

GÉOPHYSIQUE

Localisation et Magnitude des Séismes

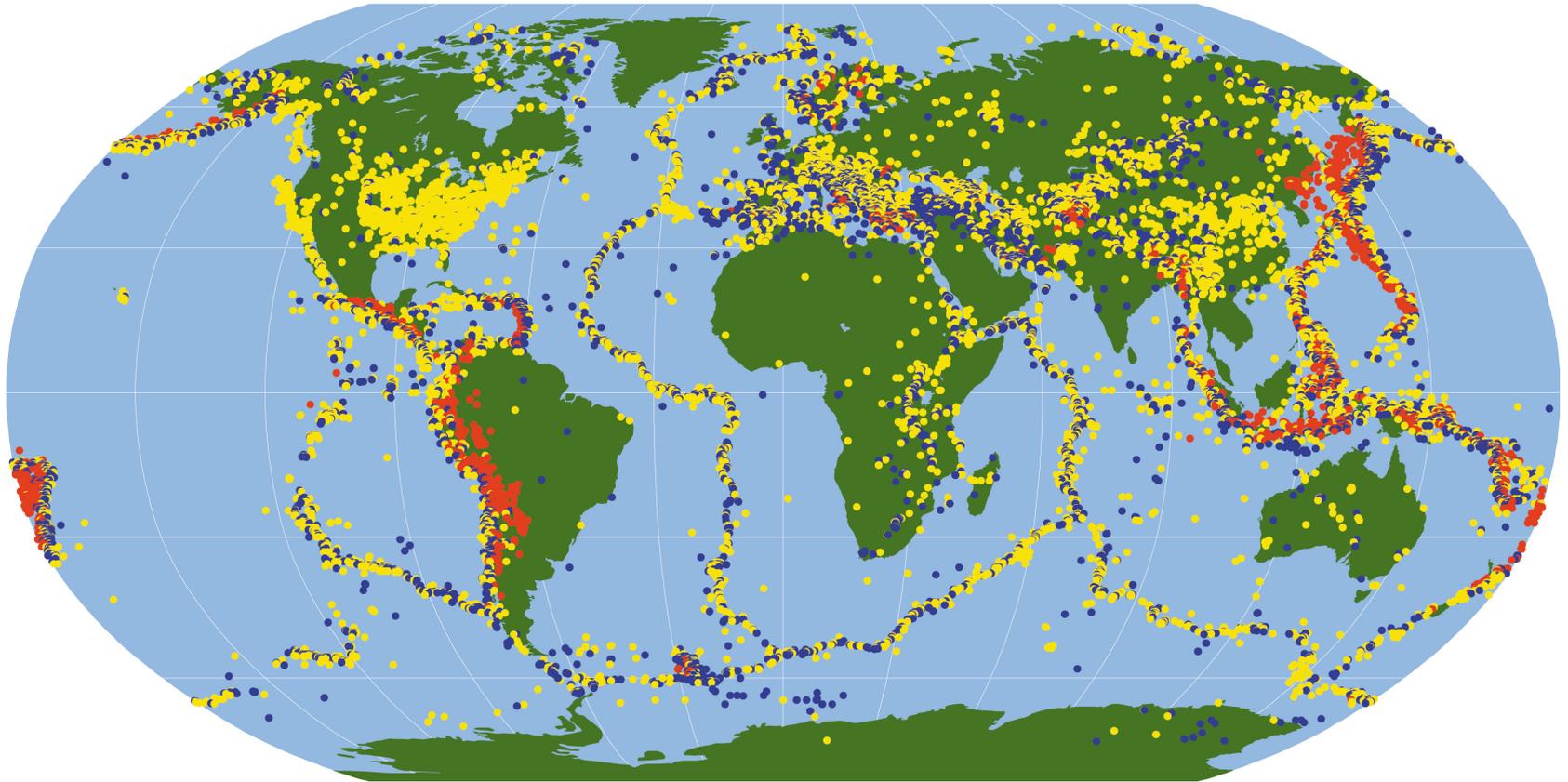
Christel Tiberi (GM, UM)
christel.tiberi@umontpellier.fr
Bâtiment 22, 4ème étage



Les séismes: comment les étudier?

LOCALISATION DES SÉISMES

Où se produisent les séismes ?

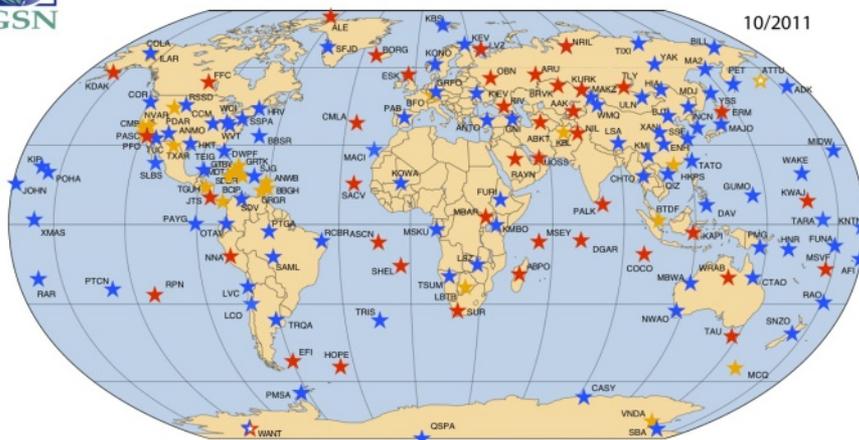


98% de la sismicité se produit en limite de plaque tectonique

Quels réseaux pour localiser les séismes ?



GLOBAL SEISMOGRAPHIC NETWORK

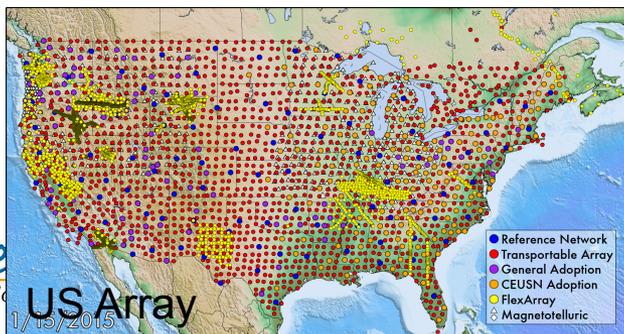


- ★ IRIS / IDA Stations
- ★ IRIS / USGS Stations
- ★ Affiliate Stations
- ★ Planned Stations

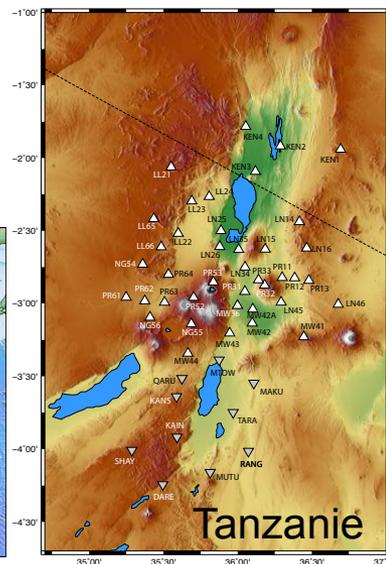
Réseaux mondiaux permanents
- internationaux
- nationaux

Réseaux temporaires

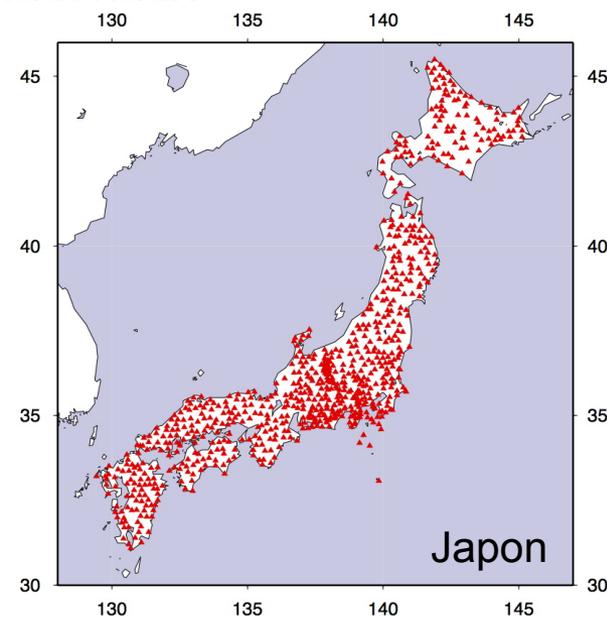
- 1 à 2 ans
- + ou - étendus



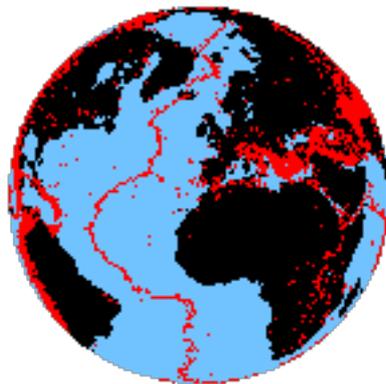
US Array



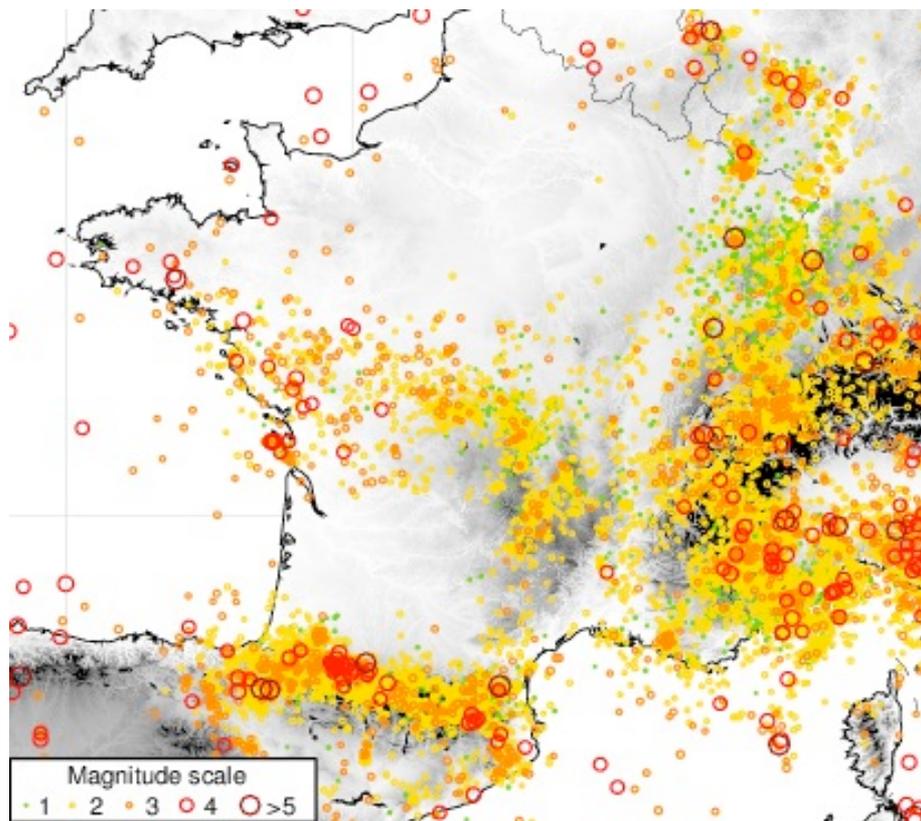
Tanzanie



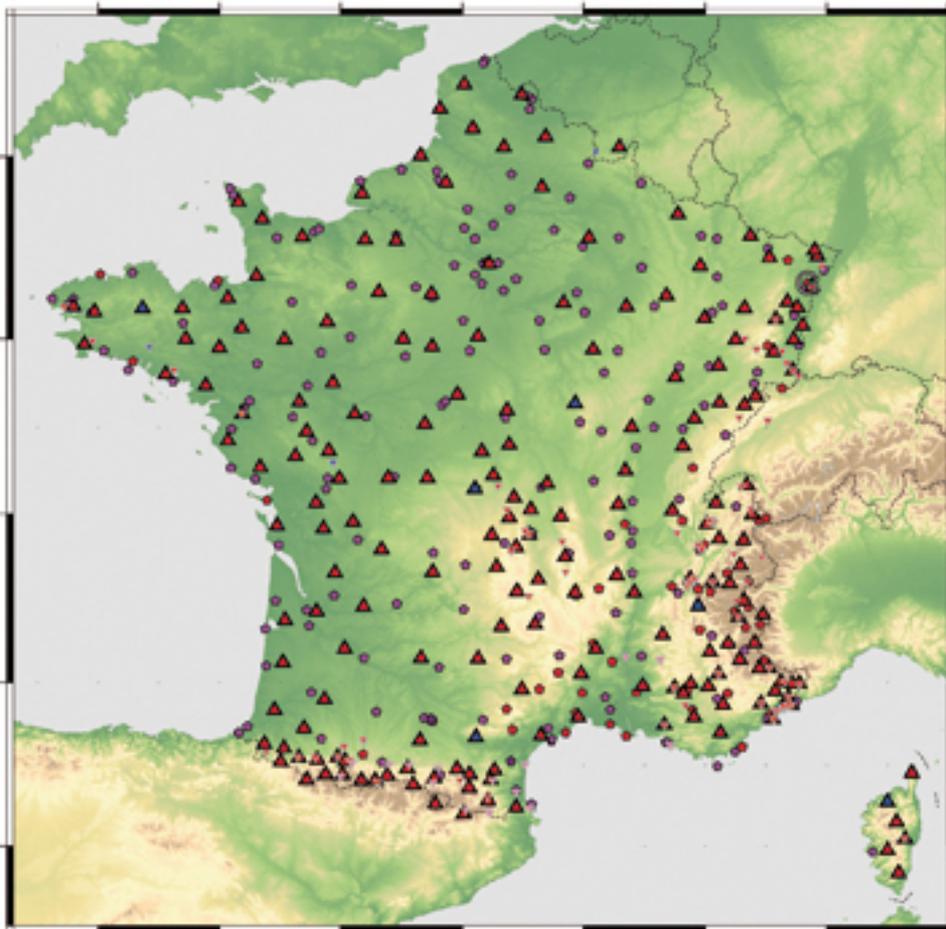
Japon



Sismicité

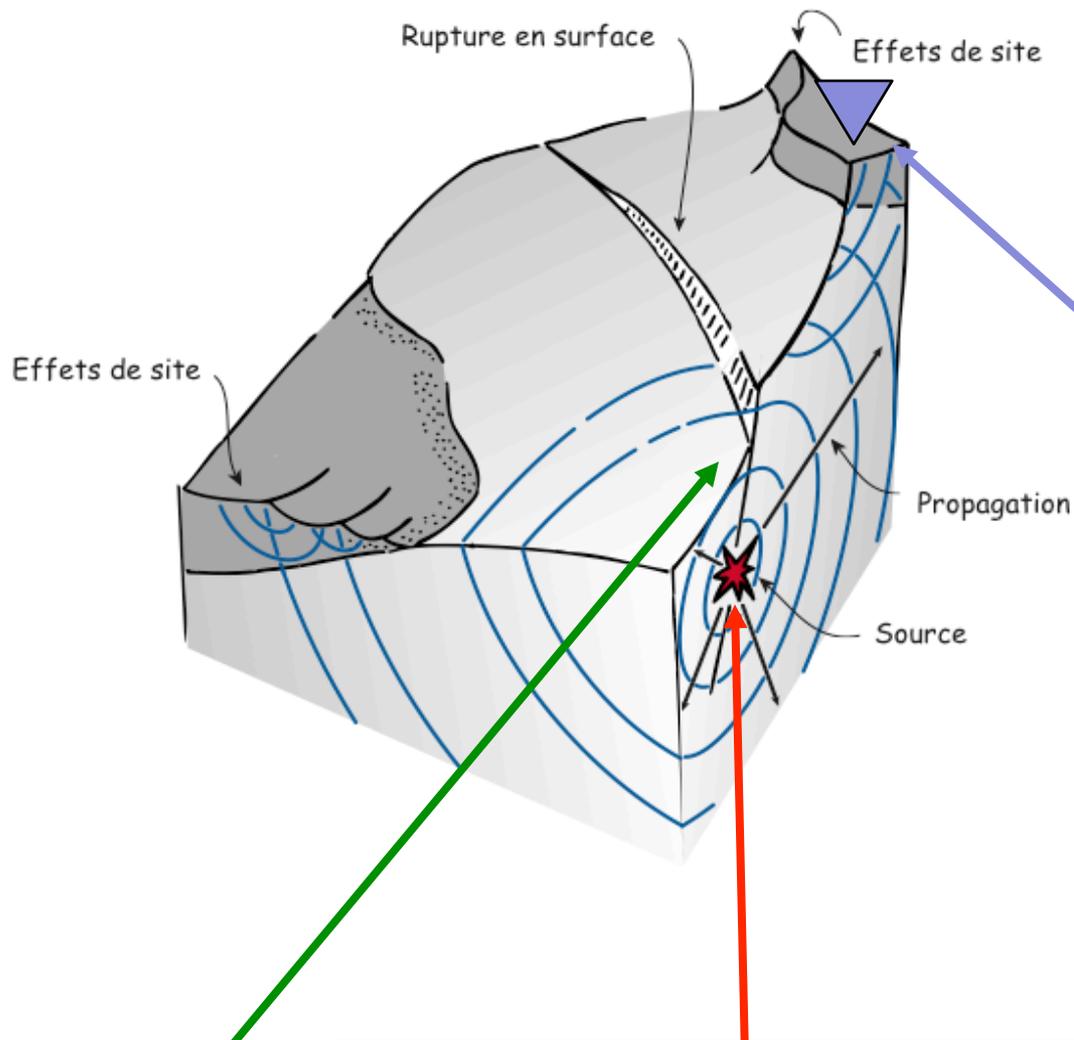


Projet RESIF-EPOS



Projet Resif - horizon 2020





La **STATION** :

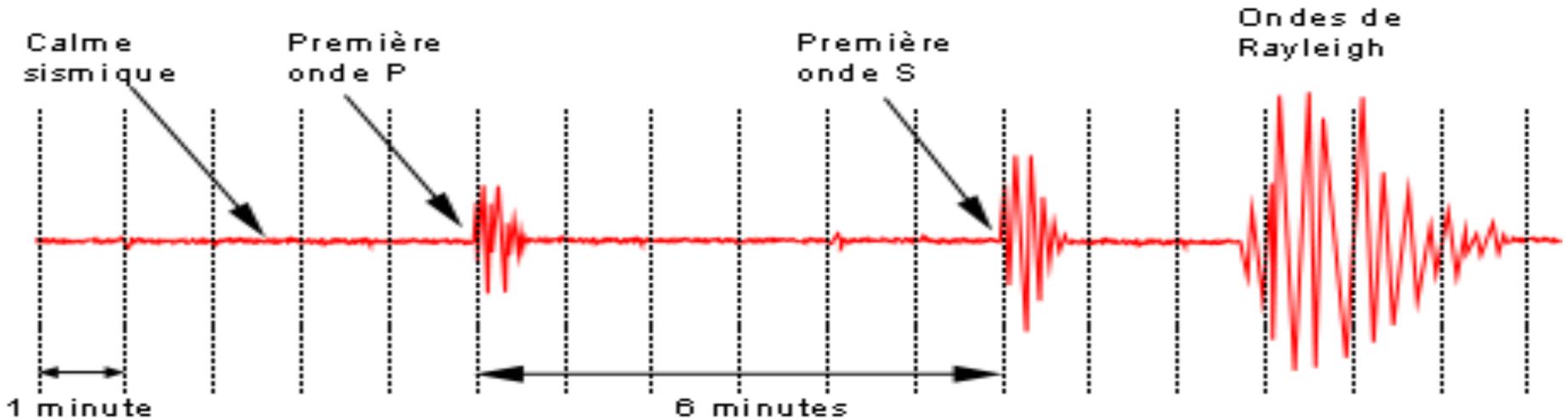
Les signaux enregistrés sont la combinaison d'effets liés :

- 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.

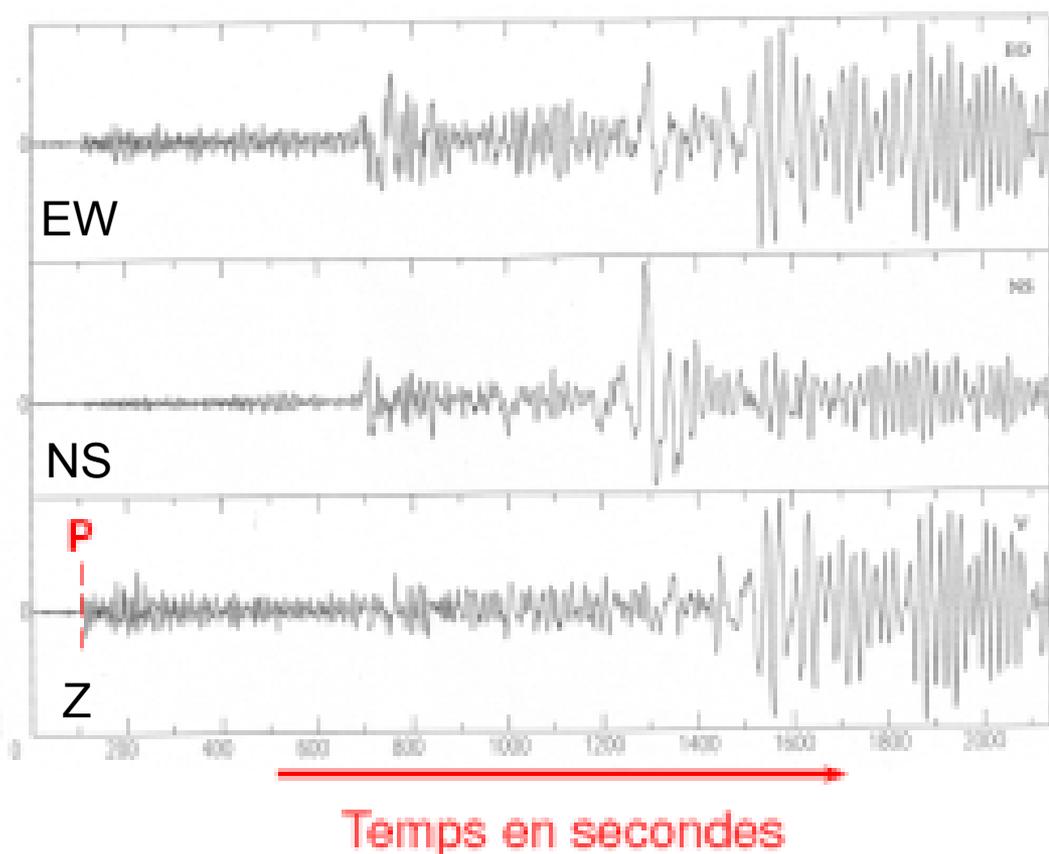
Un sismogramme



La vitesse de propagation et l'amplitude de ces ondes sont modifiées par les structures géologiques traversées.

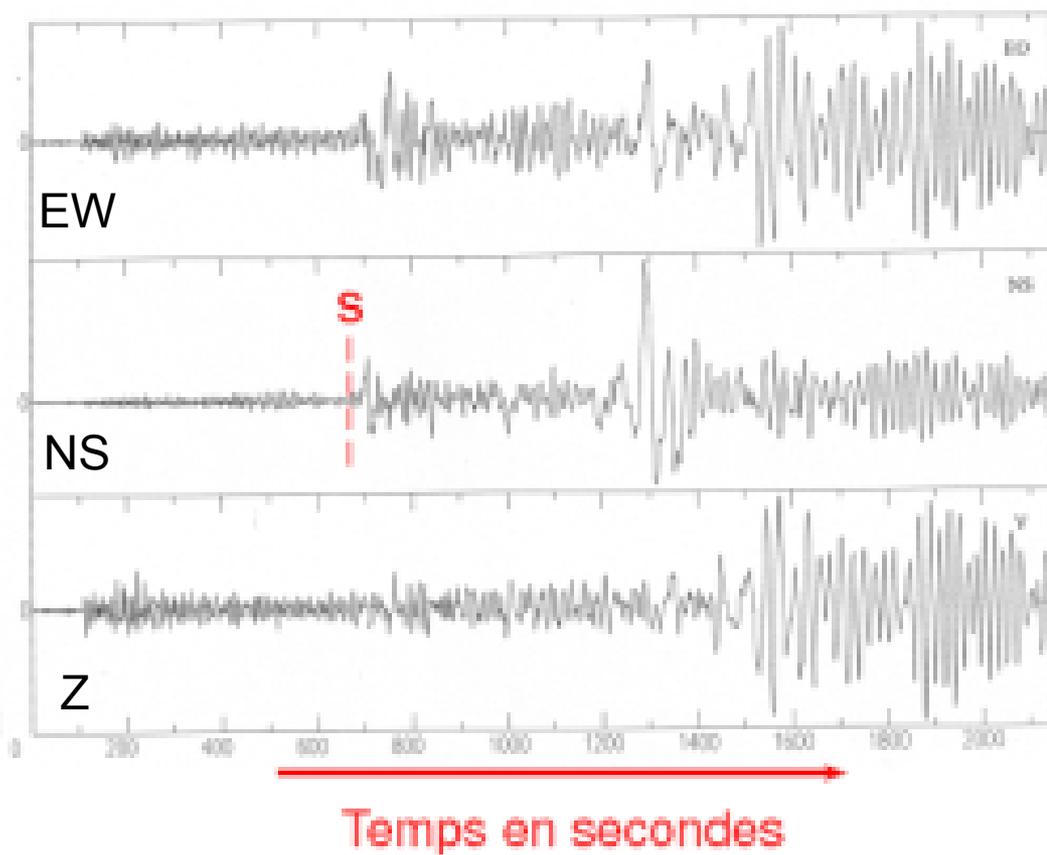
- Les signaux enregistrés renseignent sur :
- la constitution interne du globe terrestre
 - la source

Identification des ondes



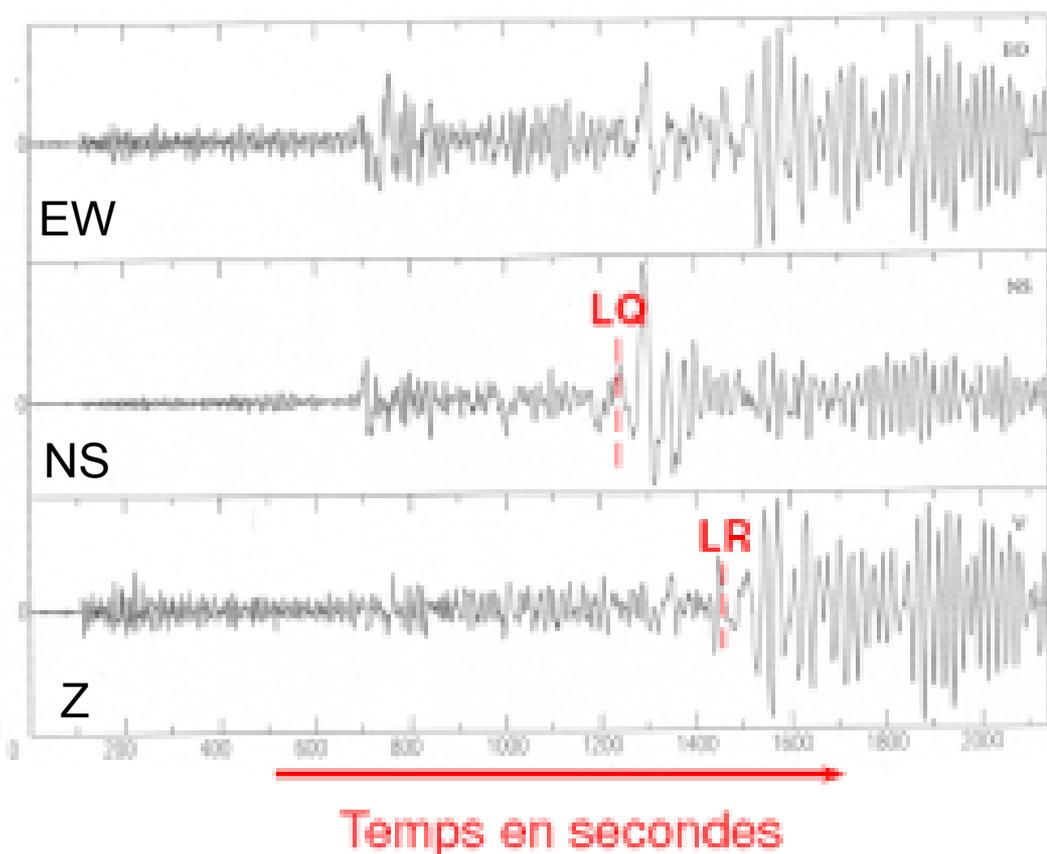
- Meilleure lecture sur la verticale
- Première arrivée en temps
- Contenu haute fréquence ~1 Hz (1s)

Identification des ondes



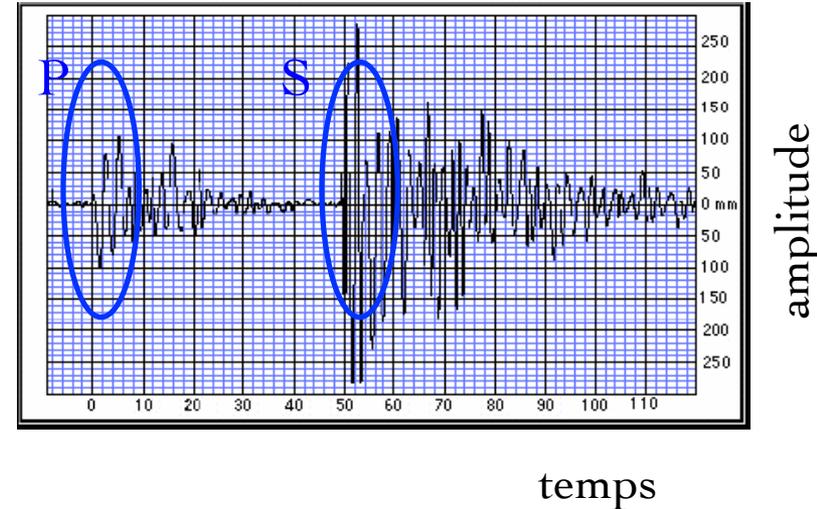
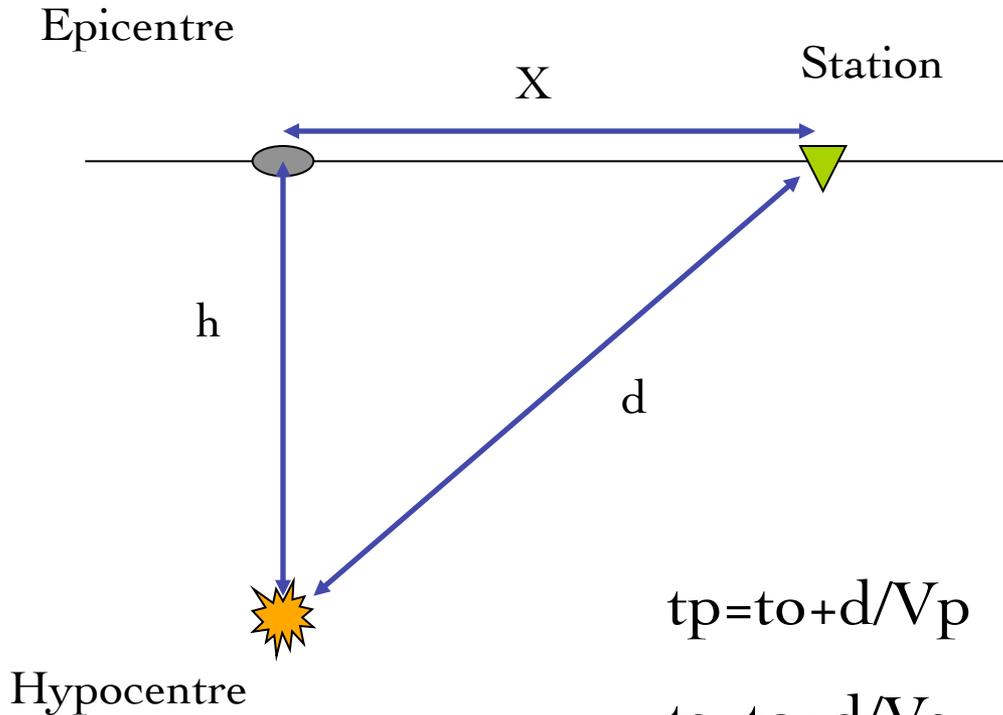
- Meilleure lecture sur les horizontales
- Arrivée après l'onde P
- Contenu haute fréquence plus bas ~ 0.25 Hz (4s)

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)

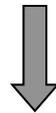
Localisation d'un séisme



$$t_p = t_0 + d/V_p$$

$$t_s = t_0 + d/V_s$$

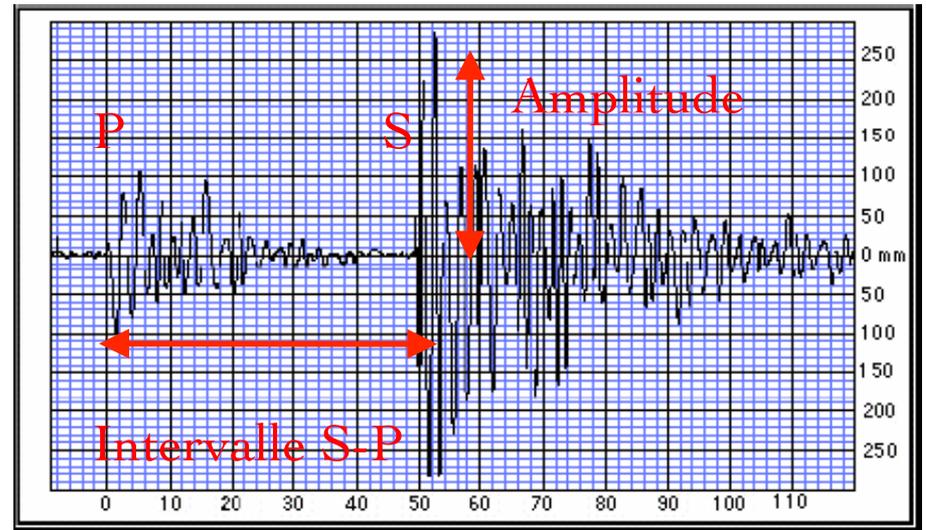
4 inconnues: latitude, longitude, profondeur, temps origine



En pratique: 3 écarts ($t_s - t_p$)

Localisation d'un séisme

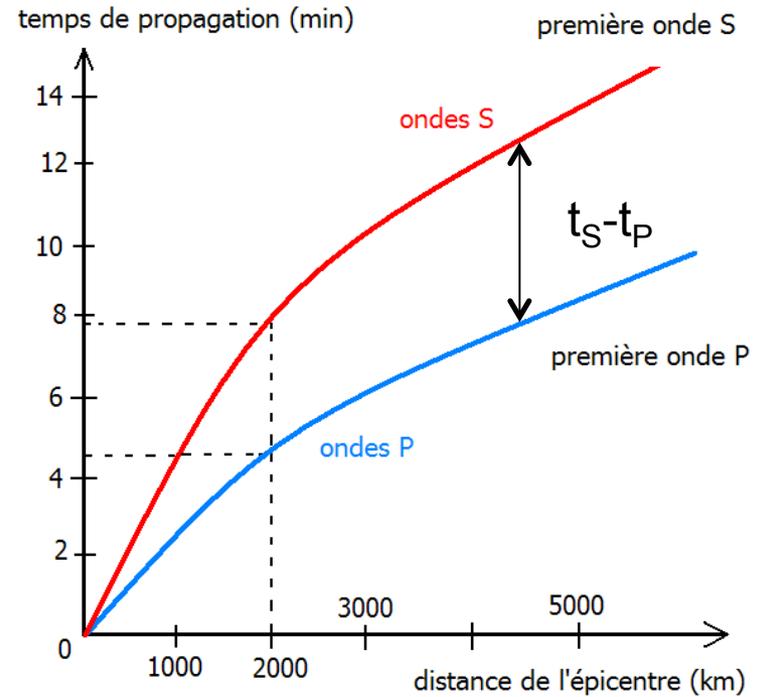
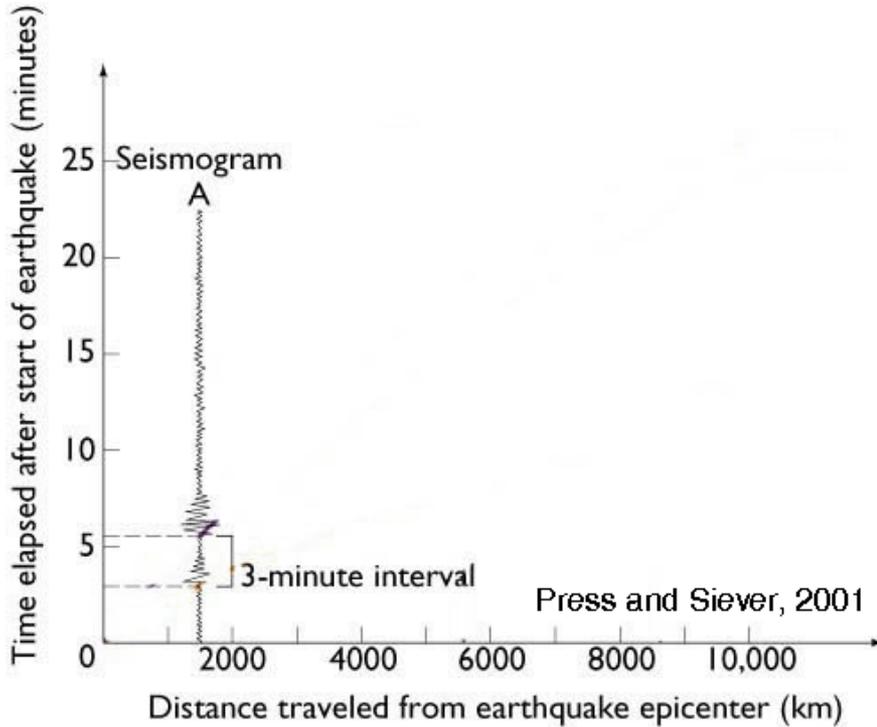
$$d = \frac{(t_S - t_P)}{\left(\frac{1}{V_S} - \frac{1}{V_P}\right)}$$



temps

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

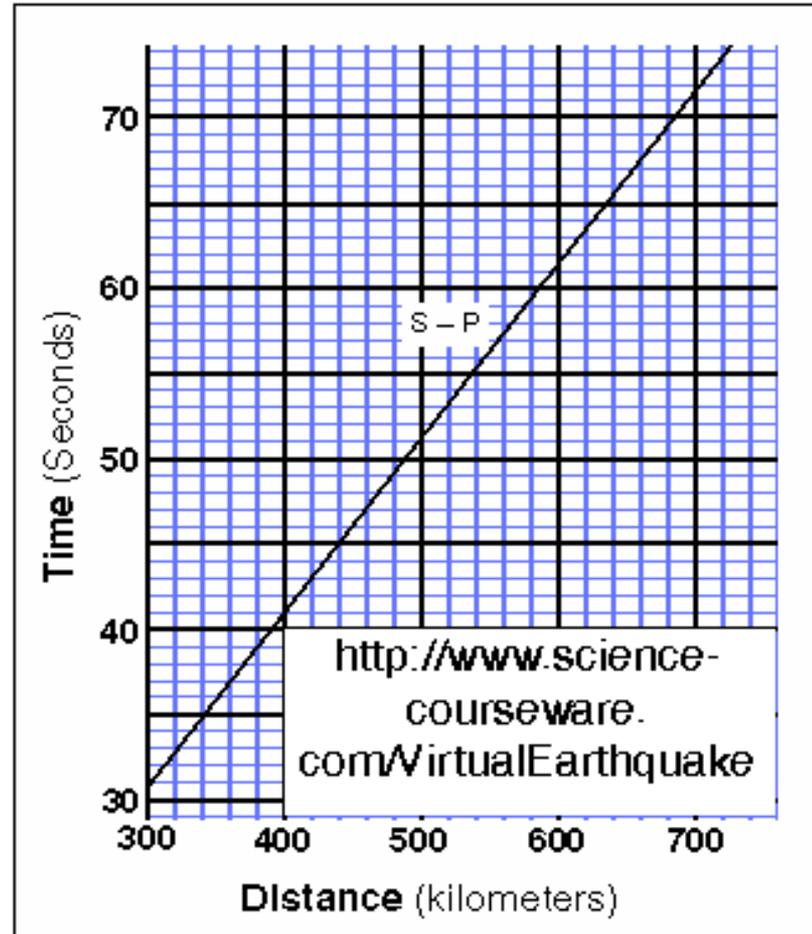
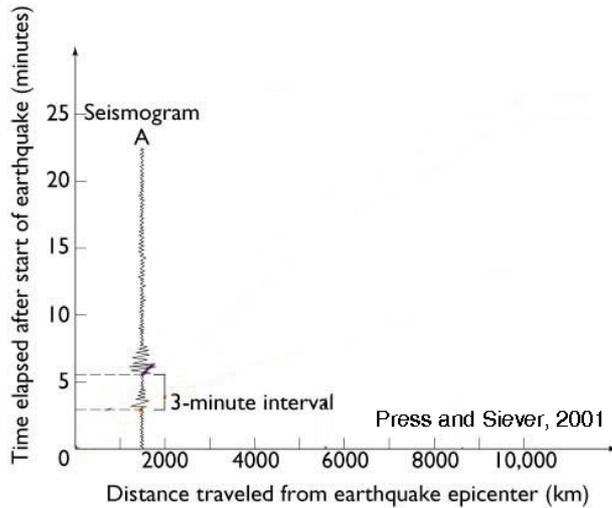
Localisation d'un séisme



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.

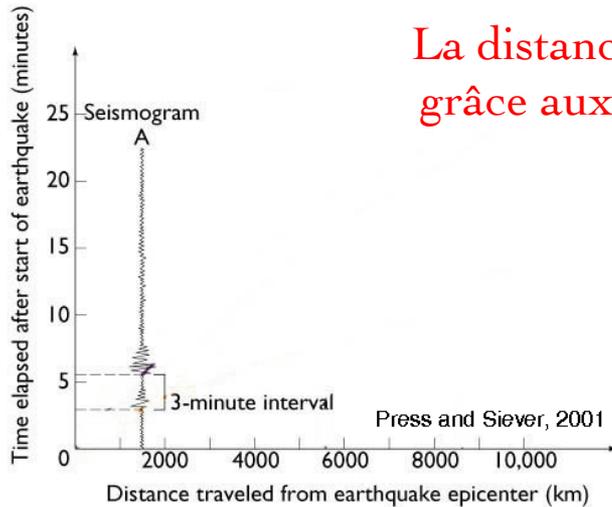
Localisation d'un séisme



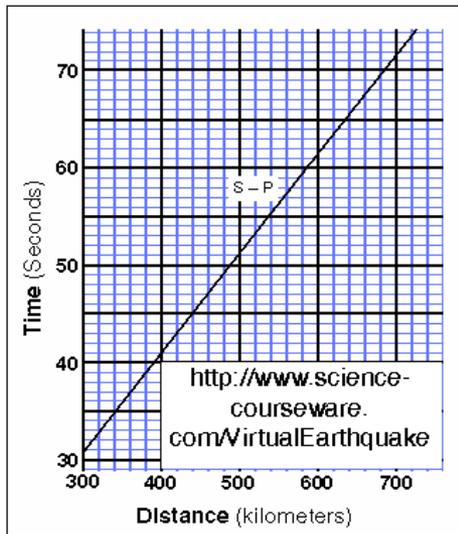
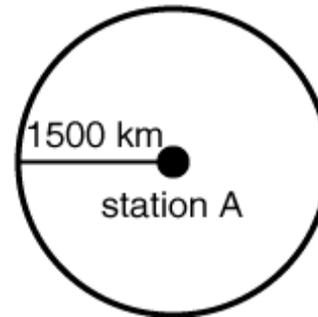
Distances Régionale

Localisation d'un séisme

La distance est calculée,
grâce aux hodochrones

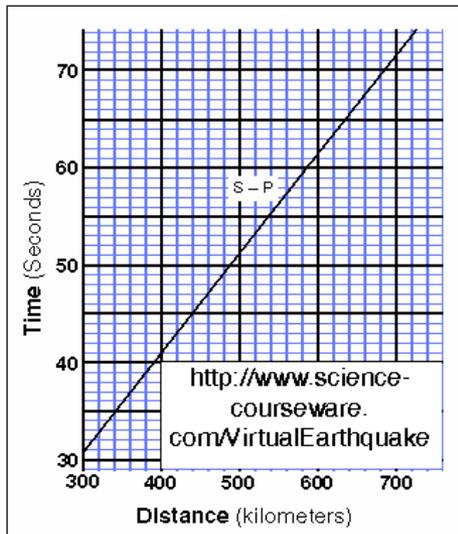
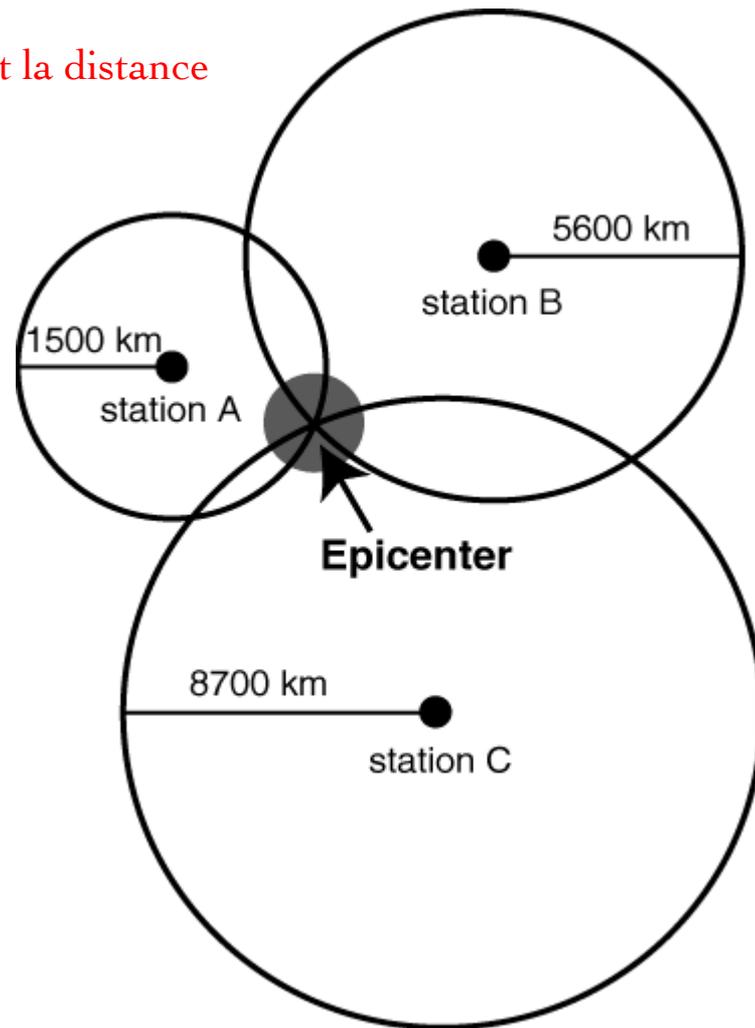
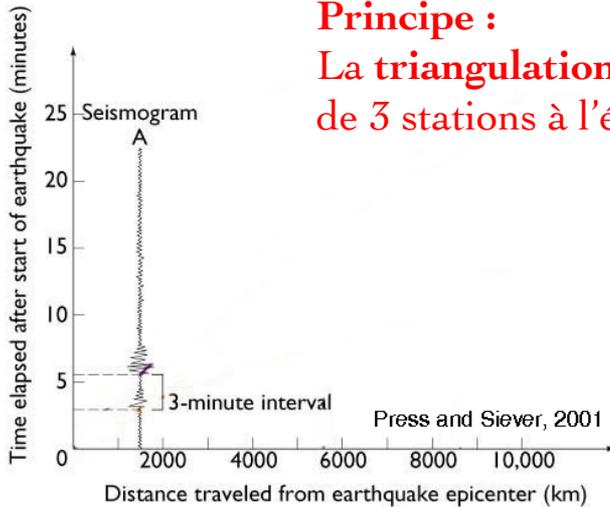


3 minutes P-S time =
1500 km distance

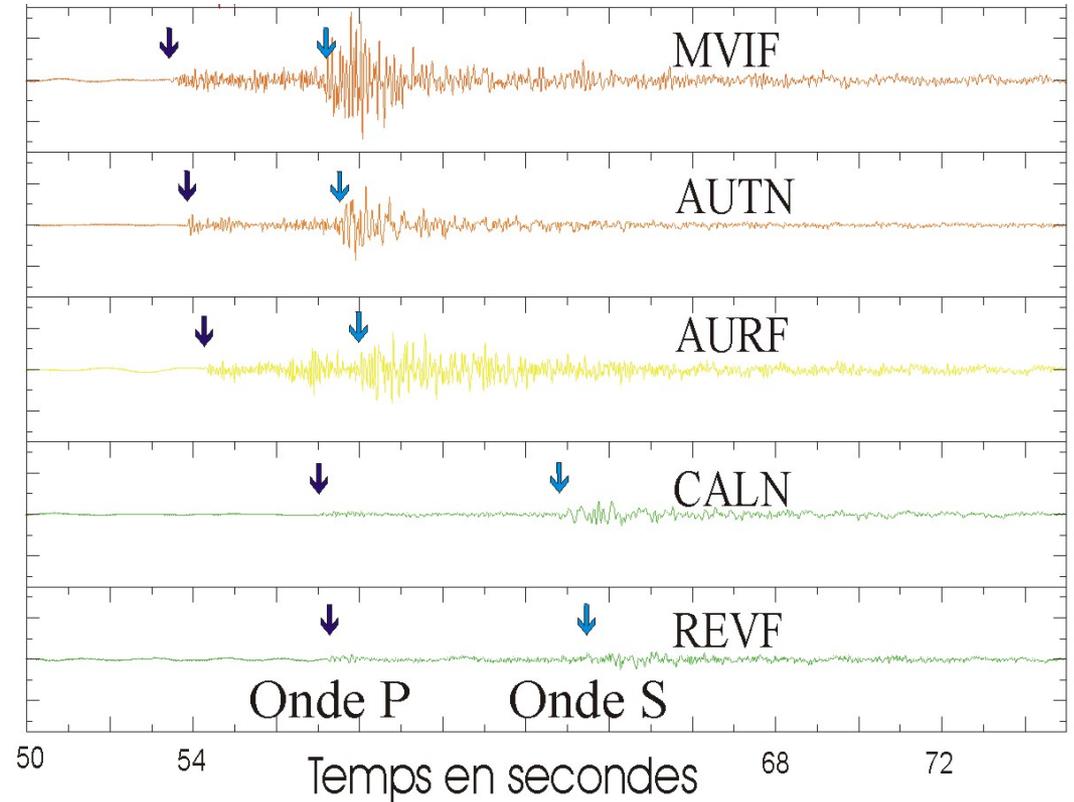
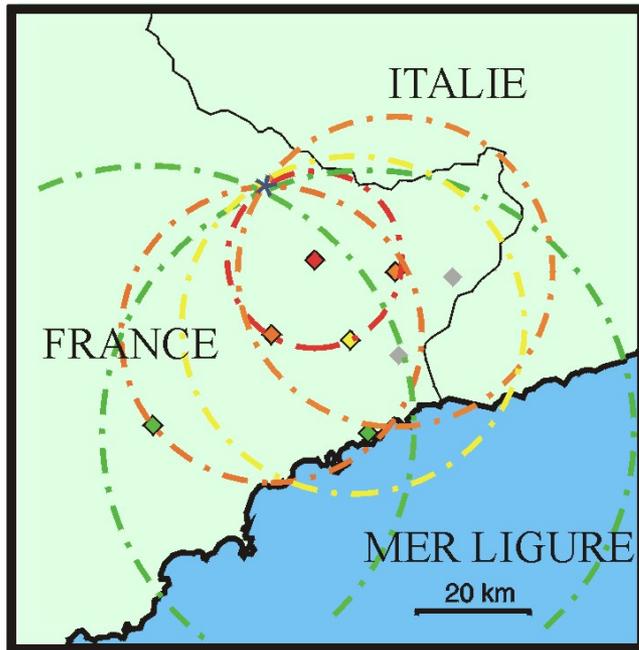


Localisation d'un séisme

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

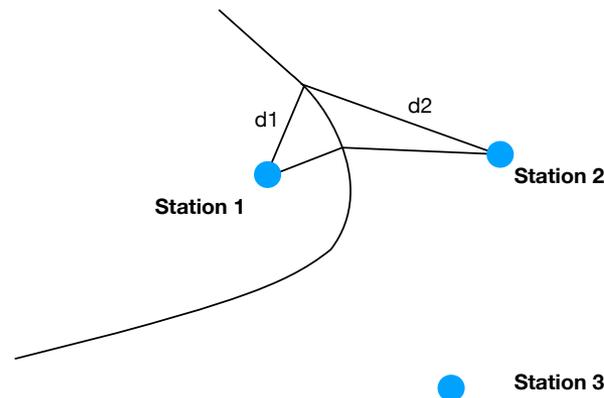
$$\begin{array}{l} t_1 = t_0 + d_1/V_p \\ t_2 = t_0 + d_2/V_p \end{array} \quad \Rightarrow \quad d_2 - d_1 = (t_2 - t_1) \cdot V_p = \text{cste}$$

Localisation d'un séisme

Méthode des hyperboles

- 3 stations minimum
- Ondes P uniquement

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

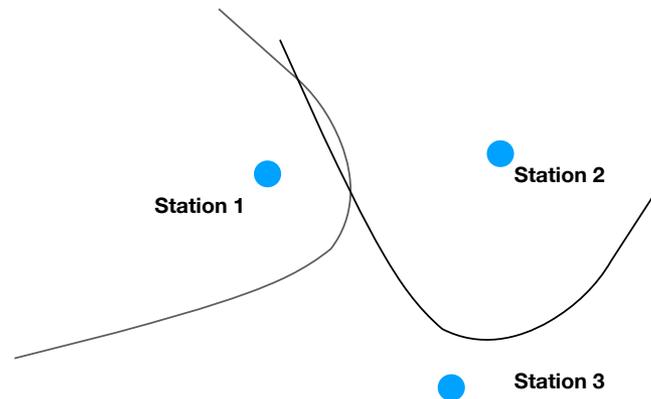


Localisation d'un séisme

Méthode des hyperboles

- 3 stations minimum
- Ondes P uniquement

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

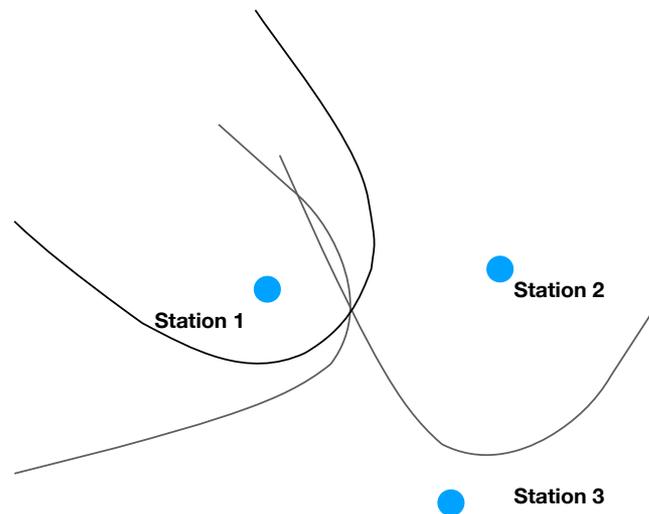


Localisation d'un séisme

Méthode des hyperboles

- 3 stations minimum
- Ondes P uniquement

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

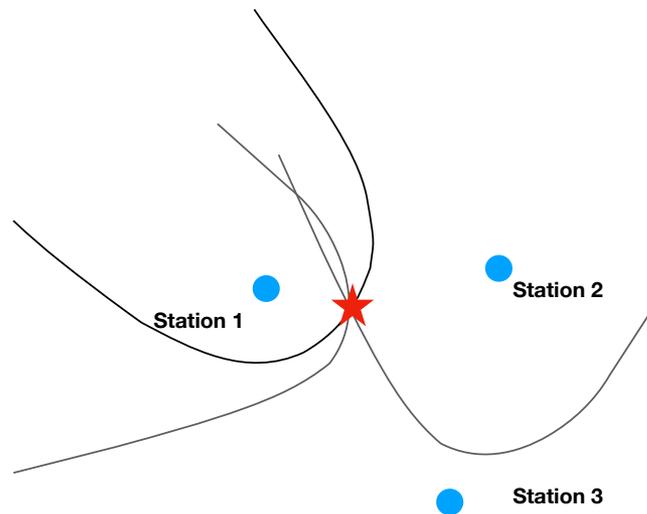


Localisation d'un séisme

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

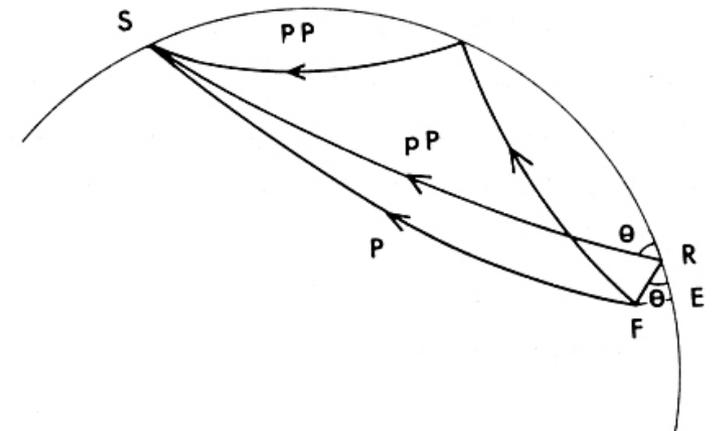


Table 4.1. *Variation of earthquake frequency with focal depth for earthquakes recorded during the period 1918–1946*

	Depth (km)	Number of earthquakes
Shallow	< 100	800
Intermediate	75–125	139
	125–175	56
	175–225	38
	225–275	15
	275–325	8
Deep	325–375	11
	375–425	12
	425–475	4
	475–525	7
	525–575	8
	575–625	12
	625–675	7
675–725	3	

Source: After Gutenberg and Richter (1954).

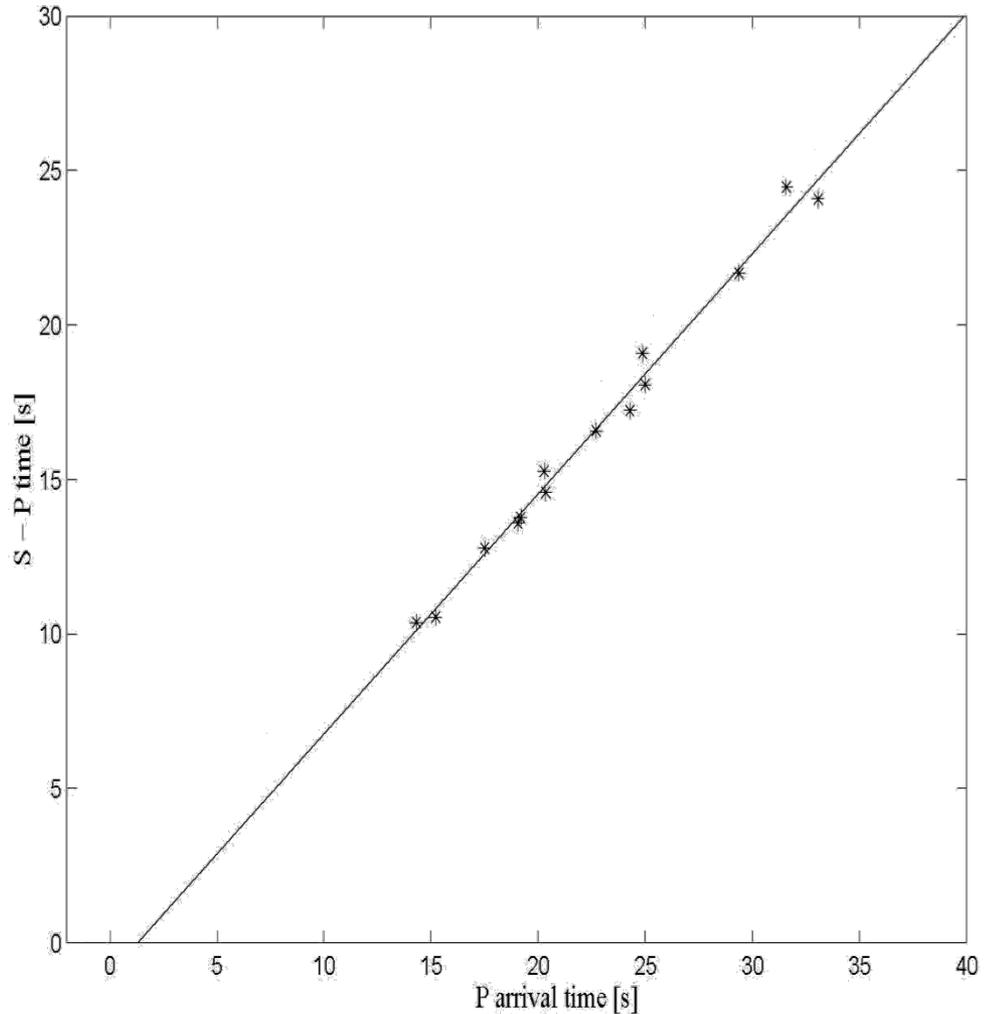
Localisation d'un séisme

Estimation du temps origine :
diagramme de Wadati

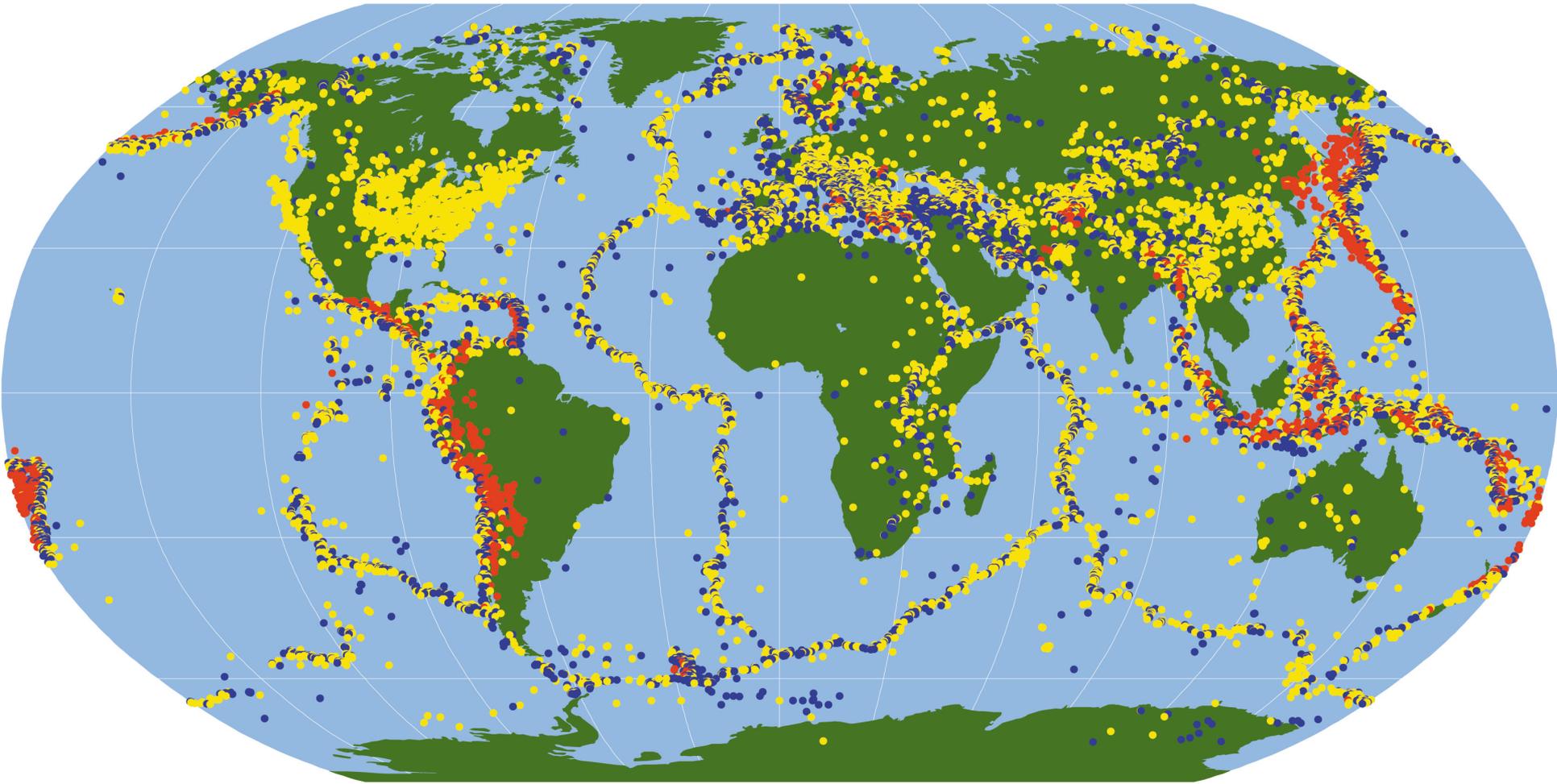
- $t_S - t_P$ en fonction de t_P
- Régression linéaire
- T_0 est obtenu pour $t_S - t_P = 0$

Autre avantage :

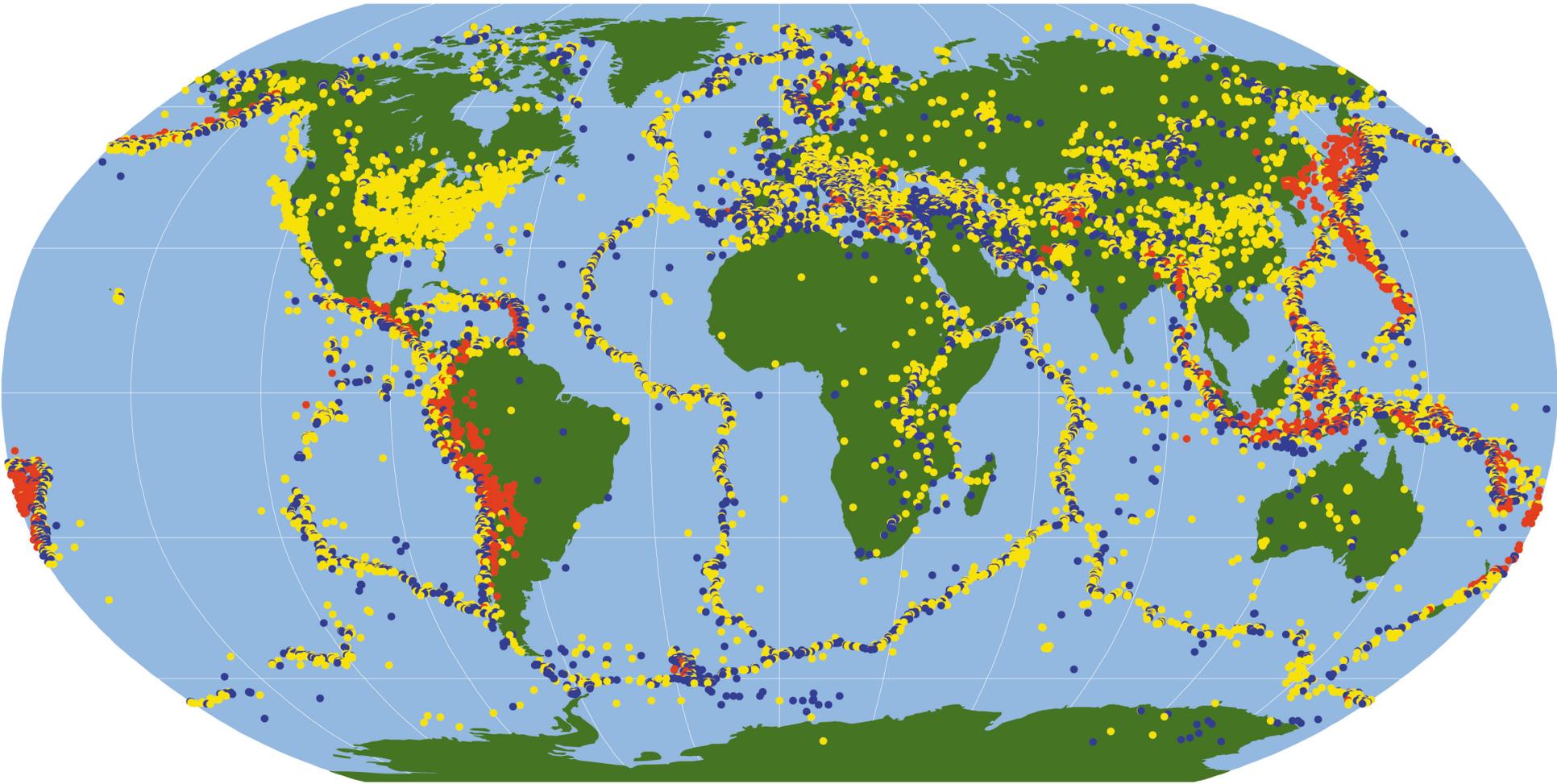
La pente de la droite = $V_P/V_S - 1$
(dépend de la composition,
température, présence de fluide)



Localiser un séisme : à quoi ça sert ?

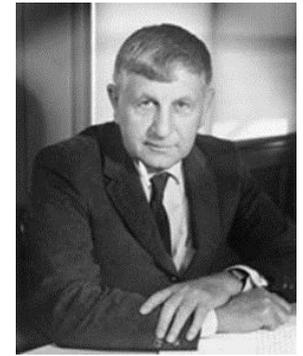
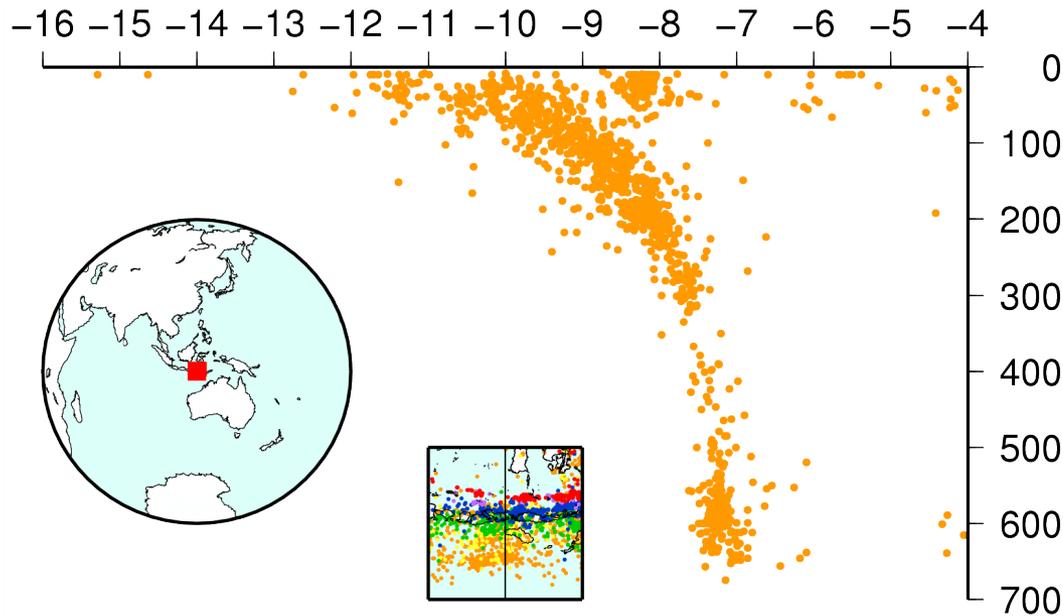


Localiser un séisme : à quoi ça sert ?



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

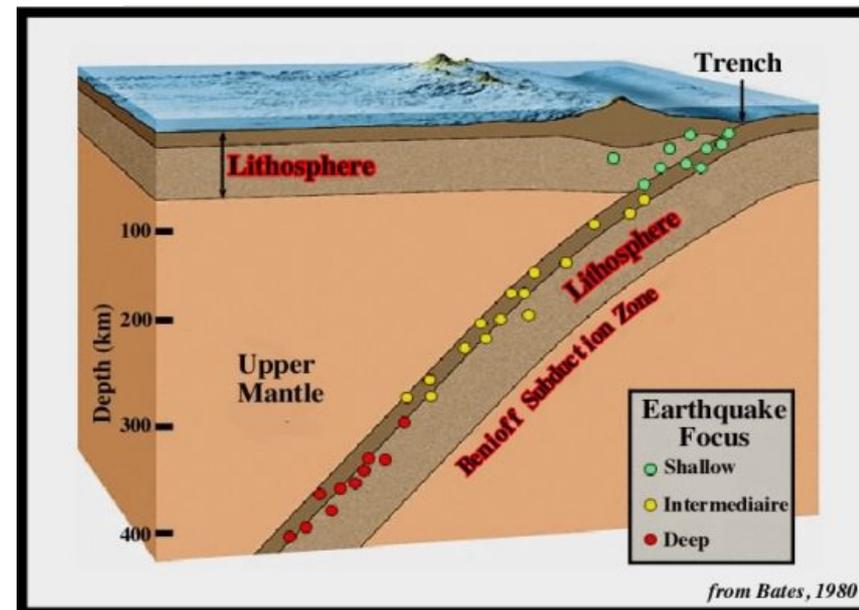
Localiser un séisme : à quoi ça sert ?



Plan de Wadati-Benioff

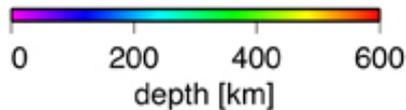
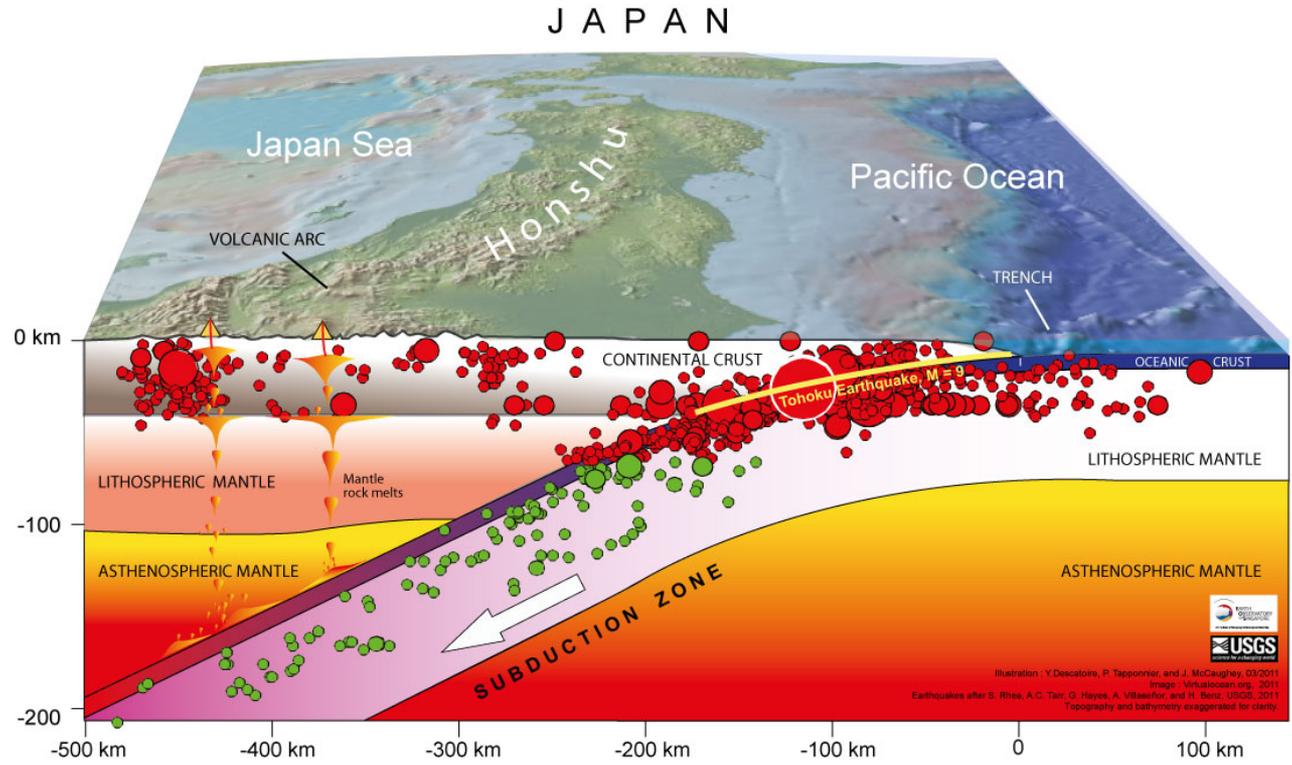
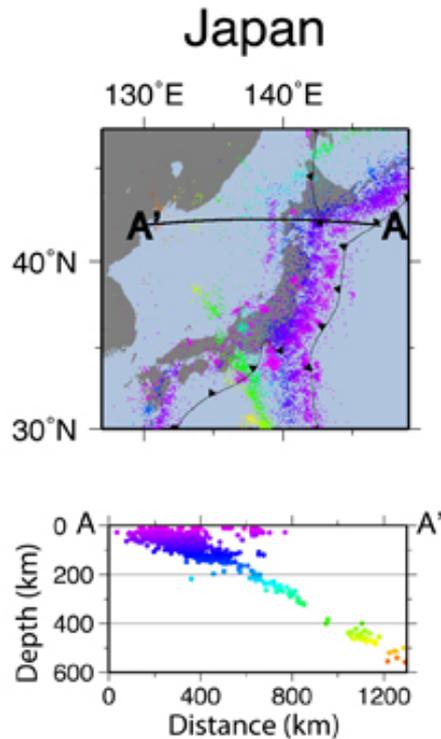


- Zones de subduction
- Permet de déterminer la géométrie des plaques plongeantes



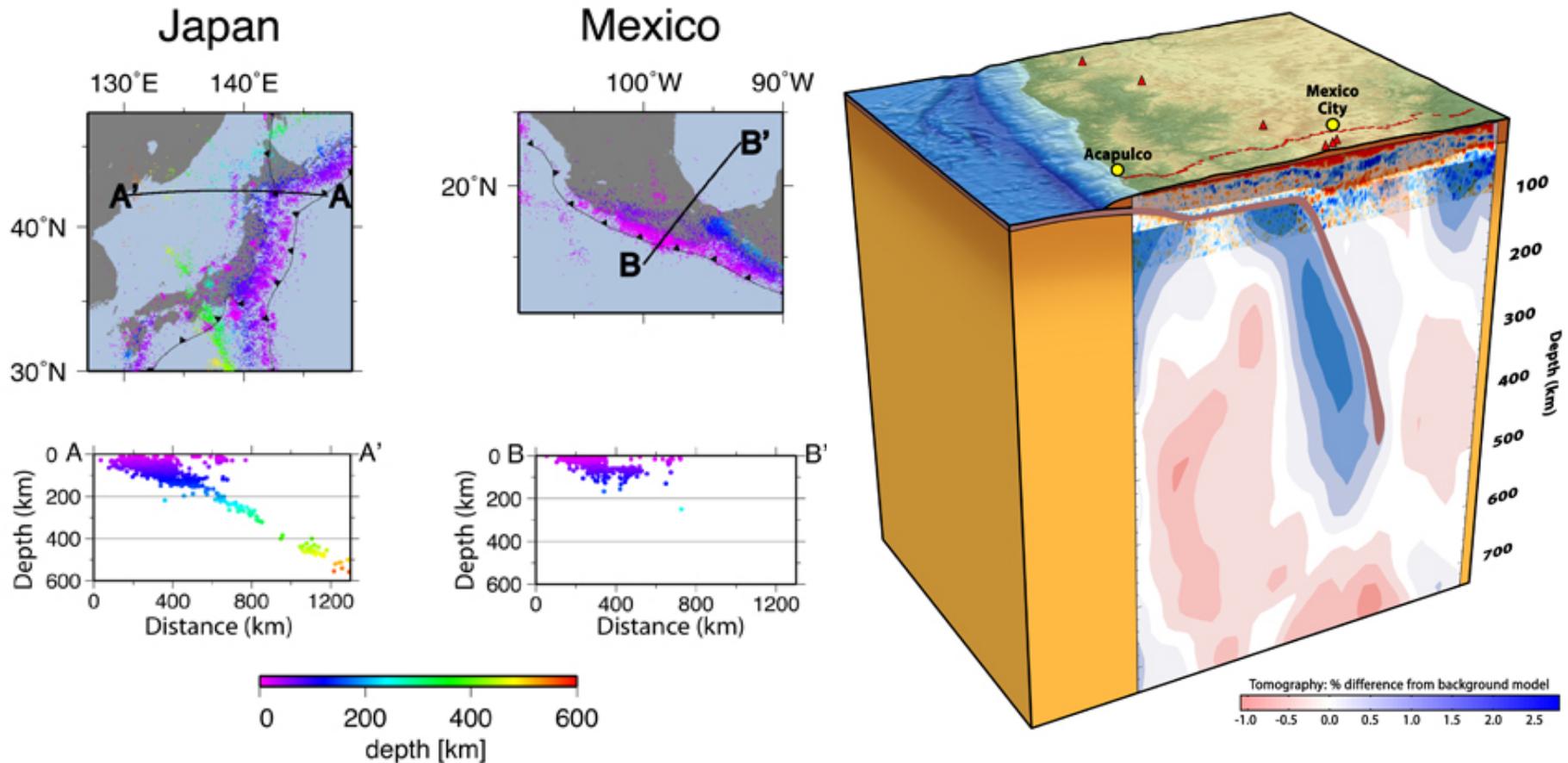
Localiser un séisme : à quoi ça sert ?

Zones de subductions



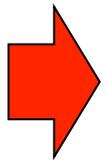
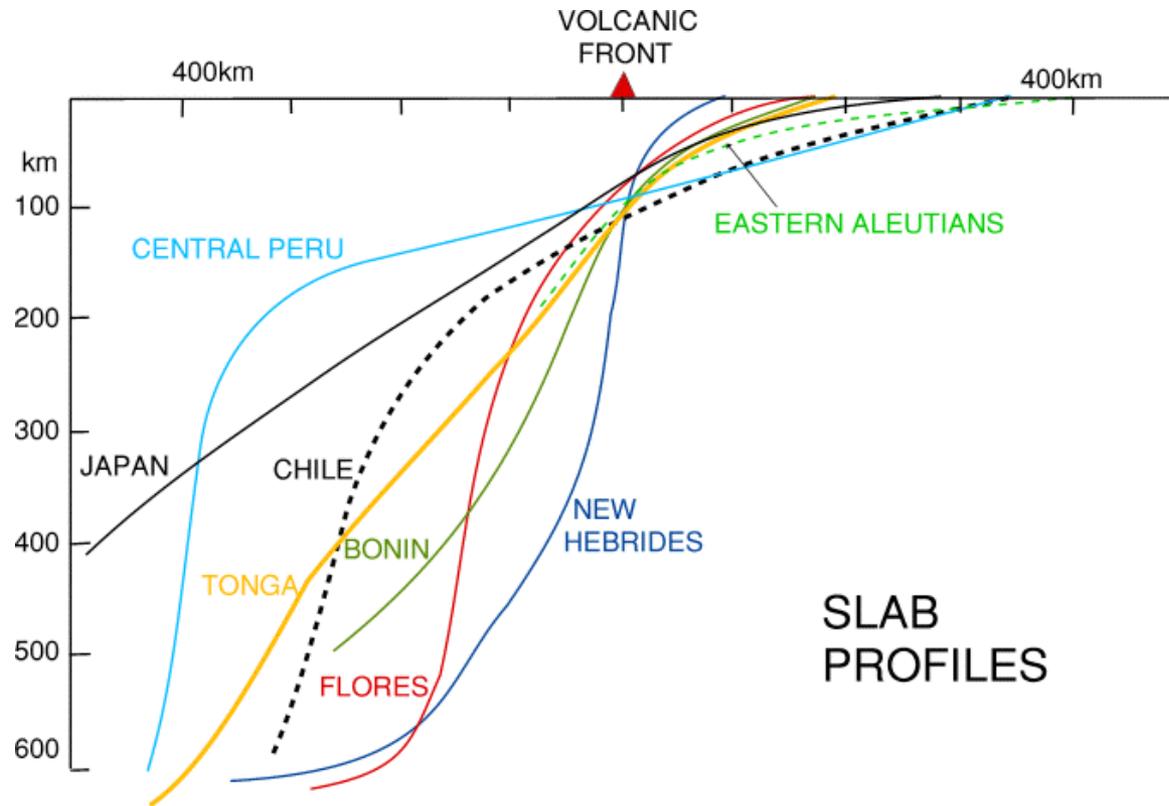
Localiser un séisme : à quoi ça sert ?

Zones de subductions



Localiser un séisme : à quoi ça sert ?

Zones de subductions



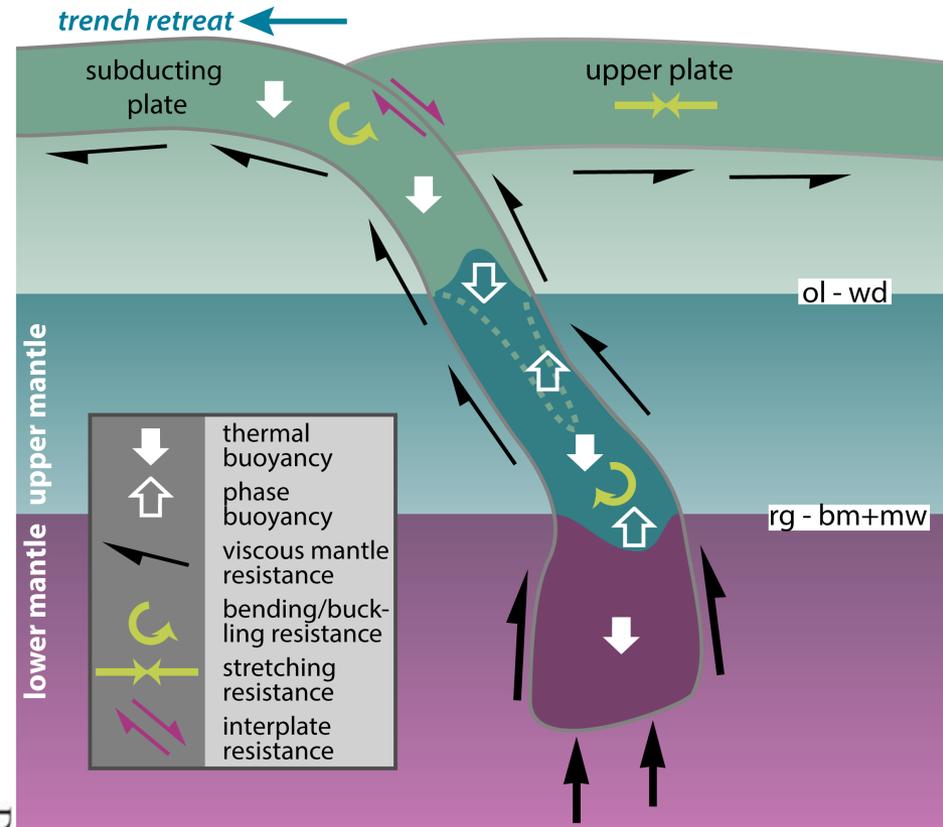
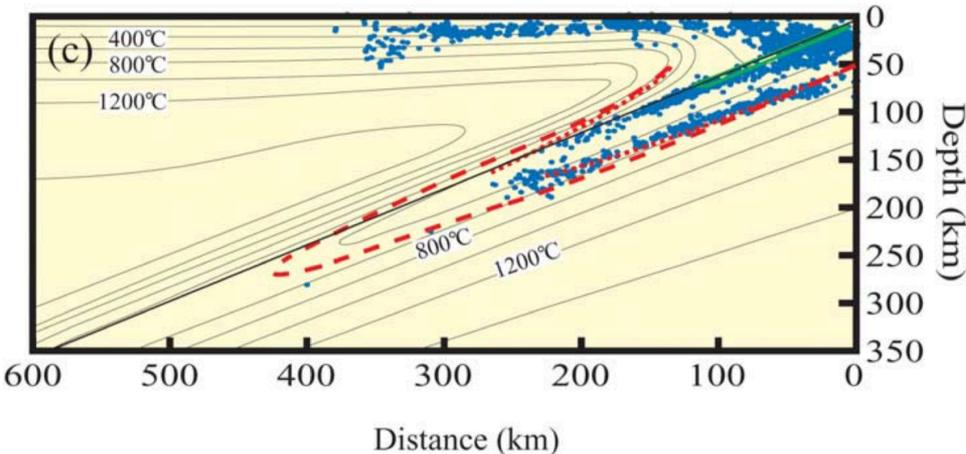
- Structure du manteau
- Âge des plaques plongeantes

Localiser un séisme : à quoi ça sert ?

Zones de subductions

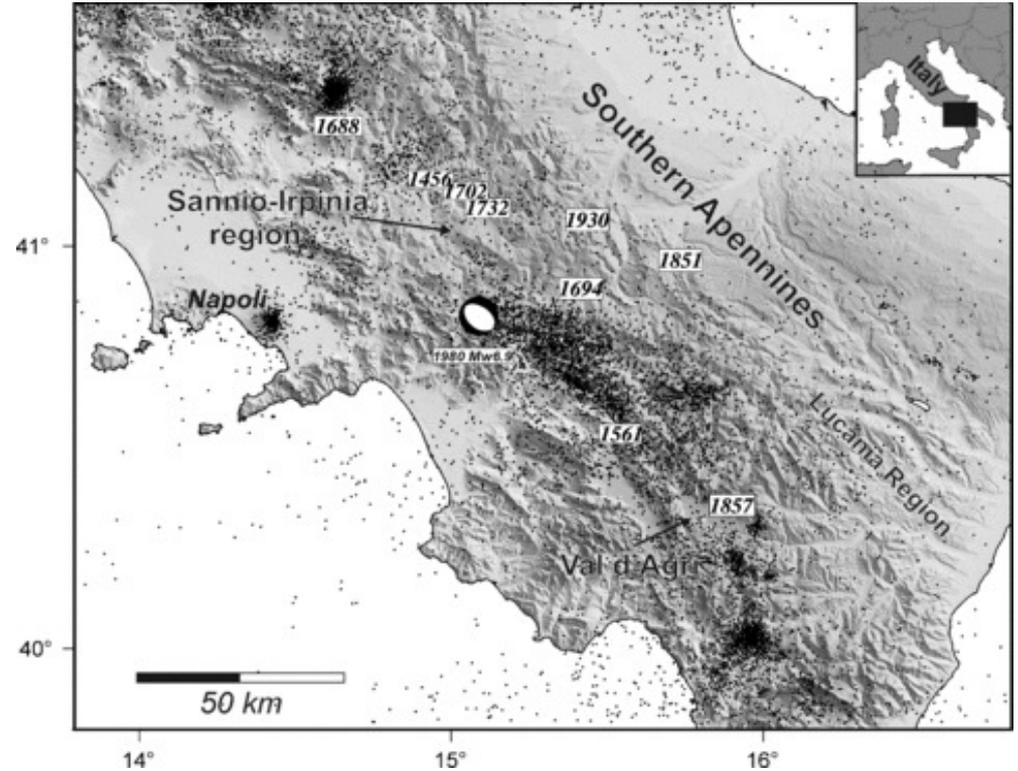
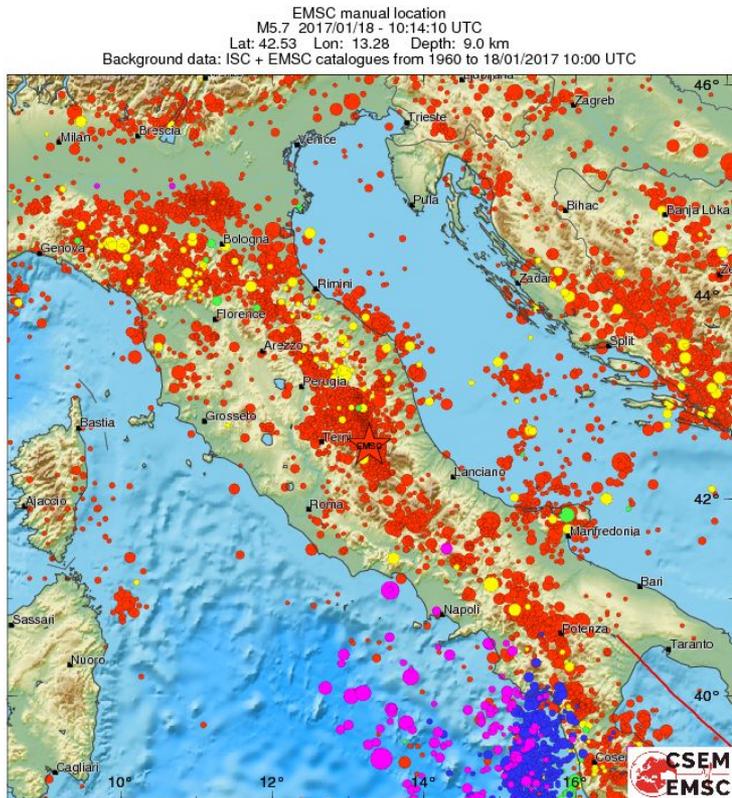
Différents mécanismes à l'origine de la sismicité

- Friction et rupture le long des plans de faille
- Déshydratation et formation d'éclogites (<300 km)
- Changements de phases minérales (changement de volume, >300 km)



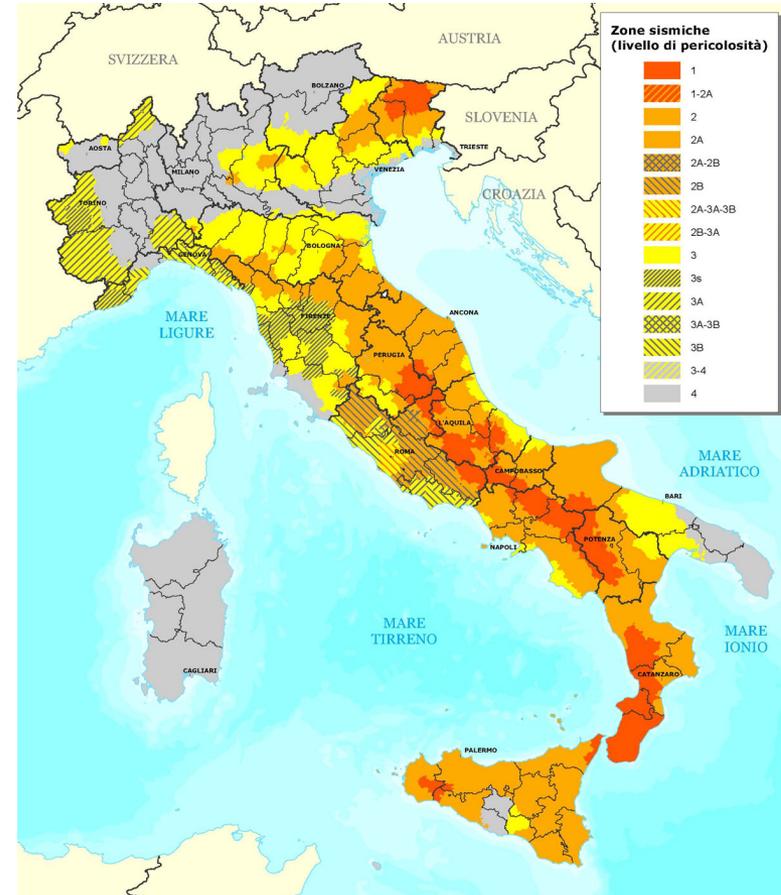
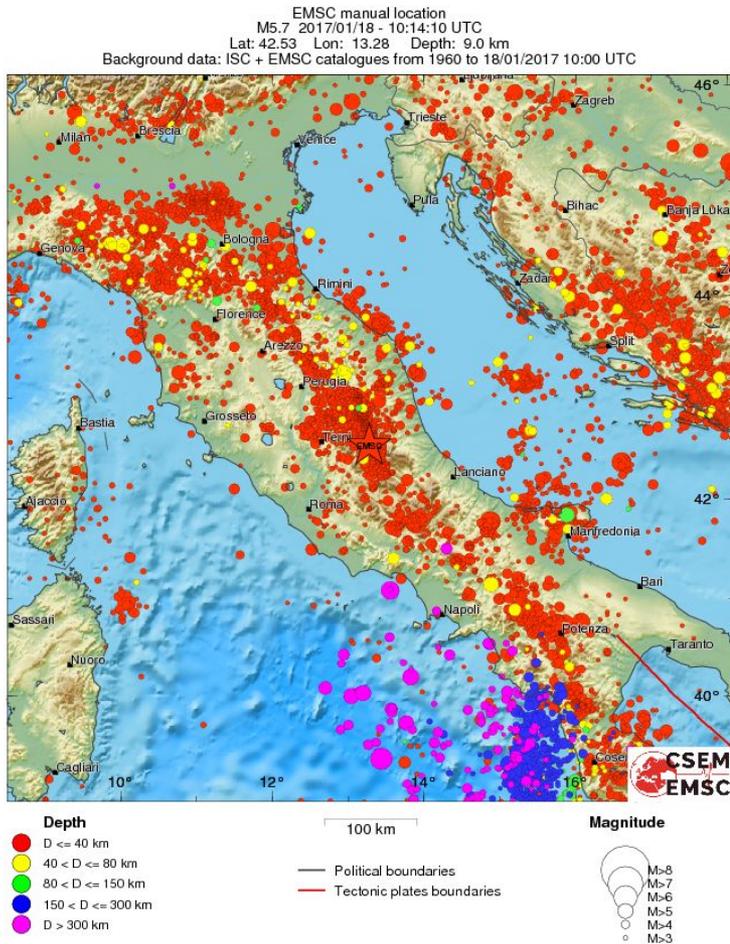
Localiser un séisme : à quoi ça sert ?

Zones actives / cassantes



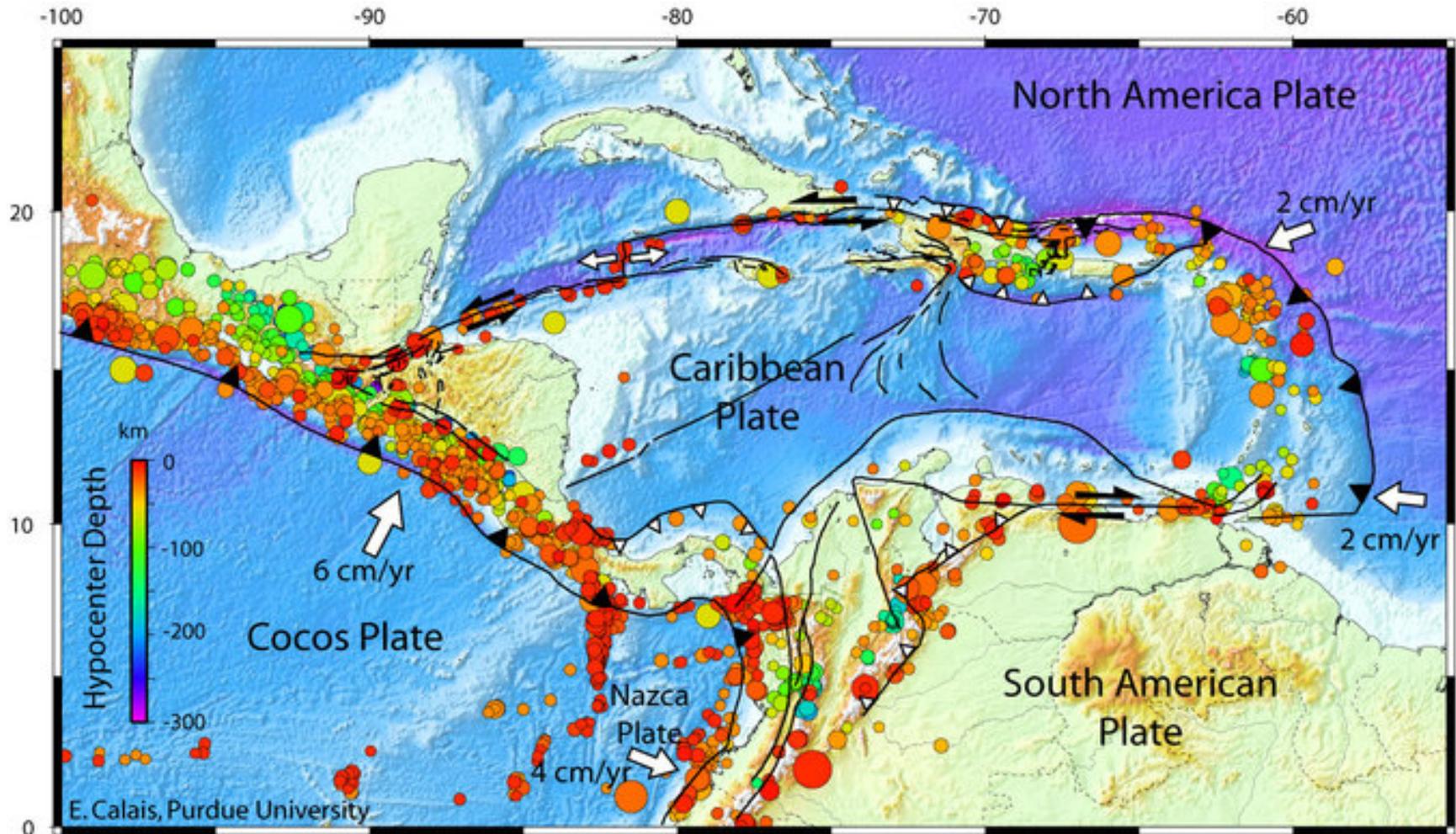
Localiser un séisme : à quoi ça sert ?

Zones actives / cassantes



Localiser un séisme : à quoi ça sert ?

Géodynamique des zones actives



A vertical strip on the left side of the slide showing various geological features: a reddish-brown rocky landscape at the top, a green and blue layered structure in the middle, and a colorful, abstract pattern at the bottom.

Les séismes: comment les étudier?

AMPLEUR DES SÉISMES

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).

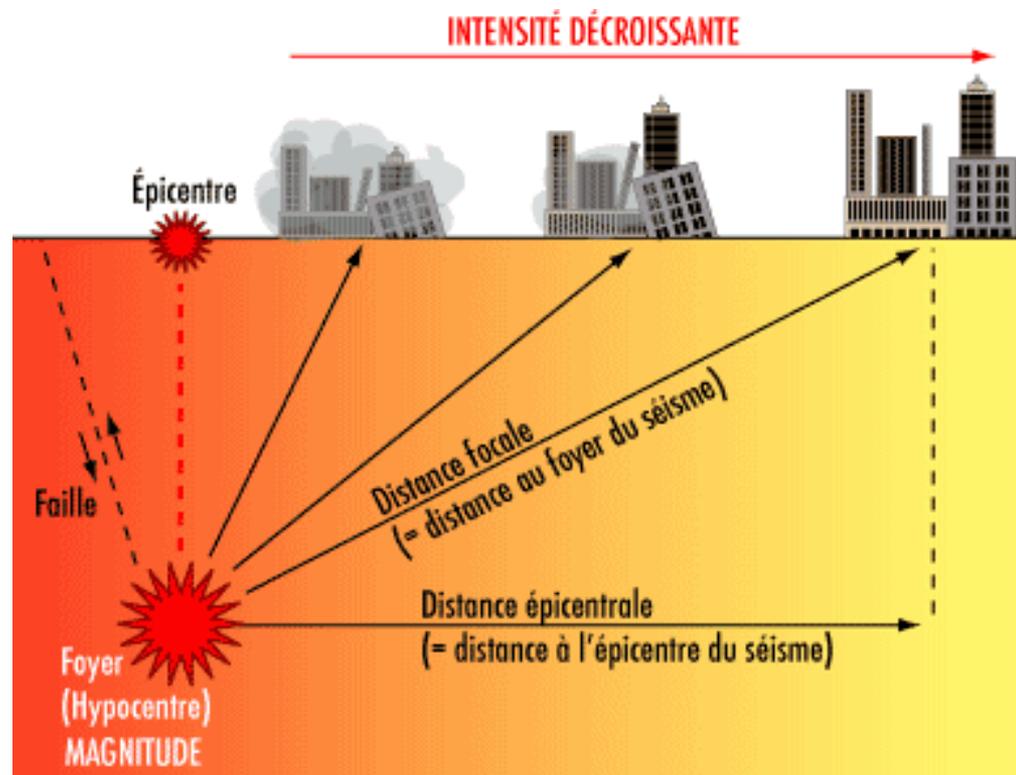
2 critères:

- 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

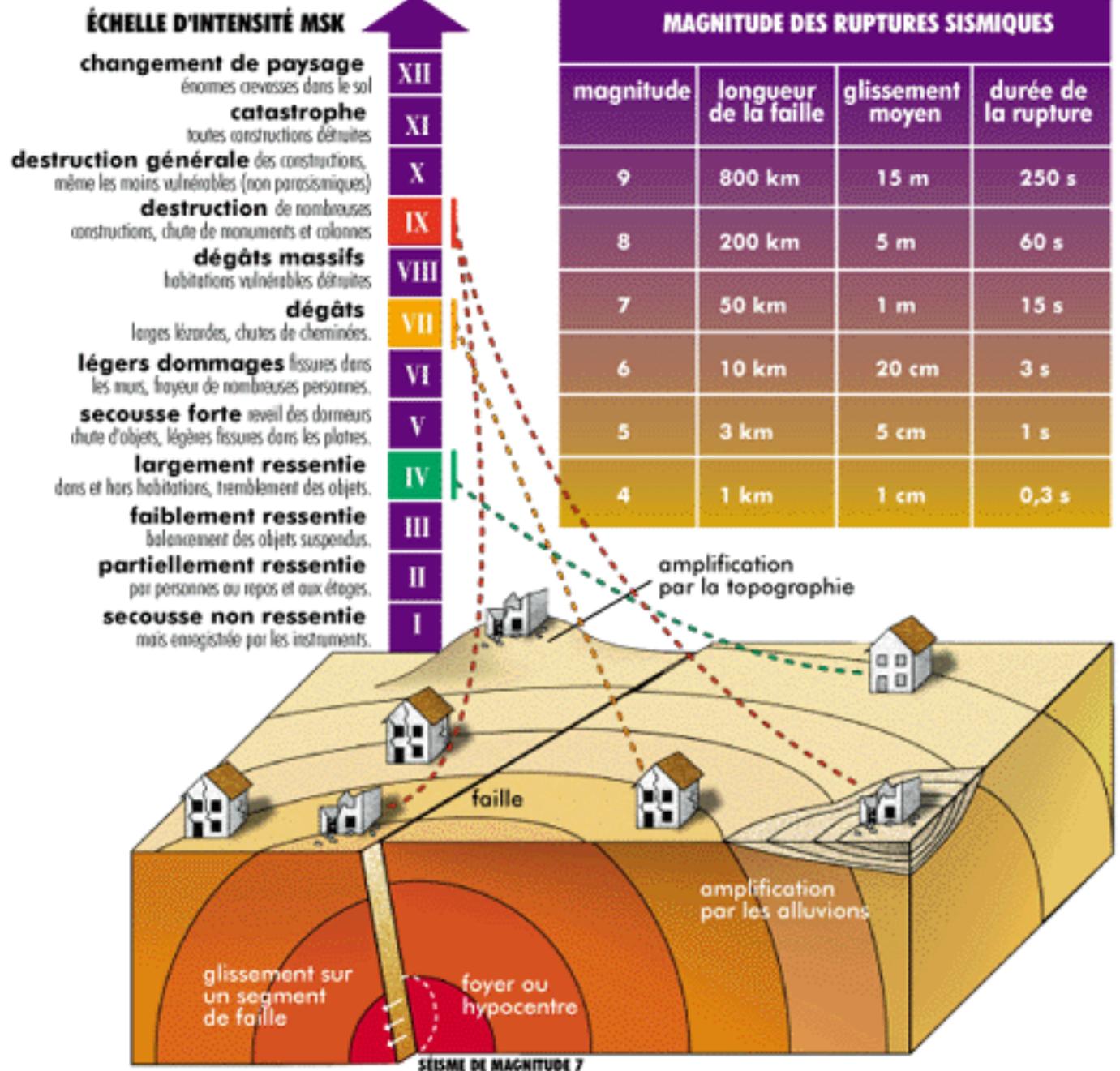
Il existe plusieurs échelles de 12 degrés (I à XII):

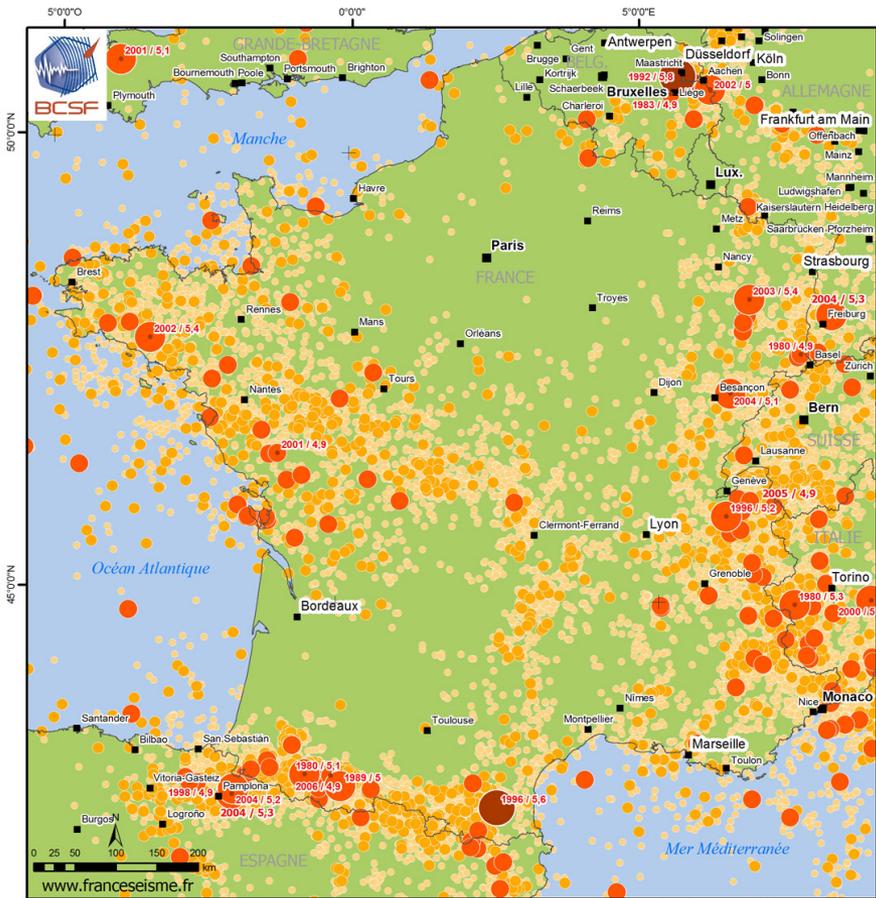
- Échelle de Mercalli (1902) modifiée en 1956.
- Échelle MSK (Medvedev-Sponheur-Karnik) crée en 1964.
- Échelle EMS 98 (European Macroseismic Scale 1998) 1998.



Intensité

L'échelle de MSK

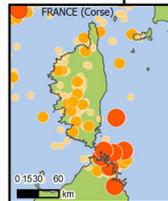




Les séismes en France métropolitaine 1980 - 2010

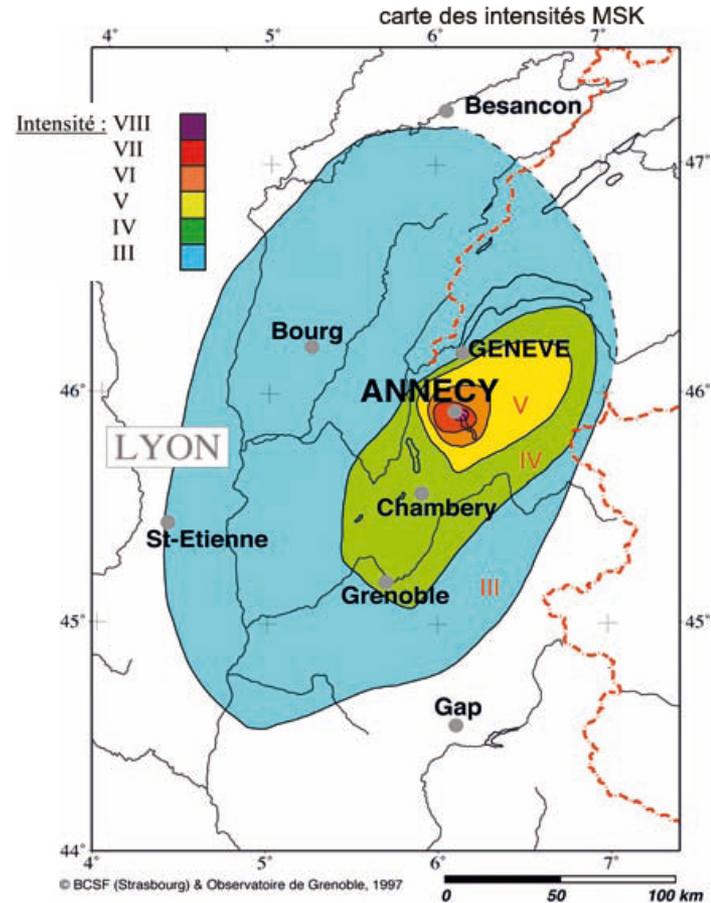
Epicentres des séismes selon leur magnitude (ML), BCSF

- [2 - 2,9]
 - [2,9 - 3,9]
 - [3,9 - 4,9]
 - [4,9 - 5,5]
 - [5,5 - 5,8]
- 2003 / 5,4 année et magnitude du séi



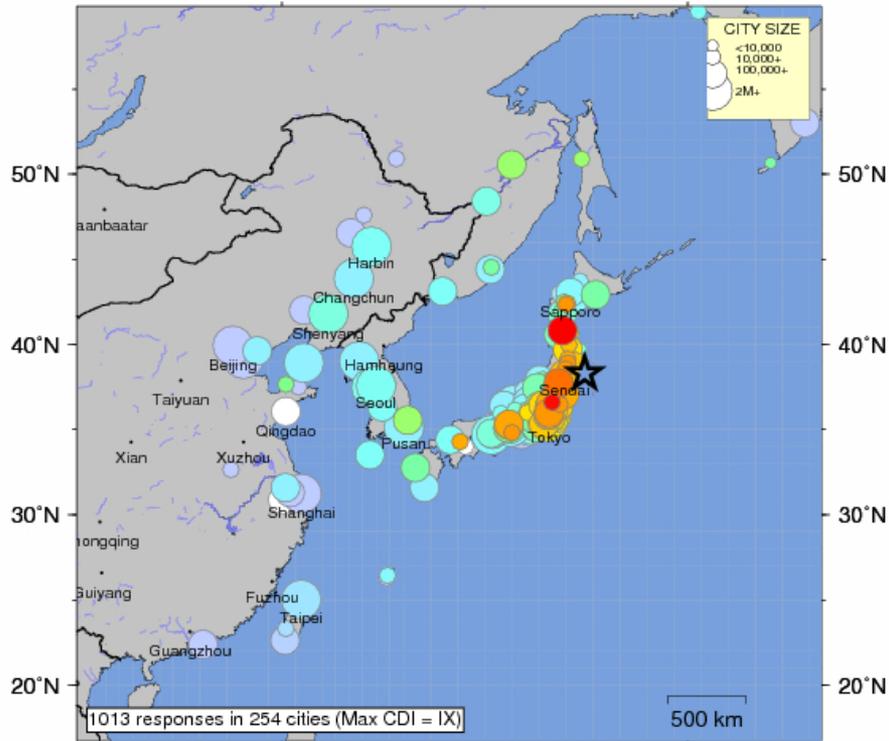
Sources data : BCSF (LDG+ReNaSS) 2011, cartographie C. Sira - CNRS

Séisme d'Epagny (15/07/1996) 5.2



USGS Community Internet Intensity Map
NEAR THE EAST COAST OF HONSHU, JAPAN

Mar 11 2011 02:46:23 PM local 38.3N 142.37E M9.0 Depth: 29 km ID:usc0001xgp

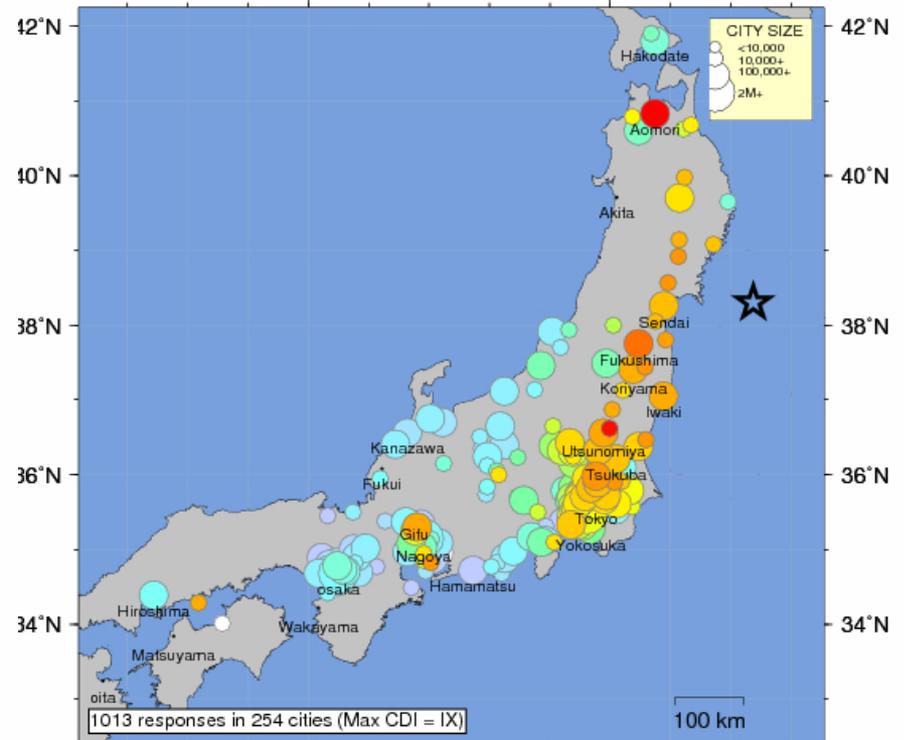


INTENSITY	I	II-III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X+
SHAKING	Not felt	Weak	Light	Moderate	Strong	Very strong	Severe	Violent	Extreme
DAMAGE	none	none	none	Very light	Light	Moderate	Moderate/Heavy	Heavy	V. Heavy

Processed: Thu Sep 22 22:53:49 2011

USGS Community Internet Intensity Map
NEAR THE EAST COAST OF HONSHU, JAPAN

Mar 11 2011 02:46:23 PM local 38.3N 142.37E M9.0 Depth: 29 km ID:usc0001xgp



INTENSITY	I	II-III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X+
SHAKING	Not felt	Weak	Light	Moderate	Strong	Very strong	Severe	Violent	Extreme
DAMAGE	none	none	none	Very light	Light	Moderate	Moderate/Heavy	Heavy	V. Heavy

Processed: Thu Sep 22 22:53:45 2011

USGS – Did You Feel It?

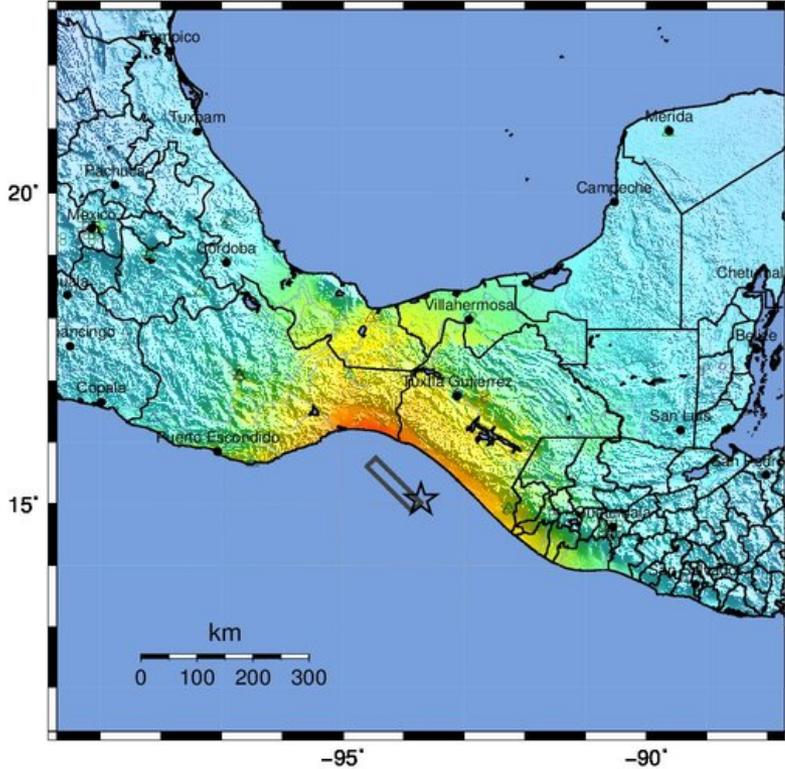
Séismes de Mexico des 8 et 19 septembre 2017

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



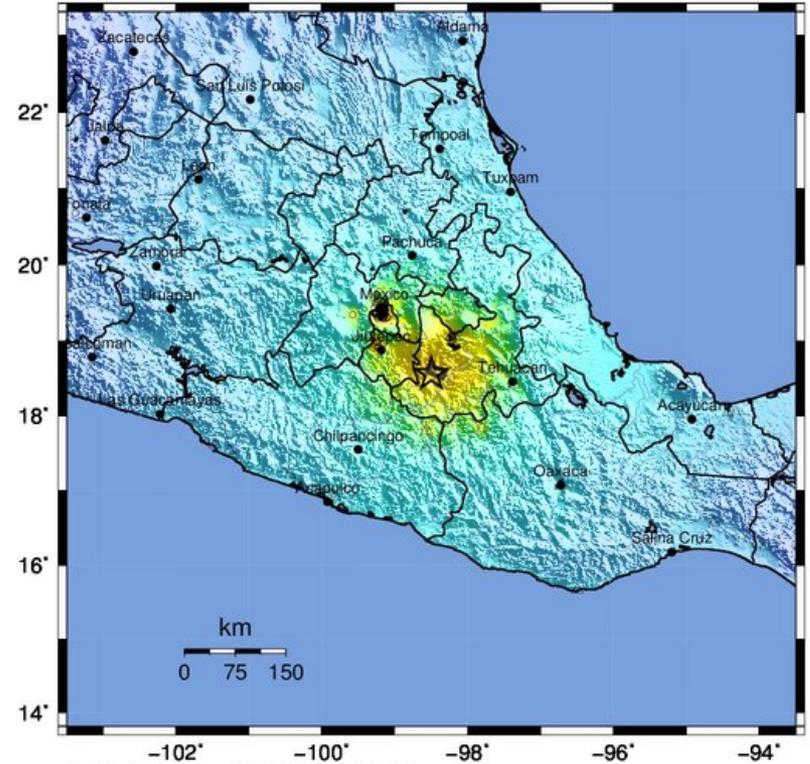
Map Version 6 Processed 2017-09-08 22:03:55 UTC

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.(%g)	<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.(%g)	<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.

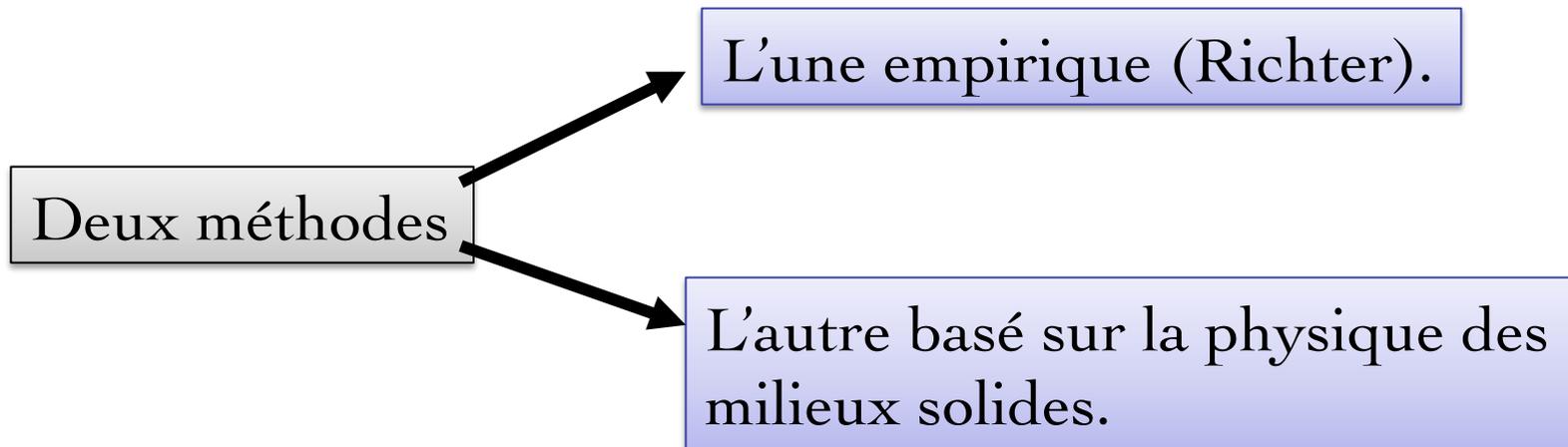
- ➔ indépendante du lieu d'observation
- ➔ indépendante des témoignages de la population

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



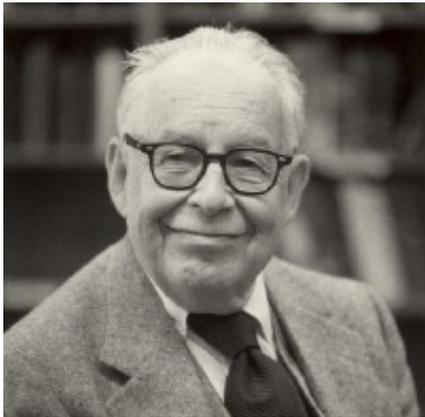
Instrumentation



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.

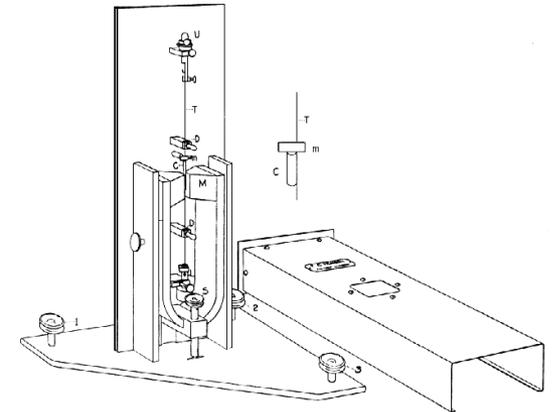
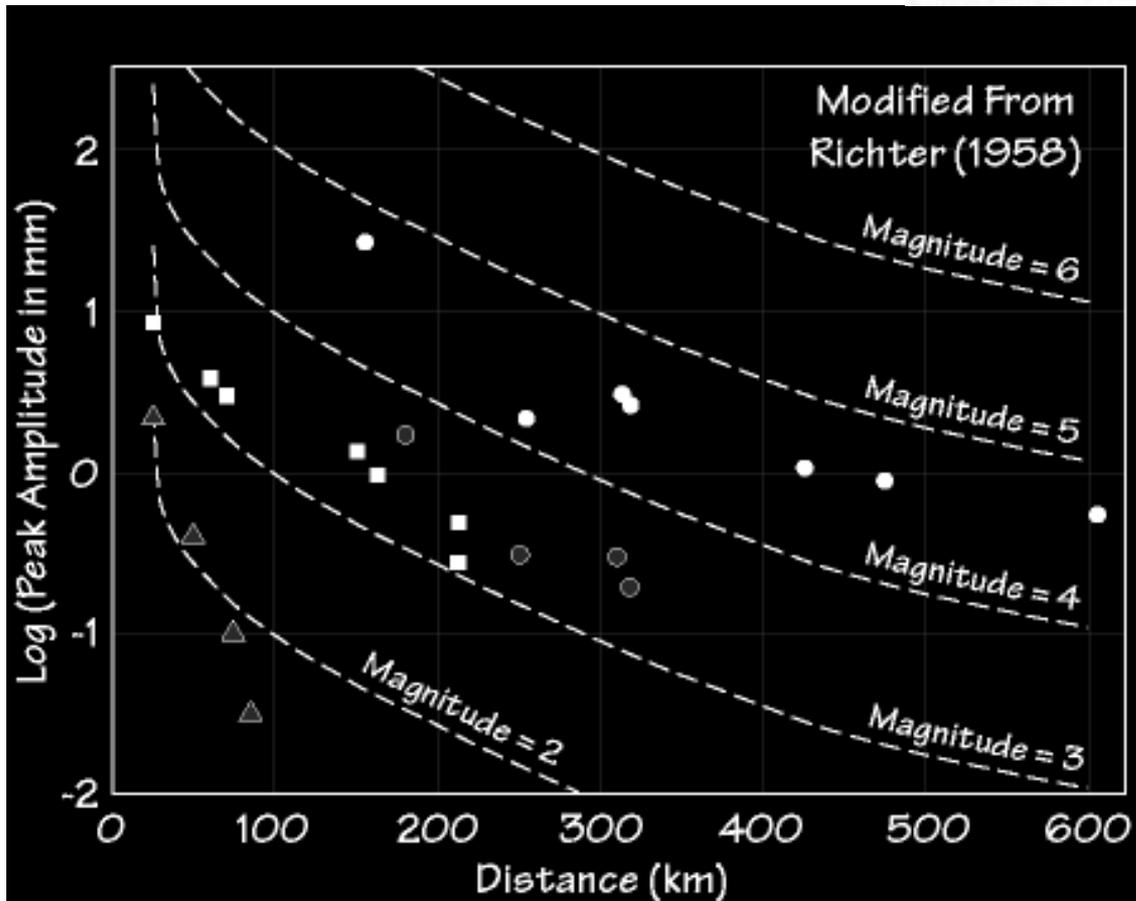
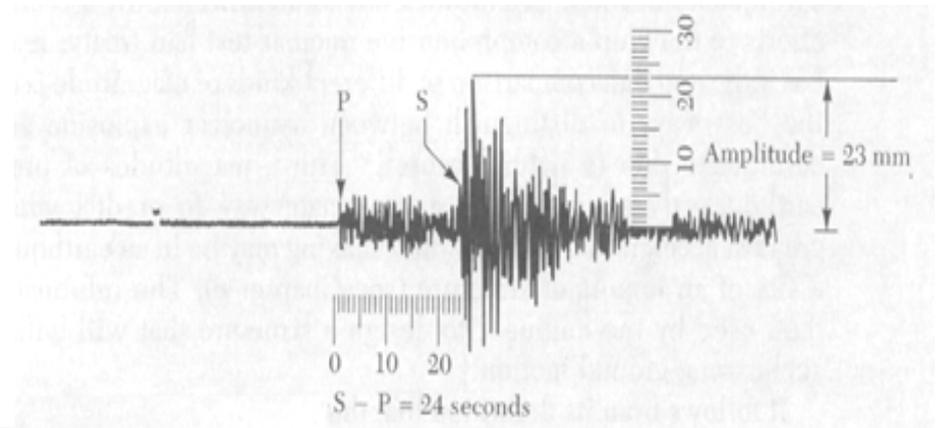


Fig. 2

Magnitude



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

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

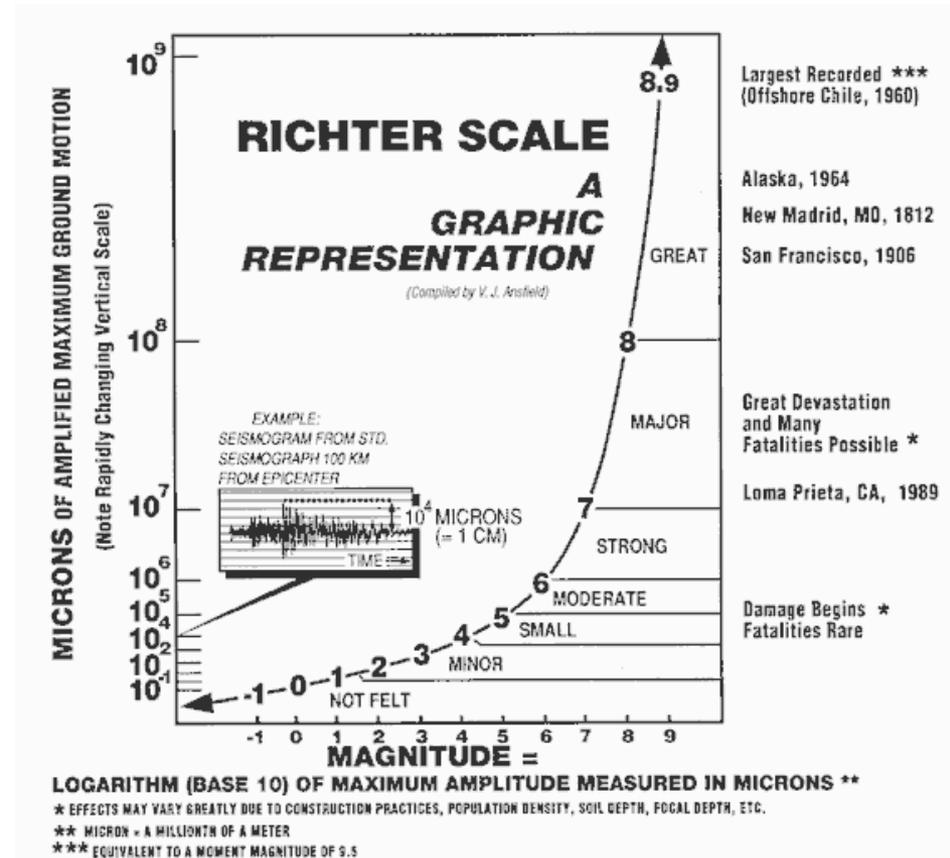
Magnitude 4 ⇒ **10 mm** à 100 km

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

1935 - Charles Francis
Richter (séismes locaux californiens)

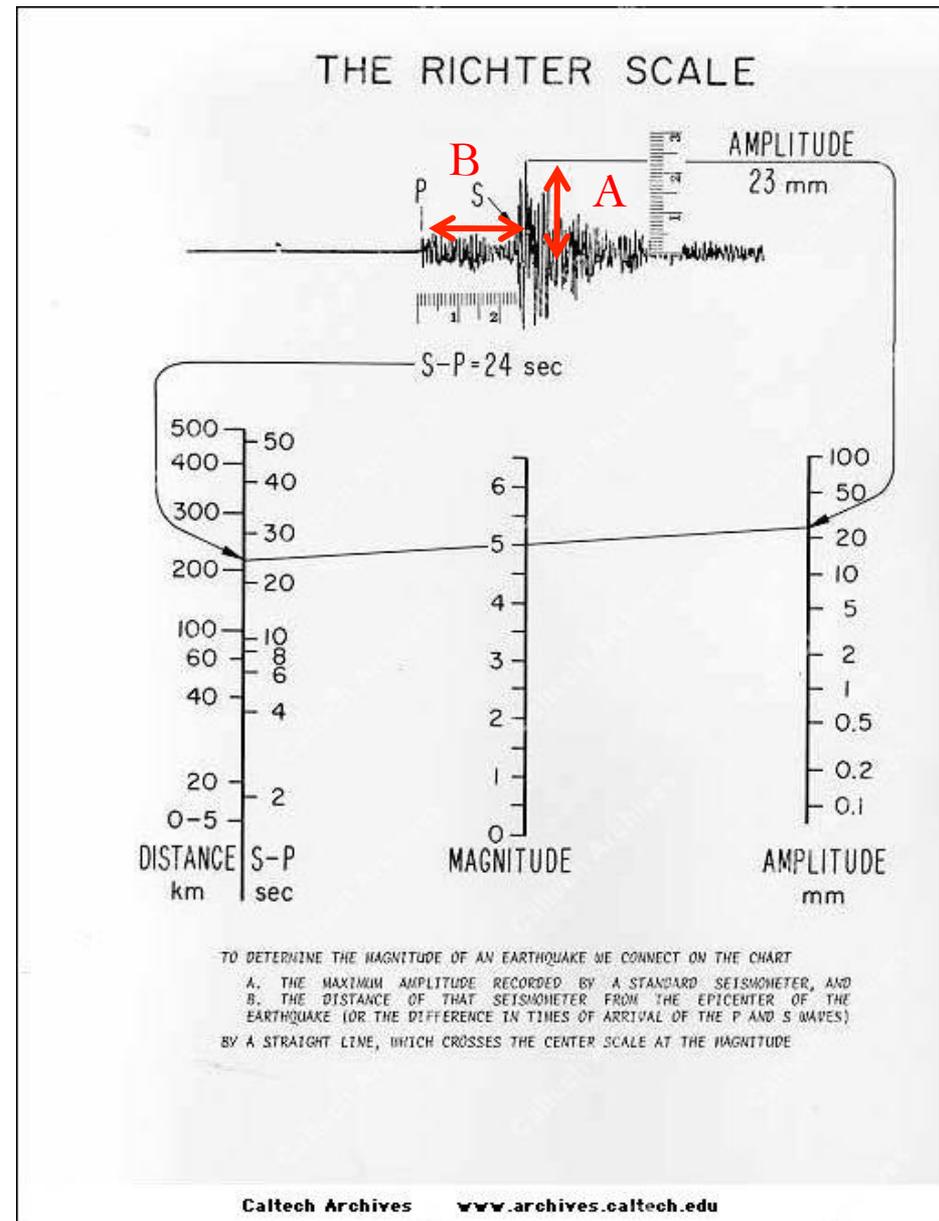
Comment déterminer graphiquement
la magnitude de Richter?

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 modern magnitude formula: $M = \log\left(\frac{A}{T}\right) + f(\Delta, h) + C_r + C_s$. Arrows point from descriptive labels to each part of the formula: '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 in the diagram:

- 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

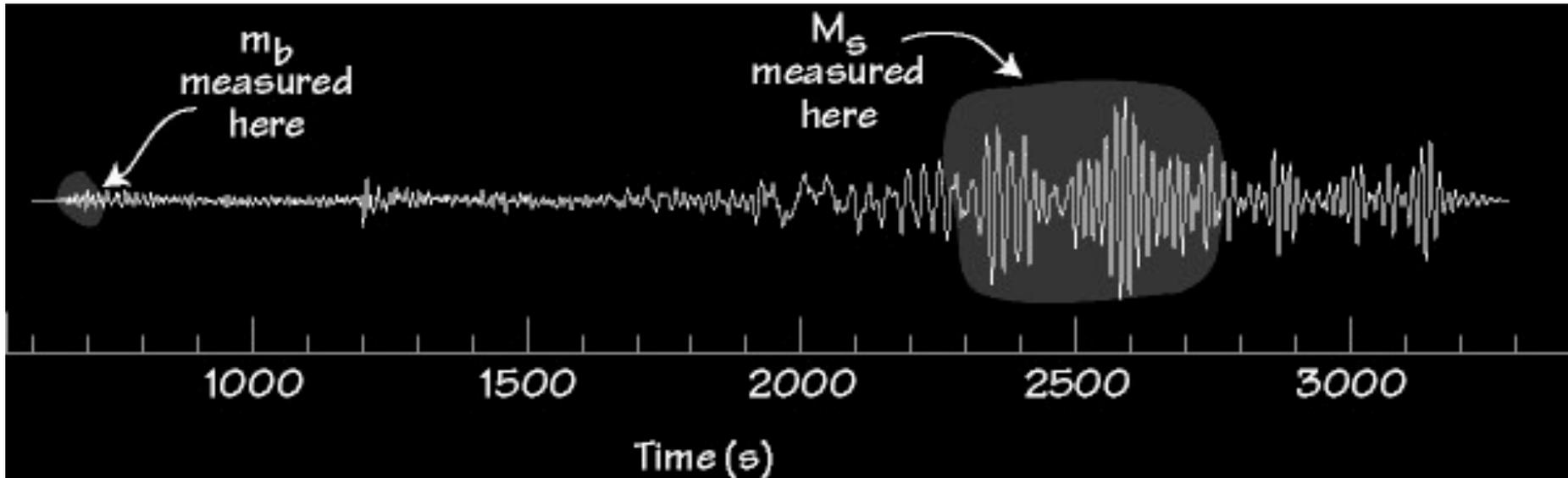
- La **magnitude locale** M_L (Richter): séismes proches régionaux
$$M_L = \log(A) + B$$

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

Magnitude



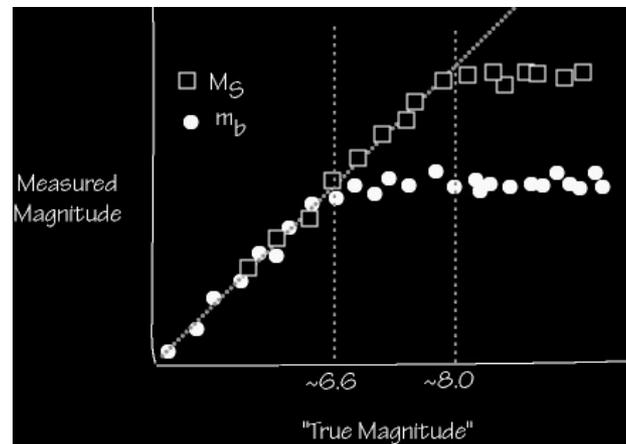
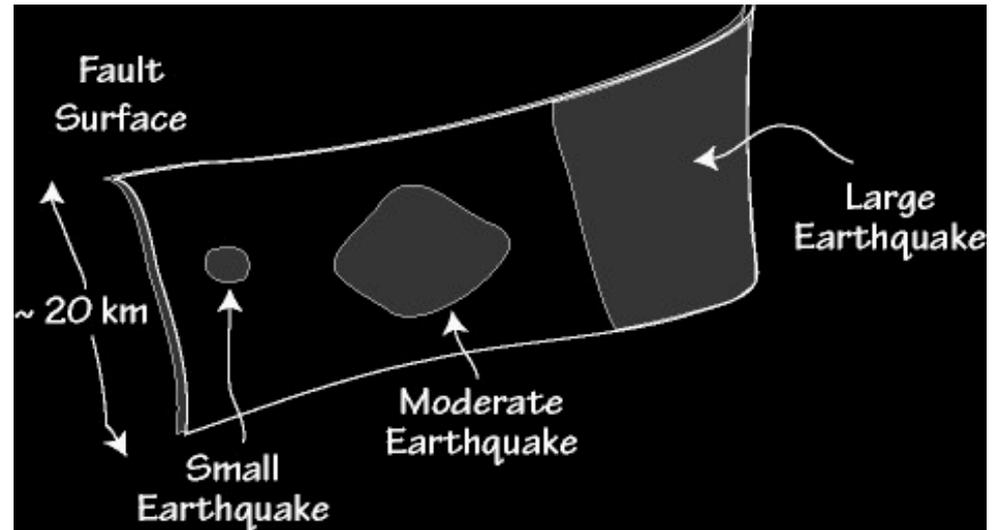
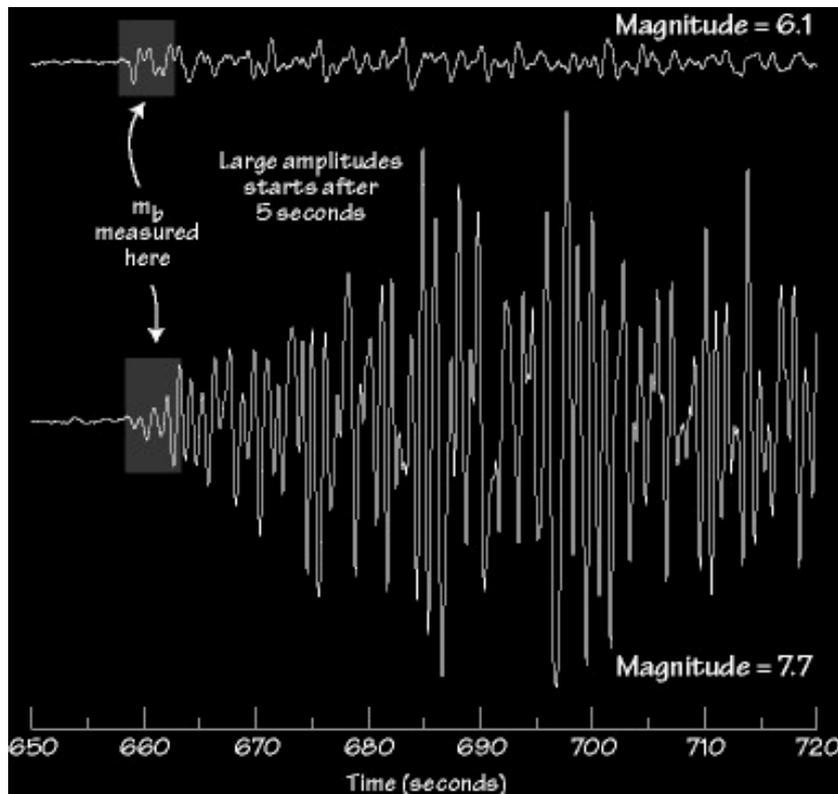
Magnitudes différents (ex: Taiwan le 20/09/1999, $M_s=7.7$ $m_b=6.6$)

- Séisme = processus complexe
- Corrections complexes et dépendantes de la géologie
- Durée de la rupture variable (0.01 à 100s)
- **Saturation des échelles de magnitude** (ex: $M_s < 8.3$)

Magnitude

Saturation des échelles:

- m_b mesurée dans les 5 premières secondes
- Large séismes plan de rupture + large, contenu fréquentiel + bas

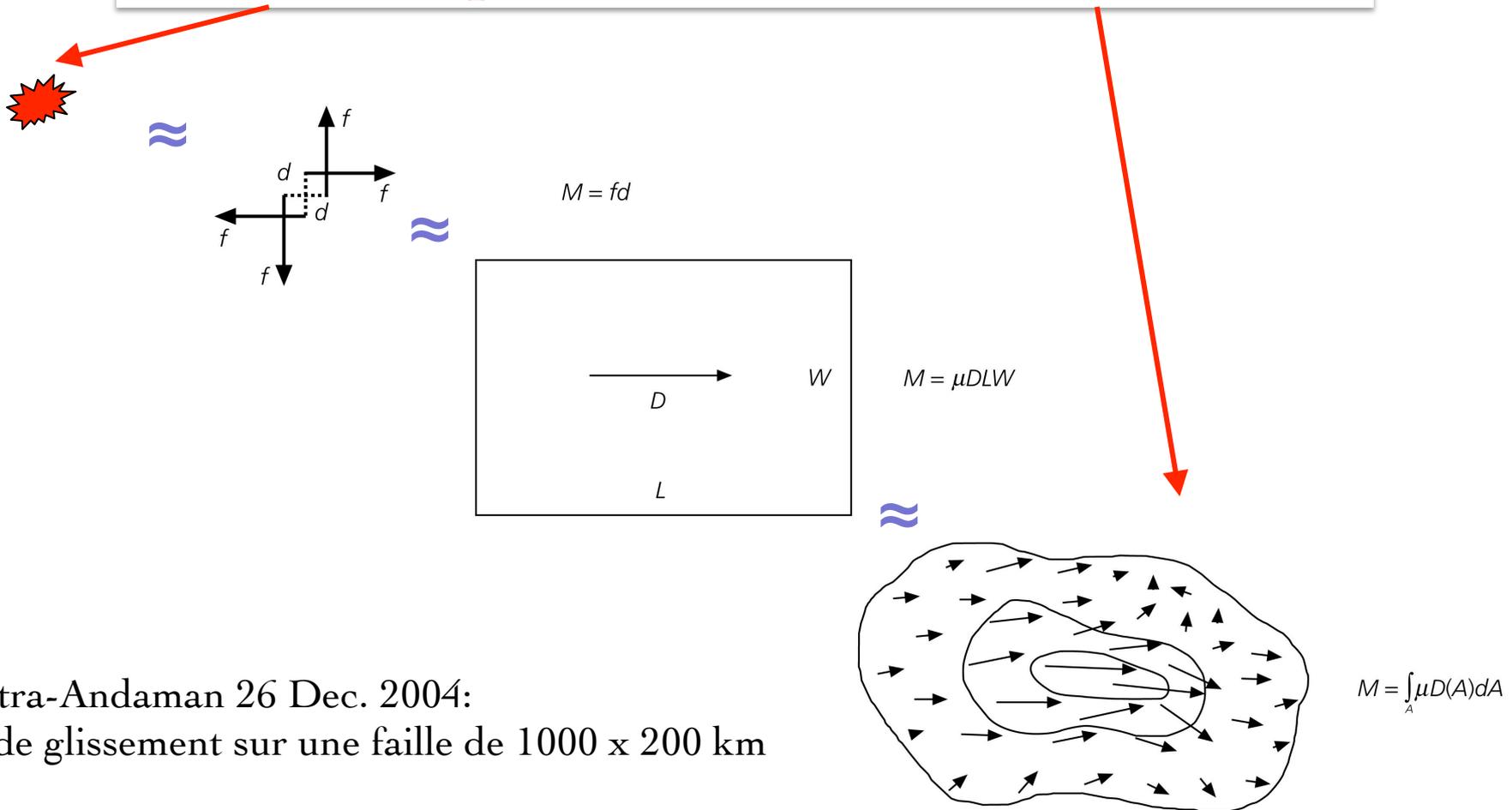


D'après F. Romanelli

Moment Sismique

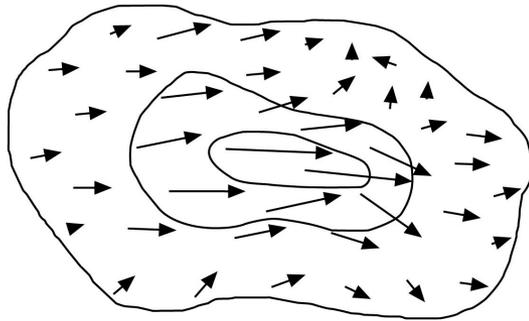
La magnitude quantifie le montant de la secousse mais ne dit rien sur la faille en elle-même (taille, glissement...)

Séisme = déplacement fini sur une faille étendue

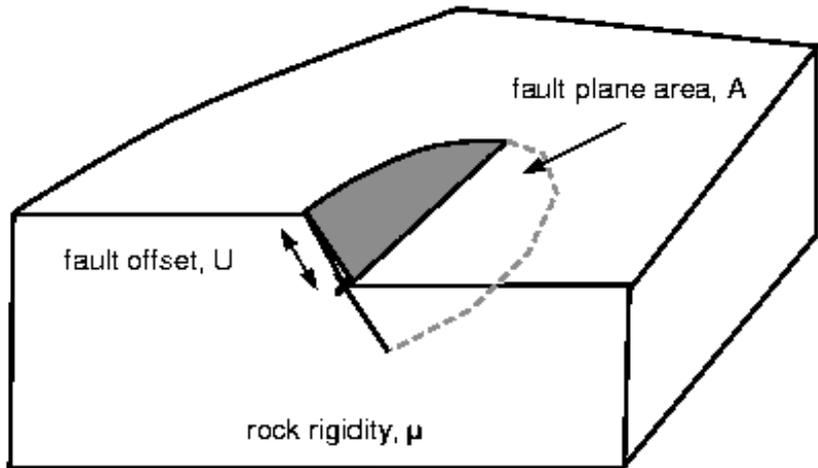


Sumatra-Andaman 26 Dec. 2004:
15 m de glissement sur une faille de 1000 x 200 km

Moment Sismique



$$M = \int_A \mu D(A) dA$$



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

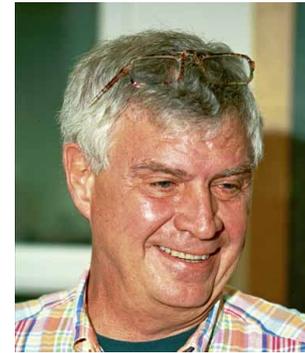
D : Glissement moyen sur la faille

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)

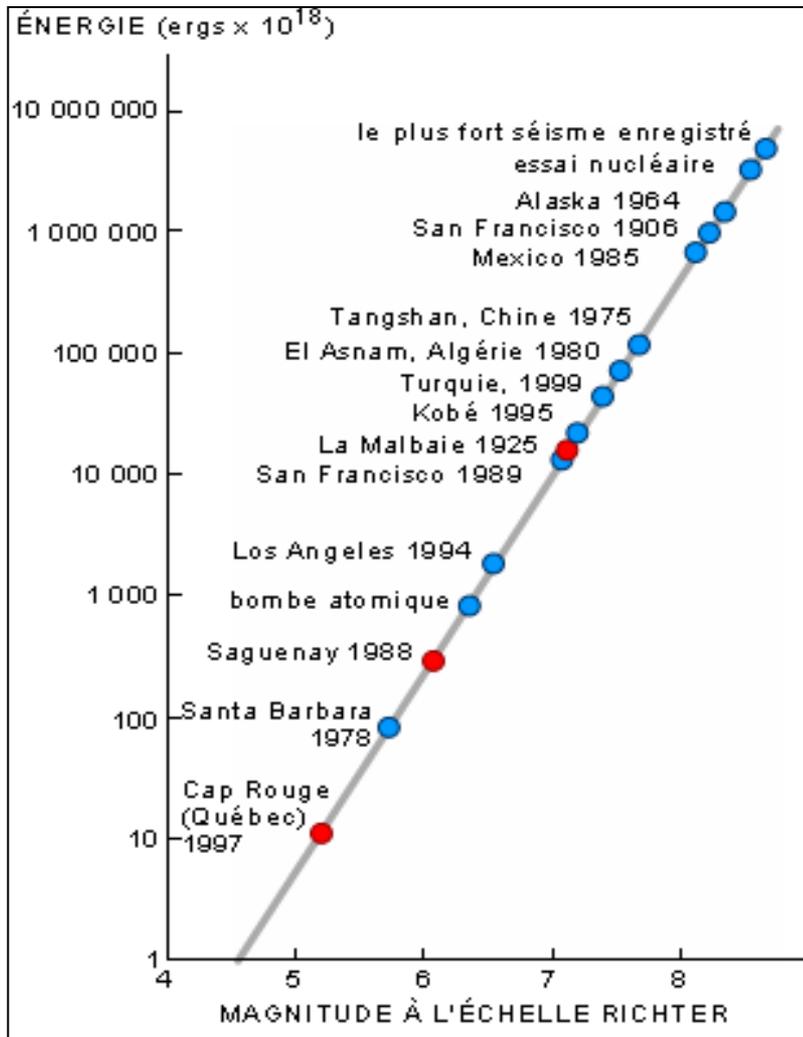
→ $M_L=5$ sur Richter correspond à $M_w=5$ sur Kanamori

→ 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.**

Magnitude et Energie



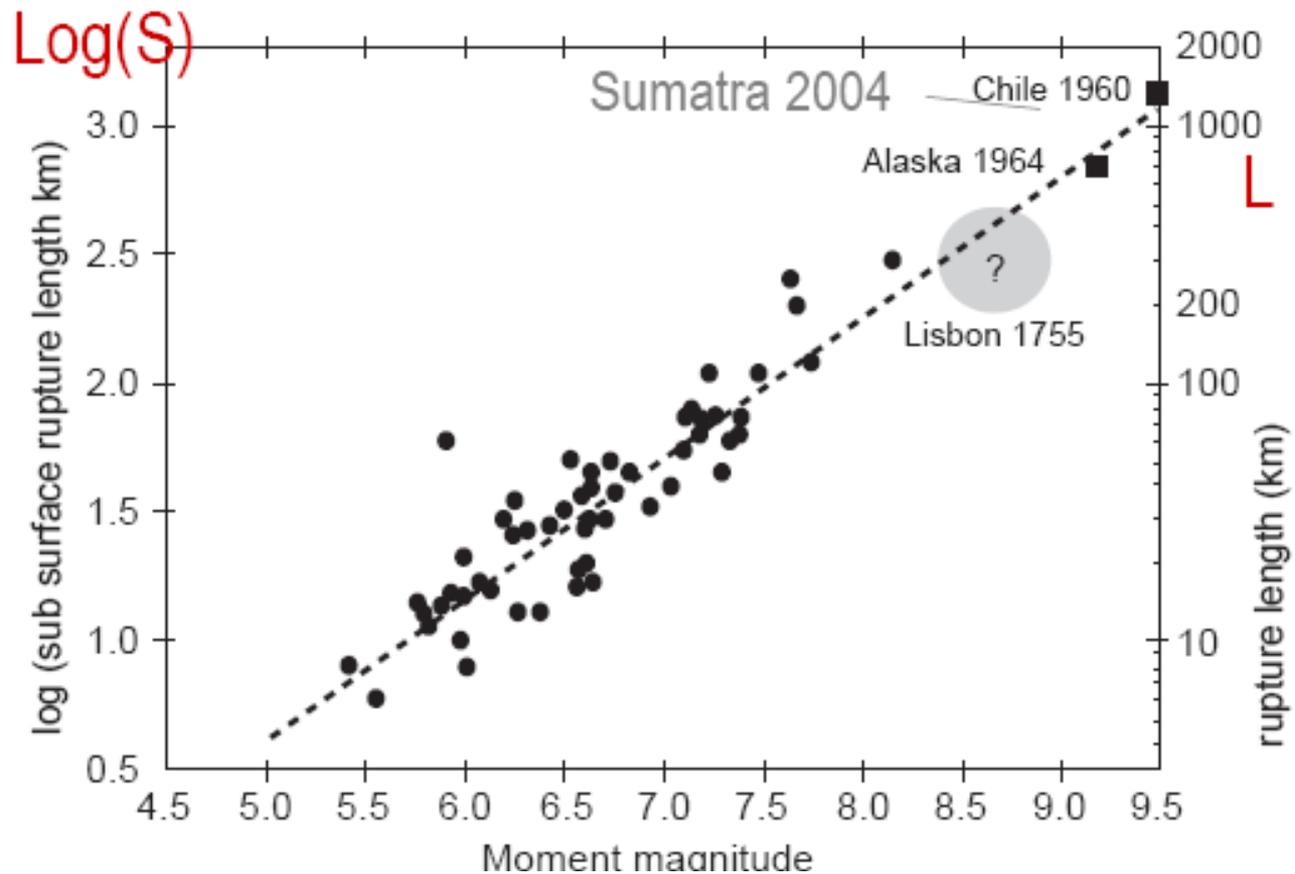
Les américains Gutenberg et Richter (1956) observent une relation linéaire entre l'énergie (E) libérée par un séisme et une fonction logarithmique dépendant de l'amplitude et de la période de l'onde, de la profondeur du foyer et de la distance épacentrale du séisme.

$$\log E_{\text{joule}} = 4,8 + 1,5M$$

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

Magnitude de moment

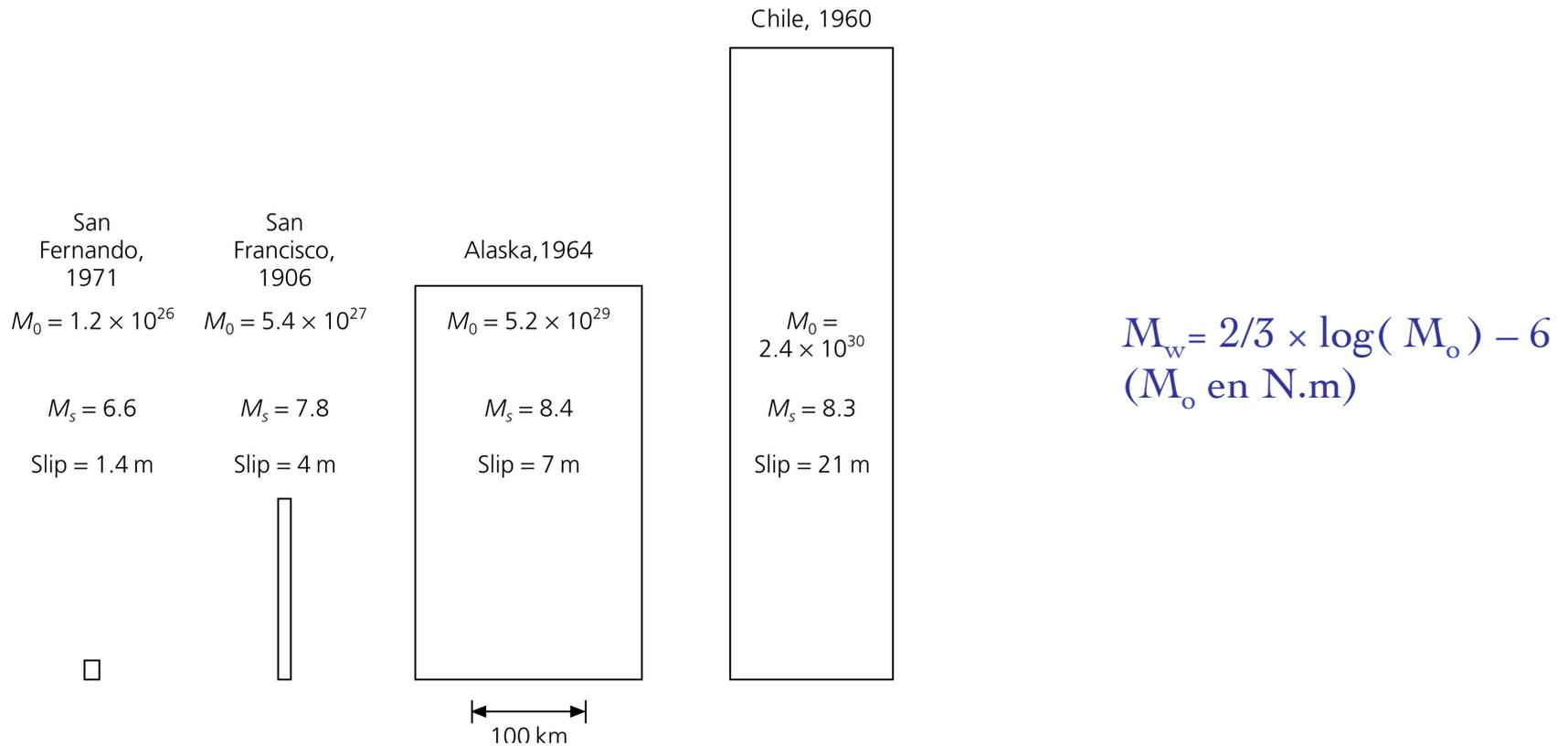
Les lois d'échelle: *espace* ($M-S$)



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

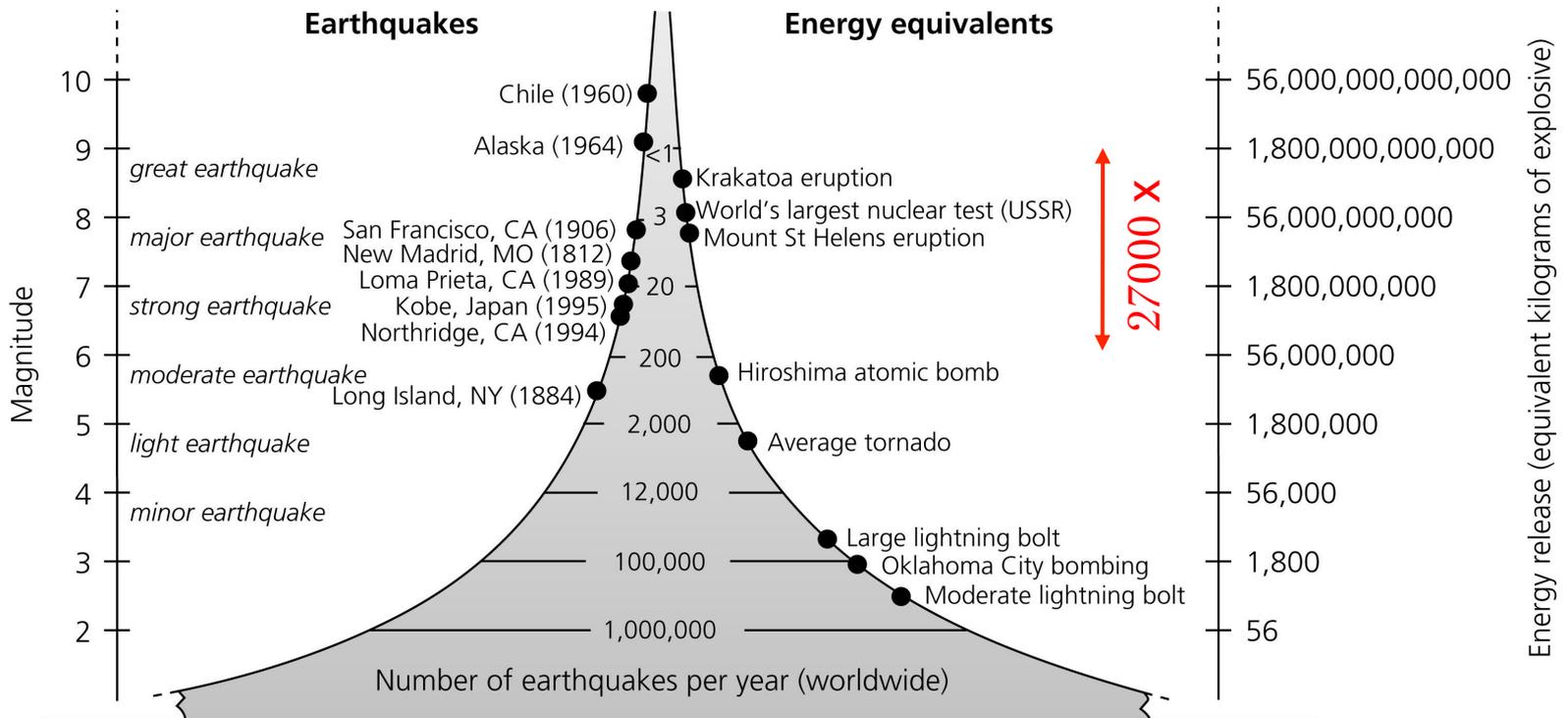
Energie d'un séisme

(NOAA, NWA, Pacific Tsunami Warning Center)

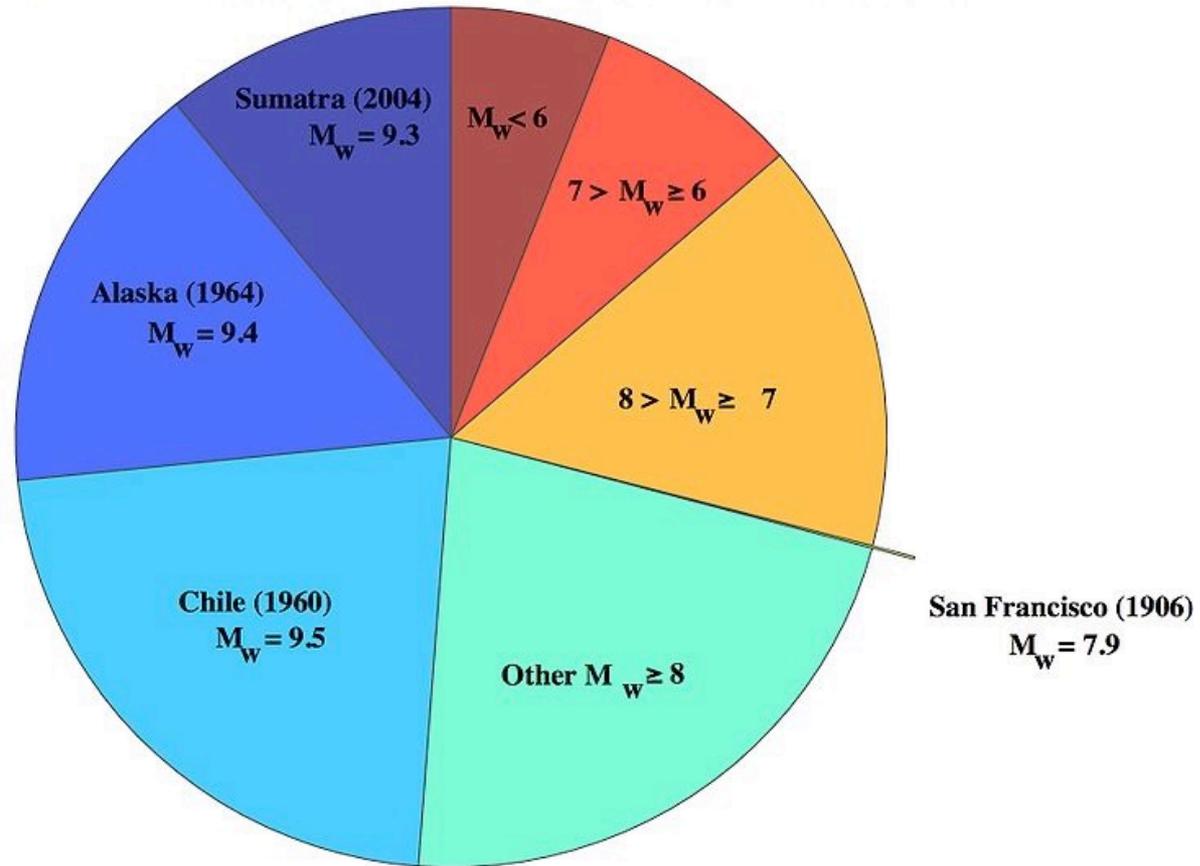


Fréquence relative des séismes de diverses magnitudes et équivalence en énergie (échelle en kilogrammes d'explosif)

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



100 ans de moment sismique (1906 à 2005)



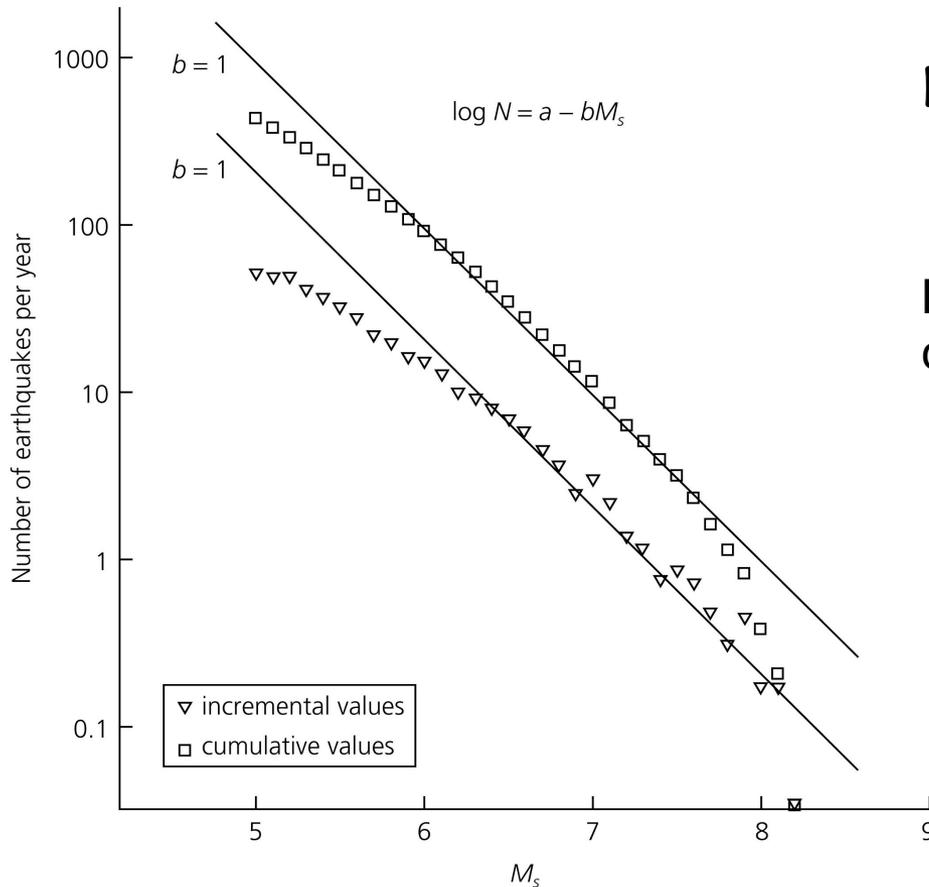
Total Moment: 1.0×10^{24} Newton-meters

Peu de gros séismes relâchent la totalité de l'énergie

Relation magnitude – nombre séismes

Loi de Gutenberg Richter : $\text{Log}N(M) = a - b \cdot M$

Figure 4.7-1: Frequency-magnitude plot for earthquakes during 1968-1997.



N = nbre de séisme par an $> M$

La variable $b \sim 0.8 - 1$, change selon le contexte tectonique, la géologie :

0.4 – 0.7 intraplaque

0.7 – 1.0 interplaque

1.0 – 1.8 ride océanique

Relation magnitude – nombre séismes

Vision statistique et probabiliste de la sismicité.

Ex:

Supposons que vous avez une région où $b=1$, et où un séisme de $M=5.0$ se produit par an. Quelle est la récurrence d'un $M=7$?

$$\text{Log}N = a - b.M \Rightarrow \text{pour } M=5 \text{ } \text{Log}(1) = a - 1 \times 5 \Rightarrow a = 5.0$$

$$\text{Log}N(7) = 5.0 - 1 \times 7 = -2 \Rightarrow N(7) = 10^{-2} = 0.01$$

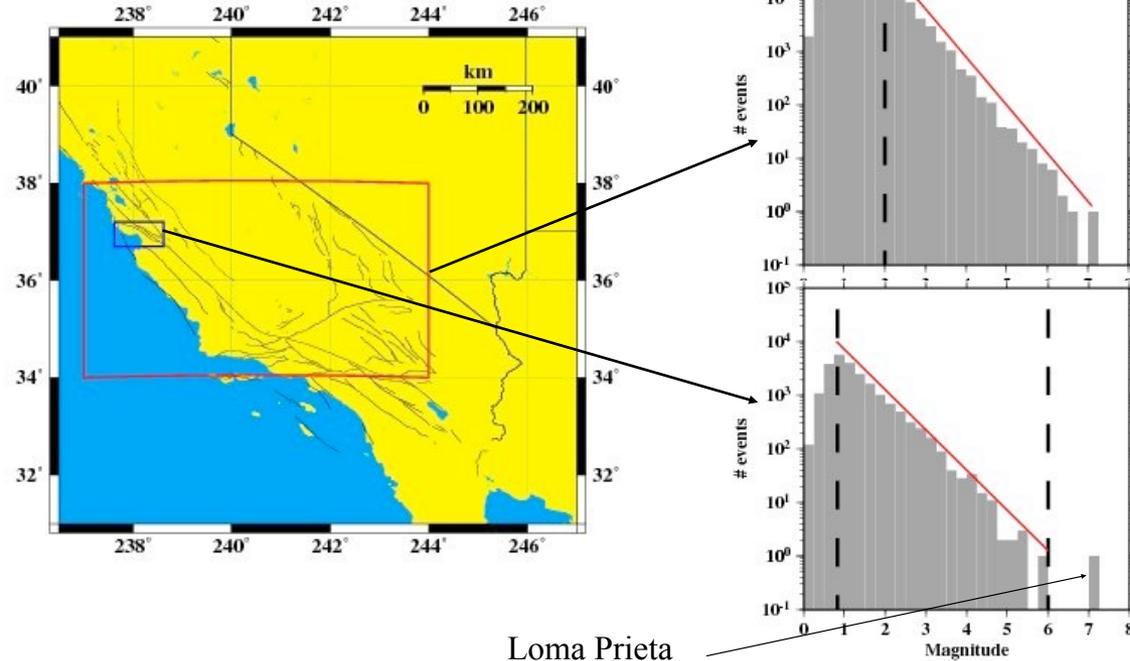
Il y a 0.01 séisme de $M=7$ par an, ou encore un $M=7$ tous les 100 ans, ou encore qu'on a 100 fois moins de $M=7$ que de $M=5$

Valable aussi pour les répliques

Mais ...

Relation magnitude – nombre séismes

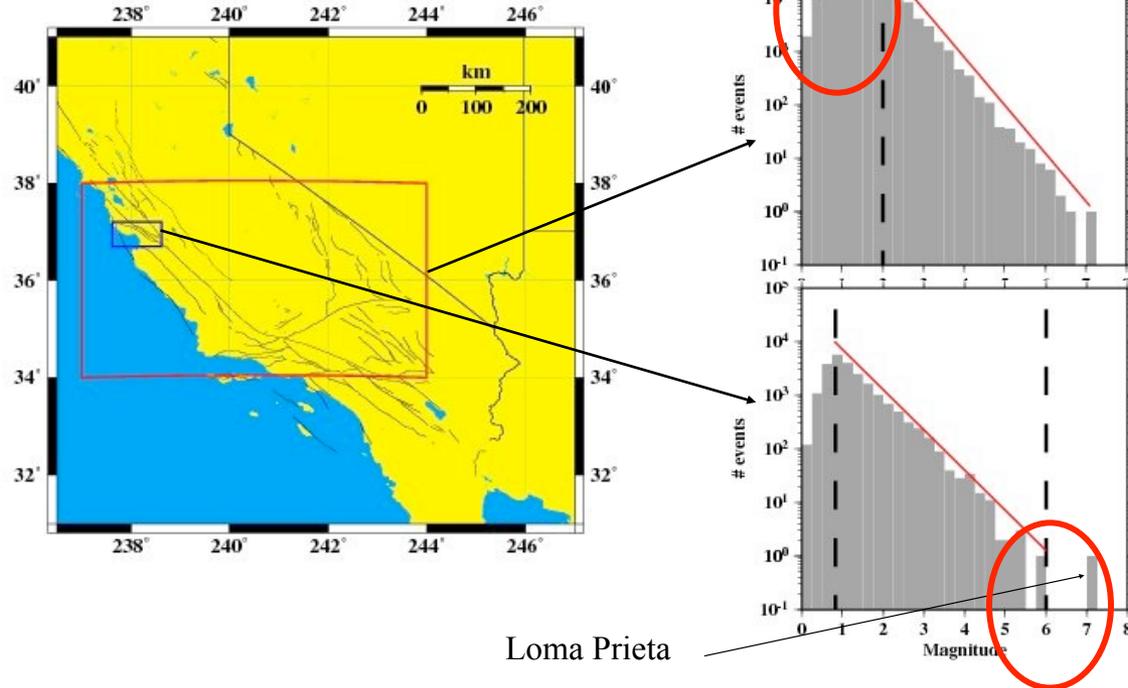
Loi de GR pas similaire suivant les régions...



Loma Prieta

Relation magnitude – nombre séismes

Loi de GR pas similaire suivant les régions...



Problème de la représentativité des valeurs extrêmes:

- détection des M faibles,
- peu de valeurs historiquement élevées

Relation magnitude – nombre séismes

Signification ? $\log N(> M) = a - bM$,

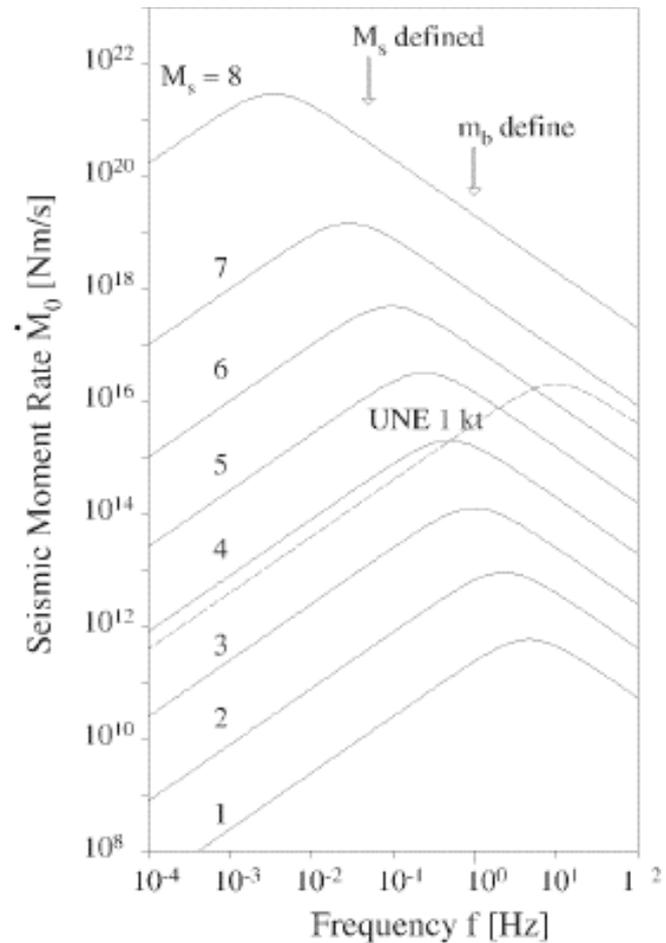
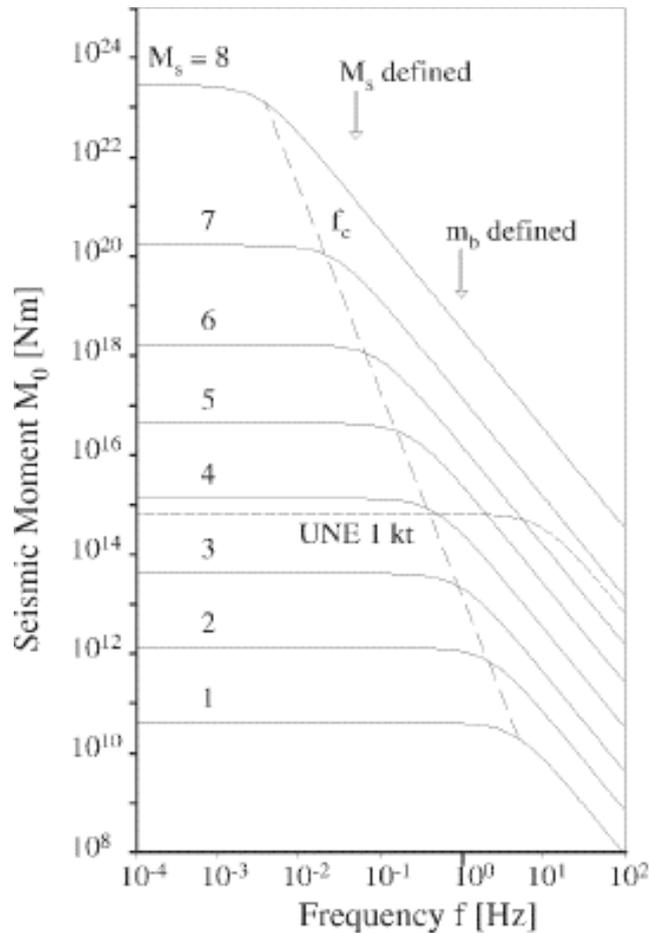
a = estimation du taux de séismes

b = rapport entre petit et gros séismes

Donc, ce sont des paramètres très utilisés en risque et analyse statistique de la sismicité

Les variations du b-value sont encore analysées en termes de fonctionnement des systèmes de faille et de loi d'échelle.

Seismic Spectra



M_0 can be determined from the spectra of seismic waves

Ground displacement (left) and velocity (right) for a seismic shear source.

The broken line shows the increase of corner frequency with decreasing seismic moment of the event while the dotted line gives the approximate source spectrum for a well contained underground nuclear explosion

Forme générale des échelles de Magnitudes:

$$M = \log_{10} \left(\frac{A}{T} \right) + F(h, \Delta) + C$$

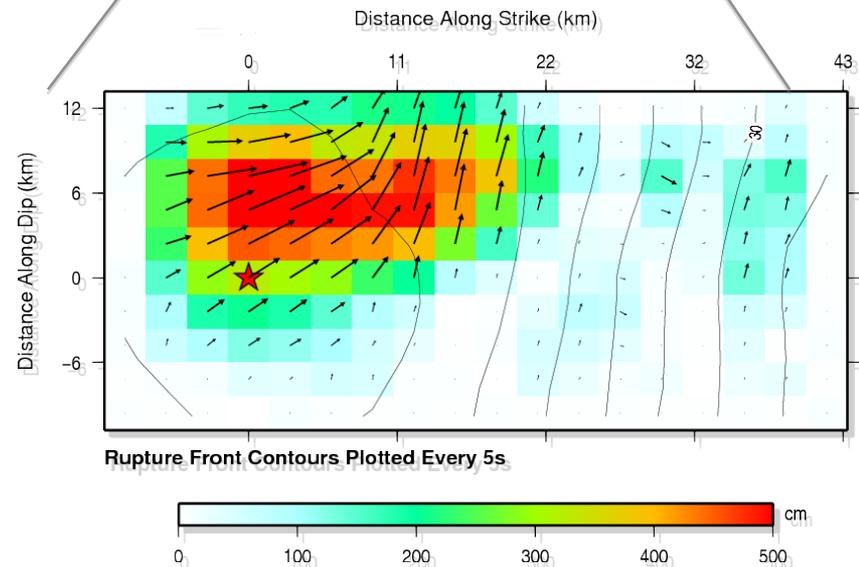
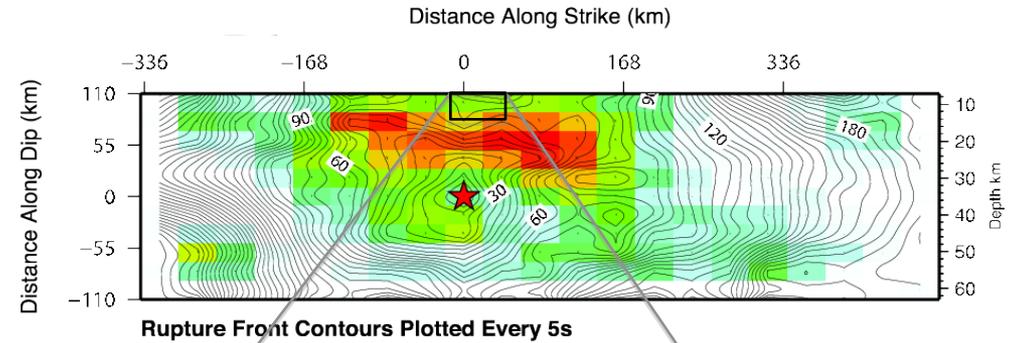
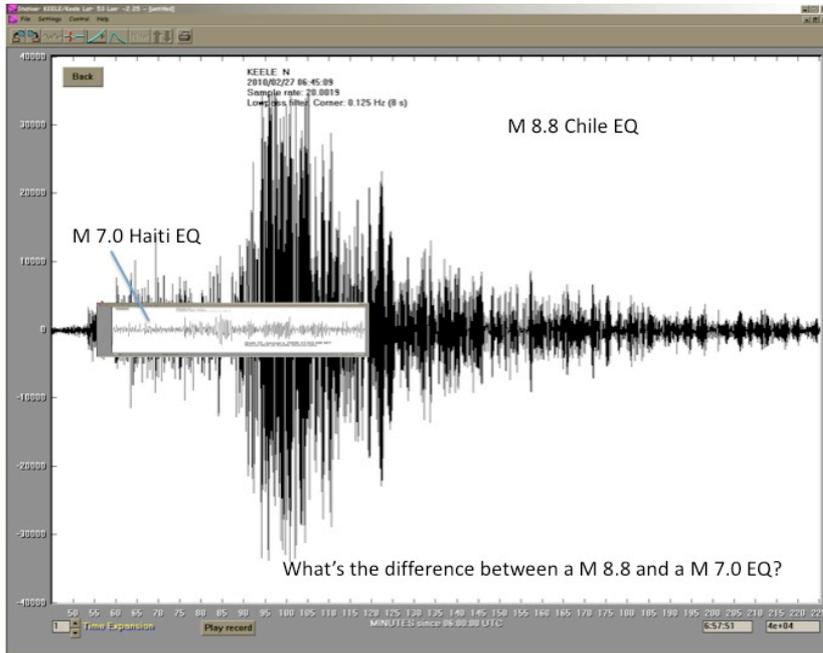
A : Amplitude du signal

T : Période dominante

F : Correction de variation d'amplitude avec la profondeur h et la distance épacentrale Δ

C : Facteur d'échelle régional

Magnitude de moment



“Cartes” des glissements sur les failles:

Haïti Mw 7.0 12 Janvier 2010

Chili Mw 8.8 27 février 2010

Glissement au Chili seulement 50% plus grand, mais la faille est beaucoup plus grande
500 x plus d'énergie au Chili

M_L Magnitude Locale (defined at short distances) : (Richter)

$$M_L = \log(A) - \log(A_0(D))$$

A is the horizontal body waves amplitude in mm on a Wood-Anderson seismograph , the empirical function A_0 depends only on the epicentral distance of the station, D .

mb Standard body-wave magnitude formula :

$$m_b = \log_{10}(A/T) + Q(D,b) ,$$

where A is the amplitude of ground motion (in mm); T is the corresponding period (in seconds); and $Q(D,b)$ is a correction factor that is a function of distance, D (degrees), between epicenter and station and focal depth, b (in kilometers), of the earthquake.

M_s Surface waves magnitude (fundamental mode of Rayleigh wave, period ~ 20 s) :

$$M_s = \log(A/T) + 1,66 \log(D) + 3,3$$

A maximum vertical displacement in mm at a period T around 20 s, $25^\circ < D < 90^\circ$, depth < 80 km

There are many variations of these formulas that take into account effects of specific geographic regions, so that the final computed magnitude is reasonably consistent with Richter's original definition of M_L . Negative magnitude values are permissible.

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

But what about quantifying the **size of the faulting** ?

(Note the phrase “size of the faulting”, which is not the same as the “size of the fault”, since it must account both for the “size of the fault” (that is, its length and width), and the amount of slip that occurred.

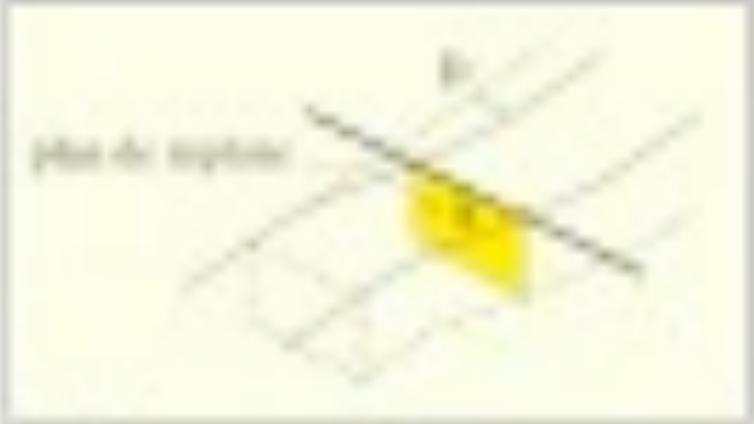
Sumatra-Andaman Island Earthquake of Dec 26, 2004. The faulting was 15 meters of slip on a fault 1000 km long and 200 km wide.

Magnitude

SA 2010-2011 378

1000

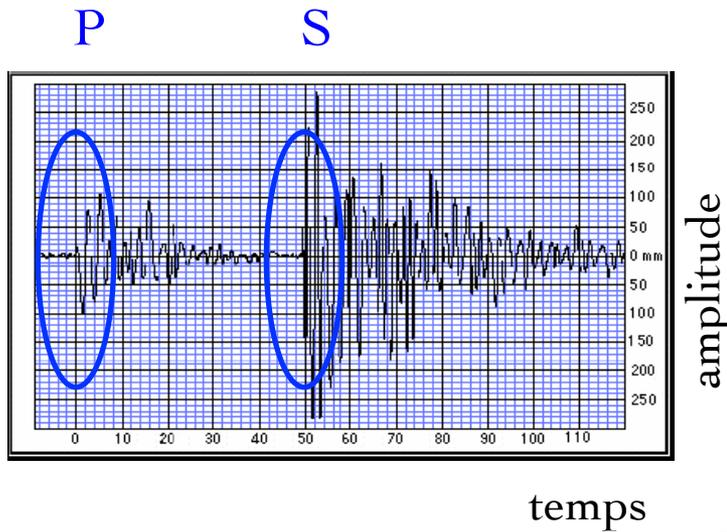
plus de rupture



Équation de Mo et m0: **M = ln(A * U / (2 * pi * r * D))**

1. Amplitude des mouvements des sols (de l'ordre de 10^{-2} m)
2. Période de l'onde sismique
3. Facteurs corrigés de l'atténuation, dépendent de la distance (A) et de la profondeur (D).

Localisation d'un séisme



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

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

