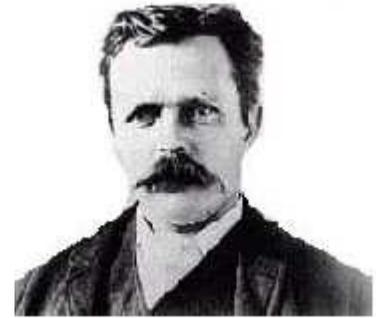


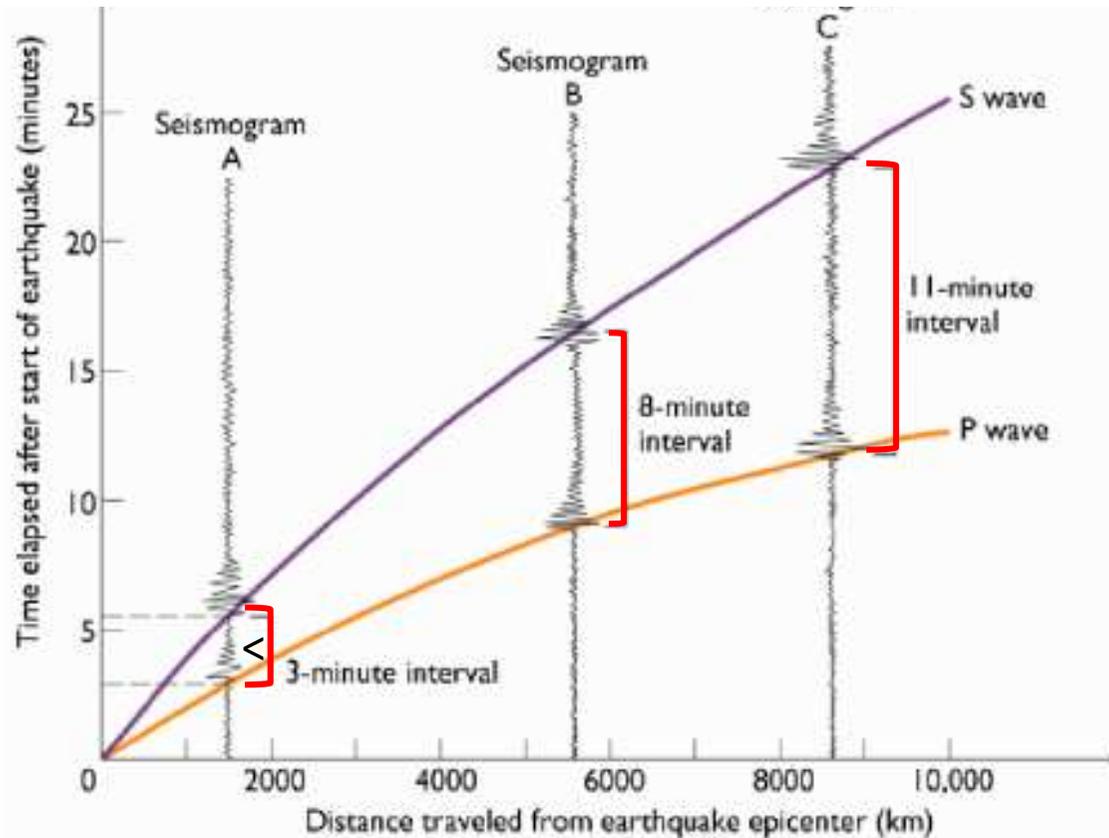
# Sismologia e rischio sismico

concetti fisici – applicazioni - normativa

# Terremoto: onde elastiche – tempo S-p



Il sismologo, Milne, ha scoperto già nel 1889 che la separazione tra i tempi di arrivo della fase P e quella S aumenta con l'incremento della distanza dell'ipocentro



## Tempo S-p

La tabella dei tempi di transito è basata sul modello della Terra IASP91 (Kennett e Engdahl (1991)). **Oververo i tempi di volo** sono stati calcolati **assumendo un modello 1D** della terra. Ciò può spiegare le differenze osservate nei calcoli forniti da diversi osservatori sismologici. **La tabella sotto è stata calcolata per un terremoto profondo 33 km** e valori di velocità P ed S forniti dal modello **IASP91**. NB: Tempi calcolati con errori <0.25 sec richiedono un modello dettagliato della velocità delle onde P ed S e di minor rilevanza anche della densità.

	Distanza	Tp		Ts	
	gradi	min	sec	min	sec
	0.0	0	5.4	0	4.0
	0.5	0	10.6	0	7.8
	1.0	0	17.7	0	13.5
	1.5	0	24.6	0	19.0
	2.0	0	31.4	0	24.4
	2.5	0	38.3	0	29.9
	3.0	0	45.2	0	35.4
	3.5	0	52.1	0	40.9
	4.0	0	58.9	0	46.4
	4.5	1	5.8	0	51.9
	5.0	1	12.7	0	57.4
	5.5	1	19.6	1	2.8
	6.0	1	26.4	1	8.3
	6.5	1	33.3	1	13.8
	7.0	1	40.2	1	19.2
	7.5	1	47.0	1	24.7
	8.0	1	53.9	1	30.1

← 56 km

Modello 1D IASP91

# Tempo S-p vs. distanza epicentrale. profondità fissa (arrivi Pn e Sn)

## Tempo di arrivo in funzione della distanza

Tempo = distanza/velocità

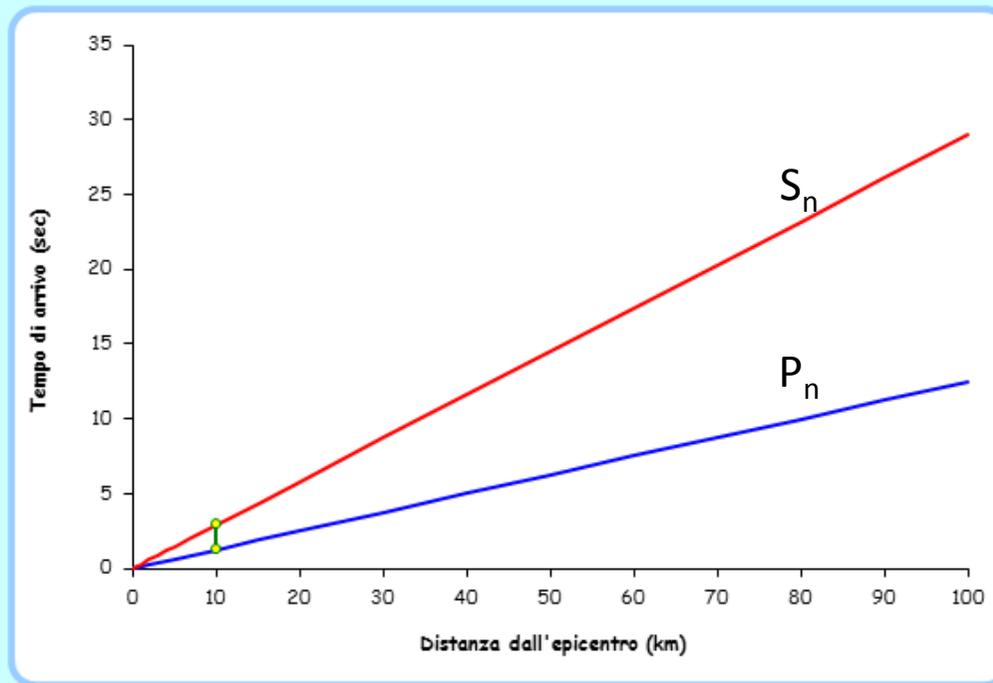
Dist. (km)	$t_p$ (sec)	$t_s$ (sec)
0	0.00	0.00
1	0.13	0.29
2	0.25	0.58
3	0.38	0.87
4	0.50	1.16
5	0.63	1.45
7	0.88	2.03
10	1.25	2.90
15	1.88	4.35
20	2.50	5.80
30	3.75	8.70
40	5.00	11.59
50	6.25	14.49
60	7.50	17.39
70	8.75	20.29
80	10.00	23.19
90	11.25	26.09
100	12.50	28.99

Velocità  
Onda P 8,00 km/s  
Onda S 3,45 km/s

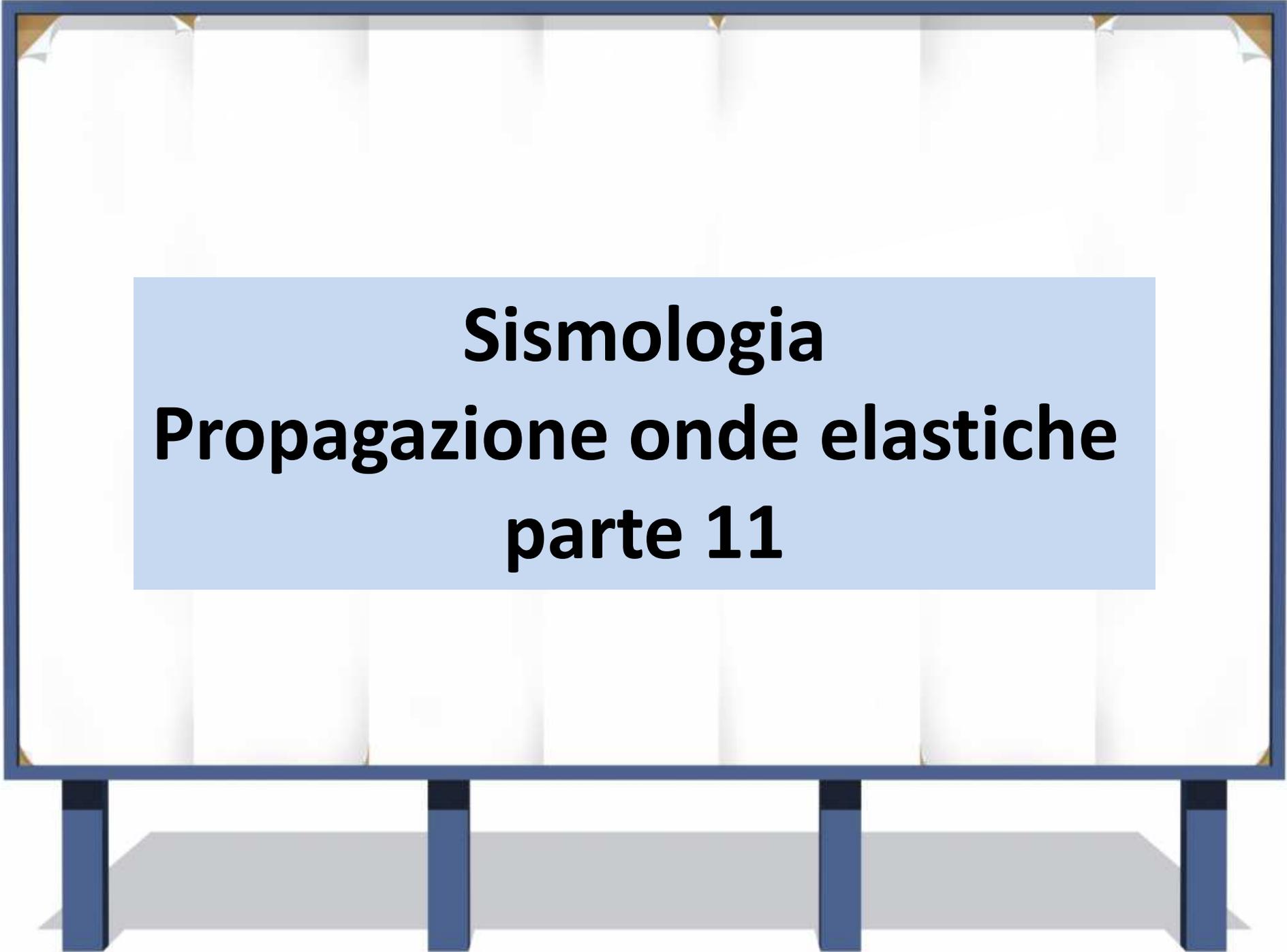
Distanza (in km)

10

$\Delta T = 1.6$  secondi

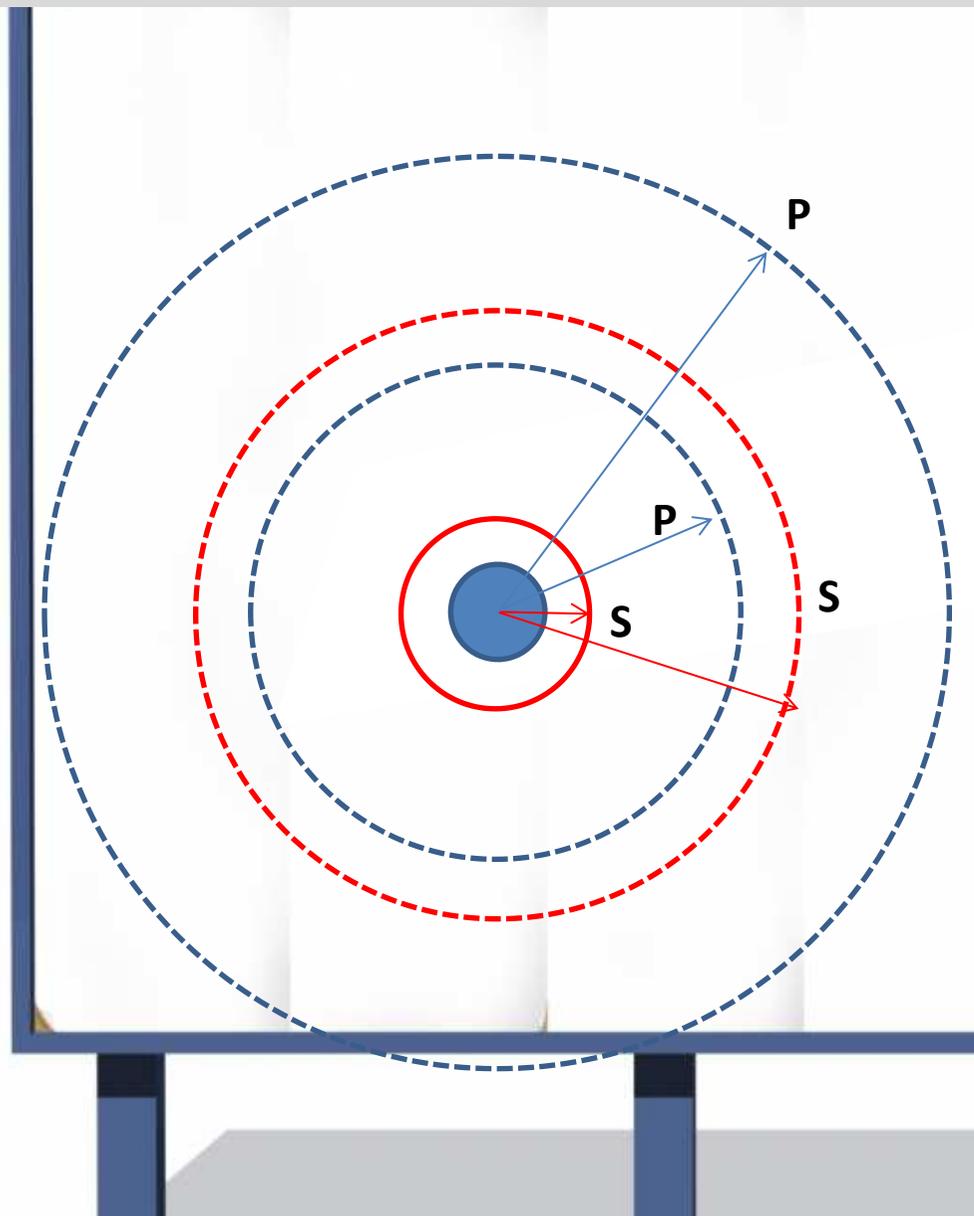


Il foglio excel è protetto e permette soltanto di calcolare distanza epicentrale in funzione dei Ts-p. Il modello di velocità è costituito da due sismo-strati con velocità omogenee medie  $V_p$  per la crosta e la parte alta del mantello in base al modello 1D della Terra IASP91. Per scaricare il foglio segui il link al sito docente del corso ([Download](#))

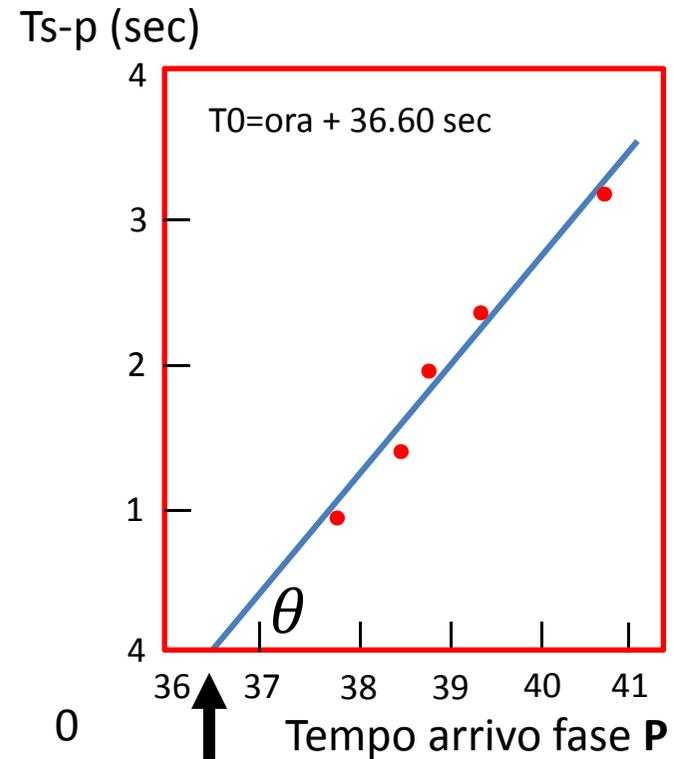


**Sismologia**  
**Propagazione onde elastiche**  
**parte 11**

# Stima tempo di origine ( $T_0$ ) e rapporto $V_p/V_s$



## Diagramma Wadati (1939)!



$$tg(\theta) = \frac{V_p}{V_s} - 1$$

**Determinazione sperimentale del rapporto ( $V_p/V_s$ )**

# Stima tempo di origine ( $T_0$ ) e rapporto $V_p/V_s$

$$D_{hp} = T_{P0} * V_p$$

$$D_{hs} = T_{S0} * V_s$$

$$T_{P0} * V_p = T_{S0} * V_s$$

$$= (T_{s-p} + T_{P0}) * V_s$$

$$T_{P0} * V_p = T_{s-p} * V_s + T_{P0} * V_s$$

$$(T_{P0} * V_p) - (T_{P0} * V_s) = T_{s-p} * V_s$$

$$T_{P0}(V_p - V_s) = T_{s-p} * V_s$$

$$T_{s-p} = T_{P0} \left( \frac{V_p - V_s}{V_s} \right) = T_{P0} \left( \frac{V_p}{V_s} - 1 \right)$$

$$l = \text{tg}(\theta)$$

pendenza

$D_{hp}$ : distanza ipocentro – stazione

$T_{P0}$ : tempo di volo onda p; per S sarà quello di onde S

# Stima tempo di origine ( $T_0$ ) e rapporto $V_p/V_s$

## Esempio applicativo

$$T_{s-p} = T_{P_0} \left( \frac{V_p - V_s}{V_s} \right)$$

$T_{P_0}$  = Tempo di volo

$T_p$  = tempo di arrivo

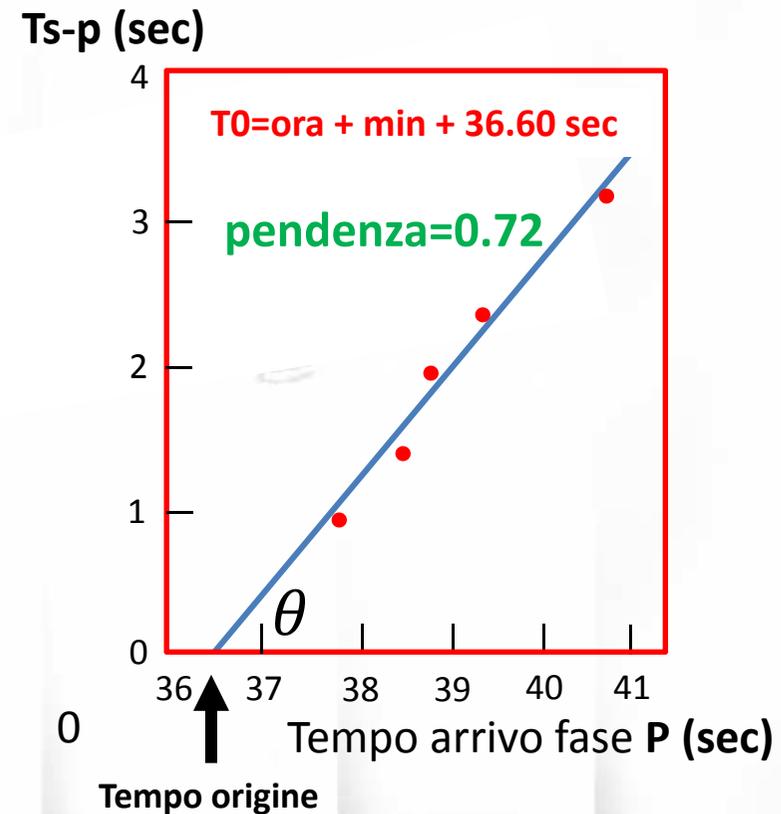
$T_0$  = Tempo origine

$$T_{P_0} = T_p - T_0$$

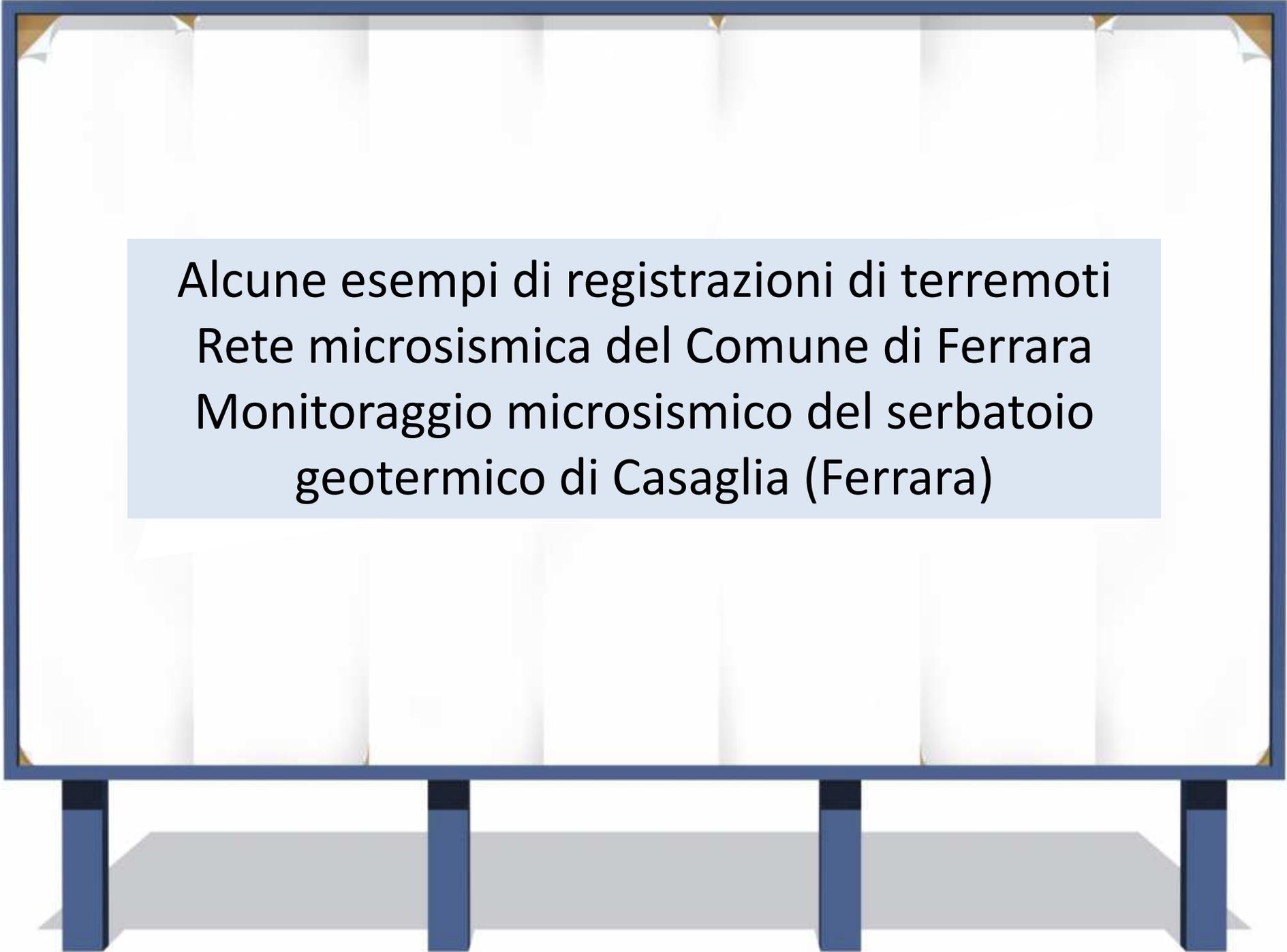
Quando  $T_{s-p} = 0$

L'intercetto della retta di regressione con l'ascissa determina il  $T_0$

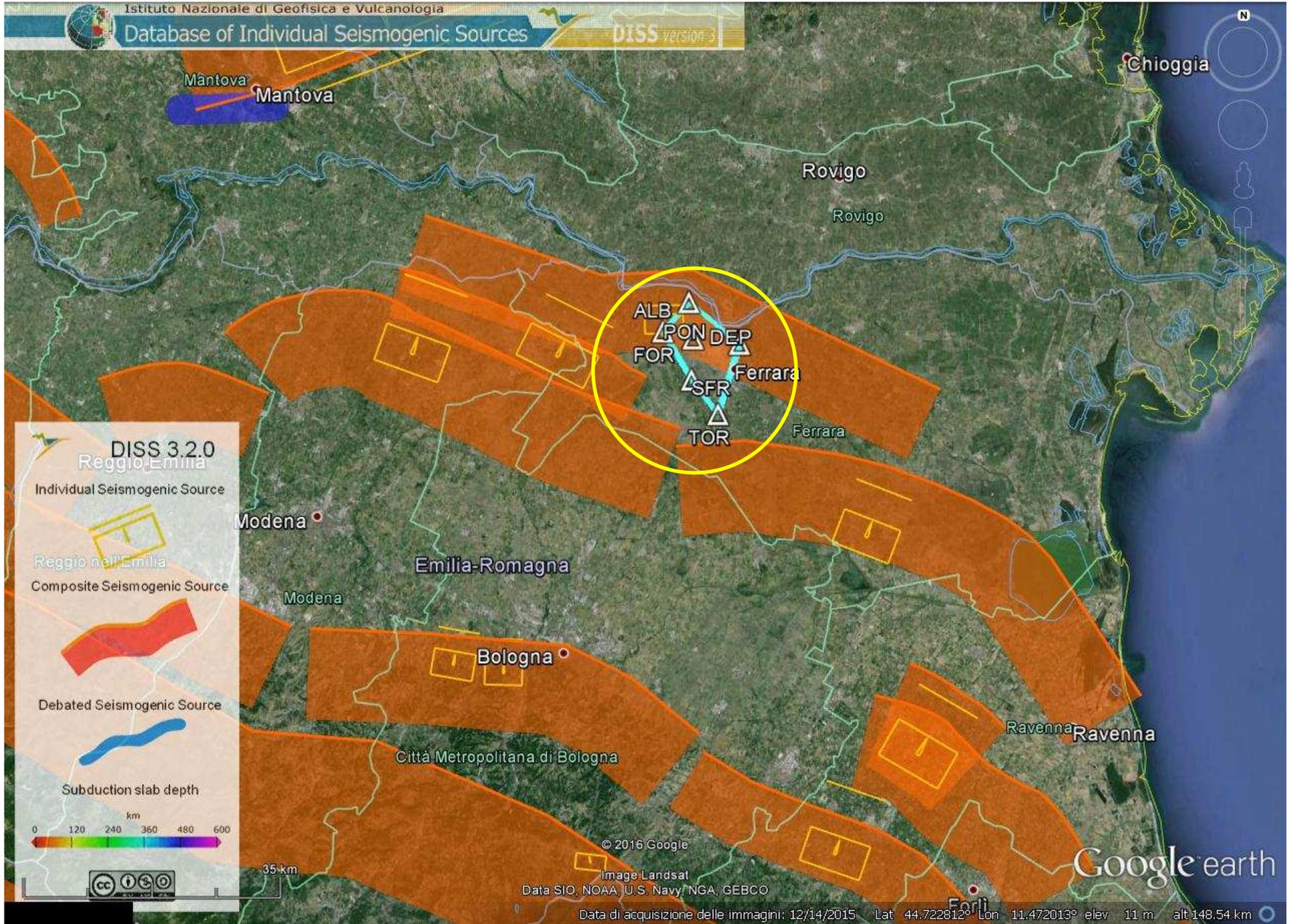
### Diagramma Wadati!



$$tg(\theta) = \frac{V_p}{V_s} - 1 = \frac{V_p}{V_s} = 1.72$$



Alcune esempi di registrazioni di terremoti  
Rete microsismica del Comune di Ferrara  
Monitoraggio microsismico del serbatoio  
geotermico di Casaglia (Ferrara)



**DISS 3.2.0**  
 Reggione Emilia  
 Individual Seismogenic Source  
 Reggione nell'Emilia  
 Composite Seismogenic Source  
 Debated Seismogenic Source  
 Subduction slab depth

0 120 240 360 480 600 km

35 km

© 2016 Google  
 Image Landsat  
 Data SIO, NOAA, U.S. Navy, NGA, GEBCO

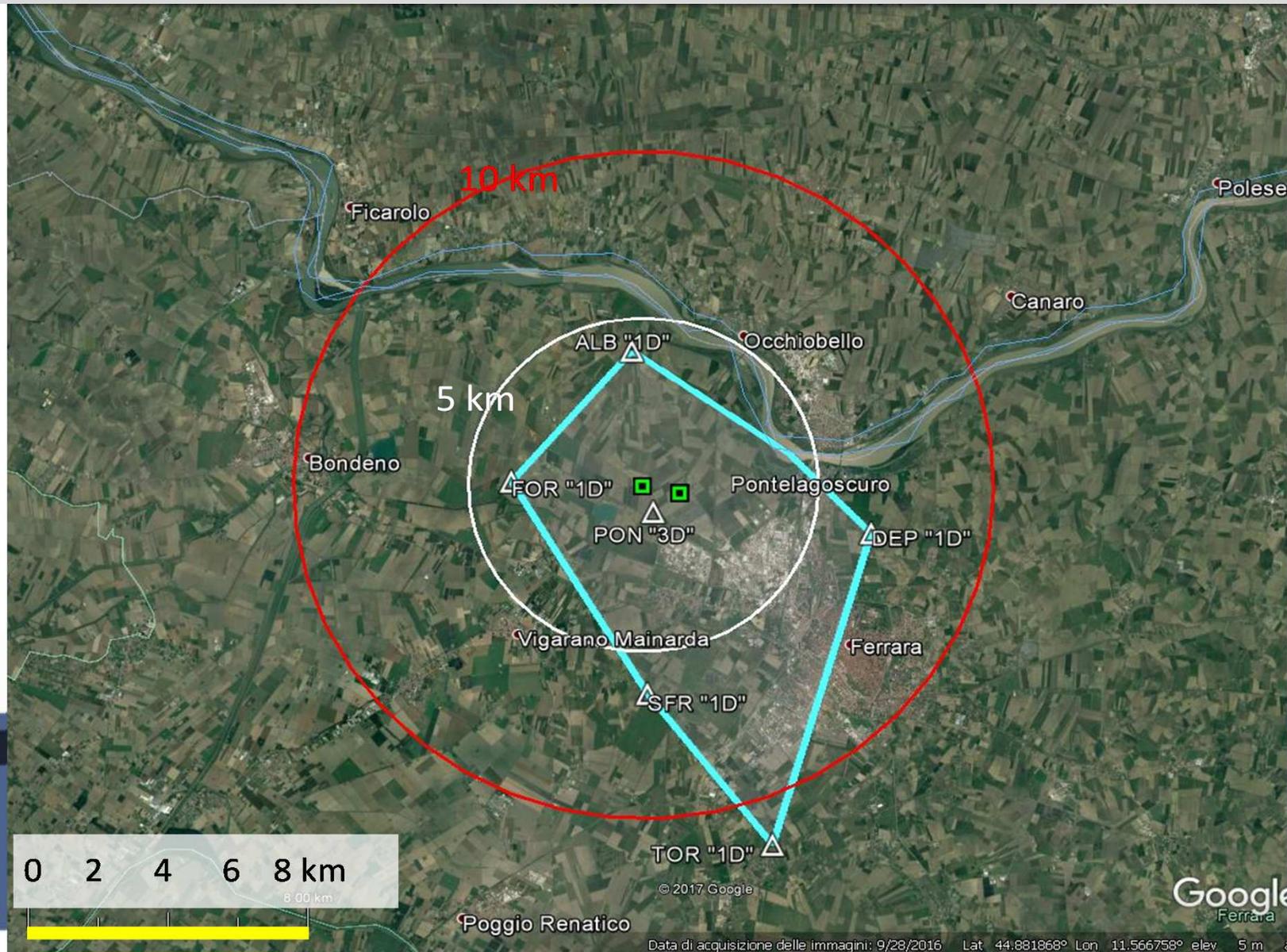
© 2016 Google  
 Image Landsat  
 Data SIO, NOAA, U.S. Navy, NGA, GEBCO

© 2016 Google  
 Image Landsat  
 Data SIO, NOAA, U.S. Navy, NGA, GEBCO

# Rete microsismica – Diametro Interno e Diametro Esteso

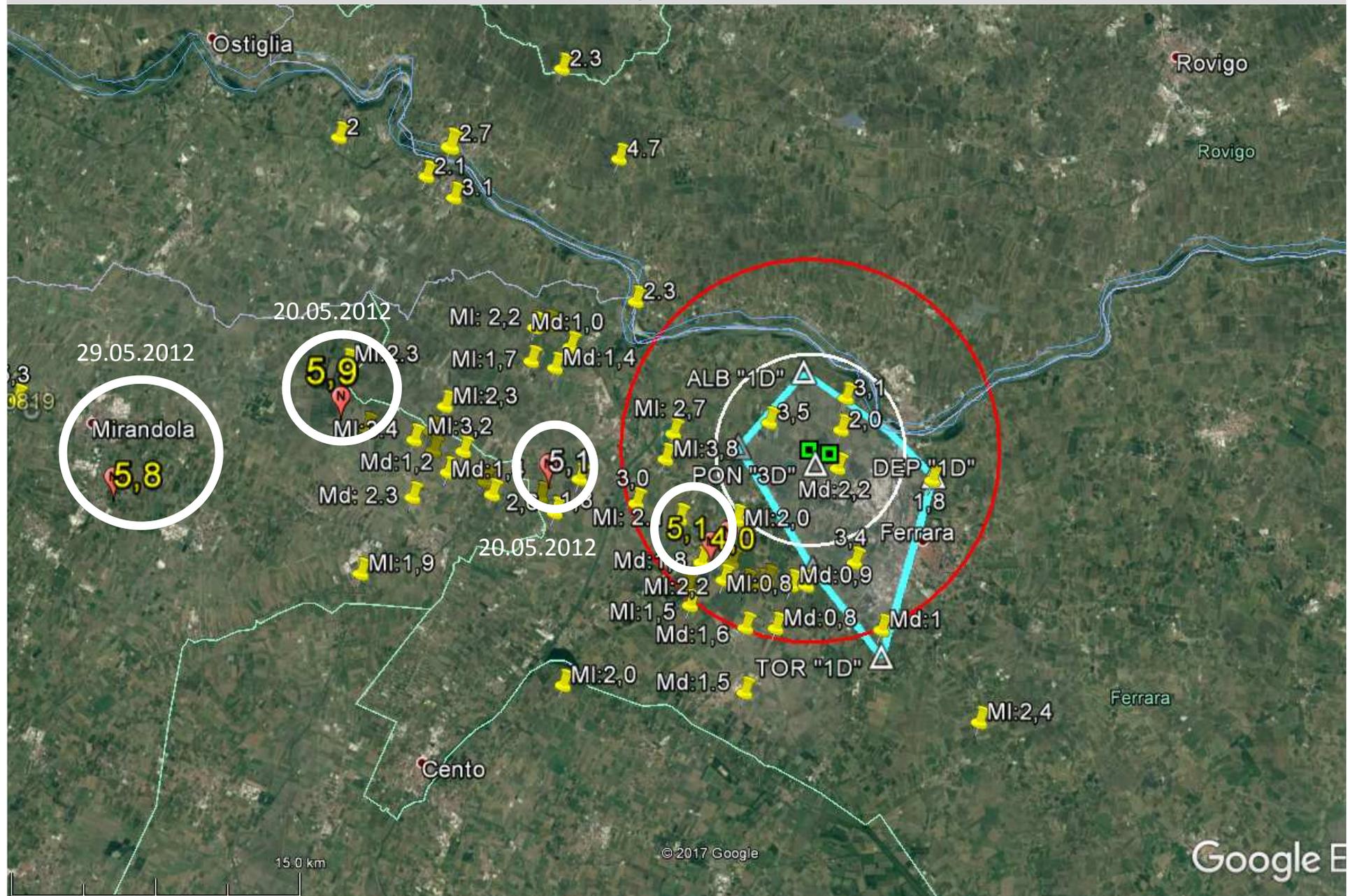
## Linee Guida – sismicità indotta

### Ministero dell'ambiente (MISE)



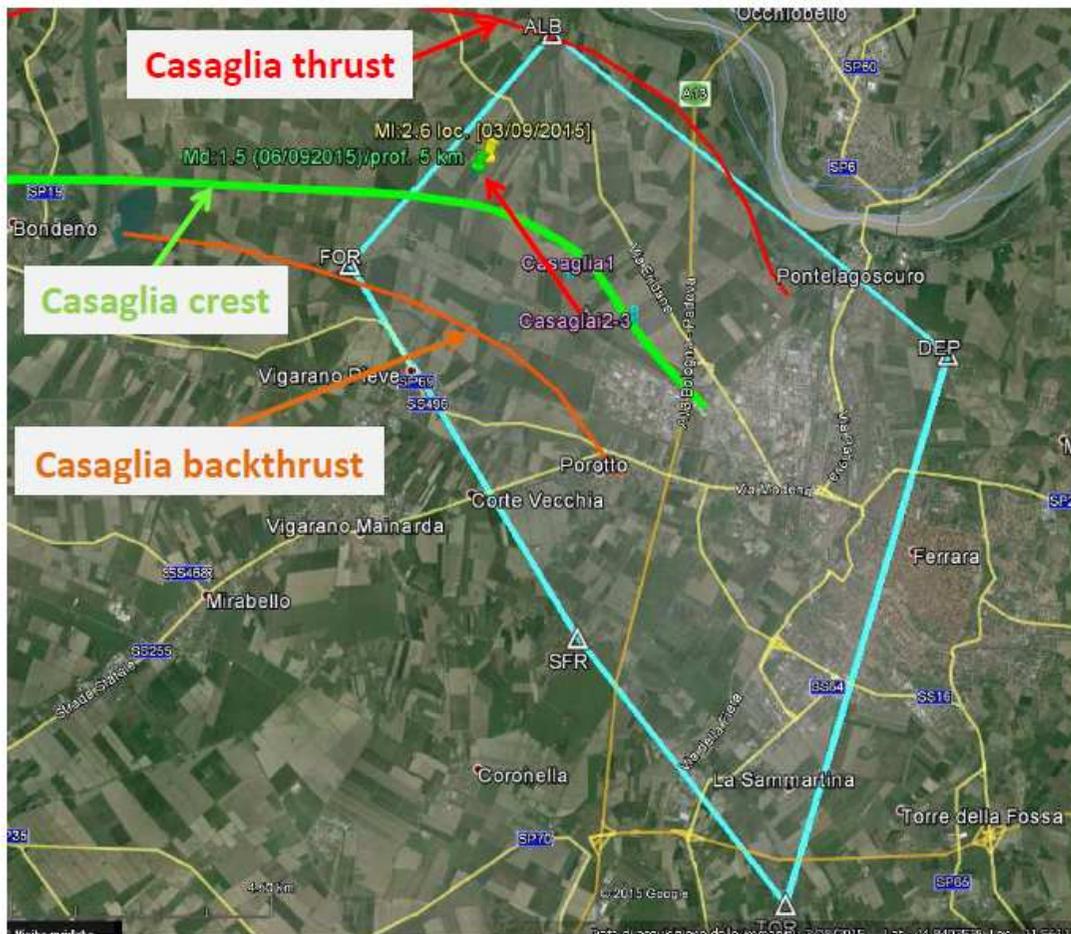
# Terremoti rilevati dal 1990 – 2013

cerchi bianchi: 4 di 7 eventi con  $M_I > 5$  della sequenza sismica dell'Emilia 2012



# Terremoti rilevati nel corso del 2015

## Con epicentro all'interno del perimetro della rete



INGV: rilevato ma localizzato a RO (10 km a nord)

INOGS: rilevato ma localizzato a circa 5 km a NW della rete

**Il secondo evento con MI:1.5 è stato rilevato solo dalla rete microsismica**

Legenda:

Linea rossa: Casaglia thrust

Linea verde: Casaglia crest

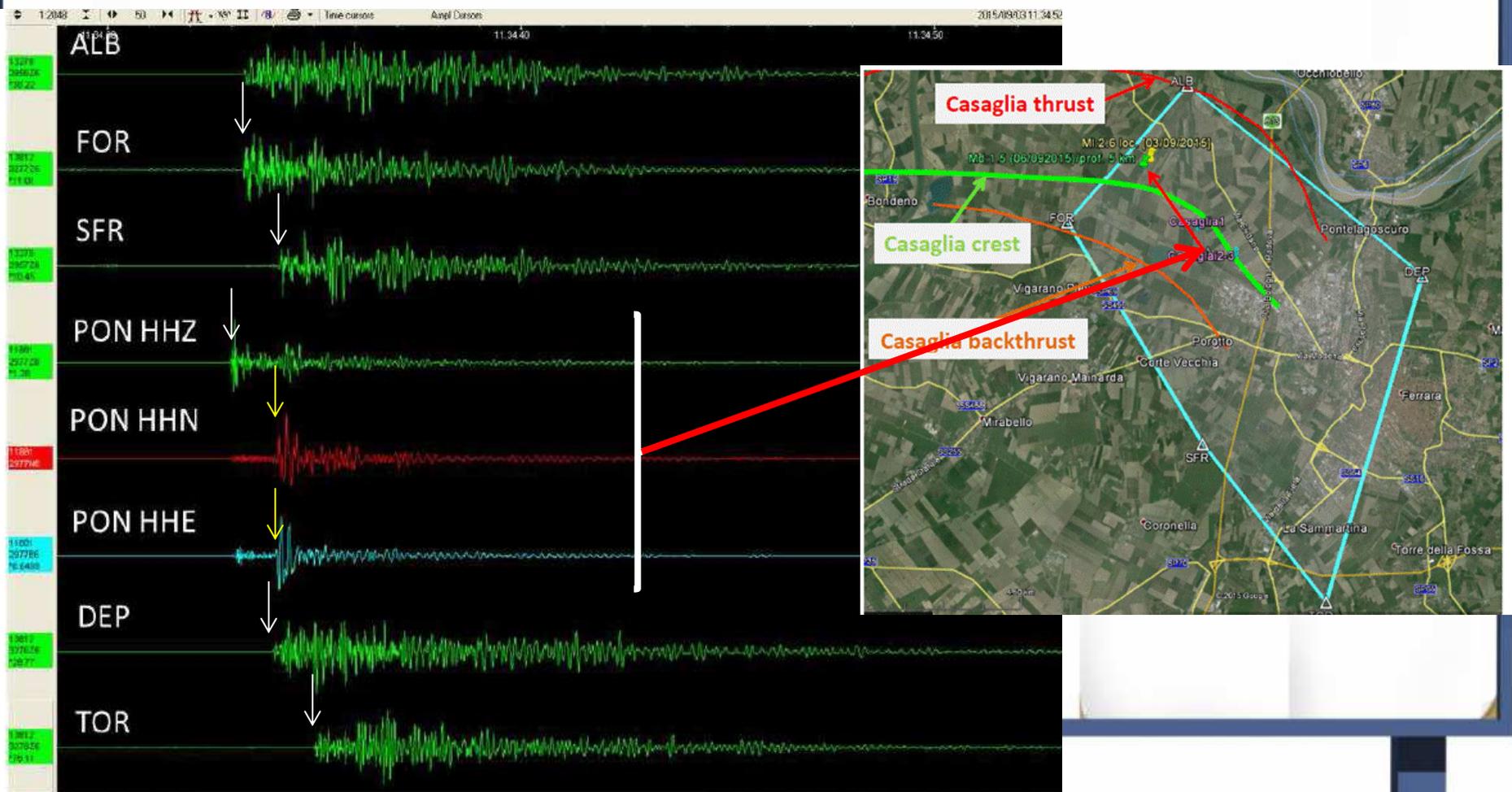
Linea arancione: Casaglia backthrust

Triangolo: stazione remota della rete microsismica dle Comune di Ferrara "NET-FERR"

Segnaposto: epicentro scosse avvenute all'interno del perimetro della rete microsismica a circa 3 km a NW del pozzo Casaglia001

FERR0030	03/09/2015	13:34:32	44.8953	11.5248	5	2.6		E-R	FE	3km a NW di PON Dentro perimetro rete
FERR0031	06/09/2015	02:10:25.05	44.894	11.5230	5	Md:1.5	1.5	E-R	FE	3.15 km a NW di PON Dentro perimetro rete

# Sismogrammi registrati del terremoto avvenuto all'interno del perimetro della rete



20150903 11:34:32 UTC 13:34:32 IT MI:2.5, prof. 5 km BW [5 – 30 Hz], 3,0 km NW della rete  
(Stazione di Pontisette/Zona (Diamantina-Casaglia))

# Esempio localizzazione.

Localizzazione terremoto locale non rilevato dalla rete sismologica nazionale (RSN). Codice di calcolo in ambiente Matlab

Locate\_P  
Matlab

Evento del 01/12/2017 02:37:47.3 Ml:1.5, profondità 5.9 km. A 5 km a SE di Ferrara. Evento non rilevato da RSN - CRS. Coordinate: 44.831°N, 111.682° E. FERR0338.

Lettura tempi di arrivo delle fasi sismiche P ed S

Stazione	lat.	Long.	hh mm ss.ssss	hh mm ss.ssss
			fase 'P'	fase 'S'
PON	44.873260	11.547922	02 37 49.8103	02 37 54.1641
ALB	44.916530	11.539446	02 37 50.8086	
FOR	44.880790	11.496472	02 37 50.4643	
SFR	44.824233	11.547067	02 37 49.8447	
DEP	44.868325	11.626806	02 37 48.8835	
TOR	44.783942	11.593184	02 37 49.3178	02 37 51.5688

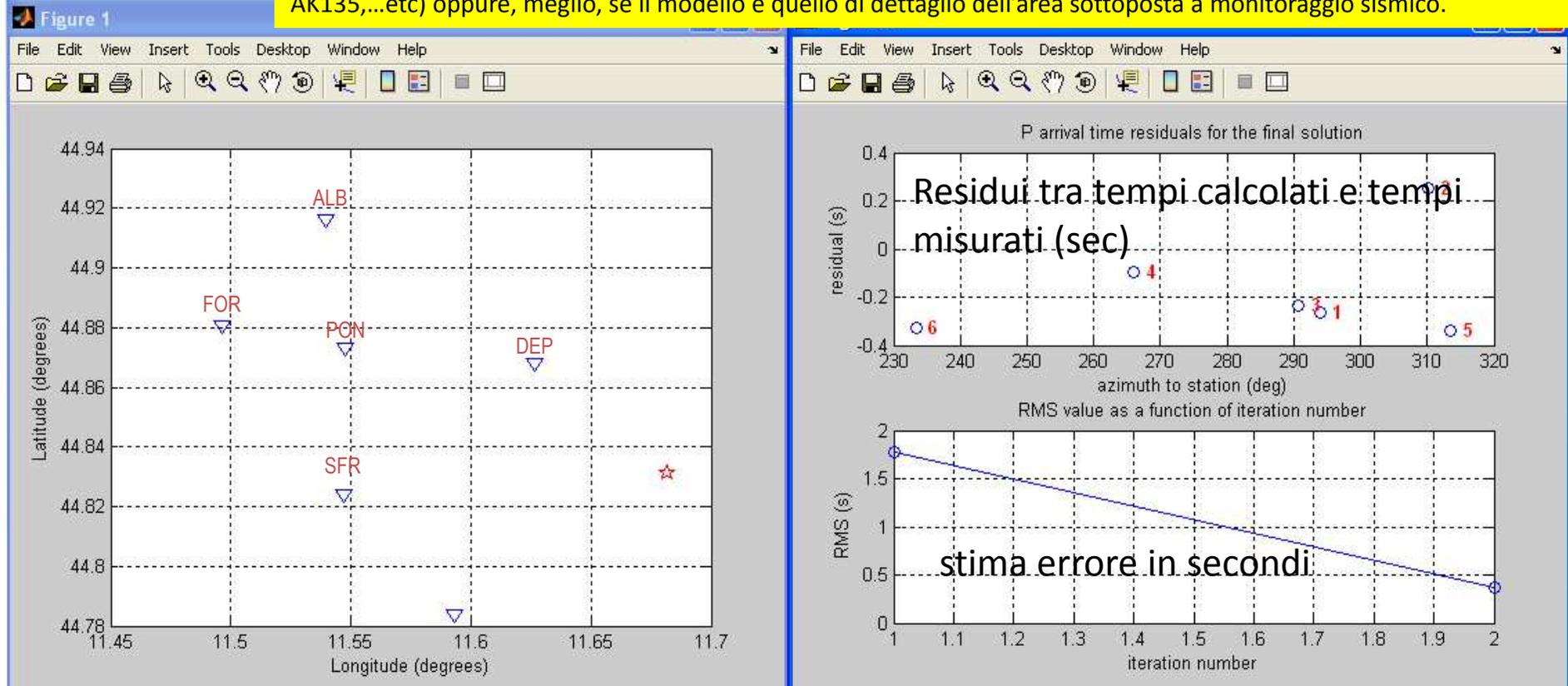
# Esempio localizzazione.

Localizzazione terremoto locale non rilevato dalla rete sismologica nazionale (RSN). Codice di calcolo in ambiente Matlab

Locate\_P  
Matlab

Evento del 01/12/2017 02:37:47.3 Ml:1.5, profondità 5.9 km. A 5 km a SE di Ferrara. Evento non rilevato da RSN - CRS. Coordinate: 44.831°N, 111.682° E. FERR0338.

Procedura numerica di regressione lineare finalizzata alla minimizzazione dei quadrati dei residui tra i tempi di arrivo delle fasi sismiche (p, S,...) e i tempi teorici calcolati in base ad un modello sismico generico (1D tipo PREM, AK135,...etc) oppure, meglio, se il modello è quello di dettaglio dell'area sottoposta a monitoraggio sismico.



# Esempio localizzazione.

Localizzazione terremoto locale non rilevato dalla rete sismologica nazionale (RSN). Codice di calcolo in ambiente Matlab

Locate\_P  
Matlab

Evento del 01/12/2017 02:37:47.3 Ml:1.5, profondità 5.9 km. A 5 km a SE di Ferrara. Evento non rilevato da RSN - CRS. Coordinate: 44.831°N, 111.682° E. FERR0338.

soluzione numerica

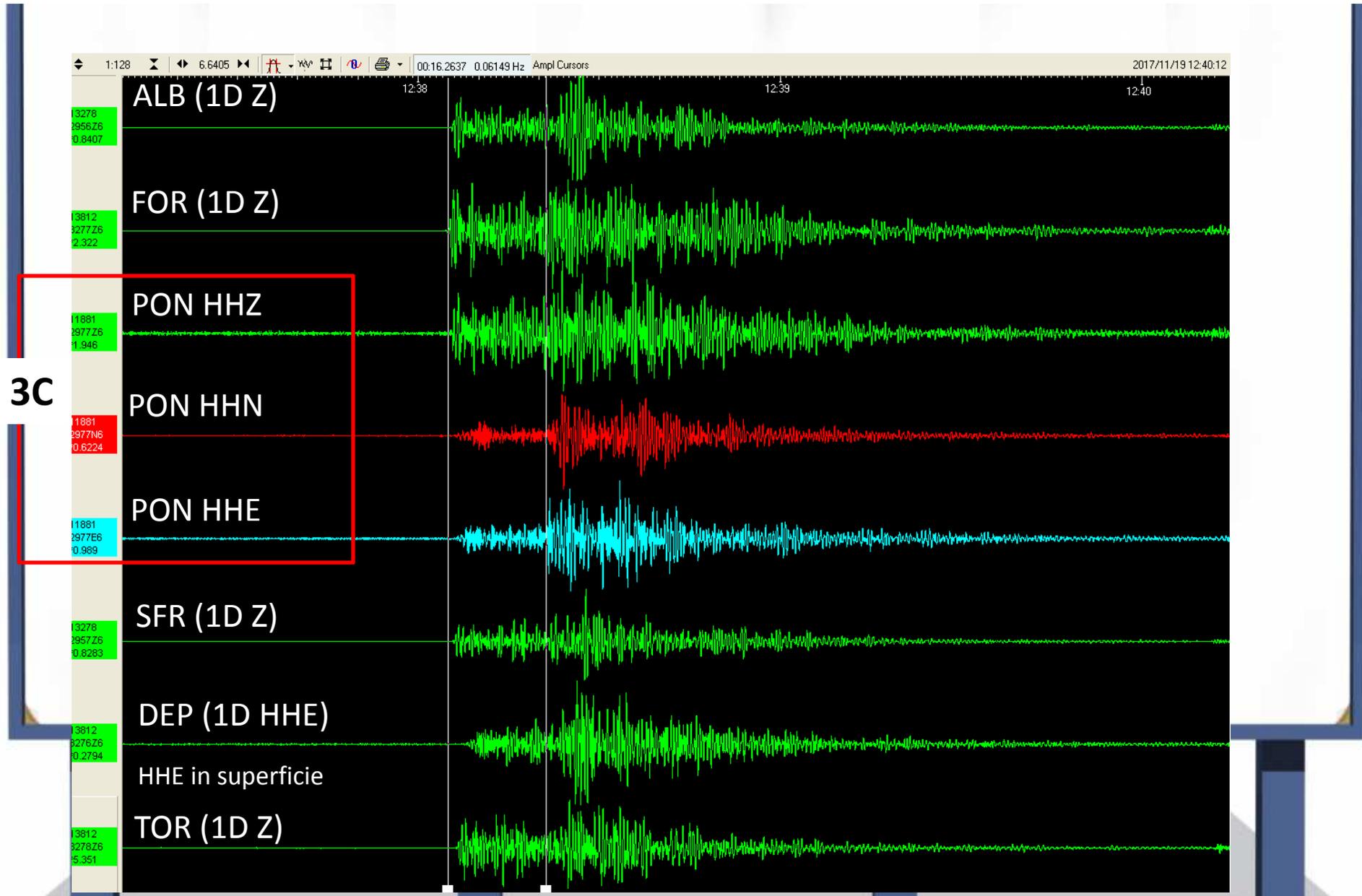
Final solution after 2 iterations  
Origin Time: 2 37 47.28  
Depth: 5.90 Lat: 44.83 Lon: 11.68  
Average RMS travel time residual is: 0.374 s

Obs P(s)	Pred P(s)	Diff(s)
2.53	2.80	-0.26
3.53	3.28	0.25
3.19	3.42	-0.24
2.57	2.66	-0.09
1.60	1.95	-0.34
2.04	2.36	-0.33

\*\*\*\*\*

La rete microsismica del Comune di Ferrara ha registrato una scossa con **MI:4.4** alla profondità di 22 km il 19/11/2017 alle ore 12:37:44 UTC (13:37:44IT). Il terremoto è stato localizzato a SW della rete a **121 km** a SW di PON, a 28 km a SW di Parma (PR).

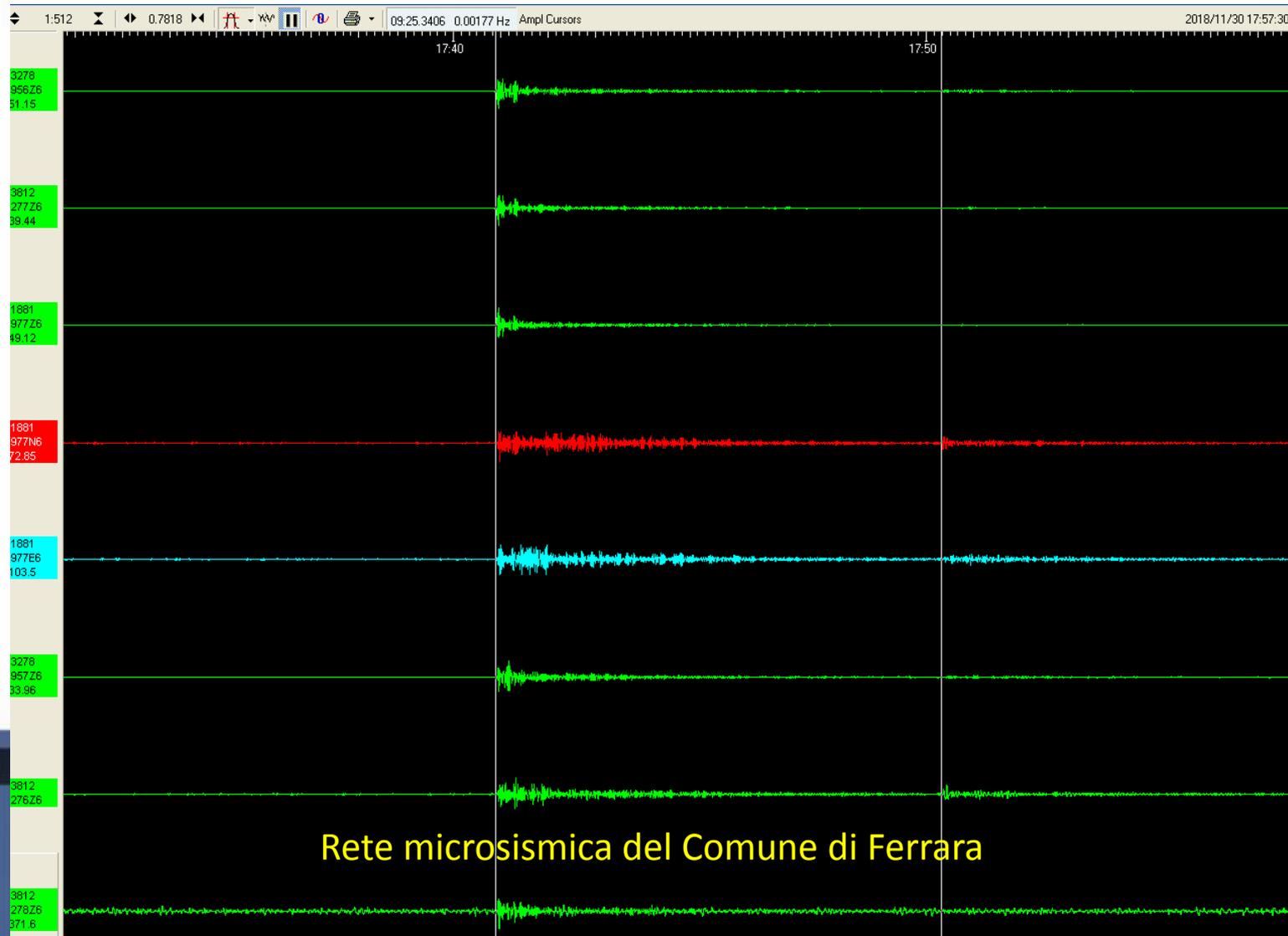
Le Coordinate sono: 44.66°N, 10.03° E. FERR00337. **Sismometro Elettromagnetico (Velocimetro)**



20171119 12:37:44 UTC (13:37:44IT) MI:4.4, prof. 22 km BW [3 –35 Hz], 121 km SW di stazione PON, 28 km SW di Parma (PR)

# Esempio terremoto lontano: telesisma

2018-11-30      mb 6.0      **Coordinate epicentro**      **Longitudine**      **Profondità:**  
 $T_0$ : **17:29:26(UTC)**      Mw:7.0      **Latitudine: 61.33**      -150.05      20 km



Rete microsismica del Comune di Ferrara

# Energia dell'onda elastica:

- L'onda elastica trasporta energia,
- L'energia elastica è definita con due termini:
  - (1) densità di energia
  - (2) intensità

(1) densità di energia:

è l'energia per unità di volume ( $dE$ )

**Energia totale =  $E_p + E_c$**

Posto,  $dm = \rho \cdot dV$  sia elemento di volume,

avremo l'energia istantanea,

$$dE = \frac{1}{2} \cdot dm \cdot V^2$$

e considerando la velocità,

$$V = \frac{du}{dt}$$

## Energia dell'onda elastica:

- L'onda elastica trasporta energia,
- L'energia elastica è definita con due termini:  
(1) densità di energia

$$dE = \frac{1}{2} \cdot \rho \cdot dV \cdot \left( \frac{du}{dt} \right)^2$$

Lo spostamento  $u$  di una particella soggetta al passaggio di un'onda elastica è considerato con buona approssimazione un movimento elastico, ovvero possiamo definirlo con una funzione di tipo sinusoidale:

$$u = A_0 \cdot \cos(\omega \cdot t + \phi) \quad \text{l'espressione } dE \text{ diventa,}$$

$$dE = \frac{1}{2} \cdot \rho \cdot dV \cdot \left( \frac{d(A_0 \cdot \cos(\omega \cdot t + \phi))}{dt} \right)^2$$

$$= \frac{1}{2} \cdot \rho \cdot dV \cdot (-A_0 \cdot \omega \cdot \text{sen}(\omega \cdot t + \phi))^2$$

$$= \frac{1}{2} \cdot \rho \cdot dV \cdot A_0^2 \cdot \omega^2 \cdot \text{sen}^2(\omega \cdot t + \phi)$$

Energia dell'onda elastica per unità di volume:

$$dE = \frac{1}{2} \cdot \rho \cdot dV \cdot A_0^2 \cdot \omega^2 \cdot \text{sen}^2(\omega \cdot t + \phi)$$

$$\frac{dE}{dV} = \frac{1}{2} \cdot \rho \cdot A_0^2 \cdot \omega^2 \cdot \text{sen}^2(\omega \cdot t + \phi)$$

Questa equazione raggiunge il valore massimo quando il  $\text{sen}=1$  ovvero tutta l'energia è cinetica per cui l'espressione diviene:

$$E = \frac{dE_{\max}}{dV} = \frac{1}{2} \cdot \rho \cdot A_0^2 \cdot \omega^2$$

densità di energia posseduta  
dall'unità di volume



$$E = \frac{1}{2} \cdot \rho \cdot A_0^2 \cdot (2\pi f)^2$$
$$E = 2 \cdot \pi^2 f^2 \rho \cdot A_0^2 \cdot$$

# Intensità d'energia ( $I$ )

- L'onda elastica trasporta energia,
- L'energia elastica è definita con due termini:

(1) densità di energia

(2) intensità ( $I$ )

È flusso  $I$  è l'energia che attraversa l'elemento di area  $dA$  nel tempo  $dt$

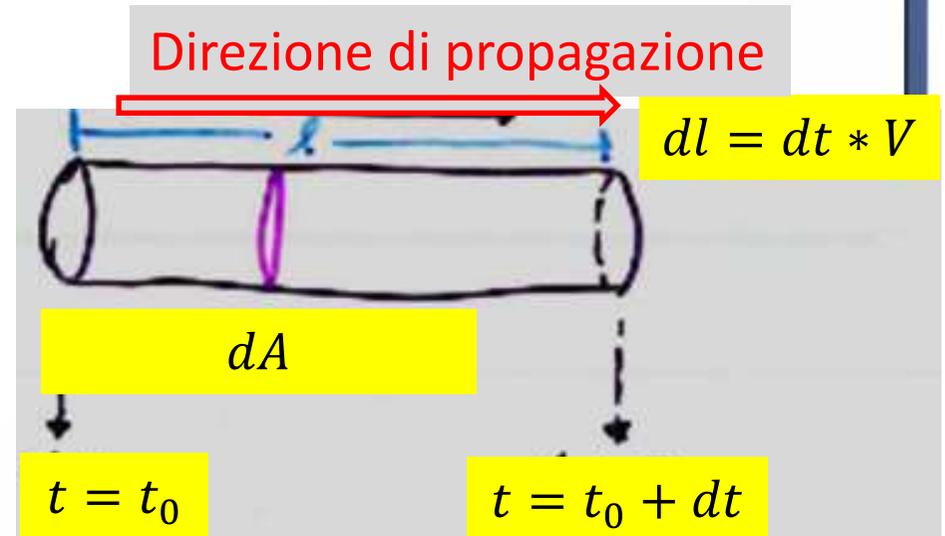
$$I = \frac{E \cdot dV}{dA \cdot dt}$$

Data la definizione dell'elemento di volume;

$$dV = dA \cdot dl$$

E per un moto armonico sinusoidale;

$$I = \frac{1}{2} \rho V \omega^2 A^2_0$$



L'intensità di energia diventerà:

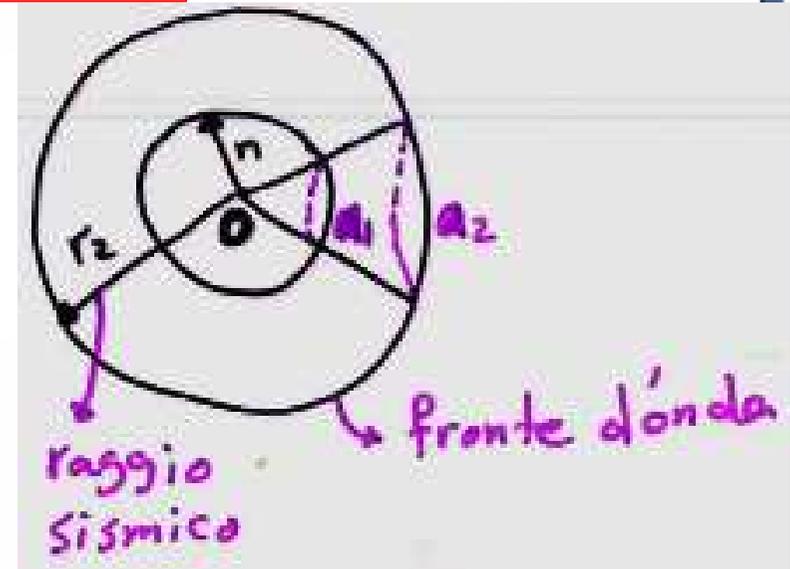
$$I = \frac{E \cdot \cancel{dA} \cdot \cancel{dl}}{\cancel{dA} \cdot dt} = E \cdot V$$

# Attenuazione onde elastiche:

Divergenza sferica:

Il fenomeno dell'allargamento del fronte d'onda

- L'energia emanata da una sorgente puntiforme **posta nel centro** della sfera sarà irradiata in tutte le direzioni formando **superfici sferiche** via via più grandi.,
- Le due aree ( **$a_1$**  e  **$a_2$** ) sono intersecate su queste superfici sferiche dallo stesso angolo solido con vertice nella sorgente,
- L'energia  $I_1 \cdot a_1 = I_2 \cdot a_2$



$$\begin{aligned} \text{Area} &= 2\pi r^2 \\ \text{Area} &= 2\pi r \end{aligned}$$

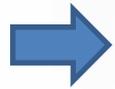
$$\frac{a_1}{a_2} = \frac{I_2}{I_1} \rightarrow \frac{a_1}{a_2} = \frac{r_1^2}{r_2^2} = \frac{I_2}{I_1} = \frac{E_2 V}{E_1 V} = \frac{A_{r_2}^2}{A_{r_1}^2} \rightarrow$$

$$\frac{A_{r_2}}{A_{r_1}} = \frac{r_1}{r_2}$$

# Attenuazione onde elastiche: Onde di volume e di superficie

Divergenza sferica:

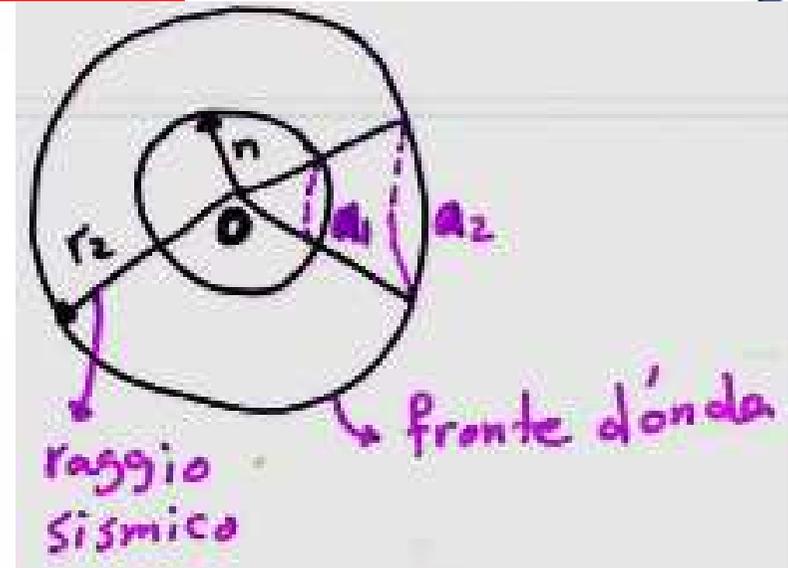
Il fenomeno dell'allargamento del fronte d'onda



$$\frac{A_{r_2}}{A_{r_1}} = \frac{r_1}{r_2}$$

**A, E e I** diminuiscono in modo **inversamente** proporzionale rispettivamente alla **distanza** ed al **quadrato della distanza** in **funzione dell'area**

$$A \propto \frac{1}{r} \quad I, E \propto \frac{1}{r^2}$$



$$\text{Area} = 2\pi r^2$$
$$\text{Area} = 2\pi r$$

# Attenuazione onde elastiche:

Divergenza sferica:

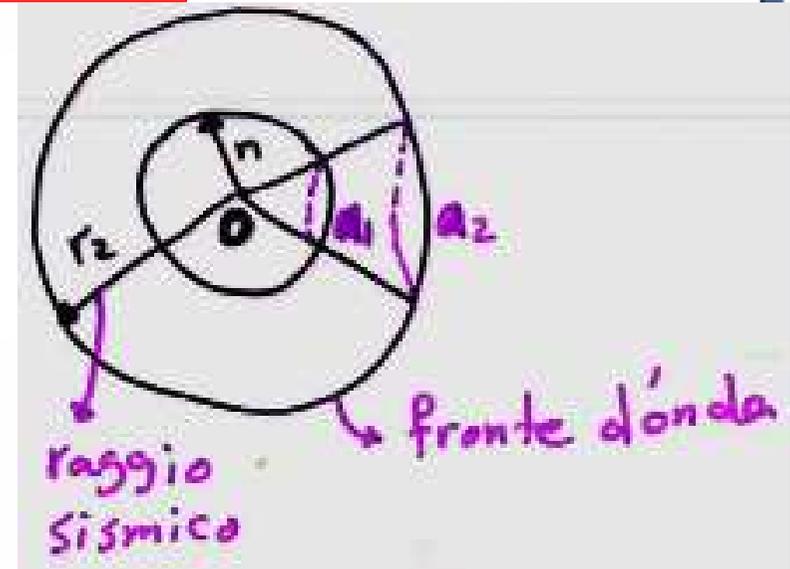
Il fenomeno dell'allargamento del fronte d'onda

- **Onde di volume (P ed S)**

$$A \propto \frac{1}{r} \quad I, E \propto \frac{1}{r^2}$$

- **Onde di superficie (R e L)**

$$A \propto \frac{1}{\sqrt{r}} \quad I, E \propto \frac{1}{r}$$



$$\text{Area} = 2\pi r^2$$

$$\text{Area} = 2\pi r$$

# Attenuazione onde elastiche:

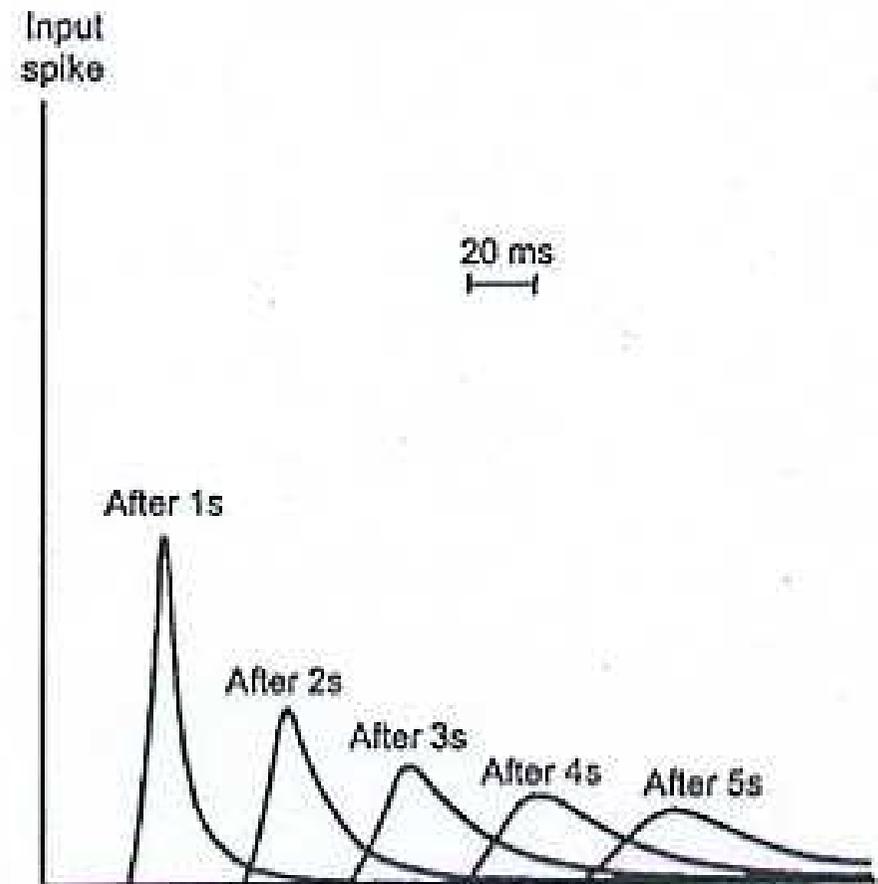
## Assorbimento dell'energia elastica ( $\alpha$ )

l'energia **E** ed ampiezza **A** subiscono una diminuzione a causa della trasformazione di parte dell'energia **in calore** dovuta all'**attrito** delle particelle solide (vibrazione delle particelle)

Nella figura è riportato il risultato della deformazione di un impulso elastico con la distanza per effetto dell'assorbimento anelastico ( $\alpha$ )

$$A_r = A_0 \frac{e^{-\alpha \cdot r}}{r}$$

Effetto combinato della distanza e dell'assorbimento



(Reynolds, 1997)

# Attenuazione onde elastiche:

## Assorbimento dell'energia elastica ( $\alpha$ )

Nella figura è riportato il risultato della deformazione di un impulso elastico con la distanza per effetto dell'assorbimento anelastico ( $\alpha$ ) che dipende da (1):

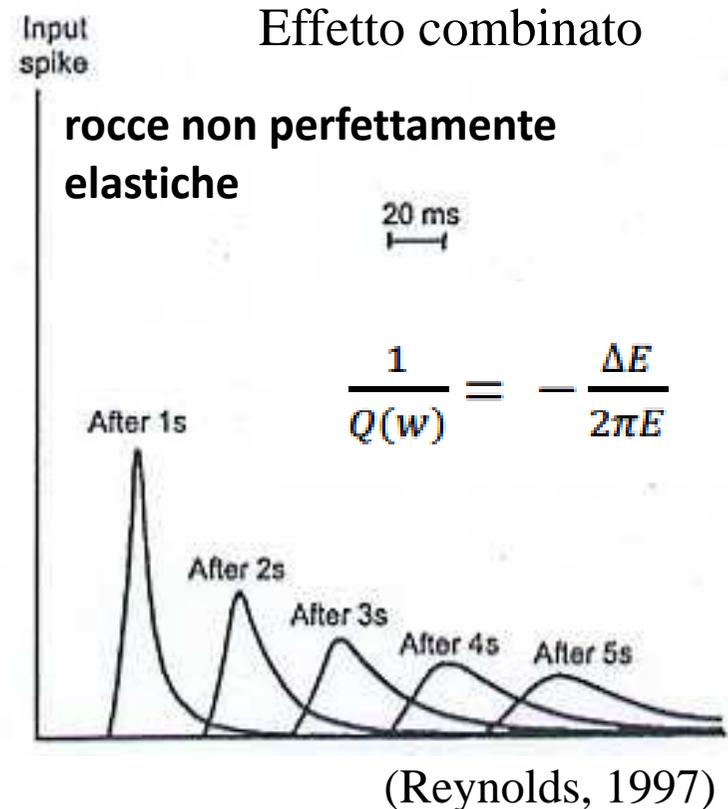
$$A_r = A_0 \frac{e^{-\alpha \cdot r}}{r}$$

- (1) caratteristiche geotecniche del mezzo,
- (2) frequenza  $f$  dell'onda,
- (3) Velocità di propagazione ( $V$ )

$$\alpha = \frac{\pi \cdot f}{QV} \quad (1)$$

**Q:** il fattore di qualità

Descrive il decremento dell'energia in funzione della  $\lambda$ , cioè  $2\pi/Q$ .



# Attenuazione onde elastiche:

## Assorbimento dell'energia elastica ( $\alpha$ ): riassumendo

$$\alpha = \frac{\pi \cdot f}{QV}$$

$Q$  è  $\frac{1}{\alpha}$ ,

$Q$  è dipendente dalla frequenza  
 $f$  ( $\omega$ ),

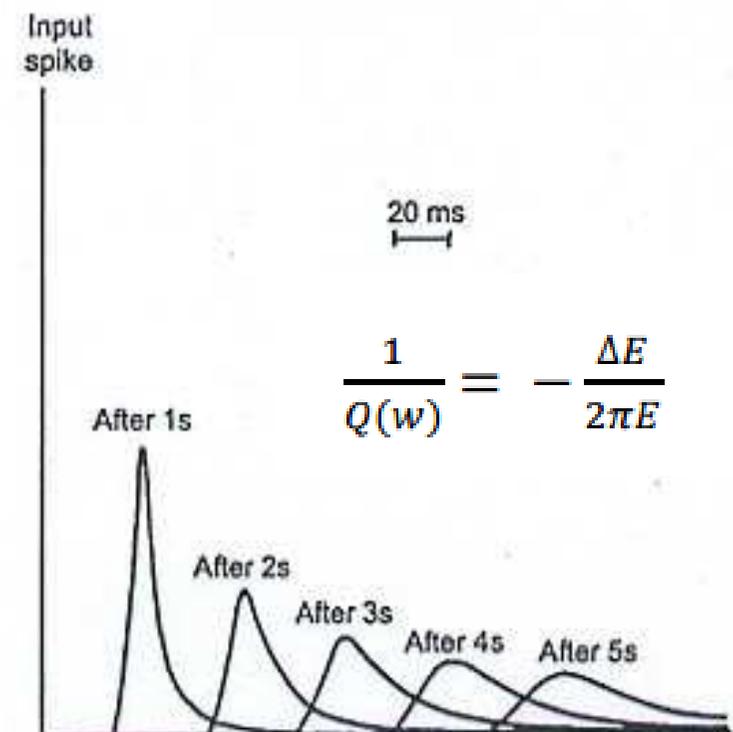
per cui una buona approssimazione tra  $Q$   
delle onde P e quelle delle onde S è:

- per onde con  $f > 1$  Hz

$$Q_{Vp} \cong 9/4 Q_{Vs}$$

- $Q$  è indipendente per  $f < 1$  Hz

rocce non perfettamente elastiche



(Reynolds, 1997)

# Attenuazione onde elastiche:

Assorbimento dell'energia elastica ( $\alpha$ ): effetto della frequenza

$$\alpha = \frac{\pi \cdot f}{QV}$$

## Esempio numerico :

$\alpha$  è proporzionale alla frequenza  
quindi anche alla lunghezza d'onda  $\lambda$   
**è costante per ogni tipo di roccia**

Tipo roccia: argilliti

$V_p = 2330$  m/s

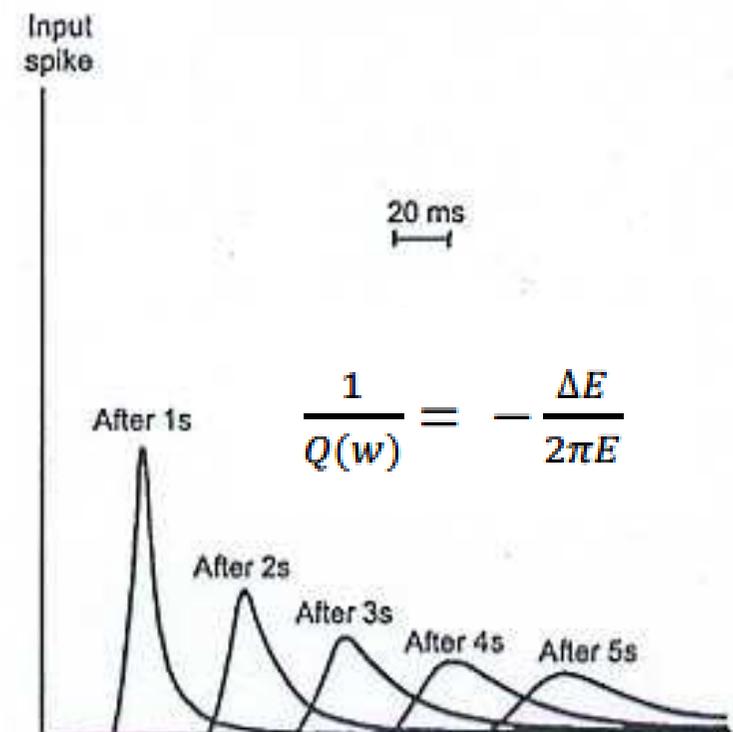
Spessore: 1200 m

$\alpha = 0.85$  dB/ $\lambda$

Frequenza segnale alla sorgente:

- 10 Hz  $\rightarrow$  l'onda perde 0.85db/233m
- 30 Hz  $\rightarrow$  l'onda perde 0.85db/79 m

rocce non perfettamente elastiche



(Reynolds, 1997)

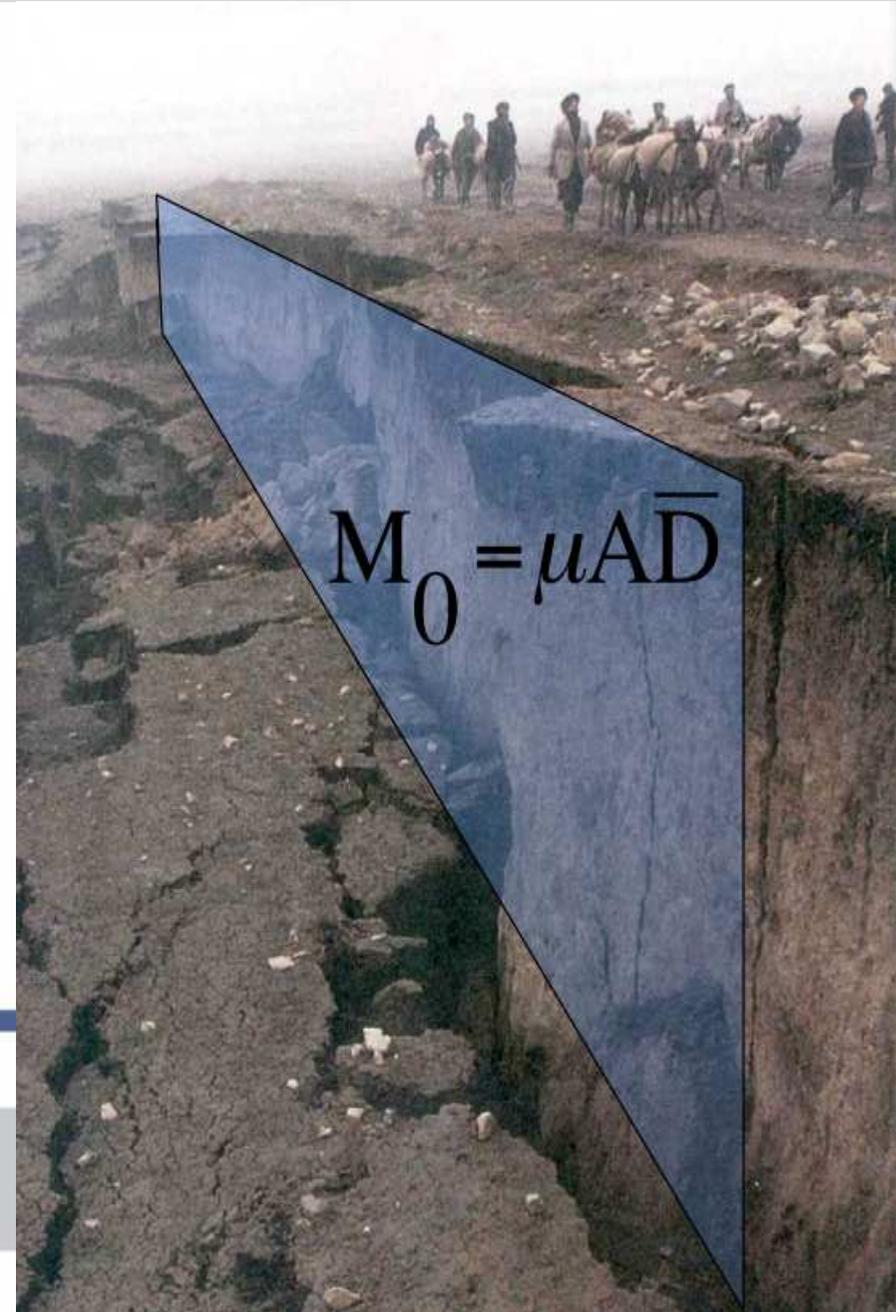


Forti terremoti e Faglie Attive e Capaci  
FAC

# Scale di intensità e di magnitudo

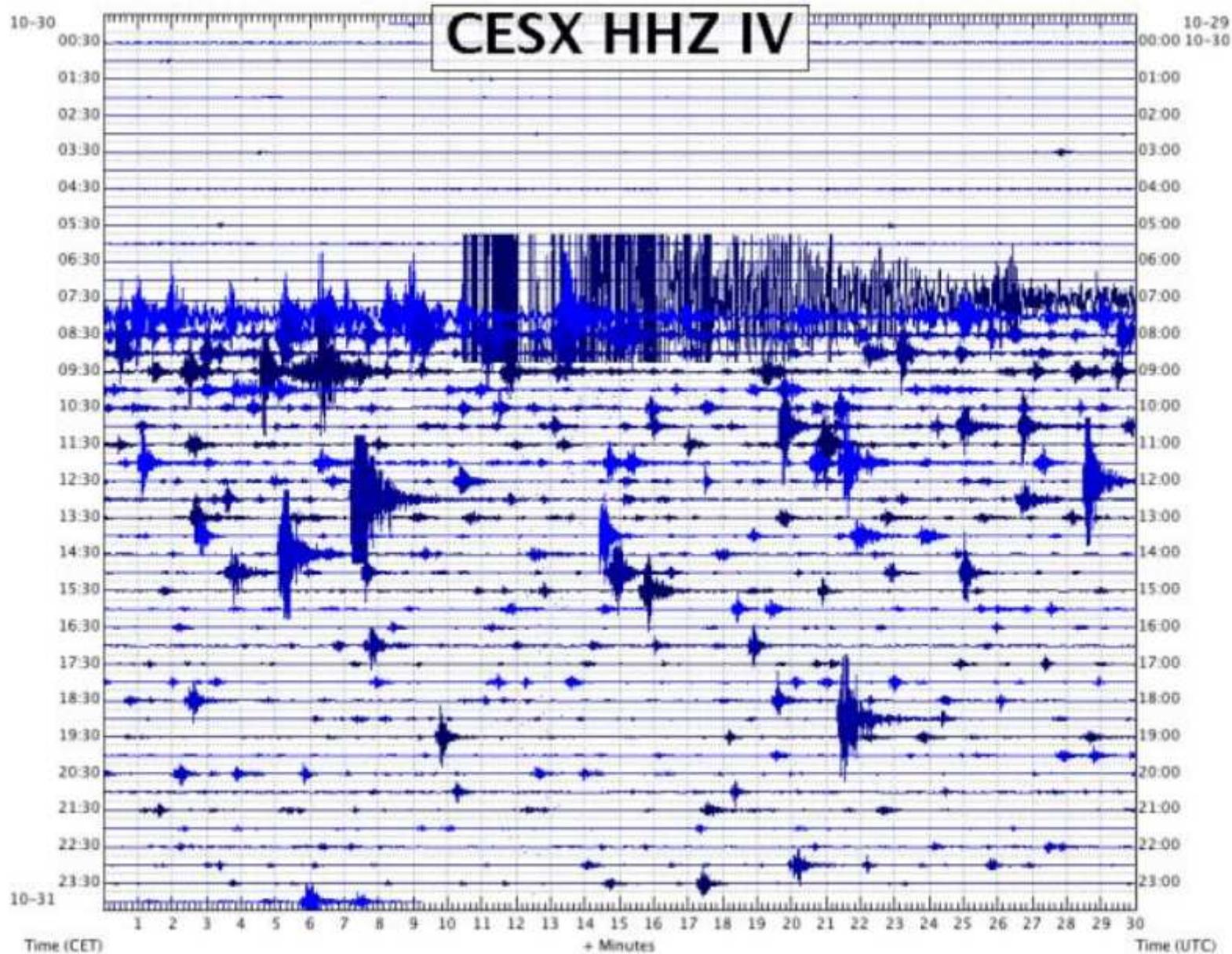


La frattura alla base del piano di faglia sul monte Vettore (foto dal sito dell'Ingv)



# Scale di intensità e di magnitudo





**Figura 2 -** Sismogramma giornaliero del sismografo CESX a Cesi, Terni, ogni riga rappresenta 30 minuti; è ben visibile il terremoto principale delle 6:40 UTC.

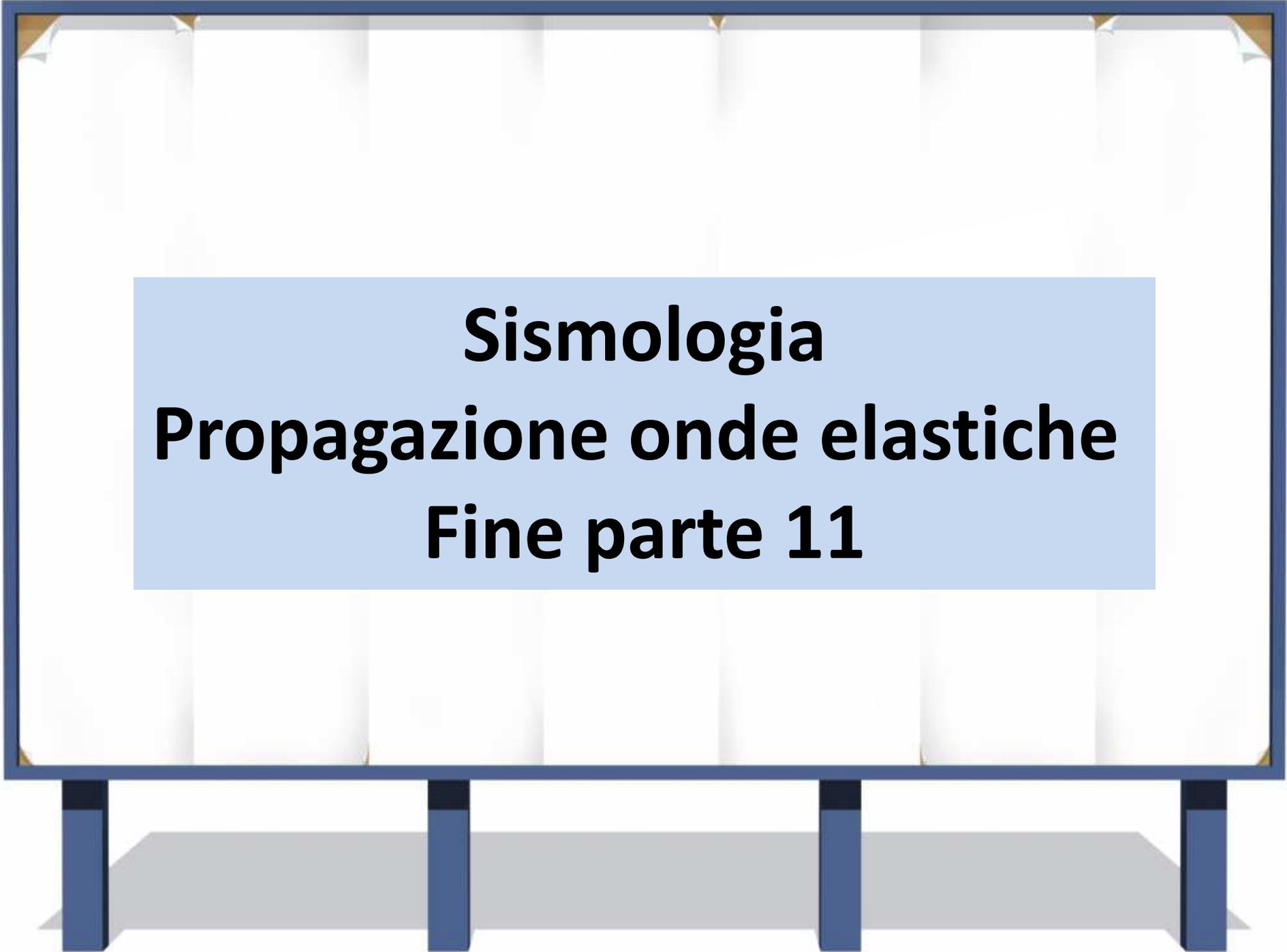
## Classificazione dei terremoti – profondità ipocentrale

Profondità ipocentro (h):

Superficiali  $h < 70 \text{ km}$

Intermedi  $70 \text{ km} > h < 300 \text{ km}$

Profondi  $h > 300 \text{ km}$



**Sismologia**  
**Propagazione onde elastiche**  
**Fine parte 11**