

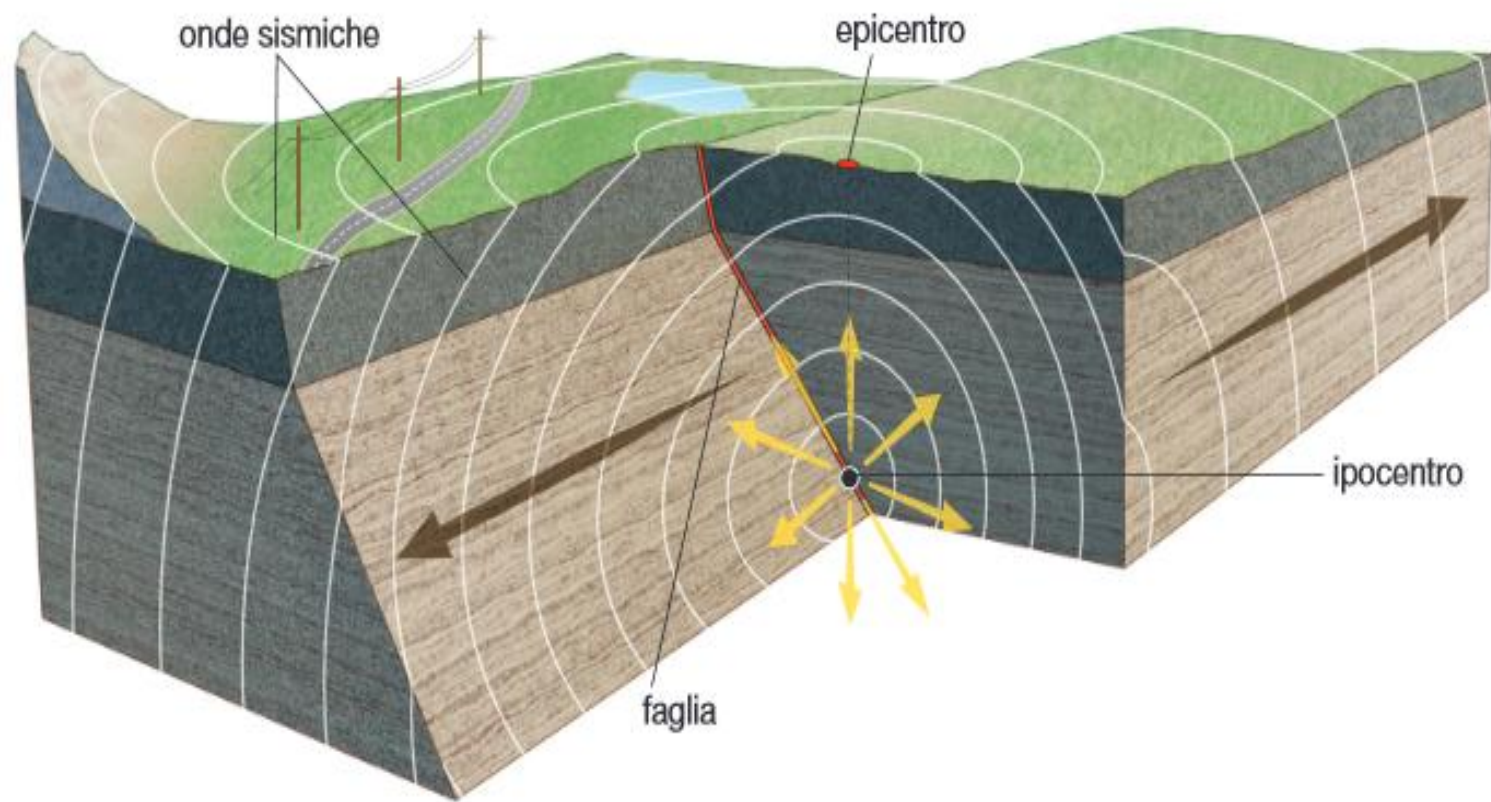


**UNIVERSITÀ
DEGLI STUDI
DI TRIESTE**

Applied seismology

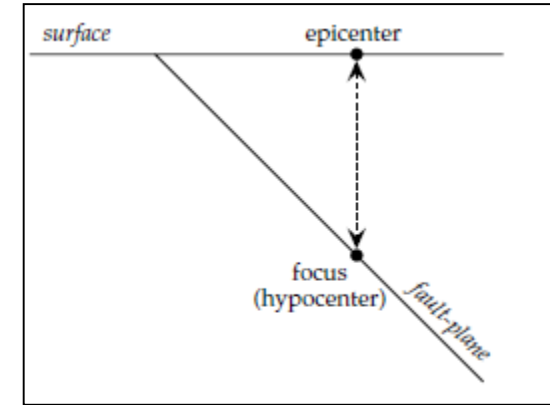
Localization

Giovanni Costa - costa@units.it

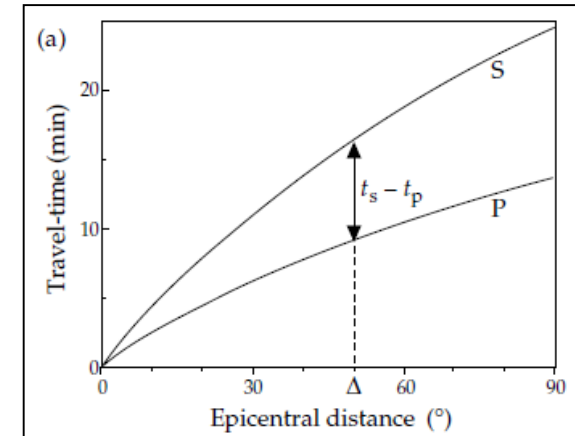


Earthquake location

- Although in fact the earthquake involves a part of the fault-plane measuring many square kilometers in area, from the point of view of an observer at a distance of hundreds or even thousands of kilometers the earthquake appears to happen at a point. This point is called the **focus** or **hypocenter** of the earthquake. It generally occurs at a focal depth many kilometers below the Earth's surface. The point on the Earth's surface vertically above the focus is called the **epicenter** of the earthquake.



- The distance of a seismic station from the epicenter of an earthquake (the epicentral distance) may be expressed in kilometers Δ km along the surface, or by the angle $\Delta^\circ = (180/\pi)(\Delta_{\text{km}}/R)$ subtended at the Earth's center.
- The travel-times of P- and S-waves from an earthquake through the body of the Earth to an observer are dependent on the epicentral distance.



- The travel-time versus distance plots are not linear, because the ray paths of waves travelling to distant seismographs are curved. However, the standard seismic velocity profile of the Earth's interior is well enough known that the travel-times for each kind of wave can be tabulated or graphed as a function of epicentral distance.

Seismic Travel-time Curve

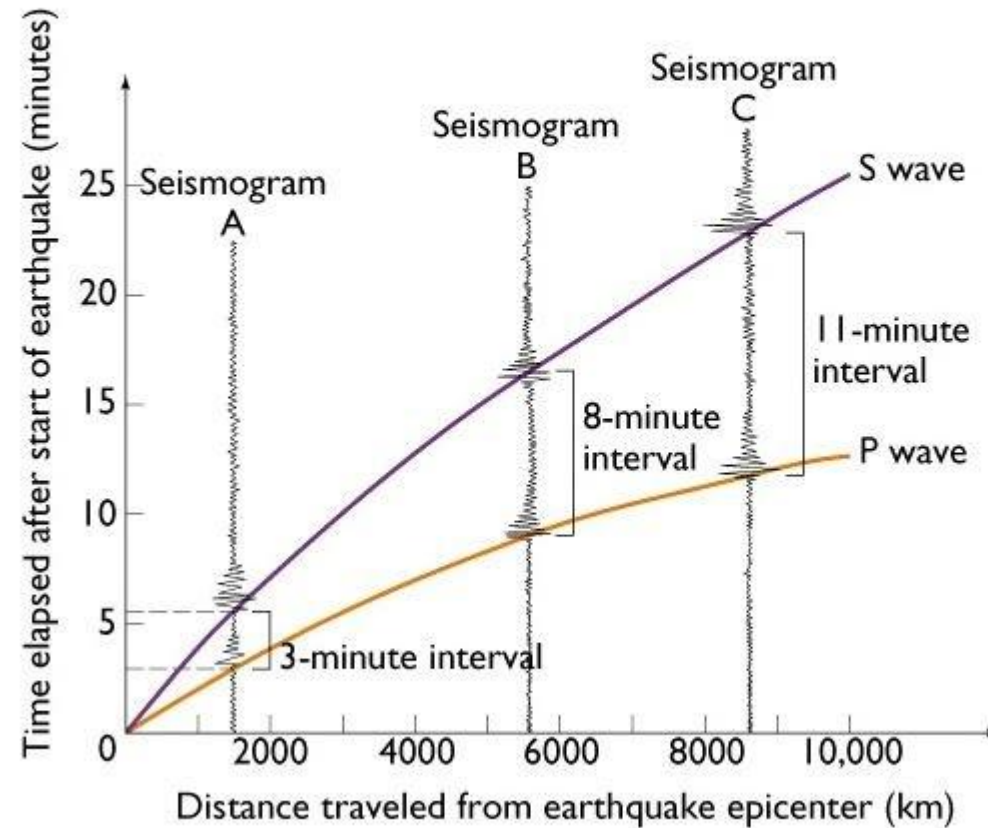
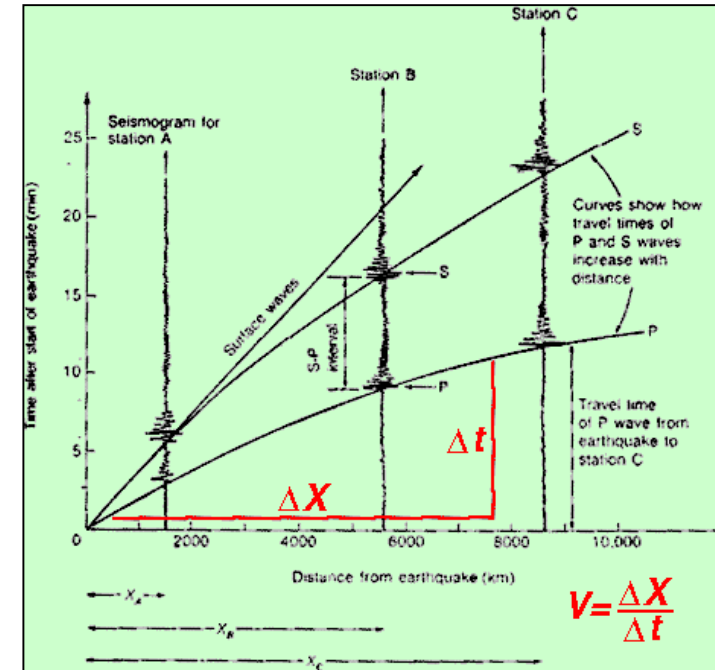
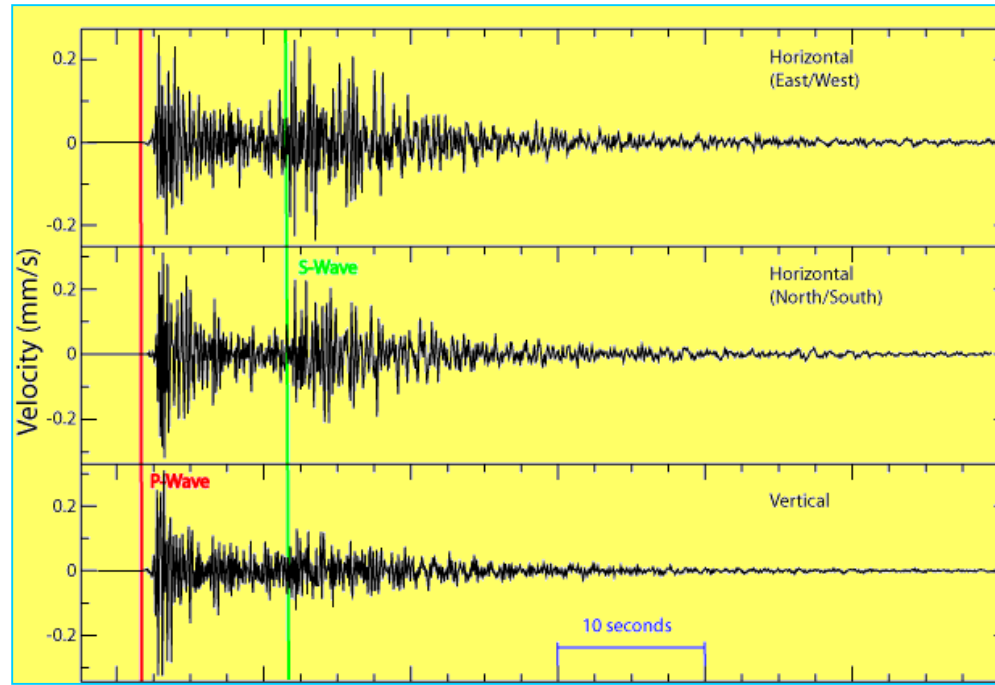


Fig. 18.9b



- In computing epicentral distance from earthquake data the total travel-time is not at first known, because an observer is rarely at the epicenter to record the exact time of occurrence t_0 of the earthquake. However, the difference in travel-times for P- and S-waves ($t_s - t_p$) can be obtained directly from the seismogram; it increases with increasing epicentral distance.

Figure 4.20: Determining the distance to the earthquake having measured several arriving phases. Mark the arrival times on graph paper and lay it parallel to the time axis in Figure 4.19. Slide the graph paper along the distance axis until the marks line up.

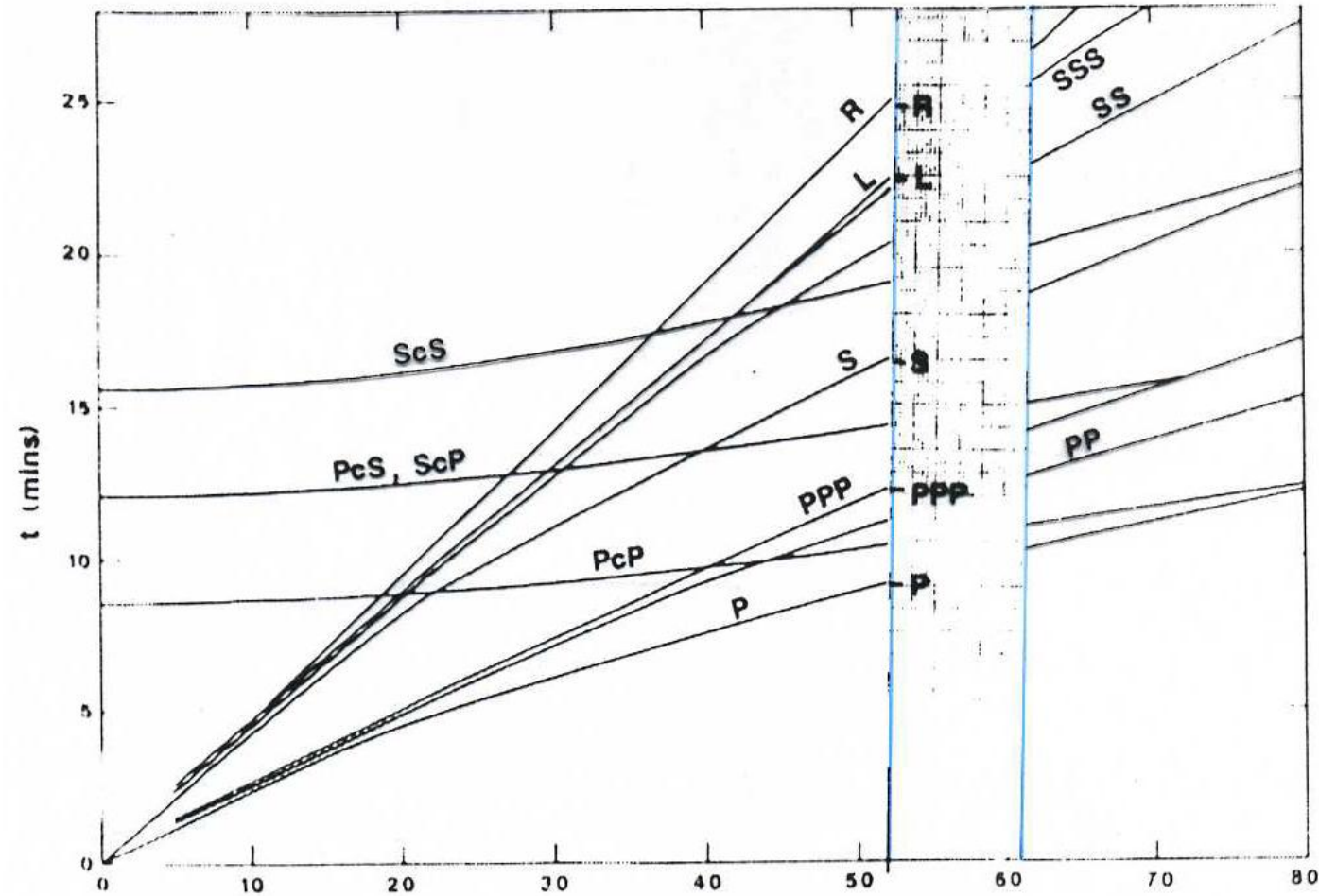
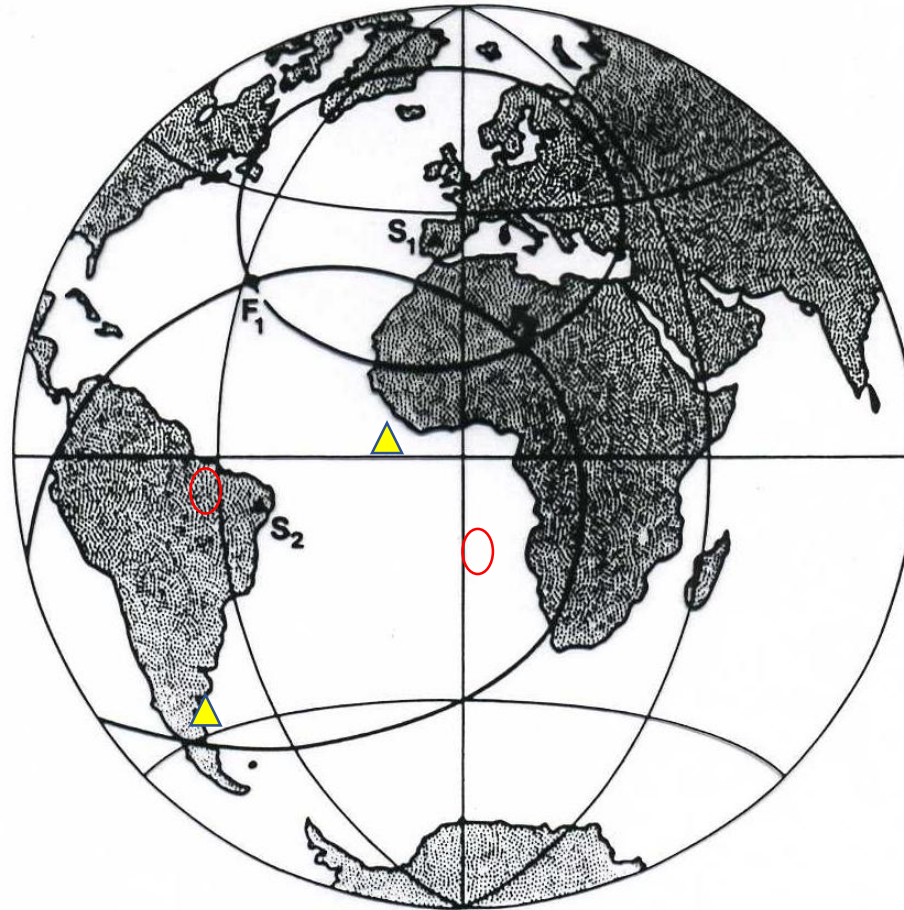
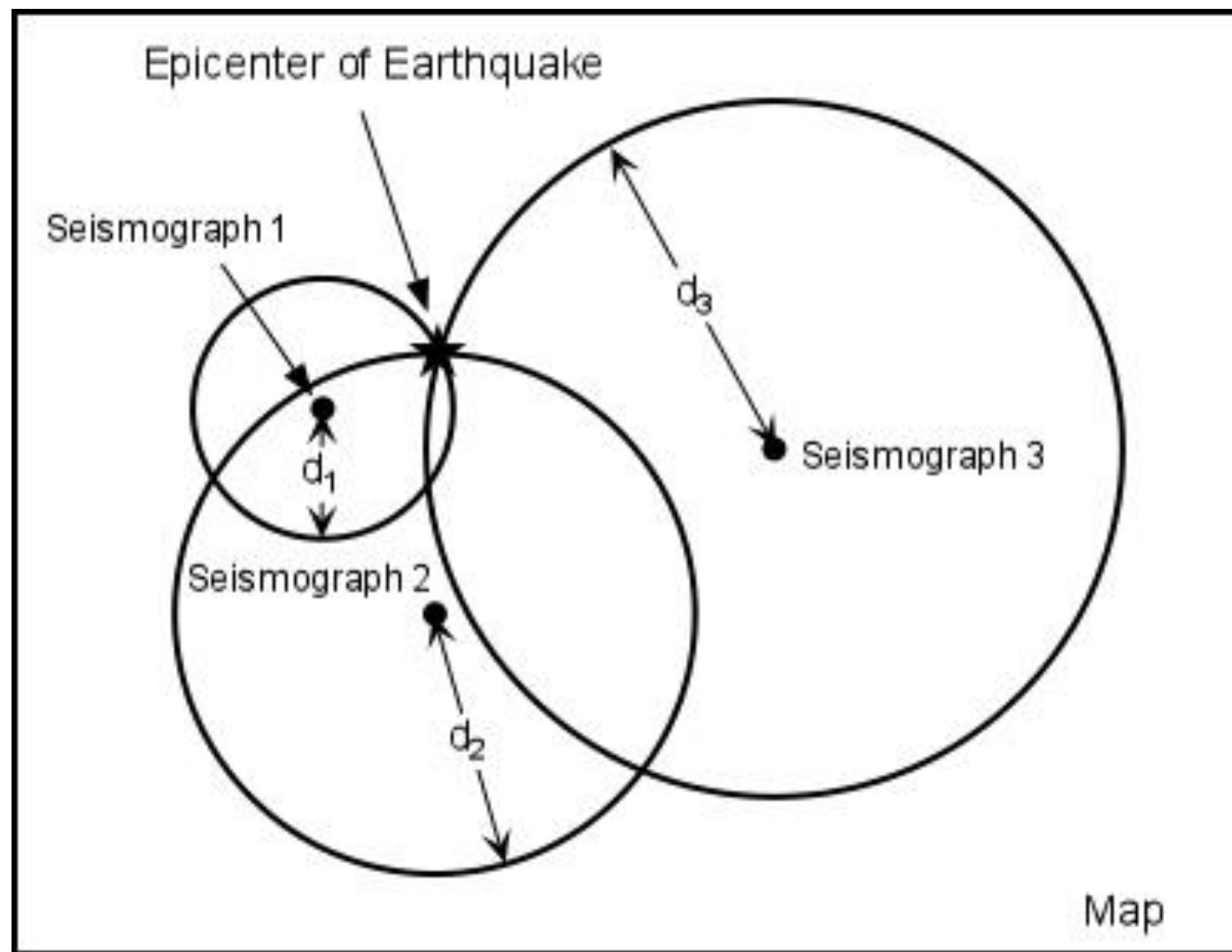
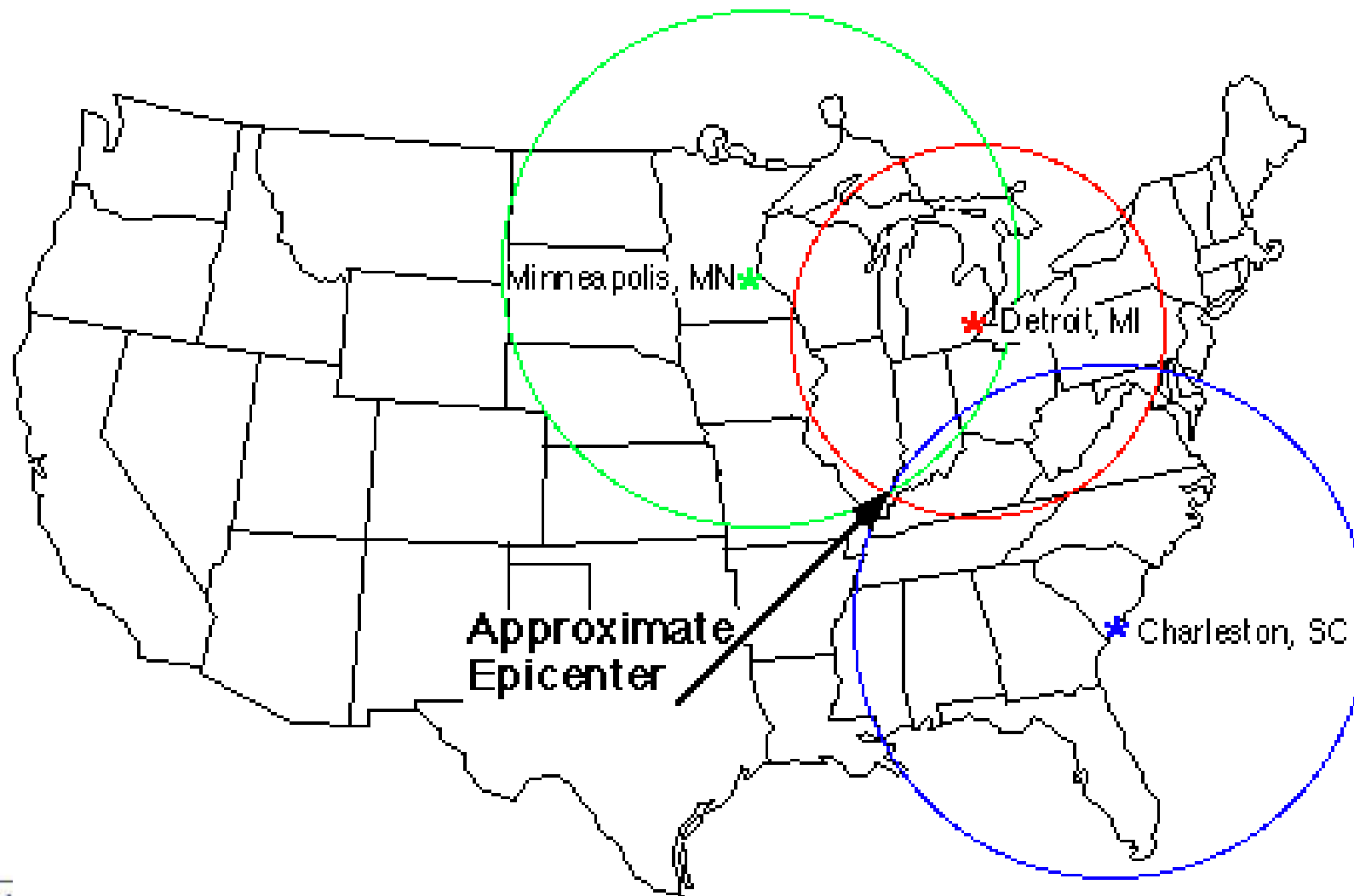


Figure 4.18: S_1 and S_2 are two seismic stations. The epicentre lies on a small circle centred on a station with radius the angular distance between them. If distances can be obtained from arrivals at two stations there are two possible locations of the events, F_1 and F_2 , the intersection points of the two circles. A third station can be used to determine which of the two points is the true epicentre.







PARAMETRICI CINEMATICI DELLA SORGENTE E LOCALIZZAZIONE DEI TERREMOTI

Diremo **IPOCENTRO** o anche **FUOCO DEL TERREMOTO** il punto nella Terra che per primo emana onde sismiche nel corso di un evento sismico (nucleazione del terremoto). Esso è determinato da tre parametri: **longitudine, latitudine e profondità**.

Dicesi **EPICENTRO** del terremoto il punto sulla superficie terrestre che si trova sulla verticale sopra l'ipocentro.

Come vedremo, comunque, i terremoti non avvengono in un punto, ma lungo i piani di faglia. Nel caso di grossi terremoti, le dimensioni fisiche della sorgente (faglia) possono essere di diverse centinaia di km e quindi l'ipocentro può in linea di principio essere localizzato in un punto qualunque della superficie di rottura. Poiché la localizzazione di un terremoto è determinata attraverso i tempi di arrivo delle fasi sismiche generate dalla fase iniziale del processo di rottura, la localizzazione in generale coinciderà (a meno di errori di analisi) con la zona della sorgente dove il terremoto ha avuto origine. In particolare questo è vero per le fasi P ed S poiché la velocità con cui la rottura si propaga lungo la superficie della faglia è minore delle velocità di queste due fasi.

Dicesi **TEMPO ORIGINE** il tempo t_0 in cui avviene l'evento. Per via dei diversi fusi orari nel mondo, il tempo origine va espresso in termini di tempo di **Greenwich medio (tempo assoluto, UTC, GMT)**.

Per localizzare una sorgente sismica, bisogna pertanto determinare **4** quantità. Le informazioni che abbiamo a disposizione sono rappresentate dai tempi di arrivo delle onde (**P ed S**) alle varie stazioni.

Esistono vari metodi per localizzare i terremoti, a seconda se conosciamo o no le velocità della struttura della zona o meno, se abbiamo a disposizione i tempi di arrivo delle onde P od anche delle onde S, se abbiamo una stazione a tre componenti o più stazioni ad una componente (verticale).

Ovviamente, il numero minimo di dati necessari è **4**.

METODO DI WADATI

Assunzioni:

Sorgente puntiforme

Mezzo omogeneo (velocità costanti)

Stazioni vicine (distanze dell'ordine di grandezza della profondità del terremoto)

La propagazione delle onde è data da:

$$R = V(t - t_0)$$

Dove R è la distanza ipocentrale, V è la velocità dell'onda, t è il tempo di arrivo dell'onda alla stazione, t_0 è il tempo origine del terremoto.

$$R = V_p (t_p - t_0)$$

$$R = V_s (t_s - t_0)$$

$$V_p t_p - V_p t_0 = V_s t_s - V_s t_0$$

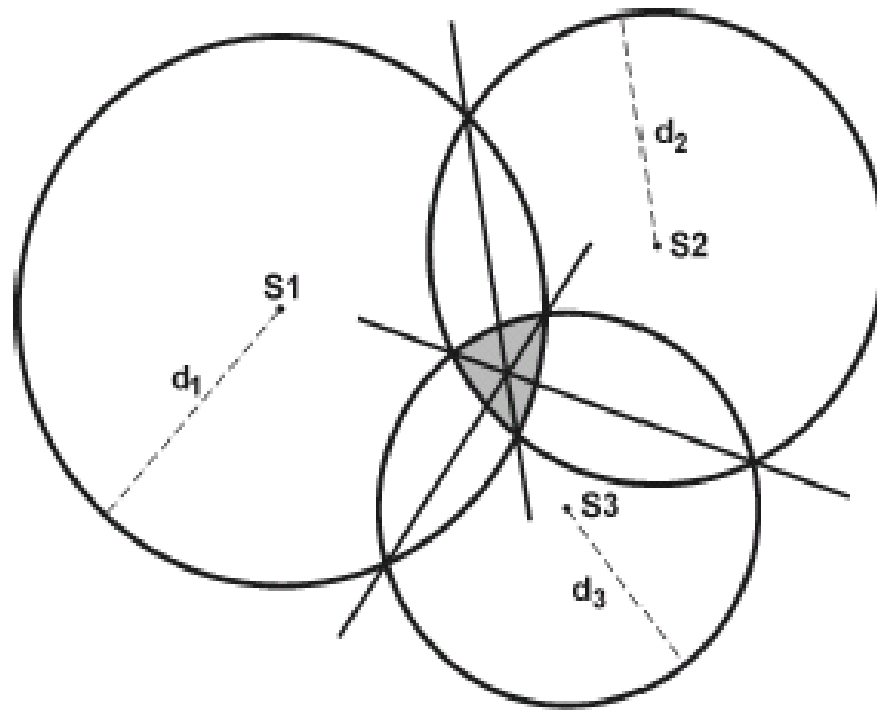
$$V_P t_P - V_P t_0 = V_S t_S - V_S t_0$$

$$t_0 = \frac{V_P t_P - V_S t_S}{V_P - V_S}$$

Sostituendo

$$R = V_P \left(t_P - \frac{V_P t_P - V_S t_S}{V_P - V_S} \right)$$

$$R = \frac{V_P V_S}{V_P - V_S} (t_S - t_P)$$



$$d_i = \frac{V_P V_S}{V_P - V_S} (t_S - t_P)$$

Per determinare l'epicentro di un evento nel caso di velocità V_P e V_S siano conosciute nell'area e si abbiano a disposizione i tempi di arrivo delle onde P ed S a tre stazioni, si può calcolare la distanza d_i dell'evento da ogni stazione e determinare l'epicentro.

DETERMINAZIONE DEL TEMPO ORIGINE

Eliminando dalle equazioni: $R = V_p (t_p - t_0)$ e $R = V_s (t_s - t_0)$ la quantità R ottenuto

$$\frac{t_s - t_0}{t_p - t_0} = \frac{V_p}{V_s}$$

Assumiamo che all'interno della rete di stazioni il rapporto V_p/V_s sia costante e ponendo $T_s = t_s - t_0$ e $T_p = t_p - t_0$, otteniamo moltiplicando per T_p e sottraendo T_p

$$t_s - t_p = \left(\frac{V_p}{V_s} - 1 \right) t_p - \left(\frac{V_p}{V_s} - 1 \right) t_0$$

Quindi, il tempo $T_{ps} = t_s - t_p$ è una funzione lineare di t_p . Le incognite sono il rapporto V_p/V_s ed il tempo origine t_0 . Per determinarli abbiamo bisogno dati di almeno due stazioni.

Riportando in grafico (in ascisse i tempi t_p ed in ordinata i tempi $t_s - t_p$ delle corrispondenti stazioni) i punti e trovando la retta che meglio approssima il loro andamento, si ottiene il tempo t_0 come intercetta della retta con l'asse delle ascisse.

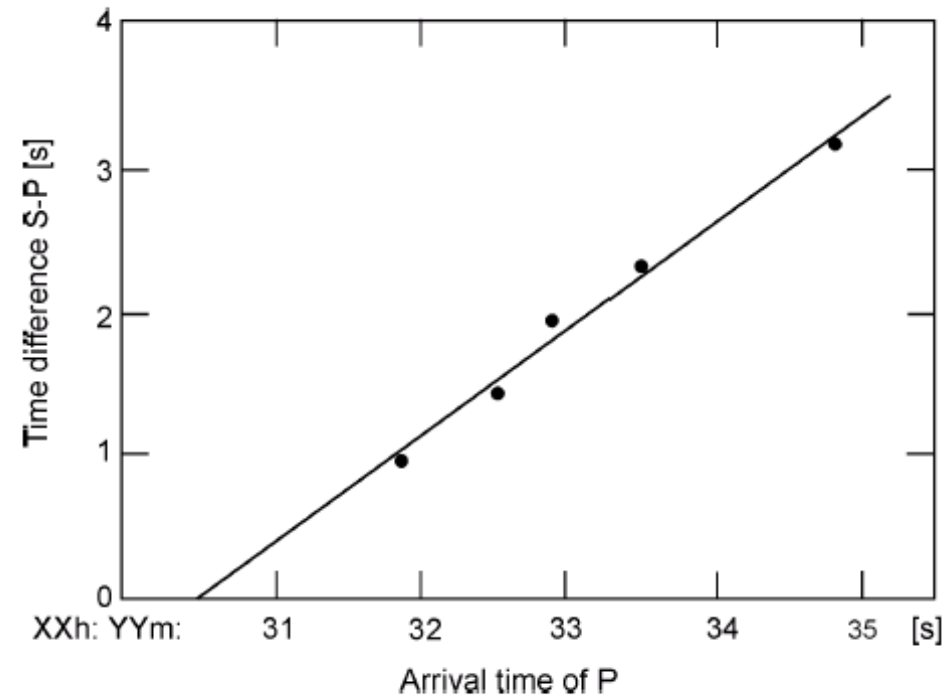


Figure 3 An arbitrary example of a Wadati diagram. The intercept of the best fitting line through the data with the x-axis gives the origin time OT. In the given case, the slope of the line is 0.72 so the v_p/v_s ratio is 1.72. This misfit of the data with a straight line indicates model and/or data reading errors.

Il rapporto $\frac{V_P V_S}{V_P - V_S}$ è costante mentre R , t_p e t_s variano da stazione a stazione.

Il rapporto tra le distanze ipocentrali per le stazioni i e k sarà:

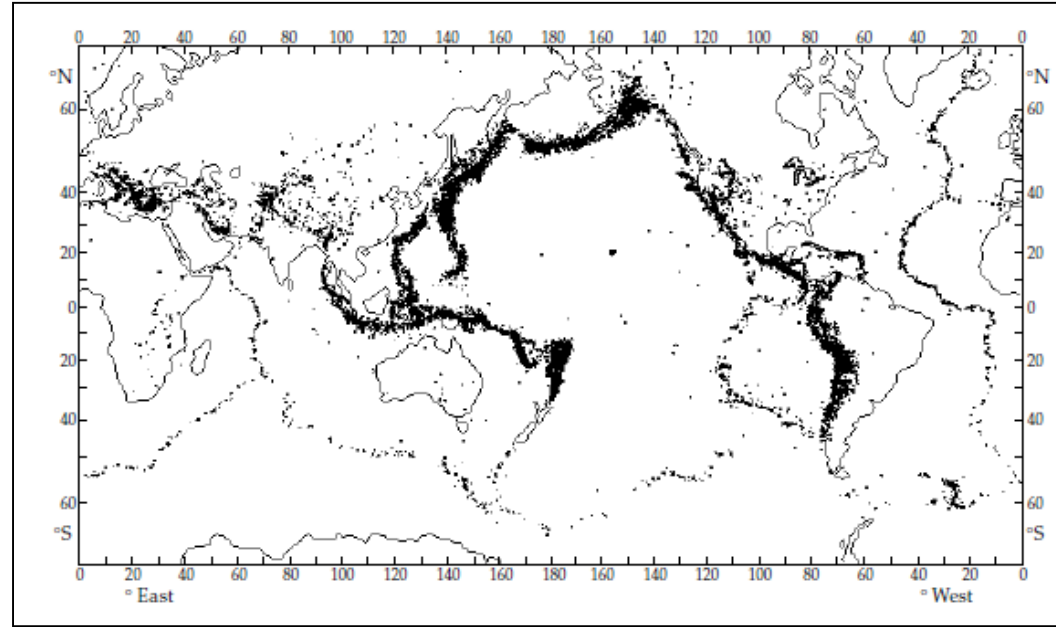
$$\frac{R_i}{R_k} = \frac{t_s - t_p}{t_p - t_p} = m_{ik}$$

Il significato geometrico del rapporto è il luogo dei punti per cui le distanze R_i e R_j da due punti fissi hanno rapporto costante m_{ij} , è la superficie di una sfera con centro sulla retta congiungente i due punti.

Ad ogni coppia di stazioni corrisponde una sfera. L'intersezione di due sfere è un cerchio. L'intersezione del cerchio con una terza sfera determina due punti situati simmetricamente rispetto al piano passante per i centri dei tre cerchi. Il punto al di sotto del piano (i.e. Nella terra ci dà l'ipocentro).

Per determinarlo abbiamo bisogno pertanto di **almeno quattro stazioni**.

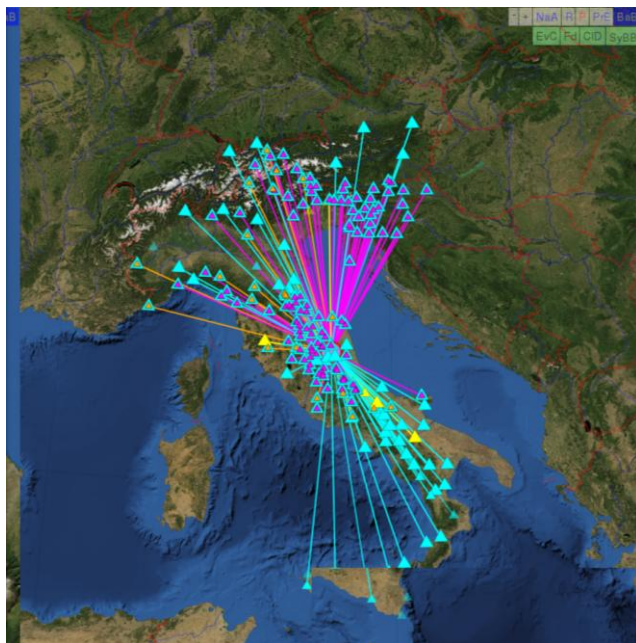
- The main reason for the intersection triangle or polygon is, however, that the seismic rays travel to the seismograph from the focus, and not from the epicenter. The focal depth of the earthquake, **d**, which may be up to several hundred kilometers.



- The epicenters of around 30,000 earthquakes are now reported annually by the International Seismological Center. The geographical distribution of world seismicity dramatically illustrates the tectonically active regions of the Earth.
- The seismicity map is important evidence in support of plate tectonic theory, and delineates the presently active plate margins. Earthquake epicenters are not uniformly distributed over the Earth's surface, but occur predominantly along rather narrow zones of **interplate** seismic activity



Monitoraggio sismico



METODO DI GEIGER

Minimi quadrati

(x_i, y_i, z_i) coordinate i-esima stazione
 τ_i tempo di arrivo osservato

Assumendo un'ipocentro (x, y, z) ed un tempo origine t , sia t_i il tempo di arrivo calcolato.
Nell'ipotesi di un residuo temporale:

$$R_i \equiv \tau_i - t_i$$

Piccolo possiamo espanderlo in serie di Taylor

$$R_i = 1dt + \frac{\delta t_i}{\delta x} dx + \frac{\delta t_i}{\delta y} dy + \frac{\delta t_i}{\delta z} dz + \varepsilon_i$$

errore

Con un dato **modello crostale** possiamo calcolare sia il tempo di arrivo che le derivate.
Il vettore di correzione ipocentrale

$$(dt, dx, dy, dz)$$

Può essere ottenuto con il metodo dei minimi quadrati, imponendo

$$\sum_i R_i^2 = \min$$

Questo porta a risolvere un sistema di equazioni normali.

Per ottenere l'equazione normale k-esima bisogna moltiplicare ogni equazione per il coefficiente della variabile k-esima e sommare le equazioni.

In forma simbolica:

$$\begin{aligned}[1 \cdot 1]dt + [1 \cdot a]dx + [1 \cdot b]dy + [1 \cdot c]dz &= [1 \cdot R] \\[a \cdot 1]dt + [a \cdot a]dx + [a \cdot b]dy + [a \cdot c]dz &= [a \cdot R] \\[b \cdot 1]dt + [b \cdot b]dx + [b \cdot c]dy + [b \cdot d]dz &= [b \cdot R] \\[c \cdot 1]dt + [c \cdot a]dx + [c \cdot b]dy + [c \cdot c]dz &= [c \cdot R]\end{aligned}$$

Ove:

$$a \equiv \frac{\partial t_i}{\partial x}$$

$$b \equiv \frac{t_i}{\partial y}$$

$$c \equiv \frac{\partial t_i}{\partial z}$$

e

$$[1 \cdot 1] = \sum_{i=1}^n 1 \cdot 1 = n$$

$$[a \cdot b] = \sum_{i=1}^n a_i b_i$$

$$[1 \cdot a] = \sum_{i=1}^n a_i$$

Il Sistema da risolvere sarà:

$$ndt + \sum a_i dx + \sum b_i dy + \sum c_i dz = \sum R_i$$

$$\sum a_i dt + \sum a_i^2 dx + \sum a_i b_i dy + \sum a_i c_i dz = \sum a_i R_i$$

$$\sum b_i dt + \sum a_i b_i dx + \sum b_i b_i dy + \sum b_i c_i dz = \sum b_i R_i$$

$$\sum c_i dt + \sum a_i c_i dx + \sum a_i c_i dy + \sum c_i c_i dz = \sum c_i R_i$$

Questo sistema può essere risolto con il solito Sistema della matrice inversa.
Il nuovo tempo origine ed epicentro

$$t + dt, (x + dx, y + dy, z + dz)$$

Vengono usati per la nuova iterazione finchè non viene soddisfatto un criterio di arresto.

Il problema può essere impostato schematicamente usando le matrici.
Si vuole minimizzare la somma dei quadrati dei residui R_i alle varie stazioni.
Possiamo esprimere la somma come:

$$f = \sum_{i=1}^n R_i^2 = R_i R_i = \underline{R^T R}$$

Il vettore $\underline{R}$ è dato da:

$$\underline{R} = \underline{A} \underline{x}$$

$$\underline{R} = \underline{A} \underline{x}$$

dove $\underline{A}$ è la matrice delle derivate parziali dei tempi di arrivo t_i alle varie stazioni rispetto ai parametri ipocentrali e tempo origine (indicati con a, b c precedentemente);

$\underline{x}$ è invece il vettore di correzione ipocentrale (dt, dx, dy, dz)

Il Sistema di equazioni normali si può scrivere come:

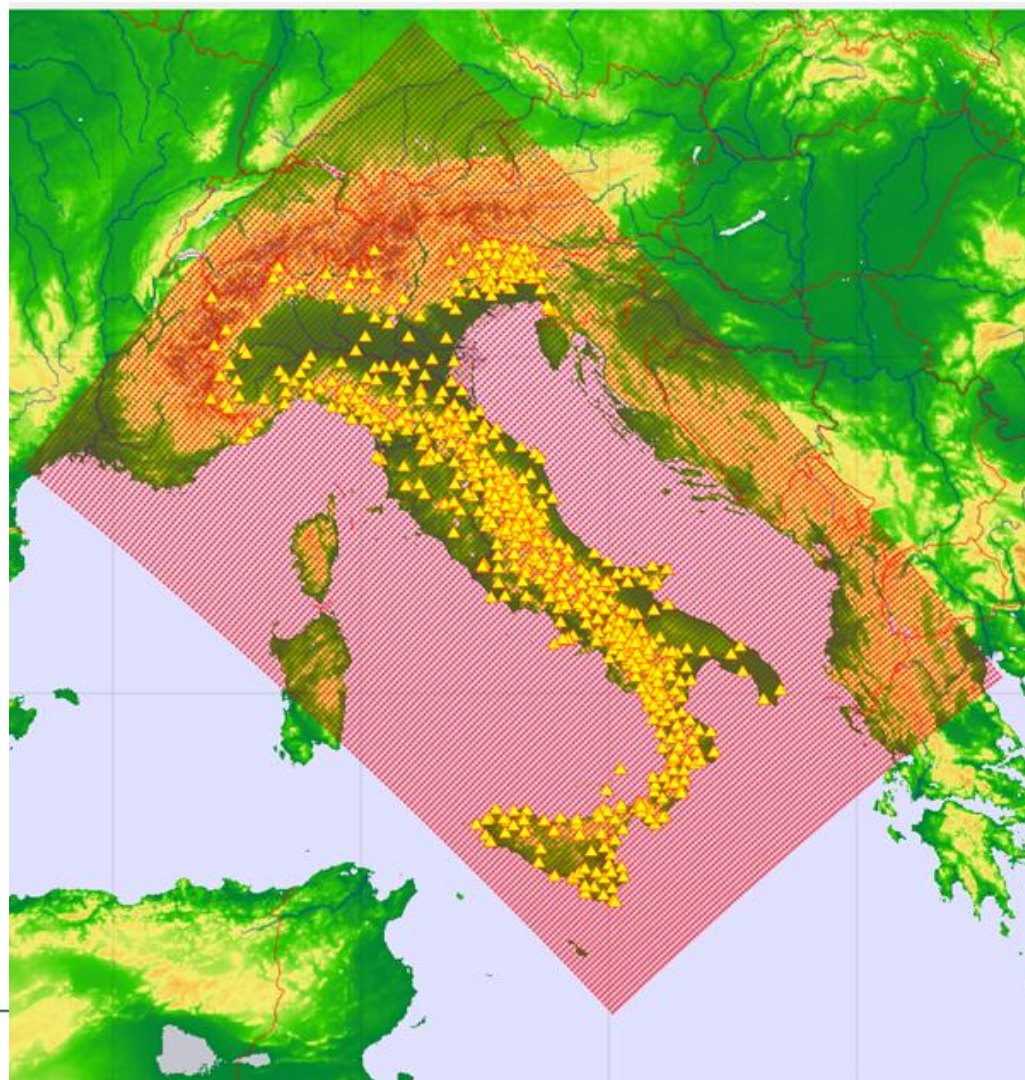
$$\underline{A}^T \underline{A} \underline{x} = \underline{A}^T \underline{R}$$

Per cui la soluzione è data da

$$\underline{x} = \left(\underline{A}^T \underline{A} \right)^{-1} \underline{A}^T \underline{R}$$

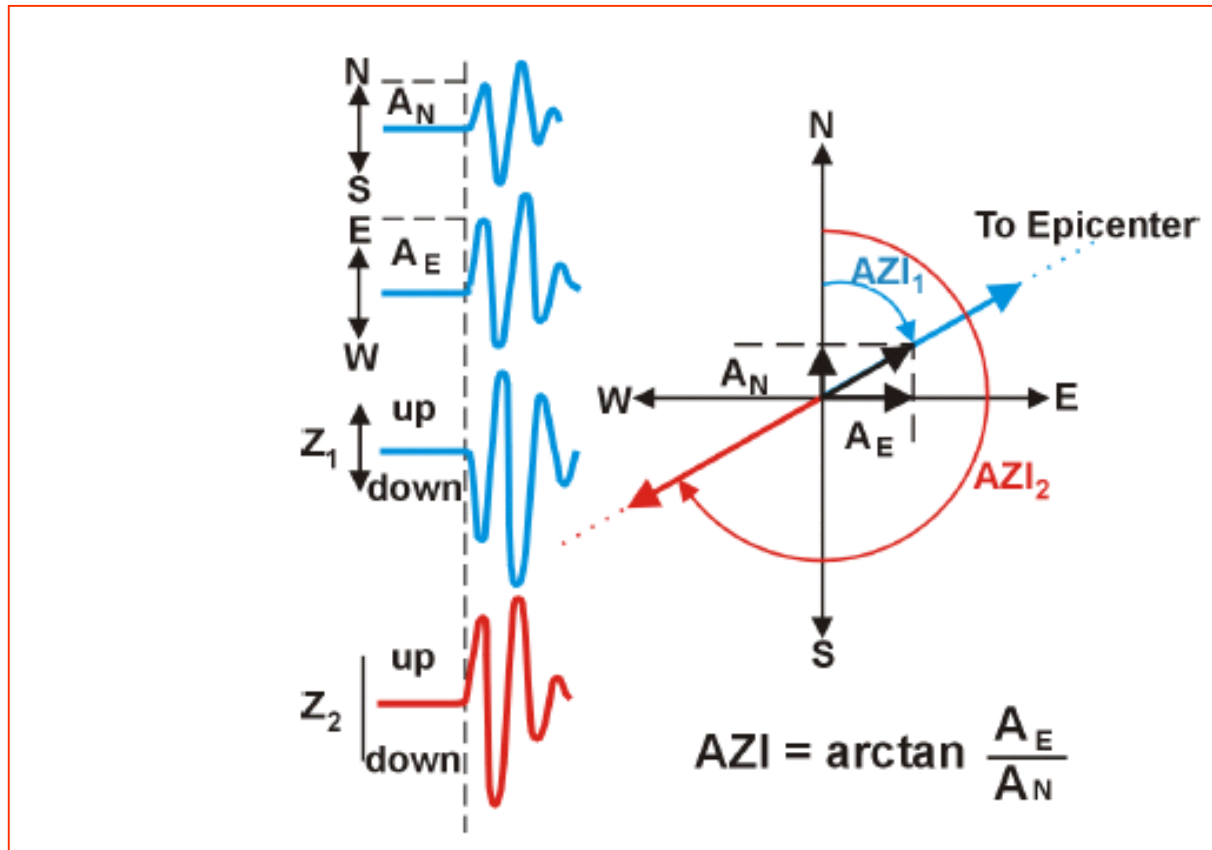
Siccome il Sistema non è lineare la procedura va iterata.

Localizzazione su griglia



METODO DELLA STAZIONE SINGOLA

E' possibile localizzare (o avere una stima della localizzazione) un terremoto utilizzando una sola stazione a tre componenti.



Con la componente radiale delle P si determina la direzione di provenienza, con la polarità delle P sulla verticale si determina il verso di provenienza. Il primo moto sulla verticale verso l'alto per definizione corrisponde ad un arrivo compressivo (moto in direzione uscente dalla sorgente)

Trigger

- **A soglia**: il trigger viene attivato quando l'ampiezza del segnale supera una predefinita soglia
- **RMS** (root-mean-square): viene considerata l'ampiezza del segnale in una breve finestra temporale al posto dell'ampiezza istantanea.
- **STA/LTA**: viene considerato il rapporto della media del segnale relativo ad una finestra temporale corta (STA, short time average) rispetto ad una finestra temporale lunga (LTA, long time average).

STA – short time average
LTA – long time average

PEM – Pre-event time
PET - post event time

