

Alma Mater Studiorum
Università degli Studi di Bologna
Facoltà di Scienze Matematiche Fisiche e Naturali
Dipartimento di Fisica
Dottorato di Ricerca in Geofisica
XIX ciclo

**Sviluppo di metodologie di localizzazione nel
contesto del Comprehensive Nuclear Test-Ban Treaty**

Alessandra Giuntini

Tutori: Dott. Massimo Chiappini

Coordinatore: Prof. Michele Dragoni

Prof. Rodolfo Console

Referente : Dott. Andrea Morelli

GEO/10

Sommario

INTRODUZIONE	1
1. LOCALIZZAZIONE DI SORGENTI SISMICHE	3
1.1 Generalità	3
1.2 Localizzazione di un singolo evento	4
1.3 Localizzazione di più eventi	7
1.3.1 Master event	7
1.3.2 Joint Epicenter Determination	9
1.3.3 Double-Difference Location	10
1.4 Array	13
1.4.1 Beam Forming	16
1.4.2 Frequency-Wave number Analysis – FK Analysis	17
1.5 Cross-Correlazione	19
2. METODOLOGIA	21
2.1 Generalità	21
2.2 Localizzazione a scala globale	23
2.2.1 Algoritmo di localizzazione	23
2.2.2 Determinazione dei $\Delta T_{l,i}^{Obs}$	27
2.3 Localizzazione a scala locale	29
2.3.1 Algoritmo di localizzazione	29
2.3.2 Determinazione dei ΔT_{jk}	31
3. VALUTAZIONE DEL METODO DI LOCALIZZAZIONE SU SCALA GLOBALE MEDIANTE SIMULAZIONI	35
3.1 Generalità	35
3.2 Copertura della rete sismometrica	36
3.3 Errori random	40
3.4 Errori Sistematici	47
3.5 Influenza di anomalie locali nel modello di velocità in prossimità degli ipocentri	53
4. APPLICAZIONE A DATI REALI DEL METODO DI LOCALIZZAZIONE SU SCALA GLOBALE	58
4.1 Generalità	58
4.2 Sequenza reale	58
4.3 Localizzazioni eseguite con i tempi dell'IDC	62
4.4 Localizzazioni eseguite con i tempi ottenuti dalle cross-correlazioni	65

5. APPLICAZIONE DEL METODO DI LOCALIZZAZIONE SU SCALA LOCALE	79
5.1 Generalità	79
5.2 Sismicità analizzata	79
5.3 Messa a punto del metodo	81
5.4 Applicazione e risultati	91
5.5 Discussioni	94
CONCLUSIONI	96
BIBLIOGRAFIA	99
Ulteriori Letture	100

INTRODUZIONE

La sismologia ricopre un ruolo di rilievo tra le scienze che studiano l'interno della Terra e la localizzazione delle sorgenti sismiche è diventata una disciplina molto importante per questa scienza. Mediante le localizzazioni di eventi sismici, ovvero la determinazione delle coordinate spaziali e del tempo origine di ogni sorgente, è possibile definire le aree sismiche, studiare in modo dettagliato la sismicità in aree di particolare interesse ed eventualmente predire la sismicità futura.

Fin dall'esecuzione dei primi *test* nucleari sotterranei, eseguiti nel 1958, le localizzazioni di tali sorgenti hanno dato la possibilità ai sismologi di verificare l'accuratezza dei processi sviluppati per la localizzazione (le sedi di tali esperimenti erano spesso note) e di riesaminare le curve dei tempi di tragitto delle onde sismiche.

La politica mondiale riguardo il controllo degli esperimenti nucleari ha determinato un ruolo fondamentale della sismologia in questo campo. Il lungo processo dei negoziati, per la messa al bando totale degli esperimenti nucleari, conclusosi nel 1996 con la firma del Trattato detto CTBT (Comprehensive Nuclear Test-Ban Treaty), non ancora entrato in vigore, ha messo in risalto il ruolo fondamentale del processo di localizzazione al fine di poter identificare la natura di una sorgente. Infatti, la buona definizione dei parametri ipocentrali costituisce di per sé il primo passo per poter discriminare l'origine, naturale o non, dell'evento in esame. Nel caso in cui la localizzazione non fosse sufficiente per definire la natura della sorgente, il Trattato prevede la possibilità di condurre un'ispezione in sito nella zona oggetto di indagine. In tal caso, insieme ad altre tecniche geofisiche, è contemplato l'uso del monitoraggio sismico passivo per cercare di rilevare quella debole attività sismica generalmente indotta dall'esplosione.

Il presente lavoro di ricerca si inserisce in questo contesto ed è suddiviso in due parti distinte. Innanzitutto, è stato sviluppato un algoritmo di localizzazione che permetta di ottenere localizzazioni precise su scala globale. Successivamente è stata elaborata una tecnica di localizzazione su scala locale capace di identificare la debole attività generata da un'esplosione.

1. LOCALIZZAZIONE DI SORGENTI SISMICHE

1.1 Generalità

La localizzazione di sorgenti sismiche è indubbiamente una delle tematiche più importanti della sismologia. Essa consiste nella determinazione delle coordinate ipocentrali e del tempo origine della sorgente. In generale per localizzare un terremoto è necessario “leggere” le fasi sismiche identificando i loro tempi di arrivo, così come conoscere o imporre un modello di velocità tra l’ipocentro e la stazione sismica.

Data la localizzazione di una sorgente sismica, si può calcolare il tempo di tragitto (*travel time*) per ogni particolare fase ad una stazione sismica in un modello di velocità arbitrariamente complesso. Una situazione di questo genere costituisce un problema diretto: i tempi di arrivo sono calcolati basandosi su un modello parametrizzato. D’altra parte però, trovare la localizzazione di un evento sismico è di solito un problema inverso. Si parte dal risultato, i sismogrammi, e si lavora a ritroso in modo tale da caratterizzare i parametri ipocentrali ed il mezzo attraversato tali da essere consistenti con i dati stessi.

In generale i metodi per la determinazione ipocentrale partono dall’assunzione che sia possibile calcolare il tempo di arrivo di una data onda ad una definita stazione, una volta noti l’istante iniziale ed il punto di partenza.

Il tempo di tragitto di un’onda j tra una sorgente e la stazione i , può essere scritto nel seguente modo:

$$T_{ij} = H_0 + f_j(\varphi_i, \lambda_i, h_i, \varphi_0, \lambda_0, h_0) \quad (1.1)$$

dove H_0 è il tempo origine dell’evento sismico, f_j è la funzione “tempo origine” dell’onda, $\varphi_i, \lambda_i, h_i$ sono rispettivamente latitudine, longitudine ed altitudine della stazione i -esima, $\varphi_0, \lambda_0, h_0$ sono rispettivamente altitudine, longitudine e profondità dell’ipocentro.

Le equazioni (1.1) nel loro insieme, nel problema inverso, non sono mai perfettamente compatibili tra loro, non esiste quindi una soluzione unica del sistema che soddisfi identicamente tutte le equazioni. Questo è legato agli inevitabili errori sperimentali nella lettura dei tempi di arrivo ed anche alle imperfezioni con cui si conoscono le leggi che regolano i tempi di tragitto. I modelli di velocità semplificano una realtà complessa, non esiste un modello esatto che descriva perfettamente i dati.

Un insieme di parametri può descrivere abbastanza bene i dati per un dato modello e si hanno vari modelli tra cui scegliere, basati su vari criteri. Inoltre i dati sono spesso insufficienti per risolvere tutti gli aspetti del modello. Una conseguenza di queste limitazioni è un *trade-off* tra la risoluzione del modello (il suo dettaglio) e la sua stabilità. Si può incrementare la risoluzione del modello a scapito della stabilità della soluzione, in quanto essa dipende dallo specifico modello di velocità usato.

Nella sismologia i problemi inversi possono essere considerati da due punti di vista differenti. Da una parte si può considerare un insieme di dati per caratterizzare uno specifico fenomeno, come la localizzazione di un terremoto o la struttura del modello di velocità in una determinata area. Dall'altra, si può descrivere un insieme di dati medi su una regione, ad esempio l'intera Terra, con un semplice modello fisico caratterizzato da un piccolo insieme di parametri. Questi modelli di riferimento sono usati per caratterizzare in modo semplice grandi insiemi di dati, predire i dati dove non esistono osservazioni e quindi definire le anomalie, le differenze dal modello predetto.

Di seguito vengono esposte alcune tecniche generali per la determinazione ipocentrale di un evento o di un gruppo di eventi. Queste metodologie costituiscono il punto di partenza per lo sviluppo del presente lavoro di tesi.

1.2 Localizzazione di un singolo evento

La base teorica dei metodi numerici per la determinazione dei parametri ipocentrali è stata sviluppata relativamente presto con il lavoro di Geiger (1910) e di Inglada (1928). La loro applicazione non è stata generalizzata fino a quando non si è avuto lo sviluppo degli elaboratori elettronici, che resero più veloce la risoluzione del problema per un gran numero di possibili osservazioni. Dato che gli elaboratori elettronici hanno una potenza limitata e che in alcuni casi la velocità di calcolo è molto importante (es. per la sorveglianza sismica), è necessario effettuare alcune semplificazioni sulla funzione f_j (descritta nella (1.1)) e quindi sul modello di velocità utilizzato. Tali semplificazioni consistono, di solito, nell'assumere la velocità delle onde unicamente come funzione della profondità, in modo da avere un modello a strati piani e paralleli per percorsi sufficientemente brevi ed un modello a strati sferici e concentrici per percorsi in scala globale. All'interno di ogni strato la velocità è assunta essere costante.

Per tenere in considerazione la presenza di alcune anomalie laterali della velocità, confinate di solito a brevi profondità dalla superficie terrestre, si usa introdurre una correzione fissa di stazione ε_i , che rappresenta un anticipo od un ritardo costante nei tempi di arrivo.

Con le semplificazioni appena descritte e considerando che la quota della stazione sismica è trascurabile rispetto alla profondità ipocentrale si può scrivere:

$$f_j(\varphi_i, \lambda_i, h_i, \varphi_0, \lambda_0, h_0) = f_j(\Delta_i, h_0) \quad (1.2)$$

dove Δ_i è la distanza epicentrale per la stazione i-esima, $\Delta_i = \Delta(\varphi_i, \lambda_i, \varphi_0, \lambda_0)$.

A causa degli errori di lettura dei sismogrammi e degli errori legati all'imprecisione del modello di velocità, il tempo di arrivo letto $T_{i,j}$ (stazione i, fase j) differirà da quello teorico.

Considerato il numero delle incognite, per poter determinare i parametri ipocentrali sono necessarie almeno quattro osservazioni. Supponendo che l'evento sia stato registrato da N stazioni sismiche e che siano state individuate M fasi, il sistema di equazioni che deve essere risolto è espresso dal seguente sistema:

$$\begin{cases} T_{1,1} = H_0 + f_1(\Delta_1, h_0) + \varepsilon_{1,1} \\ T_{1,2} = H_0 + f_2(\Delta_1, h_0) + \varepsilon_{1,2} \\ \text{-----} \\ T_{n,m} = H_0 + f_m(\Delta_n, h_0) + \varepsilon_{n,m} \end{cases} \quad (1.3)$$

che in forma compatta può essere scritta:

$$T_{i,j} = H_0 + f_j(\Delta_i, h_0) + \varepsilon_{i,j} \quad (1.4)$$

Per risolvere il sistema descritto dalla (1.4) viene generalmente utilizzato il metodo dei minimi quadrati, si cercano i quattro valori $(H_0, \varphi_0, \lambda_0, h_0)$ tali che sia verificata la seguente condizione:

$$\sum_{i,j} \varepsilon_{i,j}^2 = \min \quad (1.5)$$

Per poter applicar il metodo dei minimi quadrati è necessario linearizzare il sistema (1.4); ciò si effettua operando uno sviluppo in serie di Taylor limitandosi ai termini del primo ordine e considerando $(\overline{H_0}, \overline{\varphi_0}, \overline{\lambda_0}, \overline{h_0})$ come valori approssimativi dei parametri ipocentrali cercati (si suppone che siano sufficientemente vicini ai valori reali).

Consideriamo il caso di una particolare fase sismica (j è quindi fissato), si ha:

$$T_i = \overline{H_0} + dH_0 + f(\overline{\Delta_i}, \overline{h_0}) + \left(\frac{\partial f}{\partial \varphi_0}\right)_{\varphi_0=\overline{\varphi_0}} d\varphi_0 + \left(\frac{\partial f}{\partial \lambda_0}\right)_{\lambda_0=\overline{\lambda_0}} d\lambda_0 + \left(\frac{\partial f}{\partial h_0}\right)_{h_0=\overline{h_0}} dh_0 + \varepsilon_i \quad (1.6)$$

Questa equazione può essere scritta nei termini della differenza tra il tempo d'arrivo osservato e quello predetto:

$$T_i - \left(\overline{H_0} + f(\overline{\Delta_i}, \overline{h_0})\right) = d_i$$

dove T_i è il tempo di arrivo osservato alla stazione i -esima e $f(\overline{\Delta}_i, \overline{h}_0) = f(\overline{\varphi}_0, \overline{\lambda}_0, \overline{h}_0, \varphi_i, \lambda_i)$ è il tempo di percorrenza presunto. Inoltre definendo:

$$\begin{aligned} dH_0 &= x_1 & 1 &= a_{i1} \\ d\varphi_0 &= x_2 & \left. \frac{\partial f_j}{\partial \varphi_0} \right|_{\overline{\varphi}_0} &= a_{i2} \\ d\lambda_0 &= x_3 & \left. \frac{\partial f_j}{\partial \lambda_0} \right|_{\overline{\lambda}_0} &= a_{i3} \\ dh_0 &= x_4 & \left. \frac{\partial f_j}{\partial h_0} \right|_{\overline{h}_0} &= a_{i4} \end{aligned}$$

il sistema definito dalla (1.6) può essere riscritto nel seguente modo:

$$\sum_{j=1}^4 a_{ij} x_j - d_i = -\varepsilon_i \quad (1.7)$$

j è l'indice delle variabili x .

In forma matriciale la (1.7) diventa:

$$A \cdot \underline{x} - \underline{d} = E \quad (1.8)$$

Nell'ipotesi che gli scarti $\varepsilon_{i,j}$ siano trascurabili, la (1.8) può essere riscritta nel seguente modo:

$$\underline{d} = A \underline{x} \quad (1.9)$$

In tale espressione le quattro componenti del vettore \underline{x} , formato dagli incrementi dei quattro parametri ipocentrali, sono le quattro incognite del problema. Tali relazioni sono comuni nei problemi inversi.

In generale l'equazione (1.9) lega un vettore di dimensione N , pari al numero di osservazioni sperimentali, ad un vettore "modello" di dimensione M , numero di parametri del modello (in questo caso pari a quattro). La matrice A ha un numero di righe uguale al numero delle osservazioni dei tempi di arrivo ed un numero di colonne uguali al numero di parametri. Dato che N , le osservazioni, sono molto più numerose del numero di incognite M , in questo caso particolare pari a quattro, la matrice A avrà molte più righe che colonne. Questi problemi sovradeterminati possono portare ad alcune difficoltà nella loro risoluzione. Un modo semplicistico di risolvere la situazione sarebbe di considerare solo ed esclusivamente quattro osservazioni, in tal modo la matrice A sarebbe quadrata ed il vettore dei parametri potrebbe essere definito da:

$$\underline{x} = A^{-1} \underline{d} \quad (1.10)$$

Questa semplice soluzione non può essere usata nel caso in cui N sia maggiore di M perché non si può costruire l'inversa di una matrice non quadrata.

In alternativa una soluzione della (1.9) può essere ottenuta moltiplicando la stessa equazione a sinistra per la trasposta di A e quindi trovare l'inversa della matrice $A^T A$, quadrata, ed è quindi data dalla seguente espressione:

$$\underline{x} = (A^T A)^{-1} A^T \underline{d} \quad (1.11)$$

L'espressione (1.11) esprime la migliore soluzione per \underline{x} nei termini dei minimi quadrati; si ottiene così una quaterna di soluzione $(dT_0, d\varphi_0, d\lambda_0, dh_0)$ che non sono altro che le correzioni da applicare ai parametri $(\overline{H}_0, \overline{\varphi}_0, \overline{\lambda}_0, \overline{h}_0)$ per avere una soluzione più vicina a quella reale:

$$\begin{cases} H_0 = \overline{H}_0 + d\overline{T}_0 \\ \varphi_0 = \overline{\varphi}_0 + d\overline{\varphi}_0 \\ \lambda_0 = \overline{\lambda}_0 + d\overline{\lambda}_0 \\ h_0 = \overline{h}_0 + d\overline{h}_0 \end{cases} \quad (1.12)$$

Il nuovo gruppo di parametri potrà essere preso come gruppo di partenza per effettuare una nuova approssimazione, avviando così un processo iterativo che verrà interrotto quando gli incrementi diventeranno piccoli, confrontati all'ordine degli errori a loro associati.

La matrice A è la matrice delle derivate parziali trovata espandendo la funzione che predice i dati (le *travel times*) nell'intorno di un modello iniziale in serie di Taylor e prendendo solo i termini lineari. Quindi questa espansione lineare porta a risultati attendibili solo se il modello iniziale è vicino al modello vero.

1.3 Localizzazione di più eventi

In natura è difficile che un terremoto avvenga in una zona dove non ci sia sismicità, di solito gli eventi si presentano in aree dove è avvenuto già qualche altro terremoto o dove si presenta una sismicità successivamente. In talune applicazioni può essere conveniente determinare le localizzazioni dei terremoti relativamente ad eventi pregressi, piuttosto che delle localizzazioni assolute.

Qui di seguito vengono esposte alcune metodologie per la localizzazione di eventi generati in un'area geografica di dimensioni limitate.

1.3.1 Master event

La tecnica di localizzazione relativa degli eventi è conosciuta anche come il metodo del "master event". Una delle ragioni per cui tale tecnica è stata usata largamente in passato è

legata al vantaggio di ridurre in modo considerevole gli effetti sul risultato dovuti ad una scarsa conoscenza del modello di propagazione. Tale tecnica di localizzazione è stata ampiamente utilizzata anche per calibrare la localizzazione di eventi vicini l'un l'altro nello spazio ma non nel tempo. Questo era fattibile nel caso in cui si aveva una localizzazione accettabile di almeno un evento, per esempio un'esplosione od un terremoto ben registrato da una rete locale (Console and Di Giovanbattista, 1987).

Requisito essenziale per l'applicabilità di questa tecnica è che la regione contenente gli eventi sia piccola, cioè la distanza tra gli ipocentri deve essere piccola confrontata con la distanza dalle stazioni, così che si possa ipotizzare che i treni d'onda viaggino lungo percorsi simili.

Considerando un evento E_0 registrato alla stazione S_i a distanza limitata, il tempo osservato del primo arrivo può essere espresso dalla (1.13), analoga alla (1.1), espressa però in coordinate cartesiane:

$$T_{0,i} = H_0 + f(x_0, y_0, h_0, x_i, y_i) \quad (1.13)$$

Siccome tale evento viene preso come evento di riferimento rispetto al quale vengono localizzati gli altri eventi in esame, i suoi parametri ipocentrali sono considerati noti e la sua localizzazione sarà tenuta fissata durante l'intera procedura di localizzazione.

Considerando un secondo generico evento E_l , il tempo di arrivo alla medesima stazione S_i è dato da:

$$T_{l,i} = H_l + f(x_l, y_l, z_l, x_i, y_i) \quad (1.14)$$

Dato che, per assunzione, l'evento E_l deve essere vicino all'evento di riferimento, la (1.14) può essere riscritta nel seguente modo:

$$\begin{aligned} T_{l,i} = H_l + f(x_0, y_0, z_0, x_i, y_i) &+ \left(\frac{\partial f}{\partial x} \right)_{x_0, y_0, z_0, i} (x_l - x_0) + \\ &+ \left(\frac{\partial f}{\partial y} \right)_{x_0, y_0, z_0, i} (y_l - y_0) + \left(\frac{\partial f}{\partial z} \right)_{x_0, y_0, z_0, i} (z_l - z_0) + \varepsilon_i \end{aligned} \quad (1.15)$$

Sottraendo alla (1.15) la (1.13) si ottiene:

$$\begin{aligned} \Delta T_{l,i} = T_{l,i} - T_{0,i} = H_l - H_0 &+ \left(\frac{\partial f}{\partial x} \right)_{x_0, y_0, z_0, i} (x_l - x_0) + \\ &+ \left(\frac{\partial f}{\partial y} \right)_{x_0, y_0, z_0, i} (y_l - y_0) + \left(\frac{\partial f}{\partial z} \right)_{x_0, y_0, z_0, i} (z_l - z_0) + \varepsilon_i \end{aligned} \quad (1.16)$$

L'espressione (1.16) è un'equazione di primo grado, a sinistra troviamo una quantità conosciuta sperimentalmente mentre sulla destra si hanno i quattro parametri incogniti (la

differenza tra i tempi origine dei due eventi e le tre coordinate spaziali) (Console and Di Giovambattista, 1987).

Quando è utilizzabile un numero accettabile di osservazioni, almeno quattro, il sistema di equazioni descritto dalla (1.16) può essere risolto con il metodo dei minimi quadrati.

Le localizzazioni trovate con questo metodo sono insensibili agli errori nelle *travel times*. Le derivate parziali dipendono solamente dall'orientazione del raggio vicino all'ipocentro E_i e dal modello di velocità locale. Ogni errore nelle *travel times* teoriche influenzerà in egual misura gli eventi, quindi sarà assente dalle localizzazioni relative.

Se l'evento di riferimento E_0 è ben localizzato, allora si possono usare le localizzazioni relative per migliorare le localizzazioni assolute.

1.3.2 Joint Epicenter Determination

Le differenze tra la reale struttura di velocità ed il modello utilizzato per determinare i tempi di arrivo teorici portano, nel processo di localizzazione, ad una non esatta definizione dell'ipocentro. Questi tipi di errori non sono facilmente individuabili; però se gli ipocentri sono localizzati in una piccola area e se le osservazioni sono condotte con lo stesso gruppo di stazioni, essi tendono ad essere gli stessi, trattandosi, appunto, di errori sistematici.

La tecnica JHD, “*Joint Hypocenter Determination*”, fornisce contemporaneamente sia le localizzazioni di un gruppo di eventi vicini l'un l'altro che i residui sistematici delle *travel times* ad ogni stazione. Tali residui sono assunti essere costanti per tutti gli eventi.

Questa metodologia migliora le localizzazioni standard nelle aree dove è presente una sismicità *clusterizzata*, cioè dove la distanza tra gli ipocentri è molto più piccola di quella tra il baricentro dell'area e le stazioni considerate. In tale circostanza infatti si può assumere che il percorso del raggio da una sorgente alla stazione sia circa lo stesso per tutti gli eventi. Quindi le differenze tra le *travel times* di due eventi sono imputabili solo ed esclusivamente alle distanze tra i due ipocentri e non a delle differenti eterogeneità del modello attraversate dai due raggi.

Per l'applicabilità di questa tecnica non è necessario che tutti gli eventi siano registrati dalle stesse stazioni, è comunque necessario che una coppia di eventi sia registrato da alcune stazioni comuni.

Il numero di parametri incogniti M è pari a:

$$M = 4M_e + M_s \quad (1.17)$$

dove M_e è il numero di eventi, e per ogni evento si hanno quattro incognite, più il numero di stazioni usate nelle osservazioni, M_s .

Considerando un evento E_j alla stazione S_i si ha un'espressione analoga alla (1.13) e come nel caso della localizzazione di un singolo evento è necessario linearizzarla considerando il suo sviluppo al primo ordine:

$$T_{j,i} = \overline{H}_j + f(\overline{x}_j, \overline{y}_j, \overline{z}_j, x_i, y_i) + \Delta H_j + \left(\frac{\partial f}{\partial x} \right)_{\overline{x}_j, \overline{y}_j, \overline{z}_j, i} \Delta x_j + \left(\frac{\partial f}{\partial y} \right)_{\overline{x}_j, \overline{y}_j, \overline{z}_j, i} \Delta y_j + \left(\frac{\partial f}{\partial z} \right)_{\overline{x}_j, \overline{y}_j, \overline{z}_j, i} \Delta z_j + \varepsilon_i \quad (1.18)$$

Espressioni analoghe alla (1.18) sono disponibili per ogni coppia evento-stazione ed il problema può essere espresso in forma matriciale dalla seguente relazione:

$$\underline{d} = G \cdot \underline{m} \quad (1.19)$$

che può essere risolto con il metodo dei minimi quadrati.

Dato che ε_i e $T_i = H_j + f(x_j, y_j, z_j, x_i, y_i)$ sono linearmente dipendenti l'equazione (1.18) non può essere usata per stimare le incognite. Questa difficoltà può essere eliminata introducendo il seguente vincolo:

$$\sum_{i=1}^N \varepsilon_i = 0 \quad (1.20)$$

Cioè si assume che la correzione media di stazione ε_i sia nulla; tale vincolo fu introdotto da Douglas (1967) che sviluppò questa tecnica di localizzazione.

La metodologia appena descritta è basata sull'assunzione che, per un insieme di eventi, le correzioni di stazioni per il tragitto dalla sorgente alle stazioni siano costanti per tutti gli eventi. Questo è vero solo se gli ipocentri degli eventi analizzati sono raggruppati in una piccola regione. Le localizzazioni così ottenute sono caratterizzate da un'alta accuratezza in modo relativo ma la localizzazione assoluta dell'intero gruppo è incerta. Tale tecnica è comunque particolarmente utile per ridurre l'influenza di una distribuzione delle stazioni non omogenea e di una scarsa conoscenza del modello di velocità.

1.3.3 Double-Difference Location

Il concetto alla base dello sviluppo dell'algoritmo delle "Doppie Differenze" per la localizzazione è il medesimo di quello per il Joint. E' necessario che gli eventi analizzati siano

clusterizzati cioè la distanza ipocentrale tra i terremoti deve essere piccola se posta a confronto con la distanza tra sorgente e stazione e con la scala di lunghezza delle eterogeneità della velocità. In tal caso, infatti, i percorsi dei raggi di due eventi alla medesima stazione sono simili lungo la maggior parte del percorso. Perciò la differenza tra le *travel times* di due eventi alla medesima stazione, può essere attribuita all'effettiva distanza spaziale tra i due ipocentri con elevata accuratezza. Questo perché gli errori assoluti hanno origine comune tranne che in quella piccola regione dove i raggi differiscono alle sorgenti (Waldhauser and Ellsworth, 2000).

Si consideri un evento E_i registrato alla stazione S_j . Il primo arrivo può essere espresso mediante la solita espressione:

$$T_{i,j} = H_i + f(x_i, y_i, z_i, x_j, y_j) \quad (1.21)$$

dove H_i, x_i, y_i, z_i sono rispettivamente il tempo origine e le coordinate rettangolari dell'evento ed f descrive la *travel time* dell'onda P. Si considera un sistema di riferimento di coordinate rettangolari in quanto si parte dalla condizione di una sismicità *clusterizzata*. Linearizzando la (1.21) intorno a delle coordinate ipocentrali iniziali $(\bar{H}_i, \bar{x}_i, \bar{y}_i, \bar{z}_i)$ si ha un'espressione analoga alla (1.6) espressa in coordinate rettangolari:

$$T_{i,j} = \bar{H}_i + f(\bar{x}_i, \bar{y}_i, \bar{z}_i, x_j, y_j) + \Delta H_i + \left. \frac{\partial f}{\partial x} \right|_{i,j} \Delta x_i + \left. \frac{\partial f}{\partial y} \right|_{i,j} \Delta y_i + \left. \frac{\partial f}{\partial z} \right|_{i,j} \Delta z_i + \varepsilon_j \quad (1.22)$$

Considerando un'equazione analoga alla (1.22) per un secondo terremoto E_l , registrato alla stessa stazione, e sottraendo da essa quella per l'evento E_i si ottiene:

$$\Delta T_{l,i} = \bar{H}_l + f_{l,j}(\bar{x}_l, \bar{y}_l, \bar{z}_l, x_j, y_j) + \Delta H_l + \left. \frac{\partial f}{\partial x} \right|_{l,j} \Delta x_l + \left. \frac{\partial f}{\partial y} \right|_{l,j} \Delta y_l + \left. \frac{\partial f}{\partial z} \right|_{l,j} \Delta z_l + \left. \frac{\partial f}{\partial x} \right|_{i,j} \Delta x_i + \left. \frac{\partial f}{\partial y} \right|_{i,j} \Delta y_i + \left. \frac{\partial f}{\partial z} \right|_{i,j} \Delta z_i - \bar{H}_i - f_{i,j}(\bar{x}_i, \bar{y}_i, \bar{z}_i, x_j, y_j) + \Delta H_i + \left. \frac{\partial f}{\partial x} \right|_{i,j} \Delta x_i + \left. \frac{\partial f}{\partial y} \right|_{i,j} \Delta y_i + \left. \frac{\partial f}{\partial z} \right|_{i,j} \Delta z_i \quad (1.23)$$

L'espressione (1.23) è un'espressione lineare in otto incognite, le variazioni nei parametri ipocentrali tali che definiscono un modello che si adatti meglio ai dati. Dato che vengono considerate le registrazioni di due eventi alla medesima stazione, le due osservazioni hanno la stessa correzione di stazione. Ecco perché non compare nell'espressione (1.23). Un'equazione simile alla (1.23) può essere scritta per ogni coppia di eventi registrata alla stessa stazione. Come nella tecnica Joint non è necessario che tutte le stazioni registrino tutti gli eventi, ma è necessario che tutte le coppie di eventi siano registrate da alcune stazioni comuni. L'insieme di tutte le equazioni può essere espresso in forma matriciale mediante l'espressione (1.19) già nota:

$$\underline{d} = G \cdot \underline{m}$$

dove G è la matrice dei coefficienti (le derivate delle *travel times* rispetto alle coordinate ipocentrali), \underline{p} è il vettore delle incognite ($4 \cdot M_e$, dove M_e è il numero di eventi analizzati) e \underline{d} è il vettore dei residui tra le differenze delle *travel times* calcolate ed osservate.

Per la coppia di eventi E_i ed E_j alla stazione S_j si ha:

$$d_{l,i} = (T_{l,j} - T_{i,j})^{Obs} - (T_{l,j} - T_{i,j})^{Cal} \quad (1.24)$$

dove $T_{i,j}^{Cal} = \overline{H}_i + f_{i,j}(\overline{x}_i, \overline{y}_i, \overline{z}_i, \overline{x}_j, \overline{y}_j)$ è il tempo di tragitto calcolato per l'evento E_i , per l'evento E_j si ha un'espressione analoga.

Proprio per la struttura della (1.24), il metodo appena descritto viene chiamato “metodo delle doppie differenze”.

Se un evento è scarsamente collegato a tutti gli altri eventi, allora la matrice G è mal condizionata ed allora la soluzione del sistema può diventare numericamente instabile. Un sistema per regolarizzare tali sistemi mal-condizionati è di pre-filtrare i dati in modo tale da considerare solo eventi ben collegati con altri. In generale tale condizione si traduce nel considerare quelle coppie di eventi che presentino almeno un numero minimo di osservazioni. Questo numero, comunque, dipende dalla distribuzione spaziale delle stazioni che registrano i due eventi. Il valore di soglia è generalmente calcolato mediante delle prove (Waldhauser and Ellsworth, 2000).

Il sistema (1.24) può essere risolto applicando diverse tecniche, la sua soluzione ai minimi quadrati è data da:

$$\underline{m} = (G^T \cdot G)^{-1} \cdot G^T \underline{d} \quad (1.25)$$

Tale soluzione può presentare alcuni problemi quando la matrice G è singolare o è vicino alla singolarità (Console and Giuntini, 2006). Un esempio è dato dal caso in cui le osservazioni sono tutte costituite da onde dirette, nel caso in cui le distanze epicentrali non siano marcatamente differenti. Il problema è connesso con le piccole dimensioni lineari dell'area di sorgente rispetto alle distanze con le stazioni così che gli angoli di *take off* dei raggi, dagli ipocentri alle stazioni, sono molto simili. Per evitare questo problema è necessario usare un'ampia distribuzione spaziale delle stazioni, così che come primi arrivi possano essere considerati sia onde dirette che rifratte.

Un modo per risolvere la (1.25) nel caso di singolarità è di imporre che:

$$\sum_{i=1}^N \Delta m_i = 0 \quad (1.26)$$

che corrisponde a tenere fissato il centro di massa del *cluster* di eventi. Quindi nella matrice G ci saranno altre quattro righe (una per ogni parametro), ognuna delle quali rappresenta una combinazione lineare delle rispettive coordinate di tutti gli eventi.

Questa tecnica delle doppie differenze ha un vantaggio considerevole rispetto alle tradizionali procedure di localizzazione che usano i tempi di arrivo assoluti. Considerando la differenza tra le *travel times* di due eventi vicini, gli errori legati ad un modello di velocità non “vero” tendono ad essere cancellati. Questo porta a delle localizzazioni relative di alta qualità.

Purtroppo, però, tale aspetto costituisce al contempo uno svantaggio: si ha modo di localizzare esclusivamente eventi in modo relativo.

Dunque, il metodo è in grado di ricostruire il modello spaziale della sorgente di un *cluster* ma non è in grado di fornire informazioni relative alla posizione assoluta dell'intero *cluster*.

1.4 Array

Dagli inizi degli anni '60 un nuovo tipo di strumento sismologico ha aiutato ad abbassare la soglia di “detezione” dei terremoti e delle esplosioni nucleari ed a fornire la possibilità di risolvere la struttura dell'interno della Terra in modo più dettagliato. Tali strumenti consistono di numerosi sismometri disposti in punti discreti di una configurazione spaziale ben definita e sono chiamati *array*.

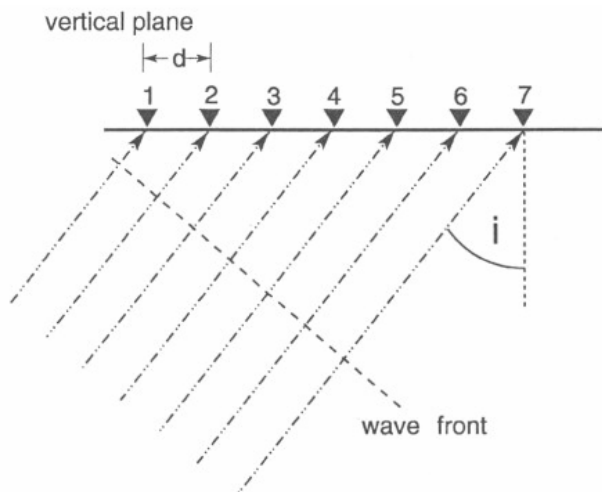
Originariamente gli *array* sismici erano stati creati proprio per rilevare ed identificare le esplosioni nucleari ed hanno permesso di abbassare la soglia della capacità di rilevare le esplosioni nucleari sotterranee a cariche al di sotto di 1kt. Successivamente le registrazioni fornite dai sensori degli *array*, che forniscono un *dataset* molto omogeneo e di altissima qualità, sono state utilizzate per studiare la struttura della Terra con un dettaglio maggiore di quello possibile fino all'avvento di queste configurazioni sismometriche. La densa campionatura spaziale del campo delle onde sismiche concessa dall'utilizzo degli *array* ha permesso, per esempio, di ridefinire il modello di velocità dell'interno della Terra (Karason and van der Hilst, 2001) oppure di ottenere delle immagini tomografiche ad alta risoluzione su scala regionale (Ritter et al., 2001).

Uno dei vantaggi principali di questa tecnologia è l'incremento del rapporto segnale-rumore (SNR) dovuto alla somma delle singole registrazioni delle stazioni dell'*array*. Questo permette di studiare fasi che normalmente non si vedrebbero nei sismogrammi di singole stazioni con ampiezze abbastanza grandi per studiare le forme d'onda. Questo è il motivo principale per cui gli *array* risultano molto utili nello studio delle strutture di piccola scala

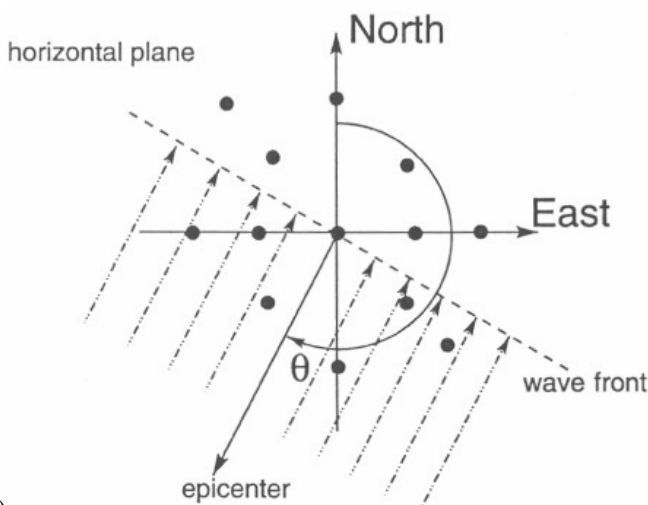
dell'interno della Terra e nello studio dei meccanismi di sorgente. Inoltre, con l'uso di un singolo *array* possono essere ricavate informazioni sulla direzione dei segnali sismici, ovvero è possibile localizzare la sorgente di tale segnale.

Per tale fine sono state sviluppate numerose tecniche. Molti metodi sviluppati assumono che il fronte d'onda che arriva all'*array* sia piano. Questa è una buona approssimazione per fronti d'onda di eventi telesismici ma è una restrizione per tutti quegli studi di aree vicine ai ricevitori (stazioni) o per lo meno per tutti quei casi in cui la distanza tra i sensori non è trascurabile rispetto alla distanza tra la sorgente ed i ricevitori. La direzione di propagazione dell'onda elastica che viaggia in una Terra sferica e che arriva ad un *array* può essere descritta attraverso due parametri (Fig. 1.1) :

- l'angolo di incidenza verticale, i ;
- il *back-azimuth*, θ .



a)



b)

Fig. 1.1, (a) Piano verticale di un fronte d'onda incidente che attraversa un *array* ad un angolo di incidenza i . (b) Schema del piano orizzontale di un'onda piana incidente che arriva con un *back-azimuth* θ (da Rost e Thomas, 2002).

In realtà non si usa l'angolo di incidenza, ma l'inverso della velocità apparente del fronte d'onda attraverso l'array, ovvero la *slowness*:

$$u = \frac{1}{v_{app}} = \frac{\sin i}{v_0} \quad (1.27)$$

dove v_0 è la velocità nel mezzo al di sotto dell'array.

Il *back-azimuth*, θ è l'angolo del fronte d'onda che arriva all'array misurato tra il nord e la direzione dell'epicentro, è espresso in gradi.

Questi due parametri sono combinati nella definizione del vettore *slowness*; considerando una geometria sferica si ha:

$$\begin{aligned} \underline{u} &= (u_x, u_y, u_z) = \\ &= \left(\frac{\sin \theta}{v_{app}}, \frac{\cos \theta}{v_{app}}, \frac{1}{v_{app} \tan i} \right) = \\ &= u_{hor} \left(\sin \theta, \cos \theta, \frac{1}{\tan i} \right) = \\ &= \frac{1}{v_0} (\sin i \sin \theta, \sin i \cos \theta, \cos i) \end{aligned} \quad (1.28)$$

Il vettore *slowness* punta nella direzione della propagazione dell'onda ed il suo modulo è il reciproco della velocità dell'onda, Fig. 1.2.

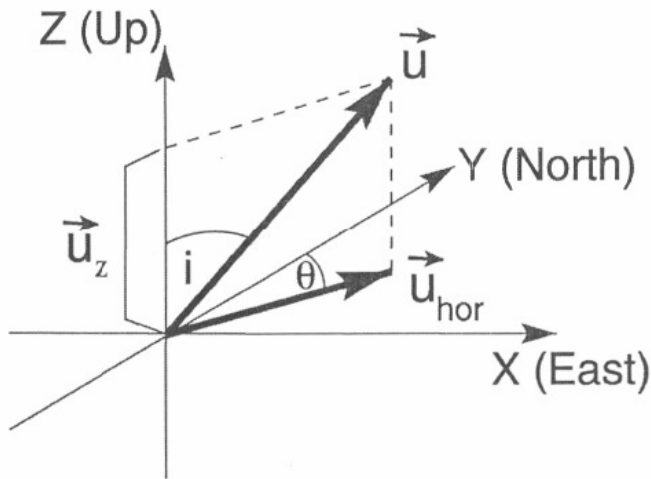


Fig. 1.2, Componenti del vettore *slowness*. Tale vettore è normale al fronte d'onda incidente.

Introduciamo qui di seguito alcuni metodi base sugli *array* ampiamente usati nella sismologia mondiale.

1.4.1 Beam Forming

Un importante uso degli *array* sismici è la separazione dei segnali coerenti e del rumore. Il metodo base per separare la parte coerente da quella incoerente del segnale registrato è il *beam forming*. Esso usa i differenziali delle *travel times* del fronte d'onda piano dovuti a *slowness* e *back-azimuth* specifici per ciascuna stazione dell'*array*. Se le registrazioni di ogni singola stazione sono approssimativamente traslati nel tempo per un determinato *back-azimuth* e *slowness*, allora tutti i segnali con gli stessi valori di tali parametri si sommeranno costruttivamente.

Indicando con \underline{r}_j la posizione delle singole stazioni in un *array*, si ha che il valore assoluto di tale vettore, $r = |\underline{r}_j|$, descrive la distanza dello strumento j rispetto al centro dell'*array* in tutte e tre le direzioni. Tale centro può coincidere con uno strumento centrale o un qualunque punto geometrico dell'*array*, Fig. 1.3.

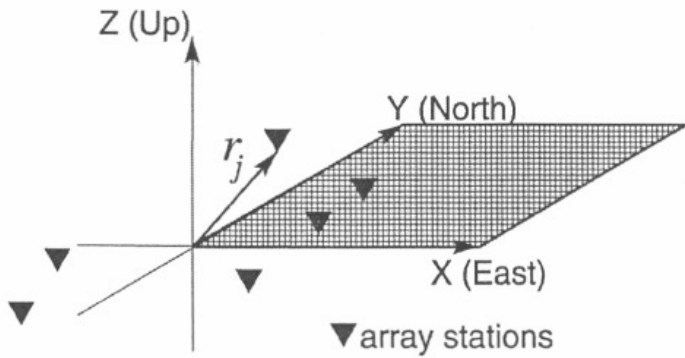


Fig. 1.3, Posizione della stazione S_j rispetto al centro dell'*array* (coincidente con l'origine del sistema di riferimento cartesiano).

Consideriamo il campo di onde incidente composto dal segnale $f(t)$ e dal rumore $n_i(t)$; tale campo registrato al centro dell'*array* è descritto dalla seguente serie temporale:

$$x_{center}(t) = f(t) + n_i(t) \quad (1.29)$$

A causa delle differenti posizioni delle stazioni dell'*array*, il fronte d'onda incidente ha differenti tempi di tragitto ad ogni stazione. La differenza tra questi tempi è dipendente dalla *slowness* del fronte d'onda e dalla posizione del sensore.

Quindi la stazione i con localizzazione \underline{r}_i registra la serie temporale:

$$x_i(t) = f(t - \underline{r}_i \cdot \underline{u}_{hor}) + n_i(t) \quad (1.30)$$

dove \underline{u}_{hor} rappresenta la componente orizzontale della *slowness*. Una traccia, dove è stato rimosso lo *shift* temporale, può essere espressa dalla seguente relazione:

$$\tilde{x}_i(t) = x_i(t + \underline{r}_i \cdot \underline{u}_{hor}) = f(t) + n_i(t + \underline{r}_i \cdot \underline{u}_{hor}) \quad (1.31)$$

La somma delle tracce sfasate per un *array* di M componenti è allora dato da:

$$b(t) = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \tilde{x}_i(t) = f(t) + \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M n_i(t + \underline{r}_i \cdot \underline{u}_{hor}) \quad (1.32)$$

Il metodo del *beam forming* amplifica le fasi con le appropriate *slowness*, mentre attenua il rumore incoerente e le fasi con differenti *slowness* (Rost and Thomas, 2002). Il fattore di attenuazione del rumore dipende dal numero di stazioni usate nel processo. Una buona approssimazione della valorizzazione del SNR dell'*array*, S, paragonato al SNR della singola stazione, s, dell'*array* è data da:

$$S = \sqrt{M} s \quad (1.33)$$

per un *array* sempre di M componenti, assumendo segnali perfettamente coerenti ad ogni stazione e rumore completamente scorrelato.

Questo metodo lavora solo per una combinazione discreta di *slowness* e *back azimuth*. Utilizzare valori di tali parametri non corretti, durante l'applicazione del metodo, produce una diminuzione dell'ampiezza del segnale ed una sua distorsione. Anche se i valori teorici per i due parametri sono noti, diversi fattori (come le variazioni locali della velocità delle onde al di sotto dei sensori) possono causare deviazioni della *slowness* e del *back azimuth* dai valori teorici.

Inoltre, per avere un buon esito della somma delle forme d'onda attraverso l'*array* e quindi dell'applicazione della tecnica del *beam forming*, le forme d'onda devono essere simili. Questo rende difficile l'uso della tecnica in quei casi in cui la rete è composta da differenti strumentazioni e per *array* di grandi aperture.

1.4.2 *Frequency-Wave number Analysis – FK Analysis*

Il metodo dell'analisi della frequenza del numero d'onda, *fk analysis*, è in grado di misurare “interamente” il vettore *slowness*, ovvero determinare simultaneamente sia il *back-azimuth* che la *slowness*. La *fk analysis* calcola la potenza corrispondente a differenti *slowness* e varie direzioni dell'onda.

Nel caso in cui i parametri u e θ di un'onda non siano noti è possibile compiere una ricerca per tutte le combinazioni dei parametri al fine di determinarne la migliore, tale da produrre l'ampiezza più grande del segnale calcolato. Queste operazioni vengono svolte nel dominio delle frequenze.

Consideriamo un segnale che arriva al punto di riferimento interno all'*array* con velocità orizzontale v_s e *back-azimuth* θ indicato con $s(t)$. Tale segnale registrato dall' n -esimo sismometro, con vettore posizione \underline{r}_n relativo al punto di riferimento dell'*array*, può essere descritto mediante la seguente espressione:

$$x_n(t) = s(t - \underline{u}_0 \cdot \underline{r}_n) \quad (1.34)$$

dove \underline{u}_0 è il vettore *slowness* con

$$\underline{u}_0 = \frac{1}{v_0} (\cos \theta, \sin \theta) \quad (1.35)$$

dove v_0 è la velocità superficiale.

La massima ampiezza della somma di tutti i sensori dell'*array* è raggiunta se i segnali di tutte le stazioni sono in fase, ovvero, se gli sfasamenti temporali $\underline{u}_0 \cdot \underline{r}_n$ scompaiono (*beam forming*).

Per un *array* di N elementi, possiamo calcolare l'*output* come:

$$y(t) = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N x_n(t + \underline{u}_0 \cdot \underline{r}_n) \quad (1.36)$$

Per un segnale con una differente *slowness*, la somma delle tracce può essere espressa nel seguente modo (Rost e Thomas, 2002):

$$y(t) = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N s\{t + [(\underline{u}_0 - \underline{u}) \cdot \underline{r}_n]\} \quad (1.37)$$

L'energia totale registrata all'*array* può essere calcolata integrando sul tempo la somma dei quadrati delle ampiezze:

$$\begin{aligned} E(\underline{k} - \underline{k}_0) &= \int_{-\infty}^{+\infty} y^2(t) dt = \\ &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} |S(\omega)|^2 \left| \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N e^{2\pi i(\underline{k} - \underline{k}_0) \cdot \underline{r}_n} \right|^2 d\omega \end{aligned} \quad (1.38)$$

usando il teorema di Parseval, $S(\omega)$ è la trasformata di Fourier di $s(t)$ e \underline{k} è il vettore numero d'onda dato da:

$$\underline{k} = (k_x, k_y) = \omega \cdot \underline{u} = \frac{\omega}{v_0} (\cos \theta, \sin \theta) \quad (1.39)$$

dove \underline{k}_0 è il vettore numero d'onda per $\underline{u} = \underline{u}_0$. Quindi il *back-azimuth* determina la direzione del vettore \underline{k} , la *slowness* ne determina la sua intensità.

Il risultato della *fk analysis* è la densità dello spettro di potenza $|S(\omega)|^2$ come funzione della *slowness* e del *back-azimuth*.

La *slowness* può essere calcolata dal vettore numero d'onda:

$$|k| = (k_x^2 + k_y^2)^{1/2} = \frac{2\pi}{u_s} = \frac{\omega}{v_s} \quad (1.40)$$

dove v_s è la velocità orizzontale apparente.

Mentre il *back-azimuth* è descritto dalla:

$$\theta = \tan^{-1} \left(\frac{k_x}{k_y} \right) \quad (1.41)$$

Nella Fig. 1.4 è riportato il diagramma della *fk analysis*.

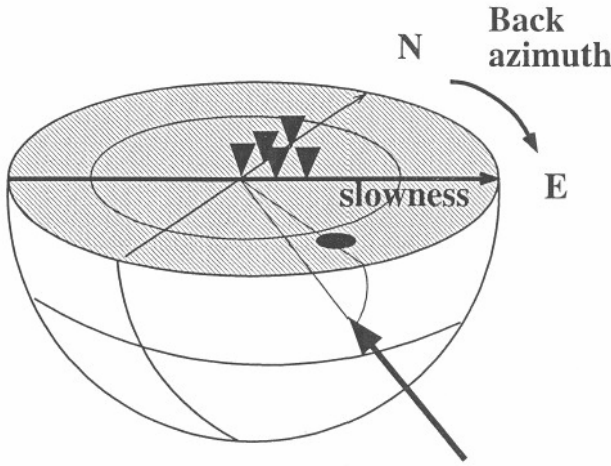


Fig. 1.4, La freccia nera indica un'onda incidente che viaggia attraverso un semispazio ideale al di sotto dell'array. Il semispazio è proiettato sulla superficie nel diagramma *fk*. La distanza del massimo di energia dall'origine definisce la *slowness*, mentre l'angolo dal nord definisce il *back-azimuth*.

Questa tecnica può essere applicata solo a finestre temporali piccole, ad esempio di qualche secondo. Questo perché, considerando finestre più ampie, la parte considerata potrebbe contenere fasi differenti con differenti vettori *slowness* e ciò renderebbe ambigua l'identificazione di una possibile fase. Questo implica che i risultati migliori con la *fk analysis* si ottengono per quegli *array* in cui i ritardi tra gli arrivi a tutte le stazioni sono piccoli, ovvero per *array* complessivamente di piccole dimensioni.

1.5 Cross-Correlazione

Si può incrementare l'accuratezza del metodo delle localizzazioni relative, appena descritti, andando a migliorare la precisione con cui è determinata la differenza tra le *travel times* degli eventi usando il metodo della cross-correlazione tra le loro forme d'onda. Questo

metodo fa affidamento sulla similarità dei sismogrammi degli eventi vicini; infatti due terremoti producono forme d'onda simili ad una stessa stazione se i loro meccanismi di sorgente sono virtualmente identici e se le loro sorgenti sono disposte in modo tale che la deviazione che subisce il segnale a causa delle eterogeneità della velocità lungo il percorso, sorgente-ricevitore, sia piccola [Waldhauser and Ellsworth, 2000]. Quindi il coefficiente di correlazione tra i due sismogrammi costituisce già una misura della distanza tra i due eventi.

La differenza di tempo $\Delta T_{1,i}$ tra i primi arrivi alla stessa stazione S_j per una coppia di eventi, può essere determinata tramite il calcolo della funzione di cross-correlazione tra le loro forme d'onda. Si assume, infatti, che il valore $\Delta T_{1,i}$ corrisponda allo *shift* temporale tra le due registrazioni tale da produrre il massimo della funzione di correlazione calcolata nel dominio dei tempi. La funzione di correlazione tra due serie di campioni X ed Y è definita nel seguente modo:

$$R = \frac{N \sum_{k=1}^N X_k Y_k - \sum_{k=1}^N X_k \sum_{k=1}^N Y_k}{\sqrt{\left[N \sum_{k=1}^N X_k^2 - \left(\sum_{k=1}^N X_k \right)^2 \right] * \left[N \sum_{k=1}^N Y_k^2 - \left(\sum_{k=1}^N Y_k \right)^2 \right]}} \quad (1.42)$$

dove N indica il numero di campioni appartenenti alle serie. Quando i due sismogrammi sono identici si ha che R assumerà il suo valore massimo, cioè l'unità, mentre più le due forme d'onda sono differenti più tenderà al suo valore minimo, zero.

Utilizzando i $\Delta T_{1,i}$, calcolati con la cross-correlazione, si può risolvere il sistema di equazioni descritte dalla (1.42), determinando così le localizzazioni relative degli eventi.

Nelle localizzazioni con la tecnica del *master event* (utilizzando i $\Delta T_{1,i}$ così calcolati), si ha il vincolo che possono essere rilocalizzati solo i terremoti che presentino correlazione elevata con l'evento di riferimento.

2. METODOLOGIA

2.1 Generalità

Con il passare degli anni la localizzazione degli eventi sismici è diventata un aspetto molto importante per la sismologia, sia per poter definire le aree sismiche, sia per uno studio dettagliato della sismicità all'interno di aree particolari, per esempio per studi geofisici o per cercare di predire la sismicità futura. Nel contesto della sismicità globale, le numerose esplosioni nucleari che sono state eseguite nel passato hanno dato la possibilità ai sismologi di verificare l'accuratezza dei processi di localizzazione, poiché erano note le sedi dei test, e di riesaminare le curve delle *travel times*.

Dalla prima esplosione nucleare, avvenuta nel 1945, la minaccia dell'utilizzo di ordigni atomici è diventata una strategia dominante nel contrasto tra due super potenze. I negoziati per limitare il diffondersi delle armi nucleari ebbero inizio subito dopo la seconda Guerra Mondiale. Tali trattati sono in continua evoluzione, come pure, purtroppo, lo sviluppo ed i test su nuove armi.

Nel 1963 il Trattato per la Proibizione Parziale dei Test (PTBT) inibiva le esplosioni nucleari in atmosfera mentre il trattato bilaterale dell'aprile del 1976, tra gli Stati Uniti e la Unione Sovietica, limitava la potenza dei test eseguiti da entrambe le parti a 150 Kilotoni. Il Trattato per la non proliferazione impedisce agli stati in possesso della tecnologia nucleare di rifornire gli stati privi con armi, materiale e conoscenze pratiche su tale tematica. Purtroppo non tutti gli Stati hanno aderito a tali trattati e, in ogni caso, essi non pongono limiti allo sviluppo tecnologico di paesi che dispongano già di tecnologia bellica nucleare avanzata.

Per molto tempo il Trattato per la messa al bando totale degli esperimenti nucleari, il *Comprehensive Nuclear Test-Ban Treaty* (CTBT), che proibisce tutti i tipi di *test* in qualsiasi ambiente-scenario (sotterranee e non), è stato considerato un obiettivo importante verso il controllo del nucleare e verso il disarmo. L'adempimento del CTBT è da considerarsi fondamentalmente una questione politica, tuttavia una grande importanza fu attribuita alle discussioni tecniche sul "come" poter verificare una possibile evasione dal trattato. Emerse immediatamente il fatto che gli strumenti sismologici avrebbero giocato un ruolo fondamentale in tale contesto. Le onde sismiche generate dalle esplosioni possono essere rilevate utilmente da una rete globale di stazioni. Inoltre, questo tipo di onde può essere discriminato con alto grado di confidenza se confrontato con quelle generate da terremoti.

E' comunque necessario avere la possibilità di eseguire ispezioni in sito (*On-site inspection*), nelle aree dove *test* clandestini possono essere stati eseguiti in modo da poter certificare con chiarezza eventuali violazioni del trattato.

Nel corso degli anni sono stati condotti, e sono tuttora condotti, numerosi studi volti al perfezionamento di tecniche di discriminazione e localizzazione di esplosioni nucleari (Dalhman and Israelson, 1977).

E' in questo contesto che si sviluppa il presente lavoro di tesi.

Una buona definizione dei parametri ipocentrali costituisce di per se il primo passo per poter discriminare l'origine, naturale o non, dell'evento in esame. Di particolare importanza è la profondità dell'ipocentro. Infatti la possibilità di collocare tale profondità a più di qualche chilometro, consentirebbe senz'altro l'esclusione di ogni tipo di cause non naturali. Sono poi da escludere come possibili aree adatte alla conduzione di esplosioni nucleari sotterranee tutte le zone densamente abitate, per ovvie ragioni pratiche, ed i fondi oceanici, per le difficoltà tecniche connesse alla preparazione dell'esperimento. Quindi se l'ipocentro della sorgente sospetta viene localizzato in una di queste zone, l'origine artificiale della sorgente può essere esclusa con assoluta certezza.

L'obiettivo del processo di localizzazione nell'ambito del CTBT è quello di riuscire a determinare la posizione degli eventi tale che la "vera" sorgente sia interna ad un'area di 1000km^2 (o più piccola). La dimensione di tale area è definita nel protocollo del trattato, in modo tale che, qualora la localizzazione non fosse sufficiente a definire la natura della sorgente, si possa comunque eseguire una ispezione in sito in tale area (CTBT, 1996). Tale ispezione verrebbe condotta utilizzando differenti metodologie geofisiche. Tra esse citiamo il *monitoraggio sismico passivo* per cercare di rilevare anche la debole attività sismica causata dal collasso delle pareti della cavità formatasi durante l'esplosione stessa.

L'obiettivo di questo lavoro di tesi è prima di tutto quello di sviluppare un algoritmo di localizzazione che permetta di ottenere delle localizzazioni precise a scala globale. Successivamente sarà sviluppato un algoritmo che permetta di individuare e seguire quella debole attività sismica potenziale conseguenza di un'esplosione. Naturalmente, le procedure sviluppate possono essere applicate non soltanto in questo contesto di discriminazione, ma in qualsiasi contesto sismologico.

2.2 Localizzazione a scala globale

L'idea base per lo sviluppo dell'algoritmo a scala globale è l'obiettivo di rilocalizzare:

- terremoti appartenenti ad una sequenza, oppure
- eventi vicini nello spazio, ma non necessariamente nel tempo.

E' ben noto che la precisione delle localizzazioni è vincolata da alcuni fattori, tra cui l'accuratezza con cui sono letti gli arrivi delle diverse fasi sismiche, la distribuzione della rete sismometrica e, non meno importante, la conoscenza del mezzo di propagazione.

Fortunatamente, gli errori connessi all'utilizzo di un non corretto modello di velocità possono considerarsi sistematici per gli ipocentri spazialmente vicini fra loro e, dato che la tecnica sviluppata da Douglas (1967) è basata su questa caratteristica, essa costituisce anche il punto di partenza per l'algoritmo sviluppato in questo lavoro.

2.2.1 Algoritmo di localizzazione

Si consideri un *cluster* di eventi (la distanza tra gli ipocentri dei terremoti deve essere piccola confrontata con la distanza tra il centro del *cluster* e le stazioni) tale che si possano considerare simili i percorsi dei raggi tra gli eventi ed una medesima stazione. In base a questo l'effettiva distanza tra gli ipocentri può essere considerata come unico fattore che determina le differenze delle *travel times*.

Riprendiamo qui alcune considerazioni già esposte nel capitolo precedente (sezione 1.3.3)

Si consideri un evento E_i registrato alla stazione S_j e si consideri l'espressione per il primo arrivo:

$$T_{i,j} = H_i + f(\Delta_{i,j}, h_i) \quad (2.1)$$

dove $\Delta_{i,j} = \Delta(\varphi_j, \lambda_j, \varphi_i, \lambda_i)$ è la distanza epicentrale tra l'evento e la stazione. Linearizzando la (2.1) intorno a delle coordinate ipocentrali iniziali $(\overline{H}_j, \overline{\varphi}_j, \overline{\lambda}_j, \overline{h}_j)$, rispettivamente tempo origine e coordinate ipocentrali):

$$T_j = \overline{H}_j + dH_j + f(\overline{\Delta}_{ij}, \overline{h}_i) + \left(\frac{\partial f}{\partial \varphi_i} \right)_{\varphi_i = \overline{\varphi}_i} d\varphi_i + \left(\frac{\partial f}{\partial \lambda_i} \right)_{\lambda_i = \overline{\lambda}_i} d\lambda_i + \left(\frac{\partial f}{\partial h_i} \right)_{h_i = \overline{h}_i} dh_i + \varepsilon_j \quad (2.2)$$

dove f dà la *travel time* per l'onda P, $\overline{\Delta_{ij}}$ rappresenta la distanza epicentrale tra la posizione iniziale di E_i e la stazione S_j . $dH_i, d\varphi_i, d\lambda_i, dh_i$ sono le quattro incognite, le variazioni del tempo origine e delle coordinate ipocentrali dai parametri iniziali, mentre ε_j è il residuo di stazione.

Un'espressione analoga alla (2.1) può essere considerata per un secondo evento E_l sempre alla stazione S_j . Sottraendo all'espressione così ottenuta la (2.1) si ottiene un'espressione lineare in otto incognite, le quattro variazioni dei parametri ipocentrali per l'evento E_l e le quattro per E_i :

$$\begin{aligned} \Delta T_{l,i} = & \overline{H}_l + dH_l + f(\overline{\Delta_{lj}}, \overline{h}_l) + \left(\frac{\partial f}{\partial \varphi_l} \right)_{\varphi_l = \overline{\varphi}_l} d\varphi_l + \left(\frac{\partial f}{\partial \lambda_l} \right)_{\lambda_l = \overline{\lambda}_l} d\lambda_l + \left(\frac{\partial f}{\partial h_l} \right)_{h_l = \overline{h}_l} dh_l + \\ & -\overline{H}_i - dH_i - f(\overline{\Delta_{ij}}, \overline{h}_i) - \left(\frac{\partial f}{\partial \varphi_i} \right)_{\varphi_i = \overline{\varphi}_i} d\varphi_i - \left(\frac{\partial f}{\partial \lambda_i} \right)_{\lambda_i = \overline{\lambda}_i} d\lambda_i - \left(\frac{\partial f}{\partial h_i} \right)_{h_i = \overline{h}_i} dh_i \end{aligned} \quad (2.3)$$

Nella (2.3) non è presente il residuo di stazione perché dato che sono in esame eventi vicini registrati alla medesima stazione, si può assumere che le due osservazioni abbiano la stessa correzione di stazione e quindi nella differenza tra i tempi di arrivo questa ulteriore incognita si elimina.

Un'espressione analoga alla (2.3) può essere scritta per tutte le possibili coppie di eventi interni al *cluster* registrate a stazioni comuni. Come nella tecnica Joint, non è necessario che tutti gli eventi siano registrati da tutte le stazioni, ma è necessario che tutte le coppie abbiano almeno qualche stazione in comune (Console and Giuntini, 2006).

Spostando nel termine di sinistra, la differenza tra i tempi origine e le *travel times* della coppia di eventi calcolati rispetto alle loro coordinate iniziali si ha:

$$\Delta T_{l,i} - \left(\overline{H}_l + f(\overline{\Delta_{lj}}, \overline{h}_l) - \overline{H}_i - f(\overline{\Delta_{ij}}, \overline{h}_i) \right) = \Delta T_{l,i}^* \quad (2.4)$$

Quest'espressione si può anche scrivere nella forma:

$$\Delta T_{l,i}^* = (T_{l,j} - T_{i,j})^{Obs} - (T_{l,j} - T_{i,j})^{Cal} \quad (2.5)$$

cioè la doppia differenza tra i tempi di arrivo osservati ed i tempi di arrivo calcolati teoricamente. E' per questa ragione che la metodologia sviluppata viene chiamata delle Doppie Differenze, *Double Difference Joint Hypocenter Determination* (Console and Giuntini, 2006).

Se il *cluster* è costituito da M_e eventi ed il numero totale di osservazioni è pari a N , l'insieme delle equazioni (2.3) può essere scritto come:

$$\underline{d} = G \cdot \underline{m} \quad (2.6)$$

dove G è la matrice dei coefficienti, costituita dalle derivate delle *travel times* rispetto alle coordinate ipocentrali, \underline{m} è il vettore delle incognite, le variazioni delle coordinate ipocentrali rispetto alle coordinate iniziali, pari a $4 \cdot M_e$ e \underline{d} è il vettore delle osservazioni ed è quindi di dimensione N .

Il sistema descritto dalla (2.6) viene risolto applicando il metodo dei minimi quadrati:

$$\underline{m} = (G^T G)^{-1} G \underline{d} \quad (2.7)$$

Questo metodo offre il vantaggio di incrementare l'accuratezza delle localizzazioni relative degli eventi, ma la localizzazione assoluta dell'intero *cluster* rimane incerta. Cioè il metodo è in grado di costruire la configurazione spaziale del *cluster*, ma non è in grado di fornire informazioni circa la posizione assoluta dell'intero *cluster*.

Introducendo la possibilità di inserire, nel sistema (2.6), la localizzazione nota di un dato evento del *cluster* viene vincolata la posizione assoluta dell'intero gruppo. Un modo per implementare tale condizione nel sistema è di introdurre quattro nuove equazioni che esprimono l'uguaglianza delle quattro incognite ai valori imposti. Inoltre è possibile definire un peso per questa informazione aggiunta, tanto più grande sarà tanto meno le altre osservazioni influenzeranno le soluzioni per l'evento di vincolo.

Dato che gli eventi del *cluster* che possono essere analizzati con questa metodologia sono sorgenti raggruppate nello spazio, ma non è detto che lo siano anche nel tempo (ci potrebbero essere anni tra un evento e l'altro), le variazioni al tempo origine cercate nella risoluzione del sistema potrebbero essere grandi, in tal caso però ci si allontanerebbe dalle ipotesi iniziali per cui è possibile la linearizzazione della (2.1). Per ovviare a ciò è opportuno avere la possibilità di definire il tempo origine iniziale di uno o più eventi.

La soluzione dell'insieme di equazioni (2.7) può presentare alcuni problemi quando la matrice è singolare o vicina alla singolarità. Un esempio è dato dal caso in cui uno o più eventi sono registrati solo da onde rifratte, tutte date dallo stesso piano riflettente. In tal caso tutte le derivate delle *travel times* rispetto alle profondità ipocentrali hanno più o meno lo stesso valore. Un problema simile si presenta anche quando le osservazioni sono costituite solamente da onde dirette, nel caso in cui le distanze tra i vari epicentri e la stessa stazione non sono marcatamente differenti. Date le piccole dimensioni dell'area sorgente rispetto alle distanze con le varie stazioni, gli angoli di *take off* dei raggi degli ipocentri alle varie stazioni sono molto simili tra loro. Per ovviare a questo problema sarebbe necessario poter usare un'ampia distribuzione di stazioni, così che i primi arrivi siano costituiti sia da onde dirette che da onde rifratte. Dato che stiamo trattando un problema di localizzazione a scala globale non è sempre detto che si abbiano stazioni così vicine al *cluster* tali che il primo arrivo sia una fase diversa dalla P telesismica. Per

ovviare a questo problema è stata inserita la possibilità di vincolare la profondità, con un relativo peso, di uno o più eventi. Per ogni vincolo inserito si avrà una riga in più nella matrice G, costituita da tutti termini nulli tranne per quello corrispondente alla profondità dell'evento in esame.

Il punto di partenza per la risoluzione del sistema (2.7) è costituito da un *set* di coordinate iniziali; le soluzioni trovate possono a loro volta costituire il punto di partenza per un nuovo ciclo di iterazione. Si tratta quindi di un processo iterativo. E' dunque necessario introdurre delle condizioni di arresto per la ricerca della soluzione che minimizza la somma dei quadrati dei residui.

L'algoritmo da noi sviluppato considera i seguenti criteri:

- il valore assoluto dello spostamento delle coordinate è minore di una frazione dell'errore associatogli, $|\Delta\bar{x}| < \frac{Err(\Delta\bar{x})}{soglia_1}$, la convergenza del sistema è raggiunta;
- la somma dei quadrati dei residui, $(\Delta T_{l,i})^{Obs} - (\Delta T_{l,i})^{Cal}$, sia minore di $N \cdot soglia_2$; dove N è il numero di osservazioni. In questo caso si parla di residui trascurabili;
- si ha un'oscillazione ripetuta della somma dei quadrati dei residui per un numero di volte superiore a $soglia_3$, nell'intorno di un valore ed in questo caso si parla chiaramente di oscillazione dei residui;
- se invece vengono eseguite più di $soglia_4$ iterazioni: si dichiara che il sistema non converge;

i valori dei quattro parametri $soglia_i$ possono essere definiti interattivamente dall'utente in base alle proprie necessità.

Per determinare le doppie differenze espresse dalla (2.5) si devono calcolare:

- le differenze tra i tempi di arrivo osservati (dello stesso tipo di fase) dei due eventi alla stessa stazione $(T_{l,j} - T_{i,j})^{Obs}$;
- e le differenze $(T_{l,j} - T_{i,j})^{Cal}$ tra le *travel times* sintetiche.

Il procedimento usato per calcolare le $(T_{l,j} - T_{i,j})^{Obs}$ è descritto nel prossimo paragrafo, mentre per quanto riguarda la definizione delle $(T_{l,j} - T_{i,j})^{Cal}$ il programma è stato strutturato in modo da poter utilizzare tabelle dei tempi di tragitto di un modello di riferimento, nello specifico lo IASPEI91 (Kennett e Engdahl, 1991). Questo modello definisce i tempi di tragitto a diverse distanze epicentrali (Δ , a intervalli di 2°) con la sorgente disposta a differenti profondità ipocentrali ($h=0$.km, 35.0km, 70.0km, 150.0km, 250.0km, 400.0km, 550.0km,

700.0km). E' già stato fatto notare che il processo di localizzazione è un processo iterativo: parte da coordinate iniziali imposte per poi aggiornarle con le correzioni trovate nel processo di minimizzazione. Gli ipocentri così trovati possono costituire a loro volta le coordinate di partenza per un nuovo ciclo. Quindi è sufficiente considerare solo il primo passaggio, i cicli successivi si svolgono in maniera analoga. Analizziamo l'evento E_i registrato alla stazione S_j . Partendo dalle coordinate iniziali dell'evento il programma calcola la distanza epicentrale $\Delta_{i,j}$ e la profondità ipocentrale h_i ; dopodichè ricerca tali valori nelle tabelle del modello e ne legge il tempo di arrivo associato.

Nei casi in cui i $\Delta_{i,j}$ e h_i non siano esattamente coincidenti con quelli della tabulazione, viene eseguita un'interpolazione tra gli estremi tabulati per arrivare a quelli cercati e determinare così il tempo $T_{i,j}^{Cal}$ associatogli. Analogamente viene calcolato $T_{l,j}^{Cal}$ e viene determinata la differenza. Tale differenza verrà inserita nella (2.5).

L'algoritmo di localizzazione appena descritto è stato sviluppato in linguaggio FORTRAN.

2.2.2 Determinazione dei $\Delta T_{l,i}^{Obs}$

Data una sismicità clusterizzata, le onde delle diverse sorgenti avranno percorsi simili. Quindi, considerando le differenze dei tempi di arrivo di un'onda di eventi diversi ad una stazione comune, si riduce, nel processo di localizzazione, l'influenza di una struttura della velocità non veritiera. Il modello di velocità influenzerà nello stesso modo i percorsi comuni delle onde di due eventi vicini.

Un'altra fonte significativa di errore nel processo di localizzazione è legata alla non corretta lettura degli arrivi. Dato che eventi vicini e aventi meccanismi di rottura simili generano forme d'onda simili, per limitare l'influenza dei *picking* sbagliati si è sviluppato un algoritmo basato sulla tecnica di cross-correlazione nel dominio del tempo. Così facendo si incrementa la precisione con cui si determinano i $\Delta T_{l,i}^{Obs}$ rispetto alle differenze calcolate dai *picking* dei bollettini (Schaff et al., 2004; Console and Giuntini, 2006).

La misura diretta delle differenze con la cross-correlazione richiede la scelta di finestre nell'intorno di tempi di arrivo per la coppia di eventi, tali tempi corrispondono a quelli definiti nei bollettini. La funzione di correlazione viene calcolata confrontando una finestra fissata, per il primo sismogramma, con una finestra, della stessa dimensione, mobile su una finestra più ampia

del secondo evento. Viene ricercato il massimo di tale funzione e il relativo *shift* temporale tra le due finestre corrisponde al $\Delta T_{l,i}^{Obs}$ cercato.

Considerando le registrazioni di due eventi alla stessa stazione, se la finestra di riferimento è costituita da N campioni, la formula per il calcolo della funzione di correlazione, per uno *shift* pari ad s, è la seguente:

$$r(s) = \frac{N \sum_{t=1}^N X(t)Y(t+s) - \sum_{t=1}^N X(t)Y(t+s)}{\sqrt{\left[N \sum_{t=1}^N (X(t))^2 - \left(\sum_{t=1}^N X(t) \right)^2 \right] * \left[N \sum_{t=1}^N (Y(t+s))^2 - \left(\sum_{t=1}^N Y(t+s) \right)^2 \right]}} \quad (2.8)$$

dove X ed Y rappresentano le due serie di campioni: la registrazione X corrisponde a quella che viene presa come riferimento per il calcolo del coefficiente. L'evento che di volta in volta ricoprirà il ruolo della registrazione X verrà denominato come evento di riferimento e l'altro sarà indicato semplicemente come secondo evento.

Questa tecnica permette di ridurre l'influenza degli errori commessi nel processo di lettura, ma può capitare che la funzione di correlazione non sia in grado di eliminare tali errori soprattutto in quei casi in cui le incertezze nell'interpretazione dei sismogrammi siano rilevanti (Schaff and Waldhauser, 2005).

E' stato sviluppato un programma in FORTRAN per calcolare la funzione di cross-correlazione tra tutte le possibili coppie di eventi analizzati alle stazioni comuni e determinare il massimo di tale funzione. Interattivamente è possibile definire le dimensioni della finestra per l'evento di riferimento e le dimensioni della finestra più ampia del secondo evento.

Determinata la funzione di correlazione, il programma trova il suo valore massimo, r_{max} , e calcola l'intervallo di tempo, $\Delta T_{l,i}^{Obs}$, di cui si deve traslare il sismogramma del secondo evento rispetto a quello di riferimento per ottenere r_{max} .

Si ha, inoltre, la possibilità di salvare tutte le correlazioni o solo quelle che superano un certo valore di soglia.

Sapendo che la correlazione ci dà informazioni sulla similarità di due sorgenti, il valore massimo della funzione di correlazione è atteso quando si confrontano gli elementi dei due sismogrammi contenenti gli arrivi delle stesse fasi sismiche. E' per questo motivo che la ricerca di r_{max} è ristretta ad un intervallo nell'intorno del tempo di arrivo della fase del secondo evento ottenuto dalla lettura di un'analista. Non è stata eseguita una scelta così restrittiva anche per l'intervallo su cui viene considerata la funzione di correlazione, per poter avere a disposizione uno strumento di analisi da utilizzare qualora si presentasse la necessità di fare delle verifiche sui tempi di arrivo assunti preliminarmente.

Il programma è strutturato in modo tale che vengano calcolate tutte le correlazioni, verranno quindi determinate tutte le differenze sia per la coppia $E_i - E_l$ che per la coppia $E_l - E_i$. Se i sismogrammi fossero interpretati correttamente e le forme d'onda si assomigliassero molto, ci dovremmo aspettare che le differenze, $\Delta T_{l,i}^{Obs}$ e $\Delta T_{i,l}^{Obs}$, siano identiche. In tal caso tutte le correlazioni date dagli accoppiamenti reciproci non contribuirebbero al processo di localizzazione con nuove informazioni. Questa eventualità, però, non si verifica nei casi reali a causa degli errori descritti precedentemente, legati al modello di velocità utilizzato e ad una non precisa definizione degli arrivi. Ecco perché verranno considerate tutte le correlazioni il cui valore massimo si trova al di sopra della soglia stabilita.

2.3 Localizzazione a scala locale

Nel caso in cui sia necessario discriminare la reale natura, artificiale o non, di un evento sospetto e le tecniche di localizzazione a scala globale non siano state in grado di definirne l'origine con esattezza, potrebbe essere condotta un'ispezione in sito. Tale ispezione dovrebbe poter mettere in luce l'esistenza di una sismicità caratteristica di un post *test* nucleare. In questo ambito, l'obiettivo di questo lavoro è sviluppare una procedura che sia in grado di individuare quella debole attività sismica legata al collasso della cavità che si forma durante l'esplosione. Tale procedura, naturalmente, potrà comunque essere applicata in tutti i contesti di una sismicità locale.

Sono considerati come punto di partenza i dati di un mini *array*.

2.3.1 Algoritmo di localizzazione

L'idea base è quella di sviluppare un algoritmo per ottenere *back-azimuth* e velocità apparente di eventi di debole entità registrati, su scala locale, mediante *mini-array*. Questi ultimi sono costituiti da tre sensori posti vicino l'uno rispetto all'altro (in media poche centinaia di metri). Si tenga però presente che la metodologia sviluppata può essere applicata, con le dovute modifiche, anche ad *array* con più sensori, purchè essi siano vicini. L'algoritmo è sviluppato su una piattaforma Matlab (Pignatelli et al., 2008).

Se gli eventi analizzati sono locali, si può trascurare la curvatura della Terra. Inoltre, se gli elementi degli *array* sono molto vicini fra loro rispetto alla distanza dall'evento, il fronte d'onda può essere considerato piano.

Sotto queste ipotesi si consideri un evento E registrato da tre differenti sensori S_1, S_2 ed S_3 di un *array* tripartito (Fig.2.1).

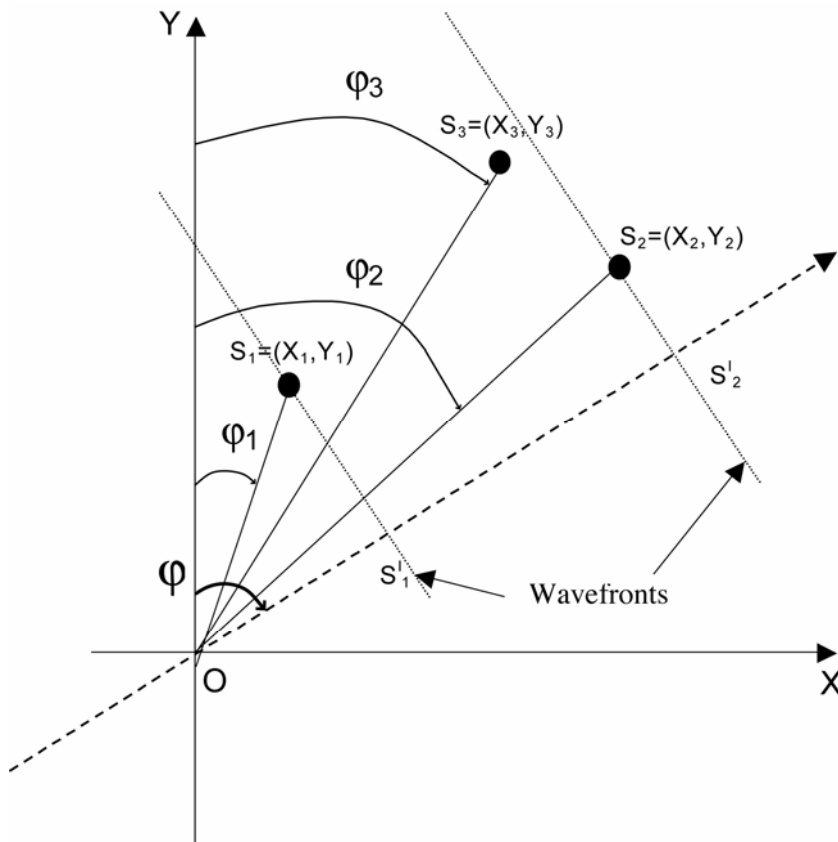


Fig. 2.1, Schema di un *array* tri-partito. S_1, S_2 ed S_3 sono i tre elementi, la linea tratteggiata rappresenta la direzione della propagazione dell'onda. $\varphi_1, \varphi_2, \varphi_3$ e φ sono gli *azimuth* dei tre elementi e l'*azimuth* dell'evento rispetto all'origine del sistema di riferimento cartesiano.

Consideriamo per il momento il caso in cui il sensore S_1 sia il sensore di riferimento dell'*array*, in tal caso si hanno due possibili coppie (S_1, S_2) e (S_1, S_3) .

Le differenze di tempo tra gli arrivi alle due coppie di sensori, dipendono da due parametri: il *back-azimuth* e la velocità apparente del fronte d'onda. Assumendo il mezzo attraversato come elastico ed omogeneo, il fronte d'onda impiegherà lo stesso tempo per coprire la distanza tra S_1 ed S_2 così come la distanza tra le proiezioni dei due sensori sul raggio: S'_1 e S'_2 .

In base a questo, la differenza tra i primi arrivi può essere espressa mediante la seguente espressione:

$$\Delta T_{12} = T_2 - T_1 = \frac{\overline{S'_1 S'_2}}{v_a} \quad (2.9)$$

dove v_a è la velocità apparente del fronte d'onda.

Attraverso semplici regole di geometria piana, l'equazione (2.9) può essere scritta in funzione delle coordinate, note, dei due sensori della *back-azimuth* dell'evento in esame:

$$\Delta T_{12} = \frac{(y_2 - y_1) \cos \varphi + (x_2 - x_1) \sin \varphi}{v_a} \quad (2.10)$$

Una relazione analoga, ΔT_{13} , può essere scritta per l'altra coppia di sensori. In questo modo, considerando queste due espressioni, si ha un sistema di due equazioni in due incognite. Considerandone il rapporto, si ricava il *back-azimuth* dell'evento:

$$\tan \varphi = \frac{\Delta T_{12} (y_3 - y_1) - \Delta T_{13} (y_2 - y_1)}{\Delta T_{12} (x_3 - x_1) - \Delta T_{13} (x_2 - x_1)} \quad (2.11)$$

Una volta risolta la (2.11) è possibile definire la velocità apparente, invertendo la (2.10):

$$v_a = \frac{(y_2 - y_1) \cos \varphi + (x_2 - x_1) \sin \varphi}{\Delta T_{12}} \quad (2.12)$$

Per il calcolo di v_a , possono essere utilizzati i dati dell'altra coppia (S_1, S_3) invece di quelli adottati nella descrizione sovrastante ma il valore della velocità trovata non deve cambiare (l'onda analizzata è la stessa). I sensori dell'*array* sono molto vicini fra loro quindi si ha che il numeratore ed il denominatore della (2.12) possono avere valori molto piccoli. Potrebbe succedere che uno dei due sfasamenti temporali possa essere nullo in tal caso è opportuno scegliere il valore di v_a che proviene dal ΔT_{jk} più grande (j, k coppia di sensori).

Relazioni analoghe alle (2.11) e (2.12) possono essere scritte considerando gli altri due sensori come riferimento, quindi per un *array* tri-partito si potranno avere tre valori per il *back-azimuth* e tre valori per la velocità apparente.

Queste tre coppie di valori sono l'una indipendente dall'altra e se le differenze di tempo sono calcolate accuratamente, questi tre valori devono essere più o meno simili.

Il programma elaborato è strutturato in modo tale che i risultati per il *back-azimuth* e per la velocità apparente calcolati, così come tutti i parametri utilizzati per la loro determinazione, possono essere memorizzati e salvati in un archivio per poi poter essere esportati in un file ASCII.

2.3.2 Determinazione dei ΔT_{jk}

Per incrementare la precisione sul calcolo dei ΔT_{jk} sono state introdotte due tecniche. Innanzitutto, dato che i dati sismologici sono di solito digitalizzati a intervalli discreti, è stata introdotta la possibilità di interpolare i sismogrammi in modo tale da creare una funzione che

riproduca i dati originali con un passo di campionamento più stretto di quello dell'acquisizione. Questa procedura incrementa la precisione dei ΔT_{jk} se la frequenza dominante del segnale è significativamente più piccola della frequenza di campionamento. L'algoritmo di interpolazione considerato nel programma da noi sviluppato si basa sull'interpolazione cubica curvilinea, la quale descrive la serie di punti discreti con una polinomiale curvilinea di terzo grado. Il programma è strutturato in modo da consentire all'operatore di variare il passo di interpolazione.

Un'altra tecnica utilizzata per incrementare la precisione delle differenze è quella della cross-correlazione. Dato che i sensori sono vicini fra loro, rispetto alla distanza dall'ipocentro di un evento, i raggi attraverseranno le stesse eterogeneità tranne che nella prossimità delle stazioni, quindi le forme d'onda saranno più o meno simili. Come nel caso della scala globale, la differenza di tempo, mediante correlazione, è definita come uno *shift* di una registrazione rispetto all'altra tale da determinare il massimo della funzione di correlazione. Si omette di ripetere la descrizione del metodo della cross-correlazione. L'unica modifica, rispetto al caso del monitoraggio su scala globale, è nella condizione al contorno alla quale viene applicata la tecnica: vengono confrontati i sismogrammi dello stesso evento a due differenti sensori e non più quelli di due eventi differenti alla stessa stazione.

Come nel caso precedente è necessario definire le dimensioni delle finestre dei sismogrammi che devono essere confrontati. Il programma è strutturato in modo tale che, dopo che la finestra del sensore di riferimento è stata scelta almeno la prima volta, l'utente, nell'istante in cui cambia il sensore di riferimento, ha la possibilità di riutilizzare una delle caratteristiche già applicate:

- considerare, per il nuovo sensore di riferimento, una finestra identica a quella usata nel passaggio precedente;
- considerare solo il tempo di inizio della finestra scelta precedentemente, quindi deve essere definita solo la sua dimensione;
- infine può considerare una finestra di analoghe dimensioni, ma la sua posizione temporale sul nuovo sismogramma deve essere definita.

Nella Fig. 2.2 è rappresentata la schermata del programma inerente alla scelta della finestra di riferimento e si possono notare i tre bottoni connessi alle caratteristiche appena descritte per la costruzione di una seconda finestra di riferimento.

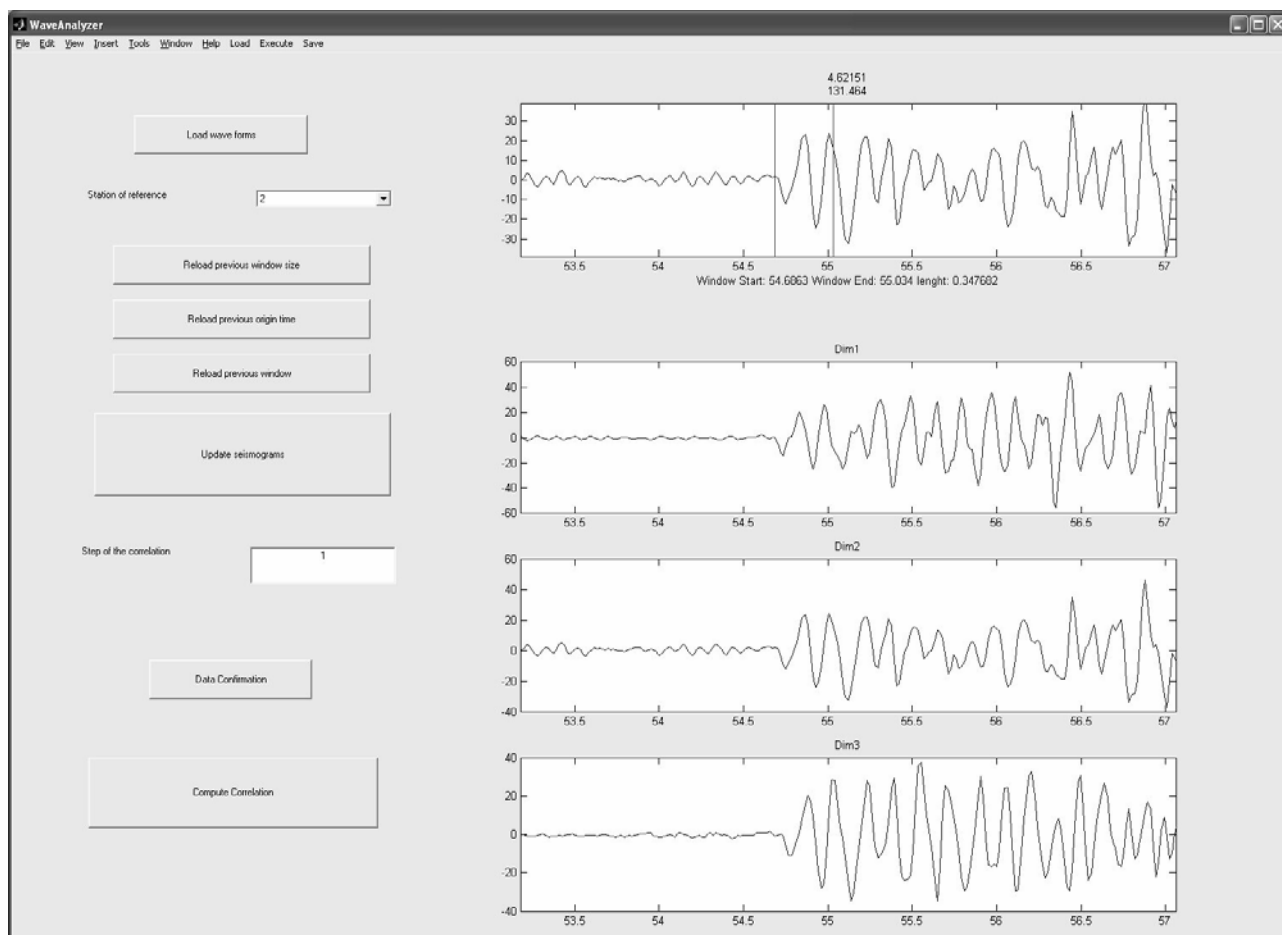


Fig. 2.2, Schermata del programma elaborato. La finestra di riferimento è stata scelta ed è mostrata con due linee.

Dopo la definizione della finestra di riferimento, deve essere determinata la dimensione della finestra degli altri sismogrammi per poter poi avviare il calcolo della correlazione.

Il programma permette di definire tale finestra scegliendo un anticipo, rispetto all'inizio della finestra di riferimento, dal quale comincerà poi il calcolo della funzione di correlazione. Se questo anticipo non viene definito dall'utente, il programma automaticamente lo fissa pari alle dimensioni della finestra di riferimento. Poi è stato imposto che la finestra per la correlazione fosse pari all'anticipo più l'estensione di quella di riferimento.

Il programma esegue il calcolo delle correlazioni, coppia (S_1, S_2) e coppia (S_1, S_3) , e ne determina i loro massimi assoluti. L'utente ha la possibilità di accettare i massimi automatici o, se preferisce, può eseguire il *picking* sulle funzioni di correlazione per sceglierne dei nuovi. Nella Fig. 2.3 è evidenziata questa possibilità.

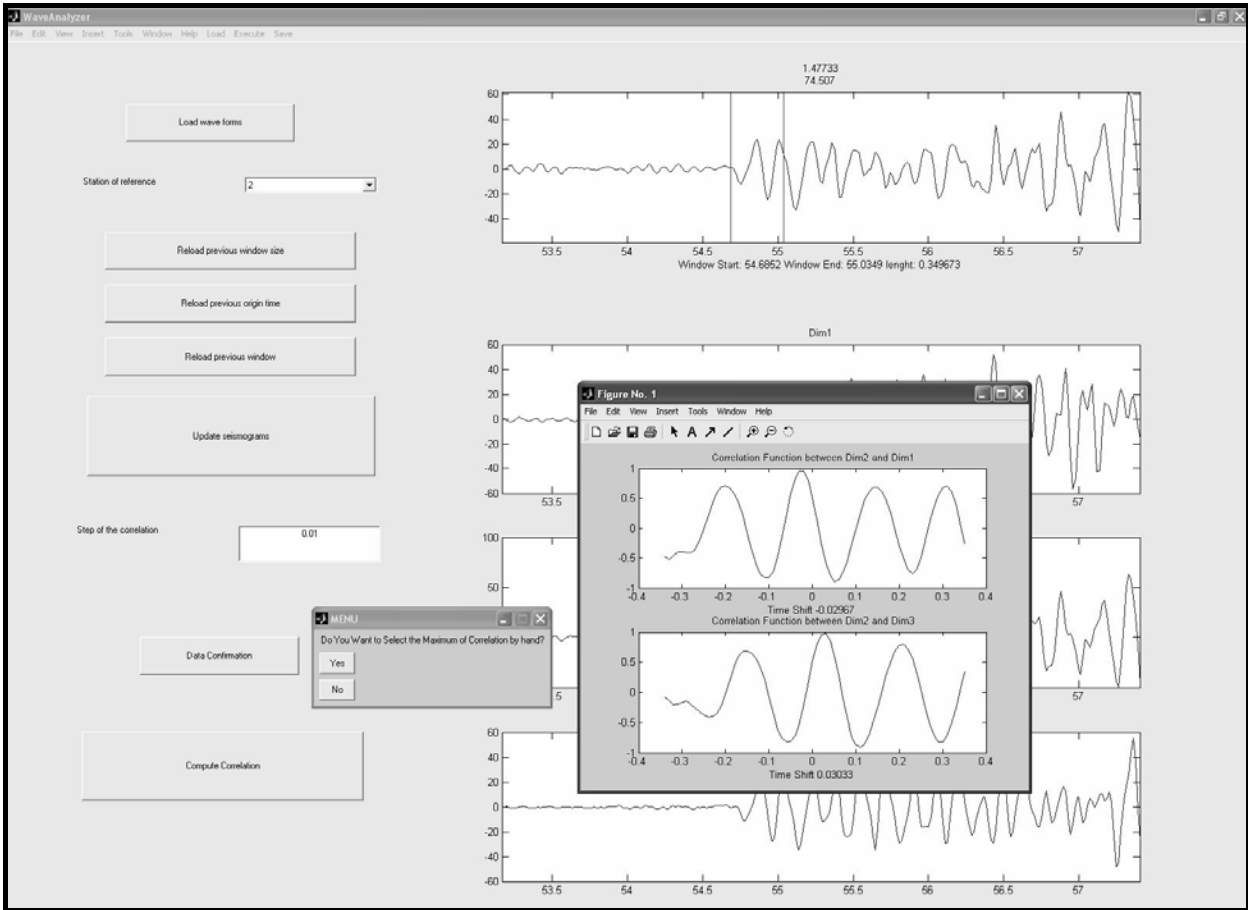


Fig. 2.3, Schermata del programma che evidenzia la possibilità di scegliere oppure no i massimi delle due funzioni di correlazione.

Dato però che spesso la funzione di correlazione ha diversi massimi relativi di ampiezza confrontabili, il massimo assoluto può non essere quello “giusto” per il calcolo delle differenze di tempo. Per eliminare questa incertezza si possono verificare le differenze trovate utilizzando la seguente relazione (Bottero *et al*, 1994):

$$\Delta T_{12} + \Delta T_{23} + \Delta T_{31} = 0 \quad (2.13)$$

Dato che la metodologia si basa su differenze di tempo, non è strettamente necessario considerare l’*onset* preciso, il quale può non essere chiaro. E’ necessario però scegliere le differenze che corrispondano al confronto delle stesse onde per tutti e tre i sensori (Bartal *et al.*, 2001).

3. VALUTAZIONE DEL METODO DI LOCALIZZAZIONE SU SCALA GLOBALE MEDIANTE SIMULAZIONI

3.1 Generalità

Realizzato il programma per la localizzazione, è necessario ora eseguire delle prove per verificarne l'affidabilità.

Come verrà descritto nel seguito, sono stati eseguiti quattro tipi di test:

- analisi dell'influenza della configurazione spaziale delle stazioni sismiche sulle localizzazioni (sezione 3.2);
- sono stati introdotti degli errori *random* sui dati sintetici per simulare la presenza di errori di lettura nei *picking* e per cercare di capire quanto i tempi di arrivo definiti non correttamente influenzano il processo di localizzazione (sezione 3.3);
- è stata simulata la presenza di errori sistematici nelle *travel times*, dipendenti dalla posizione delle singole stazioni, ma non da quella dei singoli ipocentri (supposti addensati in uno spazio di dimensioni trascurabili rispetto alle distanze ipocentro-stazione) (sezione 3.4);
- è stata infine simulata la presenza di un'alterazione nel modello di velocità rispetto al modello "vero" della Terra, in prossimità degli ipocentri (sezione 3.5).

Prima di passare alla fase operativa dell'analisi è stato necessario definire i valori di soglia in base ai quali può essere interrotto il processo iterativo di risoluzione della (2.7).

I quattro criteri di uscita, introdotti nella sezione 2.2.1, sono riassunti in Tab 3.1, dove sono riportati anche i valori di soglia adottati in queste applicazioni:

Variabile	CRITERIO	Valore
$soglia_1$	CONVERGENZA RAGGIUNTA DEL SISTEMA	10
$soglia_2$	RESIDUI TRASCURABILI	0.0001
$soglia_3$	OSCILLAZIONE RIPETUTA DEI RESIDUI	3
$soglia_4$	NON CONVERGENZA	20

Tab. 3.1, Valori dei parametri di soglia per i criteri di uscita dal processo iterativo di ricerca della soluzione.

3.2 Copertura della rete sismometrica

Per eseguire le prove con i dati sintetici è stato prodotto un gruppo di dieci eventi, distribuiti in un'area di circa 80km per 80km. La disposizione di tali eventi all'interno del gruppo è caotica, dunque non è stata imposta alcuna configurazione geometrica particolare. Nella Tab. 3.2 sono riportati gli eventi analizzati e la Fig. 3.2 riassume la loro distribuzione.

ID	LAT (°)	LONG (°)	DEPTH (km)
1	40.050	122.850	25.0
2	40.000	123.000	28.0
8	40.150	122.950	23.0
4	39.900	123.000	23.0
5	39.950	122.850	30.0
6	40.100	123.250	32.0
7	40.150	123.050	20.0
8	40.050	123.100	23.0
9	40.200	122.950	25.0
10	40.000	123.050	33.0

Tab. 3.2, Coordinate epicentrali degli eventi sintetici usati nei test sintetici.

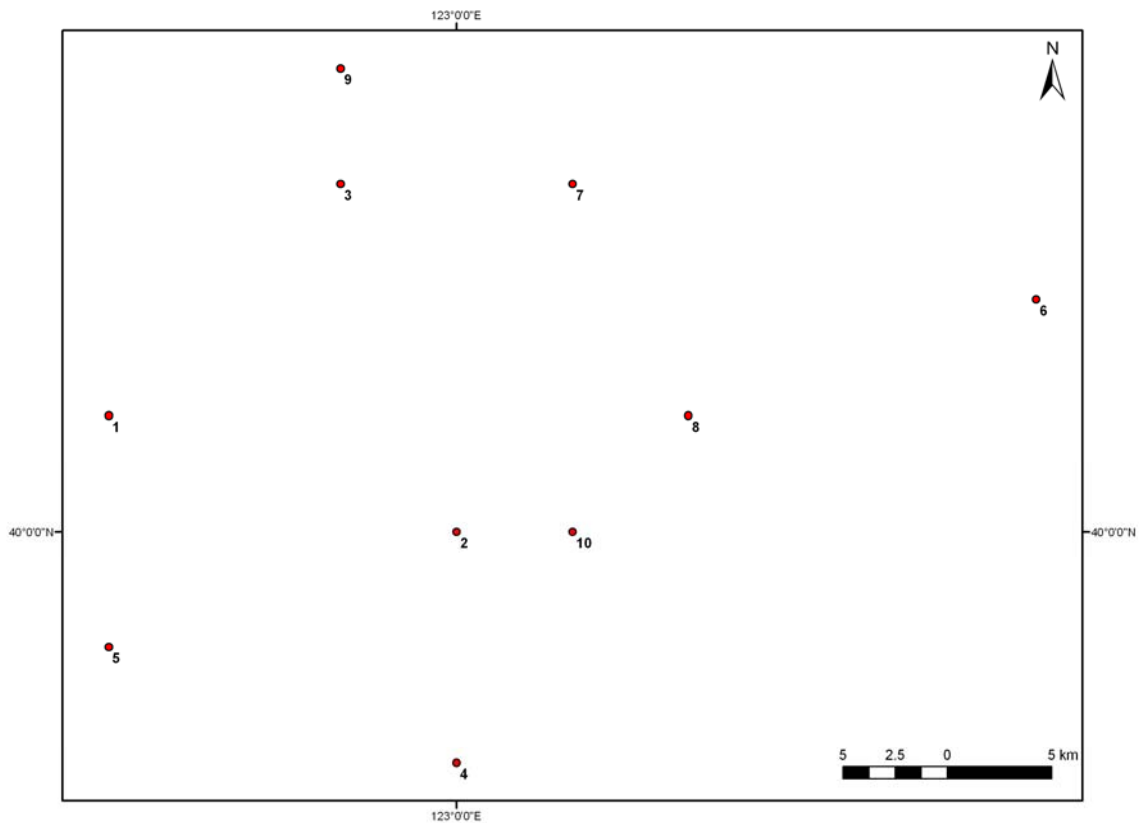


Fig. 3.2, Distribuzione spaziale dei dieci eventi sintetici.

Una volta definiti gli eventi, si è scelto il gruppo di stazioni dell'IMS deputate alla registrazione del *set* di eventi. La scelta è stata basata su tre criteri:

- cercare di avere una copertura spaziale ragionevolmente omogenea rispetto alla zona epicentrale;
- sono state considerate solo quelle stazioni che in genere rilevano eventi di magnitudo superiore a 2.6 provenienti dalla regione in esame;
- si sono considerate solo stazioni con distanza epicentrale inferiore ai 90°.

Per eseguire concretamente la scelta, sono stati studiati vari bollettini IDC degli eventi avvenuti nella zona in esame. Nella Tab. 3.3 sono riportate le coordinate delle stazioni che soddisfano i suddetti criteri. La Fig. 3.3 presenta la distribuzione della rete sismometrica considerata:

ID	LAT (°)	LONG (°)
ARCES	69.5848	25.5057
ARU	56.4802	58.5625
ASAR	-23.6664	133.9044
FINES	61.4486	26.0771
FITZ	-18.0983	125.6403
GERES	48.8451	13.7016
ILAR	64.7714	-146.8866
JKA	44.1160	142.6000
KSAR	37.4421	127.8844
NOA	61.0397	11.2148
NVAR	38.4296	-118.3036
PDY	59.6333	112.7003
PDYAR	59.6553	112.4408
STKA	-31.8743	141.5964
ZAL	53.9367	84.7981

Tab. 3.3, Coordinate delle stazioni IMS considerate.

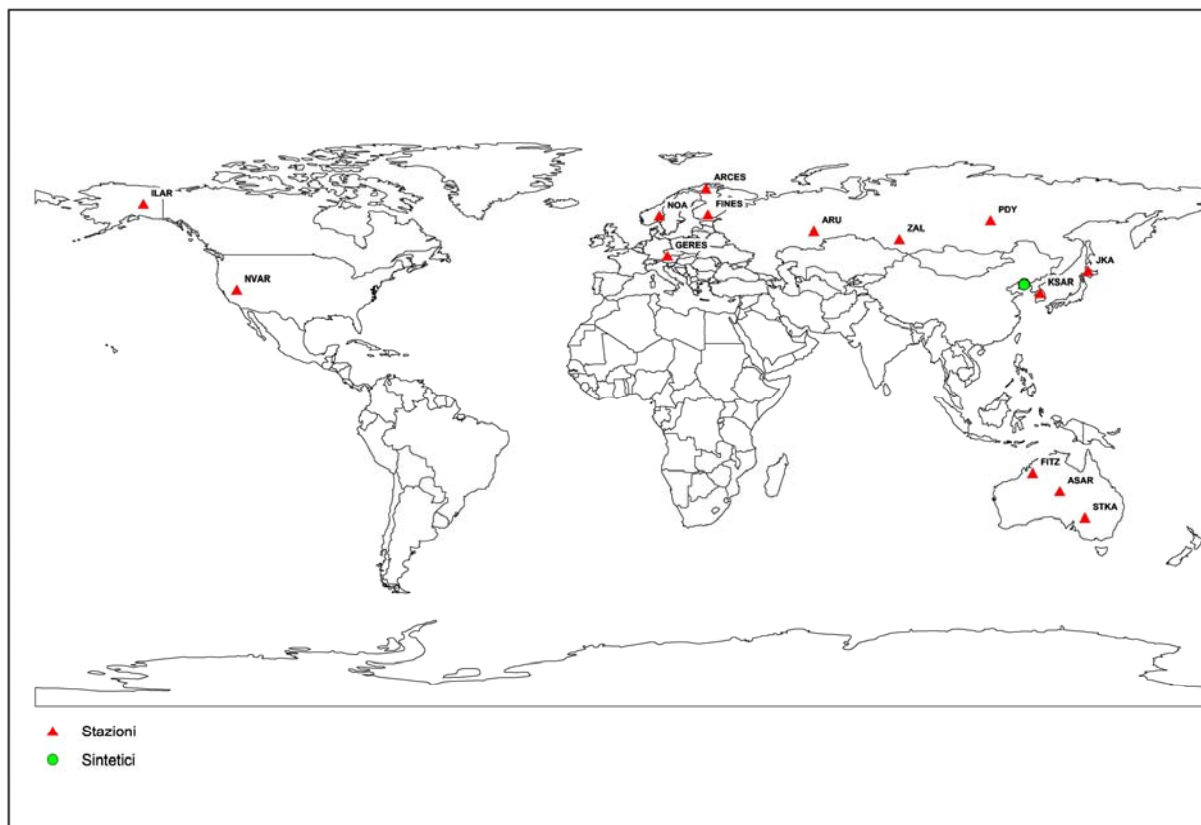


Fig. 3.3, I triangoli rossi rappresentano le stazioni dell'IMS considerate nelle prove, il pallino verde individua la zona epicentrale in esame.

E' stato sviluppato un programma in linguaggio FORTRAN per determinare i tempi di arrivo sintetici dei vari eventi alle varie stazioni date le coordinate dell'evento e delle stazioni. Tale programma utilizza le tabelle per le *travel times* del lavoro di Kennett e Engdahl del 1991. Costruito il *dataset* dei tempi di arrivo si può passare agli studi sulla affidabilità della metodologia sviluppata.

Si osservi che in tutte le prove sintetiche verrà considerato come vincolo l'evento che ha come identificativo il numero 2.

La prima prova di controllo è stata quella di rilocalizzare gli eventi sintetici utilizzando i dati sintetici "puri" in modo che ogni evento sia rilevato da tutte le stazioni. Come ci aspettavamo, le localizzazioni trovate sono ottime.

Se viene eliminata la stazione più vicina, KSAR, con distanza epicentrale di circa 7° , si ottengono ancora delle localizzazioni ottime per quanto riguarda le coordinate epicentrali, mentre per le profondità non si ottengono i valori attesi. Ciò è conseguenza del fatto che, eliminando tale stazione, le osservazioni rimanenti sono tutte dello stesso tipo (fasi P), con distanze epicentrali superiori a 20° . In questo modo, le onde lasciano gli ipocentri con angoli di *take-off* molto vicini fra loro. Questo porta ad avere valori delle derivate delle *travel-times*

calcolate rispetto alla profondità tutti molto simili fra loro, con la conseguenza di portare il sistema di equazioni molto vicino alla singolarità. Infatti, se dal gruppo di stazioni viene eliminata soltanto la più lontana, venendo così a mancare una delle tante fasi P, le localizzazioni ottenute non ne risentono, e si mantengono perfettamente coincidenti con le posizioni degli eventi sintetici.

Volendo studiare l'influenza della distribuzione delle stazioni sismometriche sui risultati, sono state eliminate casualmente due o tre stazioni dai *file* originari dei tempi di arrivo. Gli epicentri trovati possono essere ritenuti soddisfacenti in quanto presentano pochi millesimi di grado di differenza dalle localizzazioni sintetiche ed anche per quanto riguarda la profondità i risultati trovati non si discordano molto dai i valori veri. Nella Tab. 3.4 sono riportate le localizzazioni così ottenute.

ID	LAT (°)	LONG (°)	DEPTH (km)
1-J	40.053	122.851	26.718
2-J	40.000	123.000	28.000
3-J	40.154	122.951	25.185
4-J	39.906	123.001	25.495
5-J	39.952	122.851	30.448
6-J	40.101	123.251	31.771
7-J	40.156	123.051	23.167
8-J	40.054	123.101	25.218
9-J	40.203	122.950	26.571
10-J	39.999	123.051	32.111

Tab. 3.4, Localizzazioni ottenute eliminando qualche stazione dal *database* di partenza. L'evento di vincolo è il 2-J.

Nella Fig. 3.4 sono rappresentati i risultati trovati.

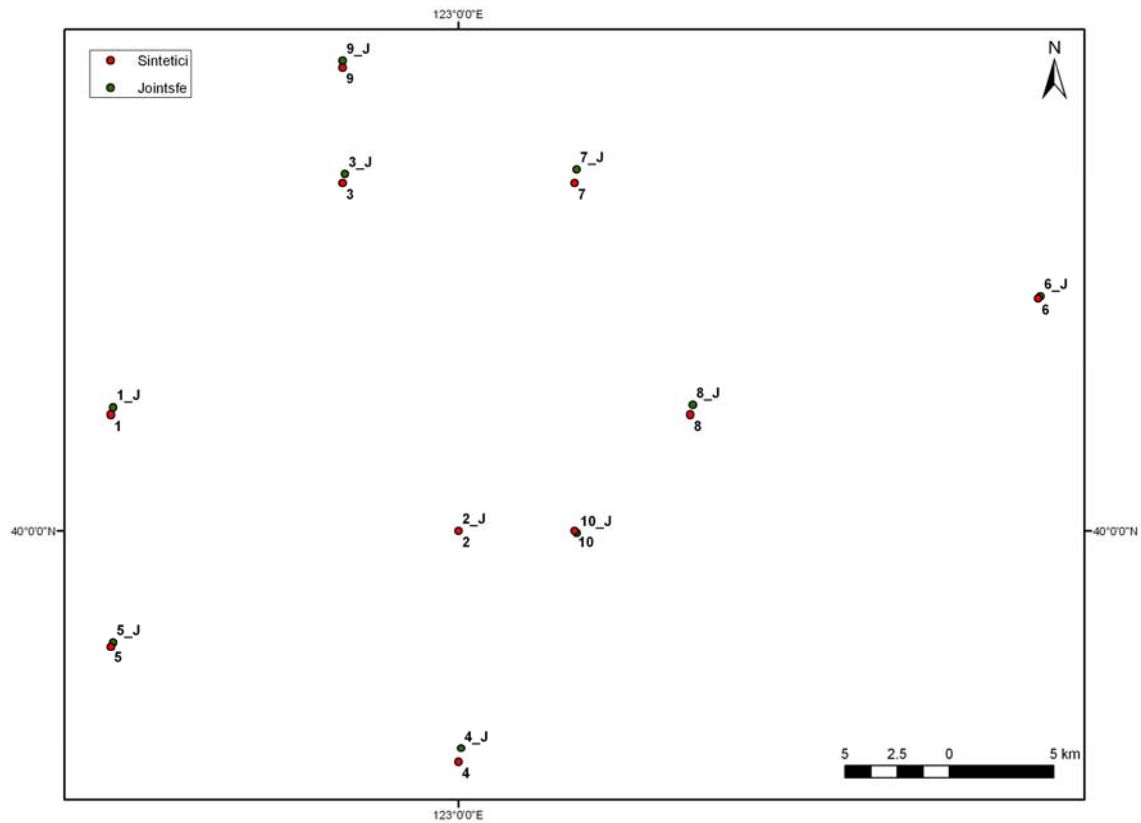


Fig. 3.4, Localizzazioni ottenute con la tecnica joint (pallini verdi) partendo da un database in cui sono state eliminate alcune stazioni. I dati sintetici sono rappresentati con i pallini rossi.

Come possiamo osservare, anche se la copertura della rete sismometrica influenza l'attendibilità della tecnica di localizzazione, le differenze trovate rispetto ai dati sintetici sono comunque accettabili poiché gli errori sono dell'ordine di poche centinaia di metri.

3.3 Errori random

Quando si analizzano eventi reali spesso non è facile eseguire una precisa lettura dell'arrivo delle differenti fasi. Questa situazione è particolarmente vera per eventi di bassa magnitudo, per i quali il rapporto segnale-rumore è basso. Quindi, in questa fase di prove, abbiamo ricreato questa situazione sviluppando un programma che, considerato un evento E_l registrato alla stazione S_j , vada a sommare al tempo sintetico, un errore casuale gaussiano normalizzato e moltiplicato per un valore della deviazione standard scelta dall'utente:

$$\left(\tilde{T}_{\text{Sintetico}}\right)_{l,j} = \left(T_{\text{Sintetico}}\right)_{l,j} + \sigma \left(T_{\text{random}}^{\text{Gauss}}\right)_{l,j} \quad (3.1)$$

Quindi, tramite la (3.1), sono stati calcolati tutti i nuovi tempi di arrivo per tutti gli eventi a ciascuna stazione considerata. Per ogni evento sono stati creati differenti *dataset* in base ai due seguenti criteri:

- differenti $(T_{random}^{Gauss})_{l,j}$ con lo stesso valore di σ ;
- uguali $(T_{random}^{Gauss})_{l,j}$ ma con differenti valori di σ .

Sono quindi state condotte due differenti analisi: la prima condizione riguarda l'influenza di errori diversi ma con lo stesso ordine di grandezza σ , al fine di rappresentare la situazione in cui gli errori sui *picking* siano presenti e della stessa entità; la seconda, invece, evidenzia gli effetti che si avrebbero nel caso in cui gli errori di lettura siano sempre più grandi.

Come detto, non si esegue alcuna cross-correlazione tra i sismogrammi poiché l'analisi in corso riguarda esclusivamente dati sintetici.

Nel primo caso, con una deviazione standard pari a 0.02s, sono stati calcolati i nuovi tempi di arrivo, secondo la (3.1), per ogni evento ad ogni stazione. A parità di deviazione standard, questo calcolo è stato iterato per altre sette volte in modo tale da avere 8 gruppi differenti dei tempi di arrivo. Dopodichè ogni gruppo è stato rilocalizzato con la tecnica sviluppata e nella Tab. 3.5 sono riportate le localizzazioni trovate (sono differenziate con diversi valori di LL).

LL_1	LAT (°)	LONG (°)	DEPTH (km)
1	40.045	122.840	23.419
2	40.000	123.000	28
3	40.149	122.947	22.962
4	39.900	123.000	22.876
5	39.948	122.847	29.297
6	40.100	123.250	31.717
7	40.149	123.053	21.443
8	40.050	123.098	21.972
9	40.201	122.950	25.367
10	40.002	123.049	32.269

LL_2	LAT (°)	LONG (°)	DEPTH (km)
1	40.046	122.848	24.619
2	40.000	123.000	28
3	40.151	122.949	23.147
4	39.899	123.001	22.977
5	39.948	122.848	29.268
6	40.099	123.249	31.29
7	40.147	123.047	18.681
8	40.045	123.094	21.585
9	40.197	122.946	24.389
10	39.997	123.050	32.585

LL_3	LAT (°)	LONG (°)	DEPTH (km)
1	40.053	122.853	25.051
2	40.000	123.000	28
3	40.153	122.954	24.311
4	39.901	123.001	23.502
5	39.951	122.852	30.531
6	40.102	123.252	32.548
7	40.152	123.052	20.485
8	40.050	123.011	23.821
9	40.202	122.950	25.387

LL_4	LAT (°)	LONG (°)	DEPTH (km)
1	40.053	122.854	24.991
2	40.000	123.000	28
3	40.152	122.953	23.25
4	39.902	123.001	22.265
5	39.954	122.851	29.178
6	40.100	123.250	30.957
7	40.151	123.053	19.818
8	40.054	123.103	22.727
9	40.203	122.952	24.215

LL_3	LAT (°)	LONG (°)	DEPTH (km)
10	40.003	123.053	33.354

LL_4	LAT (°)	LONG (°)	DEPTH (km)
10	39.999	123.050	32.445

LL_5	LAT (°)	LONG (°)	DEPTH (km)
1	40.048	122.848	25.659
2	40.000	123.000	28
3	40.150	122.951	23.927
4	39.902	123.002	23.568
5	39.951	122.853	30.102
6	40.098	123.247	31.058
7	40.150	123.247	20.042
8	40.051	123.105	24.468
9	40.199	122.948	24.381
10	40.000	123.048	32.917

LL_6	LAT (°)	LONG (°)	DEPTH (km)
1	40.050	122.849	24.87
2	40.000	123.000	28
3	40.151	122.948	22.774
4	39.899	122.996	22.505
5	39.950	122.850	30.461
6	40.100	123.251	32.087
7	40.150	123.051	21.151
8	40.049	123.103	24.168
9	40.198	122.950	26.255
10	40.001	123.050	32.902

LL_7	LAT (°)	LONG (°)	DEPTH (km)
1	40.050	122.847	23.534
2	40.000	123.000	28
3	40.149	122.945	22.033
4	39.898	122.998	21.891
5	39.951	122.847	29.154
6	40.098	123.248	32.169
7	40.148	123.046	19.044
8	40.049	123.097	22.101
9	40.198	122.947	24.725
10	40.000	123.045	31.035

LL_8	LAT (°)	LONG (°)	DEPTH (km)
1	40.048	122.849	25.338
2	40.000	123.000	28
3	40.149	122.947	22.895
4	39.896	122.997	22.79
5	39.945	122.848	30.279
6	40.097	123.247	31.493
7	40.147	123.047	19.266
8	40.048	123.100	22.994
9	40.197	122.948	24.624
10	39.996	123.045	32.492

Tab. 3.5, Queste otto tabelle rappresentano le localizzazioni ottenute per gli eventi sintetici introducendo gli errori *random* sempre diversi ma con la stessa proporzionalità. In ognuno di questi casi, l'evento di vincolo è il numero 2.

Nella figura Fig. 3.5 sono rappresentati i risultati trovati.

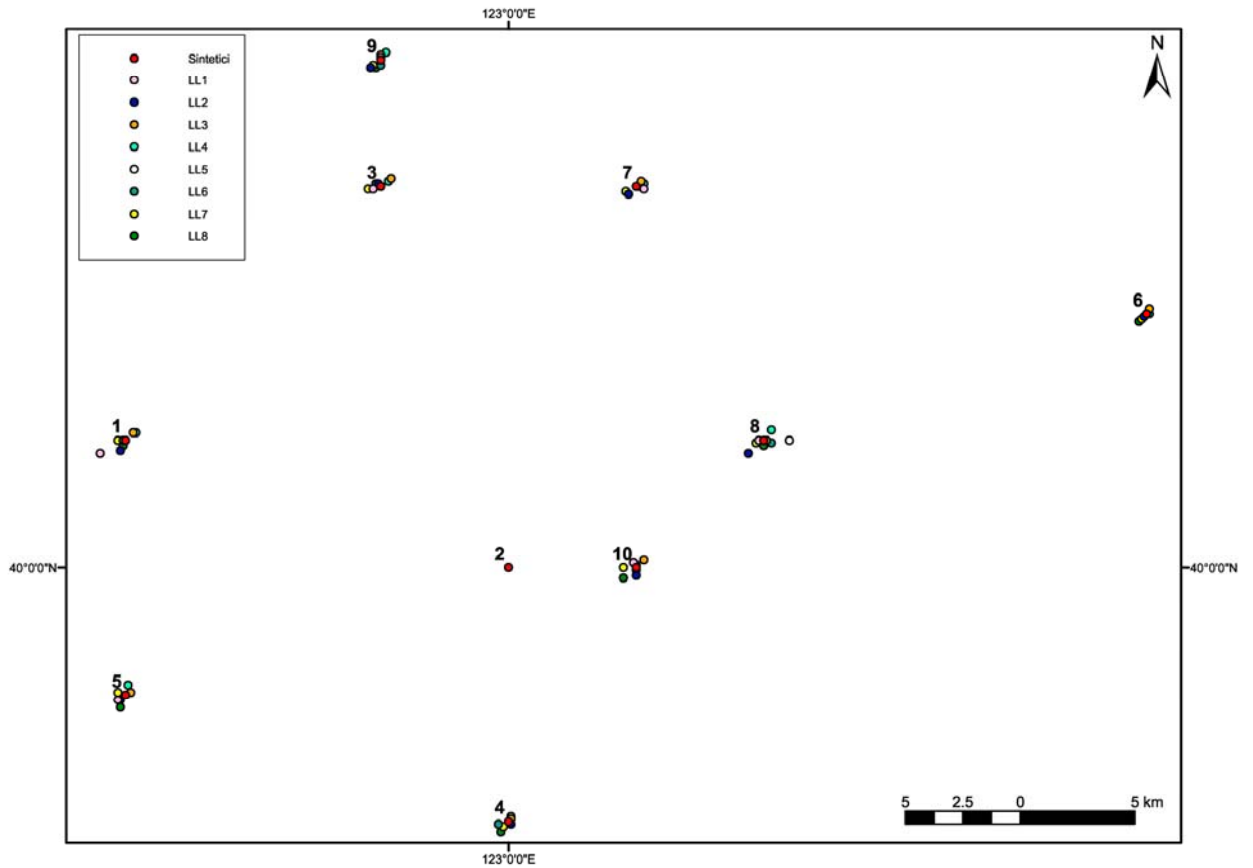


Fig. 3.5, Localizzazioni ottenute per gli otto casi distinti, l'evento ID 2 è l'evento di vincolo. I vari gruppi sono indicati da pallini di colore diverso.

Come ci aspettavamo, considerando un evento alla volta, le localizzazioni ottenute con errori *random*, diversi ma con la stessa deviazione standard, si distribuiscono nell'intorno della localizzazione vera. In Fig. 3.6 è rappresentato un particolare della precedente figura.

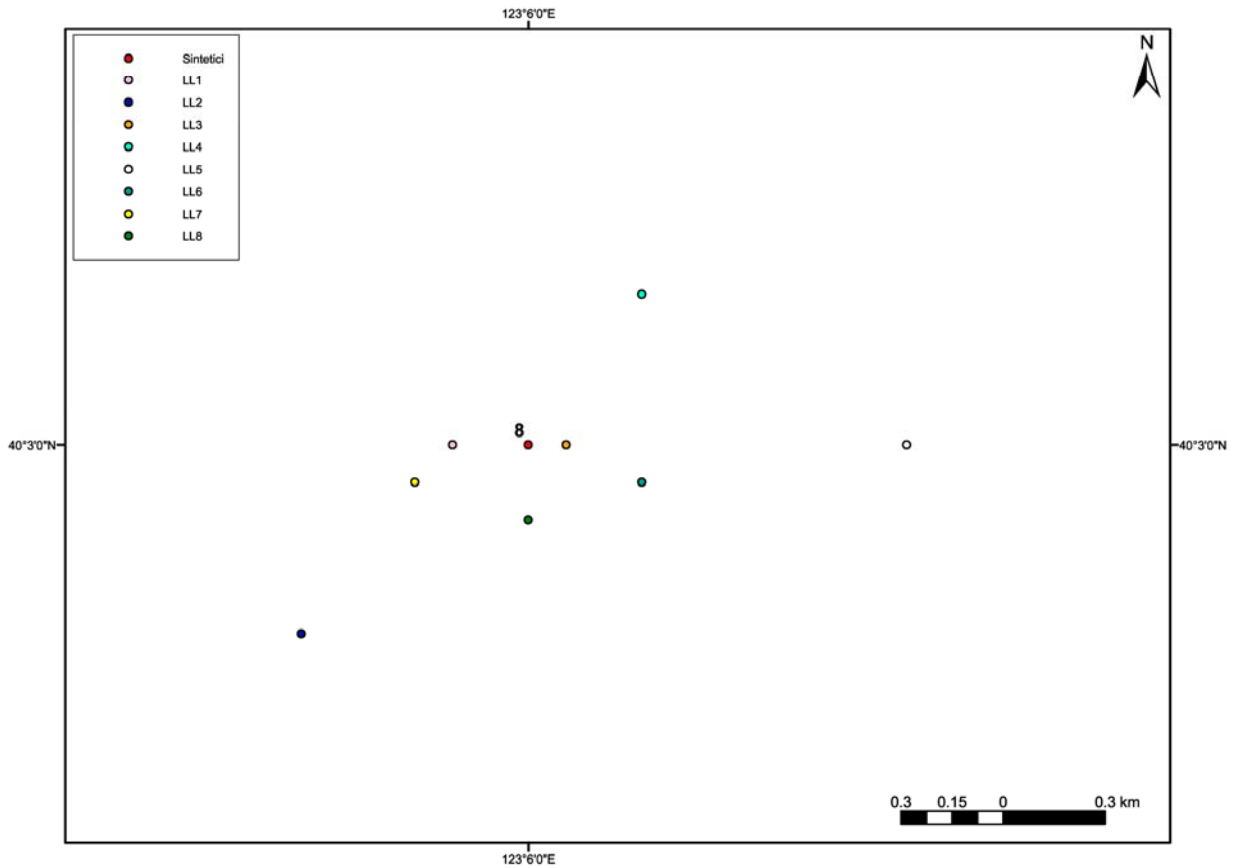


Fig. 3.6, Ingrandimento dei risultati per l'evento ID 8.

Gli eventi in esame sono stati analizzati anche usando un programma, denominato EPISFE, che localizza un singolo evento per volta, con l'obiettivo di confrontare le localizzazioni trovate con le due differenti metodologie. Lo studio dell'influenza di questo tipo di errore *random* è stato eseguito considerando l'evento con ID 8. Nella Tab. 3.6 sono riportate le localizzazioni trovate nei vari casi.

ID	LAT (°)	LONG (°)	DEPTH (km)
8_LL1_E	40.051	123.101	22.321
8_LL2_E	40.047	123.095	22.119
8_LL3_E	40.047	123.096	22.824
8_LL4_E	40.052	123.102	22.805
8_LL5_E	40.052	123.105	24.021
8_LL6_E	40.048	123.103	23.909
8_LL7_E	40.049	123.099	22.789
8_LL8_E	40.051	123.105	23.261

Tab. 3.6, Localizzazioni ottenute, con EPISFE, per l'evento 8 inserendo errori *random* differenti con una stessa deviazione standard.

Nella Fig. 3.7 è evidenziato il confronto tra la localizzazione ottenuta di questo particolare evento con le due differenti metodologie.

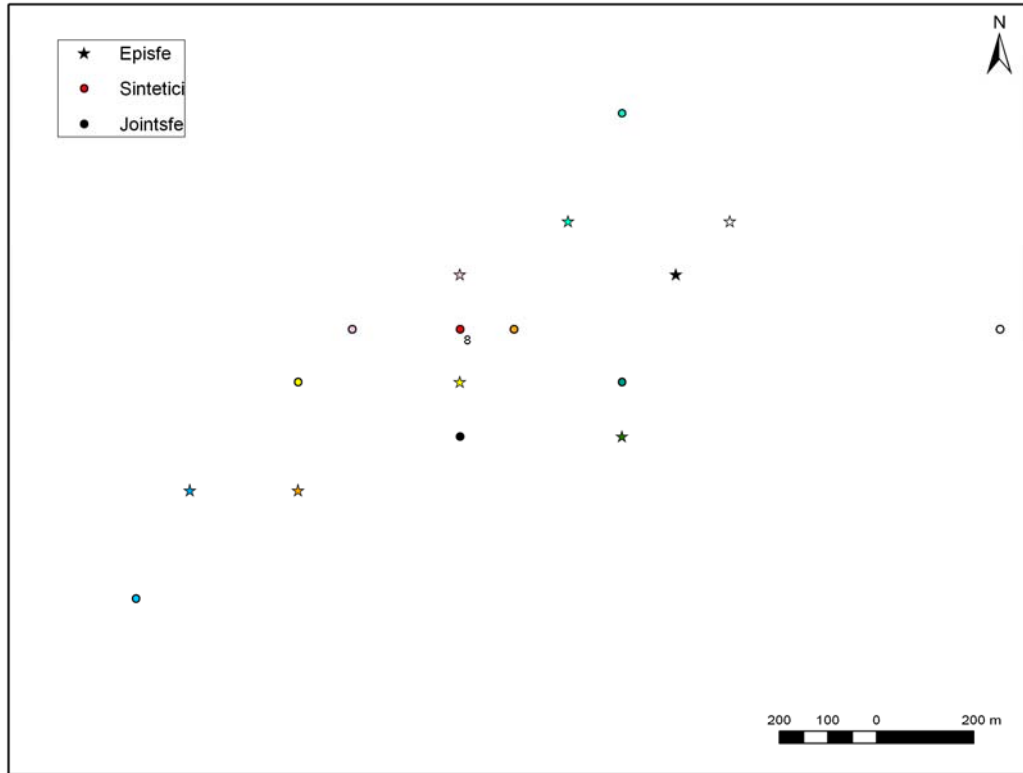


Fig. 3.7, Confronto tra le localizzazioni ottenute con la tecnica sviluppata e con la localizzazione singola, con i tempi sintetici modificati con l'aggiunta di un tempo *random*. Sono stati creati otto *dataset* differenti per i nuovi tempi. I pallini rappresentano le localizzazioni ottenute con Jointsfe mentre le stelle quelle ottenute con Episfe. Un pallino ed una stella dello stesso colore stanno ad indicare che le due localizzazioni sono state ottenute partendo da un comune *dataset*.

Si può dunque notare che le localizzazioni ottenute con entrambe le tecniche possono essere considerate soddisfacenti. Gli errori *random* introdotti hanno una deviazione standard pari a 0.02s. Supponendo che la velocità delle onde sia dell'ordine di 5km/s si ha che in due centesimi di secondo l'onda percorre circa 100m. Gli scostamenti trovati degli epicentri sono quindi ragionevoli. La metodologia della localizzazione congiunta mostra differenze leggermente più marcate, comunque accettabili, e questo è da collegare al fatto che nella procedura tutti gli eventi sono collegati a tutti gli eventi e quindi gli errori di un evento influenzano gli altri.

Nel secondo gruppo di prove, abbiamo voluto verificare che inserendo un errore sempre uguale, ma proporzionalmente crescente, le localizzazioni ottenute si discostino dalla localizzazione vera tanto più il fattore di proporzionalità è grande.

Per esaminare questo caso, abbiamo creato più *dataset* in cui l'unico termine che cambiava nella (3.1) era il valore di σ . I risultati trovati sono schematizzati nella Tab. 3.7 e rappresentati nella Fig. 3.8.

a)

$\sigma = 0.01$	LAT (°)	LONG (°)	DEPTH (km)
1	40.048	122.844	23.535
2	40.000	123.000	28.000
3	40.150	122.948	21.816
4	39.899	122.997	22.171
5	39.949	122.847	28.974
6	40.101	123.248	31.284
7	40.151	123.049	19.514
8	40.051	123.098	21.965
9	40.200	122.948	24.457
10	40.000	123.047	32.064

b)

$\sigma = 0.04$	LAT (°)	LONG (°)	DEPTH (km)
1	40.041	122.827	18.999
2	40.000	123.000	28.000
3	40.151	122.940	18.142
4	39.897	122.989	19.554
5	39.947	122.837	25.632
6	40.105	123.248	29.230
7	40.152	123.044	17.929
8	40.055	123.092	18.740
9	40.199	122.942	22.690
10	40.001	123.089	29.121

c)

$\sigma = 0.08$	LAT (°)	LONG (°)	DEPTH (km)
1	40.032	122.803	12.803
2	40.000	123.000	28.000
3	40.153	122.930	18.116
4	39.894	122.978	15.919
5	39.944	122.823	21.022
6	40.111	123.235	25.870
7	40.155	123.037	15.683
8	40.060	123.084	14.807
9	40.198	122.933	20.192
10	40.002	123.027	24.927

d)

$\sigma = 0.1$	LAT (°)	LONG (°)	DEPTH (km)
1	40.028	122.791	9.726
2	40.000	123.000	28.000
3	40.153	122.926	10.658
4	39.892	122.978	14.162
5	39.948	122.817	18.808
6	40.114	123.232	24.341
7	40.156	123.034	14.608
8	40.063	123.080	12.139
9	40.197	122.929	19.000
10	40.003	123.022	22.927

e)

$\sigma = 0.15$	LAT (°)	LONG (°)	DEPTH (km)
1	40.017	122.762	2.108
2	40.000	123.000	28.000
3	40.155	122.914	4.492
4	39.888	122.960	9.789
5	39.939	122.800	13.201
6	40.120	123.222	20.526
7	40.159	123.026	11.905
8	40.069	123.070	6.721
9	40.196	122.918	16.000
10	40.004	123.007	17.895

Tab. 3.7, Le tabelle a), b), c), d), e) rappresentano le localizzazioni ottenute per gli eventi sintetici introducendo errori *random* costanti ma con diversa deviazione standard. In ognuno di questi casi, l'evento di vincolo è il numero 2.

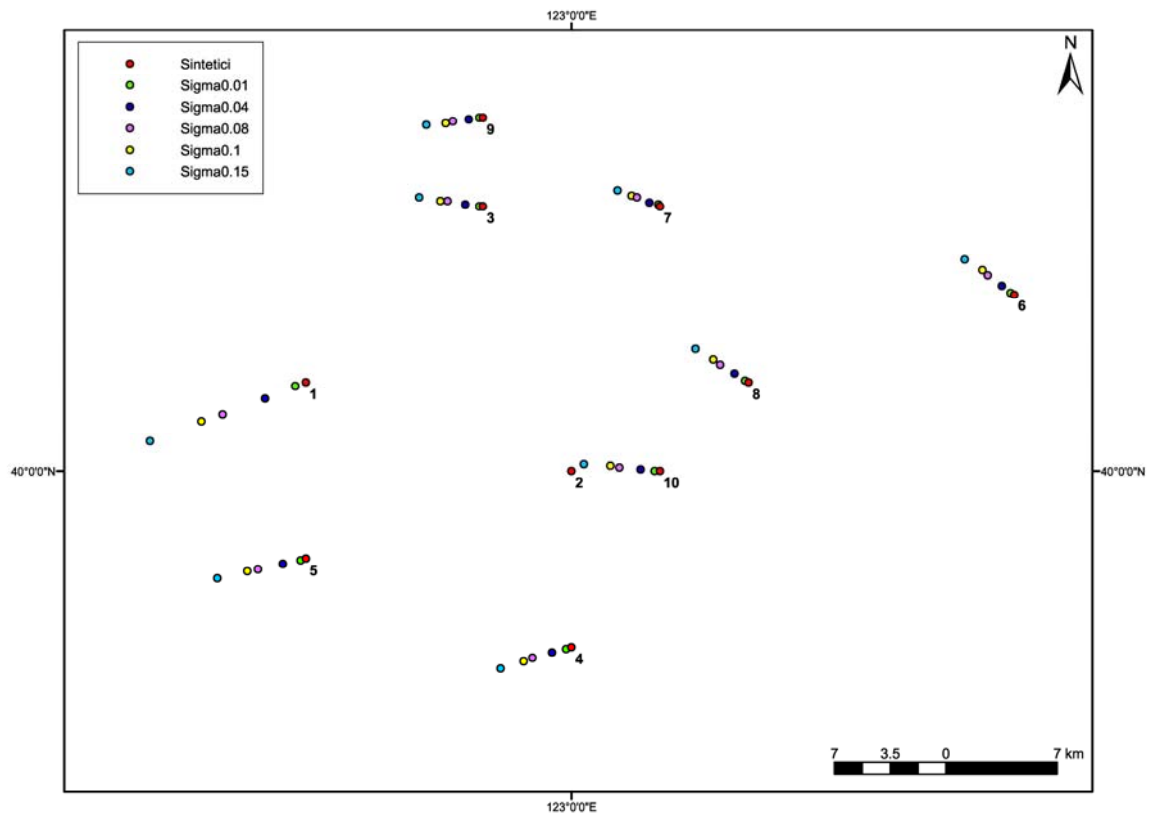


Fig. 3.8, Localizzazioni ottenute per i cinque casi in cui varia solo la deviazione standard con cui è inserito l'errore *random* nei tempi sintetici. L'evento ID 2 è l'evento di vincolo. I vari gruppi sono indicati da pallini di colore diverso.

Come si può osservare dalla Fig. 3.8, più gli errori diventano grandi più le localizzazioni si discostano da quelle sintetiche; si osserva che tali spostamenti presentano una proporzionalità simile a quella con cui sono stati inseriti gli errori. Ciò evidenzia e conferma il fatto che gli errori di lettura delle fasi influenzano la localizzazione in maniera lineare.

Quanto esposto conferma quello che è già stato detto nei capitoli precedenti: la tecnica *joint* non è in grado di eliminare gli errori casuali. Da quanto appena dimostrato deriva però l'idea di utilizzare, con i dati reali, la tecnica della cross-correlazione tra i sismogrammi. Mediante essa si può cercare di ridurre l'influenza degli errori di lettura, rispetto a quanto avviene per il *picking* visuale dei primi arrivi.

3.4 Errori Sistemati

Un'altra serie di prove riguarda l'inserimento nei dati sintetici di errori sistematici. Questo genere di errore è sempre più o meno fortemente presente nei dati di lettura reali, e proviene dalla non perfetta corrispondenza del modello di velocità adottato con quello reale della Terra. Infatti tutti i metodi di localizzazione considerano come punto di partenza un modello di

velocità ed assumono che, quello scelto, sia il più consono al problema studiato. Non esiste un modello unico per tutta la Terra, ma esistono modelli differenti a seconda della zona analizzata (ci sono aree più studiate di altre) ed il loro dettaglio dipende dall'estensione dell'area analizzata. Comunque, numerosi studi vengono continuamente eseguiti per poter ottimizzare i modelli già esistenti.

Ciò che intendiamo porre in evidenza in questa sezione è che, anche se la fonte dell'errore sistematico non può essere individuata ed eliminata, tali errori non influenzano il processo di localizzazione nel caso si usi la tecnica congiunta. La cosa invece non si verifica nel caso delle localizzazioni singole.

Per inserire un errore sistematico al dato sintetico abbiamo creato una funzione che dipendesse dal *back-azimuth* e dalla distanza epicentrale secondo la seguente relazione:

$$f(\varphi, \Delta) = c \cdot (\cos \varphi + \cos \Delta) \quad (3.2)$$

dove c è una costante moltiplicativa.

In tal modo si ha che gli errori sui tempi di arrivo ad una particolare stazione sono pressappoco uguali per tutti quegli eventi che sono vicini fra loro, ma sono diversi da stazione a stazione.

I nuovi tempi sono espressi dalla seguente espressione:

$$T_{Sistematico} = T_{Sintetico} + f(\varphi, \Delta) \quad (3.3)$$

In base alle suddette espressioni e considerando una sismicità *clusterizzata*, si osserva che le correzioni ad una determinata stazione dovrebbero essere molto vicine tra loro. Ciò è dovuto al fatto che distanza ed *back-azimuth* di ogni evento del *cluster* dalla stazione in analisi saranno più o meno sempre uguali.

E' proprio in base a questo principio che con la tecnica sviluppata delle doppie differenze gli errori sistematici non influenzano il processo di localizzazione. Considerando la solita coppia di eventi E_i ed E_l , registrati alla stazione S_j , la differenza di tempo tra i primi due arrivi può essere espressa mediante la (3.4) :

$$(\Delta T_{l,i})_j = (T_{Sint-l} + f(\varphi, \Delta)_l)_j - (T_{Sint-i} + f(\varphi, \Delta)_i)_j \quad (3.4)$$

Come si osserva facilmente dalla (3.4) i due termini degli errori sistematici sono all'incirca uguali ed è per questo che si elidono.

Applicando la tecnica di localizzazione sviluppata ai nuovi tempi di arrivo delle stazioni selezionate sono state ottenute le soluzioni riportate nella seguente Tab. 3.8.

JOINT	LAT (°)	LONG (°)	DEPTH (km)
1_J	40.051	122.850	25.270
2_J	40.000	123.000	28.000
3_J	40.149	122.950	22.776
4_J	39.901	123.000	23.310
5_J	39.951	122.851	30.340
6_J	40.098	123.249	31.496
7_J	40.149	123.050	19.672
8_J	40.049	123.100	22.818
9_J	40.199	122.950	24.868
10_J	39.999	123.050	32.588

Tab. 3.8, Localizzazioni ottenute applicando la metodologia delle doppie differenze ai dati sintetici con errori sistematici.

Le localizzazioni sono state ripetute applicando anche l'altra metodologia, quella del singolo evento, per poter confrontare i risultati ottenuti (Tab. 3.9).

EPISFE	LAT (°)	LONG (°)	DEPTH (km)
1_E	39.959	122.865	35.362
2_E	39.906	123.014	36.904
3_E	40.060	122.965	33.672
4_E	39.810	123.015	33.733
5_E	39.854	122.864	37.965
6_E	40.004	123.264	38.956
7_E	40.060	123.065	30.566
8_E	39.960	123.115	33.657
9_E	40.109	122.965	35.323
10_E	39.902	123.064	39.506

Tab. 3.9, Localizzazioni ottenute applicando la metodologia delle localizzazioni singole ai dati sintetici con errori sistematici.

Nella Fig. 3.9 sono riportate le localizzazioni trovate.

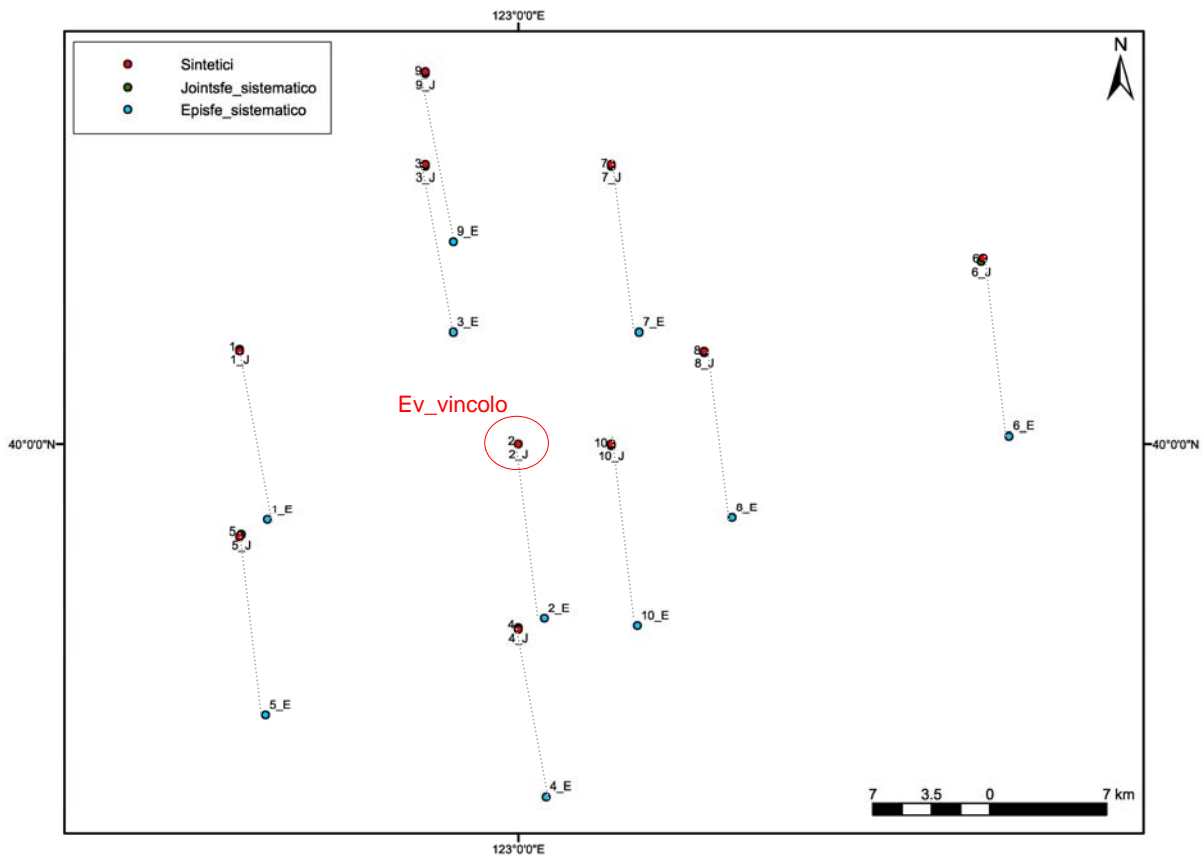


Fig. 3.9, Localizzazioni ottenute con la tecnica Joint e con Episfe nel caso in cui siano presenti errori sistematici nei tempi di arrivo.

Si può osservare che, come era prevedibile, gli errori sistematici non influenzano le localizzazioni congiunte, mentre il metodo della localizzazione del singolo evento non è in grado di eliminare questa fonte di errore. Ciò è legato al fatto che la prima tecnica presenta l'inclusione di un vincolo, vantaggio che invece non è inserito nella tecnica di localizzazione del singolo evento. In queste prove le localizzazioni con EPISFE mantengono comunque una loro forma relativa.

In un ulteriore gruppo di prove, è stata studiata l'influenza della rete sismometrica. Sono stati eseguiti due casi differenti:

- nel primo caso, dal gruppo delle dieci stazioni sono state eliminate due stazioni per ogni evento;
- nel secondo caso, le stazioni eliminate sono tre.

Le stazioni soppresse non sono sempre le stesse, ma variano da evento a evento. Non è stato seguito nessun criterio particolare per tale eliminazione.

In entrambi i casi sono state applicate le due tecniche già usate in precedenza; i risultati trovati sono schematizzati nelle Tab 3.10 e 3.11:

JOINT	LAT (°)	LONG (°)	DEPTH (km)
1_J	40.051	122.850	26.381
2_J	40.000	123.000	28.000
3_J	40.152	122.950	24.738
4_J	39.903	122.999	25.120
5_J	39.950	122.850	30.177
6_J	40.096	123.248	31.033
7_J	40.154	123.050	22.681
8_J	40.051	123.099	24.776
9_J	40.200	122.950	26.095
10_J	40.000	123.051	32.466

EPISFE	LAT (°)	LONG (°)	DEPTH (km)
1_E	39.947	122.824	47.730
2_E	39.867	123.013	29.688
3_E	40.078	122.973	47.672
4_E	39.796	123.062	74.060
5_E	39.853	122.864	38.257
6_E	40.028	123.330	56.757
7_E	40.072	123.066	31.535
8_E	39.970	123.116	32.989
9_E	40.108	122.956	34.253
10_E	39.874	123.131	78.594

Tab. 3.10, Localizzazioni ottenute per il *cluster* con le due differenti metodologie nel caso in cui siano state eliminate due stazioni per evento dalle osservazioni di partenza.

JOINT	LAT (°)	LONG (°)	DEPTH (km)
1_J	40.050	122.850	26.381
2_J	40.000	123.000	28.000
3_J	40.150	122.951	24.482
4_J	39.901	122.999	24.758
5_J	39.949	122.851	29.913
6_J	40.095	123.249	30.775
7_J	40.152	123.049	22.437
8_J	40.050	123.100	24.532
9_J	40.199	122.950	25.862
10_J	39.999	123.051	32.193

EPISFE	LAT (°)	LONG (°)	DEPTH (km)
1_E	39.946	122.820	47.781
2_E	39.996	122.983	50.823
3_E	40.084	122.969	47.812
4_E	39.688	122.905	12.891
5_E	39.862	122.856	36.700
6_E	40.028	123.333	57.016
7_E	40.064	123.061	43.750
8_E	39.995	123.175	52.162
9_E	40.108	122.956	34.253
10_E	39.874	123.131	78.594

Tab. 3.11, Localizzazioni ottenute per il *cluster* con le due differenti metodologie nel caso in cui siano state eliminate tre stazioni per evento dalle osservazioni di partenza.

Nelle Fig. 3.10 e Fig. 3.11 sono rappresentati i risultati espressi rispettivamente dalle tabelle Tab. 3.10 e Tab. 3.11.

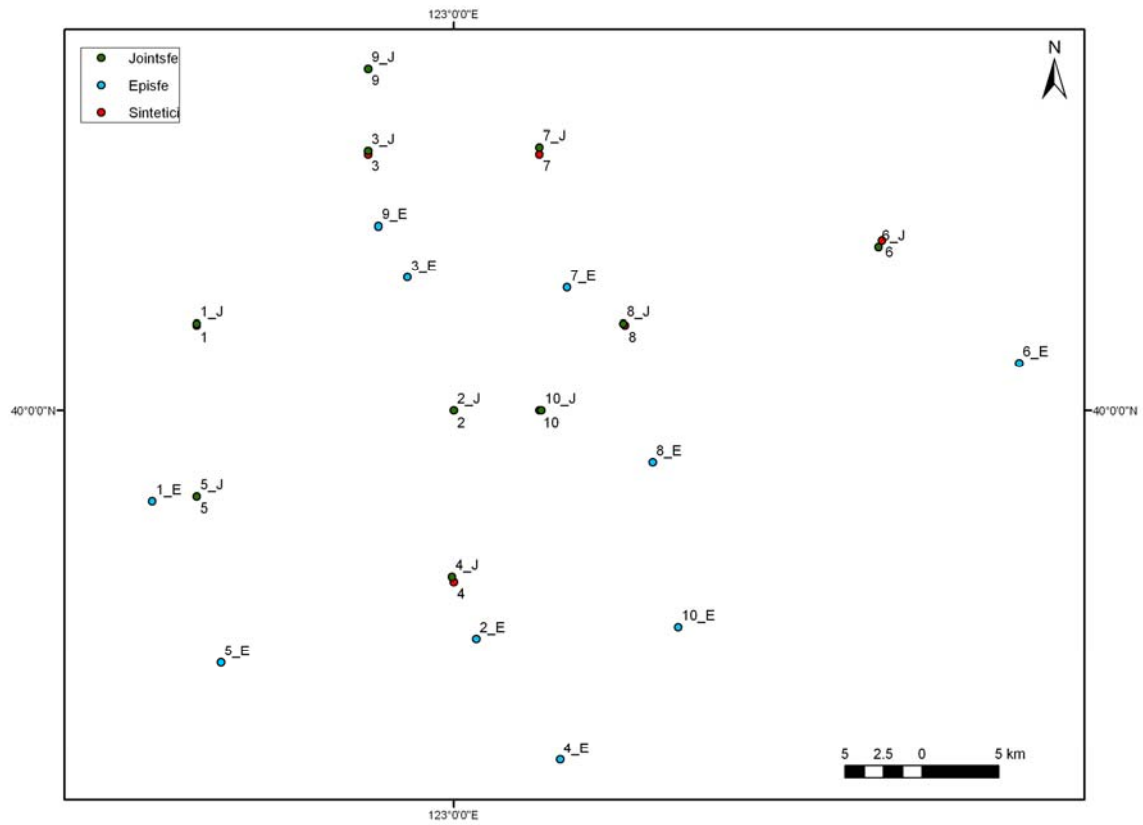


Fig. 3.10, Localizzazioni ottenute per il *cluster* con le due differenti metodologie nel caso in cui siano state eliminate due stazioni per evento dalle osservazioni di partenza.

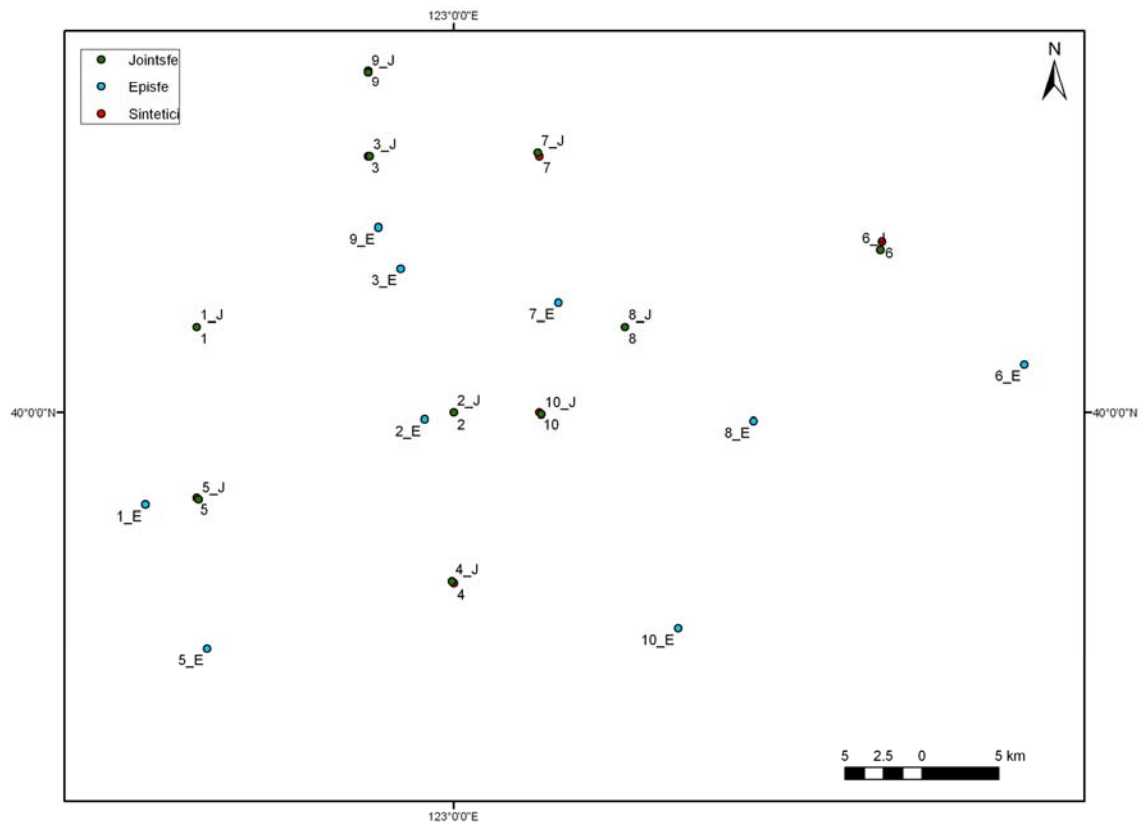


Fig. 3.11, Localizzazioni ottenute per il *cluster* con le due differenti metodologie nel caso in cui siano state eliminate tre stazioni per evento dalle osservazioni di partenza.

Possiamo osservare che, anche se vengono a mancare delle osservazioni, il processo di localizzazione basato sul Joint elimina molto bene la fonte di errore sistematico. Il processo di localizzazione singola, invece, risente fortemente dell'errore sistematico quando le stazioni adoperate variano da un evento all'altro.

3.5 Influenza di anomalie locali nel modello di velocità in prossimità degli ipocentri

Con i test che riportiamo nella presente sezione abbiamo voluto valutare l'effetto della mancanza del requisito principale richiesto per l'applicazione del metodo di localizzazione alle doppie differenze: ossia che gli eventi siano posizionati in una zona abbastanza piccola da poter trascurare l'effetto della loro posizione sulle derivate delle *travel-times*.

Per studiare gli effetti sul processo di localizzazione dovuti all'utilizzo di un modello di velocità non conforme alla realtà, sono stati inseriti degli errori che rappresentino proprio questa situazione. Abbiamo supposto di avere una variazione al modello tale che l'intero *cluster* degli ipocentri analizzati fosse contenuto nell'area interessata dall'anomalia e che la correzione per i tempi di ogni evento, ad ogni stazione, dipendesse dalla posizione dello stesso rispetto all'intero *cluster* e dall'*azimuth* con la stazione:

$$(T_{Anomalia})_{i,j} = (T_{Sistematico})_{i,j} + \left(\frac{x_i}{50} + \frac{y_i}{50} \right) \text{sen}\varphi_{i,j} \quad (3.5)$$

La prima parte della correzione è, per ogni evento, un termine comune a tutte le stazioni, mentre il secondo tende ad essere più o meno uguale per tutti gli eventi alla stessa stazione (questo è legato al fatto che stiamo considerando un *cluster*). La posizione di ogni evento, rispetto all'intero *cluster*, è calcolata in coordinate cartesiane rispetto ad un punto interno alla zona in esame.

Dal punto di vista teorico, più il *cluster* è grande più la correzione al tempo sintetico legata all'anomalia cresce. Abbiamo allora studiato l'influenza dell'anomalia sopra descritta per due *cluster* di dimensioni differenti:

- area 0.2°x 0.2° (14km x 22km circa);
- area 0.5°x 0.5° (35km x 55km circa)

per evidenziarne i differenti effetti sul processo di localizzazione.

Ognuno dei *cluster* usati nelle analisi è composto da dodici eventi ed al suo interno è stato creato un mini-*cluster* di quattro eventi, per verificare se su di essi la variazione del modello di velocità influisce in modo diverso dal resto del gruppo.

- AREA 0.2°X 0.2°

Nella Tab. 3.12 sottostante sono riportati gli ipocentri sintetici dei dodici eventi analizzati:

ID	LAT (°)	LONG (°)	DEPTH (km)
1	39.99	122.88	25.00
2	39.87	122.86	28.00
3	39.91	123.05	23.00
4	40.03	122.98	23.00
5	39.95	122.93	30.00
6	39.92	123.04	32.00
7	40	123.01	20.00
8	39.9	122.96	23.00
9	40.01	122.94	25.00
10	40.05	122.95	33.00
11	39.93	123.05	27.00
12	39.91	123.035	24.00

Tab. 3.12, Ipocentri sintetici per l'area 0.2° X 0.2°.

La rete sismometrica considerata è quella considerata nelle prove precedenti, rappresentata nella figura Fig. 3.3.

Applicando la (3.5) sono stati calcolati i nuovi tempi di arrivo per tutti gli eventi alle stazioni della rete considerata. Creato il nuovo *dataset* ed applicato il programma di localizzazione sviluppato sono state trovate le localizzazioni tabulate nella Tab. 3.13. L'evento di vincolo scelto in questo particolare studio è quello con ID uguale a 9.

ID	LAT (°)	LONG (°)	DEPTH (km)
1_J	39.991	122.903	26.558
2_J	39.873	122.929	26.698
3_J	39.91	123.056	23.447
4_J	40.029	122.963	22.027
5_J	39.951	122.953	31.621
6_J	39.92	123.045	32.365
7_J	39.999	122.996	19.169
8_J	39.901	122.992	25.173
9_J	40.01	122.94	25
10_J	40.049	122.934	31.976
11_J	39.93	123.049	27
12_J	39.91	123.045	24.7

Tab. 3.13, Localizzazioni ottenute con la tecnica sviluppata per i dodici eventi sintetici. L'evento con identificativo pari a 9, evidenziato in rosso, è l'evento di vincolo.

Nella Fig. 3.12 sono riportati gli ipocentri trovati.

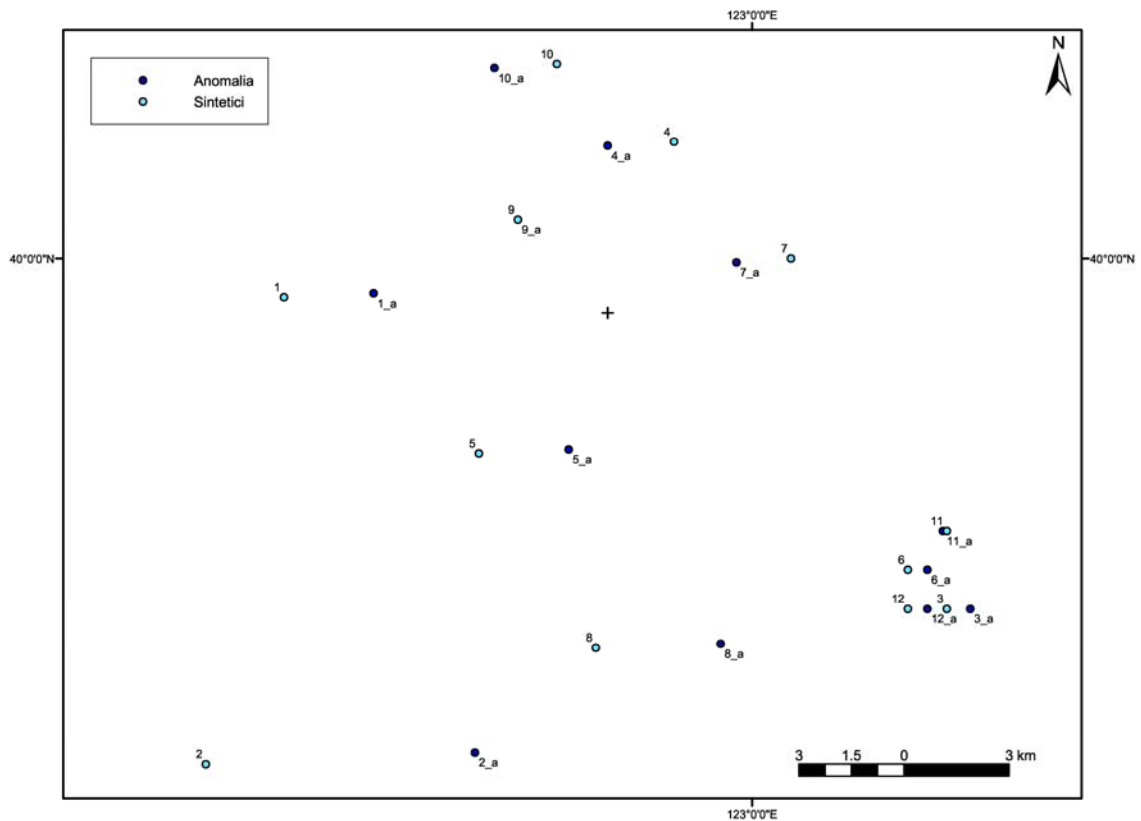


Fig. 3.12, Localizzazioni ottenute aggiungendo ai tempi sintetici errori legati ad una variazione del modello di velocità. L'evento di vincolo è il 9.

Dalla Fig. 3.12 si osserva che la metodologia risente degli errori dovuti ad una non corretta modellazione dell'andamento della velocità: gli scostamenti orizzontali degli ipocentri rispetto ai sintetici sono legati al tipo di anomalia, equazione (3.5), ed anche alla distribuzione spaziale delle stazioni IMS in uso (Fig. 3.3).

Una caratteristica importante che deve essere osservata è che, anche se gli ipocentri non coincidono con quelli sintetici, il *cluster* più piccolo (inserito all'interno del gruppo sintetico, ID 3, 6, 11, 12) rimane *clusterizzato* con i suoi ipocentri disposti allo stesso modo di quelli sintetici. Questo sta a significare che la metodologia rispetta, nel senso che non lo va a stravolgere, un esistente raggruppamento.

- AREA $0.5^\circ \times 0.5^\circ$

Per verificare che le considerazioni fatte nel caso dell'area $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ possano essere considerate generali, si sono ripetute le stesse procedure considerando una seconda sequenza *clusterizzata* in un'area di dimensioni più estese, $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. Anche in questo caso si è introdotto un sottogruppo di eventi che ricreino un *cluster* di dimensioni più piccole. Nella Tab. 3.14 è riportato l'elenco degli eventi sintetici.

ID	LAT (°)	LONG (°)	DEPTH (km)
1	39.56	122.56	25
2	39.77	122.63	28
3	39.91	122.77	23
4	39.92	122.72	23
5	40.05	122.55	30
6	39.64	122.84	32
7	40.03	122.89	20
8	39.93	122.96	23
9	39.73	123.02	25
10	39.69	123.05	33
11	39.7	123.03	27
12	39.72	123.04	24

Tab. 3.14, I dodici ipocentri sintetici per l'area 0.5° X 0.5°.

Gli ipocentri riportati in Tab. 3.15 e Fig. 3.13 sono stati ottenuti ricalcolando i tempi di arrivo in base alla variazione del modello di velocità ed applicando la tecnica di localizzazione sviluppata in questo studio.

ID	LAT (°)	LONG (°)	DEPTH (km)
1_J	39.566	122.726	36.241
2_J	39.773	122.707	34.025
3_J	39.91	122.764	23.456
4_J	39.92	122.72	23
5_J	40.051	122.553	31.011
6_J	39.642	122.907	36.157
7_J	40.028	122.813	16.04
8_J	39.929	122.898	19.973
9_J	39.73	123.01	25.197
10_J	39.69	123.045	33.361
11_J	39.701	123.027	27.638
12_J	39.72	123.028	24.086

Tab. 3.15, Localizzazioni trovate per i dodici eventi dell'area 0.5° X 0.5°. L'evento di vincolo è quello con ID 4, evidenziato in rosso.

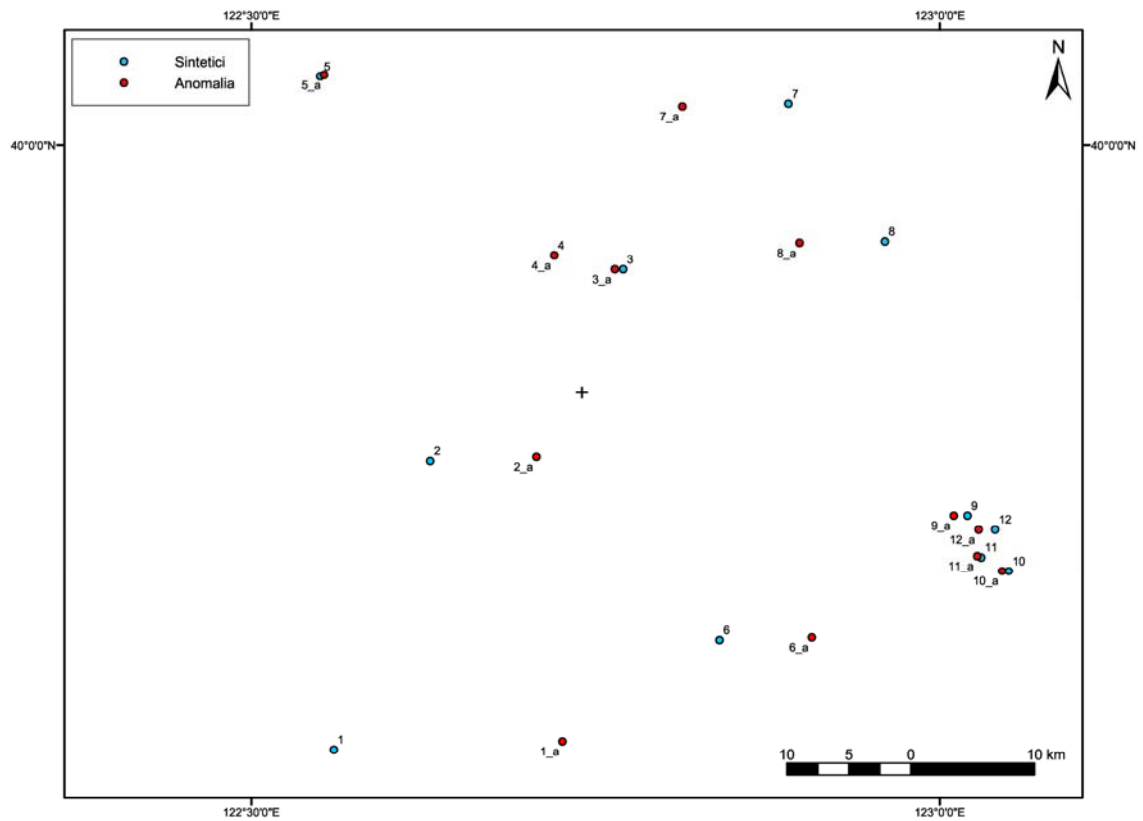


Fig. 3.13, Localizzazioni ottenute aggiungendo ai tempi sintetici gli errori legati ad una variazione del modello di velocità. L'evento di vincolo è il 4.

Le osservazioni fatte per il *cluster* precedente rimangono tutte valide anche con questo *cluster* più grande. Il gruppo di eventi (ID 9,10, 11, 12) molto vicini fra loro rimane ben *clusterizzato* e la loro posizione rimane molto vicina a quella vera.

Tutte le prove analizzate fino ad ora hanno dimostrato il corretto funzionamento del programma sviluppato e l'affidabilità dei risultati. Passiamo quindi ad analizzare un'applicazione della tecnica ad una sequenza reale.

4. APPLICAZIONE A DATI REALI DEL METODO DI LOCALIZZAZIONE SU SCALA GLOBALE

4.1 Generalità

Dimostrata l'attendibilità teorica del metodo, ci accingiamo a studiare una sequenza reale. In tal modo, si potranno determinare gli aspetti positivi e negativi dell'applicazione pratica della tecnica. Inoltre, solo in questo contesto è stato possibile analizzare e studiare gli effetti dell'introduzione della cross-correlazione tra le forme d'onda, quindi saranno analizzati e studiati gli aspetti inerenti all'applicazione di tale tecnica.

I valori di soglia in base ai quali può essere interrotto il processo iterativo di risoluzione della (2.7), usati nel processo di localizzazione di eventi reali, sono riassunti di seguito:

Variabile	CRITERIO	Valore
$soglia_1$	CONVERGENZA RAGGIUNTA DEL SISTEMA	10
$soglia_2$	RESIDUI TRASCURABILI	0.001
$soglia_3$	OSCILLAZIONE RIPETUTA DEI RESIDUI	3
$soglia_4$	NON CONVERGENZA	20

Tab. 4.1, Valori dei parametri di soglia per i criteri di uscita dal processo iterativo di ricerca della soluzione.

4.2 Sequenza reale

Il primo *step* dell'analisi è stato la scelta della sequenza sismica da analizzare. Studiando la distribuzione della sismicità globale e considerando solo quella avvenuta in terra ferma è stata ricercata una sequenza che fosse *clusterizzata* in un'area di dimensioni tale che vi potesse essere applicata la nostra metodologia e che fosse costituita da un numero ragionevole di eventi. Abbiamo imposto che l'area non fosse più grande di 55km x 55km e che vi fossero almeno 10 eventi di profondità compresa tra 0.0km e 70.0km.

Ricordiamo che è fondamentale che la sismicità considerata sia *clusterizzata* nello spazio, ma non è necessario che lo sia anche nel tempo. Considerando la sismicità avvenuta tra il 2003 ed il 2007 ed i criteri sopracitati, è stata individuata una sequenza al confine tra la Turchia e l'Iran. Essa è composta di 13 eventi sviluppatasi tra il gennaio 2005 ed il settembre 2006. Per

trovare tale *cluster* il *dataset* usato è stato quello messo a disposizione dalla CTBTO, mediante il suo International Data Center (IDC), a tutti gli stati membri per i loro studi. La scelta di tale fonte è stata indotta dal contesto di elaborazione della presente tesi; in particolare si desidera eseguire localizzazioni precise anche al fine della discriminazione di eventi sismici naturali da esperimenti nucleari. Appare quindi interessante anche un confronto tra i risultati trovati e quelli riportati dall'IDC.

Nella Tab. 4.2, sono riportate le localizzazioni degli eventi ottenute dall'IDC. Nella colonna ID è mostrato l'identificativo con cui saranno richiamati questi eventi, in questo contesto, mentre nella colonna della profondità la lettera f sta a significare che essa è stata fissata al valore indicato durante il processo di localizzazione. Nella Fig. 4.1 è riportato l'assetto tettonico dell'area in cui si trova la sequenza, la posizione di quest'ultima è rappresentata con un pallino nero. La Fig. 4.2 evidenzia in scala più piccola la distribuzione relativa degli eventi all'interno del *cluster*.

EVENT (IDC)	ID	LAT (°)	LONG (°)	DEPTH(km)
2988444	1	37.6578	43.7234	0.0f
2988901	2	37.6535	43.8120	0.0f
2989031	3	37.7592	43.9911	0.0f
2989161	4	37.5513	43.8407	0.0f
2989550	5	37.6240	44.0217	0.0f
2990822	6	37.6231	43.9206	0.0f
2991166	7	37.8074	43.7403	23.3
2991167	8	37.6338	43.7431	0.0f
2991254	9	37.8412	43.6679	0.0f
3241046	10	37.5342	43.8482	0.0f
3267881	11	37.6858	43.7970	0.0f
3728149	12	37.5235	43.7319	0.0f
3734348	13	37.6108	43.8294	27.4

Tab. 4.2, Elenco degli eventi del *cluster*, nella prima colonna è indicata la sequenza numerica con cui sono identificati dall'IDC, nella seconda colonna c'è l'identificativo con cui verranno rappresentati in questo lavoro. Le localizzazioni riportate sono quelle ottenute dall'IDC, la lettera f nella colonna della profondità sta ad indicare che tale incognita è stata fissata nel processo di localizzazione.

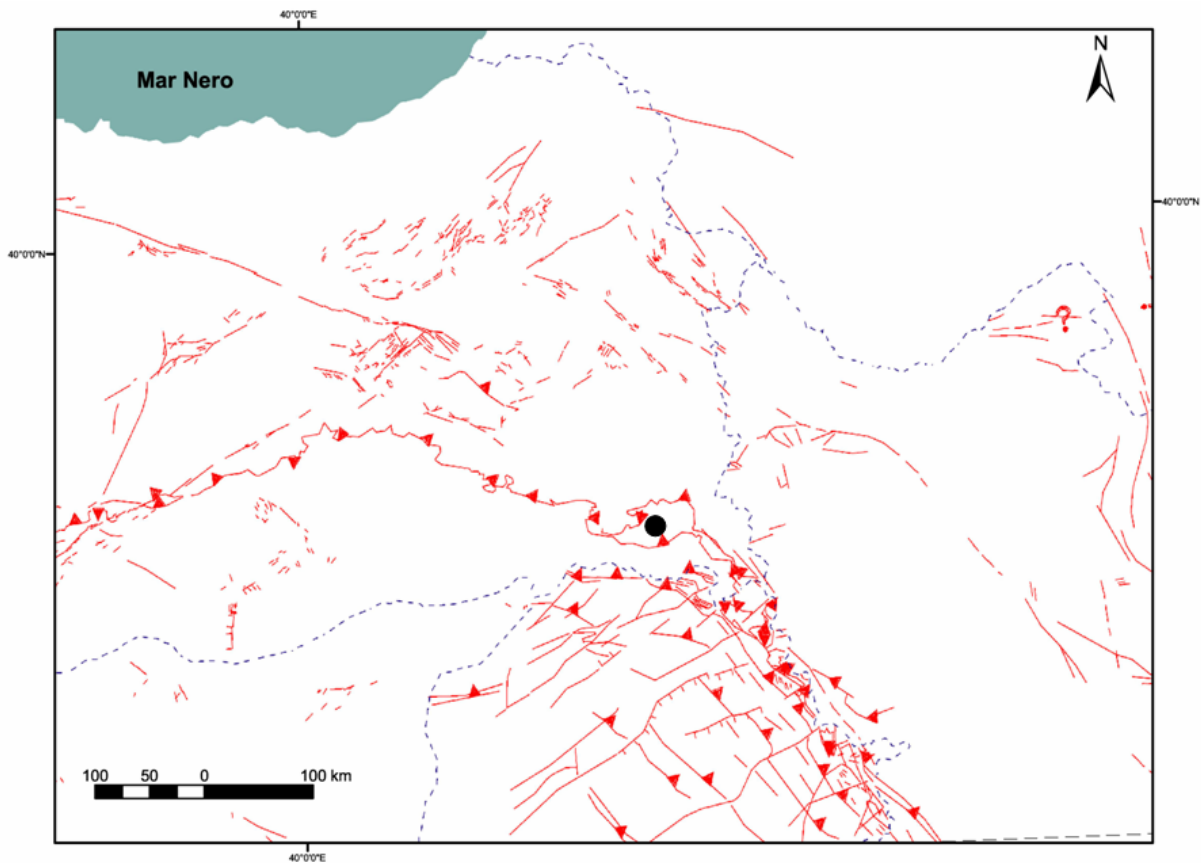


Fig. 4.1, Assetto tettonico dell'area in cui si è sviluppata la sequenza in esame, individuata dal pallino nero (rielaborata da: <http://atlas.geo.cornell.edu/ma.html>).

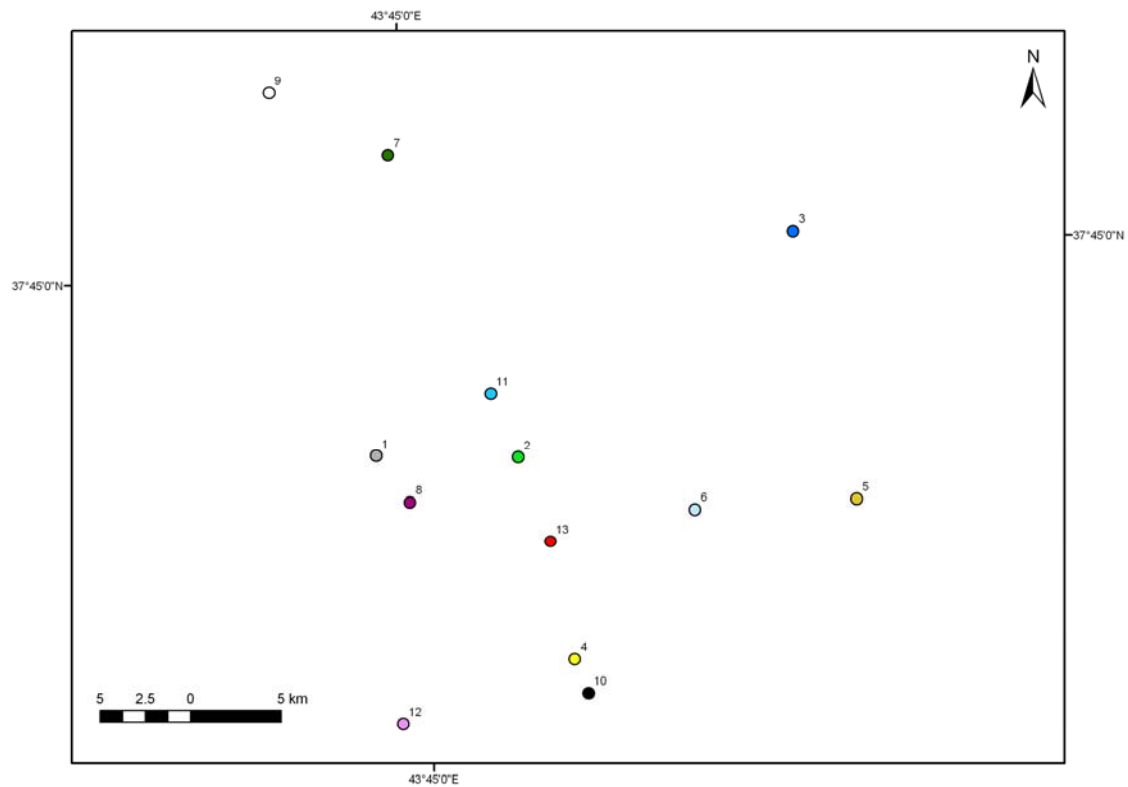


Fig. 4.2, Distribuzione degli eventi del *cluster*, localizzazioni ottenute dall'IDC. Ogni evento è individuato oltre che dal proprio identificativo anche da un definito colore, utile nelle fasi successive del lavoro.

Per poter confrontare i risultati che otterremo applicando la nostra tecnica con le localizzazioni definite dall'IDC, è necessario utilizzare gli stessi dati di partenza cioè le stesse registrazioni. A tal fine sono stati estrapolati dal bollettino REB, Reviewed Event Bulletin, dell'IDC i dettagli per ogni singolo evento. Analizzando tali dettagli sono state individuate quelle stazioni le cui registrazioni presentano la fase P per almeno due o più terremoti della sequenza. Questa restrizione alle sole fasi P è legata al fatto che il prototipo di programma di localizzazione sviluppato è in grado di considerare solo questo tipo di fase.

Nella Tab. 4.3 è riportato l'elenco delle stazioni prescelte.

ID	LAT (°)	LONG (°)
AKASG	50.7012	29.2242
ARCES	69.5348	25.5057
ASF	32.1723	36.8972
BRTR	39.7250	33.6390
BVAR	53.0249	70.3885
CMAR	18.4575	98.9429
EIL	29.6699	34.9512
FINES	61.4436	26.0771
GERES	48.8451	13.7016
GNI	40.1495	44.7414
HFS	60.1335	13.6945
ILAR	64.7714	-146.8866
MLR	45.4917	25.9437
NIL	33.6500	73.2512
NOA	61.0397	11.2148
VRAC	49.3083	16.5935
YKA	62.4931	-114.6062

Tab. 4.3, Elenco delle stazioni dell'IMS che hanno registrato come primo arrivo una fase P.

Nella Fig. 4.3 è rappresentata la loro distribuzione rispetto alla zona epicentrale indicata da un pallino verde. Si nota facilmente che non si ha una copertura omogenea dell'area, mancano soprattutto stazioni a Sud-Est.

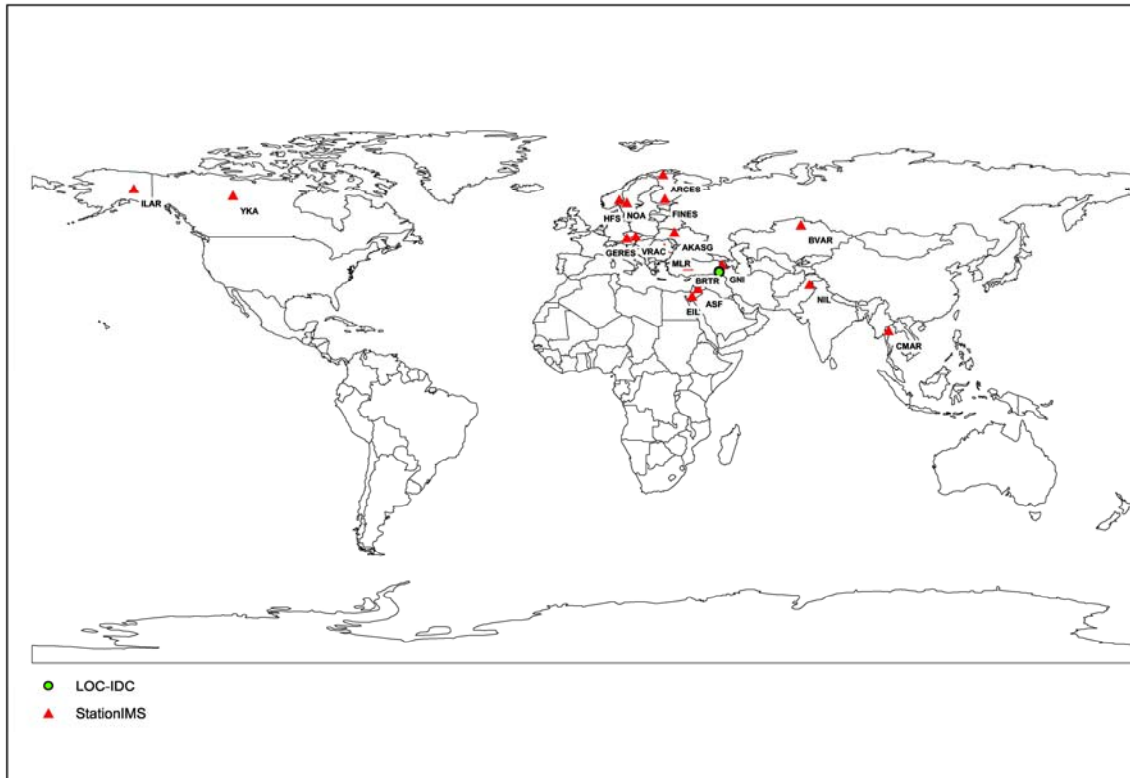


Fig. 4.3, Distribuzione delle stazioni dell'IMS che hanno registrato gli eventi del *cluster*, la posizione di quest'ultimo è indicata da un pallino verde nella figura.

4.3 Localizzazioni eseguite con i tempi dell'IDC

Prima di procedere all'applicazione del nostro algoritmo è necessario definire e determinare alcune variabili necessarie nel processo di localizzazione:

- le coordinate di un punto nella zona in esame, che saranno utilizzate come soluzione di partenza alla prima iterazione;
- le coordinate dell'evento di vincolo;
- i valori iniziali dei tempi origine degli eventi;
- le profondità ipocentrali;

l'importanza di definire tali parametri è spiegata nel paragrafo 2.2.1, dedicato alla metodologia.

Data l'estensione dell'area in esame, il punto interno alla zona considerato è quello definito dalle coordinate: LAT 37.800°N e LONG 43.700°E (di seguito non saranno più riportate le diciture N ed E, quindi i valori positivi di latitudine e longitudine indicheranno rispettivamente valori a Nord ed Est).

Come evento di vincolo è stato scelto quello con ID 8. Tale scelta verrà spiegata in seguito, e le coordinate imposte per tale evento sono quelle della localizzazione ottenuta dall'IDC, come riportato in Tab. 4.4.

EVENT	ID	TO	LAT (°)	LONG (°)	DEPTH(km)
2991167	8	25/1/2005 16:32:48.14	37.6338	43.7431	0.0f

Tab. 4.4, Localizzazione definita dall'IDC per l'evento 2991176, ID 8, TO indica il Tempo Origine (*Origin Time*).

Il tempo origine di tale evento è stato preso come riferimento (quindi $TO(ID_8) = 0.0s$) e rispetto ad esso sono state calcolate le differenze con i tempi origine degli altri eventi (sempre riportati dall'IDC). I valori così trovati sono schematizzati nella tabella sottostante:

EVENT	ID	ΔTO (sec)
2988444	1	-4105.404
2988901	2	502.741
2989031	3	2299.567
2989161	4	2539.830
2989550	5	7316.068
2990822	6	27120.830
2991166	7	631.305
2991167	8	0.000
2991254	9	4761.949
3241046	10	9739794.000
3267881	11	1.127E+07
3728149	12	4.266E+07
3734348	13	4.321E+07

Tab. 4.5, Differenze tra i tempi origine dei vari eventi con quello di vincolo preso come riferimento, riportato in rosso.

Invece, per quanto riguarda le profondità ipocentrali esse sono state poste tutte pari a 10km in quanto non si ritiene soddisfacente il vincolo di 0km imposto quasi sempre dagli operatori dell'IDC.

Prima di poter passare al processo di localizzazione sono state calcolate le differenze, $(T_{l,j} - T_{i,j})^{Obs}$, tra i tempi di arrivo delle fasi P per tutte le possibili coppie di eventi registrate da stazioni comuni. I tempi di arrivo considerati sono quelli riportati nei bollettini dell'IDC.

Quindi, imponendo le condizioni sopraccitate, abbiamo applicato il nostro processo di localizzazione. Dopo la prima convergenza raggiunta dal processo, sono state eliminate dai dati di partenza quelli che presentavano un residuo maggiore di 3 volte l'RMS e nella Tab. 4.6 sono riassunti i risultati trovati.

EVENT	ID	LAT(°)	LON(°)	DEPTH(km)
2988444dd	1dd	37.672	43.637	10.005
2988901dd	2dd	37.656	43.659	10.006
2989031dd	3dd	37.707	43.716	10.007
2989161dd	4dd	37.557	43.692	10.006
2989550dd	5dd	37.637	43.733	9.995
2990822dd	6dd	37.670	43.681	9.994
2991166dd	7dd	37.670	43.643	9.993
2991167dd	8dd	37.634	43.743	0
2991254dd	9dd	37.652	43.662	9.994
3241046dd	10dd	37.637	43.719	10.005
3267881dd	11dd	37.643	43.697	10.006
3728149dd	12dd	37.686	43.673	10.007
3734348dd	13dd	37.644	43.683	10.006

Tab. 4.6, Localizzazioni ottenute applicando la metodologia alle differenze tra i tempi di arrivo definiti dall'IDC, tra tutte le possibili coppie di eventi registrate da stazioni comuni. L'evento con ID 8 è quello di vincolo. La profondità di tutti gli altri eventi è stata imposta pari a 10km.

Nelle Fig. 4.4 e 4.5 si ha la distribuzione spaziale delle localizzazioni così trovate ed il confronto con gli epicentri calcolati dall'IDC.

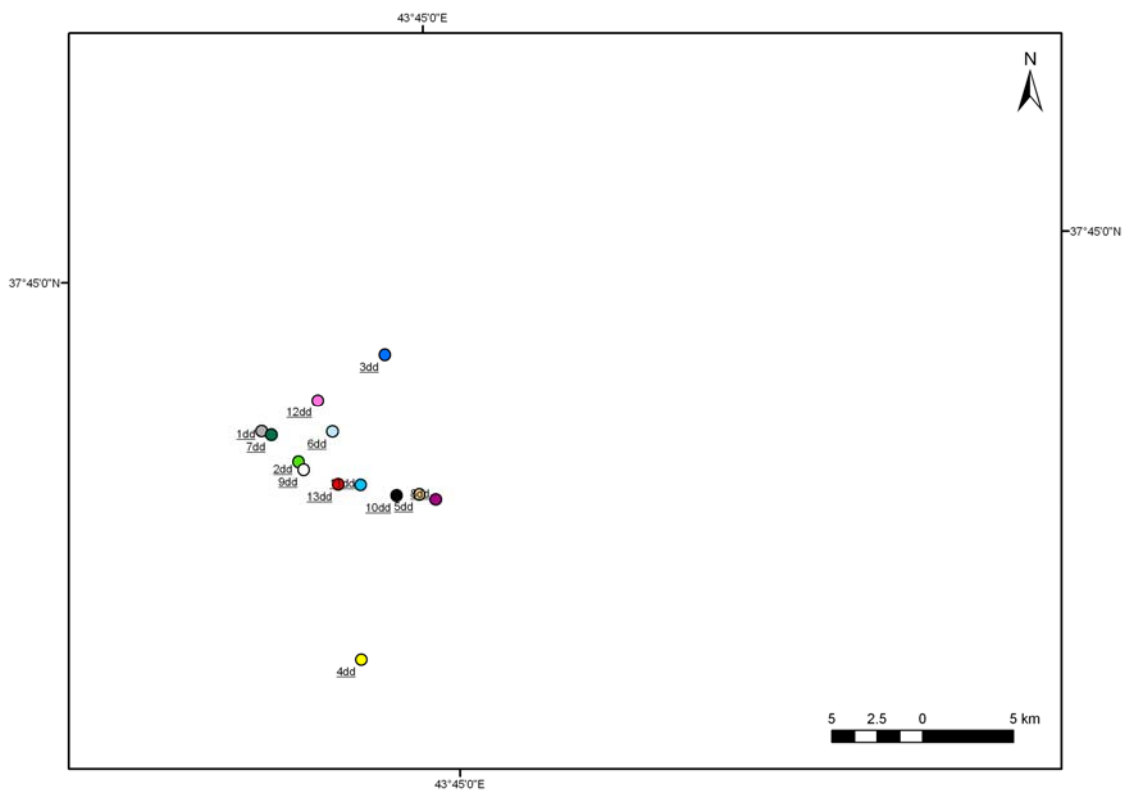


Fig. 4.4, Localizzazioni ottenute applicando la metodologia sviluppata alle differenze tra i tempi di arrivo delle letture dell'IDC tra tutte le possibili coppie di eventi alle stazioni comuni. L'identificativo degli eventi è indicato anche con un **dd** per indicare che sono le localizzazioni ottenute applicando la tecnica alle differenze di bollettino.

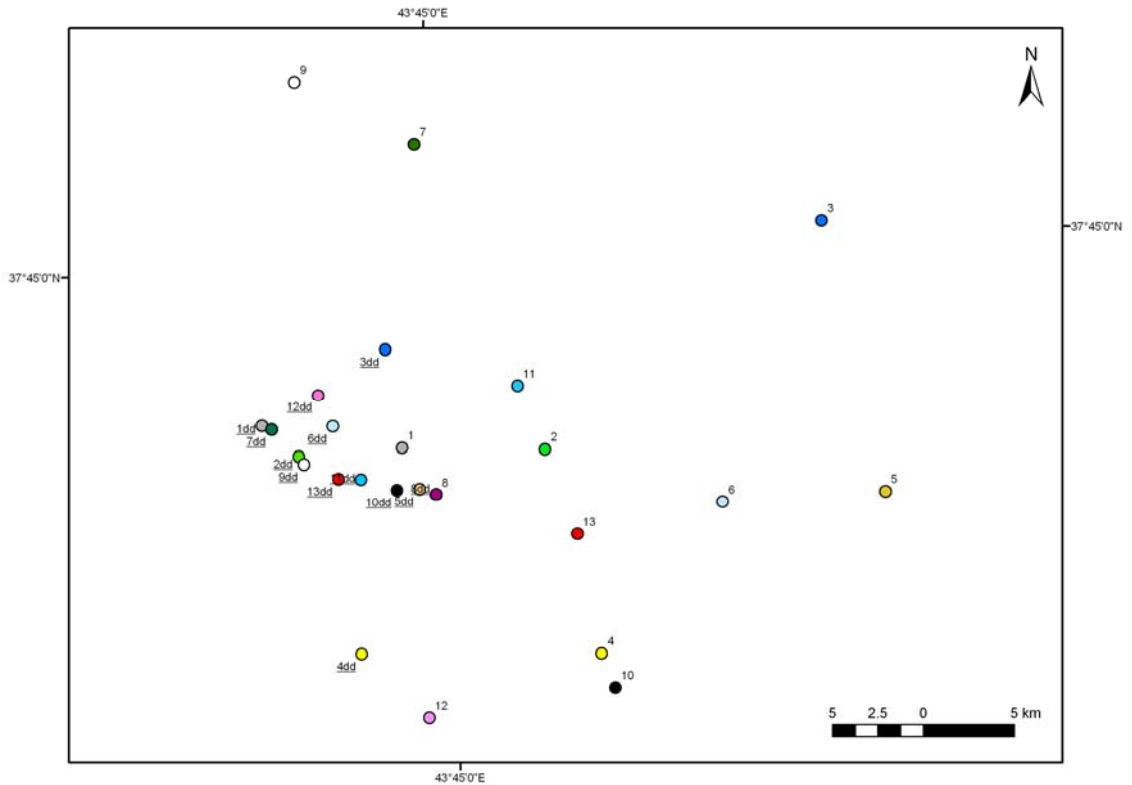


Fig. 4.5, Confronto tra le localizzazioni ottenute applicando la metodologia sviluppata (IDdd) e le localizzazioni definite dall'IDC (ID).

Possiamo facilmente notare che le localizzazioni ottenute presentano una *clusterizzazione* più marcata rispetto a quelle di riferimento. Tale caratteristica era attesa dato che abbiamo applicato la metodologia di localizzazione congiunta ad un *cluster* per il quale è ragionevole ipotizzare una reale vicinanza fra ipocentri. La localizzazione trovata per l'evento ID 4, unico evento che rimane isolato rispetto all'intero gruppo, ci porta a pensare che effettivamente esso non appartenga al *cluster*. Ulteriori osservazioni su tale evento verranno fatte in seguito confrontando questo risultato con gli altri che troveremo.

Infine, le localizzazioni così trovate mettono in luce il grande vantaggio dell'uso di questa metodologia, ovvero il fatto che vengono eliminati gli errori sistematici presenti nei dati.

4.4 Localizzazioni eseguite con i tempi ottenuti dalle cross-correlazioni

Una volta applicata la metodologia sviluppata alle semplici differenze tra i tempi di arrivo letti dai bollettini, si è introdotta la tecnica di cross-correlazione tra le forme d'onda di coppie di eventi registrati alla medesima stazione con l'obiettivo di incrementare la precisione con cui sono calcolati i $(\Delta T_{l,i})_j^{obs}$. Per poter applicare la cross-correlazione sono state richieste, tramite AutoDRM (Automatic Data Request Manager, *software* che permette di richiedere ed avere,

automaticamente via mail, dati da un *database*, in questo caso quello dell'IDC) tutte le forme d'onda degli eventi da analizzare al gruppo di stazioni considerate. Alcune stazioni considerate non sono delle stazioni singole ma sono *array*. In ognuno di questi casi ci sono state fornite dall'IDC le forme d'onda dell'intero gruppo di stazioni che costituiscono l'*array* ed è quindi stato necessario rielaborare tali forme d'onda per poterne considerare una soltanto. Un'analisi su tutte le componenti dell'*array* sarebbe stata critica per diversi fattori. Dato che la sequenza è composta da 13 eventi, se nel gruppo di stazioni ci fosse anche un solo *array* (situazione non reale) composto da 20 canali, avremmo per questo evento 260 forme d'onda da analizzare solo per quell'*array*. Poi ci sarebbero tutte le altre forme d'onda delle altre stazioni. Analizzare questa grande quantità di dati comporterebbe quindi un grande dispendio di tempo e di risorse elettroniche sia nel processo di calcolo della cross-correlazione tra le forme d'onda sia nella fase di localizzazione (molte più osservazioni da considerare). D'altra parte, utilizzando il *software* in uso all'IDC per creare il *beamforming* (vedi paragrafo 1.4.1) delle forme d'onda degli *array* (portandosi così ad avere un'unica forma d'onda per *array*) e applicando la tecnica di correlazione alle forme d'onda così ottenute, si risparmierebbe moltissimo tempo. Quindi è stato deciso di seguire questa seconda via in quanto il fattore velocità è molto importante nel caso in cui la natura dell'evento richiedesse risposte rapide.

In base a quanto detto, sono state analizzate le forme d'onda degli *array* e ne sono state ricavate le tracce relative al *beamforming*. Per tali operazioni i filtri applicati sono stati gli stessi usati dall'IDC. A questo punto è possibile calcolare la funzione di correlazione tra tutte le forme d'onda di tutte le coppie di eventi registrati a stazioni comuni. Come detto precedentemente, paragrafo 2.2.2, ci aspettiamo di trovare il valore massimo della correlazione quando vengono confrontati gli elementi dei due sismogrammi contenenti gli arrivi delle stesse fasi sismiche. In base a ciò, il programma è stato costruito in modo tale da permettere di decidere interattivamente le dimensioni delle due finestre, costruite entrambe nell'intorno dell'arrivo della fase P definito dagli analisti.

Sappiamo che più è piccola la finestra di riferimento più la correlazione tra i sismogrammi tende ad aumentare (Console e Giuntini, 2008); ciò dipende dal fatto che la struttura della forma d'onda si semplifica ed è quindi più facile trovare nell'altro sismogramma una sottofinestra che le somigli. Quindi sono state eseguite diverse prove per capire quale fosse la dimensione della finestra di riferimento più utile per gli studi eseguiti. La finestra del secondo evento è sempre stata scelta in modo tale che parta da 1.5s di anticipo rispetto all'arrivo della fase P e finisca 6.00s dopo. Come già detto, la ricerca del massimo avviene nell'intorno dell'arrivo, la correlazione è comunque calcolata, e memorizzata, su una finestra più ampia per avere a disposizione uno strumento di controllo nel caso in cui sia necessario eseguire delle verifiche.

Le varie finestre di riferimento analizzate sono le seguenti:

- 0.2s – 1.5s;
- 0.2s – 1.7s;
- 0.2s – 2.0s
- 0.5s – 1.5s;

il primo numero corrisponde all'anticipo, quindi presumibilmente rumore, rispetto all'arrivo, mentre il secondo definisce la parte di segnale considerato.

Considerando come valore critico di similarità tra i sismogrammi un valore di correlazione pari a 0.7, nelle tabelle sottostanti sono riassunti i risultati trovati. In esse è riportato il numero di stazioni con correlazione maggiore del valore critico rispetto al numero di stazioni totale che ha rilevato la coppia di eventi. Sono stati riportati solo i valori per quelle coppie di eventi che presentano almeno quattro osservazioni con correlazione maggiore di 0.7.

Per un'interpretazione più rapida dei risultati sono stati evidenziati in rosso i risultati per cui tutte le stazioni comuni alla coppia presentano $r_{\max} > 0.7$ mentre in blu quelli che hanno N-1 osservazioni sopra la soglia, dove N indica le stazioni comuni.

L'evento che di volta in volta viene preso come riferimento è quello riportato nella seconda riga (con sfondo grigio) di ogni tabella.

a) 0.2s – 1.5s;

NAME		2988444	2988901	2989031	2989161	2989550	2990822	2991166	2991167	2991254	3241046	3267881	3728149	3734348
	ID	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
2988444	1			6/6		4/6	5/6	5/11	8/14	6/10		6/10	4/8	
2988901	2	4/10		6/7		5/7	5/7	9/12	9/11	7/10	5/7	6/10	7/8	7/9
2989031	3	6/6	5/7		4/4	5/6	5/6	6/7	7/7	6/7	5/6	6/7	5/6	4/6
2989161	4		4/5	4/4		4/4	5/5	5/5	4/4	5/5	5/5	5/5		4/4
2989550	5	4/6	4/7	5/6	4/4		5/5	7/7	7/7	7/7	6/6	6/7	5/6	5/6
2990822	6	5/6	5/7	5/6	5/5	5/5		7/8	6/7	6/8	6/6	5/7	5/5	6/6
2991166	7	6/11	8/12	6/7	5/5	6/7	7/8		11/12	11/11	7/7	9/10	7/8	9/9
2991167	8	7/14	9/11	6/7	4/5	7/7	6/7	11/12		10/11	6/6	9/11	8/9	7/9
2991254	9	5/10	8/10	6/7	5/5	6/7	6/8	10/11	11/11		6/6	9/11	8/8	9/9
3241046	10	4/5	5/7	4/6	4/5	5/6	5/6	6/7	6/6	6/7		4/7	5/5	5/6
3267881	11	5/10	8/10	6/7	4/5	7/7	7/7	10/10	11/11	7/10	6/7		7/9	8/10
3728149	12	5/8	7/8	5/6		4/6	5/5	7/8	9/9	7/8	5/5	7/9		6/9
3734348	14	5/8	6/9	4/6	4/4	5/6	6/6	9/9	8/9	8/9	5/6	8/10	8/9	

b) 0.2s – 1.7s

NAME		2988444	2988901	2989031	2989161	2989550	2990822	2991166	2991167	2991254	3241046	3267881	3728149	3734348
	ID	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
2988444	1			6/6		4/6	5/6	5/11	6/14	6/10		6/10	4/8	
2988901	2			5/7		5/7	5/7	9/12	9/11	7/10	5/7	7/10	7/8	6/9
2989031	3	6/6	5/7			5/6	4/6	5/7	6/7	6/7	4/6	6/7	5/6	4/6
2989161	4		4/5	4/4		4/4	4/5	5/5	4/4	5/5	5/5	5/5		4/4
2989550	5		4/7	5/6			5/5	7/7	7/7	6/7	5/6	6/7	4/6	5/6
2990822	6	4/6	5/7	5/6	4/5	5/5		6/8	6/7	6/8	6/6	5/7	5/5	6/6
2991166	7	5/11	8/12	5/8	4/5	5/7	4/8		11/12	9/11	7/7	7/10	6/8	9/9
2991167	8	7/14	8/11	6/7		7/7	6/7	10/12		10/11	6/6	8/11	8/9	7/9
2991254	9	5/10	7/10	5/7	4/5	7/7	6/8	11/11	11/11		5/6	8/11	7/8	8/9
3241046	10		5/7	4/6	4/5	5/6	5/6	6/7	5/6	7/7		5/7	5/5	5/6
3267881	11	5/10	7/10	6/7		7/7	7/7	8/10	10/11	7/10	6/7		7/9	7/10
3728149	12	4/8	7/8	5/6		4/6	5/5	8/8	7/9	5/8	4/5	6/9		5/9
3734348	14	4/8	7/9	5/6		5/6	6/6	8/9	8/9	8/9	5/6	8/10	7/9	

c) 0.2s – 2.0s

NAME		2988444	2988901	2989031	2989161	2989550	2990822	2991166	2991167	2991254	3241046	3267881	3728149	3734348
	ID	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
2988444	1			5/6		4/6	5/6	4/11	6/14	4/10		5/10	4/8	4/8
2988901	2	4/10		5/6		5/7		9/11	8/11	7/10	5/7	7/10	5/8	6/9
2989031	3		5/7			5/6		6/7	6/7	4/7		6/7	4/6	4/6
2989161	4		4/5			4/4	5/5	4/5		5/5	5/5			4/4
2989550	5	4/6	4/7	5/6			5/5	7/7	7/7	5/7	4/6	6/7	4/6	5/6
2990822	6		5/7	5/6	4/5	5/5		5/8	6/7	7/8	5/6	6/7	4/6	6/6
2991166	7	5/11	8/12	5/7	5/5	5/7	4/8		10/12	10/11	5/7	6/10	7/8	9/9
2991167	8	4/14	7/12	6/7		7/7	5/7	9/12		10/11		9/11	6/9	6/9
2991254	9	5/10	7/10	5/7		6/7	5/8	10/11	11/11		6/7	8/10	6/8	4/9
3241046	10		5/7	4/6		4/6	4/7	5/7	6/6	4/7		5/7		5/6
3267881	11	7/10	8/10	6/7		6/7	6/7	8/10	9/11	7/10	6/7		6/9	6/10
3728149	12	5/8	6/8	5/7		4/6	5/5	7/8	5/9	4/8	4/5	8/9		6/9
3734348	14	4/8	6/9	5/6		5/6	5/6	9/9	8/9	7/9	5/6	8/10	6/9	

d) 0.5s – 1.5s;

NAME		2988444	2988901	2989031	2989161	2989550	2990822	2991166	2991167	2991254	3241046	3267881	3728149	3734348
	ID	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
2988444	1			6/6		4/6	5/6	5/11	6/14	6/10		5/10		
2988901	2	4/10		6/7		4/7	6/7	10/12	8/11	7/10	5/7	5/10	6/8	6/9
2989031	3	5/6	4/7		4/4	5/6	5/6	6/7	6/7	6/7	4/6	6/7	5/6	4/6
2989161	4		4/5	4/4		4/4	4/5	5/5		5/5	5/5	4/5		4/4
2989550	5	4/6	4/7	4/6	4/4		5/5	7/7	6/7	6/7	6/6	4/7	5/6	5/6
2990822	6	5/6	5/7	5/6	5/5	5/5		6/8	6/7	6/8	6/6	5/7	5/5	6/6
2991166	7	5/11	7/12	5/7	5/5	6/7	6/8		11/12	10/11	6/7	7/10	7/8	9/9
2991167	8	6/14	6/12	5/7	4/4	7/7	6/7	10/12		10/11	4/6	8/11	8/9	7/9
2991254	9	4/10	7/10	5/7	5/5	6/7	6/8	9/11	11/11		4/7	7/10	7/8	8/9
3241046	10		5/7	4/6	4/5	5/6	5/6	6/7	5/6	6/7		4/7	5/5	5/6
3267881	11	6/10	8/10	6/7		7/7	7/7	10/10	10/11	6/10	5/7		7/9	7/10
3728149	12	5/8	5/8	4/6		5/6	5/5	7/8	9/9	6/8	5/5	6/9		4/9
3734348	14		6/9		4/4	5/6	6/6	8/9	8/9	8/9	5/6	7/10	7/9	

Tab. 4.7, Tabella riassuntiva delle correlazioni maggiori di 0.7 trovate cambiando l'estensione della finestra dell'evento di riferimento: a) (0.2s-1.5s), b) (0.2s-1.7s), c) (0.2s-2.0s), d) (0.5s-1.5s). Le dimensioni di tale finestra è riportata prima della corrispondente tabella. In rosso sono stati evidenziati i risultati in cui tutte le stazioni (N) comuni per la coppia di eventi in esame, presentano una correlazione massima superiore alla soglia, in blu quelli che hanno N-1 stazioni con $r_{\max} > 0.7$.

Analizzando i risultati, si può osservare che non ci sono grandi differenze tra una tabella e l'altra: esse si differenziano al più per una o due stazioni per ciascuna coppia di eventi. Studiando la tabella relativa al caso c (0.2s – 2.0s), si può verificare che essa presenta le minori correlazioni, proprio come ci aspettavamo dato che più si aumentano le dimensioni della finestra di riferimento più il segnale che si vuole correlare diventa complesso. In base a queste osservazioni si è deciso di considerare per la finestra di riferimento quella relativa al caso b, cioè 0.2s – 1.7s; un esempio di tale finestra è riportato nella figura Fig. 4.6.

La funzione di correlazione viene calcolata, come detto in precedenza, considerando per il secondo evento una finestra mobile delle stesse dimensioni di quella di riferimento che viene fatta scorrere su una più ampia, sempre costruita nell'intorno dell'arrivo (Fig. 4.7).

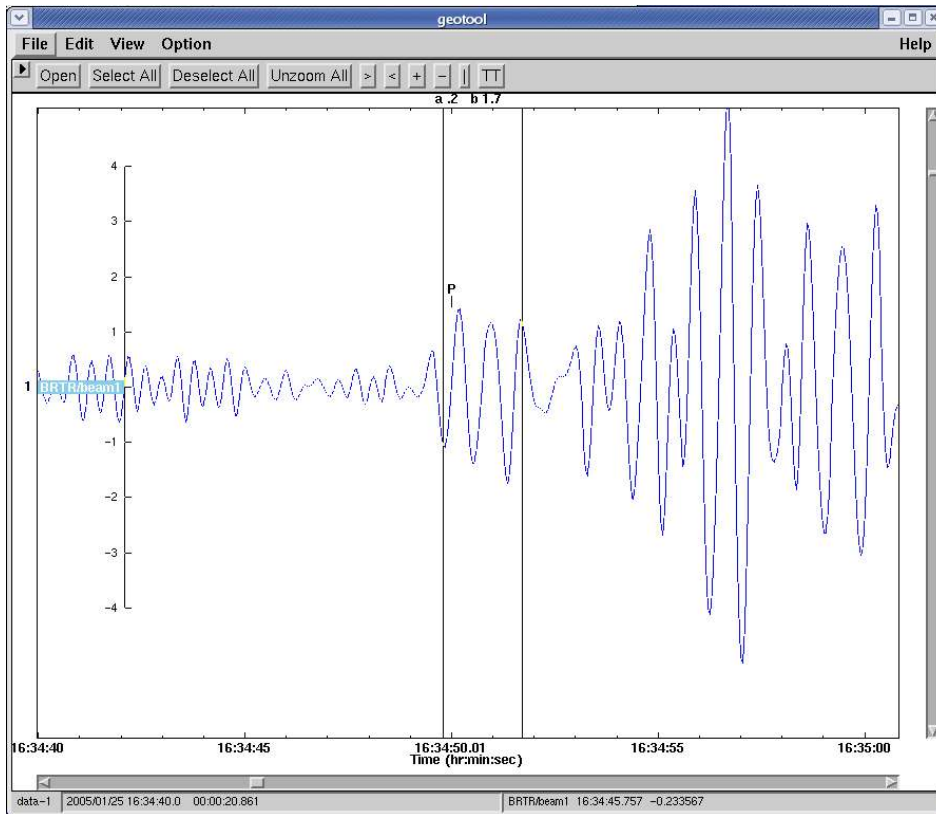


Fig. 4.6, Particolare della finestra di riferimento per l'evento 2991167 alla stazione BRTR.

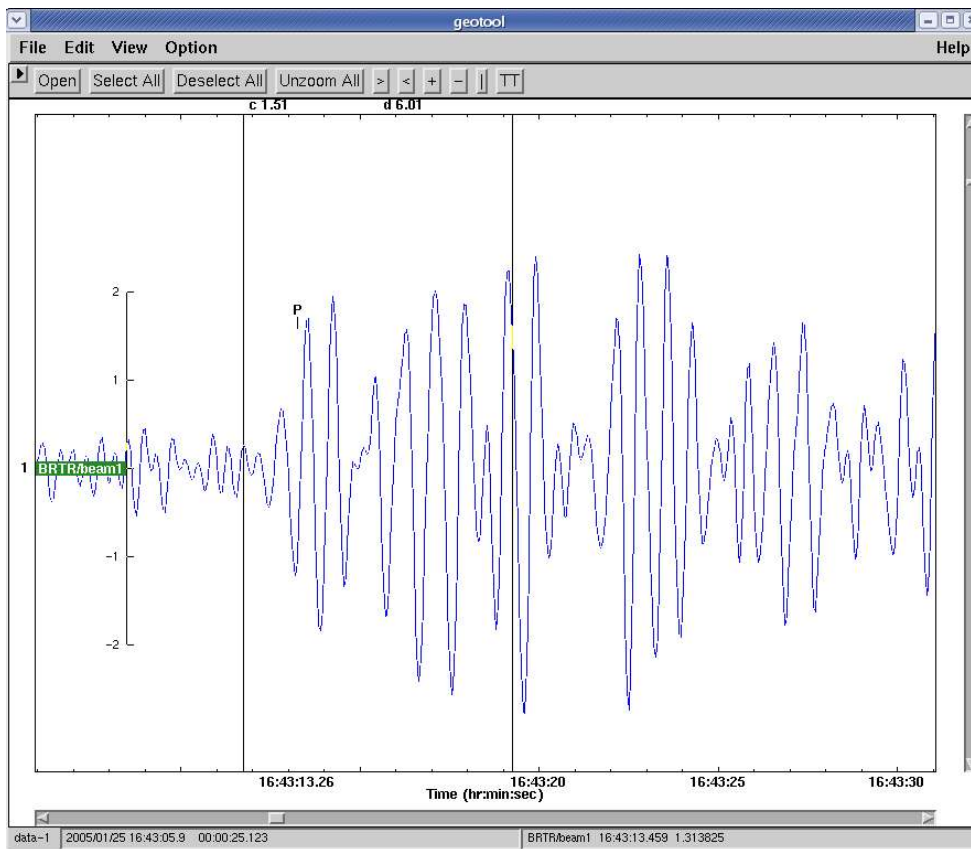


Fig. 4.7, Finestra temporale del secondo evento, in questo caso 2988901, stazione BRTR. Una finestra mobile delle stesse dimensioni di quella di riferimento scorre su questo intero intervallo.

Il programma per la correlazione calcola automaticamente il valore del massimo assoluto della funzione e ne memorizza lo *shift* temporale corrispondente (sfasamento tra i due sismogrammi tale da creare la condizione per cui si ha il massimo). Durante la fase di messa a punto della tecnica di correlazione, è capitato diverse volte che gli *shift* temporali trovati automaticamente fossero molto grandi, circa 4-5-6s. Un esempio è riportato nella Fig. 4.8.

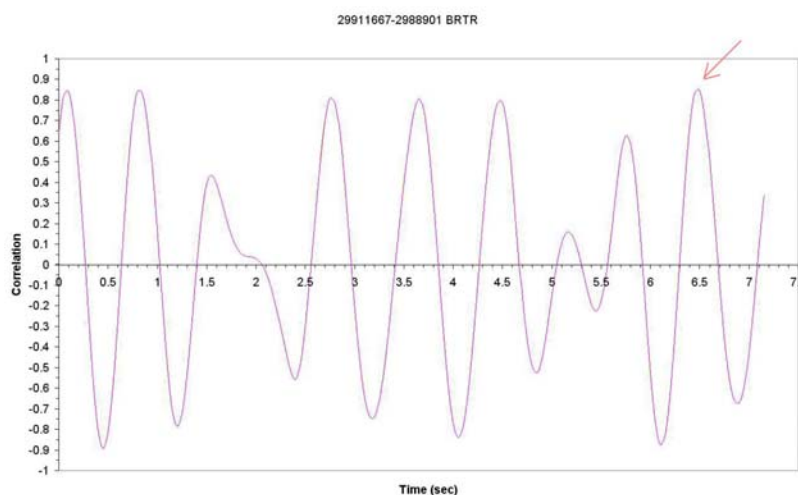


Fig. 4.8, Funzione di correlazione trovata per la coppia 2991167-2988901 alla stazione BRTR, con la freccia è indicato il massimo trovato automaticamente.

Considerando che il massimo della correlazione è atteso quando vengono confrontati gli elementi dei due sismogrammi contenenti le stesse fasi, gli *shift* temporali corrispondenti dovrebbero essere di piccola entità, assumendo che le letture dei tempi di arrivo siano corrette. Trovare sfasamenti temporali di 5 o 6s ci porterebbe a pensare che gli analisti abbiano sbagliato completamente il *picking* della fase P. Quindi, dato che non è accettabile ritenere che esperti analisti compiano errori così grandi nelle letture dei sismogrammi, abbiamo imposto la condizione della ricerca del massimo della funzione in un intorno dell'arrivo del secondo evento, e precisamente tra 1.0s prima ed 1.0s dopo il *picking*. In tal modo si assume che, qualora ci fosse un errore in esso non sia di grossa entità. In questo contesto, la tecnica della cross-correlazione viene adoperata per approfittare un affinamento delle letture manuali, più che per rivedere completamente tali letture.

In seguito al criterio precedente, sono state ricalcolate tutte le correlazioni e si è passati alla fase di localizzazione del *cluster*. Innanzitutto è stato necessario determinare quale fosse l'evento che potesse essere considerato come evento vincolo dell'intero gruppo. Per eseguire tale scelta sono stati studiati i risultati della correlazione (Tab. 4.7) secondo i seguenti criteri:

- ricerca dell'evento di riferimento che si correlasse meglio con tutti gli altri eventi;
- verifica che questa condizione non variasse troppo cambiando le dimensioni della finestra di riferimento;

- verifica che, anche nel caso in cui tale evento fosse il secondo evento nella correlazione, esso continuasse a correlarsi bene con gli altri.

In base a tutto ciò, l'evento che soddisfa queste condizioni è il 2991167, ID 8.

Utilizzando le correlazioni trovate, l'evento di vincolo individuato e le corrispondenti differenze tra i tempi origine (già definite nella Tab. 4.5) ed imponendo la profondità degli eventi pari a 10km, come nelle localizzazioni precedenti, si è applicata la metodologia di localizzazione sviluppata e sono state ottenute le localizzazioni riportate nella tabella sottostante.

NAME	ID	LAT (°)	LONG (°)	DEPTH (km)
2988444	1_r	37.692	43.602	10.046
2988901	2_r	37.683	43.619	10.039
2989031	3_r	37.713	43.724	10.047
2989161	4_r	37.752	43.69	10.046
2989550	5_r	37.628	43.742	9.953
2990822	6_r	37.662	43.741	9.96
2991166	7_r	37.688	43.637	9.953
2991167	8_r	37.634	43.743	0
2991254	9_r	37.662	43.644	9.953
3241046	10_r	37.654	43.679	10.048
3267881	11_r	37.662	43.7	10.041
3728149	12_r	37.668	43.652	10.048
3734348	13_r	37.669	43.636	10.046

Tab. 4.8, Localizzazioni ottenute con le differenze date dalla cross-correlazione. L'evento di vincolo è quello evidenziato in rosso, ID 8.

Nella Fig. 4.9 sono riportate tali localizzazioni e sono messe a confronto con quelle fornite dall'IDC.

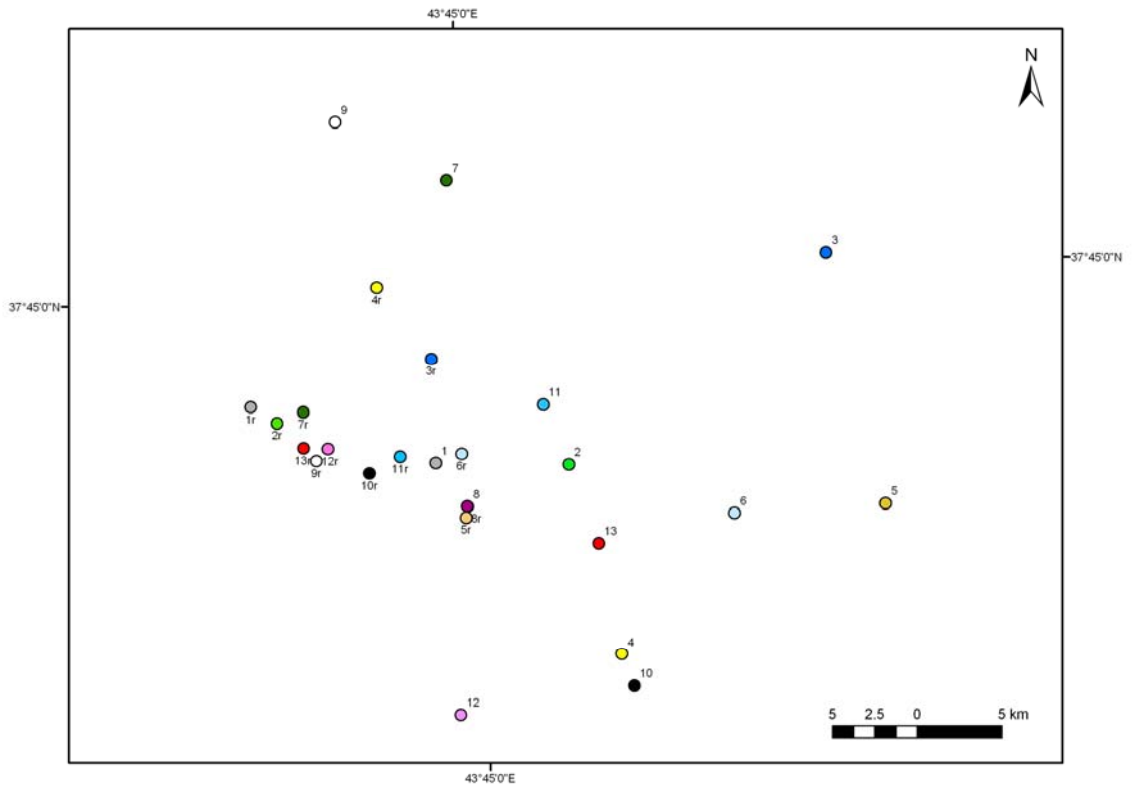


Fig. 4.9, Confronto tra le localizzazioni, IDr, ottenute con le differenze tra i tempi di arrivo calcolate con la correlazione e le localizzazioni riportate dall'IDC, ID.

Si può osservare, come ci aspettavamo, una maggiore *clusterizzazione* della sequenza. Solo la posizione dell'evento 4r ci lascia un po' perplessi: è l'unico che viene posto in una zona esattamente opposta alla localizzazione data dalla IDC. Prima di ricercare qualsiasi tipo di spiegazione per questa situazione, vogliamo confrontare i risultati appena trovati con le localizzazioni ottenute partendo dalle semplici differenze dei tempi di arrivo dei bollettini (Fig.4.5), Fig. 4.10.

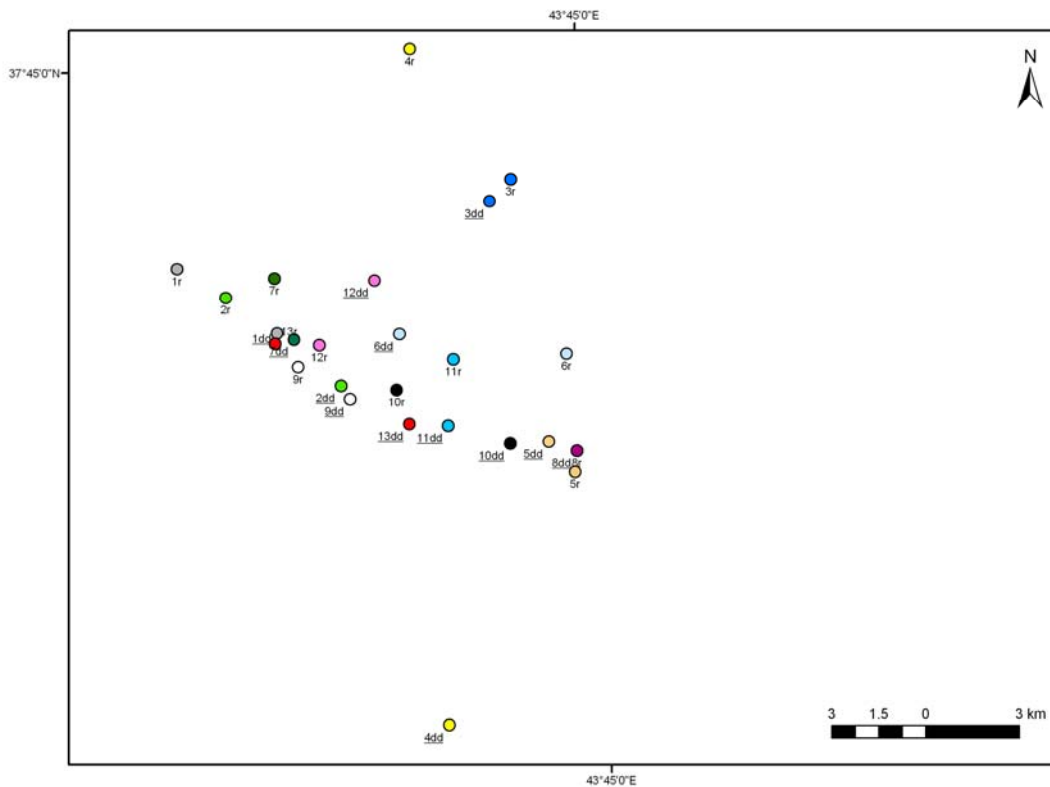


Fig. 4.10, Confronto delle localizzazioni ottenute applicando la cross-correlazione tra le forme d'onda, IDr , e le localizzazioni ottenute considerando le semplici differenze tra i tempi di arrivo definiti nei bollettini dall'IDC, IDdd.

Si nota chiaramente che le localizzazioni ottenute nei due differenti casi non si discostano moltissimo le une dalle altre, la distribuzione spaziale est-ovest è molto simile e sembra rispettare l'assetto tettonico della zona. Non si può escludere però, che l'origine di tale allungamento sia da attribuire alla distribuzione della rete sismometrica considerata. L'unico evento che evidenzia una notevole discrepanza tra due casi è ID 4. Mentre la localizzazione ottenuta con le semplici differenze da bollettino lo localizza dalla stessa parte della localizzazione IDC, con la cross-correlazione viene posto esattamente dalla parte opposta. Per cercare di capire la causa di questa situazione, abbiamo ripreso in esame i risultati ottenuti con la cross-correlazione, caso b (quello usato per la localizzazione).

Quando questo evento è considerato come riferimento esso si correla bene solo con altri 4 eventi, mentre quando esso gioca il ruolo di secondo evento trova un'alta correlazione con un numero maggiore di eventi. Questo ci porta a sostenere che la non buona correlazione nel primo caso è da ricercare in una non corretta costruzione della finestra di riferimento, nel senso che essa non sia stata costruita nell'intorno del vero arrivo della fase P; problema che verrebbe eliminato nell'altro caso, poiché la finestra su cui viene calcolata la correlazione è molto più ampia. I risultati ottenuti dimostrano, infatti, che l'esatto arrivo è stato individuato al di fuori della finestra costruita sul tempo d'arrivo riportato dall'IDC.

Considerando sempre la Fig. 4.10, quello che ci aspettavamo era di trovare una maggiore *clusterizzazione*, utilizzando gli *shift* temporali calcolati con la correlazione. Dalla figura notiamo che non è esattamente così; anzi le localizzazioni ottenute con le semplici differenze sono più raggruppate. Caratteristica importante è che l'assetto del *cluster* non cambia nei due casi. Per cercare di capire come mai la correlazione non ha dato i risultati attesi, basati sull'assunzione che gli ipocentri reali fossero molto raggruppati nello spazio abbiamo eseguito un'altra prova. Le localizzazioni trattate fino ad ora non partono dallo stesso *dataset* di osservazioni; nel senso che nella fase con le correlazioni sono stati considerati solo ed esclusivamente quei dati che presentavano un coefficiente di correlazione massimo maggiore della soglia prescelta. Allora, per paragonare le localizzazioni ottenute partendo esattamente dalle stesse osservazioni, è stato creato un *dataset* per le differenze dai bollettini con le stesse osservazioni considerate nel caso della correlazione. Nella Tab. 4.9 sono schematizzati i nuovi risultati ottenuti.

NAME	ID	LAT (°)	LONG (°)	DEPTH (km)
2988444	1_c	37.6660	43.6160	9.996
2988901	2_c	37.7110	43.6670	10.004
2989031	3_c	37.7350	43.6620	9.996
2989161	4_c	37.5160	43.7050	10.004
2989550	5_c	37.6290	43.7670	9.996
2990822	6_c	37.6720	43.6970	10.004
2991166	7_c	37.7080	43.6410	9.996
2991167	8_c	37.6340	43.7430	0
2991254	9_c	37.6400	43.6300	10.004
3241046	10_c	37.6130	43.7190	9.996
3267881	11_c	37.6700	43.6430	10.004
3728149	12_c	37.7300	43.6480	9.996
3734348	13_c	37.6700	43.6430	10.004

Tab. 4.9, Nuove localizzazioni utilizzando però, le differenze tra i tempi di arrivo dei bollettini, solo quelle osservazioni che sono comuni al *database* delle correlazioni, ID_c. L'evento di vincolo è sempre ID 8_c.

Nella Fig. 4.11 riportiamo tali localizzazioni a confronto con quelle ottenute con le correlazioni.

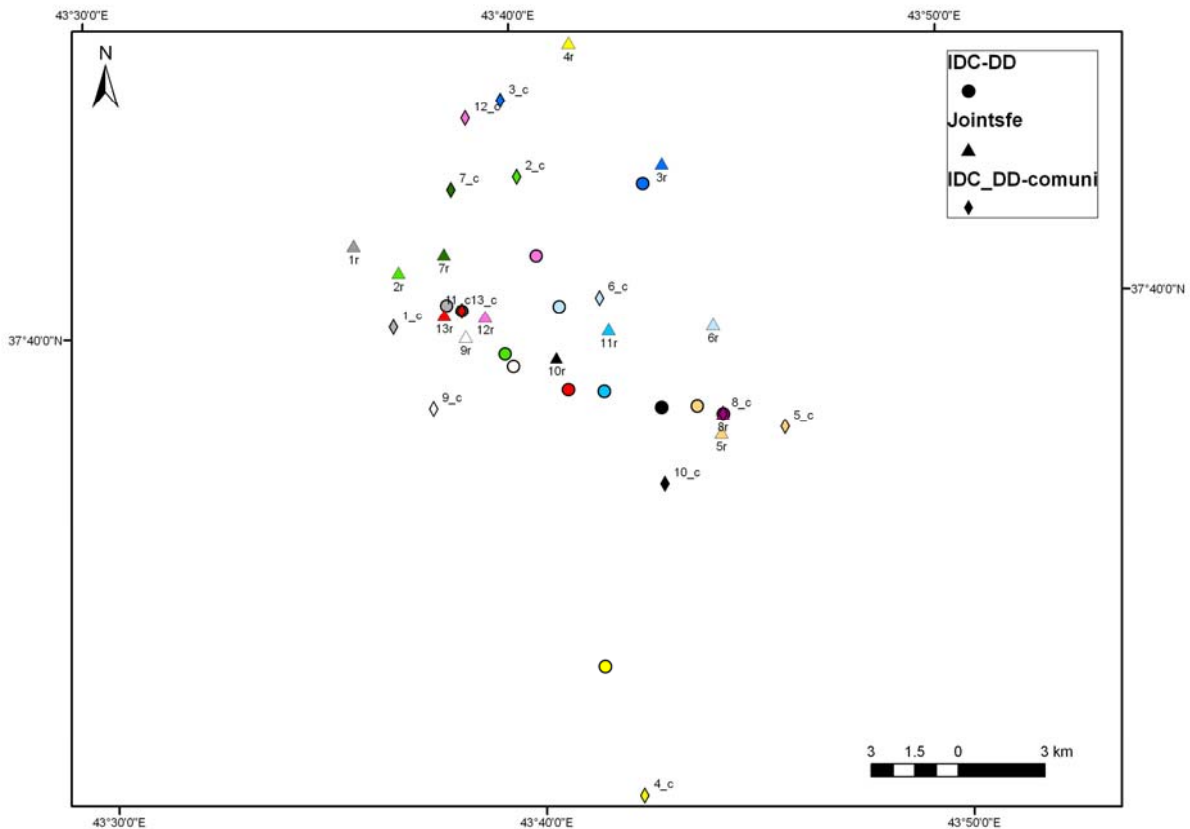


Fig. 4.11, Confronto tra le localizzazioni ottenute con i tre differenti *dataset*: Jointsfe usa le differenze tra i tempi di arrivo calcolate con le correlazioni; IDC_DD usa le differenze tra i tempi di arrivo dei bollettini; IDC_DD utilizza solo quelle differenze tra i tempi di arrivo dei bollettini che presentano comunque una correlazione superiore alla soglia di 0.7.

Dalla Fig. 4.11 si osserva che le localizzazioni ottenute, partendo dallo stesso numero di osservazioni, differiscono ma non in modo così netto come ci saremmo aspettato. C'è una maggiore *clusterizzazione*, ma utilizzando tutte le possibili differenze tra i tempi di arrivo, dell'IDC, le localizzazioni ottenute presentano un maggior raggruppamento; la maggiore dispersione delle localizzazioni ottenute con la correlazione non può essere attribuita ad un mal funzionamento della tecnica, ma piuttosto al fatto che viene notevolmente ridotto il numero di osservazioni utilizzate nel processo di localizzazione. Inoltre, deve essere fatto presente che spesso le forme d'onda analizzate non sono facilmente interpretabili, a nostro avviso, in quanto non presentano un buon rapporto segnale-rumore. I terremoti analizzati non sono di magnitudo elevata e la distanza notevole delle stazioni produce una forte attenuazione del segnale.

Fino ad ora, solo le correlazioni con $r > r_{\max}$ sono state utilizzate nella fase di localizzazione; così facendo sono state eliminate diverse osservazioni. L'idea, ora è quella di rilocalizzare la sequenza considerando, insieme alle differenze ricavate dalle correlazioni, le differenze ottenute dai bollettini in tutti quei casi in cui le correlazioni non raggiungono il valore di soglia imposto. In questo modo il *dataset* di osservazioni iniziale a cui verrà applicata la

metodologia sviluppata, è composto dallo stesso *dataset* utilizzato nella prima analisi fatta, cioè con tutte le differenze tra i tempi di arrivo definiti dall'IDC.

Considerando, quindi, questo nuovo gruppo di osservazioni le nuove localizzazioni ottenute sono riassunte nella Tab 4.10 e mostrate nella Fig. 4.12.

NAME	ID	LAT (°)	LONG (°)	DEPTH (km)
2988444	1	37.6780	43.6370	10.005
2988901	2	37.6580	43.6560	10.006
2989031	3	37.7140	43.6560	10.006
2989161	4	37.5600	43.6920	10.006
2989550	5	37.6400	43.7290	9.995
2990822	6	37.6700	43.6810	9.994
2991166	7	37.6720	43.6410	9.994
2991167	8	37.6340	43.7430	0
2991254	9	37.6560	43.6590	9.994
3241046	10	37.6410	43.6590	10.005
3267881	11	37.6480	43.6960	10.006
3728149	12	37.6890	43.6660	10.007
3734348	13	37.6480	43.6810	10.006

Tab 4.10, Localizzazioni ottenute integrando il *dataset* di osservazioni della correlazione con le differenze dei tempi di arrivo dei bollettini.

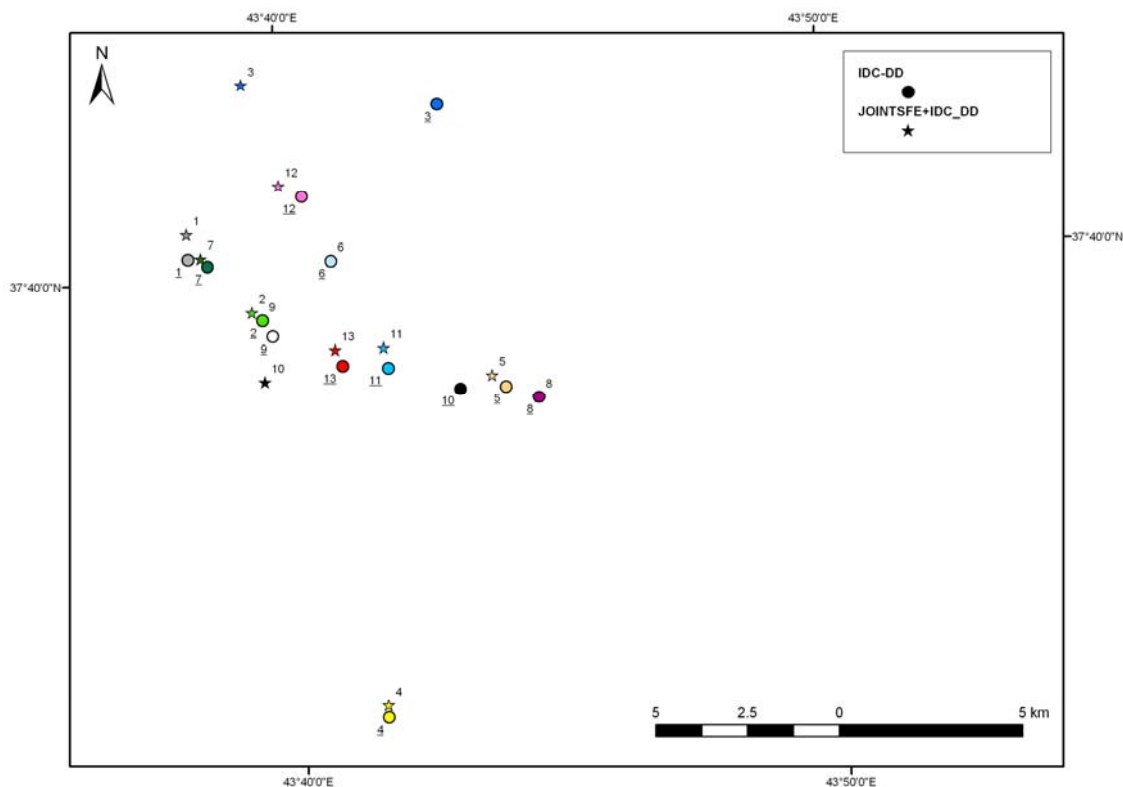


Fig. 4.12, Localizzazioni ottenute integrando il *dataset* di osservazioni della correlazione con le differenze dei tempi di arrivo dei bollettini, rappresentate da stelle, confrontate con le localizzazioni ottenute solo con le differenze dei bollettini (pallini).

Possiamo notare che non si hanno grandi differenze fra i due casi. Il fatto che la cross-correlazione non abbia apportato modifiche rilevanti nelle localizzazioni ottenute rispetto a quelle calcolate con le differenze dei bollettini, può essere legato anche alla considerazione che le letture dell'IDC siano di per se stesse buone tanto da rendere gli errori casuali di lettura meno importanti di quelli sistematici sulle *travel times*.

Quindi, anche se la correlazione non ha portato ai risultati sperati, si ha che la metodologia consente di ricostruire la reale configurazione del gruppo di eventi, nel senso che non porta ad una *clusterizzazione* fittizia, ma rispetta la reale natura del *cluster*. L'evento 4, infatti, è chiaramente al di fuori del gruppo e non c'è stata applicazione che ne abbia forzata la localizzazione all'interno del *cluster*.

In questo lavoro sono stati analizzati eventi naturali. Ci aspettiamo, però, che nel caso in cui venga fatto il confronto tra segnali provenienti da esplosioni, la situazione si semplifichi poiché i segnali prodotti dalle esplosioni dovrebbero essere più facilmente interpretabili. Proprio per verificare la metodologia in questo ultimo contesto, essa verrà applicata in futuro ad una serie di *test* nucleari eseguiti dalla Cina delle cui forme d'onda siamo recentemente venuti in possesso.

5. APPLICAZIONE DEL METODO DI LOCALIZZAZIONE SU SCALA LOCALE

5.1 Generalità

Affrontiamo adesso l'ulteriore aspetto del presente lavoro: la localizzazione di debole attività sismica su scala locale, attività che potrebbe essere stata indotta dal collasso della cavità formatasi durante un test nucleare. Comunque, come già esposto nel paragrafo 2.3, la metodologia sviluppata può essere applicata a tutta la sismicità su scala locale.

5.2 Sismicità analizzata

Ci è stata data l'opportunità di verificare l'algoritmo sviluppato su un *set* di dati raccolti dal National Data Center di Israele che ha effettuato un esperimento con un mini-*array* tripartito tra luglio del 1998 e febbraio del 1999. Ogni sensore ha un sistema sismometrico a tre componenti a corto periodo (1Hz) e la frequenza di campionamento utilizzata era di 62.5Hz. I tre sensori erano disposti in modo tale da formare un triangolo di circa 250m di apertura e l'*array* (Tab. 5.1) era installato nel Sud di Israele a circa 20km a sud-est del Mar Morto. L'insieme dei dati è composto da 11 esplosioni in miniera e da 4 terremoti. Nella Tab. 5.2 sono riportate le localizzazioni ottenute per questi eventi dall'NDC israeliano e nella Fig. 5.1 è mostrata la loro distribuzione spaziale (Bartal et al., 2000).

STATION	LAT (°)	LONG (°)	HEIGHT (m)
DIM1 $\equiv S_1$	31.023611	35.170811	420
DIM2 $\equiv S_2$	31.023447	35.169327	420
DIM3 $\equiv S_3$	31.021326	35.021326	420

Tab. 5.1, Coordinate dei tre sensori che costituiscono l'*array* tripartito.

ID	Name of Event	Lat N (°)	Long E (°)	Dep (km)	Back-Azimuth (°)	Dist (km)	Apparent Velocity (km/s)	MI	Ev
1	980724	31.143	34.973	0.0F	305.9±5.8	22.72	4.36±1.33	2.0	E
2	980726	30.858	34.999	0.0F	221.1±5.5	24.25	6.45±2.64	1.7	E
3	980730	31.094	35.169	0.0F	2.0±13.8	7.90	5.31±2.42	2.1	E
4	980803_0	31.034	35.235	0.0F	79.2±15.6	6.71	4.13±1.06	2.2	E
5	980803_1	31.293	35.064	0.0F	342.0±5.9	31.48	2.31±0.47	2.0	E
6	980814	30.724	35.329	11.8	154.7±7.4	36.60	4.57±1.96	1.6	Q
7	980817	31.909	35.482	14.3	16.8±2.2	102.72	7.81±5.74	2.6	Q
8	980824	30.723	35.308	7.2	157.7±7.4	35.90	3.25±0.96	2.0	Q
9	980901	30.869	35.109	0.0F	197.6±9.3	18.01	4.13±1.48	2.7	E
10	980904	31.106	34.996	0.0F	299.6±5.6	18.60	4.37±1.58	2.3	E
11	980906_0	31.689	35.507	16.0	23.5±3.1	80.54	7.81±5.74	2.1	Q
12	980906_1	31.077	35.198	0.0F	26.9±30.9	6.63	4.62±1.98	2.2	E
13	980907	30.783	35.040	0.0F	204.3±7.2	29.18	2.25±0.39	1.6	E
14	980908	31.013	35.248	0.0F	98.7±16.3	7.91	3.61±0.93	2.1	E
15	981009	30.876	35.107	0.0F	199.0±19.7	17.22	7.04±3.61	2.6	E

Tab. 5.2, In ogni riga ci sono le caratteristiche di un evento: numero identificativo, nome, latitudine, longitudine, profondità, azimuth e distanza dal sito dell'array, velocità apparente e magnitudo locale. Nell'ultima colonna, le lettere E e Q indicano rispettivamente la natura dell'evento: E sta per esplosione e Q per terremoto. (from Bartal et al., 2000)

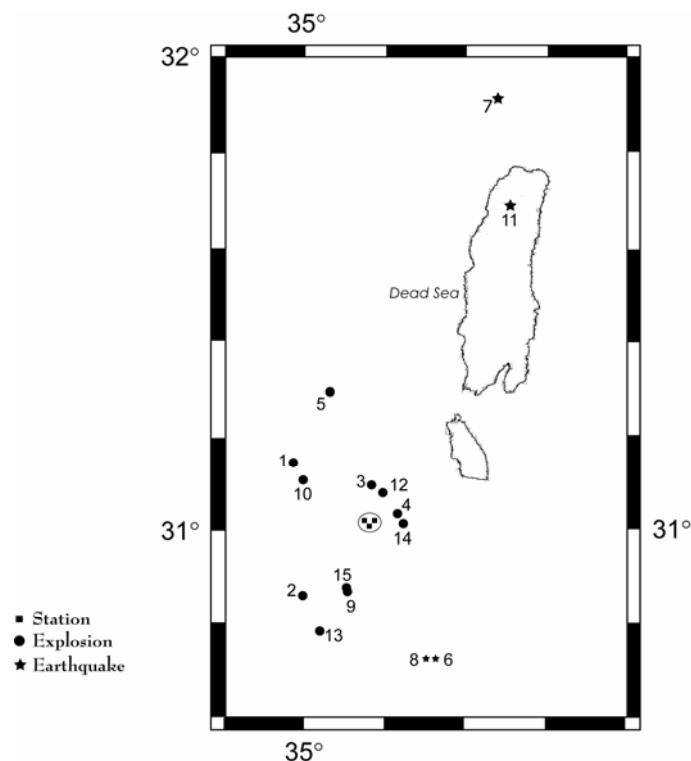


Fig. 5.1, Distribuzione spaziale degli eventi analizzati, in questo studio (rielaborata da Bartal et al., 2000).

La maggior parte degli eventi sono vicini al sito dell'array, le distanze dai sensori variano dai 6 ai 37km, cioè da circa 24 volte a circa 130 volte l'apertura dell'array. Solo gli eventi ID 7 e 11 sono i più distanti rispettivamente a 80 e 100km.

5.3 *Messa a punto del metodo*

Prima di poter passare alla fase operativa, occorre definire alcuni criteri delineati nella precedente trattazione teorica di questo tipo di localizzazione.

Innanzitutto, per ridurre l'influenza sugli errori di lettura dovuti al giudizio umano, abbiamo introdotto l'uso della tecnica della cross-correlazione e parallelamente abbiamo inserito l'interpolazione cubica del segnale per determinare, con un dettaglio superiore al passo di campionamento, le differenze di tempo tra due sensori.

Dato che le dimensioni della finestra di riferimento, deputata al calcolo della correlazione, sono molto importanti abbiamo studiato gli effetti di varie finestre sulle correlazioni e sugli *shift* trovati. Le dimensioni della finestra sono state fatte variare da circa metà a più di due volte il periodo dell'onda in esame. La Fig. 5.2 mostra le forme d'onda rilevate ai tre sensori, per l'evento ID 3, 980730, evento considerato di calibrazione nel lavoro di Bartal *et al.*, 2000. Come possiamo notare, l'evento in esame presenta un buon rapporto segnale-rumore (RSN).

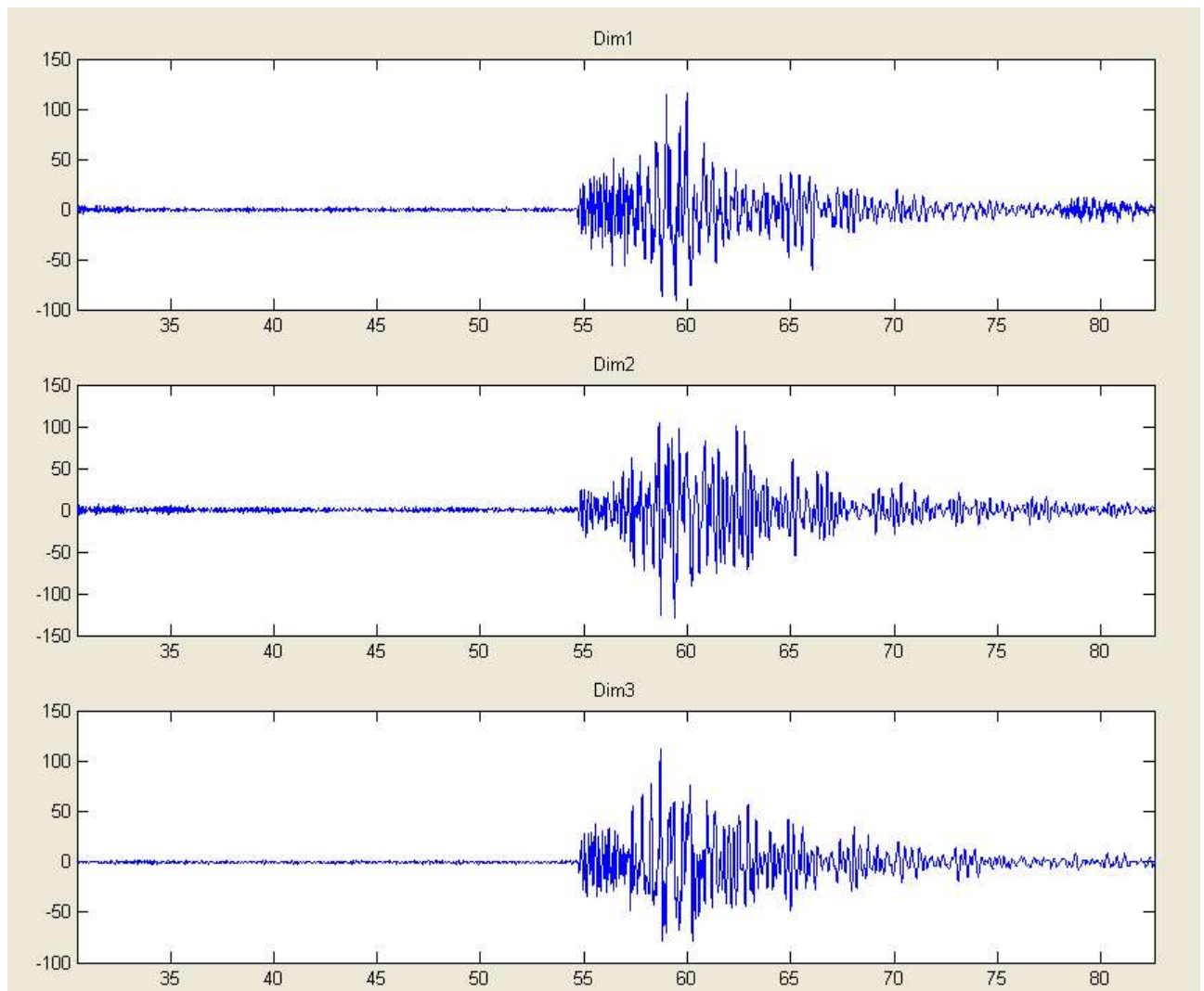


Fig. 5.2, Forme d'onda dell'evento di riferimento, 980730, ai tre sensori DIM1, DIM2, DIM3 del mini-array tripartito.

Prima di procedere all'analisi dei risultati ottenuti con la correlazione imponiamo i seguenti "vincoli":

- l'onda considerata nell'analisi è quella corrispondente al primo arrivo;
- la finestra di riferimento è sempre stata fatta partire dallo stesso istante;
- la dimensione della finestra, più ampia, del secondo sismogramma con cui viene confrontata quella di riferimento, è stata imposta pari a 0.8s; 0.4s prima dell'arrivo (in modo tale da avere il confronto segnale-rumore) e 0.4s dopo (segnale-segnale).

Riportiamo, di seguito, solo le correlazioni tra le forme d'onda di $S_1 - S_2$ e di $S_1 - S_3$ in base alle varie dimensioni delle finestre. Risultati analoghi sono stati ottenuti considerando gli altri sensori come riferimento.

Nella Fig. 5.3 sono riportate le correlazioni trovate, Dim1-Dim2 e Dim1-Dim3, considerando la finestra di riferimento pari a 0.157s.

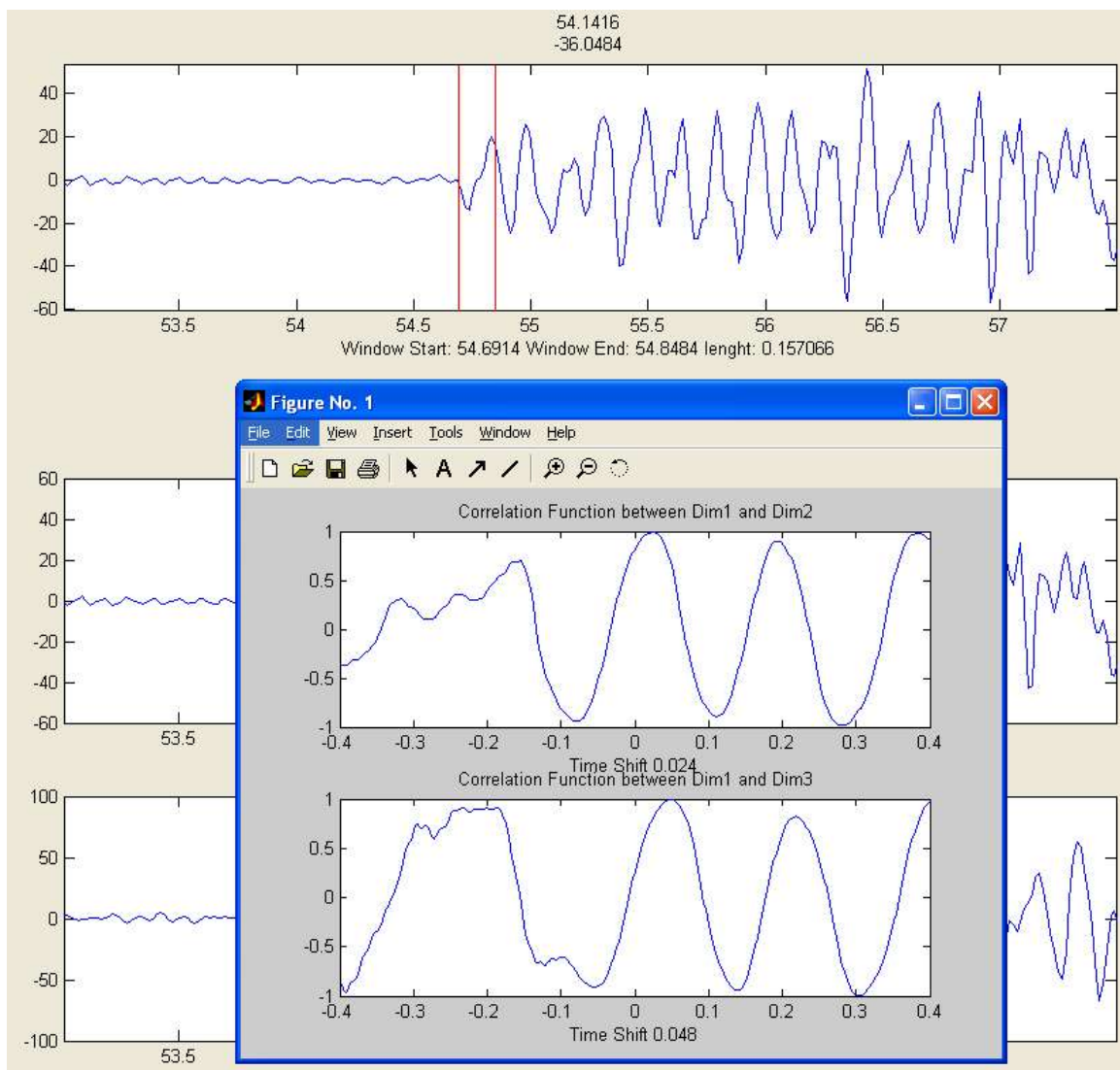


Fig. 5.3, Correlazioni ottenute dal confronto delle forme d'onda tra le coppie $S_1 - S_2$ ed $S_1 - S_3$, con la finestra di riferimento pari a 0.157s. La parte della forma d'onda relativa alla finestra in esame è evidenziata dalle linee rosse sul sismogramma.

Nella Fig. 5.4 si hanno le correlazioni trovate, Dim1-Dim2 e Dim1-Dim3, considerando la finestra di riferimento pari a 0.2468s.

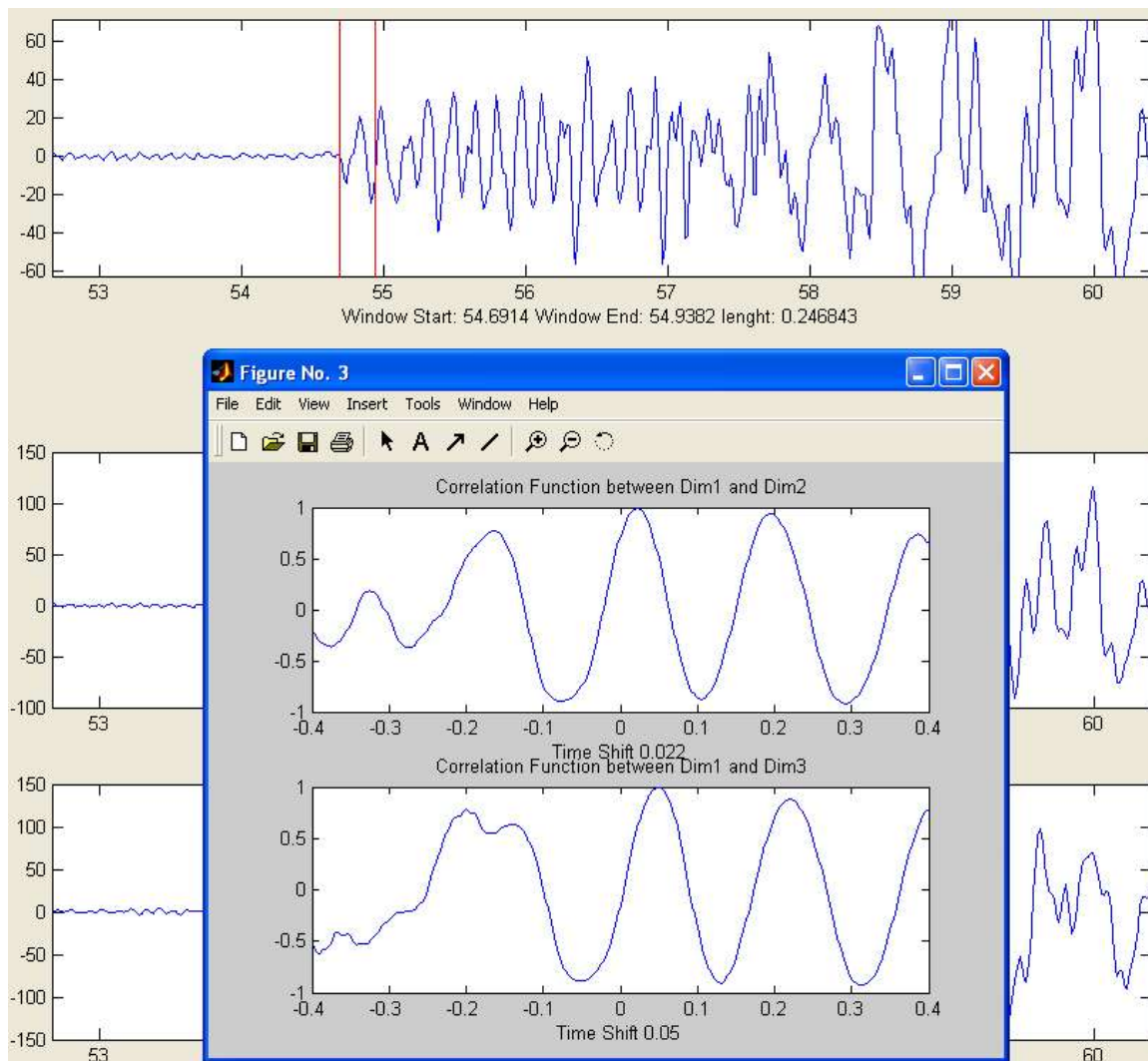


Fig. 5.4, Correlazioni ottenute dal confronto delle forme d'onda tra le coppie $S_1 - S_2$ ed $S_1 - S_3$, con la finestra di riferimento pari a 0.2468s. La parte della forma d'onda relativa alla finestra in esame è evidenziata dalle linee rosse sul sismogramma.

Nella Fig. 5.5 sono mostrate le correlazioni trovate, considerando la finestra di riferimento pari a 0.2931s.

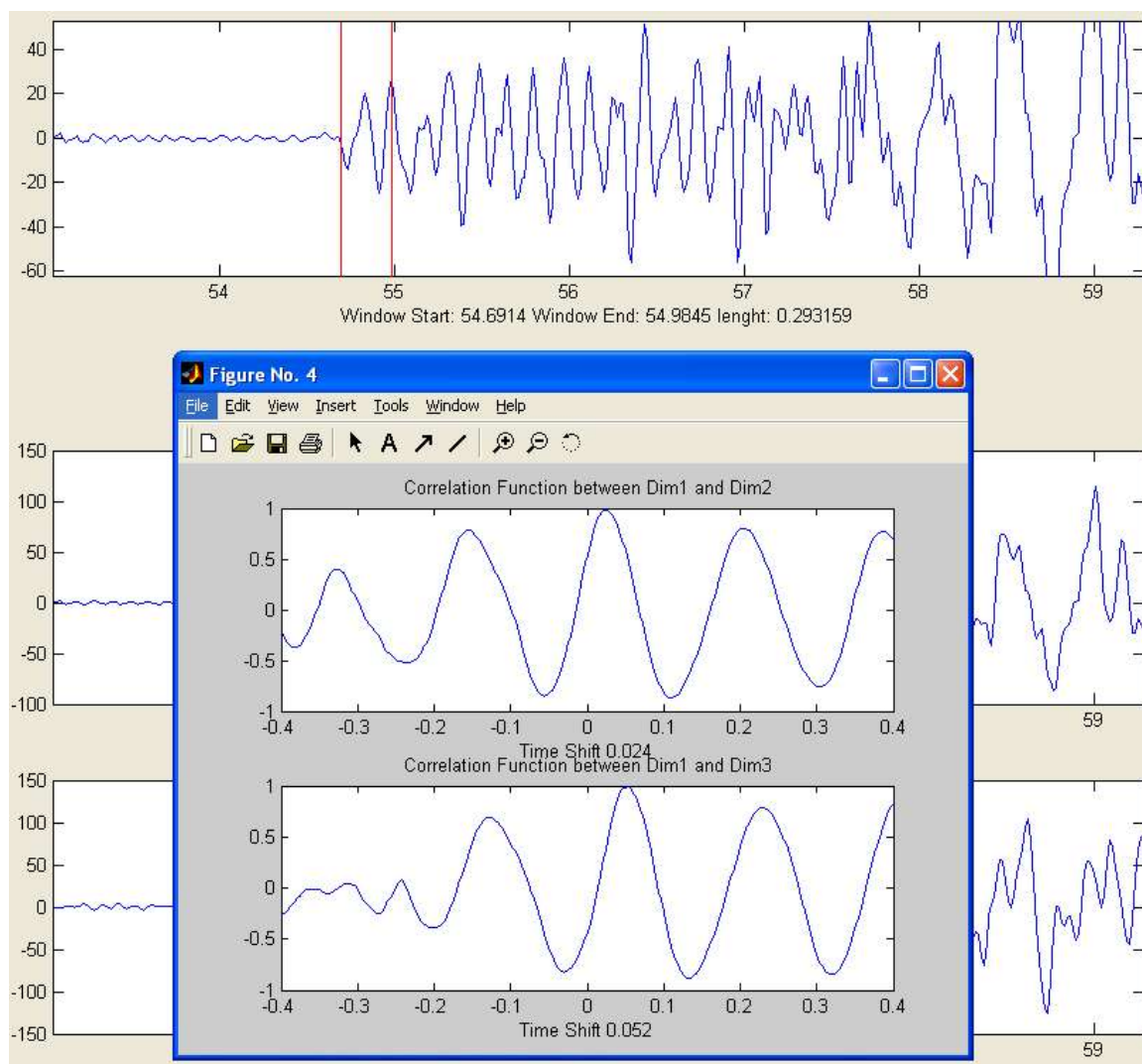


Fig. 5.5, Correlazioni ottenute dal confronto delle forme d'onda tra le coppie $S_1 - S_2$ ed $S_1 - S_3$, con la finestra di riferimento pari a 0.2931s. La parte della forma d'onda relativa alla finestra in esame è evidenziata dalle linee rosse sul sismogramma.

Nella Fig. 5.6 sono riportate le correlazioni trovate considerando la finestra di riferimento pari a 0.354s.

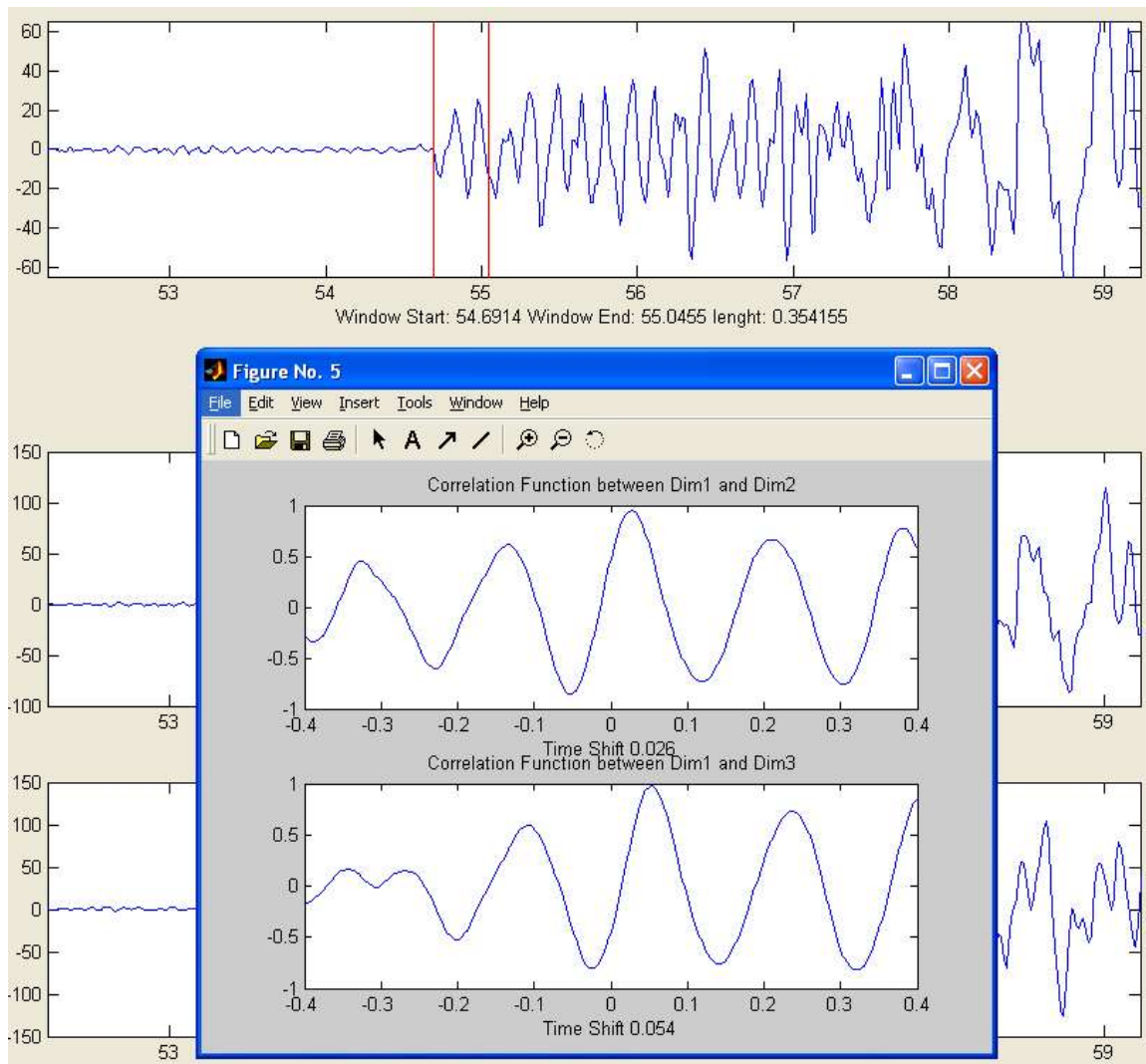


Fig. 5.6, Correlazioni ottenute dal confronto delle forme d'onda tra le coppie $S_1 - S_2$ ed $S_1 - S_3$, con la finestra di riferimento pari a 0.354s. La parte della forma d'onda relativa alla finestra in esame è evidenziata dalle linee rosse sul sismogramma.

Nella Fig. 5.7 sono riportate le correlazioni trovate considerando la finestra di riferimento pari a 0.447s.

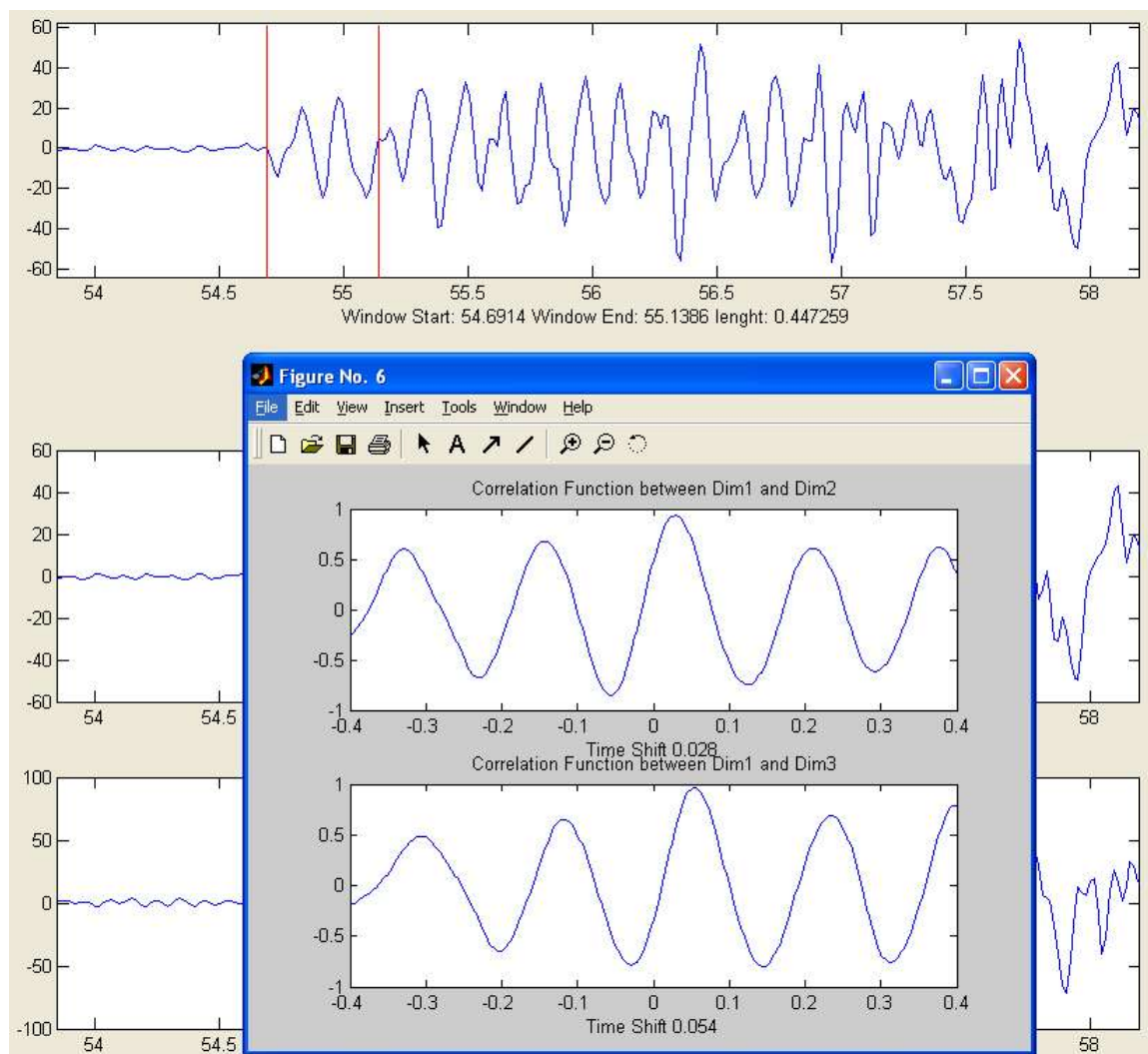


Fig. 5.7, Correlazioni ottenute dal confronto delle forme d'onda tra le coppie $S_1 - S_2$ ed $S_1 - S_3$, con la finestra di riferimento pari a 0.447s. La parte della forma d'onda relativa alla finestra in esame è evidenziata dalle linee rosse sul sismogramma.

Ad una prima osservazione sembrerebbe che non ci siano sostanziali differenze tra le varie correlazioni mostrate, solo le ultime (quelle inerenti a finestre molto grandi) presentano qualche diversità da quelle ottenute per le prime (finestre di riferimento dell'ordine di poco più una lunghezza d'onda). Si può notare che per le finestre più corte i massimi relativi sono prossimi a 1.0. Dato l'alto rapporto segnale-rumore dell'evento in analisi, abbiamo che la correlazione, indipendentemente dalle dimensioni della finestra di riferimento, individua benissimo l'arrivo della stessa fase sugli altri sismogrammi; infatti il massimo assoluto è sempre nello stesso intorno. Teoricamente ci aspettiamo che le correlazioni peggiorino all'aumentare delle dimensioni delle finestre confrontate, dato che più è grande la finestra più la forma d'onda da correlare si complica. Per vedere concretamente che questo si verifichi, riportiamo di seguito parte dello storico delle operazioni svolte per ottenere le immagini mostrate precedentemente.

Riportiamo nella Tab 5.3 i valori dei massimi assoluti della correlazione (Correl), trovati automaticamente dal programma; Correl_1 si riferisce alla coppia $S_1 - S_2$, mentre Correl_2 alla coppia $S_1 - S_3$.

Refer_Station	Advance (s)	W_Start (s)	W_Length (s)	Correl_1	Time_Shift1 (s)	Correl_2	Time_Shift2 (s)
1	0.4	54.6914	0.15707	0.98767	0.024	0.99019	0.048
1	0.4	54.6914	0.24684	0.98843	0.022	0.99003	0.05
1	0.4	54.6914	0.29316	0.97759	0.024	0.98917	0.052
1	0.4	54.6914	0.35415	0.94645	0.026	0.97654	0.054
1	0.4	54.6914	0.44726	0.93161	0.028	0.96707	0.054

Tab. 5.3, Risultati trovati per le correlazioni variando le dimensioni della finestra di riferimento, W_Length, e mantenendo costante l'istante di inizio, W_Start. Correl_1 e Time_Shift_1 sono rispettivamente il massimo assoluto della correlazione e lo sfasamento corrispondenti trovati dal confronto tra i sismogrammi della coppia $S_1 - S_2$, mentre Correl_2 e Time_Shift_2 fanno riferimento all'altra coppia.

Come possiamo notare i valori delle correlazioni tendono a diminuire, per entrambe le coppie, mano a mano che le dimensioni della finestra di riferimento crescono.

Questo però non ha conseguenze sugli *shift* temporali trovati, in quanto i segnali analizzati hanno un buon rapporto segnale-rumore ed il confronto tra le finestre corrispondenti agli stessi arrivi danno sempre ottime correlazioni.

Questo porterebbe a pensare che potremmo non dare troppo peso alle dimensioni della finestra di riferimento che di volta in volta deve essere scelta; tuttavia, per tenere una linea di lavoro coerente, durante l'analisi dell'intero *dataset*, ci siamo imposti il seguente criterio: le dimensioni della finestra di riferimento devono essere pari a circa un periodo e mezzo la fase analizzata.

Un'altra caratteristica importante, evidenziata in questa fase di prove, è che con questa metodologia non deve essere necessariamente analizzato l'esatto arrivo della fase, spesso difficilmente leggibile, ma l'importante è confrontare segmenti di forme d'onda corrispondenti alle stesse onde. Inoltre, anche piccole variazioni sull'istante di inizio della finestra di correlazione non implicano effetti significativi sulle correlazioni e sugli *shift* trovati.

Per quanto riguarda invece l'interpolazione, si ha che il passo di campionamento originale era di 0.016s. Anche in questo caso sono state eseguite differenti prove, interpolando nei vari intervalli: 1, 2, 4, 8, 10, 20 (corrispondenti a passi di 0.016s, 0.008s, 0.004s, 0.002s, 0.0016s, 0.0008s). Nella Tab. 5.4 sono riportati alcuni risultati ottenuti per una finestra di riferimento pari a 0.2968s (circa una lunghezza d'onda e mezzo).

Refer_Station	W_Lenght (s)	Step (s)	Number_of_Step	Correl_1	Time_Shift1 (s)	Correl_2	Time_Shif2 (s)
1	0.29684	0.016	37	0.96135	0.02	0.98917	0.052
1	0.29684	0.008	75	0.96795	0.028	0.98917	0.052
1	0.29684	0.004	150	0.97759	0.024	0.98917	0.052
1	0.29684	0.002	300	0.97759	0.024	0.98917	0.052
1	0.29684	0.0016	375	0.97764	0.0248	0.98917	0.052
1	0.29684	0.0008	750	0.97764	0.0248	0.98917	0.052

Tab. 5.4, Risultati trovati, considerando una finestra di riferimento pari a 0.2968s, variando il passo di interpolazione per il calcolo della correlazione.

Mentre nella tabella Tab. 5.5 sono riportati i risultati per una finestra di riferimento un po' più grande, circa due lunghezze d'onda della fase considerata.

Refer_Station	W_Lenght (s)	Step (s)	Number_of_Step	Correl_1	Time_Shift1 (s)	Correl_2	Time_Shift2 (s)
1	0.36101	0.016	37	0.91082	0.02	0.97458	0.052
1	0.36101	0.008	75	0.94592	0.028	0.97458	0.052
1	0.36101	0.004	150	0.94592	0.028	0.97458	0.052
1	0.36101	0.002	300	0.94645	0.026	0.97654	0.054
1	0.36101	0.0016	375	0.94681	0.0264	0.97674	0.0536
1	0.36101	0.0008	750	0.94682	0.0272	0.97674	0.0536

Tab. 5.5, Risultati trovati, considerando una finestra di riferimento pari a 0.361s, variando il passo di interpolazione per il calcolo della correlazione.

Studiando i dati sopra riportati si nota che i risultati ottenuti nei due casi con interpolazioni ad 8, 10 e 20 intervalli non si discostano significativamente tra di loro. Ed in base a questi risultati trovati, è stato deciso di considerare un'interpolazione ad 8 intervalli, corrispondente ad un passo di 0.002s. Con l'interpolazione otteniamo la determinazione degli sfasamenti con una precisione superiore rispetto a quella del passo di campionamento, anche se è opportuno ricordare che risultati ancora migliori potrebbero essere raggiunti se la campionatura base fosse di per sé più alta.

Infine è stata eseguita un'altra scelta sull'istante in cui far iniziare la finestra di riferimento.

Considerando un evento, per poter confrontare i risultati ottenuti con i tre differenti riferimenti, abbiamo deciso che nel momento in cui viene cambiato il sensore di riferimento l'inizio della finestra deve coincidere con la scelta fatta la prima volta, così come le dimensioni della finestra devono rimanere costanti.

Per le dimensioni dell'array, se le onde considerate avessero una velocità apparente maggiore di 1km/s, allora il tempo necessario affinché l'onda attraversi l'array sarebbe minore di 0.25s, ossia circa 15 campioni. Perciò se i tempi di arrivo sono determinati correttamente, ci

aspettiamo che la differenza tra i tempi di arrivo a due differenti sensori sia sicuramente inferiore a questa quantità.

Ricordiamo che si ha la possibilità di controllare rapidamente se gli *shift* trovati sono coerenti tra loro, basta applicare la relazione (2.13) considerando lo schema dato dalla Fig. 5.8 per la determinazione degli sfasamenti.

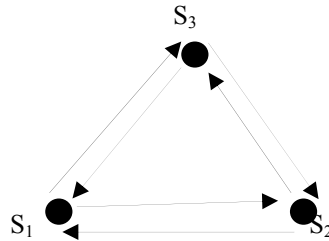


Fig. 5.8, Rappresentazione grafica della configurazione del mini-array, S₁, S₂ ed S₃ sono i tre sensori.

In base alla relazione sopraccitata e considerando i risultati riportati nella tabella sottostante abbiamo:

$$\begin{aligned} \Delta T_{12} + \Delta T_{23} + \Delta T_{31} &= 0.024957 + 0.026957 - 0.053043 = \\ &= -0.001129 \\ \Delta T_{13} + \Delta T_{32} + \Delta T_{21} &= 0.052957 - 0.029043 - 0.025043 = \\ &= -0.001129 \end{aligned} \tag{5.1}$$

Valori nulli sono attesi solo nel caso di una eventuale trattazione con dati sintetici, così i risultati trovati sono più che soddisfacenti.

Refer_Station	Advance (s)	Step	N_Step	W_Start (s)	W_Length (s)	Correl_1	Time_Shift1 (s)	Correl_2	Time_Shift2 (s)	Back_Azimuth (°)	Apparent Waves speed (km/s)
1	0.31704	0.002	317	54.675	0.31704	0.9794	ΔT_{12} 0.024957	0.98954	ΔT_{13} 0.052957	25.8206	4.896
2	0.31704	0.002	317	54.675	0.31704	0.97742	ΔT_{21} -0.025043	0.9792	ΔT_{23} 0.026957	26.49	4.988
3	0.31704	0.002	317	54.675	0.31704	0.98617	ΔT_{31} -0.053043	0.98755	ΔT_{32} -0.029043	24.604	4.8829

Tab. 5.6, Storico dei risultati trovati per l'evento in esame. Refer_Station indica quale è il sensore considerato di volta in volta di riferimento; Advance definisce l'anticipo rispetto al tempo di inizio della finestra dal quale verrà fatto partire il confronto con il secondo sismogramma; Step indica il passo di interpolazione scelto; N_Step indica il numero di passi della funzione di correlazione; W_Start indica l'istante di inizio della finestra di riferimento; W_Length sta per la lunghezza della finestra di riferimento; Correl_1 e Time_Shift1 stanno per correlazione e sfasamento trovati dal confronto con il primo degli altri sensori; Correl_2 e Time_Shift2 indicano i corrispondenti valori dati con l'ultimo sensore; Back_Azimuth definisce il valore del *back-azimuth* calcolato e Waves_Speed la velocità apparente definita. Nelle colonne inerenti agli sfasamenti è riportato esplicitamente a quali coppie fanno riferimento i risultati esposti.

5.4 *Applicazione e risultati*

Nella descrizione della metodologia abbiamo sempre preso in considerazione i primi arrivi, ma con questa tecnica possono essere analizzate facilmente anche fasi differenti dalla fase P, come la S ed anche la R_g. Inoltre, nel caso in cui l'esatto arrivo di una fase non sia facilmente interpretabile, anche lo studio della relativa ampiezza massima può darci informazioni utili sul *back-azimuth* e sulla velocità apparente dell'onda (Pignatelli et al., 2008).

Come già accennato nella trattazione teorica, per ogni evento verranno determinati tre valori indipendenti sia per il *back-azimuth* che per la velocità apparente dell'onda. Ci aspettiamo che tali valori siano più o meno simili data la precisione con cui determiniamo gli sfasamenti temporali. Questa situazione attesa è evidente anche nei risultati riportati nella Tab. 5.6 dell'evento beta-test. Come risultato finale per i parametri cercati consideriamo la media di questi tre valori e prendiamo come errore la discrepanza da tale valore.

Analizzati tutti gli eventi del gruppo considerato, riportiamo i risultati trovati nella tabella sottostante.

ID	Event Name	P	S	Rg	Window Width (s)	Average Back-azimuth (°)	Error (°)	Average Apparent Velocity (km/s)	Error (km/s)
1	980724	X			0.255	311.23	1.917	6.35	0.424
			XM		0.29	324.65	14.93	3.41	0.826
2	980726	X			0.298	207.67	2.3	6.14	0.055
			XM		0.297	176.72	12.13	4.43	0.793
3	980730	X			0.301	25.19	0	4.98	0
			X		0.305	12.89	0.338	4.1	0.09
4	980803_0	X			0.265	91.95	0.511	3.8	0.052
			X		0.265	82.93	0.794	2.72	0.082
5	980803_1			X	1.34	345.71	2.884	1.58	0.089
6	980814	X			0.291	147.58	1.31	3.79	0.057
7	980817	X			0.22	44.2	0.286	7.36	0.058
8	980824	X			0.278	136.06	2.116	5.02	0.081
			X		0.4	139.06	0.478	2.39	0.03
9	980901	X			0.308	169.93	0.174	4.79	0.099
				X	1.056	200.33	1.608	1.34	0.051
10	980904	X			0.312	298.96	3.065	6.69	0.376
			X		0.525	332.69	14.84	4.03	0.529
11	980906_0	X			0.225	50.4	1.947	6.62	0.006
		XM			0.225	52.9	1.681	7.52	0.25
			X		0.225	34.38	0.355	3.65	0.053
12	980906_1	X			0.296	29.38	0.598	5.12	0.101
13	980907	X			0.291	193.28	3.115	9	0.371
14	980908	X			0.264	97.83	2.152	4.22	0.4
			X		0.364	80.61	3.52	2.85	0.13
15	981009	X			0.344	186.16	2.78	6.05	0.07
			X		0.47	171.49	8.3	2.87	0.35

Tab. 5.7, Risultati trovati con la metodologia sviluppata; ogni riga corrisponde ad un evento e descrive: identificativo dell'evento, il suo nome e la fase usata, la lunghezza della finestra di riferimento ed i valori dei parametri desiderati: la media del *back-azimuth* e relativo errore e la velocità apparente con corrispondente errore. Quando la lettera M è vicino alla fase usata vuol dire che l'ampiezza massima di quella fase è stata usata per determinare i parametri (da Pignatelli et al., 2008).

Sul *dataset* a nostra disposizione è stato possibile analizzare per 14 eventi l'arrivo della fase P, per 9 anche le fasi S (di cui due riguardano le onde di massima ampiezza successiva alla fase S) e per 2 eventi è stato possibile analizzare anche l'onda superficiale Rayleigh R_g , generalmente registrata come l'ampiezza massima del sismogramma. I risultati ottenuti non sono sempre consistenti con quelli ottenuti con l'utilizzo della fase P; i *back-azimuth* differiscono anche per 15° - 30° .

Ritenendo i parametri definiti dalla rete sismica israeliana alquanto accurati, questi possono essere assunti come termine di confronto con quelli da noi trovati. Nella Fig. 5.9 riportiamo il confronto tra i *back-azimuth*. I risultati ottenuti con l'uso delle fasi P sono indicati con dei cerchi, quelli dati dalle S con dei quadrati, mentre i triangoli sono quelli ottenuti con le fasi superficiali. La linea retta indica il rapporto teorico uno a uno tra le due soluzioni. Poche sono le osservazioni che si trovano quasi esattamente su questa linea, ma molte altre sono comunque piuttosto vicine ad essa (Pignatelli et al., 2008).

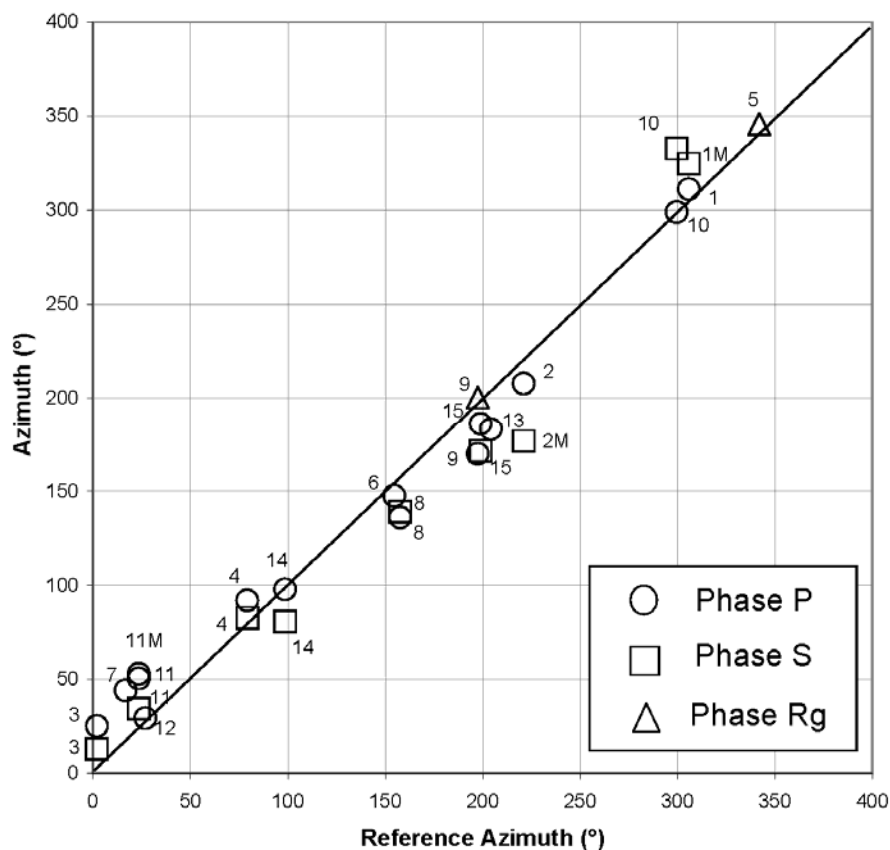


Fig. 5.9, Confronto tra i *back-azimuth* ottenuti in questo studio e i valori della rete nazionale israeliana, considerati come riferimento. I cerchi si riferiscono ai risultati ottenuti con le fasi P. I quadrati indicano i *back-azimuth* ottenuti con le fasi S, mentre i triangoli indicano quelli trovati con le R_g . I numeri corrispondono agli identificativi con cui sono indicati gli eventi nella Tab. 4.2. La lettera M vicino all'identificativo sta ad indicare che per quella particolare fase è stata usata l'ampiezza massima.

Nella Fig. 5.10, invece, sono riportate le velocità apparenti determinate con le fasi P, S ed R_g rispetto alla distanza epicentrale; è stata usata la stessa convenzione della figura precedente.

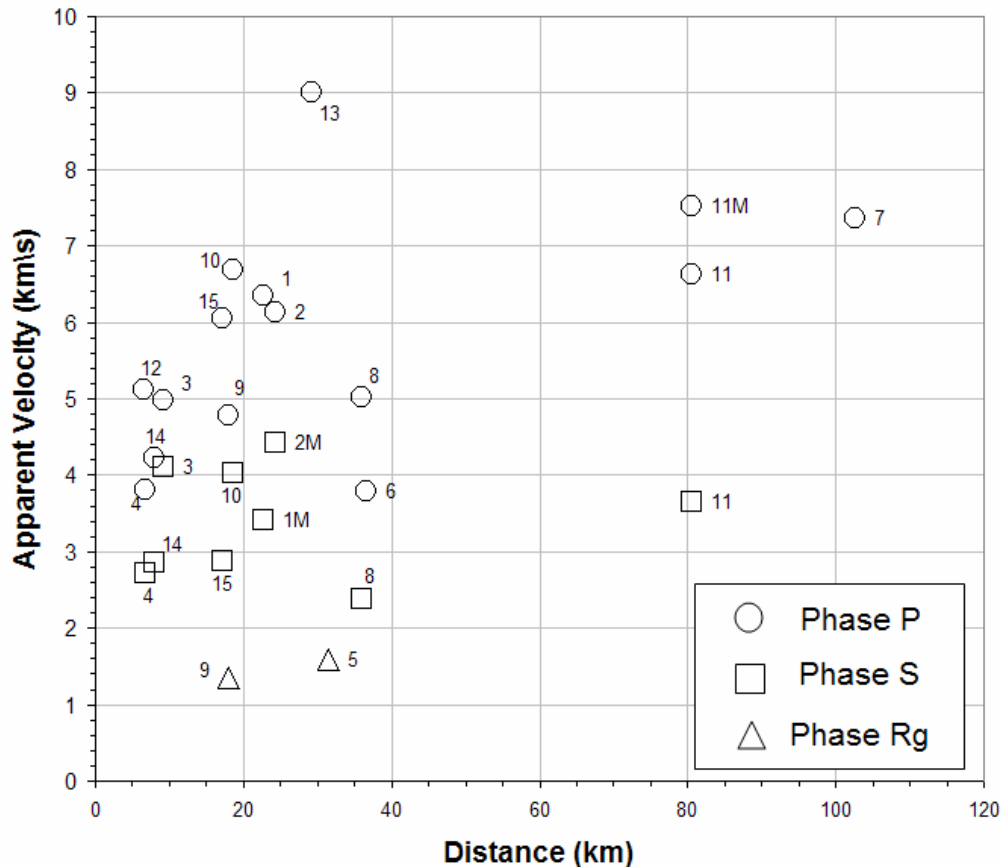


Fig. 5.10, Velocità apparente trovata con la fase P e quando possibile con le altre fasi. Sono state usate le stesse convenzioni utilizzate per la Fig. 5.9.

La velocità media per le onde P è di 5.7km/s, mentre per le onde S è di 3.0km/s. Per gli eventi ad una distanza inferiore ai 40km dall'array, la velocità media per le P è inferiore ai 7km/s, eccetto che per l'evento ID 13, che è caratterizzato da una velocità anomala di 9km/s. Dato questo risultato, abbiamo provato a riesaminare tale evento modificando alcuni criteri dell'algoritmo, come la lunghezza della finestra di riferimento, ma sono stati ottenuti comunque gli stessi valori per la velocità. Questa alta velocità apparente potrebbe essere legata al fatto che si stia osservando l'arrivo di un'onda P riflessa da una discontinuità tra due strati superficiali, anziché di un'onda diretta. Anche le velocità dei due eventi più lontani, ID 7 e 11, vicine o più grandi dei 7km/s fanno pensare ad una rifrazione sotto una discontinuità della velocità all'interno o al di sotto della crosta.

5.5 Discussioni

Vogliamo qui di seguito riassumere alcune considerazioni su questa tecnica di localizzazione a scala locale. Ricordiamo che tale metodologia è stata sviluppata con l'idea di utilizzarla in quei casi in cui ci sia la necessità di seguire e/o monitorare una debole attività

sismica che potrebbe essere stata indotta da una esplosione nucleare. I risultati trovati con l'applicazione ai dati dell'esperimento israeliano hanno evidenziato alcune caratteristiche importanti:

- non è necessario stimare l'esatto arrivo, piccole variazioni dell'istante iniziale della finestra di riferimento non influenzano significativamente i parametri trovati; l'importante è confrontare parti dei sismogrammi corrispondenti alle stesse onde;
- nei casi in cui i segnali presentino un cattivo rapporto segnale-rumore ed in cui sia difficile stimare gli arrivi, lo studio delle massime ampiezze o delle onde superficiali può fornire informazioni rilevanti;
- l'uso dell'interpolazione dei segnali permettono di avere una risoluzione più alta del passo di campionamento;
- i risultati possono essere controllati di volta in volta sia confrontando le tre soluzioni indipendenti, che dovrebbero essere tra loro simili, sia tenendo conto dei vincoli fisici sulle velocità apparenti ottenute.

Un ultimo ed importante aspetto da evidenziare è che la tecnica non richiede molto tempo per l'elaborazione dei dati, quindi l'analista ha un controllo immediato sui risultati e può rapidamente decidere se è necessario spostare i sensori per ottimizzare la disposizione o seguire una eventuale migrazione degli eventi.

CONCLUSIONI

Il lavoro affrontato in questa Tesi di Dottorato è stato strutturato in due distinti obiettivi: il primo riguarda la tecnica di localizzazione di eventi sismici su scala globale con il metodo delle doppie differenze (DDJHD); il secondo obiettivo riguarda la localizzazione di eventi sismici di piccola entità in ambito estremamente locale con dati di *mini-arrays*. Entrambi gli argomenti sono a loro volta composti da due parti distinte: lo sviluppo e la messa a punto della tecnica e successivamente la sua applicazione ad una serie di sorgenti sismiche.

In entrambi i contesti trattati è stata introdotta la tecnica della cross-correlazione tra i segnali digitali (eventi diversi alla stessa stazione nel caso globale, stesso evento a sensori diversi, di uno stesso *mini-array*, nell'altro caso) per consentire letture relative più precise dei tempi di arrivo dei segnali. L'applicazione della cross-correlazione è basata sulla similarità delle forme d'onda analizzate. E' per questo che le due tecniche sviluppate possono essere applicate solo in quei contesti in cui:

- nella scala globale, sia considerata una sequenza sismica *clusterizzata* nello spazio ma non necessariamente nel tempo, quando la distanza relativa tra le sorgenti è trascurabile rispetto alle distanze tra il centro della sequenza e le stazioni che hanno rilevato tali eventi;
- nel caso locale, le distanze tra i sensori del *mini-array* siano trascurabili rispetto alle distanze dei sensori stessi dall'evento.

Nel primo caso ci si attende che le forme d'onda di due eventi distinti registrati alla stessa stazione siano simili, poiché i raggi dovrebbero attraversare le stesse eterogeneità tranne che nelle immediate vicinanze degli ipocentri; nel caso locale, le forme d'onda registrate a due sensori differenti dovrebbero attraversare le stesse eterogeneità tranne che nelle vicinanze dei sensori. In altre parole, i due metodi si basano sull'ipotesi di poter assumere un modello di velocità uniforme, rispettivamente nella zona del *cluster* ed in quella del *mini-array*.

Nell'ambito globale, la tecnica di localizzazione sviluppata impone la definizione di un evento che vincoli la posizione assoluta dell'intero gruppo di eventi. Dopo aver dimostrato l'affidabilità della tecnica sviluppata mediante vari *test* su dati sintetici, essa è stata applicata ad una sequenza sismica registrata al confine tra la Turchia e l'Iran. Inizialmente l'algoritmo è stato applicato considerando le semplici differenze tra i tempi di arrivo delle fasi P rilevati dagli analisti. Le localizzazioni ottenute presentano una *clusterizzazione* più marcata rispetto alle localizzazioni ottenute dall'IDC, considerate per un confronto. Tale caratteristica era attesa, dato che abbiamo applicato la tecnica di localizzazione congiunta ad un *cluster* per il quale possiamo ipotizzare una reale vicinanza fra gli ipocentri, legati fisicamente l'uno all'altro. Le

localizzazioni così trovate mettono in luce un grande vantaggio dell'uso di questa metodologia, ovvero il fatto che vengano eliminati gli errori sistematici presenti nei dati.

Dalle prove sull'attendibilità della metodologia sviluppata abbiamo dimostrato che la tecnica non crea artificiosamente *cluster* di eventi dove effettivamente non ci sia questa caratteristica.

L'introduzione della cross-correlazione per il calcolo delle differenze tra i tempi di arrivo non ha apportato ulteriori miglioramenti ai risultati, cioè le localizzazioni ottenute non si discostano molto da quelle ottenute con le semplici differenze dei tempi dati dai bollettini. Da ciò si evince che l'introduzione della correlazione non ha migliorato significativamente la precisione delle letture manuali. Questo può essere dovuto al fatto che gli eventi analizzati spesso non presentano un buon rapporto segnale-rumore: infatti la sequenza è composta da eventi di magnitudo relativamente bassa e date le grandi distanze con le stazioni si ha una forte attenuazione del segnale. Inoltre, il fatto che la cross-correlazione non abbia apportato modifiche rilevanti nelle localizzazioni ottenute rispetto a quelle calcolate con le semplici differenze dei bollettini, può essere legato anche alla considerazione che le letture dell'IDC siano di per se stesse buone tanto da rendere gli errori casuali di lettura meno importanti di quelli sistematici sulle *travel times*.

Nel contesto di questo lavoro di tesi è stata dunque analizzata una sequenza sismica reale. Nel caso in cui si dovesse applicare la metodologia ai test nucleari di notevole potenza sviluppati nel passato, come è nostra intenzione nel proseguimento di questa ricerca, ci si aspettano buoni risultati legati alla semplicità delle forme d'onda emesse dalle esplosioni ed al loro buon rapporto segnale-rumore.

Nell'altro ambito del lavoro, quello locale, oltre alla tecnica della cross-correlazione è stata introdotta l'interpolazione del segnale analizzato al fine di ottenere una risoluzione più alta del passo di campionamento originale. La metodologia elaborata, applicata ad un esperimento condotto in Israele, ha portato alle seguenti conclusioni:

- è importante confrontare parti dei sismogrammi corrispondenti alle stesse onde ma non c'è l'assoluta necessità di utilizzare gli esatti primi arrivi delle onde;
- informazioni rilevanti si ottengono anche applicando l'analisi di cross-correlazione ai segmenti contenenti le massime ampiezze dei segnali, soprattutto in quei casi in cui definire l'esatto primo arrivo è difficile a causa dei cattivi rapporti segnale-rumore.

Infine, un'ulteriore caratteristica molto importante della metodologia da noi sviluppata è che la tecnica non richiede molto tempo per l'elaborazione dei dati e quindi l'utente ha la possibilità di controllare immediatamente i risultati. In caso di applicazione ad osservazioni di

campagna, questa prerogativa potrebbe consentire, per esempio, di decidere di spostare od ottimizzare la disposizione dei sensori in base ai risultati ottenuti nel corso della campagna stessa.

BIBLIOGRAFIA

- ✓ Bartal, Y., M. Villagran, Y. Ben Horin, G. Leonard and M. Joswig, "Definition of Exclusive Zones Using Seismic Data", *Pure and Applied Geophysics*, Vol. 158, 397-419, 2000;
- ✓ Bottero, A., Y. Cansi, and B. Massinon, "Automatic processing of seismic events recorded on a mini-array", *Annali di Geofisica*, Vol. XXXVII, No 5, 989-996, September 1994;
- ✓ Console, R., and R. Di Giovanbattista, "Local earthquake relative location by digital records." *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol. 47, pp. 43-49, 1987.
- ✓ Console, R. and A. Giuntini, "An algorithm for double difference joint hypocenter determination: application to the 2002 Molise (Central Italy) earthquake sequence", *Annals of Geophysics*, Vol. 49, No. 2/3, April/June 2006.
- ✓ Dahkman, O. and H. Israelson, "Monitoring Underground Nuclear Explosion", Elsevier, Amsterdam, 440pp, 1977.
- ✓ Douglas, A. "Joint Epicentre Determination" *Nature*, Vol. 215, July 1, 1967.
- ✓ Karason, H. and R. D. van der Hilst, "Tomographic imaging of the lowest mantle with differential times of refracted and diffracted core phases (PKP, P_{diff})", *J. Geophys. Res.*, 106, 6569-6587, 2001
- ✓ Kennett B.L.N. and E. R. Engdahl, "Traveltimes for global earthquake location and phase identification", *Geophys. J. Int.*, Vol. 135, pp. 429-465, 1991
- ✓ Pignatelli, A., R. Console and A. Giuntini, "Matlab software for the analysis of seismic waves recorded by three-element arrays." *Computers and Geosciences*, doi:10.1016/j.cageo.2007.10.003, 2008;
- ✓ Ritter, R. R., M. Jordan, U. Christensen, and U. Auchauer, "A Mantle plume below the Eifel volcanic fields" Germany, *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 186, pp. 7-14, 2001.
- ✓ Rost, S. and C. Thomas "Array seismology: methods and applications", *Rev. Geophys.*, Vol. 40, pp. 1-27, 2002.
- ✓ Schaff D. P., et al., "Optimizing Correlation Techniques for Improved Earthquake Location" *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 94, No. 2, pp. 705-721, April 2004.
- ✓ Schaff D. P., and F. Waldhauser, "Waveform Cross-Correlation-Based Differential Travel-Time Measurements at the Northern California Seismic Network" *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 95, No. 6, pp. 2446-2461, December 2005.

- ✓ Waldhauser, F., and W. L. Ellsworth, “ A Double-Difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the Northern Hayward Fault, California.” *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 90, No. 6, pp. 1353-1368, December 2000.

ULTERIORI LETTURE

- ✓ Adushkin V. and Spitvak A., “AFTERSHOCKS OF UNDERGROUND NUCLEAR EXPLOSION” In: Console R. and Nikolaev A. (eds) *Earthquake Induced by Underground Nuclear Explosions, Environmental and Ecological Problems*, NATO ASI Series, pp. 36-49, 1995.
- ✓ Blandford R. R., “Seismic Event Discrimination”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 72, No. 6, pp. S69-S-87, December 1982.
- ✓ Douglas A., “Seismic Source Identification: a review of past and present research efforts”, In: Husebye, E.S. and Mykkeltveit, S. (eds), *Identification of Seismic Source- Earthquake or Underground Explosions*, D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, Holland, pp. 1-48.
- ✓ Ericsson U. A., “Event identification for test ban control”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.60, No. 5, pp. 1521-1546, October 1970.
- ✓ Gibbons S.J. and Ringdal F., “The detection of low magnitude seismic events using array-based waveform correlation”, *Geophysical Journal International*, Vol. 165, No. 1, pp. 149-166, April 2006.
- ✓ Kaverina A. and A. Prozorov, “ On Ms:mb Statistics for Earthquakes and Explosions and their Relation to Stone Source Parameters” In: Console R. and Nikolaev A. (eds) *Earthquake Induced by Underground Nuclear Explosions, Environmental and Ecological Problems*, NATO ASI Series, pp. 302-318, 1995.
- ✓ Kennett B. L. N. and F. Ringdal, “Locating Seismic Events in the CTBT Context”, *Pure and Applied Geophysics*, Vol. 158, pp. 7-18, 2001.
- ✓ Marshall P. D., “ On-site inspection for nuclear test ban verification”, *Annali di Geofisica*, Vol. 37, No. 3, Giugno 1994.
- ✓ Menke W., and Schaff D., “ Absolute Earthquake Locations with Differential Data”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 94, No. 6, pp. 2254-2264, December 2004.
- ✓ Ratchkovsky N. A., J. Pujol and N. N. Biswas, “Relocation of shallow earthquakes in southern Aleska using Joint Hypocenter Determination method”, *Journal of Seismology*, Vol. 2, pp. 87-102, 1998.

- ✓ Richards P.G., “Earthquake Activity Associated with Underground Nuclear Explosions” In: Console R. and Nikolaev A. (eds) Earthquake Induced by Underground Nuclear Explosions, Environmental and Ecological Problems, NATO ASI Series, pp. 21-34, 1995.
- ✓ Ringdal F. and Husebye, E.S. “Application of arrays in the detection, location , and identification of seismic events”, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 72, No. 6, pp. S201-S224, December 1982.
- ✓ Suteau-Henson A., “Estimating azimuth and slowness from three-component and array stations”, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 80, No. 6, pp. 1987-1998, December 1990.
- ✓ Waldhauser, F. et al., “Lop Nor Revisited: Underground Nuclear Explosion Locations, 1976-1996, form Double-Difference Analysis of Regional and Teleseismic Data”, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 94, No. 5, pp. 1879-1889, October 2004.
- ✓ Whiteaway F.E., “ The use of arrays for earthquake seismology” Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences, Vol. 290, No 1422, pp. 328-342, March 1, 1966.