

Università degli Studi di Napoli “Federico II”

Scuola Politecnica e delle Scienze di Base
Area Didattica di Scienze Matematiche Fisiche e Naturali

Dipartimento di Fisica “Ettore Pancini”



Laurea triennale in Fisica

Analisi sul terremoto del Matese del 29/12/2013

Relatori:

Prof. Guido Russo
Prof. Antonio Emolo
Dott. Guido Maria Adinolfi

Candidato:

Maria Elena Italiano
Matricola N85/251

A.A. 2015/2016

Indice

Ringraziamenti.....	1
Introduzione.....	2
1. Elementi di teoria della sorgente sismica.....	4
1.1 Sorgenti sismogenetiche.....	4
1.2 Rappresentazione della sorgente sismica.....	7
1.3 Il tensore momento sismico.....	10
1.4 Scale di magnitudo.....	13
1.5 Localizzazione di un terremoto.....	19
1.6 Meccanismi focali e tipi di faglie.....	20
2. Il terremoto del Matese, M_w 5.0, del 29 dicembre 2013: analisi dei dati.....	26
2.1 Localizzazione dell'evento sismico.....	27
2.2 Calcolo del meccanismo focale e della magnitudo momento.....	32
Conclusioni.....	40
Bibliografia.....	42

Ringraziamenti

Desidero ricordare tutti coloro che mi hanno aiutata nella stesura della tesi con suggerimenti, critiche ed osservazioni: a loro va la mia gratitudine, anche se a me spetta la responsabilità per ogni errore contenuto in questa tesi.

Ringrazio anzitutto i professori Guido Russo e Antonio Emolo: senza il loro aiuto e la loro guida questa tesi non esisterebbe.

Ringrazio anche il Dott. Guido Maria Adinolfi, il quale ha avuto grande pazienza nell'insegnarmi l'uso dei codici e dei programmi utilizzati in questo lavoro e nel guidarmi durante l'analisi dei dati.

Un ringraziamento particolare va agli amici che mi hanno da sempre incoraggiata durante questo percorso di studi.

Vorrei infine ringraziare le persone a me più care: la mia famiglia tutta e, in modo particolare i miei genitori: mi sono stati vicini nei momenti di sconforto che ogni tanto hanno accompagnato i miei studi, incoraggiandomi e credendo sempre in me.

Ringrazio infine il mio fidanzato Vincenzo per avermi sopportata e incoraggiata sempre in ogni mio progetto e, in particolare, durante l'elaborazione di questa tesi.

Introduzione

L'obiettivo di questa tesi è lo studio del terremoto del Matese di magnitudo M_w 5.0, avvenuto il 29/12/2013 alle 17:08 (UTC), usando l'approssimazione di sorgente puntiforme per la caratterizzazione della sorgente sismica. In particolare, sono stati calcolati i tre parametri fondamentali che descrivono un evento sismico: la localizzazione, la magnitudo e il meccanismo focale. Con la localizzazione s'intende definire quando e dove è avvenuto il terremoto; con la magnitudo si stima la dimensione di un terremoto e con il meccanismo focale si forniscono le informazioni circa la geometria e la cinematica del processo di rottura del terremoto.

Tra la fine del 2013 e l'inizio del 2014, nella regione dei Monti del Matese è avvenuta una sequenza sismica di circa 200 eventi con magnitudo (M_L) comprese tra 1.8 e 4.9, localizzati nei primi 15 km di profondità (<http://cnt.rm.ingv.it/>). I terremoti più grandi sono stati quello con $M_L = 4.9$ (M_w 5.0) alle ore 17:08 UTC del 29/12/2013 e quello con $M_L = 4.2$ alle ore 7:12 UTC del 20/01/2014.

I Monti del Matese, situati al confine tra la Campania e il Molise, fanno parte della catena appenninica e costituiscono una regione ad alta pericolosità sismica. Infatti più di una volta in passato questa regione è stata colpita da forti terremoti che hanno prodotto numerosi danni e vittime, come ad esempio i terremoti del 1349 M_w 6.6, 1456 M_w 7.2, 1688 M_w 7.0, 1805 M_w 6.6 (Rovida et al., 2011).

I molteplici eventi sismici localizzati nel matesino hanno destato l'interesse di studiosi, quali geologi e geofisici, che hanno tenuto sotto osservazione l'intera zona attorno al massiccio ricercandone la struttura tettonica e costruendo modelli basati su osservazioni dirette e indirette. Per esempio, con tecniche tomografiche sono stati ricavati modelli di velocità delle onde sismiche.

Il terremoto che ho scelto di analizzare non rappresenta pertanto né un evento isolato né ricade in un luogo sconosciuto dal punto di vista sismologico e geologico. Ha però delle sue particolarità, prima fra tutte l'anomala profondità focale riferita a quelle tipiche dei terremoti appenninici.

Per condurre l'analisi del terremoto ho scelto diverse forme d'onda, alcune provenienti dalla Rete Accelerometrica Nazionale (RAN), altre dalla rete accelerometrica e velocimetrica della Rete Sismica Nazionale Centralizzata (RSNC), gestita dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). Le ho analizzate con lo scopo di determinare tre parametri: localizzazione, meccanismo focale e magnitudo. Questi tre parametri caratterizzano un evento sismico in approssimazione di sorgente puntiforme e forniscono immediate importanti indicazioni sulla natura dell'evento.

La tesi è composta da due capitoli. Nel primo capitolo, ho fornito alcuni concetti di sismologia soffermandomi sulla rappresentazione della sorgente sismica. Ho quindi descritto il significato dei parametri che ho poi stimato per il mio lavoro di tesi. Nel secondo capitolo, che costituisce il "cuore" del lavoro, ho descritto il calcolo della localizzazione, del meccanismo focale e della magnitudo e, infine, ho riportato i risultati ottenuti. Ai due capitoli seguono le conclusioni in cui ho discusso i risultati avuti.

1. Elementi di teoria della sorgente sismica

1.1 Sorgenti sismogenetiche

In natura le sorgenti sismogenetiche sono rappresentate da singole faglie o sistemi di faglie capaci di generare terremoti, principalmente all'interno della crosta terrestre e in seguito a sforzi tettonici. La faglia è una superficie, generalmente considerata piana, che, all'interno di un volume finito, separa idealmente due comparti di roccia, che, in seguito ad un processo di frattura, subiscono uno spostamento relativo.¹

Indicati con Σ^+ e Σ^- i due lati della superficie di faglia, durante il processo di frattura i punti che appartengono alla superficie Σ^+ sono soggetti ad uno spostamento relativo rispetto a quelli che appartengono alla superficie Σ^- . (figura 1.1)

Tale processo, detto di dislocazione, può essere descritto utilizzando una funzione, detta *funzione sorgente*, che rappresenta lo spostamento relativo tra i punti appartenenti alle due superfici Σ^+ e Σ^- .

Tale funzione dipenderà dal tempo, oltre che dal punto lungo il piano di faglia. Dal punto di vista matematico la funzione sorgente può dunque essere definita come²

$$\Delta u(\xi, t) = u(\xi, t)|_{\Sigma^+} - u(\xi, t)|_{\Sigma^-} \quad (1.1)$$

ossia come lo spostamento relativo dei punti sui due lati della superficie di faglia in funzione dello spazio e del tempo.

^{1,2} Zollo, A., e Emolo, A. (2012) Terremoti e onde, Liguori, Napoli, p. 195.

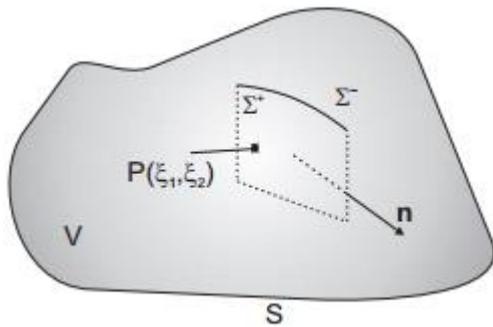


Figura 1.1- Rappresentazione schematica di una faglia di area Σ all'interno di un corpo elastico di volume V e superficie esterna S . Il vettore \mathbf{n} indica la normale alla faglia. Un punto generico P è individuato, in un sistema di riferimento locale sulla faglia, dalle coordinate (ξ_1, ξ_2) .

Durante il processo di frattura, l'area della superficie di faglia che per prima subisce una dislocazione è quella che contiene l'ipocentro del terremoto ossia il punto da cui si è originata la frattura.

La proiezione sulla superficie terrestre dell'ipocentro è detta epicentro del terremoto (figura 1.2). A partire dall'area che contiene l'ipocentro, la dislocazione si propaga sulla faglia generando un fronte, detto *fronte di rottura*, la cui forma e velocità dipende da fattori quali l'intensità dello sforzo agente e le caratteristiche elastiche e anelastiche del mezzo attraversato.

Le ampiezze delle onde sismiche emesse durante il processo di frattura dipendono principalmente dalla funzione sorgente $\Delta u(\xi, t)$. In particolare, durante il tragitto dalla sorgente alla superficie, dove vengono rivelate, le onde sismiche subiscono delle modifiche. Un modo semplice per capire il perché di ciò è quello di rappresentare il sistema Terra come un sistema di filtri lineari e invarianti nel tempo disposti in cascata. Descrivendo la catena di filtri costituita dalla Terra e dallo strumento di misura mediante due funzioni del tempo $P(t)$ e $I(t)$ e indicando con $S(t)$ la funzione sorgente, il sismogramma (registrazione del moto del suolo in funzione del tempo) $u(t)$ sarà dato da³

$$u(t) = S(t) * P(t) * I(t) \quad (1.2)$$

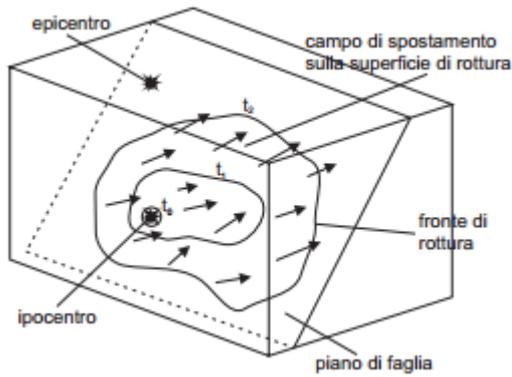


Figura 1.2- Rappresentazione schematica della propagazione della frattura a partire dall'ipocentro sulla faglia.

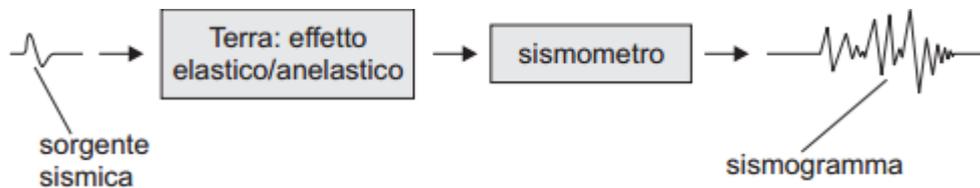


Figura 1.3- Il sismogramma registrato alla superficie terrestre e assimilabile all'effetto prodotto sul segnale emesso alla sorgente da una catena di filtri lineari e stazionari.

La (1.2) mostra chiaramente che il segnale prodotto alla sorgente viene modificato per effetto sia delle caratteristiche elastiche della Terra, sia delle caratteristiche dello strumento di misura. Nella realtà, le sorgenti sismiche sono estese nello spazio e i sismogrammi sono acquisiti in diversi punti sulla superficie della Terra. Ne consegue che la formula (1.2) deve essere modificata, per includere le coordinate spaziali in questo modo⁴:

$$u(x,t)=S(\xi,t)*G(x,\xi,t)*I(x,t) \quad (1.3)$$

dove x rappresenta la posizione del ricevitore e ξ rappresenta la posizione della sorgente. Nella (1.3) il termine $G(x,\xi,t)$ tiene conto in maniera del tutto generale degli aspetti legati alla propagazione.

^{3,4} Zollo, A., e Emolo, A. (2012) Terremoti e onde, Liguori, Napoli, da p. 193 a p. 194.

Esso è la funzione elastodinamica di Green e può essere, in principio, calcolata risolvendo l'equazione d'onda una volta nota la distribuzione delle proprietà elastiche/anelastiche del mezzo di propagazione. Poiché la funzione $I(x,t)$ rappresenta la risposta strumentale, anch'essa è nota ed ottenuta mediante procedure di calibrazione dell'apparato strumentale di misura

1.2 Rappresentazione della sorgente sismica

Integrando l'equazione (1.3) su tutta la superficie di faglia, è in linea di principio possibile conoscere lo spostamento in ogni punto del mezzo, a patto di conoscere $G(x,\xi,t)$. Questa operazione necessita di conoscere la storia della dislocazione, che può essere anche molto complicata. Perciò, si introducono delle approssimazioni volte a semplificare il problema. Quando le onde sismiche hanno periodo grande rispetto alla durata della rottura, hanno lunghezza d'onda molto più grande delle dimensioni della faglia e vengono osservate a distanze molto maggiori di tale lunghezza d'onda, è possibile trascurare il dettaglio del processo di dislocazione e considerare la sorgente puntiforme.

In questo modo il processo di frattura può essere rappresentato da un sistema equivalente di forze di volume applicato in un punto.⁵ (figura 1.4).

Tale sistema dipende dalle caratteristiche medie del processo di dislocazione che sono: l'area complessiva fratturata A , la dislocazione media sulla faglia $\langle \Delta u \rangle$ e la velocità media di rottura v_R .

Si vede che il modello che meglio riproduce le caratteristiche della radiazione sismica prodotta è quello di una doppia coppia di forze variabili nel tempo applicata all'interno del mezzo elastico (figura 1.5).

⁵ Zollo, A., e Emolo, A. (2012) *Terremoti e onde*, Liguori, Napoli, da p. 197 a p. 200.

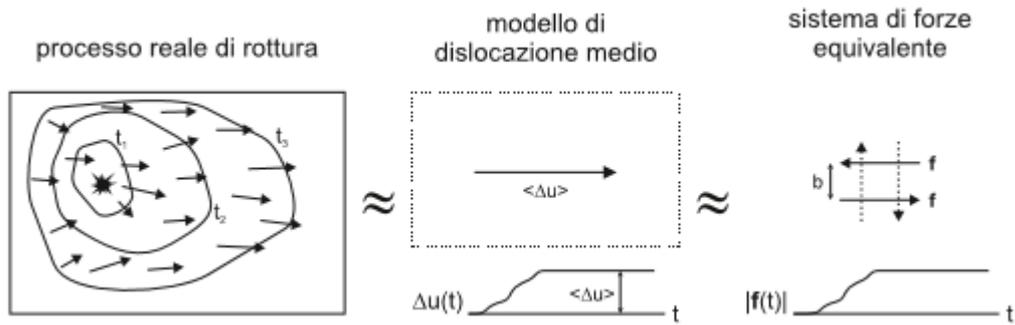


Figura 1.4- Modellizzazione del processo reale di frattura e successive semplificazioni.



Figura 1.5- Modelli a doppia e a singola coppia di forze.

Si preferisce un modello a doppia coppia rispetto ad un modello a coppia singola perché il primo conserva il momento e riproduce in maniera accurata la radiazione S emessa (figura 1.7).

In figura 1.8 è mostrato come il sistema a doppia coppia di forze sia equivalente ad una coppia di dipoli ortogonali situati in un piano ortogonale a quello di faglia e formanti un angolo di 45° rispetto ad esso (*assi principali*).

Il dipolo diretto verso la sorgente è l'asse di compressione e giace nei quadranti che rappresentano la zona di dilatazione per le onde P. Il dipolo che si allontana dalla sorgente è invece l'asse di tensione e giace nei quadranti che rappresentano la zona di compressione, sempre per le onde P.

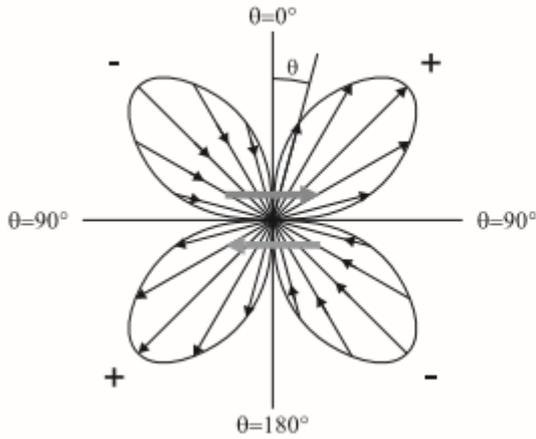


Figura 1.6- Diagramma di radiazione per le onde P. Le frecce in grigio rappresentano la direzione di scivolamento rispetto al piano di faglia. Le frecce nere rappresentano l'ampiezza dell'onda P al variare dell'azimut θ rispetto al piano di faglia.

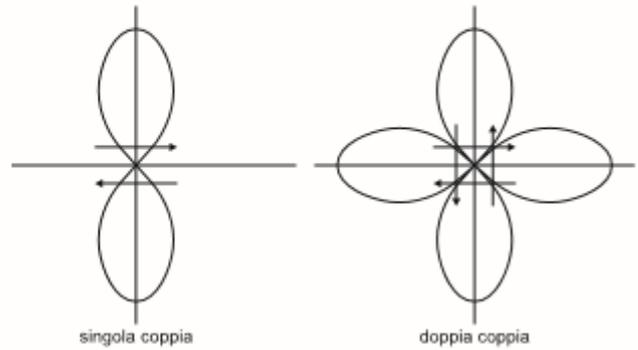


Figura 1.7- Diagrammi di radiazione per le onde S per i modelli a singola e a doppia coppia.

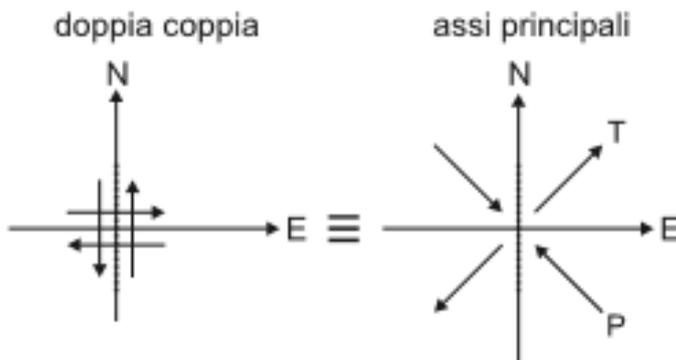


Figura 1.8- Sistema a doppia coppia di forze. Un sistema del tutto equivalente risulta costituito da due dipoli (assi principali).

1.3 Il tensore momento sismico

Il tensore momento sismico M_{ij} è una quantità che dipende dalla grandezza della sorgente e dall'orientazione della faglia. Per sorgenti di estensione finita è utile definire il tensore momento sismico per unità di superficie m_{ij}^S o di volume m_{ij}^V . La relazione tra queste grandezze è data da

$$M_{ij} = \iint_{\Sigma} m_{ij}^S d\Sigma = \iiint_V dV m_{ij}^V \quad (1.4)$$

Se rappresentiamo la sorgente sismica mediante forze di volume equivalenti, si può dimostrare che

$$f_i = - \sum_{j=1}^3 \frac{\partial m_{ij}}{\partial x_j} \quad (1.5)$$

dove m_{ij} rappresenta il tensore momento sismico per unità di volume.

Le forze di volume equivalenti possono quindi essere calcolate a partire dal tensore momento e la sorgente sismica può essere descritta in maniera equivalente utilizzando entrambe le rappresentazioni. Le componenti del tensore rappresentano dunque gli sforzi che sono direttamente collegati agli spostamenti non elastici che avvengono alla sorgente di un terremoto.

Il tensore momento sismico M_{ij} è costituito da nove coppie di forze (figura 1.9).

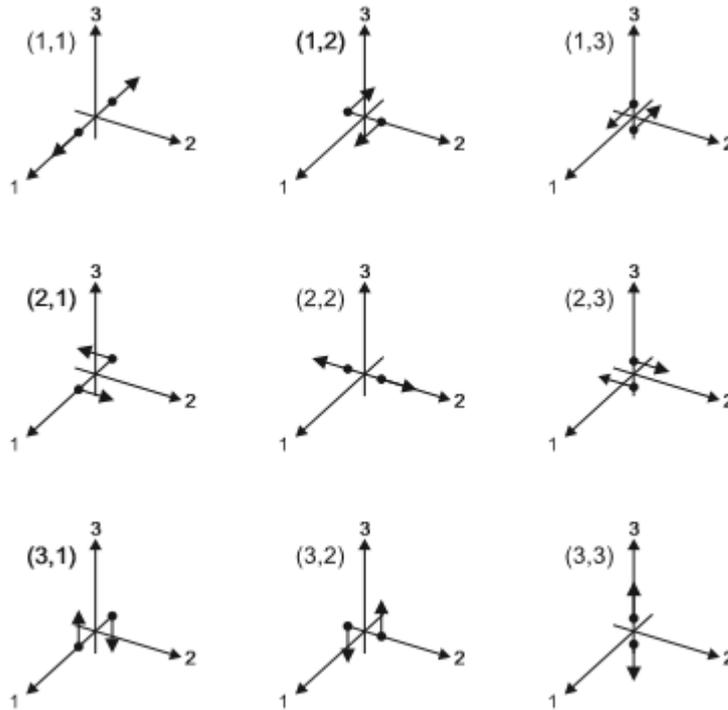


Figura 1.9- Le nove coppie di forze che costituiscono il tensore momento sismico.

Ognuna consiste di due forze opposte separate da una distanza infinitesima. L'indice "i" indica la direzione della forza e l'indice "j" la direzione del braccio. Quindi, ad ognuna delle nove coppie di forze, corrisponde una diversa componente del tensore.

Vediamo ora com'è possibile collegare questo tensore agli spostamenti del mezzo. Può essere mostrato⁶ che la componente i-sima dello spostamento \mathbf{u} in un qualunque punto all'esterno della regione focale è dato da:

$$u_i = \int_{-\infty}^{+\infty} d\tau \iiint_V m_{kj} \frac{\partial G_{kj}}{\partial \xi_j} dV \quad (1.6)$$

⁶ nella formula 1.6 ξ è il vettore che individua ciascun punto all'interno della regione V. G_{kj} invece, è la funzione elastodinamica di Green (si consulti in proposito Aldo Zollo Antonio Emolo (2010), Terremoti e onde. Metodi e pratica della sismologia moderna).

Per una sorgente puntiforme l'equazione (1.6) può essere scritta in forma compatta come

$$u_i = M_{kj} * \frac{\partial G_{ki}}{\partial \xi_j} \quad (1.7)$$

Si può dimostrare⁷ nell'ipotesi di un mezzo di propagazione omogeneo ed isotropo, che lo spostamento ad un ricevitore posto a distanza r dalla sorgente, considerata puntiforme, è dato da

$$u(t) = \frac{1}{4\pi\rho c^3} \frac{R}{r} \mu \left\langle \frac{\partial}{\partial t} \Delta u \right\rangle \Sigma \quad (1.8)$$

dove ρ e c rappresentano, rispettivamente, la densità e la velocità delle onde sismiche nel mezzo di propagazione in esame, R è il coefficiente di radiazione⁸, μ è il modulo di rigidità, Σ è la superficie di faglia e $\left\langle \frac{\partial}{\partial t} \Delta u \right\rangle$ rappresenta il valore medio della dislocazione sulla faglia. La quantità $\mu \left\langle \frac{\partial}{\partial t} \Delta u \right\rangle \Sigma$ è proporzionale alla variazione nel tempo della dislocazione (termine di sorgente). Dal momento che le quantità μ e Σ possono ritenersi costanti nel tempo, il termine di sorgente può scriversi come

$$\mu \left\langle \frac{\partial}{\partial t} \Delta u \right\rangle \Sigma = \frac{dM_0}{dt} \quad (1.9)$$

avendo definito

$$M_0(t) = \mu \langle \Delta u \rangle \Sigma \quad (1.10)$$

La quantità M_0 appena definita ha le dimensioni fisiche di un momento di una coppia di forze. Esso prende il nome di *momento sismico scalare* e rappresenta il momento di una delle due coppie di forze che generano la dislocazione sulla superficie di faglia. Questa grandezza si può dedurre dalla traccia del tensore momento sismico (vedere paragrafo 1.5).

⁷Zollo, A., e Emolo, A. (2012) *Terremoti e onde*, Liguori, Napoli, da p. 206 a p. 208.

⁸Il coefficiente di radiazione R dipende dal meccanismo di dislocazione alla sorgente, dall'orientazione del piano di faglia e dalla posizione relativa tra ricevitore e direzione del raggio sismico alla sorgente.

In definitiva nell'approssimazione di sorgente puntiforme il sistema di forze che causa la dislocazione viene approssimato con una singola doppia-coppia di forze applicata al baricentro della faglia che dunque viene assimilata ad un punto.

Dalla 1.8 è facile comprendere che lente variazioni di $M_0(t)$ generano spostamenti aventi piccola ampiezza, mentre variazioni rapide di dislocazione producono spostamenti di ampiezza significativa.

1.4 Scale di magnitudo

Da quanto visto in precedenza, il momento sismico rappresenta il parametro che descrive in modo oggettivo la grandezza di un terremoto, essendo questo parametro legato all'ampiezza della dislocazione media sulla superficie di faglia.

Tuttavia, per capire l'entità di un evento sismico ancora oggi si fa uso di un'altra grandezza correlata all'ampiezza massima del moto del suolo. Questo perché l'ampiezza massima è rilevabile direttamente sul sismogramma, quindi è possibile fornire informazioni sull'entità del sisma mentre questo è in corso, mentre per calcolare il momento sismico sono necessarie elaborazioni più complesse che possono essere effettuate solo al termine del terremoto.

Misurare l'ampiezza massima del moto del suolo significa fornire una stima della magnitudo di un terremoto. Il concetto di *magnitudo* di un terremoto fu introdotto da K. Wadati e C.F.Richter⁹. Le scale di magnitudo sono basate su due semplici assunzioni. La prima è che, data la stessa geometria sorgente-ricevitore e dati due terremoti di grandezza differente, l'evento più grande produce, in media, fasi di ampiezza maggiore.

⁹K.Wadati (1931). Shallow and deep earthquakes (3rd paper). Geophysical Magazine **4**, 231-283.

C.F.Richter (1935). An instrumental earthquake magnitude scale. Bull. Seism. Soc. Am. **25**, 1-32.

La seconda è che sono noti gli effetti di attenuazione lungo il percorso dei raggi sismici e che, quindi, le ampiezze delle fasi sismiche dipendono esclusivamente dalla distanza sorgente-ricevitore.

L'ampiezza massima del segnale dipende da tanti fattori quali l'intervallo di frequenze di osservazione e le caratteristiche della sorgente e del mezzo di propagazione. Quest'ultimo, in particolare, può essere caratterizzato da strati con differenti proprietà elastiche/anelastiche che producono variazioni di ampiezza del moto del suolo significative.

Vediamo quali sono le principali scale di magnitudo.

Magnitudo locale M_L

Questa prima scala di magnitudo venne introdotta da Richter nel 1935. Egli osservò che il logaritmo dell'ampiezza massima del moto del suolo decresceva con la distanza lungo curve approssimativamente parallele per terremoti differenti. La grandezza relativa dei vari eventi era calcolata rispetto ad un evento di riferimento mediante la relazione

$$\log A - \log A_0 = M_L \quad (1.11)$$

dove A e A_0 sono gli spostamenti massimi, rispettivamente per l'evento considerato e per l'evento di riferimento, misurati ad una distanza prescritta.

Richter scelse come evento di riferimento, quello che produceva un'ampiezza $A_0 = 10^{-3}$ mm ad una distanza epicentrale di 100 km.

Magnitudo per le onde di volume m_b

Per distanze maggiori di quelle regionali (nello specifico per distanze superiori a 600 km), si introduce una scala di magnitudo basata sull'ampiezza dei primi arrivi delle onde P. Questa magnitudo viene indicata con m_b ed è definita come

$$m_b = \log \left(\frac{A}{T} \right) + Q(h, \Delta) \quad (1.12)$$

dove A è l'ampiezza del moto del suolo corretta per la risposta strumentale e misurata in μm e T è il periodo, in secondi, che in generale vale 1 s. La correzione per la distanza e per la profondità $Q(h,\Delta)$ si ricava sperimentalmente¹⁰.

Magnitudo per le onde di superficie

L'ampiezza delle onde di superficie è fortemente influenzata dalla profondità della sorgente del terremoto. Dato che terremoti profondi non generano onde di superficie molto ampie, nel costruire una scala di magnitudo basata sulle onde di superficie è possibile trascurare la correzione per la profondità della sorgente.

La magnitudo M_S associata alle onde di superficie è data da

$$M_S = \log A_{20} + 1.66 \log \Delta + 2.0 \quad (1.13)$$

Dove A_{20} è l'ampiezza corretta per la risposta strumentale e misurata in μm dell'onda di superficie avente periodo 20 s¹¹.

Spettro di spostamento dei terremoti e saturazione delle scale di magnitudo

Si può mostrare¹² che lo spettro di ampiezza del suolo associato ad un'onda P o S tende asintoticamente ad un valore costante nel limite delle basse frequenze.

Si ha cioè che

$$u(\omega \rightarrow 0) = 1/(4\pi\rho c^3) R/r M_0 \quad (1.14)$$

Nel limite delle alte frequenze invece, l'ampiezza decade con un certo andamento caratteristico (all'incirca proporzionale a ω^{-2}) a partire da una frequenza, detta frequenza d'angolo o di ginocchio (figura 1.10).

^{10,11} Zollo, A., e Emolo, A. (2012) Terremoti e onde, Liguori, Napoli, da p. 212 a p. 213.

¹² per la dimostrazione si faccia riferimento al seguente testo: Zollo, A., e Emolo, A. (2012) Terremoti e onde, Liguori, Napoli, da p. 208 a p. 209

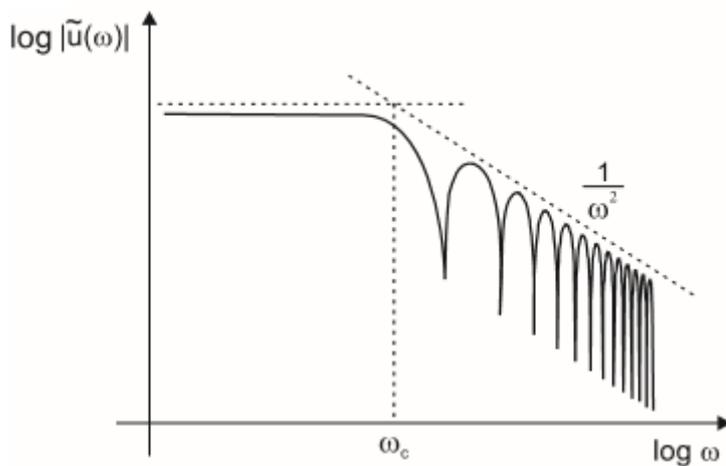


Figura 1.10- Spettro di ampiezza per le onde sismiche elaborato da Haskell. Per dettagli sul modello si veda il testo Zollo, A., e Emolo, A. (2012) Terremoti e onde, Liguori, Napoli, da p. 237 a p. 244.

È possibile dimostrare (Zollo, A., e Emolo, A. (2012) Terremoti e onde, Liguori, Napoli, da p. 237 a p. 244) che il valore della frequenza d'angolo è associato alla durata del processo di dislocazione: grandi durate sono associate a piccoli valori della frequenza d'angolo mentre segnali di breve durata forniscono valori elevati della frequenza d'angolo. Il caso limite è quello di durata prossima a zero nel qual caso lo spettro d'ampiezza è praticamente costante a tutte le frequenze. Inoltre, tale frequenza risulta essere inversamente proporzionale alla dimensione lineare della faglia.

Quest'ultima considerazione diventa fondamentale quando si analizzano terremoti di grandi dimensioni. Le frequenze di interesse per il calcolo delle varie magnitudo sono dell'ordine di 1 Hz. Per quanto riguarda i piccoli terremoti, essi sono caratterizzati da frequenze d'angolo ben al di sopra di 1 Hz e, dunque, l'ampiezza del segnale alle frequenze di interesse per tali terremoti sono praticamente costanti. Per terremoti a partire da una certa magnitudo invece, per le frequenze di interesse già si è nella zona dello spettro che decade come ω^{-2} e, quindi, tutti i terremoti al di sopra di tale dimensione forniscono approssimativamente lo stesso valore di magnitudo. Questo fenomeno è noto come *saturation delle scale di magnitudo*. (figura 1.11)

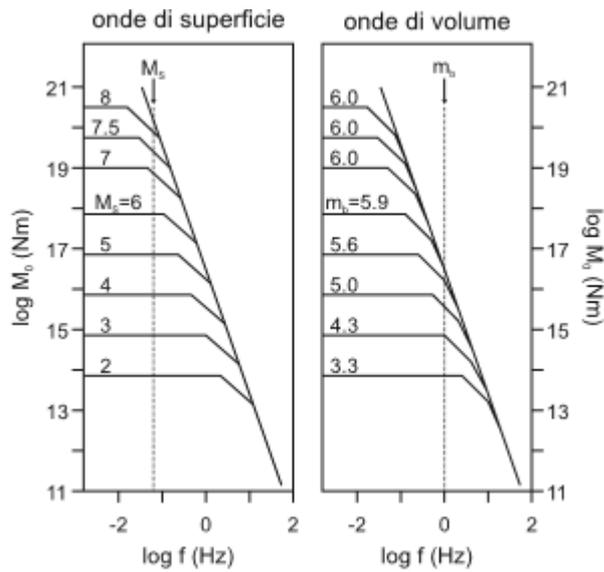


Figura 1.11- Spettri di spostamento per terremoti di magnitudo differente e relazione tra di essi.

Magnitudo momento M_w

Nel paragrafo 1.3 ho definito il tensore momento sismico e, alla fine, ho accennato alla possibilità di dedurre dalla traccia di questo tensore il valore del momento sismico scalare M_0 . Ho anche detto che tale deduzione risulta fondamentale per lo stesso calcolo della magnitudo. Vediamo in che modo.

Per ovviare al problema della saturazione della scala delle magnitudo viste nei paragrafi precedenti, è possibile definire una nuova scala di magnitudo, la *magnitudo momento* M_w , la quale essendo collegata direttamente al valore di M_0 , non presenta problemi di saturazione.

Vediamo come definirla.

Kostrov¹³ ha dimostrato che l'energia sismica irradiata è proporzionale allo stress drop $\Delta\sigma$ ¹⁴ mediante la relazione

$$E \approx \Delta\sigma / (2\mu) M_0 \quad (1.15)$$

Gutenberg e Richter¹⁵ trovarono poi delle relazioni empiriche che legano E a m_b e M_s . Tuttavia, la determinazione di E mediante queste relazioni risentono di tutte le problematiche legate alla saturazione delle scale di magnitudo. Avviene cioè che il valore di E viene sottostimato per terremoti da una certa entità in poi. In ogni caso, utilizzando la 1.15 e le relazioni di Gutenberg e Richter, si perviene alla seguente relazione:

$$\log M_0 = 1,5M_s + 16,1 \quad (1.16)$$

Quest'ultima relazione, può essere usata per definire una nuova scala di magnitudo, la magnitudo momento M_w , come

$$M_w = \log M_0 / 1,5 - 10,73 \quad (1.17)$$

Questa scala di magnitudo, pur essendo calibrata su M_s , gode dell'importante proprietà che non satura dal momento che il momento sismico M_0 non satura.

Ricapitolando, esistono diverse scale di magnitudo. Quelle legate direttamente all'ampiezza del moto del suolo forniscono immediatamente un valore. Tale valore può essere, in prima approssimazione, considerato come una stima dell'entità dell'evento sismico. Purtroppo la semplicità nel ricavare la magnitudo utilizzando queste scale, corrisponde spesso a stime inesatte dell'entità del terremoto, soprattutto quando abbiamo a che fare con grandi terremoti. La magnitudo momento invece, è più complicata da calcolare perché non è legata alle ampiezze dei moti ma al momento sismico. Ma proprio per questo motivo, fornisce una stima sicuramente più accurata dell'entità del terremoto.

¹³ B.V. Kostrov (1974). Seismic moment and energy of earthquakes, and seismic flow of rock. *Izvesiya, Physics of the Solid Earth* **10**, 13-21.

¹⁴ drop lo stress o "caduta di sforzo" indica la caduta di tensione elastica sulla superficie di una faglia terrestre. Per maggiori dettagli si consulti il paragrafo 9.3 dello Zollo- Emolo (2010), *Terremoti e onde. Metodi e pratica della sismologia moderna*.

¹⁵ B. Gutenberg and C.F.Richter (1936). Magnitude and energy of earthquakes. *Science*, **83**, 183-185.

1.5 Localizzazione di un terremoto

Localizzare un terremoto significa determinare:

- a. Le coordinate spaziali del punto dove si è originata la frattura (*ipocentro*);
- b. Il tempo origine di accadimento del terremoto, dalla conoscenza dei tempi dei primi arrivi delle onde sismiche dalla sorgente ai vari ricevitori.

Anche in un semplice modello omogeneo di velocità, questo è un problema non lineare. Infatti, detto t_0 il tempo assoluto a cui avviene il terremoto, t il tempo assoluto di arrivo della fase sismica, v la velocità del mezzo, h la profondità dell'ipocentro e x la distanza del ricevitore dall'epicentro, abbiamo

$$t = t_0 + \frac{1}{v} \sqrt{(x_1)^2 + (x_2)^2 + (h - x_3)^2} \quad (1.18)$$

Esistono due modi di affrontare il problema di trovare le incognite richieste (nell'esempio t_0 e h). Se si conosce una stima iniziale della soluzione è possibile sviluppare in serie intorno a questa le equazioni che rappresentano il problema ed arrestarsi al primo ordine. Il problema risulta quindi linearizzato.

La forma generale del problema è la seguente

$$\mathbf{d}' = \mathbf{g}(\mathbf{m}) \quad (1.19)$$

dove \mathbf{d}' è il vettore dei dati (i tempi di arrivo delle onde sismiche alle varie stazioni) e \mathbf{m} è il vettore dei parametri (le coordinate spazio-temporali dell'ipocentro).

Si procede poi con la ricerca di "perturbazioni" $\Delta \mathbf{m}^0$ ai parametri che definiscono la soluzione iniziale

$$\mathbf{m}^1 = \mathbf{m}^0 + \Delta \mathbf{m}^0 \quad (1.20)$$

in modo da avvicinarsi maggiormente ai dati osservati.

Si ottiene così una nuova soluzione \mathbf{m}^1 data da

$$\mathbf{m}^1 = \mathbf{m}^0 + \Delta \mathbf{m}^0 \quad (1.21)$$

che, per quanto detto, dovrebbe approssimare meglio di \mathbf{d}^0 i dati osservati.

La procedura può a questo punto essere iterata utilizzando \mathbf{m}^1 come nuovo modello iniziale. Ci si arresta quando l'errore di predizione diventa dello stesso

ordine di grandezza dell'errore medio sui dati e/o quando le perturbazioni ottenute rispetto al modello precedente non sono più significative.

In alternativa, è possibile preservare il carattere non lineare del problema adottando tecniche di esplorazione dello spazio dei parametri per minimizzare lo scarto tra tempi osservati e calcolati. Su questo tipo di approccio si basa il codice NonLinLoc¹⁶ (Lomax et al., 2000) usato in questo lavoro di tesi per la localizzazione.

1.6 Meccanismi focali e tipi di faglie

Determinare il meccanismo focale di un sisma significa stabilire l'orientazione del piano di faglia e il vettore di dislocazione su di esso. Per quanto riguarda l'orientazione del piano di faglia, sono necessari due angoli: lo *strike* e il *dip*. La direzione dello scivolamento è invece data da un'altra grandezza: il *rake*.

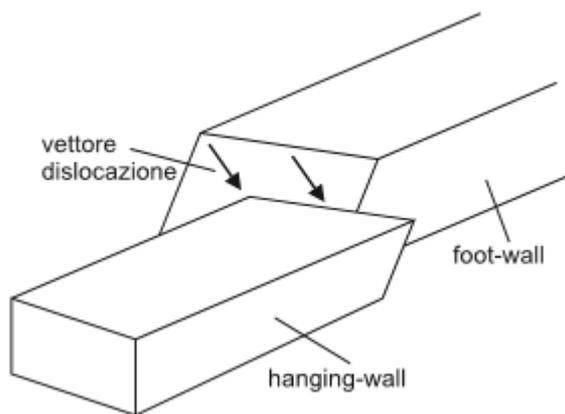


Figura 1.12- Il blocco al di sopra della faglia è noto come hanging-wall mentre il blocco al di sotto di essa è detto foot-wall.

¹⁶ per maggiori dettagli sul codice NonLinLoc si faccia riferimento al testo Zollo, A., e Emolo, A. (2012) Terremoti e onde, Liguori, Napoli, da p. 219 a p. 222.

Prima di definire questi angoli, è necessario dare altre definizioni: è detta *hanging-wall* quella parte della crosta terrestre posta al di sopra del piano di faglia; il *foot-wall* è invece quella parte della crosta terrestre posta al di sotto del piano di faglia. (figura 1.12) Il vettore di slip (\mathbf{d}) indica la direzione in cui il *hanging-wall* si muove rispetto al *foot-wall*. Dunque, la direzione di strike φ è l'angolo misurato in senso orario, formato dalla traccia della faglia con il nord geografico. Un osservatore che guarda in tale direzione vede il blocco di *hanging-wall* della faglia sulla propria destra $[0, 2\pi]$. Il dip (δ) è l'angolo, misurato nel piano verticale, tra la linea di massima pendenza sul piano di faglia e il piano orizzontale $[0, \pi/2]$. Il rake (λ) è l'angolo tra la direzione di strike e il vettore \mathbf{d} , misurato in senso antiorario $[-\pi, \pi]$. (figura 1.13)

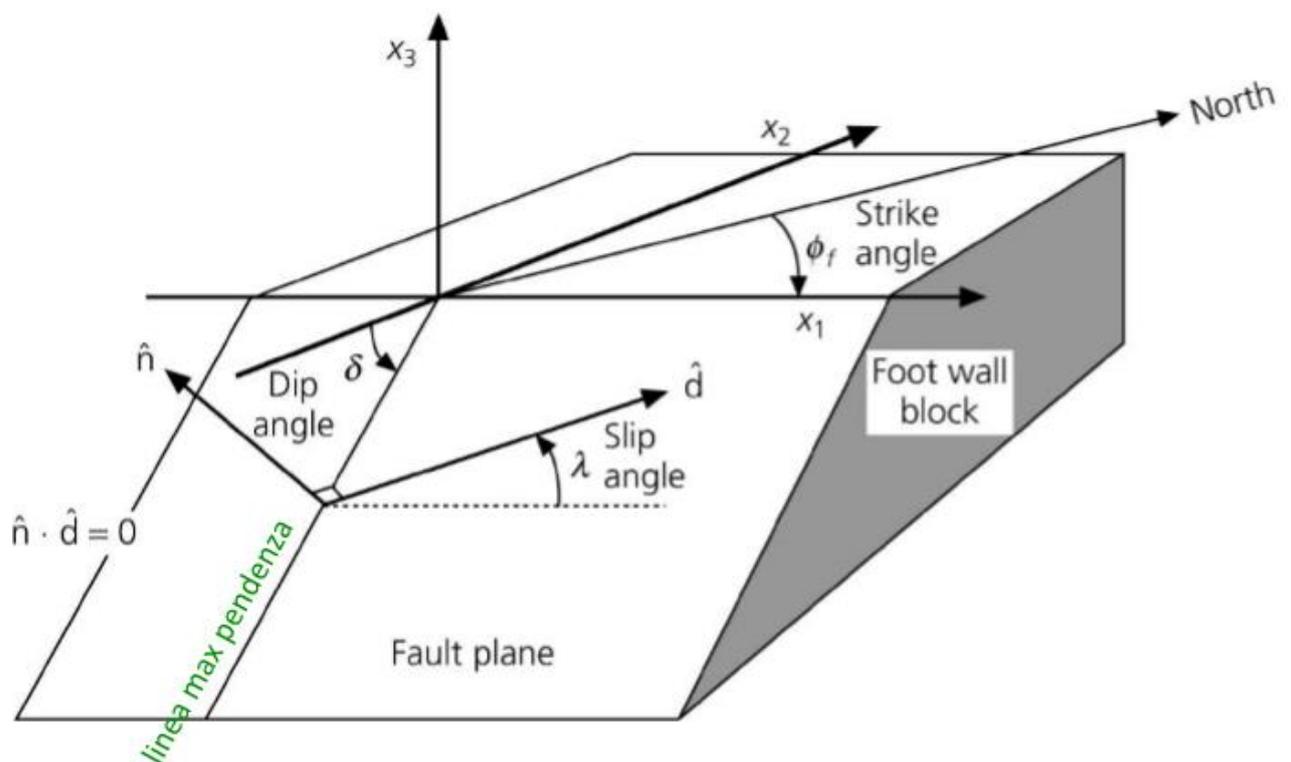


Figura 1.13- Definizione di parametri del meccanismo focale

Se δ è diverso da 0 (faglia orizzontale) e da $\pi/2$ (faglia verticale) e λ varia nell'intervallo $(0, \pi)$, la faglia corrispondente è detta faglia inversa; viceversa, se λ è compreso tra $(-\pi, 0)$, la faglia è detta normale o diretta.

Una faglia trascorrente è quella per la quale il vettore di slip è orizzontale ($\lambda = 0$ oppure $\lambda = \pi$). In questo caso possiamo distinguere tra faglia trascorrente destra ($\lambda = \pi$) e sinistra ($\lambda = 0$). La distinzione è molto semplice: la faglia sinistra è quella per la quale un osservatore posto su un blocco vede l'altro blocco spostarsi verso sinistra. In modo analogo si definisce una faglia destra.

Un quadro di insieme è mostrato in figura 1.14.

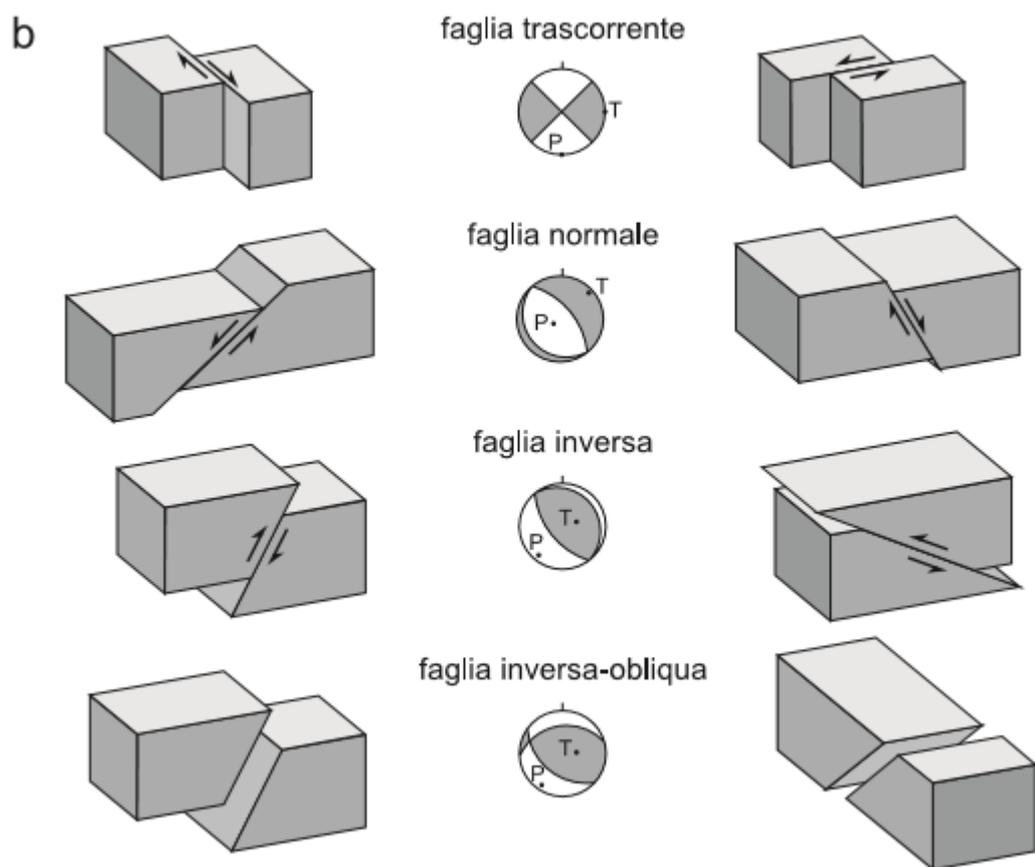


Figura 1.14- Principali tipologie di faglie.

I diversi tipi di faglie (normale, trascorrente e inversa) si distinguono perché hanno differenti modalità e orientazioni di moto dell'hanging-wall rispetto al foot-wall. Queste differenze si riflettono nella polarità (UP o DOWN) del primo arrivo ai ricevitori posti intorno alla sorgente. Precisamente, il volume intorno all'ipocentro è separato in quattro regioni dal piano di faglia e da un piano ad esso normale (piano ausiliario), in cui lo spostamento è di allontanamento dalla sorgente o di avvicinamento. Se il moto è di avvicinamento, lo spostamento del suolo è anche detto *compressione* (C), se invece il moto è di allontanamento è detto anche *dilatazione* (D). Sulla componente verticale di un sismografo ciò corrisponde a movimenti verso l'alto (UP) o verso il basso (DOWN) rispettivamente. (figura 1.15)

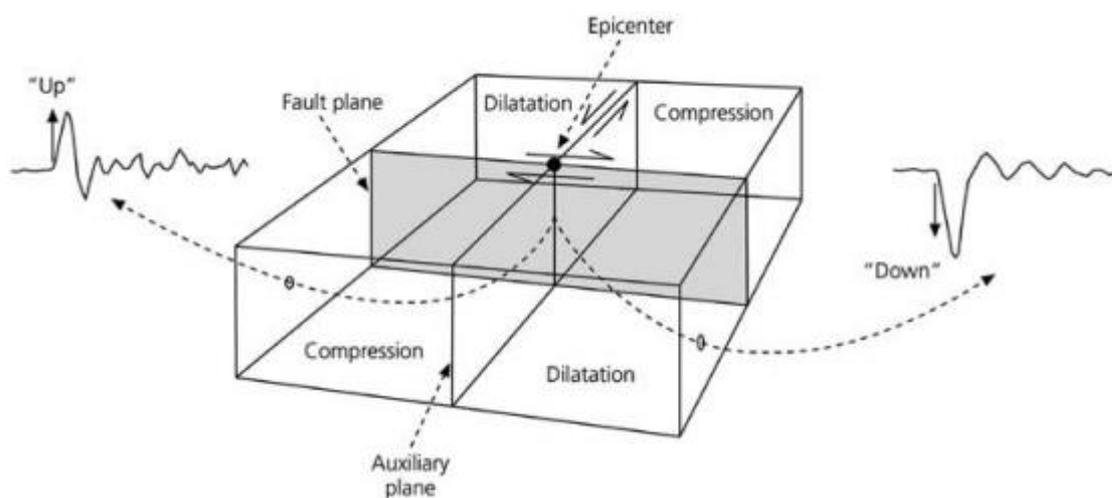


Figura 1.15- Il primo moto delle onde P osservato in diverse posizioni attorno all'ipocentro per una faglia trascorrente. Le due frecce sul piano di faglia mostrano la direzione di spostamento relativo tra i due lati della faglia. Le due frecce sul piano ausiliario mostrano il moto tra i lati del piano ausiliario che produrrebbe gli stessi sismogrammi.

Se si hanno a disposizione sismogrammi provenienti da stazioni distribuite uniformemente attorno all'ipocentro, l'orientazione dei due piani (quello di faglia e quello ausiliario) può essere facilmente determinata suddividendo lo spazio in quattro quadranti con differenti polarità. In ogni caso, non è però

possibile determinare quale tra i due rappresenta il piano reale di faglia senza informazioni supplementari.

Esistono diversi codici che hanno un algoritmo basato sulla conoscenza delle polarità delle onde P per determinare il meccanismo focale di un terremoto. Tra questi codici, quello che ho utilizzato nel seguente lavoro di tesi è il codice FPFIT (Reasenberg e Oppenheimer, 1985). Esso funziona nella seguente maniera: vengono calcolate le polarità teoriche per ciascuna stazione a disposizione basandosi di volta in volta su diverse combinazioni “di prova” dei tre angoli del meccanismo focale (strike, dip e rake) e per ciascun calcolo delle polarità, si conta il numero di polarità che sono in accordo con quelle osservate. La terna di angoli che produce un fit migliore con i dati viene presa come migliore stima del meccanismo focale.

Un altro approccio alla determinazione del meccanismo focale è basato sull’inversione del tensore momento sismico. Questa tecnica consiste nel tirar fuori un set di equazioni nella forma

$$\text{Osservazioni} = \mathbf{G} * \mathbf{m} \quad (1.22)$$

dove \mathbf{G} è una matrice che deve essere calibrata a partire dai dati a disposizione e \mathbf{m} è la matrice colonna delle 6 componenti indipendenti del tensore momento da determinare. Il problema principale consiste proprio nella calibrazione della matrice \mathbf{G} per poter ricavare \mathbf{m} . Solitamente, come “*osservazioni*” si considera l’intera forma d’onda registrata a ciascuna stazione, mentre \mathbf{G} è determinata non solo a partire dai sismogrammi ma anche dalla conoscenza della funzione di Green per ciascuna stazione e dunque, essa contiene anche le informazioni sugli effetti di sito e sul modello di propagazione del segnale. \mathbf{G} contiene anche le informazioni relative alla localizzazione del terremoto (coordinate ipocentrali e tempo origine), necessarie per generare le forme d’onda sintetiche. Le informazioni sull’orientazione del piano di faglia e sul vettore di dislocazione su di esso sono invece contenute nella matrice \mathbf{m} .

Durante il processo di inversione, si generano dei sismogrammi teorici per ciascuna stazione e si confrontano con i sismogrammi a disposizione fino ad ottenere una buona riproduzione dei dati osservati. La qualità della soluzione può essere valutata dal parametro di riduzione della varianza, VR, definita come (Dreger, 2003)

$$VR = [1 - \Sigma \sqrt{(d_i - s_i)^2} / d_i^2] * 100 \quad (1.23)$$

dove d_i e s_i rappresentano, rispettivamente, i sismogrammi reali e sintetici della stazione i -esima. Nel capitolo 2 ho effettuato il calcolo del meccanismo focale anche secondo questo approccio, utilizzando il programma TDMT_INVC (Dreger, 2003) che è basato appunto sull'inversione del tensore momento.

2. Il terremoto del Matese, M_w 5.0, del 29 dicembre 2013: analisi dei dati

In questo lavoro di tesi, viene analizzato il terremoto principale (*mainshock*) della sequenza sismica che ha colpito il massiccio del Matese tra la fine del 2013 e l'inizio del 2014 per determinarne la localizzazione, il meccanismo focale e la magnitudo. La sequenza sismica in esame, iniziata con un evento di magnitudo $M_L = 2.7$ (29/12/2013, 17:03 UTC), è formata da circa 200 eventi con magnitudo M_L comprese tra 1.8 e 4.9. I terremoti più grandi sono stati quello con $M_L = 4.9$ (M_w 5.0) alle ore 17:08 UTC del 29/12/2013 e quello con $M_L = 4.2$ alle ore 7:12 UTC del 20/01/2014. La distribuzione degli epicentri della sequenza forma un allineamento che si estende in direzione NW-SE quasi parallelamente al sistema di faglie normali (con immersione SW) che si sono formate nel tardo Pliocene-Quaternario con poche evidenze di deformazioni recenti¹.

Il massiccio del Matese è una zona ad elevata pericolosità sismica, situata nel settore centrale della catena appenninica, a cavallo tra la Campania e il Molise. Infatti, questa regione è stata in passato sede di terremoti distruttivi, che hanno generato ingenti danni e provocato perdite di vite umane, come il terremoto 1349 M_w 6.6, 1456 M_w 7.2, 1688 M_w 7.0, 1805 M_w 6.6 (Rovida et al., 2011).

Dallo studio e dalla caratterizzazione del terremoto del Matese (M_w 5.0), con l'integrazione di dati geologici di letteratura, è stato possibile avanzare ipotesi sulla struttura sismogenetica del terremoto in questione.

¹ per dettagli consultare il seguente articolo: Geophys. J. Int. (2015) **201**, 823-837.

2.1 Localizzazione dell'evento sismico

Per le analisi del lavoro, ho raccolto le forme d'onda relative all'evento principale della sequenza sismica a 76 stazioni accelerometriche e 152 stazioni velocimetriche. Ecco il database completo che sono riuscita ad avere per completare lo studio (figura 2.1):

- 1) Forme d'onda registrate da varie stazioni accelerometriche appartenenti alla Rete Sismica Nazionale Centralizzata (RSNC), gestita dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) e alla Rete Accelerometrica Nazionale (RAN), gestita dal Dipartimento di Protezione Civile², entro un raggio di circa 150 km dall'epicentro.
- 2) Forme d'onda provenienti da velocimetri della RSNC.

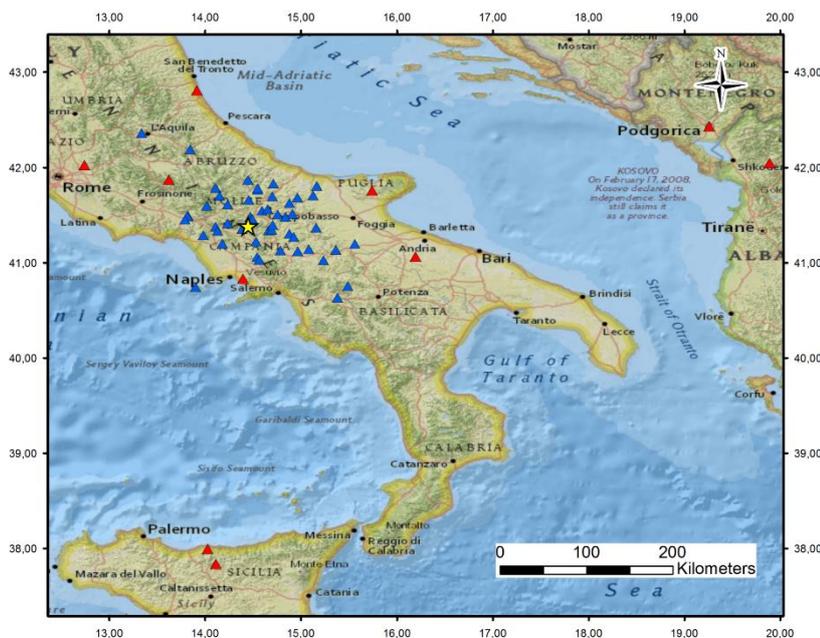


Figura 2.1- I triangoli in blu rappresentano le stazioni accelerometriche per le quali si aveva almeno un pick. I triangoli rossi rappresentano le stazioni velocimetriche per le quali si aveva a disposizione la polarità dei primi arrivi delle onde P.

²nello specifico, queste forme d'onda sono state prese dal database online ITACA.

Le registrazioni degli accelerometri presentano, rispetto a quelle dei velocimetri, una migliore distribuzione azimutale intorno l'epicentro in quanto la rete accelerometrica è più densa di quella velocimetrica. Inoltre, vi sono diversi problemi per le stazioni velocimetriche della RSNC nella zona epicentrale: alcuni velocimetri erano guasti mentre le registrazioni dei restanti mostravano problemi di saturazione della scala dello strumento. In realtà, in un primo momento disponevo soltanto delle registrazioni accelerometriche e ho dunque effettuato una prima localizzazione utilizzando queste sole forme d'onda. In seguito, quando ho dovuto affrontare il calcolo del meccanismo focale con il codice FPFIT (Reasenberg e Oppenheimer, 1985), mi servivano le polarità dei primi arrivi delle onde P e con le registrazioni accelerometriche ne disponevo di 19, non sufficienti a vincolare il calcolo del meccanismo focale. Ho perciò deciso di integrare le forme d'onda dei velocimetri: in esse la polarità era più evidente. In Tabella 2.1 ho mostrato il risultato della localizzazione utilizzando il modello di velocità Scognamiglio ottenuto solo con gli accelerometri e poi con accelerometri e velocimetri.

	LAT.	LONG.	PROFONDITA' (KM)	ERR. H (KM)	ERR. Z (KM)	TEMPO ORIGINE (UTC)	RMS (S)
Solo accelerome tri	41° 23' 4''	14° 26' 59''	15.8	0.4	0.5	17h 08 m 42.6 s	0.1
Accelerome tri e velocimetri	41° 23' 6''	14° 26' 49''	15.1	0.3	0.4	17h 08 m 43.2 s	0.4

Tabella 2.1- Confronto tra il calcolo della localizzazione con e senza velocimetri usando il modello di velocità Scognamiglio.

Veniamo ora alla vera e propria analisi delle forme d'onda.

Il primo passo compiuto per calcolare la localizzazione del terremoto è stato quello di organizzare a analizzare le varie forme d'onda usando il programma Seismic Analysis Code (SAC)³.

³per informazioni circa il programma SAC si può consultare il manuale "Seismic Analysis Code Users Manual" Version 101.6a November 17, 2014.

Con questo programma è possibile visualizzare contemporaneamente le componenti verticali e orizzontali (nord-sud ed est-ovest) del segnale registrato dai singoli sismografi. Questo ha consentito di individuare i primi arrivi delle onde P e S osservando insieme le varie componenti. Questa operazione di individuazione del tempo di arrivo dei segnali è nota come “*picking*”. Di seguito ho riportato due grafici con i picks per le onde P e S.

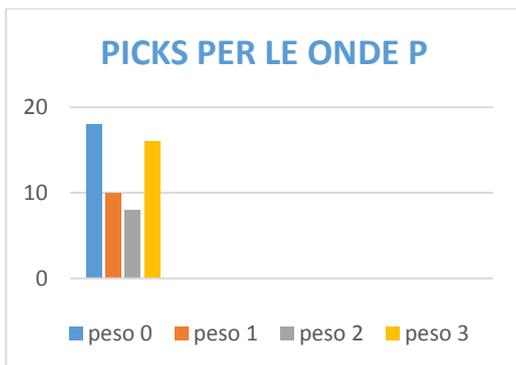


Figura 2.2 – I picks per le onde P sono in totale 52. I pesi si riferiscono all’errore con il quale è stato individuato il tempo di arrivo del segnale. Precisamente il peso 0 si riferisce ad un’incertezza sul tempo di arrivo ≤ 0.05 s; il peso 1 ad un’incertezza compresa tra 0.05 e 0.1 s; il peso 2 ad un’incertezza compresa tra 0.1 e 0.2 s; il peso 3 ad un’incertezza compresa tra 0.2 e 0.5 s. La polarità per le onde P è stata fissata solo per segnali con peso 0 e sono state scartate tutte le forme d’onda con peso maggiore di 3.

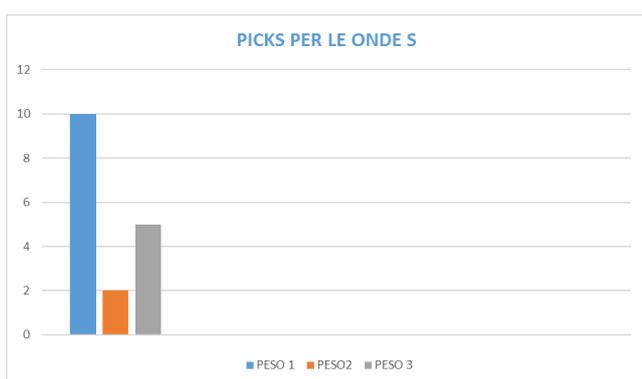


Figura 2.3 – Picks per le onde S. In tutto i picks sono 17.

Il passo successivo all'individuazione dei tempi di arrivo dei segnali è stato quello di fissare le polarità per i primi arrivi delle onde P laddove questo risultava possibile. La conoscenza delle polarità è stata usata successivamente per determinare i parametri del meccanismo focale (vedere paragrafo 2.2).

Fatta quest'operazione preliminare, avevo tutto il materiale necessario per effettuare il calcolo della localizzazione. Il passo successivo è stato quello di capire quale fosse il modello adatto di velocità per le onde sismiche, dalla sorgente ai ricevitori.

Avevo a disposizione quattro modelli:

- Modello Scognamiglio* da Scognamiglio et al., (2009)
- Modello Chiarabba-Amato* da Chiarabba e Amato (1997)
- Modello Chiarabba-Frepoli* da Chiarabba e Frepoli (1997)
- Modello Del Pezzo* da Del Pezzo et al., (1983).

Non sapendo a priori quale fosse il più adatto per il mio lavoro, ho effettuato il calcolo della localizzazione quattro volte, una per ciascun modello e ho successivamente confrontato i risultati ottenuti. Come già accennato nel primo capitolo di questa tesi, per la localizzazione del terremoto si è scelto un approccio che non è di tipo lineare, ma globale, utilizzando il codice NonLinLoc⁴. Effettuata una fase di test necessaria per calibrare al meglio i parametri del programma, ho ottenuto quattro diverse localizzazioni da confrontare. (Figura 2.4 e Tabella 2.2).

⁴Il codice numerico NonLinLoc implementa la tecnica introdotta da Lomax et al. (2000) seguendo una formulazione probabilistica. Per maggiori informazioni si può consultare il testo seguente: A.Lomax, J. Virieux, P. Volant and C. Berge (2000). Probabilistic earthquake location in 3D and layered models: introduction of a Metropolis-Gibbs method and comparison with linear location. In Advances in Seismic Event Location, C.H. Thurber and N. Rabinowitz (Editors), Kluwer, 101-134.

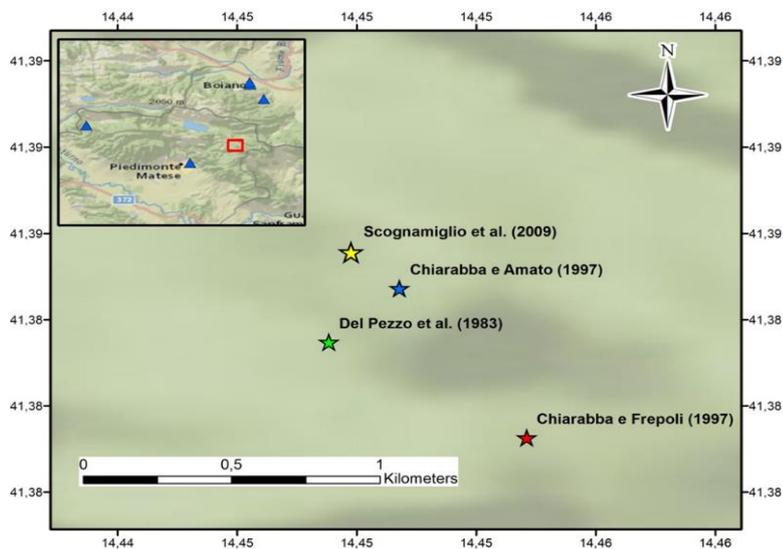


Figura 2.4- Rappresentazione delle localizzazioni del terremoto del Matese (Mw 5.0) ottenute con i diversi modelli di velocità.

	LAT	LONG	PROFONDITA' (KM)	ERR ORIZZ (KM)	ERR. PROF. (KM)	RMS (s)	T ORIGINE
Modello Scognamiglio 2009	41° 23' 4''	14° 26' 59''	15.8	0.4	0.5	0.1	17h 08 m 42.6 s
Modello Chiarabba-Amato 1997	41° 23'	14° 27' 5''	14.2	0.4	0.6	0.2	17h 08 m 43.6 s
Modello Chiarabba-Frepoli, 1997	41° 22' 42''	14° 27' 19''	18.0	0.4	0.4	0.3	17h 08 m 43.7 s
Modello Del Pezzo et al., 1983	41° 22' 53''	14° 26' 57''	18.6	0.4	0.4	0.13	17h 08 m 42.9 s

Tabella 2.2-Risultati della localizzazione usando i vari modelli di velocità

Confrontando i risultati ottenuti con i diversi modelli sono state fatte alcune osservazioni:

- 1) Le misure dell'epicentro individuate con i diversi modelli sono consistenti entro gli errori, solo le profondità relative all'ipocentro non coincidono.
- 2) L'RMS⁵ è poco variabile da modello a modello

Si è deciso di prendere i risultati relativi al modello Scognamiglio come finali per la determinazione della localizzazione⁶. Questo perché l'RMS finale risultava minore e, per di più, questo modello di velocità è quello definito su scala più ampia per cui è quello che meglio può rappresentare la propagazione delle onde sismiche anche per le zone in prossimità delle stazioni più lontane.

In definitiva, il risultato del calcolo della localizzazione è stato il seguente:

COORDINATE IPOCENTRO: LAT 41° 23' 4" **LONG** 14° 26' 59" con un errore orizzontale di 0.4 km.

PROFONDITA' (15.8 ± 0.5) km

TEMPO ORIGINE: 17h 08 m 42.6 s (UTC) con RMS pari a 0.1 s

2.2 Calcolo del meccanismo focale e della magnitudo momento

La magnitudo e il meccanismo focale sono gli altri due parametri che, insieme alla localizzazione, consentono di caratterizzare un terremoto in approssimazione di sorgente puntiforme. Mi sono occupata prima del calcolo del meccanismo focale, ho cioè individuato per prima cosa l'orientazione di possibili piani di frattura (piani nodali) e la direzione del vettore di dislocazione su di essi.

⁵ l'RMS rappresenta lo scarto quadratico medio, in inglese *root mean square*, da cui la sigla RMS.

⁶si è scelto di usare i risultati ottenuti usando soltanto gli accelerometri perché tale scelta comportava un RMS minore.

In questo lavoro ho utilizzato due approcci per la determinazione del meccanismo focale: il primo utilizza le polarità delle onde sismiche P, il secondo consiste nell'inversione del tensore momento sismico.

Meccanismo focale dalle polarità delle fasi P

L'individuazione dei piani nodali che meglio separano le zone di dilatazione da quelle di compressione della regione focale, quindi dei possibili piani di frattura, è stata effettuata dapprima raccogliendo le polarità dei primi arrivi di queste onde. Per effettuare il calcolo, ho utilizzato il codice FPFIT (Reasenberg e Oppenheimer, 1985). Il procedimento non è stato immediato perché i primi tentativi hanno prodotto un meccanismo focale con diverse stazioni aventi polarità in disaccordo con la polarità determinata in fase di lettura dei tempi. Se si considera l'errore della localizzazione del piano nodale è possibile che stazioni molto vicine ad esso possano avere una polarità diversa da quella misurata. Pertanto, la seconda parte del lavoro è stata volta ad un accurato riesame e controllo delle letture di polarità. Due mi sembravano essere i possibili motivi di errore

- 1) Errore nella lettura delle polarità
- 2) Sovrapposizione tra il segnale da analizzare e "rumore" di fondo.

Così ho ripreso le forme d'onda e le ho ri-analizzate accuratamente. Ovviamente, ho dedicato particolare attenzione a quelle forme d'onda che risultavano discrepanti dalla soluzione del meccanismo focale e ho tenuto soltanto quelle forme d'onda per le quali risultava assolutamente trascurabile il rumore e evidente la polarità. Da questa fase, ho ottenuto le polarità relative a 18 stazioni accelerometriche e 10 velocimetriche e, con queste sole forme d'onda, il meccanismo focale prodotto dal codice FPFIT risultava essere ben vincolato (figura 2.5).

Infatti, solo 3 stazioni risultavano discrepanti e 2 di queste molto vicine ai piani nodali.

20131229 17:08 42.63
 41 23.10 14 26.81
 DEPTH = 15.12 KM
 MAG = 0.00

RMS = 0.44 S
 DMIN = 6 KM
 AZM GAP = 27
 # FM = 28

ERH = 0.3 KM
 ERZ = 0.4 KM
 MISFIT = 0.11 (+.03)
 STDR = 0.54

STRIKE UNCERTAINTY = 10
 DIP UNCERTAINTY = 5
 RAKE UNCERTAINTY = 13
 % MACHINE PICKS = 0

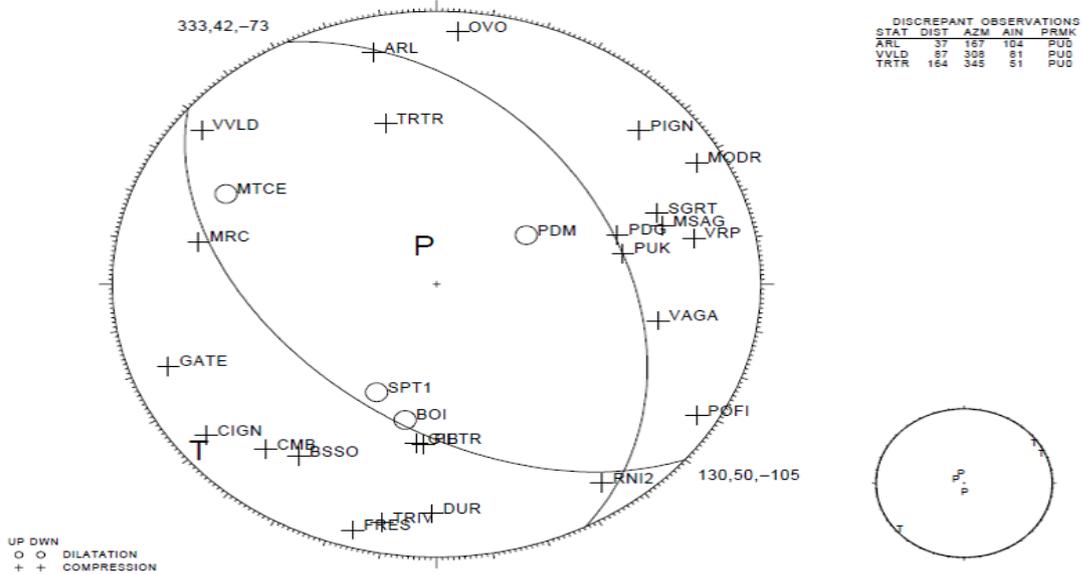


Figura 2.5- Meccanismo focale ottenuto con il codice FPFIT

Il meccanismo focale ottenuto corrisponde ad una faglia normale con direzione NW-SE con una piccolissima componente trascorrente.

Il primo piano ha direzione $130^{\circ} \pm 10^{\circ}$ ed immerge in direzione SW, mentre il secondo piano ha direzione $333^{\circ} \pm 10^{\circ}$ ed immerge in direzione NE.

Riporto in seguito i tre angoli del meccanismo focale:

Primo piano

- a) **Strike** $130^{\circ} \pm 10^{\circ}$
- b) **Dip** $50^{\circ} \pm 5^{\circ}$
- c) **Rake** $-105^{\circ} \pm 13^{\circ}$

Secondo piano

- a) **Strike** $333^{\circ} \pm 10^{\circ}$
- b) **Dip** $42^{\circ} \pm 5^{\circ}$
- c) **Rake** $-73^{\circ} \pm 13^{\circ}$

Meccanismo focale dall'inversione del tensore momento sismico

Ho già sottolineato nel primo capitolo di questo lavoro l'importanza del tensore momento sismico: da esso si deducono tutte le informazioni che caratterizzano un terremoto in approssimazione di sorgente puntiforme come appunto il meccanismo focale. Il meccanismo focale determinato dai primi moti del suolo dovuti alle onde P tiene conto soltanto delle prime fasi del processo di dislocazione e può non essere affidabile sia per un insufficiente numero dei dati che per una scarsa copertura azimutale delle stazioni a disposizione. Al contrario, il meccanismo focale determinato dall'inversione del tensore momento sismico è calcolato a partire dall'intera forma d'onda e attraverso un'analisi più complessa, che comprende la modellazione della forma d'onda e permette di risalire al sistema di forze agenti nella regione focale che ha generato il terremoto. Per questo motivo le soluzioni ottenute sono più affidabili e possono essere calcolate, teoricamente, con un minor numero di dati. Per il mio lavoro di tesi ho utilizzato il codice TDMT_INV⁷ (versione 1.1) (*Time-Domain Moment Tensor INVerse Code*).

Dunque, ho usato le varie forme d'onda considerate anche precedentemente per il primo calcolo del meccanismo focale e il codice ha prodotto i tre angoli di interesse. Anche in questo caso, ottengo due piani nodali con direzione NW-SE con una piccolissima componente trascorrente. Il primo piano ha strike pari a 120° ed immerge a SW, mentre il secondo piano ha strike pari a 323° ed immerge a NE (figura 2.6).

Riporto in seguito i tre angoli del meccanismo focale:

Primo Piano

- a) **Strike** 120°
- b) **Dip** 43°
- c) **Rake** -108°

⁷ per dettagli sul codice si può consultare la guida seguente: (2002) *Time-Domain Moment Tensor INVerse Code (TDMT_INV) Version 1.1*, Douglas S. Dreger.

Secondo piano

- a) **Strike** 323°
- b) **Dip** 50°
- c) **Rake** -74°

L'informazione su quale tra i due piani nodali sia quello reale di faglia non è deducibile in maniera univoca dall'analisi dei meccanismi focali ed è necessario, per risolvere l'ambiguità, integrare altre informazioni. In generale le informazioni supplementari possono essere l'identificazione della faglia mediante osservazioni geologiche di superficie, l'osservazione delle repliche (quest'ultime infatti tendono ad avere ipocentri disposti lungo la faglia della mainshock) ma anche dati su precedenti sismi in zona e sulla natura del suolo in prossimità della sorgente.

```
MATESE 29/12/2013
2013-12-29T17:08:42.8501 lat: 41.3826 lon: 14.4512 depth: 14.6851
Mxx = 1.995e+23 Myy = 1.498e+23 Mzz = -3.493e+23
Mxy = 2.016e+23 Mxz = -1.464e+22 Myz = 8.364e+22
Planes (Str/Dip/Slp): 323.2 / 49.7 / -74.2 --- 119.6 / 42.8 / -107.8
T-Axe (Val/Plg/Azi): 3.805e+23 / 3.5 / 42.1
N-Axe      : -1.310e+22 / 12.0 / 132.9
P-Axe      : -3.674e+23 / 77.5 / 295.9
Mo = 3.739e+23[dyn*cm] Mw = 4.99 Pdc: 93.12 Pclvd: 6.88
Weighted reduced Variance[0-100] = 72.34 Quality[0-4]: 3
Nr stations: 17 Frequency width: 0.05-0.02 [Hz] Signal length: 300 [s]
```

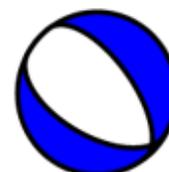
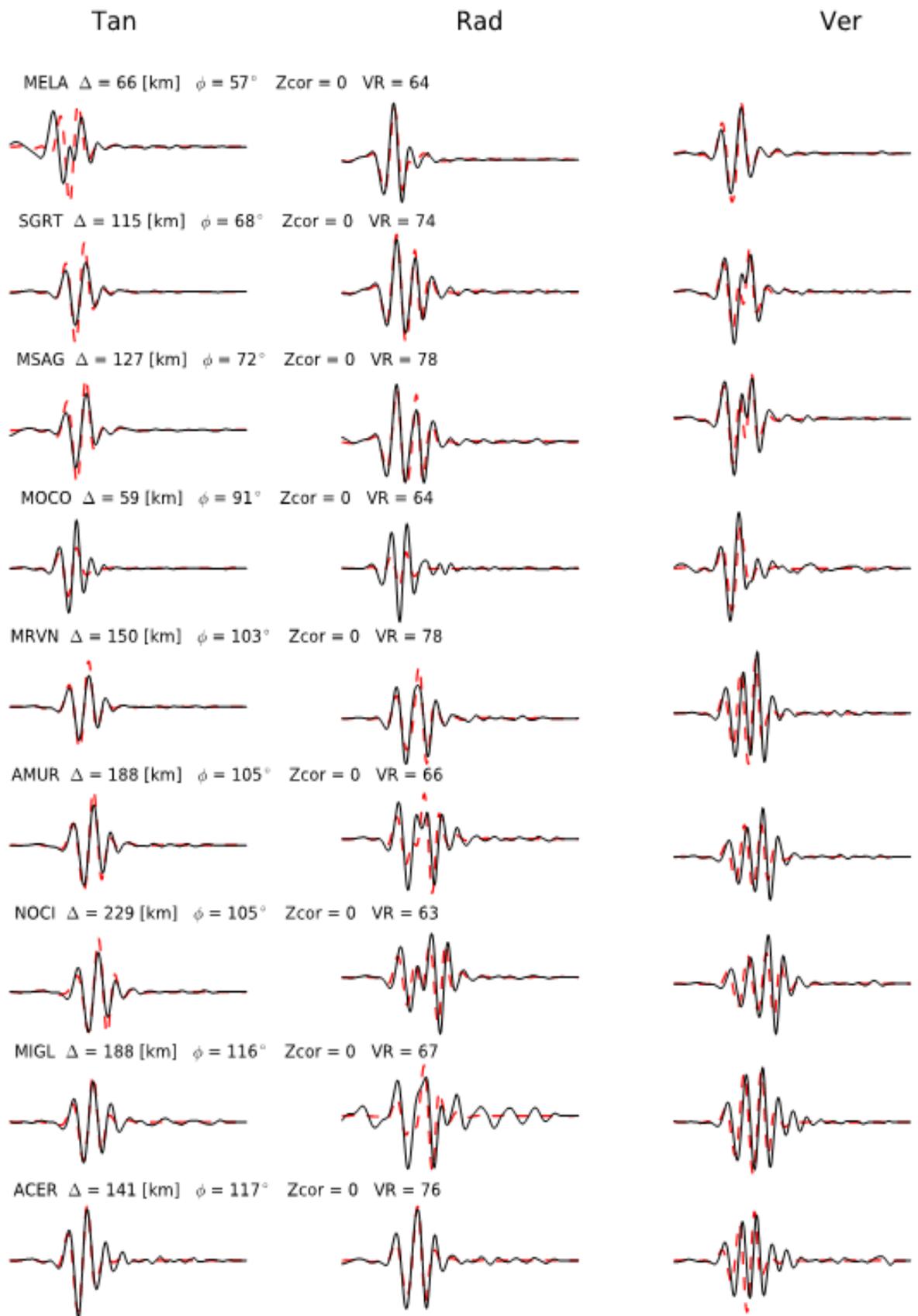


Figura 2.6- Risultati dell'inversione del tensore momento e soluzione del meccanismo focale ottenuti con utilizzando il codice TDMT_INV.



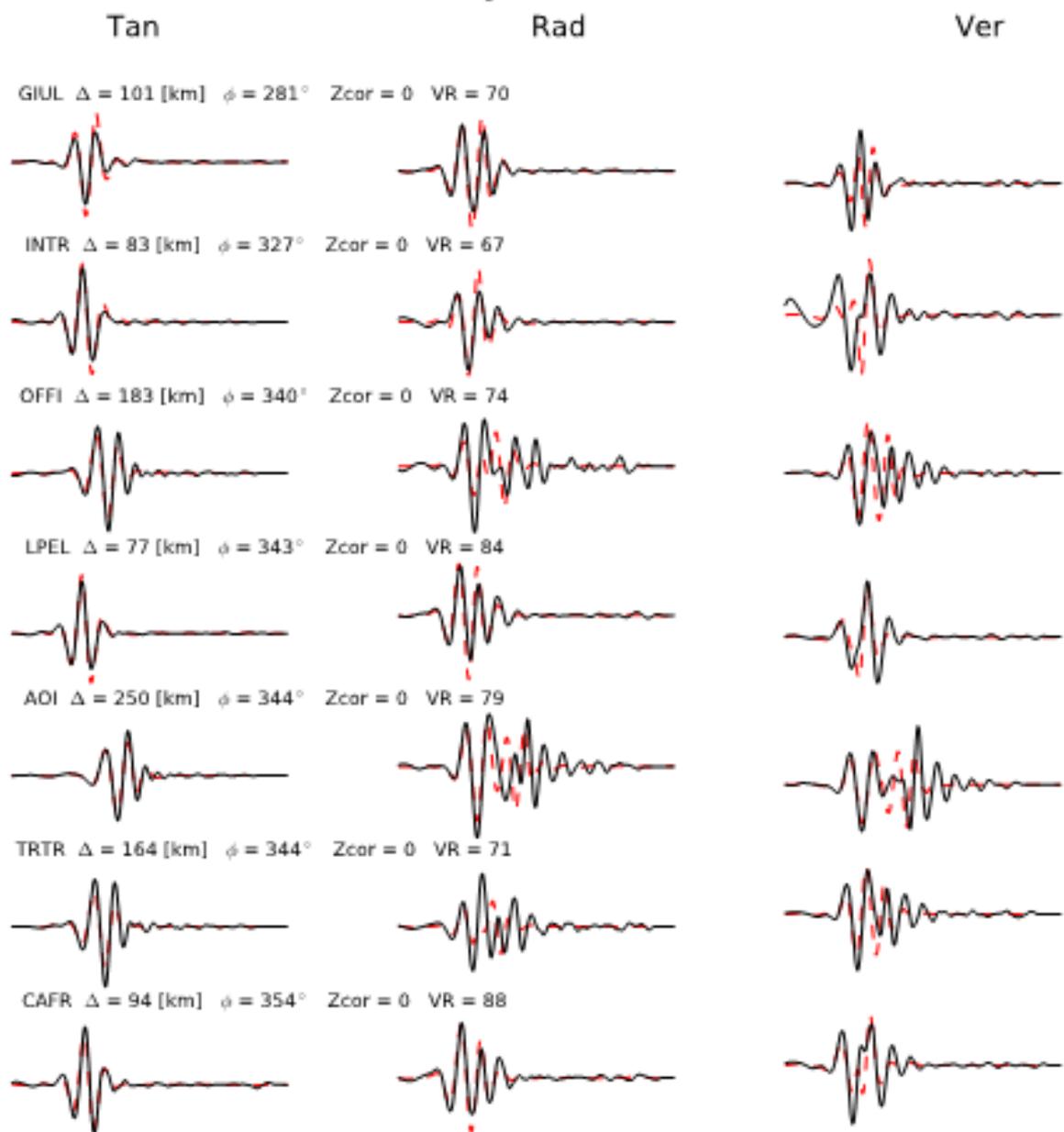


Figura 2.7- Modellazione forme d'onde per l'inversione del tensore momento con il codice TDMT_INV. In nero sono riportati i dati reali, mentre in rosso quelli sintetici.

Determinazione della magnitudo momento

Nel primo capitolo di questa tesi ho definito la magnitudo momento M_w in funzione del momento sismico scalare M_0 . Ho anche accennato alla possibilità di determinare quest'ultima grandezza dalla traccia del tensore momento sismico per cui il processo di inversione del tensore momento fornisce non solo il meccanismo focale del terremoto ma anche la magnitudo momento. Il codice TDMT_INVC (lo stesso utilizzato per il meccanismo focale) consente di ottenere una stima anche per questo parametro e l'ho quindi usato per determinare la magnitudo M_w , risultata pari a 5.0. Questo valore è in ottimo accordo con il valore di magnitudo locale di 4.9 riportato nel bollettino ufficiale. Questo risultato, insieme a quello relativo alle due determinazioni del meccanismo focale, indica la sostanziale correttezza dell'analisi dati effettuata.

Conclusioni

Scopo del lavoro di tesi è caratterizzare il terremoto del Matese di magnitudo M_w 5.0, avvenuto il 29/12/2013 alle 17:08 (UTC), in approssimazione di sorgente puntiforme fornendone la localizzazione, il meccanismo focale e la magnitudo. Un aspetto interessante che è emerso confrontando risultati e dati sismologici su precedenti terremoti dell'area di studio, è quello che riguarda la profondità focale. Infatti, mentre il meccanismo focale calcolato rispecchia le caratteristiche medie delle faglie estensionali del Matese, la profondità (circa 16 km) dell'ipocentro è alquanto anomala. Riporto a proposito alcune informazioni tratte da un lavoro di Ferranti et al., (2015)¹: *“La sequenza sismica del terremoto matesino è stata caratterizzata da ipocentri molto profondi, dai 17 ai 20 km al di sotto della superficie terrestre. Profondità così elevate risultano anomale per gli ipocentri dei sismi che hanno colpito in altre occasioni la zona appenninica. Ad esempio, nel 1980 un terremoto di $M_w = 6.9$ colpì l'Irpinia; esso fu causato dalla dislocazione di una faglia normale (faglia dell'Irpinia) con profondità focale di 13.7 km (Pondrelli et al. 2006) e tale profondità ipocentrale è tipica delle faglie estensionali degli Appennini. Potrebbe dunque esistere una differente struttura sismogenica, peraltro poco conosciuta, ad ovest della ben nota cintura estensionale che caratterizza il massiccio. In questa nuova struttura è da ricercarsi la faglia, che possiamo identificare come faglia del Matese, che ha prodotto il terremoto del 2013-2014.”*

Secondo tali autori, argomentazioni di carattere sismologico e geologico suggeriscono che la faglia del Matese sia quella che immerge a SW. Restano comunque grandi incertezze relativamente alla geometria e natura della sorgente sismogenetica che ha prodotto l'intera sequenza sismica del Matese tra la fine del 2013 e l'inizio del 2014. È sicuramente interessante approfondire la questione indagando sulla natura tettonica dell'area, sia per motivi puramente scientifici ma anche per determinare con maggiore esattezza il rischio sismico della zona.

¹ per dettagli consultare il seguente articolo: Geophys. J. Int. (2015) 201, 823-837.

In questo lavoro di tesi ho determinato il meccanismo focale del terremoto utilizzando due diverse strade e il confronto dei risultati ottenuti è stato soddisfacente in quanto le misure risultavano consistenti. Infine, per quanto riguarda la magnitudo, ho deciso di effettuare un calcolo della magnitudo momento. Questo perché avevo già utilizzato l'inversione del tensore momento per determinare il meccanismo focale e il codice utilizzato forniva automaticamente anche questo valore, il quale è peraltro, tra i valori di magnitudo, quello che maggiormente tiene conto dell'entità del terremoto. Anche in questo caso ho ottenuto un valore molto consistente con la magnitudo locale riportata dal bollettino ufficiale INGV.

Personalmente, al di là dei risultati ottenuti, ho trovato molto istruttivo il lavoro stesso che ho svolto nel laboratorio di sismologia del Dipartimento di Fisica. Infatti, mi sono potuta confrontare con l'uso di codici di calcolo e ho appreso praticamente come leggere e analizzare le forme d'onda registrate ai sismografi. Dopo qualche giorno di pratica, sono riuscita a distinguere sul sismogramma i diversi contributi (onde P e S) e a usare le osservazioni per i miei calcoli. Grazie a questo lavoro di preparazione, l'obiettivo di caratterizzare il terremoto in approssimazione di sorgente puntiforme è stato quindi raggiunto.

Bibliografia

Bigi S., Ciotoli G., Etiope G., Ruggiero L. (2014) The southern Matese active fault system: new geochemical and geomorphological evidences.

Chiarabba, C., e Amato, A. (1997) Upper-crustal structure of the Benevento area (southern Italy): fault heterogeneities and potential for large earthquakes, *Geophys. J. Int.*, **130**, 229-239, doi: 10.1111/j.1365-246X.1997.tb01001.x.

Chiarabba, C., e Frepoli, A. (1997) Minimum 1D velocity models in Central and Southern Italy: a contribution to better constrain hypocentral determination, *Ann. Geophys.*, **40**, doi:10.4401/ag-3888.

Del Pezzo, E., Iannaccone, G., Martini, M., e Scarpa, R. (1983) The 23 November southern Italy earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **73**, 187-200.

Dreger, D. S. (2003). 85.11 TDMT_INV: Time domain seismic moment tensor INVersion. *International Geophysics*, **81**, 1627.

Ferranti, L., Milano, G., Burrato P., Palano, N., e Cannavò, F. (2015) The seismogenic structure of the 2013–2014 Matese seismic sequence, Southern Italy: implication for the geometry of the Apennines active extensional belt, *Geophys. J. Int.*, **201**, 823–837, doi: 10.1093/gji/ggv053.

Lomax A., Virieux J., Volant P. and Berge C.(2000). Probabilistic earthquake location in 3D and layered models: introduction of a Metropolis-Gibbs method and comparison with linear location. In *Advances in Seismic Event Location*, C.H. Thurber and N. Rabinowitz (Editors), Kluwer, 101-134.

Lowrie, W. (2007) *Fundamentals of Geophysics*, Cambridge University Press, Cambridge.

Reasenber, D., e Oppenheimer, D.H. (1985) FPFIT, FPLOT and FPPAGE; Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions, USGS Open File Report n. 85-739, scaricabile al link <https://pubs.er.usgs.gov/publication/ofr85739>.

Rovida, A., et al. "CPTI11, la versione 2011 del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani." *Milano, Bologna. doi 10 (2011): 6092*.

Scognamiglio, L., Tinti, E., e Michelini, A. (2009) Real-Time Determination of Seismic Moment Tensor for the Italian Region, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **99**, 2223-2242, doi: 10.1785/0120080104.

Zollo, A., e Emolo, A. (2012) *Terremoti e onde*, Liguori, Napoli.