



Università degli Studi di Salerno

DIPARTIMENTO DI MATEMATICA

Corso di Dottorato di Ricerca in Scienze Matematiche, Fisiche e Informatiche

Curriculum in Fisica dei Sistemi Complessi e dell' Ambiente

XI Ciclo Nuova Serie

TESI DI DOTTORATO IN

**Deformazioni del suolo in aree vulcaniche:
Applicazioni ai Campi Flegrei
e a Stromboli.**

Coordinatore:

Prof. Patrizia Longobardi

Candidato:

Antonio Errico

Tutor:

Prof. Roberto Scarpa

A.A. 2011-2012

Abstract

In the night between 24 and 25 August 79 a.C., villages and towns were destroyed and thousands of people died to the sudden eruption of Vesuvius. The Pompeii and Herculaneum's ruins, preserved by the products of that eruption, show us a snapshot of life two thousand years ago, but also bring us to imagine the anxiety and fear which people have tried at that time. Even today, volcanic eruptions cause death and destruction around the world, but compared to the beginning of the first millennium much has been done to understand the mechanism that regulates these catastrophic events.

The goal of the geophysical community is to forecast volcanic eruptions through the study of precursor signals.

For this purpose, in the years between 2004 and 2006 it has been installed a network of strainmeters in the Campi Flegrei area, on the Mount Vesuvius, and on the island of Stromboli, while in the period 2008-2009 in the Campi Flegrei it has been installed a network of long baseline tiltmeters.

The purpose of this thesis is to study the slow deformations of the soil as an effect of the intrusion of magma inside of the magma chamber of the Campi Flegrei and a statistical analysis of explosions swarm that occurred on the island of Stromboli was made.

In this thesis, a description of Sacks-Evertson dilatometers and long baseline tiltmeters was also given.

The use of the instruments described in the current report allows to model the strain field in the range of low frequencies, monitoring the deformation tensor for its non-diagonal components (pure tilt) by using the tiltmeters, and the diagonal components (pure deformation) by using the dilatometers. The phenomena involved in the deformation of the Earth's crust were deeply investigated with a large digression on the theory of the elasticity and the theory that governs the tides. A statistical analysis of explosions swarm of the volcano Stromboli has been conducted in three distinct periods using the data recorded by Lennartz and Guralp seismometers and a comparison of these data with strain data recorded by a Sacks-Evertson dilatometer installed on the island of Stromboli was also made.

Sommario

Nella notte tra il 24 e 25 agosto del 79 d.C. villaggi e città vennero distrutti e migliaia di persone persero la vita per l'improvvisa eruzione del Vesuvio. Le rovine di Pompei ed Ercolano, sepolte e conservate dai prodotti di quell'eruzione, ci mostrano una istantanea della vita di duemila anni fa ma ci portano anche ad immaginare quale ansia e quale terrore abbiano provato le persone in quel momento. Ancora oggi le eruzioni vulcaniche provocano morte e distruzione in tutto il pianeta ma, rispetto agli inizi del primo millennio tanto è stato fatto per capire il meccanismo che regola questi eventi catastrofici.

L'obiettivo dei geofisici è quello di prevedere eventuali eruzioni vulcaniche attraverso lo studio di segnali premonitori, se ce ne sono.

A questo scopo negli anni tra il 2004 e il 2006 è stata installata una rete di dilatometri nei Campi Flegrei, sul Vesuvio e sull'isola di Stromboli, mentre nel periodo 2008-2009 nei Campi Flegrei è stata installata una rete di inclinometri a base lunga.

L'obiettivo di questa tesi è lo studio delle deformazioni lente del suolo come effetto dell'intrusione di magma all'interno della camera magmatica dei Campi Flegrei ed una analisi statistica degli sciami di esplosioni che si verificano sull'isola di Stromboli.

Nel prosieguo del lavoro è stata data una descrizione dei dilatometri da pozzo di tipo Sacks-Evertson e degli inclinometri a base lunga.

L'utilizzo di questi strumenti segue il modello del campo delle deformazioni nel range delle basse frequenze monitorando il tensore delle deformazioni nelle sue componenti non diagonali, per le inclinazioni pure (inclinometri) e le sue componenti diagonali, per le deformazioni (dilatometri).

È stato dato un largo spazio ai fenomeni che regolano le deformazioni della crosta terrestre facendo un'ampia digressione sulla teoria dell'elasticità e sulla teoria che regola le maree. È stata fatta, inoltre, una analisi statistica degli sciami di esplosioni del vulcano Stromboli in tre periodi distinti usando i dati registrati da sismometri di tipo Lennartz e Guralp. Successivamente è stato fatto un confronto tra questi dati sismici con i dati dilatometrici registrati da un dilatometro, anch'esso di tipo Sacks-Evertson, installato sull'isola di Stromboli.

Indice

1	Introduzione	3
2	Strumenti di misura	7
2.1	Estensimetri	7
2.1.1	Estensimetro ad asta	7
2.1.2	Estensimetro a filo	8
2.1.3	Estensimetro laser	9
2.1.4	Dilatometro idraulico da pozzo	12
2.2	Inclinometri o tiltmetri	16
2.2.1	Tiltmetri a base lunga	17
2.2.2	Precauzioni e limitazioni	19
2.2.3	Varie installazioni di tiltmetri a base lunga	20
3	Deformazioni della crosta terrestre: Teoria	23
3.1	Meccanica del continuo:Teoria dell' elasticità	23
3.1.1	Il tensore degli sforzi	24
3.1.2	Tensore delle deformazioni	27
3.1.3	Relazioni tra sforzo e deformazioni	31
3.2	Definizione e misura di inclinazione	33
3.2.1	Unità di misura	36
3.3	Maree	36
3.3.1	Forza mareale	37
3.3.2	Potenziale mareale	40
3.3.3	Analisi armonica del potenziale mareale	44
3.3.4	Termine tesserale	49
3.3.5	Gli altri termini del potenziale mareale	52
4	Dilatometri e tiltmetri	55
4.1	Descrizione geologica dei Campi Flegrei e Isola di Stromboli	55
4.1.1	I Campi Flegrei	56
4.1.2	Stromboli	61

4.2	Istallazione dei dilatometri	62
4.3	Dilatometro Sacks-Evertson	66
4.4	Tiltmetri	79
4.4.1	Rete inclinometri nei Campi Flegrei	86
5	Campi Flegrei	89
5.1	Analisi dei dati dilatometrici	90
5.1.1	Mini-sollevamento nella caldera dei Campi Flegrei del 2004-2006	93
5.2	Analisi dei dati dei tiltmetri	94
5.2.1	Integrità dei dati-calibrazione degli strumenti	94
5.2.2	Coerenza del livello del mare vicino Pozzuoli nel nord del golfo di Napoli	96
5.2.3	Matlab	98
5.2.4	T_Tide	100
5.2.5	Analisi wavelet	102
5.3	Analisi dati	110
5.4	Conclusioni	115
6	Stromboli	117
6.1	Analisi dei dati	117
6.1.1	Dataset	117
6.1.2	Processi esplosivi	120
6.1.3	Analisi delle forme d' onda	126
6.1.4	Analisi di polarizzazione	131
6.1.5	Analisi dei dati dilatometrici	135
6.1.6	Discussioni e conclusioni	137
7	Conclusioni	143
A	Polarizzazione	147
	Bibliografia	148

Capitolo 1

Introduzione

” Si erano già avuti per molti giorni dei leggeri terremoti, ma non avevano prodotto molto spavento, essendo un fenomeno ordinario in Campania; quella notte invece le scosse assunsero una tale veemenza che tutto sembrava non muoversi ma capovolgersi. [...] Gli edifici attorno a me erano squassati e benché fossimo in luogo aperto, angusto però, il timore di un crollo era grande e imminente. [...] Usciti dall’ abitato ci fermiamo. Assistiamo qui a molti fenomeni strani e paurosi, giacché i veicoli, che avevamo fatto predisporre, benché il terreno fosse piano, rinculavano e neppure con il sostegno di pietre restavano al loro posto. Pareva, inoltre, che il mare si ripiegasse su se stesso, quasi respinto dal tremar della terra. La spiaggia si era allargata e molti animali marini giacevano sulle sabbie rimaste in secco. Dal lato opposto, una nube nera e terribile, squarciata da guizzi serpeggianti di fuoco, si apriva in vasti bagliori d’ incendio: erano assai simili a folgori ma assai più estesi”.

Con queste parole Plinio il Giovane descrive a Tacito, in una sua celebre lettera, cosa accadde a Miseno nella notte tra il 24 ed il 25 agosto del 79 d. C.: una catastrofica eruzione distrusse villaggi e città e centinaia di persone persero la vita. Sfortunatamente, dopo circa due millenni, ancora non si è in grado di effettuare previsioni sull’ eventuale eruzione di un vulcano. In aree densamente popolate, poi, come la zona vesuviana, una sistematica opera di predizione comporterebbe benefici non solo in termini di vite umane salvate, ma anche sotto il punto di vista meramente economico.

I terremoti e le eruzioni vulcaniche, se da un lato sono associati a catastrofi e a fenomeni distruttivi, come ci ha descritto Plinio il Giovane, dall’ altro, da un punto di vista geofisico e geologico, rappresentano l’ unico segnale che la Terra offre agli scienziati per capire le complesse dinamiche che regolano i cambiamenti sul nostro pianeta.

La struttura interna della Terra può essere conosciuta attraverso una analisi inversa partendo da questi fenomeni seguendo strategie sviluppate

dai geofisici. Per questo studio sono stati ideati diversi strumenti ognuno dei quali registra un diverso tipo di segnale.

Le onde sismiche sono costantemente monitorate ed analizzate da decenni a questa parte, ed hanno permesso agli scienziati di capire come sia strutturato l'interno della Terra. Tutti gli studi teorici effettuati sui dati registrati dalle reti sismiche di tutto il mondo ci hanno dato una precisa idea su come sia strutturato l'interno della Terra, su come viaggiano le onde sismiche in profondità e nelle superfici di separazione tra due diversi strati e sulla qualità ed entità dei danni che esse provocano sugli artefatti umani. Le onde sismiche trasportano energia ad alta frequenza che può essere monitorata attraverso l'utilizzo di diversi sismometri a larga banda.

Lo spettro delle energie emesse dalla Terra ha un'ampia serie di valori, diversi tra di loro, che vanno dalle alte frequenze delle onde di volume fino alle basse frequenze delle dilatazioni secolari come mostrato in tabella 1.1. In questo contesto la sismologia e la geodesia rappresentano questi due estremi per i geofisici. La sismologia infatti è quella branca della geofisica che studia i fenomeni associati alle emissioni di alte frequenze quali i terremoti e le eruzioni vulcaniche. La geodesia invece è la branca che studia le emissioni di energia a bassa frequenza, quali le maree, le zone di subduzione, deformazioni asismiche, variazione di pressione nelle camere magmatiche ad altro ancora.

Gamma di frequenza(Hz)	Manifestazione
$10^{-8} \div 10^{-7}$	Deformazione secolare
$10^{-6} \div 10^{-4}$	Maree
$10^{-5} \div 10^{-1}$	Afterslip-Rotture lente
$10^{-3} \div 10^{-2}$	Dinamiche di rottura di faglia
$10^{-3} \div 10^3$	Propagazione di onde di volume

Tabella 1.1: Gamma di frequenze associate a vari fenomeni geofisici

Bassa frequenza non significa bassa energia, di solito le basse frequenze trasportano più energia di quanta ne possa trasportare il terremoto più distruttivo, solo che è mediata in un intervallo di tempo molto più lungo.

I fenomeni geodetici sono collegati con le deformazioni che si verificano all'interno della Terra; il monitoraggio di questi eventi è usato per verificare la risposta della Terra stessa alle interazioni gravitazionali con gli altri corpi celesti, ovvero, il sistema di interazione lunisolare che genera le maree, la teoria della tettonica a placche e per la predizione di possibili eruzioni vul-

caniche attraverso lo studio delle variazioni in sforzi e deformazioni che si verificano nelle caldere vulcaniche.

Questo lavoro di tesi di dottorato riguarda lo sviluppo di una rete di strumenti che sono stati usati per la raccolta e l'analisi di dati deformativi riguardanti i Campi Flegrei. Saranno inoltre analizzati dati sismici e dilatometrici riguardanti il vulcano Stromboli.

Questa rete di strumenti è stata sviluppata dall'Università di Salerno (UniSa) con la collaborazione scientifica del Carnegie Institution of Washington, Washington D.C. e dell'University of Colorado, Denver (USA) ed è formata da dilatometri e tiltmetri associati a sismometri a larga banda e trasduttori di pressione barometrica.

L'installazione di questa rete si è svolta nel periodo 2004-2005 con l'installazione di sei dilatometri nella zona dei Campi Flegrei e sul Vesuvio, ognuno dei quali è integrato con un accelerometro a tre componenti a larga banda. Ogni stazione dista alcuni Km dall'altra ed il luogo dell'installazione è stato scelto in modo da essere ad una distanza critica dalle camere magmatiche sia della caldera dei Campi Flegrei e sia del Vesuvio.

Nel 2006 sono stati installati due dilatometri sull'isola di Stromboli, mentre nel periodo 2008-2009 nella caldera dei Campi Flegrei sono stati installati due inclinometri a base lunga.

Tutta questa rete serve per monitorare le componenti del tensore delle deformazioni.

Capitolo 2

Strumenti di misura

2.1 Estensimetri

Sforzi e deformazioni hanno una notevole importanza in più di una attività umana, in particolar modo nel campo ingegneristico. Uno degli strumenti usati per la misura di sforzi e deformazioni è l'estensimetro in cui, nel caso più classico dell'estensimetro elettrico a resistenza inventato da Edward E. Simmons e Arthur C. Ruge nel 1938, una griglia di sottilissimo filo metallico segue le deformazioni della superficie da monitorare. Nel campo geofisico, invece, strumenti simili non sono utilizzabili per la misura di deformazioni del suolo vista la loro poca sensibilità .

I geofisici hanno quindi provveduto alla creazione di strumenti più idonei allo scopo. Sfruttando il concetto che è alla base degli estensimetri ovvero lo spostamento tra due punti separati, si sono costruiti tre classi di estensimetri:

- estensimetri ad asta,
- estensimetri a filo,
- estensimetri ottici.

Una ulteriore classe di estensimetri utilizza l'amplificazione idraulica; il miglior rappresentante di quest'ultima classe di estensimetri è il dilatometro del tipo Sacks-Evertson, che rappresenta lo strumento usato nello svolgimento della mia tesi.

2.1.1 Estensimetro ad asta

Il primo tra gli estensimetri ad asta è quello creato da Benioff nel 1932 e consiste di un tubo di acciaio di 20m di cui una estremità è fissata ad un

pilastro mentre l'altra è collegata ad un trasduttore a riluttanza variabile che guida un galvanometro per la registrazione. Questo strumento ha il merito della estrema semplicità. Per le alte frequenze l'asta può essere trattata come corpo rigido e la sua risposta in frequenza è piatta. Esso è stato utilizzato più frequentemente come trasduttore di velocità che lo ha reso utile nella registrazione sismica in quanto riduce il rumore dovuto alle fluttuazioni di temperatura e alle maree.

Dal momento che lo spostamento rilevato dai dilatometri ad asta è estremamente piccolo, una loro calibrazione accurata è molto difficile. Benioff procedette applicando una forza all'estremità libera dello strumento convertendola in spostamento conoscendo l'elasticità dello strumento stesso.

2.1.2 Estensimetro a filo

Vista la loro grandezza ingombrante, gli estensimetri ad asta non sono mai stati facilmente trasportabili, per permettere, quindi lo spostamento dello strumento da un posto ad un altro, l'alternativa più conveniente è rappresentata da dilatometri a filo flessibile. Il primo modello di estensimetro a filo è costituito da un filo in INVAR posto tra due punti a formare una catenaria poco profonda, ogni cambiamento di distanza tra le estremità provocano un innalzamento o abbassamento del fondo della catenaria, questo cambiamento viene registrato da una leva ottica.

La progettazione di tale strumento è regolata dalla teoria di una linea flessibile sospesa in catenaria. La relazione tra la lunghezza di base l , lunghezza del filo w e la profondità della catenaria y è [Bomdford, 1962]:

$$w = L_C \sinh\left(\frac{l}{L_C}\right) \quad (2.1)$$

$$y = \frac{1}{2} L_C \left[\cosh\left(\frac{l}{L_C}\right) - 1 \right] \quad (2.2)$$

in cui L_C è $\frac{2F_0}{\rho g A_w}$, dove ρ è la densità del filo, A_w è la sezione, F_0 è la tensione nel punto più basso della catenaria, che per una catenaria poco profonda è molto vicina alla tensione agli estremi. Questa tensione allungherà il filo elasticamente fino ad una estensione e_w per cui esprimendo F_0 in termini di e_w otteniamo:

$$L_C = 2e_w \frac{E}{\rho g} \equiv e_w L_w \quad (2.3)$$

dove E è il modulo di Young relativo al materiale di cui è composto il filo, mentre $L_w = \frac{2E}{\rho g}$.

Dal momento che la lunghezza della catenaria è flessibile, gli estensimetri a filo hanno molte risonanze spurie a frequenze relativamente basse [Bhilar and King, 1971]. Una di queste risonanze è rappresentata dalle oscillazioni longitudinali del filo in un sistema in tensione. La tensione è normalmente applicata con un peso attraverso una leva; nel caso di oscillazioni longitudinali il peso agisce come una massa e il filo come una molla. La frequenza di oscillazione f_l dipende dal momento di inerzia del sistema di tensionamento (I_p), da una delle estremità del filo (r_a) e dalla costante elastica del filo stesso che si comporta come se avesse il modulo di Young $\frac{E}{W}$. Il risultato è:

$$f_l = \frac{r_a}{2\pi} \left(\frac{A_w E}{I_p W} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2.4)$$

Il filo può, altresì, oscillare trasversalmente per mezzo della forza di richiamo che è combinazione della forza di tensione del filo stesso e della forza di gravità. Per questo modo si ha una frequenza pari a:

$$f_t = \frac{1}{l} \left(\frac{gL_w e_w}{8} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2.5)$$

E' relativamente semplice portare queste frequenze a qualche hertz ma è più difficile portarle a frequenze più alte il che rende il estensimetro a filo un pessimo sismometro.

2.1.3 Estensimetro laser

A differenza di qualsiasi altro oggetto, la lunghezza d'onda della luce è un invariante standard e questo rende l'interferometria molto attraente per la misura delle deformazioni. Lo sviluppo del laser ha reso possibile la costruzione di estensimetri usando interferometri a braccia disuguali. Anche se molti gruppi di ricerca hanno costruito estensimetri laser, soltanto pochi di essi hanno prodotto risultati soddisfacenti. Tra questi sono da menzionare i dilatometri prodotti dall'Università della California, San

Diego (UCSD) [Berger and Lovberg, 1970], quello creato da Cambridge University [Goultly et al., 1974] e un estensimetro del U.S. National Bureau Of Standards (NBS) [Levine and Hall 1972]. Tutti gli estensimetri laser sono l'evoluzione di quelli menzionati prima.

L'estensimetro (USCD) usa il disegno più semplice: un interferometro Michelson a braccia disuguali, nel quale un cambiamento di lunghezza nel braccio più lungo genera uno spostamento delle frange nel ricevitore. Usando parti ottiche adatte può essere rilevata una variazione di $\frac{\lambda}{4}$ per una differenza nel percorso di λ : dal momento che la lunghezza del percorso è il doppio della lunghezza base dello strumento l questo corrisponde ad una dilatazione di $\frac{\lambda}{8l}$. Come abbiamo detto l'ottica dello strumento è molto semplice, di contro l deve essere abbastanza grande per poter permettere una adeguata risoluzione. Nel caso del estensimetro UCSD l è di 731m il che ci permette un conteggio minimo di $0.108 n\epsilon$. L'ordine di grandezza dello strumento fa sì che debba necessariamente essere posizionato sulla superficie del suolo, il che rende la scelta dei siti di installazione più ampia e più semplice rispetto alla localizzazione di miniere o tunnels.

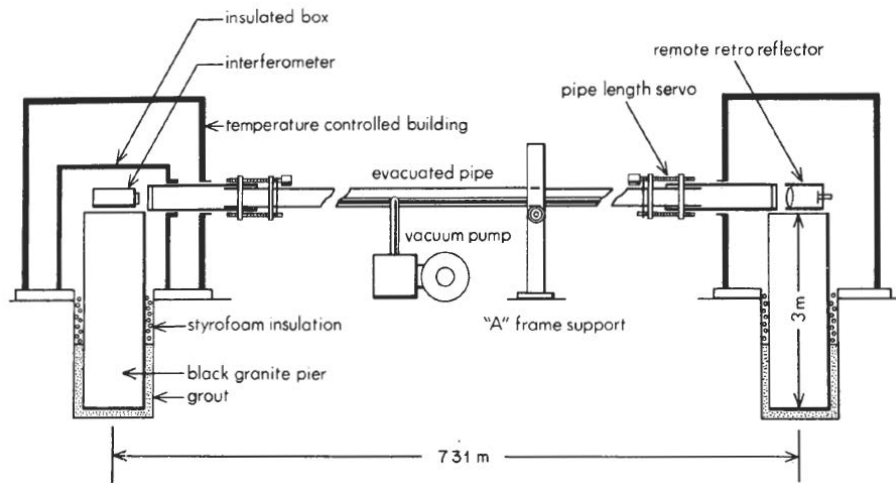


Figura 2.1: Struttura meccanica di un interferometro laser UCSD. Le due estremità sono degli alti piloni di pietra fissati nel terreno. Questi e le parti ottiche si trovano all'interno di un ambiente a temperatura controllata attraverso un sistema di condizionamento. Il percorso da misurare passa attraverso un tubo sotto vuoto tranne che per le estremità; giunti telescopici mantengono la lunghezza del percorso in aria costante.

D'altro canto le superfici di installazione possono complicare il disegno dello strumento. Quasi tutto il percorso ottico cammina attraverso un tubo sotto vuoto ad una pressione di 1 Pa in modo che lo strumento sia insensi-

bile alle variazioni di pressione e temperatura. Per rendere più semplice la calibrazione dello strumento l'interferometro ottico e lo specchio sono situati fuori dal vuoto. Perciò ogni spostamento delle estremità del tubo sotto vuoto modifica la porzione di cammino del laser attraverso l'aria ed il vuoto stesso e quindi il cammino della luce stessa, 1mm di spostamento del tubo provoca uno strain apparente di $0.4 n\epsilon$. Cambi di temperatura causano l'allungamento e la contrazione del tubo, che è di alluminio, fino a 0.6 m. Per eliminare questo problema, il tubo sotto vuoto è ancorato nel centro e alle sue estremità sono posti dei giunti telescopici. I giunti telescopici servono a mantenere le estremità del tubo sotto vuoto ad una distanza costante dagli elementi ottici dello strumento. Un prisma a metà del tubo consente l'interruzione del cammino ottico in modo da poter permettere al tubo di non essere costituito da una singola sezione. Gli elementi ottici sono disposti in scatole isolate poste in strutture climatizzate. Nei primi estensimetri costruiti le estremità erano costituite da colonne di 4m e più poste all'interno della roccia, successivamente, visto che provocavano deformazioni spurie, le estremità sono state legate al terreno attraverso delle corte colonne poste giusto al di sotto della superficie.

Il sistema ottico ha avuto un certo numero di miglioramenti, uno dei quali è stato quello di isolare la luce del laser dalla luce di ritorno attraverso un divisore di raggio. Questo è necessario per permettere al laser di vedere i modi della cavità ottica formata dal braccio lungo dell'interferometro e causa la lunghezza dello strumento, il raggio laser deve essere espanso prima di essere inviato nel tubo sotto vuoto per ridurre effetti diffrattivi.

L'interferometro è illuminato da un laser a frequenza singola la cui lunghezza d'onda è stabilizzata bloccandola in una cavità di riferimento: questa è formata da due specchi separati da uno spaziatore di quarzo di 30 cm e posti in un ambiente strettamente controllato. Gli specchi formano un interferometro Fabry-Perot [Born and Wolf, 1980] nel quale vi è una multipla interferenza della luce che rimbalza tra le due estremità. Se gli specchi fanno in modo che la luce venga spedita verso una estremità, allora il rapporto tra l'intensità del raggio di uscita e quella del raggio di ingresso è:

$$\frac{I_T}{I_I} = \left[1 + \frac{4F_n^2}{\pi^2} \sin^2 \left(\frac{4\pi A_c}{\lambda} \right) \right]^{-1} \quad (2.6)$$

dove λ è la lunghezza d'onda della luce, A_c è la lunghezza del raggio tra le due estremità e F_n è la finezza del sistema che dipende dalla riflettività e l'allineamento degli specchi. Per specchi altamente riflettenti il sistema è trasparente per $A_c = \frac{n\lambda}{2}$ con N intero e bassamente trasmittente per altri

valori di λ ; per grandi F_n la trasmittanza cade rapidamente come λ si sposta lontano da uno dei valori di risonanza. In merito allo strumento descritto qui il valore di A_c è fisso e il laser inviato è misurato da un ricevitore ottico. Dal momento che F_n è circa 100, piccole variazioni di λ provocano grandi variazioni nell'intensità ricevuta.

2.1.4 Dilatometro idraulico da pozzo

Nel suo primo articolo sui dilatometri *Benioff*[1935] suggerì che le deformazioni del suolo potessero essere misurate attraverso un grande contenitore di liquido con una piccola apertura.

Le deformazioni nel suolo cambiano il volume del contenitore facendo variare il livello del liquido al suo interno; per una apertura sufficientemente piccola questo livello può essere misurato. Questa idea di *Benioff* ha avuto una verifica solo trenta anni più tardi quando è stata ripresa da *Sacks* ed *Evertson*. Il loro modello di dilatometro ha avuto un largo uso soprattutto in Giappone [*Suyehiro*, 1982], mentre una sua completa descrizione si trova scritta nella tesi di *Evertson*[1977].

Il principio base è lo stesso suggerito da *Benioff*, dove il volume sensibile, vedi figura 2.2, è cilindrico in modo da essere posto in un pozzo. L'involucro esterno è suddiviso in due parti: il volume effettivo di rilevamento, completamente riempita di liquido incompressibile, in particolare un tipo di olio, ed un volume più piccolo di supporto, parzialmente riempito con gas inerte. Cambiamenti nella dimensione del volume del liquido di rilevamento forzano il liquido stesso dentro e fuori il volume di supporto, che offre scarsa resistenza a causa della elevata compressibilità del gas. Queste due sezioni sono suddivise da una doppia valvola di sicurezza che rappresenta il componente fondamentale dello strumento, dal momento che permette anche grandi escursioni sulla pressione che lo strumento stesso può sopportare.

Il maggiore o minore quantitativo di fluido nella camera superiore è legato al suo flusso attraverso la prima delle due valvole: è questo flusso che viene misurato per poter stabilire la pressione esercitata sullo strumento. Quando le variazioni di volume sono così repentine da spingere il soffiato della valvola oltre i suoi limiti mettono in azione la valvola di compensazione della pressione tra i due volumi e richiude la valvola primaria. Il tubo di collegamento tra la sezione inferiore e il soffiato attenua i moti ad alta frequenza in modo da proteggere il soffiato stesso da rapidi e grandi cambiamenti di pressione quali quelli che si verificano in occasione di un terremoto.

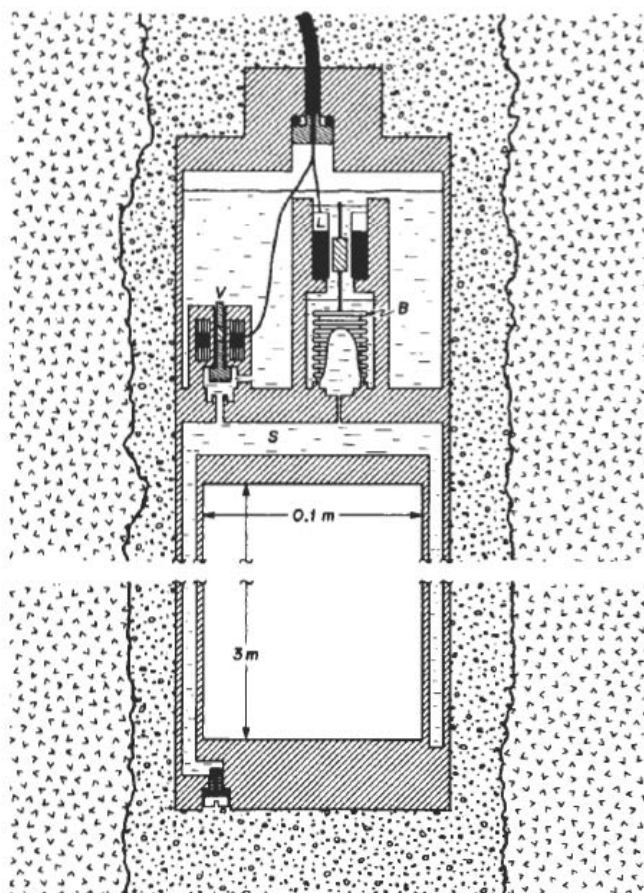


Figura 2.2: Immagine semplificativa della sezione di un dilatometro Sacks-Evertson cementato in un pozzo. Il volume sensibile S è in gran parte riempito da un altro volume cavo e ha nella parte inferiore una piccola apertura per il riempimento. Le uniche aperture tra i volumi sono la valvola V mostrata aperta ed il soffietto capillare B. Un trasduttore DC-LVDT al di sopra del soffietto ne misura il moto.

La risposta del sistema idraulico non dipende soltanto dalla dimensione relativa dei volumi, ma anche dalla compressibilità del volume di rilevamento e dalla rigidità del soffietto. Se il soffietto è molto più piccolo rispetto al liquido di rilevamento possiamo supporre che il liquido all'interno del soffietto stesso sia incompressibile. Il volume di rilevamento è:

$$v_s = v_s^0(1 + D) \quad (2.7)$$

dove D è la dilatazione dello strumento. Il volume del soffietto è:

$$v_b = v_b^0 + A_b q \quad (2.8)$$

dove A_b è l' area effettiva del soffierto e q è lo spostamento della sua estremità; questa approssimazione lineare è valida per soffierti molto ben costruiti [Scaife et al., 1977]. Per la conservazione della massa abbiamo:

$$\left(\frac{p}{1 + \frac{p_s}{k_s}} \right) v_s^0 (1 + D) + \rho(v_b^0 + A_b q) = \rho(v_s^0 + v_b^0) \quad (2.9)$$

dove ρ è la densità del liquido, k_s il suo modulo di comprimibilità e p_s la pressione nel volume di rilevamento che è data da:

$$p_s = \frac{k_b q}{A_b} + \frac{128\eta L_t A_b}{\pi b_t^4} \dot{q} \quad (2.10)$$

dove il primo termine deriva dalla pressione prodotta dal soffierto, che ha una costante elastica k_b e il secondo termine deriva dalla caduta di pressione lungo il tubo di collegamento assumendo un flusso laminare. L_t è la lunghezza del tubo, b_t il suo diametro e η la viscosità dinamica del fluido. Usando l' approssimazione $p_s \ll k_s$ le due equazioni sopra scritte possono essere combinate tra di loro così come segue:

$$q \left(1 + \frac{k_b v_s^0}{A_b^2 k_s} \right) + \dot{q} \left(\frac{128\eta L_t v_s^0}{\pi b_t^4 k_s} \right) = -\frac{v_s^0}{A_b} D. \quad (2.11)$$

A lungo periodo l' effetto della comprimibilità del liquido e quello di ridurre la risposta ideale dello strumento $-\frac{v_s^0}{A_b}$ di un fattore

$$K_H = \left(1 + \frac{k_b v_s^0}{A_b^2 k_s} \right)^{-1}. \quad (2.12)$$

Ad alte frequenze il tubo di collegamento attenua la risposta agendo come un filtro passa-basso con una frequenza di taglio di

$$f_c = \frac{b_t^4 k_s}{256 K_H \eta L_t v_s^0}. \quad (2.13)$$

Negli strumenti siti in Giappone v_s^0 vale $0.033 m^3$ e $A_b 2cm^2$, dando una risposta ideale di $q = 170D$, così che gli spostamenti misurati avevano lo stesso ordine di grandezza di quelli rilevati da un estensimetro di 170m. Tuttavia il liquido utilizzato (olio siliconato) è relativamente compressibile ($k_s = 9 \times 10^8 Pa$), e il soffietto relativamente rigido ($k_b = 970Nm^{-1}$, l' 85 % del quale è dovuto alla rigidità del trasduttore pizelettrico), così che K_H è 0.51, riducendo l' effettiva lunghezza a 85m. Dal momento che il liquido ha una viscosità relativamente alta ($0.019Nsm^{-2}$), non è stato difficile rendere b_t abbastanza piccolo per una frequenza f_c dell' ordine di 1Hz.

Nei primi strumenti [Sacks et al. 1971] un sensore induttivo misura il moto del soffietto a lungo termine,; in versioni più recenti, un LVDT (Linear Variable Displacement Transducer) è usato per questo scopo eliminando il trasduttore pizelettrico. Un ulteriore cambiamento è stato fatto per ridurre il volume del liquido di rilevamento inserendo un solido all' interno, tipicamente un tubo cavo sigillato. Questo cambiamento modifica il modulo di comprimibilità k_s da quello del liquido k_L a $\frac{k_L}{[\chi_L + (1 - \chi_L) \frac{k_L}{k_l}]}$ dove k_l è il modulo di comprimibilità del tubo cavo e χ_L è la frazione residua di v_s^0 occupata dal liquido. Strumenti recentemente installati in California hanno avuto $v_s^0 = 0.028m^3$, $A_b = 0.43cm^2$ e $k_b = 230Nm^{-1}$; e dato la maggiore rigidità del liquido la lunghezza effettiva relativamente ad un estensimetro risulta essere 325m. Le dimensioni del tubo di collegamento sono state aumentate in modo da raggiungere una frequenza f_c dell' ordine di 10Hz.

La risposta dello strumento non dipende soltanto dalla relazione tra q e Δ ma anche da quella tra la deformazione dello strumento e la deformazione delle rocce circostanti. Qualora lo strumento fosse perfettamente flessibile le equazioni per un pozzo vuoto mostrerebbero che

$$D = \left(\frac{2 - \nu}{1 - \nu} \right) \Delta \quad (2.14)$$

dove Δ è la dilatazione volumetrica in assenza di un pozzo e ν è il modulo di Poisson per il materiale. Una soluzione approssimativa [Evertson, 1977] al problema di un tubo elastico cementato in un pozzo mostra che la dilatazione verticale non viene alterata e per il tubo usato nel dilatometro Sacks-Evertson, la dilatazione areale è il 90% di quella che si avrebbe in un pozzo vuoto. L' equazione precedente rimane quindi valida.

Il successo del dilatometro Sacks-Evertson è riconducibile alla particolare attenzione ai dettagli. Per esempio, visto che la presenza di bolle di gas all' interno del liquido di rilevamento potrebbe far diminuire notevolmente k_s e diminuire la qualità della risposta, allora il liquido di rilevamento è posto

all' interno del volume che viene poi sigillato tutto in un ambiente sotto vuoto. Inoltre l' olio siliconato viene distillato all' interno del tubo stesso per eliminare eventuali componenti volatili. La sua installazione deve essere fatta con particolare attenzione. Sacks ha messo del cemento espansivo a bassa viscosità e a presa lenta nel pozzo, successivamente lo strumento viene calato dentro questo materiale che lo avvolge formando uno stretto legame pre-compresso.

Il dilatometro Sakcs-Evertson se da un canto ha dalla sua una idea di costruzione di particolare semplicità, ha di contro il fatto che non può fornire informazioni sulla direzione della dilatazione. Per ovviare a ciò l' estensimetro ad asta può essere una soluzione; un' altra potrebbe essere uno strumento idraulico a tre componenti ideato da Sakata et al. [1982]. In questo strumento il volume è quasi totalmente riempito dal solido cavo cilindrico sigillato, lasciando un sottile anello riempito di liquido di rilevamento. Questo anello viene suddiviso in tre settori in ognuno dei quali la variazione di volume viene misurata separatamente da un soffiometro e da un sensore di spostamento. Il tensore degli sforzi viene quindi costruito per mezzo di questi valori.

2.2 Inclinatori o tiltmetri

Gli inclinometri o tiltmetri sono degli strumenti usati per misurare l' inclinazione di una superficie libera, nel nostro caso la superficie della Terra ottenendo così una misura diretta delle componenti di inclinazione del tensore delle deformazioni. I migliori tiltmetri a base lunga permettono ai geofisici di ottenere una risoluzione angolare al di sopra di 10^{-9} rad in un periodo di tempo dell' ordine del giorno, e una deriva annuale che fornisce una stabilità dell' ordine di $10^{-6} \frac{\text{rad}}{\text{anno}}$, il che significa che l' errore massimo sulle misure è di circa 10^{-6} rad.

Così come detto per i dilatometri, anche per i tiltmetri esistono vari modelli. Gli inclinometri a base corta sono usati principalmente nel contesto sismologico, dal momento che sono facili da distribuire sul campo e sono molto maneggevoli ma non sono molto sensibili alle disomogeneità e alle anisotropie locali e hanno, in condizioni ideali, una bassa risoluzione, dell' ordine di 10^{-8} rad.

D' altro canto, per i tiltmetri a base lunga, se da una parte forniscono una elevata risoluzione, dall' altra hanno una notevole difficoltà nella loro distribuzione sul campo, necessitano di un sito piano stabile e di condizioni di temperatura stazionarie. D' ora in poi prenderò in considerazione gli inclinometri a base lunga.

2.2.1 Tiltmetri a base lunga

Il primo di questi strumenti è stato costruito da Michelson nel 1914. Il loro funzionamento è basato sul principio dei vasi comunicanti e sulla legge di Stevino relativamente alla pressione idrostatica. La loro struttura è la seguente: due vasi sono collegati tra di loro attraverso un tubo lungo circa 15m riempito per metà da un fluido. Essi sono disposti 2m sotto la superficie terrestre e strettamente legati ad essa, le variazioni in altezza nei vasi vengono misurate con l'uso di un microscopio. Le differenze in altezza delle superficie libera del fluido in relazione al bordo dei vasi posti alle estremità del tubo, sono strettamente correlate con le inclinazioni del suolo (rotazioni solide della superficie libera terrestre), che vengono quindi misurate.

Questi strumenti possono essere installati sia in gallerie profonde, sia sulla superficie terrestre. Le installazioni in gallerie profonde, a più di 100m di profondità, vengono usate principalmente per lo studio delle maree terrestri o del carico oceanico. In questo caso le rocce circostanti schermano le onde termiche, si possono ottenere variazioni termiche inferiori a $0.01^\circ \frac{C}{anno}$, permettendo una risoluzione superiore a 10^{-9} rad e una stabilità superiore a $10^{-6} \frac{rad}{anno}$. Grazie a queste particolarità, questo tipo di strumenti è in grado di misurare le oscillazioni libere della Terra generate da eventi sismici di grande magnitudo.

I tiltmetri installati appena sotto la superficie della Terra o su di essa, hanno generalmente una risoluzione più bassa, dovuta alle deformazioni dei fluidi usati per la costruzione a causa degli effetti termici [Beaven & Bilham, 1977]: variazioni di temperatura dell'ordine di $0.2^\circ C$ in un tubo di 4m riempito a metà dal fluido e con una pendenza del 2%, può generare errori statistici superiori a $0.1\mu rad$, errori statistici che non si verificano per tubi orizzontali.

Diversi tipi di tiltmetri possono essere installati in relazione al tipo di trasduttore scelto per misurare le variazioni di altezza della superficie del fluido: interferometri ottici o laser, sonde magnetiche, dispositivi galleggianti e misuratori di pressione. In relazione al tipo di trasduttore usato e alla geometria del sistema tubo-vasi, si possono avere tre tipi di tiltmetri: uno costituito da un tubo pienamente riempito con dispositivi galleggianti posti esternamente, uno con un tubo riempito a metà con dispositivi galleggianti disposti esternamente e uno con un tubo interamente riempito con un misuratore di pressione posto al centro [Agnew, 1986], in figura 2.3 vengono mostrati e comparati i tre diversi tipi di tiltmetri appena descritti.

I tre tiltmetri sono insensibili a variazioni uniformi di temperatura, i primi due dovuto al fatto che consideriamo le variazioni del livello del liquido alle estremità, il terzo grazie al sensore differenziale di pressione posto al centro che controlla le variazioni di pressione barometrica, disturbi uniformi non

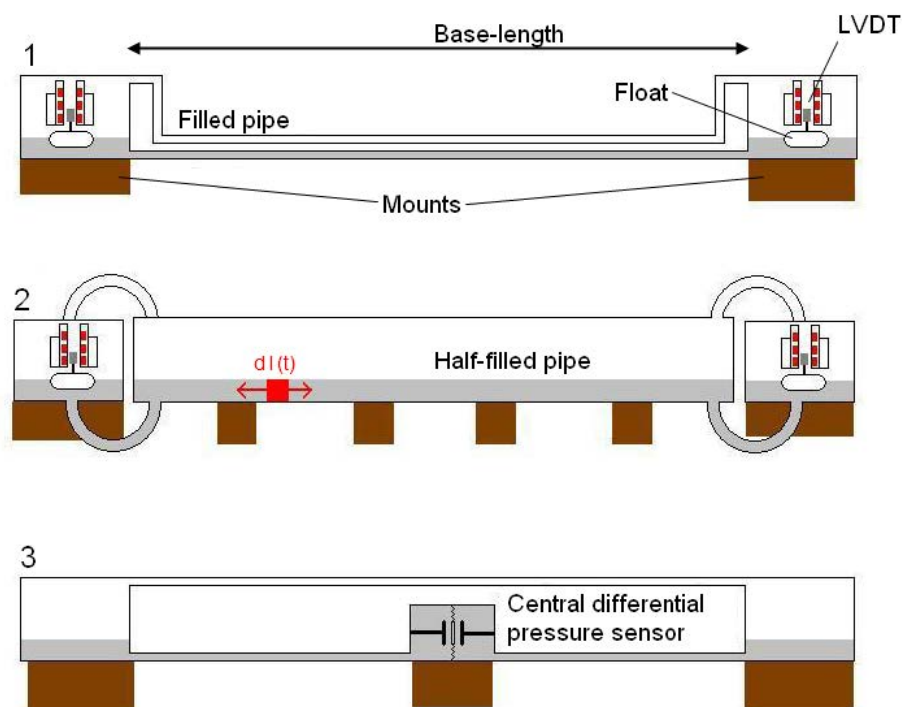


Figura 2.3: Illustrazione di tre diversi tipi di inclinometri.

pongono quindi nessun tipo di problema. Il discorso vale anche per problemi dovuti a micro perdite, soprattutto i primi due, d'altro canto il secondo è sensibile a problemi di evaporazione vista la grande superficie libera di liquido.

Come si è visto gli strumenti sono insensibili a perturbazioni uniformi di temperatura. In altre parole, se si verifica una variazione termica locale sul tubo, supposto che esso sia posto in un sito perfettamente orizzontale, soltanto il terzo tipo di tiltmetro, quello con il sensore di pressione centrale, si comporterà erroneamente e ci darà misurazioni non corrette. Infatti una dilatazione che si verifica nella parte destra dello strumento produrrà un incremento o un decremento nella superficie libera del liquido nel vaso posto alla destra dello strumento stesso, causando una variazione di pressione nella parte destra del misuratore centrale di pressione e tutto questo non sarà riequilibrato dal fluido contenuto nella parte sinistra del tubo.

Detto ciò facendo un riepilogo possiamo dire che: per quanto riguarda lo strumento del primo tipo, se esso non viene installato correttamente, ovvero con il tubo non perfettamente orizzontale, avremo in uscita, in occasione di variazioni di temperatura, dei dati non corretti dal momento che la dilatazione del fluido sommata all'inclinazione del tubo genera un gradiente

di pressione all' interno del tubo stesso; per quanto riguarda lo strumento del secondo tipo esso non ha gli inconvenienti descritti prima in quanto la dilatazione del liquido causata da cambi di temperatura si distribuisce uniformemente lungo tutto il tubo e ai vasi posti alle estremità. Ma esso richiede le stesse attenzioni poste nel caso del primo tiltmetro ovvero che il tubo sia perfettamente orizzontale. Come visto allora, qualsiasi sia il modello di strumento usato, è essenziale che esso sia posizionato in modo che il tubo sia perfettamente orizzontale il che rende molto difficoltosa l'istallazione nei siti nei quali la topografia è complessa, l'individuazione di luoghi idonei è quindi difficile. I primi due strumenti sono insensibili alle deformazioni del tubo, il che non vale per il terzo.

Per questo lavoro è stato usato un tiltmetro nel quale, nei vasi posti alle estremità del tubo i dispositivi galleggianti sono accoppiati con un trasduttore di spostamento (LVDT) usato per misurare variazioni differenziali in altezza della superficie libera del liquido in modo da ottenere le variazioni di inclinazioni misurate dallo strumento. Ovvero abbiamo uno strumento simile a quello di tipo due visto in figura 2.3.

2.2.2 Precauzioni e limitazioni

Uno dei problemi principali per gli inclinometri è la stabilità dei supporti usati per la loro costruzione, in particolar modo per i tiltmetri a base corta. Infatti sotto l'effetto di disomogeneità locali questi si muovono e subiscono piccole deformazioni con il rischio di produrre derive strumentali. E' importante quindi ridurre al minimo il numero di supporti. Gli strumenti uno e tre descritti un figura 2.3 sono molto sensibili alle variazioni dei supporti posti alle estremità del tubo. Il terzo, in teoria, dovrebbe essere insensibile a variazioni di inclinazione sul supporto centrale.

Questo ci porta a dire che l' inclinometro del secondo tipo ha prestazioni superiori rispetto agli altri due, in quanto, idealmente, può essere istallato usando solo quattro supporti, due per sostenere i vasi alle estremità del tubo e due per sostenere il tubo stesso. Questo strumento è in grado di distinguere il movimento di un vaso sopra l'altro vista la grande superficie libera del liquido, ricordo che in questo tipo di tiltmetri il tubo è riempito a metà dal liquido, sarà insensibile a movimenti parassitici dei due vasi. Infine questo tipo di strumento sarà sensibile ai movimenti verticali dei supporti alle estremità e ai quattro punti di appoggio del sistema. In conclusione, qualunque sia il modello di inclinometro a base lunga preso in considerazione per un suo utilizzo, è fondamentale che esso sia istallato molto accuratamente e che il suo accoppiamento con la superficie terrestre sia la migliore possibile.

2.2.3 Varie installazioni di tiltmetri a base lunga

La più grande installazione di un inclinometro a base lunga è stata effettuata al Piñon Flat Observatory in California (USA).. Nel 1981 in seguito al lavoro di Bilham nel Seismological Observatory of Ogdenbourg di New York (USA), il Lamont Doherty Earth Observatory ha sviluppato un inclinometro della lunghezza record di 535m usando il principio di misura per mezzo di interferometro laser [Bilham *et al*, 1979]. Questo strumento è stato installato ad una profondità di solo 1m.

Successivamente l' UCSD (University of California, San Diego, USA) ha sviluppato un inclinometro usando come il principio di misura di Michelson e Gale installando uno strumento delle stesse dimensioni di quello del LDEO con un sistema di misura che usa l' interferometria a luce bianca [Wyatt, 1982]. Questo strumento è collocato nei pressi del precedente, ma usa diversi supporti ed è formato da un tubo riempito a metà. Il fluido usato è una miscela di acqua e glicole etilenico per aumentarne la viscosità per far sì che onde di risonanza sulla superficie libera del liquido, lungo il tubo riempito a metà, vengano attenuate nel miglior modo possibile. Questo tipo di onde possono essere attivate dalla presenza di terremoti di moderata intensità.

Per finire, l' University of Cambridge (UK), ha sviluppato uno strumento della stessa lunghezza dei precedenti, avendo però il sensore centrale di pressione [Horsfall & King, 1978]. Quest' ultimo strumento è posto sugli stessi supporti dello strumento di Bilham. Un notevole lavoro è stato fatto per poter accoppiare le estremità alla roccia. L' inclinometro è stato piazzato su dei pilastri che sono connessi a dei punti stabili posti ad grandi profondità attraverso estensimetri a barra INVAR usando un trasduttore magnetico. In figura 2.4 è rappresentato un sistema simile installato in Messico simile a quello appena descritto. Lo strumento sviluppato dall' UCSD usa un estensimetro laser ancorato a 26m di profondità che controlla anche la stabilità dei pilastri.

V. Kostoglodov et al. 2002

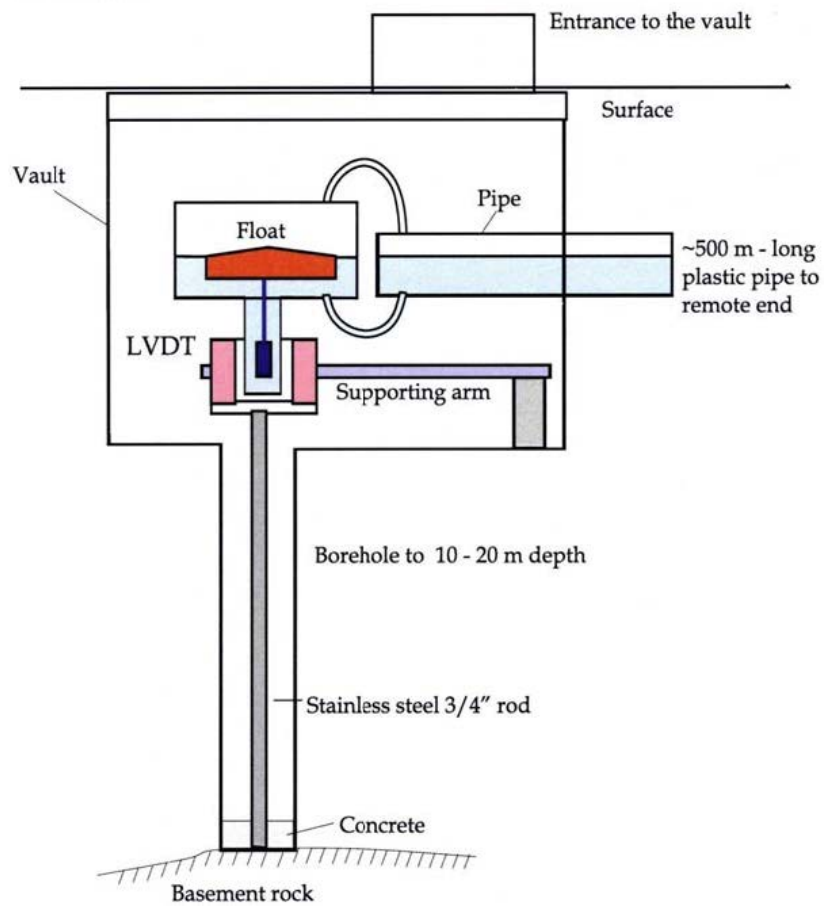


Figura 2.4: Illustrazione del metodo di accoppiamento usato per un inclinometro a base lunga del secondo tipo installato ad Acapulco nella zona di subduzione messicana.

Capitolo 3

Deformazioni della crosta terrestre: Teoria

La teoria che è alla base delle deformazioni della crosta terrestre deriva da diverse branche della fisica: fisica del continuo, fluidodinamica, teoria della gravitazione universale e termodinamica. Naturalmente ulteriori dettagli devono essere dati per poter capire il funzionamento dei sensori e dei dispositivi usati nel proseguo di questo lavoro. In questo capitolo verranno date le informazioni necessarie per poter capire la fisica che governa le deformazioni del suolo.

3.1 Meccanica del continuo: Teoria dell' elasticità

La teoria dell' elasticità è una delle branche della meccanica del continuo e studia i sistemi per i quali le proprietà sono bene definite in ogni punto dello spazio. I due elementi principali da tenere in considerazione nella teoria dell' elasticità sono la *tensione*, ovvero la forza applicata ad ogni punto dello spazio, e la *deformazione* ovvero lo spostamento che essa causa. Altre proprietà, quali la temperatura, possono essere interessanti in particolari casi. Per esempio variazioni termiche possono contribuire a deformazioni delle rocce e devono quindi essere prese in considerazione per un modello più accurato.

In generale la teoria dell' elasticità si propone di trovare funzioni della forma $\varphi(s, y, z; t)$ dove x, y, z e t sono variabili indipendenti.

3.1.1 Il tensore degli sforzi

Le forze che agiscono su un elemento di solido possono essere di due tipi: le forze di massa (o di volume) e forze di superficie. Le forze di massa (come ad esempio la gravità) agiscono su ogni punto del corpo e dipendono dalla quantità di materiale o dal volume del corpo. Le forze di superficie agiscono attraverso superfici di contatto tra due corpi o tra superfici virtuali all'interno di uno stesso corpo. Esse derivano dalle forze intermolecolari che si esercitano fra un lato e l'altro di una superficie. L'intensità di una forza di superficie dipende dalla dimensione della superficie e dalla sua orientazione. Per rappresentare queste forze si considerano agenti su superfici infinitesime e si valuta il rapporto fra la forza agente e la superficie cioè la forza per unità di superficie. A livello microscopico lo sforzo si indica come il vettore:

$$\sigma = \lim_{\Delta A \rightarrow 0} \frac{\Delta \mathbf{F}}{\Delta A} \quad (3.1)$$

Se consideriamo tutti i possibili piani nel punto P, l'insieme dei vettori sforzo associati con il punto sono il completo stato degli sforzi nel punto P, designato anch'esso come sforzo o stress, che tuttavia non è un vettore ma un tensore del secondo ordine. Se la forza è normale al piano si parla di sforzo normale, se in invece è tangenziale si parla di sforzo di taglio. In generale, uno sforzo può essere risolto attraverso le sue componenti normale e tangenziali.

In un corpo all'equilibrio statico, gli sforzi su facce opposte si devono bilanciare e non vi deve essere alcuna coppia di forze che fa ruotare il corpo. Ciò significa che $\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$ il tensore è quindi simmetrico.

In termini più specifici parleremo di compressione se gli sforzi normali sono diretti verso l'interno del corpo e di trazione se gli sforzi normali sono diretti verso l'esterno del corpo.

Se consideriamo un corpo al quale è applicata una trazione abbiamo una situazione simile:

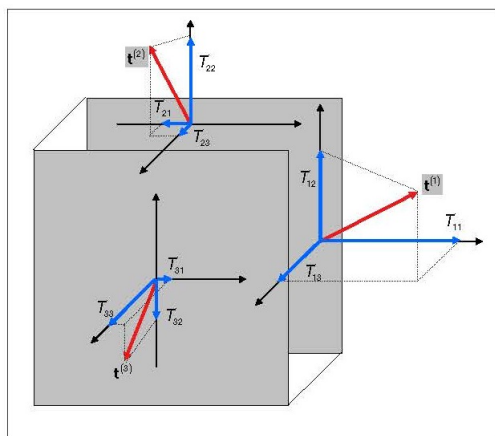


Figura 3.1: Componenti del tensore trazione per tre delle sei facce di un cubo

per quando detto prima possiamo scrivere $T_{ij} = T_{ji}$. Quando gli indici i e j sono uguali tra di loro avremo una trazione diretta lungo la normale alla superficie in esame. Nel caso in cui non vi è alcuna sollecitazione di taglio allora significa che la trazione e la normale alla superficie hanno lo stessa direzione.

Possiamo quindi scrivere:

$$T(n) = \lambda n \quad (3.2)$$

dove λ è uno scalare. Se per evitare confusione poniamo $T_{ij} = \tau_{ij}$ l'equazione 3.2 diventa:

$$T(n) = \lambda n = \tau n. \quad (3.3)$$

Per trovare una direzione n che soddisfi l'equazione 3.3 basta risolvere il seguente problema agli autovalori:

$$(\tau - \mathbf{I}\lambda)\mathbf{n} = 0 \quad (3.4)$$

dove \mathbf{I} è la matrice Identità.

Il sistema ha soluzioni non banali se:

$$\det(\tau - \mathbf{I}\lambda) = 0 \quad (3.5)$$

Questa è una matrice di terzo grado che ammette tre soluzioni, ovvero gli autovalori λ_1, λ_2 e λ_3 . Dal momento che τ è simmetrica e reale anche gli autovalori sono simmetrici e reali. I tre autovettori corrispondenti \mathbf{n}^i sono ortogonali tra di loro e definiscono gli assi principali di sforzo. Per calcolare le componenti del tensore di trazione lungo i tre assi principali nei quali la matrice associata ha come elementi non nulli solo quelli sulla diagonale, applichiamo una semplice trasformazione di similitudine ovvero la diagonalizzazione del tensore di trazione. Otteniamo quindi:

$$\tau' = \mathbf{N}^T \tau \mathbf{N} = \begin{bmatrix} \tau_1' & 0 & 0 \\ 0 & \tau_2' & 0 \\ 0 & 0 & \tau_3' \end{bmatrix} \quad (3.6)$$

dove \mathbf{N} è la matrice composta dalle componenti dei tre autovettori. Nel caso in cui i tre elementi della diagonale della matrice 3.6 sono uguali tra di loro allora siamo in presenza di un campo di sforzi detto *idrostatico* ovvero su di un piccolo elemento di volume agisce esclusivamente la pressione idrostatica.

In un fluido il tensore di sforzo può essere scritto come:

$$\tau = \begin{bmatrix} -P & 0 & 0 \\ 0 & -P & 0 \\ 0 & 0 & -P \end{bmatrix} \quad (3.7)$$

in cui P è la pressione.

La pressione idrostatica aumenta rapidamente con l' aumentare delle profondità all' interno della Terra come mostrato in tabella 3.1

Profondità(Km)	Regione	Pressione(GPa)
0-24	Crosta	0-0.6
24-400	Mantello superiore	0.6-13.4
400-670	Zona di transizione	13.4-23.8
670-2891	Mantello inferiore	23.8-135.8
2891-5150	Nucleo esterno	135.8-328.9
5150-6371	Nucleo interno	328.9-363.9

Tabella 3.1: Variazione di pressione con l' aumentare della profondità nella Terra

Gli sforzi di taglio, al contrario, diminuiscono con l' aumentare della profondità, dove sono associati ai movimenti convettivi del mantello e alla propagazione delle onde sismiche. Un valore significativo degli sforzi di taglio è stato registrato nella parte fragile della crosta superiore (10-100MPa).

3.1.2 Tensore delle deformazioni

Consideriamo adesso il problema di un corpo che subisce delle deformazioni a causa di forze esterne. Dopo una deformazione, ogni punto del corpo viene identificato dal vettore $\mathbf{r} = (x_1, x_2, x_3)$, inoltre subisce uno spostamento \mathbf{u} dalla posizione di partenza $\mathbf{r}_0 = \mathbf{r}(t_0)$ all' istante iniziale $t = t_0$.

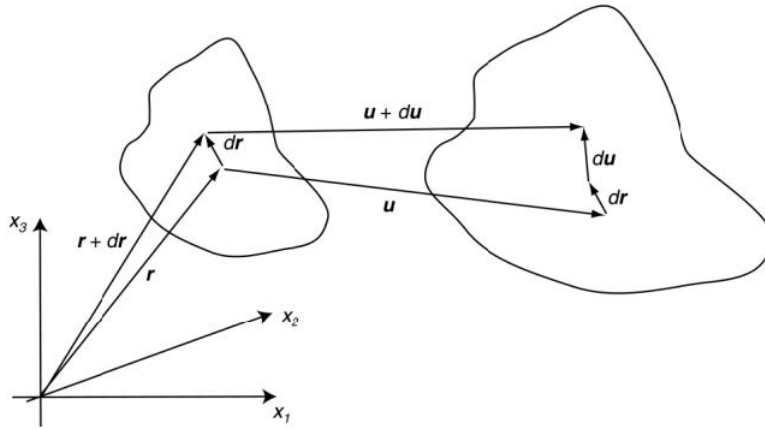


Figura 3.2: Geometria di una deformazione

La posizione assunta dai punti del sistema del corpo rigido rispetto alla posizione iniziale può essere rappresentata da un campo vettoriale \mathbf{u} detto campo degli spostamenti:

$$\mathbf{u}(\mathbf{r}_0) = \mathbf{r} - \mathbf{r}_0 \quad (3.8)$$

Il campo degli spostamenti dà una misura assoluta delle variazioni di posizione dei punti interni al corpo. Altresì, cambi di posizione possono verificarsi senza che ci siano delle deformazioni. Questo capita quando $|\mathbf{r} - \mathbf{r}'|$ è una costante rispetto alla coppia di punti associati ai vettori \mathbf{r} e \mathbf{r}' .

Quindi la deformazione rappresenta una misura locale delle variazioni del campo degli spostamenti, o meglio una misura dei gradienti spaziali del campo stesso: una deformazione lineare è definita come la variazione della lunghezza di un corpo rispetto alla sua lunghezza iniziale.

Ora consideriamo lo spostamento \mathbf{u} di un punto rispetto alla sua posizione originale individuata dal vettore \mathbf{r} come mostrato in figura 3.2 è possibile anche descrivere lo spostamento di un punto vicino ad esso che abbia una posizione iniziale $\mathbf{r} + d\mathbf{r}$ espandendo in serie di Taylor fino al primo ordine di approssimazione e ottenendo:

$$\mathbf{u}(\mathbf{r} + d\mathbf{r}) = \mathbf{u}(\mathbf{r}) + \sum_{n=1}^3 \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial x_i} dx_i \quad (3.9)$$

lo spostamento relativo al primo ordine di approssimazione è:

$$d\mathbf{u} = \sum_{i=1}^3 \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial x_i} dx_i \quad (3.10)$$

dove le derivate sono state fatte rispetto al punto individuato da \mathbf{r} .

Lo spostamento può essere diviso in due diversi contributi: le deformazioni e le rotazioni rigide che non contribuiscono alle effettive deformazioni.

Per fare ciò possiamo dividere la matrice $J_{ij} = \frac{\partial u_i}{\partial x_j}$ in due parti una simmetrica e l'altra antisimmetrica:

$$\mathbf{J} = \varepsilon + \omega \quad (3.11)$$

dove il tensore simmetrico delle deformazioni ε ha come componenti:

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (3.12)$$

mentre il tensore antisimmetrico delle rotazioni rigide ω ha come componenti:

$$\omega_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} - \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right). \quad (3.13)$$

Il tensore ω descrive le rotazioni rigide del corpo ma non le deformazioni associate ad esse. Infatti, essendo ω un tensore antisimmetrico, i termini sulla sua diagonale sono uguali a zero, mentre, nei rimanenti sei termini esistono solo tre componenti indipendenti. E', quindi possibile formare un vettore Ω le cui componenti possano essere scritte come segue:

$$\Omega_k = \sum_{ij=1}^3 \frac{\varepsilon_{ijk} \omega_{ij}}{2} \quad (3.14)$$

dove ε_{ijk} è il tensore di Levi-Civita. Usando l' identità:

$$\sum_{k=1}^3 \varepsilon_{ijk} \varepsilon_{stk} = \sum_{k=1}^3 \varepsilon_{kij} \varepsilon_{kst} = \delta_{is} \delta_{jt} - \delta_{it} \delta_{js} \quad (3.15)$$

è facile provare che:

$$\sum_{k=1}^3 \varepsilon_{ijk} \Omega_k = \sum_{stk=1}^3 \frac{\varepsilon_{ijk} \varepsilon_{stk} \omega_{st}}{2} = \frac{(\omega_{ij} - \omega_{ji})}{2} = \omega_{ij} \quad (3.16)$$

e quindi:

$$\sum_{j=1}^3 \omega_{ij} dx_j = \sum_{jk=1}^3 \varepsilon_{ijk} \Omega_k dx_j = -(\Omega \times \mathbf{dr})_i \quad (3.17)$$

Questo implica che il secondo termine dell' equazione 3.11 rappresenta una rotazione rigida attorno agli assi del sistema Ω , il che non implica delle deformazioni.

In altre parole, il termine ε implica una deformazione e rappresenta quindi il tensore delle deformazioni. Le sue componenti sono adimensionali e dipendono dalle derivate del campo degli spostamenti. Le sue componenti diagonali determinano le variazioni dello spostamento lungo gli assi del sistema di riferimento: se lo spostamento si verifica solo lungo la direzione x_1 , varia solo il termine u_1 mentre i termini u_2 e u_3 sono uguali a zero, abbiamo che l' unico termine non nullo del tensore ε è ε_{11} .

Se $\frac{\partial u_i}{\partial x_i} > 0$ allora si ha un' estensione lungo l'asse x_i , mentre se $\frac{\partial u_i}{\partial x_i} < 0$ si ha una contrazione. Se i termini ε_{ii} sulla diagonale sono costanti in un corpo che si deforma, allora essi rappresentano la variazione per unità di lunghezza lungo la i -esima direzione. I termini non diagonali del tensore delle deformazioni rappresentano, rispetto ad un asse, le variazioni di lunghezza di un corpo che si muove lungo un asse differente.

Come nel caso del tensore degli sforzi, anche il tensore delle deformazioni può essere rappresentato in un sistema di coordinate dove gli unici com-

ponenti non nulli siano gli elementi sulla diagonale, può essere, insomma, diagonalizzato.

Supponiamo che lo spostamento infinitesimo possa essere descritto da una pura deformazione, non vi è rotazione $\omega = 0$. In questo caso possiamo riscrivere l'equazione 3.10 come segue:

$$d\mathbf{u} = \varepsilon(\mathbf{r})d\mathbf{r} \quad (3.18)$$

Gli assi principali di deformazione possono essere calcolati imponendo che le variazioni del campo degli spostamenti $d\mathbf{u}$ abbia la stessa direzione della variazione del vettore posizione $d\mathbf{r}$.

$$d\mathbf{u} = \lambda d\mathbf{r} = \varepsilon(\mathbf{r})d\mathbf{r}. \quad (3.19)$$

I tre autovalori dell'equazione 3.19 sono conosciuti come deformazioni principali ε_1 , ε_2 e ε_3 .

Escluso il caso in cui i tre valori sono uguali $\varepsilon_1 = \varepsilon_2 = \varepsilon_3$ (deformazione idrostatica), una parte di deformazioni di taglio è sempre presente.

La traccia del tensore delle deformazioni

$$\Delta = \sum_{k=1}^3 \varepsilon_{kk} = \sum_{k=1}^3 \frac{\partial u_k}{\partial x_k} = \nabla \cdot \mathbf{u} \quad (3.20)$$

è chiamata *dilatazione* ed è uguale alla divergenza del campo degli spostamenti $\mathbf{u} = \mathbf{u}(\mathbf{r})$. La dilatazione comporta, come conseguenza di una deformazione, la variazione di volume per unità di volume. In effetti nel principale sistema degli assi di deformazione, un piccolo elemento del solido con un volume infinitesimo $dV = dx_1 dx_2 dx_3$ diventa:

$$\begin{aligned} dV' &= \left(1 + \frac{\partial u_1}{\partial x_1}\right) dx_1 \left(1 + \frac{\partial u_2}{\partial x_2}\right) dx_2 \left(1 + \frac{\partial u_3}{\partial x_3}\right) dx_3 \cong \\ &\cong \left(1 + \sum_{k=1}^3 \frac{\partial u_k}{\partial x_k}\right) dx_1 dx_2 dx_3 = \\ &= \left(1 + \sum_{k=1}^3 \frac{\partial u_k}{\partial x_k}\right) dV = \\ &= (1 + \Delta)dV \end{aligned} \quad (3.21)$$

La variazione di volume per il punto considerato è data da:

$$\Delta = \frac{dV' - dV}{dV} \quad (3.22)$$

mentre il rotore del campo degli spostamenti è:

$$\nabla \times \mathbf{u} = \left(\frac{\partial u_3}{\partial x_2} - \frac{\partial u_2}{\partial x_3} \right) \mathbf{e}_1 + \left(\frac{\partial u_1}{\partial x_3} - \frac{\partial u_3}{\partial x_1} \right) \mathbf{e}_2 + \left(\frac{\partial u_2}{\partial x_1} - \frac{\partial u_1}{\partial x_2} \right) \mathbf{e}_3 \quad (3.23)$$

Comparando le equazioni 3.13 e 3.23 si dimostra che il rotore del campo degli spostamenti è non nullo solo se ω è non identicamente nullo, ovvero devono essere presenti almeno una piccola parte di rotazioni rigide.

3.1.3 Relazioni tra sforzo e deformazioni

In un corpo elastico, sforzi e deformazioni sono collegati tra di loro attraverso una relazione lineare la cui forma generale è:

$$\tau_{ij} = \sum_{k=1}^3 \sum_{l=1}^3 c_{ijkl} \varepsilon_{kl}. \quad (3.24)$$

Il tensore c_{ijkl} è conosciuto come tensore di elasticità mentre l'equazione 3.24 è chiamata legge di Hooke per un mezzo elastico. Si assuma che il mezzo sia perfettamente elastico, così che non vi siano perdite di energia o attenuazioni nel corso della deformazione. Il tensore di elasticità è un tensore del quarto ordine con 81 componenti. Ricordando la simmetria dei tensori degli sforzi e delle deformazioni ed introducendo alcuni vincoli termodinamici, possiamo mostrare che solo 21 sono i componenti linearmente indipendenti. Inoltre le caratteristiche di un mezzo cambiano, di solito, a seconda della direzione in cui vengono considerate (mezzo anisotropo), ovviamente vale il contrario per un mezzo isotropo, se per l'interno della Terra consideriamo il vincolo dell'isotropia (questo in prima approssimazione vale in ogni caso), il tensore di elasticità è invariante per rotazioni e il numero dei parametri indipendenti si riduce a due. Possiamo scrivere quanto segue:

$$c_{ijkl} = \lambda \delta_{ij} \delta_{kl} + \mu (\delta_{il} \delta_{jk} + \delta_{ik} \delta_{jl}) \quad (3.25)$$

dove λ e μ sono conosciuti come costanti di Lamè, mentre δ_{ij} è la funzione delta di Kronecker. Le costanti di Lamè sono correlate con la propagazione

delle onde sismiche. Usando l'equazione 3.25 la legge di Hooke può essere scritta come segue:

$$\tau_{ij} = \lambda \delta_{ij} \sum_{k=1}^3 \varepsilon_{kk} + 2\mu \varepsilon_{ij} = \lambda \delta_{ij} \Delta + 2\mu \varepsilon_{ij} \quad (3.26)$$

Le costanti di Lamè determinano la relazione lineare tra sforzi e deformazioni in un mezzo isotropo. La costante μ è conosciuta come modulo di taglio e rappresenta la resistenza del materiale alle deformazioni tangenziali.

La costante λ invece non ha una semplice spiegazione fisica.

Ulteriori tre costanti sono usate per descrivere il comportamento meccanico per un corpo isotropo, ovvero il modulo di Young, l'incompressibilità e il rapporto di Poisson.

Il modulo di Young E è il rapporto tra lo sforzo tensile ed il risultante allungamento di un piccolo cilindro sotto tensione ad entrambi gli estremi. Il suo valore è:

$$E = \frac{(3\lambda + 2\mu)\mu}{(\lambda + \mu)} \quad (3.27)$$

Se consideriamo un corpo soggetto a pressione idrostatica che gli causa una compressione, il rapporto tra la pressione e la risultante compressione è detto Incompressibilità esso viene indicato con K e vale:

$$K = \lambda + \frac{2}{3}\mu \quad (3.28)$$

Il rapporto di Poisson σ è definito come il valore negativo del rapporto tra la contrazione laterale percentuale e l'estensione longitudinale percentuale di un piccolo cilindro con sforzo tensile agli estremi.

Esso vale:

$$\sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \quad (3.29)$$

Il rapporto di Poisson σ è un numero adimensionale positivo ed inferiore a 0.5 (0.5 per un liquido).

Il modulo di Young E , le costanti di Lamè λ e μ e l'incompressibilità K sono misurate in termini di pressione (Pa).

Per le rocce E, K, μ, λ sono comprese tra 20 e 120 GPa, spesso si considera $\mu = \lambda$.

3.2 Definizione e misura di inclinazione

Per definire la pendenza di una data superficie, dobbiamo prima definire un piano di riferimento nello spazio. Sappiamo che il pendolo è, per definizione, naturalmente diretto lungo il vettore di accelerazione di gravità \mathbf{g} , che definisce la verticale locale. Possiamo quindi prendere come verticale di riferimento la stessa direzione definita dal vettore \mathbf{g} . La direzione delle altre due componenti che definiscono il sistema di riferimento sono perpendicolari alla verticale e definiscono quindi la superficie orizzontale, essi corrispondono quindi alla superficie libera di un liquido. Quindi un modo per poter misurare l'inclinazione di una superficie è quello di confrontarla con la superficie libera di un liquido. Come detto già nel capitolo precedente, questo rappresenta il principio di funzionamento degli inclinometri idrostatici a base lunga.

Ogni inclinometro misura la variazione dell'angolo tra il vettore accelerazione di gravità e la normale alla superficie terrestre sulla quale l'inclinometro è installato. Pertanto possiamo misurare la variazione dell'angolo tra il geoide, o la corrispondente superficie equipotenziale, e la base dello strumento.

Il cambio di inclinazione è misurato in un sistema di riferimento definito dal geoide stesso e la verticale. Il geoide definisce le componenti orizzontali x e y mentre il vettore accelerazione di gravità definisce la componente verticale z [Horsfall 1977]. Un inclinometro a base lunga misura la pendenza della base che, come abbiamo già detto, può misurare da pochi a centinaia di metri.

In un inclinometro a base lunga la variazione dell'angolo di inclinazione tra il sistema e il geoide genera il movimento del liquido tra un vaso e l'altro. Questo movimento causa una variazione in altezza della superficie del liquido, positiva in un vaso e negativa nell'altro. Queste variazioni di altezza delle superfici libere del liquido, uguali ed opposte in segno, vengono misurate attraverso dei sensori progettati e costruiti quasi interamente in silice.

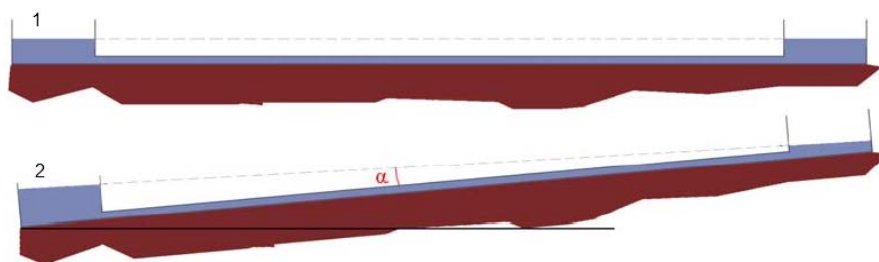


Figura 3.3: Effetti dell' inclinazione della crosta terrestre.

Caso 1 senza deformazione: la superficie del geode (linea tratteggiata) è parallela alla superficie libera del liquido (linea azzurra).

Caso 2 Effetto di una inclinazione: α è l' angolo tra il geode (linea tratteggiata) e la superficie libera del liquido (linea azzurra).

Quello che ci interessa nella misura dell' inclinazione è la differenza tra i due segnali $+h$ e $-h$. Da questi due valori è possibile stabilire l' inclinazione del suolo rispetto alla superficie libera del fluido all' interno dello strumento, che è equipotenziale, partendo dall' equazione:

$$\tan \alpha = \frac{dh}{l} = \frac{(+h - (-h))}{l} = \frac{2h}{l} \cong \alpha \quad (3.30)$$

L' approssimazione riportata nell' equazione 3.30 è valida per piccoli angoli (come è il caso per le deformazioni crostali), in cui l' angolo α è rappresentato in figura 3.3.

L' inclinazione e la deformazione sono quantità simili tra di loro [Agnew 1986], e non è facile separarle: entrambi sono misure di deformazione anche se, tuttavia, l' inclinazione produce altri effetti. L' inclinazione può essere espressa attraverso l' equazione generale $\omega = \omega_D + \omega_U$ (in accordo con una descrizione puramente cinematica usando la notazione tensoriale [Malvern, 1969], dove ω_D è la somma delle inclinazioni dovute alle deformazioni elastiche della Terra, mentre ω_U è la variazione di inclinazione prodotta dal potenziale mareale lunisolare, [d' Oreye, 2003]).

L' espressione finale per ω è:

$$\begin{aligned} \omega = & (z_0 \cdot d_0)(d_0 \cdot \varepsilon) - d_0(z_0 \cdot d_0 \cdot \varepsilon) + \\ & + z_0 \times (d_0(s \cdot d_0) - s) + \\ & - \frac{\nabla U_1 - z_0(z_0 \cdot \nabla U_1) + \ddot{x} - z_0(z_0 \cdot \ddot{x})}{g} \end{aligned} \quad (3.31)$$

Questa equazione ha cinque termini, due coinvolgono il tensore delle deformazioni ε , uno la rotazione \mathbf{r} , uno la variazione del potenziale orizzontale

lunisolare \mathbf{U}_1 e l'ultimo è prodotto dalla accelerazione orizzontale \ddot{x} . La pendenza è quindi definita da tutti questi termini.

Adottando un sistema di coordinate fisso, è possibile proporre una descrizione Lagrangiana della posizione relativa di due particelle $\mathbf{r}(X_1, t)$ e $\mathbf{r}'(X_2, t)$ di un corpo rigido isotropo. La distanza tra due particelle è $|d\mathbf{r}|$ come mostrato in figura 3.2, mentre $\mathbf{d}_0 = \frac{d\mathbf{r}}{|\mathbf{r}-\mathbf{r}'|}$ è il vettore unitario diretto lungo la direzione $d\mathbf{r}$.

Se assumiamo che gli spostamenti delle particelle siano infinitesimali, possiamo dire che il tensore delle deformazioni sia sostanzialmente uniforme, anche se, in pratica, ciò non è sempre vero.

Partendo dalla definizione di tensore delle deformazioni ε definita nell'equazione 3.12 e usando il vettore rotazione infinitesimale abbiamo:

$$\mathbf{s} = \frac{1}{2} \nabla \times \mathbf{u} \quad (3.32)$$

è possibile scegliere una direzione di riferimento per il vettore unitario z_0 orientato lungo la verticale locale definito dal potenziale di attrazione lunisolare ∇U_0 , dove:

$$z_0 = \frac{\nabla U_0}{|\nabla U_0|} \equiv \frac{\nabla U_0}{g} \quad (3.33)$$

sotto determinate condizioni l'equazione 3.31 può essere semplificata.

Se \mathbf{T} è il tensore degli sforzi, allora sulla superficie libera di un corpo è $\mathbf{n} \cdot \mathbf{T} = \theta$, dove \mathbf{n} è la normale alla superficie. Questo è il caso quando installiamo un dispositivo sulla superficie terrestre. Per un materiale elastico isotropo questo implica che $\mathbf{n} \cdot \varepsilon = \theta$; se risulta che $d_0 = \mathbf{n}$, l'inclinazione ω_D prodotta dalle deformazioni si riduce a:

$$\omega_D = z_0 \times (d_0(\mathbf{r} \cdot d_0) - \mathbf{r}) - \frac{\nabla U_1 - z_0(z_0 \cdot \nabla U_1) + \ddot{x} - z_0(z_0 \cdot \ddot{x})}{g} \quad (3.34)$$

Un inclinometro posto su una superficie libera è soggetto ad una inclinazione che è, quindi, proporzionale alla rotazione della superficie libera, alle variazioni orizzontali del potenziale lunisolare e alle accelerazioni orizzontali della superficie libera. Nel seguito del lavoro non saranno prese in considerazione le accelerazioni orizzontali in quanto esse sono prodotte dalle onde sismiche.

E' quindi possibile correlare la relazione 3.30 con la relazione 3.34 nel seguente modo:

$$\frac{+h - (-h)}{l} = \omega = z_0 \times (d_0(\mathbf{r} \cdot d_0) - \mathbf{r}) - \frac{\nabla U_1 - z_0(z_0 \cdot \nabla U_1)}{g} \quad (3.35)$$

3.2.1 Unità di misura

L'unità di misura usata per misurare una variazione angolare è il grado($^\circ$). Tuttavia, poiché le variazioni angolari registrate con il nostro tiltmetro sono molto piccole, è necessario usare una sottounità del grado, viene spesso usato l' arcosecondo che equivale a $1^\circ = 60' = 3600a \text{ sec}$. Di solito, l' unità di misura usata per misurare le variazioni angolari dovute alle deformazioni crostali della Terra è il radiante. Arcosecondi e radianti sono facilmente collegabili tra di loro, infatti $2\pi rad = 360^\circ$, otteniamo facilmente che $1rad = 206264.806247a \text{ sec}$ o meglio $1\mu rad = 206.264806247ma \text{ sec}$.

Non vi è alcuna convenzione riguardo al segno relativamente alla direzione di inclinazione. Generalmente si hanno due direzioni principali la NS e la EW. Per la NS abbiamo due possibili direzioni o nord o sud analogamente per EW. Nel nostro caso, come spiegherò di seguito, diremo che quando lo strumento si inclinerà positivamente verso nord, vorrà dire che il lato nord si abbasserà rispetto al lato sud.

3.3 Maree

L' effetto combinato dell' interazione gravitazionale tra la Terra e gli altri corpi celesti e la forza centrifuga dovuta alla rivoluzione della Terra attorno al centro di massa del sistema costituita dalla Terra stessa e gli altri corpi celesti, si traduce in una deformazione viscoelastica che coinvolge la litosfera, l' idrosfera e l' atmosfera. Questa deformazione è conosciuta come marea. Ad essa il contributo di maggior rilievo è fornito dall' attrazione lunisolare che gli dà caratteristiche periodiche o quasi periodiche, infatti essa è variabile nel tempo dal momento che Sole e Luna hanno diverse velocità e quindi la combinazione tra le loro distanze dalla Terra stessa cambia con il cambiare del tempo. Il moto dei corpi celesti è descritto in un approssimato sistema geocentrico: anche se la massa del Sole è molto più grande di quella della Luna, l' attrazione che esso esercita sulla Terra è solo il doppio circa rispetto all' attrazione esercitata dalla Luna dal momento che il Sole è molto più distante rispetto alla Luna. Se consideriamo soltanto l' attrazione lunare avremmo

soltanto una marea maggiore in corrispondenza dello zenit lunare ad un determinato meridiano, ma non si spiegherebbe il rigonfiamento presente agli antipodi che è giustificato invece dalla forza centrifuga dovuta alla rivoluzione del sistema Terra-Luna. Per mezzo di queste forze la Terra cambia la sua forma e questo cambiamento è governato dalle stesse leggi che lo causano. Queste leggi sono calcolate con un elevato grado di precisione dal momento che sono conosciuti sia le orbite che le masse della Terra e della Luna.

E' importante studiare le maree dal momento che è l' unico fenomeno deformativo terrestre per il quale è possibile calcolare esattamente le forze ad esso associate. Di qui lo studio delle maree terrestri, ovvero quelle relative alla crosta, è importante per la definizione di alcune proprietà della Terra. Queste sono necessarie per conoscere le componenti dei campi mareali e la loro deviazione dai modelli teorici, deviazioni che sono indicative di deformazioni crostali e redistribuzione di massa sulla superficie. Grazie a queste proprietà i segnali mareali possono essere utilizzati come segnali di confronto per la calibrazione della strumentazione geofisica.

3.3.1 Forza mareale

La forza di marea compare quando si considerano corpi estesi soggetti alle reciproche attrazioni gravitazionali. In genere i sistemi per cui interessa studiare tale forza sono sistemi binari, come ad esempio i sistemi stella-pianeta (Sole-Terra) o pianeta-satellite (Terra-Luna), in cui si considera un corpo esteso che ruota attorno ad un' altra massa gravitazionale. Si prenda ad esempio il sistema Sole-Terra: la Terra compie un moto di rivoluzione attorno al Sole con un periodo di un anno e, se si ragiona in termini del sistema di riferimento solidale alla Terra, l' attrazione gravitazionale viene compensata dalla forza centrifuga. Tuttavia, se la Terra è vista come un corpo esteso, questo è vero soltanto nel centro di massa del pianeta. Se andiamo a calcolare la risultante delle forze che agiscono su un punto qualunque della superficie terrestre, quale può essere il punto A della figura 3.4,

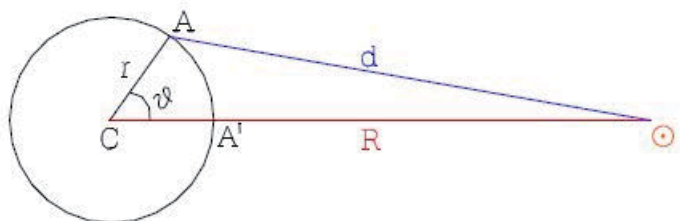


Figura 3.4: Rappresentazione schematica del sistema Terra-Sole.

dobbiamo fare la somma tra la forza gravitazionale in A , $\overline{F}_G(A)$, e la forza centrifuga $\overline{F}_{Ce}(A)$, che, come abbiamo detto, è uguale e opposta alla forza gravitazionale nel centro di massa C .

La forza $\overline{F}_M(A)$, ottenuta da $\overline{F}_M(A) = \overline{F}_G(A) - \overline{F}_{Ce}(C) \neq 0$, prende il nome di forza mareale.

Ma come varia il vettore $\overline{F}_M(A)$ in direzione e modulo al variare di A sulla superficie terrestre?

Se consideriamo il piano che passa per il meridiano del punto A e il corpo che provoca la marea (sorgente), risulta chiaro che la forza mareale ha un andamento simmetrico rispetto alla retta che unisce il centro di massa del pianeta e la sorgente, ed è diretta verso la sorgente per tutti i punti che hanno $\vartheta \in [-\frac{\pi}{2}, \frac{\pi}{2}]$ e diretta nel verso opposto per tutti gli altri punti, come mostrato nella figura 3.5.

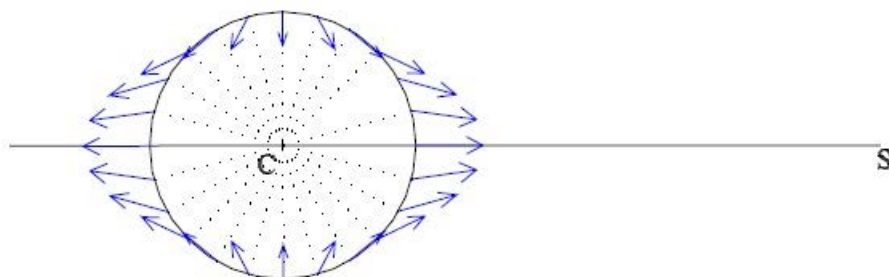


Figura 3.5: Schema dell' andamento della forza mareale provocata dall' attrazione solare sulla Terra.

Un discorso analogo si può fare anche per il cerchio massimo individuato dall' intersezione della superficie terrestre con il piano dell' eclittica. Rappresentando la forza mareale in un disegno tridimensionale, avremo delle frecce che tendono a formare due lobi lungo la congiungente Terra-Sole: uno rivolto verso la sorgente e uno nel senso opposto. La prima ovvia conseguenza di questa forza è dunque la deformazione della Terra qualora non si consideri più come un corpo perfettamente rigido.

Per stimare numericamente l' intensità dell' accelerazione mareale, invece, possiamo calcolare questa accelerazione nel punto A' , dove le forze centrifuga di rivoluzione e di attrazione gravitazionale hanno la stessa direzione. Per A' abbiamo che:

$$|\bar{a}_M(A')| = \frac{GM}{(R-r)^2} - \frac{GM}{R^2} = \quad (\text{sviluppando per } R \gg r)$$

$$\simeq \frac{2rGM}{R^3}$$

dove M è la massa del corpo perturbante e r , R sono le distanze definite nella figura 3.4.

Comparata con l' attrazione gravitazionale esercitata dalla Terra:

$$\frac{|\bar{a}_M(A')|}{|\bar{a}_G(A')|} = \frac{2r^3GM}{R^3M_\oplus G} = 2 \left(\frac{r}{R}\right)^3 \frac{M}{M_\oplus} \quad (3.36)$$

Il sistema solare è un sistema molto complesso, tuttavia, nel caso della Terra, le sorgenti gravitazionali che generano una forza di marea non trascurabile sono soltanto la Luna e il Sole. La Luna, pur avendo una massa molto più piccola rispetto al Sole, esercita una maggiore forza mareale sulla Terra, a causa della sua maggiore vicinanza. Infatti, se consideriamo:

a =raggio della sfera di volume uguale a quello della Terra
 c =valore medio della distanza Terra-corpo perturbante

abbiamo che:

$$\frac{M_{Luna}}{M_{Terra}} \left(\frac{a}{c_{TL}}\right)^3 = 0.5603 \times 10^{-7}$$

$$\frac{M_{Sole}}{M_{Terra}} \left(\frac{a}{c_{TS}}\right)^3 = 0.2580 \times 10^{-7} \quad (3.37)$$

Le attrazioni mareali provocate dal Sole e dalla Luna, perciò, hanno lo stesso ordine di grandezza e in particolare quella dovuta alla Luna è doppia rispetto a quella dovuta al Sole. Tuttavia è chiaro che non sempre i due effetti si sommano, poiché la direzione della forza mareale dipende strettamente dalla posizione che occupa nello spazio il corpo che la provoca. Come mostrato nella figura 3.6,

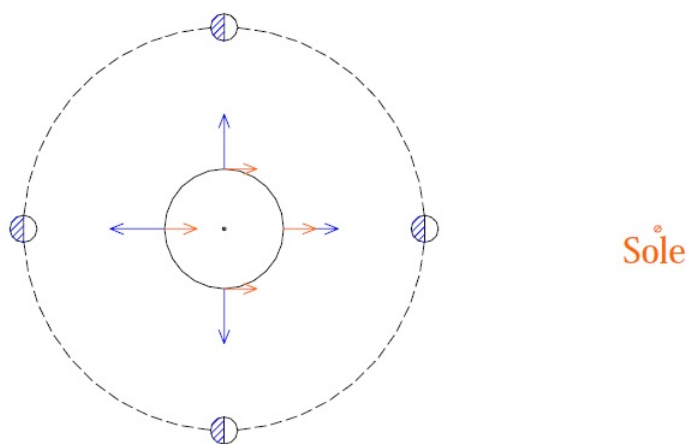


Figura 3.6: Schema dell' attrazione lunisolare sulla Terra. Le frecce rosse indicano l' attrazione gravitazionale esercitata sulla superficie terrestre dal Sole, mentre quelle blu quella esercitata dalla Luna. Ad esse va quindi sottratta (per ottenere la forza mareale lunisolare) la forza centrifuga.

gli effetti dovuti al Sole e alla Luna si sommano quando la Luna giace nel piano ortogonale all' eclittica e passante per il Sole e per la Terra stessa, ovvero al novilunio e al plenilunio.

3.3.2 Potenziale mareale

Dato che la forza mareale è una forza conservativa, risulterà molto utile introdurre il potenziale. In riferimento alla figura 3.4, dalla relazione che lega la forza conservativa con il potenziale abbiamo che:

$$W(A) = V(A) + \bar{F}_{G(C)} \cdot \bar{r} + Cost \quad (3.38)$$

dove con $W(A)$ abbiamo indicato il potenziale mareale calcolato nel punto A e con $V(A)$ il suo potenziale gravitazionale. Poichè

$$V(A) = -\frac{GM_{Sole}}{d}, \quad \bar{F}_{G(C)} = \frac{GM_{Sole}}{R^3} \bar{R}$$

si ha:

$$W(A) = -\frac{GM_{Sole}}{d} + \frac{GM_{Sole}}{R^3} \bar{R} \cdot \bar{r} + Cost$$

e, prendendo come

$$Cost = \frac{GM_{Sole}}{R},$$

otteniamo:

$$W(A) = -\frac{GM_{Sole}}{R} \left(\frac{R}{d} - \frac{\bar{R} \cdot \bar{r}}{R^2} - 1 \right) \quad (3.39)$$

che può essere sviluppata:

$$\frac{R}{d} = \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{r}{R} \right)^n P_n(\cos \theta)$$

dove $P_n(\cos \theta)$ sono i polinomi di Legendre e sono:

$$\begin{aligned} P_0(\cos \theta) &= 1 \\ P_1(\cos \theta) &= \cos \theta \\ P_2(\cos \theta) &= \frac{1}{2}(3 \cos^2 \theta - 1) \end{aligned}$$

e poichè vale $\frac{\bar{R} \cdot \bar{r}}{R^2} = \frac{r}{R} \cos \theta$ la relazione 3.39 diventa:

$$\begin{aligned} W(A) &= -\frac{GM_{Sole}}{R} \left(\sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{r}{R} \right)^n P_n(\cos \theta) - \frac{r}{R} \cos \theta - 1 \right) = \\ &= -\frac{GM_{Sole}}{R} \left(1 + \frac{r}{R} \cos \theta + \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{r}{R} \right)^n P_n(\cos \theta) - \frac{r}{R} \cos \theta - 1 \right) = \\ &= -\frac{GM_{Sole}}{R} \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{r}{R} \right)^n P_n(\cos \theta) \end{aligned} \quad (3.40)$$

Volendoci fermare al primo ordine, dunque, il termine del potenziale mareale che ci interessa è:

$$W_2(A) = -\frac{GM_{Sole}}{2R} \left(\frac{r}{R} \right)^2 (3 \cos^2 \theta - 1) \quad (3.41)$$

Fino a questo momento, tuttavia, non abbiamo considerato il moto di rotazione della Terra, ma ci siamo limitati ad osservare la sezione lungo il meridiano. Volendo fare uno studio più approfondito, però, è conveniente introdurre la rotazione del pianeta di velocità angolare a_{\oplus} , ed esprimere l'angolo θ in funzione delle coordinate convenzionali usate per individuare un punto sulla superficie terrestre. Ricordando le formule del triangolo sferico, abbiamo:

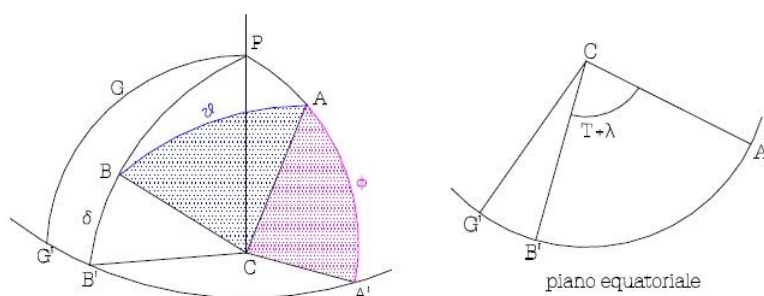


Figura 3.7: Rappresentazione tridimensionale degli angoli che individuano la posizione della proiezione sulla sfera celesta del laboratorio e del corpo che provoca la marea (a sinistra). sezione lungo il piano equatoriale (destra).

$$\cos \vartheta = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos (T - \lambda)$$

$$\begin{aligned} P_2(\cos \theta) &= \frac{1}{4}(3 \sin^2 \phi - 1)(3 \sin^2 \delta - 1) \\ &\quad + \frac{3}{4} \sin 2\phi \sin 2\delta \cos (T + \lambda) \\ &\quad + \frac{3}{4} \cos^2 \phi \cos^2 \delta \cos 2(T + \lambda) \end{aligned}$$

dove ϕ è la latitudine del punto A , δ è la declinazione, e $(t + \lambda)$ è l'angolo orario del Sole calcolato a partire dal meridiano dell'osservatore in direzione ovest (è stata indicata con λ la longitudine in direzione est del punto A a partire dal meridiano di Greenwich, mentre con T l'angolo orario in direzione ovest).

Tornando allora all'espressione 3.41 del potenziale mareale:

$$W_2(A) = -\frac{3GM_S}{4R} \left(\frac{r}{R}\right)^2 \begin{cases} 3 \left(\sin^2 \phi - \frac{1}{3}\right) \left(\sin^2 \delta - \frac{1}{3}\right) + & \text{zonale} \\ + \sin 2\phi \sin 2\delta \cos (T + \lambda) + & \text{tesserale} \\ + \cos^2 \phi \cos^2 \delta \cos 2(T + \lambda) & \text{settoriale} \end{cases} \quad (3.42)$$

In genere si è soliti considerare separatamente i tre termini del potenziale e in letteratura prendono il nome, rispettivamente, di funzioni zonali, tesserali e settoriali. Infatti, essi sono tre tipi di armoniche sferiche del secondo ordine, e il loro comportamento è schematizzato in figura 3.8.

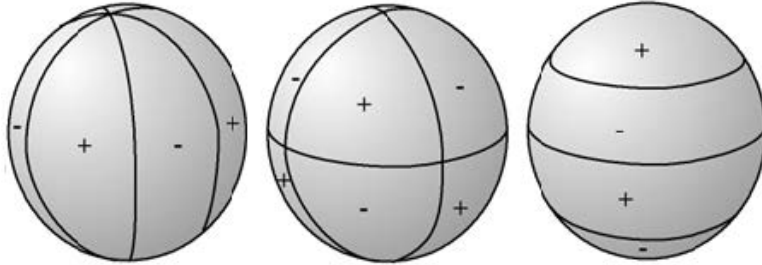


Figura 3.8: Rappresentazione schematica del comportamento dei tre termini del potenziale mareale. Da sinistra a destra abbiamo: settoriale, tesserale e zonale.

Il termine settoriale presenta il fattore $\cos 2(T + \lambda)$ e, poichè con l'angolo $(T + \lambda)$ abbiamo indicato la longitudine del Sole ad un dato istante nella giornata, esso darà luogo a una marea semi-diurna, con periodo dodici ore e ampiezza massima all'equatore quando il corpo perturbante si trova nel piano equatoriale, ovvero con declinazione $\delta = 0$.

Il termine tesserale, invece, ha una dipendenza da $\cos (T + \lambda)$ e divide la sfera in 4 parti in cui cambia segno a seconda della declinazione del corpo perturbante. Le maree corrispondenti sono diurne e l'ampiezza è massima per una latitudine $\frac{\pi}{4}$, quando la declinazione del corpo perturbante è massima (nel caso del Sole si ha $\delta_{max} = 23^\circ 27'$).

Per quanto riguarda il termine zonale, esso non dipende in alcun modo dall'angolo $(T + \lambda)$ ma dipende dal quadrato del seno della declinazione del corpo perturbante e dunque il periodo della marea corrispondente sarà di 14 giorni per la luna e di sei mesi se si considera il Sole.

Per capire maggiormente il ruolo di questi tre termini si è soliti introdurre una costante dimensionale, la costante di Doodson, comune ai tre termini e che fornisce l'ordine di grandezza del potenziale mareale. Dunque, utilizzando le grandezze definite in precedenza abbiamo che:

$$D = \frac{3}{4} \frac{GMa^2}{c^3} \quad \text{costante di Doodson}$$

$$\begin{aligned} W_2^0(A) &= -D \left[\left(\frac{r}{a} \right)^2 \left(\frac{1}{2} - \frac{3}{2} \sin^2 \phi \right) \right] \left[\left(\frac{c}{R} \right)^3 \left(\frac{2}{3} - 2 \sin^2 \delta \right) \right] \\ W_2^1(A) &= -D \left[\left(\frac{r}{a} \right)^2 \sin(2\phi) \right] \left[\left(\frac{c}{R} \right)^3 \sin(2\delta) \cos(T + \lambda) \right] \\ W_2^2(A) &= -D \left[\left(\frac{r}{a} \right)^2 \cos^2 \phi \right] \left[\left(\frac{c}{R} \right)^3 \cos^2 \delta \cos 2(T + \lambda) \right] \\ W_2(A) &= W_2^0(A) + W_2^1(A) + W_2^2(A) \end{aligned} \quad (3.43)$$

dove abbiamo distinto i tre termini rispettivamente zonale, tesserale e setoriale ed è stata messa in evidenza in ogni singolo fattore una parte costante (D), una parte che dipende soltanto dalla posizione del punto A nello spazio (prima parentesi), e una terza parte che dipende dal tempo, in particolare dal moto del corpo perturbante rispetto alla Terra (seconda parentesi). Il valore della costante di Doodson è circa $D_{Luna} = 2.621 \cdot cm^2 sec^{-2}$ per la Luna e $D_{Sole} = 1.207 \cdot cm^2 sec^{-2}$ per il Sole.

3.3.3 Analisi armonica del potenziale mareale

Per quanto detto, ciascun fattore del potenziale mareale W_2 contiene un termine che dipende dalla posizione che occupa il corpo perturbante rispetto alla Terra. Questo termine, che nelle equazioni 3.43 era stato messo in evidenza con la seconda parentesi e che d'ora in poi chiameremo *termine astronomico*, contiene alcuni elementi periodici δ , R , $(\cos s(T + \lambda))$, dove s può assumere i valori 0, 1, 2 a seconda del termine W_2^s del potenziale che si sta considerando, δ è la declinazione del corpo, R la sua distanza dalla Terra e $(T + \lambda)$ è la sua longitudine rispetto al laboratorio.

Il valore numerico di questi elementi, come abbiamo visto, varia nel tempo, ma qual'è la sua esplicita dipendenza dal tempo, cioè, come si possono scrivere δ , R e $(\cos s(T + \lambda))$ in funzione di t ?

La risposta a questa domanda non è così semplice come può apparire in un primo momento perché sono tanti i moti di cui dovremo tener conto nell'esplicitare la dipendenza dal tempo.

Facciamo un esempio: dalla seconda legge di Keplero sappiamo che l'orbita terrestre è un'ellisse in cui il Sole occupa uno dei due fuochi e quindi R , la distanza Terra-Sole, varia durante l'anno man mano che la Terra percorre

la sua orbita. D' altra parte, dalla meccanica celeste, sappiamo anche che la linea degli apsi, cioè la linea che unisce il perielio e l' afelio, non è fissa nel tempo, ma compie anch' essa una rotazione e dunque, nello studio di $R(t)$ si dovrà tener presente anche questo movimento. Nello stesso modo, nel considerare la declinazione dovremo tener conto anche del movimento della linea dei nodi. Dunque, nello studio del potenziale mareale compariranno tutti quegli effetti legati al problema dei tre corpi Sole-Terra-Luna.

Per poter trovare una funzione del tempo che approssimi l' andamento reale di δ , R e $(\cos(T + \lambda))$, si possono introdurre le variabili di Doodson e cercare di sviluppare gli elementi che compaiono nel potenziale mareale nei termini di queste variabili. Le variabili di Doodson sono:

- τ =tempo medio lunare
- $s=L(M)$ =longitudine media della Luna
- $h=L(S)$ =longitudine media del Sole
- $p=L(P_M)$ =longitudine media del perigeo della Luna
- $N'=-\Omega$ =longitudine media negativa del nodo ascendente della Luna
- $p_s = L(P_S)$ =longitudine media del perielio

Nella figura 3.9 si mostra come si calcolano le principali grandezze astronomiche sul piano dell' eclittica.

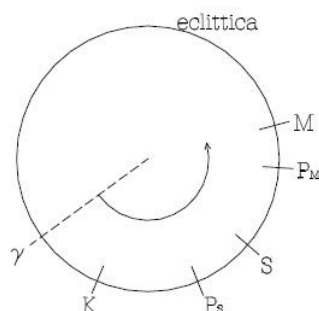


Figura 3.9: Schema delle variabili di Doodson.

Dove

M=proiezione della Luna sull' eclittica

S=proiezione del Sole

K=nodo della Luna

P_S =perielio

P_M =perigeo

γ =equinozio

$L(M)=\gamma M=s$

$L(S)=\gamma S=h$

$L(P_M)=\gamma P_M=p$

$L(P_S)=\gamma P_S=p_S$

$L(K)=\gamma K=\Omega$

Si noti che di queste variabili cinque sono riferite alla Luna e al Sole e una, il tempo medio τ , alla posizione dell'osservatore. Inoltre, molte sono riferite alla Luna: nello studio delle maree sulla Terra, del resto, l'influenza della Luna, a causa della sua maggiore vicinanza, è circa doppia rispetto a quella del Sole. Nel corso della trattazione, comunque, ritorneremo spesso su come sia possibile, talvolta, distinguere il segnale dovuto alla Luna o quello dovuto al Sole.

Ciascuna di queste variabili ha forma:

$$w_r = \mu_r t + \nu_r \quad (r=1, 2, \dots, 6) \quad (3.44)$$

e ogni variabile può essere considerata una funzione lineare del tempo: i termini periodici non ci sono perché le w_r sono variabili medie e i termini quadratici in t o di ordine superiore sono molto piccoli e possono essere per il momento trascurati.

Inoltre, le variabili sono state scelte in modo che le frequenze corrispondenti $\dot{w} = \frac{dw_r}{dt} = \mu_r$ siano tutte positive e questo è il motivo per cui si è presa la longitudine media negativa per il nodo ascendente della Luna. Sono anche state ordinate in modo che risulti:

$$\dot{\tau} > \dot{s} > \dot{h} > \dot{p} > \dot{N}' > \dot{p}_s$$

I periodi corrispondenti, espressi in *giorni solari medi* d , sono noti con grande precisione e sono riportati nella tabella sottostante.

$2\pi\dot{\tau}^{-1}$	Periodo medio della rotazione della Terra relativa alla Luna. 1 giorno lunare=1.03505 d
$2\pi\dot{s}^{-1}$	Periodo medio del moto orbitale della Luna. 1 mese lunare=27.32158 d
$2\pi\dot{h}^{-1}$	Periodo medio del moto orbitale del Sole. 1 anno
$2\pi\dot{p}^{-1}$	Periodo medio del perigeo lunare. 8.85 anni
$2\pi(\dot{N}')^{-1}$	Periodo medio della regressione del nodo lunare. 18.61 anni
$2\pi\dot{p}_s^{-1}$	Periodo del perielio. 20940 anni

Tabella 3.2: Periodi corrispondenti alle frequenze delle variabili di Doodson

A questo punto, possiamo analizzare il potenziale mareale e cercare di scriverlo in funzione di questi nuovi elementi. Abbiamo già visto che il potenziale mareale poteva essere spezzato in tre parti che avevamo chiamato zonale, tesserale e settoriale a seconda della dipendenza da T .

Supponiamo adesso di prendere la Luna come corpo perturbante e consideriamo l'espressione del potenziale mareale 3.43. Per sviluppare i termini astronomici dei tre contributi abbiamo bisogno di scrivere in funzione delle variabili di Doodson le quantità:

$$\frac{c}{R}, \cos^2 \delta, \sin^2 \delta e \cos 2(T + \lambda).$$

Per prima cosa ci occuperemo del termine $\frac{c}{R}$. Consideriamo l'equazione dell'orbita:

$$R = \frac{a(1 - e^2)}{1 + e \cos(\dot{s} - \dot{p})t} \quad (3.45)$$

dove a è il semiasse maggiore dell'orbita ed e è l'eccentricità che per l'orbita lunare è $e = 0.0549489$ per cui è possibile trascurare i termini in

e^2 e, dalla relazione che lega il semiasse maggiore con la distanza media Terra-Luna ¹, l'equazione 3.45 si può scrivere come segue:

$$\frac{c}{R} = 1 + e \cos(\dot{s} - \dot{p})t \quad (3.46)$$

La seconda legge di Keplero, invece, afferma che la velocità areolare rimane costante, cioè:

$$\frac{1}{2} \dot{s} R^2 = \text{costante} = \frac{1}{2} \dot{s}_0 c^2 \quad (3.47)$$

dove \dot{s}_0 è la velocità angolare media corrispondente alla distanza c .

Elevando al quadrato l'equazione 3.46 e sostituendo nell'equazione 3.47 otteniamo:

$$\dot{s} = \dot{s}_0(1 + 2e \cos(\dot{s} - \dot{p})t) \quad (3.48)$$

La longitudine vera della Luna all'istante t è dunque.

$$l = \int_0^t \dot{s} dt = \dot{s}_0 t + \left(\frac{2e\dot{s}_0}{\dot{s} - \dot{p}} \right) \sin(\dot{s} - \dot{p})t \quad (3.49)$$

che diventa:

$$l = \dot{s}t + 0.1108099 \sin(\dot{s} - \dot{p})t \quad (3.50)$$

espresso in radianti.

Tuttavia, in questo ragionamento, abbiamo considerato $\frac{c}{R}$ come influenzato soltanto dalle variabili $(\dot{s} - \dot{p})$, cioè dal termine che in letteratura prende il nome di *ellipticity*. Con un ragionamento analogo a quello appena visto, potremmo considerare anche la dipendenza da $(\dot{s} - 2\dot{h} + \dot{p})$ o anche da $(2\dot{s} - 2\dot{h})$ e in questo caso avremmo:

$$\frac{c}{R} = 1 + \underbrace{0.0549 \cos(\dot{s} - \dot{p})}_{\text{ellipticity}} + \underbrace{0.010 \cos(\dot{s} - 2\dot{h} + \dot{p})}_{\text{evection}} + \underbrace{0.008 \cos(2\dot{s} - 2\dot{h})}_{\text{variation}}t \quad (3.51)$$

¹Questa relazione è: $c = \sqrt{ab}$ dove b è il semiasse minore. Poichè $b = a\sqrt{1 - e^2}$ si ha $c = a\sqrt{1 - e^2} \approx a$, fermandosi al primo ordine nello sviluppo dell'eccentricità si può considerare il raggio medio dell'orbita terrestre uguale al suo semiasse maggiore

Per lo studio che faremo, vedremo che sarà sufficiente fermarsi al termine dell'ellitticità. Per quanto riguarda i termini in delta, possiamo ricordare le formule del triangolo sferico. Dal teorema dei seni, abbiamo che:

$$\begin{aligned}\sin \delta &= \sin \varepsilon \sin l = 0.39798 \sin l \\ \sin^2 \delta &= 0.079196(1 - \cos 2l)\end{aligned}\quad (3.52)$$

dunque:

$$\begin{aligned}\cos^2 \delta &= 0.92080 + 0.079196 \cos 2st + \dots \\ \sin 2\delta &= 2 \sin \delta \cos \delta = 0.76379 \sin st - \dots\end{aligned}\quad (3.53)$$

Ragionando in questo modo, è possibile fare lo stesso sviluppo anche per i termini che riguardano il Sole: le variabili da usare, in questo caso, non saranno più p e s , ma h e p_s .

Chiarita dunque la dipendenza dalle variabili di Doodson, possiamo finalmente passare a considerare i singoli termini del potenziale mareale.

3.3.4 Termine tesserale

Ci occuperemo adesso dello studio del termine tesserale. Prendiamo l'espressione 3.43 del termine tesserale W_2^1 del potenziale:

$$W_2^1(A) = D \left[\left(\frac{r}{a} \right)^2 \sin(2\phi) \right] \left[\left(\frac{c}{R} \right)^3 \sin(2\delta) \cos(T + \lambda) \right] \quad (3.54)$$

Come abbiamo già notato, il termine tesserale si annulla quando la declinazione del corpo perturbante è zero. Se la declinazione delta è diversa da zero, invece, è possibile scrivere la formula 3.52 per il $\sin 2\delta$. Poiché $T + \lambda = \dot{\tau}t$, dalla formula 3.54 abbiamo che l'espressione del termine tesserale per la Luna diventa:

$$-D \sin \phi [1 + 0.1647 \cos(\dot{s} - \dot{p})t + \dots] (0 + 0.76379 \sin st + \dots) \cos \dot{\tau}t \quad (3.55)$$

e quindi si può scrivere:

$$\begin{aligned}-D \sin \phi (O_1 + Q_1 + M_1 + \pi_1 + P_1 + S_1 + \\ + m_{K_1} + s_{K_1} + \Psi_1 + \phi_1 + J_1 + OO_1 + \dots)\end{aligned}\quad (3.56)$$

cioè come una somma di funzioni periodiche, di periodo e ampiezza diverse tra loro, il cui argomento è appunto una combinazione delle variabili di Doodson. Queste funzioni, che qui abbiamo distinto con i nomi che si trovano in letteratura, hanno tutte periodo attorno alle 24 ore, e verranno analizzate in dettaglio nel prossimo paragrafo.

L'idea che sta alla base di questo metodo, comunque, è quella di sviluppare ciascun fattore che dipende dal tempo in una serie trigonometrica:

$$\sum_j C_j \cos(\sigma_j t + s\lambda + \theta_j) \quad (3.57)$$

dove C_j è un coefficiente di ampiezza e l'argomento del coseno dipende linearmente dal tempo solare medio t calcolato a partire da Greenwich, dalla longitudine λ , e dalla velocità σ definita come una combinazione lineare della velocità ω di rotazione della Terra e delle principali velocità legate al moto della Terra e della Luna:

$$\sigma = s\omega + \sum_{k=1}^5 m_k \omega_k \quad (3.58)$$

dove gli ω_k rappresentano le velocità corrispondenti alle cinque variabili di Doodson che dipendono dal Sole o dalla Luna.

L'approssimazione dell'andamento del potenziale mareale in funzione del tempo sarà migliore a seconda di quanti termini si considerano nella serie trigonometrica, e il coefficiente C ci dirà quanto ciascun termine incide sull'approssimazione fatta. Nel passaggio dall'equazione 3.55 all'equazione 3.57 abbiamo detto solo implicitamente a quale termine ci siamo fermati nello sviluppo della serie trigonometrica, dicendo invece dove abbiamo troncato lo sviluppo di $\frac{c}{R}$ e $\sin \delta$. Troncare lo sviluppo come abbiamo fatto corrisponde all'aver considerato nella serie 3.57 solo i termini che hanno un coefficiente $C > 0.001D$, dove è stata presa come unità di misura la costante di Doodson $D = 2.627723 \frac{m^2}{sec^2}$.

Le principali onde mareali con periodo 24 ore

Come abbiamo visto, è possibile esprimere la componente mareale a 24 ore in una somma di onde di diversa ampiezza e periodo. Se consideriamo l'espressione 3.55 e sviluppiamo i prodotti, abbiamo che:

$$-D \sin \phi (0.76379 \cos \dot{\tau} t \sin \dot{s} t + 0.12579 \cos (\dot{s} - \dot{p}) t \sin \dot{s} t \cos \dot{\tau} t) \quad (3.59)$$

Dall'equazione 3.59 e dalle formule trigonometriche per i prodotti di seni e coseni ², abbiamo che gli argomenti delle onde principali risultanti sono:

$\dot{\tau} + \dot{s}$	che corrisponde a un'onda di periodo 23h 56m 4s. In letteratura quest'onda viene indicata con m_{K_1} ;
$\dot{\tau} - \dot{s}$	onda O_1 , di periodo 25h 49m 10s;
$(\dot{\tau} + \dot{s}) + (\dot{s} - \dot{p})$	onda J_1 , di periodo 23h 5m 54s;
$(\dot{\tau} + \dot{s}) - (\dot{s} - \dot{p})$	onda M_1 ;
$(\dot{\tau} - \dot{s}) - (\dot{s} - \dot{p})$	onda Q_1 , di periodo 26h 52m 6s;

Se ci fermiamo a termini di ordine successivo nello sviluppo dei fattori $\frac{c}{R}$ e $\sin \delta$, vediamo comparire anche altre onde, tutte di periodo attorno alle 24 ore.

Inoltre, un ragionamento del tutto simile a questo si può fare per i termini che dipendono dalla posizione del Sole. In questo modo, si può arrivare a scrivere una tabella delle principali onde mareali a 24 ore, ricordando che il numero delle onde presenti dipende da quale precisione vogliamo nell'approssimazione.

Simbolo	Argomento	Ampiezza ($\frac{m^2}{sec^2}$)	Sorgente
Q_1	$(\tau - s) - (s - p)$	0.126	Luna
O_1	$\tau - s$	0.660	Luna
M_1	$(\tau + s) - (s - p)$	-0.052	Luna
π_1	$(t - h) - (h - p_s)$	0.018	Sole
P_1	$(t - h)$	0.308	Sole
S_1	$(t + h) - (h - p_s)$	-0.007	Sole
m_{K_1}	$\tau + s$	-0.635	Luna
s_{K_1}	$t + h$	-0.295	Sole
ψ_1	$(t + h) + (h - p_s)$	-0.007	Sole
ϕ_1	$t + 3h$	-0.013	Sole
J_1	$(\tau + s) + (s - p)$	-0.052	Luna
OO_1	$\tau + 3s$	-0.028	Luna

Tabella 3.3: Principali onde mareali a 24 ore

²Le formule trigonometriche a cui si fa riferimento sono :
 $\cos \alpha \sin \beta = \frac{1}{2} [\sin (\alpha + \beta) - \sin (\alpha - \beta)]$ e $\sin \alpha \cos \beta = \frac{1}{2} [\sin (\alpha + \beta) + \sin (\alpha - \beta)]$

Si noti che le onde m_{K_1} e s_{K_1} hanno lo stesso argomento, poichè:

$$\tau + s = t + h = \text{tempo siderale}$$

Molto spesso, quindi, queste due vengono riunite in una soltanto, di periodo 23h 56m 4s (un giorno siderale), che viene indicata con K_1 .

3.3.5 Gli altri termini del potenziale mareale

Un' analisi simile a quella appena fatta per il termine tesserale, può essere applicata anche a tutti gli altri termini del potenziale mareale.

Se consideriamo l' espressione 3.43 dei termini W_2^2 e W_2^0 del potenziale, abbiamo delle espressioni che, ancora una volta, dipendono dalla declinazione del corpo perturbante, dalla sua distanza dalla Terra e dall' angolo orario che tale corpo ha rispetto all' osservatore. Nel caso del termine settoriale, l' unica differenza si ha nella dipendenza dall' angolo orario, che compare moltiplicato per due, mentre nel caso del termine zonale manca la dipendenza da questo angolo.

In questo paragrafo non mi dilungherò su come sia possibile ottenere le principali onde con periodo 12 ore e a lungo periodo. Tuttavia, è evidente che, sviluppando le equazioni 3.43 nei termini delle variabili di Doodson e ragionando in maniera del tutto analoga al paragrafo precedente, è possibile distinguere onde di diversa ampiezza e frequenza. Per completezza, riportiamo in tabella le principali onde a lungo periodo e quelle che formano la componente semidiurna.

Simbolo	Argomento	Ampiezza ($\frac{m^2}{sec^2}$)	Sorgente
Componente a lungo periodo			
M_0	0	-1.326	Luna
S_0	0	-0.615	Sole
S_a	$h - p_s$	-0.031	Sole
Ss_a	$2h$	-0.191	Sole
M_m	$s - p$	-0.217	Luna
M_f	$2s$	-0.411	Luna
Componente semidiurna			
$2N_2$	$2\tau - 2(s - p)$	0.020	Luna
μ_2	$2\tau - 2(s - h)$	0.024	Luna
N_2	$2\tau - (s - p)$	0.152	Luna
ν_2	$2\tau - (s - 2h + p)$	0.029	Luna
M_2	2τ	0.795	Luna
λ_2	$2\tau + (s - 2h + p)$	-0.006	Luna
L_2	$2\tau + (s - p)$	-0.022	Luna
T_2	$2t - (h - p_s)$	0.022	Sole
S_2	$2t$	0.370	Sole
R_2	$2t + (h - p_s)$	-0.003	Sole
m_{K_2}	$2(\tau + s)$	0.069	Luna
s_{K_2}	$2(t + h)$	0.032	Sole

Tabella 3.4: Tabella onde componente a lungo periodo e componente semidiurna

Capitolo 4

Dilatometri e tiltmetri

Come visto nei capitoli precedenti, il campo di forza delle deformazioni è soggetto a variazioni dovute a diversi tipi di forze e sorgenti. Una di queste è l'attrazione lunisolare trattata in maniera teorica nel capitolo precedente. Assieme a queste forze quasi periodiche che agiscono costantemente al di sopra e al di sotto della crosta terrestre, agiscono anche le onde dovute ai terremoti, intrusioni magmatiche e altri tipi di fenomeni ad alta frequenza, tutti insieme contribuiscono a descrivere soddisfacentemente le variazioni di dilatazione.

Naturalmente, mentre gli effetti mareali possono essere previsti da modelli teorici che vengono poi raffinati attraverso osservazioni sperimentali, ciò non può essere fatto per le onde transienti e devono quindi essere costantemente prese in considerazione. Per fare questo c'è la disponibilità di molte apparecchiature geofisiche quali i dilatometri e gli inclinometri.

Entrambi misurano, principalmente, le stesse quantità fisiche correlate con il campo delle deformazioni misurate nel posto dove gli strumenti sono stati installati.

La redistribuzione degli sforzi può essere monitorata usando un dilatometri da pozzo che possono essere considerati come delle inhomogeneità all'interno della crosta terrestre ma che non alterano il campo locale delle deformazioni. Darò adesso una breve descrizione geologica relativamente alle zone nelle quali sono stati installati questi dispositivi: I Campi Flegrei e Stromboli.

4.1 Descrizione geologica dei Campi Flegrei e Isola di Stromboli

I Campi Flegrei sono una vasta area di natura vulcanica situata a nord-ovest della città di Napoli. Nella zona sono tuttora riconoscibili almeno

ventiquattro tra crateri ed edifici vulcanici, alcuni dei quali presentano manifestazioni gassose effusive o idrotermali, nonché sono causa del fenomeno del bradisismo.

Il loro complesso vulcanico è costituito da una grande caldera in stato di quiescenza che si è formata circa 35000 anni fa. Essa ha un diametro di 12-15km nella parte principale, dove si trovano numerosi crateri, piccoli edifici vulcanici e zone soggette ad un vulcanismo di tipo secondario (fumarole, sorgenti termali, bradisismo...).

In tutta la zona sono visibili importanti depositi di origine vulcanica come il Tufo Grigio Campano (o Ignimbrite Campana) o il Tufo Giallo. Nella zona sono presenti dei laghi di origine vulcanica (Lago d'Averno), e laghi originatisi per sbarramento (Lago Fusaro, Lago di Lucrino e Lago Misenò). Essi sono considerati, assieme al Monte Vesuvio, i vulcani più pericolosi nel mondo vista la loro prossimità a zone con una densità abitativa notevolmente elevata e alla città di Napoli dove una popolazione di circa 1,5 milioni di persone sarebbe a rischio immediato nel caso di un' eruzione.

Stromboli è un'isola dell'Italia appartenente all'arcipelago delle isole Eolie, in Sicilia. Si tratta di un vulcano attivo facente parte dell'Arco Eoliano. Posta nel bacino Tirreno del mare Mediterraneo occidentale, l'isola è la più settentrionale delle Eolie e si estende su una superficie di 12,2 Km². L'edificio vulcanico è alto 926 m s.l.m. e raggiunge una profondità di circa 2500 m al di sotto del livello del mare.

Stromboli ha una persistente attività esplosiva ed è uno dei vulcani più attivi del mondo. A poche centinaia di metri a nord-est dell'isola di Stromboli si trova il collo vulcanico di *Strombolicchio*, residuo di un antico camino vulcanico.

4.1.1 I Campi Flegrei

La caldera dei Campi Flegrei è una depressione vulcanico-tettonica, che si trova ad ovest del Vesuvio e ad est delle isole vulcaniche di Ischia e Procida. Essa è una zona molto densamente popolata situata a 15Km ad ovest della città di Napoli all'interno della Piana Campana, e ha una struttura a graben ai margini orientali del mar Tirreno.

Quella dei Campi Flegrei è una struttura nidificata e risorgente creata da un cedimento dell'area causato da numerose eruzioni negli ultimi 40000 anni, le principali delle quali sono state la *Ignimbrite Campana* di circa 39000 anni fa e quella denominata del *Tufo giallo Napoletano* di circa 12000 anni fa [Civetta et al. 1991]. Le rocce più antiche della zona, dell'età di circa 60000 anni, si trovano lungo le scogliere ed in prossimità delle scarpate generate dal collasso dell' Ignimbrite Campana.

4.1. DESCRIZIONE GEOLOGICA DEI CAMPI FLEGREI E ISOLA DI STROMBOLI 57

La struttura della caldera è stata recentemente studiata usando sia metodi geologici che geofisici [Zollo *et al.* 2003].

Il sistema magmatico della caldera si pensa includa un serbatoio poco profondo di trachite periodicamente riempito da nuove iniezioni di magma provenienti da un serbatoio più profondo. L'evento dell' Ignimbrite Campana eruttò circa 200Km^3 di magma di tipo trachiti e trachiti fonolitiche interessando tutta la zona dei Campi Flegrei e la baia di Pozzuoli e Napoli. L'evento del Tufo Giallo Napoletano del tipo freato-pliniano ha eruttato circa 50Km^3 di magma di tipo trachite-alcaline e latite.

La caldera che si è poi creata ha nidificato all'interno di quella del Ignimbrite Campana. Successive eruzioni si sono verificate all'interno della caldera, dove vi sono numerose bocche esplosive. L'ultima delle quali nel 1538 ha portato alla creazione del Monte Nuovo alto circa 130m.

Dal momento dell'ultima eruzione la caldera è soggetta a numerosi episodi di irrequietezza quali le deformazioni del suolo, che non hanno eguali in nessuna parte del resto del pianeta [Newhall and Dzurisin 1998], sciame sismici e incremento dell'attività di degassamento [Barberi *et al.* 2003]. La sua attività bradisismica, un lento movimento del suolo in seguito riconosciuto in altre aree vulcaniche, negli ultimi 2000 anni è reso spettacolare dalla peculiare geografia del luogo e dalla presenza di rovine di epoca Romana, infatti la caldera è parzialmente sommersa, quindi il livello del mare ci dà una indicazione in merito ai movimenti del suolo attraverso i depositi marini presenti sulle rovine di epoca Romana. Questi assieme a documenti storici hanno indicato la presenza di subsistenze secolari accompagnate da innalzamenti repentini anche se non sempre sono culminate con una eruzione [Dvorak and Mastrolorenzo, 1991].

La rovina più conosciuta e studiata sin dai tempi della sua scoperta è il *macellum* o comunemente detto *Tempio di Serapide*. Il secolare movimento del quale è mostrato in figura.

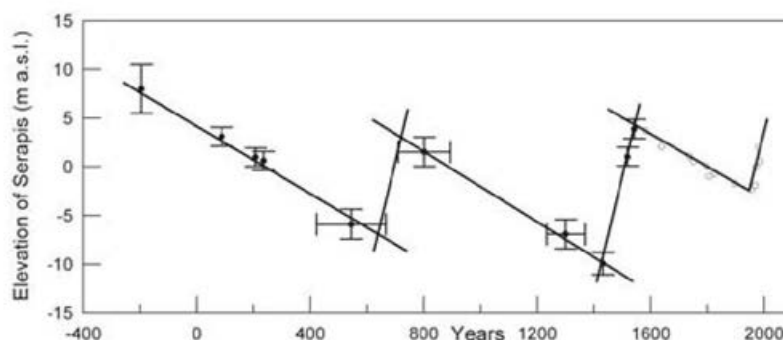


Figura 4.1: Variazioni secolari in altezza misurate usando come riferimento le colonne del tempio di Serapide.

Come si nota vi è stata una costante subsidenza, circa 1cm per anno, dal 1538 al 1970. Un rilevante innalzamento, di circa 1m, nel periodo 1970-1972 e, in seguito ad un abbassamento di circa 30cm dopo il 1972 un ulteriore innalzamento, repentino e di notevole dimensione, nella crisi bradisimica del 1982-1984. Durante questo periodo si è avuta una deformazione del suolo con un sollevamento che andava da 1.8m ad un massimo vicino ai 2.5m con un picco massimo nella zona di Pozzuoli.

Era possibile constatare la presenza di nuovi lembi di spiaggia come testimonianza visiva del fenomeno in atto anche ad occhio nudo, lungo la costa tra Pozzuoli e Bagnoli. In alcuni periodi il sollevamento raggiungeva anche 4 mm/giorno. Gli spostamenti verticali registrati nel periodo 1968-2006 e quelli registrati nel periodo 2004-2012 sono mostrati nelle figure seguenti.

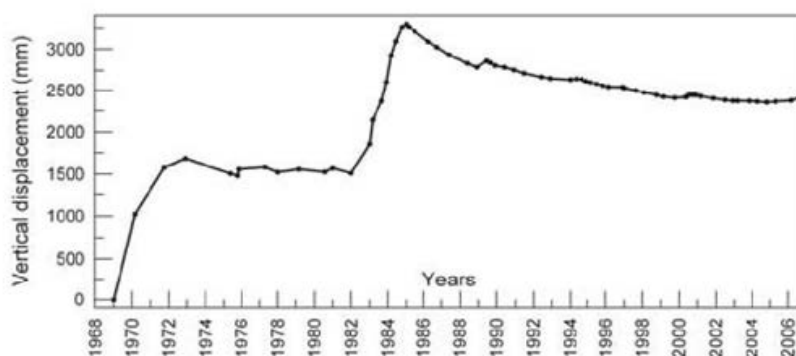


Figura 4.2: Misura del sollevamento che parte dal 1968 al 2006. Sono presenti due episodi principali seguiti da una lenta subsidenza con all' interno tre piccoli episodi di sollevamento nel 1989, nel 1995 e nel periodo 2000-2001 [Troise et al., 2007]

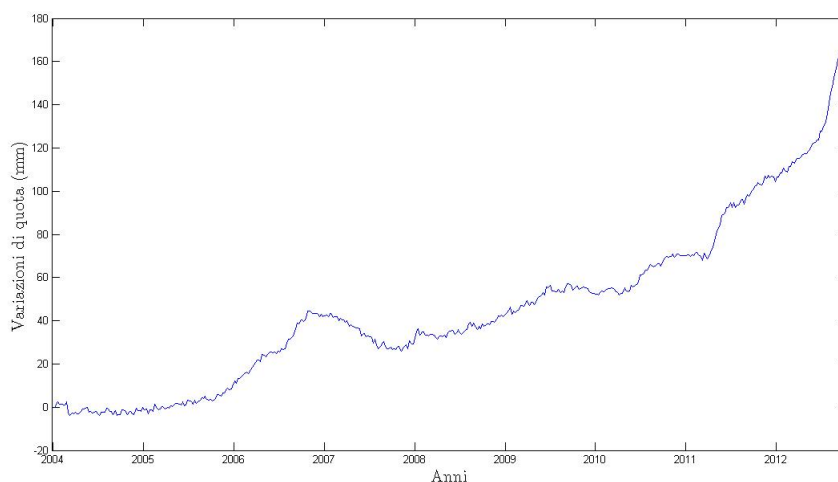


Figura 4.3: Misura del sollevamento nel periodo 2004-2012 rilevato da una stazione GPS nel Rione Terra a Pozzuoli

A questa deformazione areale del suolo, si sono accompagnati numerosissimi fenomeni sismici, più di 15000 terremoti poco profondi (3-4Km) che molto spesso sono stati avvertiti distintamente dalla popolazione [Aster and Meyer, 1988].

A partire dal 1985, l'attività sismica è notevolmente diminuita fino ad avere un comportamento generalmente asismico, mentre è iniziata una subsidenza continua. Questa è intervallata da piccole fasi di sollevamento (nel 1989, 1994, 2000, 2004 e 2005), accompagnate da un aumento di tensione e da piccoli sciami sismici [Saccorotti et al., 2001], d'altro canto il livello del suolo rimane al di sopra di 1m rispetto ai livelli registrati prima della crisi del 1970.

La caldera dei Campi Flegrei è stata costantemente studiata per capire le cause del bradisismo. Una ipotesi è stata la generazione di pressione di fluidi idrotermali dovuta alla camera magmatica [Bianchi et al., 1987; Gaeta et al., 1998]. Tuttavia, delle possibili localizzazioni di sorgenti deformative sono state individuate attraverso l'inversione di dati sperimentali, un modello localizza una zona di sorgenti deformative tra i 1.5 e 4Km di profondità, ma la camera magmatica, in base a estrapolazioni di dati di temperatura in profondità [AGIP, 1987] e osservazioni telesismiche [DeLorenzo et al., 2001; Ferrucci et al., 1992], è stata localizzata a circa 4-5Km.

Aster e Mayer [1998] suggeriscono l'esistenza di una regione di rocce fratturate sature d'acqua a 1Km di profondità; in seguito la profondità della falda acquifera è stata stimata, attraverso indagini tomografiche e pozzi

di esplorazione geotermale [DeNatale et al., 2001], a circa 1-3Km, immagini tomografiche [Zollo et al., 2003] evidenziano la presenza di piccoli corpi magmatici poco profondi, dati geochimici [Tedesco et al., 1990] non supportano l'origine magmatica della crisi del 1982-1984, una correlazione tra il tasso di emissioni di gas e la deformazione del suolo attribuita ad intrusione di fluido è stata prevista da [Chiodini et al., 2003]. Più di recente analisi di tomografia sismica hanno suggerito la presenza di cuscinetti di gas sovrappressurizzato e hanno escluso la presenza di roccia fusa a 4Km di profondità confermando la presenza di roccia contenente fluidi in fase liquida ad 1Km di profondità [Vanorio et al 2005].

Anche se il ruolo dei fluidi idrotermali è stato più e più volte definito, o come un ibrido tra sorgente magmatica ed idrotermale, o come una singola sorgente definita dalla migrazione di fluido da e verso la camera magmatica, o come un accoppiamento di sorgenti, una magmatica più profonda e una idrotermica meno profonda [DeNatale et al., 2001; Battaglia et al., 2006; Gottsmann et al., 2006], il dibattito su quale sia la causa delle deformazioni del suolo nella caldera dei Campi Flegrei è ancora aperto.

Come espresso da Gottsmann et al. [2006] la ricerca dei parametri che caratterizzano le sorgenti causa della irrequietezza del suolo focalizzati nell'intervallo di tempo, misura delle deformazioni e monitoraggio della gravità, contribuiscono alla creazione di un dataset sul comportamento della caldera in relazione al quale, futuri comportamenti anomali, possono essere paragonati per la valutazione e la mitigazione del rischio.

Tutte le deformazioni nell'area dei Campi Flegrei sono seguite da inclinazioni. La regione affetta dall'instabilità verticale è sita vicino al porto di Pozzuoli e si estende per alcune decine di Km ad est e ad ovest. In questo contesto è stata scelta la posizione dove installare i due tiltmetri, in modo che sia possibile monitorare le variazioni di inclinazione dovute all'intrusione di magma radiale e trasversale rispetto alla presunta posizione del centro della camera magmatica. Nell'immagine è riportata la posizione dei tiltmetri relativamente al centro delle crisi bradisismiche.

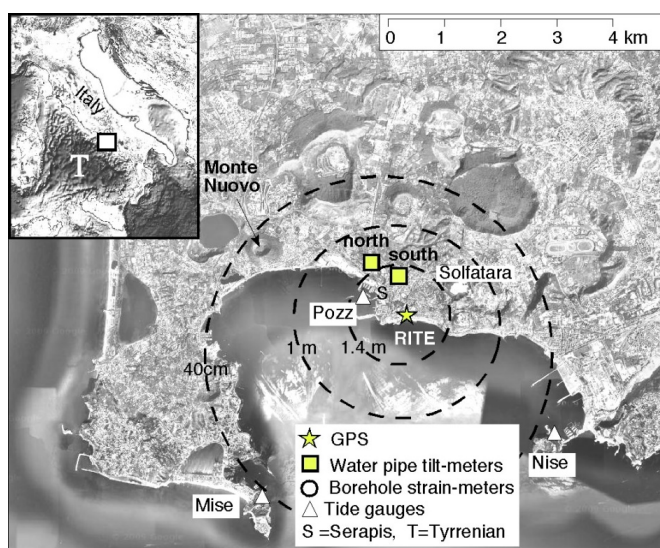


Figura 4.4: Nella mappa sono indicate le localizzazioni della rete di tiltmetri, GPS e mareografi rispetto alle zone di sollevamento durante la crisi 1982-1984 [Dvorak and Mastrolorenzo, 1991]

4.1.2 Stromboli

Stromboli si trova su un'isola che porta il suo stesso nome. L'isola di Stromboli fa parte di un arcipelago di sette isole (le Eolie) che si trova a nord est della Sicilia, ed è la più lontana dalla costa. L'arcipelago ha un'età di circa 1 Ma ed è associato ad una zona di Benioff il cui fronte di affondamento è allineato in direzione nord-ovest [Pasquaré et al., 1993].

Dall'isola è visibile anche la parte sommitale di un vulcano inattivo, lo Strombolicchio, distante poche centinaia di metri. Anche su un'altra isola dell'arcipelago (Vulcano) è presente un vulcano attivo. La formazione del vulcano Stromboli così come è visibile oggi è cominciata circa centomila anni fa. La parte emersa ha un'altezza massima di 924 m sul livello del mare, ma l'intero edificio raggiunge un'altezza di circa 2500 metri [Bertagnini et al., 2003].

Si tratta di un vulcano composito, la cui attuale forma è il frutto di una serie di eruzioni e collassi che si sono succeduti durante la sua storia eruttiva. Il processo di erosione dell'isola non ha coinvolto la stessa in maniera omogenea; questo ha determinato che si estendesse prevalentemente in direzione nord est [Tibaldi, 2003]. I numerosi collassi avvenuti sul fianco nord ovest hanno prodotto in epoca recente (10000-20000 anni fa) la Sciara del Fuoco, una depressione che mette in collegamento la zona craterica con il mare e che prosegue anche sotto il livello dell'acqua. L'intero edificio vulcanico si

erge sopra un tratto di crosta continentale dello spessore di circa 18 Km. I crateri attivi si trovano ad una altezza di circa 750 metri s.l.m.. Si tratta di tre crateri che contengono in tutto otto bocche [McGregor and Lees, 2004].

L'attività tipica del vulcano consiste in una serie di esplosioni di moderata intensità che si ripetono con una frequenza di circa 5-10 ogni ora, sebbene in alcuni periodi questo numero può arrivare a 20-30. Per avere un'idea dell'energia di una esplosione stromboliana si pensi che la quantità di materia emessa per unità di tempo (Tasso di eruzioni media) è $0.3 \frac{Kg}{s}$; nell'eruzione del Vesuvio del 79 a.C. questo valore è stato stimato intorno $10^8 \frac{Kg}{s}$ [Encyclopedia of Volcanoes]. Il materiale emesso è formato da cenere, lapilli, bombe di lava e vapore. L'emissione di materiale che caratterizza la fase esplosiva è accompagnata da un rombo proveniente dall'area craterica, udibile sull'isola e che persiste lungo tutta la durata dell'emissione e anche oltre. La durata complessiva della fase esplosiva non supera qualche decina di secondi, come si osserva anche dai corrispondenti segnali sismici.

Le esplosioni stromboliane sono prodotte dallo scoppio in superficie di bolle di gas che esplodono per l'elevato gradiente di pressione [Vergnolle and Brandeis, 1996]. In realtà la fase esplosiva comincia prima dell'emissione del gas; infatti, nei segnali sismici è possibile riconoscere gli effetti della risalita e, forse, anche della formazione della bolla. La fuoriuscita delle bolle è stata osservata in modo diretto, attraverso le registrazioni di videocamere poste in prossimità delle bocche eruttive. L'attività del vulcano è apparsa continua lungo almeno gli ultimi 2000 anni, guadagnandosi la fama di faro del Mediterraneo. Ma accanto alla attività usuale Stromboli ha manifestato talvolta anche un diverso comportamento, mostrando fasi di quiescenza (della durata di poche settimane) e rari episodi di flussi di lava, come quello avvenuto nel 2002.

Accanto al fenomeno macroscopico delle esplosioni, visibile ad occhio nudo, il vulcano manifesta una attività permanente di bassa intensità. Si tratta di tremore vulcanico, apprezzabile nelle registrazione sismiche, ma difficile da studiare. A causa della bassa energia del segnale, può risultare ostico isolare i segnali di origine vulcanica da quelli di altra natura e indesiderati e, pertanto, identificati come rumore.

4.2 Installazione dei dilatometri

I dilatometri sono stati usati per decenni per la misura delle dilatazioni della crosta terrestre. Nei primi tempi, il segnale dominante registrato da questi strumenti, con una relativa grandezza, un accumulo a lungo termine di dilatazione compressionale od estensiva è stato rimosso prima dell'interpre-

tazione dei segnali residui nonostante non fosse esattamente compreso, ma questo andamento a lungo termine può essere interpretato come la risposta poroelastica del pozzo di trivellazione. Attraverso i dati registrati da diversi dilatometri in diversi siti è possibile mostrare come questo andamento a lungo termine descriva un accumulo di dilatazione di diversi mesi anche oltre un anno dopo l'istallazione dello strumento.

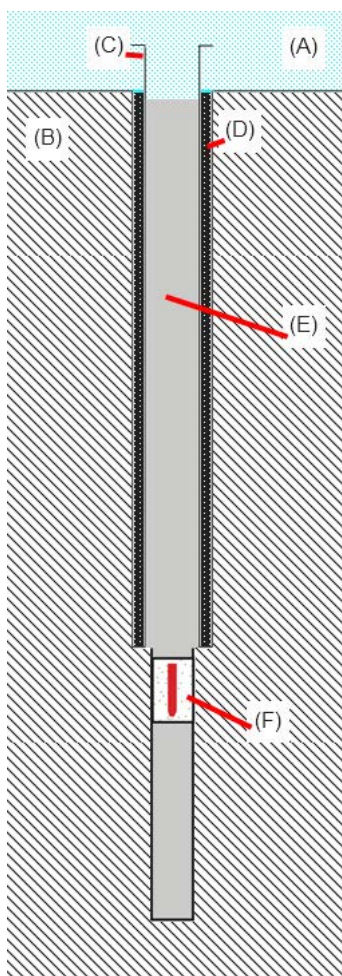


Figura 4.5: Rappresentazione schematica di una istallazione tipica di un dilatometro da pozzo. (A) definisce l'aria, (B) definisce la roccia. L'istallazione procede inserendo un involucro (C) all'interno del pozzo (D) nel fondo inoltre viene praticato un ulteriore foro, di diametro più piccolo, nel quale viene inserito il dilatometro (F). Infine tutto viene cementato con l'inserimento di cemento espansivo (E).

[Agnew, 1986] ha contribuito notevolmente alla comprensione sulle mi-

sure delle dilatazioni in pozzo e sullo sviluppo dei rispettivi strumenti di misura. L'istallazione di questi strumenti prevede la discesa in un pozzo, di diametro pari a quello dello strumento stesso, creato con una trivella con dei centralizzatori in modo che esso sia perfettamente centrato nel pozzo stesso. Il dilatometro viene poi accoppiato con la roccia circostante attraverso iniezione di cemento espansivo tra lo strumento e la parete del pozzo.

Gli strumenti utilizzati e descritti in questo lavoro includono trasduttore di pressione, sensore di temperatura, alcuni di questi sono anche accoppiati a degli accelerometri a larga banda di superficie.

I dati registrati dai dilatometri sono una combinazione di numerosi segnali quali quelli relativi alla pressione atmosferica, le maree, carico oceanico, presa del cemento ed equilibrio termico, rumore di fondo e risposta ad eventi tettonici [Agnew, 1986].

I segnali atmosferici e mareali sono dell'ordine del centesimo di micro-strain e possono essere rimossi attraverso delle specifiche misure o grazie a modelli teorici. Essi possono, altresì, essere usati per la calibrazione dello strumento e la verifica della bontà dei dati che esso registra.

Invece gli effetti dovuti all'indurimento del cemento con le conseguenti perturbazioni di temperatura, pur non essendo esattamente conosciuti, hanno una breve durata e si verificano solo in un periodo di tempo vicino all'istallazione dello strumento, questi effetti vengono quindi ignorati o rimossi attraverso artifici matematici.

Infine i rumori di fondo possono essere caratterizzati per mezzo di analisi spettrale e conseguentemente rimossi attraverso un filtro.

La maggior parte dei segnali relativi e dilatazioni tettoniche hanno una magnitudo relativamente bassa. Lo slittamento cosismico è, per esempio, generalmente dell'ordine di un micro-strain o meno [Johnston et al., 1994], mentre un evento di deformazione asismica è dell'ordine di 50 o 100 nano-strain [Gladwin et al., 1994]. Dilatazioni a lungo termine di origine tettonica quali quelle che si verificano in aree attive quali Parkfield, California nei pressi della faglia di San Andreas [Gwyther et al., 1996] hanno magnitudo dell'ordine di meno di un micro-strain per anno. Per finire si possono osservare anche eventi non tettonici quali dilatazioni dovute ad intrusione di acqua per causa di precipitazioni piovose, ricariche stagionali ed hanno magnitudo dell'ordine di meno di un micro-strain [Gwyther et al., 1994; Wyatt and Agnew, 1998].

A mascherare questi segnali contribuisce un andamento a lungo termine dell'ordine di decine di micro-strain e persiste per mesi o anni dopo l'istallazione dello strumento. Qualitativamente questa tendenza è attribuita al "rilassamento del pozzo" assumendo un comportamento viscoelastico della roccia circostante [Gladwin et al., 1987], ma per essa non è stato concepito un modello matematico. L'incertezza sull'origine e sul significato di questi

segnali ci porta a dire che essi non possano essere misurati dal momento che sono mascherati [Roeloff, 2006] ma questo non significa che non abbiano un significato fisico è solo che, non essendoci un modello fisico che lo permetta, non è possibile estrarre nulla di significativo da loro.

L'approccio più usato per rimuovere l'andamento di fondo (trend) è quello di trovare una curva, combinazione di termini lineari ed esponenziali, che interpoli l'andamento delle misure nel tempo [Gwyther et al., 1996]. Storicamente questo approccio ha funzionato bene, soprattutto per dilatazioni volumetriche. In questo caso la forma scelta per il 'trend' è la seguente:

$$\text{trend matematico} = F + A_1 e^{T_1 t} + Mt + A_2 e^{T_2 t} \quad (4.1)$$

dove t è il tempo e le costanti F , A_1 , T_1 , M , A_2 e T_2 sono uniche per ogni misura.

L'interpolazione può essere fatta usando valori giornalieri e un algoritmo di regressione non lineare quale il metodo di Marquardt.

E' importante notare che l'istallazione di un dilatometro da pozzo consiste nell'inserimento in un pozzo di un oggetto che ha un comportamento elastico diverso rispetto le rocce circostanti, questo comporta che la dilatazione misurata da un dilatometro risulta amplificata rispetto alla dilatazione realmente subita dalla roccia circostante. [Gladwin and Hart, 1985], hanno quantificato questi effetti attraverso lo studio della risposta elastica di un dilatometro ad un lontano campo di deformazione uniassiale. Hanno quindi esaminato tre casi:

1. Un pozzo vuoto ovvero un pozzo nel quale dilatometro e cemento abbiano le stesse proprietà elastiche delle rocce circostanti.
2. Un pozzo nel quale lo strumento abbia proprietà elastiche differenti dal cemento e le rocce circostanti. Lo strato di cemento tra lo strumento e la parete rocciosa è sottile o entrambi hanno le stesse caratteristiche di elasticità.
3. Un pozzo nel quale strumento, cemento e rocce circostanti hanno proprietà elastiche diverse tra di loro.

Per ogni modello, il campo delle deformazioni è associato allo strumento attraverso una derivazione dei fattori di risposta sia per le componenti di taglio che areali.

I fattori di risposta variano di circa uno-quattro volte, ovvero la dilatazione misurata è circa una o quattro volte quella effettiva delle rocce

[*Gladwin et al., 1987*]. Dal momento che si basano sull'elasticità, questi modelli non prevedono alcuni effetti dipendenti dal tempo. [*Spathis, 1988*] esaminò il caso nel quale effettivamente il fattore di risposta degli strumenti avesse una dipendenza temporale.

Il modello del secondo tipo è raccomandato per la calibrazione, ma in pratica non è usato per la difficoltà nel vincolare i parametri elastici. Al contrario è usato un modello empirico considerando maree terrestri solide e carico oceanico [*Hart et al., 1996*]. Il processo di calibrazione consiste nella determinazione empirica dei valori dei fattori di risposta per le componenti di taglio e areali in modo tale che le maree misurate dagli strumenti possano essere comparate con le maree teoriche.

Una volta comparati, i dati che restano dopo l'eliminazione del 'trend' vengono calibrati in relazione alle maree teoriche e quindi usati per determinare le componenti di taglio e areali.

Una volta fatta questa calibrazione è necessario pesare i dati in modo da distinguere i segnali relativi a misure di pressione atmosferica, mareali o sismici.

4.3 Dilatometro Sacks-Evertson

I sismografi sono i principali strumenti usati dai ricercatori per lo studio dei terremoti e degli eventi ad essi associati. Inventati circa 150 anni fa questi strumenti hanno raggiunto, oggi, un elevato grado di sviluppo. Il loro utilizzo è quello di misurare il moto associato alla propagazione delle onde derivanti da particolari fenomeni all'interno della Terra. Le misure sismologiche sono generalmente effettuate attraverso strumenti sensibili allo spostamento del suolo, alla dilatazione o all'inclinazione o alle loro derivate temporali ovvero sismometri, dilatometri o inclinometri, rispettivamente. La combinazione di un sismometro con uno strumento di registrazione di dati viene chiamato sismografo.

Vi è la convinzione nella comunità scientifica che se i terremoti o le cause che li generano vengono totalmente compresi, allora sarà possibile una eventuale predizione. A questo scopo è possibile usare un dilatometro sufficientemente sensibile e stabile per poter misurare le variazioni del campo delle deformazioni in prossimità di un evento sismico. Dal momento che le dilatazioni decadono approssimativamente come la distanza al cubo è richiesta una elevata sensibilità. La presenza di questi segnali, soprattutto per uno strumento posto in un pozzo profondo alcune centinaia di metri sito in un ambiente tranquillo, può essere rilevata valutando l'aumento del segnale registrato rispetto al rumore di fondo.

Negli strumenti di più antica concezione, la dilatazione lineare veniva calcolata misurando il moto relativo tra due punti della Terra o sulla sua superficie, e derivandolo per la distanza tra di loro. Questo tipo di sismografo è frutto del lavoro di Benioff. Altri tentativi per misurare il moto relativo tra due punti sulla superficie terrestre sono stati effettuati da Milne in Giappone e Oddone in Italia, ma lo strumento di Benioff è risultato essere il più sensibile.

La sua costruzione è stata resa possibile grazie allo sviluppo di un trasduttore elettromagnetico molto sensibile usato assieme ad un galvanometro. La sua lunghezza era di circa 20 m ed era costituito da un tubo di acciaio dal diametro di 5 cm sorretto da una dozzina di pilastri. Questo è stato il primo strumento ad aver registrato fenomeni sismici di periodi superiori ai 100 secondi. Benioff nel 1935 esprime il concetto di una dilatazione attraverso una sfera completamente riempita di liquido nella quale è inserito un tubo capillare posta vicino alla superficie terrestre, misurando con un trasduttore elettromagnetico la variazione di altezza del liquido all'interno del tubo stesso. Uno strumento di questo tipo è in grado di misurare soltanto dilatazioni areali (pure dilatazioni delle rocce) da qui il nome di dilatometri. Pekeris nel 1940 suggerì l'uso del dilatometro per misurare le maree terrestri stimando il rumore sismico e correlandolo con le maree terrestri attraverso una funzione della frequenza.

Il moto microsismico dell'ordine di 10^1 hZ corrisponde ad una dilatazione di circa $10^{-10}\varepsilon$ mentre le maree terrestri che sono dell'ordine di 10^{-5} Hz corrispondono a dilatazioni di circa $10^{-8}\varepsilon$. Le basse frequenze quali quelle relative alle maree terrestri ovviamente non possono essere misurate attraverso l'utilizzo di trasduttori di spostamento, velocità o accelerazione. Infatti questi ultimi sono costruiti in modo da poter offrire una buona risposta a onde di alta frequenza come quelle prodotte da un terremoto. Quindi gli unici strumenti idonei a misurare e registrare eventi a bassa frequenza sono i dilatometri da pozzo ideati da Sacks ed Evertson dai quali hanno preso il nome [*Sacks and Evertson, 1968; Evertson, 1975*].

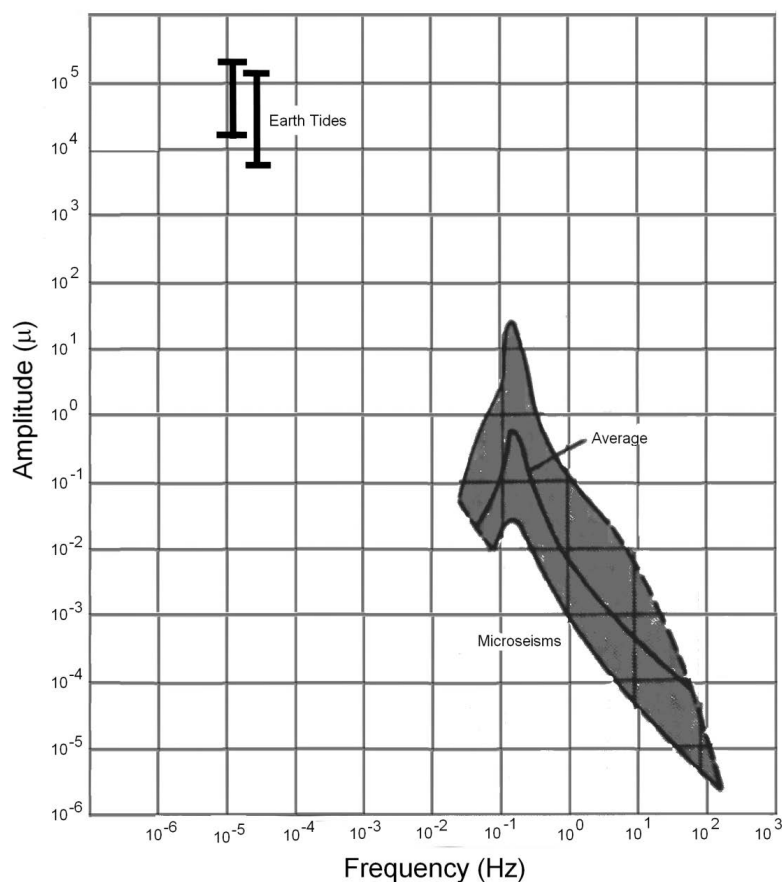


Figura 4.6: Diagramma rumore sismico vs frequenza. Come si nota le maree terrestri hanno bassa frequenza ma elevata ampiezza contrariamente ai valori medi dei terremoti. I microsismi rappresentano il limite inferiore delle ampiezze per le onde sismiche.

Il principio di funzionamento di questi strumenti è molto semplice. Innanzitutto un dilatometro Sacks-Evertson è costituito da un cilindro di acciaio inossidabile il cui interno è suddiviso in due parti da una paratia attraverso la quale è praticata una piccola apertura. La parte inferiore è riempita completamente da dell'olio mentre la parte superiore è riempita parzialmente da olio ed il resto da del gas, di solito argon, e l'olio è libero di scorrere attraverso la piccola apertura nella paratia. L'intero strumento viene posto in un pozzo e fissato alle pareti dello stesso attraverso del cemento espansivo. Una variazione della dilatazione delle rocce circostanti provoca una variazione di flusso dell'olio attraverso la piccola apertura nella paratia. Questa variazione di flusso provoca inoltre una deformazione elastica di un soffierto posto sul foro e questa deformazione è trasformata, per mezzo di un trasduttore,

in segnale elettrico che viene poi trasmesso in superficie attraverso un cavo.

La risposta in frequenza delle parti puramente meccaniche dello strumento dipende principalmente dalla viscosità e l' incomprimibilità dell' olio e, teoricamente, lo strumento può rilevare cambiamenti con periodi che vanno dal secondo all' infinito. La sensibilità dipende dalla quantità di olio che attraversa l' apertura dalla parte inferiore. Gli strumenti usati in questo lavoro sono costruiti con un tubo di acciaio inossidabile dello spessore di 3mm, con un raggio interno di 54mm e una lunghezza di circa 4m, la parte inferiore di 3.75m che costituisce la lunghezza del serbatoio riempito con l' olio.

Uno dei vantaggi di questo strumento è che ricopre una vasta gamma di periodi di deformazione, inoltre esso può essere facilmente installato. Di contro vi è la sua difficoltà nella calibrazione. Una volta che esso viene posto nel pozzo è impossibile riportarlo fuori, è inoltre impossibile constatare, prima della sua installazione, le condizioni nelle quali viene posto.

La sua calibrazione viene fatta per mezzo delle maree nel range delle basse frequenze e con terremoti locali o regionali e telesismi per le alte frequenze. In ogni modo una calibrazione ottenuta in questo modo non ci permette di misurare direttamente le variazioni di deformazione nelle rocce circostanti, bisogna tener conto degli effetti di cavità causati da un pozzo verticale. E' impossibile risolvere teoricamente tutti gli effetti di cavità. Harrison nel 1976 calcolò gli effetti di cavità e di topografia irregolare nel campo delle deformazioni usando un metodo agli elementi finiti e trovò che le deformazioni all' interno di un lungo tunnel sono più influenzate di quelle in un tunnel più corto.

Una situazione simile esiste per i dilatometri da pozzo dal momento che questi misurano più dilatazioni locali di quanto non facciano gli estensimetri. In relazione al tipo di deformazione che vogliamo misurare, dobbiamo definirla attentamente. Il campo delle deformazioni locali può essere affetto dalla struttura locale. Se siamo interessati al campo degli spostamenti di una area più ampia, dobbiamo considerare non soltanto la struttura del sottosuolo in cui è posto lo strumento ma anche la topografia circostante. La procedura per collegare i dati registrati dallo strumento alla dilatazione che noi intendiamo misurare sarà diversa a seconda del tipo di deformazione che ci interessa. Per quanto riguarda il nostro caso ritengo che il modo migliore per misurare le deformazioni nell' area flegrea sia quello di confrontare uno specifico tipo di deformazioni con le deformazioni dello stesso tipo misurate per altra via. In poche parole confrontare, quale sarà il nostro caso, le deformazioni causate dalle maree misurate dal nostro strumento, con quelle teoriche previste attraverso l' utilizzo di specifici algoritmi.

Un altro problema è quale tipo di dati ci interessano. Il segnale che il dilatometro ci fornisce comprende un' ampia gamma di frequenze che inclu-

de i movimenti del suolo, variazioni di pressione atmosferica, maree, passaggi della metropolitana, movimenti di acqua nel sottosuolo, variazioni di temperatura nel sottosuolo, terremoti ed altro ancora. In genere ci interessano solo uno o due di questi segnali. Dobbiamo quindi filtrare tutti i segnali che ci interessano ed eliminare il superfluo. Per fare ciò bisogna esaminare come lo strumento reagisca ad ogni singola causa di questi segnali. Le prime di queste sono gli effetti dovuti alla variazione di pressione atmosferica e quelli dovuti a precipitazioni piovose. Nei primi esperimenti con i dilatometri Sacks-Evertson questi effetti sono stati studiati [*Sacks and Evertson, 1968; Sacks et al., 1969*]. Un risultato è che il rumore indotto dalla variazione di pressione è almeno un ordine di grandezza più alto rispetto al normale rumore terrestre in un range da un' ora a tre minuti mentre il rapporto segnale-rumore migliora notevolmente con ulteriori trattamenti dei dati.

Le piogge e i movimenti di acqua nelle falde acquifere provocano seri effetti sul campo delle dilatazioni, con delle deformazioni molto più grandi di quelle previste per un mezzo elastico, a volte anche di un fattore cento. Queste variazioni hanno uno sfasamento temporale e il loro meccanismo non è del tutto chiaro [*Sacks et al., 1969*], anche se queste conclusioni non sono applicate per ogni luogo. L'analisi dei dati infatti varia con il variare del sito nel quale è installato lo strumento.

I dilatometri da pozzo danno la possibilità di captare, se esistono, eventuali precursori di grandi terremoti oltre ai cambi dovuti all'intrusione di magma nella camera magmatica in prossimità di grandi vulcani. La rete di strumenti installata nei Campi Flegrei serve appunto a questo scopo. Oltre questo i dilatometri ci danno tante informazioni per lo studio di terremoti lenti, essi, come è stato dimostrato, differiscono dai terremoti normali, solo per la diversa scala temporale. E' stato dimostrato, inoltre, che redistribuzione degli sforzi causata da un terremoto lento, può essere di preparazione per un nuovo sisma e questa caratteristica gioca un ruolo importante per la previsione dei terremoti anche se non è stata sempre verificata prima di grandi eventi [*Sacks et al., 1978, 1981*]. Il dilatometro è quindi uno strumento che serve a misurare una singola componente di deformazione. In figura 4.7 è illustrato il principio del suo funzionamento.

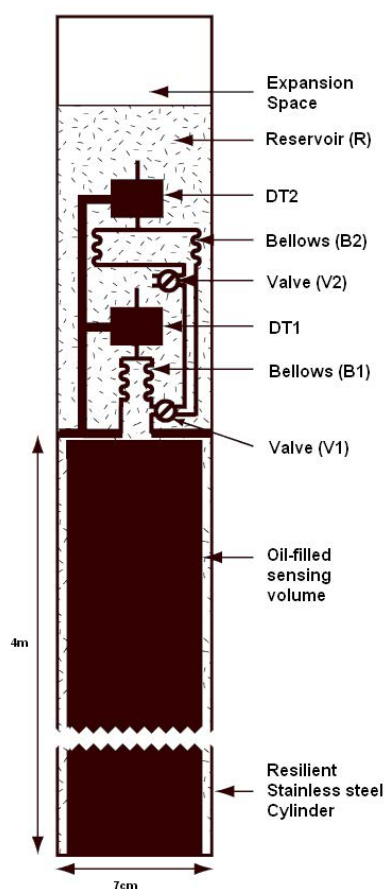


Figura 4.7: Rappresentazione schematica di un dilatometro Sacks-Evertson.

La parte inferiore, che costituisce il volume di rilevamento, è riempita con un fluido degassato e idealmente incompressibile, in genere olio siliconato, è inoltre riempita con dell' alluminio solido in modo da diminuire la quantità di olio all' interno di essa. Ciò fa in modo che diminuisca la sensibilità termica del sensore costituito da una prima valvola e decresca la perdita di sensibilità dovuta alla comprimibilità dell' olio. Un secondo sistema di valvola-trasformatore differenziale-soffietto è inserito per fare in modo che non vi sia una perdita di dati quando le valvole sono aperte per equilibrare lo strumento, dal momento che le valvole possono essere aperte una per volta. Quando il cilindro viene deformato, l' olio è costretto ad entrare o ad uscire attraverso i soffiotti (B1 e B2) e questo causa uno spostamento su e giù della parte superiore dei soffiotti stessi. Questo spostamento viene registrato da dei trasformatori differenziali (DT1 e DT2). Per una determinata deformazione i soffiotti si spostano di una quantità che è pari al rapporto tra il volume di riferimento e la sezione dell' apertura del soffietto. Questo rapporto è

molto alto (~ 40000) in modo da avere un notevole guadagno idraulico libero da rumore. Questo assegna allo strumento una notevole sensibilità. Per permettere allo strumento di funzionare per un periodo di tempo indefinito, viene aperta, per qualche secondo, una valvola che permette all'olio di entrare od uscire nel serbatoio R che è disaccoppiato dal campo delle deformazioni, non subisce cioè il loro effetto. Le prime variazioni di deformazione sono misurate dal trasduttore DT1 valutando la posizione del soffiutto B1. Il sistema soffiutto-trasduttore B1-DT1 ha una risposta in frequenza che varia da 0 a 10 Hz. La sua sensibilità è di circa 10^{-12} strain con un range di $\sim 10^{-5}$. La conformazione dello strumento permette il posizionamento di una valvola V1 controllata elettronicamente, la quale, quando è aperta, consente il passaggio dell'olio da o per il volume di rilevamento per far sì che il soffiutto B1 ritorni nella sua posizione di equilibrio. Il sistema B1-V1-DT1 appartiene al disegno originale del dilatometro Sacks-Evertson. Per fare in modo che lo strumento valuti deformazioni a lungo termine il soffiutto si deve muovere lentamente dalla sua posizione di equilibrio e ogni volta che questo non accade viene aperta la valvola V1. Questo significa che lo strumento ha risposta costante nella gamma di frequenze sismiche, queste provocano delle deformazioni al soffiutto.

Per grandi deformazioni le deformazioni rilevate dallo strumento provocano un innalzamento del soffiutto B1 che potrebbe essere maggiore del suo massimo consentito. Per questo esiste un sistema elettronico di controllo che verifica se B1 lavora entro i suoi limiti di sicurezza. Se dovesse rilevare che vi è un innalzamento del soffiutto maggiore del 60% si azionerebbe subito la valvola V1 per prevenire eventuali danni. Ciò significa che durante i terremoti è possibile che vi sia la perdita di dati nel momento in cui la valvola è aperta. Per questo è stata prevista la presenza di un secondo sistema soffiutto-valvola-trasduttore B2-V2-DT2. Infatti l'uscita della valvola V1 è collegato, non direttamente con il serbatoio di olio, ma con un secondo soffiutto B2 dal diametro di 5 cm monitorato da un trasduttore DT2, una seconda valvola permette il passaggio dell'olio attraverso il soffiutto da e verso il serbatoio R. Questa valvola viene aperta dopo un certo tempo dall'apertura-chiusura della valvola V1. Il sistema B2-V2-DT2 ha lo stesso principio di funzionamento descritto per il sistema B1-V1-DT1. Durante in normale stato di funzionamento dello strumento le valvole non sono mai aperte contemporaneamente, ciò significa che l'olio contenuto nel volume di riferimento potrà scorrere esclusivamente attraverso il soffiutto B1 registrando effettivamente le deformazioni. Naturalmente la sensibilità di DT2 è ridotta di un fattore ~ 7 . Quando entrambe le valvole sono chiuse, ovvero in condizioni normali, il sistema B2-DT2 misura la variazione di volume di una data massa di olio che è disaccoppiata dal campo delle deformazioni terrestri.

DT2 fornisce quindi una misura della variazione di temperatura alla profondità di installazione. Il sistema permette una valutazione della variazione di temperatura con sensibilità dell'ordine di $(10^{-5})^{\circ}\text{C}$. Se il volume di olio che passa attraverso il soffiato è molto più piccolo del volume di olio presente nel serbatoio sottoposto alla deformazione, allora l'olio può essere considerato come liquido incomprimibile e la sua densità non varia con il variare della pressione agente sullo strumento. Detto questo il volume di riferimento può essere scritto come:

$$v_s = v_s^0(1 + D) \quad (4.2)$$

dove v_s^0 è il volume dell'olio presente nel serbatoio inferiore nello stato di equilibrio, ovvero quando non sullo strumento non agisce nessuna pressione, mentre D è la dilatazione misurata dallo strumento. Mentre il volume del soffiato è:

$$v_b = v_b^0 + A_b q \quad (4.3)$$

con v_b^0 volume del soffiato a riposo, A_b superficie effettiva del soffiato e q spostamento della sua parte libera.

Per la conservazione della massa prima e dopo la deformazione abbiamo:

$$\left(\frac{\rho}{1 + \frac{p_s}{k_s}} \right) v_s^0(1 + D) + \rho(v_b^0 + A_b q) = \rho(v_s^0 + v_b^0) \quad (4.4)$$

dove ρ e k_s sono la densità e il modulo di compressibilità dell'olio, mentre p_s rappresenta la pressione alla quale l'olio stesso è soggetto, che equivale a:

$$p_s = \frac{k_b}{A_b} q + \frac{128\eta L_t A_b}{\pi b_t^4} \dot{q} \quad (4.5)$$

nella quale il primo termine è relativo alla pressione esercitata da soffiato con costante elastica k_b , mentre il secondo termine è la pressione prodotta nel tubo capillare assumendo un flusso laminare; L_s è la lunghezza dello strumento, b_t il suo diametro e η la viscosità dinamica del fluido. Se $p_s \ll k_s$ dall'equazione 4.4 e dall'equazione 4.5 otteniamo:

$$q \left(1 + \frac{k_b v_s^0}{A_b^2 k_s} \right) + \dot{q} \left(\frac{128\eta L_t v_s^0}{\pi b_t^4 k_s} \right) = -\frac{v_s^0}{A_b} \quad (4.6)$$

Per lunghi periodi il termine in \dot{q} è trascurabile quindi:

$$K_H = \left(1 + \frac{k_b v_s^0}{A_b^2 k_s}\right)^{-1} \quad (4.7)$$

che rappresenta la correzione alla compressibilità del fluido all' interno del volume di sensibile alle deformazioni.

Il tubo capillare che collega il serbatoio inferiore al soffiato gioca un ruolo fondamentale, protegge lo strumento dalle alte accelerazioni prodotte da terremoti vicini dal momento che si comporta come filtro passa-basso attenuando la risposta ad alte frequenze. La frequenza di taglio dipende dalle dimensioni del tubo capillare e dalla viscosità dell' olio. Si può dimostrare che la frequenza di taglio è [Evertson, 1977]:

$$f_t = \frac{b_t^4 k_s}{256 K_H \eta L_t v_s^0} \quad (4.8)$$

di solito essa vale circa 1 Hz.

La risposta dello strumento dipende sempre dalla relazione tra la deformazione D subita dallo strumento stesso e quella Δ delle rocce circostanti. Per uno strumento perfettamente flessibile, le equazioni relative ad un pozzo vuoto mostrano che [Evertson, 1977]:

$$D = \left(\frac{2 - \nu}{1 - \nu}\right) \Delta \quad (4.9)$$

dove ν è il modulo di Poisson delle rocce circostanti. Una soluzione approssimata [Evertson, 1977] del problema del problema di un tubo elastico cementato all' interno di un pozzo mostra che la dilatazione areale è circa il 90% della dilatazione volumetrica che ci sarebbe in un pozzo vuoto, quindi l' equazione 4.9 rimane valida anche per uno strumento legato alla roccia.

In generale la deformazione misurata dallo strumento non può essere la stessa esercitata dalle rocce dal momento che esse sono porose e impregnate di fluidi. Un incremento di pressione nei pori della roccia produce una espansione nella roccia stessa mentre una diminuzione di pressione una contrazione. Il flusso all' interno dei pori produce una deformazione solo se non vi è scambio di liquidi con lo strumento, quindi esso misura una effettiva deformazione della roccia solo se ad essa non hanno partecipato intrusioni di fluidi. Nel caso sia invece presente una pressione dovuta ai pori, la deformazione rilevata dallo strumento Δ^{inst} è [Segall et al. 2003]:

$$\Delta^{inst} = C_1(\Delta^\infty - C_2 p^\infty) \quad (4.10)$$

dove Δ^∞ e p^∞ sono la deformazione e la pressione dei pori lontano dallo strumento, C_1 e C_2 dipendono dalle proprietà poroelastiche delle rocce.

Si consideri un pozzo dalla forma cilindrica in un materiale poroelastico

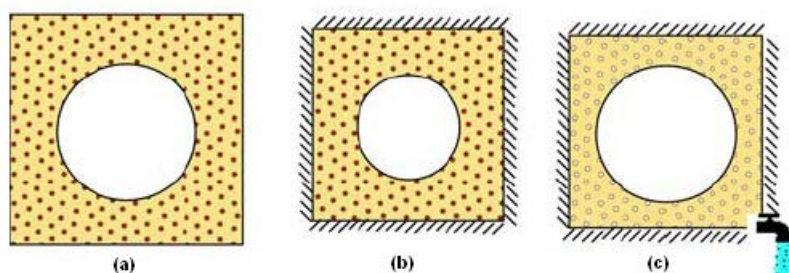


Figura 4.8: Effetti della presenza di fluido in roccia porosa. (a) Dilatometro all'interno di roccia porosa impregnata di fluido; (b) La sezione viene compressa e i margini vengono fissati; (c) La roccia viene drenata e il foro si espande [Segall, 2003].

Se il blocco viene compresso rapidamente la pressione all'interno dei pori aumenta e il foro si contrae elasticamente. Se i contorni del blocco vengono mantenuti fissi drenando il fluido facciamo in modo che la roccia si contragga mentre il foro si espanda, quindi il campo lontano degli sforzi è pari a zero mentre localmente la roccia subisce una diminuzione di volume al contrario del foro.

La risposta in frequenza della parte meccanica dello strumento, dipende dalla viscosità e dalla comprimibilità dell'olio e, in teoria, lo strumento può rilevare variazione di deformazione con periodi che vanno da qualche secondo all'infinito. La sua sensibilità dipende dalla quantità di olio che attraversa il foro nella parete divisororia tra le due sezioni del tubo e quindi dipende dal volume della parte inferiore consentendo al dilatometro di registrare segnali all'interno di un'ampia gamma di frequenze.

L'installazione dello strumento è relativamente semplice al contrario della sua calibrazione visto che non è possibile conoscere in dettaglio le caratteristiche delle rocce nel quale viene posto e causa anche di un non perfetto accoppiamento con esse. In questo caso non avremo la misura dell'effettivo campo delle deformazioni della roccia, ma un valore mediato con il campo di deformazione del cemento.

Il campo delle deformazioni locale può altresì essere influenzato da vari fattori esterni quali variazioni di pressione barometrica, precipitazioni piovose, intrusioni di acqua ed attività antropogeniche.

Nella progettazione dello strumento devono essere prese in considerazione sia il suo accoppiamento con le rocce circostanti che le caratteristiche del materiale usato per la sua costruzione ed anche gli effetti della temperatura e, nel caso di installazione in aree vulcaniche, la presenza di eventuali mezzi corrosivi. Questi strumenti sono posti all'interno di pozzi per isolarli, quanto meglio possibile, da eventuali variazioni di temperatura. Si consideri che un dilatometro posto ad 1m dalla superficie, per periodi dell'ordine del giorno, registra segnali con attenuazione dovuta agli effetti della temperatura di 50-100 dB, mentre uno meglio isolato ha una attenuazione di solo 30 dB. Per periodi più lunghi, un anno o giù di lì, l'attenuazione si riduce a 2-6 dB per ogni metro di profondità: per una installazione ad una profondità di 30m possiamo avere una attenuazione dovuta ad effetti termici di 70-170 dB.

Fenomeni sismici superiori ad 1Hz possono essere misurati con precisione attraverso i sismometri che sono meno inclini ad individuare frequenze più basse. Le frequenze sismiche variano all'interno di una gamma che va da frequenze superiori ad 1Hz fino alle basse frequenze delle oscillazioni libere della Terra a circa 3.5×10^{-4} Hz. Sismometri a lungo periodo usati per lo studio di frequenze inferiori a 0.1Hz sono disturbati dal rumore dovuto ad effetti termici ed è per questo che per frequenze al di sotto di 0.1Hz l'utilizzo dei dilatometri risulta essere di particolare importanza.

Le frequenze di particolare interesse sono quelle dovute alle maree di 12 ore per la M_2 e 24 ore per la O_1 . Pertanto misureremo le onde all'interno della gamma di frequenze che va da 10^{-5} Hz ad 1Hz.

La combinazione valvola-soffietto-trasformatore differenziale consente la misura delle deformazioni secolari: le variazioni annuali nelle deformazioni terrestri sono misurate, in un'ampia gamma, dal DT. Il limite inferiore per le registrazioni varia in relazione della bontà dell'accoppiamento strumento-roccia, il rapporto rumore-segnale nella regione di installazione dipende dalla presenza di falde acquifere e dalla struttura interna dello strumento, in ogni modo i valori minimi di deformazione rilevati dipendono dal rumore di fondo. Frequenze sismiche e geodetiche sono le seguenti:

- sopra 0.5 Hz rappresentate da onde di volume provenienti da sorgenti locali (macchine, vento che soffia tra gli alberi ed altro).
- da 0.5 a 0.05 Hz rappresentate da microsismi.
- da 0.05 a 10^{-3} Hz rappresentate da deformazioni crostali dovute a variazioni di pressione barometrica.

- sotto 10^{-5} Hz, ci troviamo in presenza di onde dalla lunghezza d'onda dell'ordine della settimana, mesi o superiore, e sono in relazione a moti astronomici, deformazioni termoelastiche, variazioni nella pressione dei pori e passaggio di fluido all'interno delle rocce.
- frequenze più piccole rappresentano le deformazioni secolari della Terra

Rete di dilatometri nei Campi Flegrei e a Stromboli

La rete dei dilatometri installata in prossimità della caldera dei Campi Flegrei e sull'isola di Stromboli, è stata sviluppata grazie alla collaborazione dell'Università degli Studi di Salerno (UniSa) rappresentata dal Prof. R. Scarpa con la Carnegie Institution di Washington DC rappresentato dai Prof. S. Sacks e A. Linde e con l'AMRA ("Centro di competenze Analisi e Monitoraggio del Rischio Ambientale").

Altra strumentazione nell'area dei Campi Flegrei è già stata installata dall'Osservatorio Vesuviano - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). Da alcuni anni è possibile monitorare le variazioni di distanza tra due punti attraverso una rete EDM, di livellamento con benchmark di riferimento a Napoli, di gravità ed inoltre sono presenti sistemi GPS e sismometri.

Nel 2004 è partito nei Campi Flegrei il progetto DIVNA (Dilatometri-Vesuvio-Napoli), mentre nel 2006 è partito il progetto Stromboli che hanno completato il preesistente sistema di monitoraggio sismico e geodetico dell'Osservatorio Vesuviano e dell'INGV attraverso l'installazione di una piccola rete per il Vesuvio-Campi Flegrei e per Stromboli di sei e due dilatometri volumetrici da pozzo Sacks-Evertson, rispettivamente, associati a dei sismometri a larga banda a tre componenti. Tutti i dati registrati dai dilatometri sono acquisiti da data-logger prodotti dalla ditta americana Kinometrics. Il modello utilizzato è il Quanterra Q330. Esso ha sei differenti canali di acquisizione per collegare altrettanti dispositivi, i cui dati vengono digitalizzati grazie ad un convertitore A/D a 24bit. Ogni data-logger è direttamente collegato al dilatometro. Il Q330 è a tutti gli effetti un computer, con un proprio sistema operativo (basato su di una versione molto compatta di Unix), utilizzato per la digitalizzazione, la memorizzazione e la messa a disposizione, tramite un'interfaccia di rete, dei dati acquisiti. In particolare, nel progetto i data-logger sono collegati ad hard-disk esterni Kinometrics Baler 14 che registrano ed immagazzinano, per ogni stazione, dati in formato mSEED con una capacità di 20Gb. Ogni stazione dista alcuni chilometri dall'altra ed è posta in zone a distanza strategica dalla caldera dei Campi Flegrei e dal cratere dei vulcani. Nelle figure 4.9 e 4.10 e nella tabella 4.3 sono rappresen-

tate i luoghi ed alcuni dettagli dell' installazione della rete nei Campi Flegrei e Stromboli.

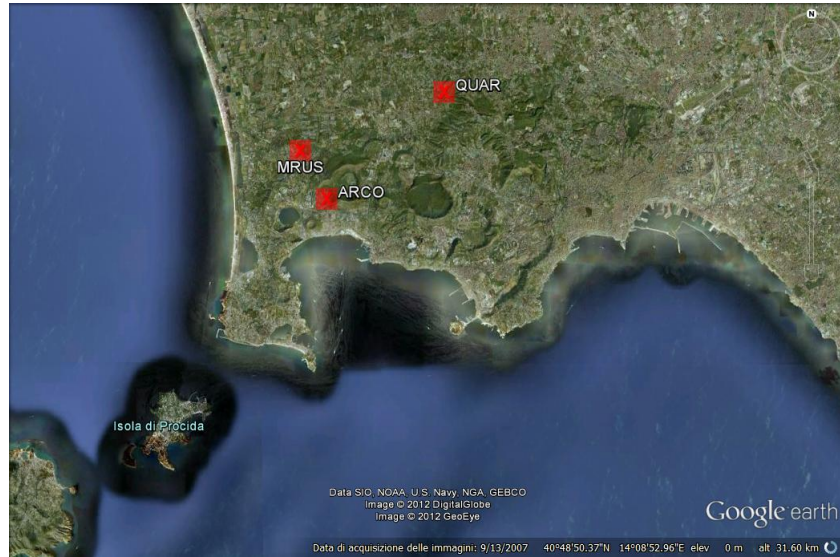


Figura 4.9: Visualizzazione della rete dilatometrica installata nella caldera dei Campi Flegrei.



Figura 4.10: Visualizzazione della rete dilatometrica installata sul vulcano Stromboli.

Località codice	LatN	LonE	Profondità (m)	Sito
Quarto QUAR Q03	40°53.121	14°09.336	180	S.M.S. C.E.Gadda
Pozzuoli Monteruscello MRUS Q04	40°51.752	14°04.824	140	S.M.S. A.Diaz
Pozzuoli Rione Toiano ARCO Q05	40°50.634	14°05.615	120	S.M.S. S.Quasimodo
Stromboli San Vincenzo SVO	38°48.915	15°14.289	150	COA
Ginestra TDF	38°47.296	15°11.3185	150	Timpone del Fuoco

4.4 Tiltmetri

Un tiltmetro Michelson utilizza tre o più sensori per il livello dell' acqua lungo un tubo riempito a metà di 100-500 m di lunghezza per fornire misure indipendenti dell' inclinazione in modo da testare la coerenza dei segnali dovuti al rumore di fondo. Un primo segnale ci è fornito dai sensori posti alle due estremità mentre altri segnali ci vengono forniti dalla combinazione dei sensori centrali con quelli alle estremità. La presenza di sensori multipli fa sì che il rumore strumentale sia distinguibile dall' effettiva inclinazione tettonica. Il sistema produce dei dati che sono paragonabili in qualità a quelli dei dilatometri.

Misure di inclinazione di precisione

La geometria del tiltmetro Michelson [*Michelson and Gale, 1919*], negli anni '70, ha trovato i favori dei ricercatori che ricercavano uno strumento che avesse determinate caratteristiche quali la sensibilità in microradiani, stabilità a lungo termine e che i dati da esso rilevati fossero distinguibili dal rumore di fondo vicino alla superficie terrestre [*Wyatt et al., 1984; Agnew, 1986*]. Il tiltmetro Michelson è caratterizzato da un dato di riferimento che è costituito dalla superficie equipotenziale tra l' acqua e l' aria in un tubo orizzontale in condizioni isoterme e di volume costante, condizioni che si possono approssimare per i tubi posti nel sottosuolo. I tubi di 100-500m di lunghezza sono

rigidi e con un diametro interno di 15cm. Due tubi di 500m ortogonali l' uno all' altro ci permettono di avere una misura più esaustiva dell' inclinazione.

Visto il grande volume dello strumento, per poter minimizzare l' influenza sulle variazioni di temperatura sul segnale, una particolare attenzione deve essere posta al coefficiente di dilatazione termica dei fluidi e dei gas. Delle diverse opzioni usate per la misura delle inclinazioni relative al geoide locale, quella relativa all' inclinometro Michelson costituisce la migliore per minimizzare gli effetti dovuti alle variazioni termiche che si verificano lungo il tubo.

Nel disegno originale del tiltmetro Michelson degli interferometri posti alle estremità provvedevano ad una misura fotografica della variazione in altezza della superficie dell' acqua. La disponibilità di laser permise un conteggio elettronico in disegni successivi [Bilham et al., 1979; Plumb et al., 1979] con il vantaggio di un' uscita digitale inferiore al micron, ma lo svantaggio di perdita di dati durante i terremoti per il disturbo del moto dell' acqua [Behr, 1992]. Successivamente nel 1994 è stato introdotto, in uno strumento a Long Valley, un sensore galleggiante e vista la sua stabilità e sensibilità questa soluzione è stata riprodotta in Acapulco nel 1999 [Kostoglodov, 2002]. La conformazione attuale utilizza sensori galleggianti posti in posizione verticale monitorati da un trasduttore di spostamento induttivo LVDT con un range di $\pm 6\text{mm}$ ed un livello di rumore nominale di $0.1\mu\text{m}$. Nella figura 4.11

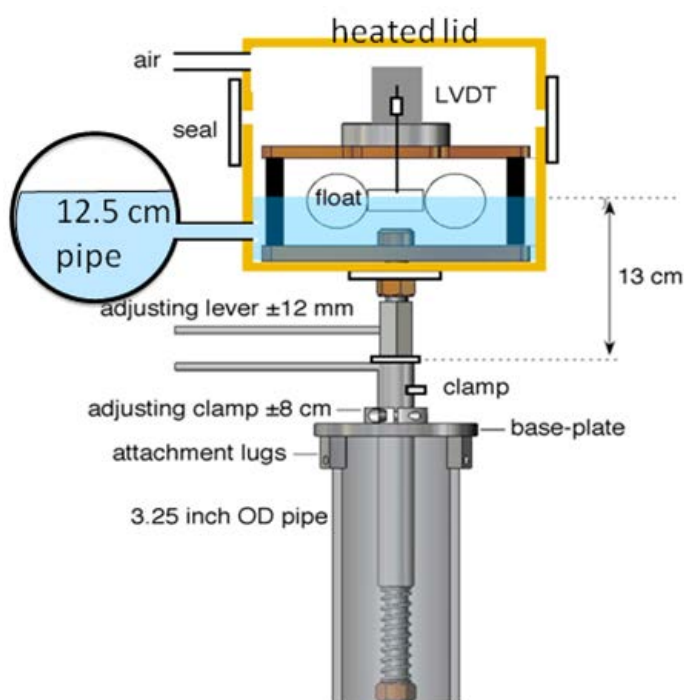


Figura 4.11: Rappresentazione schematica di un sensore galleggiante. Una striscia flessibile tiene il sensore ed il trasduttore LVDT perfettamente centrati. Il trasduttore ha un range di 3mm o ± 6 mm dipende dalla lunghezza del tubo

è visualizzata la conformazione del sistema LVDT-sensori galleggianti. Il tiltmetro è ancorato alla Terra attraverso tre pali di acciaio inseriti in una guida. La lunghezza dei pali può variare da 5 a 50m con un corrispondente aumento dello spessore della parete. Il diametro minimo raccomandato per il tubo su un pilastro di 10m è di 7cm con uno spessore di 5mm. I pali più profondi devono essere più larghi e spessi. I sensori vengono posti sulla parte superiore dei pali mentre il tubo riempito d'acqua no e questo consente misure al di sotto del micron. Nella conformazione attuale dello strumento è possibile effettuare una regolazione grossolana di ± 8 cm, una più fine di ± 12 mm con una precisione di 0.3mm.

I tubi orizzontali riempiti di acqua sono collegati ai sensori attraverso di corti tubicini flessibili attaccati a delle valvole. Solitamente questi tubicini hanno un diametro di 1-2cm. Una finestrella di controllo illuminata da dei diodi ad emissione luminosa (LED) permette di controllare il sensore senza disturbare lo strumento.

In un sistema di registrazione ad alta risoluzione il trasduttore LVDT acquisisce dati a 16 bit ovvero rileva l'altezza dell'acqua ad una velocità

di 16 campioni al secondo e viene filtrata con una costante di 64s. Nella versione a più bassa risoluzione l' LVDT rileva 12 campioni al secondo che vengono mediati, immagazzinati o trasmessi ogni 10 minuti. L' alta velocità di campionamento elimina effetti di risonanza dovuti al tubo e ai sensori galleggianti che potrebbero causare aliasing dei dati. La risonanza fondamentale dell' acqua in un tubo di 500m è di ~ 23 minuti coerente con la propagazione dell' onda di gravità in acqua con profondità di 6cm. Un tubo di 100m ha una risonanza di ~ 4 minuti mentre è di ~ 2 minuti per un tubo di 40m.

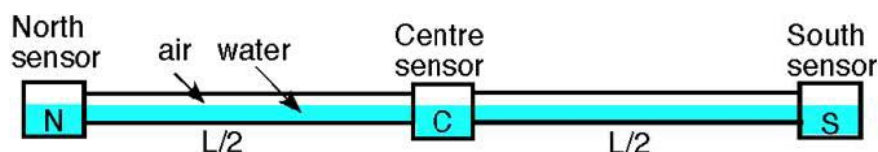


Figura 4.12: Particolare conformazione del tiltmetro con sensore centrale che permette due misure indipendenti dell' inclinazione delle quali è possibile, data la conformazione dello strumento, verificarne la coerenza. I dati sono campionati a 1s e memorizzati digitalmente, vengono poi trasmessi ad un calcolatore locale ogni minuto

Ogni sensore di un sistema a 16 bit può funzionare per mezzo di energia solare e dal momento che i dati vengono trasmessi ad un acquirente centrale via modem a radiofrequenze non c'è bisogno che i sensori siano collegati con dei cavi. Un computer centrale può essere posto ad una distanza di 5km dai sensori e può registrare dati ogni 10s in un minuto ed un modem telefonico o un collegamento alla rete internet consente l' accesso in remoto.

In un sistema a bassa risoluzione a 12 bit i dati sono a disposizione di un accesso pubblico o privato da qualche minuto alle 2 ore dall' acquisizione. Questo secondo sistema ha il vantaggio della trasparenza nelle operazioni vista la sua immediata accessibilità e la possibilità di avere i dati in formato ASCII. La telemetria consente di modificare in remoto il campionamento dei dati, il loro filtraggio e la modalità di trasmissione degli stessi (ogni 10 minuti se necessario), ed infine permette di impostare dei livelli di allarme.

La qualità dei dati è molto elevata. Una stabilità ad un range di microradiani è disponibile da pochi giorni dopo l' installazione. Il livello di rumore è caratterizzato dal sito di installazione; i siti di dura roccia sono i più tranquilli (< 50 nrad a 20s), quelli caratterizzati da bacini sedimentari in prossimità di grandi centri abitati o ferrovie sono i più rumorosi. La combinazione di un sottile strato sedimentario su di una rocciosa offre l' ideale premessa per una semplice installazione ed una apprezzabile stabilità per lo strumento.

Misurazione del livello dell' acqua attraverso il trasduttore LVDT

Uno spostamento lineare è il movimento in una direzione lungo un singolo asse. Un sensore di posizione o spostamento lineare è un dispositivo che fornisce come uscita la distanza di un oggetto da un punto di riferimento. Una misura dello spostamento ci indica anche la direzione del moto. Il trasduttore di spostamento induttivo o LVDT è usato per la misura dello spostamento. Esso misura su principio di un trasformatore. Come mostrato in figura 4.13

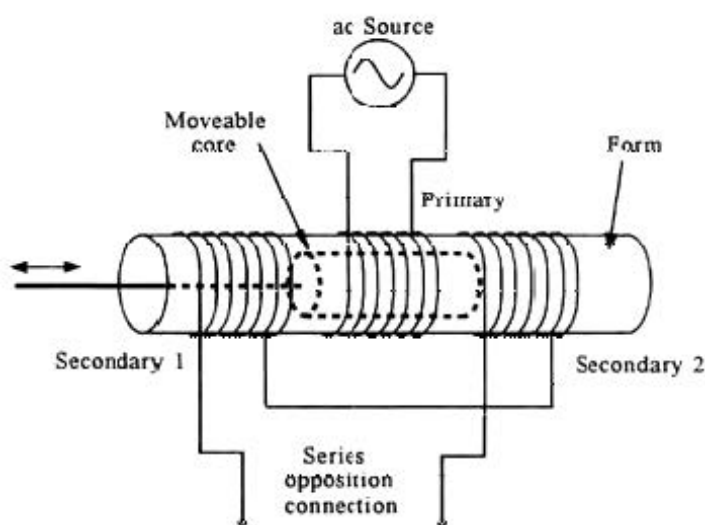


Figura 4.13: Struttura di un trasduttore LVDT

un LVDT è costituito da una bobina e da un nucleo. Mentre il gruppo della bobina è montato su di un supporto fisso, il nucleo è assicurato all' oggetto di cui si vuole misurare lo spostamento. il gruppo bobina è costituito da tre singole bobine avvolte in una forma cava. All' interno della forma cava può scorrere un nucleo di materiale permeabile. La bobina centrale è quella primaria ed è eccitata da corrente alternata. Il flusso magnetico prodotto dalla bobina principale si accoppia con le due bobine secondarie inducendo un voltaggio in AC in ognuna di esse. Il principale vantaggio di un LVDT è la sua elevata robustezza. Dal momento che non vi è alcun tipo di contatto tra tra le parti sensibili dello strumento, non vi è, di conseguenza, nessun effetto di usura.

Poichè il funzionamento dello strumento si basa sull' accoppiamento di flusso magnetico, esso può avere una risoluzione infinita, quindi ogni piccolo spostamento può essere rilevato e la risoluzione dello strumento è determinata dalla risoluzione del sistema di acquisizione dati.

Un LVDT misura, quindi, uno spostamento associando il valore di uno specifico segnale ad una data posizione del nucleo. Questa associazione avviene per mezzo di un accoppiamento elettromagnetico attraverso un'eccitazione prima sulla spirale del nucleo attraverso corrente alternata e successivamente sulla spirale secondaria. La posizione del nucleo determina quanto ermeticamente il segnale della bobina primaria sia accoppiato ad ognuna delle bobine secondarie. Le due bobine secondarie sono disposte in serie e opposte, in direzione, tra di loro. Questo significa che i due segnali a loro corrispondenti sono 180 gradi fuori fase. Quindi la fase del segnale determina la direzione, l'ampiezza e la distanza. In figura 4.14

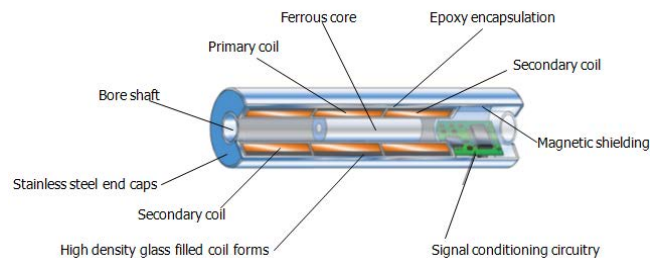


Figura 4.14: Veduta un sezione di un trasduttore LVDT con nucleo e spirali.

è mostrata una sezione dello strumento LVDT. Il nucleo grazie al campo magnetico generato dall'avvolgimento primario è accoppiato agli avvolgimenti secondari. Quando il nucleo è perfettamente centrato tra le spirali primaria e secondarie si avrà che il voltaggio indotto negli avvolgimenti secondari sarà uguale in ampiezza se sfasato di 180 gradi, così LVDT avrà resa zero dal momento che le tensioni si annullano reciprocamente.

Quando il nucleo si sposta verso sinistra l'avvolgimento secondario che sarà preso in causa da questo spostamento, avrà un accoppiamento maggiore al primario rispetto all'altro avvolgimento secondario. Ciò significa che il suo alto voltaggio sarà in fase, relativamente al voltaggio dell'altro secondario, relativamente al voltaggio del primario. Lo stesso ragionamento vale, a parti invertite, qualora il nucleo si spostasse verso destra.

Per riassumere, l'LVDT è un ideale sensore di spostamento a basse frequenze in cui il segnale di uscita è una funzione lineare e diretta del segnale di ingresso. Esso rappresenta un dispositivo a riluttanza variabile nel quale una bobina primaria centrale genera un flusso magnetico che si accoppia attraverso un nucleo centrato e mobile alle due bobine secondarie poste simmetricamente alle estremità della bobina primaria. Quindi dalla misura dell'ampiezza del voltaggio e della sua fase si può determinare lo spostamento del nucleo e la sua direzione. In figura 4.15

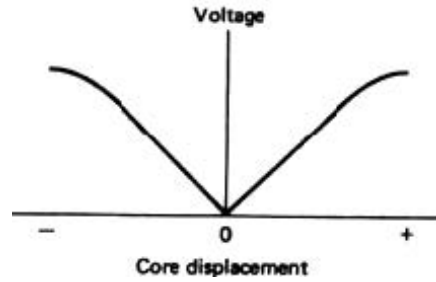


Figura 4.15: Risposta lineare rispetto allo spostamento del nucleo di un trasduttore LVDT

viene mostrata la linearità dello strumento all'interno di un determinato range di spostamento del nucleo. Si noti che ai bordi di questo determinato range di spostamento il segnale in uscita non è più lineare. Questo perché vi è un minor accoppiamento di flusso magnetico tra la bobina primaria e il nucleo stesso. Ma dal momento che gli LVDT hanno un'ottima ripetibilità questa non linearità ai bordi di questo range può essere predetto, e quindi l'ampiezza di questo range può essere ampliata, attraverso una tabella di funzioni di interpolazione polinomiali. Poiché il segnale in uscita di un LVDT è costituito da un'onda alternata esso non ha polarità. La grandezza dell'uscita aumenta indifferentemente dalla direzione del movimento del nucleo rispetto allo zero elettrico.

Per capire in quale posizione si trova il nucleo bisogna confrontare l'ampiezza e la fase del segnale in uscita con l'ampiezza e la fase del segnale di eccitazione. Un condizionatore di segnale elettronico combinerà le informazioni sui valori dei segnali in uscita per farci saper quale sarà lo spostamento del nucleo dalla sua posizione di equilibrio. Esso genererà un segnale sinusoidale dal segnale di eccitazione della bobina primaria. Questo sarà dell'ordine di 50Hz-25KHz. La frequenza sarà scelta in modo che sia circa 10 volte la più alta della frequenza prevista per il moto del nucleo. Il condizionatore poi demodulerà in modo sincrono il segnale di uscita della bobina secondaria con il segnale di eccitazione della bobina primaria. Ne risulterà un segnale in corrente continua che sarà proporzionale allo spostamento del nucleo. La polarità del segnale in continuo ci indicherà verso quale parte il nucleo si è spostato, a destra o a sinistra.

La relazione che lega il voltaggio allo spostamento è data da [Neubert, 1975; Herceg, 1976]:

$$\Delta V_i = K_l q \left(1 - \frac{q^2}{L^2} \right) \quad (4.11)$$

con q è lo spostamento del nucleo dal centro dell' LVDT, K_l è la sensibilità dello strumento (volt/distanza), L è la lunghezza della bobina primaria. Questa equazione è stata ottenuta considerando un' alta permeabilità magnetica del nucleo, una piccola distanza tra le bobine e facendo in modo che le estremità del nucleo mobile si trovassero dentro le bobine secondarie. Il voltaggio ΔV_i può essere considerato lineare rispetto allo spostamento del nucleo se abbiamo che $q \ll L$. In questo caso abbiamo:

$$\Delta V_i \cong K_l q \quad (4.12)$$

4.4.1 Rete inclinometri nei Campi Flegrei

Nel Marzo del 2008, in prossimità della caldera dei Campi Flegrei, grazie alla collaborazione tra l' Università degli Studi di Salerno (UniSa) rappresentata dal Prof. R. Scarpa e la Cooperative Institute for Research in Environmental Science (CIRES) University of Colorado Boulder, rappresentata dal Prof. R. Bilham, sono stati installati due inclinometri a base lunga.

I due strumenti installati formano una piccola rete di inclinometri a base lunga con delle lunghezze che vanno dai 28m ai 278m, all' interno di gallerie nella zona di inflazione e deflazione associata all' attività della camera magmatica. L' obiettivo è quello di misurare eventuali variazioni di volume della camera magmatica e monitorare possibili variazioni nella reologia dell' insieme formato dal magma e le rocce circostanti. C' è bisogno quindi di strumenti immuni alle sorgenti di rumore non tettonico e capaci di monitorare gli effetti provocati sul suolo dal vasto spettro delle maree e delle correnti nella baia di Pozzuoli che variano da 1 a 20 cicli per giorno.

La rete di strumenti è costituita da due unità:

1. Tiltmetro Nord (PTNO)
2. Tiltmetro Sud (PTNS)

Una rappresentazione in scala su come è costruita la rete è mostrata in figura 4.16.



Figura 4.16: Illustrazione in scala della rete di inclinometri installata a Pozzuoli

Gli strumenti sono costituiti da dodici sensori e sono formati da cinque tubi (due per lo strumento PTNO e tre per lo strumento PTNS), con una lunghezza totale di 577m. La loro installazione è stata eseguita all'interno di gallerie di proprietà della Marina Italiana ad una profondità media di 15m il che li rende idonei per la riduzione del rumore sismico e particolarmente stabili termicamente. Una tabella indicante la risoluzione per la rete è mostrata in seguito.

Componente	Lunghezza (m)	Periodo (minuti)	Risoluzione (nrad)
NS Tunnel Nord	285.4	7.5	0.07
EW Tunnel Nord	99.3	2.7	0.22
NS Tunnel Sud	58	1.8	0.33
EW Tunnel Sud	43	1.8	0.8

Un esempio di installazione è mostrata in figura 4.17



Figura 4.17: Immagine dell' inclinometro PTNO; in particolare si vede il sensore NN con il tubo rivolto verso sud.

mentre una rappresentazione della geometria degli strumenti è mostrata in figura 4.18

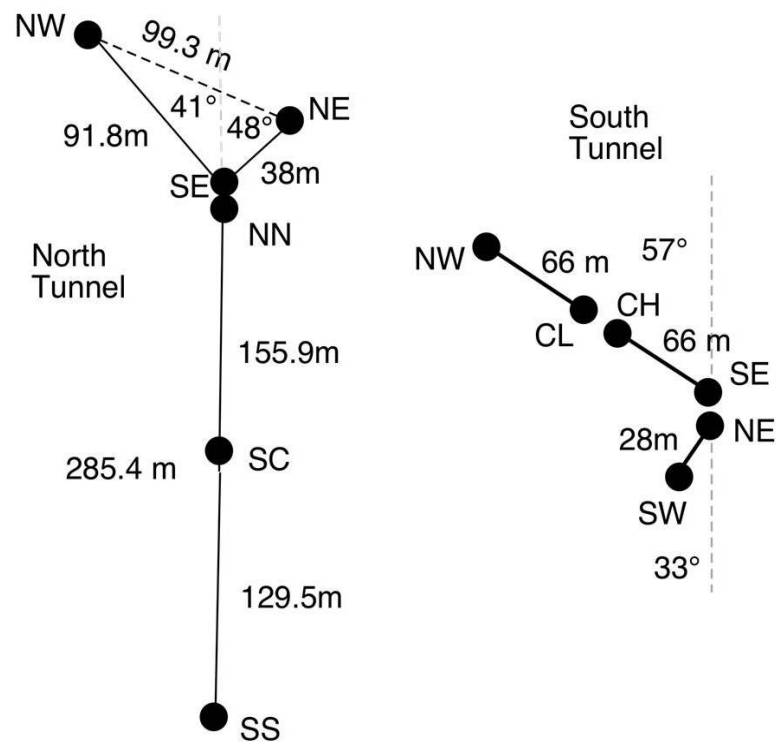


Figura 4.18: Caratteristiche geometriche degli inclinometri PTNO e PTNS

Rispettivamente alla rete dei dilatometri, la rete degli inclinometri è molto più vicina al centro della caldera.

Capitolo 5

Campi Flegrei

Come scritto nei precedenti capitoli, i dilatometri ed i tiltmetri ci forniscono dati che possono essere usati per monitorare le deformazioni della crosta terrestre; queste deformazioni si verificano per vari motivi: per inarcamento della crosta in zone di subduzione, maree, variazioni di pressione barometrica, sismi locali o telesismi ed altro, ma in prossimità di zone vulcaniche esse sono la conseguenza di intrusioni di magma nelle camere magmatiche che modifica il campo locale delle deformazioni e questa variazione può essere misurata da entrambi gli strumenti. L'analisi dei dati provenienti dai dilatometri posti in varie regioni vulcaniche ha portato a notevoli risultati che sono stati evidenziati dalla comunità scientifica. I più importanti e più studiati di questi dati provengono dal vulcano Hekla in Islanda. Vari studi [*Linde et al., 1993; Agustsson et al., 2000*] hanno dimostrato come sia possibile avere una corretta previsione su di una eventuale eruzione analizzando i dati dilatometrici. Una piccola rete di dilatometri tipo Sacks-Evertson è stata installata nel sud dell'Islanda nel 1979 con l'obiettivo di monitorare le variazioni di dilatazione del suolo ed il vulcano Hekla si trovava all'interno dell'area di studio. La stazione più vicina (BUR) è stata installata a 15Km dal vulcano. In occasione dell'eruzione del 1980 si è avuta la disponibilità solo di dati di tipo analogico, essi avevano, oltretutto, parecchie lacune, nel 1991 e nel 2000 invece il dataset era completo e formato interamente da dati digitalizzati. Tutte le stazioni distanti dal vulcano hanno mostrato dilatazioni estensionali durante i due giorni delle fase eruttiva più intensa. La stazione BUR invece ha mostrato delle registrazioni più complicate: una rapida contrazione nelle prime due ore seguita da una espansione nei due giorni successivi. Una analisi più dettagliata in una scala temporale più ampia ha mostrato che le variazioni di dilatazione sono iniziate circa trenta minuti prima dell'eruzione. L'eruzione del 2000 [*Agustsson et al., 2000*], rispetto a quella del 1991, è stata leggermente meno intensa, ma le sue registrazioni dei

dilatometri sono state notevolmente simili, indicando che entrambe le eruzioni hanno avuto le stesse caratteristiche il che ha permesso di inviare un allarme agli aeroporti vicini in modo da sospendere qualsiasi attività di volo, con un notevole risparmio di soldi e di vite. Sulla base di questa esperienza, è stata installata una rete di dilatometri nella regione vulcanica dei Campi Flegrei in modo da ottenere risultati simili e poter quindi avere una previsione con conseguente allarme in occasione di una eventuale eruzione. Nel resto del capitolo mi concentrerò sul metodo di analisi per i dati dei dilatometri a sulla acquisizione e l'analisi dei dati provenienti dal tiltmetro PTNO dell'area flegrea.

5.1 Analisi dei dati dilatometrici

Per l'analisi dei dati dilatometrici, partiamo usando un segnale conosciuto. Visto che le deformazioni dovute alle maree sono facilmente identificabili, esse sono usate come segnale di riferimento per poter conoscere la risposta del dilatometro nelle fasi diurna e semidiurna per la sua calibrazione. La calibrazione ottimale è uno strumento necessario per la corretta interpretazione dei dati, anche se potrebbe essere difficile da ottenere. Nonostante i dispositivi siano già calibrati in laboratorio prima della loro installazione, essi non registrano esattamente le deformazioni del sito in cui vengono installati. Infatti il cemento usato per la loro installazione e lo strumento stesso, rappresentano una disomogeneità nella roccia che modifica il campo delle deformazioni locali. Il confronto dei segnali mareali registrati dallo strumento e quelli generati da una simulazione numerica, non è sufficiente per una completa calibrazione. Infatti lo strumento risponde anche ad altri tipi di segnale in un ampio spettro di frequenze, segnali di vario tipo quali attività antropogenica, variazioni atmosferiche, variazioni della temperatura in superficie, carico oceanico ed altro ancora che possono essere sorgente di rumore all'interno delle frequenze mareali tipiche. Una corretta taratura dello strumento si ottiene solo se si conoscono le cause del rumore in modo da poterle rimuovere attraverso dei software specifici.

Analisi preliminare

Le maree sono provocate da forze periodiche e misurabili, questa caratteristica del segnale mareale è molto importante e permette di riprodurlo attraverso simulazioni numeriche, che ci consente una misura diretta delle deformazioni relative al segnale stesso. Il primo passo è quello di verificare se i dilatometri hanno una sensibilità elevata che gli consenta di registrare l'andamento

delle maree. Verificato questo lo spettro del segnale registrato e confrontare i picchi relativi alle frequenze mareali con le simulazioni numeriche. Per fare ciò si procede nel seguente modo:

1. Scelta del dataset avente delle caratteristiche specifiche in modo che sia adatto ad una successiva analisi;
2. Correzione dei dati;
3. Ricampionamento dei dati;
4. Spettro di potenza dei dati;
5. Generazione di maree teoriche con relativo spettro di potenza;
6. Confronto tra gli spettri di potenza teorici e sperimentali.

I passaggi appena descritti sono necessari per poter calibrare gli strumenti almeno nella gamma delle frequenze mareali. Una calibrazione più completa dei dilatometri può essere fatta soltanto operando su varie gamme di frequenza diversa tra di loro quali per esempio quella delle frequenze mareali ($10^{-4} \div 10^{-5}$ Hz) e quella delle frequenze sismiche ($1 \div 10^{-1}$ Hz), in effetti le dilatazioni locali variano con il variare della frequenza. Di seguito spiegherò la calibrazione solo relativamente alla gamma di frequenze mareali, ma le tecniche usate valgono anche per la calibrazione in altre gamme di frequenza.

Scelta del dataset per la successiva analisi

Vista la presenza nel dataset di numerose zone di buio nel quale non vi è stata nessuna registrazione, causa di perdita dei dati, interruzioni di corrente errori di registrazione od altre cause simili, non è stato possibile effettuare una calibrazione dei dati con un periodo più lungo di tre mesi. Analizzando visivamente i grafici dei segnali, si può notare una sovrapposizione di onde con diverse frequenze, dovuta a vari fenomeni, alcuni dei quali non hanno una spiegazione geofisica, come per esempio attività antropogeniche, rumori elettronici, aperture e chiusure di valvole. L'apertura e chiusura di valvole può essere rimossa dal segnale attraverso una procedura semiautomatica che usa una interpolazione lineare che unisca il dataset prima e dopo l'apertura o la chiusura, tagliando tutto quello che succede all'interno. Procedure simili vengono usate per eliminare i vuoti dovuti alla perdita di segnale o per eliminare i problemi di natura elettronica. Una volta fatto questo il segnale viene sottocampionato dal momento che la frequenza di campionamento del segnale originale è di 1hZ. Il sottocampionamento del segnale è reso necessario sia per una più semplice manipolazione dei grafici e sia per una ragione

puramente teorica. Infatti le componenti mareali di nostro interesse hanno una frequenza dell'ordine di 10^{-5}Hz . Filtri passa-basso e decimazione vengono quindi applicati al nostro dataset. Il segnale deve essere campionato in modo tale che vengano eliminati problemi di aliasing, almeno con una frequenza doppia rispetto alla frequenza della massima componente spettrale del segnale che ci interessa *Frequenza di Nyquist*. Nel nostro caso la frequenza mareale semidiurna è dell'ordine di $2.3 \times 10^{-5}\text{Hz}$. E' possibile usare come intervallo di campionamento $\Delta t=1800\text{s}$ ovvero mezz'ora infatti $\Delta t=1800\text{s} \rightarrow 5.5 \times 10^{-4}\text{Hz}$ che è più grande di $5.5 \times 10^{-5}\text{Hz}$. E' importante notare che il dataset deve avere un periodo temporale che sia più grande del periodo di campionamento. Detto questo ci sono alcuni dataset la cui lunghezza temporale non è compatibile con lo schema appena proposto, in questo caso o è stato modificato Δt in modo da renderlo compatibile con quanto detto prima o i dati vengono scartati. Quindi, una volta che i dati sono stati opportunamente sottocampionati e trasformati in modo da poter essere passati nel dominio delle frequenze che ci interessano, usiamo un algoritmo per calcolare la trasformata di Fourier (DFT). Lo spettro di potenza del segnale sottocampionato (PSD) viene calcolato usando una finestra mobile la cui lunghezza dipende dal numero totale di campioni contenuti nel dataset di riferimento: infatti lo spettro di potenza deve essere calcolato tenendo presente che la finestra usata contenga un numero sufficiente di periodi dell'onda da analizzare. La lunghezza della finestra, quindi, contribuisce alla determinazione della più piccola frequenza rilevabile e alla risoluzione dello spettro stesso. Come accennato prima il segnale dilatometrico viene campionato in modo tale che la sua frequenza massima sia più alta (circa il doppio) rispetto alla frequenza di riferimento (*Frequenza di Nyquist*). Se N è il numero di campioni nel dataset scelto, allora è possibile fare una stima della trasformata di Fourier solo per valori discreti dei f :

$$f_{n=\frac{n}{N\Delta t} \geq 0 \rightarrow n=0, \dots, \frac{N}{2}}. \quad (5.1)$$

Per ogni f_n abbiamo una stima della densità spettrale di potenza $P(f_n)$ che non corrisponde al valore aspettati, infatti f_n rappresenta il valor medio misurato nell'intervallo $n, n+1$. Aumentando il numero dei dati per la funzione campionata, ovvero diminuendo l'intervallo di campionamento, la stima di $P(f_n)$ viene migliorata, ma l'errore in approssimazione non viene eliminato del tutto dal momento che non dipende da N . Inoltre, la distanza minima tra due frequenze è associata alla lunghezza totale del dataset attraverso l'equazione.

$$\Delta f = \frac{1}{T}. \quad (5.2)$$

Il passo successivo nell'analisi dei dati per la calibrazione degli strumenti è la creazione di dati mareali teorici e della loro densità spettrale di potenza. Le maree teoriche possono essere generate per mezzo di un software che calcoli le deformazioni areali in un punto specifico della Terra, una volta conosciute la latitudine, longitudine ed altezza rispetto al geoide di riferimento, partendo da uno sviluppo armonico del coefficiente di potenziale mareale. Le deformazioni dovute alle maree teoriche sono ottenute assumendo che la Terra sia sferica, stratificata, non rotante e senza oceani. Una volta ottenute le maree teoriche per siti dove i dilatometri sono stati installati e aventi lo stesso intervallo di tempo del dataset da analizzare, può essere calcolato il loro spettro di potenza. Fatto ciò i due spettri di potenza, quello delle maree teoriche e quello del dataset da analizzare, possono essere confrontati tra di loro in modo da avere informazioni riguardo alla sensibilità dei dilatometri ottenendo un fattore di scala per i dati sperimentali.

5.1.1 Mini-sollevamento nella caldera dei Campi Flegrei del 2004-2006

La rete di dilatometri e sismometri a larga-banda installata dovrebbe permettere di conoscere il sistema di alimentazione del magma della caldera dei Campi Flegrei, attraverso il campionamento dei segnali sismici e deformativi derivanti dal trasporto, lo stoccaggio e la ricarica nel sistema costituendo, quindi, un valido strumento per la previsione e corto e medio termine per una potenziale eruzione. L'elevato campionamento delle frequenze di questi strumenti è, inoltre, di grande aiuto per l'identificazione terremoti vulcanici LP (long period) e VLP (very long period), che hanno una notevole implicazione nel trasporto di massa all'interno del sistema vulcanico. L'episodio più recente di innalzamento del suolo (uplift) nei Campi Flegrei ha avuto inizio nel novembre del 2004, dopo l'installazione della rete degli strumenti, ed ha avuto due episodi di sollevamento, nel 2004 e 2005, di $(+0.6 \div +1.6) \frac{mm}{mese}$ e $(+2.3 \div +3.1) \frac{mm}{mese}$, come rilevato dai dati GPS [Pinguet et al., 1996]. Le serie temporali dei segnali dilatometrici, partono dall'installazione e mostrano un andamento complessivo stabile. I dati relativi ai primi mesi sono fortemente affetti da dilatazioni associate alla fase di accoppiamento dello strumento con le rocce circostanti. Le interruzioni sono dovute ad alcuni problemi di tipo elettronico, soprattutto a Quarto e Monteruscello. Le deformazioni registrate al rione Toiano, che ha il segnale più forte ed è la stazione più vicina al centro di sollevamento, circa 3 Km, mostra alcune variazioni di pendenza che possono essere associate a episodi di mini-sollevamento. Altre variazioni di pendenza verificatesi nell'ottobre del 2004 ed a maggio 2005

hanno preceduto degli sciami sismici di 4-5 mesi in marzo ed ottobre 2005 come fu anche nelle osservazioni della crisi del 1982-1984 ed altri episodi di sollevamento. Associati a queste variazioni ci sono anche, relativamente allo strumento di rione Toiano, anche variazioni de temperatura. Alla profondità in cui è installato lo strumento ($\sim 120m$) la temperatura è molto alta vicino ai $60^\circ C$, molto presumibilmente causa influenze del sistema idrotermale. Numerosi studi [*Battaglia et al.*,] hanno suggerito che il flusso del fluido sia una componente importante del meccanismo di sollevamento e subsistenza nella regione dei Campi Flegrei. La variazione di temperatura alla stazione ARCO (rione Toiano) è di circa 15 milligradi per mese per una durata di circa un centinaio di giorni. La stabilità termica nelle stazioni QUAR e MRUS è più alta di circa due ordini di grandezza. Ancora si sta studiando per una interpretazione più corretta dei dati sperimentali e per fornire un modello più realistico sul meccanismo di sorgente. I dati GPS e dilatometrici sono coerenti nell' individuare l' incremento di pressione in una sorgente centrata nella zona di sollevamento ed accompagnata da un' altra sorgente poco distante da Toiano. L' incremento di temperatura associata alle variazioni di deformazione registrate dalla stazione ARCO, è probabile che siano una diretta conseguenza di una migrazione di magma all' interno della camera magmatica [*Romano, 2012*]. In conclusione, possiamo dire che la rete di dilatometri ha rilevato dei segnali che possono essere associati ai processi che danno origine a fenomeni di mini sollevamento nella regione vulcanica dei Campi Flegrei. Questo è molto promettente per il futuro. Progressi nel creare modelli di sorgenti responsabili degli episodi di sollevamento, come ad esempio rispondere alla domanda ancora aperta sulle cause magmatiche e/o idrotermali delle deformazioni del suolo nei Campi Flegrei, ci potrà aiutare a migliorare la valutazione del rischio nella zona.

5.2 Analisi dei dati dei tiltmetri

5.2.1 Integrità dei dati-calibrazione degli strumenti

Una verifica della calibrazione dei sensori può essere fatta attraverso dei tests in sito sui dati degli strumenti. Per ogni inclinazione, il segnale è identico per ogni sensore dell' inclinometro ma sfasato [*Bilham et al., 1982*]; al contrario le variazioni dei livelli dell' acqua causate da variazione di volume per causa di perdite o espansione termica, sono uguali ed in fase per ogni sensore [*Plumb et al., 1977*]. Entrambe queste caratteristiche possono essere sfruttate per un test sulla calibrazione dei sensori ed è un tratto importante in quanto un errore nella calibrazione dovuto in presenza di una perdita d' acqua

o ad un'espansione termica si può manifestare, in un lungo periodo, come una inclinazione. Una semplice verifica sull'accuratezza della calibrazione è quella di inserire o rimuovere dell'acqua nel centro del tubo. La variazione del livello dell'acqua ci impiegherà diversi minuti a diffondersi all'interno del tubo, preceduta da un'onda gravitazionale che si propaga ad una velocità di \sqrt{gh} dove h è il livello medio dell'acqua all'interno del tubo che è di circa 3 cm. Le velocità osservate di circa 0.6 m/s sono mostrate in figura 5.1

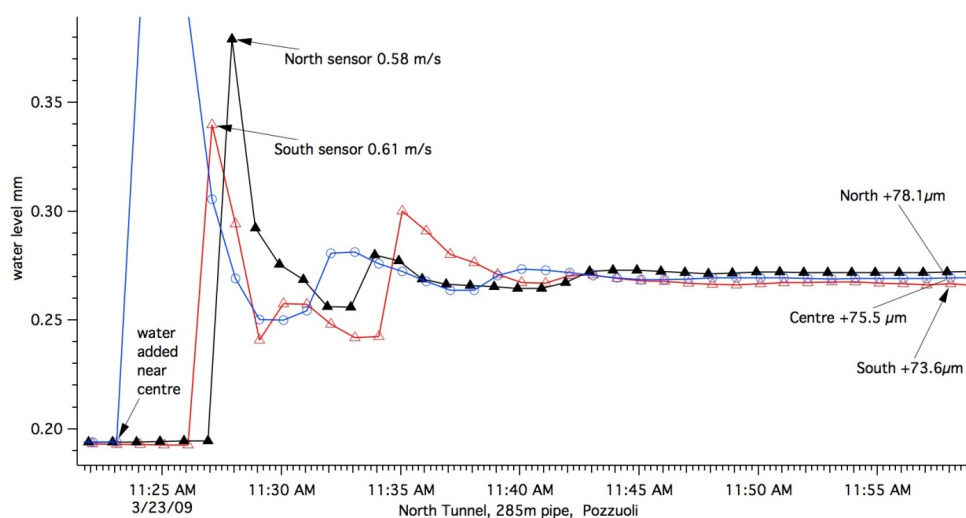


Figura 5.1: Verifica della calibrazione aggiungendo 2 litri di acqua all'altezza del sensore centrale del ramo nord-sud nel tunnel nord.

L'onda, come un piccolo tsunami, ci impiega circa 3.7 minuti per raggiungere le estremità del tubo lungo 285 m dal centro, una volta raggiunte le estremità del tubo, l'onda viene riflessa e impiega circa 7.5 minuti per raggiungere l'estremità opposta dove viene nuovamente riflessa. L'onda si attenua gradualmente fino a non essere più rilevabile dopo tre riflessioni. Questa ulteriore calibrazione risulta essere affidabile se sesse e maree sono piccole, purtroppo non è il caso di Pozzuoli, tuttavia se il trasduttore centrale si trova esattamente a metà strada allora le variazioni del livello dell'acqua saranno uguali alle due estremità del tubo. Dopo 30 minuti come si nota in figura 5.1 il livello registrato alle estremità del tubo è circa lo 0.5% di quello registrato nel sensore centrale. Un secondo test per valutare l'integrità dei segnali registrati ideale per una zona rumorosa quale è la regione costiera di Pozzuoli, può essere intrapresa retroattivamente esaminando le frequenze nei dati. Un ricco spettro di segnale di marea e di sesse è disponibile per iniziare questa analisi. Le maggiori ampiezze sono quelle relative alle maree diurne

e semidiurne, seguita dalle armoniche a tre o quattro cicli per giorno e per finire le sesse con periodo di due ore nel mar Tirreno. L'analisi spettrale dei segnali relativi ai due sensori e al sensore centrale del tubo di 285m è mostrato in figura 5.2

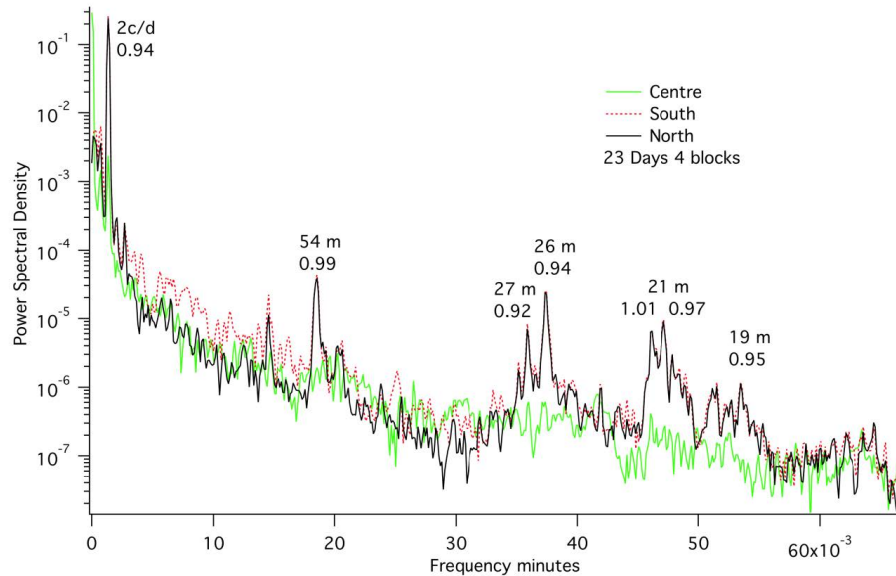


Figura 5.2: Spettro di potenza e rapporti per le frequenze in due settimane di dati (le sesse sono in minuti).

Si nota come sono evidenziati i principali picchi spettrali si nota, inoltre come l'ampiezza media delle oscillazioni è più ampia al sensore sud rispetto a quella del sensore nord [Romano, 2012]. Questa discrepanza può essere interpretata in due modi:

1. una calibrazione gonfiata del 2% del sensore sud rispetto al nord
2. possibile flessione della superficie terrestre durante le maree

5.2.2 Coerenza del livello del mare vicino Pozzuoli nel nord del golfo di Napoli

I tre mareografi presenti nella baia di Napoli sono stati installati per monitorare il moto relativo del suolo rispetto al livello del mare, registrare un ricco spettro di maree e risonanze armoniche delle spiagge. Una analisi spettrale è stata fatta su diverse serie temporali per una durata di sei settimane per esaminare la sorgente della parte armonica. Lo spettro di potenza mostra

quattro picchi mareali che decadono lentamente in coerenza con il decrescere del periodo ovvero la diurna, la semidiurna, la tre cicli per giorno e la sei cicli per giorno. Le variazioni di coerenza riguardo alle sesse succedono per nove periodi dominanti tra le 3 e le 0.7 ore. Per periodi di meno di 40 minuti sono evidenti alcune coerenze, ma la densità di energia spettrale varia in maniera significativa tra i tre mareografi il che è sintomatico della registrazione di risonanze a corta lunghezza d'onda nei porti. Le variazioni del livello del mare che sono più influenti sia a carico della camera magmatica che alle inclinazioni del litorale sono quelle con la stessa ampiezza per tutta la baia di Pozzuoli. Per identificare questi periodi è stato preso il rapporto medio tra l'ampiezza tra i dati di MISE e POPT ed il rapporto medio tra i dati di NISI e POPT, vedi figura 5.3, e sono state prese in considerazione solo i valori all'interno del 10%. Il rapporto risulta essere grande e senza senso per quei periodi per i quali la coerenza sia debole. Troviamo quindi come per i periodi più lunghi vi sia la miglior coerenza e le più simili variazioni nel livello del mare. Lo spettro di potenza è proporzionale al quadrato dell'ampiezza e quindi un $\pm 10\%$ nel rapporto rappresenta un $\pm 3.2\%$ in differenza di ampiezza.

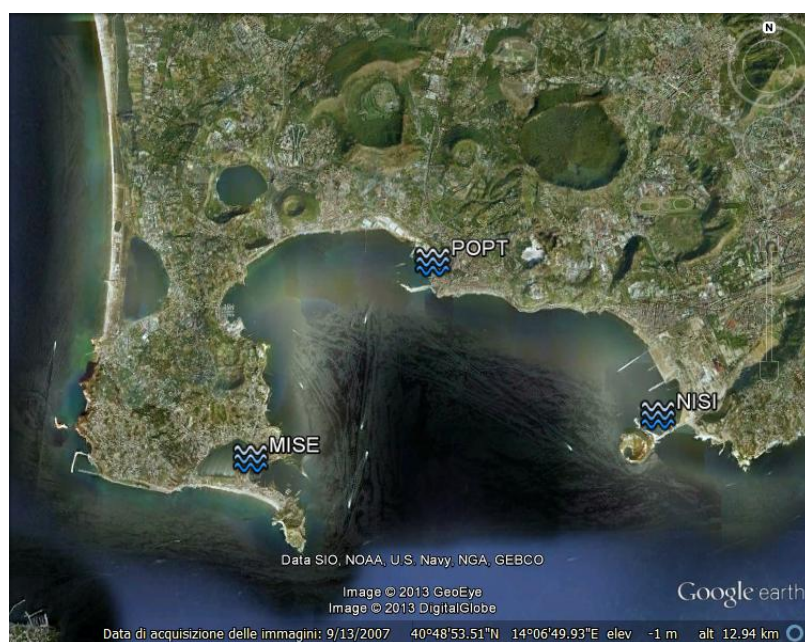


Figura 5.3: Visualizzazione della rete di mareografi installata nel golfo di Pozzuoli.

La marea semidiurna è quella che applica la maggior forza dilatativa nei pressi di Pozzuoli. La sua ampiezza è di 5-10 volte più grande della diurna e delle armoniche di 3 e 6 cicli per giorno. Inoltre, per periodi semidiurni le

variazioni del livello del mare sono identiche per le tre stazioni mareografiche. Le armoniche 3 e 6 cicli per giorno differiscono entrambe dall' unità. per i periodi di sessa a 2.5, 2.1, 1.4, 1.1, 0.9, 0.8 ore e linee spettrali a 0.6 e 0.7 ore vi è una buona coerenza ma il rapporto in ogni caso differisce dall' unità indicando un abbassamento del livello del mare per questi periodi, presumibilmente il risultato di antinodi all' interno della baia. Periodi più piccoli di 40 minuti sono coerenti ma variano significativamente in ampiezza tra le tre stazioni [Romano, 2012]. Studi precedenti delle sesse nella baia di Pozzuoli hanno identificato una risonanza di 5.7 ore ed un' altra di 55 minuti Attribuibile al mar Tirreno [Speich and Mosetti, 1988] e periodi di 58, 48, 22 e 17.8 minuti rilevati dagli strumenti nella baia [Caloi and Marcelli, 1949]. I nostri dati catturano questi e numerosi altri periodi. Modelli idrografici della baia di Napoli sono in grado di riprodurre sesse con periodi più grandi di 1 ora.

5.2.3 Matlab

Per svolgere l' analisi delle serie temporali in questo lavoro di tesi è stato usato il Matlab.

Cenni storici

Abbreviazione di *MATrix LABORatory*, MATLAB fu creato alla fine degli anni '70 da *Cleve Moler*, presidente di Scienze Informatiche dell' University of New Mexico. Egli creò MATLAB per dare ai suoi studenti accesso a LINPAK e ad EISPACK senza che essi dovessero conoscere il linguaggio Fortran. Presto si diffuse nelle altre università e trovò un grande pubblico tra la comunità dei matematici applicati. In seguito *Jack Little*, un ingegnere, conobbe il programma durante una visita a Moler alla Stanford University nel 1983. Riconoscendo il suo potenziale commerciale, si unì con Moler e Steve Bangert. Essi riscrissero MATLAB in linguaggio C e fondarono la *The MathWorks* nel 1984 per continuare il suo sviluppo.

Che cosa è il MATLAB?

MATLAB è un linguaggio ad alto rendimento per la computazione tecnica. Esso integra il calcolo, la visualizzazione e la programmazione in un ambiente di facile impiego in cui i problemi e le soluzioni sono espressi in notazione matematica familiare. E' strutturato secondo il seguente schema:

- Matematica e calcolo.

- Sviluppo di procedura.
- Modellistica, simulazione e prototyping.
- Analisi di dati, esplorazione e visualizzazione.
- Disegno industriale e scientifico.
- Sviluppo di applicazione, compreso la costruzione grafica dell'interfaccia di utente.

MATLAB è un sistema interattivo in cui l'elemento di base è un array quindi non richiede il dimensioning. Ciò permette la risoluzione di molti problemi di calcolo tecnici, in particolare quelli con le formulazioni vettoriali e matriciali, attraverso algoritmi molto più semplici e snelli rispetto a quelli che sarebbero necessari in un programma in linguaggio scalare non interattivo quali C o Fortran. Il nome MATLAB corrisponde al laboratorio della matrice. Come detto in precedenza esso è stato scritto per fornire facile accesso al software delle matrici e si è evoluto durante gli anni con input di molti utenti. In ambienti universitari è l'attrezzo didattico standard per corsi introduttivi e corsi avanzati, nella matematica, nell'ingegneria e nella scienza. MATLAB caratterizza una famiglia delle soluzioni application-specific denominate toolboxes. Molto utile per la maggior parte degli utenti, toolboxes, inoltre, fornisce le basi per applicare la tecnologia specializzata. I toolboxes sono collezioni complete di funzioni MATLAB (M-files) che estendono l'ambiente MATLAB per risolvere particolari categorie di problemi. Gli ambienti in cui toolboxes sono disponibili sono:

- elaborazione dei segnali,
- sistemi di controllo,
- reti neurali,
- logica incoerente,
- wavelets,
- simulazione e molti altri.

5.2.4 T_Tide

Uno dei toolboxes usati per l'analisi dei dati in questo lavoro di tesi è il T_Tide sviluppato da Rich Pawlowicz (Departement of Earth and Ocean Sciences, University of British Columbia Canada) assieme a Bob Beardsley e Steve Lentz (Woods Hole Oceanographic Institution USA).

T_Tide è un insieme di routines che può essere usato per eseguire una analisi armonica classica delle maree con correzioni nodali, inferenze e una varietà di altre opzioni. Esso è costituito da molte caratteristiche originali: La prima è che, anche se l' algoritmo di analisi armonica con correzioni nodali ed altro non è, di per sé, originale, esso è implementato in Matlab e costituisce un pacchetto di analisi molto usato tra gli oceanografi. La seconda è che il codice è scritto in termini matriciali ed è relativamente semplice da capire e da modificare se dovesse essere necessario. Infine, per fare in modo da differenziare le vere frequenze deterministiche e la variabilità ad ampio spettro, gli intervalli di confidenza, la stima dei parametri mareali è effettuata attraverso uno dei singoli algoritmi presenti nel pacchetto.

Potenziale Mareale

L' effetto delle forze gravitazionali relative al Sole e alla Luna, può essere scritto come gradiente di un potenziale, $\mathbf{F} = -\nabla V$. La grandezza di questo potenziale sulla superficie terrestre ad ogni istante è, ovviamente, dipendente dalla posizione relativa di Terra Sole e Luna. Nello sviluppo di Doodson il potenziale è scritto come funzione del tempo lunare τ e di altre variabili astronomiche.

s è la longitudine media della Luna, h è la longitudine media del Sole, p è la longitudine del perigeo, N' è l' inverso della longitudine del nodo ascendente e p' è la longitudine del perielio, tutti questi termini sono in unità di cicli. Queste variabili possono essere calcolate per una definita data giuliana attraverso il codice `t_astron`. I loro effetti sono combinati con un particolare set di numeri di Doodson $\{i', j', k', l', m', n'\}$ per un particolare componente nel argomento astronomico $V_a = i'\tau + j's + k'h + l'p + m'N' + n'p'$. Le componenti con i' sono chiamate 'specie' come la lenta, la diurna e la semi-diurna per $i'=0,1$ e 2 rispettivamente, le componenti con i',j',k' comuni sono chiamate sottogruppo. La frequenza componente è definita come $\sigma = 2\pi \frac{dV_a}{dt}$. Il potenziale mareale viene quindi scritto nella forma

$$V = \sum_{i'=0}^3 \left[G_{i'}(\theta) \sum_{j'k'l'm'n'} A'_{i'j'k'l'm'n'} \cos(2\pi V_a) + G'_{i'}(\theta) \sum_{j'k'l'm'n'} B'_{i'j'k'l'm'n'} \sin(2\pi V_a) \right]. \quad (5.3)$$

Per determinati numeri di Doodson o A' o B' sono diversi da zero ma non contemporaneamente. Queste costanti sono tabulate e disposte in strutture dati che possono essere utilizzate attraverso il codice denominato `t_getconsts`. Le funzioni geodetiche $G_{i'}$ e $G'_{i'}$ variano con le 'specie' i' e la latitudine θ , e dipendono anche da tali costanti come il raggio della Terra, le masse e le distanze tra Terra, Luna e Sole. L' ampiezza di equilibrio per un componente è definita come $\frac{GA'}{g}$ o $\frac{G'B'}{g}$, dove g è l'accelerazione di gravità, e può essere generata attraverso il codice `t_equilib`.

Stime di fase e ampiezza

L' algoritmo usato per avere le stime di fase e ampiezza è basato su algoritmi in linguaggio FORTRAN sviluppati da Godin [1972] e Foreman [1977, 1978]. Si consideri una serie temporale di osservazioni $y(t)$, $t = t_1, t_2, \dots, t_M$ disposta in un vettore con tempo di campionamento regolare Δt (un' ora di default) e M sia un numero dispari (nel caso ce ne fosse bisogno può essere scartato il punto finale). L' asse temporale è definito in modo che l' origine (o il tempo mediano) sia $\frac{t_{(M+1)}}$. Nel caso vi siano dei dati mancanti si può inserire nel vettore della serie temporale di osservazioni il termine NaN che, in Matlab, costituisce la rappresentazione IEEE, acronimo di Institute of Electrical and Electronic Engineer, per un non numero (Not-a-Number). Questa serie temporale è analizzata attraverso il codice `t_tide` inserendo una varietà di parametri. La risposta mareale è modellata come:

$$x(t) = b_0 + b_1 t + \sum_{k=1, \dots, N} a_k e^{i\sigma_k t} + a_{-k} e^{-i\sigma_k t}, \quad (5.4)$$

nel quale N è il numero di componenti ognuno con un unico set di numeri di Doodson. Ogni costituente ha frequenza σ_k e un' ampiezza complessa a_k , non nota, anche se, nel caso $y(t)$ sia una serie temporale reale a_k e a_{-k} sono complesse coniugate. L' approccio tradizionale utilizza delle sinusoidi reali:

$$x(t) = b_0 + b_1 t + \sum_{k=1, \dots, N} A_k \cos(\sigma_k t) + B_k \sin(\sigma_k t) \quad (5.5)$$

ed è relazionata all' equazione 5.4 attraverso $A_k = a_k + a_{-k}$ e $B_k = i(a_k - a_{-k})$.

Una matrice di dati contenente i nomi ed altre informazioni riguardo a queste componenti può essere generata attraverso il codice `t_getconsts`.

Ogni componente è elencato in ordine di importanza basato sulle ampiezze di equilibrio. Vengono scartati, inoltre, le componenti meno importanti con risoluzione più piccola rispetto alla risoluzione limite di Rayleigh $\alpha(N\Delta t)^{-1}$ che per default è uguale a 1, e le componenti più importanti ma che siano più rare. Procedendo con un fit ai minimi quadrati si minimizzano le componenti

$$E = \sum_m |x(t_m) - y(t_m)|^2 = \|Ta - y\|^2, \quad (5.6)$$

dove $y = [y(t_1), y(t_2), \dots, y(t_M)]'$, $a = [b_0, b_1, a_1, a_{-1}, a_2, a_{-2}, \dots, a_{-N}]'$, e T è una matrice $M \times 2N \times +2$ di funzioni lineari e sinusoidali valutate attraverso i tempi di osservazione.

Fatto questo possono essere applicate varie correzioni attraverso il codice `t_vuf`. La prima riguarda la risposta in fase delle componenti. Essa è generalmente riportata come fase di *Greenwich* g_k e fa riferimento alla risposta della fase di equilibrio lungo il meridiano di Greenwich.

Secondo, se viene definita la latitudine, allora vengono calcolate le correzioni nodali.

Tutto questo viene fatto dal codice `t_tide`.

Uno svantaggio dell' analisi armonica classica è che non è possibile determinare il grado in cui un dato componente rappresenta la reale energia mareale anziché l' energia a larga banda di un altro tipo di processo e sapere questo è utile per avere una migliore stima delle maree e per confrontare qualitativamente differenti analisi. Per ovviare a ciò vengono fatti due passi per la produzione di intervalli di confidenza. Nel primo si fa una stima delle caratteristiche del rumore non mareale o residuo che affligge a_k (o A_k, B_k). Nel secondo queste stime vengono convertite in intervalli di confidenza per i parametri standard.

5.2.5 Analisi wavelet

Analisi tempo-frequenza

La maggior parte dei segnali fisici è di tipo non stazionario ovvero con caratteristiche variabili nel tempo. Una funzione che ben rappresenta un segnale non stazionario può essere rappresentata da una combinazione di sinusoidi

con diversi parametri quali le ampiezze A_i , i tempi di inizio t_i , le frequenze dominanti f_i , le fasi iniziali φ_i e i coefficienti di smorzamento a_i :

$$x(t) = \sum_{i=0}^N A_i e^{-a_i(t-t_i)} \cos(2\pi f_i t + \varphi_i) u(t - t_i) \quad (5.7)$$

se su questo segnale si effettua una trasformata di Fourier, si ottiene una funzione il cui modulo dice qualcosa di evidente sulla presenza delle componenti armoniche e delle rispettive ampiezze. Le informazioni relative agli altri parametri sono inglobate nella sua fase; il problema è che tali informazioni risultano essere, soprattutto quando il segnale ha molte componenti, illeggibili. In altre parole la trasformata di Fourier evidenzia la presenza delle componenti armoniche ma non permette di ricavare informazioni sul come e quando tali frequenze siano effettivamente presenti.

$$X(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) e^{-j2\pi ft} dt \quad (5.8)$$

Infatti la trasformata di Fourier genera una funzione che rappresenta il prodotto scalare fra il segnale e una funzione sinusoidale complessa di durata infinita che è perfettamente locale in frequenza ma globale nel tempo, in parole povere questa trasformazione è adatta a segnali stazionari perché evidenzia nettamente fenomeni che avvengono nel dominio delle frequenze ma non discrimina i fenomeni che avvengono nel dominio del tempo.

Per i segnali non stazionari occorre inserire nella trasformazione una dipendenza dal tempo rendendo 'locale' l'equazione 5.8 operando su porzioni del segnale $x(t)$ ottenute moltiplicando il segnale stesso per una finestra che trasla nel tempo.

Per fare ciò si utilizza la trasformata di Fourier a breve termine STFT acronimo di Short Time Fourier Transform ideata da Gabor [1946]:

$$STFT_x(\tau, f) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) g^*(t - \tau) e^{-j2\pi ft} dt \quad (5.9)$$

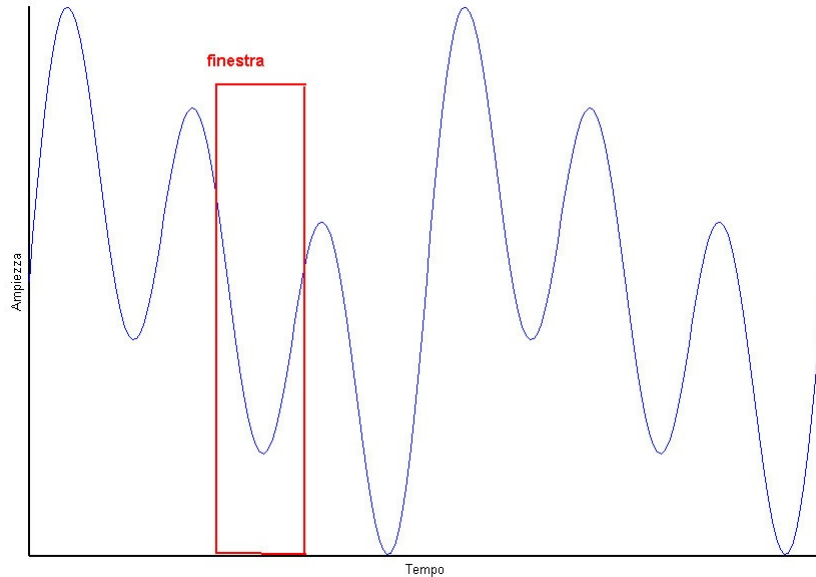


Figura 5.4: Esempio di finestrazione del segnale.

In questo modo si evidenzia lo spettro del segnale all' interno della finestra temporale definita dalla funzione $g(t - \tau)$ ottenendo quindi un' informazione sul suo contenuto armonico in un intorno dell' istante di tempo τ .

Questo approccio ha un difetto non trascurabile, fare la moltiplicazione nel dominio del tempo tra il segnale $x(t)$ e la funzione finestra $g(t)$ significa fare la convoluzione dei loro spettri $X(f)$ e $G(f)$ nel dominio della frequenza; quello che si ottiene eseguendo la STFT è quindi lo spettro del segnale alterato dalla presenza della finestra e questo non è un difetto eliminabile. Se si vuole eliminare l' effetto di $G(f)$ occorre ridurre la banda Δf , ma ciò implica un aumento dell' ampiezza temporale Δt e quindi una diminuzione della precisione nel dominio del tempo, due eventi separati da meno di Δt non sono più discriminabili. D' altro canto se si riduce la finestra Δt necessariamente aumenta la banda Δf e quindi si ha una diminuzione della precisione in frequenza. Si può quindi concludere che:

- fissata la funzione finestra $g(t)$ vengono automaticamente definite le indeterminazioni Δt e Δf rispettivamente nel dominio del tempo e della frequenza;
- due eventi distanti meno di Δt o Δf non sono più discriminati dalla STFT nel rispettivo dominio;

- le due indeterminazioni sono inversamente proporzionali, quindi la risoluzione temporale può essere migliorata solo a scapito della risoluzione in frequenza, e viceversa;
- le due indeterminazioni sono fisse e questo implica che le risoluzioni relative $\frac{\Delta t}{t}$ e $\frac{\Delta f}{f}$ risultano variabili.

Dalla STFT alla CWT

Come detto la STFT è una tecnica di analisi a risoluzione fissa e si è appurato come questo possa costituire una limitazione.

Per ottenere un'analisi a risoluzione variabile occorre fare in modo che le risoluzioni relative risultino costanti e questo richiede che all'aumentare della frequenza aumenti in modo proporzionale anche la banda di frequenza. Una proprietà della trasformata di Fourier è quella che fa in modo che comprimendo nel tempo una funzione si ottiene una espansione in frequenza del suo spettro, e viceversa:

$$F\left\{x\left(\frac{t}{a}\right)\right\} = |a|X(af) \quad (5.10)$$

Da qui nasce l'idea di sostituire l'operazione di modulazione con l'operazione di scalamento, ovvero, anziché moltiplicare il segnale per il segnale finestra ad ampiezza temporale costante e trasformare in Fourier, si esegue direttamente il prodotto scalare con scalamenti e traslazioni di un unico prototipo. Si parla in questo caso di trasformata wavelet continua (CWT):

$$CWT_x(a, b) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t)\varphi_{ab}^*(t)dt \quad (5.11)$$

con

$$\varphi_{ab} = \frac{1}{\sqrt{|a|}}\varphi\left(\frac{t-b}{a}\right) \quad (5.12)$$

Il prototipo $\varphi(t)$ prende il nome di wavelet madre; a è il parametro di scalamento, b quello di traslazione.

Valutando la trasformata di Fourier della wavelet, a meno del parametro di traslazione b , si ottiene

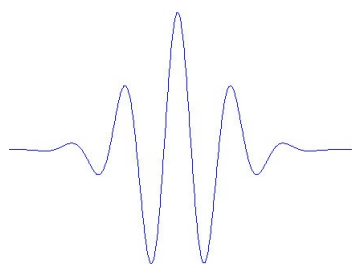
$$F\left\{\frac{1}{\sqrt{|a|}}\varphi\left(\frac{t-b}{a}\right)\right\} = \Psi(af) \quad (5.13)$$

essendo

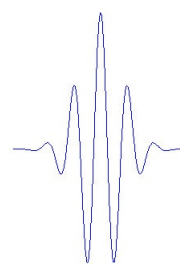
$$\Psi(f) = F\{\varphi(t)\} \quad (5.14)$$

Se $\varphi(t)$ ha banda Δf centrata in f_0 allora $\varphi\left(\frac{t}{a}\right)$ ha banda $\left(\frac{\Delta f}{a}\right)$ centrata in $\frac{f_0}{a}$ allora la banda relativa rimane costante.

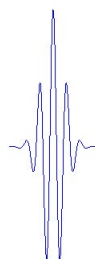
Un esempio di di scalatura utilizzando una wavelet detta di Morlet è illustrata di seguito:



(a) $f(t) = \Psi(t), a = 1$



(b) $f(t) = \Psi(2t), a = \frac{1}{2}$



(c) $f(t) = \Psi(4t), a = \frac{1}{4}$

Il concetto di traslazione o shifting è espresso nella figura seguente:

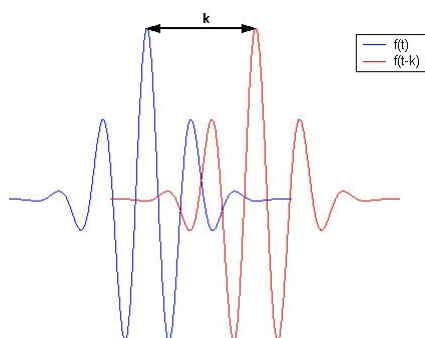


Figura 5.5: Esempio di traslazione di funzione.

Confrontando la definizione di trasformata di Fourier con la definizione di trasformata wavelet continua si nota immediatamente che il prodotto scalare del segnale $x(t)$ viene eseguito, nel caso della trasformata wavelet continua, con una funzione non periodica e limitata nel tempo, quindi il concetto di frequenza dell'armonica viene sostituito con il concetto di scala della wavelet $\varphi_{ab}(t)$. L'analogia è immediata: valori piccoli di a significano wavelets compresse nel tempo contenenti armoniche ad alta frequenza; effettuare il prodotto scalare con esse ci porta ad ottenere proiezioni che portano informazioni sui dettagli del segnale, cioè su fenomeni rapidamente variabili; di contro valori di a grandi comportano wavelets lentamente variabili, con banda stretta, che invece colgono il comportamento del segnale a lungo termine. Queste proprietà sono note come *localizzazione temporale*, ovvero più la wavelet è concentrata nel tempo e migliore è la risoluzione in questo dominio, e come *localizzazione spettrale*, ovvero più la wavelet è concentrata in frequenza e migliore è la risoluzione nel dominio corrispondente.

Tra le altre proprietà vale la pena ricordare la *linearità*, l'*invarianza per traslazioni temporali* e l'*invarianza per scalamento*.

Di grande interesse è la proprietà di *invertibilità* che afferma che date due wavelets $\varphi_1(t)$ e $\varphi_2(t)$ con particolari caratteristiche, sulle quali non mi addentro, se si valuta la CWT rispetto a $\varphi_1(t)$ otteniamo

$$CWT_{x,\varphi_1}(a, b) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t)\varphi_{1,ab}^*(t) dt \quad (5.15)$$

allora il segnale è ricostruibile attraverso la $\varphi_2(t)$ e si ha

$$x(t) = \frac{1}{C_\varphi} \int_0^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} CWT_{x,\varphi_1}\varphi_{2,ab}^*(t) \frac{dadb}{a^2} \quad (5.16)$$

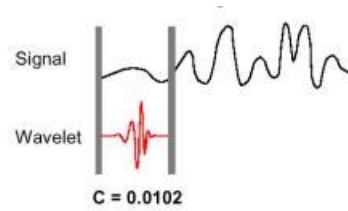
dove

$$C_\varphi = \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{|\Psi_1(\omega)||\Psi_2(\omega)|}{|\omega|} d\omega. \quad (5.17)$$

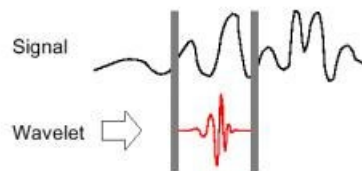
L'algoritmo da usare per calcolare la CWT di un segnale deve, quindi, seguire questi passi:

1. scegliere una wavelet e compararla ad una sezione iniziale del segnale originale che vogliamo analizzare.

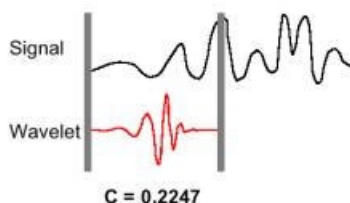
2. Calcolare un numero C , che rappresenta la correlazione tra la wavelet e la sezione del segnale. Più grande è C , più sono simili wavelet e sezione del segnale. Da notare che il risultato dipenderà dalla forma della wavelet che abbiamo scelto.



3. Shiftare la wavelet lungo l'asse del tempo e ripetere i punti 1 e 2 fino a coprire l'intero segnale.



4. Scalare la wavelet e ripetere i passi da 1 a 3.



5. Ripetere i passi da 1 a 4 per tutte le scale.

Fatto ciò si otterranno i coefficienti prodotti a differenti scale, dalle diverse sezioni del segnale. I coefficienti non sono altro che il risultato di una regressione del segnale originale, ottenuta mediante le wavelets. Questi coefficienti vengono poi visualizzati su di un grafico sul quale l'asse x rappresenta la posizione lungo il segnale (tempo) l'asse y rappresenta la scala e il colore di ciascun punto di coordinata x,y rappresenta la magnitudo del coefficiente C della wavelet.

Dalla CWT alla DWT

La definizione di trasformata wavelet continua è utilizzabile nei casi in cui si desideri una valutazione analitica della CWT di un segnale. Tuttavia nella maggior parte dei casi pratici, il segnale $x(t)$ non solo non è noto analiticamente ma risulta quantizzato, cioè conosciuto in precisi istanti di tempo; se si considera il desiderio di una valutazione numerica della trasformata, allora essa dovrà essere valutata solo con un numero finito di valori delle variabili a e b . La scelta non accurata dei parametri può determinare da una parte una rappresentazione ridondante, dall'altra una rappresentazione non completa, cioè il numero di campioni non è sufficiente per la ricostruzione. La situazione ideale è la rappresentazione *ortogonale* nella quale il segnale e la sua trasformata hanno lo stesso numero di campioni. Consideriamo le seguenti osservazioni:

- al variare della scala a le wavelets hanno banda relativa costante e costante è l'indeterminazione $\frac{\Delta f}{f}$ sulla frequenza. E' quindi ragionevole effettuare una discretizzazione logaritmica di questo parametro.

- Quando la scala è piccola le wavelets hanno supporto temporale corto, quindi è logico che il passo di traslazione Δb sia piccolo per garantire la sufficiente copertura dell'asse-tempi da parte della serie di ondine.
- Viceversa, quando la scala è grande le wavelets sono lunghe, per cui il passo di traslazione può essere più grande.

Alla luce di tutto ciò, la discretizzazione più ragionevole risulta essere

$$\begin{cases} a = a_0^m & m \in Z \quad a_0 > 1 \\ b = nab_0 & n \in Z \quad b_0 > 1 \end{cases}$$

Il caso più comunemente usato è quello diadico, con $a_0 = 2$ che definisce la famiglia di wavelets

$$\varphi_{mn}(t) = \frac{1}{\sqrt{a}} \varphi\left(\frac{t-b}{a}\right) \Big|_{a=2^m, b=2^m nb_0} = 2^{-\frac{m}{2}} \varphi(2^{-m}t - nb_0) \quad (5.18)$$

A partire da questa forma di CWT a parametri discreti, una successiva quantizzazione nel dominio del tempo permette di introdurre la versione definitiva completamente discretizzata nota come DWT acronimo di *Discrete Wavelet Transform*.

Quanto appena scritto è raccolto in un toolbox di Matlab denominato Wavelet sviluppato da Torrence e Compo con il quale sono state fatte tutte le analisi.

5.3 Analisi dati

Come detto in precedenza, il verificarsi di atti vandalici, interruzione di corrente, malfunzionamento dei sensori e quant'altro, non ci ha permesso di avere a disposizione delle serie temporali molto lunghe (per una più corretta e precisa analisi delle maree è preferibile che la serie temporale sia la più ampia possibile), inoltre queste sono disponibili solo per determinati sensori. Per il nostro scopo sono state usate le serie temporali relative all'inclinometro PTNO (Tunnel Nord) vedi figura 4.16 a pagina 87 corrispondenti al braccio SE-NW lungo 91.8m vedi figura 4.18 a pagina 88. Una descrizione delle serie temporali usate è presentata in tabella 5.1.

Come si nota sono a nostra disposizione quattro serie temporali che partono da una lunghezza di ventuno giorni circa per la Serie 3 fino ad una

Serie	Inizio Data(dd/mm/aa) Ora(hh:mm)	Fine Data(dd/mm/aa) Ora(hh:mm)	Frequenza campionamento (minuti)	Gap Giorni Ore-min
Serie 1	01/05/08 19:06	30/06/08 23:46	20	4d-18h
Serie 2	10/07/08 11:26	30/09/08 23:40	20	9h-40m
Serie 3	23/10/08 11:26	13/11/08 05:06	20	
Serie 4	11/12/08 13:06	23/01/09 06:06	20	

Tabella 5.1: Descrizione delle serie temporali usate per l'analisi

lunghezza di due mesi e venti giorni per la Serie 2. Le serie 3 e 4 sono continue, ovvero prive di interruzioni, mentre abbiamo un' interruzione di 4 giorni e 18 ore nella Serie 1 e un' interruzione di 9 ore e 40 minuti per la Serie 2. Di queste serie sono state fatte le analisi mareali usando il Toolbox Matlab T_Tide che, dopo le opportune correzioni nodali utilizza un algoritmo per la selezione automatica delle componenti mareali e seleziona le più significative per ogni serie temporale. Nei grafici vengono illustrate, partendo dalla figura in alto:

1. Andamento della serie temporale, della marea teorica e della serie temporale corretta.
2. Illustrazione dello spettro delle più significative componenti mareali individuate.
3. Illustrazioni delle fasi per le componenti significative valutate con intervallo di confidenza del 95%.

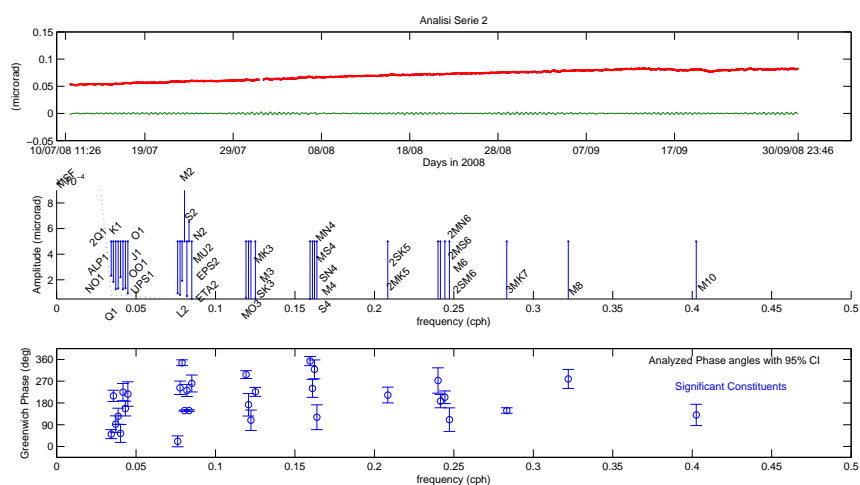


Figura 5.6: Analisi mareale relativa alla Serie2. Dall'alto verso il basso vengono mostrate: 1) L'andamento della serie temporale, della marea teorica e della serie temporale corretta. 2) L'illustrazione dello spettro delle più significative componenti mareali individuate. 3) L'illustrazione delle fasi per le componenti significative valutate con intervallo di confidenza del 95%

Più in dettaglio nelle figure 5.7 e 5.8 vengono mostrate la marea teorica e la serie temporale corretta sovrapposta alle serie originali.

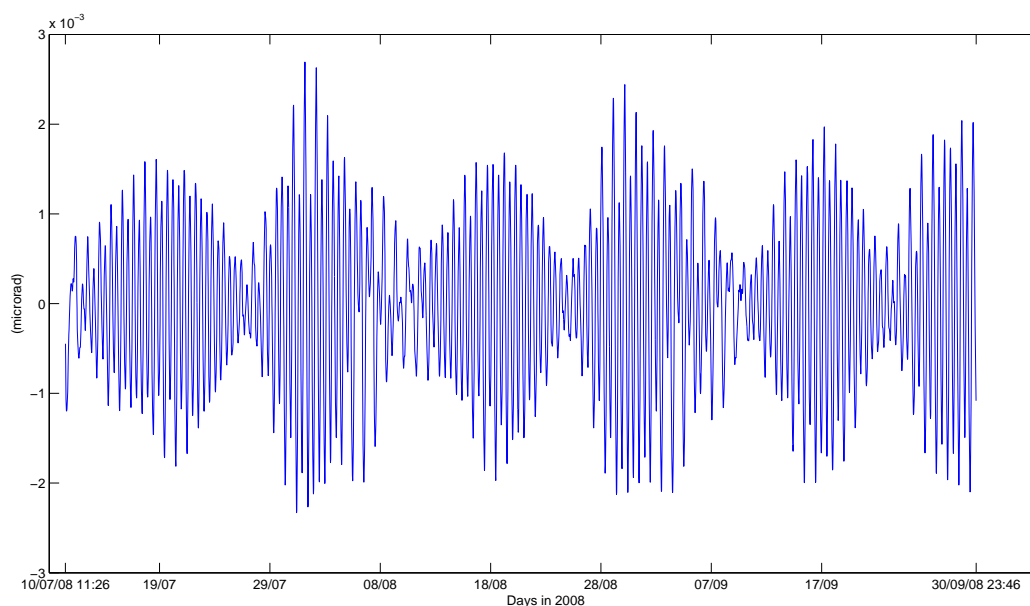


Figura 5.7: Marea teorica calcolata da T_Tide relativa alla serie2.

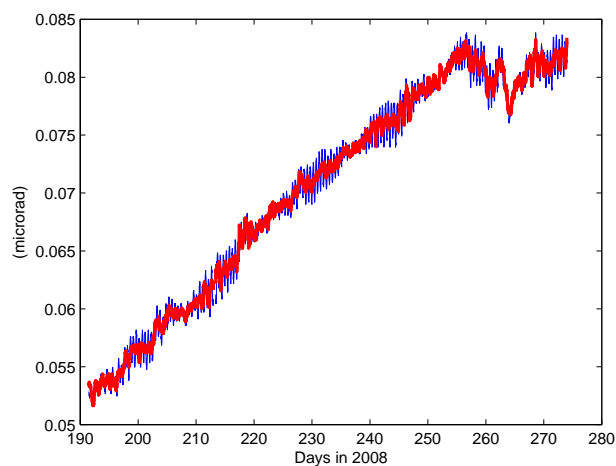


Figura 5.8: Segnale originale sovrapposto al segnale corretto relativo alla serie2

Le frequenze sono indicate in cicli per ora (cph) mentre la fase di Greenwich e il relativo errore in gradi. Una descrizione di quanto ottenuto è illustrato in tabella 5.2.

Analisi spettrali più accurate mostrano come le componenti di maggior peso siano la componente diurna e semidiurna, si riscontrano anche le ar-

Serie	Serie 1	Serie 2	Serie 3	Serie 4
Frequenze rilevate (cpd)	1-2-3-4 5-6-7-8 10	1-2-3-4 5-7-8-10	1-2-4-5 6-7-8-10	1-2-3-4 5-6-8-10

Tabella 5.2: Elenco delle frequenze rilevate per le quattro serie temporali

moniche a 3 e 6 cicli per giorno mentre risultano essere trascurabili le linee spettrali a 3 ore. Vengono evidenziate anche le sesse a 2,4 ore ma la loro ampiezza è veramente minima.

Quanto detto viene confermato dall'analisi wavelet per le quattro serie temporali. In questo caso però le serie 1 e 2 sono state divise in due parti ciascuna per far sì che non vi siano buchi di segnale all'interno. La wavelet madre utilizzata è la wavelet *Morlet* che è rappresentata da un'onda piana modulata da una Gaussiana ed è di facile applicazione il che la rende la più comunemente usata. Il parametro di risoluzione della scala è stato scelto pari a 0.25. Infine la significatività dei picchi degli spettri wavelet viene testata con un livello di confidenza CI del 95% da un contour plot, dato da uno spettro di potenza di Fourier. Nel grafico mostrato oltre ai due spettri wavelet e Fourier è rappresentata anche la serie temporale presa in esame. Gli spettri wavelet evidenziano il picchi di frequenza per le componenti armoniche diurne e ovviamente in maniera più evidente la componente semidiurna e questo si nota nello spettro di potenza affiancato allo spettro wavelet. Si notano anche picchi con periodi superiori alle 64 ore ma risultano essere sotto il rumore di fondo quindi non rappresentano nulla di fisico. Si notano altresì variazioni nello spettro wavelet in corrispondenza tra le 0 e 8 ore a simboleggiare l'accadimento delle sesse.

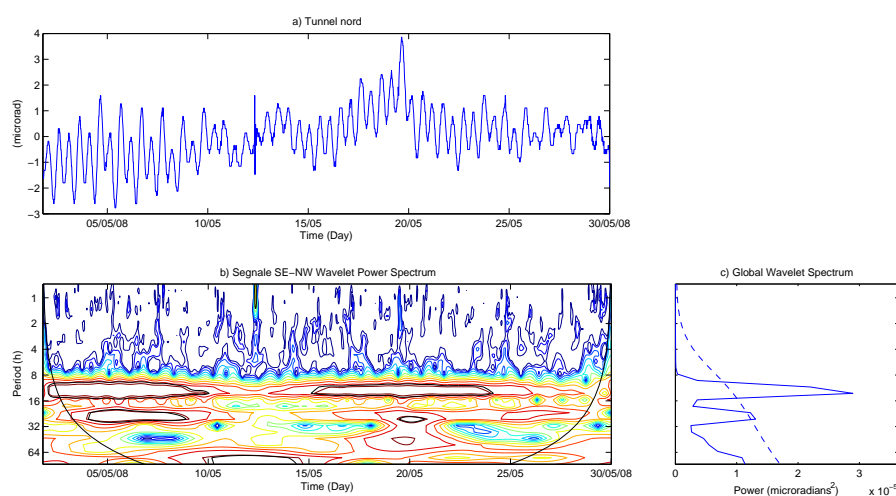


Figura 5.9: Analisi wavelet relativa alla prima parte della serie1. Sul grafico in alto è rappresentato l'andamento della serie temporale. Nei grafici in basso sono rappresentati gli spettri wavelet e corrispondente spettro di Fourier.

5.4 Conclusioni

I risultati ottenuti sia dalle analisi spettrali che dalle analisi wavelet mostrano la presenza delle componenti armoniche principali semidiurna e diurna, sebbene con ampiezza variabile, mentre, a seconda delle serie temporali prese in esame, vi è la presenza di altre componenti come la 3 4 5 e 6 c/d. La presenza di sesse è stata visualizzata ma è del tutto trascurabile. Questo conferma i dati trovati in precedenti lavori [Romano, 2012]. La componente semidiurna rimane, comunque la componente principale da studiare per l'analisi delle serie temporali tiltmetriche. Sebbene altre componenti quali le sesse, sarebbero più efficaci come segnali d'ingresso per nuove analisi, la loro variabilità le rende inaffidabili.

Capitolo 6

Stromboli

6.1 Analisi dei dati

Le variazioni di sismicità sui vulcani sono spesso considerate premonitrici dell'attività eruttiva. Vale a dire che l'attività vulcanica comporta un incremento dell'attività sismica con la presenza di sciami di lungo periodo, vulcanotettonici ed eventi ibridi che precedono od accompagnano eruzioni, creazioni o crolli di duomi vulcanici, esplosioni freato-magmatiche, eventi di esplosioni parossistiche ed effusioni di lava [Chouet et al., 1994]; [Voight et al., 1999]; [Lu et al., 2000]; [Legrand et al., 2004]; [Lin et al., 2007]; [Pedersen et al., 2007]; [Okubo and Wolfe, 2008]; [Buurman and West, 2010]; [Ruppert et al., 2011]. Più precisamente uno sciame sismico è definito come un *gruppo di terremoti della stessa grandezza senza una scossa dominante*, una distribuzione di simili e ripetitive forme d'onda pertanto ci suggerisce la presenza di una sorgente stabile e ci facilita la sua localizzazione [McNutt, 1996]. Nel prosieguo del capitolo mi occuperò dello studio di questi sciami sul vulcano Stromboli in tre distinti periodi caratterizzati da un diverso comportamento dell'attività vulcanica. In particolare mi interesserò di tre intervalli di tempo di 6-9 mesi nei periodi 2002-2003, 2006-2007 e 2010-2011. Nei primi due casi vi è la presenza di una forte attività effusiva e parossistica il che non si verifica nell'ultimo caso. In dettaglio analizzerò il segnale sismico degli sciami prendendo in considerazione le forme d'onda, le proprietà spettrali e di polarizzazione. In seguito grazie alle registrazioni dei dilatometri valuterò se vi sia stata una variazione volumetrica associata agli sciami.

6.1.1 Dataset

Il nostro dataset è composto dalla registrazione delle stazioni sismiche mostrate in figura 6.1 nella pagina seguente

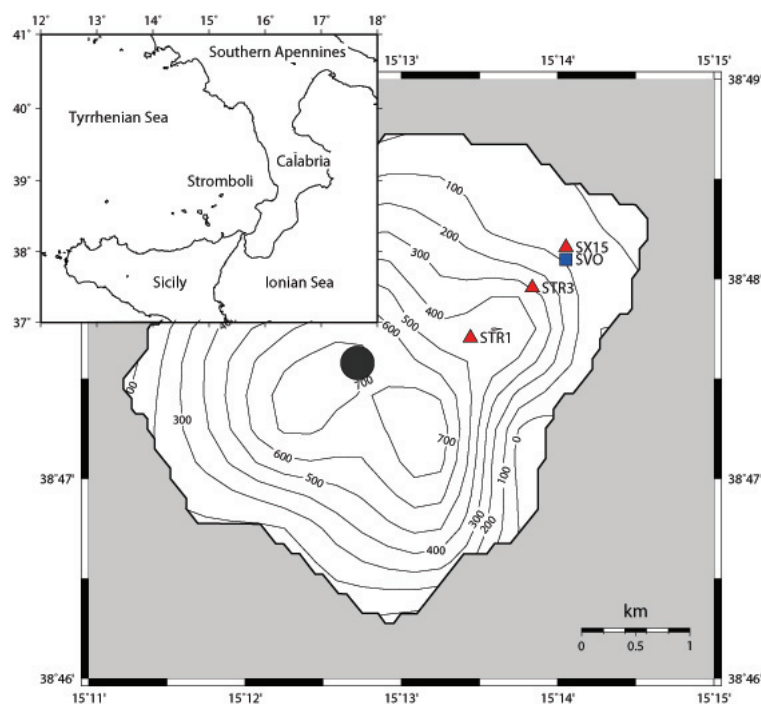


Figura 6.1: Mappa di Stromboli sulla quale sono mostrate le localizzazioni dei sismometri (triangoli) e del dilatometro (quadrato) usati per questo lavoro.

e comprende tre intervalli temporali distinti. Da qui mi riferirò ai tre intervalli di tempo relativi ai tre periodi distinti come al caso 1, caso 2 e al caso 3. In tabella sono rappresentate alcune caratteristiche dei sismometri usati e l'attività osservata in ognuno dei casi.

	Caso 1	Caso 2	Caso 3
Periodo	23/05/02 - 30/01/03	01/10/06 - 31/03/07	01/09/10 - 31/05/11
Codice Stazione	SX15	STR1	STR3
Datalogger (24 bit)	Reftek 72A07	Gaia	Gaia
Sismometro	Lennartz 3D/5s	Guralp CMG-40T	Guralp CMG-40T
Sensibilità (Vs/m)	400	800	800
Risposta (Hz)	0.2-40	0.033-50	0.033-50
Numero esplosioni	97000	82000	107000

- Caso 1 I dati sono relativi al periodo che va dal 23 maggio 2002 al 30 gennaio 2003 e sono stati registrati da una stazione sismica denominata SX15. Il 28 dicembre 2002 è iniziata una attività di effusione di lava che è terminata in giugno 2003 con la presenza di un evento parossistico il 5 aprile 2003. Sono stati rilevati circa 97000 esplosioni in questo intervallo di tempo.
- Caso 2 I dati sono relativi al periodo che va dal 1 gennaio 2006 al 31 marzo 2007 e sono stati registrati da una stazione sismica denominata STR1. A partire dal 19 gennaio 2007 sono disponibili i dati dei dilatometri da pozzo Sacks-Evertson della stazione SVO sita a Stromboli-San Vincenzo presso il COA (Advanced Operative Center) della Protezione Civile. Il 27 febbraio 2007 è iniziata una attività di effusione di lava che è terminata il 02 aprile 2007 con la presenza di un evento parossistico il 15 marzo 2007. Sono stati rilevati circa 82000 esplosioni in questo intervallo di tempo.
- Caso 3 I dati sono relativi al periodo che va dal 1 settembre 2010 al 31 maggio 2011 e sono stati registrati da una stazione sismica denominata STR3. I dati dilatometrici della stazione SVO sono disponibili per tutto l'intervallo di tempo. In questo periodo il vulcano ha presentato esclusivamente una persistente attività esplosiva benchè nel periodo dicembre 2010-febbraio 2011 una serie di forti esplosioni sono state accompagnate da lievi emissioni di lava. Sono stati rilevati circa 107000 esplosioni in questo intervallo di tempo.

Gli episodi eruttivi del 2002-2003 e del 2007 mostrano un comportamento simile tra di loro caratterizzato da una progressiva e lenta decompressione, con la presenza di esplosioni parossistiche durante l'emissione di lava e un'ampia fuoriuscita di SO_2 . Come primo passo dobbiamo trovare i tempi di accadimento delle esplosioni osservando le ampiezze delle registrazioni sismiche. Più precisamente ho trovato il massimo di ampiezza all'interno di una finestra di 12 sec e ho comparato il massimo di due finestre adiacenti. Dico che c'è la presenza delle esplosioni se si verificano le seguenti condizioni [DeMartino et al., 2011a]:

1. Il rapporto tra i massimi di due finestre adiacenti supera la soglia di 1.8.
2. Il rapporto tra il massimo di una finestra e la deviazione standard del segnale sismico di fondo mediato su un'ora di registrazione supera una soglia di 4.

Il valore della lunghezza delle finestre e delle soglie sono state stimate empiricamente. Una ulteriore analisi delle forme d'onda così ricavate ci permette di eliminare eventuali picchi spuri. Già ad una prima ispezione visiva si nota, in tutti tre i casi, la presenza di sciami di esplosioni con peculiari forme d'onda e proprietà spettrali. E' tuttavia necessaria una analisi più rigorosa per individuare i tempi di accadimento degli sciami. Infatti, dal momento che il vulcano Stromboli è caratterizzato da una persistente attività esplosiva bisogna tener conto della base statistica del comportamento di fondo del sistema. Mostrerò quindi l'evoluzione temporale e la statistica dei tempi di accadimento delle esplosioni.

6.1.2 Processi esplosivi

In questo paragrafo caratterizzerò il processo esplosivo attraverso il tasso di accadimento (inverso della media degli intertempi), l'ampiezza delle esplosioni ed il coefficiente di variabilità definito come il rapporto tra la deviazione standard e il valor medio degli intertempi. In figura 6.2

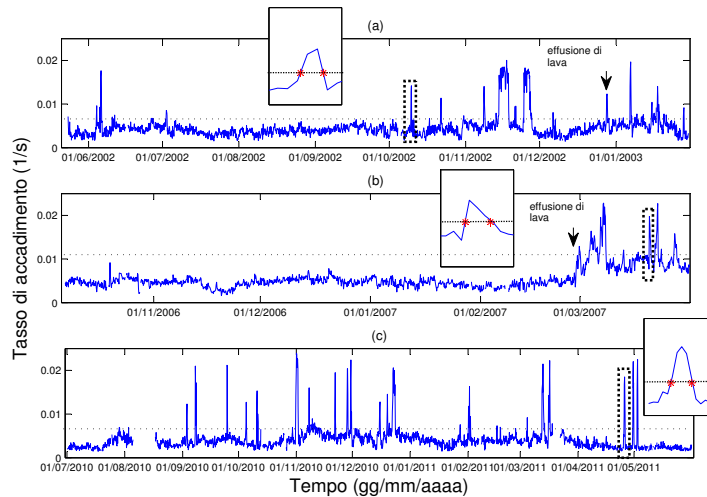


Figura 6.2: Evoluzione temporale dei tassi di accadimento per il Caso 1 (a), il Caso 2 (b) ed il Caso 3 (c). I tassi di accadimento sono stati stimati con una finestra mobile di tre ore. La linea tratteggiata orizzontale delimita la soglia tra gli eventi standard e gli sciame. Su grafico sono anche indicati attraverso frecce i punti corrispondenti alle emissioni di lava. Nei quadratini sono mostrati gli andamenti temporali degli sciame generici, le stelle indicano l' inizio e la fine di uno sciame.

si mostra l' evoluzione temporale dei tassi di accadimento per i Casi 1 (a) 2 (b) e 3 (c). Il grafico è stato fatto calcolando gli intertempi tra due eventi successivi mediati su di una finestra mobile di tre ore. Per i tre casi gli sciame sono individuabili con l' incremento del tasso. Quindi per distinguere la presenza degli sciame dalla normale attività del vulcano è stata definita una soglia per il tasso di accadimento al di sopra della quale i valori sono tutti relativi a degli sciame. Come si nota per i Casi 1 e 3 i tassi di accadimento sono normalmente distribuiti con una lunga coda verso gli alti valori, il che corrisponde ad un omogeneo processo di Poisson che regola l' evoluzione degli sciame. Questo comportamento è conservato nel Caso 2 limitatamente ai dati successivi all' effusione di lava mentre, considerando l' intero dataset si ha una funzione bimodale con una coda. Questa funzione bimodale deriva dall' evidente cambiamento nel tasso di accadimento che si verifica in occasione

dell' effusione di lava. Questa distribuzione dei tassi di accadimento simile per i tre casi ci suggerisce che la diversa posizione degli strumenti usati per la registrazione dei dati ha un effetto trascurabile sull' individuazione delle esplosioni, come supportato anche dal comportamento quasi identico del tasso di accadimento per la normale attività vulcanica. Quindi si fissa una soglia uguale al valor medio della distribuzione normale più tre volte la sua deviazione standard, limitandoci, per il Caso 2, solo all' intervallo di tempo successivo all' emissione di lava. In figura 6.2 le soglie sono indicate con una linea tratteggiata orizzontale e gli sciame corrispondono ai tassi di accadimento che superano questa linea. Nel riquadro, invece, è evidenziato l' andamento del tasso di accadimento per un singolo sciame. Si nota come vi sia un diverso comportamento del sistema durante le crisi, nel Caso 2 gli sciame si verificano solo dopo l' emissione di lava, mentre nel Caso 1 esse si verificano prima e durante l' emissione di lava [*DeMartino et al.*, 2001a, 2011b]. Nel Caso 3, invece, notiamo un' alta concentrazione di sciame nel periodo Settembre-Dicembre 2010 dopodiché essi si verificano sporadicamente con intervallo di 40-50 giorni. In figura 6.3

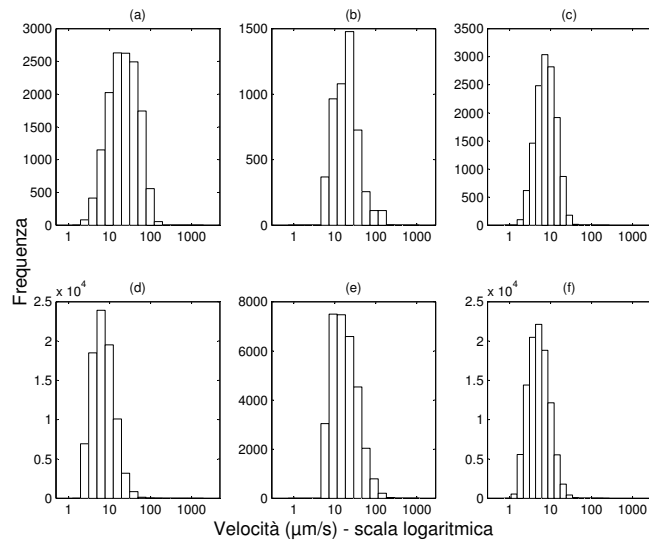


Figura 6.3: Distribuzione delle ampiezze delle esplosioni distinguibili tra gli eventi normali nella riga in basso e gli sciame nella riga in alto. Le colonne (a,d), (b,e) e (c,f) si riferiscono ai Casi 1, 2 e 3 rispettivamente. L'asse x è in scala logaritmica

sono mostrate le distribuzioni delle ampiezze delle esplosioni durante gli sciame e durante la normale attività, separatamente per i tre casi. Le distribuzioni delle esplosioni relativamente agli sciame e all'attività normale per i Casi 1 e 3 combaciano bene con una funzione lognormale il che suggerisce l'esistenza di una comune statistica per entrambi i processi. Il comportamento lognormale è associato alla statistica dell'attività stazionaria strom-

boliana [*DeMartino et al., 2004, 2001a, 2011b*]. La distribuzione per il Caso 2 mostra una forma lognormale con comportamento antisimmetrico. Questo comportamento rappresenta l'effetto di un processo non stazionario durante l'evoluzione temporale delle ampiezze come accade a cavallo dell'emissione di lava con un aumento dell'ampiezza delle esplosioni di fondo. Nei Casi 1 e 3 gli eventi degli sciami mostrano in genere un'ampiezza maggiore rispetto agli eventi normali di circa 0.5 ordini di grandezza. D'altro canto, i valori medi dei due tipi di eventi nel Caso 2 sono uguali in accordo con gli errori. Comunque le ampiezze più frequenti per gli sciami e gli eventi normali hanno una discrepanza di circa 0.5 ordini di grandezza in accordo con gli altri due casi suggerendo quindi una possibile sovrapposizione di due o più processi che contribuiscono alla distribuzione. In figura 6.4

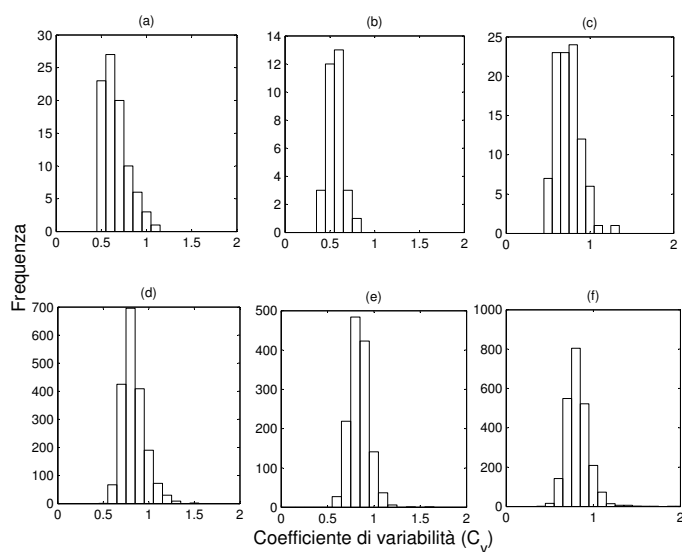


Figura 6.4: Distribuzione del coefficiente di variabilità degli intertempi distinguibili tra gli sciame nella riga superiore ed eventi normali nella riga inferiore. Le colonne (a,d), (b,e) e (c,f) si riferiscono ai Casi 1, 2 e 3 rispettivamente.

sono mostrate le distribuzioni dei coefficienti di variabilità degli intertempi distinguendo, come fatto per le ampiezze, gli eventi degli sciame da quelli dell'attività normale del vulcano. I C_v associati all'attività standard sono distribuiti normalmente con valor medio intorno a 0.8 suggerendo un processo, durante l'attività stazionaria, di tipo quasi Poissoniano come già verificato da [Bottiglieri et al., 2005; DeMartino et al., 2001a, 2011b]. Du-

rante gli sciame si verifica un abbassamento del coefficiente di variabilità con una caduta di valori all' interno dell' intervallo 0.4-0.7. Questo conferma l' esistenza di differenti processi che regolano i tassi di accadimento per le due classi di eventi nonostante i tre casi mostrino un comportamento diverso. Specificatamente, mentre per il Caso 2 la distribuzione dei coefficienti di variabilità sia quasi normale con valor medio intorno a 0.5 e una trascurabile frazione di soluzioni intorno a 0.7, per i Casi 1 e 3 questa frazione equivale rispettivamente al 20% e al 41% del totale che suggerisce un processo più complesso.

6.1.3 Analisi delle forme d' onda

I segnali sismici associati alle esplosioni durante gli sciame hanno una durata di circa 3-10 secondi, come mostrato in figura 6.5

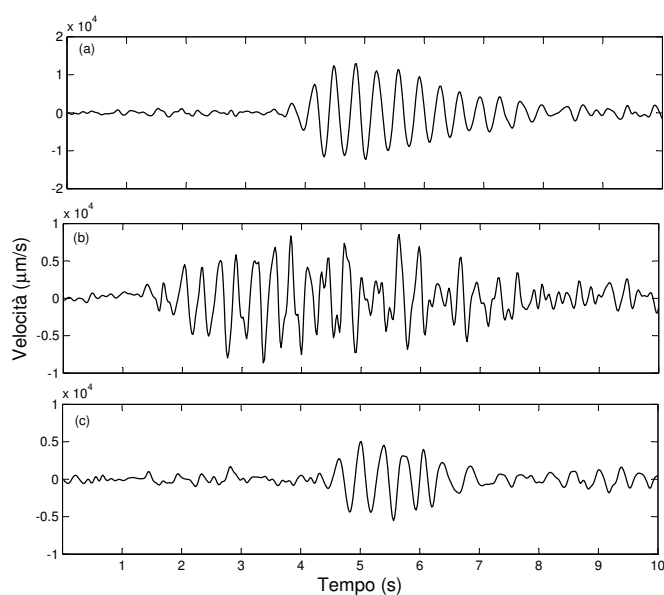


Figura 6.5: Esempi di forme d'onda per gli sciami per i Casi 1(a), 2(b) e 3(c). Gli eventi corrispondenti ai Casi 1 e 3 hanno delle forme d'onda semplici e simili tra di loro, come verificato dall'analisi di cross-correlazione. In altre parole, nel Caso 2 le forme d'onda in media più durature e con spettro leggermente più ampio. I segnali sono stati filtrati all'interno della banda 0.2-8 Hz

Per poter valutare il grado di stabilità dei processi per ogni caso studiato, calcoliamo la funzione di cross-correlazione tra gli eventi valutando il suo valore massimo. In dettaglio, scegliamo un evento di riferimento per ogni caso e cross-correliamo con gli altri eventi. I valori più frequenti per i massimi

delle funzioni di cross-correlazione per i Casi 1, 2 e 3 sono uguali a circa 0.85, 0.6 e 0.75 rispettivamente, suggerendo quindi un meccanismo sorgente stabile. Inoltre per il Caso 2 il massimo della funzione di cross-correlazione è distribuito in modo bi-modale con un picco dominante a circa 0.6 ed un altro a 0.2 facendo risaltare la presenza di due classi di eventi o meglio di due tipi di forme d'onda. In più per valutare la stabilità del processo nei differenti anni, sono state cross-correlate le forme d'onda dei tre casi. Abbiamo trovato che le forme d'onda per i Casi 1 e 3 sono molto simili (il valor medio del massimo della funzione di cross-correlazione è di circa 0.8), mentre per il Caso 2 abbiamo forme d'onda diverse (massimo della funzione di cross-correlazione tra i 0.2-0.3). Un ulteriore passo è quello di fare un'analisi spettrale degli sciami calcolando la Trasformata di Fourier (FFT) all'interno di una finestra mobile. I risultati dell'analisi sono mostrati in figura 6.6

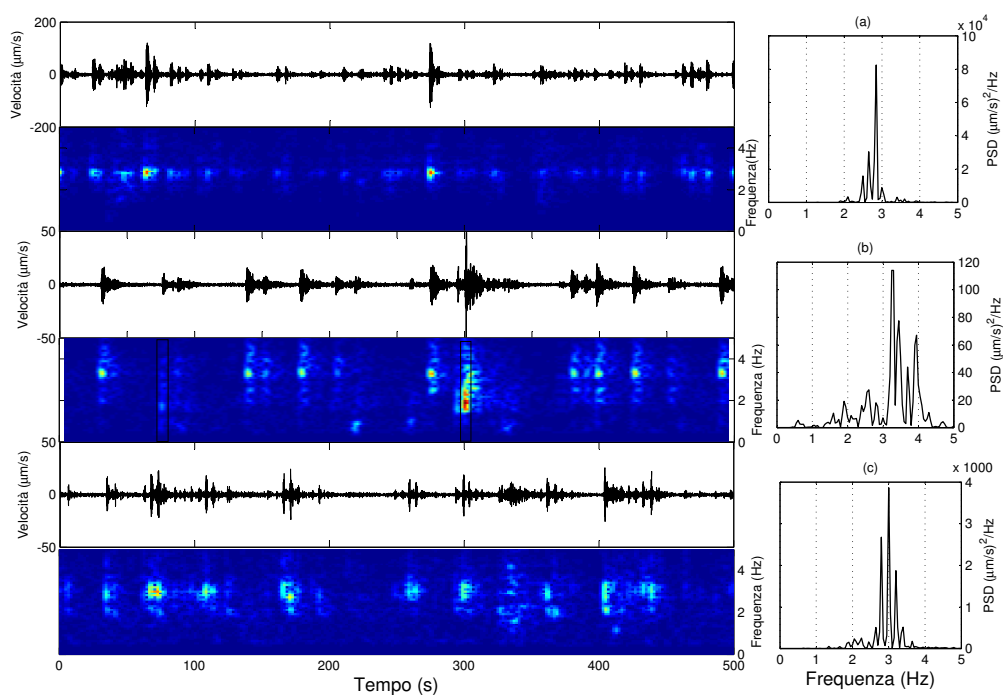


Figura 6.6: Esempi di sciami e spettrogrammi con relativo spettro di potenza per i tre casi.

Come si vede, gli sciami hanno uno spettro concentrato intorno alla frequenza di 3 Hz per i tre casi mostrando un segnale quasi monocromatico.

Per il Caso 2 invece è presente uno spettro più ampio. Ciò significa che per i Casi 1 e 3 gli eventi degli sciame sono costituiti quasi del tutto da un segnale quasi monocromatico, mentre, per il Caso 2, i segnali quasi monocromatici rappresentano la maggioranza delle esplosioni negli sciame ma sono accompagnati da esplosioni di altro tipo il che spiega l' esistenza delle due classi di eventi trovata dalla precedente analisi di cross-correlazione. Questi eventi sono caratterizzati da un largo spettro con il picco principale intorno ai 3 Hz e costituiscono una non trascurabile parte del insieme totale degli eventi. Inoltre essi caratterizzano l' intervallo dell' attività esplosiva standard [Chouet *et al.*, 2003; Acernese *et al.*, 2004].indicando che durante gli sciame, nel Caso 2, vi è un contributo significativo di esplosioni standard. Il verificarsi di sciame di esplosioni sul vulcano Stromboli è collegato alla variazione dello spettro delle esplosioni nei casi 1 e 2. Questo mostra che un temporaneo e peculiare spettro anticipa la presenza di sciame. Facendo una simile analisi per il Caso 3 abbiamo notato che in occasione dell' inizio degli sciame vi è stata una rilevante variazione nello spettro delle esplosioni standard. Più specificatamente il picco dello spettro per le esplosioni standard ha avuto un incremento di frequenza da 2 a 3 Hz come mostrato in figura 6.7

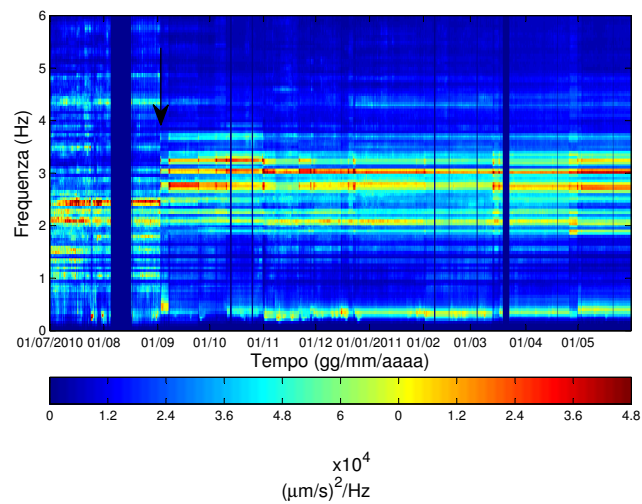


Figura 6.7: Spettrogramma contenente l'evoluzione temporale dello spettro di potenza delle esplosione relativamente al Caso 3. Ogni quadratino contiene lo spettro di potenza mediato per eventi che si verificano ogni sei ore. Un evidente cambio spettrale (segnalato con la freccia nera) si verifica verso settembre 2010 in concomitanza con l'inizio del primo sciame di esplosioni.

La transizione tra i due spettri dura circa due giorni durante i quali sono presenti entrambi gli spettri. La variazione di spettro persiste anche dopo la fine degli sciami. Nella figura gli sciami sono visibili come righe verticali arancio scuro nella banda di frequenza di 2.8 Hz.

6.1.4 Analisi di polarizzazione

Le proprietà di polarizzazione delle esplosioni sono state calcolate utilizzando l' algoritmo di Kanasewich [Kanasewich, 1981]. Questo algoritmo si basa sulla diagonalizzazione della matrice di covarianza costruita con le tre componenti del moto. L' autovettore corrispondente all' autovalore più grande è considerato come la migliore stima per il vettore di polarizzazione. L' algoritmo ci restituisce la rettilinearità (RL), che ci dice se esiste una direzione di polarizzazione. Se $RL=1$ allora l' onda è linearmente polarizzata, mentre se $RL=0$ allora tutti gli autovalori della matrice di covarianza sono uguali e quindi non esiste una direzione preferenziale di polarizzazione. La direzione della polarizzazione è definita da due angoli. L' azimuth ϑ è l' angolo tra la direzione nord e il vettore in senso orario, mentre l' angolo di dip φ è l' angolo tra l' asse z ed il vettore. L' algoritmo di Kanasewich ci può fornire una direzione di oscillazione ma non un verso. Quindi azimuth uguali a ϑ e a $\vartheta + \pi$ indicano la stessa polarizzazione. Effettuiamo l' analisi di polarizzazione per tutte le esplosioni rilevate ed estrapoliamo tutte le soluzioni dell' algoritmo relativamente a primi dieci secondi per ogni evento. In più, è di prassi nell' analisi di polarizzazione, selezionare soltanto le soluzioni con una rettilinearità più alta di 0.7, che ci assicura le direzioni più affidabili. Le soluzioni con un' alta rettilinearità rappresentano l' 80 % dei casi. In figura 6.8

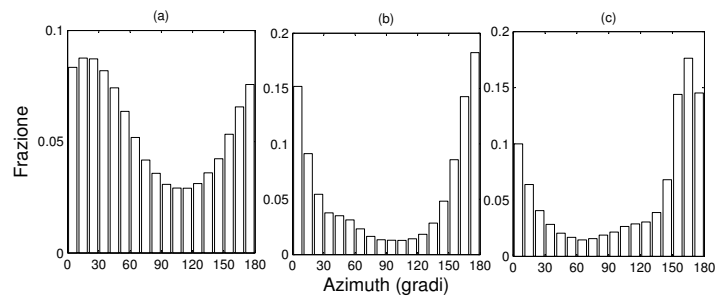


Figura 6.8: Distribuzione delle soluzioni di azimuth per le polarizzazioni relative alle esplosioni. Zero gradi individuano la direzione nord. Il vettore polarizzazione è stato calcolato all' interno di una finestra mobile di un secondo con una sovrapposizione del 80%. E' stata applicata una soglia per la rettilinearità di $RL=0.7$. Le colonne (a), (b) e (c) si riferiscono ai Casi 1,2 e 3 rispettivamente.

sono mostrate le distribuzioni degli azimuth per i tre casi, prendendo in considerazione sia le esplosioni durante l' attività standard, sia le esplosioni durante gli sciami. La distribuzione mostra chiaramente l' esistenza di una direzione di polarizzazione preferenziale per tutti i tre casi, con i valori medi

per gli azimuth di $19^\circ \pm 34^\circ$, $178^\circ \pm 26^\circ$, $167^\circ \pm 28^\circ$, rispettivamente per i Casi 1, 2 e 3. Inoltre la distribuzione mostra un andamento abbastanza simmetrico intorno al picco dei valori così da farci considerare che il picco dei valori ed il valor medio siano la stessa cosa. La direzione corrispondente al valor medio dell' azimuth per il Caso 1 si avvicina alla direzione dell' area del cratere all' interno degli errori sperimentali, circa il 50% delle soluzioni cadono all' interno della zona $\bar{\vartheta}_I \pm 30^\circ$, dove $\bar{\vartheta}_I$ è l' angolo in direzione del cratere relativamente alla stazione SX15. D' altro canto, i valor medi degli azimuth per i Casi 2, 3 non puntano in direzione del cratere e la frazione delle soluzioni che cadono all' interno degli angoli $\bar{\vartheta}_{II} \pm 30^\circ$ e $\bar{\vartheta}_{III} \pm 30^\circ$ sono il 27% e il 12% rispettivamente. Questo suggerisce che il campo d' onda sismico radiale associato con l' attività delle esplosioni stromboliane [Chouet et al., 2003; Acernese et al., 2004; Marchetti and Ripepe, 2005] è modificato dal mezzo con differenti effetti per i tre casi. La diversa posizione dei tre sensori utilizzati implica diversi percorsi e diversi effetti di sito, giustificando la discrepanza nelle proprietà di polarizzazione nei tre casi. Abbiamo anche calcolato il vettore di polarizzazione del segnale sismico di fondo, separato dalle esplosioni. Nei tre casi la distribuzione degli azimuth del segnale di fondo conserva una forma simmetrica attorno al valor massimo mostrando l' esistenza di una direzione di oscillazione preferenziale. Specificatamente, nel Caso 1 il valor medio dell' azimuth del segnale di fondo è uguale a $0^\circ \pm 35^\circ$, che mostra una discrepanza con le soluzioni ottenute per le esplosioni degli sciame. Invece per i Casi 2 e 3 gli azimuth per il segnale di fondo sono concentrati negli angoli $175^\circ \pm 23^\circ$ e $166^\circ \pm 23^\circ$, quindi molto vicini ai valori medi degli azimuth relativi alle esplosioni degli sciame. Questi elementi indicano che le esplosioni hanno diversi effetti sulla polarizzazione per il segnale di fondo nei tre casi, con un effetto maggiore per il Caso 1 e più lieve per il Caso 3. Questo comportamento è attribuibile alla diversa ampiezza per gli eventi come mostrato in figura 6.3 ed ad effetti di sito che possono influenzare i tre sensori posti in località diverse per i tre casi. La presenza di canali ed altre strutture geologiche sono state individuate da [Tibaldi, 2003] e le possibili forti influenze del mezzo nelle proprietà di polarizzazione delle onde sismiche in aree vulcaniche sono state descritte da [Hellweg, 2003]. Nella figura 6.9

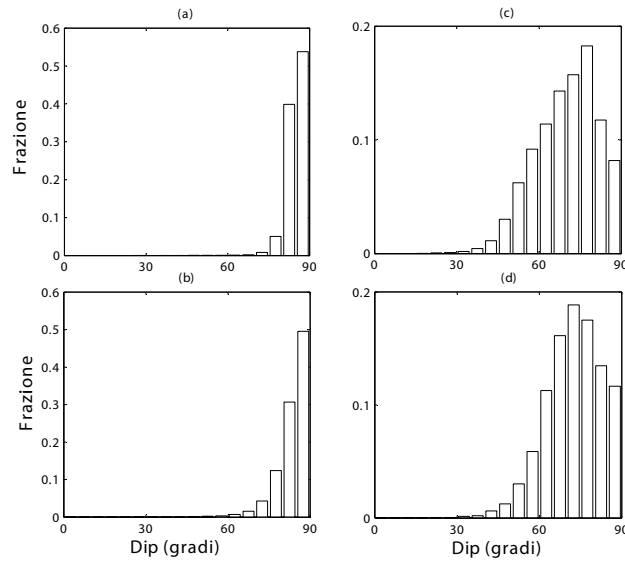


Figura 6.9: Distribuzione degli angoli di dip stimati per gli sciami (a,c) e per gli eventi standard (b,d). Le figure a e b si riferiscono al Caso 1, mentre le figure c e d si riferiscono al Caso 2. Sono stati selezionati i valori con RL maggiore di 0.7 e con azimuth rivolto verso il cratere. Nel Caso 1 si è rilevato un aumento complessivo delle oscillazioni poco profonde durante gli sciami rispetto all'attività standard, e nel Caso 2 il massimo delle distribuzioni è più alto per gli sciami suggerendo una sorgente poco profonda. Ricordo che i zero gradi corrispondono alle oscillazioni verticali, mentre i novanta gradi corrispondono ad oscillazioni orizzontali.

sono mostrate le distribuzioni degli angoli di dip per i Casi 1 e 2 distinguendo le esplosioni degli sciami da quelle degli eventi standard. Questi

grafici sono stati realizzati selezionando le soluzioni di polarizzazione relative solamente alle esplosioni aventi azimuth puntato verso l' area del cratere con errore di $\pm 30^\circ$, in modo da considerare solo le onde P tra quelle che arrivano dalla zona del cratere, che assumiamo siano associate alle dinamiche delle bolle di gas. Come si è potuto notare è stato escluso il Caso 3 dal momento che la frazione delle soluzioni di azimuth puntanti verso il cratere è veramente bassa. La distribuzione degli angoli di dip per il Caso 1 mostra una figura avente un andamento crescente monotono per entrambi le classi di eventi, mentre nel Caso 2 mostra un massimo, ciò significa che il Caso 1 è caratterizzato da soluzioni meno profonde. Tuttavia in entrambi i casi (1 e 2) gli eventi degli sciami hanno una profondità minore rispetto agli eventi standard. Infatti nel caso 1 la frazione delle soluzioni poco profonde ovvero $> 80^\circ$ rappresenta circa il 94% per gli sciami e circa l' 80% per gli eventi standard. In maniera simile abbiamo che nel Caso 2 il massimo della distribuzione cade intorno a 78° per gli sciami e a 72° per gli eventi standard.

6.1.5 Analisi dei dati dilatometrici

In questo paragrafo mi occuperò di analizzare la serie temporale \bar{s} estratta dalle registrazioni del dilatometro SVO, vedi figura 6.1 (il dilatometro TDF è fuori servizio). Tale serie è stata ottenuta sottocampionando la serie originale, che è a 1 Hz, a un punto ogni otto ore, dopodiché è stata fatta la differenza tra due punti successivi. Questa procedura a cui non è stato effettuato alcun filtro in frequenza è stata adottata per evidenziare possibili salti a gradino nel segnale del dilatometro. In figura 6.10

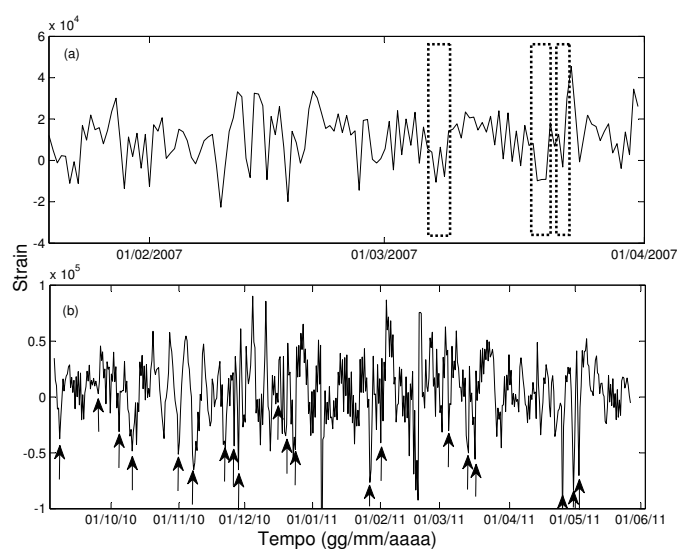


Figura 6.10: Evoluzione temporale del segnale del dilatometro. E' stato ottenuto decimando il segnale originale con un campionamento di un punto ogni otto ore e calcolando la differenza tra due punti successivi. Questa procedura, che non include un filtro in frequenza, serve a evidenziare la presenza di evidenti salti nelle registrazioni degli strumenti. I tempi in cui si verificano gli sciami sono segnati da rettangoli tratteggiati per il Caso 2 (a) e con delle frecce nere per il Caso 3 (b).

sono mostrate le serie temporali \bar{s} per i Casi 2 e 3. Ricordo che nel periodo relativo al Caso 1, il dilatometro da pozzo ancora non era stato installato. In figura sono stati segnati i tempi in cui si sono verificati gli scia-

mi. In corrispondenza degli sciami nel Caso 3, \bar{s} ha principalmente valori negativi, corrispondenti ad andamenti negativi nel segnale originale del dilatometro che indica una prevalenza di deflazione. Per poter dare una stima dell'abbassamento di pressione corrispondente a queste deflazioni, abbiamo comparato il segnale dilatometrico con il segnale relativo alla pressione atmosferica misurato da un barometro posto in superficie sul sito di installazione del dilatometro. In dettaglio, abbiamo studiato le simultanee registrazioni dei due strumenti durante un abbassamento di pressione che può essere visualizzato su entrambi i grafici (dilatometro e barometro) come un rapido e monotono decremento della forma d'onda. Le forme d'onda registrate da entrambi gli strumenti sono molto simili ciò suggerisce che esse misurano, rispettivamente, le variazioni di strain e pressione in concomitanza di uno stesso disturbo atmosferico. Mettendo in relazione la pressione e lo strain in corrispondenza di questo segnale abbiamo potuto associare la variazione di pressione alla variazione di un conteggio di strain. Tenendo presente l'ampiezza media dei segnali del dilatometro associato agli sciami, abbiamo stimato che essi producono una variazione di pressione dell'ordine di 10^5 Pa. In questa stima si è anche tenuto conto che i segnali comparati provengono da strumenti distanti un centinaio di metri, mentre la presunta sorgente degli sciami e delle associate differenze negative nei segnali dei dilatometri è localizzata nel cratere ossia a circa 2 Km dal dilatometro. Nel Caso 2 vi è una prevalenza di valori positivi di \bar{s} , il che indica una generale tendenza ad aumentare del segnale del dilatometro ovvero una fase tendenzialmente espansiva. I valori negativi di \bar{s} appaiono durante gli sciami sebbene siano meno marcati rispetto al Caso 3 e non sono esclusivi agli sciami.

6.1.6 Discussioni e conclusioni

In questo capitolo ho analizzato gli sciami di esplosioni sul vulcano Stromboli in tre periodi distinti: il 2002-2003 per il Caso 1, 2006-2007 per il Caso 2 e 2010-2011 per il Caso 3. I primi due casi comprendono anche crisi vulcaniche con fasi effusive ed esplosive [Ripepe et al., 2005b; Calvari et al., 2011], mentre al terzo caso è associato solo una leggera emissione di lava. Gli sciami di esplosioni sono stati selezionati rilevando un aumento del tasso di accadimento delle esplosioni. Ho trovato che il segnale dei dilatometri in corrispondenza degli sciami indica una depressurizzazione del sistema vulcano che è stata stimata di circa 10^5 Pa. Questa depressurizzazione emerge chiaramente nel Caso 3 mentre è meno chiara nel Caso 2. Come ricordato, il dilatometro SVO è stato installato nel gennaio del 2007 ed ha iniziato ad acquisire il 19 dello stesso mese. È ben noto che uno strumento ha bisogno di alcuni mesi per avere un buon accoppiamento con le rocce circostanti e quindi registrare dei

dati veritieri [Sacks et al., 1971]. Questo implica che nel periodo analizzato del 2007 l' accoppiamento tra lo strumento e le rocce circostanti non fosse ideale e stabile, come sembra indicare l' andamento del segnale che mostra una fase espansiva permanente riducendo così la capacità a rilevare variazioni negative di pressione durante gli sciami. In più, gli sciami per il Caso 2 si verificano in corrispondenza dell' effusione di lava susseguente all' apertura di due fessure lungo il fianco NE del cono sommitale, ovvero durante un' ampia fase di depressurizzazione che può aver nascosto gli effetti di una parziale decompressione. Per il Caso 3 abbiamo individuato un evidente variazione dello spettro delle esplosioni che è coincisa con l' inizio dell' attività degli sciami. Un comportamento simile è stato precedentemente verificato per i casi 1 e 2 [DeMartino et al., 2011a, 2011b]. Essi sono stati associati a variazioni con uno strutturale cambio nella geometria delle cavità vibranti eccitate durante il meccanismo di esplosione, che a sua volta può essere indotto dalla risalita del magma o ad una depressurizzazione dovuta ad una degassazione. Le stesse ipotesi possono essere date per il Caso 3 , nonostante l' assenza di una fase rilevante di effusione di lava o di una fase parossistica non comportino forti variazioni sul sistema. Tuttavia, cambi strutturali, possono essere indotti da una repentina (ri)attivazione di una bocca o di una ostruzione che non implica l' apertura di nuovi condotti per il magma. Questo potrebbe essere il caso, tenendo presente che nel dicembre 2010 una breve e poco intensa emissione di lava si è verificata da una nuova bocca sul versante sud-ovest [[http : //www.ct.ingv.it/](http://www.ct.ingv.it/) – *Activity of the Sicilian volcanoes, monthly reports*] . I cambi strutturali, in ogni caso, portano ad una variazione di pressione all' interno dell' edificio vulcanico, inducendo ad esso uno stile tipicamente esplosivo, come ad esempio la presenza di sciami di esplosioni. Quando l' alterazione delle condizioni di equilibrio è forte , come in occasione della risalita di nuovo magma, allora si ha non solo la presenza di sciami esplosivi ma anche altri fenomeni tipici di un allontanamento dallo stato di equilibrio quali una lunga attività effusiva e la presenza di eventi parossistici [DeMartino et al., 2011a, 2011b]. Misure sismiche ad infrasuoni e termiche su Stromboli hanno rilevato delle contiguità tra il degassamento e l' attività esplosiva[Ripepe et al., 2002]. Così possiamo interpretare che gli sciami esplosivi sono l' effetto di un locale abbassamento di pressione nel condotto vulcanico, il che implica un allontanamento dallo stato di equilibrio e la nucleazione di un alto numero di bolle di gas. L' analisi di polarizzazione suggerisce che la nucleazione sia meno profonda che nel caso dell' attività standard. Questo indica che la depressurizzazione coinvolge soltanto la parte meno profonda (< 1 Km) del condotto vulcanico. Questo spiega anche la similitudine tra le forme d' onda delle esplosioni degli sciami, la loro breve durata e la loro caratteristica monocromatica. Infatti il breve percorso tra la

profondità di nucleazione e la superficie libera implicherebbe poche differenziazioni nell'origine del meccanismo, nella breve risalita e nella forte impronta delle vibrazioni delle bolle di gas nel segnale sismico. In maniera analoga, l'abbassamento di pressione favorisce la formazione di bolle di gas di grandi dimensioni rispetto a quelle che si creano durante le esplosioni standard, le dimensioni delle quali sono legate da effetti idrostatici e di viscosità, e ciò spiegherebbe l'ampiezza degli eventi degli sciami rispetto agli eventi standard. Nel nostro modello sono stati considerati due parametri per descrivere l'allontanamento dallo stato di equilibrio del condotto vulcanico: un parametro termodinamico, quale la variazione di pressione ΔP che interessa la zona del sistema nel quale le bolle di gas si generano durante gli sciami, ed un parametro geometrico, quale la porzione h del condotto che è coinvolta da questa variazione. Notiamo che l'esistenza di tale caduta di pressione favorisce un gradiente di pressione tra la parte superiore ed inferiore del condotto di emissione della lava. Abbiamo notato che nel Caso 2 il coefficiente di variabilità degli intertempi degli sciami è ben al di sotto di 0.8 e centrato intorno a 0.5, vedi figura 6.4, laddove la distribuzione delle ampiezze non mostra un comportamento lognormale con un contributo relativamente alto di basse ampiezze. Vedi figura 6.3(b). In questo caso l'intero periodo di effusione è durato circa due mesi, con episodi di forti eventi parossistici ed alcune fratture lungo i fianchi del vulcano, mentre nel Caso 1 la stessa quantità di lava è stata emessa in un periodo di sei mesi [Landi *et al.*, 2009]. Questo suggerisce un sensibile allontanamento dalla condizione di equilibrio nel Caso 2, che ci porta ad ipotizzare dei valori più grandi di ΔP e h . Quindi elevati valori di ΔP portano alla variazione delle caratteristiche del processo esplosivo, con cambio da un processo quasi-Poissoniano ad uno caratterizzato da un basso coefficiente di variabilità per gli sciami. Alti valori del parametro h possono implicare che anche la profondità ai quali si trovano le bolle di gas responsabili dell'attività standard è coinvolta nella forte variazione di pressione e, dunque, anche gli eventi standard danno un contributo significativo agli sciami e possono modificarne le statistiche. Siffatta fenomenologia ha l'effetto di sovrapporre due tipi di esplosioni delle bolle di gas che portano ad un allargamento della distribuzione di ampiezza durante il periodo degli sciami nel 2007. Quest'ultima ipotesi è anche supportata dall'analisi delle forme d'onda, la quale mostra forme d'onda corrispondenti alle esplosioni standard durante gli sciami. D'altra parte, gli altri casi, 1 e 3, mostrano un contributo del coefficiente di variabilità con valori di 0.8 o superiori, che è uguale ai valori dell'attività standard. Questo suggerisce un basso ΔP rispetto al Caso 2, che è in linea con la debole (bassa emissione di lava) crisi del 2002-2003 e con l'assenza di qualsiasi attività straordinaria durante il periodo 2010-2011. In maniera analoga, il comportamento lognormale del-

la distribuzione delle ampiezze per questi casi suggerisce un valore di h più basso che nel Caso 2, quindi escludendo le bolle di gas del processo esplosivo standard nella variazione di pressione e preservando la corrente statistica per questi eventi. In più, diversi valori di h per i Casi 1 e 2 sono supportati dall'analisi delle forme d'onda e dall'analisi di polarizzazione. Infatti, nel Caso 2 gli eventi degli sciami hanno una grande variabilità nelle forme d'onda ed uno spettro più ampio, suggerendo che le bolle di gas responsabili di entrambi gli eventi si possano nucleare in un range di profondità più esteso all'interno del condotto vulcanico, e le soluzioni di profondità mostrano una più ampia distribuzione e valori più bassi rispetto al Caso 1 (in media), vedi figura 6.9, supportando l'ipotesi di una sorgente profonda e una rilevante variabilità della profondità di nucleazione (incluso la localizzazione della sorgente degli eventi standard). Dalla distribuzione di profondità degli eventi degli sciami, possiamo anche valutare una stima di h . Tenendo conto le soluzioni di dip più frequenti (circa 85 gradi per il Caso 1 e 78 gradi per il Caso 2) e considerando un condotto verticale poco profondo ed un mezzo omogeneo, h può variare in un range di profondità di 0.3-0.8 Km al di sotto del cratere, quindi la differenza di h tra i casi dovrebbe essere contenuta all'interno di qualche centinaio di metri. Una stima di ΔP ci è fornita dalla variazione dello strain ed è di circa 10^5 Pa. Questo valore rappresenta il 10%-100% del valore della sovrappressione delle bolle di gas che è stato stimato essere di circa $10^5 - 10^6$ Pa [Vergnolle and Brandeis, 1994]. In più, corrisponde a circa l'1 - 3% della pressione idrostatica alla profondità stimata h , nella quale la densità del magma è uguale a $2700 \frac{Kg}{m^3}$ e una frazione di vescicolazione del 50% [Mori and Burton, 2009]. Tuttavia la stima di ΔP deve essere considerata come la minore tenendo conto che nel Caso 3 non vi sono rilevanti di episodi effusivi. Tuttavia in agosto 2011, si è verificato un episodio di effusione di lava lungo il fianco nord della Sciara del Fuoco, anche se con intensità trascurabile relativamente ai Casi 1 e 2 [<http://www.ct.ingv.it/> - *Activity of the Sicilian volcanoes, monthly reports*]. In conclusione, l'intensità di ΔP determina in quale misura si verifica il cambio della statistica dei tempi di accadimento per i processi esplosivi, mentre la grandezza di h discrimina tra i casi una o più tipi di bolle di gas partecipanti al cambio della statistica standard nei processi esplosivi. Così gli sciami caratterizzano sicuramente una fase di non equilibrio del vulcano, ma questa fase di non equilibrio non evolve necessariamente in un comportamento effusivo. Un fattore chiave potrebbe essere il valore di ΔP . Quindi, per capire meglio il meccanismo della transizione dalla fase di non equilibrio ad una eventuale crisi vulcanica, bisogna fare una simultanea osservazione di altri parametri geofisici per poter meglio vincolare h e ΔP . Una comprensione totale della dinamica degli sciami può fornire uno strumento importante

per la mitigazione del rischio vulcanico. In particolare l'analisi degli sciami può notevolmente migliorare la capacità di previsione di eventuali crisi per vulcani con attività stromboliana, per i quali i processi esplosivi sono sensibili alle variazioni termodinamiche nei condotti.

Capitolo 7

Conclusioni

I dilatometri da pozzo e gli inclinometri a base lunga rappresentano uno strumento fondamentale nello studio dei meccanismi di sorgente ai fini della riduzione del rischio sismico e vulcanico. La loro elevata risoluzione, l'ampia banda spaziale e temporale che riescono a ricoprire e la stabilità che li contraddistingue consentono di monitorare i fenomeni tettonici caratterizzati dal rilascio dello sforzo in maniera sismica oppure asismica.

In questo lavoro di tesi sono stati descritti alcuni dei risultati ottenuti dall'installazione di questi strumenti nelle aree vulcaniche dei Campi Flegrei e di Stromboli e gli effetti locali che ne influenzano le prestazioni, che possono variare a seconda dell'ubicazione, dell'installazione e delle caratteristiche idrogeologiche, oltre che al variare nel tempo. La calibrazione rappresenta, dunque, una importante fase del processo di analisi che consente di verificare continuamente il corretto funzionamento della strumentazione e di interpretare i segnali registrati in maniera rigorosa.

I precursori ritenuti più significativi per i terremoti e le eruzioni vulcaniche si basano sul riconoscimento di uno scorrimento asismico, che non rilascia cioè terremoti per quanto piccoli, che dovrebbero essere evidenziati, da un sistema sotterraneo di rivelatori di deformazione noti come strainmeters o dilatometri Sacks-Evertson. Nel mondo 31 strumenti di questo tipo installati nella regione del Tokai tra il 1975 ed il 1980. Tali strumenti sono caratterizzati da livelli estremamente alti di sensibilità e da risposte a frequenze molto più basse di quelli dei sismometri. Modelli teorici e sperimentali, nonché le osservazioni fatte in passato in Giappone ed altre regioni del mondo mostrano che i segnali premonitori più promettenti possono essere quelli legati ad un lento scorrimento della zona di frattura, che provoca delle debolissime deformazioni che potrebbero essere rilevate con l'aiuto di questi strumenti o con inclinometri a base lunga [*Linde e Sacks, 2002*]. Un simile esperimento è in corso nella zona della lacuna sismica della Cascadia, nel N-O degli Stati Uniti, dove sono

stati riscontrati negli ultimi anni addirittura degli episodi periodici di scorrimento asismico, rilevati da dense reti di radiorecettori GPS, da clinometri a base lunga e in connessione con episodi di tremore di origine non vulcanica [Rogers e Dragert, 2007]. Ovviamente non c'è ancora una sperimentazione reale dell'utilizzo di tali segnali ma lungo questa regione degli Stati Uniti c'è un programma attivo (Il Plate Boundary Observatory) che ha in corso avanzato l'installazione di questi strumenti. A tutt'oggi ne sono stati installati circa 120, unitamente ad una rete di oltre 1000 sensori GPS e strumentazione di tipo essenzialmente sismica [www.pbweb.unavco.org]. In Europa le sole attività con l'impiego di tali strumenti sono state sviluppate in Islanda (dall'Istituto Meteorologico di Reykjavik), in Italia, dal gruppo dell'Università di Salerno, prevalentemente su aree vulcaniche, e in Francia, dal gruppo dell'Institut de Physique du Globe di Parigi, nella regione di Corinto, con risultati incoraggianti [Scarpa et al, 2007], [Bernard et al, 2004]. E' da tener presente però che terremoti di magnitudo moderata come quello di Parkfield del 2004 e quello dell'Aquila del 2009, ove esistono misuratori della deformazione molto sensibili, non hanno mostrato anomalie nel medio e breve termine prima di questi eventi [Johnston et al, 2006], [Amotuso e Crescentini, 2010].

Per quanto riguarda la zona dei Campi Flegrei, l'elevata sensibilità di questo tipo di strumentazione, che è il punto forte dei dilatometri ed inclinometri, a mio parere, rappresenta anche il loro punto debole. L'elevata densità abitativa della zona fa sì che i segnali vengano fortemente disturbati da rumore antropico. Inoltre la presenza di una forte microcriminalità con conseguente atti di vandalismo nei siti di installazione ha causato numerose interruzioni e perdite di segnali.

Ciò non ha impedito di rilevare la presenza di segnali che possono essere associati a fenomeni di mini sollevamento nella regione vulcanica dei Campi Flegrei. Bisogna quindi insistere nell'individuazione e al campionamento dei segnali transienti derivanti dal trasporto lo stoccaggio e la ricarica nel sistema della camera magmatica che ci dovrebbero permettere di conoscere il sistema di alimentazione del magma della caldera dei Campi Flegrei attraverso l'identificazione di terremoti vulcanici LP e VLP.

Inoltre è di grande utilità integrare i segnali registrati da questa strumentazione con segnali di natura diversa, quali possono essere segnali sismici, mareali o, eventualmente, altro ancora. Questo mi ha permesso di affermare come la componente semidiurna sia la componente principale da studiare per l'analisi dei segnali inclinometrici e come, in presenza di sciami di esplosioni sull'isola di Stromboli, i segnali dilatometrici mostrino una depressurizzazione del sistema vulcanico di circa 10^5 Pa.

Per concludere, l'insistere nell'analisi di questi segnali ci potrà aiutare a migliorare la valutazione del rischio vulcanico nei Campi Flegrei e su

Stromboli.

Appendice A

Polarizzazione

La polarizzazione di un' onda viene rappresentata da un vettore che indica la direzione e l' ampiezza dell' oscillazione. Quando il moto oscillatorio avviene lungo un' unica direzione la polarizzazione si dice lineare mentre quando avviene su di un piano si dice ellittica e il vettore di polarizzazione può essere proiettato su due vettori di base. Nel caso più generale, che è anche quello reale, i vettori di polarizzazione di base sono tre ed individuano gli assi di un ellissoide detto di polarizzazione, che può essere più o meno elongato lungo uno dei suoi assi. L' algoritmo usato per la stima del vettore di polarizzazione è quello di *Kanasewich [1981]*, che lavora nel dominio dei tempi. Esso determina la matrice di covarianza per le tre direzioni, definita nel modo seguente:

$$C_{ij}, i, j = 1, 2, 3 \quad (\text{A.1})$$

dove C_{ij} è la covarianza tra le componenti i e j del segnale; l' elemento d C per cui $i = j$ rappresenta la varianza della componente i del segnale. Nel nostro caso il sistema di riferimento è stato individuato dalle direzioni verticale, nord-sud e est-ovest, che coincidono rispettivamente con gli indici 1,2 e 3. Ogni elemento della matrice è definito:

$$C_{ij} = \langle (x^i - \bar{x}^i)(x^j - \bar{x}^j) \rangle \quad (\text{A.2})$$

dove $(x_n^j)_{n=1}^N$ è la componente i del segnale lungo N e la barra sulla x indica il valore medio della serie. Dunque gli elementi sulla diagonale della matrice C sono la varianza delle componenti verticale, nord-sud e est-ovest del segnale e sono positivi, mentre quelli fuori dalla diagonale sono la covarianza tra due componenti del segnale. Per determinare le direzioni degli assi dell' ellissoide prima introdotto è necessario diagonalizzare la matrice C , in

modo da trovare un sistema di riferimento in cui le covarianze tra le nuove componenti sono nulle e quindi quest' ultime risultano essere scorrelate tra di loro. Il nuovo sistema di riferimento è individuato dagli autovettori della matrice e i corrispondenti autovalori forniscono una misura dell' ampiezza del moto nelle nuove direzioni. Essi si determinano attraverso l' equazione secolare $(C - \lambda^2 I)\bar{u} = 0$. se gli autovettori \bar{u}_i sono scelti ortonormali, allora gli assi dell' ellissoide sono dati da $\lambda_i \bar{u}_i$. Quando un solo autovalore è diverso da zero si ha polarizzazione rettilinea, quando ce ne sono due si ha polarizzazione ellittica; nei casi reali nessuno dei tre autovalori risulta nullo. Nella pratica la matrice di covarianza si calcola su finestre temporali di lunghezza limitata che, scorrendo di un certo numero di campioni ad ogni passo, ricopre tutta la lunghezza del segnale, in modo da verificare la stabilità del vettore di polarizzazione, ovvero si determina come evolvono nel tempo gli autovettori dell' ellissoide. Se si ordinano gli autovalori in modo decrescente ($1 \leq \lambda_1 \leq \lambda_2 \leq \lambda_3$) si può definire il grado di elongazione lungo un' asse dell' ellissoide, cioè il grado di rettilinearità del moto, compreso tra 0 e 1, nel seguente modo:

$$RL = 1 - \frac{\lambda_2 + \lambda_3}{2\lambda_1} \quad (\text{A.3})$$

SI definiscono inoltre l' angolo di dip, cioè l' angolo che l' autovettore \bar{u}_1 forma con la verticale:

$$DIP = \cos^{-1}(u_{11}) \quad (\text{A.4})$$

e l' azimuth, cioè l' angolo che \bar{u}_1 forma con la direzione N-S:

$$\phi = \tan^{-1} \frac{u_{21} \text{sign}(u_{11})}{u_{31} \text{sign}(u_{11})} \quad (\text{A.5})$$

dove u_{i1} sono i coseni direttori rispetto al sistema di riferimento in cui sono registrati i dati. Precisiamo che l' azimuth fornisce soltanto la direzione di polarizzazione nel piano, ma non il verso, perciò gli angoli di azimuth saranno determinati a meno di un fattore π .

Bibliografia

- [1] De Martino S., Errico A., Palo M., Cimini, G.B., Explosions swarms at Stromboli volcano: A proxy for nonequilibrium conditions in the shallow plumbing system, *Geochemistry Geophysics Geosystem*, **13(3)**, 1525-2027 doi:10.1029/2011GC003949, 2012.
- [2] Acernese, F., A. Ciaramella, S. De Martino, M. Falanga, C. Godano, R. Tagliaferri, Polarisation analysis of the independent components of low frequency events at Stromboli volcano (Eolian Islands, Italy), *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 137, 153-168, 2004.
- [3] Agnew, Dc., Strainmeters and tiltmeters, *Rev. Geophys.*, 24, 579-624, 1986
- [4] Amoruso, A., Crescentini, L., Limits on earthquake nucleation and other pre-seismic phenomena from continuous strain in the near field of the 2009 L'Aquila earthquake.; *Geophys. Res. Lett.* 37, L10307-1-L10307-4, 2010
- [5] Blum, P.-A., Contribution à l' étude de la verticale en un lieu, *Ann. Geophys.*, 19, 215-243, 1962.
- [6] Beavan, J., Bilham, R., Thermally Induced Errors in fluid Tube Tiltmeters, *Journ. Geoph. Res.*, vol 82, n 36, pp 5699-5704, 1977.
- [7] Bilham, R., Beavan, J., Plumb, R., Long Michelson Fluid Tiltmeters for tectonic Studies, *EOS Trans. AGU*, 59, 1030, 1978.
- [8] Bilham, R., Beavan, J., Evans, K., Long baseline Fluid-Tube Tiltmeter Geometry and the Detection of Flexure of Tilt, *Proc of 9th Int. Symp. On earth Tides*, New-york, 85-94, 1983.
- [9] Bilham, R. G., Plumb, R., Beavan, R. J., Design Considerations in an Ultra-Stable, Long Baseline Tiltmeter- Results from a Laser Tiltmeter Terrestrial and Space Techniques in Earthquake Prediction Research, *Vogel, Friedr. Vieweg und Sohn, Viesbaden*, 235-254, 1979.

- [10] Bottiglieri, M., S. De Martino, M. Falanga, C. Godano, M. Palo , Statistics of inter-time of Strombolian explosion-quakes, *Europhys. Lett.*, 72, 493-498, 2005.
- [11] Boudin, F., Développement et validation d' un inclinomètre longue base de subsurface à silice et mercure : Application à des mesures géophysiques de haute résolution sur le chantier pilote du Golfe de Corinthe.
- [12] Burton, M., P. Allard, F. Muré, A. La Spina, Magmatic gas composition reveals the source depth of slug-driven Strombolian explosive activity, *Science*, 317, 227-230, 2007.
- [13] Burton, M. R., T. Caltabiano, F. Muré, G. Salerno, D. Randazzo , SO₂ flux from Stromboli during the 2007 eruption: Results from the FLAME network and traverse measurements, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 182, 214-220, 2009.
- [14] Buurman, H., M. West , Seismic precursors to volcanic explosions during the 2006 eruption of Augustine Volcano, in *The 2006 eruption of Augustine Volcano, Alaska*, edited by J.A. Power, M.L. Coombs, and J.T. Freymueller, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1769, 41-57, 2010.
- [15] Calvari, S., L. Spampinato, A. Bonaccorso, C. Oppenheimer, E. Rivalta, E. Boschi, Lava effusion - A slow fuse for paroxysms at Stromboli volcano?, *Earth Planet. Science Lett.*, 301, 317-323, doi:10.1016/j.epsl.2010.11.015, 2011.
- [16] Chouet, B.A., R.A. Page, C.D. Stephens, J.C. Lahr, J.A. Power, Precursor swarms of long-period events at Redoubt volcano (1989–1990), Alaska: their origin and use as a forecasting tool, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 62, 95-135, 1994.
- [17] Chouet, B.A., P. Dawson, T. Ohminato, M. Martini, G. Saccorotti, F. Giudicepietro, G. De Luca, G. Milana, R. Scarpa, Source mechanism of explosions at Stromboli determined from moment tensor inversions of very-long-period data, *J. Geophys. Res.*, 108(B1), 2019, doi:10.1029/2002JB001919, 2003.
- [18] Cimini, G.B., P. De Gori, A. Frepoli, Passive seismology in southern Italy: the SAPTEX array, *Ann. Geophys.*, 49 (2/3), 825-840, 2006.
- [19] Dal Moro G., Zadro, M., Subsurface Deformations Induced by rainfall and Atmospheric Pressure: Tilt/Strain Measurements in NE-Italy Seismic Area, *Earth and Planet. Sc. Lett.*, 164, 193-203, 1998.

- [20] De Lauro, E., S. De Martino, M. Falanga, M. Palo, Modelling the macroscopic behavior of Strombolian explosions at Erebus volcano *Phys. Earth Planet. Int.*, 176, 3-4, 174-186, 2009.
- [21] De Martino, S., M. Falanga, C. Godano, Dynamical similarity of explosions at Stromboli volcano, *Geophys. J. Int.*, 157(3), 1247-1254, 2004.
- [22] De Martino, S., M. Palo, G.B. Cimini, A statistical study of the Stromboli volcano explosion quakes before and during 2002-2003 eruptive crisis, *J. Geophys. Res.*, 116, B04303, doi:10.1029/2010JB008047, 2011a.
- [23] De Martino, S., M. Falanga, M. Palo, P. Montalto, D. Patané, Statistical analysis of the volcano seismicity during the 2007 crisis of Stromboli, Italy, *J. Geophys. Res.*, 116, B09312, doi:10.1029/2010JB007503, 2011b.
- [24] Dieterich, J. H., Earthquake nucleation on faults with rate- and state-dependent strength, *Tectonophysics*, 211, 115-134, 1992.
- [25] Dieterich, J.H., V. Cayol, P. Okubo, The use of earthquake rate changes as a stress meter at Kilauea volcano, *Nature* 408, 457-460, 2000.
- [26] Dragert, H., Wang, K., James, T. S., A silent slip event on the deeper Cascadia Subduction interface, *Science* 292, 1525-1528, 2001. 296 Références bibliographiques.
- [27] Eaton, J. P., A portable water-tube tiltmeter, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 49, 301-316, 1959.
- [28] Emter, D., Meier, E., Schick, R., Long Baseline Tilt Measurement with Differential Fluid Pressure Tiltmeters, *Cahiers du centre Europ. De Géodyn. Et de Séismol.*, 4, 51-56, 1991.
- [29] Hale, A.J., Magma flow instabilities in a volcanic conduit: implications for long-period seismicity, *Phys. Earth Planet. Inter.* 163,(1-4), 163-178, 2007.
- [30] Hammer, C., J.W. Neuberg, On the dynamical behaviour of low-frequency earthquake swarms prior to a dome collapse of Soufrière Hill volcano, Montserrat, *Geophys. Res. Lett.* 36, L06305, doi:10.1029/2008GL036837, 2009.
- [31] Hellweg, M., The polarization of volcanic seismic signals: medium or source?, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 128, 159-176, 2003.

- [32] Honn, K., Shao-Ju, S., Rogers, G., Dragert, H., Migration characteristics of seismic tremors in the northern Cascadia margin, *Geophys. Res. Lett.* 34, doi: 10.1029/2006GL028430, 2007.
- [33] Horsfall . J, A new Geophysical Tiltmeter, Ph. D. Thesis, University of Cambridge, 1977.
- [34] Horsfall, J. A. C., King, G. C. P., A new Geophysical Tiltmeter, *Nature*, 274, 675-676, 1978.
- [35] Inouchi, N., Yoshimura, A., Imakiire, T., Ground Tilt Observations by Means of a Long Water-Tube Tiltmeter in Omaesaki, Shizuoka, *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, 32, 41-50, 1987.
- [36] Johnston, M.J.S., Borchardt, R.D., Linde, A.T., Gladwin, M.T., Continuous Borehole Strain and Pore Pressure in the Near Field of the 28 September 2004 M 6.0 Parkfield, California, Earthquake: Implications for Nucleation, Fault Response, Earthquake Prediction, and Tremor, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96, no. 4B, S56-S72, 2006
- [37] Jonsson, S., Segall, P., Pedersen R., Björnsson, G., Post-earthquake ground movements correlated to pore-pressure transients, *Nature*, 424, 179-183, 2003.
- [38] Jonsson, S., Segall, P., Agustsson, K., Agnew, D., Local Fluid Flow and Borehole Strain in the South Iceland Seismic Zone, AGU, 2003.
- [39] Kanasewich, E.R., Time Sequence Analysis in Geophysics, Univ. of Alberta Press, Edmonton, Canada, 1981.
- [40] King, G. C. P., Bilham, Tidal tilt measurement in Europe, *Nature*, 243, 74-76, 1973.
- [41] Kostoglodov, V., Bilham, R., Santiago, J. A., Manea, V., Manea, M., Hernandez, V. R., Long-baseline fluid tiltmeter for seismotectonic studies of Mexican subduction zone. *Geofisica Internacional*, vol. 41, 1, pp 11-25, 2002.
- [42] Landi, P., R. A. Corsaro, L. Francalanci, L. Civetta, L. Miraglia, M. Pompilio, R. Tesoro, Magma dynamics during the 2007 Stromboli eruption (Aeolian Islands, Italy): Mineralogical, geochemical and isotopic data, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 182, 255-268, doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.11.010, 2009.

- [43] Legrand, D., D. Villagomez, H. Yepes, A. Calahorrano, Multifractal dimension and b value analysis of the 1998-1999 Quito swarm related to Guagua Pichincha volcano activity, Ecuador, *J. Geophys. Res.* 109, B01307, doi:10.1029/2003JB002572, 2004.
- [44] Lin, C.H., L.W. Hsu, M.Y. Ho, T.C. Shin, K.J. Chen, Y.H. Yeh, Low-frequency submarine volcanic swarms at the southwestern end of the Okinawa Trough, *Geophys. Res. Lett.* 34, L06310, doi:10.1029/2006GL029207, 2007.
- [45] Linde, A. T., Gladwin, M. T., Johnston, M. J. S., The Loma Prieta earthquake, 1989 and earth strain tidal amplitudes: An unsuccessful search for associated changes, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 317-320, 1992.
- [46] Linde, A. T., Gladwin, M. T., Johnston, M. J. S., Gwyther, R. L., Bilham, R. G., A slow earthquake sequence on the San Andreas fault, *Nature*, 383, 65-68, 1996.
- [47] Linde, A. Sacks, Observations and Interpretation of Strain Changes Caused by Volcanic Activity: Significance for Earthscope, American Geophysical Union, Fall Meeting 2002, 2002.
- [48] Linde, A. Sacks, S. I., Voight, B., Malin, P., Shalev, E., Mattioli, G. S., Young, S. R., Borehole Strainmeters on Monserrat: the CALIPSO Project and the July 2003 Eruption. AGU, 2003.
- [49] Lu, Z., C. Wicks, J.A. Power, D. Dzurisin, Ground deformation associated with the March 1996 earthquake swarm at Akutan Volcano, Alaska, revealed by satellite radar interferometry, *J. Geophys. Res.* 105, 21483-21495, 2000.
- [50] Malvern, L., Introduction to the Mechanics of a Continuous Medium, Prentice-Hall inc., Series in Eng. of the Phys. Sciences, 1969.
- [51] Marchetti, E., M. Ripepe, Stability of the seismic source during effusive and explosive activity at Stromboli Volcano, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L03307, doi:10.1029/2004GL021406, 2005.
- [52] Matoza, R.S., B.A. Chouet, Subevents of long-period seismicity: Implications for hydrothermal dynamics during the 2004-2008 eruption of Mount St. Helens, *J. Geophys. Res.* 115, B12206, doi:10.1029/2010JB007839, 2010.

- [53] McNutt, S.R., Seismic monitoring and eruption forecasting of volcanoes: a review of the state-of-the-art and case histories, in *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*, edited by R. Scarpa, and R.I. Tilling, Springer, Berlin, 99-146, 1996.
- [54] McNutt, S.R., Volcanic seismology, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 32, 461-491, 2005.
- [55] Melchior, P., *The tides of the planet Earth*, 1 st ed., Pergamon Press, Oxford, 1978.
- [56] Michelson, A. A., Gale, H. G., The Rigidity of the Earth, *Astrophys. Journ.*, vol 50, 330-345, 1919.
- [57] Mori, T., M. Burton, Quantification of the gas mass emitted during single explosions on Stromboli with the SO₂ imaging camera, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 188, 395-400, 2009.
- [58] Okada, Y., Internal Deformation due to shear and tensile faults in a half space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 1018-1040, 1992. 299 Références bibliographiques
- [59] Okubo, P.G., C.J. Wolfe, Swarms of similar long-period earthquakes in the mantle beneath Mauna Loa Volcano, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 178, 787-94, 2008.
- [60] O'Reilly M., Read, S., Foster, P., Monitoring Dam Performance using tiltmeters, *Ancol/Nzsold conf.*, Sydney, 1998.
- [61] Palo M., *Analisi e modelli dell' attività vulcanica stromboliana.*
- [62] Pawlowicz R., Beardsley B., Lentz S., Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_TIDE, *Computers & Geosciences*, 28, 929-937, 2002.
- [63] Pedersen, R., F. Sigmundsson, P. Einarsson, Controlling factors on earthquake swarms associated with magmatic intrusions; constraints from Iceland, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 162, 73-80, 2007.
- [64] Ripepe, M., A. J. L. Harris, R. Carniel, Thermal, seismic, and infrasonic evidences for variable degassing rates at Stromboli volcano, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 54, 335-351, 2002.

- [65] Ripepe, M., A. J. L. Harris, E. Marchetti, Coupled thermal oscillations in explosive activity at different craters of Stromboli volcano, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L17302, doi:10.1029/2005GL022711, 2005a.
- [66] Ripepe, M., E. Marchetti, G. Ulivieri, A. Harris, J. Dehn, M. Burton, T. Caltabiano, G. Salerno, Effusive to explosive transition during the 2003 eruption of Stromboli volcano, *Geology*, 33, 341-344, doi:10.1130/G21173.1, 2005b.
- [67] Romagnoli, C., Zerbini, S., Lago, L., Richter, B., Simon, D., Domenichini, F., Elmi, C., Ghirotti, M., Influence of soil consolidation and thermal expansion effects on height and gravity variations, *Journ. of Geodynamics*, 35, 521-539, 2003.
- [68] Romano, P., The ground deformations: tools, methods and application to some Italian volcanic regions., 2011,
- [69] Rowe, C.A., R.C. Aster, P.R. Kyle, R.R., Dibble, J.W. Schlue, Seismic and acoustic observations at Mt Erebus volcano, Ross Island, Antarctica, 1994-1998, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 101, 105-128, 2000.
- [70] Ruppert, N.A., S. Prejean, R.A. Hansen, Seismic swarm associated with the 2008 eruption of Kasatochi Volcano, Alaska: Earthquake locations and source parameters, *J. Geophys. Res.* 116, B00B07, doi:10.1029/2010JB007435, 2011.
- [71] Sacks, I. S., Suyehiro, S., Evertson, D. W., Yamagishi, Y., Sacks-Evertson strainmeter, its installation in Japan and some preliminary results concerning strain steps, *Pap. Meteorol. Geophys.* 22, 195-208, 1971.
- [72] Sacks, I. S., Linde, A., Malin, P., Roeloffs, E. A., Hill, D. P., Ellsworth, W. L., Long Valley Deep Hole Geophysical Observatory - Strain instrumentation and Installation, AGU, 2003.
- [73] Sato, T., Ooe, M., Sato, N., Tidal Tilt and Strain Measurements and Analyses at the Esahi Earth Tide Station, *Proc. of 9th Int. Symp. On Earth Tides*, New-York, 223-237, 1983.
- [74] Scarpa, R., Amoroso, A., Crescentini, L., Romano, P., De Cesare, W., Martini, M., Scarpato, G., Linde, A.T., Sacks, S.I., New borehole strain system detects uplift at Campi Flegrei, *Eos, Transactions American Geophysical Union* 88, 197-203, 2007.

- [75] Shearer, M. P., Introduction to Seismology, Cambridge University Press, 1999.
- [76] Tibaldi, A., Influence of cone morphology on dikes, Stromboli, Italy, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 126, 79-95, 2003.
- [77] Torrence, C., Compo, G.P., A Practical Guide to Wavelets Analysis, *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol.79, No 1, January 1998
- [78] Vergnolle S., Brandeis G., Origin of the sound generated by Strombolian explosions. *Geophys.Res.Lett.*, 21, 18, 1959-1962, 1994.
- [79] Voight, B., R.S.J. Sparks, A.D. Miller, R.C. Stewart, R.P. Hoblitt, A. Clarke, J. Ewart, W.P. Aspinall, B. Baptie, T.H. Druitt, R.A. Herd, P. Jackson, A.B. Lockhart, S.C. Loughlin, L. Lynch, J. McMahon, G.E. Norton, R. Robertson, I.M. Watson, S.R. Young, Magma flow instability and cyclic activity at Soufriere Hills Volcano, Montserrat, British West Indies *Science*, 283, 1138-1142, 1999.
- [80] Wyatt, F., Cabaniss, G., Agnew, D., A Comparison of Tiltmeters at Tidal Frequencies, *Geophys. Res. Lett.*, 9, 743-746, 1982.
- [81] Wyatt, F., Bilham, R., Beavan, J., Sylvester, A. G., Owen, T., Harvey, A., Macdonald, C., Jackson D. D., Agnew, D. C., Comparing Tiltmeters for Crustal Deformation Measurements: a Preliminary Report *Geophys. Res. Lett.*, 11, 963-966, 1984.