



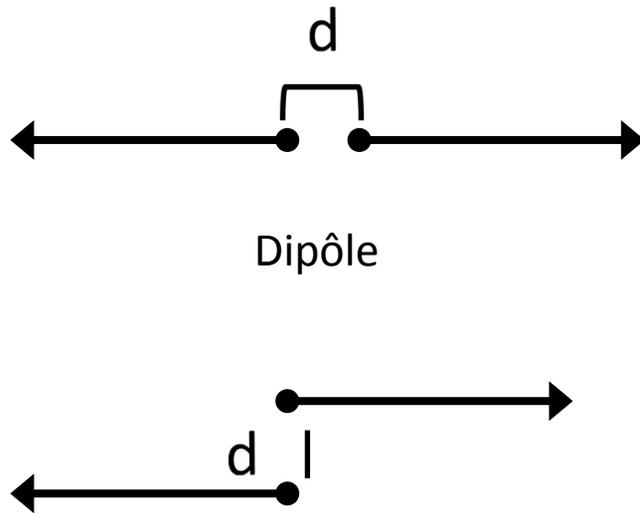
“Les Grands Séismes: Observation et Modélisation”

3- Imagerie de la source sismique

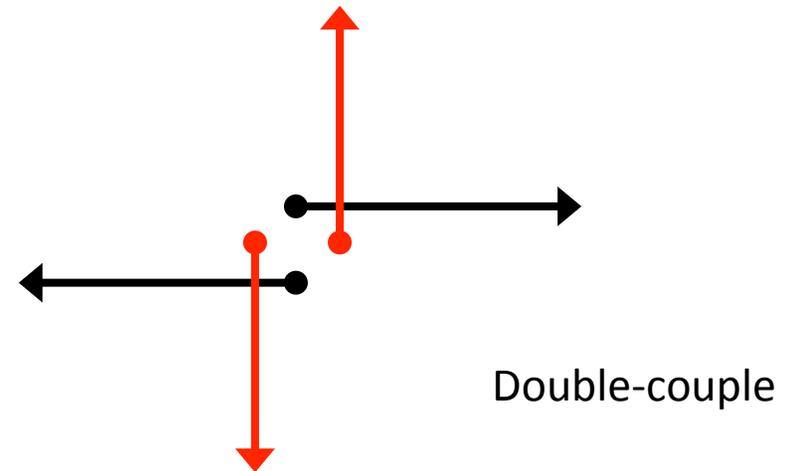
Lundi 23 Octobre 2017

*Collège de France, salle Maurice Halbwachs,
Professeur: Barbara Romanowicz,
chaire de Physique de l'Intérieur de la Terre*

Représentation d'une source sismique (ponctuelle) par un "double couple" de forces



Forces internes doivent agir en directions opposées, et être égales en valeur absolue pour conserver le moment cinétique



Produit exactement le même champ de déplacements qu'un glissement sur une faille dans la terre (Burridge and Knopoff, 1964)

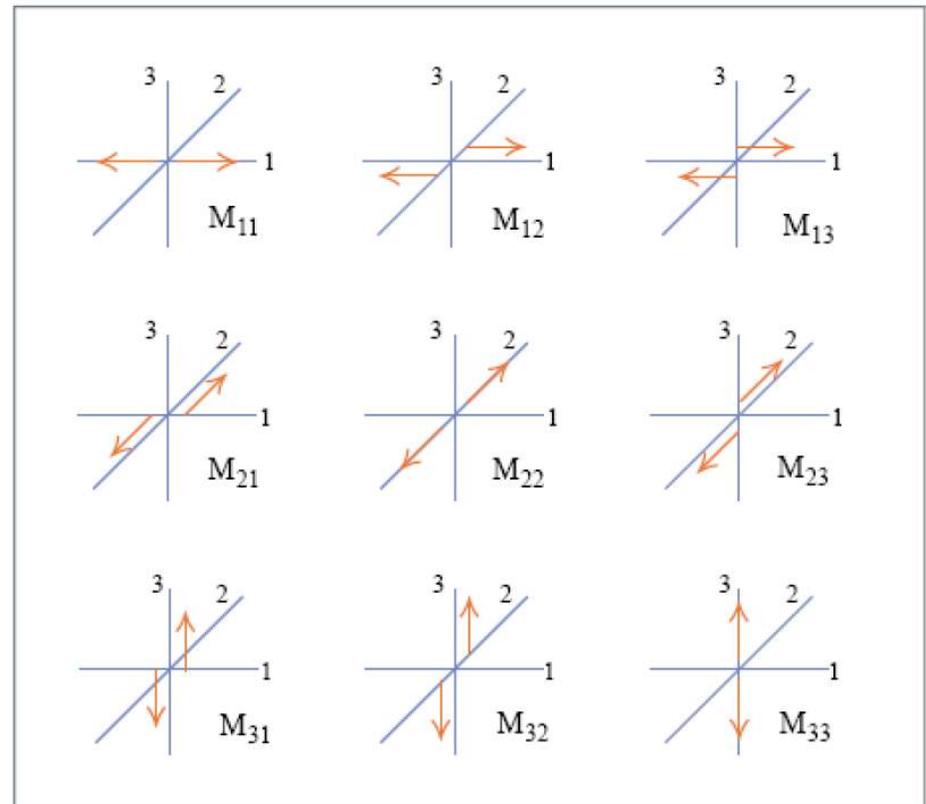
On définit le couple de forces M_{ij} (référentiel cartésien)
Orientation dans la direction i
Séparées dans la direction j

- On définit ainsi le tenseur des moments M :

$$M = \begin{bmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} \end{bmatrix}$$

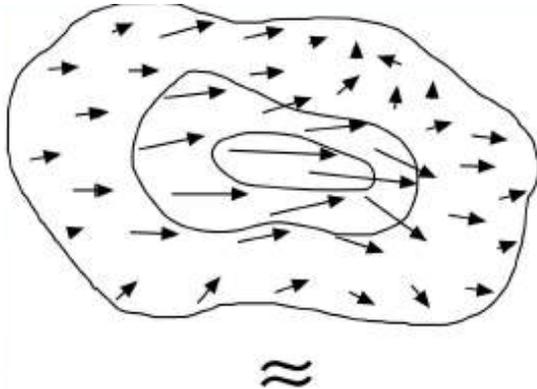
Conservation du moment cinétique
 Implique que M est symétrique:

$$M_{ij} = M_{ji}$$



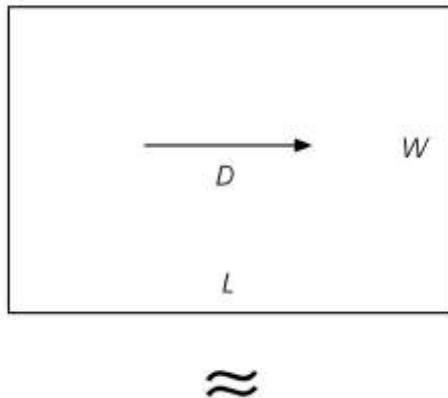
6 éléments indépendants

Tenseur des moments



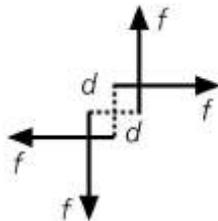
$$M = \int_A \mu D(A) dA$$

-> Le tenseur des moments représente à la fois la géométrie de la faille, et sa taille (moment sismique)



$$M = \mu DLW$$

-> Description mathématique simple des ondes sismiques engendrées par une rupture complexe qui en réalité comprend des déplacements qui varient dans le temps et l'espace sur une surface de faille hétérogène

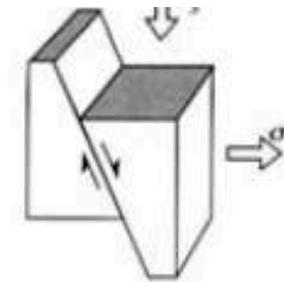
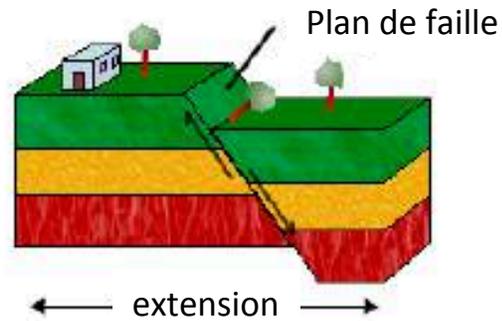


$$M = fd$$

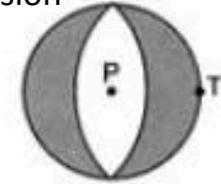
Mécanisme à la source et régime de contraintes

Faille normale:

Dorsales océaniques

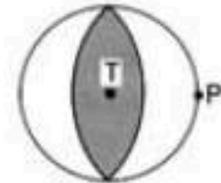
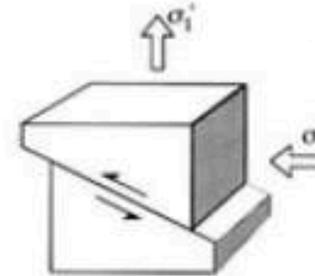
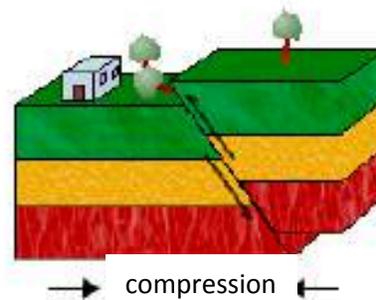


Orientation des axes de compression et de tension



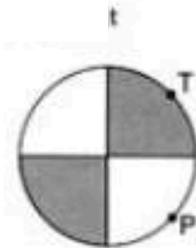
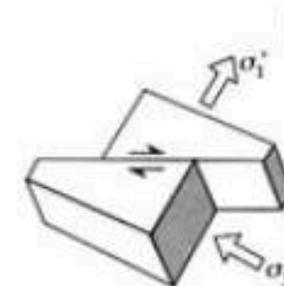
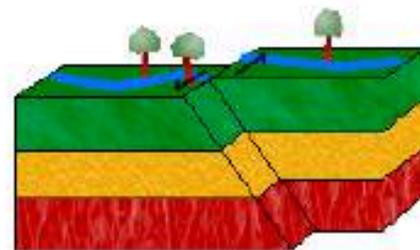
Faille inverse:

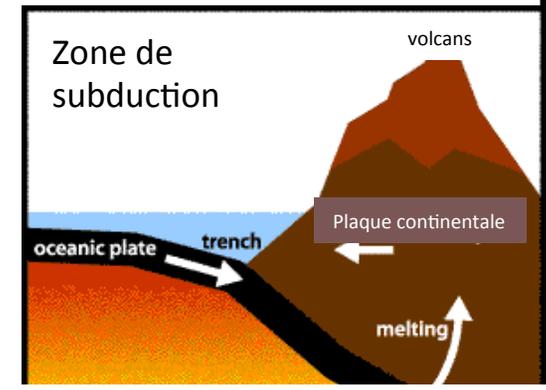
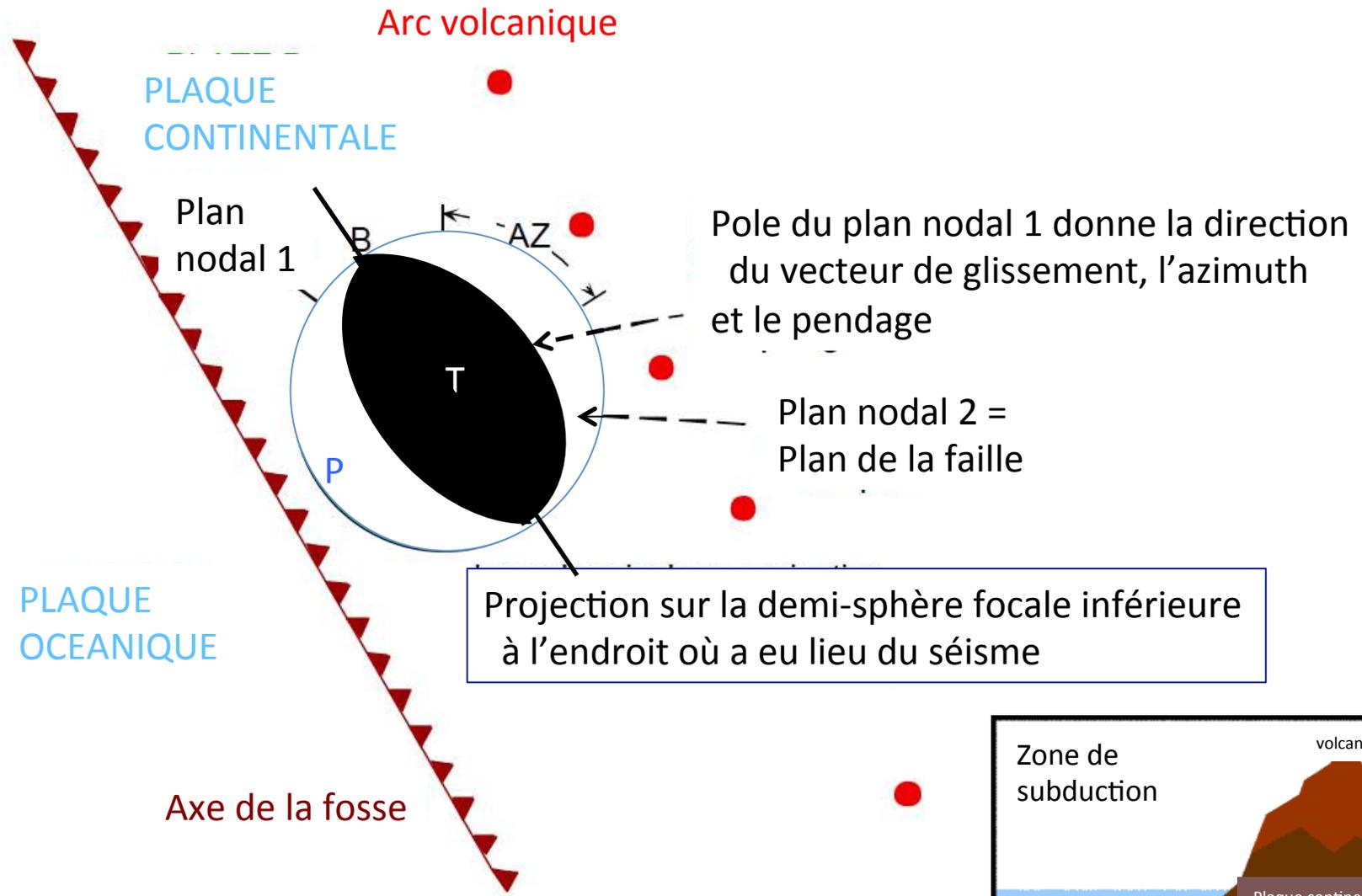
Zones de subduction



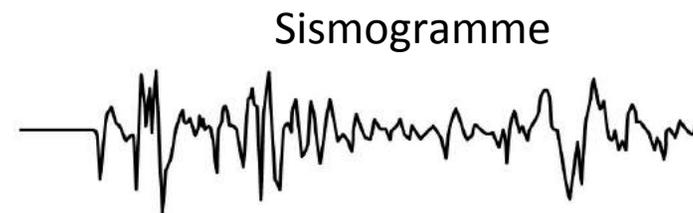
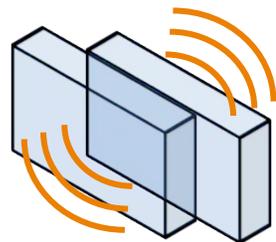
Faille transformante:

e.g. Faille de San Andreas, Californie





Le sismogramme correspond à la convolution :
de la source, du milieu traversé et de la réponse instrumentale:



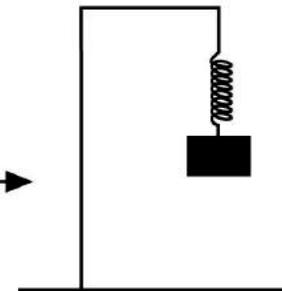
Source



Milieu traversé



Station sismique



Rupture:
Où, quand?
évolution dans
le temps et
dans l'espace

Trajet de l'onde, temps de parcours,
atténuation

Temps d'arrivée
amplitude,
forme d'onde

Equation des ondes élastiques

En 1D dimension:

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + f$$

(Par unité de volume)

Densité → ρ

déplacement → u

Forces internes (contraintes) → $\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x}$

Forces externes → f

En 3D:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \sigma_{ij,j} + f_i \quad i = 1, 2, 3$$

Notation d'Einstein: $\sigma_{ij,j} = \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j}$

Pour résoudre cette équation on relie les contraintes σ aux déformations par la loi de Hooke (élasticité linéaire)

Elasticité: relation linéaire entre les contraintes et les déformations

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl} \varepsilon_{kl}$$

“Loi de Hooke”
déformations $< 10^{-4}$

$$\varepsilon_{kl} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_k}{\partial x_l} + \frac{\partial u_l}{\partial x_k} \right)$$

- c_{ijkl} est le tenseur élastique, caractéristique du milieu
 - 21 éléments *indépendants* (symétries)
- *Milieu isotrope* (propriétés ne dépendent pas de la direction de propagation):
 - Il y a seulement 2 éléments indépendants, λ and μ (paramètres de Lamé) - ou bien α et β (vitesses des ondes P et S)

$$\sigma_{ij} = \lambda \delta_{ij} (\varepsilon_{11} + \varepsilon_{22} + \varepsilon_{33}) + 2\mu \varepsilon_{ij}$$

Equation des ondes en milieu isotrope

- En 1 D:

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \sigma_{xx,x} + f$$

$$\sigma_{xx} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial u}{\partial x}$$

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + f$$

- En 3 D:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \sigma_{ij,j} + f_i \quad i = 1, 2, 3$$

$$\sigma_{ij} = \lambda \delta_{ij} \varepsilon_{kk} + 2\mu \varepsilon_{ij}$$

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right)$$

$$\rho \frac{\partial^2 \vec{u}}{\partial t^2} = L(\vec{u}) + \vec{f}$$

Opérateur elasto-dynamique (linéaire)

$$\rho \frac{\partial^2 \vec{u}}{\partial t^2} = \vec{L}(\vec{u}) + \vec{f}$$

Source sismique = "excitation" (tenseur des moments)

Déplacement observé dans une station distante due à la source

- Pour une source impulsive ponctuelle en x_0 , au temps $t=0$:

$$f_0(\vec{x}, t) = \delta(t)\delta(\vec{x} - \vec{x}_0)$$

- La solution est la fonction de Green, $u=G$:
- Pour une source décrite par un tenseur des moments en x_0 :

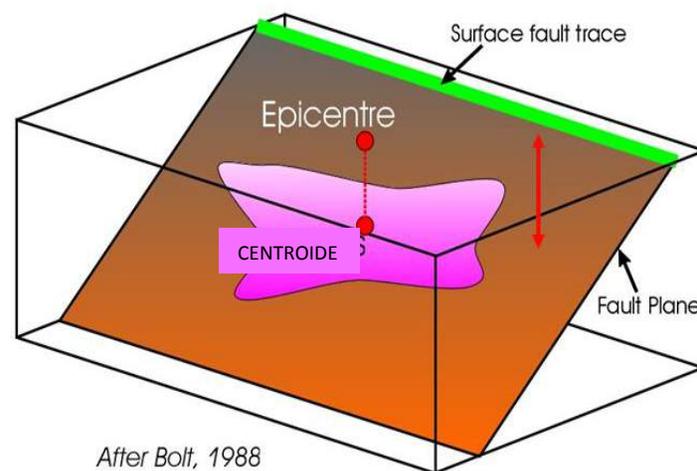
$$M_0(\vec{x}, t) = M_0(t)\delta(\vec{x} - \vec{x}_0)$$

$$u = G * M$$

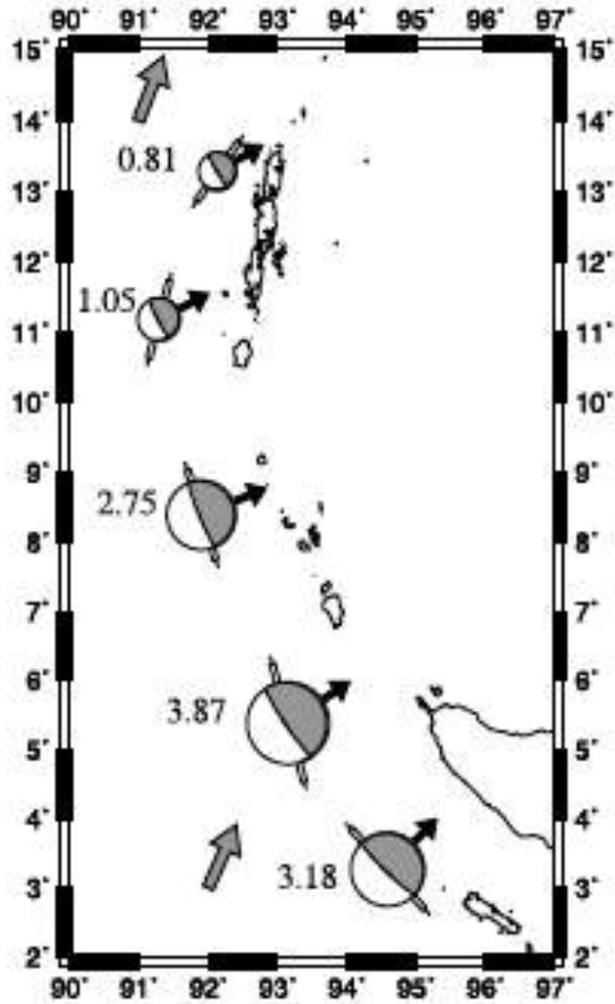
$$u_i(\vec{x}, t) = \sum_j G_{ij}(\vec{x}, t | \vec{x}_0, 0) * M_{ij}(t)$$

Détermination du tenseur des moments par la méthode CMT (Centroid Moment Tensor)

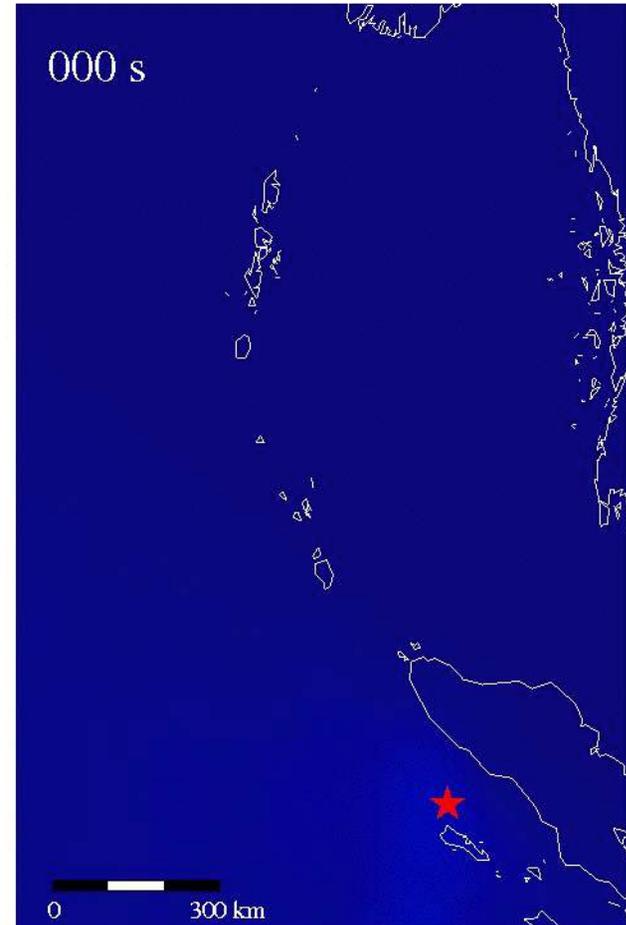
- Données télésismiques globales large bande
- Périodes >30 s
- Centroïde de la source en espace et en temps et tenseur des moments
- Voir: www.globalcmt.org



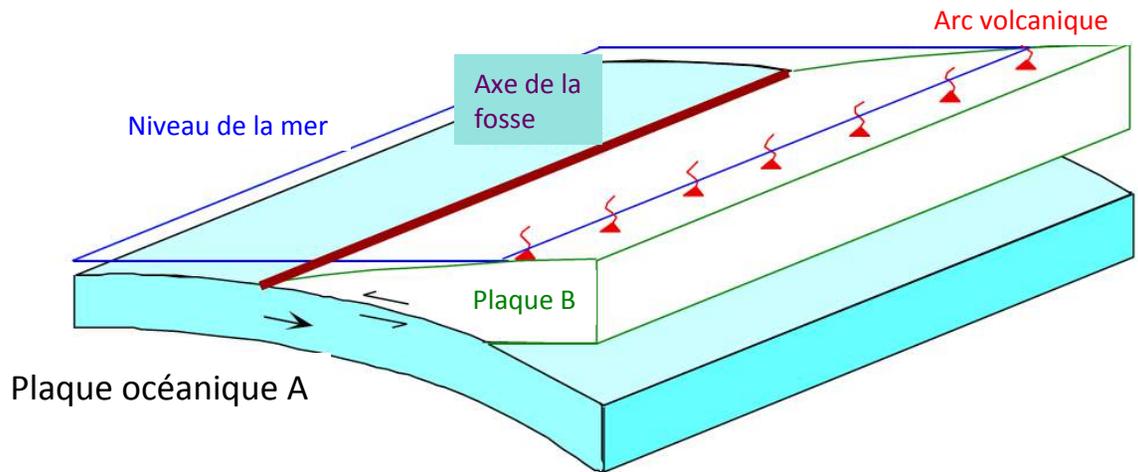
Sumatra 2004 Mw 9.2



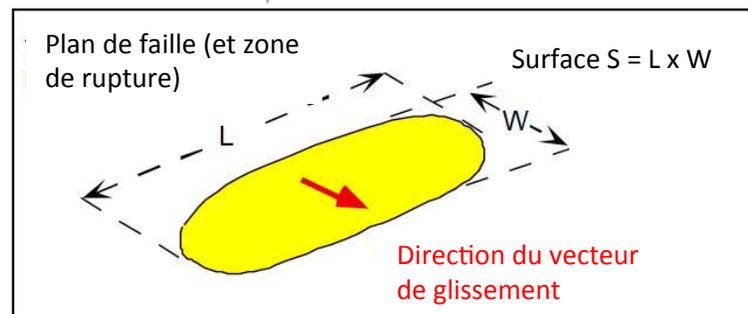
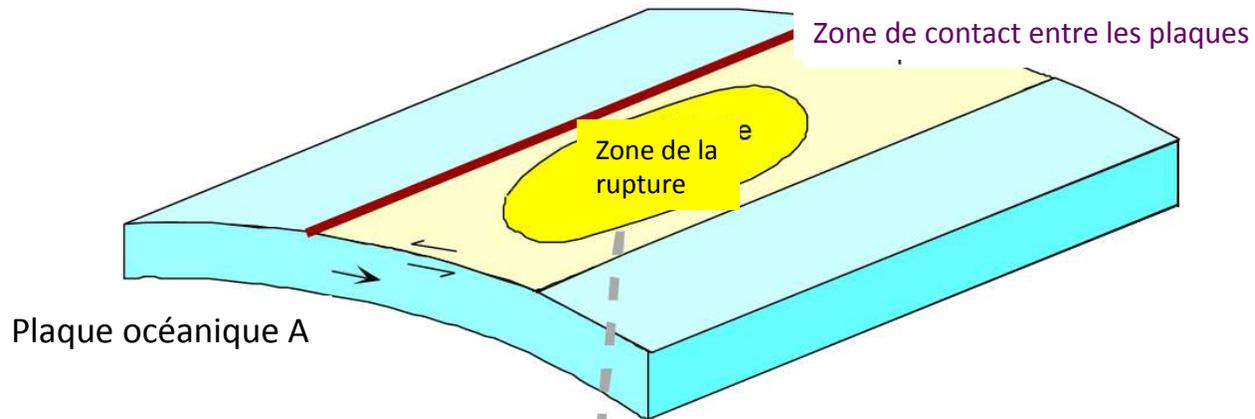
Tsai et al., 2005, GRL



Ishii et al., 2005

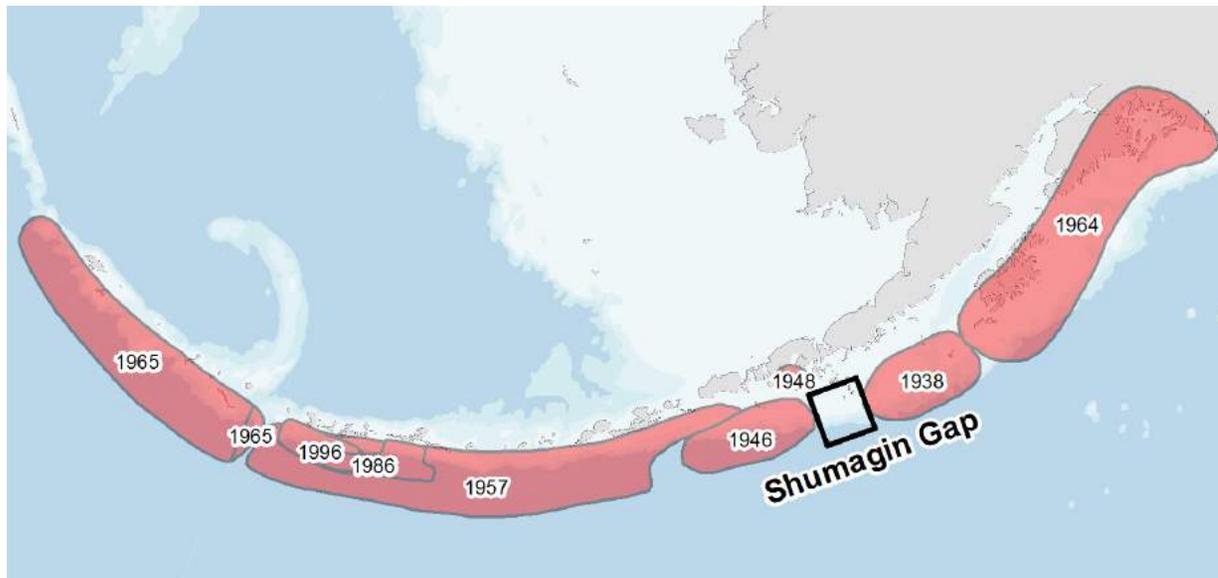


Rupture
Inter-plaque
en zone de
subduction



Barrières et aspérités

Lacune sismique potentielle en Alaska/Aléoutiennes....



....et segmentation des limites de plaque

Barrières:

Zones de glissement faible ou nul pendant un séisme donné (*Das and Aki, 1977; Aki, 1979*)

- Permettent l'arrêt de la rupture
- Segmentation des limites de plaque

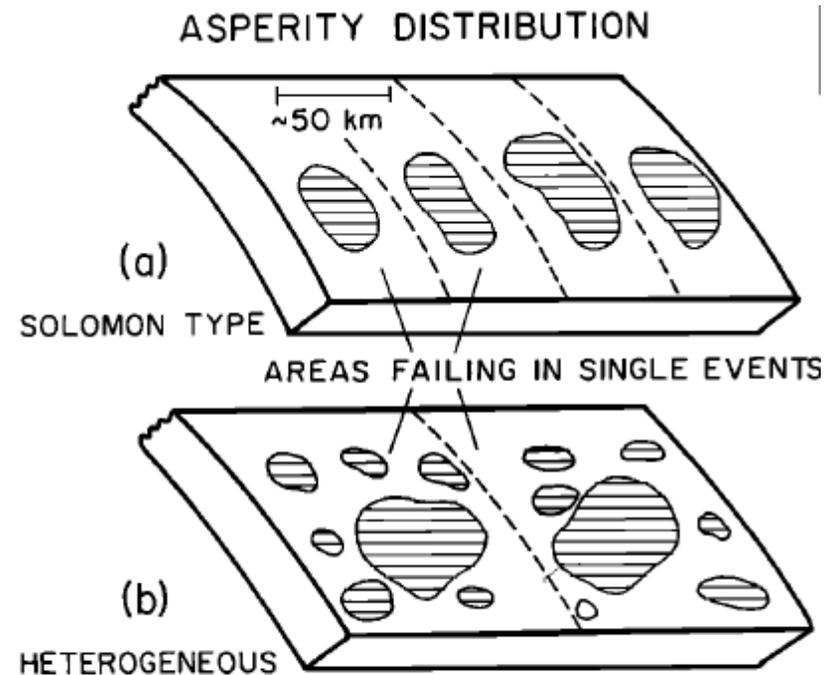
Barrières et aspérités

Aspérités:

- Zones de fort "couplage" résultant en un fort glissement pendant un séisme donné (*Byerlee, 1970; Scholtz and Engelder, 1976; Kanamori and Stewart, 1978*)

- Augmentation de la contrainte autour de l'aspérité lorsqu'elle a cassé
-> lieu où vont avoir lieu des répliques

- Modèle classique: les plus forts séismes commencent sur les plus grosses aspérités (non vérifié)

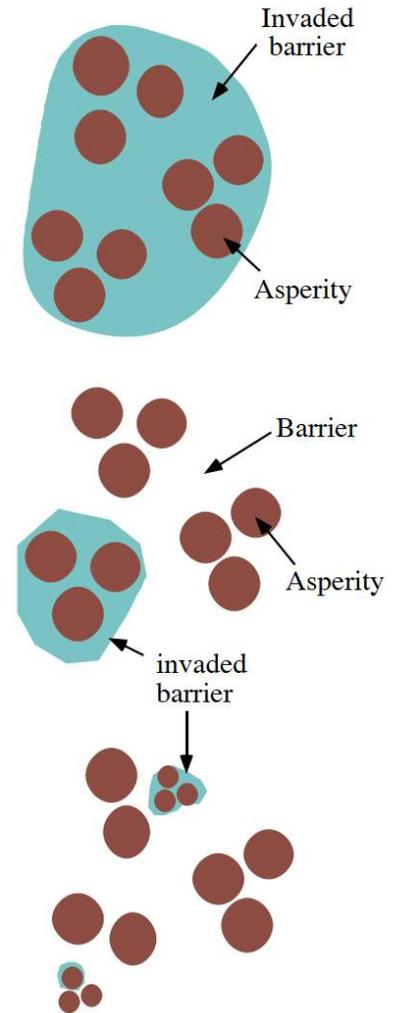


(Fosse du Japon et des îles Kouriles)

Lay and Kanamori, 1981

Barrières et aspérités

- Barrières
 - Zones de glissement faible ou nul pendant un séisme donné (Das and Aki, 1977; Aki, 1979)
 - Permettent l'arrêt de la rupture
 - Segmentation des limites de plaque
- Aspérités
 - Zones de fort "couplage" résultant en un fort glissement pendant un séisme donné (Byerlee, 1970; Scholzf and Engelder, 1976; Kanamori and Stewart, 1978)
 - Augmentation de la contrainte autour de l'aspérité lorsqu'elle a cassé -> lieu où vont avoir lieu des répliques
- Causes:
 - Géométrie variable de la faille
 - Variabilité dans l'état des contraintes ou le coefficient de friction
- Différentes distributions dans différentes régions associées à des niveaux différents de couplage
- Permanentes ou variables au cours du temps?



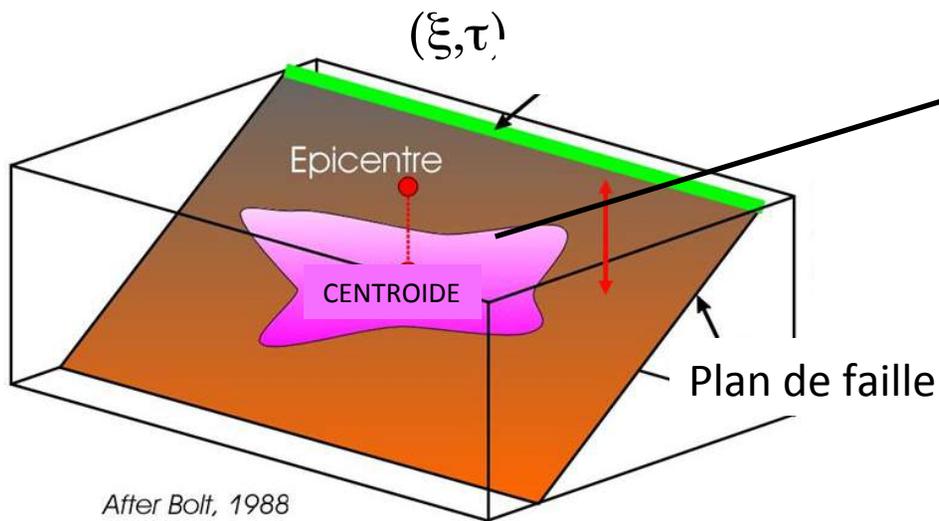
Evolution temporelle et spatiale de la rupture

- Comprendre la physique de la rupture
- Simuler les vibrations provenant d'une rupture complexe (risque sismique)
- On représente la rupture par un modèle paramétrique du glissement en fonction du temps et de la position
 - Modèle cinématique (ne fait pas intervenir la physique du phénomène)
 - Obtenu à partir de données sismologiques et géodésiques
 - Problème inverse:
 - Données incomplètes
 - Contamination par les effets de propagation, erreur sur la localisation
- Pour la première fois: séisme du Chili 1960 Mw 9.5
 - L'étude des ondes de surface suggère une propagation sur 750-1000 km vers le Sud, à une vitesse de rupture un peu plus faible que la vitesse des ondes de cisaillement (V_s)



Sumatra, 2004, Mw 9.2
Ishii et al. (2005)

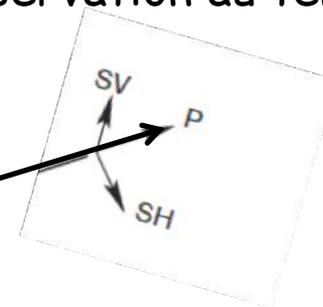
Champ proche:



After Bolt, 1988

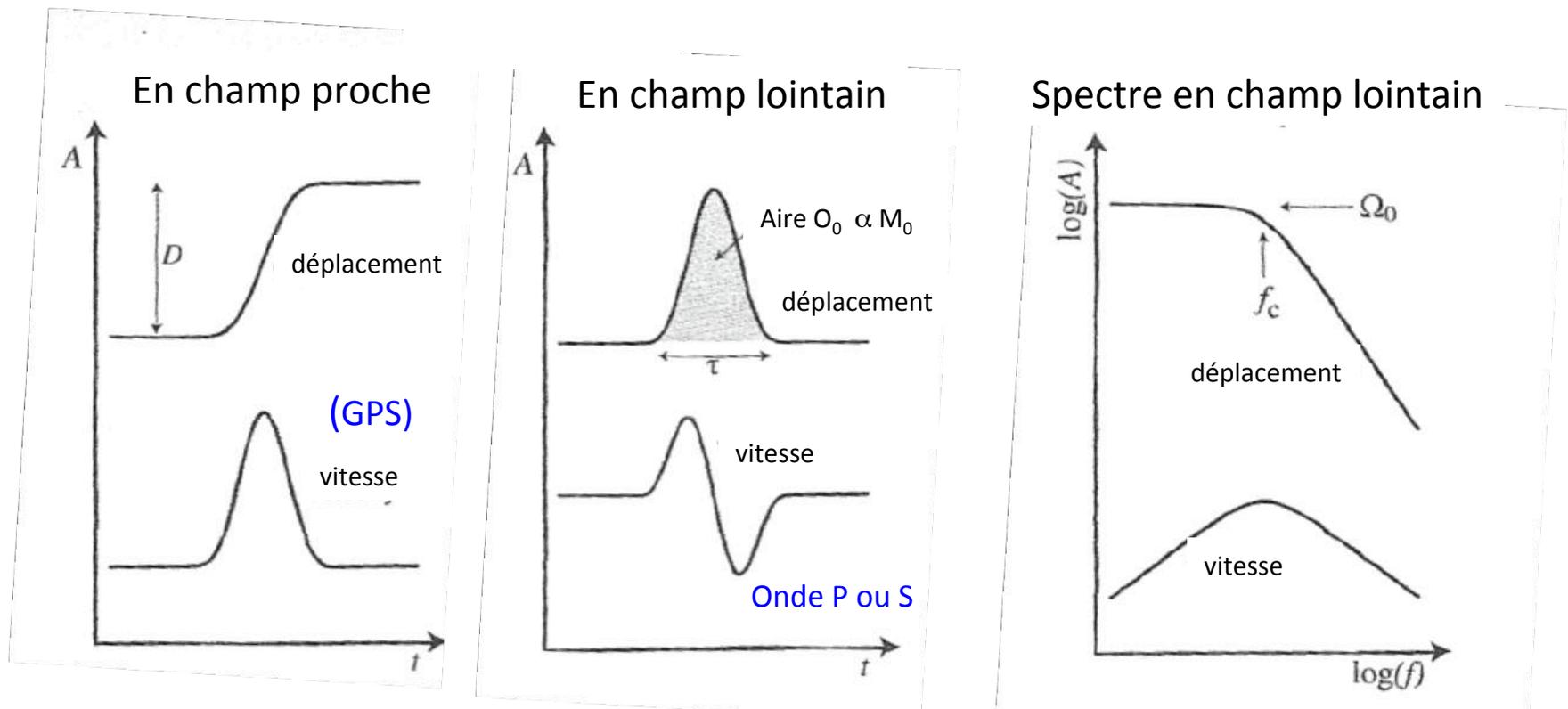
Champ lointain:

Station sismique (x)
Observation au temps (t)



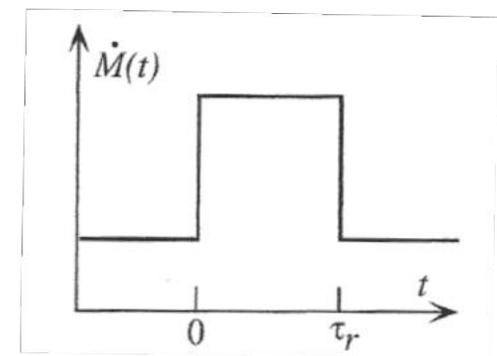
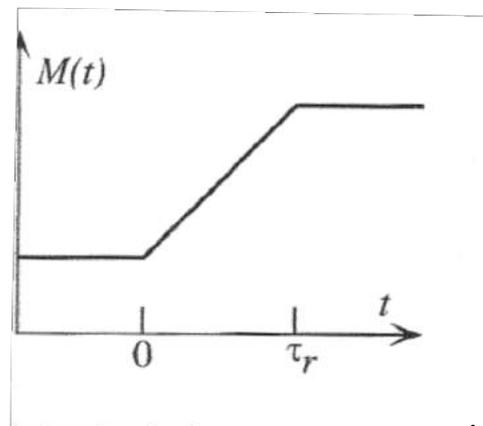
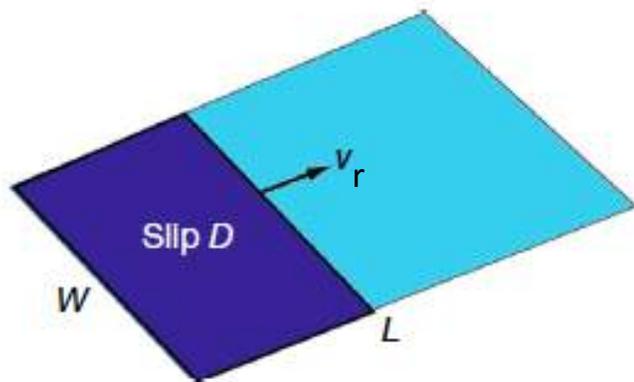
Trajet dans la terre (G),
Distance r, direction θ

- *En champ proche*: déplacement permanent mais non instantané: la rupture a une certaine durée
 - Pour cela on introduit une dépendance en temps dans le tenseur des moments
- *En champ lointain*, le déplacement n'est pas permanent, c'est une impulsion
- La plupart des sismomètres mesurent la vitesse → conversion en déplacement pour l'étude de la source



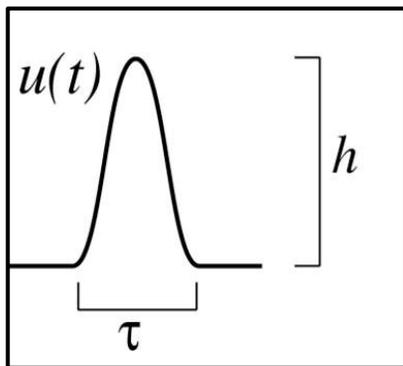
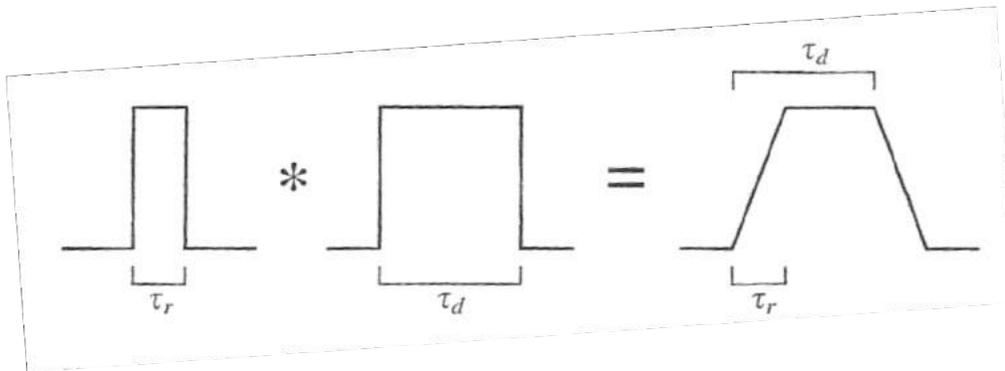
Modèle de Dislocation (Haskell, 1964,1966)

- Propagation d'une discontinuité en déplacement le long d'un plan de faille
 - Faille longue et étroite $L \gg W$
 - La rupture se propage avec une vitesse de rupture v_r constante, et avec un glissement D constant, le long de la faille de longueur L

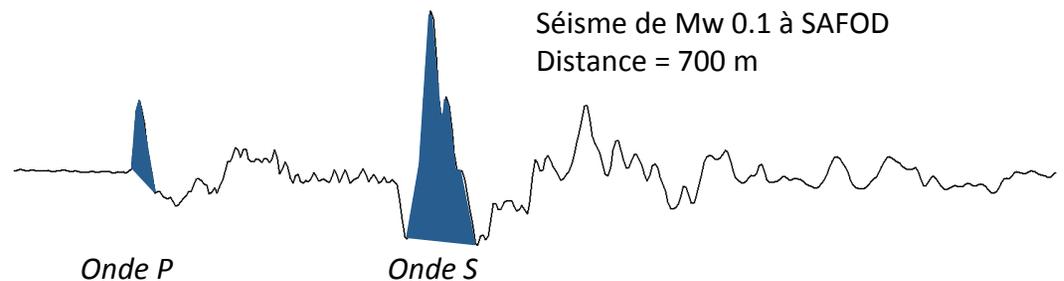


τ_r = Temps de montée

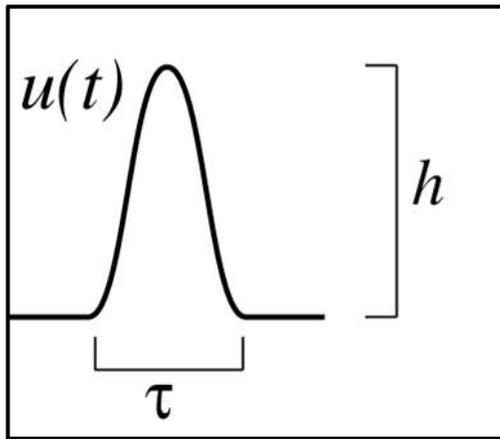
- La forme de l'impulsion observée en champ lointain est la convolution de deux fonctions boxcar, l'une de durée τ_r (temps de montée), l'autre de durée τ_d (la durée apparente de la rupture) -> forme résultante est un trapèze dont l'aire est constante (Ω_0)



$$M_0 \sim h \times \tau$$

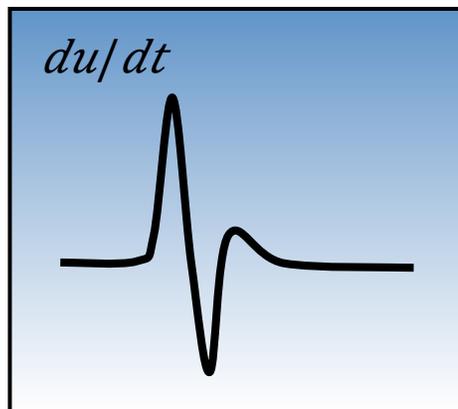
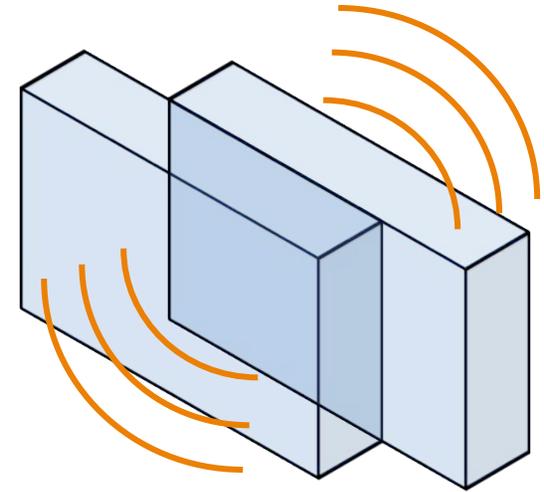


Les ondes sismiques contiennent des informations sur le processus à la source



Moment sismique

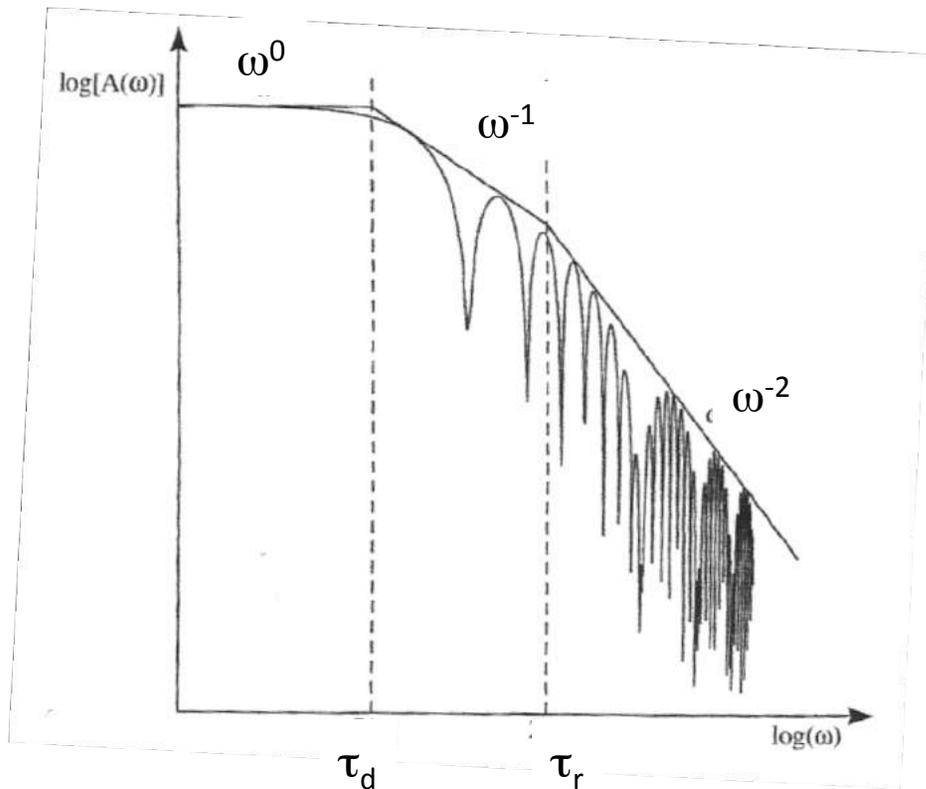
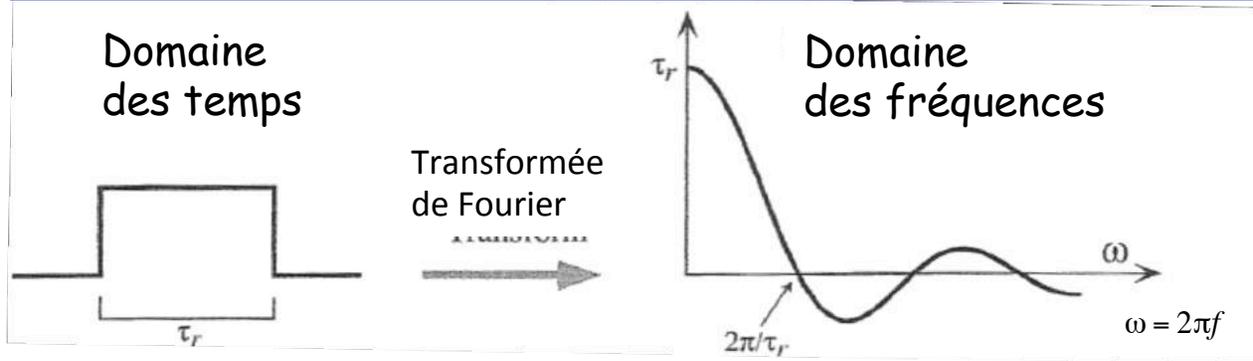
$$M_0 \sim h \times \tau$$



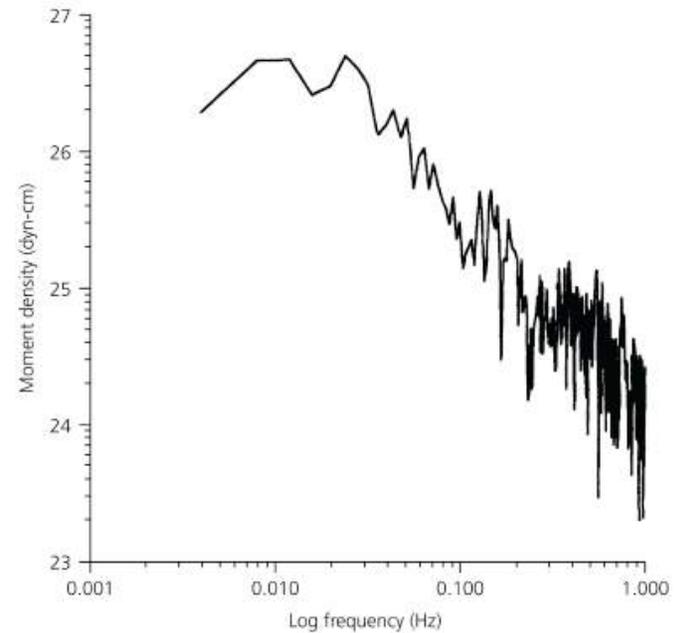
Energie élastique dégagée

$$E_s \sim (du / dt)^2$$

Spectre de la source (modèle de Haskell)

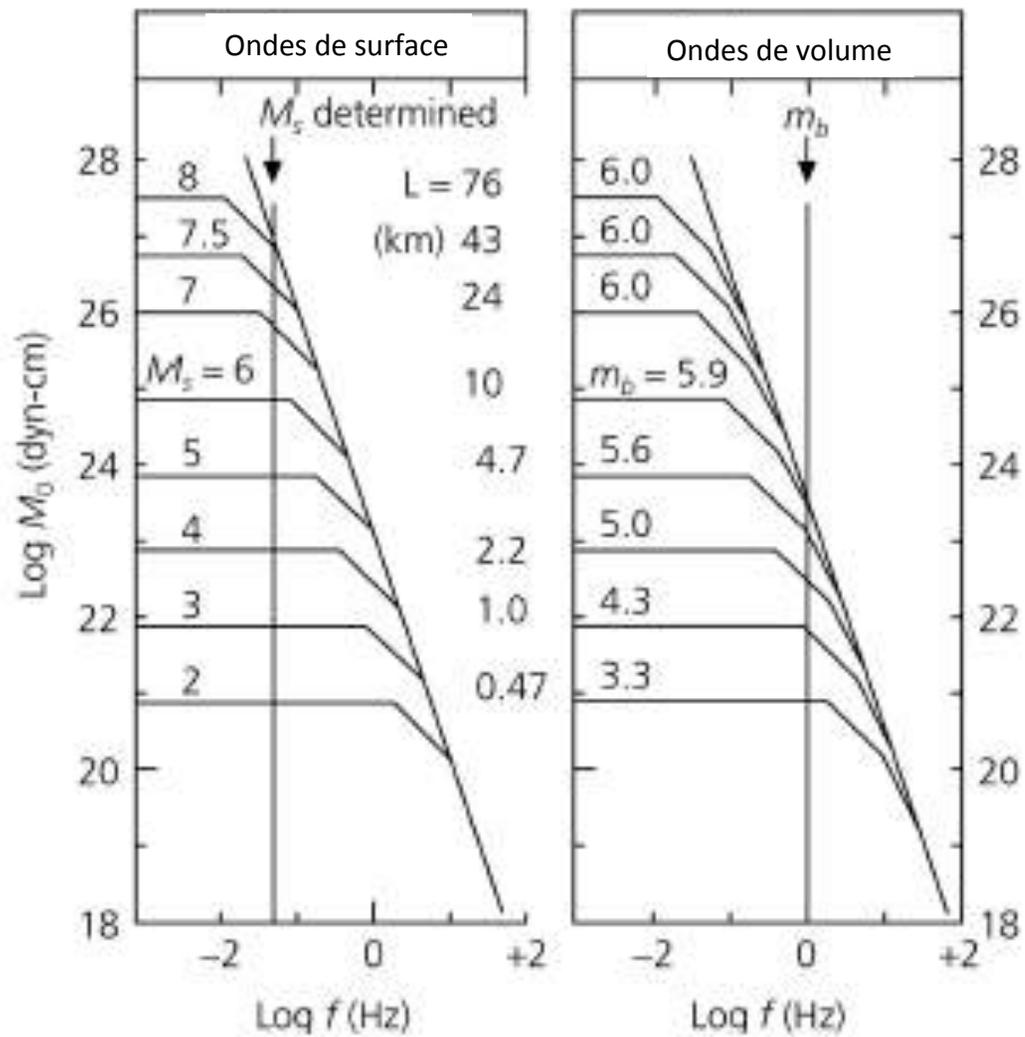


Spectre théorique



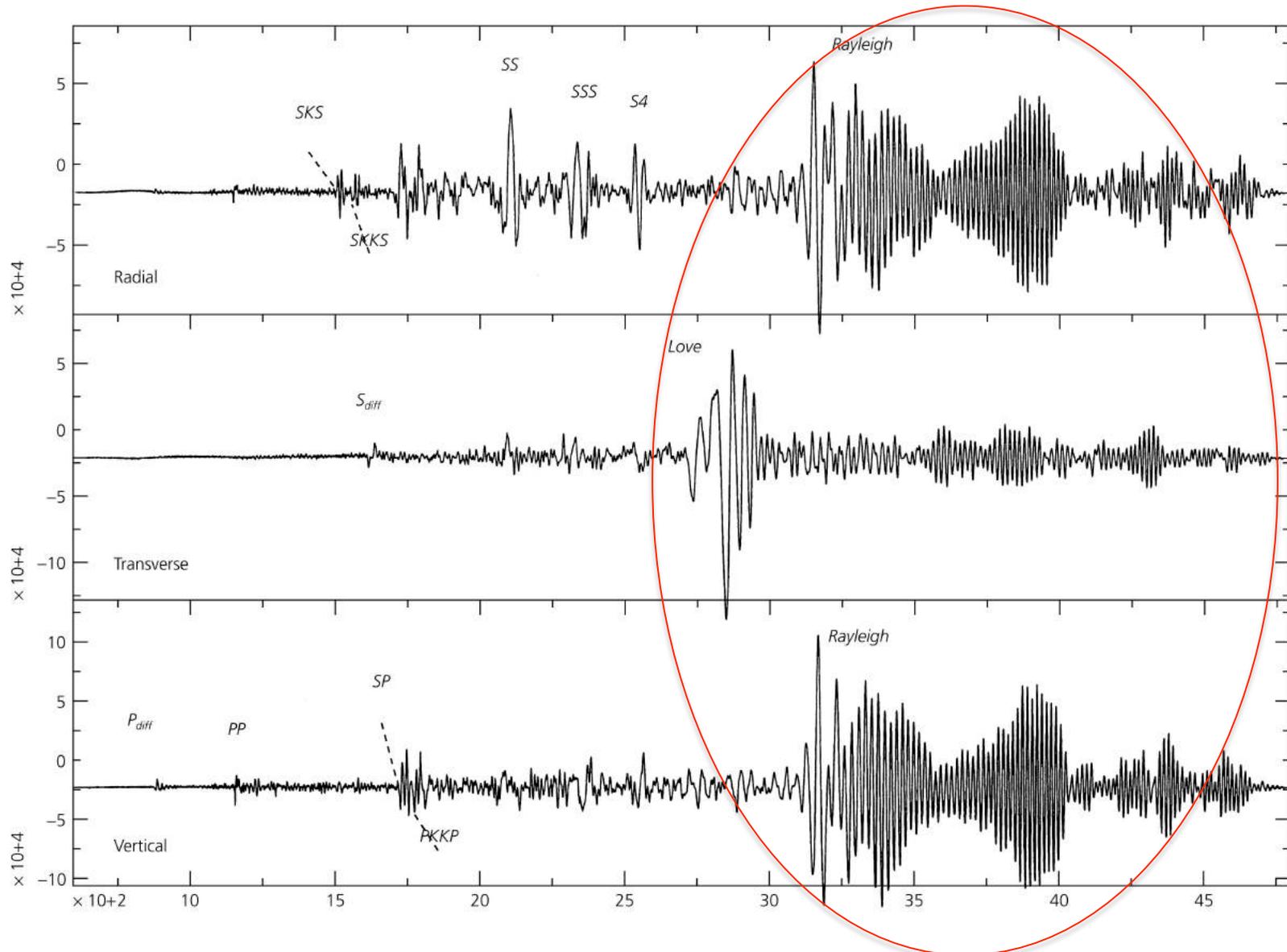
Exemple de spectre observé

Spectres théoriques pour différentes magnitudes:



Les échelles de magnitude m_b et M_s saturent pour les très grands séismes

Séisme superficiel - Distance 110°



From Stein and Wysession, 2003

$$M_w = \frac{2}{3} \text{Log}(M_0) - 10.7 \quad M_0 \text{ exprimé en dyne-cm}$$

- La magnitude M_w ne sature pas

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

Deux exemples de séismes et les magnitudes associées

Pakistan Oct 8, 2005

M_b 6.7 *

M_s 7.7

M_o 2.9×10^{27} dyne-cm

M_w 7.6

$E = 2.2 \times 10^{16}$ Joules

L 190 km

Loma Prieta Oct 17, 1989

M_b 6.5 *

M_s 7.1

M_w 6.9

$E = 2.8 \times 10^{15}$ Joules

L 30 km



$$\log_{10} E = 4.8 + 1.5M_w \quad E \text{ exprimé en Joules}$$

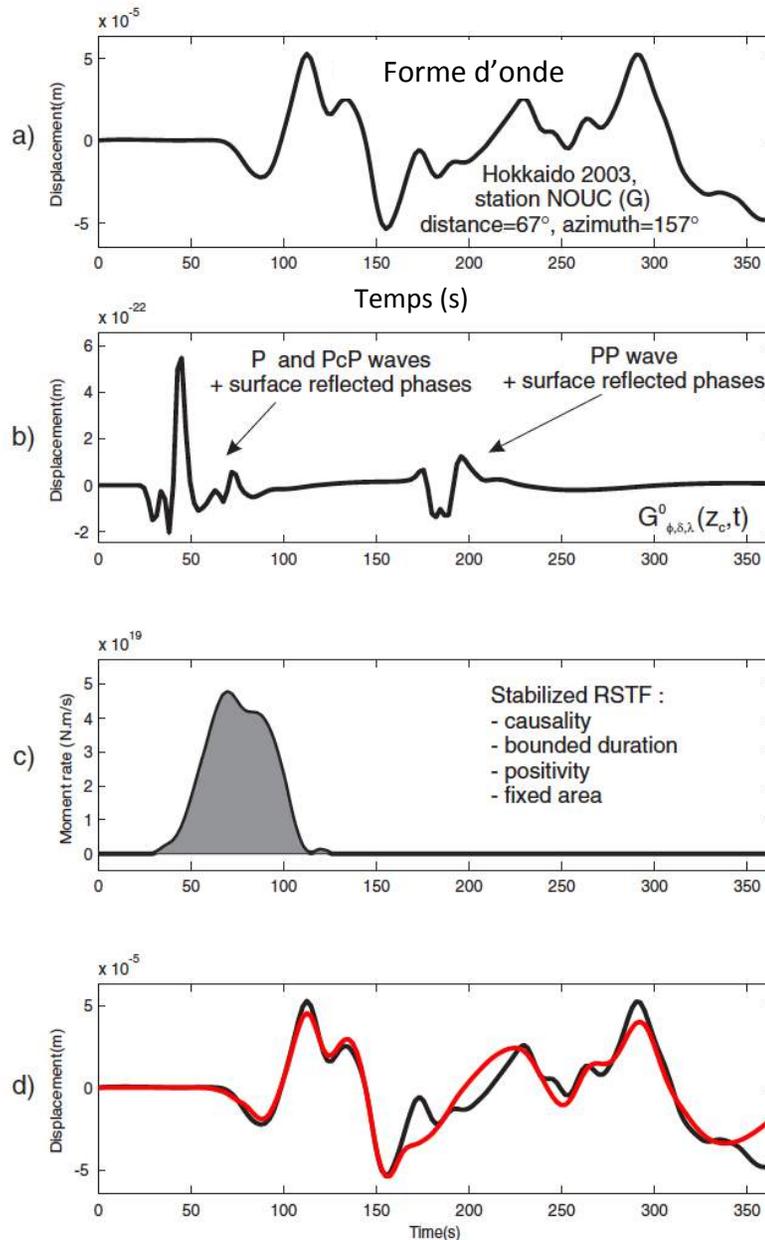
* m_b n'est pas une bonne mesure pour les séismes peu profonds de $M > 6$

Détermination rapide de la fonction temporelle de la source: méthode SCARDEC

Hokkaido 25/09/2003
 M_w 8.15

Durée de source: 72 s

— Formes d'onde reconstruites



Données composante verticale Z

\star^{-1}

Fonction de Green

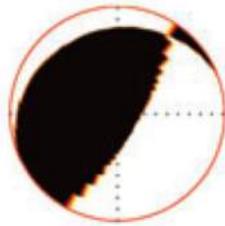
Fonction temp. de la source apparente déconvoluée

Hokkaido 25 sept. 2003

M_w 8.15

20030925_Hokkaido_

BEST MODEL



$M_w = 8.15$

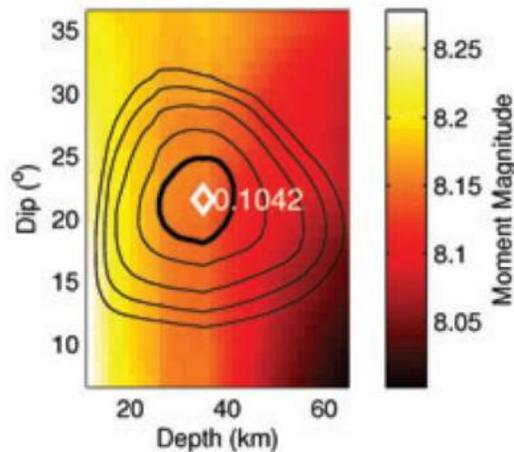
Depth (km) = 35

Strike = $251^\circ / 30^\circ$

Dip = $22^\circ / 74^\circ$

Rake = $129^\circ / 76^\circ$

Dip, depth, and moment uncertainties



26km < Acceptable depth < 41km
 8.12 < Acceptable magnitude < 8.16
 18.6° < Acceptable dip < 24.6°

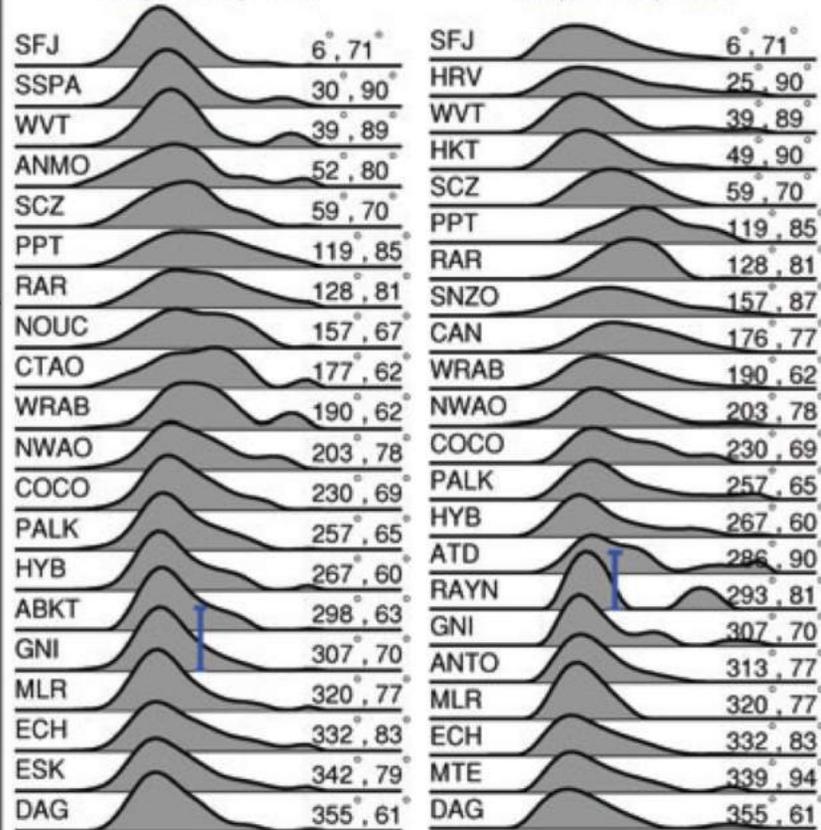
Relative source time functions (RSTFs), smoothed at 33s

Compressive waves

Max (10^{17} N.m/s) = 774.8

Transverse waves

Max (10^{17} N.m/s) = 950.8

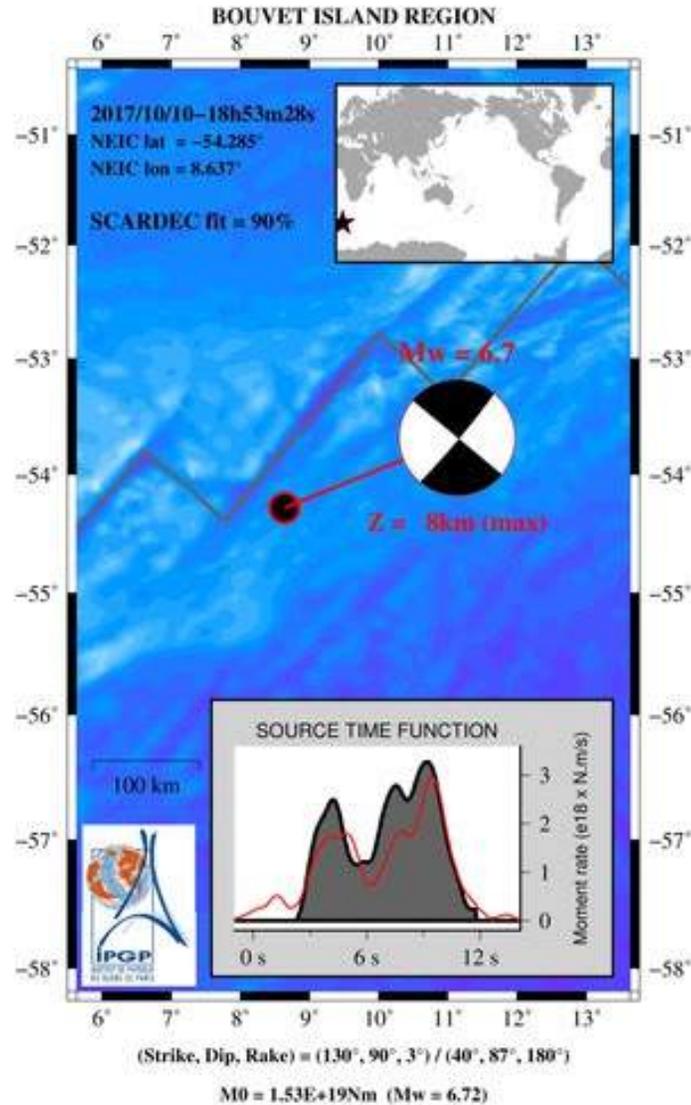


Maximum duration = 92 s

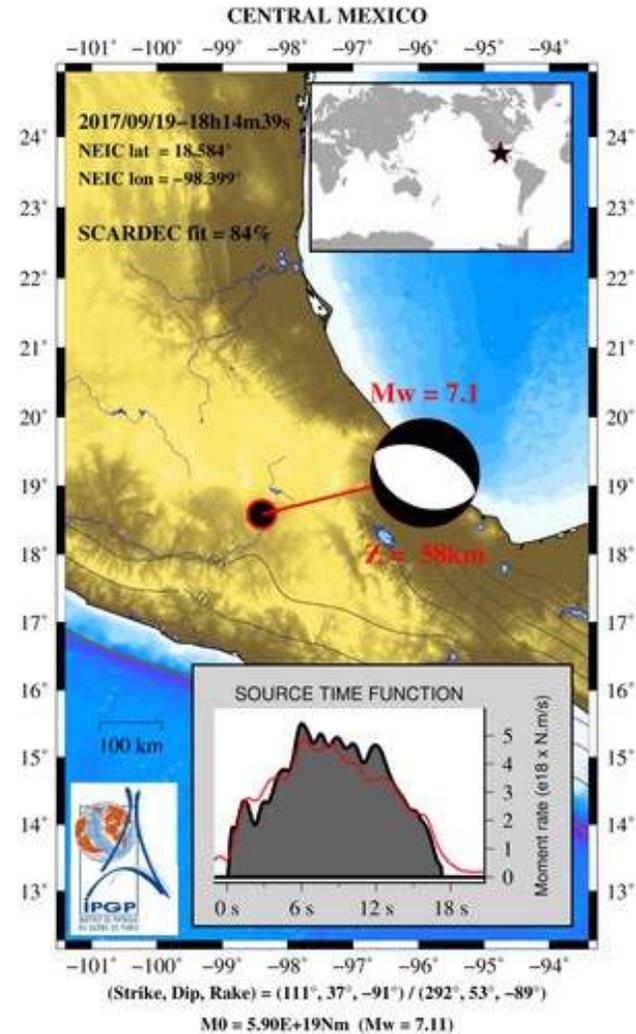
Maximum duration = 107 s

Détermination en temps réel de la fonction temporelle de la source

Mw 6.7 10/10/2017; z = 8 km

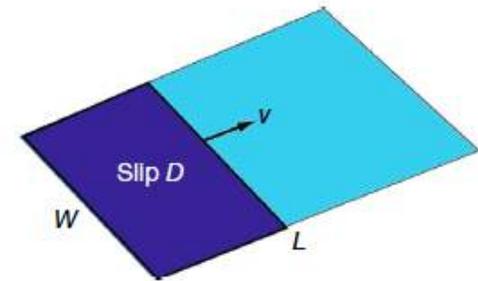


Mw 7.1 19/09/2017; z = 58 km



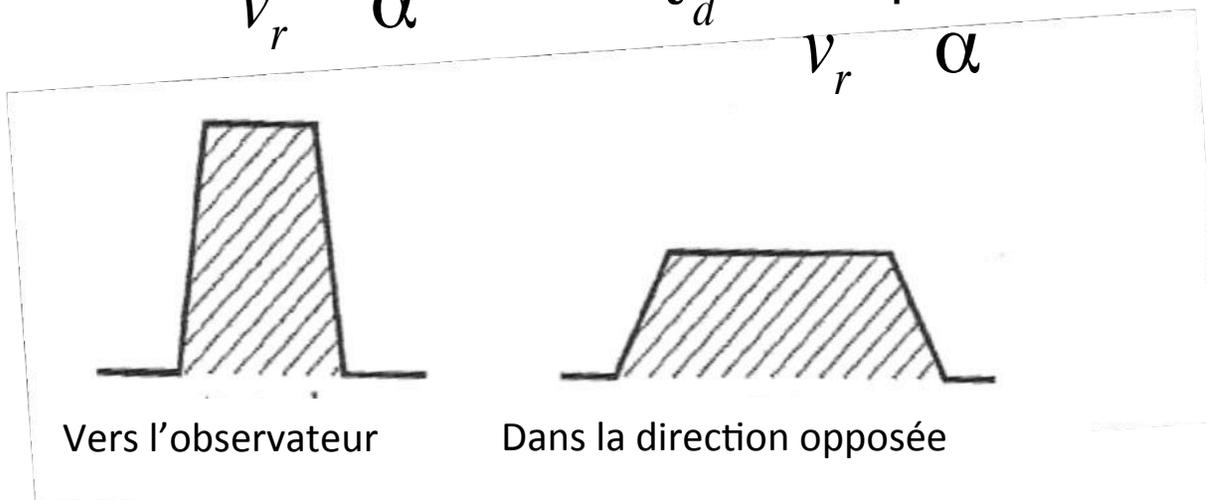
Méthode SCARDEC - Vallée et al., 2011
réseau large bande global GEOSCOPE

- Effect de directivité:



$$\tau_d = \frac{L}{v_r} - \frac{L}{\alpha}$$

$$\tau_d = \frac{L}{v_r} + \frac{L}{\alpha}$$



τ_d durée de la source

v_r vitesse de la rupture

α vitesse de propagation des ondes P

Temps apparent de la rupture τ_d :

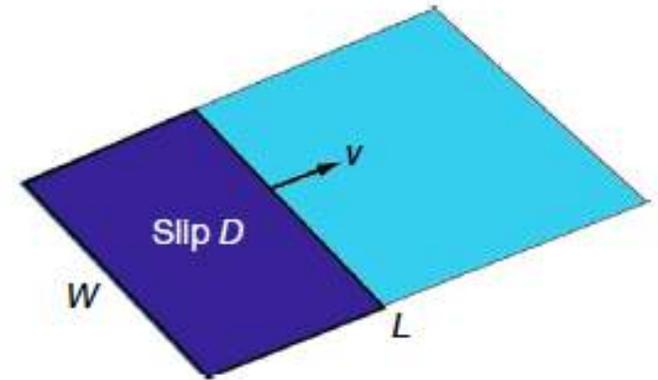
- > dans la direction de la rupture, pour les ondes P:

$$\tau_d = L \left(\frac{1}{v_r} - \frac{1}{\alpha} \right)$$

-> dans la direction opposée:

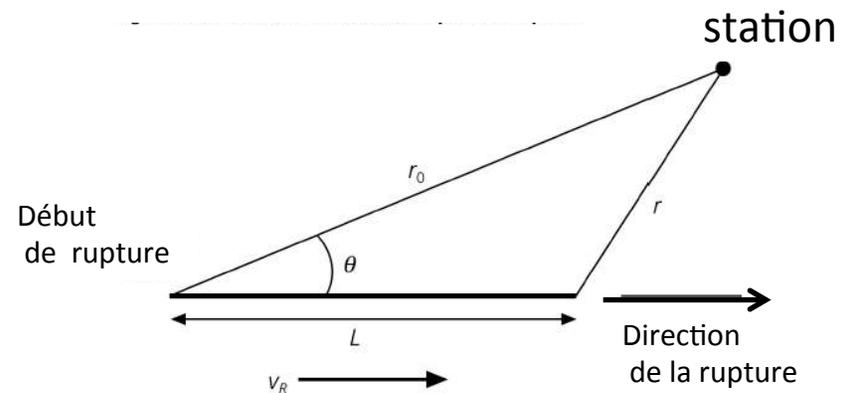
$$\tau_d = L \left(\frac{1}{v_r} + \frac{1}{\alpha} \right)$$

α vitesse de propagation des ondes P



Dans une direction faisant un angle θ avec la direction de la rupture:

$$\tau_d = \frac{L}{v_r} \left(1 - \frac{v_r}{\alpha} \sin \theta \right)$$



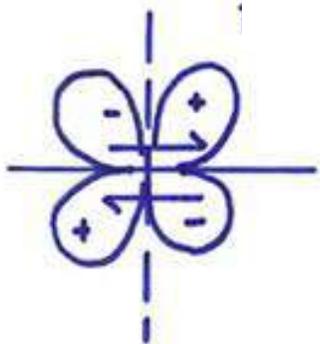
Effet de la directivité sur les amplitudes des ondes P et S

1 - Source ponctuelle en temps et espace

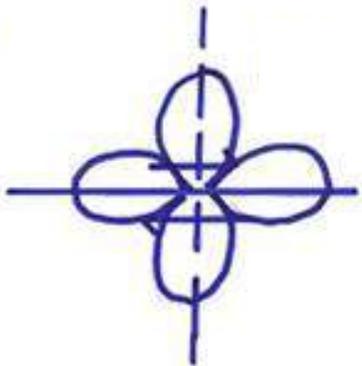
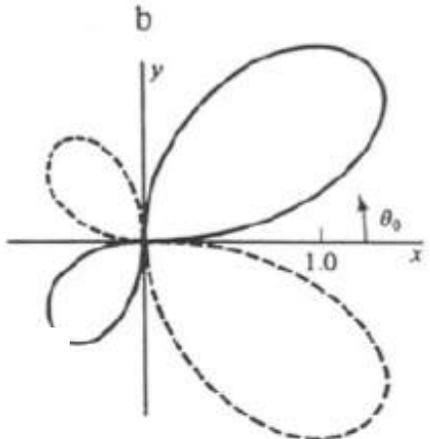
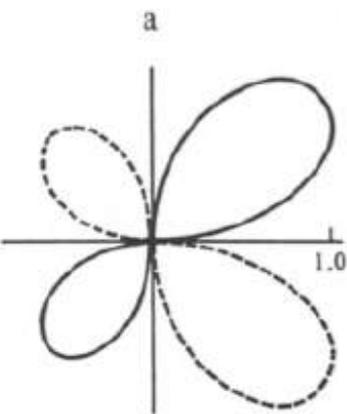
2-Propagation unilatérale ---→

$v_r/\beta=0.5$

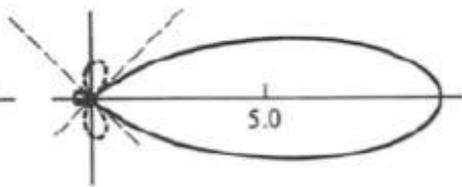
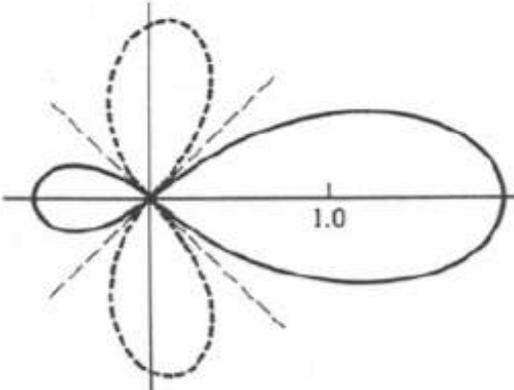
$v_r/\beta=0.9$



Ondes P



Ondes S



β vitesse de propagation des ondes S

Chute de contraintes et relations
d'échelle globales

Chute des contraintes statique (static stress drop) pendant un séisme $\Delta\sigma$:

$$\Delta\sigma = \sigma_0 - \sigma_1$$



Contrainte en cisaillement avant le séisme



Après le séisme

glissement

$$\Delta\sigma = \mu\varepsilon \sim \mu \frac{D}{X}$$

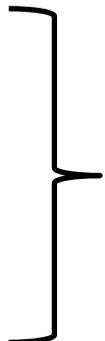


$$M_0 = \mu S D \sim \mu X^2 D$$



Surface de la rupture

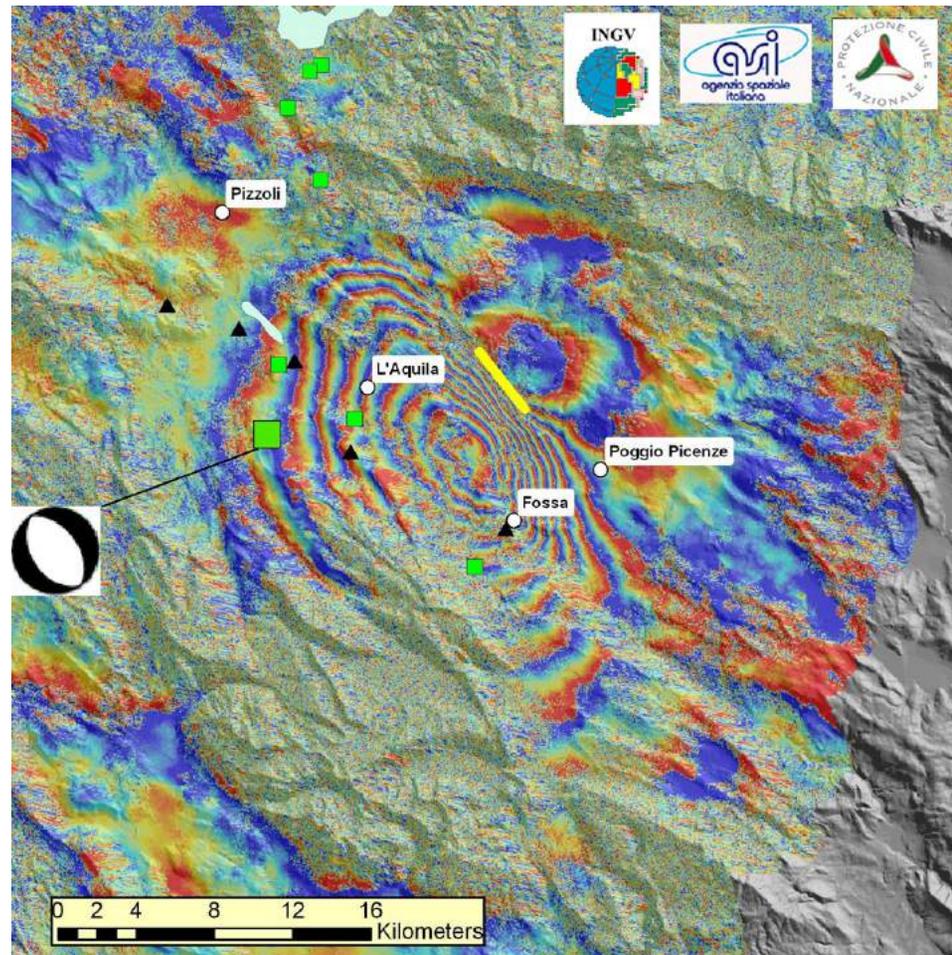
X longueur caractéristique
 $X \leq L$, longueur de la faille



=>

$$M_0 \sim \frac{\mu X^3 \Delta\sigma}{\mu} \sim \Delta\sigma S^{\frac{3}{2}}$$

- La chute des contraintes statique est déterminée de plusieurs manières:
 - Directement à partir de D et L (mesures géodésiques)



- La chute des contraintes statique est déterminée de plusieurs manières:

- Directement à partir de D et L (mesures géodésiques)

- Observations de surface (D) et zone de réplique (S)

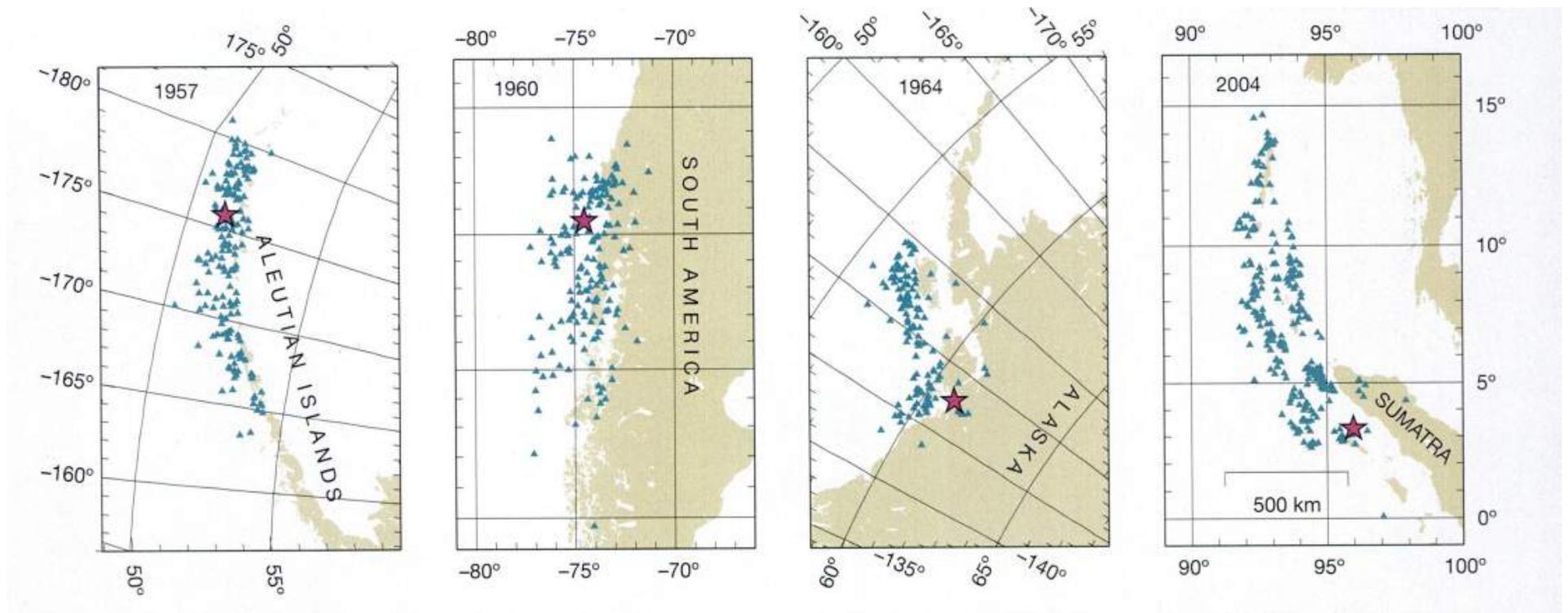
- Données sismologiques (M_0) et zone de réplique (S)

- M_0 et durée de la source ou fréquence coin

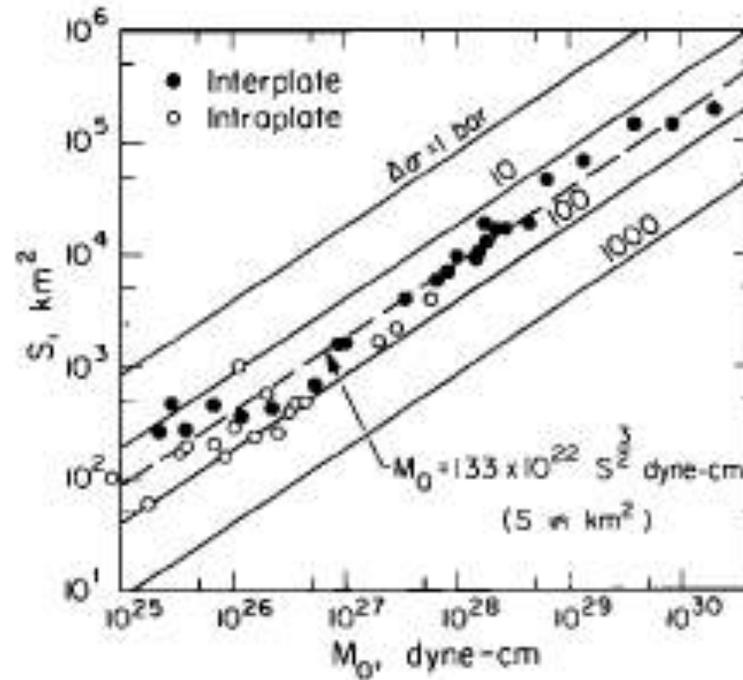
- Distribution du glissement par inversion de données sismiques de haute résolution



Exemples de zones de répliques de forts séismes



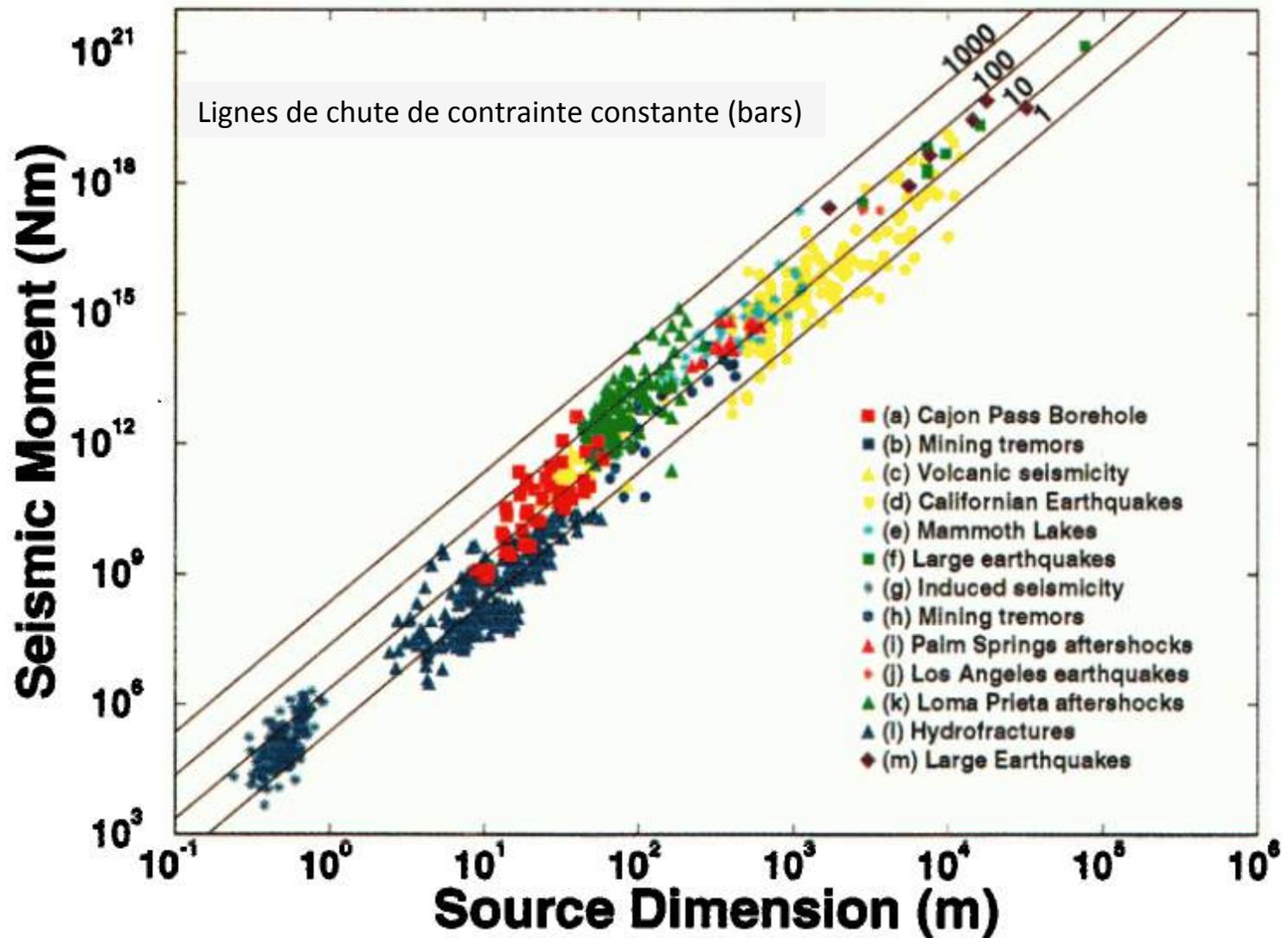
$$M_0 \sim \Delta\sigma S^{\frac{3}{2}}$$



*Kanamori and Anderson, 1975
(aussi: Aki, 1972)*

$\Rightarrow \Delta\sigma \sim \text{constant (et faible)}$

Compatible avec le modèle de dislocation



Energie élastique dégagée pendant un séisme

(Faille rectangulaire)
Modèle de dislocation

$$E_s \sim \frac{1}{2} \int_s \Delta\sigma dD \cdot ds \sim \frac{1}{2} \Delta\sigma DS$$

$$M_0 = \mu SD$$

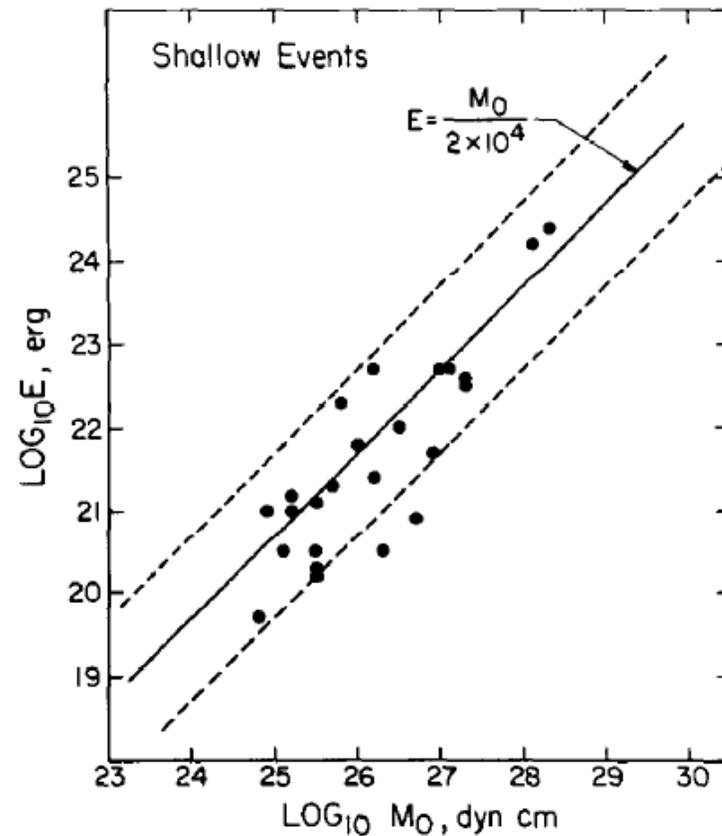
$$\Rightarrow E_s \sim \frac{\Delta\sigma}{2\mu} M_0$$

\Rightarrow Echelle de magnitude M_w

$$\log_{10} E = 4.8 + 1.5M_w$$

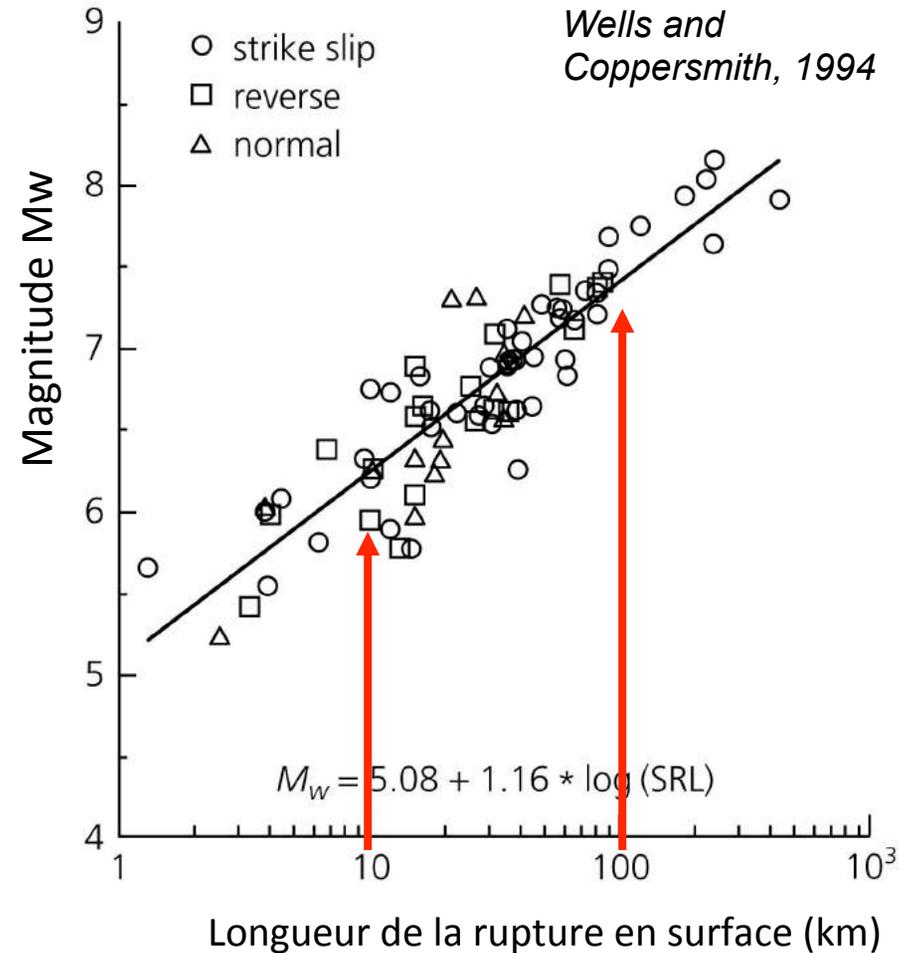
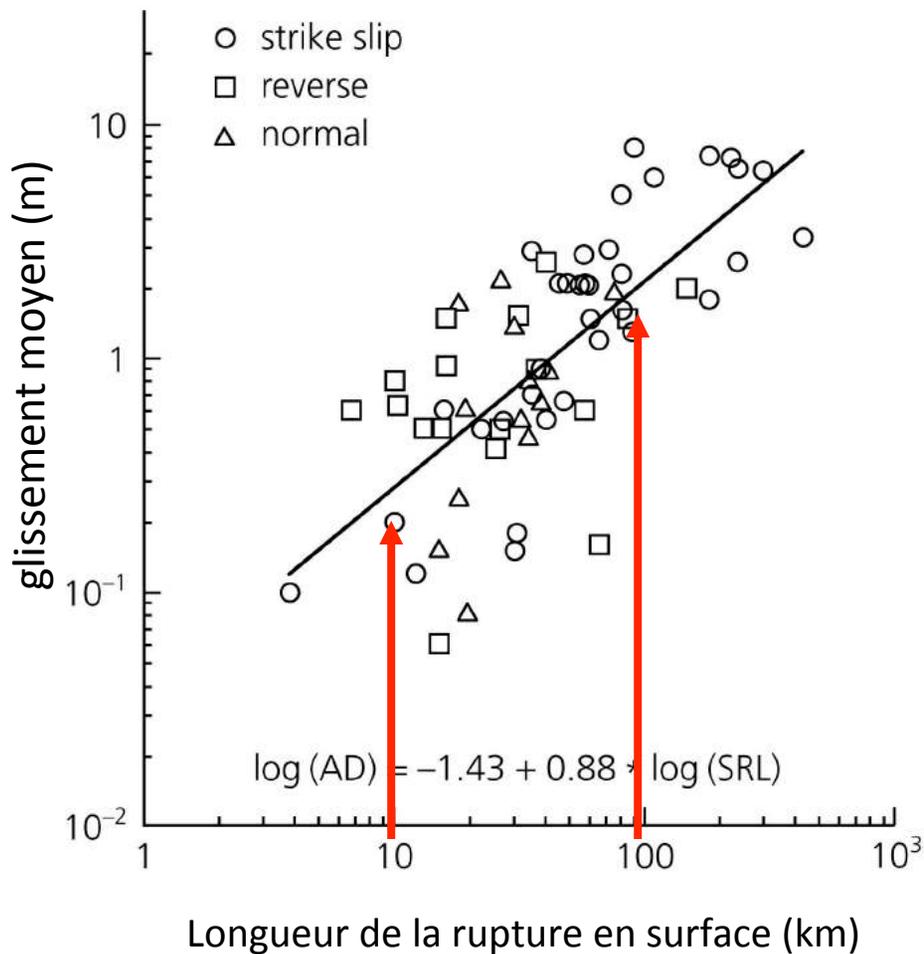
E en Joules

Es estimé à partir de la modélisation des formes d'onde



Vassiliou and Kanamori, 1982

Relations empiriques entre le glissement, la longueur de la faille et le moment sismique



Relations importantes pour les études tectoniques, la physique de la rupture et l'estimation du risque sismique

$$M_0 = \mu LWD \sim \mu X^2 D$$

$$M_0 \sim \frac{\mu X^3 \Delta\sigma}{\mu} \sim \Delta\sigma S^{\frac{3}{2}}$$

$$S = X^2$$

- Transition entre comportement cassant et plastique -
> limite de la largeur de la faille W



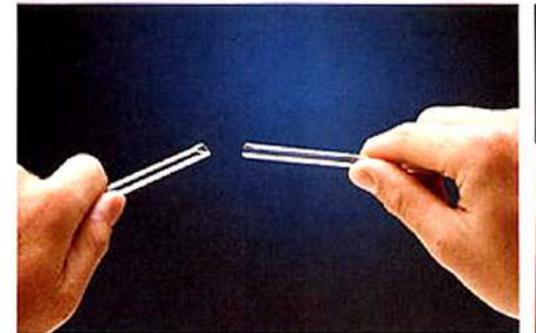
Temperature faible
Pression faible

Comportement
cassant

Profondeur
~15-20 km

Temperature plus haute
Pression plus forte

Comportement
ductile



$$M_0 = \mu LWD \sim \mu X^2 D$$

$$M_0 \sim \frac{\mu X^3 \Delta\sigma}{\mu} \sim \Delta\sigma S^{\frac{3}{2}}$$

$$S = X^2$$

- Transition entre comportement cassant et plastique -
> limite de la largeur de la faille W



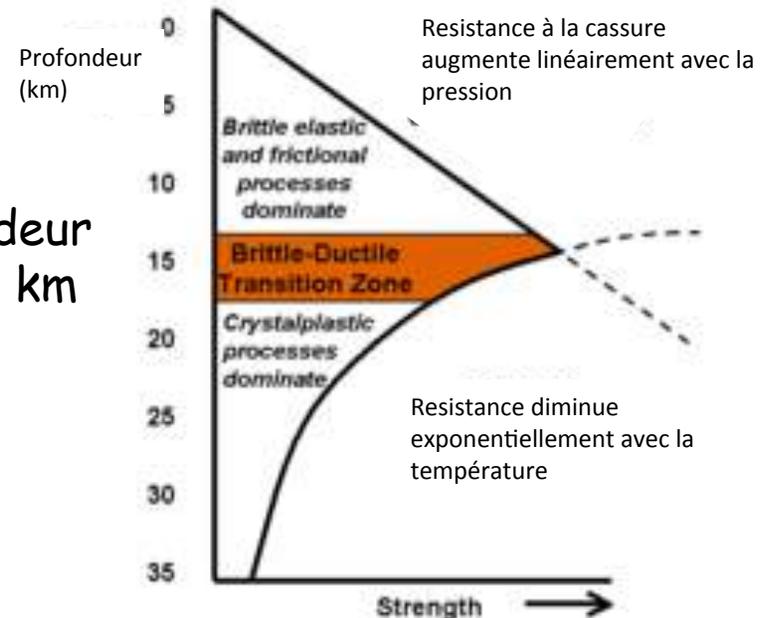
Temperature faible
Pression faible

Comportement
cassant

Temperature plus haute
Haute pression

Comportement
ductile

Profondeur
~15-20 km



Failles décrochantes quasi-verticales:

$$M_0 = \mu L W D \sim \mu X^2 D \quad M_0 \sim \frac{\pi}{2} \Delta \sigma W^2 L \quad \text{Aki, 1972}$$

$W < W_{\max}$:

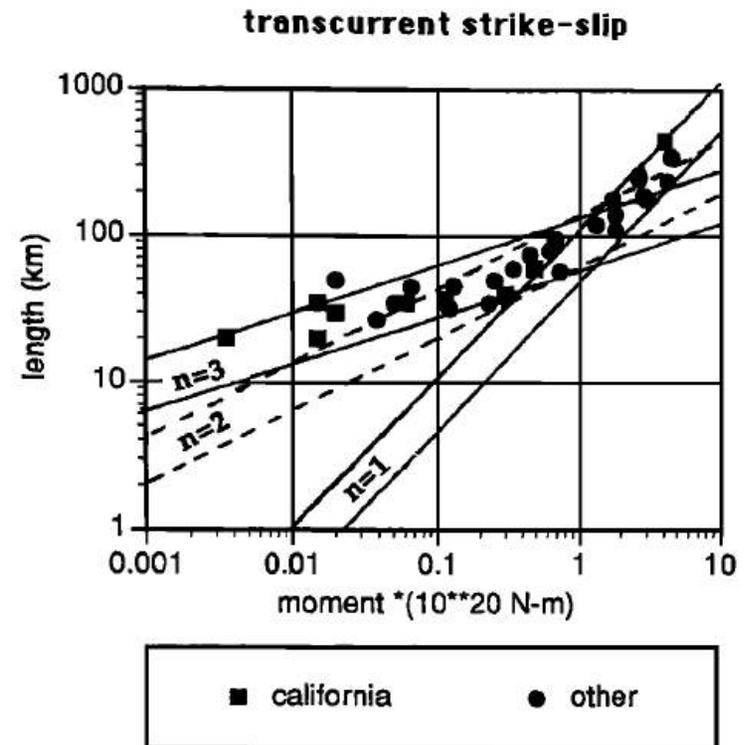
$$M_0 \sim \frac{\mu X^3 \Delta \sigma}{\mu} \sim \Delta \sigma S^{\frac{3}{2}}$$

$$\Rightarrow M_0 \sim \Delta \sigma L^3$$

$W > W_{\max}$:

$$M_0 \sim \frac{\pi}{2} \Delta \sigma W_{\max}^2 L \propto L$$

$$M_0 \sim L^n$$

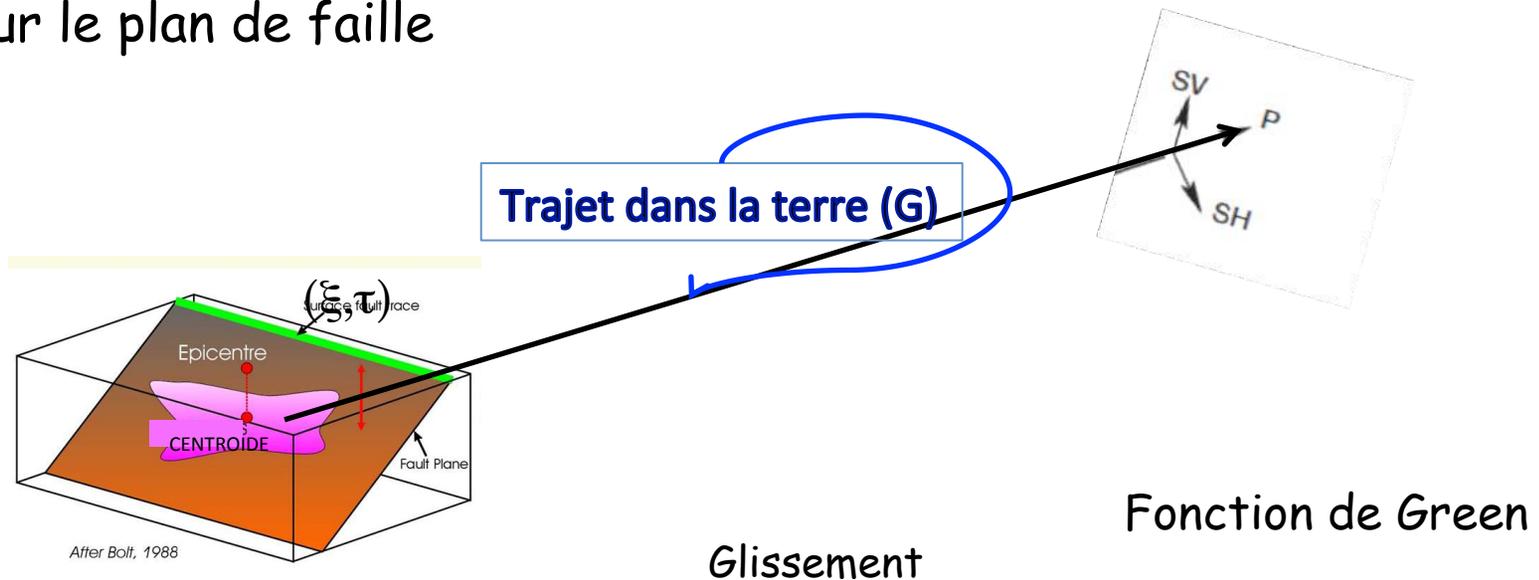


Romanowicz, 1992

Plus généralement: Modèle de dislocation:

Propagation d'une discontinuité en déplacement le long d'un plan de faille:

- > Intégration sur la surface de la rupture,
- > Le glissement dépend du temps τ et de la position ξ sur le plan de faille



$$u(x, t) = \int_{-\infty}^{+\infty} d\tau \iint_{\Sigma} \Delta s(\xi, \tau) G(x, \xi, t - \tau) d\Sigma(\xi)$$

$$u(x, t) = \int_{-\infty}^{+\infty} d\tau \iint_{\Sigma} \Delta s(\xi, \tau) G(x - \xi, t - \tau) d\Sigma(\xi)$$

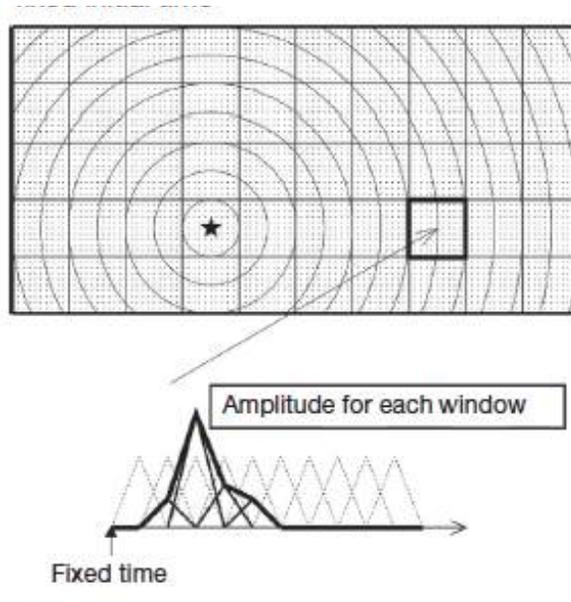
Glissement
Fonction de Green

- Problème inverse:

- Déterminer le glissement $\Delta s(\xi, \tau)$ à partir des observations $u(x, t)$
- u est une fonction *linéaire* de l'amplitude du glissement Δs
- u est une fonction *non-linéaire* de la propagation de la rupture
- Les modèles les plus simples supposent une vitesse de rupture constante (on s'affranchit de la non-linéarité).
- La qualité de la solution dépend des données disponibles
- Large bande de fréquence: combinaison des données GPS, InSAR, sismomètres large bande et accélérations en champ proche

Paramétrisation du glissement sur le plan de faille: -on suppose le plan de faille connu

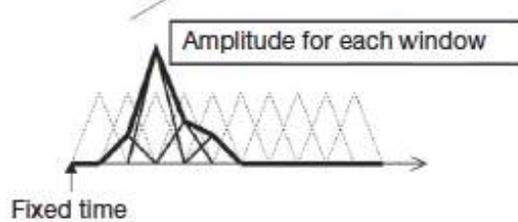
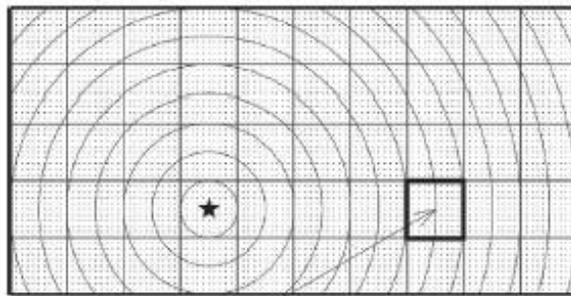
Vitesse de rupture constante:
Cas linéaire



Temps de la rupture en
chaque point est fixé.
On inverse pour
l'amplitude du glissement

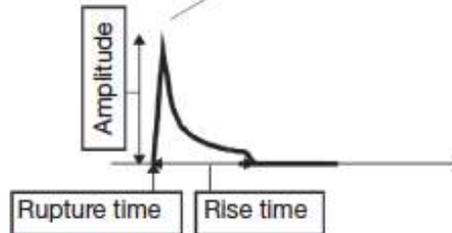
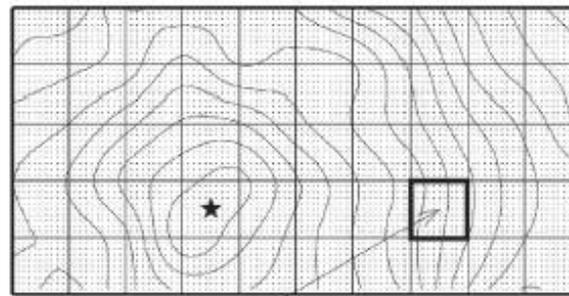
Paramétrisation du glissement sur le plan de faille: -on suppose le plan de faille connu

Vitesse de rupture constante:
Cas linéaire



Temps de la rupture en
chaque point est fixé.
On inverse pour
l'amplitude du glissement

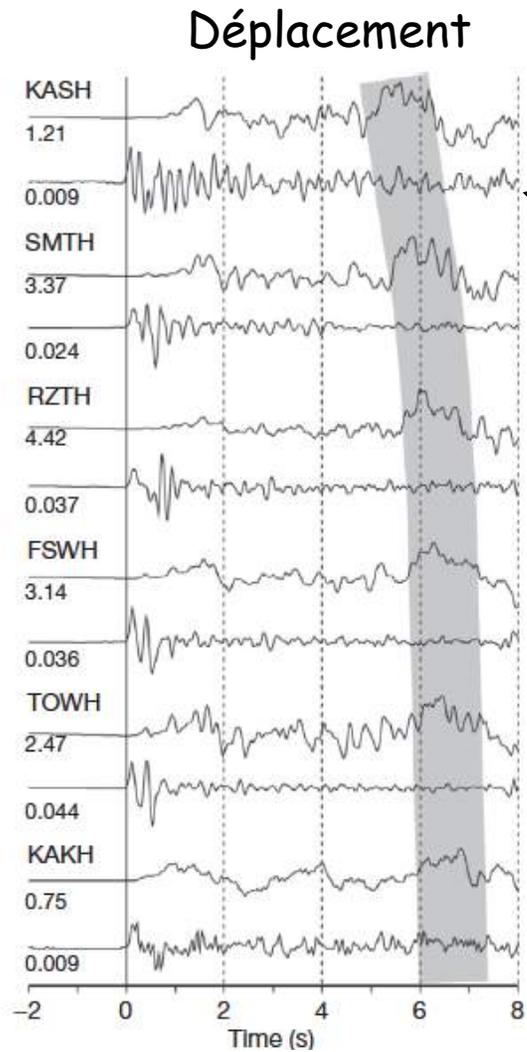
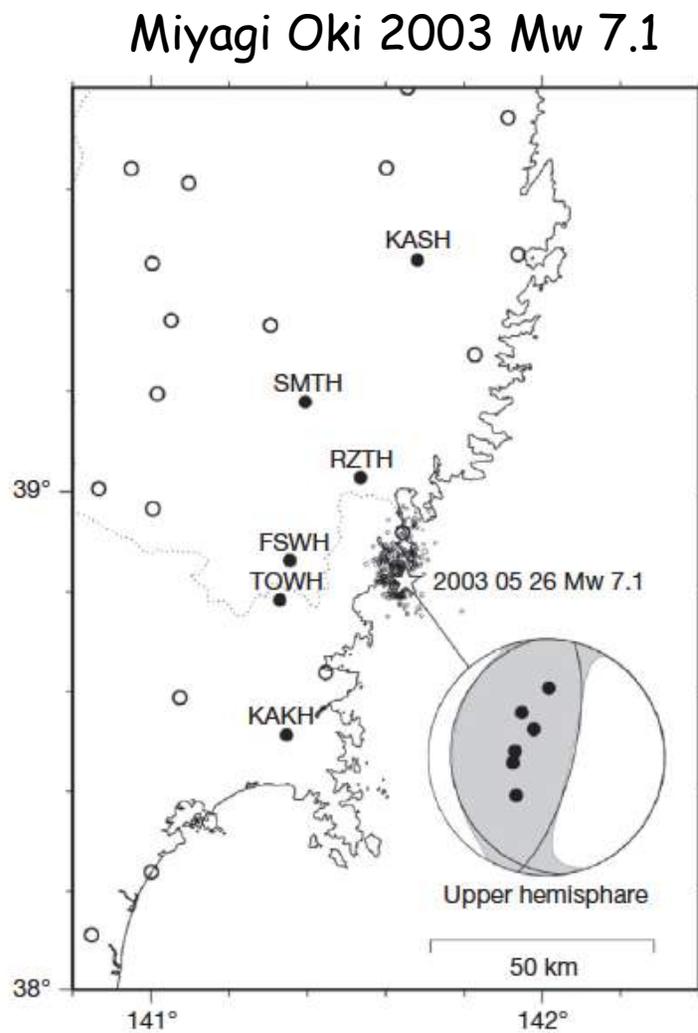
Vitesse de rupture variable: problème
Non-linéaire



Le temps auquel la
rupture arrive en un point
donné est aussi une
inconnue

- Fonction de Green: modèle de terre 1D ou 3D ou..
- EGF "Empirical Green's functions" (*Hartzell, 1978*)
 - Petit séisme dans la région source (souvent une réplique), durée de la source et propagation de la rupture négligeables, sert de fonction de Green.

- Fonctions de Green empiriques

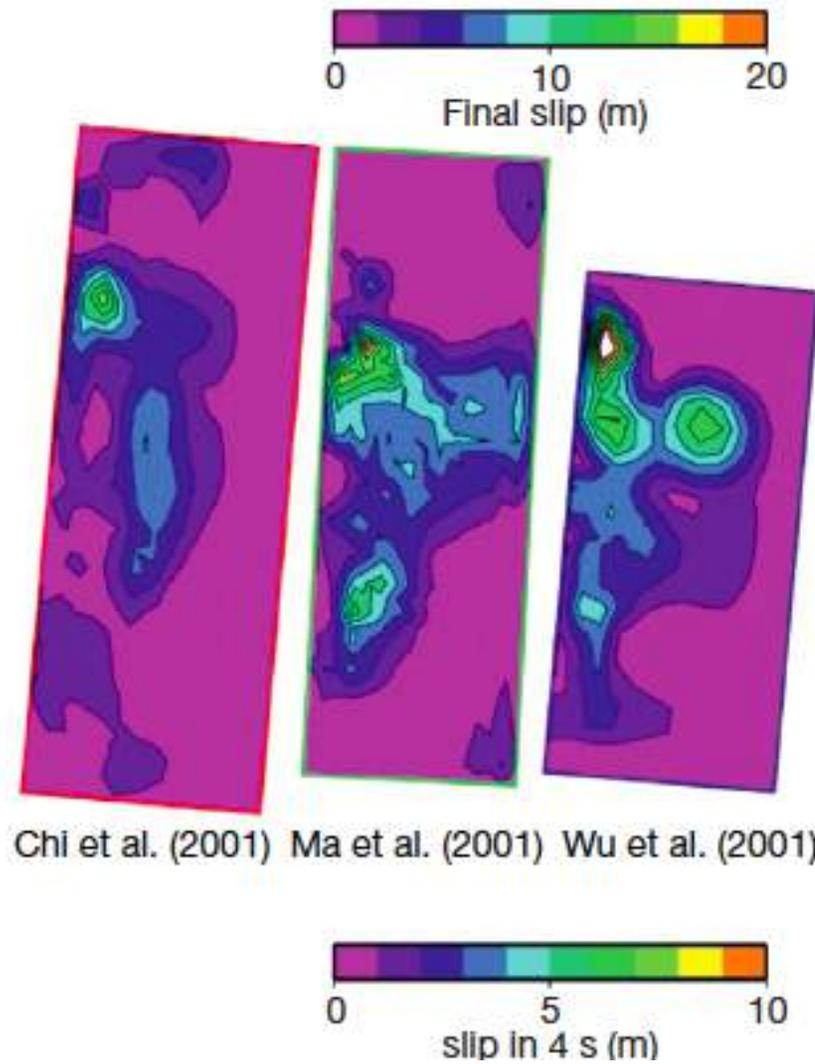
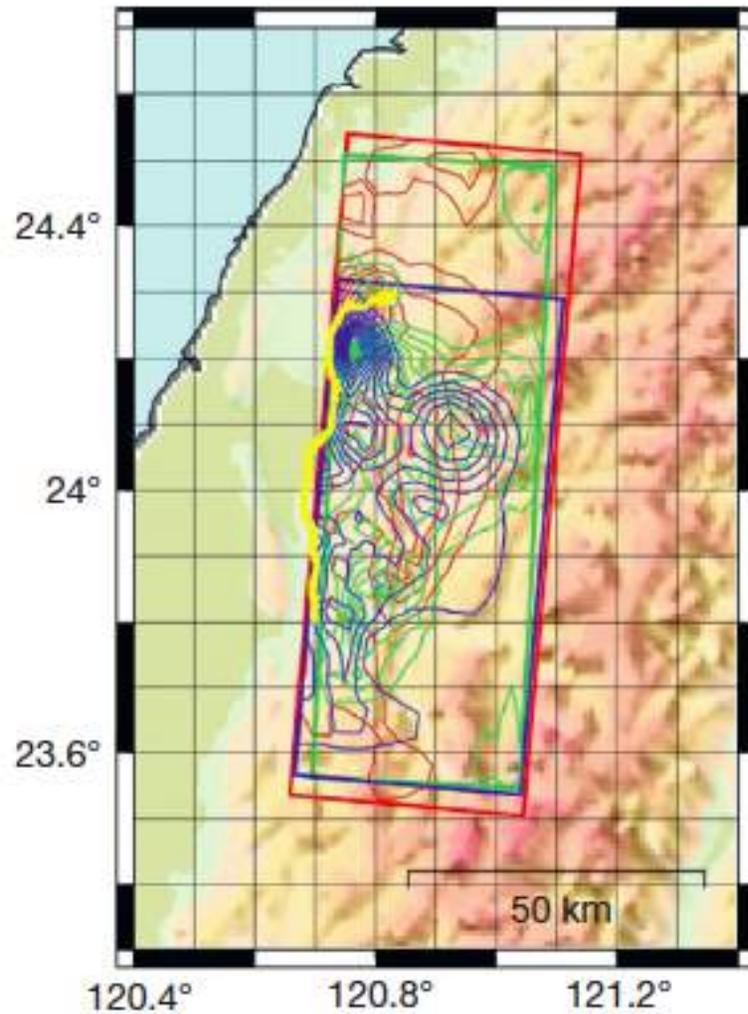


← Source principale

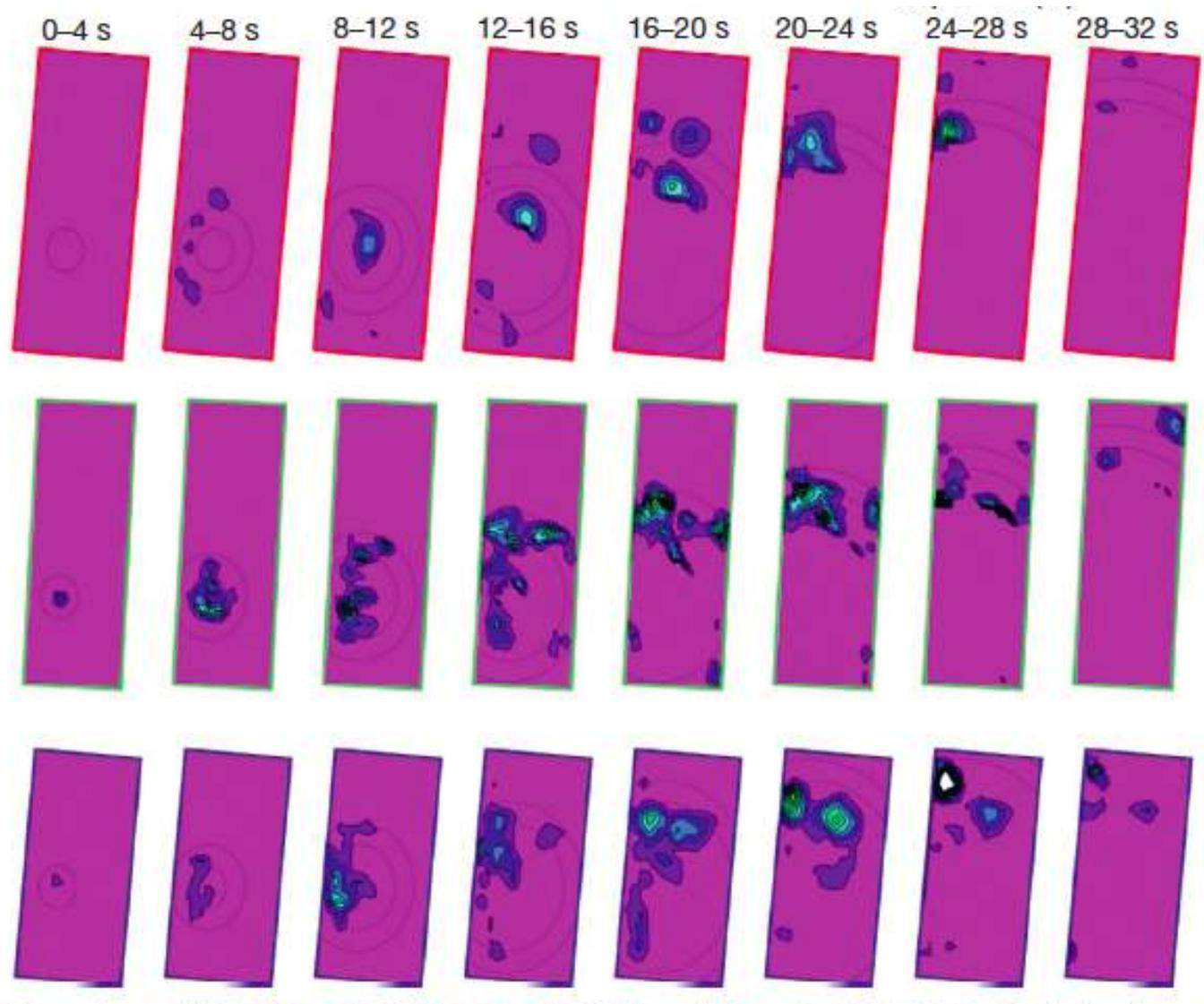
← réplique

Bande grise: 2^e partie
de la rupture:
Montre la propagation
de celle-ci vers le Nord

Séisme de Chi-Chi (Taiwan) 1999 Mw 7.6



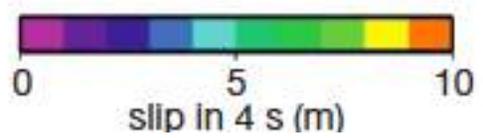
Séisme de Chi-Chi (Taiwan) 1999 Mw 7.6



Chi et al., 2001

Ma et al., 2001

Wu et al., 2001



Ide , ToG, 2015