

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 comparativa di metodi per la  
localizzazione di un terremoto**

**Relatori:**

Dott. Guido Russo  
Dott.ssa Grazia De Landro

**Candidato:**

Francesco Scotto di Uccio  
Matr. N85/1018

**Anno Accademico 2018/2019**

# Indice

<b>Introduzione</b>	<b>2</b>
<b>1 Nozioni sulla localizzazione dei terremoti</b>	<b>3</b>
1.1 Teoria dell'inversione . . . . .	3
1.2 Approccio lineare . . . . .	5
1.2.1 Assegnazione di un peso ai dati del modello . . . . .	8
1.3 Approccio globale . . . . .	10
1.3.1 Il codice NonLinLoc . . . . .	11
<b>2 Applicazione ad eventi sismici</b>	<b>12</b>
2.1 La rete ISNet . . . . .	12
2.2 Operazione di picking . . . . .	13
2.3 L'evento 16767r . . . . .	16
2.4 L'evento 16634r . . . . .	25
<b>3 Conclusioni</b>	<b>31</b>
<b>A Le onde elastiche</b>	<b>32</b>
<b>Bibliografia</b>	<b>34</b>
<b>Ringraziamenti</b>	<b>35</b>

## Introduzione

La localizzazione è uno degli aspetti più importanti tra quelli che riguardano un evento sismico. Infatti non solo permette di stabilire quale area è stata interessata dal fenomeno, consentendo così un celere arrivo di eventuali soccorsi, ma fornisce anche informazioni preziose sulla sismicità e sulle strutture sismogenetiche. La localizzazione dei terremoti si basa sulla determinazione delle coordinate spaziali della sorgente e dell'istante di tempo di avvenimento dell'evento (tempo origine) utilizzando i tempi di arrivo delle onde sismiche P ed S a diverse stazioni. Lo scopo di questo elaborato è confrontare due metodi utilizzati per la localizzazione di eventi sismici in applicazione a microterremoti della regione dell'Irpinia.

I metodi utilizzati appartengono a due diverse categorie: metodi lineari e metodi non lineari. Come metodo lineare è stato utilizzato il codice HYPO2000 mentre come metodo non lineare si è utilizzato il codice NonLinLoc. Entrambi i metodi sono stati impiegati per la localizzazione di due eventi registrati dalla rete ISNet (Irpinia Seismic Network), che si estende nella zona interessata dal terremoto dell'Irpinia del 1980.

L'elaborato è diviso in tre capitoli.

Nel primo capitolo sono descritti, anche dal punto di vista formale, gli approcci lineari e globali alla localizzazione di un evento. Nel secondo capitolo viene trattata l'operazione di picking sulle tracce sismiche e vengono presentati i risultati provenienti dalla localizzazione dei due eventi scelti utilizzando i due metodi. Nel terzo capitolo sono riportate le conclusioni.

# 1 Nozioni sulla localizzazione dei terremoti

## 1.1 Teoria dell'inversione

Con il termine di teoria dell'inversione si intende un complesso di metodi matematici che consentono di ottenere informazioni su di un sistema fisico dipendente da certi parametri utilizzando un insieme di osservabili. Alla base di questa teoria si trovano i dati, che rappresentano i risultati dell'osservazione di una grandezza fisica, e il modello, descritto da una serie di parametri, che esprime la conoscenza matematica del sistema fisico in esame.

Localizzare un terremoto significa determinare la posizione della sorgente (latitudine, longitudine e profondità) ed il tempo in cui è iniziato il processo di frattura della roccia. Gli osservabili che abbiamo a disposizione sono i tempi di arrivo delle fasi sismiche P ed S dirette (si veda l'appendice).

In generale la frattura sismica avviene su un piano, detto piano di faglia. Noi assumiamo di poter considerare la sorgente puntiforme. Questa ipotesi è certamente verificata per terremoti di piccola magnitudo di cui ci occupiamo, in quanto la magnitudo è proporzionale alla superficie di frattura.

In figura 1 è presentata la relazione che lega il tempo di arrivo alla posizione della sorgente.

$$T = \int_L \frac{ds}{v} \quad (1)$$

Nell'equazione 1, T rappresenta il travel time, L il percorso del raggio e v la velocità delle onde sismiche.

Come si vede, la localizzazione è un problema non lineare in quanto la dipendenza dalla posizione della sorgente è nel dominio di integrazione L.

Il tempo di arrivo dipende anche dal modello di velocità, quindi per localizzare un terremoto dobbiamo conoscerlo.

La localizzazione è in definitiva un problema inverso.

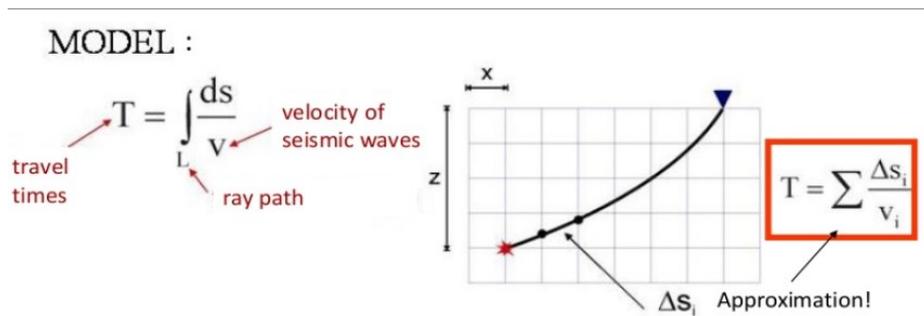


Figura 1: Rappresentazione del modello di propagazione dei raggi sismici.

Nel caso della localizzazione i parametri sono, come detto, la posizione della sorgente ed il tempo origine del terremoto. Il modello è rappresentato dall'equazione in figura 1, che per essere determinata necessita della conoscenza della velocità di propagazione delle onde sismiche nel mezzo in esame, che a sua volta determina il percorso dei raggi sismici.

La soluzione del problema inverso è collegata a quello del problema diretto, che consente di ricavare i dati a partire dai parametri. Questo in quanto i parametri sono determinati minimizzando lo scarto tra gli osservabili previsti dal modello e quelli effettivamente misurati.

Nel caso della localizzazione dei terremoti il metodo diretto si basa sul calcolo dei tempi di arrivo delle onde dalle coordinate ipocentrali e del tempo origine attraverso lo stesso modello propagativo.

Si noti che l'equazione in figura 1 determina il tempo di percorrenza del raggio dalla sorgente al ricevitore (travel time). Gli osservabili sono invece tempi assoluti di arrivo delle fasi sismiche. I due tempi sono collegati dal tempo origine che in questo senso diventa un parametro del modello.

La teoria inversa dunque non solo permette di ricavare la migliore stima dei parametri di un modello ma permette anche di ottenere una stima della bontà dello stesso. Al fine di risolvere un problema inverso sono utilizzabili due approcci:

1. *approccio linearizzato*: dalla linearizzazione della relazione del modello permette di ricavare attraverso iterazioni la soluzione nell'intorno di una soluzione di prova iniziale.
2. *approccio globale*: si basa sulla ricerca di una soluzione ottimale in tutto lo spazio dei parametri. L'approccio utilizzato è di tipo probabilistico e permette di calcolare una distribuzione di probabilità per le coordinate spazio-temporali dell'ipocentro del volume di indagine. La soluzione migliore sarà quella a cui corrisponde la massima probabilità.

## 1.2 Approccio lineare

Questo approccio è implementato nel codice HYPO2000.

Ipotizziamo che un evento sismico si verifichi ad un istante di tempo  $T_0$  in una posizione ipocentrale  $\mathbf{x}_h = (x_h, y_h, z_h)$ . Indichiamo con  $\mathbf{x}_i = (x_i, y_i, z_i)$  le posizioni delle  $N$  stazioni sismiche che registrano l'evento e con  $d'_i$  il tempo di primo arrivo dell'onda  $P$  alla stazione  $i$ -esima.

Questo tempo risulta essere la somma tra il tempo di origine dell'evento  $T_0$  ed il tempo di percorso dalla sorgente alla stazione  $i$ -esima:

$$d'_i = T_0 + T(\mathbf{x}_h, \mathbf{x}_i) \quad (2)$$

E' possibile rappresentare questi tempi all'interno di una matrice colonna di dimensione  $N$  nello spazio dei dati  $D$ :

$$\mathbf{d}' = \begin{pmatrix} d_1 \\ \vdots \\ d_N \end{pmatrix} \quad (3)$$

Si può definire un'analogha matrice colonna di dimensione  $M$  per i parametri del modello:

$$\mathbf{m} = \begin{pmatrix} m_1 \\ \vdots \\ m_M \end{pmatrix} \quad (4)$$

che nel caso in esame sono la posizione ipocentrale e il tempo origine.

$$\mathbf{m} = (x_h, y_h, z_h, T_0) \quad (5)$$

In modo del tutto generale il problema inverso può essere rappresentato come

$$\mathbf{d}' = g(\mathbf{m}) \quad (6)$$

e consiste nella stima dei parametri del modello che meglio riproduce i dati osservati.

Nell'approccio linearizzato si utilizza la conoscenza a priori di una soluzione di riferimento iniziale.

Nota la soluzione di prova iniziale  $\mathbf{m}^0$ , si calcolano i dati teorici  $d^0 = g(\mathbf{m}^0)$  per le  $N$  stazioni.

Dato che la soluzione di prova può non essere coincidente con la soluzione, è plausibile che i dati  $d^0$  non coincideranno con quelli osservati.

Si può procedere alla ricerca di perturbazioni  $\Delta m^0$  ai parametri che definiscono la soluzione di prova

$$m_j = m_j^0 + \Delta m_j^0 \quad (7)$$

così da ottenere dati teorici più consistenti con quelli osservati.

Nel caso in esame, il modello è fortemente non lineare. Anche nel più semplice caso di propagazione in un modello omogeneo con velocità  $v$ , la relazione è del tipo

$$d'_i = T_0 + \frac{\sqrt{(x_i - x_h)^2 + (y_i - y_h)^2 + (z_i - z_h)^2}}{v} \quad (8)$$

Usando un approccio perturbativo si può assumere che almeno localmente, nell'intorno della soluzione di prova, la relazione tra i parametri e i dati sia approssimabile da una relazione lineare.

Espandiamo dunque la relazione precedente in serie di Taylor al primo ordine intorno al modello iniziale  $\mathbf{m}^0$

$$d'_i \approx d_i^0 + \sum_{j=1}^4 \left. \frac{\partial d'_i}{\partial m_j} \right|_{m^0} \Delta m_j^0 \quad (9)$$

dove

$$m_j = m_j^0 + \Delta m_j^0 \quad (10)$$

E' possibile riarrangiare questa equazione in termini della differenza tra i dati osservati e i dati predetti

$$\Delta d_i^0 = d'_i - d_i^0 \approx \sum_{j=1}^4 \left. \frac{\partial d'_i}{\partial m_j} \right|_{m^0} \Delta m_j^0 \quad (11)$$

Si può porre

$$G_{ij}^0 = \left. \frac{\partial d'_i}{\partial m_j} \right|_{m^0} \quad (12)$$

in modo da ottenere

$$\Delta d_i = \sum_{j=1}^4 G_{ij} \Delta m_j \quad (13)$$

o in forma più compatta

$$\mathbf{\Delta d} = \mathbf{G} \mathbf{\Delta m} \quad (14)$$

Questa equazione in realtà rappresenta un sistema di equazioni lineari che si può trascrivere in forma esplicita come:

$$\begin{pmatrix} \Delta d_1 \\ \Delta d_2 \\ \vdots \\ \Delta d_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} G_{11} & G_{12} & G_{13} & G_{14} \\ G_{21} & G_{22} & G_{23} & G_{24} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ G_{n1} & G_{n2} & G_{n3} & G_{n4} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \Delta m_1 \\ \Delta m_2 \\ \vdots \\ \Delta m_4 \end{pmatrix} \quad (15)$$

in cui  $n$  è il numero di dati osservati.

Per la risoluzione si valuta lo scarto tra il singolo dato e la stima teorica al variare dei parametri del modello nel problema diretto.

Ad ogni dato possiamo associare un *errore di predizione* tra la stima teoria e il dato osservato:

$$e_i = d^{obs} - d^{teo} \quad (16)$$

La soluzione del problema inverso sarà data dai parametri che rendono minima la somma dei moduli degli errori di predizione.

Il metodo dei minimi quadrati si fonda sulla ricerca di parametri che minimizzino la norma quadra dell'errore di predizione, anche detto residuo

$$E = \sum_{i=1}^N |e_i|^2 \quad (17)$$

Il vettore  $\mathbf{e}$  dato da

$$\begin{pmatrix} e_1 \\ e_2 \\ \vdots \\ e_n \end{pmatrix} \quad (18)$$

si esprime secondo le relazioni

$$e_k = d_k - G_k \mathbf{m} = d_k - \sum_{j=1}^M G_{kj} m_j \quad (19)$$

in cui  $G_k$  è la  $k$ -esima riga della matrice  $G$ .

In forma compatta queste equazioni di esprimono come

$$\mathbf{e} = \mathbf{d} - \mathbf{G}\mathbf{m} \quad (20)$$

Ciò che deve essere minimizzata è la funzione

$$\begin{aligned} E &= \sum_{i=1}^N e_i^2 = \mathbf{e}^T \mathbf{e} = (\mathbf{d} - \mathbf{G}\mathbf{m})^T (\mathbf{d} - \mathbf{G}\mathbf{m}) = \\ &= \sum_{i=1}^N \left[ d_i - \sum_{j=1}^M G_{ij} m_j \right] \left[ d_i - \sum_{k=1}^M G_{ik} m_k \right] \end{aligned} \quad (21)$$

Si calcolano dunque le derivate parziali della funzione  $E$  rispetto ai parametri  $m_i$  e si pongono pari a 0, ottenendo un sistema di equazioni che, utilizzando la notazione matriciale, si esprimono come:

$$\mathbf{G}^T \mathbf{G}\mathbf{m} - \mathbf{G}^T \mathbf{d} = 0 \quad (22)$$

Assumendo che esista la matrice inversa  $(\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1}$ , cioè che il determinante  $|\mathbf{G}^T \mathbf{G}| \neq 0$  la soluzione all'equazione (23) è data da

$$\mathbf{m}^{est} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{d} \quad (23)$$

che rappresenta la soluzione ai minimi quadrati del problema inverso lineare  $\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m}$ .

Si può definire una *matrice inversa generalizzata*  $\mathbf{G}^{-g}$ , che consente di scrivere la soluzione del problema inverso come

$$\mathbf{m}^{est} = \mathbf{G}^{-g} \mathbf{d} \quad (24)$$

Nel caso della soluzione ai minimi quadrati, la matrice inversa generalizzata è semplicemente data da

$$\mathbf{G}^{-g} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \quad (25)$$

### 1.2.1 Assegnazione di un peso ai dati del modello

I dati, essendo misure di quantità fisiche osservabili, sono affetti da errori dovuti al procedimento di misura stessa. Per esempio, consideriamo la misura del tempo di arrivo della prima onda  $P$  effettuata a distanza crescente dalla sorgente. A parità di rumore ambientale nelle diverse stazioni sismiche, per la minore attenuazione del segnale, le onde  $P$  avranno ampiezza maggiore nelle stazioni più vicine alla sorgente e saranno più chiaramente distinguibili rispetto al rumore di fondo.

E' così utile associare una maggiore "importanza" ai dati ottenuti in prossimità della sorgente, che saranno meno influenzate dal rumore.

Si può introdurre un coefficiente di peso  $w_i$  al dato  $i$ -esimo.

Data la normalizzazione dei pesi si ha ovviamente

$$w_i < 1 \quad (26)$$

e

$$\sum_{i=1}^N w_i = 1 \quad (27)$$

La funzione da minimizzare, che rappresenta la norma del vettore  $e$ , va ora riscritta come

$$E = \sum_{i=1}^N w_i (d_i - \mathbf{G}\mathbf{m})^2 = \mathbf{e}^T \mathbf{W} \mathbf{e} \quad (28)$$

in cui  $\mathbf{W}$  è una matrice quadrata di ordine  $N$

$$\mathbf{W} = \begin{pmatrix} w_1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & w_2 & \dots & 0 \\ 0 & 0 & \dots & w_N \end{pmatrix} \quad (29)$$

La soluzione al problema  $\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m}$  nel caso di dati pesati si ottiene minimizzando la formulazione generale dell'errore di predizione [eq.(28)] ed è data da

$$\mathbf{m}^{est} = (\mathbf{G}^T \mathbf{W} \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{W} \mathbf{d} \quad (30)$$

### 1.3 Approccio globale

Se si utilizza un approccio globale probabilistico non si ottiene più l'unica soluzione "migliore" del problema ma una distribuzione di probabilità per le coordinate spazio-temporali dell'ipocentro all'interno di un volume predefinito. La soluzione corrisponde all'insieme di parametri che rendono massima la probabilità.

Il vantaggio dell'utilizzo di un metodo globale è dato dall'accurata informazione sull'incertezza delle soluzioni e sui dati.

Il metodo consiste nella scelta di una regione di indagine e nella sua discretizzazione in una griglia tridimensionale: per ogni nodo della griglia vengono calcolati i tempi di percorso teorici delle onde alle stazioni sismiche utilizzando come sorgente proprio il nodo.

Viene costruita la densità di probabilità come funzione dei residui tra i tempi calcolati e i tempi misurati e al punto di massima probabilità corrisponde la soluzione migliore.

Il metodo utilizzato in questo elaborato si basa sulla formulazione probabilistica dell'inversione presentata da Tarantola e Valette (1982): si assume che la nostra conoscenza sui valori dei parametri sia espressa tramite funzioni di densità di probabilità.

Data una funzione di densità normalizzata  $f(x)$  per un determinato parametro  $x$ , la probabilità che  $x$  assuma un valore compreso tra  $X$  e  $X + \Delta X$  è data da

$$P(X \leq x \leq X + \Delta X) = \int_X^{X+\Delta X} f(x)dx \quad (31)$$

Se le funzioni di densità iniziali sono indipendenti e possiamo esprimere la relazione teorica come una densità di probabilità congiunta, una soluzione completa può essere espressa dalla densità di probabilità, distribuzione a posteriori.

Tarantola e Valette (1982) hanno mostrato che se la relazione teorica e i tempi di arrivo osservati presentano un'incertezza di tipo gaussiano con matrici di covarianza  $C_T$  e  $C_t$  rispettivamente, la funzione densità di probabilità si riduce ad essere:

$$\sigma(x) = K\rho(x)e^{-\frac{1}{2}g(x)} \quad (32)$$

in cui

$$g(x) = [\hat{\mathbf{t}}_0 - \hat{\mathbf{h}}(\mathbf{x})]^T (C_T + C_t)^{-1} [\hat{\mathbf{t}}_0 - \hat{\mathbf{h}}(\mathbf{x})] \quad (33)$$

In questa espressione

- $K$  è un fattore di normalizzazione.
- $\rho(x)$  è la funzione di densità a priori dei parametri del modello.

- $g(x)$  è una funzione di misfit.
- $\hat{\mathbf{t}}_0$  è il vettore dei tempi osservati di arrivo  $\mathbf{t}$  diminuiti della loro media pesata.
- $\hat{\mathbf{h}}$  è il vettore dei travel-time teorici  $\mathbf{h}$  diminuiti della loro media pesata, dove i pesi  $w_i$  sono dati da

$$w_i = \sum_j w_{ij} \quad (34)$$

ove

$$w_{ij} = [(C_T + C_t)^{-1}]_{ij} \quad (35)$$

Con l'operazione di sottrazione della media pesata ai vari travel-time, si elimina dalla definizione di densità di probabilità il tempo origine.

Dunque le relazioni precedenti non tengono conto del tempo origine.

E' stato dimostrato che (Moser et altri,1992) una stima di massima verosimiglianza per il tempo origine corrispondente ad una posizione dell'ipocentro  $\mathbf{x}_H = (x_H, y_H, z_H)$  è data da

$$T_O^{ML} = \frac{\sum_i \sum_j w_{ij} [t_i - h_i(\mathbf{x}_H)]}{\sum_i \sum_j w_{ij}} \quad (36)$$

in cui  $h_i(\mathbf{x}_H)$  rappresenta il tempo di percorso teorico per la stazione i-esima. Questa equazione altro non è che la media pesata dei tempi origine ottenuti dalle singole letture.

### 1.3.1 Il codice NonLinLoc

L'algoritmo di ricerca NonLinLoc permette di ottenere una stima della funzione densità di probabilità a posteriori per la posizione ipocentrale utilizzando diversi approcci per la ricerca e il campionamento nello spazio di indagine. Gli errori nelle osservazione, nelle letture dei tempi di arrivo e nel calcolo dei travel-time teorici sono assunti di tipo gaussiano e ciò permette il calcolo diretto del tempo origine di massima verosimiglianza. In questo modo il problema della localizzazione, che è un problema quadri-dimensionale, si restringe ad un problema tridimensionale nello spazio  $x, y$  e  $z$ . Il codice di localizzazione NLLoc presenta diversi tipi di algoritmi di ricerca, che si differenziano nel modo in cui discretizzano lo spazio di indagine, Grid-search e Metropolis-Gibbs <sup>1</sup>.

---

<sup>1</sup>Per maggiori informazioni sugli algoritmi di ricerca si rimanda a "Probabilistic earthquake location in 3D and layered models:Introduction of a Metropolis-Gibbs method and comparison with linear locations" (Lomax A et altri,2000,Kluver Academic,101-134)

## 2 Applicazione ad eventi sismici

### 2.1 La rete ISNet

In questo elaborato si sono applicati i modelli descritti nel paragrafo precedente ad eventi sismici interni alla rete ISNet.

La rete ISNet (Irpinia Seismic Network) è una rete sismica locale operante nell'Appennino meridionale, nell'area che negli ultimi secoli ha generato terremoti tra i più forti in Italia.

La rete copre un'area di circa 100 km x 70 km, lungo la faglia del terremoto irpino del 23 novembre 1980. Si compone di 29 stazioni sismiche disposte lungo due ellissi immaginarie, concentriche, con asse maggiore parallelo alla direzione della catena appenninica. Lungo l'ellisse più esterna, la distanza media tra le stazioni è di circa 20 km, distanza che si riduce a circa 10 km lungo l'ellisse più interna.

La disposizione geografica della rete è riportata in figura 2.



Figura 2: Disposizione geografica della rete ISNet

Per poter rilevare anche terremoti di debole magnitudo, ogni stazione è dotata di due tipologie di sensori:

- un sensore velocimetrico
- un sensore accelerometrico

Ogni sensore è utilizzato per la rilevazioni delle tre componenti del moto, lungo la direzione verticale, Nord-Sud ed Est-Ovest. I dati registrati vengono inviati telemetricamente al Laboratorio RISSC di Napoli. Ciascuna di queste

registrazioni è detta sismogramma.

All'interno di questo elaborato sono stati utilizzati sismogrammi registrati dalla rete ISNet e reperibili all'indirizzo [www.isnet.fisica.unina.it](http://www.isnet.fisica.unina.it)

## 2.2 Operazione di picking

La rete ISNet registra in continuo. Un sistema automatico individua gli eventi sismici che vengono poi revisionati con cadenza giornaliera. Vengono misurati i tempi di arrivo delle onde P ed S (ove possibile), viene effettuata una localizzazione ed una stima della magnitudo.

I risultati di questo processing vengono riportati sui sismogrammi delle stazioni che hanno registrato l'evento e confluiscono in un bollettino della sismicità che è possibile consultare sul sito [www.isnet.fisica.unina.it](http://www.isnet.fisica.unina.it). Va anche detto che i sismogrammi ed i risultati del processing vengono anche integrati nel database della sismicità nazionale mantenuto dall'INGV.

Nella figura 3 sono mostrati i sismogrammi relativi al velocimetro installato nella stazione SRN3 relativi all'evento 16767r, avvenuto il 2019-03-13 alle 14:41:38 UTC nei pressi di Picerno, avente magnitudo locale  $M_L = 2.0$ .

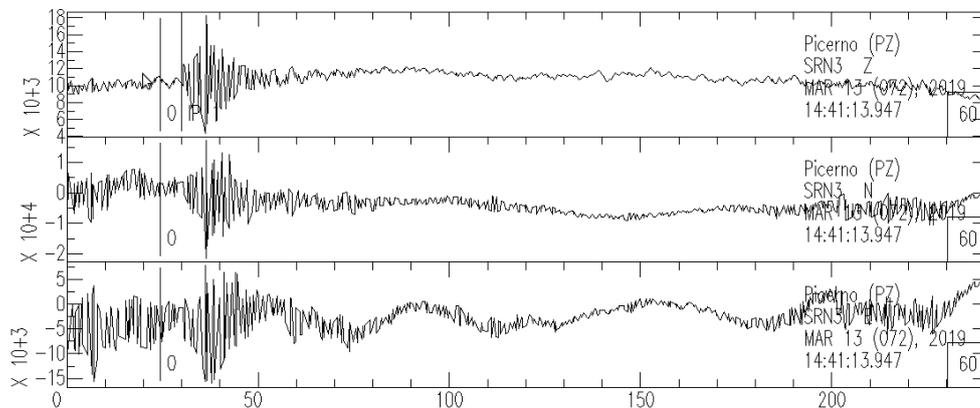


Figura 3: Sismogramma relativo al velocimetro della stazione SRN3 nell'evento 16767r

Il primo sismogramma, relativo alla componente verticale, consente di identificare l'arrivo dell'onda P diretta. Non è stato possibile invece individuare l'arrivo S.

Come si vede, sui sismogrammi è riportato il tempo origine e (in questo caso) il tempo di arrivo P. A scopo didattico ho effettuato la lettura dei tempi di arrivo su tracce che non riportano le letture effettuate per il bollettino per

alcuni eventi registrati dalla rete ISNet.

A tale scopo ho imparato ad usare il codice SAC (Seismic Analysis Code), uno strumento standard per l'analisi di dati sismici, ma utilizzabile per l'analisi di una qualunque serie temporale.

L'operazione di misura dei tempi di arrivo è detta picking. Si noti che la determinazione di tali tempi viene effettuata dallo sperimentatore su una base quasi esclusivamente visuale.

Il codice permette di assegnare ad ogni pick un peso, che indica l'incertezza stimata dallo sperimentatore sulla lettura da lui effettuata. Il peso da associare al dato si basa sull'ampiezza dell'intervallo in secondi di incertezza temporale dell'arrivo dell'onda alla stazione.

Indicando con  $e$  tale ampiezza, SAC permette di associare uno tra cinque possibili pesi ad ogni dato:

- 0: se  $e < 0,05s$ .
- 1: se  $0,05s \leq e < 0,1s$
- 2: se  $0,1s \leq e < 0,2s$
- 3: se  $0,2s \leq e < 0,5s$
- 4: se  $e \geq 0,5s$

Dunque minore sarà il peso associato al dato, maggiore sarà la precisione con la quale si individua il dato stesso.

Per ogni gruppo di tre sismogrammi si è effettuato il pick della fase P e della fase S. Generalmente i pesi associati ai dati relativi alle onde S sono maggiori al più uguali a quelli dell'onda P della stessa stazione, a causa del fatto che le onde S dirette sono meno facilmente distinguibili delle onde P che si riconoscono perchè segnano l'inizio del sismogramma, mentre le onde S arrivano nel treno d'onda successivo.

Riferendosi per esempio all'evento riportato in figura 3, è possibile confrontare il pick effettuato dalla rete ISNet con il pick da me effettuato. La figura 4 riporta il pick effettuato manualmente per la stazione SRN3 nell'evento 16767r.

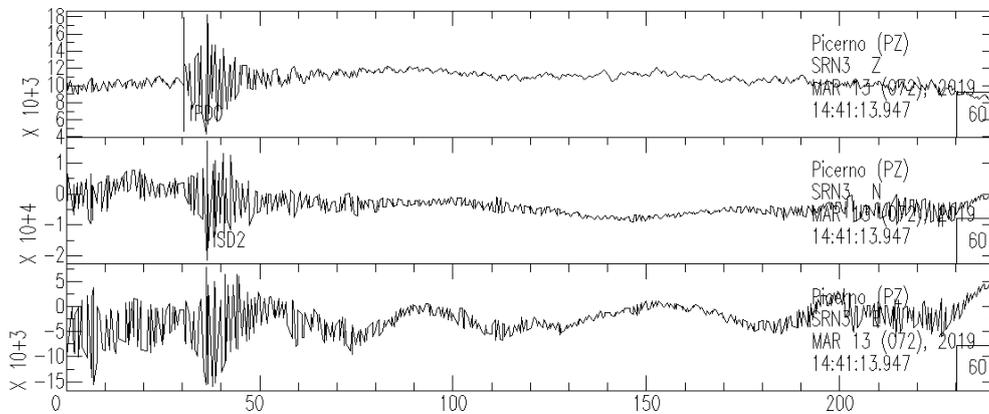


Figura 4: Pick manuale del sismogramma relativo alla stazione SRN3 nell'evento 16767r

Si può confrontare l'operazione di pick manuale con il pick riportato nel bollettino presente nella figura 5, identica alla figura 3

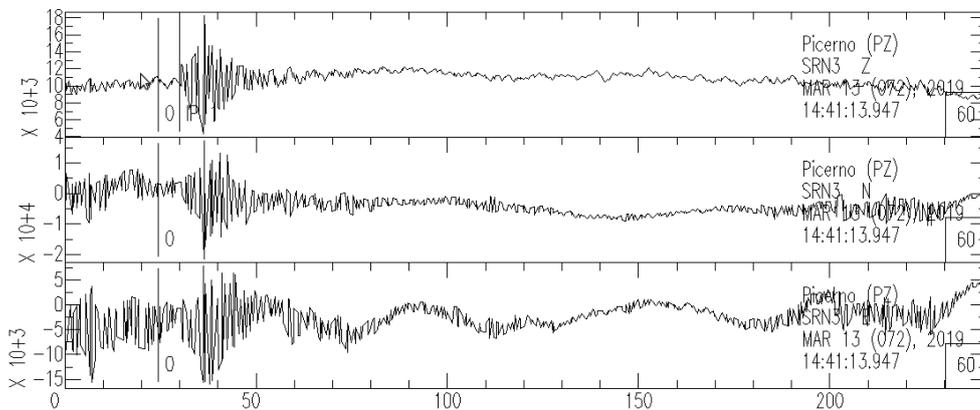


Figura 5: Pick di bollettino relativo alla stazione SRN3 nell'evento 16767r

Per quanto concerne il tempo di arrivo P al sismogramma, è possibile notare come i due istanti siano quasi coincidenti. Ciò che differenzia i due dati è il peso ad essi associato. Nell'operazione di picking manuale è stato associato un peso 0 alla misura, mentre il bollettino ha attribuito un peso 1 al pick. Ho ritenuto anche di essere riuscito ad individuare l'arrivo S, al contrario di quello che hanno fatto i revisori del bollettino, al quale ho associato un peso 2.

## 2.3 L'evento 16767r

Durante la preparazione di questo elaborato sono stati analizzati diversi eventi interni alla rete ISNet, di cui si riportano l'evento 16767r e l'evento 16634r. L'evento 16767r, così come riportato dal bollettino, si è verificato il 2019-03-13 alle ore 14:41:38 UTC nei pressi di Picerno, di magnitudo locale 2.0. Le coordinate ipocentrali sono state rilevate in posizione:

- Latitudine: 40.640 N
- Longitudine: 15.698 E
- Profondità: 4.9 km

Come valori per gli errori sulla localizzazione sono stati utilizzati i valori provenienti dall'analisi con il codice HYPO2000 utilizzando i picks del bollettino, in quanto i risultati ottenuti coincidono con quelli sopra riportati. L'errore orizzontale è pari a 0.7 km, l'errore verticale è pari a 0.8 km. L'evento è stato registrato da 11 stazioni della rete, ubicate come riportato in figura 6 con il colore rosso:

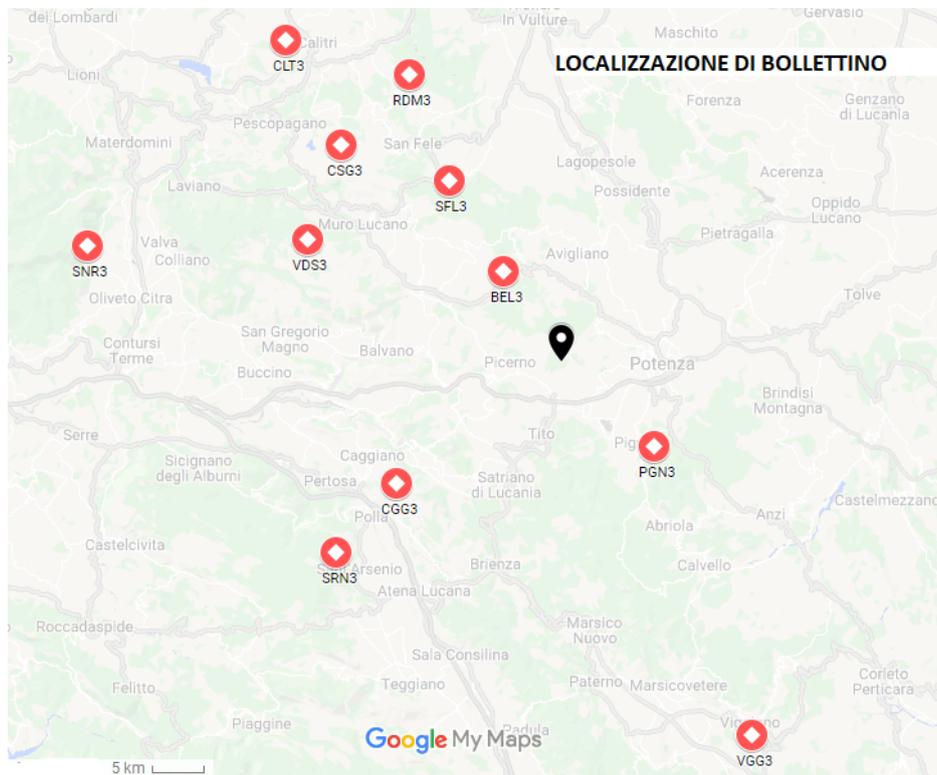


Figura 6: Localizzazione dell'evento 16767r dal bollettino (nero).

Si riporta ora l'analisi dell'evento utilizzando il codice NonLinLoc sui picks effettuati manualmente.

Le stazioni interessate dall'evento sono: BEL3, PGN3, SFL3, CGG3, CSG3, RDM3, SRN3, VDS3, VGG3, CLT3, SNR3.

Di tali stazioni sono stati considerati i tempi di arrivo P ed S ad eccezione della stazione VGG3 per la quale è stato effettuato il pick della sola fase P a causa della difficile lettura del sismogramma S.

In totale sono state dunque utilizzate 21 fasi sismiche per la localizzazione, così divise per pesi:

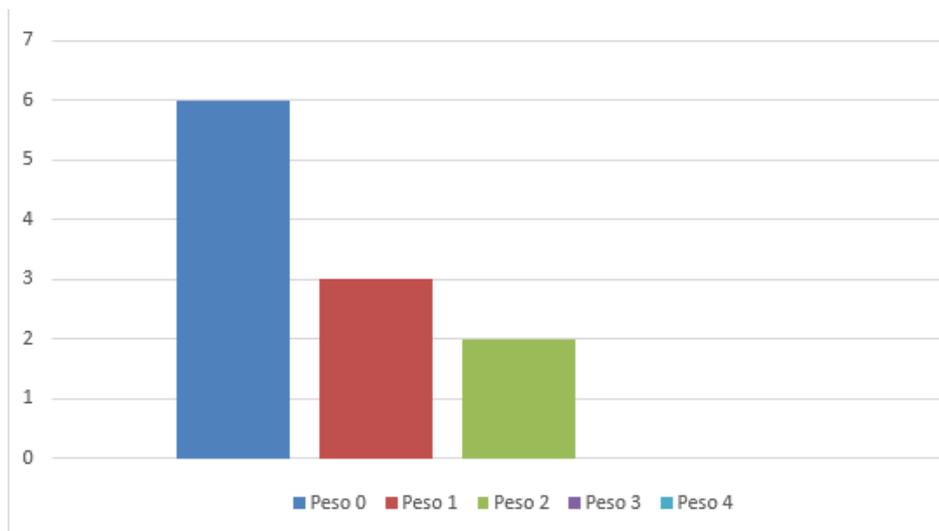


Figura 7: Pick della fase P nell'evento 16767r

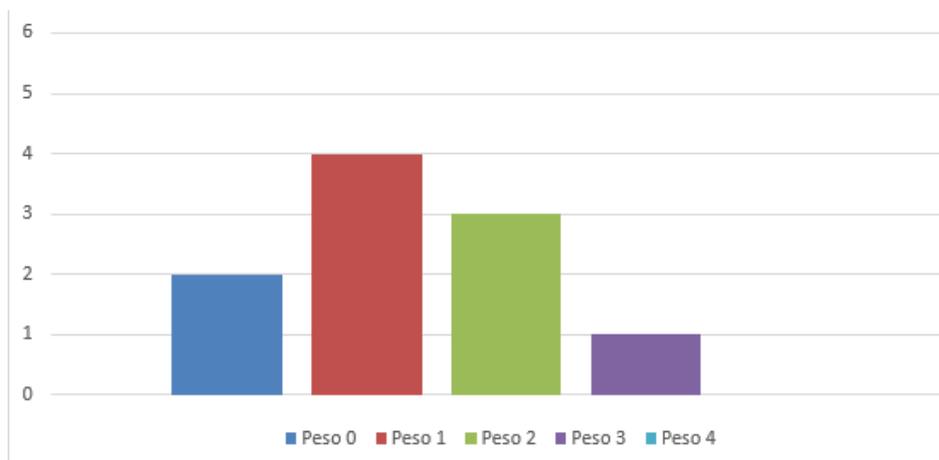


Figura 8: Pick della fase S nell'evento 16767r

Come modello di velocità delle onde nel mezzo è stato utilizzato il modello 1-D Matrullo (Matrullo et altri,2013), che presenta un rapporto tra le velocità delle due fasi  $v_P/v_S = 1.85$ .

Utilizzando il codice si ottengono i seguenti risultati per la localizzazione:

- Latitudine: 40.6880 N
- Longitudine 15.6362 E
- Tempo origine: 2019-03-13 14:41:37.3 UTC
- Profondità:  $8.7 \pm 0.2$  km

L'errore orizzontale è stato stimato in 0.2 km.

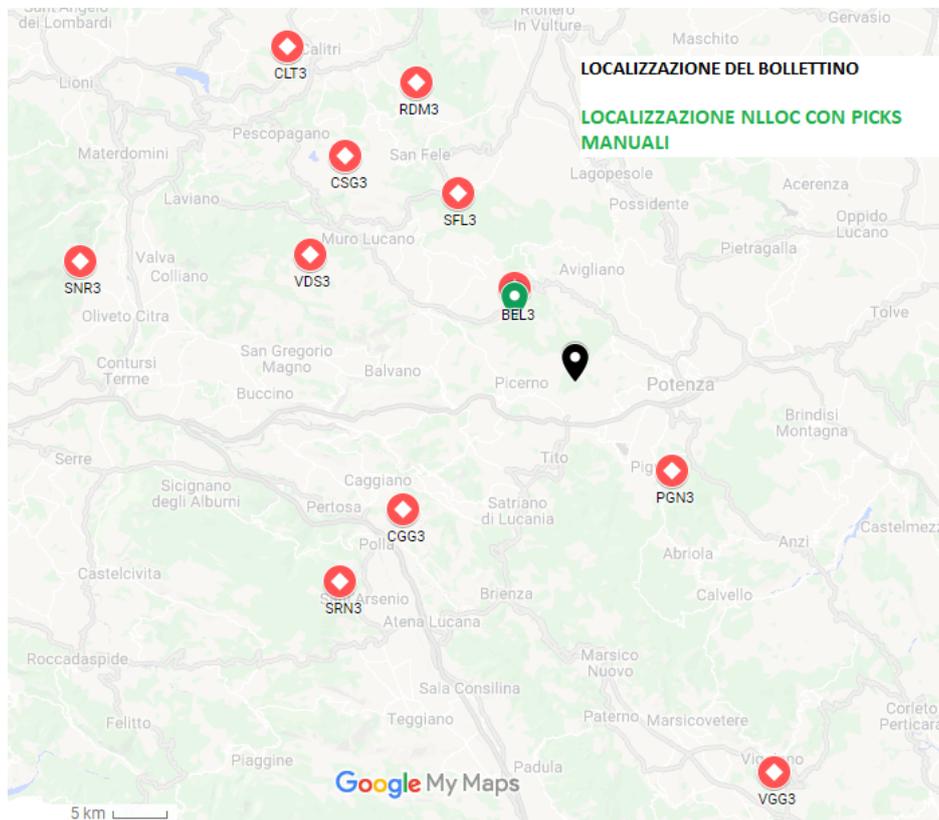


Figura 9: In verde la localizzazione dell'evento 16767r con metodo non lineare utilizzando pick manuali, in nero la localizzazione da bollettino.

La distanza tra la localizzazione utilizzando questo metodo e la localizzazione del bollettino è pari a 7.3 km. Come indicatore della qualità del risultato si riporta l'RMS.

L'RMS (Root Mean Square) è lo scarto quadratico medio dei tempi su tutte le  $N$  stazioni. Per questa localizzazione  $RMS=2.07$  s.

Il valore elevato dell'RMS è attribuibile ad un picking manuale non sufficientemente accurato, il che dimostra che l'operazione di picking necessita di un adeguato training. A causa di ciò, il risultato ottenuto risulta non essere consistente con il valore riportato dalla rete

Per visualizzare la distribuzione di probabilità descritta nel capitolo 1 è stato utilizzato il programma Seismicity Viewer(SV). SV consente di visualizzare i risultati ottenuti dalla localizzazioni secondo diverse viste di cui si riportano la vista in pianta e vista in verticale dell'evento.

All'interno delle figure è stato tracciato l'ellissoide di confidenza al 68 %.

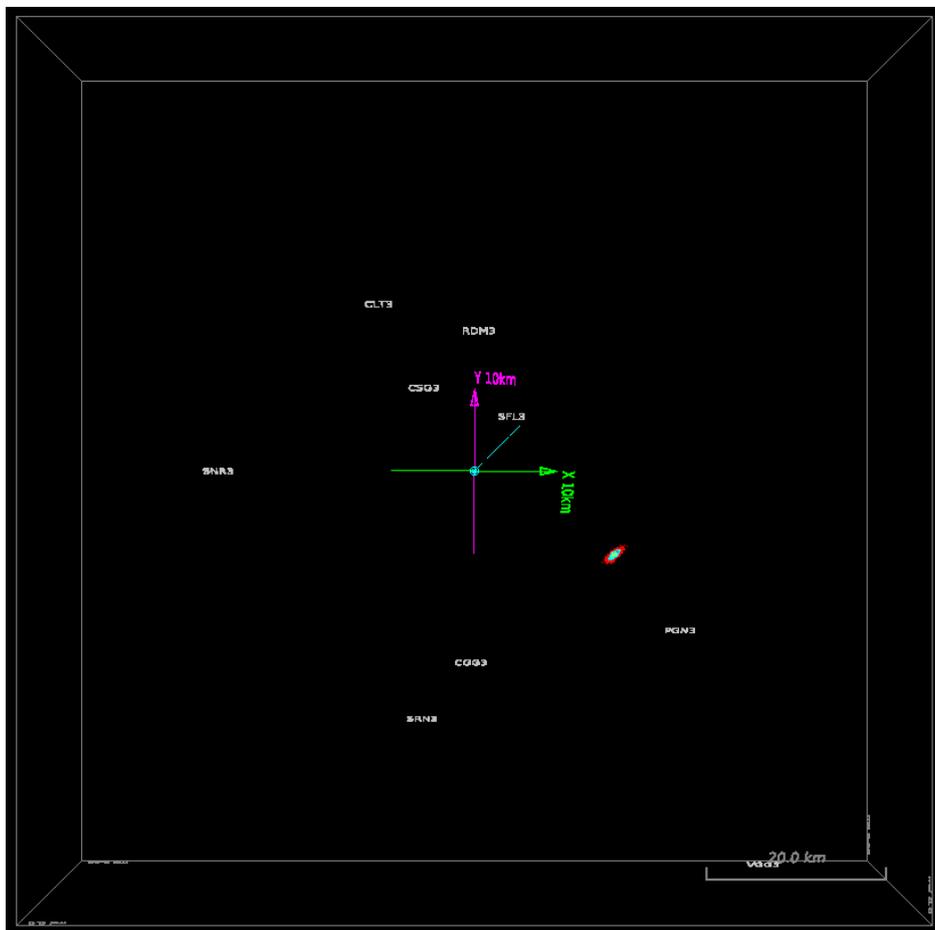


Figura 10: Visione in pianta dell'evento 16767r

La figura 10 contiene al suo interno le stazioni utilizzate nella localizzazione. Per visualizzare al meglio la distribuzione di probabilità, se ne riporta

un ingrandimento nella figura 11

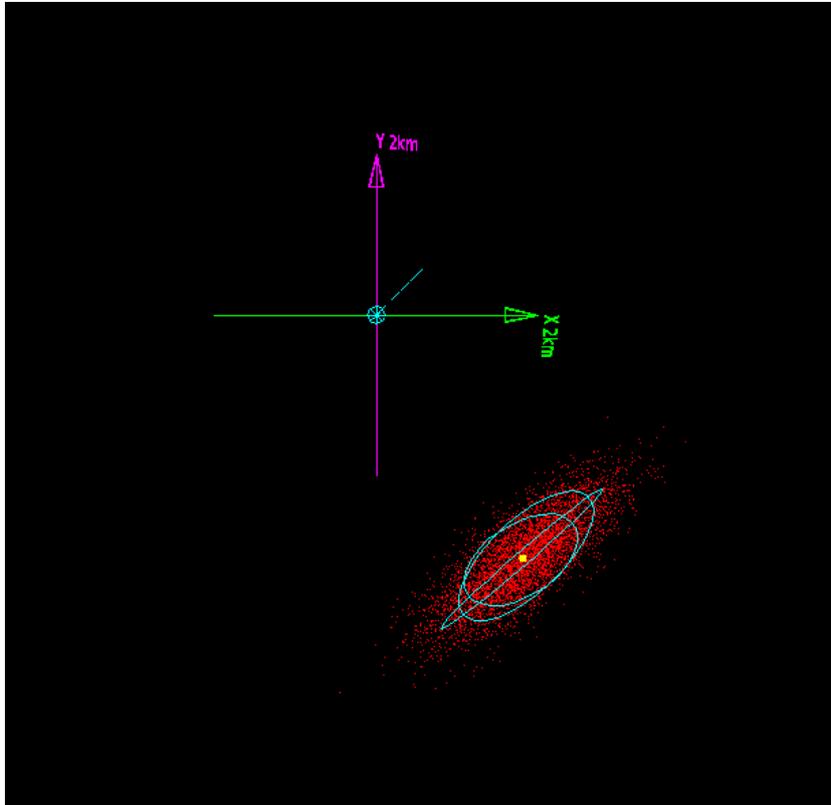


Figura 11: Ingrandimento della visione in pianta dell'evento 16767r

Come è possibile osservare dalla figura 11 i punti esplorati si addensano nella zona di massima probabilità mentre si diradano al di fuori dell'ellissoide di confidenza. Si nota inoltre la direzione di orientazione verso destra dell'ellissoide, a causa della non totale copertura azimutale delle stazioni per questo evento.

Le successive figure 12 e 13 mostrano la visione in verticale dell'evento 16767r.

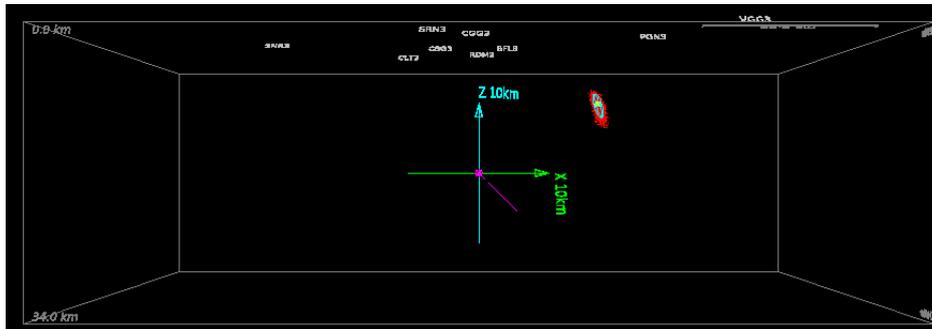


Figura 12: Visione in verticale dell'evento 16767r

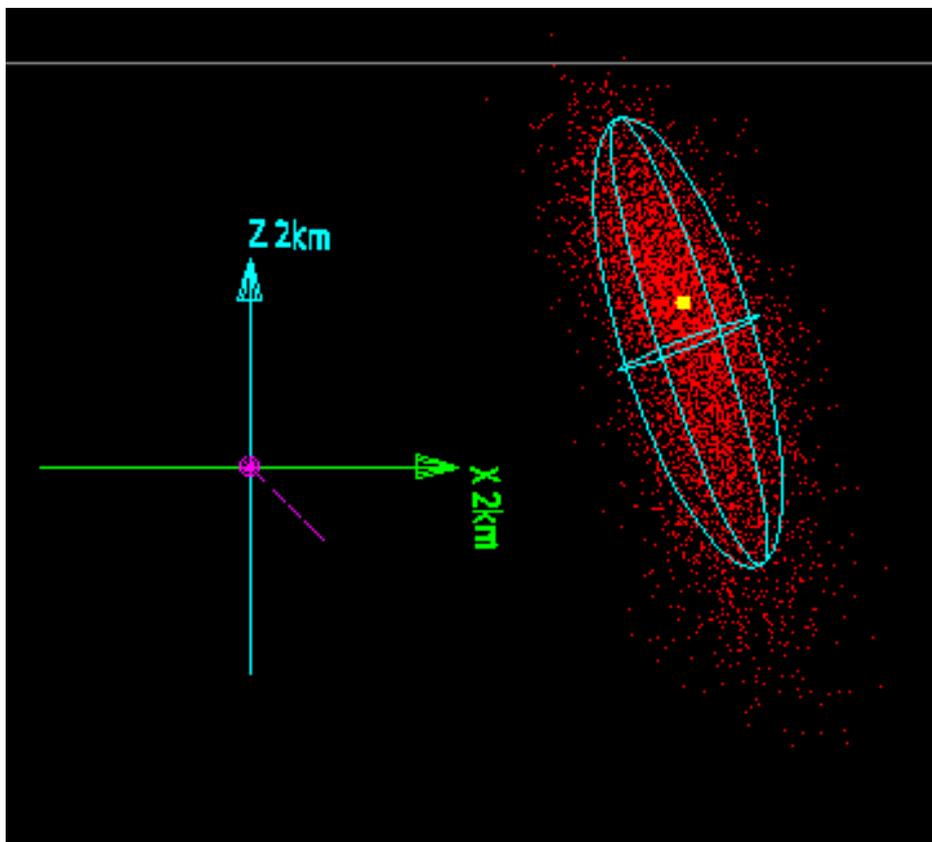


Figura 13: Ingrandimento della visione in verticale dell'evento 16767r

L'evento 16767r è stato analizzato con il metodo non lineare anche utilizzando i picks provenienti direttamente dal bollettino, in modo da avere un confronto diretto per la qualità dell'operazione manuale di picking. Si sono ottenuti i seguenti risultati:

- Latitudine: 40.6459 N
- Longitudine: 15.7085 E
- Tempo origine: 2019-03-13 14:41:38.0 UTC
- Profondità:  $6.6 \pm 0.9$  km

L'errore orizzontale in questa localizzazione è pari a 0.5 km. Utilizzando questi dati, l'RMS calcolato risulta essere pari a 0.20 s. Questo valore è sensibilmente minore dell'RMS della localizzazione con picks manuali in quanto i dati del bollettino vengono ulteriormente revisionati dagli operatori della rete ISNet, che godono di esperienza con questa operazione. In figura 14 si confrontano le localizzazione dell'evento con i diversi picks utilizzando il codice NLLOC.

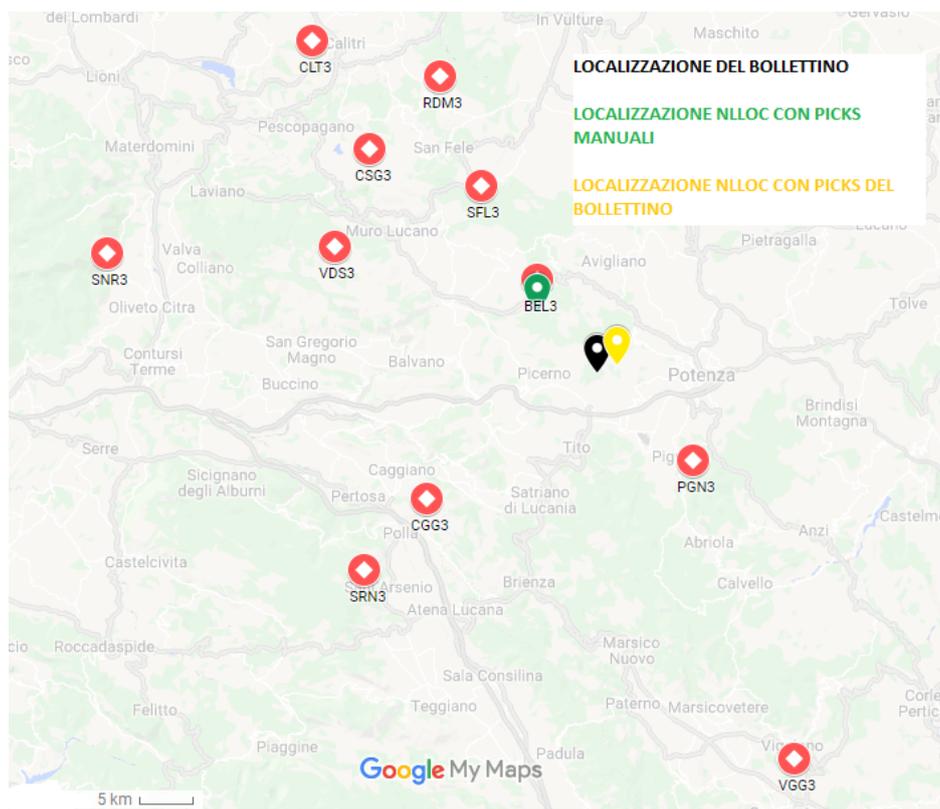


Figura 14: In giallo la localizzazione dell'evento 16767r con metodo non lineare utilizzando i picks del bollettino, confrontata con la localizzazione utilizzando picks manuali (verde) e localizzazione del bollettino (nero).

La figura 15 mostra il confronto tra la localizzazione non lineare utilizzando i picks del bollettino e la localizzazione del bollettino.



Figura 15: In giallo la localizzazione non lineare dei picks del bollettino (giallo) confrontata con la localizzazione da bollettino (nero)

La distanza tra le due localizzazioni è pari a 1.1 km. Utilizzando dunque gli accurati picks del bollettino, le localizzazioni con il metodo lineare (i cui risultati coincidono con i valori del bollettino precedentemente riportati) e il metodo non lineare sono consistenti entro gli errori sperimentali.

Lo stesso evento è stato analizzato attraverso il codice HYPO2000, che permette la localizzazione utilizzando un metodo lineare. Utilizzando i picks del bollettino si è notato come i risultati della localizzazione siano coincidenti con i valori del bollettino, sinonimo che la localizzazione della rete ISNet si basa su questo metodo. Si riportano di seguito i risultati della localizzazione dell'evento tramite il codice HYPO2000 utilizzando i picks manuali:

- Latitudine: 40.9692 N
- Longitudine: 15.7495 E
- Tempo origine: 2019-03-13 14:41:37.8 UTC

- Profondità:  $3.0 \pm 1.5$  km
- RMS: 1.27 s.

L'errore orizzontale stimato in questa analisi è pari a 3.4 km. Nella figura 16 si riportano i confronti con la localizzazione del bollettino e con la localizzazione con il metodo non lineare usando gli stessi picks manuali.

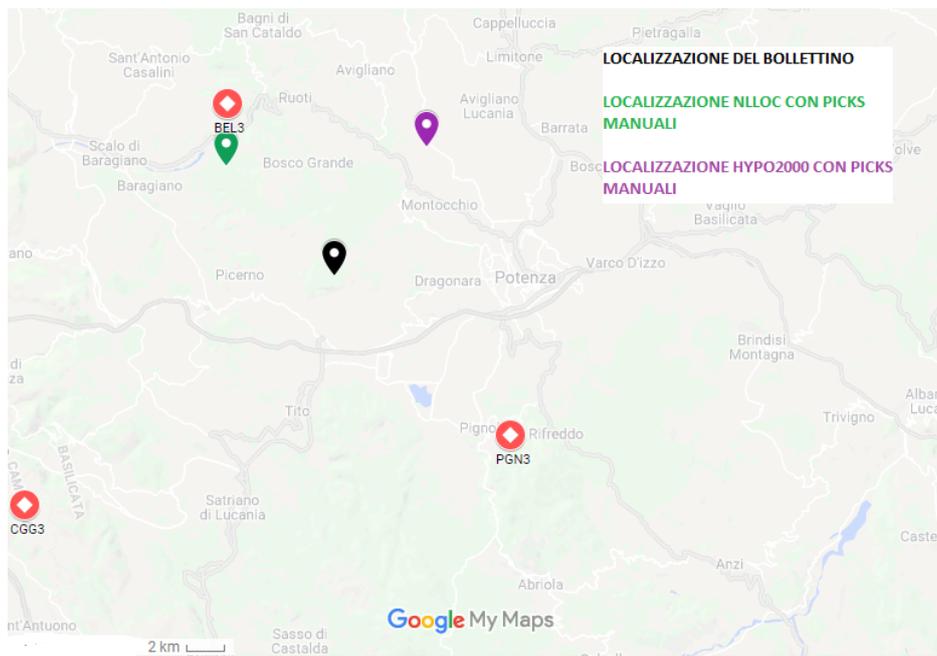


Figura 16: In viola la localizzazione dell'evento 16767r con metodo lineare con picks manuali, confrontata con la localizzazione non lineare degli stessi picks (verde) e la localizzazione da bollettino (nero)

I valori della localizzazione utilizzando picks manuali ottenuti utilizzando HYPO2000 e NLLOC distano 9.6 km dunque risultano, a causa della non perfetta qualità dell'operazione di picking, non consistenti tra di loro.

## 2.4 L'evento 16634r

L'evento 16634r è stato un evento che ha avuto origine il 2017-10-26 alle ore 22:38:35 UTC nei pressi di Padula e localizzato nelle seguenti coordinate:

- Latitudine: 40.329 N
- Longitudine: 15.640 E
- Profondità:  $7.2 \pm 1.0$  km

L'errore orizzontale è pari a 0.9 km

Data l'elevata magnitudo dell'evento ( $M_L=4.0$ ), il terremoto è stato registrato da 19 stazioni della rete: MRN3, SRN3, ST3, VGG3, CGG3, VDP3, SCL3, COL3, SFL3, VDS3, CSG3, SNR3, RDM3, AND3, LIO3, NSC3, RSF3, SSB3, AVG3, segnate in rosso nella seguente figura 17.



Figura 17: Localizzazione dell'evento 16634r dal bollettino

Si riporta l'analisi dell'evento con il codice NonLinLoc.  
Si è effettuato il picking manuale dei tempi di arrivo delle onde P ed onde

S alle stazioni dai velocimetri, tranne che per le stazioni MRN3, VGG3, VDP3, CSG3 e AVG3, che presentavano unicamente le tracce relative agli accelerometri. Sono state individuate tutte le fasi P riferite all'evento, mentre sono state individuate 17 fasi S a causa della difficile lettura del sismogramma delle stazioni SNR3 e RDM3. Sono state dunque utilizzate 36 fasi sismiche per la localizzazione dell'evento, distribuite per pesi secondo le figure 18 e 19:

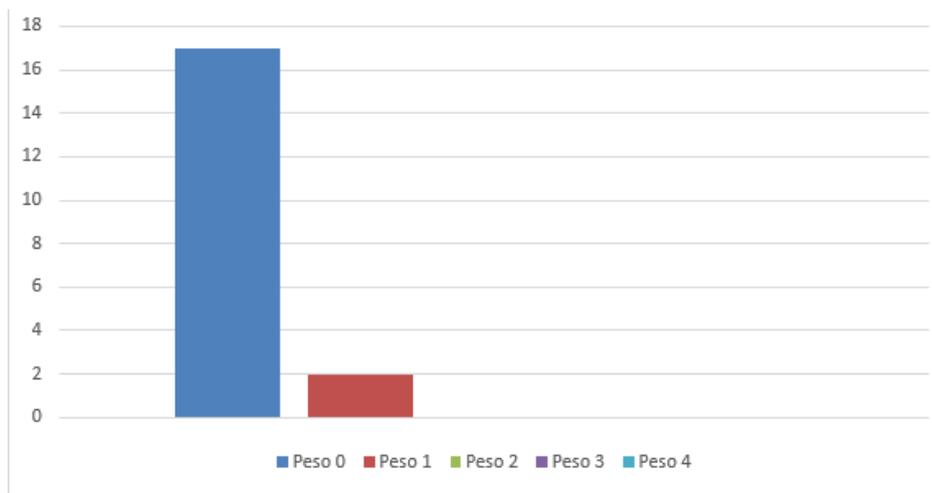


Figura 18: Picks della fase P nell'evento 16634r

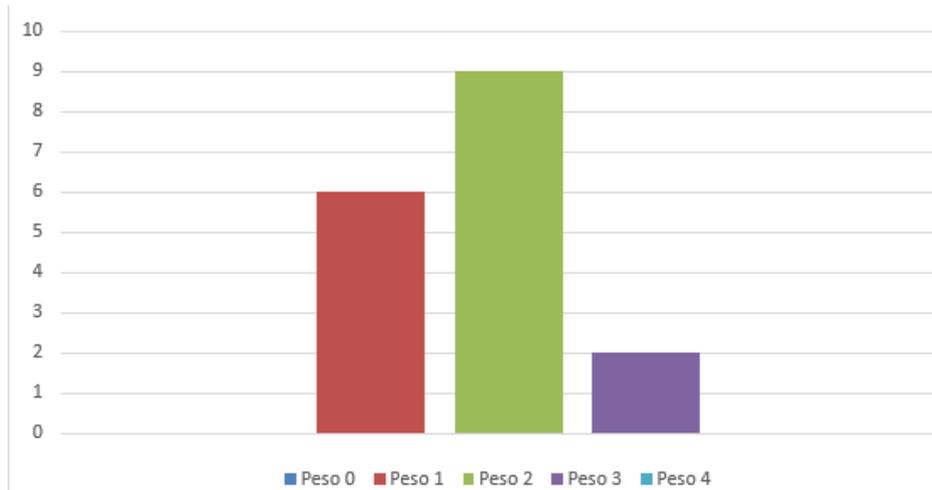


Figura 19: Picks della fase S nell'evento 16634r

Utilizzando lo stesso procedimento dell'evento precedente e lo stesso modello di velocità, si sono ottenuti i seguenti risultati per la localizzazione:

- Latitudine: 40.2884 N
- Longitudine: 15.6195 E
- Tempo origine: 2017-10-26 22:38:34.5 UTC
- Profondità:  $8.4 \pm 0.2$  km
- RMS: 1.24 s

L'errore orizzontale per questo evento è pari a 0.3km.

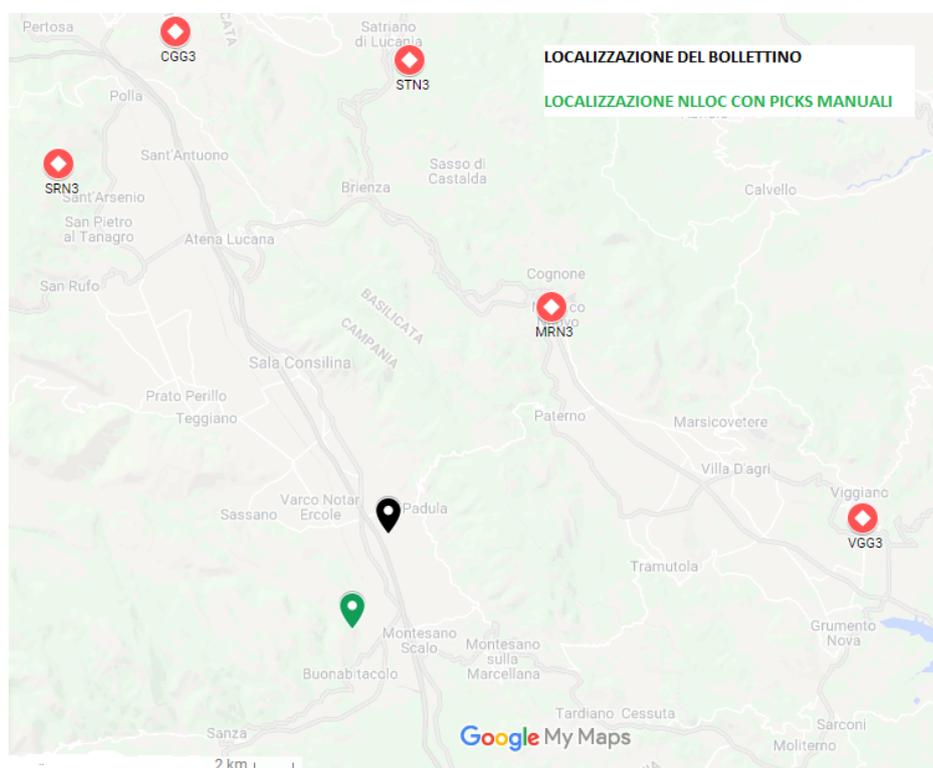


Figura 20: In verde la localizzazione dell'evento 16634r con metodo non lineare utilizzando picks manuali, in nero la localizzazione da bollettino.

I dati sono stati processati tramite il programma SV per la visualizzazione della distribuzione di probabilità.

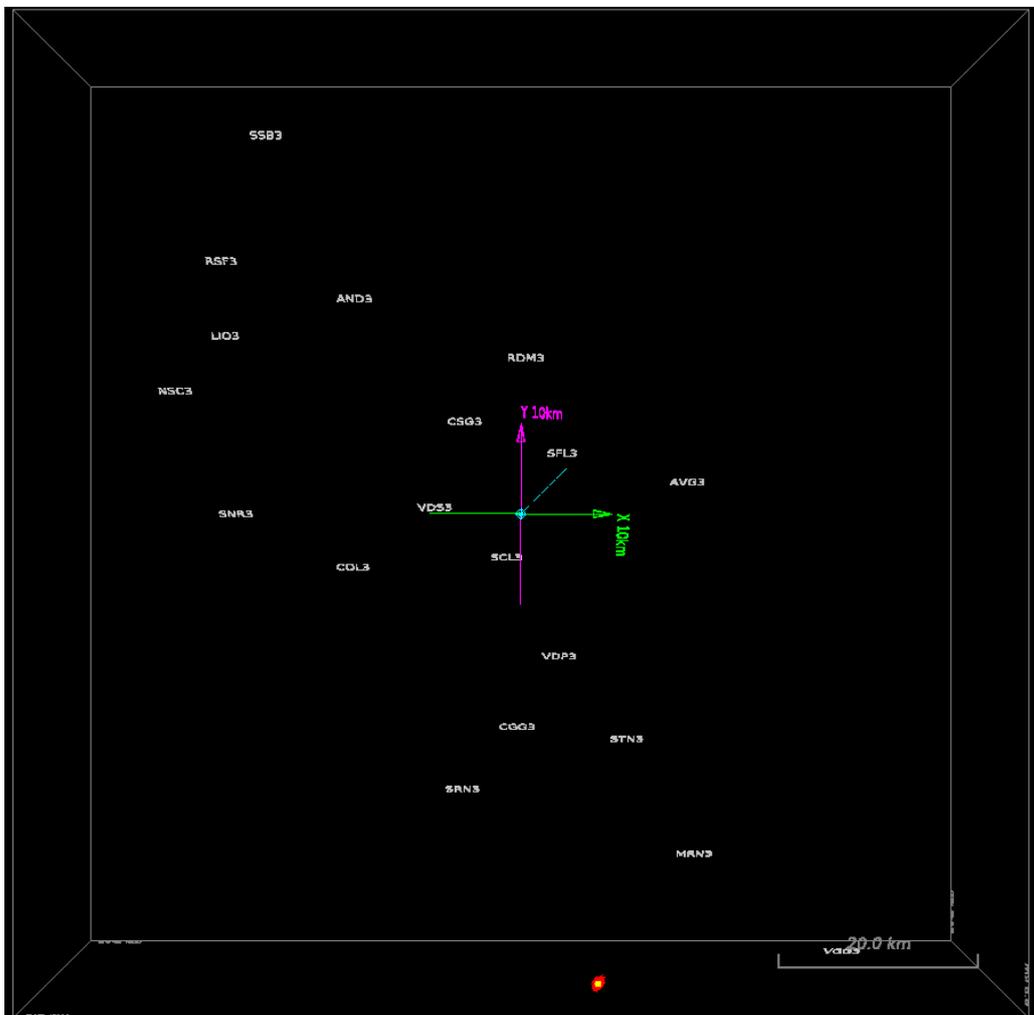


Figura 21: Visione in pianta dell'evento 16634r

Nella figura 21 si osserva come la distribuzione di probabilità sia posizionata nelle posizioni confinanti il limite di registrazione della rete, il che ha reso più complessa la trattazione di questo evento. Come nel caso precedente, la scarsa copertura azimutale delle stazioni per questo evento mostra una direzione privilegiata per la distribuzione di probabilità.



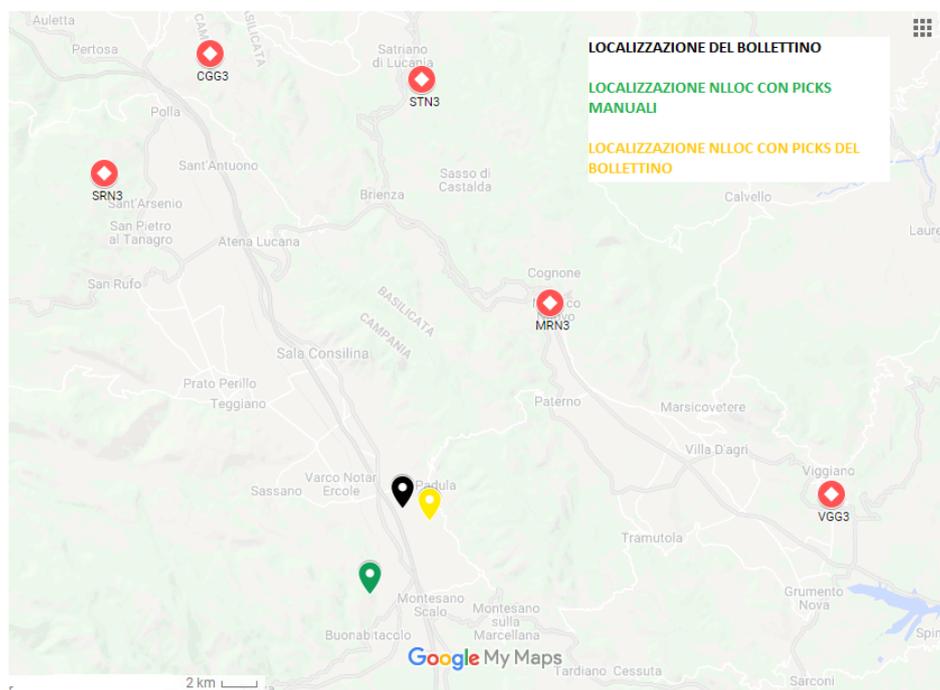


Figura 23: In giallo la localizzazione dell'evento 16634r con metodo non lineare utilizzando i picks del bollettino, confrontata con la localizzazione non lineare utilizzando picks manuali (verde) e localizzazione del bollettino (nero).

Si osserva che la distanza tra la localizzazione di bollettino e la localizzazione NLLOC con picks del bollettino è pari a 1.5 km. In questo caso, i risultati della localizzazione risultano essere non consistenti tra di loro, implicando una mancata compatibilità tra il metodo lineare e non lineare. La non consistenza tra i dati può essere giustificata dalla posizione dell'evento sul confine della zona di competenza della rete.

### 3 Conclusioni

Lo scopo di questa tesi è stato confrontare un metodo di localizzazione lineare (HYPO2000) con uno non lineare (NLLOC) per stabilire se i due metodi, che lavorano su principi molto differenti, fornissero localizzazioni diverse. I due codici hanno modalità operative differenti. Per esempio, NLLOC consente di usare un qualunque modello di velocità, mentre HYPO2000 lavora solo con modelli di velocità a strati piani e paralleli.

Per localizzare un terremoto è necessario conoscere i tempi di arrivo della fase P (ed eventualmente S) diretta. Questi tempi vengono misurati sul sismogramma (picking). Ho così effettuato il picking di alcuni eventi identificati nella rete ISNet e ho confrontato il risultato della localizzazione con quello fornito dal bollettino. L'RMS tra i tempi osservati e tempi calcolati è risultato dell'ordine del secondo, molto elevato considerando che le stazioni campionano a più di 100 Hz. Questo mi ha insegnato che il picking è un'operazione solo apparentemente semplice e che necessita di un adeguato periodo di training per essere effettuato correttamente. Il confronto dei metodi sull'evento 16767r ha mostrato che le due localizzazioni sono consistenti all'interno degli errori. Per l'evento 16634r, invece, i due metodi danno localizzazioni di poco differenti. Va però precisato che quest'ultimo evento è avvenuto sul bordo della rete, quindi la copertura azimutale delle stazioni è scarsa, al contrario di quello che succede per il primo evento.

In conclusione possiamo affermare che ambedue i metodi sono validi quando la copertura azimutale è buona. La scelta tra uno e l'altro viene fatta secondo altri parametri (modelli di velocità a disposizione, tempi di calcolo, ecc.). Quando la copertura azimutale è scarsa nessuno dei due metodi, ma direi nessun metodo, fornisce una localizzazione accurata.

## A Le onde elastiche

Le onde elastiche sono la soluzione, in un mezzo omogeneo, isotropo ed illimitato, dell'equazione dell'elastodinamica o di Navier:

$$\rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \nabla(\nabla \cdot \mathbf{u}) + \mu \nabla^2 \mathbf{u} \quad (37)$$

In questa equazione:

- $\rho$  rappresenta la densità del mezzo.
- $\mathbf{u}$  rappresenta il vettore spostamento.
- $\lambda$  e  $\mu$  rappresentano le costanti di Lamè

Si può far vedere che se si ammette  $\mathbf{u} = \mathbf{u}(x, t)$  le soluzioni dell'equazione sono di tipo onda (Lowrie, 1997).

Lungo la direzione di propagazione  $x$  si propaga un'onda, che viene denominata onda P, con velocità

$$v_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (38)$$

L'onda si propaga con variazione di volume del mezzo e genera uno spostamento parallelo alla direzione di propagazione.

Lungo la direzione  $x$  si propaga anche un'onda, detta S, con velocità

$$v_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (39)$$

La velocità dell'onda S dipende dal modulo di rigidità del mezzo, e dunque tale onda non può propagarsi in un fluido, che presenta  $\mu = 0$ .

Lo spostamento generato dalle onde S è in direzione ortogonale alla direzione di propagazione.

Per la localizzazione si usano le onde P ed S dirette. Queste sono le onde che nel loro tragitto non hanno subito rifrazioni o riflessioni.

Infatti, la Terra non è un mezzo omogeneo, quindi quando l'onda incontra una discontinuità si generano quattro onde (una P e una S riflessa, una P e una S trasmessa) che verificano la legge di Snell come mostrato in figura 24

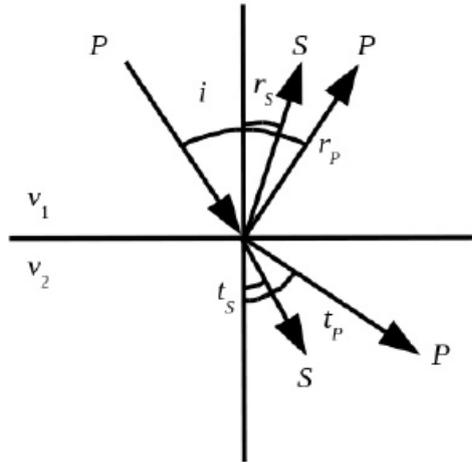


Figura 24: Ripartizione di un raggio P incidente su di una discontinuità. In questo caso  $v_2 > v_1$

## Bibliografia

Lomax, A., 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 locations, in *Advances in Seismic Event Location* Thurber, C.H., and N. Rabinowitz (eds.), Kluwer, Amsterdam, 101-134

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

Matrullo E., De Matteis R., Satriano C., O. Amoroso and A. Zollo (2013). An improved 1D seismic velocity model for seismological studies in Campania-Lucania region (Southern Italy), *Geophys. J. Int.*,

Moser, T.J., T. van Eck and Nolet, G., 1992, Hypocenter determination in strongly heterogeneous earth models using the shortest path method., *J. Geophys. Res.*, 97, 6563-6572

Tarantola, A. and Valette, B., 1982, Inverse problems = quest for information., *J. Geophys.*, 50, 159-170

Zollo A., Emolo A., 2011. *Terremoti e Onde: metodi e pratica della sismologia moderna*. Liguori editore

## Ringraziamenti

Desidero ringraziare tutte le persone che, in un modo o nell'altro, hanno contribuito alla preparazione di questa tesi.

Ringrazio il dott. Guido Russo per avere accettato la proposta di tesi e per l'infinita competenza, preparazione e disponibilità mostrata durante l'organizzazione della stessa.

Un doveroso ringraziamento va alla dott.ssa Grazia De Landro, per avermi insegnato pazientemente l'utilizzo dei codici presenti all'interno dell'elaborato e per la costante presenza nei momenti di difficoltà.

Desidero inoltre ringraziare tutti i membri del laboratorio RISSC per l'accoglienza e gentilezza riservatami nei periodi di utilizzo del laboratorio.

Vorrei ringraziare le persone a me più care: i miei genitori ed Antonella, per il supporto non solo durante la scrittura di questa tesi ma di tutto il percorso universitario, facendomi sentire sempre a casa anche quando non lo ero. Un sentito ringraziamento va a Giorgia, per essermi sempre stata vicino e per avermi sempre spinto a dare il meglio in ogni occasione.

Un grazie a Peppe, Teresa, Luca, Grazia e tutte le persone che ho conosciuto durante questo percorso, ogni gradino superato fino a qui è anche merito vostro.

Un ringraziamento va a Michele ed Amedeo, compagni di viaggio per anni, e tutti gli amici di Procida.