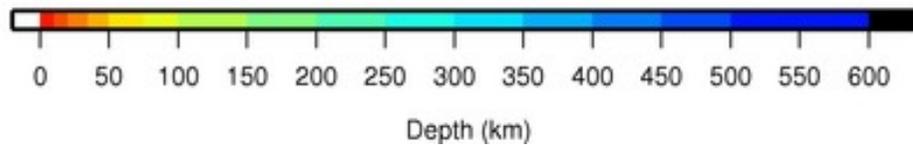
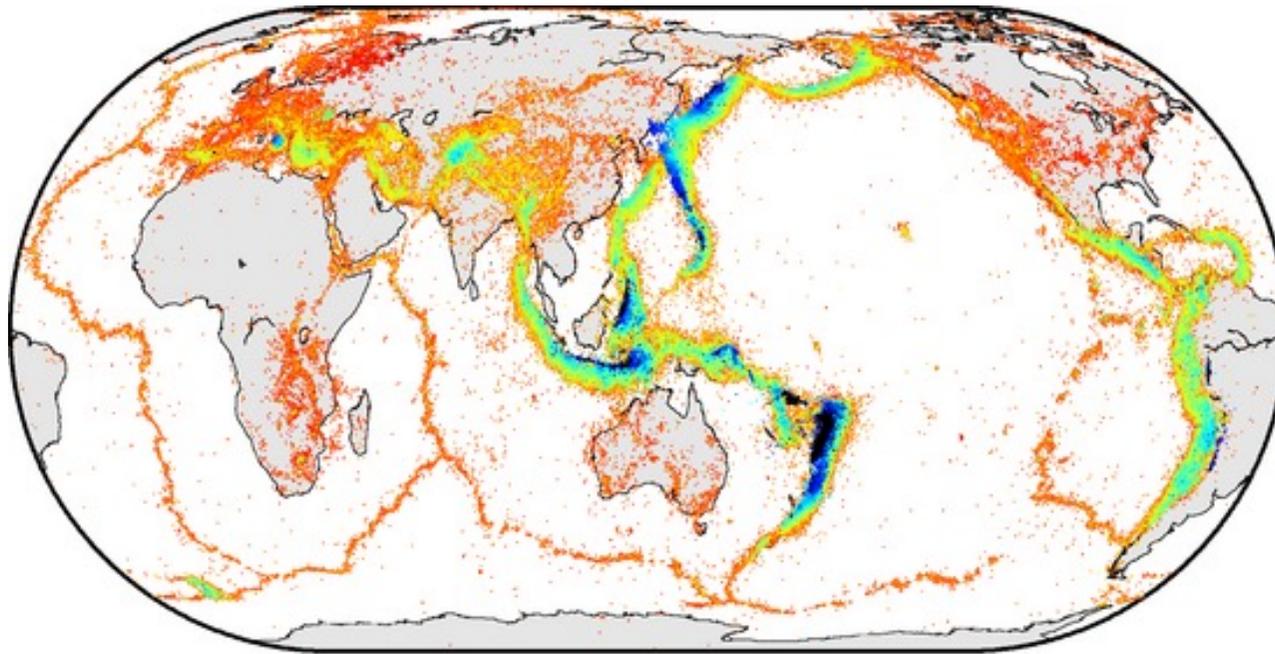


SISMOLOGIE ET TRAITEMENT DU SIGNAL

Localisation et Magnitude des Séismes

Sophie Peyrat

Bat 22, 4eme étage, sophie.peyrat@umontpellier.fr



ISC loc: 1964-présent
 98% de la sismicité se produit
 en limite de plaque tectonique

Pourquoi localiser et déterminer la magnitude?

À court terme:

- Evaluation des dégâts probables, préparation des secours, évacuation des bâtiments....
- Mise en alerte (tsunami)

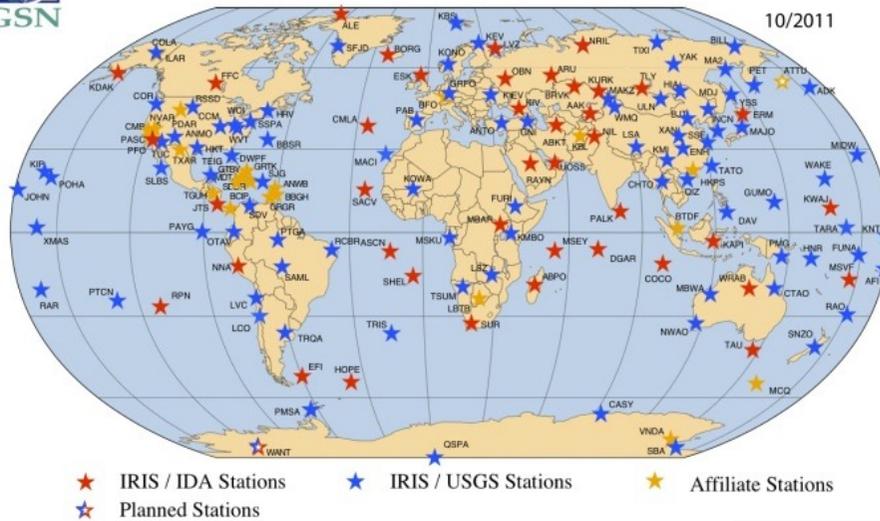
A long terme:

- Identifier les zones actives (recherche + aléa)
- Profondeur -> géométrie des structures
- Comprendre la dynamique terrestre

Quels réseaux pour localiser les séismes ?

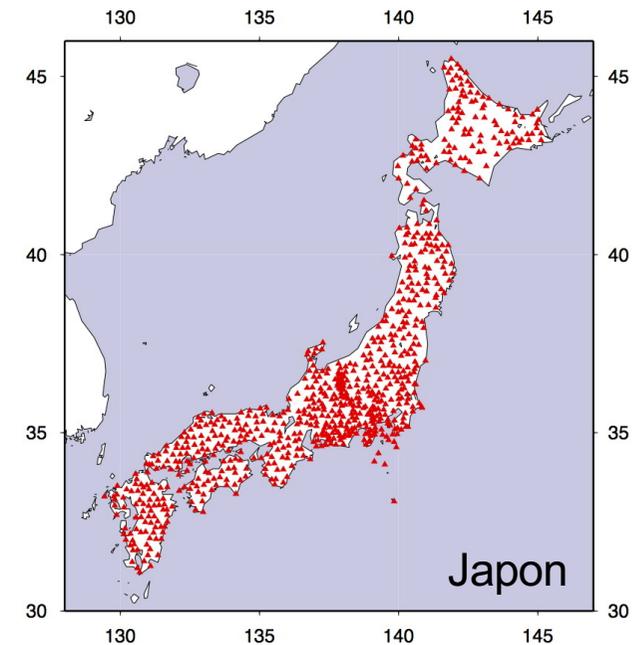


GLOBAL SEISMOGRAPHIC NETWORK



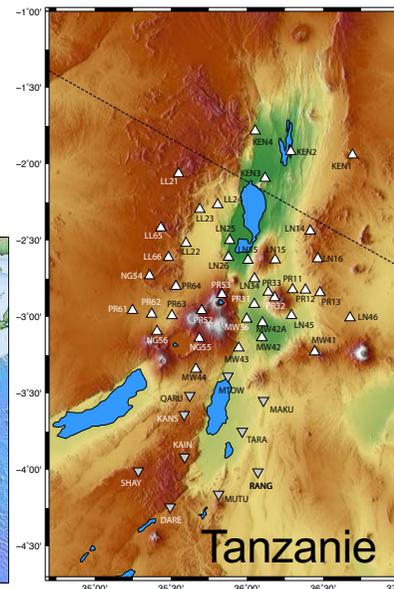
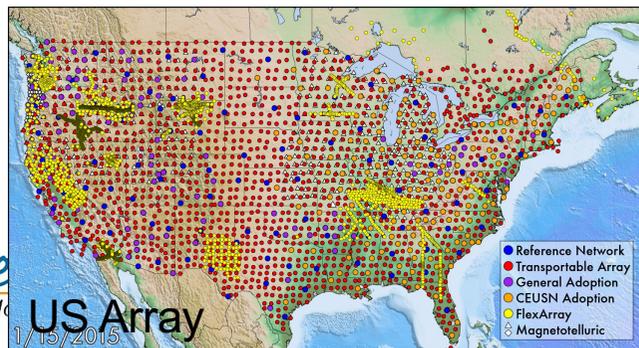
Réseaux mondiaux permanents

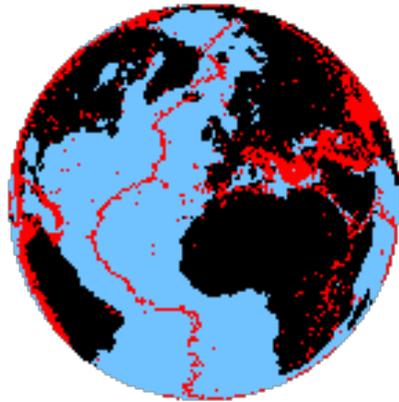
- internationaux
- nationaux



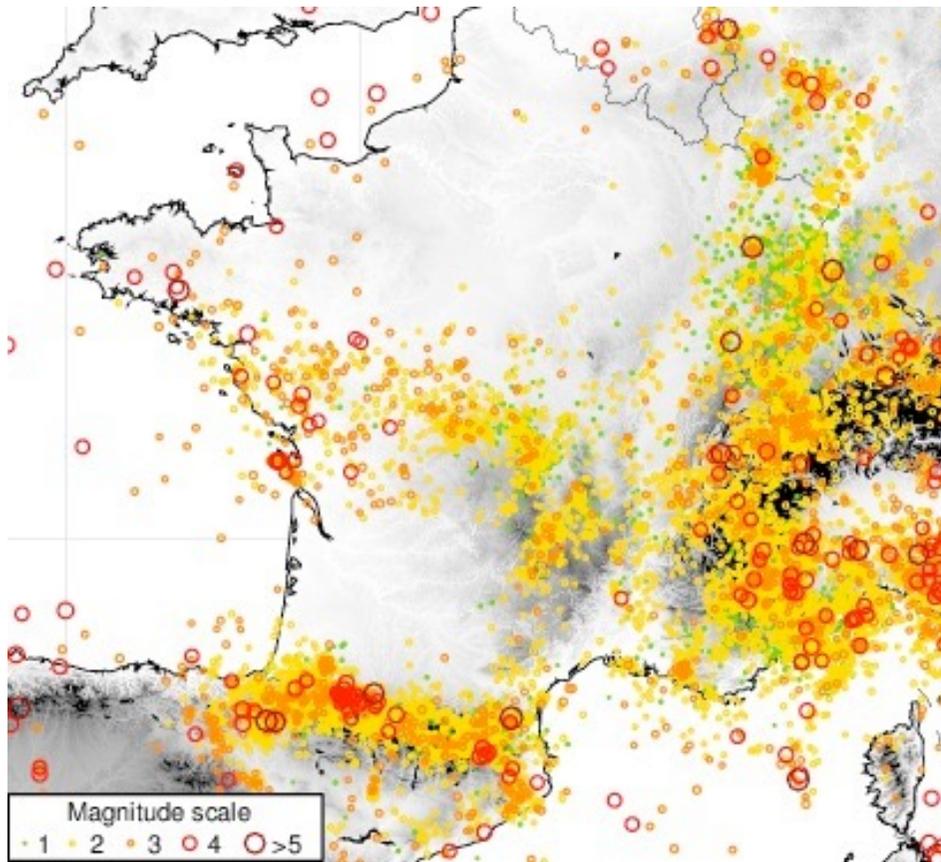
Réseaux temporaires

- 1 à 2 ans
- + ou - étendus

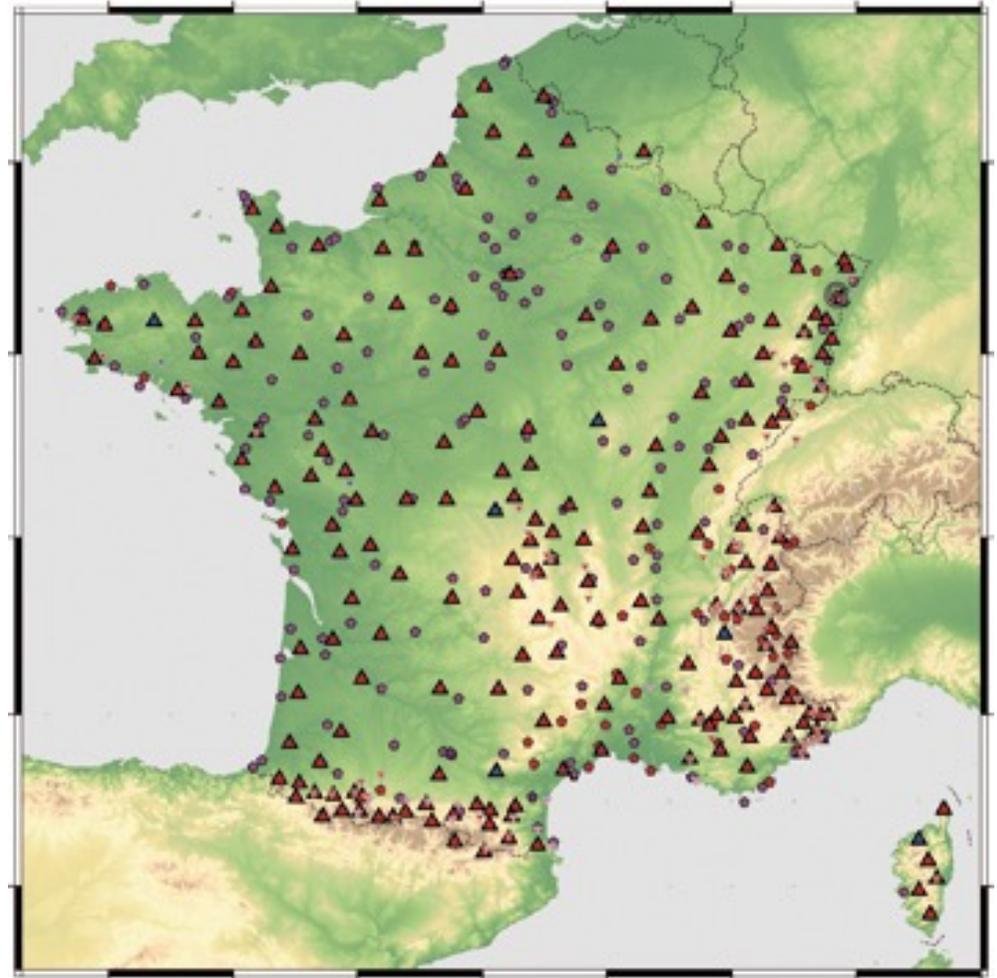




Sismicité

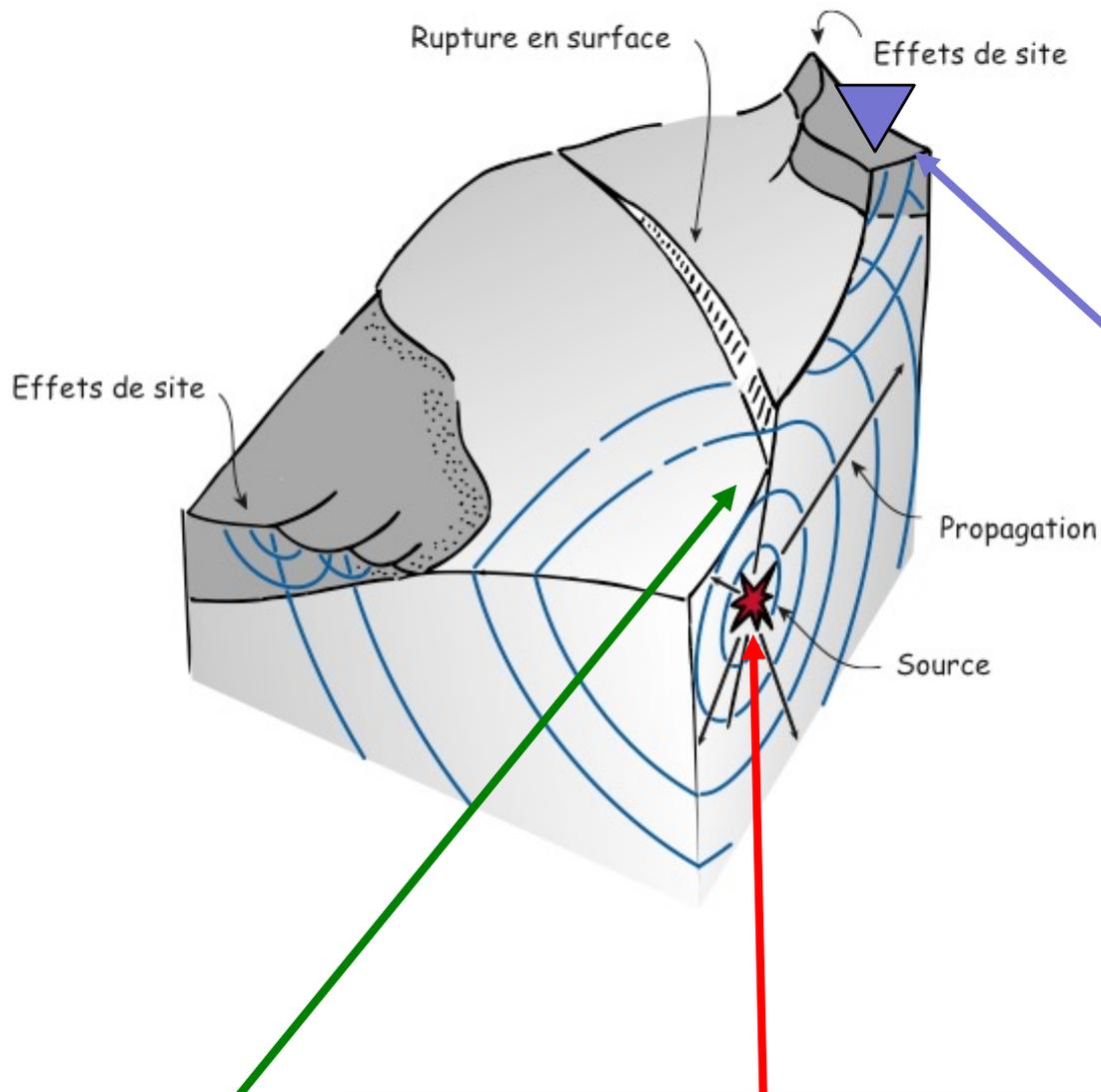


Projet RESIF-EPOS



Projet Resif - horizon 2020





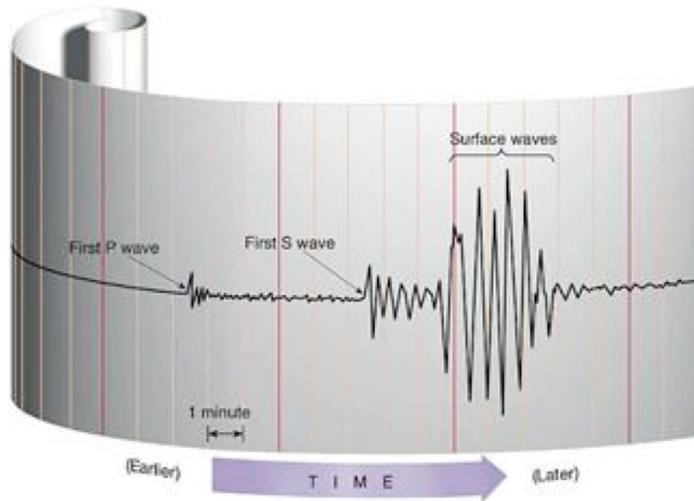
La **STATION** :
Les signaux enregistrés sont la combinaison d'effets liés :

- Source
- Propagation des ondes
- Effets de sites
- Instrument

Le **FOYER (ou Hypocentre)** est le point sur la faille où s'initie le séisme.

L'ÉPICENTRE est la projection sur la surface du sol de l'hypocentre.

Ondes sismiques



P (PREMIÈRES ONDES): Ondes de Compression

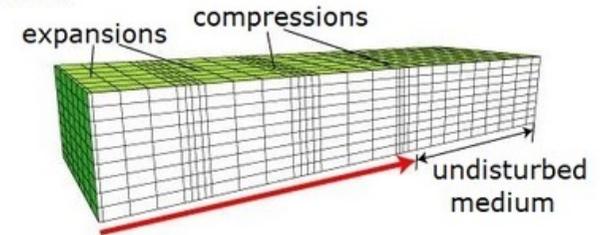
S (ONDES SECONDAIRES): Ondes de cisaillement

LOVE : 3ème ondes à arriver
Mvt perpendiculaire à
la propagation.

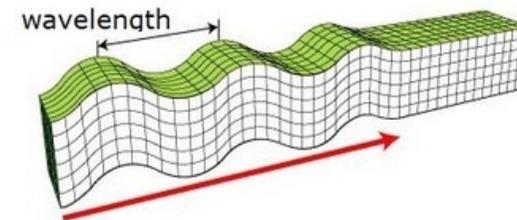
RAYLEIGH : les plus lentes
Mvt elliptique rétrograde

Ondes de volumes (P et S) Ondes de surface (L et R)

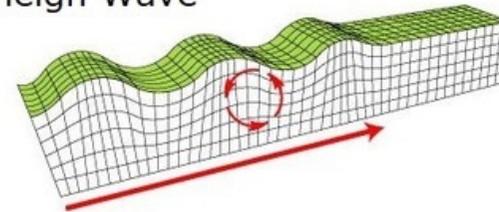
P wave



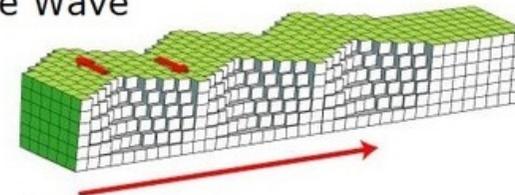
S Wave



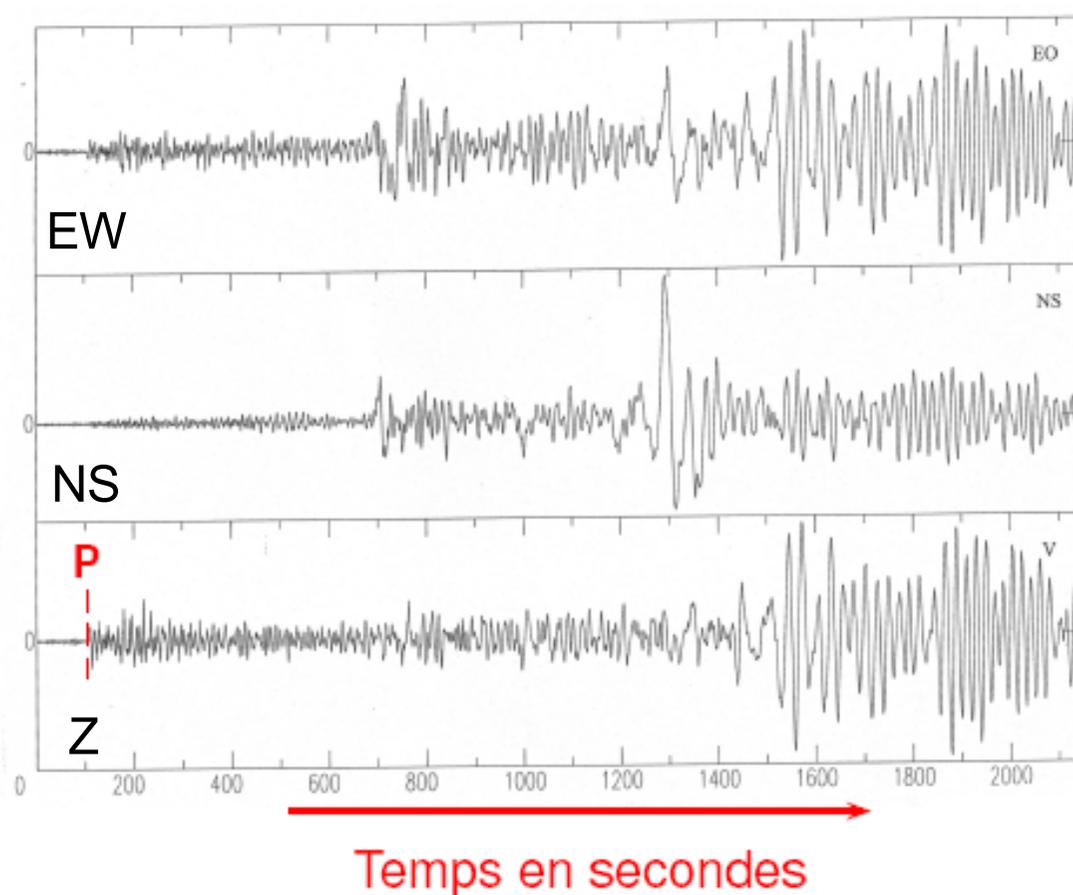
Rayleigh Wave



Love Wave

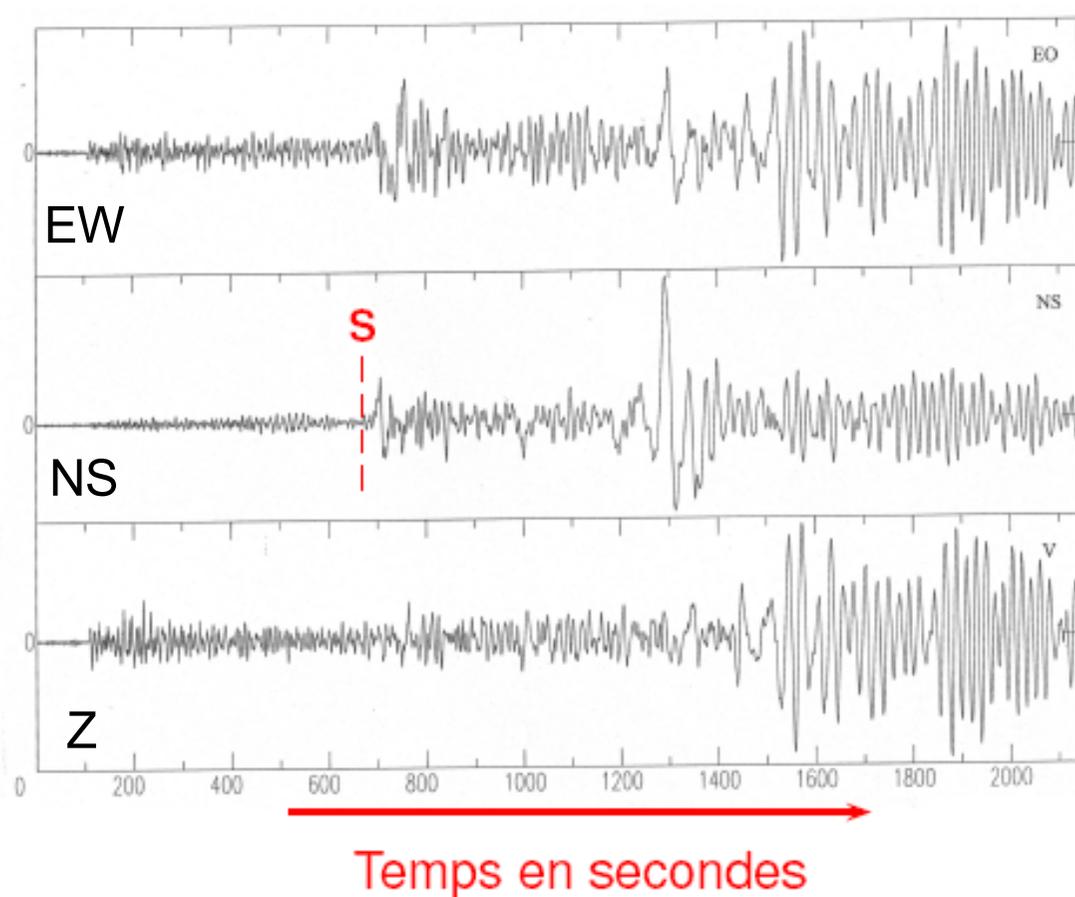


Identification des ondes



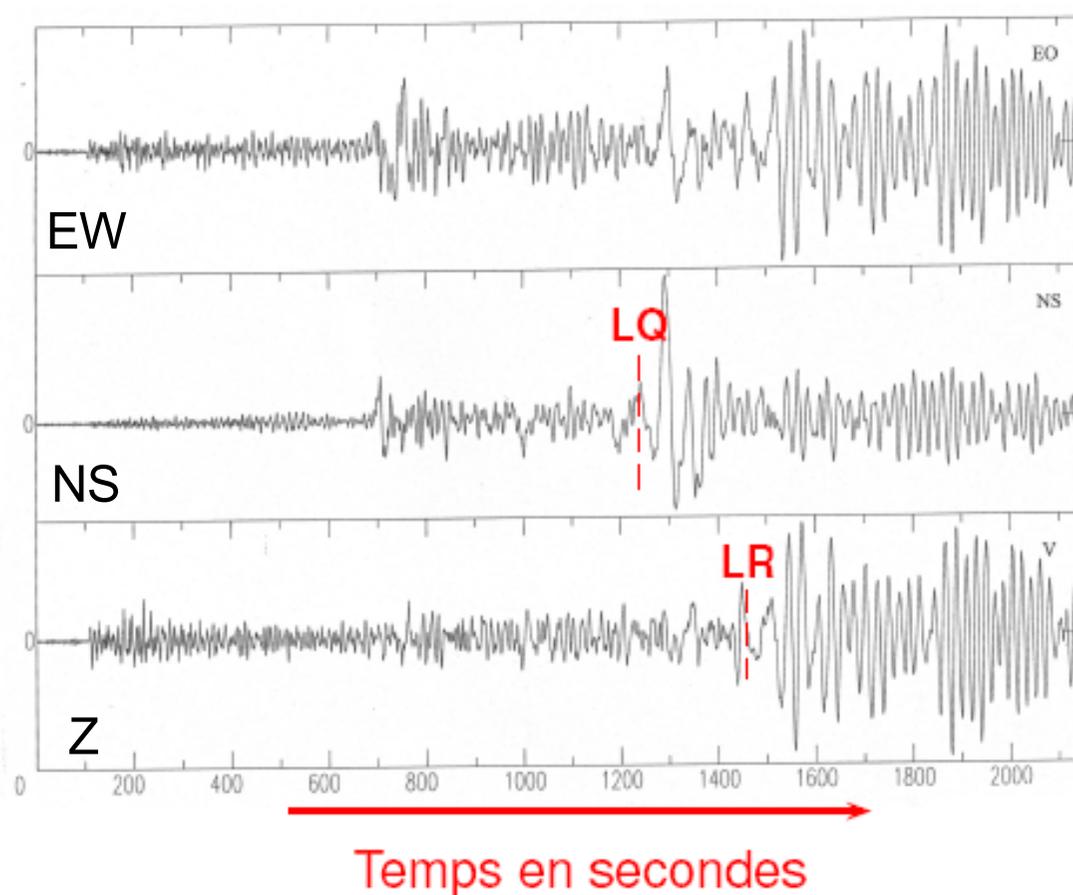
- Meilleure lecture sur la verticale
- Première arrivée en temps
- Contenu haute fréquence ~1 Hz (1s)

Identification des ondes



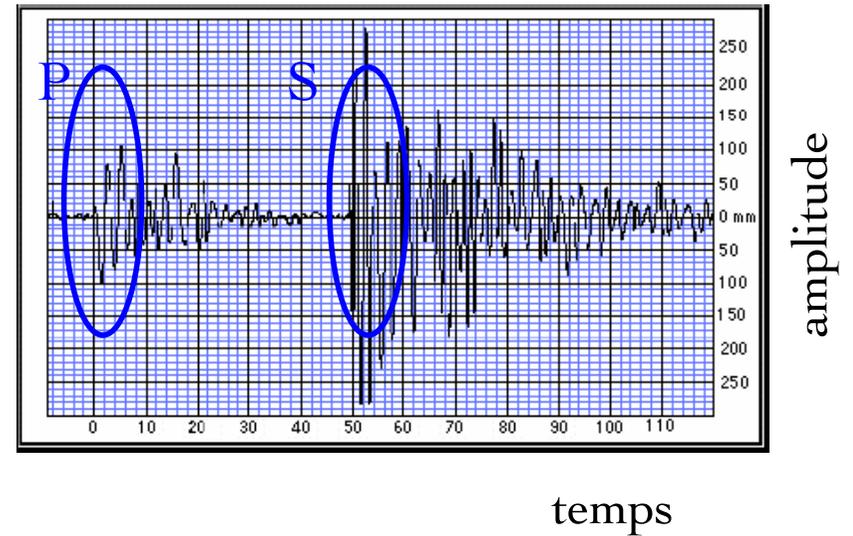
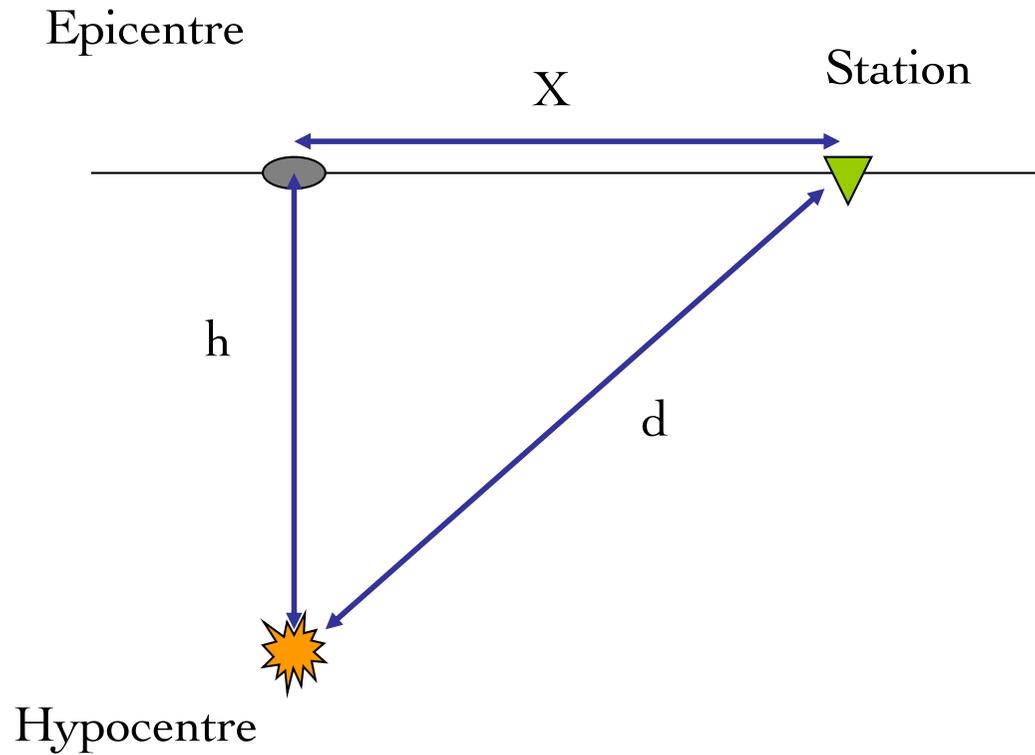
- Meilleure lecture sur les horizontales
- Arrivée après l'onde P
- Contenu haute fréquence plus bas ~ 0.25 Hz (4s)

Identification des ondes



- Lecture sur la verticale pour Rayleigh (LR) sur les horizontales pour Love (LQ)
- Les ondes de Love arrivent avant les Rayleigh
- Contenu basse fréquence ~ 0.1 Hz (10s)

Localisation d'un séisme

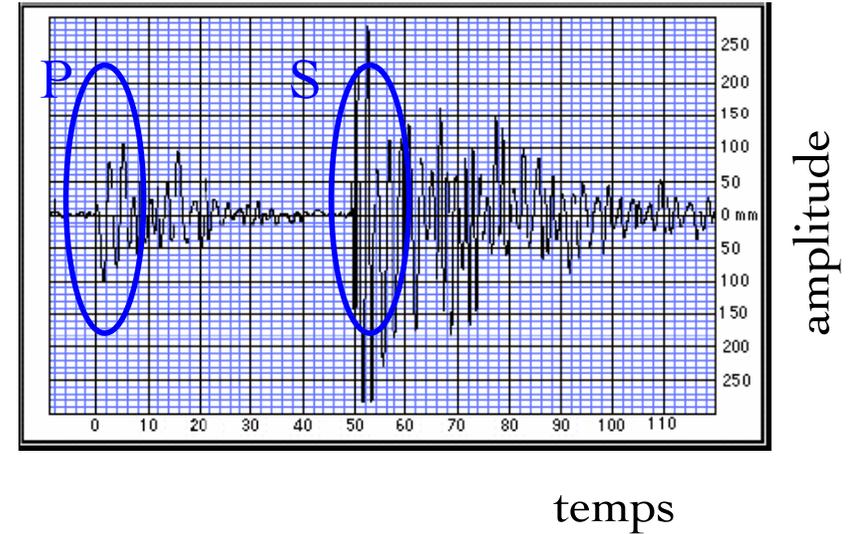
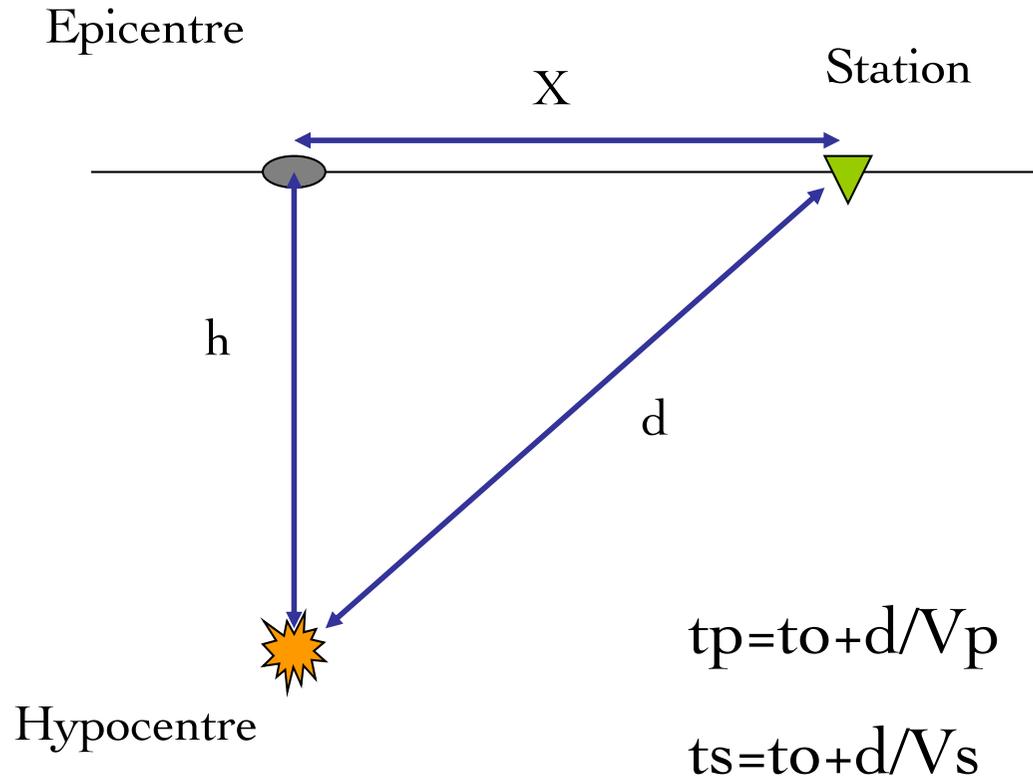


On cherche d...

Que mesure-t-on ?

Que sait-on ?

Localisation d'un séisme



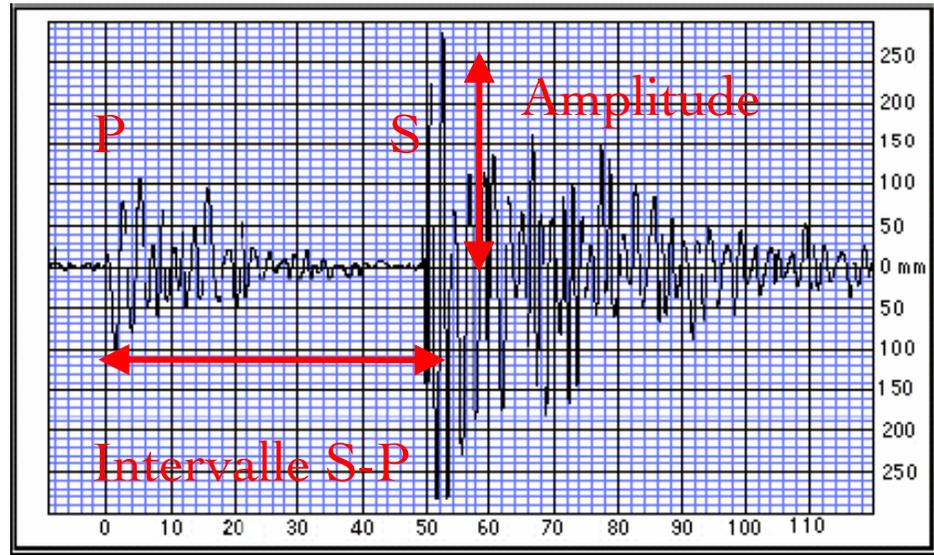
4 inconnues: latitude, longitude, profondeur, temps origine



En pratique: 3 écarts ($t_s - t_p$)

Localisation d'un séisme

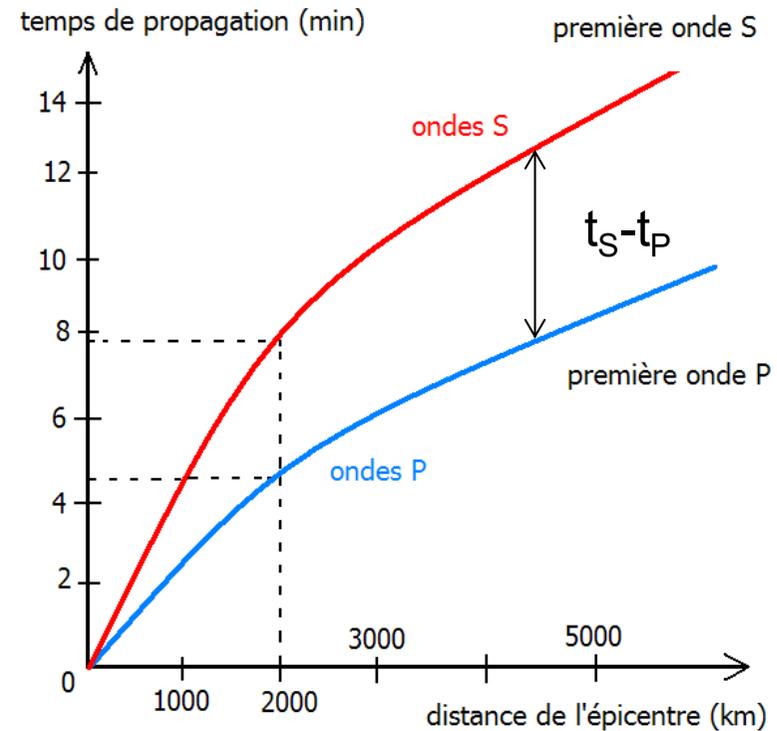
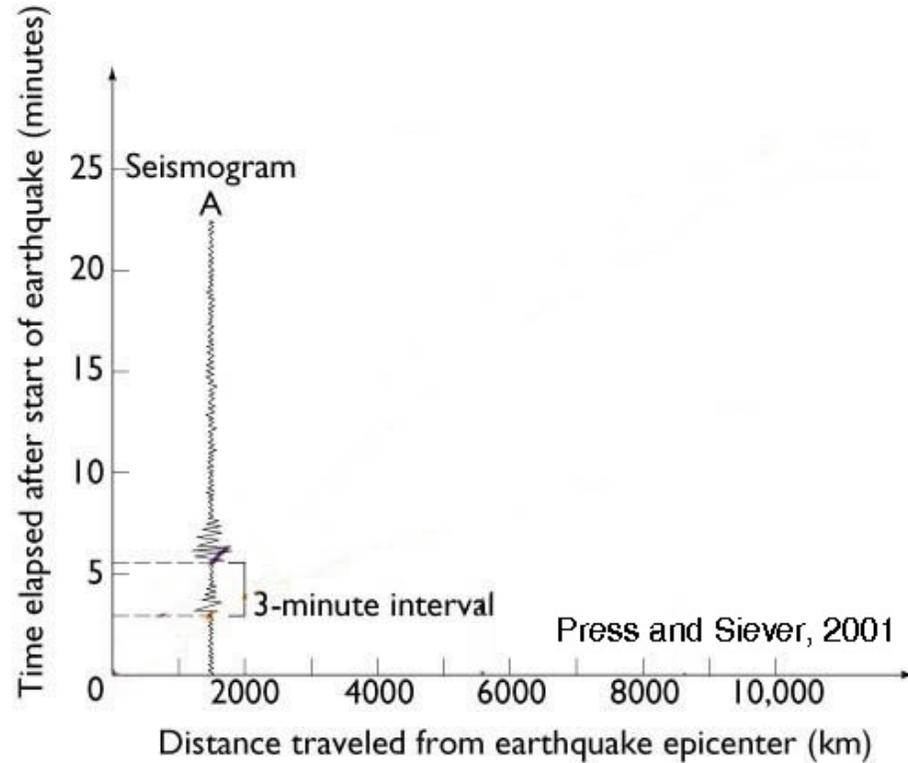
$$d = \frac{(t_S - t_P)}{\left(\frac{1}{V_S} - \frac{1}{V_P}\right)}$$



temps

$d_{\text{km}} = \text{cte.} \cdot (t_s - t_p)_{\text{sec}}$ avec $\text{cte} = 3.5 \text{ à } 8.2$

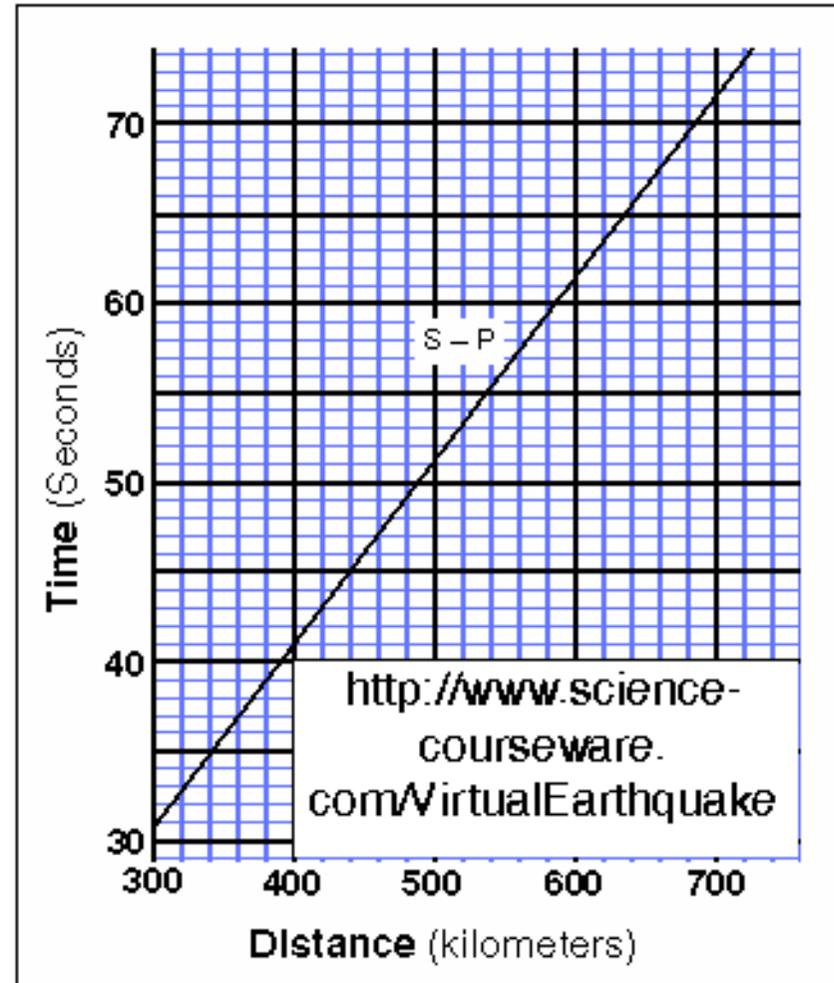
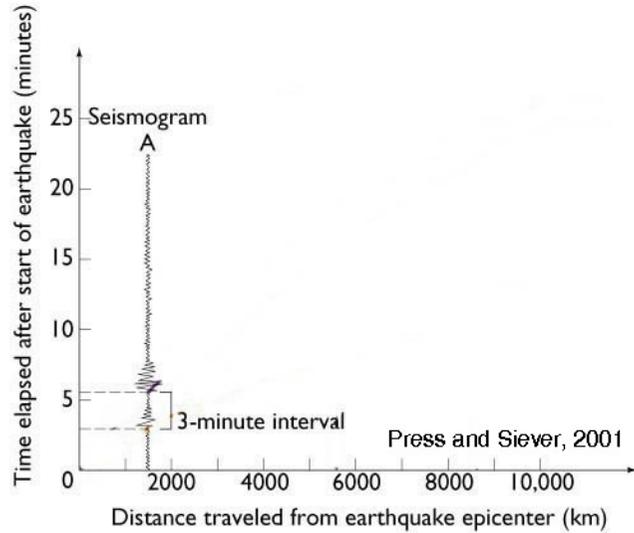
Localisation d'un séisme



Le temps $t_S - t_P$ augmente avec la distance épacentrale

Quand les vitesses ne sont pas connues, on utilise pour déterminer d , des abaques, c'est-à-dire des courbes établies expérimentalement permettant graphiquement et rapidement d'obtenir une valeur.

Localisation d'un séisme

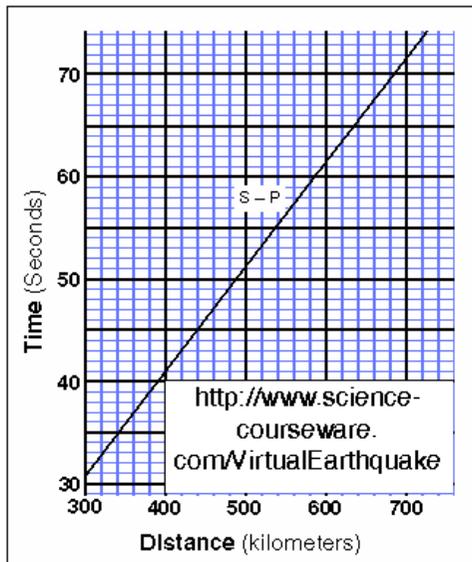
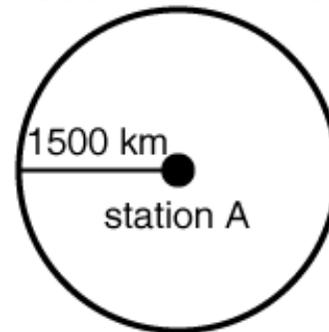
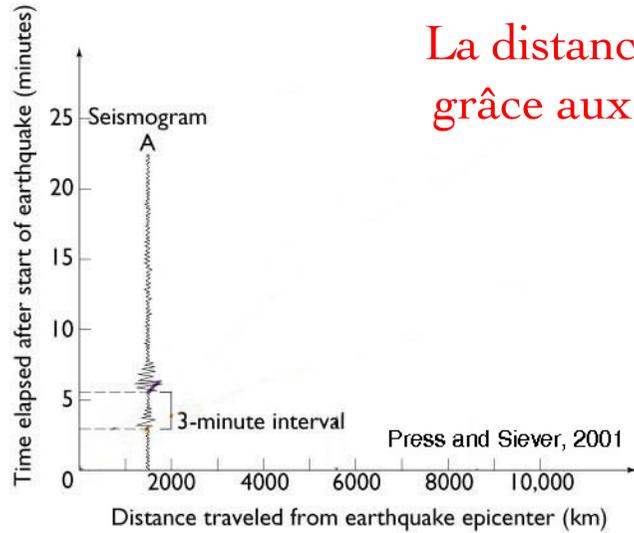


Distances Régionale

Localisation d'un séisme

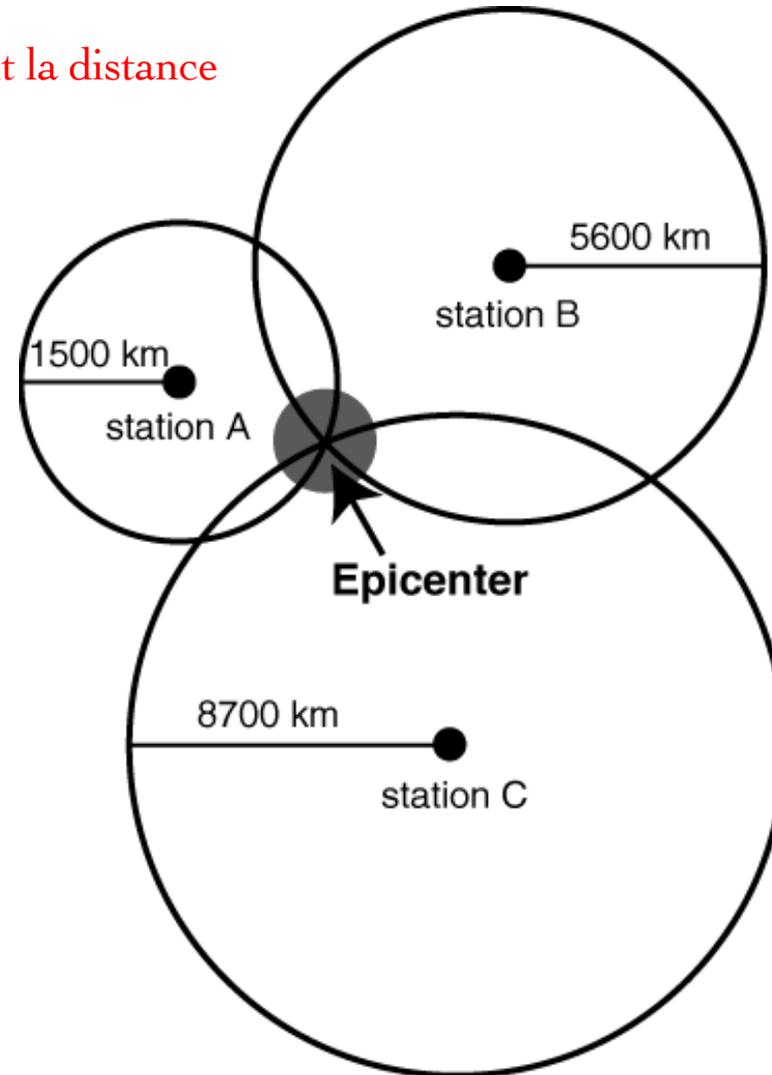
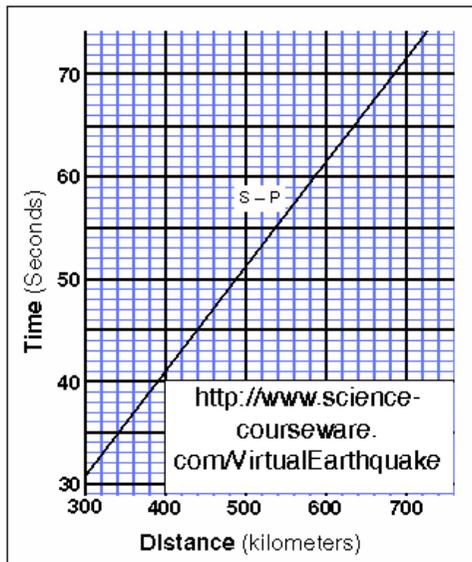
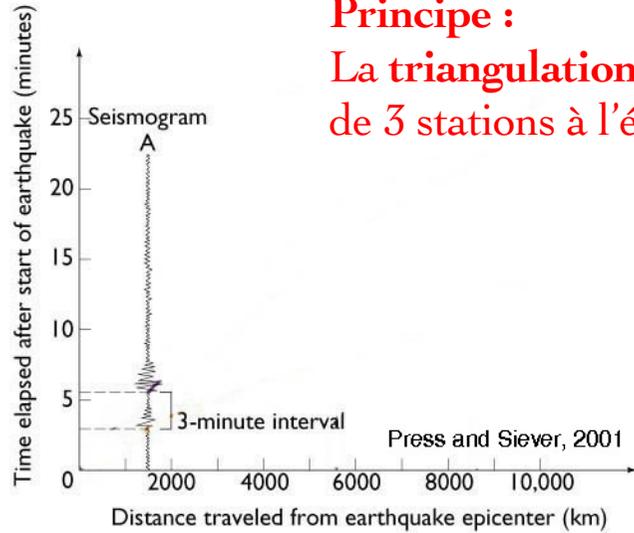
La distance est calculée,
grâce aux hodochrones

3 minutes P-S time =
1500 km distance

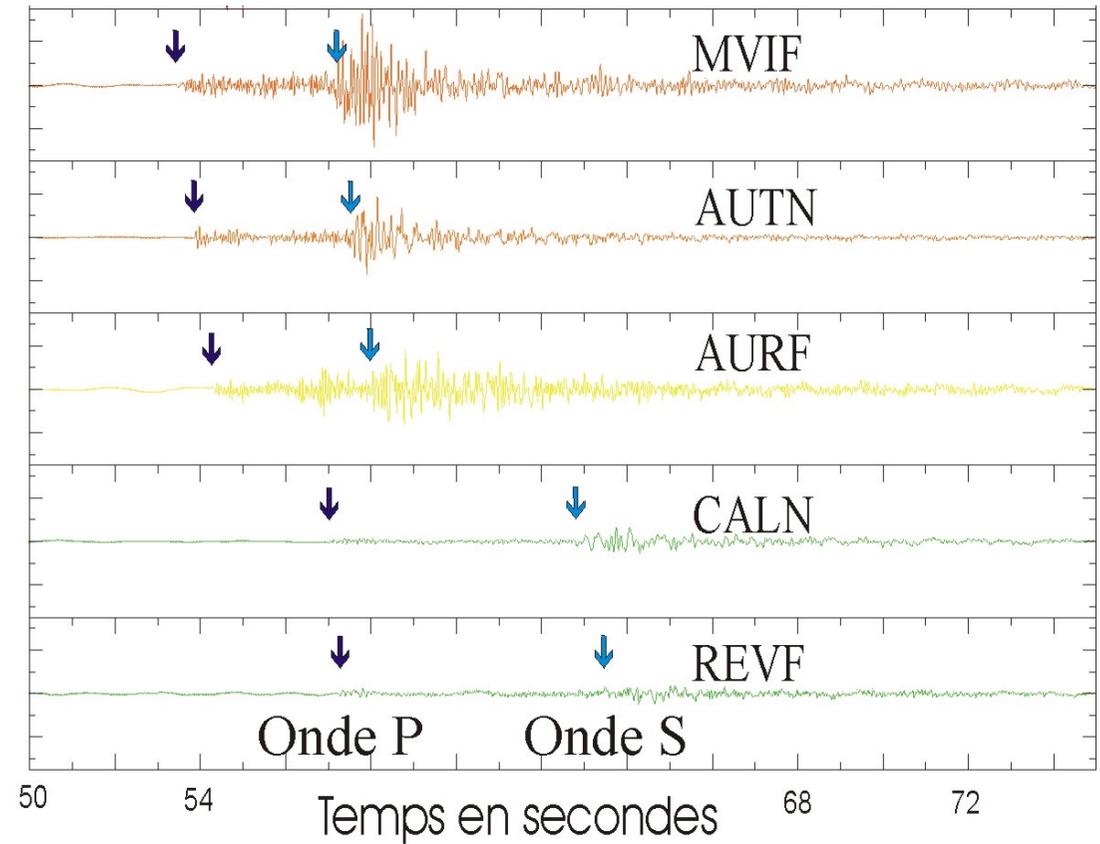
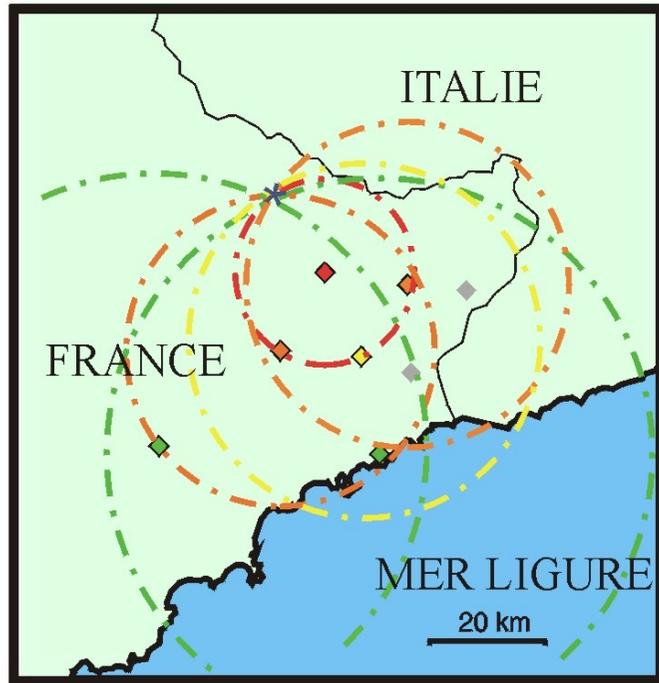


Localisation d'un séisme

Principe :
La triangulation, en évaluant la distance de 3 stations à l'épicentre.



Exemple de localisation d'un séisme de la région niçoise



Localisation d'un séisme

Méthode des hyperboles

- 3 stations minimum
- Ondes P uniquement

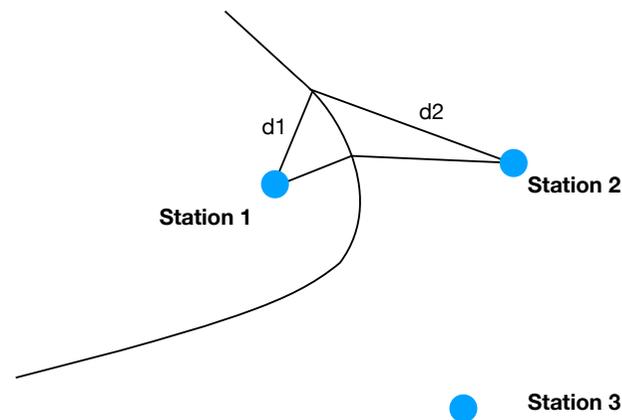
$$\begin{array}{l} t_1 = t_0 + d_1/V_p \\ t_2 = t_0 + d_2/V_p \end{array} \quad \longrightarrow \quad d_2 - d_1 = (t_2 - t_1) \cdot V_p = \text{cste}$$

Localisation d'un séisme

Méthode des hyperboles

- 3 stations minimum
- Ondes P uniquement

$$\begin{aligned} t_1 &= t_0 + d_1/V_p \\ t_2 &= t_0 + d_2/V_p \end{aligned} \quad \Rightarrow \quad d_2 - d_1 = (t_2 - t_1) \cdot V_p = \text{cste}$$

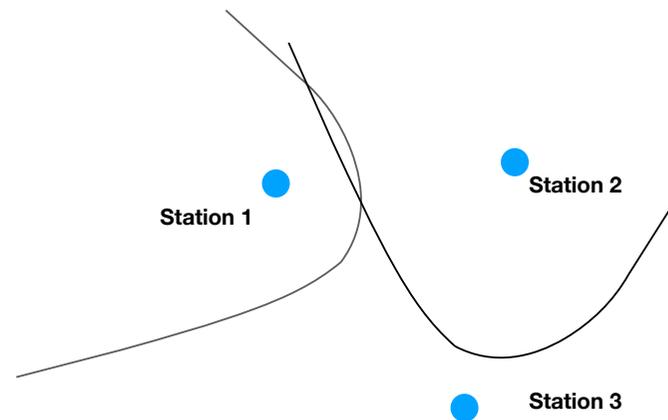


Localisation d'un séisme

Méthode des hyperboles

- 3 stations minimum
- Ondes P uniquement

$$\begin{aligned} t_1 &= t_0 + d_1/V_p \\ t_2 &= t_0 + d_2/V_p \end{aligned} \quad \Rightarrow \quad d_2 - d_1 = (t_2 - t_1) \cdot V_p = \text{cste}$$

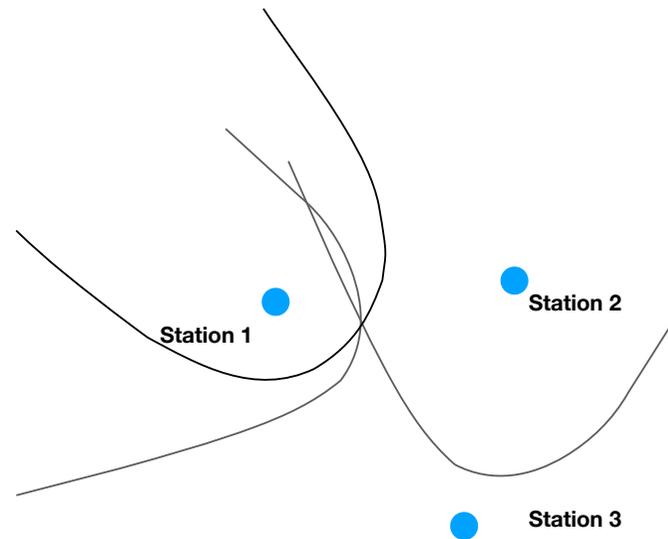


Localisation d'un séisme

Méthode des hyperboles

- 3 stations minimum
- Ondes P uniquement

$$\begin{aligned} t_1 &= t_0 + d_1/V_p \\ t_2 &= t_0 + d_2/V_p \end{aligned} \quad \longrightarrow \quad d_2 - d_1 = (t_2 - t_1) \cdot V_p = \text{cste}$$

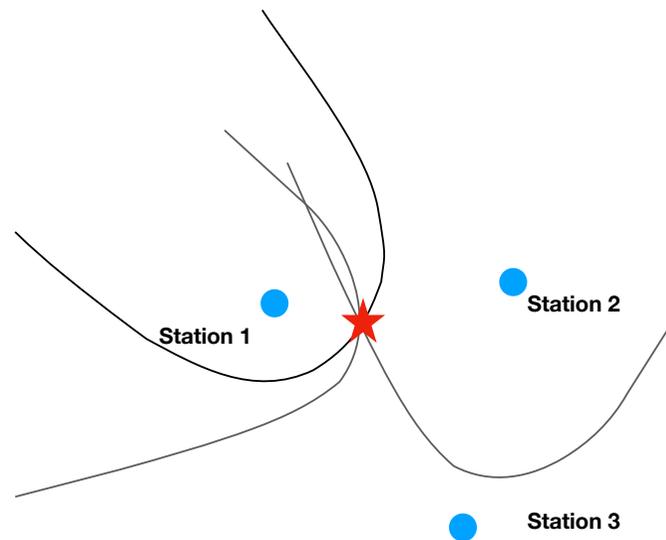


Localisation d'un séisme

Méthode des hyperboles

- 3 stations minimum
- Ondes P uniquement

$$\begin{aligned} t_1 &= t_0 + d_1/V_p \\ t_2 &= t_0 + d_2/V_p \end{aligned} \quad \longrightarrow \quad d_2 - d_1 = (t_2 - t_1) \cdot V_p = \text{cste}$$



Localisation d'un séisme

Estimation de la profondeur :

- Nécessite des phases de profondeur (pP, PP)
- $t_{pP} - t_P$ varie peu avec la distance mais beaucoup avec la profondeur
- Utilisation des tables ou des modèles de Terre (grande échelle ou petites échelles)
- Très mauvaise précision

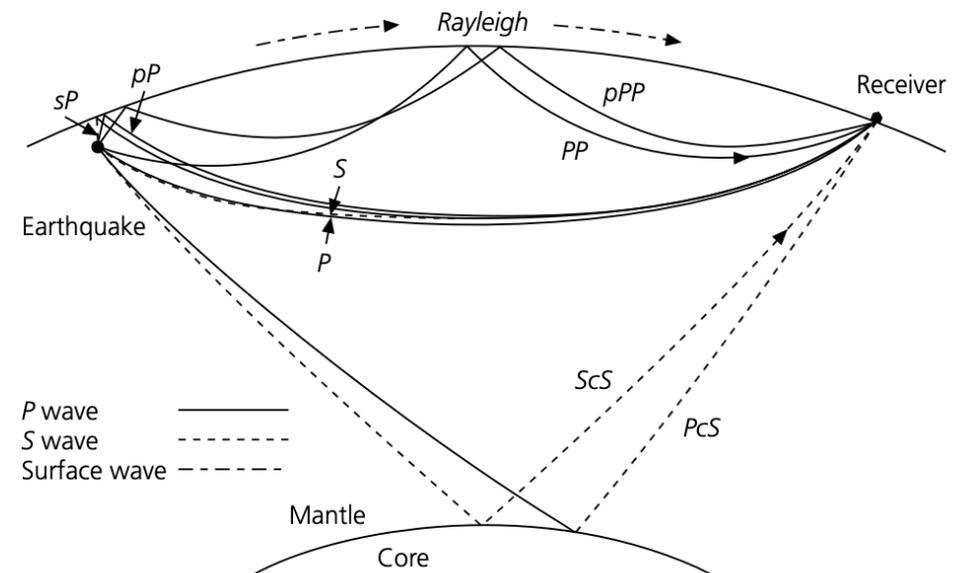
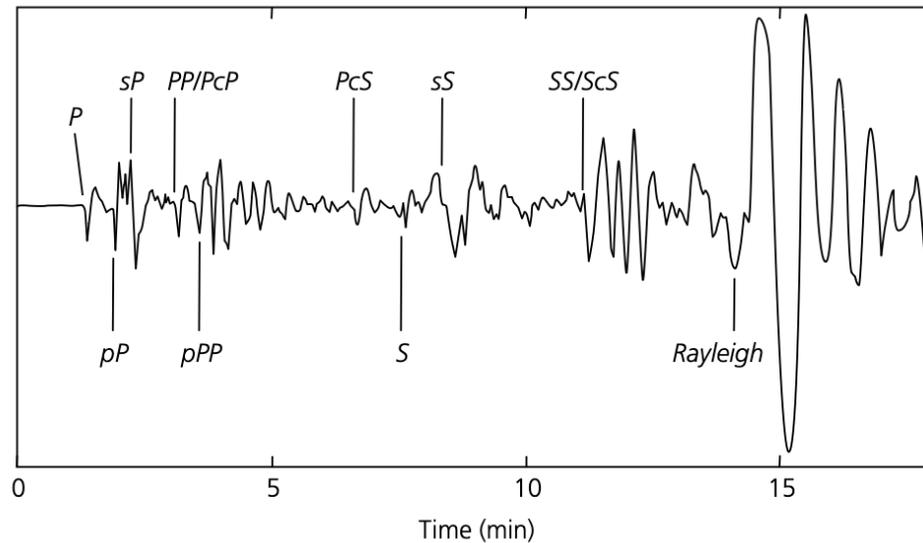


Fig. 1.1-3 *Left:* Long-period vertical component seismogram at Golden, Colorado, from an earthquake in Colombia (July 29, 1967), showing various seismic phases. The distance from earthquake to station is 44° . *Right:* Ray paths for the seismic phases labeled on the seismogram.

Localisation d'un séisme

Méthodes actuelles: inversion des tps d'arrivées, voir des formes d'ondes

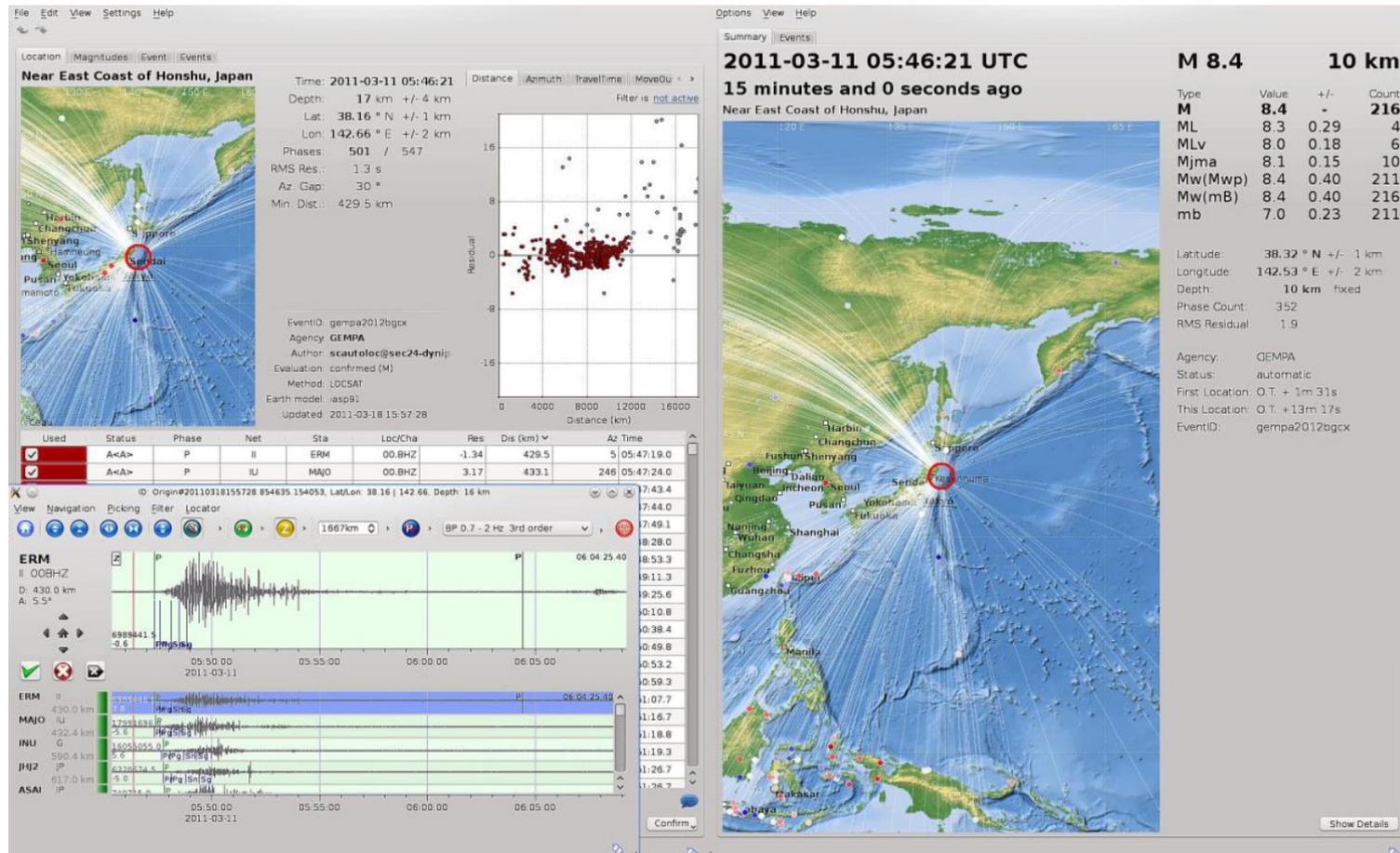


Fig. 11.51 SeisComP3 screenshots of an authentic playback from the Tohoku earthquake on March 11, 2011. **Left side**: Screenshot from the SC3 module to review/revise hypocenter solutions; **right side** shows the event summary view (Figure by courtesy of B. Weber).

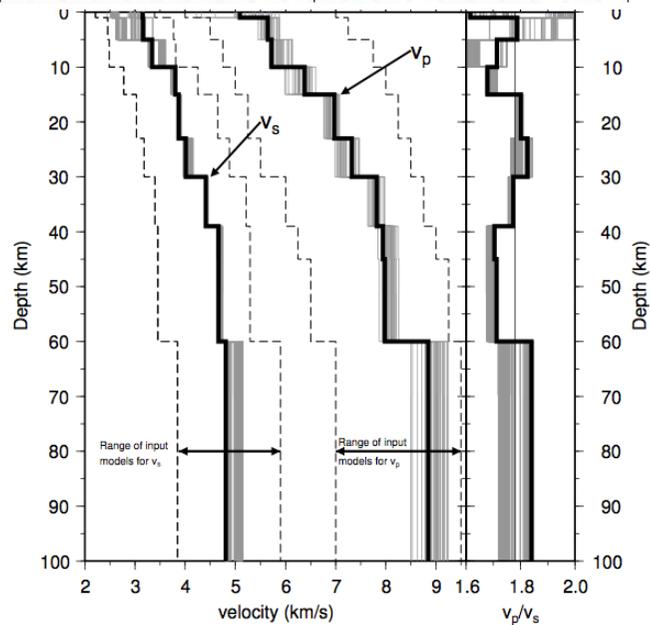
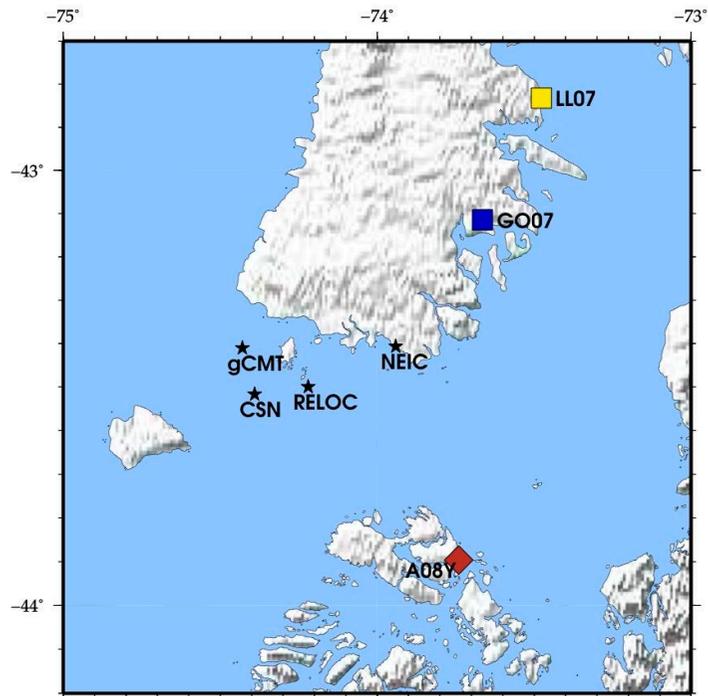
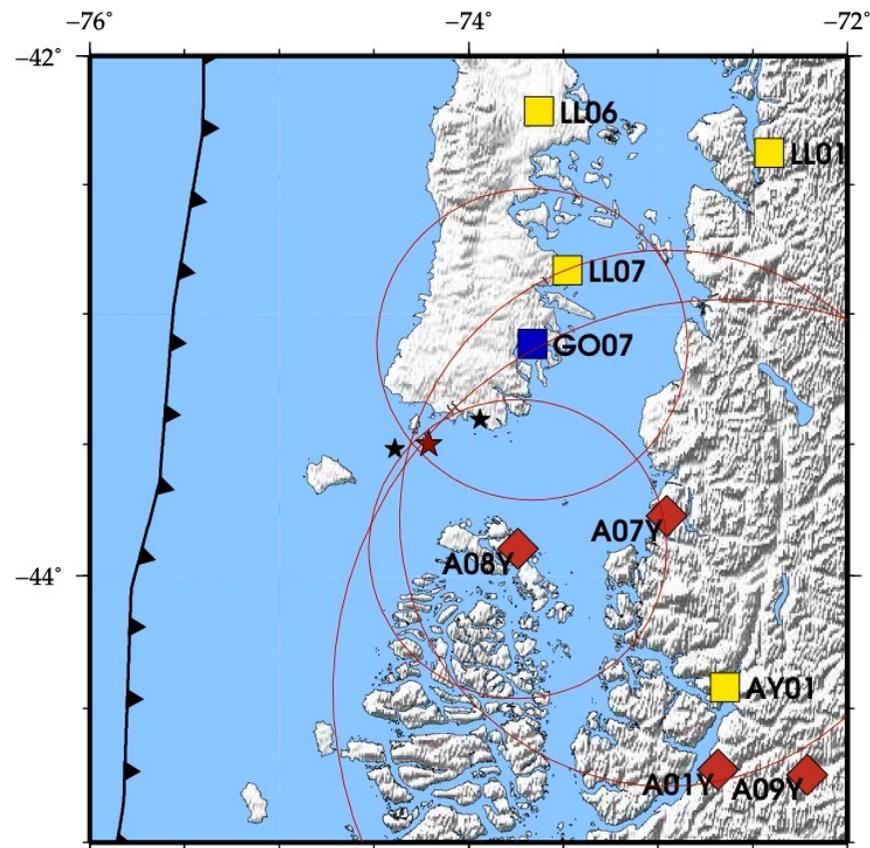


Figure 5.2: Resulting minimum 1-D velocity model (LANGE et al., 2007). Models that fit the data equally well (best 3%) are plotted in grey. Range of input models for P and S velocity covering the velocity space between the two dashed lines. On the right, final v_p/v_s ratios are shown.

Localisation CSN (-43.517, -74.391, 28 km) et USGS différentes

Relocalisation with Seiscomp4 and Hypo71
 -> -43.50, -74.21, 25km



$V_p=6.3$ km/s, $V_s=3.6$ km/s

Importance d'une bonne localisation -> bon modèle de vitesse

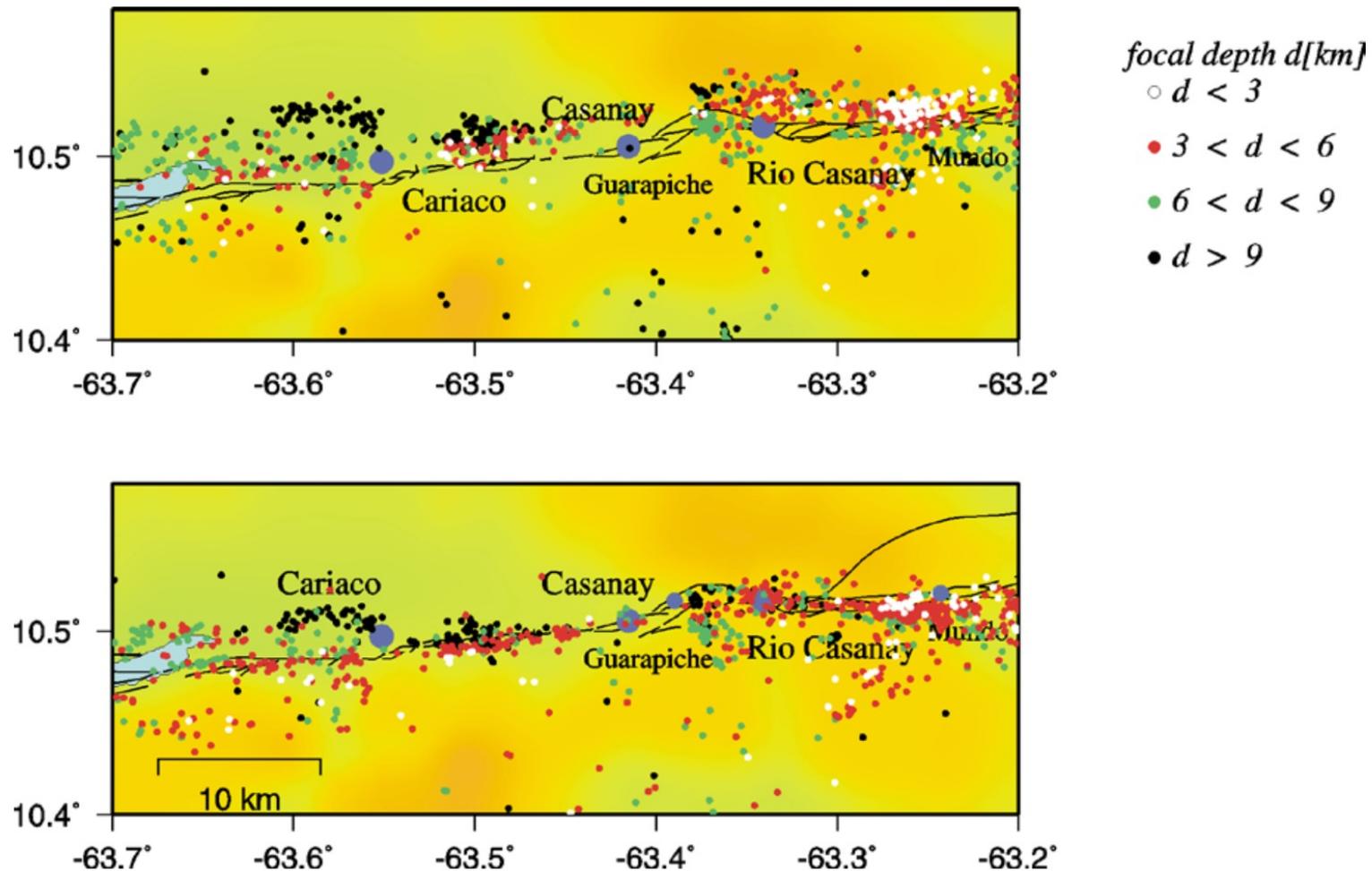
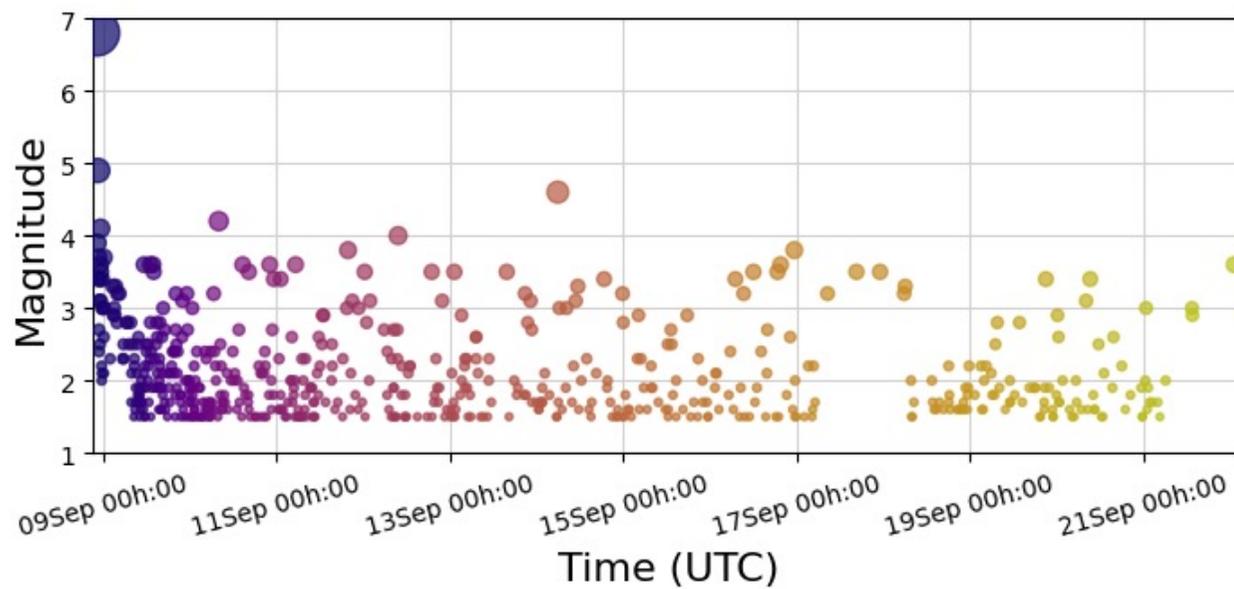
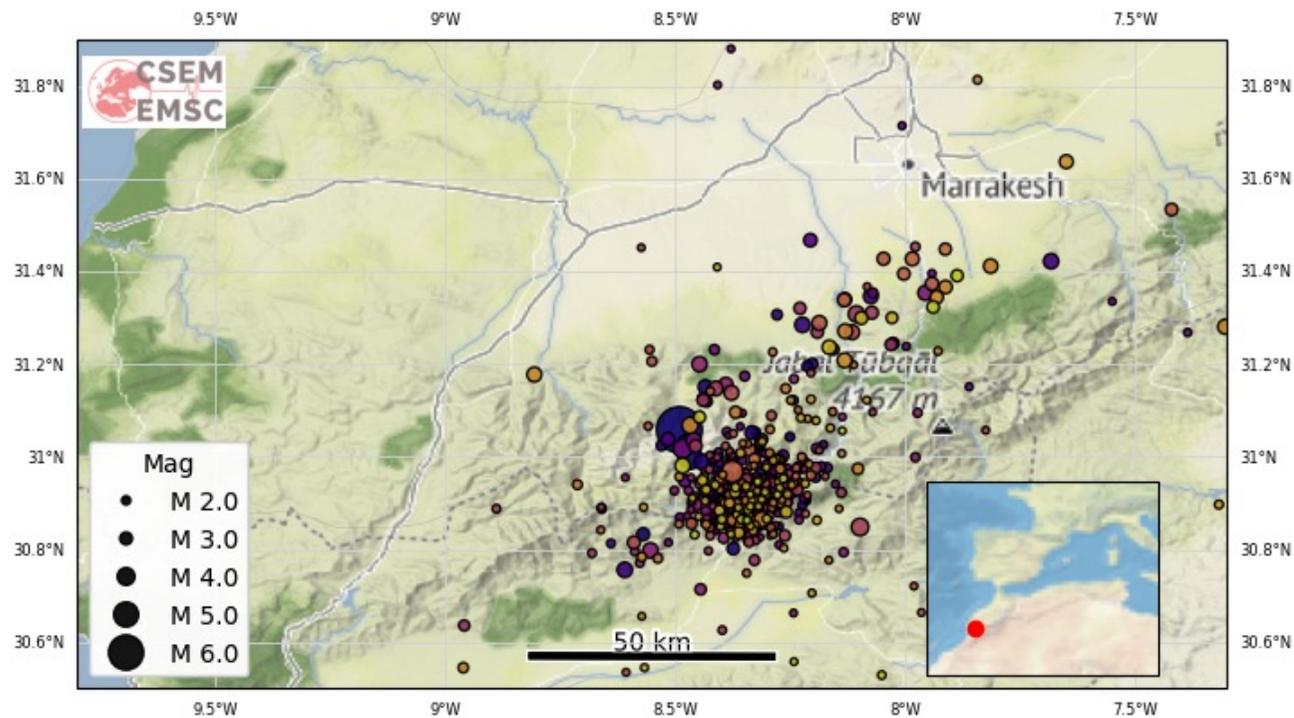
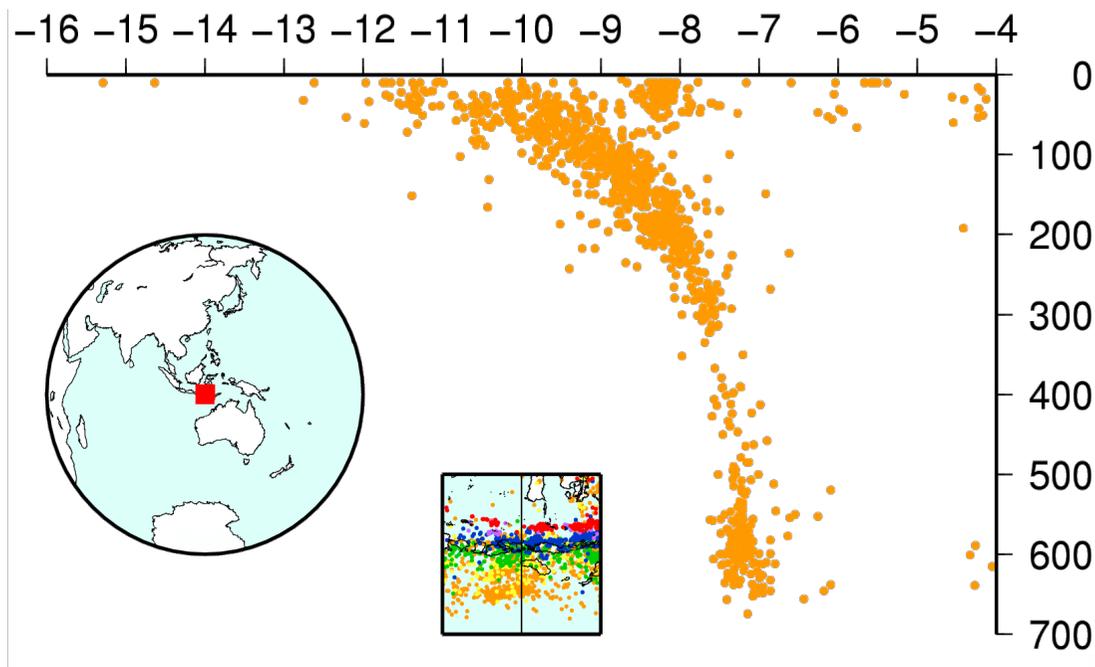


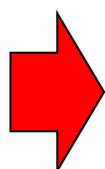
Figure 11 Epicentral distribution of aftershocks of the Cariaco earthquake ($M_s=6.8$) on July 9, 1997 in NE Venezuela. Top: results from HYPO71 based on a one-dimensional velocity-depth distribution. Bottom: Relocation of the aftershocks on the basis of a 3-D model derived from a tomographic study of the aftershock region (courtesy of M. Baumbach (✉), H. Grosser and A. Rietbrock).



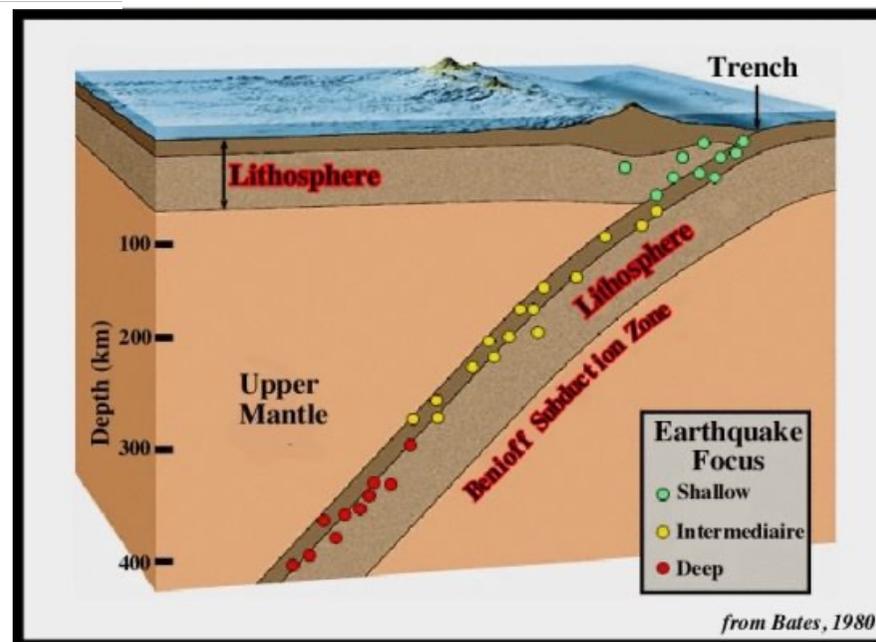
Localiser un séisme : à quoi ça sert ?



Plan de Wadati-Benioff

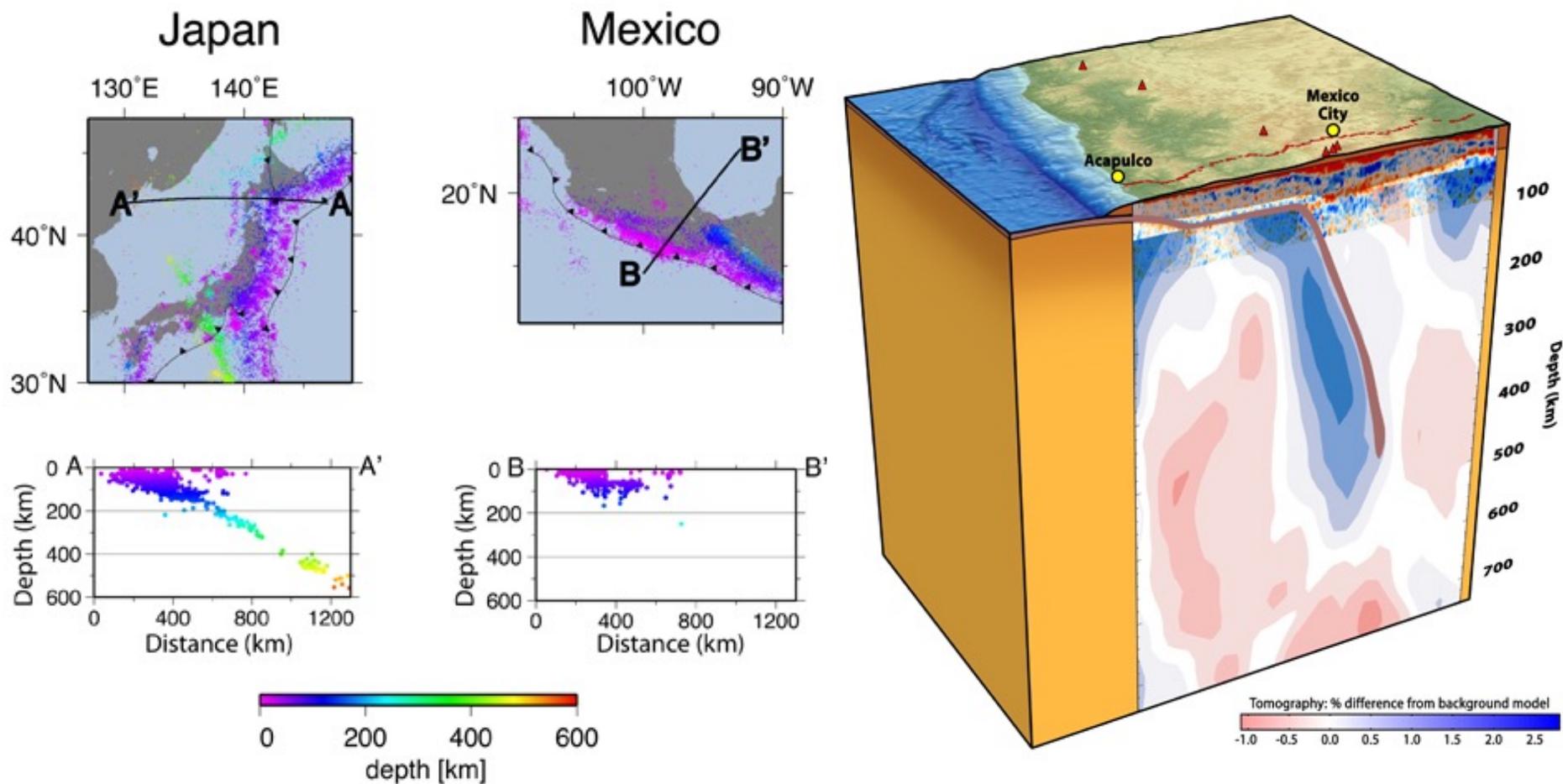


- Zones de subduction
- Permet de déterminer la géométrie des plaques plongeantes



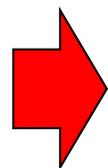
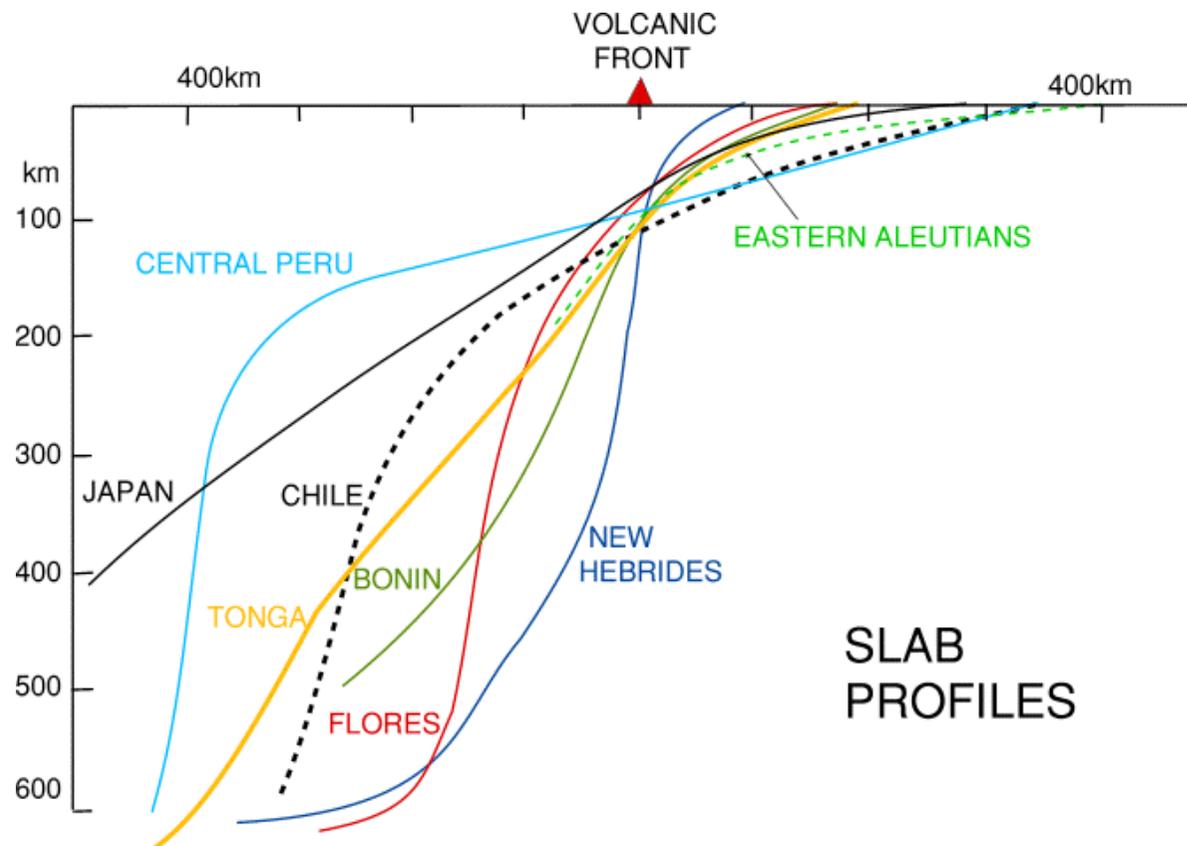
Localiser un séisme : à quoi ça sert ?

Zones de subductions



Localiser un séisme : à quoi ça sert ?

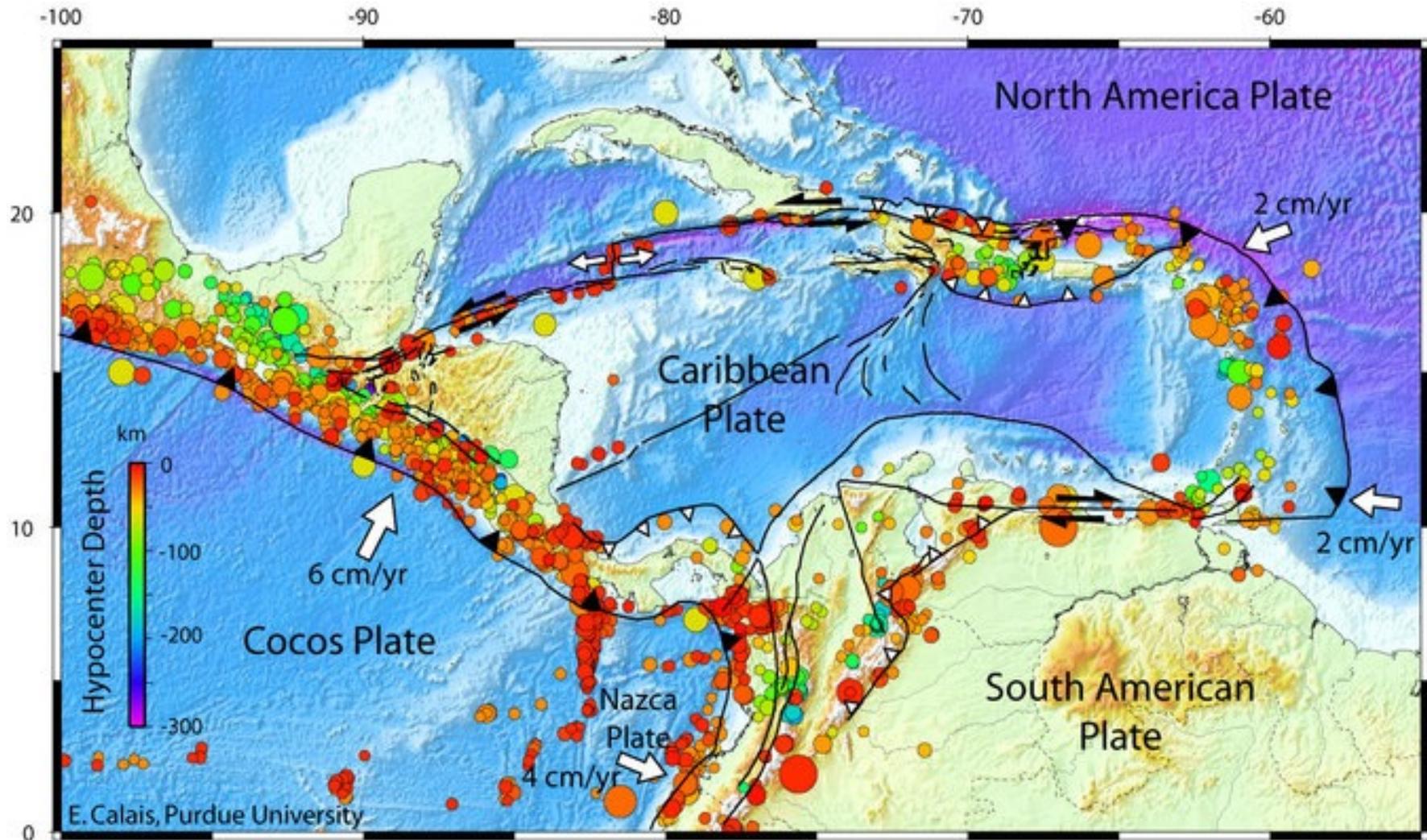
Zones de subductions



- Structure du manteau
- Âge des plaques plongeantes

Localiser un séisme : à quoi ça sert ?

Géodynamique des zones actives



Les séismes sont
DIFFICILEMENT MESURABLES
sur une échelle standard.

A cause de leur nature **COMPLEXE**:
Lents, rapides, petites et grandes failles, différents mécanismes ...

Effet, Perception (Estimation) → **INTENSITÉ**
Mesure (Calcul) → **MAGNITUDE**

Intensité

L'intensité d'un séisme est définie en un lieu par rapport aux effets produits par ce séisme (observés et ressentis par l'homme).

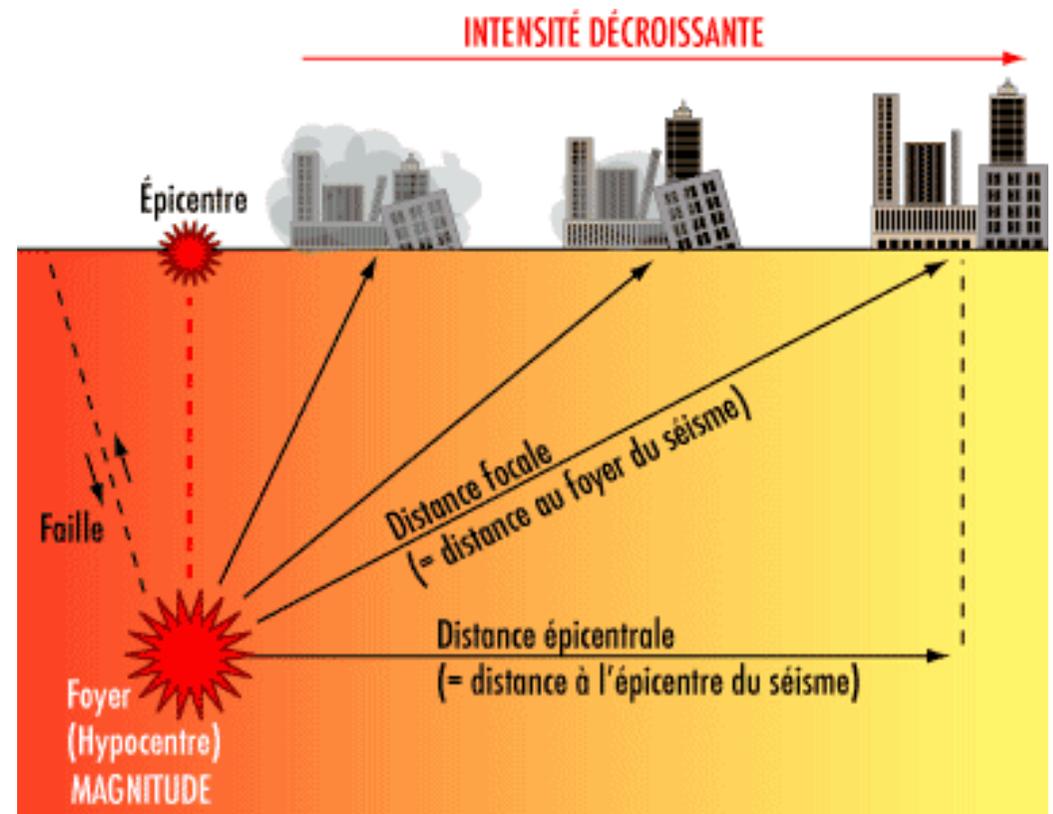
2 critères:

- Ampleur des dégâts causés par un séisme.
- Perception qu'a eu la population du séisme.

- ➔ Dépend du lieu d'observation
- ➔ Dépend de la distance épacentrale

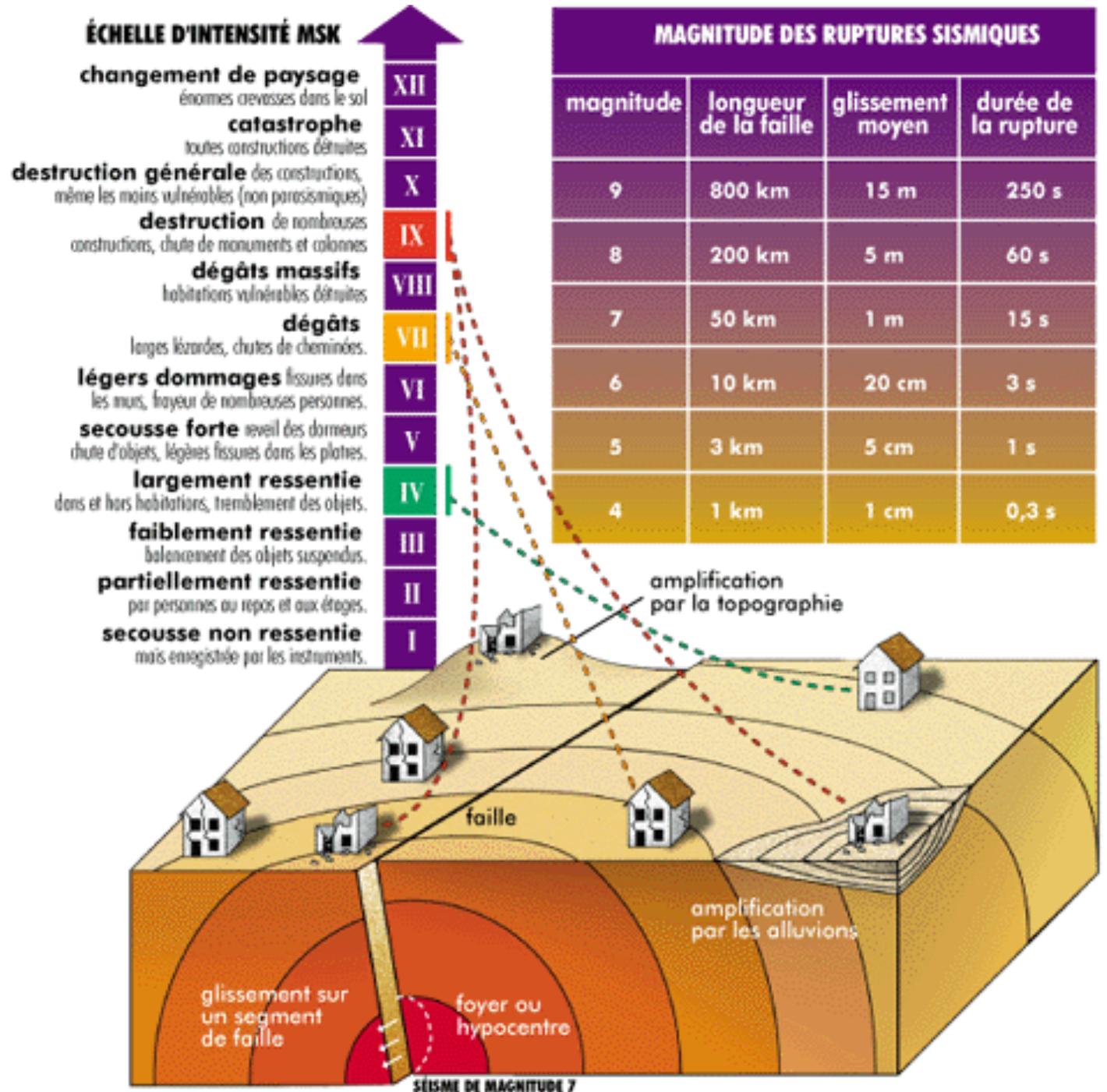
Il existe plusieurs échelles de 12 degrés (I à XII):

- Échelle de Mercalli (1902) modifiée en 1956.
- Échelle MSK (Medvedev-Sponheur-Karnik) créée en 1964.
- Échelle EMS 98 (European Macroseismic Scale 1998) 1998.



Intensité

L'échelle de MSK



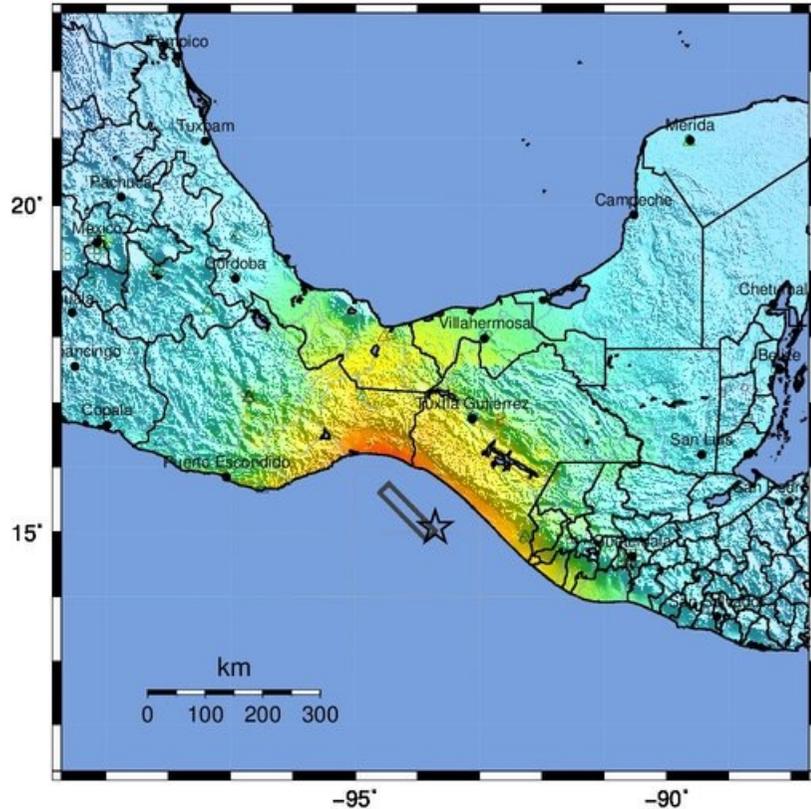
Intensité ShakeMaps

Séismes de Mexico des 8 et 19 septembre 2017

Mw = 8.1

Mw = 7.1

USGS ShakeMap : OFFSHORE CHIAPAS, MEXICO
Sep 8, 2017 04:49:21 UTC M 8.1 N15.07 W93.72 Depth: 69.7km ID:us2000ahv0

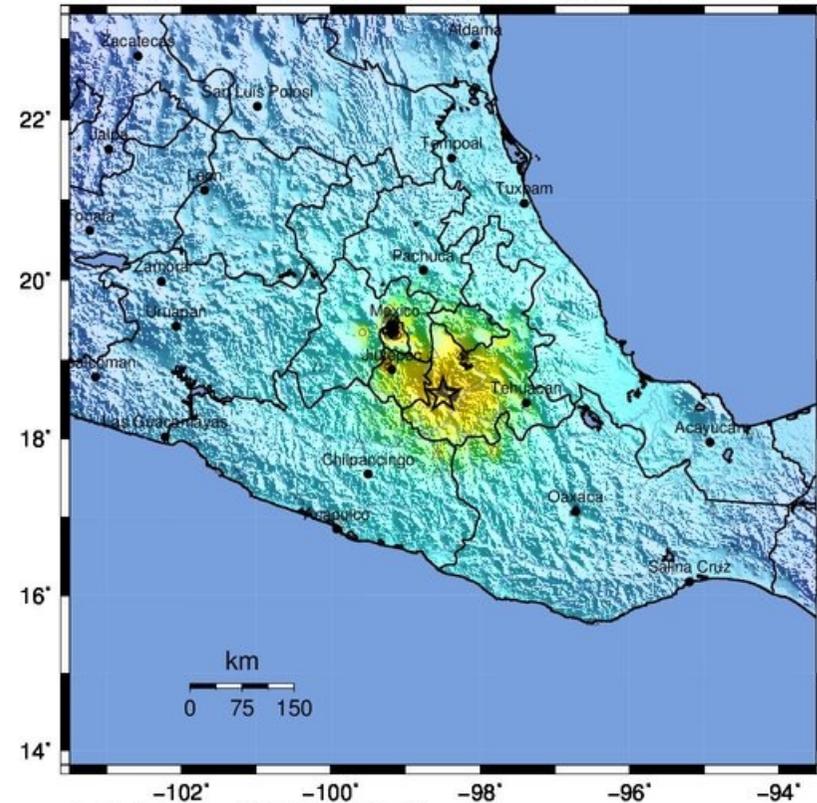


Map Version 6 Processed 2017-09-08 22:03:55 UTC

PERCEIVED SHAKING	Not felt	Weak	Light	Moderate	Strong	Very strong	Severe	Violent	Extreme
POTENTIAL DAMAGE	none	none	none	Very light	Light	Moderate	Mod./Heavy	Heavy	Very Heavy
PEAK ACC.(%)	<0.05	0.3	2.8	6.2	12	22	40	75	>139
PEAK VEL.(cm/s)	<0.02	0.1	1.4	4.7	9.6	20	41	86	>178
INSTRUMENTAL INTENSITY	I	II-III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X-

Scale based upon Worden et al. (2012)

USGS ShakeMap : PUEBLA, MEXICO
Sep 19, 2017 18:14:38 UTC M 7.1 N18.55 W98.50 Depth: 51.0km ID:us2000ar20



Map Version 8 Processed 2017-09-28 17:29:39 UTC

PERCEIVED SHAKING	Not felt	Weak	Light	Moderate	Strong	Very strong	Severe	Violent	Extreme
POTENTIAL DAMAGE	none	none	none	Very light	Light	Moderate	Mod./Heavy	Heavy	Very Heavy
PEAK ACC.(%)	<0.05	0.3	2.8	6.2	12	22	40	75	>139
PEAK VEL.(cm/s)	<0.02	0.1	1.4	4.7	9.6	20	41	86	>178
INSTRUMENTAL INTENSITY	I	II-III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X-

Scale based upon Worden et al. (2012)

Magnitude

La **magnitude d'un tremblement de terre** mesure **L'ÉNERGIE LIBÉRÉE** au foyer d'un séisme sous forme d'ondes élastiques.

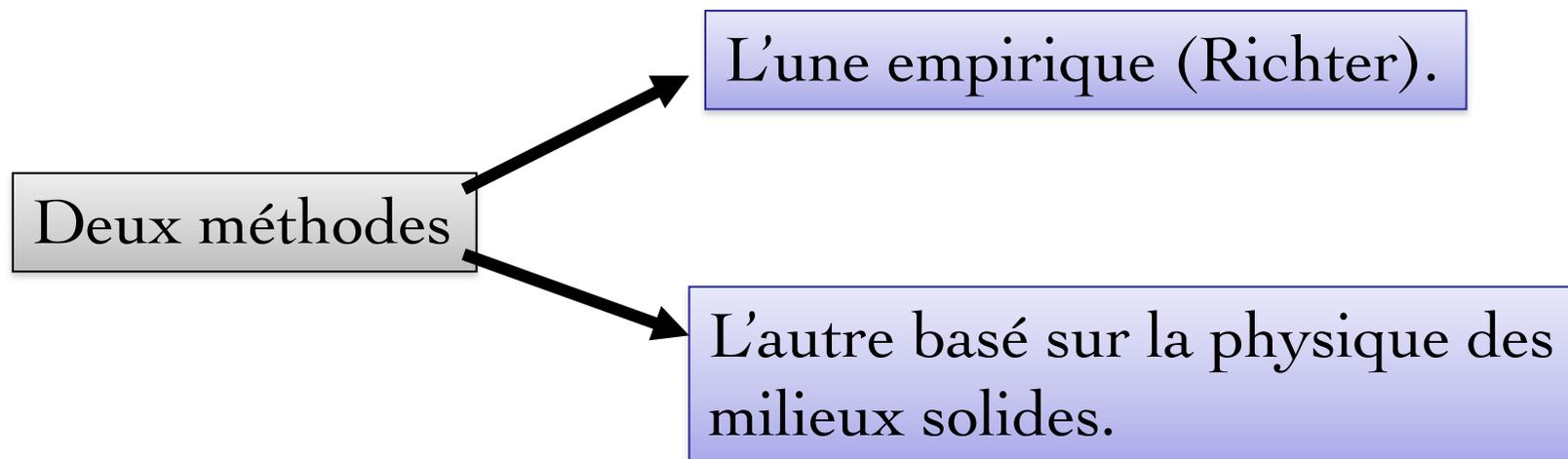
- ➔ indépendante du lieu d'observation
- ➔ indépendante des témoignages de la population

NE PAS CONFONDRE INTENSITÉ ET MAGNITUDE

Un séisme de faible magnitude peut être ressenti avec une forte intensité par l'observateur situé à proximité du foyer (et inversement).

Magnitude

L'évaluation de l'énergie émise par un séisme se fait à partir de l'énergie contenue dans les ondes de volume.



Sismologie
moderne



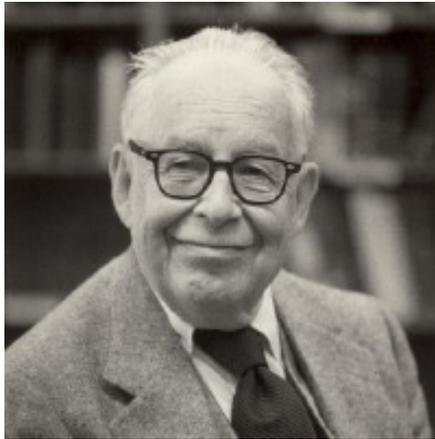
Instrumentation



Signal sismique



- Temps d'arrivée
- Amplitudes



1935

Charles **Richter** (Sismologue de Californie) a introduit le
CONCEPT DE MAGNITUDE

Il observe un ensemble de séismes en Californie (< 600 km) sur un type particulier de sismomètre (Woods – Anderson)

Son idée de base était simple:
connaissant la distance entre le sismogramme et le séisme et observant l'amplitude maximum du signal, une **ÉCHELLE EMPIRIQUE** de la taille des séismes peut-être établie.

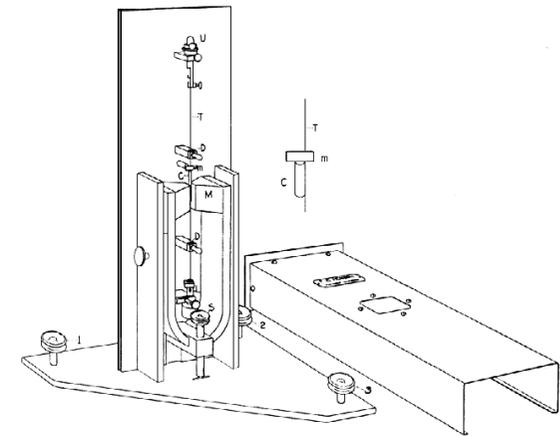
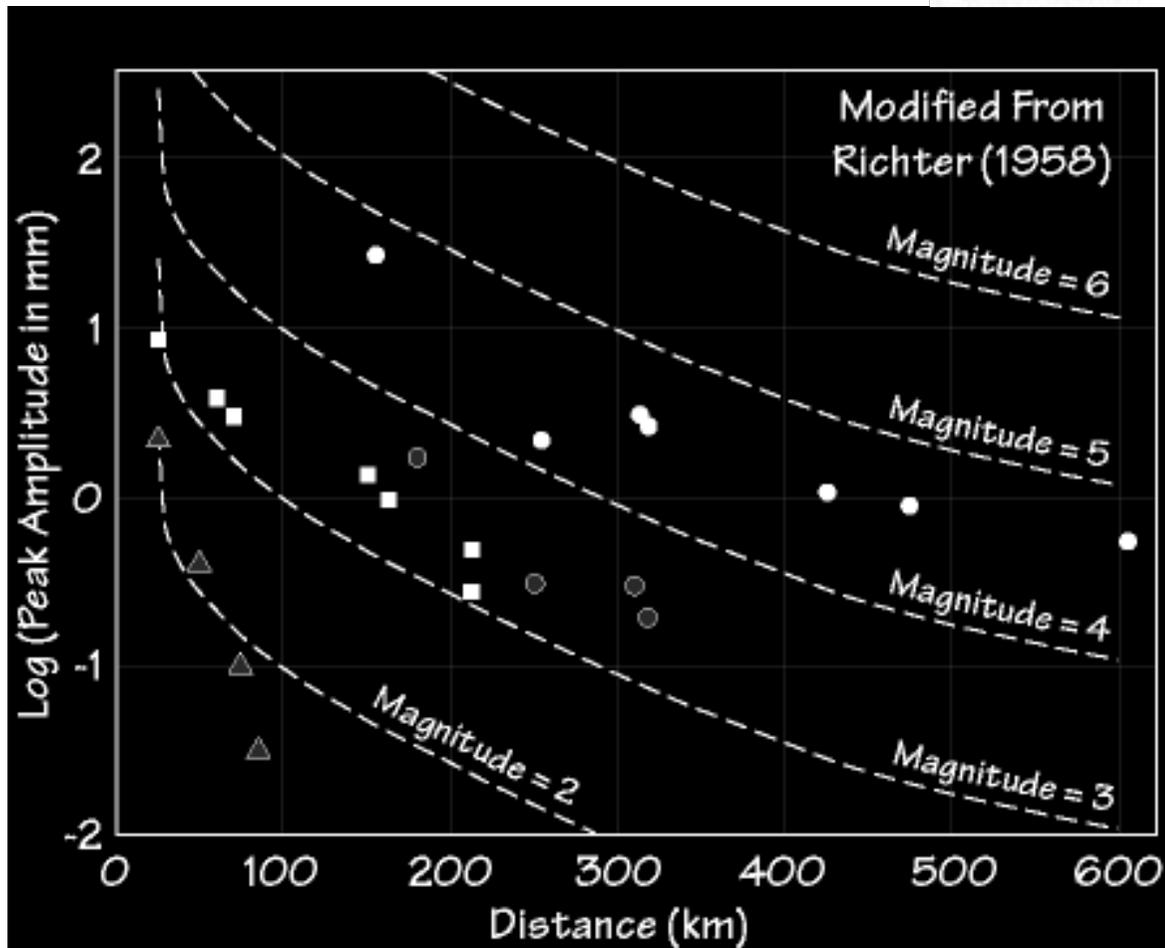
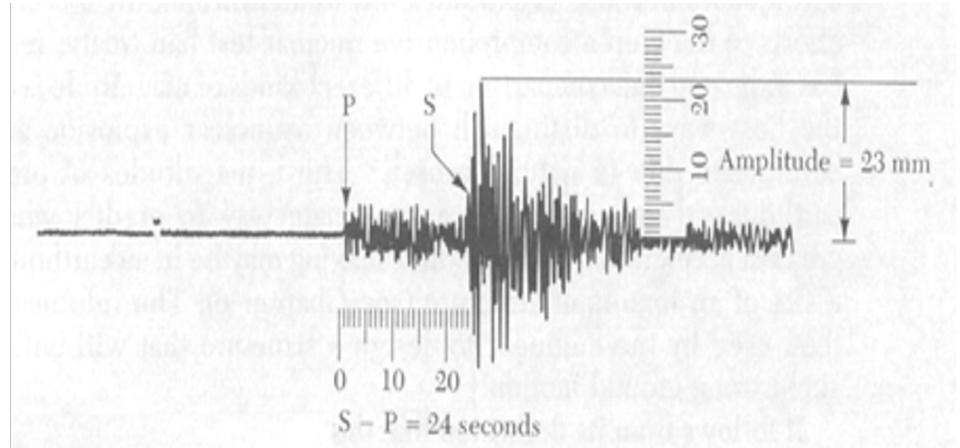


Fig. 2

Magnitude de Richter



Exemple des données utilisées par Richter pour établir sa loi.

Symboles : Différents séismes

Lignes : Courbes de références de décroissance de l'amplitude en fonction de la distance

Ex. Magnitude 3.0 :
Amplitude max de 1 mm à
100km de distance

Magnitude de Richter

Si la taille d'un séisme est mesuré par :

Magnitude 3 sur l'échelle de Richter

⇒ Génère **1 mm** de mouvement à 100 km de distance

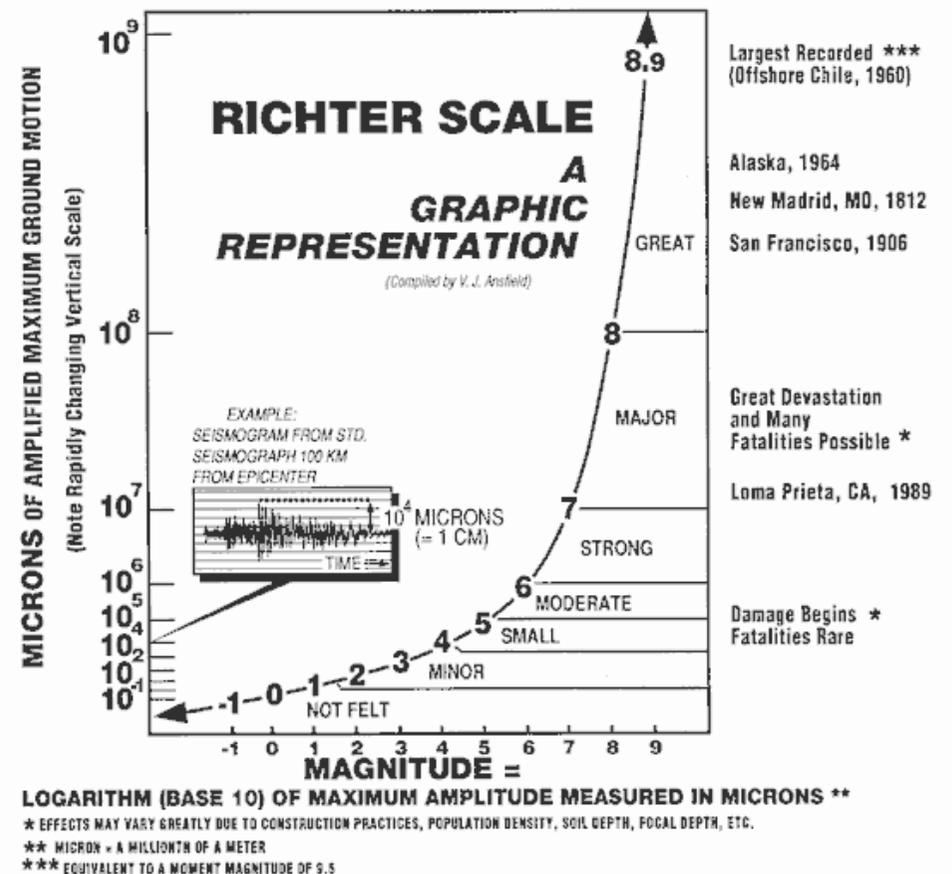
Magnitude 4 ⇒ **10 mm** à 100 km

Magnitude 5 ⇒ **100 mm** à 100 km

.....

⇒ 1 magnitude d'unité correspond à un facteur 10 en amplitude de mouvement...

L'ECHELLE EST LOGARITHMIQUE



Magnitude de Richter

1935 - Charles Francis
Richter (séismes locaux californiens)

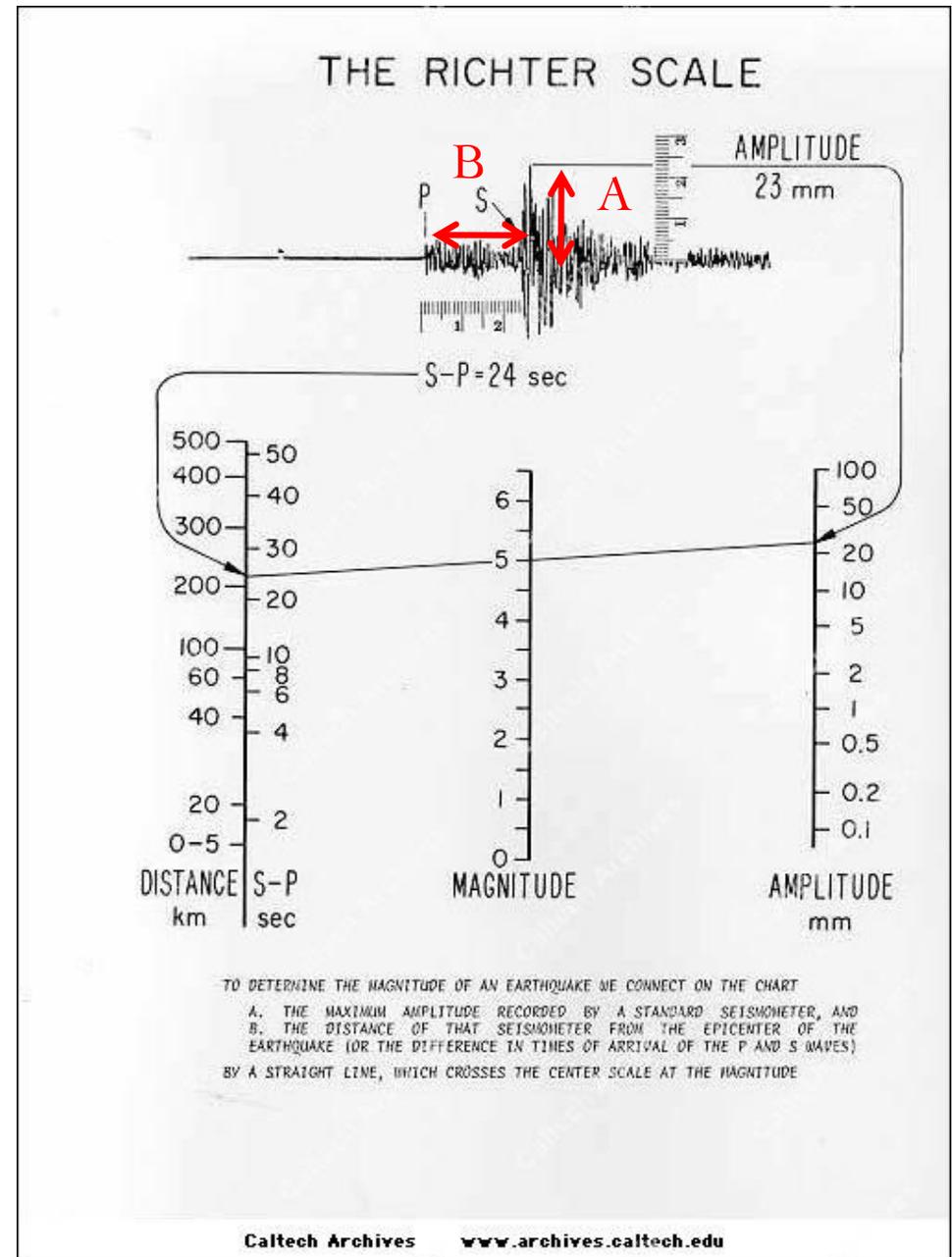
Comment déterminer graphiquement
la magnitude de Richter?

Mesure de :

AMPLITUDE (A)

TS - TP (B)

Une ligne connectant les 2 valeurs
donne la magnitude!



Magnitude de Richter

- Valable uniquement en Californie du Sud

$$M_L = \log(A) + B$$

- Valable uniquement pour un type de sismomètre (Wood Anderson)
- N'est plus utilisée par les sismologues depuis des dizaines d'années
- Est par contre utilisée à tout va par la presse!

Aujourd'hui:

- On utilise d'autres types d'ondes dont le contenu fréquentiel est plus bas
- Elles vont donc plus loin => enregistrées à des 1000s de km
- On les mesure sur des télé-séismes

The diagram shows the formula $M = \log\left(\frac{A}{T}\right) + f(\Delta, h) + C_r + C_s$ with arrows pointing to each component: 'Amplitude' points to 'A', 'Période' points to 'T', 'Correction de source' points to 'C_r', 'Correction de site' points to 'C_s', and 'Correction distance et prof.' points to 'f(Δ, h)'.

$$M = \log\left(\frac{A}{T}\right) + f(\Delta, h) + C_r + C_s$$

Labels and arrows:

- Amplitude (points to A)
- Période (points to T)
- Correction de source (points to C_r)
- Correction de site (points to C_s)
- Correction distance et prof. (points to f(Δ, h))

Magnitude

- La **magnitude locale** M_L (Richter): séismes proches régionaux

$$M_L = \log(A) + B$$

A (en mm) est l'amplitude maximale des ondes de volume (S)

B la correction de la distance

- La **magnitude de surface** M_s : séismes lointains, profondeur < 80 km

Amplitude des ondes de surface

- La **magnitude de volume** m_b : séismes lointains et profonds

Amplitude de l'onde P

- La **magnitude de durée** M_D : séismes proches

Définie à partir de la durée du signal.

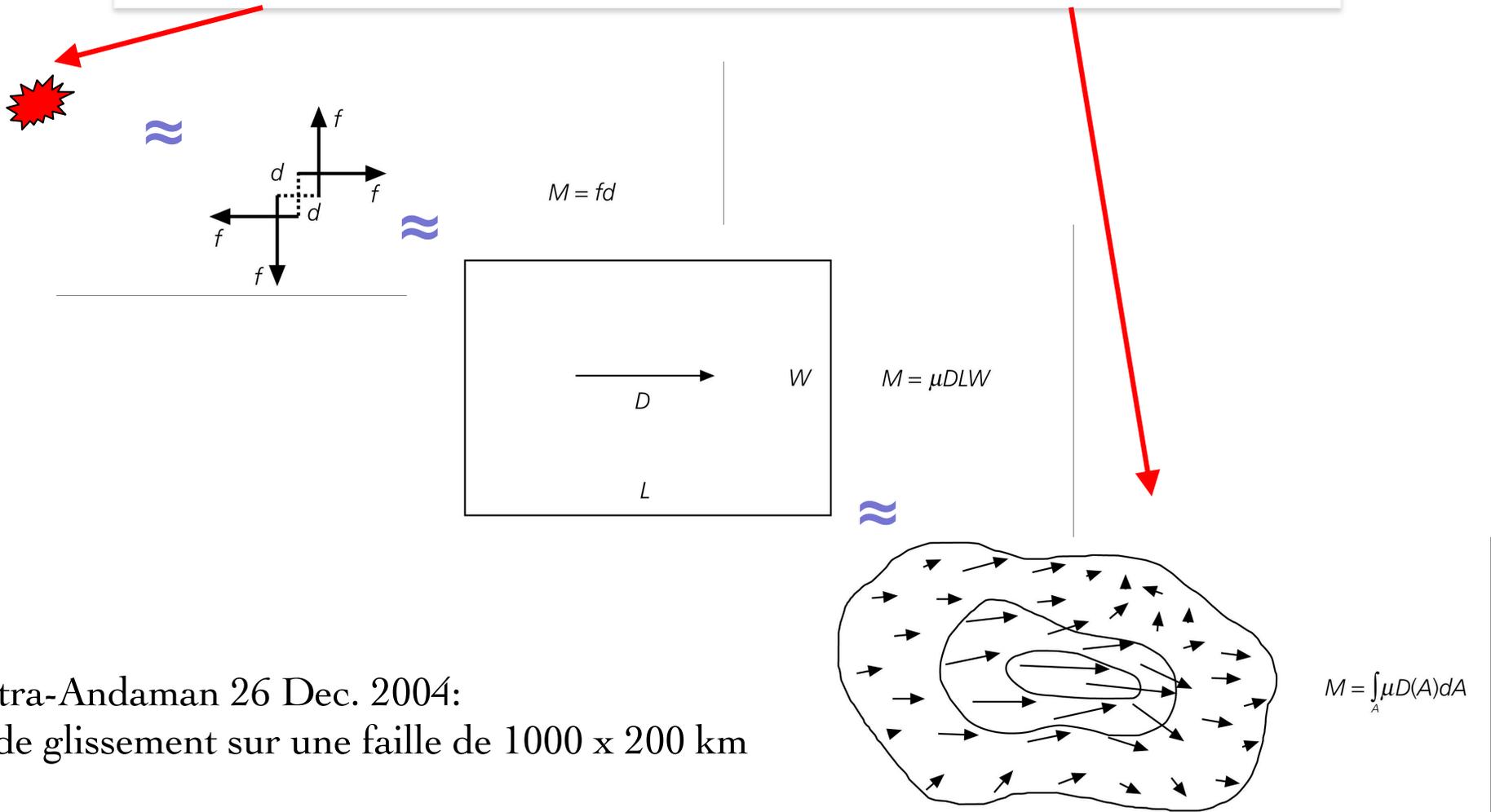
Il existe différentes formules de ces magnitudes pour prendre en compte des effets régionaux spécifiques.

Valeurs négatives existent : Un sismographe très sensible peut enregistrer une magnitude de l'ordre de -2, équivalente à l'énergie dégagée par la chute d'une brique sur le sol d'une hauteur de 1 mètre

Moment Sismique

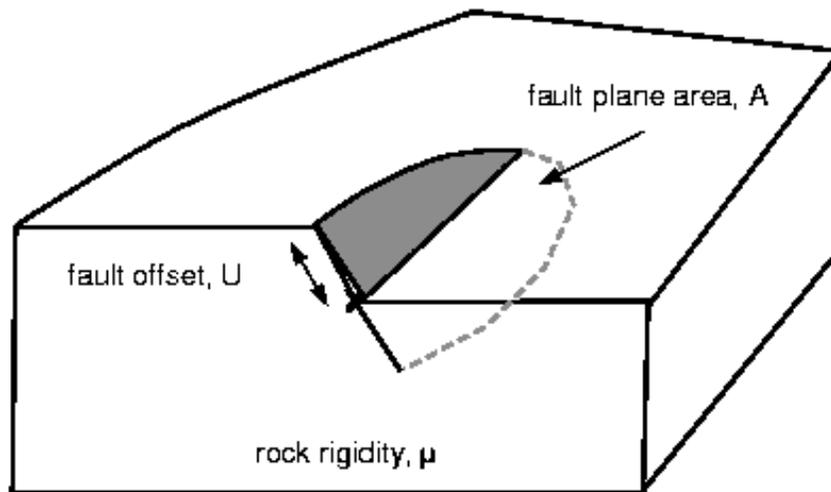
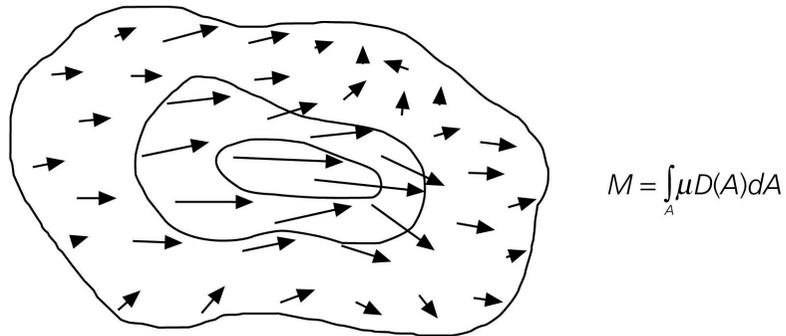
La magnitude quantifie le montant de la secousse mais ne dit rien sur la faille en elle-même (taille, glissement...)

Séisme = déplacement fini sur une faille étendue



Sumatra-Andaman 26 Dec. 2004:
15 m de glissement sur une faille de 1000 x 200 km

Moment Sismique



Le Moment sismique M_0 est une grandeur physique décrivant la taille du séisme. (Aki 1956).

$$M_0 = \mu \times S \times D$$

μ : Rigidité des roches (coefficient de cisaillement)

S : Surface de la faille

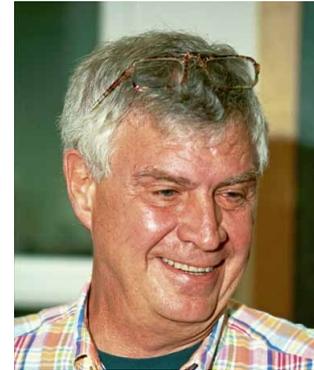
D : Glissement moyen sur la faille

Magnitude de Moment

La **magnitude de moment** M_w (Kanamori et Hanks, 1979) : mesure logarithmique du moment sismique M_0

$$M_w = 2/3 \times \log(M_0) - 6$$

avec $M_0 = \mu \times S \times D$



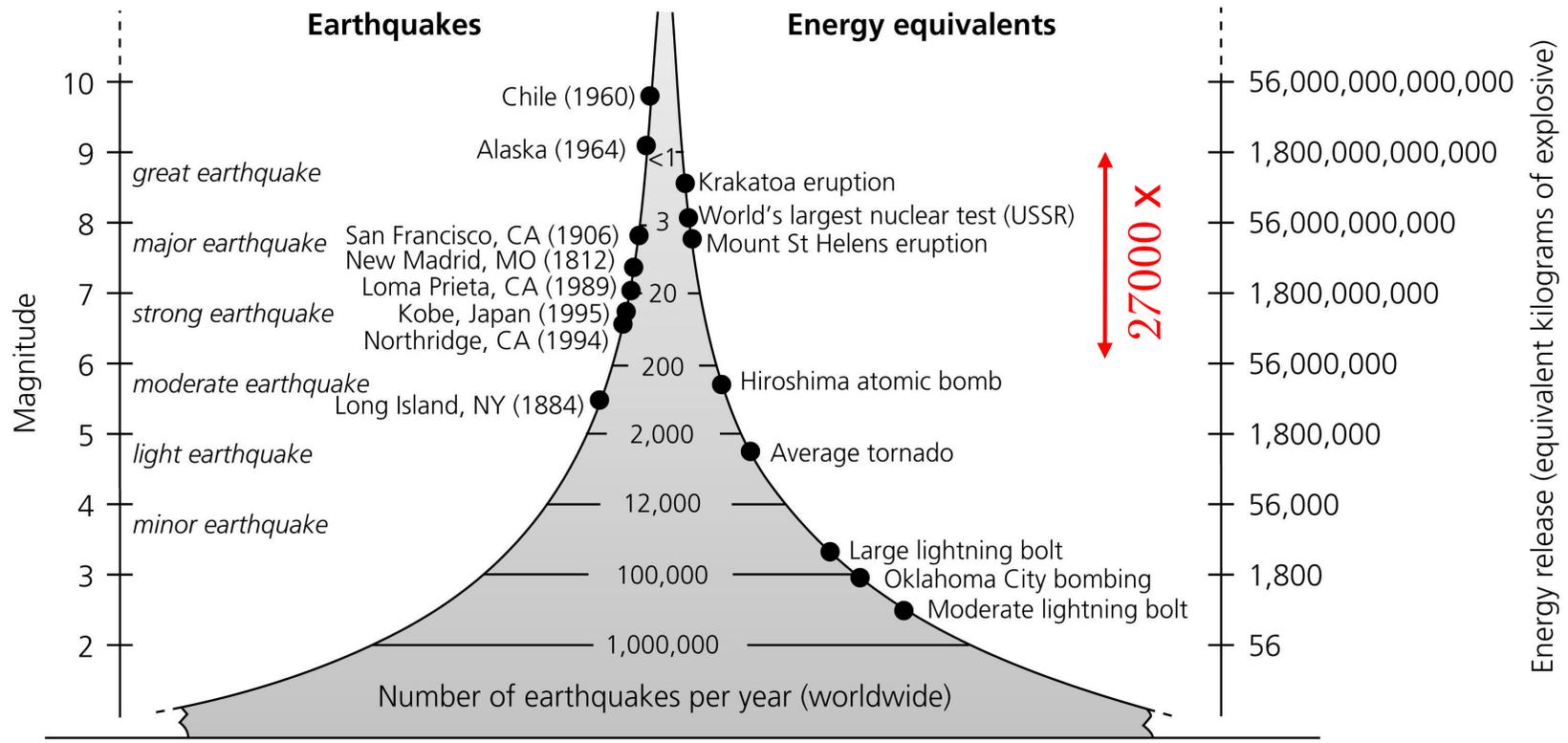
- M_0 : moment sismique (en N.m)
 - μ : rigidité du milieu (en N.m⁻²)
 - D : glissement ou déplacement moyen sur la faille (en m)
 - S : surface de la faille (en m²)
- $M_L=5$ sur Richter correspond à $M_w=5$ sur Kanamori
- Estimation de l'énergie libérée sous forme d'ondes (J):

$$\log E = 1.5 M_w + 4.8$$

UN ACCROISSEMENT DE MAGNITUDE DE 1 CORRESPOND À UNE MULTIPLICATION PAR 30 DE L'ÉNERGIE.

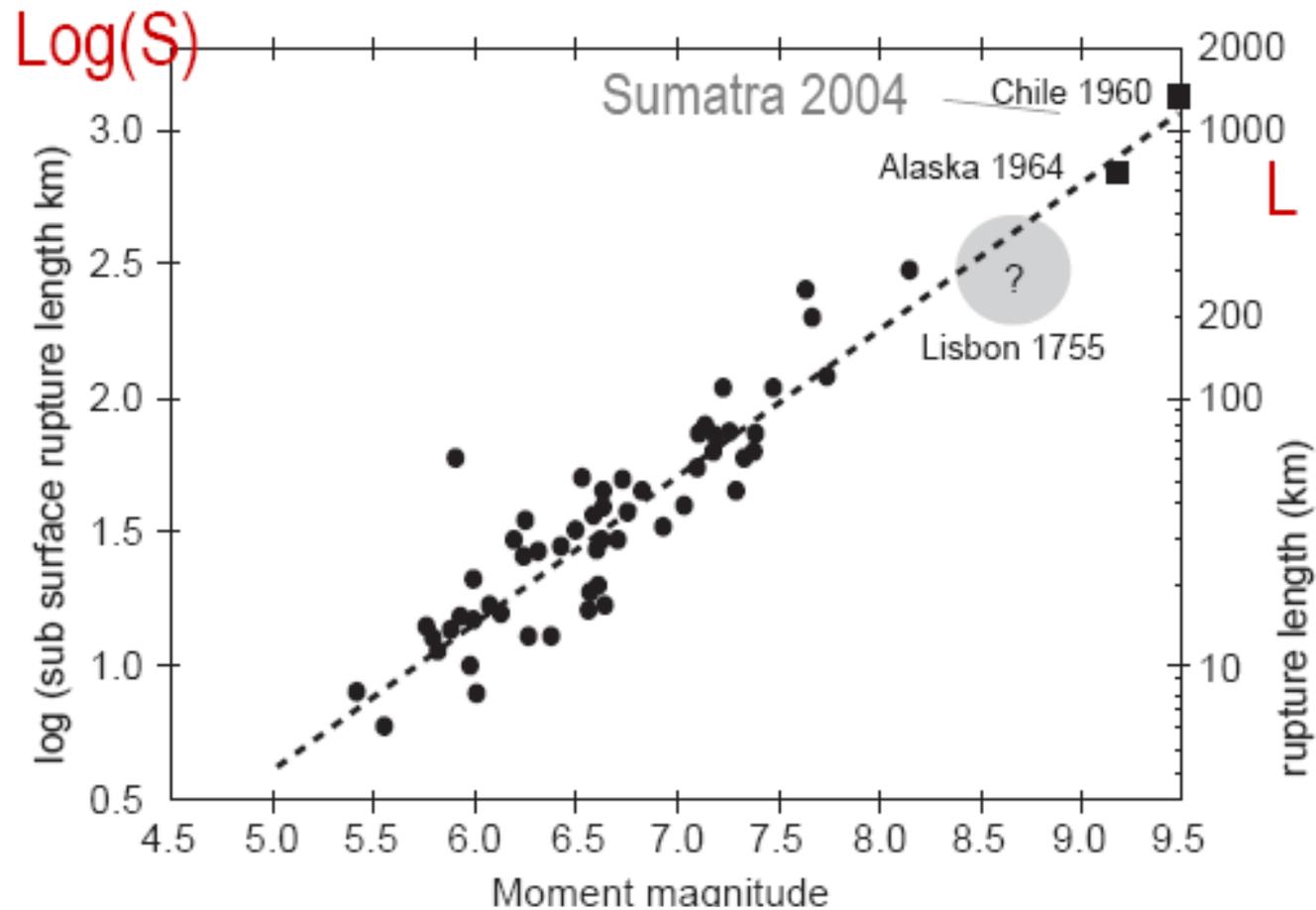
Fréquence relative des séismes de diverses magnitudes et équivalence en énergie (échelle en kilogrammes d'explosif)

Figure 1.2-2: Comparison of frequency, magnitude, and energy release.



Magnitude de moment

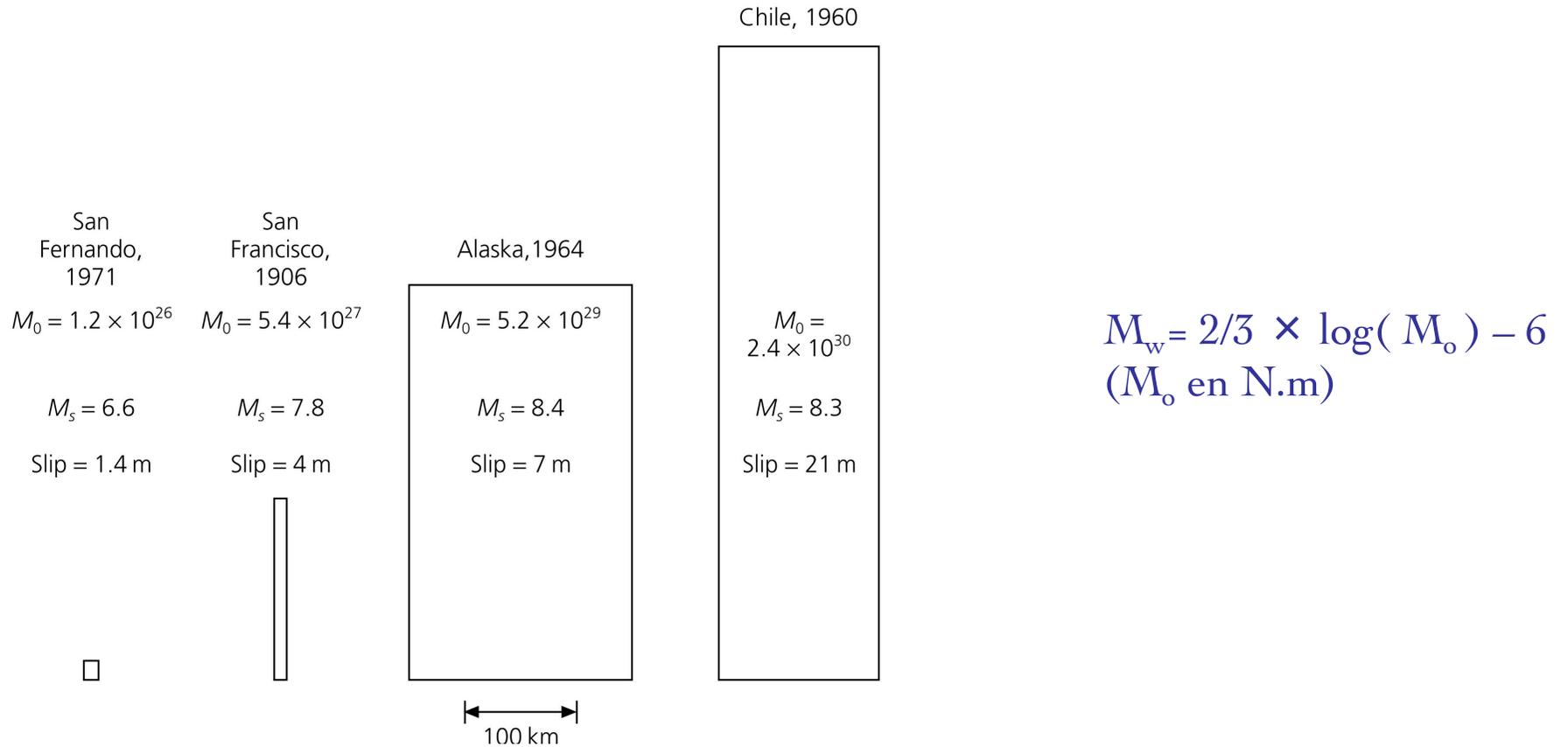
Les lois d'échelle: espace ($M-S$)



Mesure d'un séisme

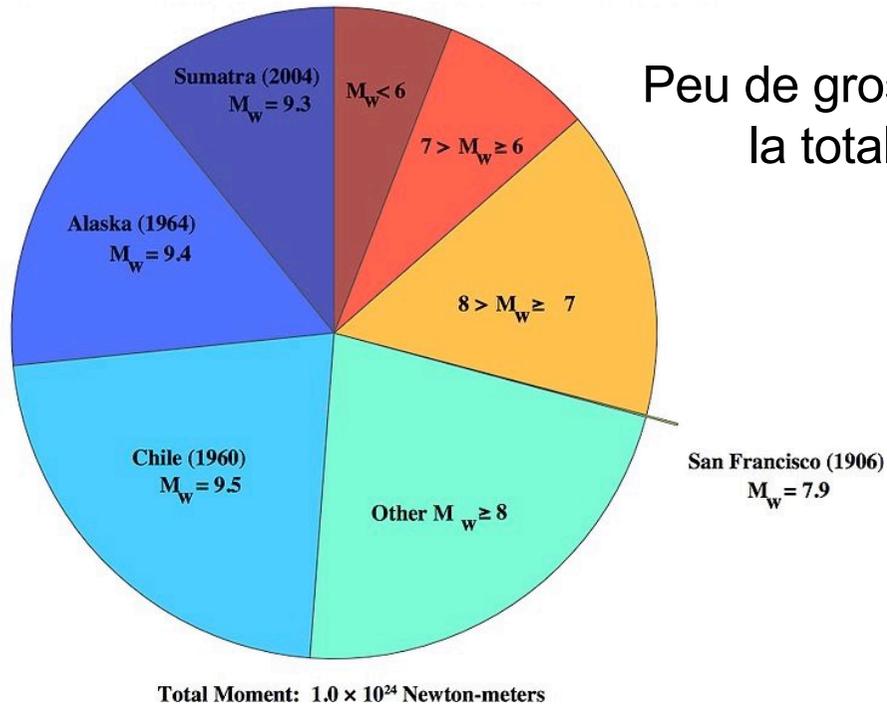
Magnitude (M_w)	Moment (Nm)	Length (km)	Duration (s)	Glissement (m)
10	10^{24}	1000?	300?	100?
9	$3 \cdot 10^{22}$	300	100	30
8	10^{21}	100	30	10
7	$3 \cdot 10^{19}$	30	10	3
6	10^{18}	10	3	1

Figure 4.6-3: Comparison of the magnitudes of four earthquakes.



Earthquake	Body wave magnitude m_b	Surface wave magnitude M_s	Fault area (km ²) length \times width	Average dislocation (m)	Moment (dyn-cm) M_0	Moment magnitude M_w
Truckee, 1966	5.4	5.9	10 \times 10	0.3	8.3×10^{24}	5.8
San Fernando, 1971	6.2	6.6	20 \times 14	1.4	1.2×10^{26}	6.7
Loma Prieta, 1989	6.2	7.1	40 \times 15	1.7	3.0×10^{26}	6.9
San Francisco, 1906		8.2	320 \times 15	4	6.0×10^{27}	7.8
Alaska, 1964	6.2	8.4	500 \times 300	7	5.2×10^{29}	9.1
Chile, 1960		8.3	800 \times 200	21	2.4×10^{30}	9.5

100 ans de moment sismique (1906 à 2005)



D'après F. Romanelli

Différents environnements tectoniques
(sans le Chili)

