del modello di massima semblance. Per il modello a nove nodi di figura 4.8, la semblance associata alla posizione di ogni nodo viene rappresentata nei pannelli quadrati. L'asse delle profondità è centrato al valore di best-fit. I parametri ben stimati corrispondono a curve che presentano un picco e una forma simile ad una gaussiana. Parametri scarsamente risolti sono associate a curve irregolari e multimodali.

$$C = \frac{1}{\int e^{\phi_s(\mathbf{m})} d\mathbf{m}} \quad (4.6)$$

4.3 Dati sintetici

Per validare la metodologia proposta, l'abbiamo applicata ad un set di dati sintetico che riproduce la complessità dei segnali acquisiti in un mezzo di propagazione fortemente eterogeneo.

4.3.1 Il modello di velocità

Il modello di velocità usato per il calcolo dei sintetici si estende lateralmente per 30 km, è profondo 10 km ed in esso è incluse la superficie topografica e 5 strati separati da interfacce irregolari (figura 4.4). Il modello è stato costruito sulla base delle immagini della caldera dei Campi Flegrei (sud Italia) recentemente ottenute attraverso un'inversione tomografica ad alta risoluzione dei tempi di primo arrivo P ricavati a partire dai dati di un esperimento di sismica attiva [63] [24]. In superficie il modello contiene un sottile strato d'acqua che riproduce le reali condizioni d'acquisizione dei dati con sismometri da fondale marino. Al di sotto dell'acqua, all'interno di ogni strato, la velocità delle onde P cresce linearmente con la profondità seguendo la formula:

$$V_p(z) = V_p(0) + \alpha(z - z_0) \quad (4.7)$$

dove i valori di $V_p(0)$, α , z_0 vengono riportati in tabella 4.3.1.

La velocità delle onde S nello strato di acqua è pari a 0 m/s; negli altri strati il rapporto V_p/V_s è costante (tabella 4.3.1), e quindi il valore della velocità S cresce con la profondità seguendo la crescita della velocità delle onde P. In ogni strato i valori di densità sono stati assunti costanti (tabella 4.3.1).

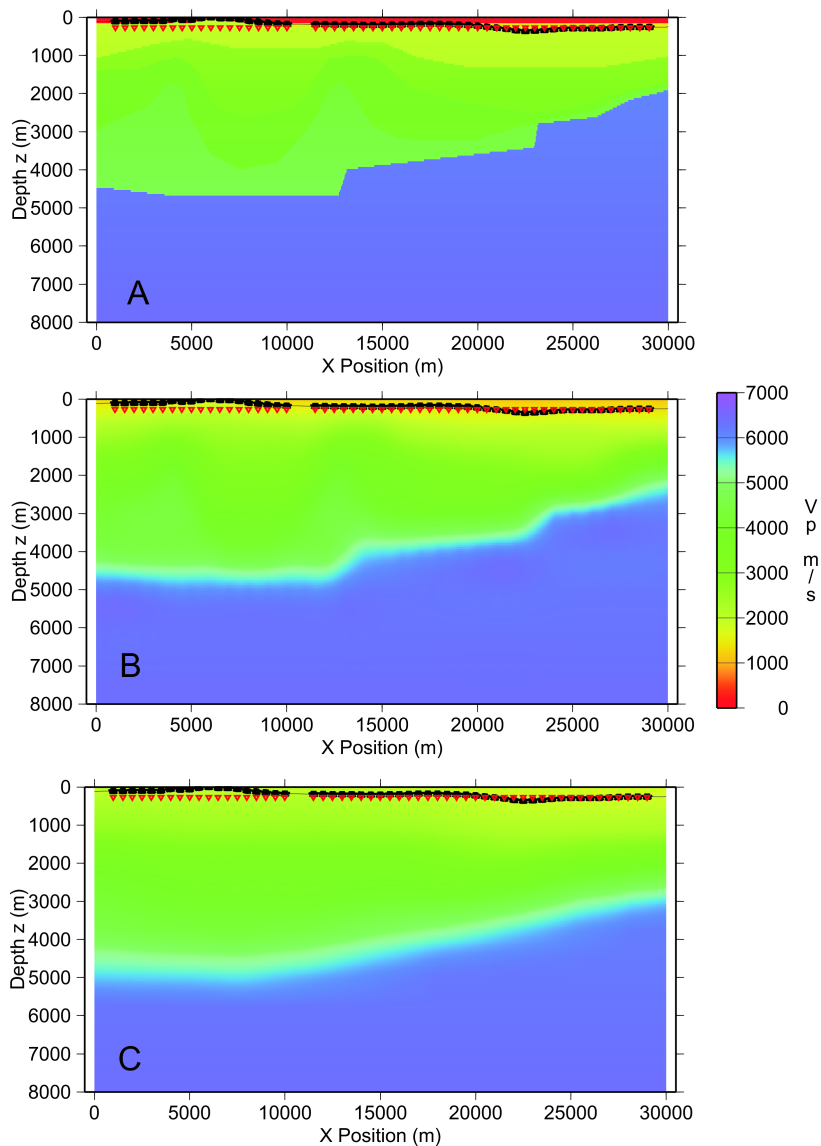


Figura 4.4: Modello usato per generare i sismogrammi sintetici (A; vedi anche figura 5) e modelli di velocità smooth usati durante l'inversione per risolvere il problema diretto (B, C). Nella parte alta dei modelli, i triangoli rossi rappresentano le posizioni dei ricevitori e le stelle nere rappresentano la posizione degli scoppi sulla superficie topografica

4.3.2 Geometria d'acquisizione, generazione e processing dei dati

Abbiamo simulato un esperimento sismico disponendo 55 stazioni sismiche con una spaziatura orizzontale di 500 m e disposte tutte alla stessa profondità di 270 m. Ogni ricevitore registra i segnali sismici prodotti da 21 scoppi disposti intorno al ricevitore con un offset fra -200 m e 200 m e con una spaziatura orizzontale di 10 m. I sismogrammi sintetici sono stati calcolati usando un algoritmo alle differenze finito, elastico, 2D, velocity-stress [18]. I sismogrammi sintetici vengono corretti per il normal move-out e sommati [58] per ottenere la sezione finale usata durante l'inversione. Alle tracce è stato aggiunto rumore gaussiano rendendo il rapporto segnale rumore pari a 5. Le tracce risultanti sono state filtrate passa-banda nel range di frequenza 6-30 Hz.

La sezione contenente le tracce finali organizzate in base alla posizione del ricevitore viene mostrata in figura 4.5, ai segnali in essa contenuti abbiamo applicato un filtro di tipo automatic gain control (AGC) su una finestra di 1 s con lo scopo di equalizzare le ampiezze e rendere le fasi sismiche più chiare. Il filtro AGC non è stato applicato alle tracce durante l'inversione. Nella sezione la fase molto energetica a 0.2 s rappresenta l'arrivo dell'onda diretta che si propaga dalla sorgente al ricevitore senza subire riflessioni. La sezione mostra chiare fasi riflesse con un elevato rapporto segnale rumore e con una buona coerenza laterale. Le fasi sono presenti nella sezione a tempi diversi. Le fasi più chiare sono le fasi presenti a TWT minori di 1.5 s; per TWT maggiori possono essere evidenziate altre fasi riflesse/convertite anche se queste ultime hanno una peggiore coerenza laterale. Ciò potrebbe essere legato alla presenza degli strati superficiali che rompono la coerenza laterale degli eventi riflessi alle interfacce più profonde.

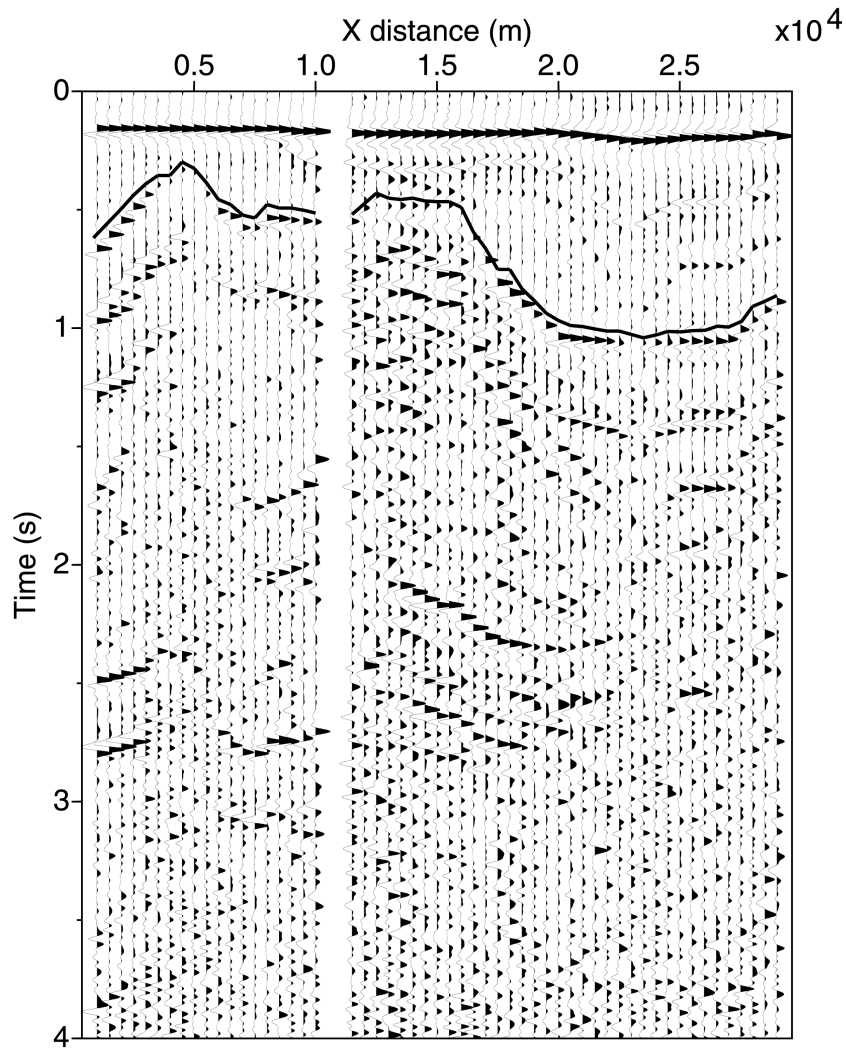


Figura 4.5: Sezione sintetica. Le tracce sono normalizzate per il valore massimo e sono filtrate con un filtro AGC con finestra di 1 s. Le tracce usate nell'inversione non sono state filtrate. La linea mostra le letture dei tempi d'arrivo di una fase riflessa che è stata individuata attraverso l'analisi di normal-move-out delle sezioni Common Receiver Gather.

4.3.3 Inversione dei dati

La sezione normalizzata e filtrata di figura 4.5 viene usata per l'identificazione e la lettura dei tempi d'arrivo di una prima fase riflessa. Questi tempi (figura 4.5) vengono letti su tutti i sismogrammi e sono invertiti usando la funzione Φ_t (4.1) come funzione costo, come è stato descritto in precedenza. I tempi d'arrivo teorici vengono calcolati usando una griglia a maglie quadrate di lato pari a 50 m. In ogni cella la velocità viene calcolata mediando i valori del modello usato per i sintetici relativi ad un intorno di $1000 \text{ m} \times 1000 \text{ m}$ centrato al centro della cella. Usiamo un modello smooth poiché sono smooth i modelli tomografici ottenuti dall'inversione dei primi arrivi e che solitamente vengono usati come modelli di riferimento per l'inversione all'interfaccia [23]. Seguendo l'approccio multiscale [7], tre modelli sono stati ricavati parametrizzati da due tre e cinque nodi. I modelli ed i relativi residui vengono mostrati in figura 4.6, che mostra anche, per ogni interfaccia, la posizione finale di ogni singolo nodo (punti grandi) e il relativo intervallo di ricerca in profondità (barre verticali). Nel primo step, per il modello definito da due nodi, gli intervalli di ricerca di ogni nodo vanno da 500 m a 8000 m. Negli step successivi, gli intervalli di ricerca di ogni nodo vengono determinati sulla base dei residui ottenuti nello step precedente. Dalla figura 4.6, è possibile notare come, all'aumentare del numero di nodi, i nuovi modelli conservino le caratteristiche a basse frequenze che caratterizzano i modelli trovati nei precedenti steps e acquistino complessità morfologiche a lunghezze d'onda via via più piccole. Inoltre, si osserva una diminuzione della funzione (4.1) all'aumentare del numero di nodi. La funzione passa dal valore di 0.13 s per il modello definito da due nodi al valore di 0.07 s per il modello definito da 5 nodi. Tale diminuzione può essere seguita attraverso la distribuzione dei residui che, all'aumentare dei nodi, appare sempre più piccata e meglio centrata a zero secondi

In ogni step, la ricerca per il modello ottimale viene condotta usando l'Algoritmo Genetico e la ricerca viene interrotta quando il valore della funzione oggetto al variare della generazione si stabilizza al valore della funzione otte-

nuta mediando su tutta i modelli della popolazione. Per tutte le inversioni, abbiamo fissato la probabilità di crossover al valore di 0.85 e abbiamo usato una probabilità di mutazione variabile fra 0.0005 e 0.7. Il numero di individui per generazione è stato scelto sulla in base al numero dei parametri del modello da ricercare

Partendo dal modello definito da cinque nodi, una successione di due modelli parametrizzati da 9 e 17 nodi sono stati progressivamente determinati ottimizzando la funzione semblance (4.2). Durante queste inversioni le forme d'onda (i sismogrammi) hanno rappresentato i dati e il codice ha ricercato i modelli di interfaccia sulla base della similitudine delle forme d'onda nell'intorno dei tempi d'arrivo calcolati. Le interfacce ricavate vengono mostrate in figura 4.7 con le relative sezione ZTMO. Le tracce semblance, mostrate sulla parte destra di ogni pannello ZTMO, confermano la presenza di una fase allineata mostrando un chiaro picco a 0 s. Il valore della semblance passa dal valore di 0.18 per il modello con nove nodi, al valore di 0.29 per quello definito da 17 nodi (figura 4.7).

Le sezioni ZTMO sono molto importanti anche per l'identificazione di fasi relative a riflettori più profondi. Infatti, queste sezioni (figura 4.7) mostrano una fase a tempi d'arrivo maggiori di quelli relativi alla fase modellata. Il fatto che questa nuova fase sia molto chiara nella sezione è un effetto imputabile agli shifts temporali che agiscono come correzioni statiche: per le fasi più profonde, queste correzioni compensano i ritardi nei tempi d'arrivo causati dalle interfacce più superficiali. Noi usiamo le sezioni ZTMO per l'individuazione e il picking di questa nuova fase (figura 4.7). I tempi letti sulla sezione ZTMO sono stati nuovamente corretti aggiungendo ora gli shift prima sottratti e i valori ottenuti sono stati invertiti partendo con l'ottimizzazione della funzione (4.1) e ricercando modelli parametrizzati da due, tre e cinque nodi. Partendo dall'interfaccia a 5 nodi, due nuovi modelli con 9 e 17 nodi sono stati ricavati ottimizzando la funzione semblance (4.2). I modelli relativi a 5, 9, 17 nodi sono mostrati in figura 4.8 che mostra anche i residui e le sezioni ZTMO associate ai modelli. La semblance assume il valore di 0.13

Morfologia e profondità di riflettori dall'inversione non-lineare di 80 tempi d'arrivo e forme d'onda di fasi sismiche riflesse.

per il modello a 9 nodi e 0.19 per il modello definito da 17 nodi.

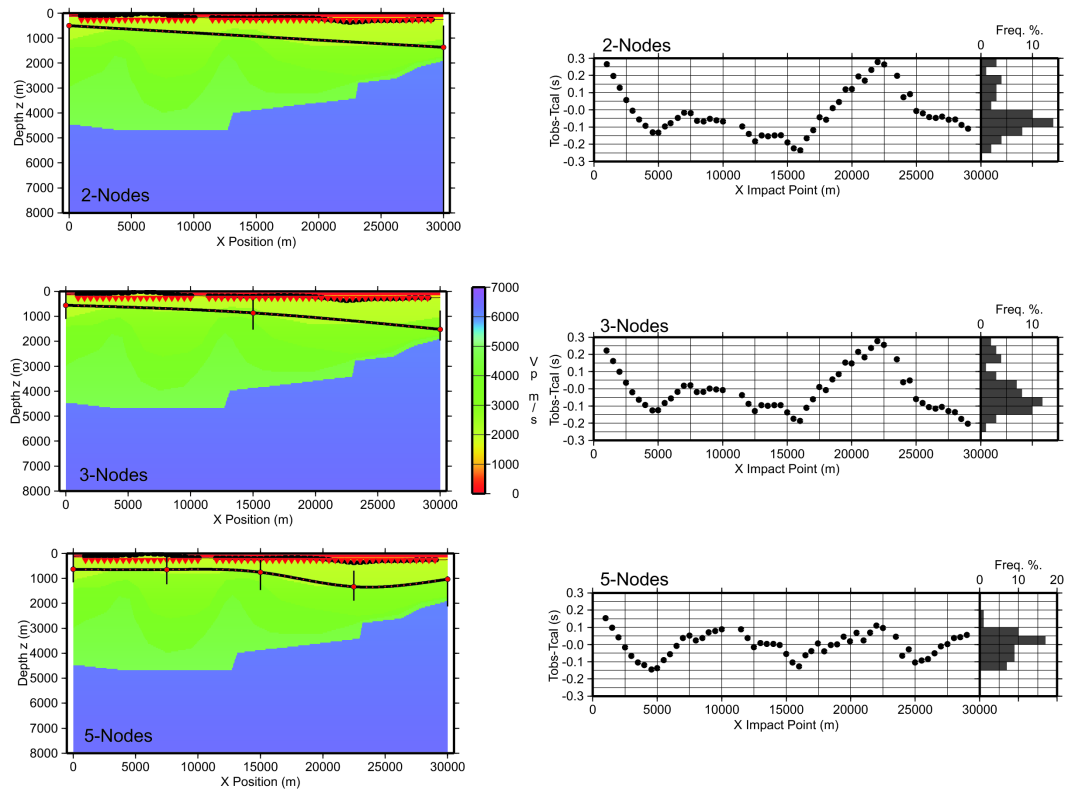


Figura 4.6: Risultati ottenuti dall'inversione dei tempi d'arrivi delle riflesse. I modelli sono stati ottenuti effettuando una successione di tre inversioni usando modelli con numero di nodi crescente. I nodi sono i punti larghi, le barre verticali rappresentano gli intervalli di ricerca di ogni singolo nodo. I tre pannelli sulla parte destra della figura mostrano, per ogni modello determinato, i residui e la loro distribuzione.

Influenza del modello di velocità

Il codice d'Inversione necessita di un modello di velocità per la ricerca della posizione e della morfologia del riflettore. Se questo modello non è sufficientemente accurato, le profondità dei parametri ottenuti dall'inversione, potrebbero non essere realistici. Per comprendere l'influenza dei modelli di velocità sui modelli d'interfaccia ricavati, effettuiamo una serie di inversioni

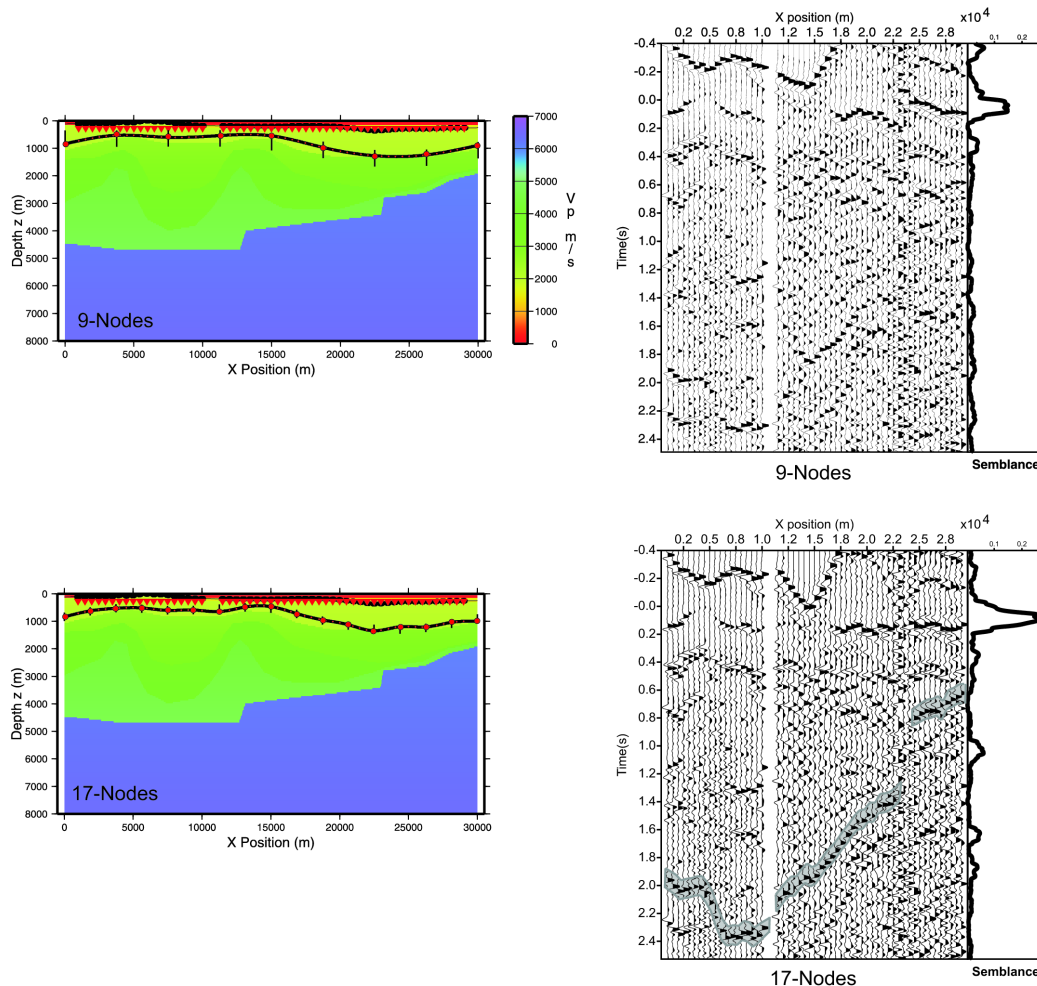


Figura 4.7: Risultati delle inversioni ottenuti con la similitudine delle forme d'onda. Le immagini sulla parte sinistra mostrano i modelli d'interfaccia ottenuti dall'inversione che sono stati usati per creare le sezioni zero-time move-out (ZTMO) mostrati sulla destra. L'interfaccia definita da 9 nodi (in alto) e da 17 nodi (in basso) sono i modelli ottenuti usando la strategia multistep e partendo dal modello definito da 5 nodi di figura 4.7. Per ogni modello, vengono mostrati i nodi della spline (punti grandi) e gli intervalli

Morfologia e profondità di riflettori dall'inversione non-lineare di 82 tempi d'arrivo e forme d'onda di fasi sismiche riflesse.

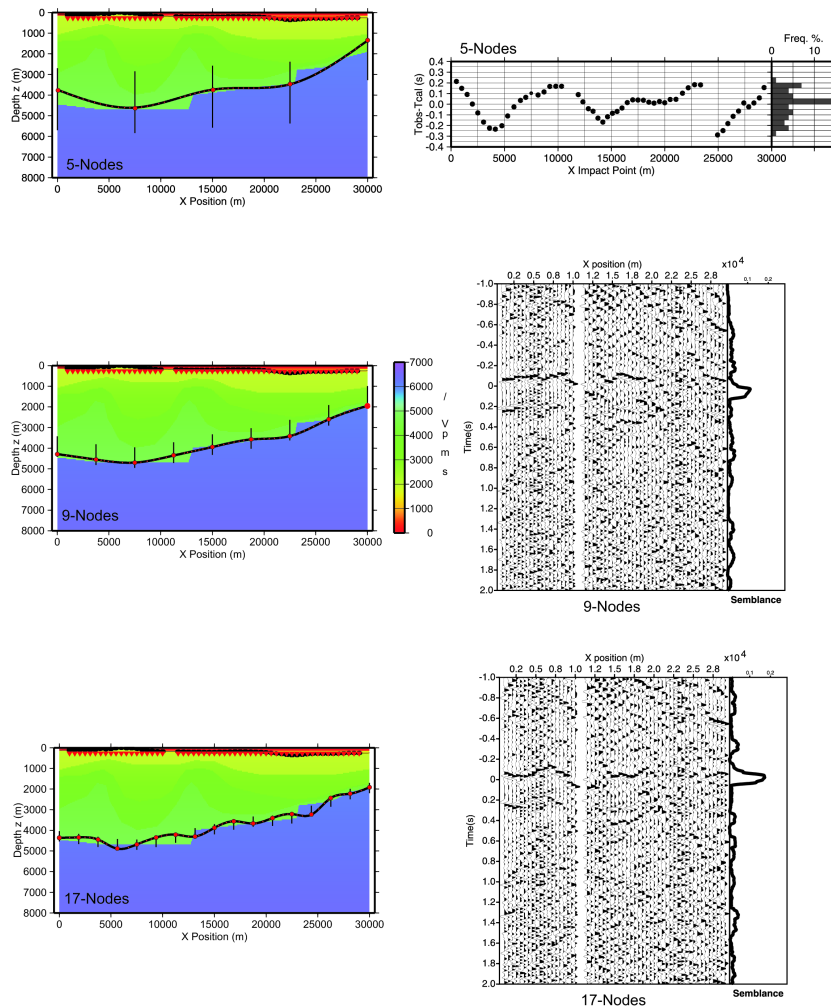


Figura 4.8: Risultati del metodo d'inversione per la fase riflessa mostrata nella sezione ZTMO di figura 4.7. le tre immagini sulla sinistra sono i modelli di interfaccia ritrovati e che sono stati usati per ottenere la distribuzione dei residui e le sezioni ZTMO mostrate nella parte destra. I tre modelli sono stati ottenuti effettuando una successione di inversioni aumentando il numero dei nodi dell'interfaccia (rappresentati dai punti grandi). Il modello a 5 nodi (in alto) è stato ricavato ottimizzando i tempi d'arrivo, mentre i modelli a 9 e a 17 nodi sono stati ricavati con l'uso della semblance e partendo dal modello a 5 nodi. Gli intervalli di ricerca in profondità vengono rappresentati da barre verticali. Le tracce relative alla semblance, mostrate sulla parte destra dei pannelli ZTMO, permettono di quantificare la coerenza e l'allineamento delle tracce nella sezione. Un picco di massimo della semblance è presente in entrambi i casi nell'intorno di zero secondi e conferma la presenza della fase modellata allineata.

utilizzando un modello di velocità smooth costruito interpolando il modello usato per generare i sintetici, applicando a quest'ultimo una media a finestra mobile. Il modello di velocità utilizzato per queste nuove inversioni viene mostrato in figura 4.4, ed è stato ottenuto interpolando il modello iniziale con una finestra di 5000 m X 1000 m. Le interfacce ottenute definite da due, tre e cinque nodi sono state ottenute ottimizzando la funzione (4.1) svengono mostrate in figura 4.9 insieme all'interfaccia a nove nodi ricavata ottimizzando la semblance (4.2). Confrontando le interfacce ottenute, con quelle ricavate precedentemente, è possibile osservare che le interfacce definite da un basso numero di nodi (due tre e cinque nodi) ottenute con il modello di velocità smooth sono molto simili ai modelli analoghi precedentemente ottenuti (figura 4.8), mentre l'interfaccia definite da nove nodi è dissimile al modello a nove nodi ottenuto in precedenza.

Analisi di incertezza e scelta della parametrizzazione di best-fit

Come descritto precedentemente, usiamo il criterio di Akaike per la scelta della parametrizzazione ottimale per entrambe le interfacce (quella più superficiale e quella più profonda). I valori di AIC_c calcolati (4.4) per le due interfacce vengono mostrati in tabella (4.2). Per entrambi le interfacce, i modelli definiti da 9-nodi minimizzano i valori di AIC_c e vengono scelti come modelli ottimali per rappresentare le interfacce.

Le stime delle incertezze associate ai nodi dei modelli scelti sono calcolate attraverso la formula (4.3). Usiamo un intervallo di profondità pari a ± 500 m (con un passo di campionamento di 10 m) per variare verticalmente le posizioni di ogni nodo, in modo da calcolare le incertezze per l'interfaccia più superficiale. Mentre per l'interfaccia più profonda è stato usato un intervallo di ± 1000 m con un passo di campionamento di 20 m (figura 4.3). La figura 4.10 mostra le interfacce finali ritrovate con i relativi errori. Le geometrie e le profondità dei modelli ritrovati sono in buon accordo con le principali interfacce presenti nel modello utilizzato per il calcolo dei sismogrammi sintetici.

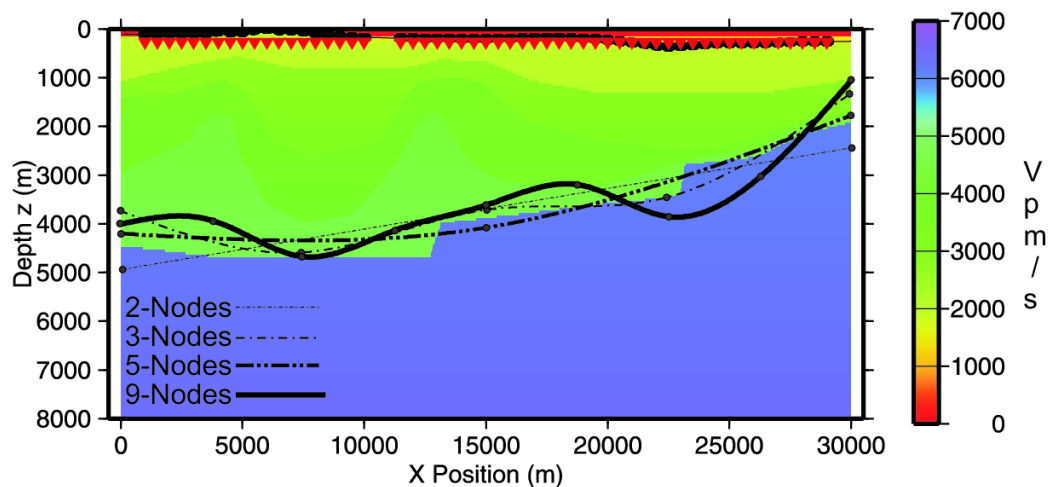


Figura 4.9: Modelli d'interfaccia definiti da 2, 3, 5 e 9 nodi (curve nere e tratteggiate). I modelli sono stati ottenuti effettuando una successione di quattro inversioni aumentando il numero di nodi dell'interfaccia (punti grandi). Durante l'inversione abbiamo usato il modello di velocità smooth riportato in figura 4.4C per la risoluzione del problema diretto. I modelli con 2, 3 e 5 nodi sono stati ricavati ottimizzando i tempi di tragitto, mentre il modello a nove nodi (curva solida) è stato ottenuto attraverso l'ottimizzazione della semblance e partendo dal modello a 5 nodi.

4.4 Discussione e conclusioni

In questo capitolo abbiamo presentato un metodo per l'inversione non-lineare dei tempi d'arrivo e delle forme d'onda di fasi simiche riflesse che permette di ricostruire la profondità e la morfologia di superfici di discontinuità. Rispetto ai metodi di inversione 2D non-lineari esistenti [23] [37] abbiamo introdotto un nuovo approccio basato sull'ottimizzazione congiunta di tempi d'arrivo (per un'esplorazione globale) e di similitudine delle forme d'onda (per un'esplorazione locale). Inoltre, adottiamo il criterio di Akaike per (Akaike Information Criteria) basato sul principio di parsimonia, per determinare quando il processo multiscale iterativo debba essere fermato.

Il metodo si basa sulla ricerca di un modello d'interfaccia che ottimizza, attraverso una successione di step successivi, una funzione oggetto definita attraverso il confronto fra i tempi calcolati e quelli osservati e attraverso lo studio della similitudine delle forme d'onda nell'intorno dei tempi d'arrivo calcolati. Il principio generale usato è che i tempi d'arrivo delle fasi riflesse forniscono informazioni a grande lunghezza d'onda del riflettore. E' possibile ricostruire modelli d'interfaccia meglio definiti utilizzando l'ottimizzazione locale della similitudine delle forme d'onda a partire dai modelli ottenuti attraverso il misfit dei tempi d'arrivo.

Il problema diretto viene risolto usando una versione modificata del metodo di *Podvine and Lecomte* (1991) [35], che permette di stimare velocemente e in maniera accurata i tempi d'arrivo delle riflesse in modelli di velocità anche fortemente eterogenei. La ricerca del modello ottimale nello spazio multidimensionale dei parametri viene condotta con l'ausilio dell'Algoritmo Genetico (GA) [21] [19], una tecnica di ottimizzazione adatta alla determinazione di soluzioni di problemi fortemente non-lineari. L'incertezza associata ai parametri viene valutata attraverso un'esplorazione locale della funzione semblance (4.2) nell'intorno del modello di best-fit, muovendosi nello spazio dei parametri lungo direzioni ortogonali

La parametrizzazione ottimale dell'interfaccia (massimo numero dei nodi) è scelta in accordo all'Akaike Information Criterion, che esprime il principio

di parsimonia: il modello da selezionare deve essere quello che fornisce il miglior compromesso fra bontà del fit e semplicità del modello intesa come basso numero di parametri.

Il metodo è stato applicato a dati sintetici generati in un mezzo di propagazione eterogeneo che simula la geologia complessa dell'area vulcanica dei Campi Flegrei.

La scelta di un approccio non-lineare per la ricostruzione dei riflettori è motivata dall'alto livello di non-linearità esistente fra i tempi d'arrivo e le forme d'onda delle fasi riflesse e le posizioni del riflettore, soprattutto in presenza di modelli di velocità complessi. L'uso di uno schema di ottimizzazione non-lineare accoppiato ad una strategia d'inversione multiscale si è rivelato stabile e robusto e riduce il rischio di convergenze in minimi locali. L'inversione basata sull'ottimizzazione della semblance permette di limitare l'intervento umano e manuale nella definizione del modello finale di riflettore. Inoltre, la costruzione di sezioni ZTMO può aiutarci per l'identificazione delle fasi sismiche profonde. In queste sezioni, le fasi profonde appaiono più chiare e con una migliore continuità laterale. Ciò è particolarmente vero nelle aree a geologia complessa in cui le interfacce superficiali distruggono la coerenza laterale delle fasi riflesse generate da riflettori profondi.

Purtroppo la procedura d'inversione non è totalmente indipendente dall'intervento manuale di operatori che è necessario per la lettura dei tempi d'arrivo della fase riflessa. Durante l'inversione usiamo un approccio a due step in cui inizialmente modelli smooth di riflettiti sono ricavati dall'inversione di tempi di arrivo e successivamente modelli definiti da un più alto numero di nodi vengono ricavati con l'ottimizzazione della semblance ricercando i modelli nell'intorno dei modelli di best fit per i tempi d'arrivo. Diversi tests preliminari hanno mostrato che la strategia d'inversione utilizzata è preferibile all'inversione basate sulla similitudine delle sole forme d'onda, che potrebbe portare a soluzioni non realistiche associate a massimi della funzione semblance e ad eventi riflessi non necessariamente generati dallo stesso riflettore.

Il metodo proposto è particolarmente adatto alla ricostruzione di discontinuità in mezzi fortemente eterogenei ed è indipendente dal tipo di geometria usata per l'acquisizione dei dati (è cioè valido per dati near vertical, wide angle or global offset...). La sua applicazione a dati sintetici ha dimostrato la validità del codice che si dimostra stabile ed efficiente quando viene inserito all'interno di una strategia multiscale

Il metodo presenta anche alcune limitazioni. Esso permette la ricostruzione di un singolo riflettore alla volta per il quale, seguendo la strategia multiscale, diversi modelli verranno ricavati. In tal modo i tempi di calcolo diventano alti se comparati con quelli necessari per la ricostruzione delle interfacce con tecniche di migrazioni pre-stack [58] che vengono spesso adoperate per risolvere simili problemi.

Uno sviluppo futuro potrebbe essere l'estensione al caso 3D dell'intera procedura d'inversione. Ciò permetterebbe di definire le interfacce in modo più realistico tramite superfici piuttosto che curve. Ciò permetterebbe di sfruttare le informazioni provenienti sia da dati di esplorazione sismica che da dati di sismica passiva. Quest'ultimo punto è un passo molto importante perché attraverso l'uso dei dati di terremoto, si dispone di un'informazione più completa proveniente sia dalle riflessioni P che S in addizione agli arrivi delle fasi sismiche convertite.

Layer	$V_p(0)(m/s)$	$\alpha(s^{-1})$	$\frac{V_p}{V_s}$	$z_0(m)$	$\rho(\frac{g}{cm^3})$
Sea	1500	0	∞	0	1.0
1	2000	0.6	2.2	800	2.0
2	2700	0.32	1.8	750	2.2
3	3500	0.15	1.75	1000	2.5
4	4500	0.15	1.75	3000	2.5
5	6000	0.1	1.72	0	2.6

Tabella 4.1: Parametri fisici del modello 2D

Interfacce	n^o parameters (k)	AIC_c
1	9	70
1	17	140
2	9	82
2	17	165

Tabella 4.2: Valori di AIC_c per differente parametrizzazione dei modelli. I valori minimi di AIC_c sono riportati in grassetto.

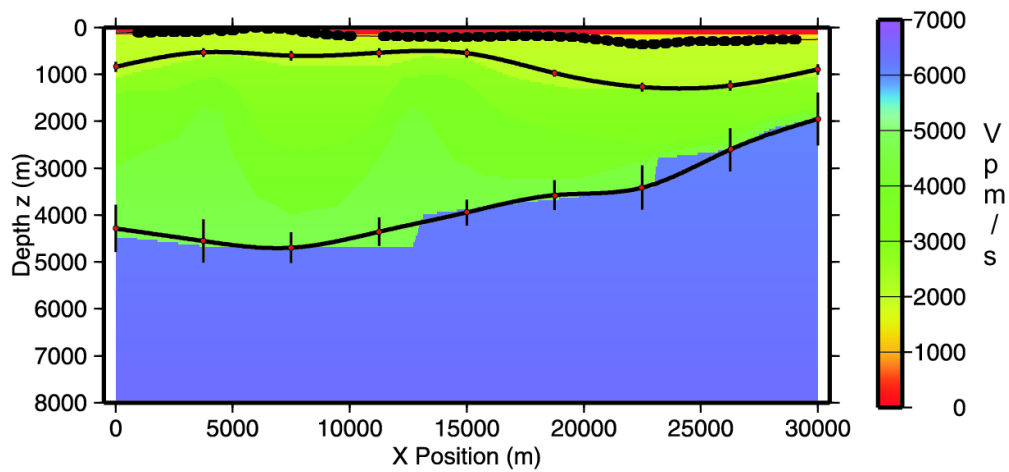


Figura 4.10: Modelli di interfacce finali ed incertezze associate ai parametri. L'incertezza in profondità associata ai nodi dell'interfaccia viene stimata esplorando localmente la variazione della funzione semblance nell'intorno del modello ottimale (figura 4.3).

Morfologia e profondità di riflettori dall'inversione non-lineare di
90 tempi d'arrivo e forme d'onda di fasi sismiche riflesse.

Conclusioni

L'attività sismica dei Campi Flegrei viene attualmente monitorata da stazioni distribuite prevalentemente lungo la fascia costiera e nell'intorno del cratere della Solfatara, dove è concentrata una rilevante parte della sismicità. La rete non dispone di stazioni sismiche sul fondale del Golfo di Pozzuoli anche se sono diversi gli eventi sismici che vengono localizzati a mare dove si estende parte della struttura vulcanica. Questa limitazione impedisce di avere una visione completa dei fenomeni sismici e vulcanici. In questa tesi viene presa in considerazione la possibilità di monitorare l'attività sismica e vulcanica dei Campi Flegrei utilizzando sistemi di misura disposti su fondale marino. Le argomentazioni riportate mostrano che il monitoraggio sismico dell'area flegrea attraverso sensori disposti sul fondale è tecnologicamente possibile e può essere vantaggiosa dal punto di vista del rumore e permette una osservazione completa del sistema vulcanico e delle sue evoluzioni temporali.

Il monitoraggio sismico con sensori disposti su fondali marini e oceanici è possibile grazie agli enormi sviluppi tecnologici degli ultimi anni. Fino a non più di 10 anni fa, l'ambiente marino costituiva una grossa limitazione per il monitoraggio sismico e di parametri ambientali derivante dalle difficoltà tecnologiche e logistiche nella acquisizione, gestione remota e trasmissione di dati da una rete permanente. Oggi sono sempre più accessibili e diffusi gli strumenti e le infrastrutture che consentono di superare tali problemi. Strumenti per la comunicazione bidirezionale fra boe superficiali e sistemi di misura su fondale e fra le boe e centri di raccolta a terra (cavi di trasmissione dati e di alimentazione elettrica, trasduttori elettroacustici, sistemi di

comunicazione wireless) e strumenti sismici (sensori, acquisitori) sviluppati appositamente per misure sottomarine hanno consentito la realizzazione di due sistemi per il monitoraggio sismico e multiparametrico su fondale marino progettati per essere installati nel Golfo di Pozzuoli.

Dal punto di vista sismico, i fondali (marini e oceanici) sono generalmente più rumorosi dei siti di misura a terra [50]. Per comprendere se ciò è vero anche nel golfo di Pozzuoli, abbiamo installato sul suo fondale due sensori sismici broad-band in acquisizione continua e remota per un mese. I dati registrati sono stati confrontati con quelli acquisiti dalle stazioni sismiche broad-band installati lungo la costa. Con i dati registrati abbiamo studiato il rumore sismico effettuando un'analisi statistico-spetttrale delle curve di Power Spectral Density calcolate su porzioni di un'ora seguendo il metodo proposto da *Mc Namara and Buland (2004)* [27]. Il calcolo di livelli caratteristici di rumore registrato sia nei siti a terra che in quelli su fondale, ha evidenziando diverse utili informazioni e interessanti peculiarità sul rumore sismico dell'area. La banda di periodo analizzata (0.03-30s) può essere divisa in tre intervalli principali:

1. Periodi compresi fra [0.03s; 0.3s]. Il rumore sia a terra che sul fondale presenta forti variazioni temporali legate all'alternanza giorno-notte. La sorgente principale è probabilmente l'attività antropica. Le stazioni sul fondale sono meno rumorose delle stazioni a terra. Ciò è particolarmente vero per le componenti verticali delle registrazioni che sul fondale presentano livelli di rumore di circa 20 dB inferiori di quelli presenti a terra.
2. Periodi compresi fra [0.3s; 5s]. Il rumore sia a terra che a mare è fortemente correlato alla velocità del vento. Il livello di rumore sul fondale è maggiore (circa 10 dB) rispetto al livello presente a terra con le differenze che si attenuano in giorni caratterizzati da bassa ventosità.
3. Periodi compresi fra [5s; 30s]. I siti sul fondale sono molto più rumorosi di quelli a terra. Le differenze sono di 30 dB circa per le componenti

verticali e di circa 50 dB per le componenti orizzontali. Il rumore a mare è ben correlato con la velocità e potrebbe essere causato dalla presenza di correnti marine sul fondale indotte dall'azione del vento in superficie [40].

Il confronto fra gli spettri teorici e quelli sperimentali mostra che l'installazione di sensori sul fondale risulta vantaggiosa per la detezione di eventi sismici locali (distanza epicentrale 3 km) di piccola magnitudo poiché sposta la soglia di detezione da magnitudo $Mw=0.8$ a valori pari a $Mw=0.2$.

L'analisi di dati sismici acquisiti da una rete di sensori sismici su fondale marino permette di ricavare utili informazioni sulla struttura vulcanica dei Campi Flegrei. Per ottenere tali informazioni, vista la complessità del mezzo di propagazione, i dati acquisiti devono essere trattati utilizzando metodologie e tecniche d'analisi non convenzionali. Abbiamo messo a punto un processing ad hoc per il trattamento dei dati sismici acquisiti durante la campagna di sismica attiva SERAPIS (svoltasi nel 2001 nei golfi di Napoli e Pozzuoli) che consente di aumentare la risoluzione e la coerenza laterale delle fasi sismiche riflesse organizzate in speciali gather Common Mid Point 3D. Un metodo per l'analisi delle fasi riflesse convertite PS è stato messo a punto, validato ed applicato ai dati acquisiti. Il metodo permette di ricavare informazioni sul rapporto V_p/V_s a partire dai tempi d'arrivo PP e dalla conoscenza del profilo di velocità medio dell'area in esplorazione. Lo studio dei rapporti V_p/V_s in aree complesse vulcaniche come l'area flegrea è molto importante perché è intrinsecamente connesso alle proprietà litologiche delle rocce. L'analisi dei tempi d'arrivo delle fasi PP riflesse individuate sui sismogrammi processati, ha portato all'individuazione nel golfo di Pozzuoli di un riflettore sismico alla profondità di $600 \text{ m} \pm 120 \text{ m}$. L'applicazione del metodo proposto ha permesso di ricavare il rapporto V_p/V_s dello strato superficiale al di sopra della discontinuità ricavando il valore $V_p/V_s=3.5 \pm 0.6$. L'elevato valore del rapporto V_p/V_s per lo strato si sposa bene l'ipotesi di sedimenti incoerenti ad alta porosità e saturi d'acqua, probabilmente maggiormente presenti nella parte alta dello strato a contatto con l'acqua di mare. Una prima analisi

sulla distribuzione areale del rapporto V_p/V_s mostra la presenza di un'area compresa fra Capo Miseno e Nisida in cui i valori del rapporto sono più alti rispetto alle aree circostanti.

Per ricavare la morfologia dei riflettori sismici dai dati acquisiti da array di sensori disposti sul fondale marino nel Golfo di Pozzuoli, proponiamo un metodo 2D per l'inversione non-lineare dei tempi d'arrivo e delle forme d'onda delle fasi simiche riflesse. Rispetto ai metodi di inversione 2D non-lineari esistenti [23] [37] abbiamo introdotto un nuovo approccio basato sull'ottimizzazione congiunta di tempi d'arrivo (per un'esplorazione globale) e di similitudine delle forme d'onda (per un'esplorazione locale). Inoltre, adottiamo il criterio di Akaike per (Akaike Information Criteria) basato sul principio di parsimonia, per determinare quando il processo multiscale iterativo debba essere fermato.

Il metodo si basa sulla ricerca di un modello d'interfaccia che ottimizza, attraverso una successione di step successivi, una funzione oggetto definita attraverso il confronto fra i tempi calcolati e quelli osservati e attraverso lo studio della similitudine delle forme d'onda nell'intorno dei tempi d'arrivo calcolati. Il principio generale usato è che i tempi d'arrivo delle fasi riflesse forniscono informazioni a grande lunghezza d'onda del riflettore. E' possibile ricostruire modelli d'interfaccia meglio definiti utilizzando l'ottimizzazione locale della similitudine delle forme d'onda a partire dai modelli ottenuti attraverso il misfit dei tempi d'arrivo.

Il problema diretto viene risolto usando una versione modificata del metodo di *Podvine and Lecomte* (1991) [35], che permette di stimare velocemente e in maniera accurata i tempi d'arrivo delle riflesse in modelli di velocità anche fortemente eterogenei. La ricerca del modello ottimale nello spazio multidimensionale dei parametri viene condotta con l'ausilio dell'Algoritmo Genetico (GA) [21] [19], una tecnica di ottimizzazione adatta alla determinazione di soluzioni di problemi fortemente non-lineari. L'incertezza associata ai parametri viene valutata attraverso un'esplorazione locale della funzione semblance (4.2) nell'intorno del modello di best-fit, muovendosi nello spazio

dei parametri lungo direzioni ortogonali

La parametrizzazione ottimale dell'interfaccia (massimo numero dei nodi) è scelta in accordo all'Akaike Information Criterion, che esprime il principio di parsimonia: il modello da selezionare deve essere quello che fornisce il miglior compromesso fra bontà del fit e semplicità del modello intesa come basso numero di parametri.

Il metodo è stato applicato a dati sintetici generati in un mezzo di propagazione eterogeneo che simula la geologia complessa dell'area vulcanica dei Campi Flegrei.

La scelta di un approccio non-lineare per la ricostruzione dei riflettori è motivata dall'alto livello di non-linearità esistente fra i tempi d'arrivo e le forme d'onda delle fasi riflesse e le posizioni del riflettore, soprattutto in presenza di modelli di velocità complessi. L'uso di uno schema di ottimizzazione non-lineare accoppiato ad una strategia d'inversione multiscale si è rivelato stabile e robusto e riduce il rischio di convergenze in minimi locali. L'inversione basata sull'ottimizzazione della semblance permette di limitare l'intervento umano e manuale nella definizione del modello finale di riflettore. Inoltre, la costruzione di sezioni ZTMO può aiutarci per l'identificazione delle fasi simiche profonde. In queste sezioni, le fasi profonde appaiono più chiare e con una migliore continuità laterale. Ciò è particolarmente vero nelle aree a geologia complessa in cui le interfacce superficiali distruggono la coerenza laterale delle fasi riflesse generate da riflettori profondi.

Purtroppo la procedura d'inversione non è totalmente indipendente dall'intervento manuale di operatori che è necessario per la lettura dei tempi d'arrivo della fase riflessa. Durante l'inversione usiamo un approccio a due step in cui inizialmente modelli smooth di riflettiti sono ricavati dall'inversione di tempi di arrivo e successivamente modelli definiti da un più alto numero di nodi vengono ricavati con l'ottimizzazione della semblance ricercando i modelli nell'intorno dei modelli di best fit per i tempi d'arrivo. Diversi tests preliminari hanno mostrato che la strategia d'inversione utilizzata è preferibile all'inversione basate sulla similitudine delle sole forme d'onda, che

potrebbe portare a soluzioni non realistiche associate a massimi della funzione semblance e ad eventi riflessi non necessariamente generati dallo stesso riflettore.

Il metodo proposto è particolarmente adatto alla ricostruzione di discontinuità in mezzi fortemente eterogenei ed è indipendente dal tipo di geometria usata per l'acquisizione dei dati (è cioè valido per dati near vertical, wide angle o global offset...). La sua applicazione a dati sintetici ha dimostrato la validità del codice che si dimostra stabile ed efficiente quando viene inserito all'interno di una strategia multiscale

Il metodo presenta anche alcune limitazioni. Esso permette la ricostruzione di un singolo riflettore alla volta per il quale, seguendo la strategia multiscale, diversi modelli verranno ricavati. In tal modo i tempi di calcolo diventano alti se comparati con quelli necessari per la ricostruzione delle interfacce con tecniche di migrazioni pre-stack [58] che vengono spesso adoperate per risolvere simili problemi.

Uno sviluppo futuro potrebbe essere l'estensione al caso 3D dell'intera procedura d'inversione. Ciò permetterebbe di definire le interfacce in modo più realistico tramite superfici piuttosto che curve. Ciò permetterebbe di sfruttare le informazioni provenienti sia da dati di esplorazione sismica che da dati di sismica passiva. Quest'ultimo punto è un passo molto importante perché attraverso l'uso dei dati di terremoto, si dispone di un'informazione più completa proveniente sia dalle riflessioni P che S in addizione agli arrivi delle fasi sismiche convertite.

Bibliografia

- [1] H. Akaike. A new look at the statistical model identification. *IEEE Trans. Autom. Control*, 6:716–723, 1974.
- [2] K. Al-Yahya. Velocity analysis by iterative profile migration. *Geophysics*, 54(6):718–729, 1989.
- [3] P. Amand and Virieux J. Non linear inversion of synthetic seismic reflection data by simulated annealing. *60th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophy., Expanded Abstract*, pages 612–615, 1995.
- [4] J. Babcock, B. Kirkendall, and J. Orcutt. Relationship between ocean bottom noise and the environment. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84:1991–2007, 1994.
- [5] F. Boschetti, M. C. Dentith, and R. D. List. Inversion of seismic refraction data using genetic algorithms. *Geophysics*, 61(6):1715–1727, 1996.
- [6] J. N. Brune. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 75:4997–5009, 1970.
- [7] C. Bunks, F. M. Salick, S. Zaleski, and G. Chavent. Multiscale seismic waveform inversion. *Geophysics*, 60:1457–1473, 1995.
- [8] R. F. Burns. Hawaii-2 Observatory. *Sea Technology*, Vol. 40, No. 9:10–18, 1999.
- [9] V. Cerveny. *Seismic Ray Theory*. Cambridge, 2001.

-
- [10] A. De Dominicis Rotondi. *Principi di elettroacustica subacquea. Volume I*. 1990.
- [11] A. De Dominicis Rotondi. *Principi di elettroacustica subacquea. Volume II: Le caratterizzazioni dell'ambiente operativo marino*. 1995.
- [12] V. A. Del Grosso. New equation for the speed of sound in natural waters (with comparisons to other equations). *J. Acoust. Soc. Am.*, 56(4):1084–1091, 1974.
- [13] E. Del Pezzo, G. De Natale, M. Martini, and A. Zollo. Source parameters of microearthquakes at Phlegrean Fields (Southern Italy) volcanic area. *Physics of the Earth and Planetari Interiors*, 47:25–42, 1987.
- [14] M. Ewing and A. Vine. Deep-sea measurements without wires or cables. *Eos Trans. AGU*, 19(1):248–251, 1938.
- [15] V. Farra and R. Madariaga. Non-linear reflection tomography. *Geophysical Journal*, 95:135–147, 1988.
- [16] P. Favali and L. Beranzoli. Seafloor Observatory Science: a review. *Annals of Geophysics*, 49:515–567, 2006.
- [17] P. Favali, G. Smriglio, L. Beranzoli, T. Braun, M. Calcara, G. D'Anna, A. De Santis, D. Di Mauro, G. Etiope, F. Frugoni, V. Iafolla, S. Monna, C. Montuori, S. Nozzoli, P. Palangio, and Romeo G. T. Towards a permanent deep sea observatory: the GEOSTAR European experiment, In: “Science-Technology Synergy for Research in the Marine Environment: Challenges for the XXI Century”, *Developments in Marine Technology*, 12, L. Beranzoli, P. Favali and G. Smriglio (eds.). *Elsevier Science B.V.*, pages 111–120, 2001.
- [18] G. Festa and S. Nielsen. PML absorbing boundaries. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93(2):891–903, 2003.

-
- [19] D. Goldberg. *Genetic Algorithms in Search, Optimisation and Machine Learning*. Addison-Wesley Professional, 1989.
- [20] T. C. Hanks and H. Kanamori. A moment magnitude scale. *J. Geophys. Res.*, 84:2348–2350, 1979.
- [21] J. Holland. *Adaptation in natural and artificial systems*. The University of Michigan Press, 1975.
- [22] C. M. Hurvich and C. Tsai. Regression and Time Series Model Selection in Small Samples. *Biometrika*, 76:297–307, 1989.
- [23] L. Improta, A. Zollo, A. Herrero, R. Frattini, J. Virieux, and P. Dell’Aversana. Seismic imaging of complex structures by non linear-traveltime inversion of dense wide-angle data: application to a thrust belt. *Geophys. J. Int.*, 151(1):264–278, 2002.
- [24] S. Judenherc and A. Zollo. The Bay of Naples (Southern Italy): constraints on the volcanic structures inferred from a dense seismic survey. *J. Geophys. Res.*, 109:doi:10.1029/2004GL019432, 2004.
- [25] T. Krey. Seismic stripping helps unravel deep reflections. *Geophysics*, 43(5):899–911, 1978.
- [26] G. Macedonio and U. Tammara. Attività di Sorveglianza dell’Osservatorio Vesuviano. Rendiconto anno 2002. Technical report, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia – Osservatorio Vesuviano (<http://www.ov.ingv.it/>) Napoli, 2004.
- [27] E. Mc Namara and P. Buland. Ambient Noise Levels in the Continental United States. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94,4:517–1527, 2004.
- [28] H. Mikada, K. Kawaguchi, T. Goto, R. Iwase, K. Mitsuzawa, K. Hirata, and Y. and Suyehiro K. Kaihom. Long term strategy for the development of JAMSTEC cabled observatories. In *Proc.OHP/ION symposium* :

Long term observations in the oceans: current status and perspectives for the future, Yamanashi, Japan, January 21-27,2001, 2001.

- [29] J. P. Montagner and Lancelot Y. *Multidisciplinary observatories on the deep seafloor, in Report of International Ocean Network Workshop Held at Marseille, France, 01/11-01/13 1995*. INSU/CNRS, IFREMER, ODP-France, 1995.
- [30] N. S. Neidell and M. T. Taner. Semblance and other coherency measures for multicannel data. *Geophysics*, 36(3):482–497, 1971.
- [31] J. A. Nelder and R. Mead. A simplex method for function minimization. *Computer J.*, 7:308–313, 1965.
- [32] NRC (National Research Council). *Illuminating the Hidden Planet. The Future of Seafloor Observatory Science*. National Accademic Press, Washington DC.
- [33] R. Person, J. Blandin, J. M. Stout, P. Briole, V. Ballu, G. Etiope, G. Ferentinos, M. Masson, S. Smolders, and V. Lykousis. ASSEM: a new concept of observatory applied to long term seabed monitoring of geohazards. *OCEANS 2003. Proceedings*, Vol.1:86–90, 2003.
- [34] J. Peterson. Observation and modeling of seismic background noise. Technical report, U.S. Geol. Surv., 1993.
- [35] P. Podvine and I. Lecomte. Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models: a massively parallel approach and its associated tools. *Geophys. J. I.*, 105:271–284, 1991.
- [36] W. H. Press, B. P. Flannery, S. A. Teukolsky, and W. T. Vetterling. *Numerical Recipes in FORTRAN90. The Art of Scientific Computing*. Cambridge University Press, 1996.

- [37] S. K. Pullammanappallil and J. N. Louie. Inversion of seismic reflection traveltimes using a non linear optimization scheme. *Geophysics*, 58(11):1607–1620, 1993.
- [38] J. Pulliam, Y. Nakamura, C. Huerta-Lopez, and B. Yates. Field Test of an Inexpensive, Small Broadband Ocean-Bottom Seismograph. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93, 1:152–171, 2003.
- [39] G.M. Purdy and A. M. Dziewonski. *Proc. Workshop on Broad-Band Downhole Seismometers in the Deep Ocean, Woods Hole, MA, Apr. 26–28, 1988, Joint Oceanogr. Inst. and U.S. Sci. Advisory Comm.*, 1989.
- [40] B. Romanowicz, D. Stakes, J. P. Montagner, P. Tarits, R. Uhrhammer, M. Begnaud, E. Stutzmann, M. Pasyanos, J. F. Karczewski, S. Etchemendy, and D. Neuhauser. A pilot experiment towards long term sea-floor geophysical observatories. *Earth Planets Space*, 50:927–937, 1998.
- [41] M. Sambridge and G. Drijkoningen. Genetic algorithms in seismic waveform inversion. *Geophys. J. Int.*, 109:323–342, 1992.
- [42] A. W. Sauter. *Studies of the upper oceanic crust using ocean bottom seismometers*. PhD thesis, Univ. of Calif., San Diego, La Jolla, 1987.
- [43] J. Scales. *Theory of Seismic Imaging*. Samizdat Press (<http://samizdat.mines.edu>), 1994.
- [44] N. M. Shapiro, M. Campillo, L. Stehly, and Ritzwoller M. H. High-Resolution Surface-Wave Tomography from Ambient Seismic Noise. *Science*, Vol. 307. no. 5715:pp. 1615 – 1618, DOI: 10.1126/science.1108339, 2005.
- [45] R. Stephen, F. Spiess, J. Collins, J. Hildebrand, J. Orcutt, K. Peal, F. Vernon, and F. Wooding. Ocean seismic network of pilot experiment. *Geochem. Geophys. Geosys.*, 4:doi 10.1029/2002 GC000485., 2003.

- [46] R. R. Stewart, H. C. Qi Zhang Bland, and Guthoff F. Average versus interval vp/vs. *CREWES Research Report*, Volume 9, 1997.
- [47] A. Tarantola and B. Vallette. Generalized non-linear inverse problems solved using the least squares criterion. *Rev. of Geophys. and Space Phys.*, 20(2):219–232, 1982.
- [48] J. Toldi. Velocity analysis without picking. *Geophysics*, 54(2):191–199, 1989.
- [49] J. A. Van Trier. Reflection tomography after depth migration: fields data results: 60th Ann. Internat. Mtg. *Soc Expl. Geophys., Expanded Abstract*, pages 1279–1282, 1990.
- [50] S. C. Webb. Broadband seismology and noise under the ocean. *Rev. Geophys.*, 36:105–142, 1998.
- [51] S.C. Webb. The equilibrium oceanic microseismic spectrum. *J. Acoust. Soc. Am.*, 92:2141–2158, 1992.
- [52] P. D. Welch. The use of Fast Fourier Transform for the estimation of power spectra: a method based on time averaging over short, modified periodograms. *IEEE Transactions on Audio and Electroacoustics*, 15:70–73, 1967.
- [53] P. Wessel and W. H. F. Smith. Free software helps map and display data. *EOS Trans.*, 72:441, 1991.
- [54] D. Whitley. *A Genetic Algorithm Tutorial*. Samizdat Press (http://samizdat.mines.edu/ga_tutorial), 1994.
- [55] W. S. D. Wilcock, S. C. Webb, and Bjarnason I. T. The effect of local wind on seismic noise near 1 Hz at the MELT site and in iceland. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(6):1543–1557, 1999.
- [56] P. R. Williamson. Tomographic inversion in reflection seismology. *Geophys. J. Int.*, 100:255–274, 1990.

-
- [57] G. S. K. Wong and S. Zhu. Speed of sound in seawater as a function of salinity temperature and pressure. *J. Acoust. Soc. Am.*, 97(3):1732–1736, 1995.
- [58] O. Yilmaz. *Seismic data Processing. Investigation in Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists, 1987.
- [59] O. Yilmaz and R. Chambers. Migration velocity analysis by wave-field extrapolation. *Geophysics*, 49(10):1664–1974, 1984.
- [60] I. Zeldenrust and R. A. Stephen. Shear wave resonances in sediments on the deep sea floor. *Eos Trans.*, 81 (suppl.):F819, 2000.
- [61] M. Zimmer. *Controls on the seismic velocities of unconsolidated sands: Measurements of pressure, porosity and compaction effects*. PhD thesis, Stanford University, Stanford, CA, 2004.
- [62] A. Zollo, L. D’Auria, R. De Matteis, A. Herrero, J. Virieux, and P. Gasparini. Bayesian estimation of 2-D P-velocity models from active seismic arrival time data: imaging of the shallow structure of Mt Vesuvius (Southern Italy). *Geophys. J. Int.*, 151:566–582, 2002.
- [63] A. Zollo, S. Judenherc, E. Auger, J. Virieux, R. Capuano, C. Chiarabba, R. De Franco, J. Makris, A. Michelini, and Musacchio G. Evidence for the buried rim of Campi Flegrei caldera from 3-d active seismic imaging. *Geophys. Res. Lett.*, 30(19):doi:10.1029/2003GL018173, 2003.