

An aerial photograph of a two-lane road in a dry, brownish landscape. A distinct vertical crack, representing a fault line, runs down the center of the road. The surrounding terrain is sparsely vegetated with small, scrubby trees and bushes.

“Les Grands Séismes: Observation et Modélisation”

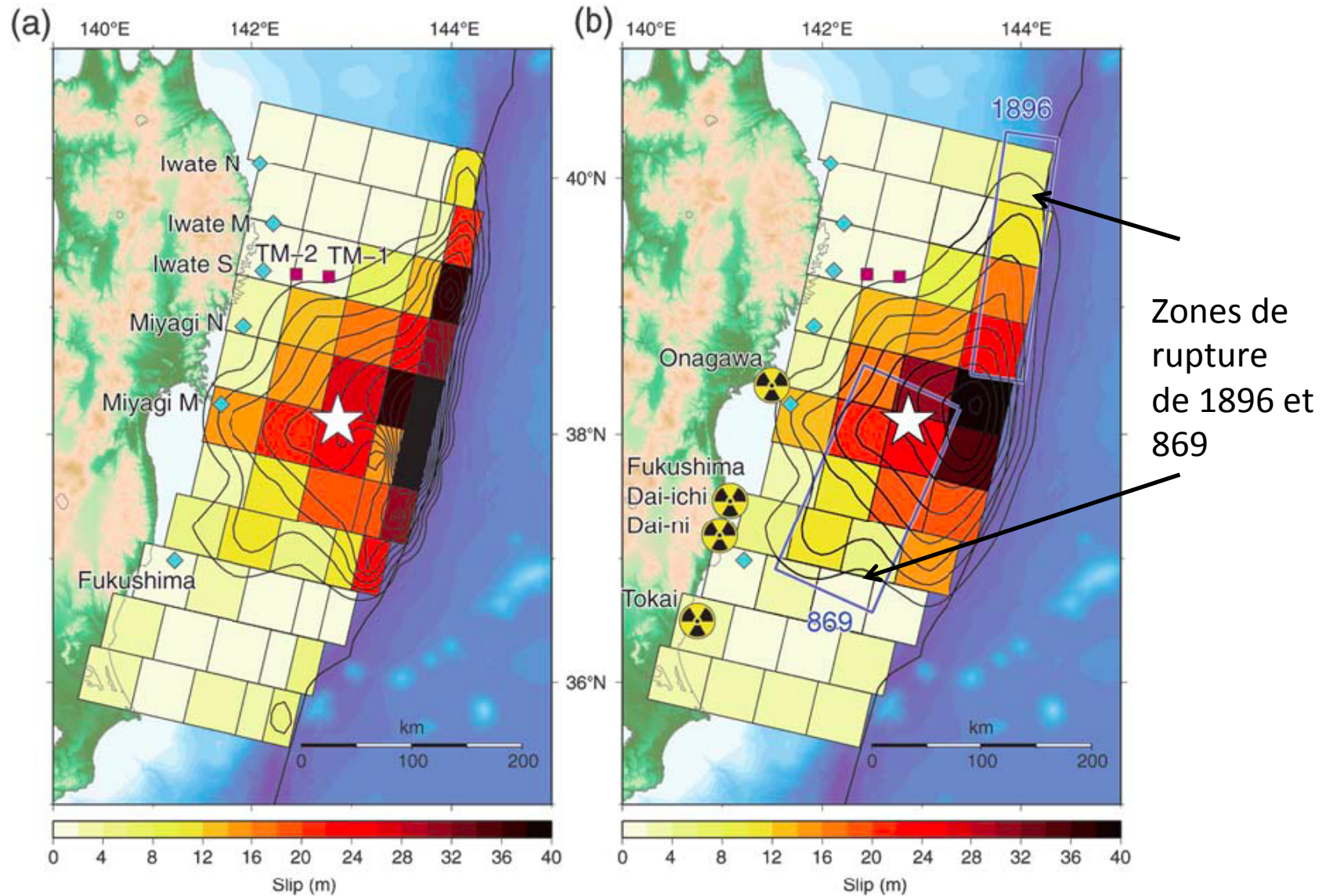
6- Répliques, glissements lents et autres phénomènes autour des grands séismes

Lundi 20 Novembre 2017

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

Séisme de Tohoku (Japon) 11/03/2011 Mw 9.0

Inversion de formes d'onde des données de tsunami



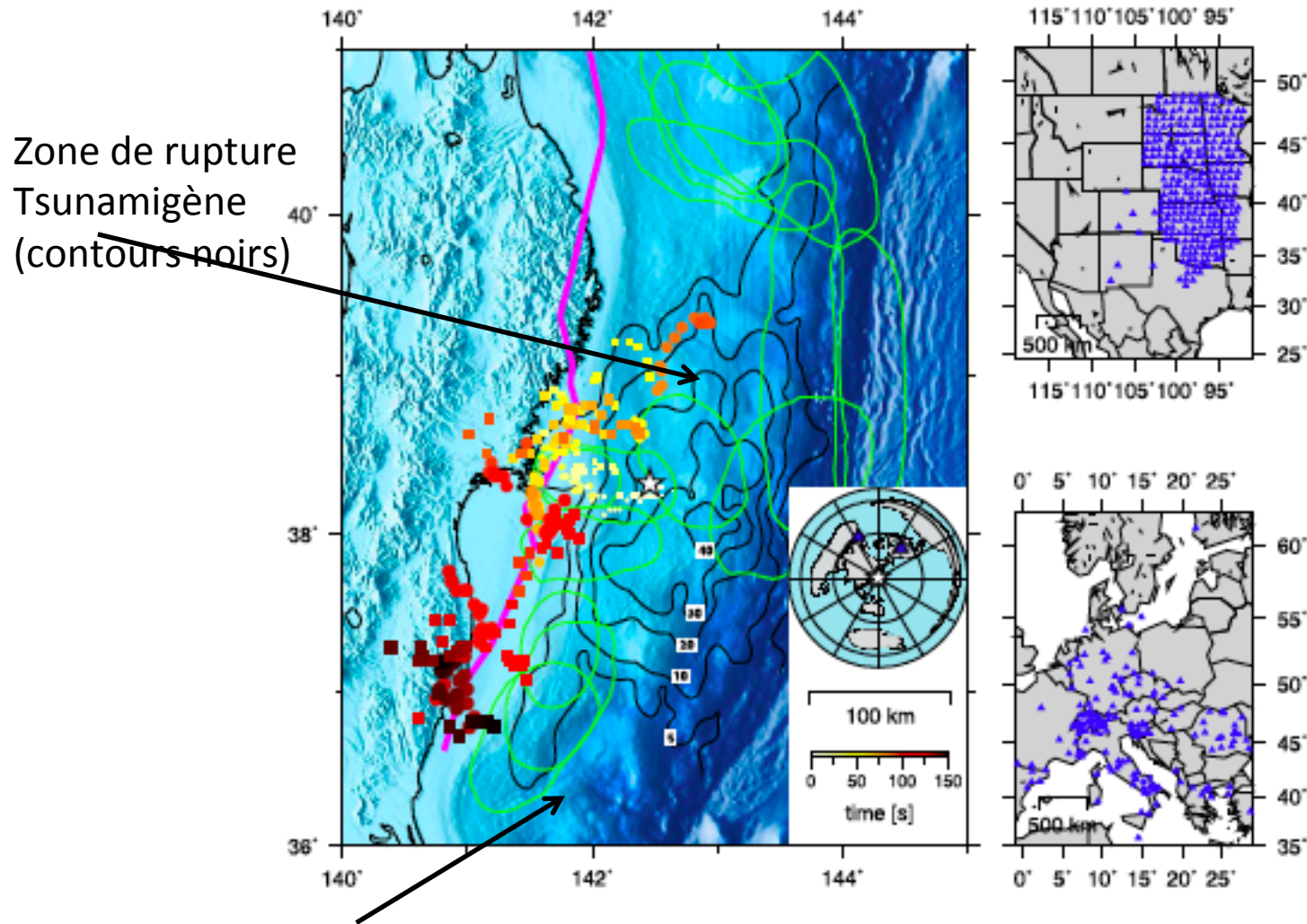
Paramétrisation en 55 zones

Paramétrisation en 44 zones

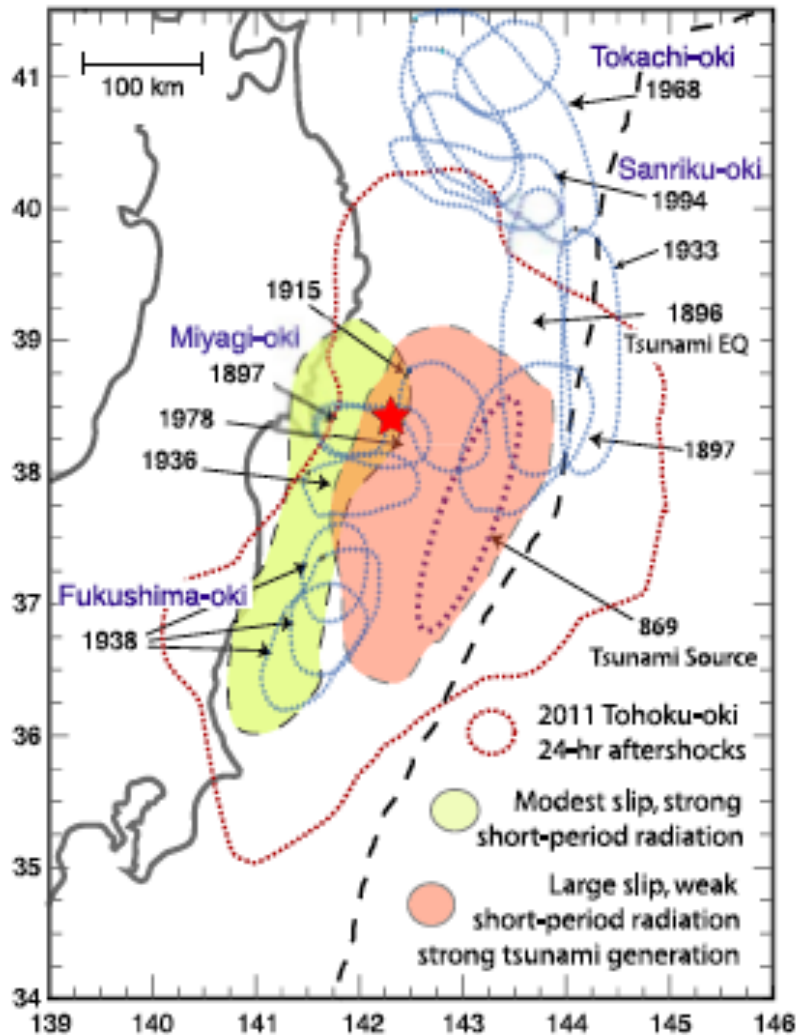
Satake et al. 2013

Séisme de Tohoku (Japon) 11/03/2011 Mw 9.0

(a) Rétroprojection de l'énergie haute fréquence (b)

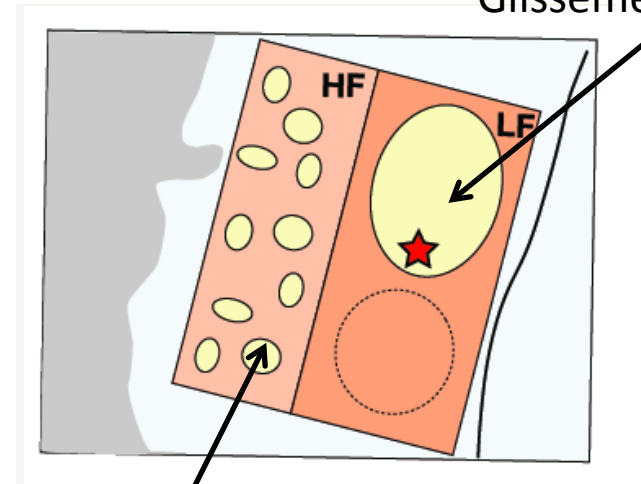


Résumé: rupture du séisme de Tohoku du 11/03/2011 Mw 9.0



Koper et al., 2011

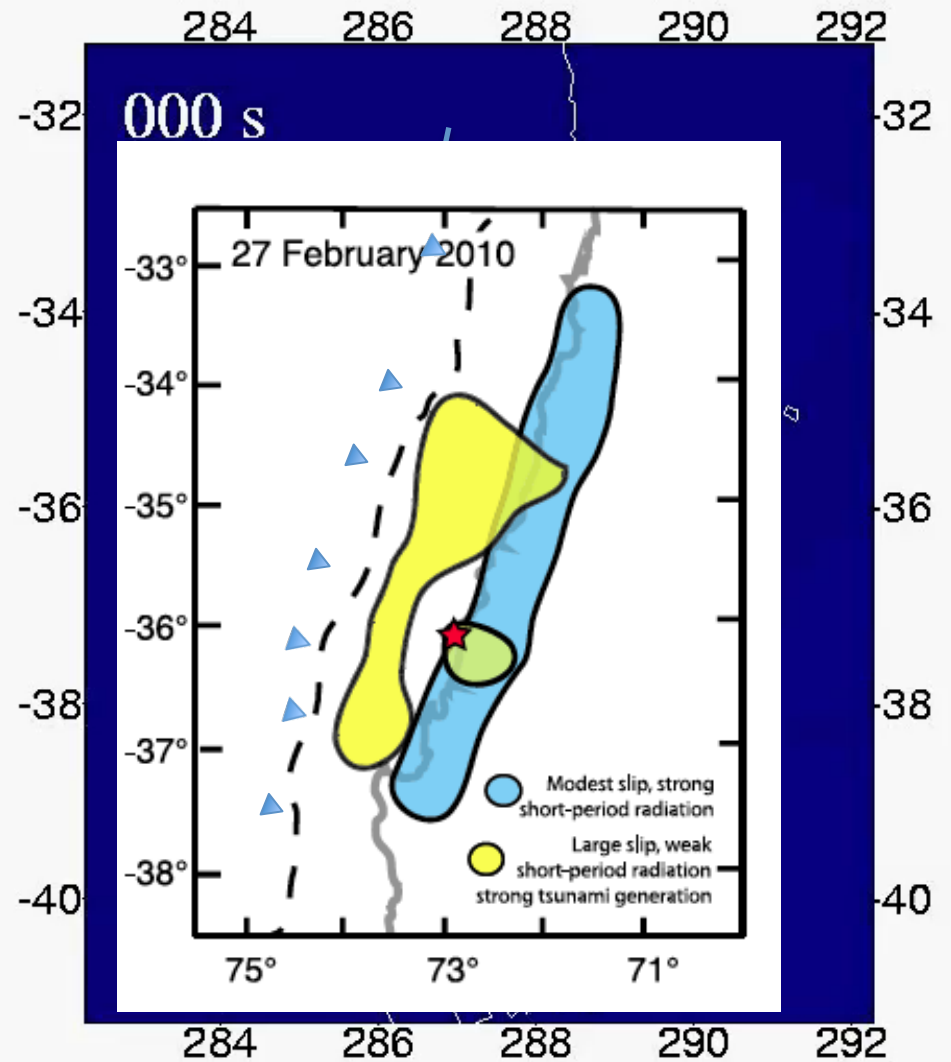
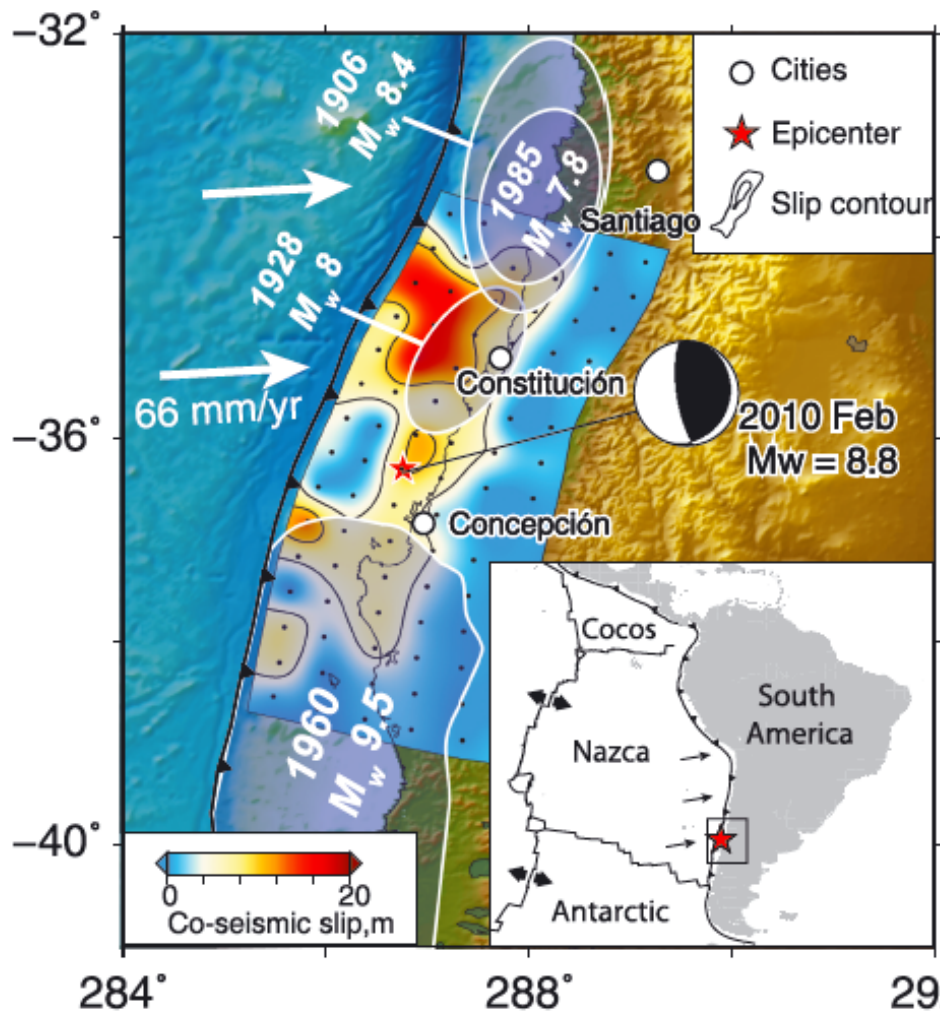
Plusieurs épisodes: 90% du moment sismique, et tsunami
Glissement lent

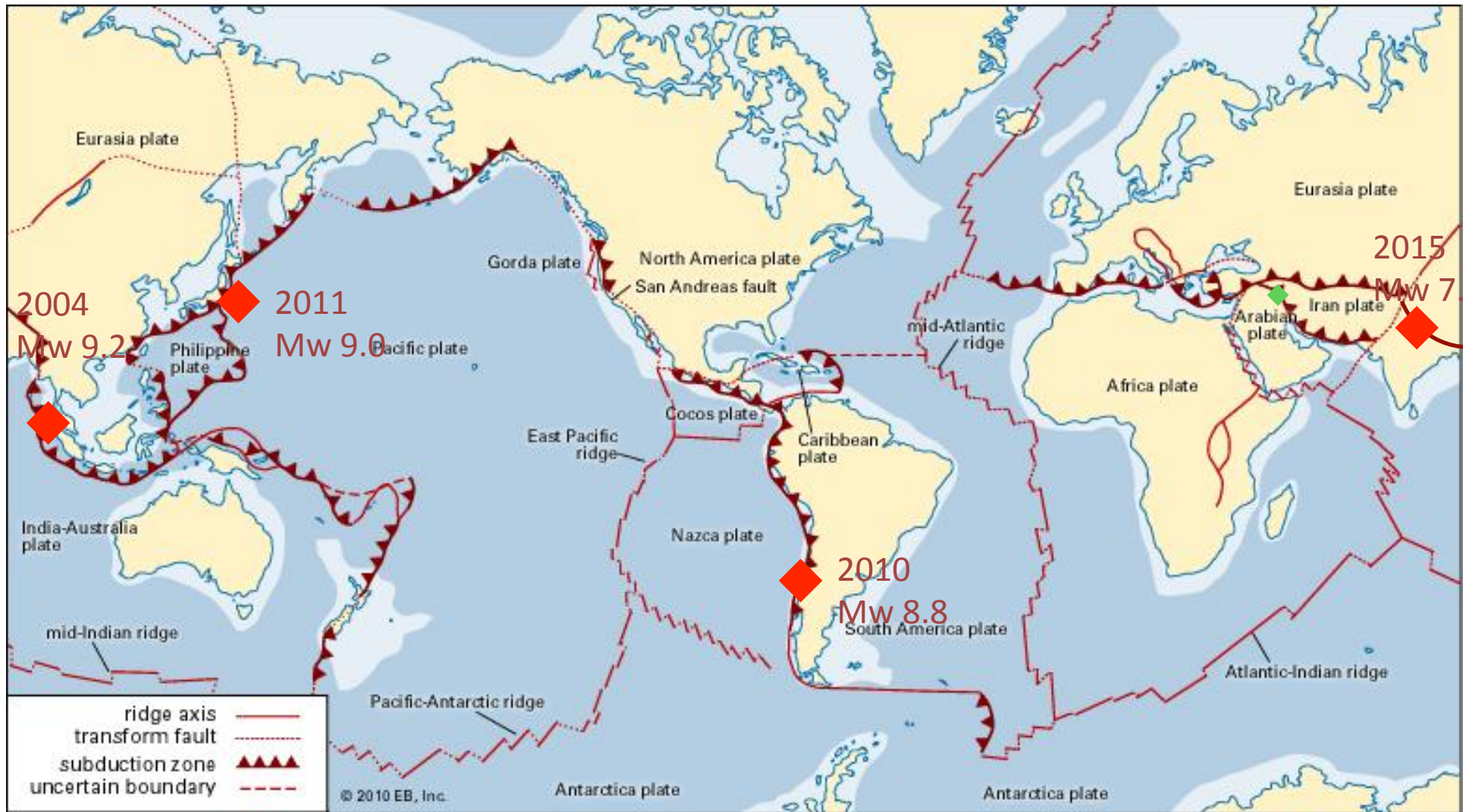


Plusieurs aspérités
hautes fréquences: vibrations du sol fortes

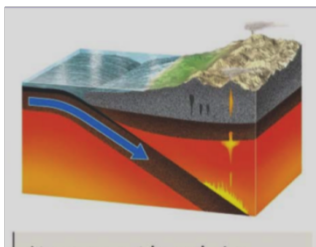
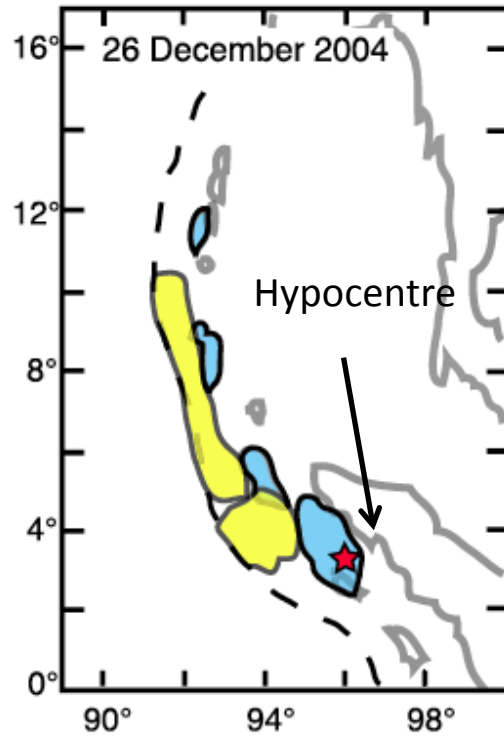
=> Hétérogénéité de la zone de subduction
et de la nature du couplage inter-plaque:
géométrie
structure thermique
hétérogénéités de composition.

Séisme de Maule (Chili) 27/02/2010 Mw 8.8

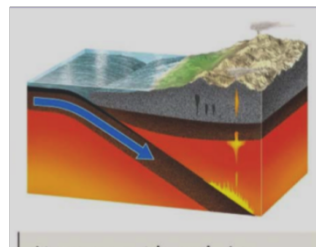
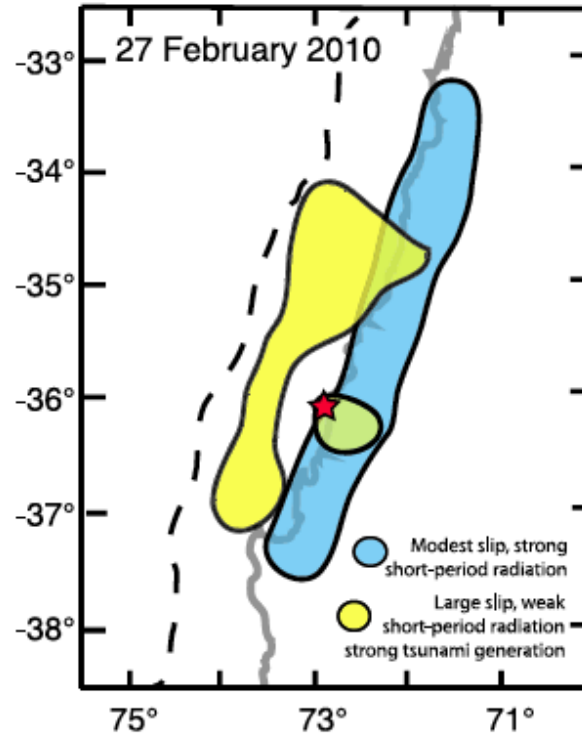




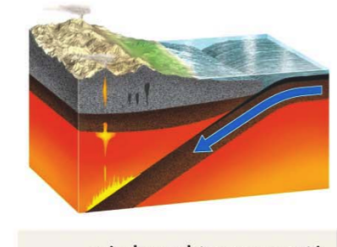
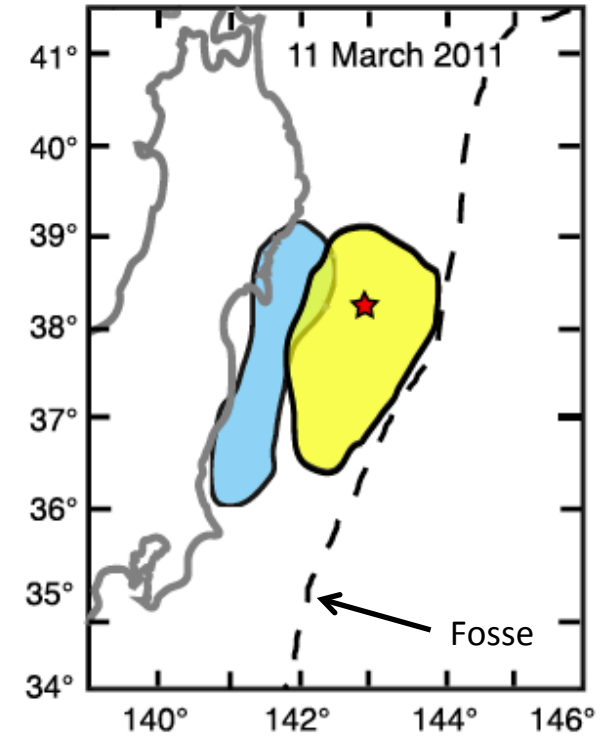
Sumatra Mw 9.2



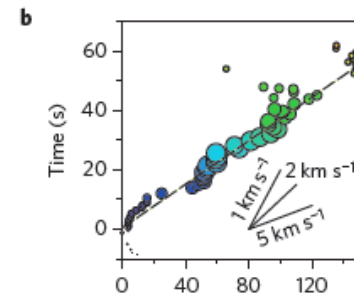
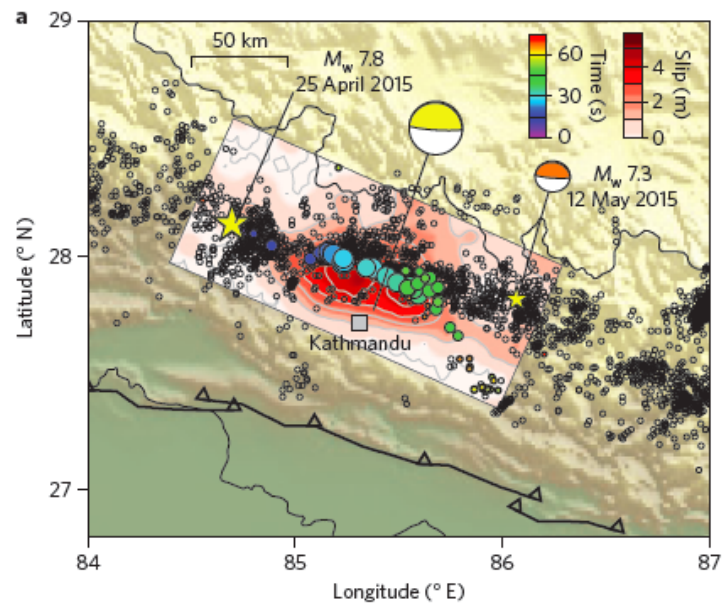
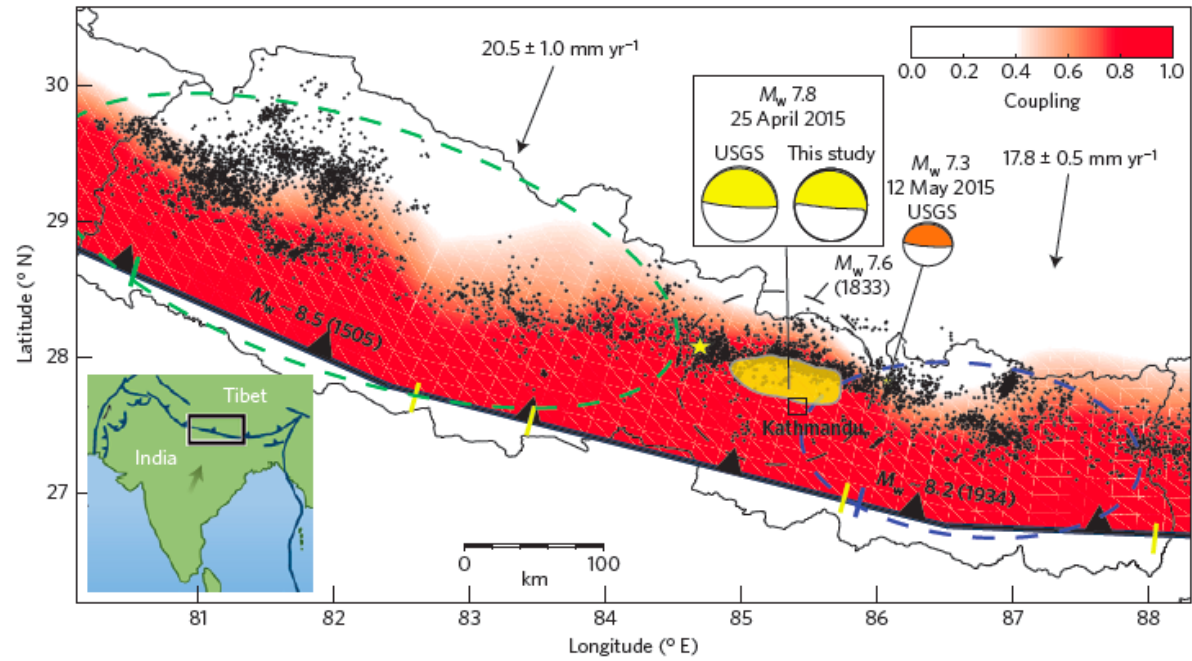
Chili (Maule) Mw 8.8

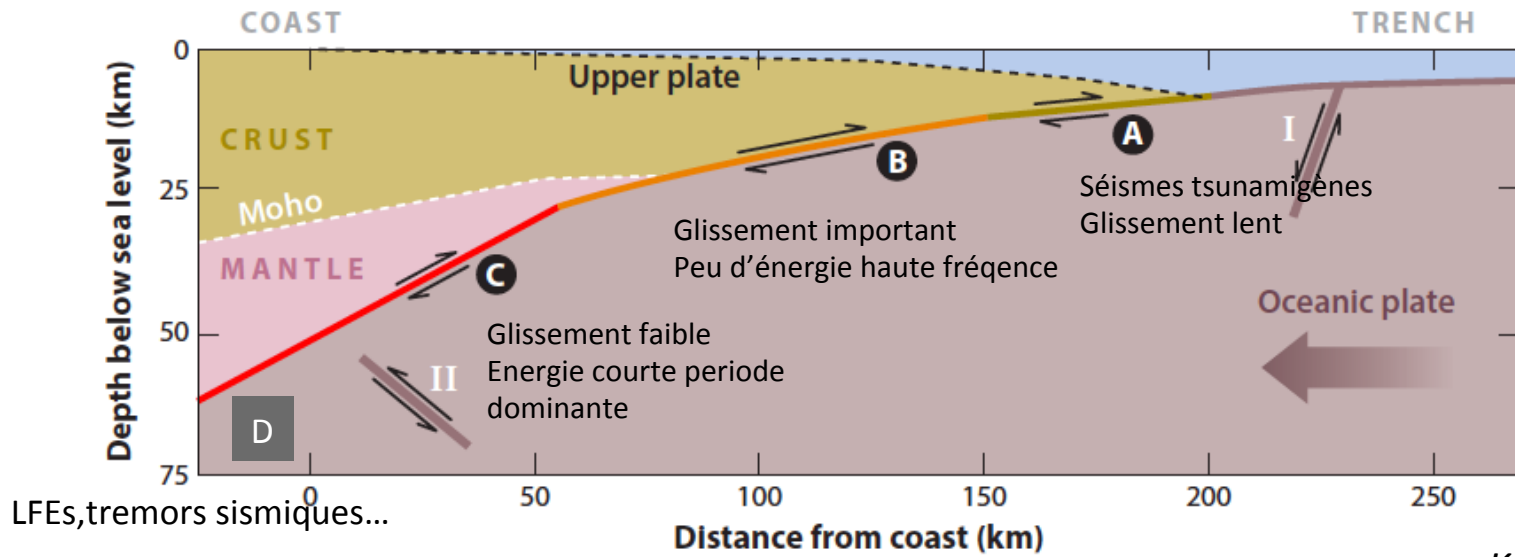


Tohoku Mw 9.0

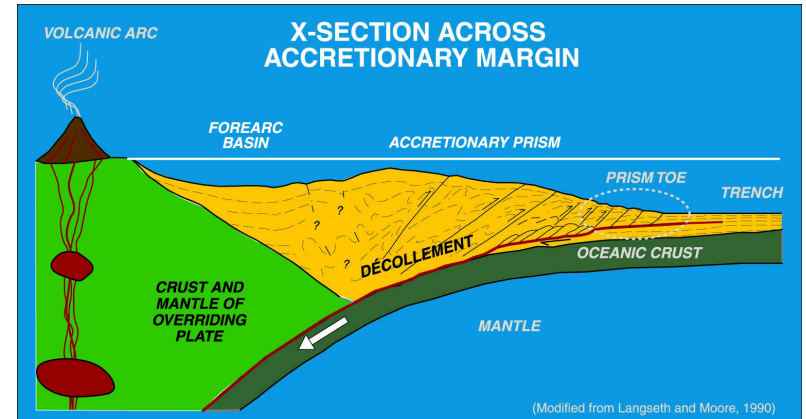
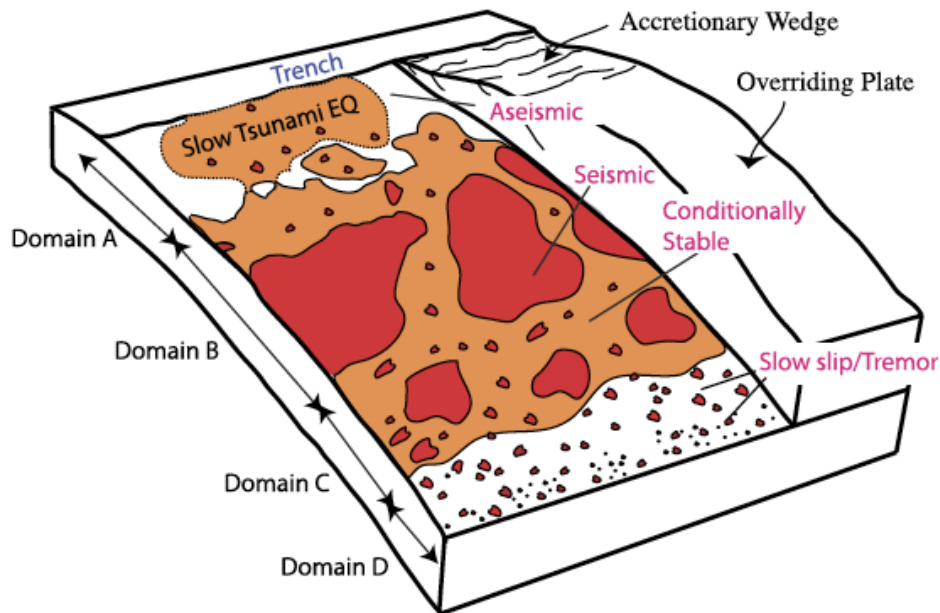


Séisme de Gorkha
 25 Avril 2015
 Mw 7.8





Kanamori,
2014, Ann. Rev.



Lay et al., 2016, EPSL

Glissement post-sismique

- On peut distinguer:
 - Les répliques: (séismes)
 - en général rompent des aspérités autour de celles qui ont cassé pendant le séisme principal
 - Le glissement lent post-sismique
 - Ne produit pas de vibrations dans la bande sismique, mais des déplacements détectables par GPS
 - Réajustement visco-élastique des blocs adjacents au séismes
 - Réajustements plus lointains dans le manteau supérieur (peut durer plusieurs années)

Répliques

- Vérifient en général la loi empirique d'Omori (1894):

$$\frac{dN}{dt}(t) = \frac{C_1}{(C_2 + t)^p}$$

N = nombre de répliques
p = entier

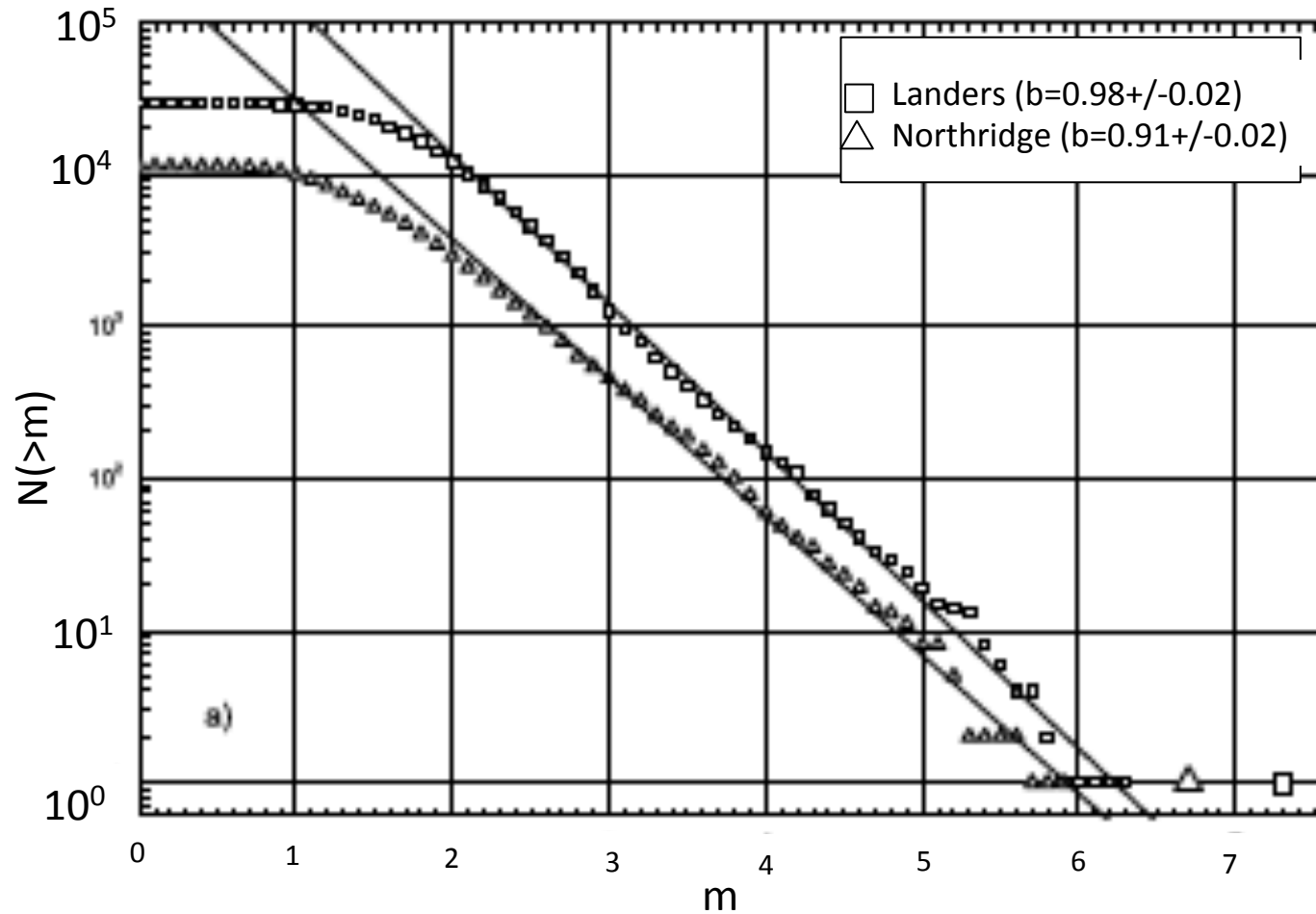
- Vérifient en général la loi de Båth, donnant la magnitude de la réplique la plus forte (m^*) d'un séisme de magnitude m :

$$\Delta m = m - m^* \sim 1.2$$

- => loi de Gutenberg-Richter modifiée pour les répliques (Shcherbakov et al. 2004)

$$\text{Log}N(\geq m) = b(m^* - m) \quad b \sim 1$$

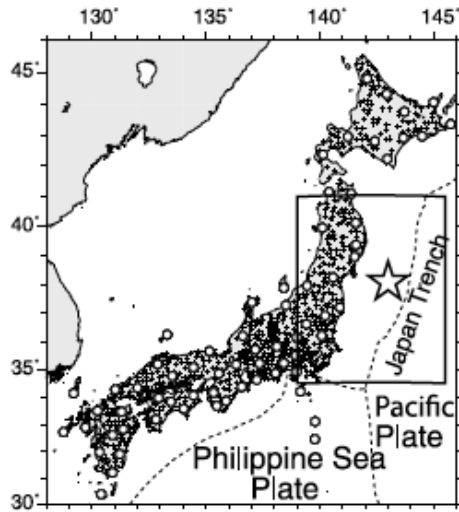
Séismes de Californie:
Landers (1992, Mw 7.4); Northridge (1994, Mw 6.6)



Fréquence des répliques

$$\text{Log}N(\geq m) = b(m^* - m)$$

Sismicité avant et après le séisme de Tohoku du 11/03/2011

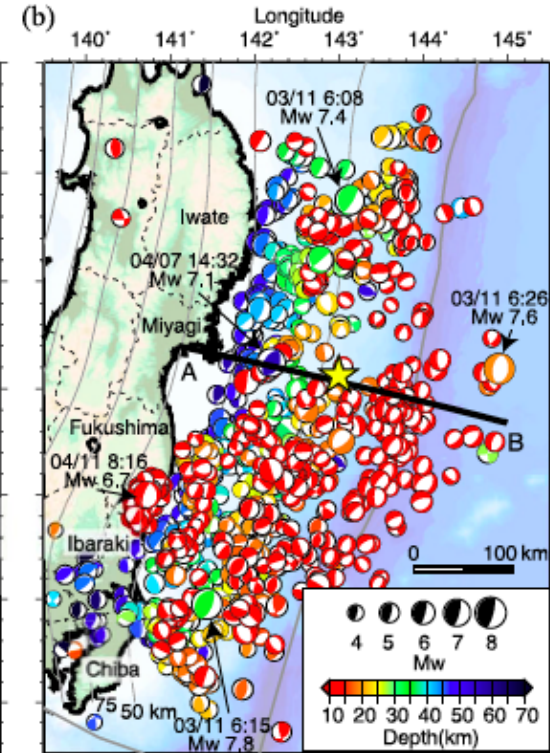
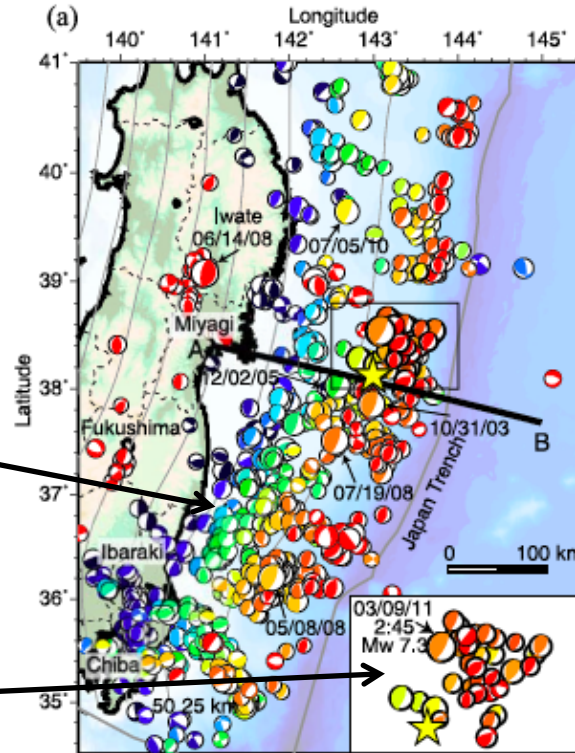


Avant
Janv. 2003- 11 Mars 2011

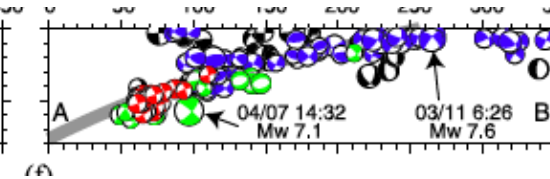
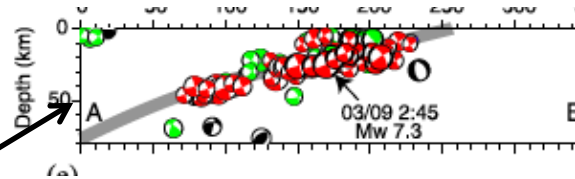
Après
11 Mars 2011 – 24 Mai 2011

Couleur indique la profondeur

2 jours avant le séisme de Tohoku



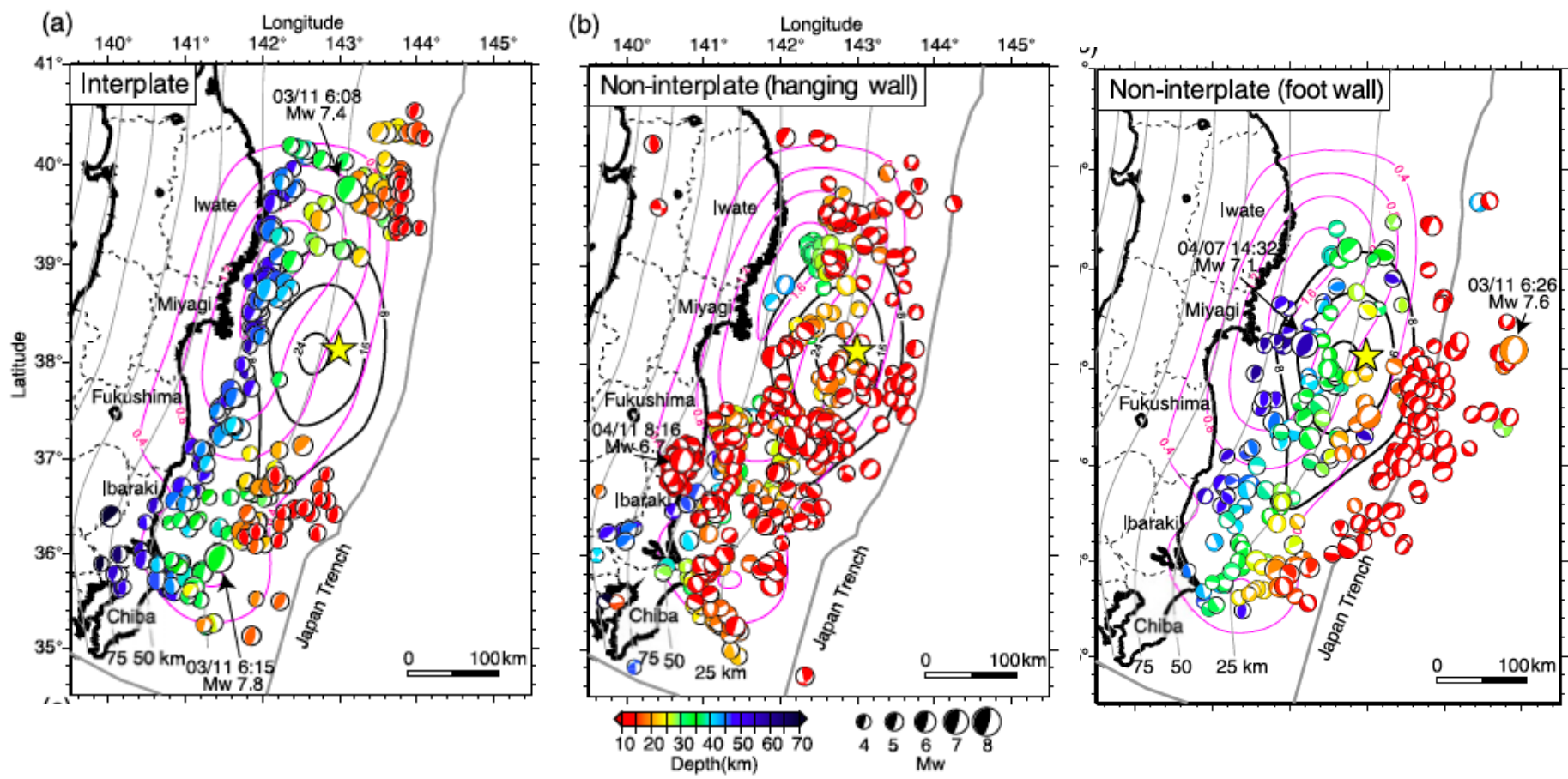
Couleur indique le Mécanisme:
Rouge: interplaque
Vert: faille inverse
Bleu: faille normale



Répliques sur l'interface entre les plaques

Autres répliques dans la plaque supérieure

Autres répliques dans la plaque inférieure



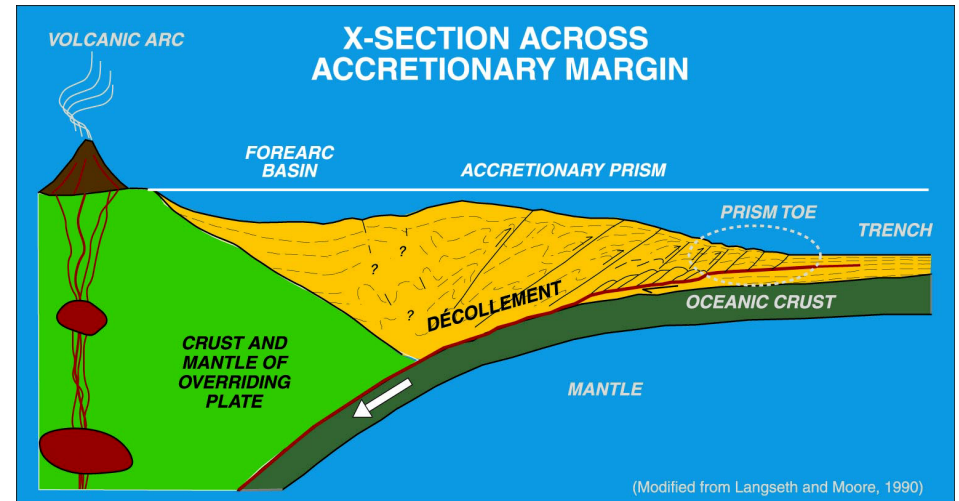
- Zone de glissement co-sismique
- Zone de glissement post-sismique lent (GPS) pdt 2 mois suivant le séisme

Glissement lent (a-sismique)

- Mesures GPS ont montré que les vitesses des plaques tectoniques (sur des échelles de temps de l'ordre de 10 ans ou plus) sont en accord avec les modèles géologiques moyennés sur plusieurs millions d'années
- Glissement obtenu à partir des séismes interplaque en zones de subduction est souvent inférieur à celui-ci
- La différence doit être due à des glissements "lents" qui ne sont pas des sources de vibrations sismiques.
- Ce genre d'événements lents ont été observés d'abord par des extensomètres (en particulier en fond de puits, en Californie, e.g. Linde et al. 1996) et plus récemment grâce au réseau GPS
 - Glissement "post sismique observé après un séisme de $M_w=7.6$ au Japon (28/12/1994)
 - Modélisation dans un modèle élastique (Heki et al., 1997)
- Comment "observer" le glissement lent?
 - GPS et extensomètres
 - Micro-séismes répétitifs
- Quelle est la relation entre glissements lents et forts séismes?

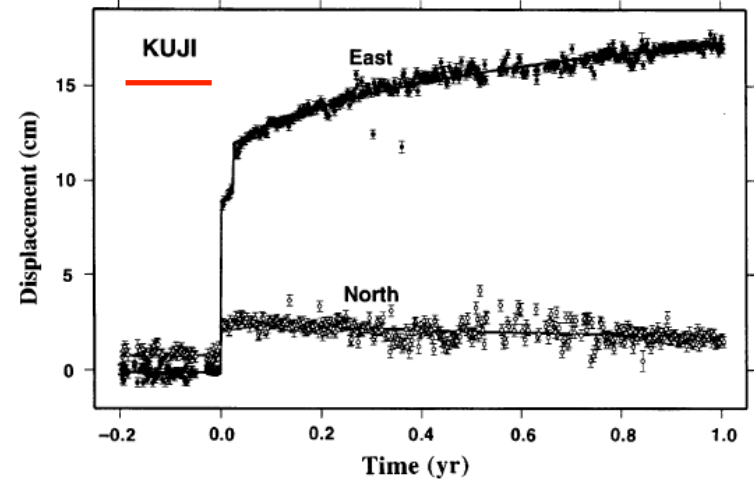
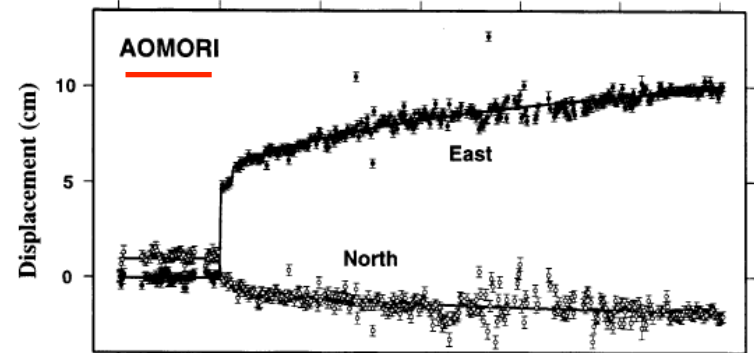
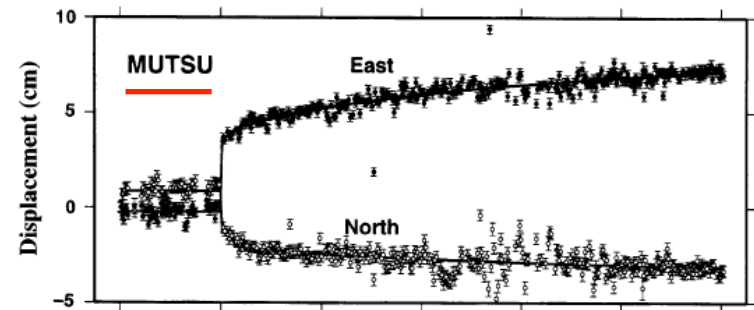
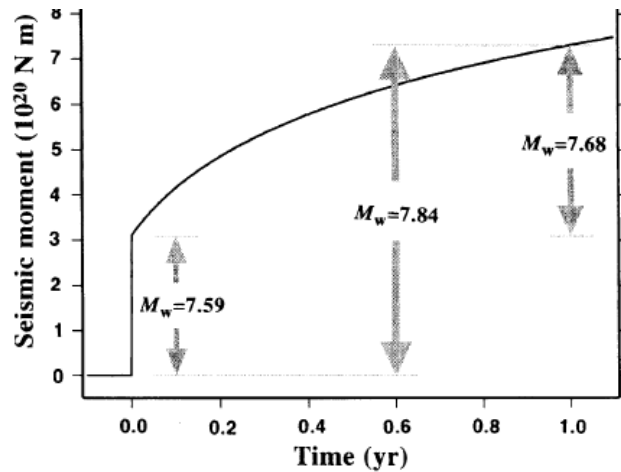
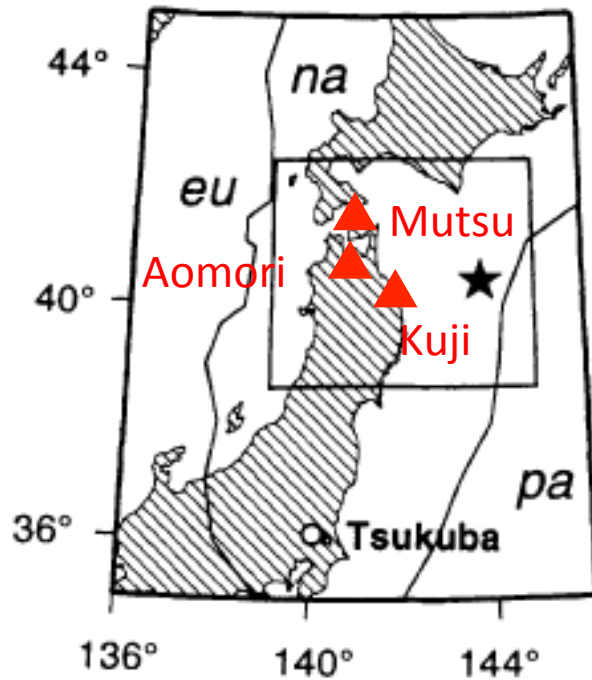
Glissement lent post-sismique

- Ne produit pas de vibrations dans la bande sismique, mais des déplacements détectables par GPS
- Réajustement visco-élastique des blocs adjacents au séismes
- Couches sédimentaires dans la plaque du dessus (tout de suite après le séisme)
- Réajustements plus lointains dans le manteau supérieur (peut durer plusieurs années)
- Contrairement aux répliques: vérifie une loi temporelle logarithmique



Peut être très important (e.g. Tohoku en 2 ans equivalent à Mw 8.4)

Séisme de Sanriku 28/12/1994 Mw 7.6

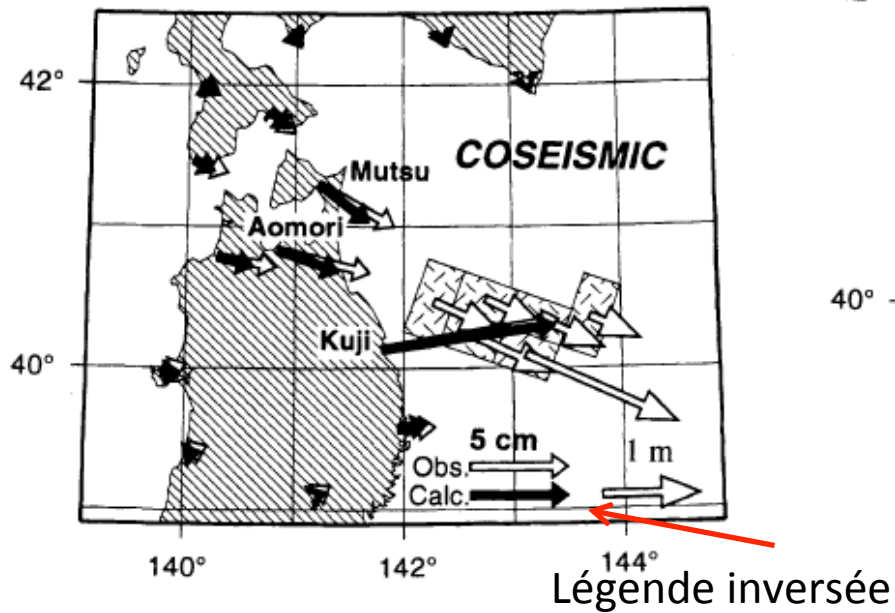


Glissement lent: $M_w \sim 7.8$
Sur une durée de 1 an

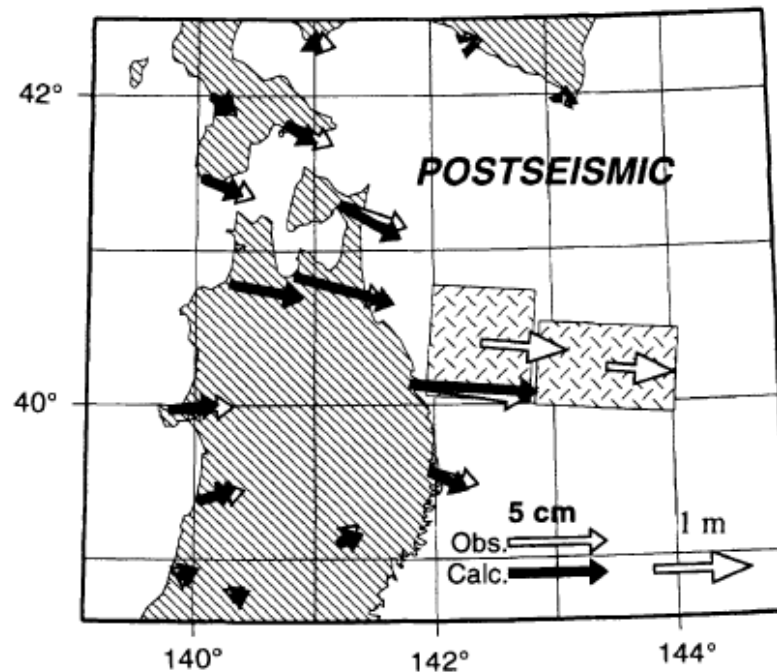
Heki et al., 1994

Séisme de Sanriku
28/12/1994 Mw 7.6

Déplacements horizontaux GPS co et post-sismiques



Glissement co-sismique

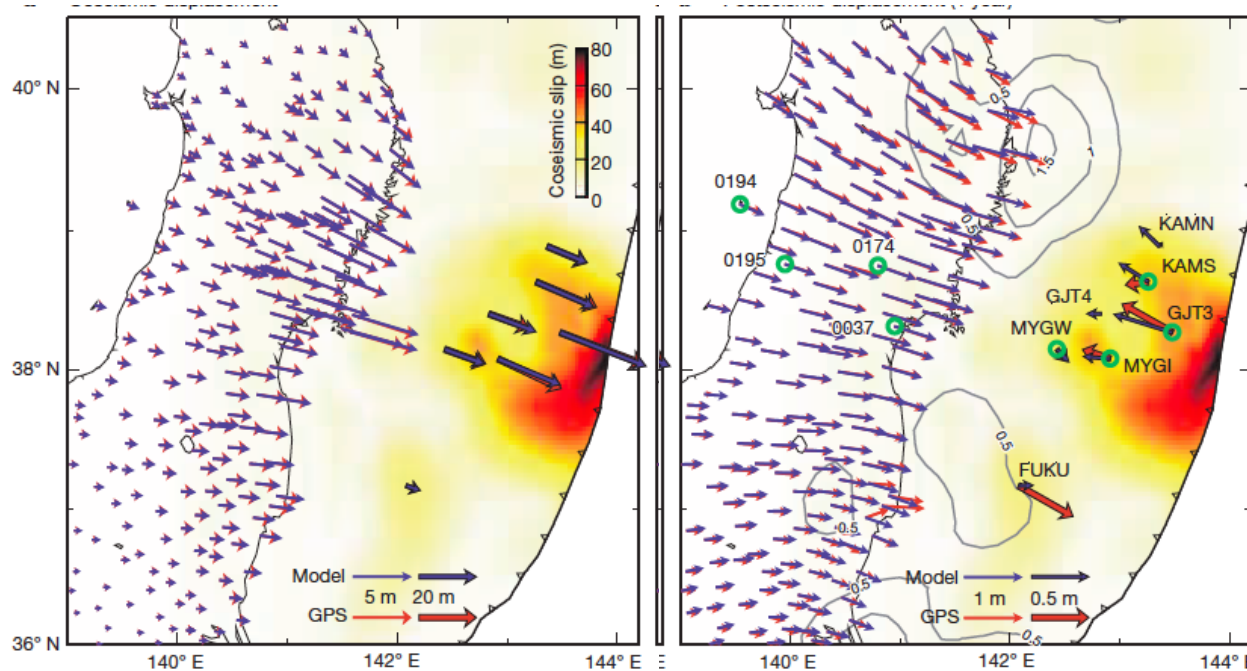


Glissement post-sismique

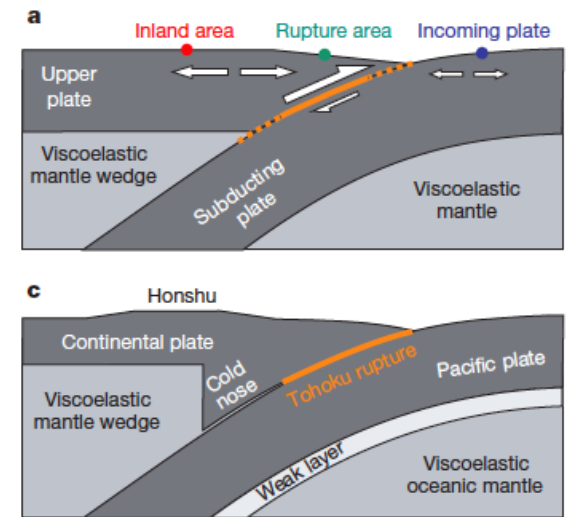
Déformation post-sismique après le séisme de Tohoku 2011 Rôle de la relaxation visco-élastique

Déplacement co-sismique

Déplacement post-sismique (1 an)
25-50 cm



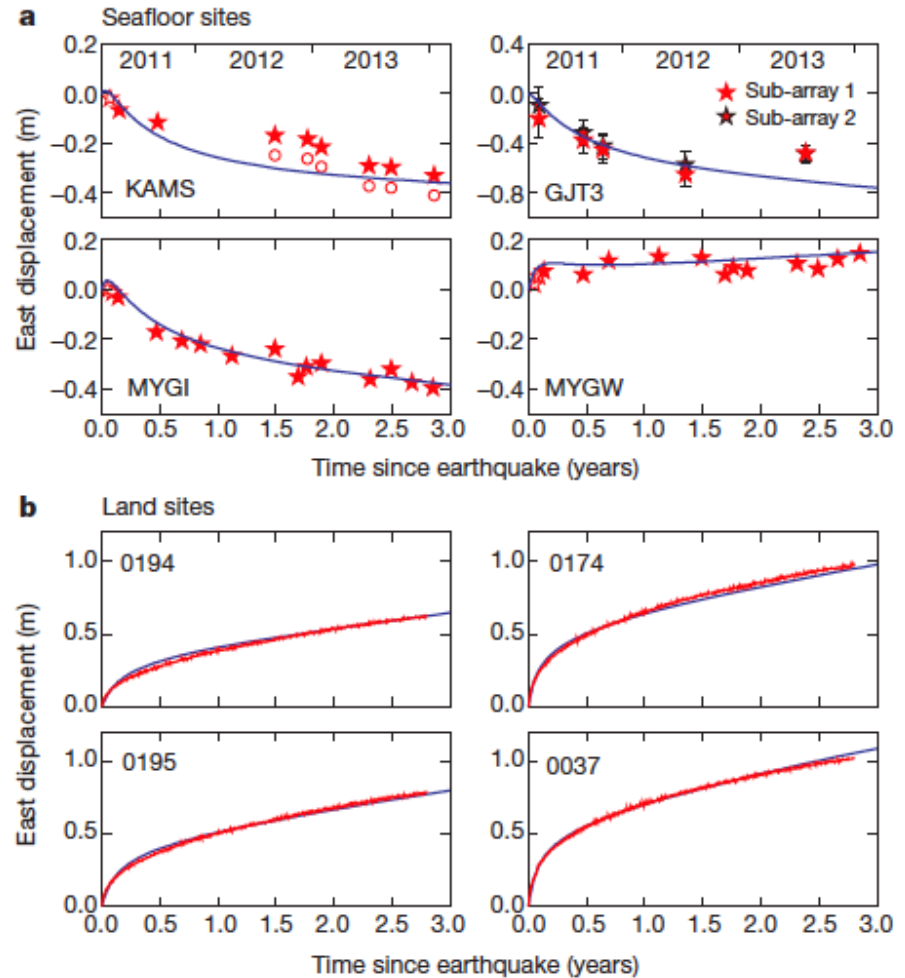
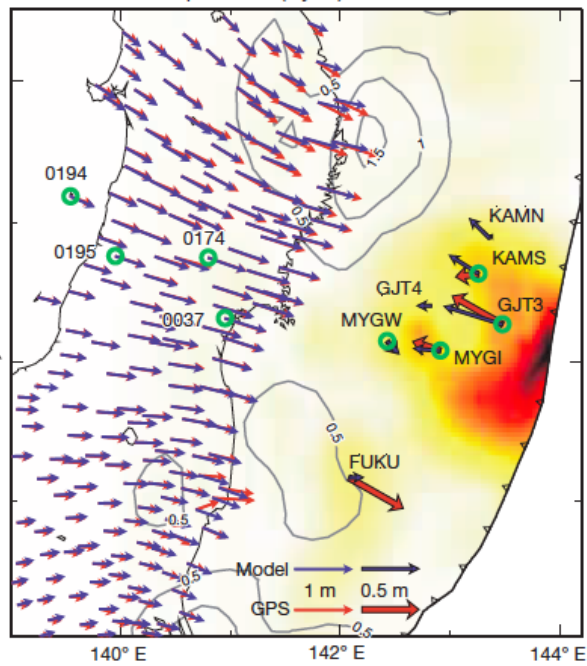
Contours gris: régions de glissement post-sismique dans les modèles considérés



Mantle wedge viscosity
 1.8×10^{18} Pa s
 Low viscosity LAB layer:
 2.5×10^{17} Pa s

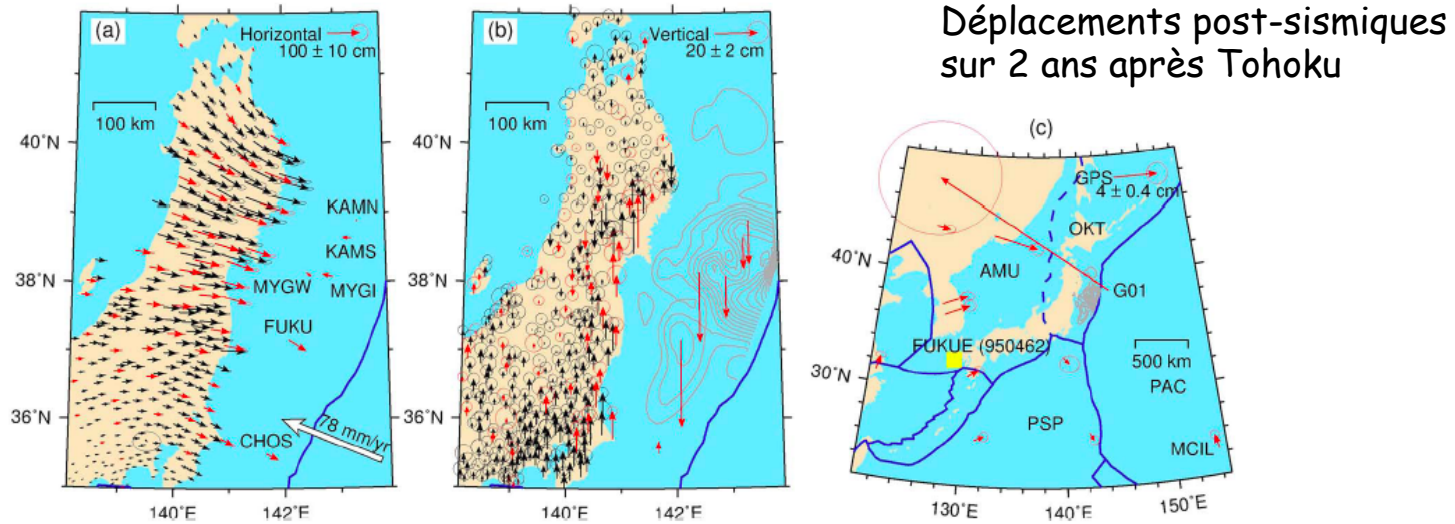
Déformation post-sismique après le séisme de Tohoku 2011

Rôle de la relaxation visco-élastique

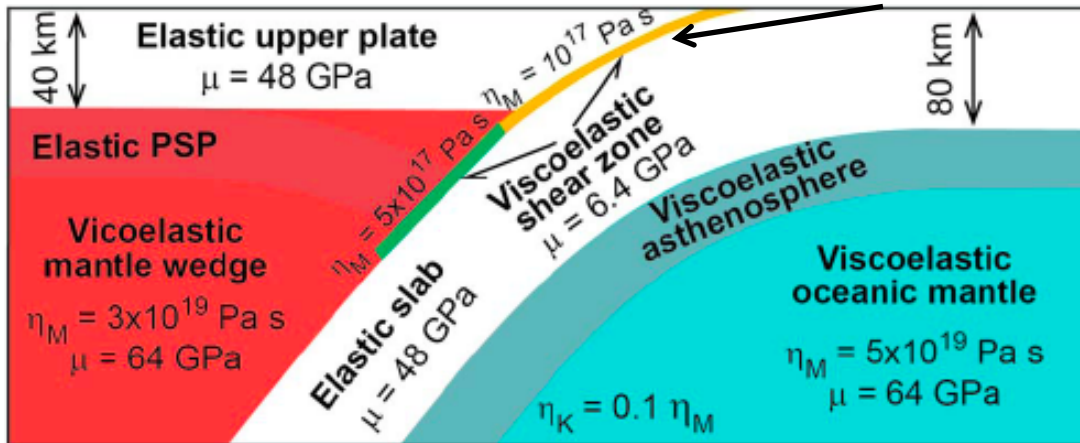


Rouge: observations
Bleu: predictions du modèle

Relaxation visco-elastique après le séisme de Tohoku 2011



Epaisseur 2 km



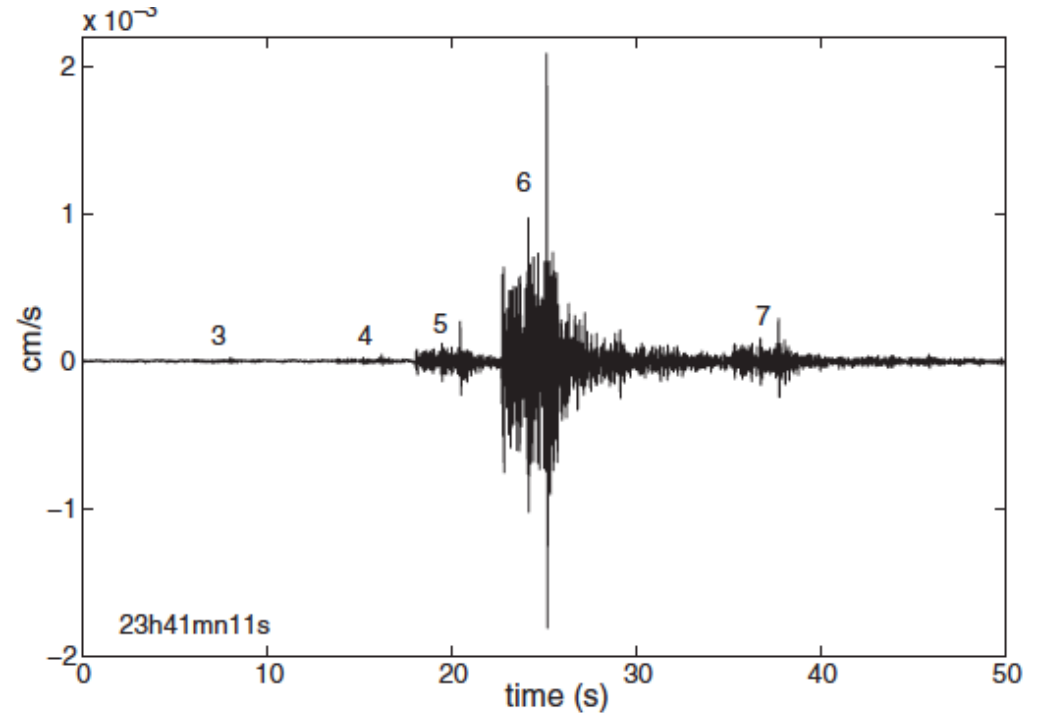
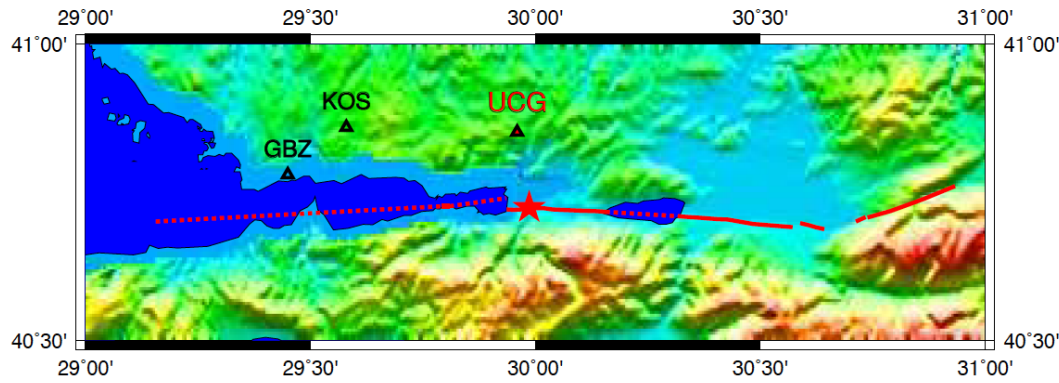
Glissement ~ 3.5 m
sur 2 ans:
Equivalent à Mw 8.4

Hu et al., 2016, JGR

Séismes précurseurs et nucléation de la rupture

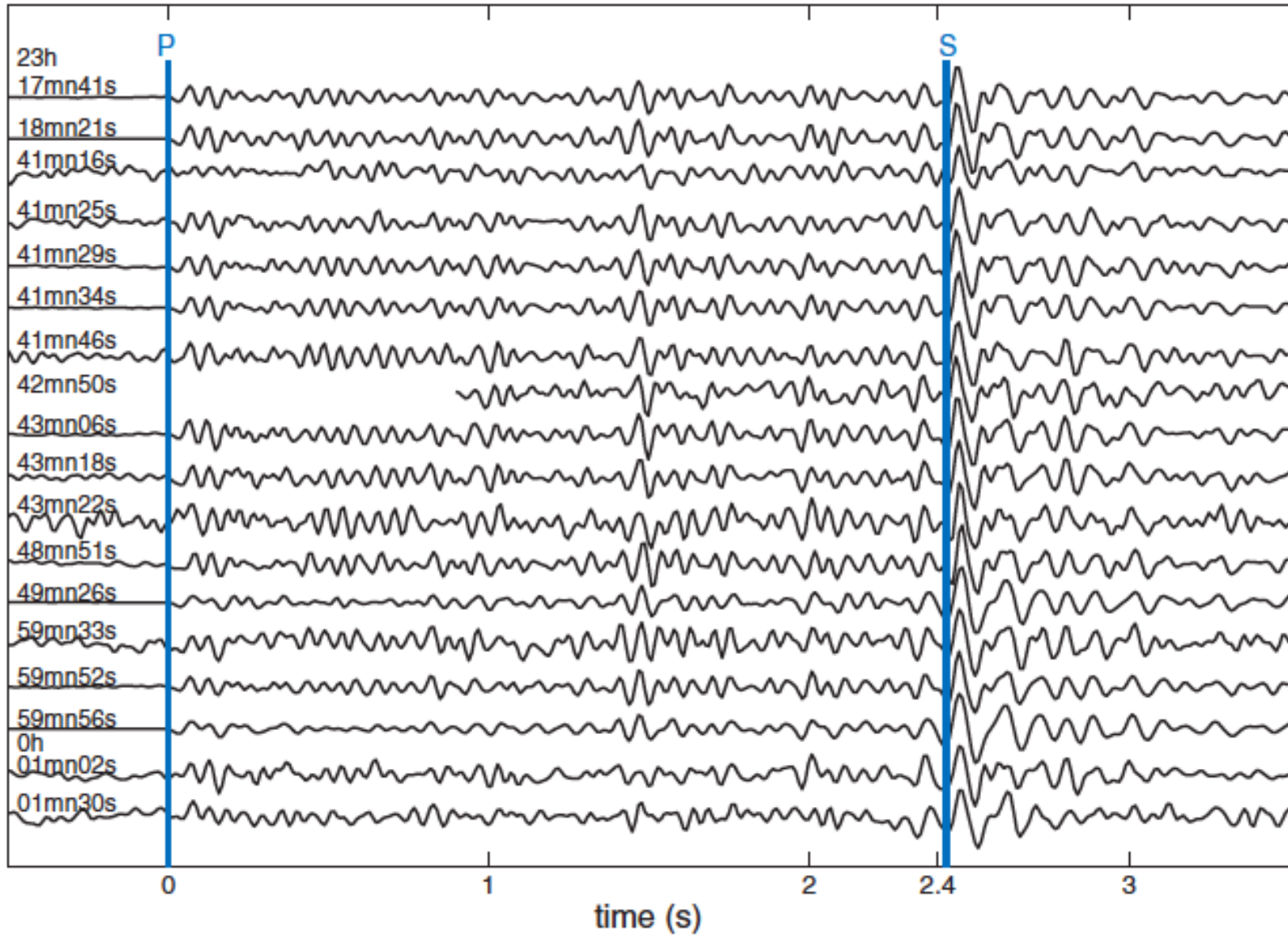
- Etudes de laboratoire et études théoriques suggèrent:
 - forts séismes précédés par un processus de nucléation durant lequel un glissement stable lent s'accélère pour devenir une instabilité donnant lieu à une rupture soudaine sur une partie de la faille
 - Emission de signaux ressemblant à des tremors pendant les expériences de friction en laboratoire (e.g. Zigone et al., 2011)
- Cette phase initiale pourrait se manifester par des foreshocks (séismes précurseurs) et des glissements lents dans le voisinage de la future rupture
 - Etudes de suites de foreshocks en Californie (Dodge et al., 1996)
 - Glissement lent observé à la base de la croûte avant le séisme d'Izmit de 1999 (Turquie, Mw 7.6)

Phase de nucléation du séisme d'Izmit Mw 7.6 (1999)



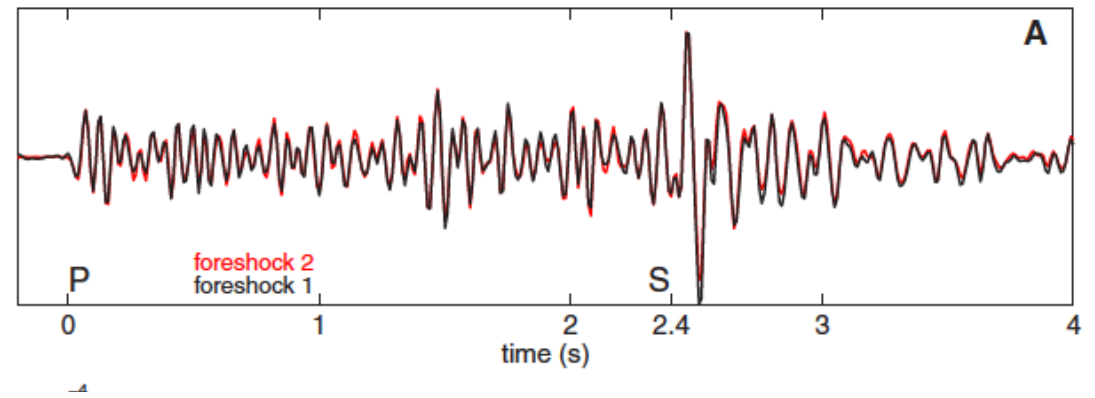
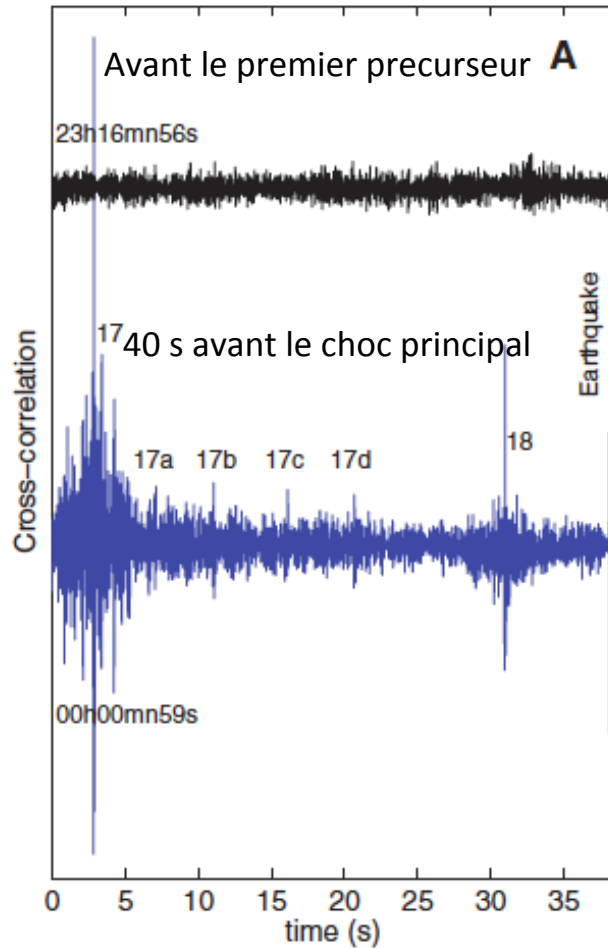
Enregistrement de séismes 20mn avant le choc principal d'Izmit, station UCG, sismomètre courte période, enreg. 100Hz

Phase de nucléation du séisme d'Izmit



Localisation -> à l'hypocentre du choc principal

Phase de nucléation du séisme d'Izmit (1999)



Par cross-correlation: différence entre les mesures de $t_S - t_P$ pour les deux foreshocks: $6 \cdot 10^{-4}$ s \Rightarrow séparation spatiale des sources de ~ 5 m

Pour l'ensemble des événements:
 \rightarrow séparation spatiale < 20 m

Phase de nucléation du séisme d'Izmit

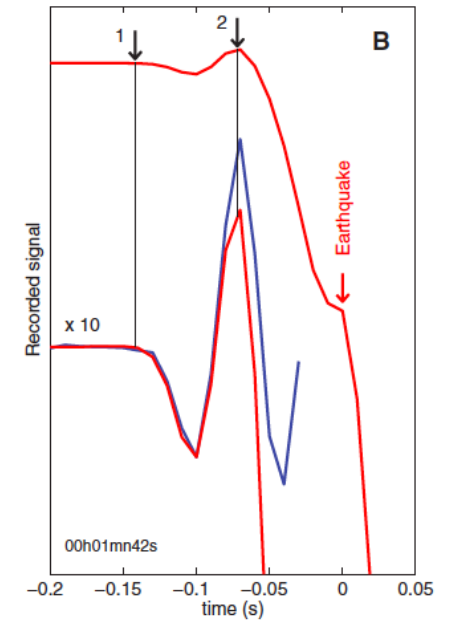
foreshock #	amplitude (mm/s)	seismic moment (N.m)	M _w	M _L
1	0.0034	2.6 x 10 ¹¹	1.6	1.2
2	0.0147	1.1 x 10 ¹²	2.0	1.7
3	0.00029	2.2 x 10 ¹⁰	0.9	0.3
4	0.00047	3.5 x 10 ¹⁰	1.0	0.5
5	0.0024	1.8 x 10 ¹¹	1.5	1.0
6	0.0213	1.6 x 10 ¹²	2.1	1.8
7	0.0030	2.2 x 10 ¹¹	1.5	1.1
8	0.0032	2.4 x 10 ¹¹	1.5	1.1
9	0.0014	1.1 x 10 ¹¹	1.3	0.9
10	0.00063	4.7 x 10 ¹⁰	1.1	0.6
11	0.00032	2.4 x 10 ¹⁰	0.9	0.3
12	0.00095	7.1 x 10 ¹⁰	1.2	0.7
13	0.0205	2.0 x 10 ¹²	2.2	1.9
14	0.00031	2.3 x 10 ¹⁰	0.9	0.3
15	0.0015	1.1 x 10 ¹¹	1.3	0.9
16	0.2035	2.0 x 10 ¹³	2.8	2.7
17	0.00085	6.4 x 10 ¹⁰	1.2	0.7
18	0.00031	2.3 x 10 ¹⁰	0.9	0.3

43 mn 17 s

20 mn 04 s

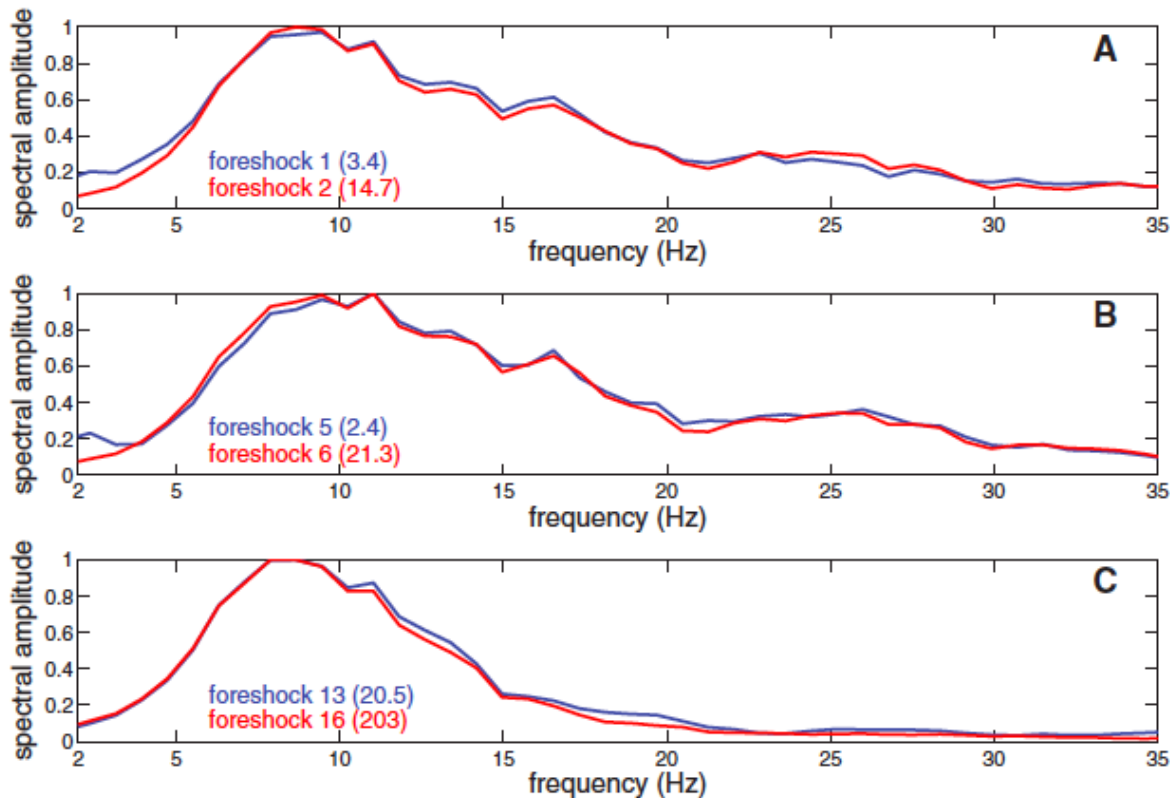
12 mn 12 s

1 mn 45 s



... Avant le choc principal

Phase de nucléation du séisme d'Izmit (1999)



Comparaison de spectres de foreshocks (vitesse)

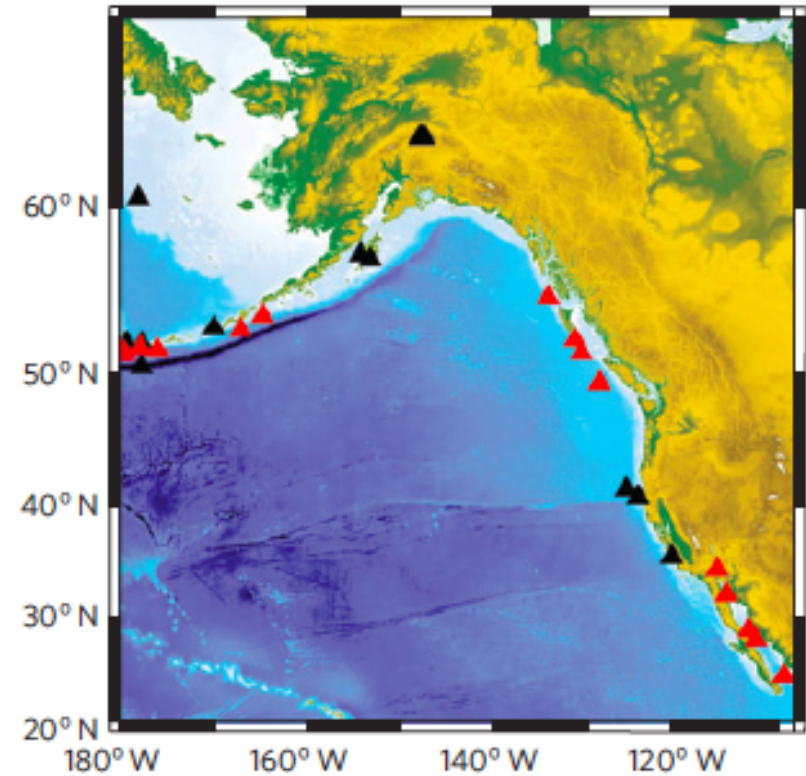
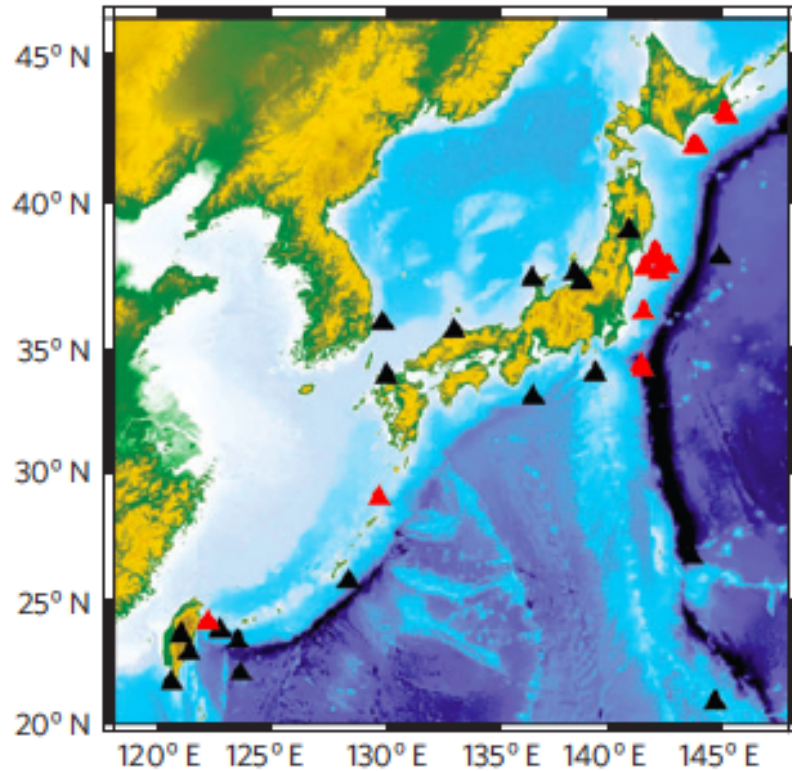
-amplitudes différentes
⇒ Chute de contrainte
différente: 2.6 Mpa et 0.3
Mpa pour les chocs 13 et 16

Spectres identiques
⇒ :Taille des ruptures
comparables (~300 m)

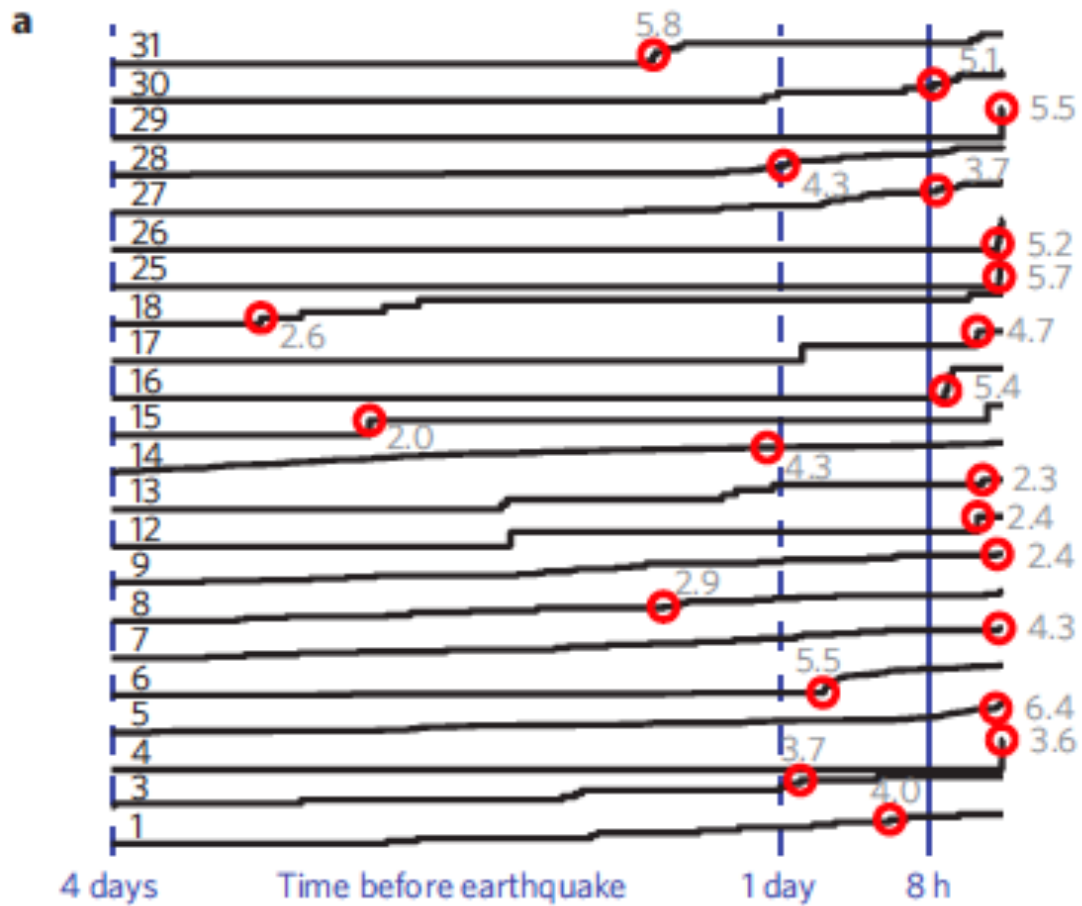
⇒ Rechargement des
contraintes entre deux
foreshocks du au
glissement lent autour des
asperites correspondantes

Précurseurs (foreshocks) dans différents contextes tectoniques

Mw > 6.5

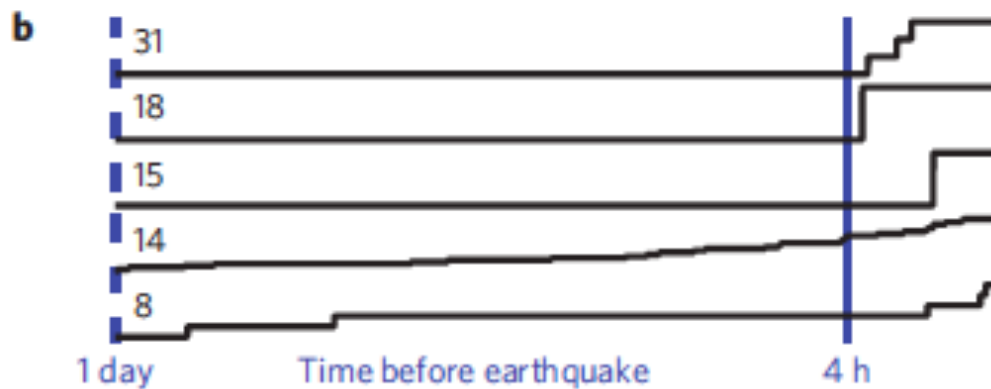


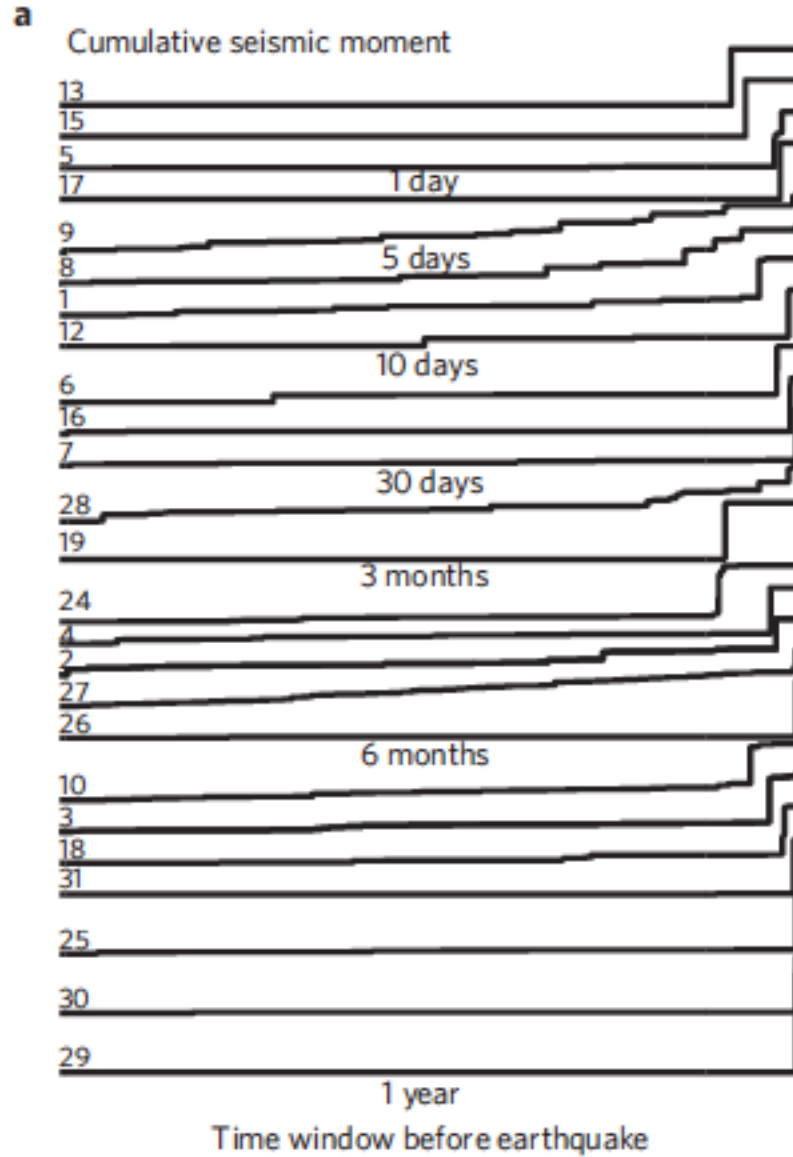
- ▲ Séismes inter-plaque
- ▲ Séismes intra-plaque



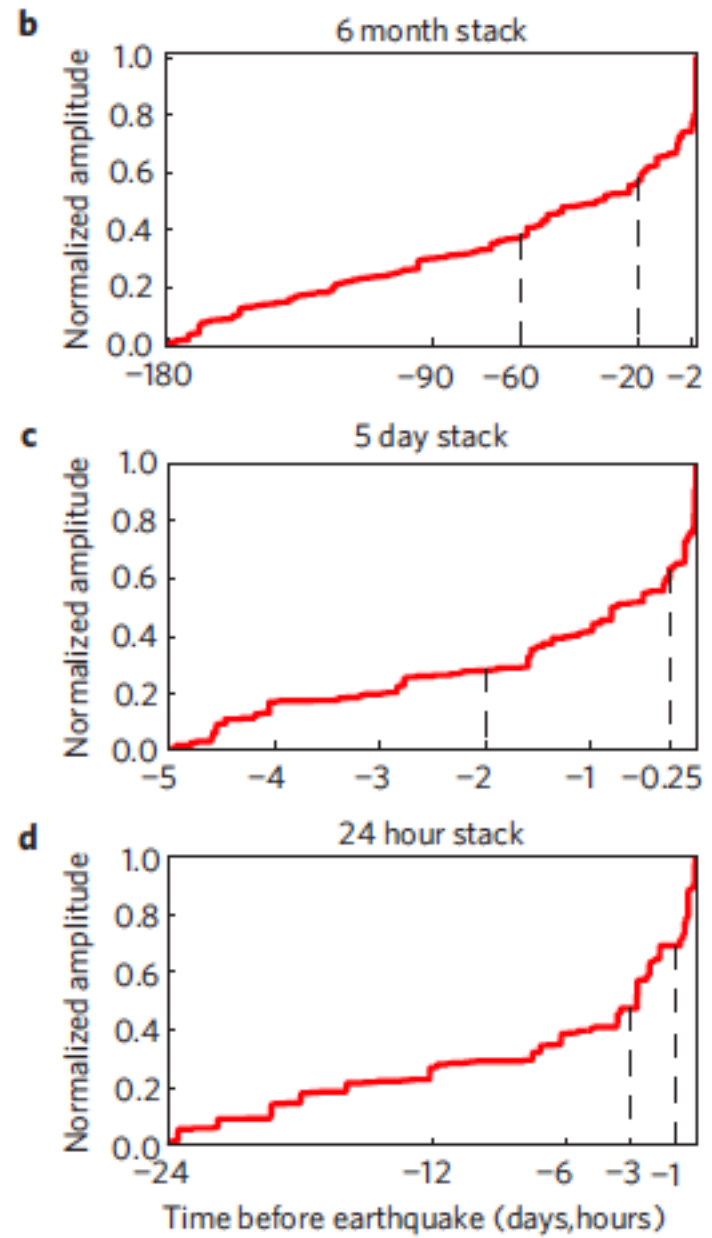
En général, le foreshock le plus fort se produit le jour avant le choc principal (a)

Ou alors la sismicite du jour précédent le choc principal est concentrée sur les dernières 4 heures.





Sommation sur toutes les suites



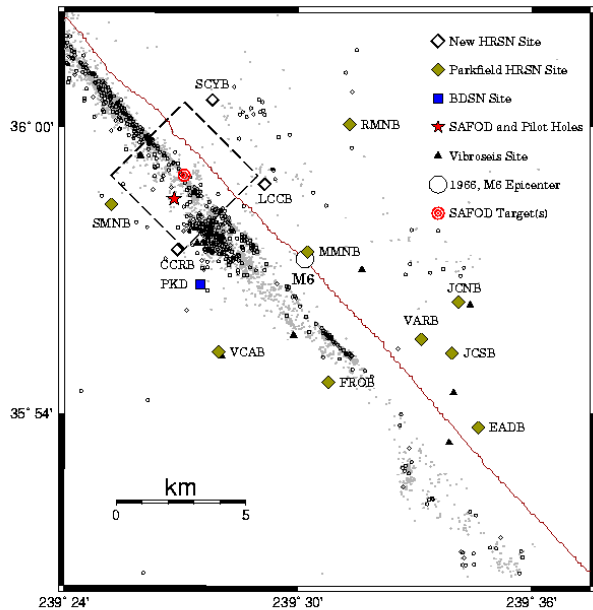
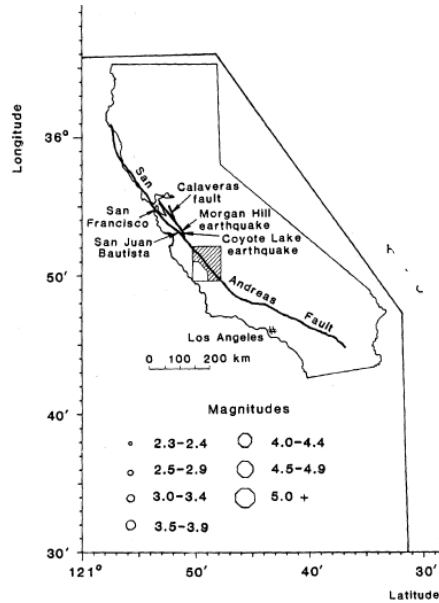
Séismes interplaque

Bouchon et al., 2013, NatGeo

Micro-séismes répétitifs

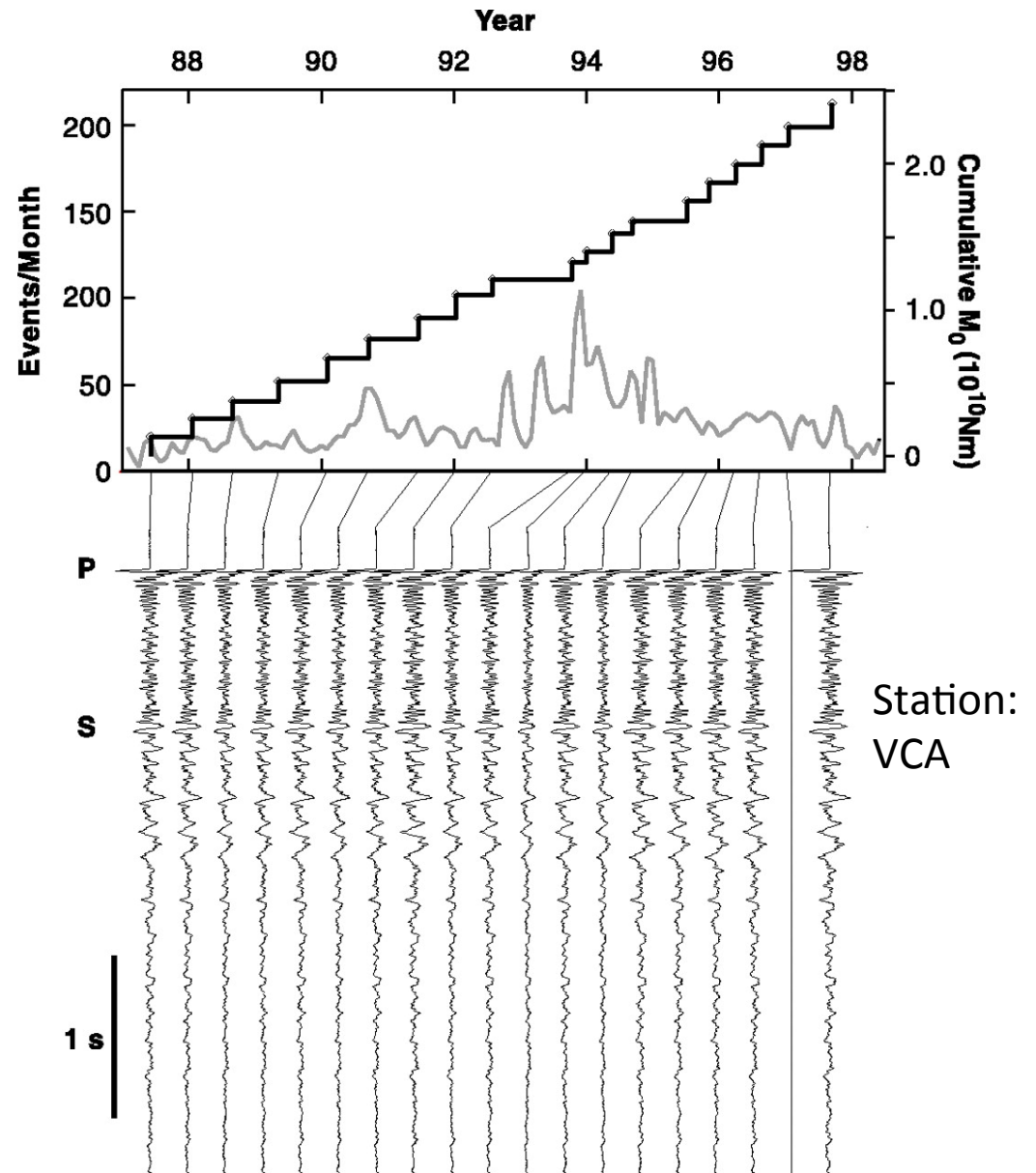
- Certaines petites parties d'une faille active glissent de manière sismique répétitive produisant des petits séismes ($M_w < 3.5$) aux signatures identiques (Nadeau and Johnson, 1998; Nadeau and McEvilly, 2004):
 - mêmes formes d'onde, mêmes mécanismes, mêmes moments sismiques
 - On les identifie par des méthodes de cross-correlation de formes d'onde
 - Ils se produisent en général sur des parties de la faille en dehors des zones de fort couplage

Parkfield (Californie)



Réseau d'accéléromètres fond de puits (HRSN, U.C. Berkeley)

Suite de micro-séismes répétitifs



Nadeau and McEvilly, 1999, Science

Micro-séismes répétitifs

- Couvrent une surface de moins de 1% de la surface totale de la faille et on considère que le reste de la surface se déforme continuellement de manière aismique, et "recharge" les petites aspérités
- On les trouve dans différentes zones de failles actives et différents environnements tectoniques
- L'intervalle de temps entre un évènement et le suivant, T_r , est inversement proportionnel à la vitesse de glissement sur la faille, mesurée par la géodésie:

$$V_r \propto 1/T_r$$

- Lois d'échelle entre les temps de recurrence moyens et les moments sismiques des micro-séismes d'une famille de répétiteurs, d'où:

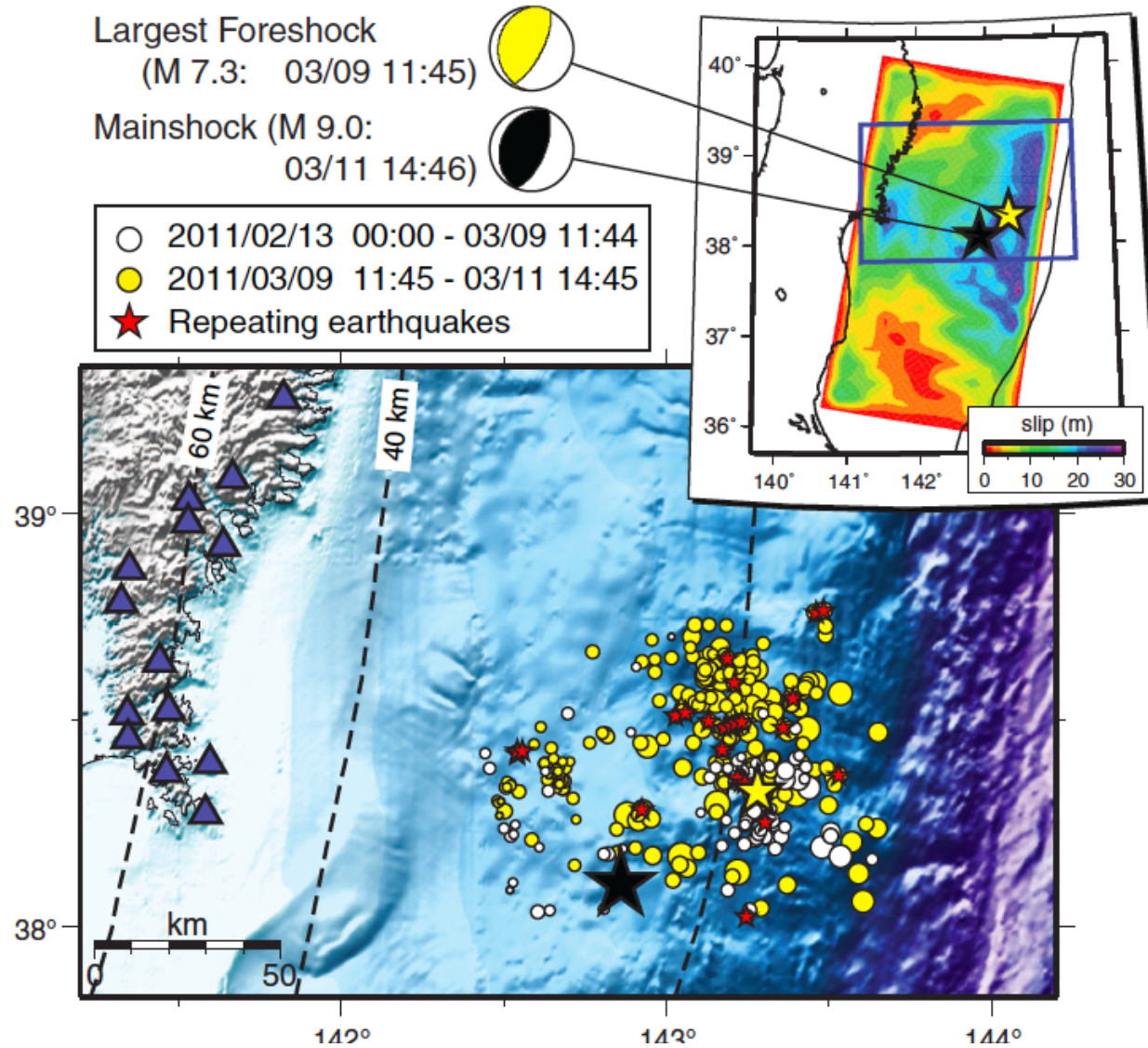
$$d_i = 10^\alpha M_0^\beta$$

M_0 moment sismique du microséisme répétitif
 d_i déplacement de la faille pendant l'intervalle entre 2 séismes de la famille i considérée

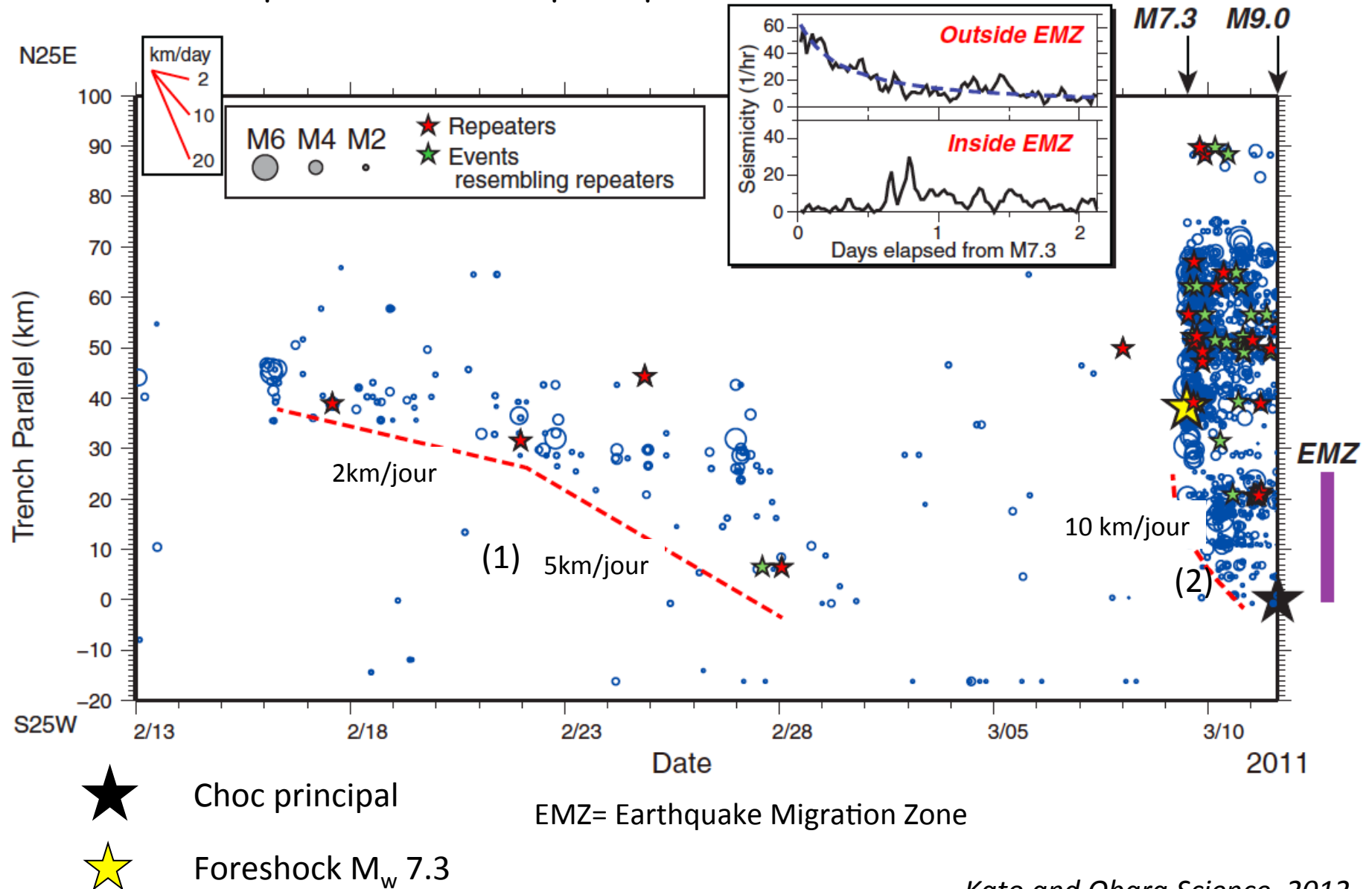
- Alpha et beta déterminés empiriquement pour chaque zone de faille
-> historique des vitesses de glissement sur les parties de la faille qui contiennent des microseismies répétitifs.

Cas du séisme de Tohoku/Fukushima 11 Mars 2011, Mw 9.0:

Suite de foreshocks commençant 23 jours avant le séisme

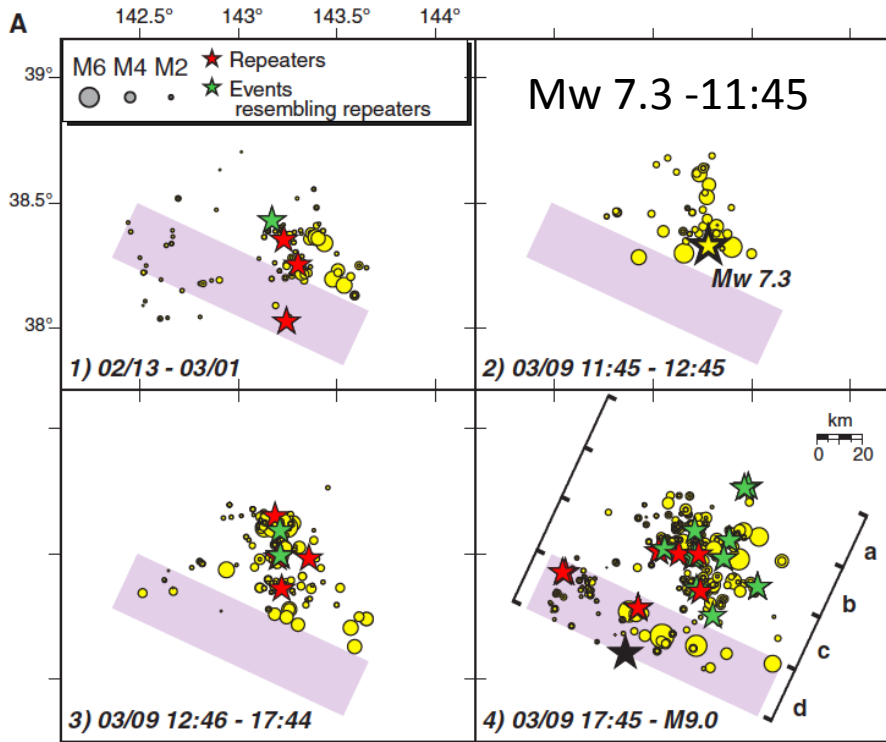


Migration de séismes avant le séisme de Tohoku 2011
 => Propagation de glissement lent le long de l'interface des plaques,
 vers l'épicentre du choc principal.

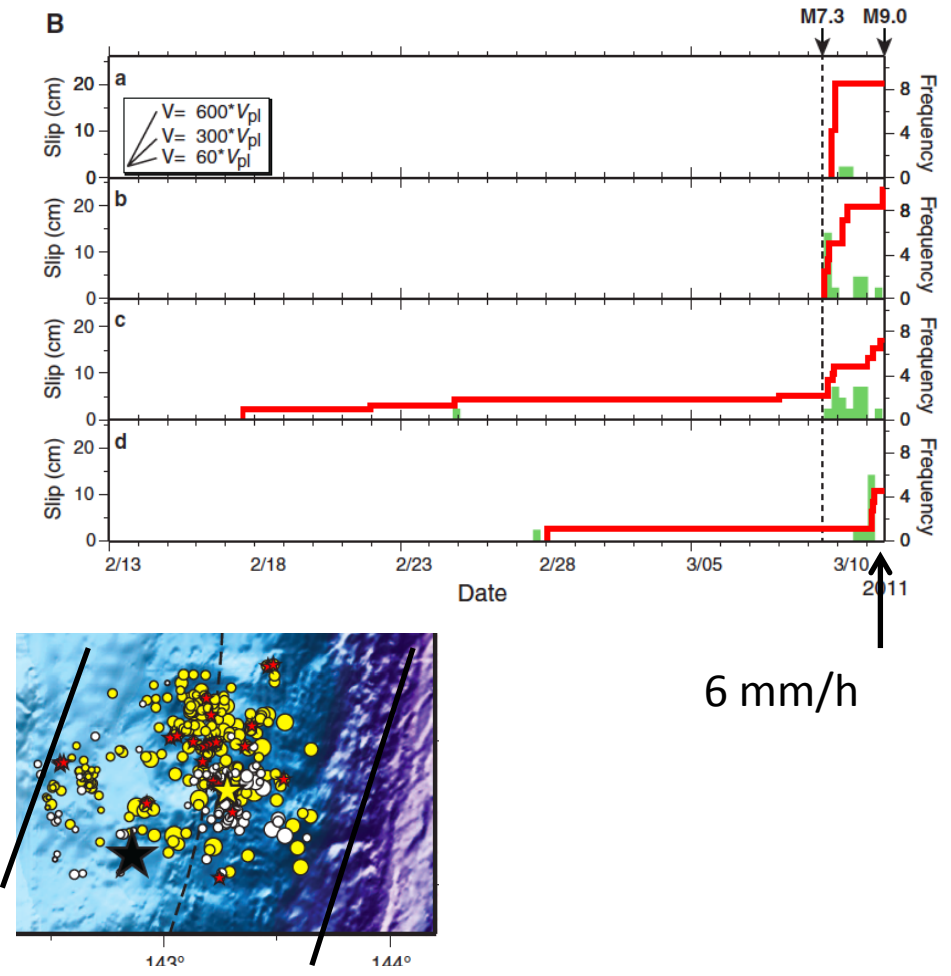


Accélération du glissement lent avant le séisme de Tohoku Mw 9.0 2011

Manifestations de glissement lent différentes du cas d'Izmit 1999

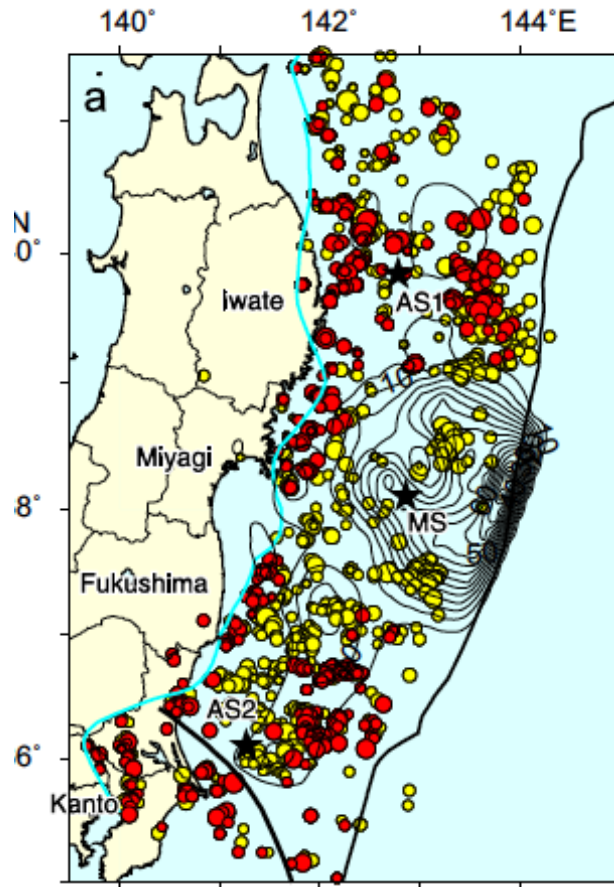


EMZ



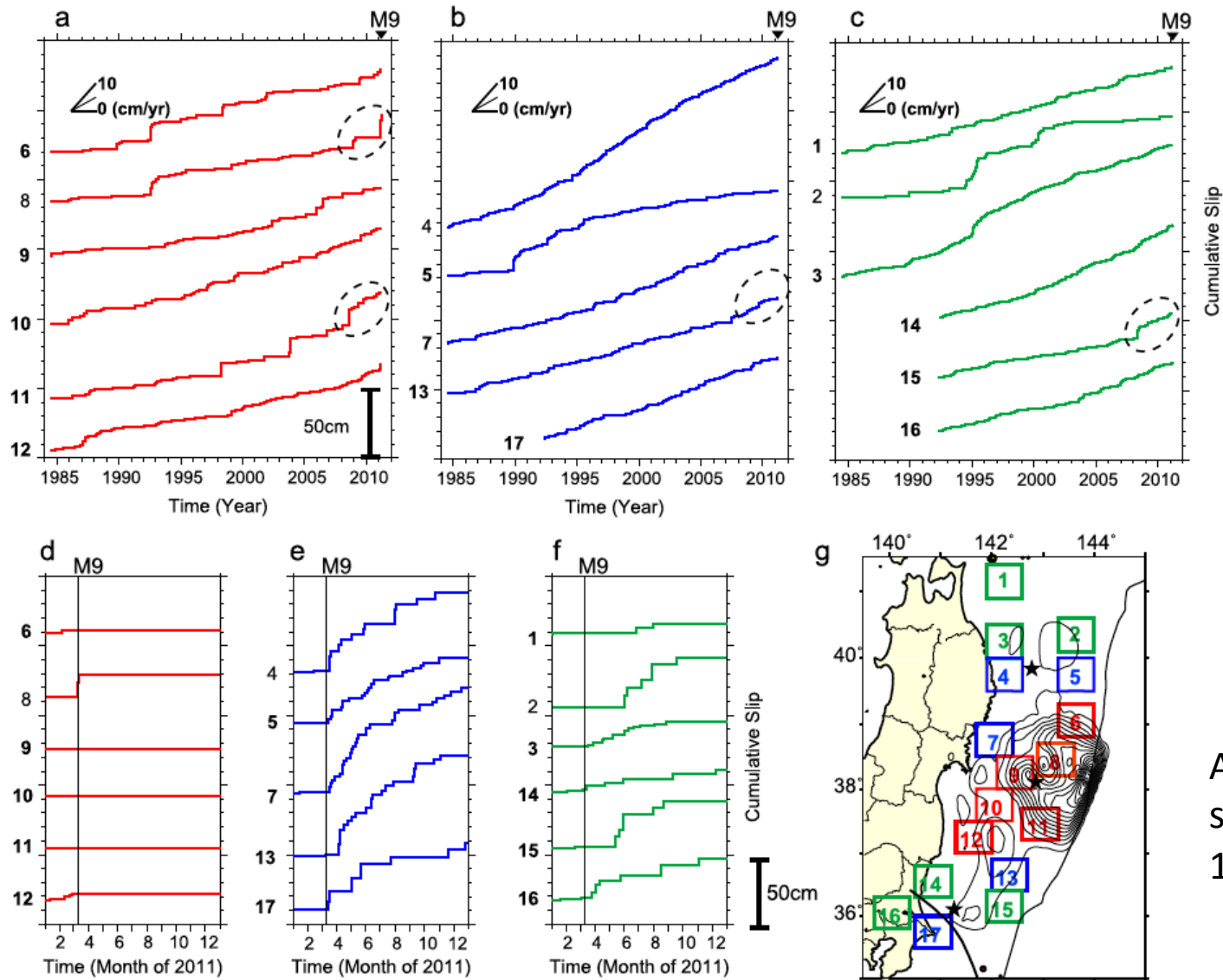
Glissement accumulé sur les 4 regions: ~20 cm => equivalent à Mw 7.1

Distribution des séismes répétitifs $M > 2.5$ avant et après le séisme de Tohoku 2011



- Familles de séismes répétitifs actifs avant et après le choc principal M 9.0
- Familles de séismes répétitifs actifs seulement le choc principal M 9.0

Distribution du glissement lent avant et après le séisme de Tohoku 2011 Mw 9.0



Avant le séisme du 11/03/2011

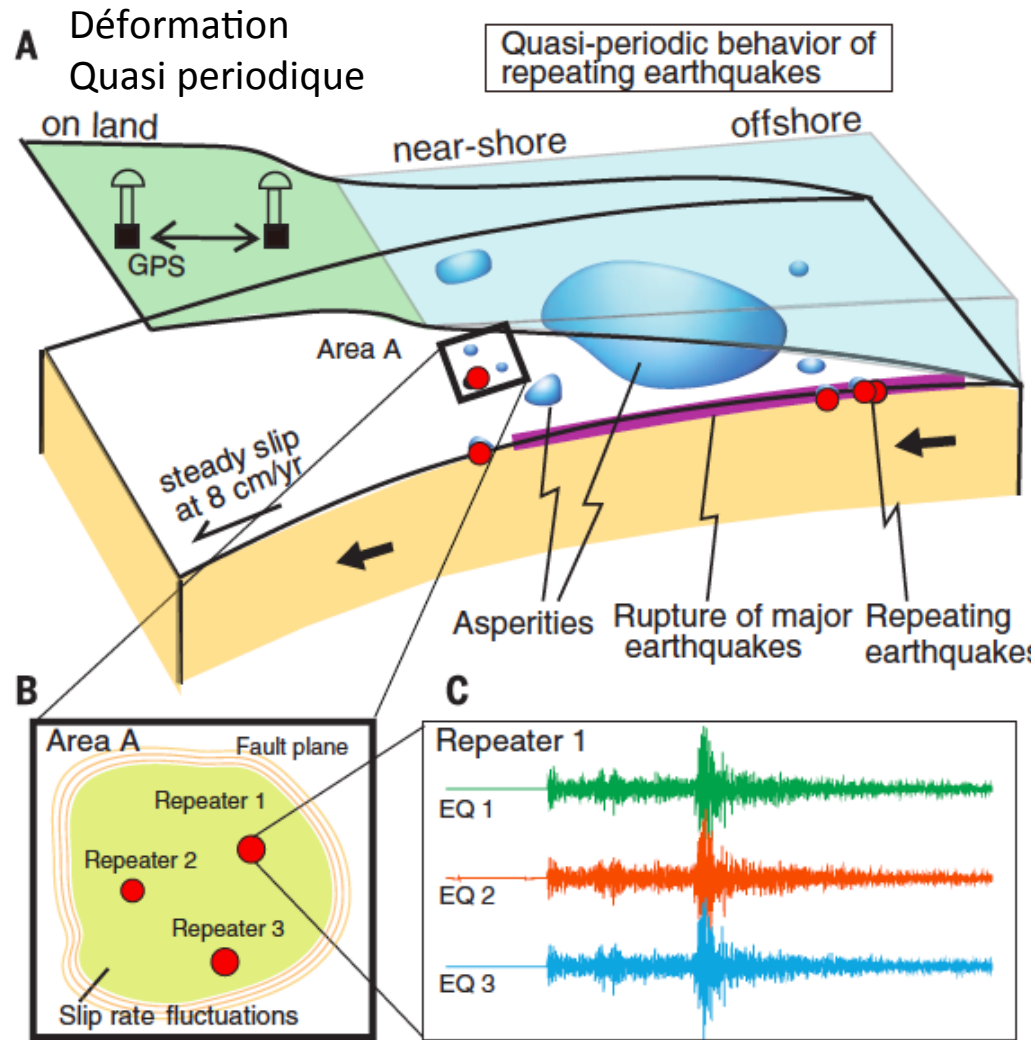
Après le séisme du 11/03/2011

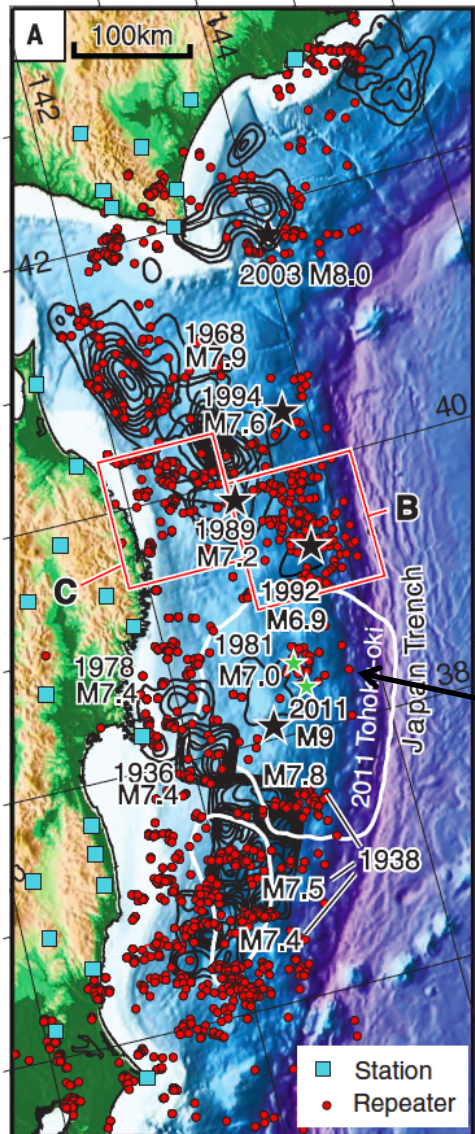
A partir de l'étude de séismes répétitifs $M > 2.5$

○ Zones de glissement lent avant le séisme

Uchida et al., 2013, EPSL

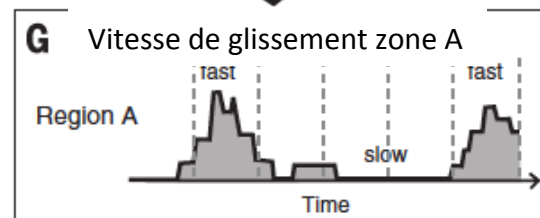
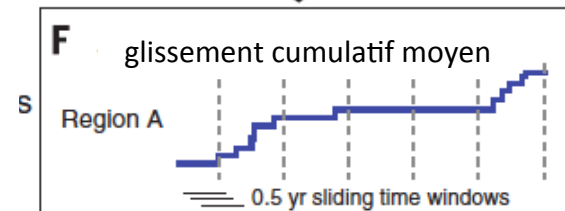
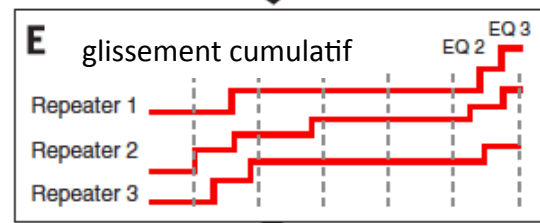
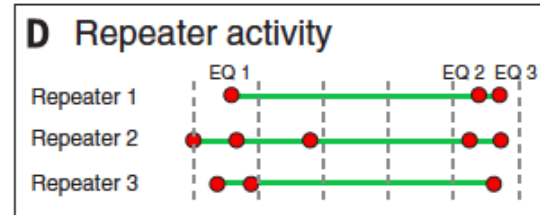
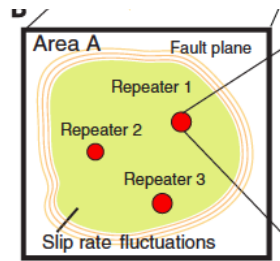
Détection de variations temporelles dans la vitesse du glissement lent autour de la zone de rupture du séisme de Tohoku 2011 Mw 9.0

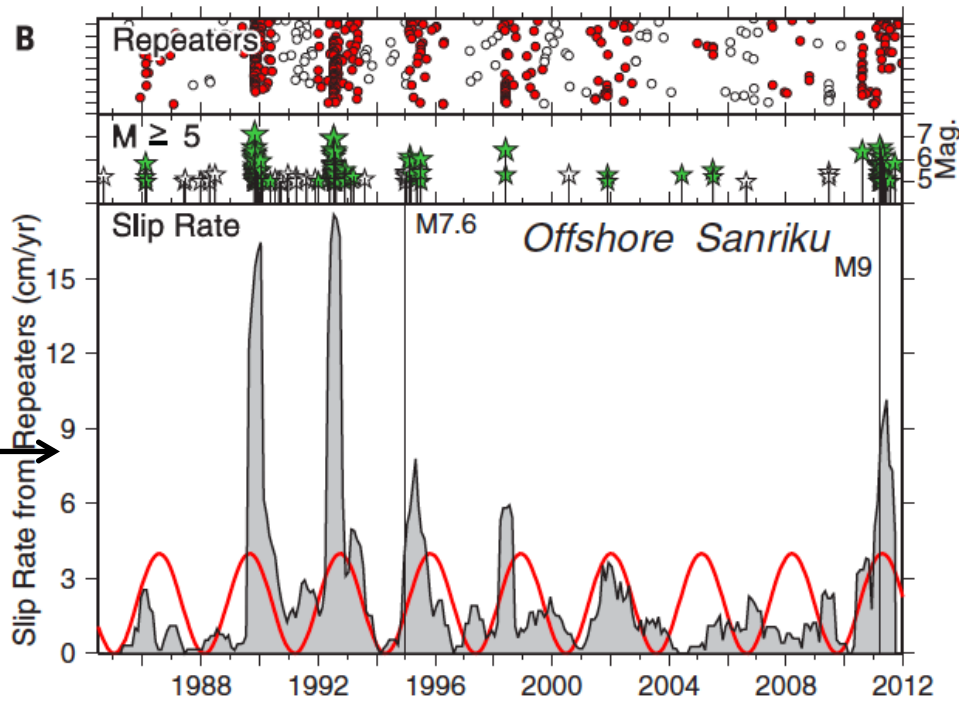




M 6.1 (2008)
 M 7.3 (2011)
 précédés de
 glissement lent

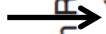
- Micro-séismes répétitifs
- Stations sismiques



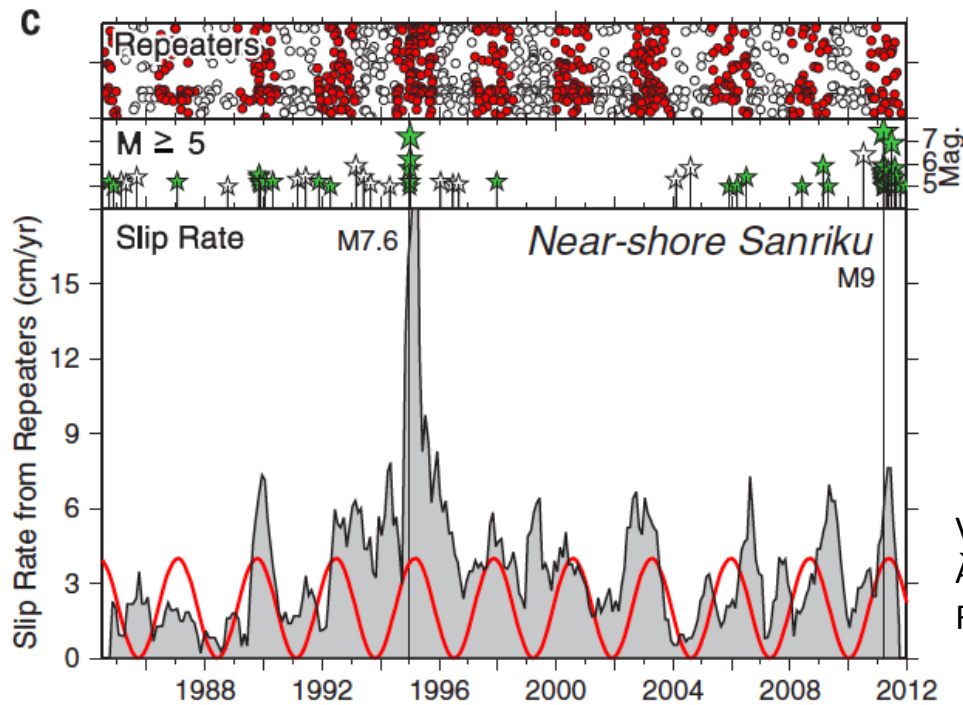


Sismicité $M > 5$

Vitesse
moyenne
de convergence
des plaques



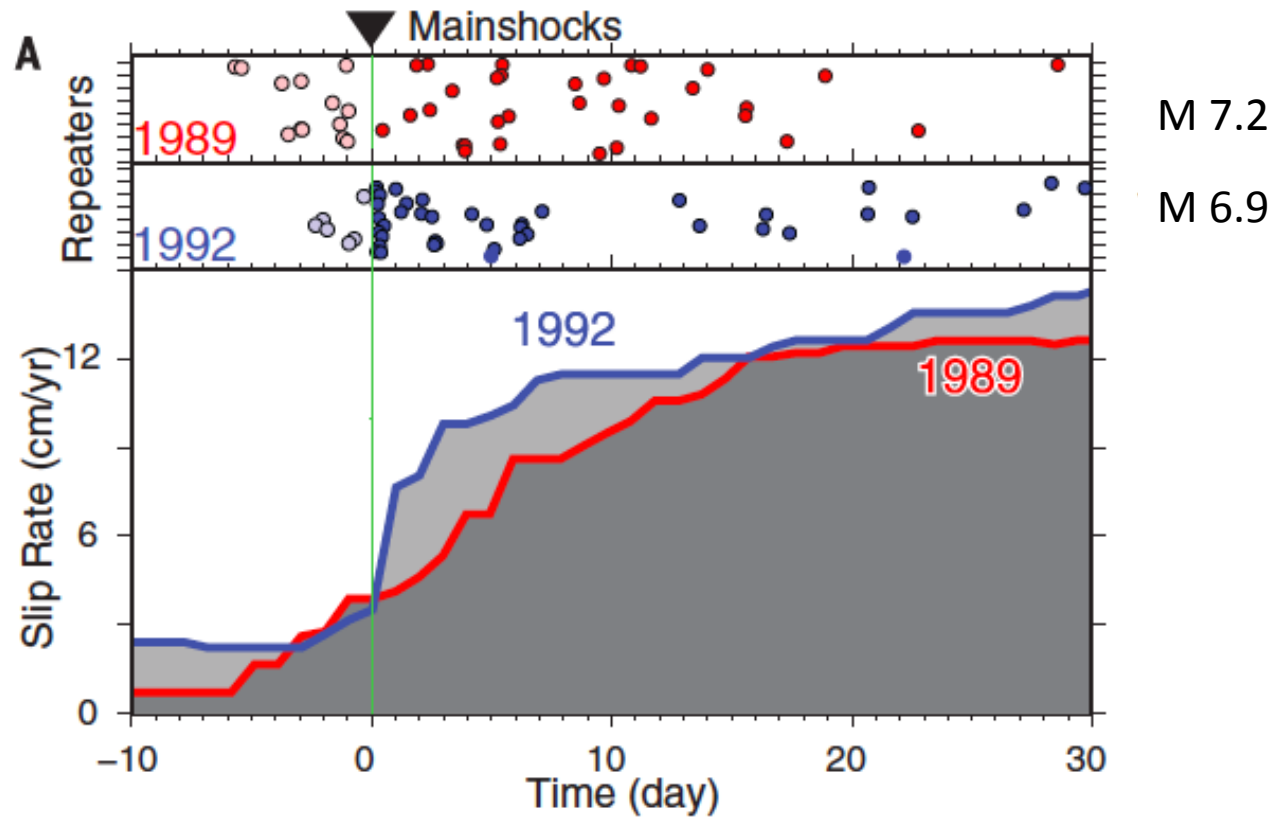
Vitesse de glissement lent
À partir des séismes répétitifs
Récurrence Moyenne $\sim 3.0 \pm 0.1$ ans



Vitesse de glissement lent
À partir des séismes répétitifs
Récurrence Moyenne $\sim 2.7 \pm 0.6$ ans

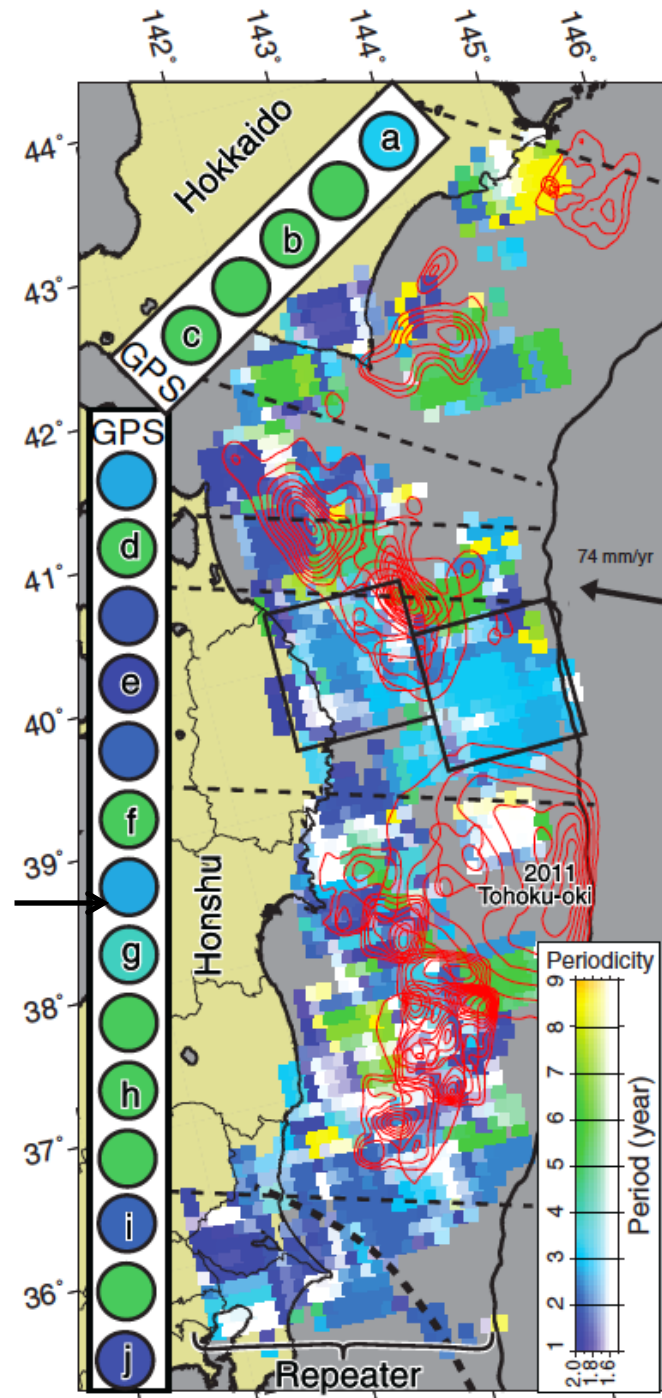
Uchida et al., Science, 2016

L'augmentation de la vitesse de glissement commence avant les forts séismes ($M_w > 5$)



Moyennes sur
>18 ans

Périodicité
observée par
GPS



Origine de la périodicité observée
(2-3 ans)?

Marées, cycles atmosphériques et
hydrologiques exclus...

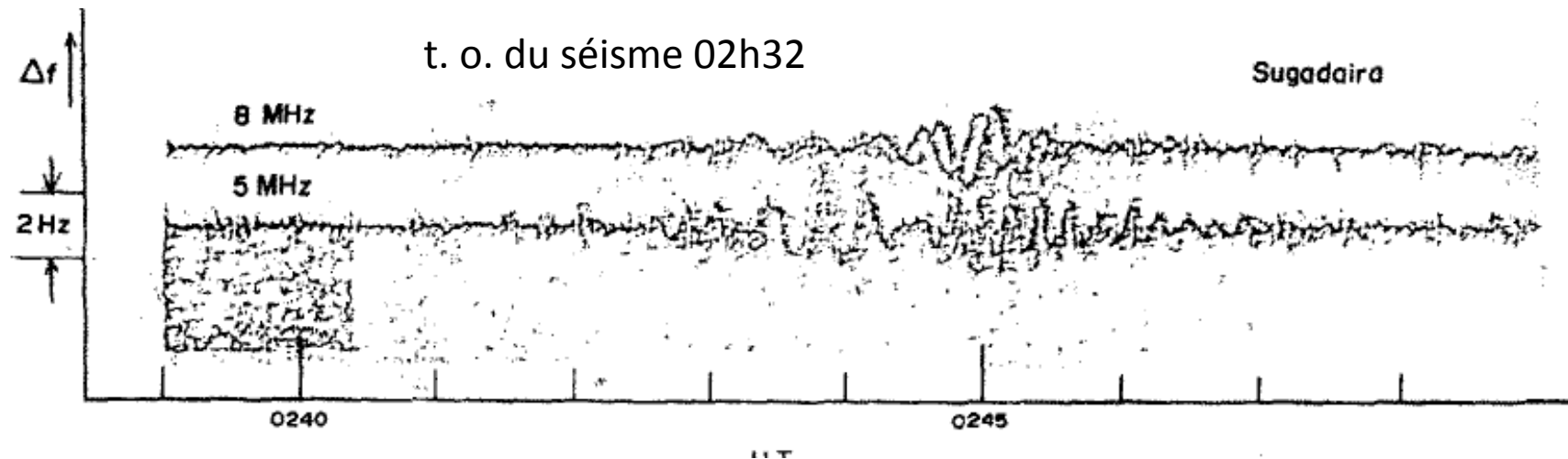
Contrôle par les propriétés de la
zone de faille: pression fluide,
perméabilité ...

Pourrait être utilisé dans les
calculs de probabilité de risque
sismique, basé actuellement sur
l'hypothèse d'une accumulation
constante des contraintes.

->périodes de probabilité
augmentée

Observations ionosphériques associées aux séismes

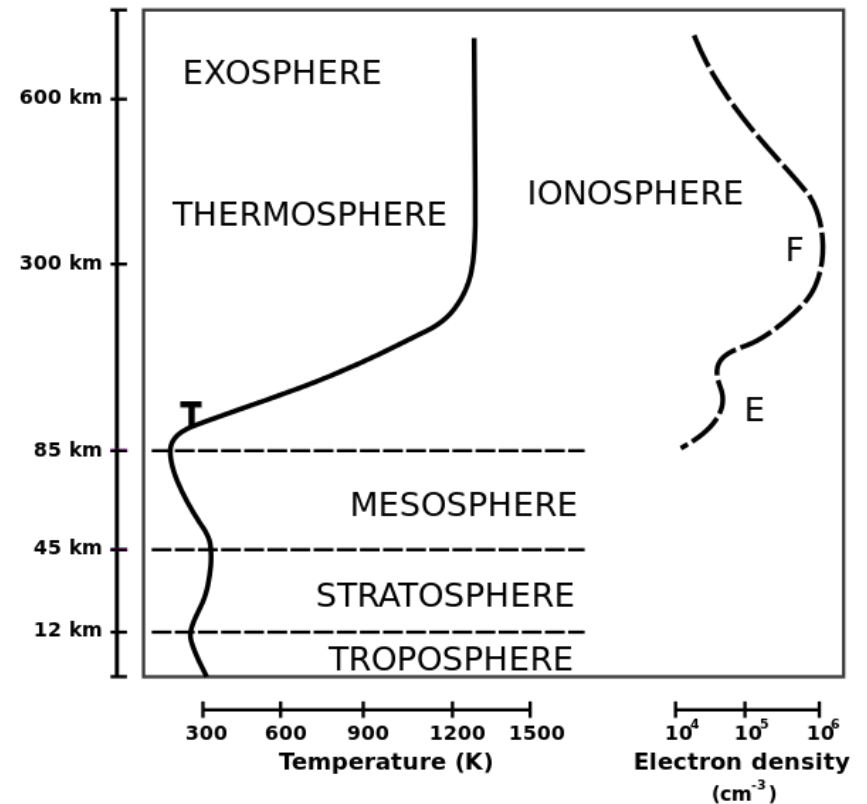
- Effets observés après quelques séismes (qui ont donné lieu à des déformations importantes de la surface de la terre)
- En champ proche (e.g. Tanaka et al., 1984)
 - Sondage doppler - perturbation ionosphérique de période ~ 30 s pour un séisme de M 7.1 au Japon



- du au couplage terre solide/atmosphère (Watada and Kanamori, 1994)

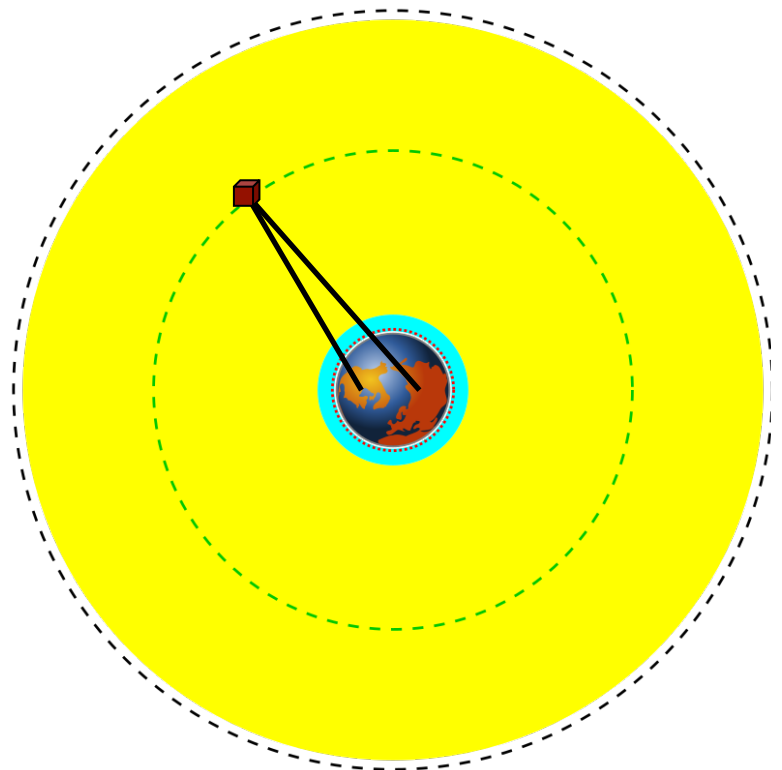
Mesure du TEC par GPS

- TEC: Contenu Electronique Total
 - Unités: TECU (10^{16} electrons/m²)
 - Déplacements verticaux importants à la surface de la terre engendrent des ondes infrasoniques atmosphériques
 - L'amplitude de ces ondes augmente avec l'altitude à cause de la diminution exponentielle de la densité (conservation de l'énergie cinétique)
 - Amplification $\times 10^4$ dans l'ionosphère
 - Couplage entre l'atmosphère neutre et ionisée provoque des fluctuations dans la densité électronique

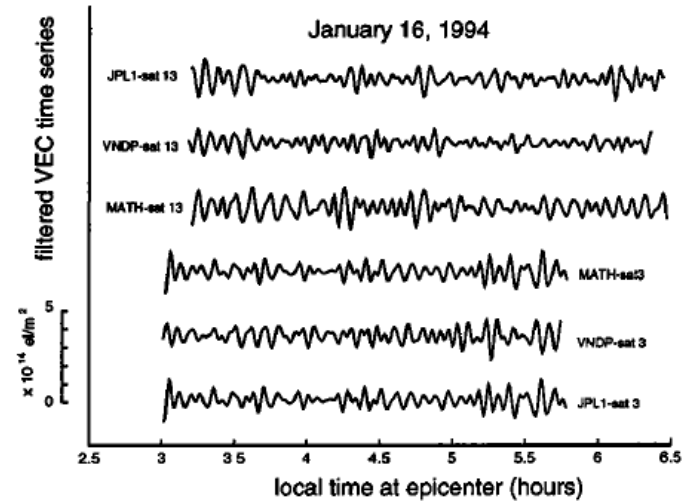
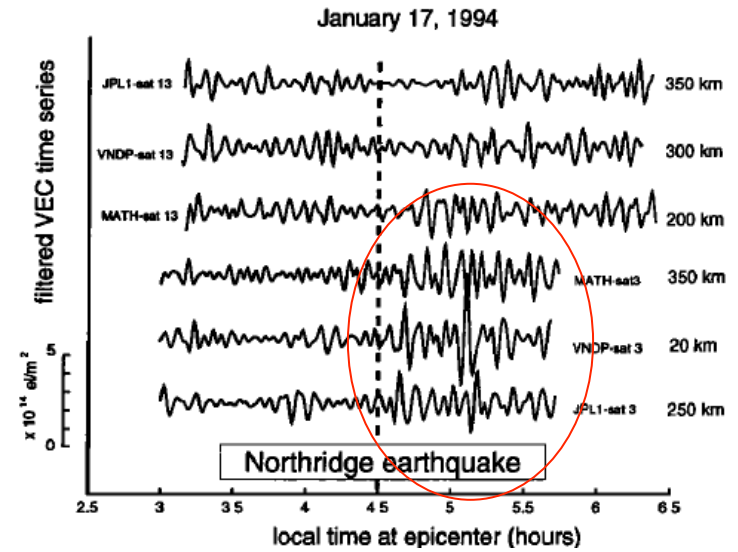
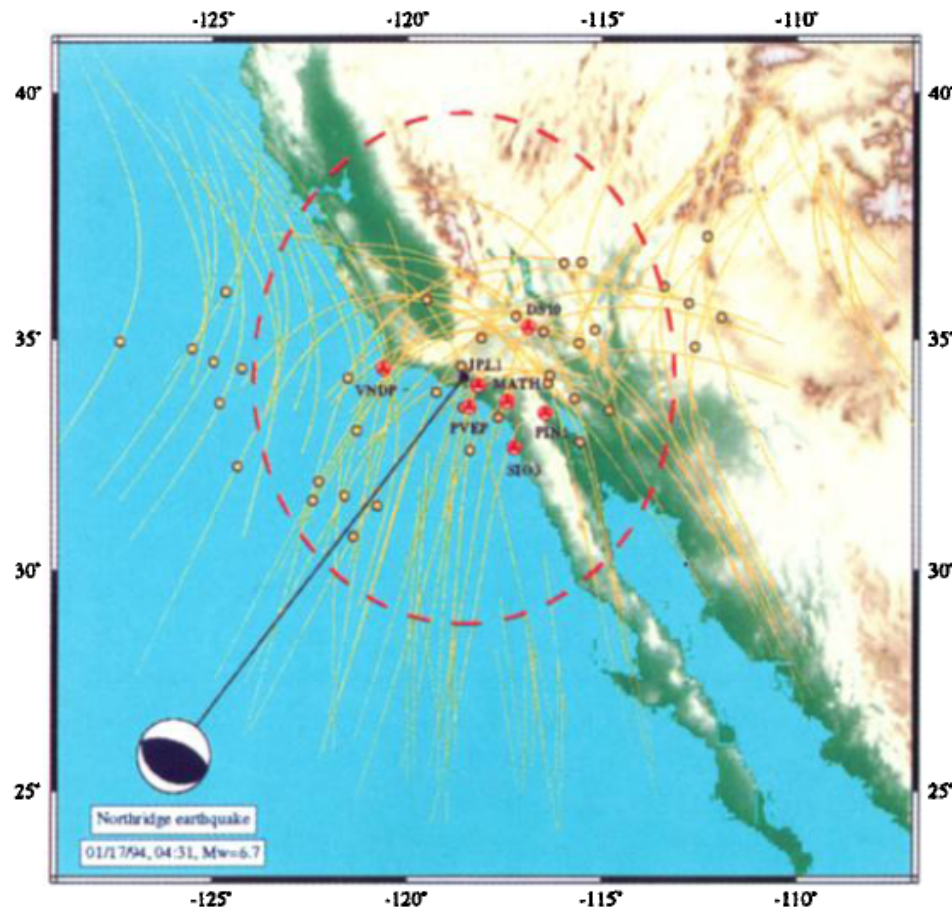


Mesure du TEC par GPS

- Méthode:
 - Utilisation du GPS pour la première fois après le séisme de Northridge (Californie, 17/01/1994 Mw = 6.7).
 - Satellites GPS émettent des signaux radio dans 2 bandes de fréquence: $f_1=1.57542$ GHz et $f_2= 1.2276$ GHz
 - Ces signaux ont des temps de trajet différents (dispersion par les électrons libres de l'ionosphère) - utilisé pour corriger de la propagation ionosphérique
 - Permettent aussi de calculer le TEC, Contenu Electronique Total, intégré le long de la direction d'observation



Northridge 17/01/1994 Mw 6.7

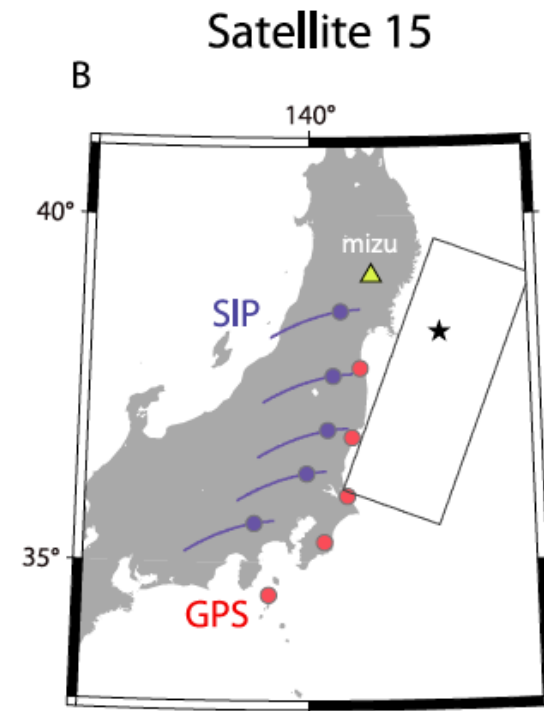
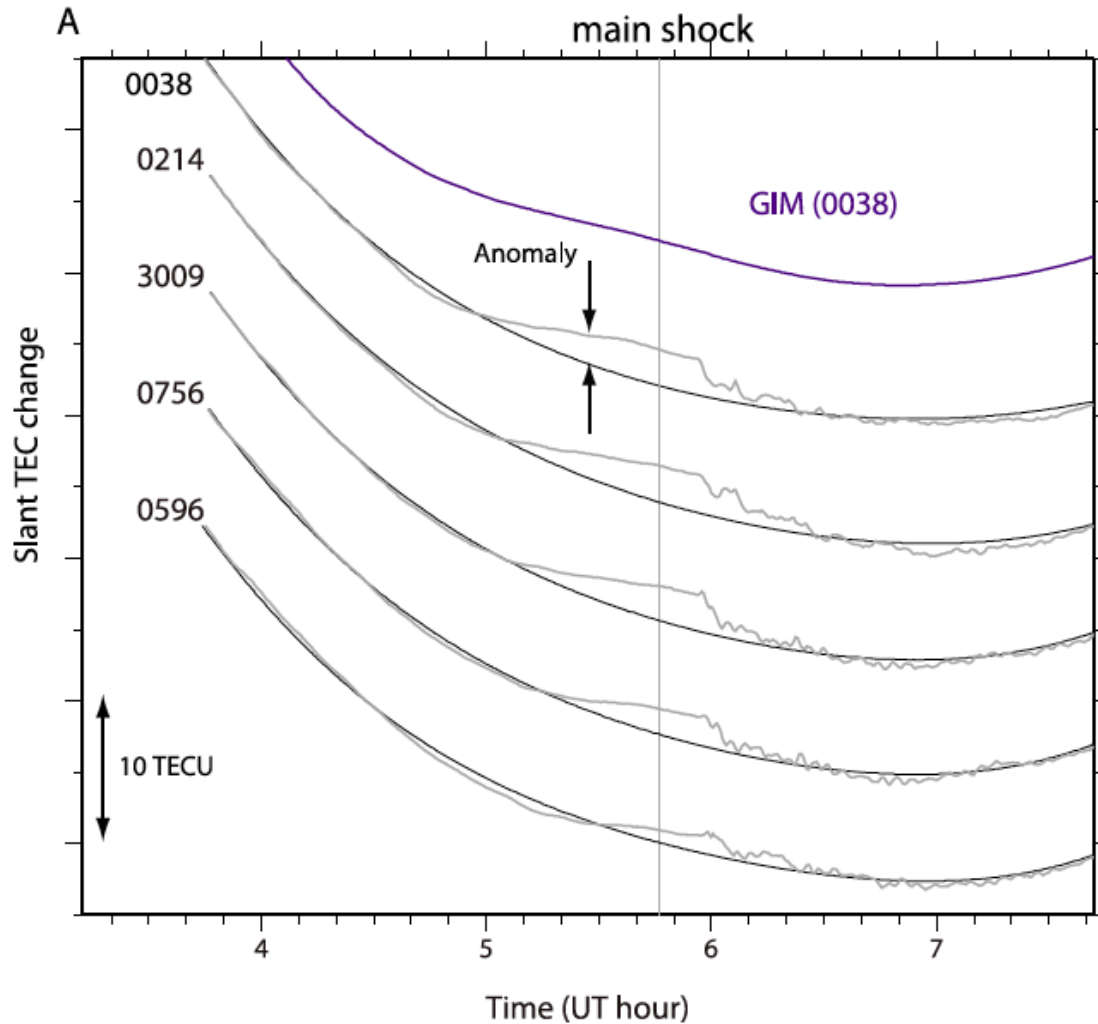


Contenu électronique vertical (VEC), par paires de (station GPS, satellite), filtré entre 2-10 mn de période

Observations ionosphériques associées aux séismes tsunamigènes

- Avant le séisme (Heki, 2011):
 - Détection de variations dans le TEC (total electron content) autour de la région focale avant les séismes de Sumatra (2004), Chili (2010), Japon (2011)
 - Cause et fiabilité non établies
- Pendant et après le séisme (Artru et al., 2005; Occhipinti et al., 2006; 2013)
 - Tsunamis engendrent des ondes de gravité internes dans l'atmosphère -> utilisation pour l'inversion de la source;
 - -> détection de tsunami par sondage ionosphérique?

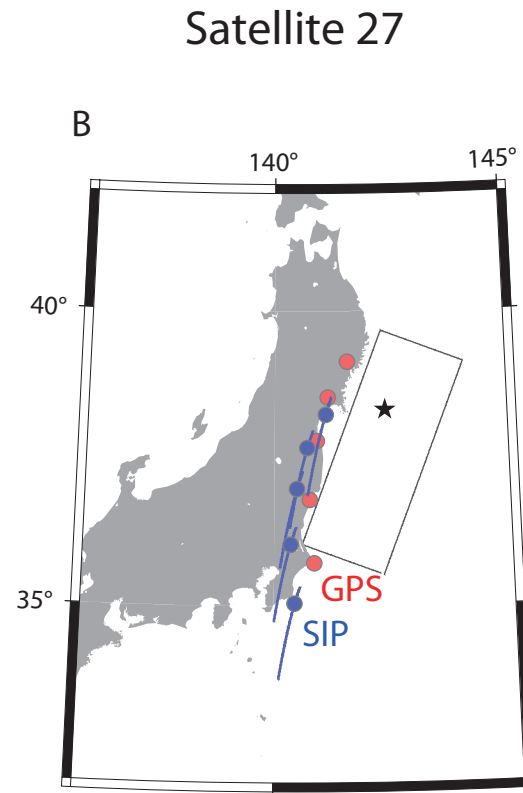
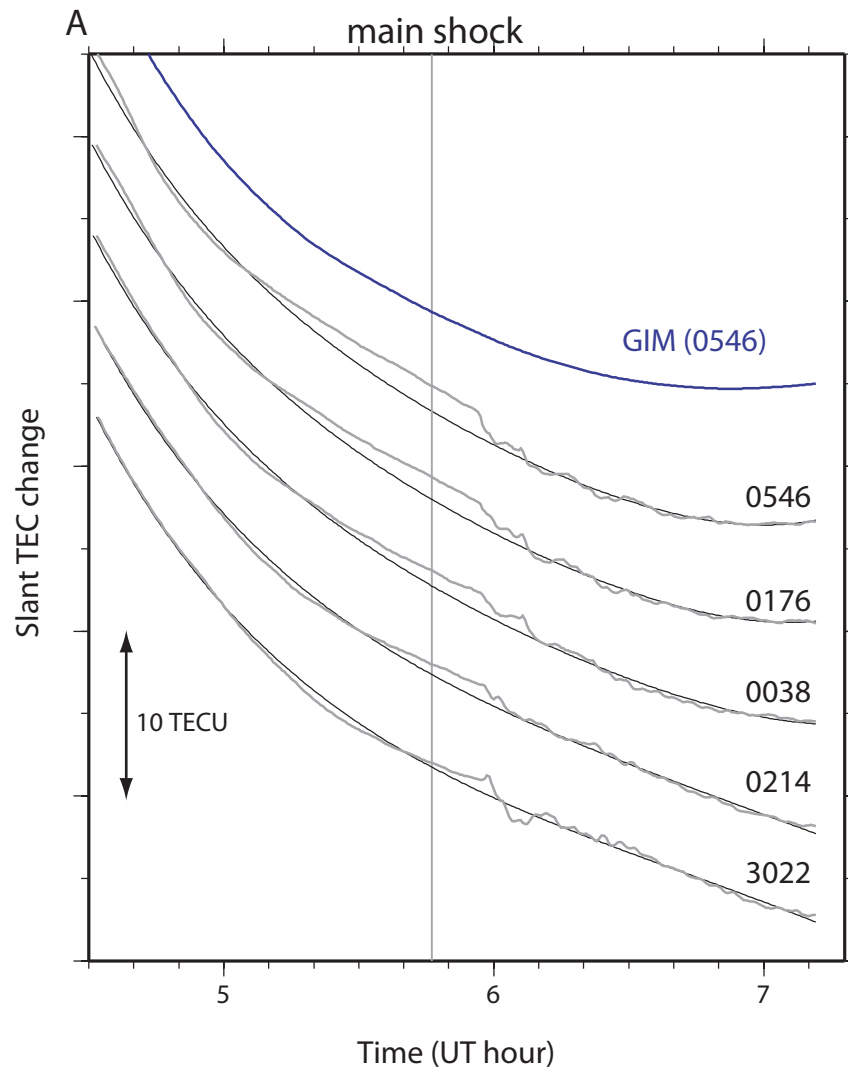
TEC - autour du séisme de Tohoku 2011 Mw 9.0



Trajectoires des points sub-ionosphériques

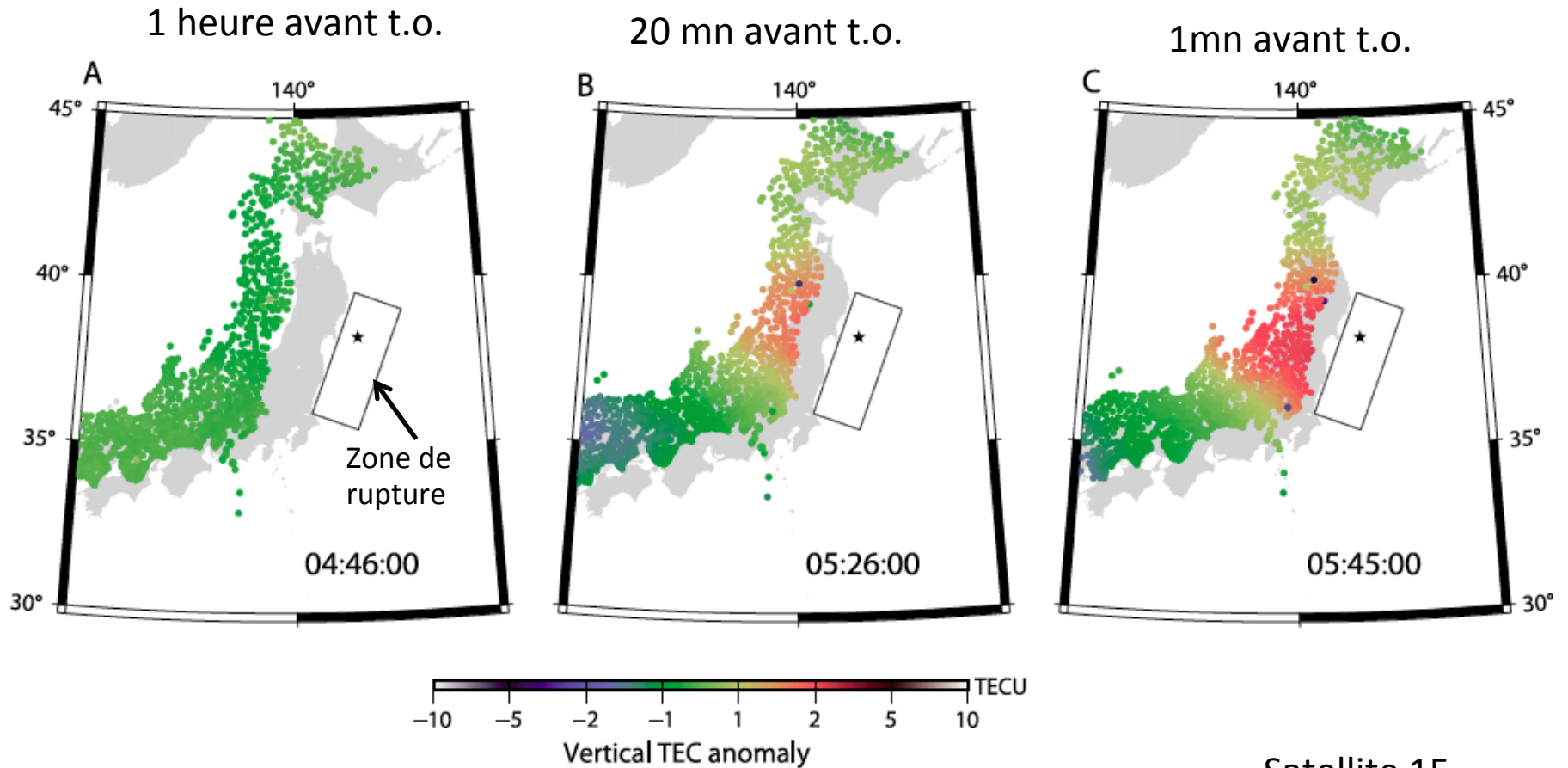
L'anomalie de TEC commence ~40mn avant le séisme
~4 TECU

Heki, 2011, GRL



Un autre satellite... observations à 5 stations différentes

Anomalies verticales de TEC à trois instants avant le séisme de Tohoku du 11/03/2011 Mw 9.0

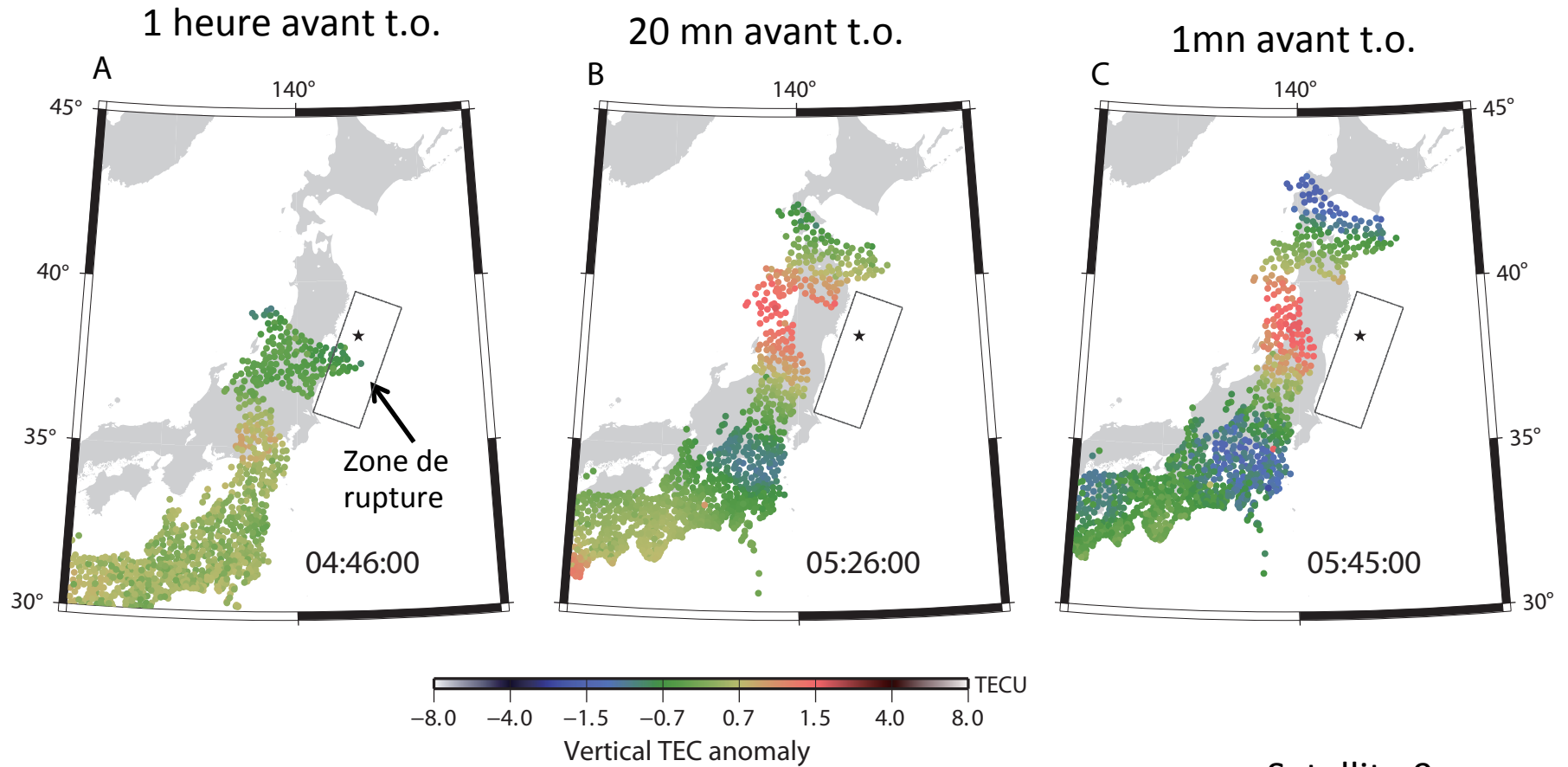


Satellite 15

Anomalie max: 2.3 TECU ou 8% du signal de référence

Heki, 2011, GRL

Anomalies verticales de TEC à trois instants avant le séisme de Tohoku du 11/03/2011 Mw 9.0

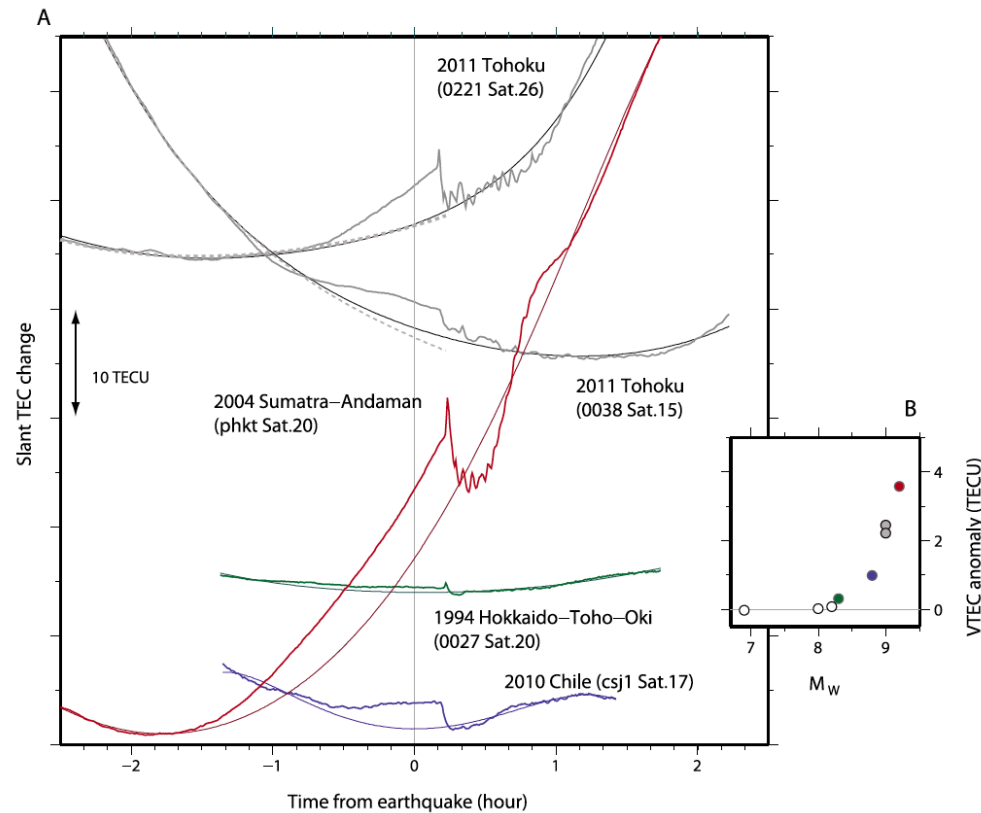


Satellite 9

Anomalie max: 2.3 TECU ou 8% du signal de référence

Heki, 2011, GRL

Anomalies TEC associées à plusieurs grands séismes récents



Amplitude de l'anomalie
TEC croit avec la
magnitude

Pas d'anomalie détectée
pour des séismes de $M < 8$

-> Pas d'explication physique établie:

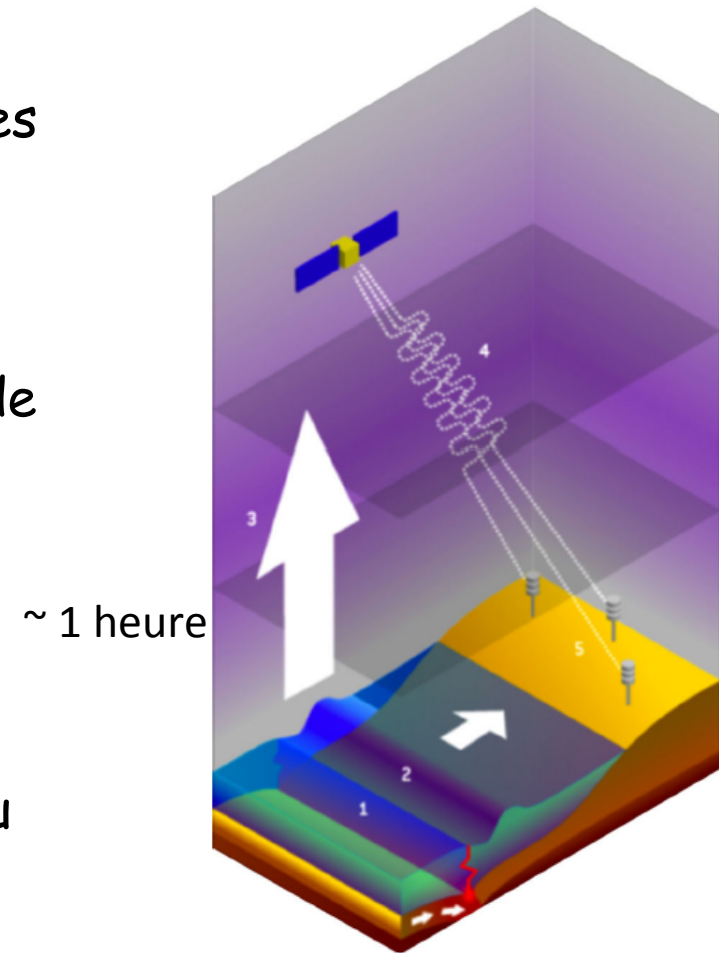
Suggestion (*Pulinets and Ouzounov, 2011*): désintégration alpha du radon émis dans la zone de rupture perturbe l'ionisation de l'atmosphère
Note: observation de radon comme outil de prédiction sismique est contestée

-> Y a t il des anomalies de TEC non suivies de forts séismes?

Heki, 2011

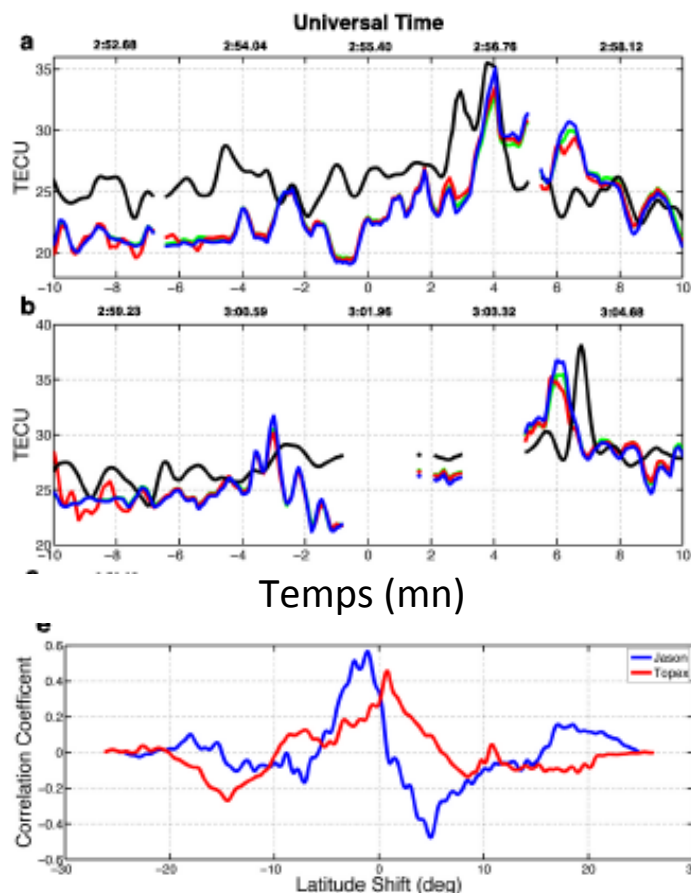
Anomalies de TEC à la suite immédiate de forts séismes tsunamigènes

- Tsunamis produisent des ondes internes de gravité (IGW) dans l'atmosphère (Hines, 1972)
- Ces ondes sont amplifiées par l'effet de la décroissance exponentielle de la densité avec l'altitude.
- L'interaction avec le plasma dans l'ionosphère produit des variations rapides dans la vitesse et la densité du plasma, que l'on peut observer -> TEC



Séisme de Sumatra (2004) Mw 9.2

Signatures TEC par altimétrie satellitaire



Satellite: Jason-1

— Données

— Synthétiques

Satellite: Topex/Poseidon

Cross-corrélation
données/synthétiques

Décalage de $<1^\circ$ sur la
position géographique du
pic d'amplitude, dû aux
vents zonaux non pris en
compte dans la
modélisation

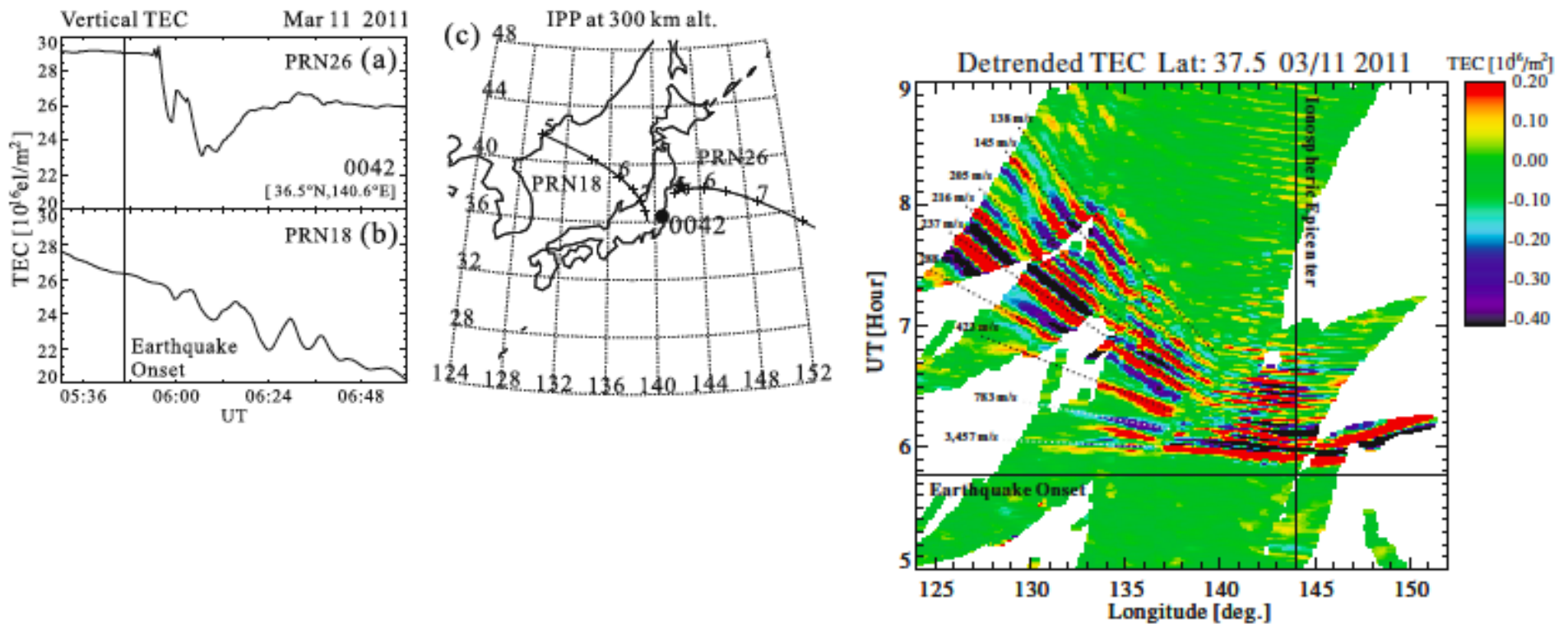
Modélisation:

- (1) Source: déplacement de la surface de la mer (tsunami)
- (2) Modélisation du couplage entre le tsunami et les ondes de gravité internes de l'atmosphère
- (3) Simulation des fluctuations du plasma par résolution des équations hydro-magnétiques

Occhipinti et al., 2006

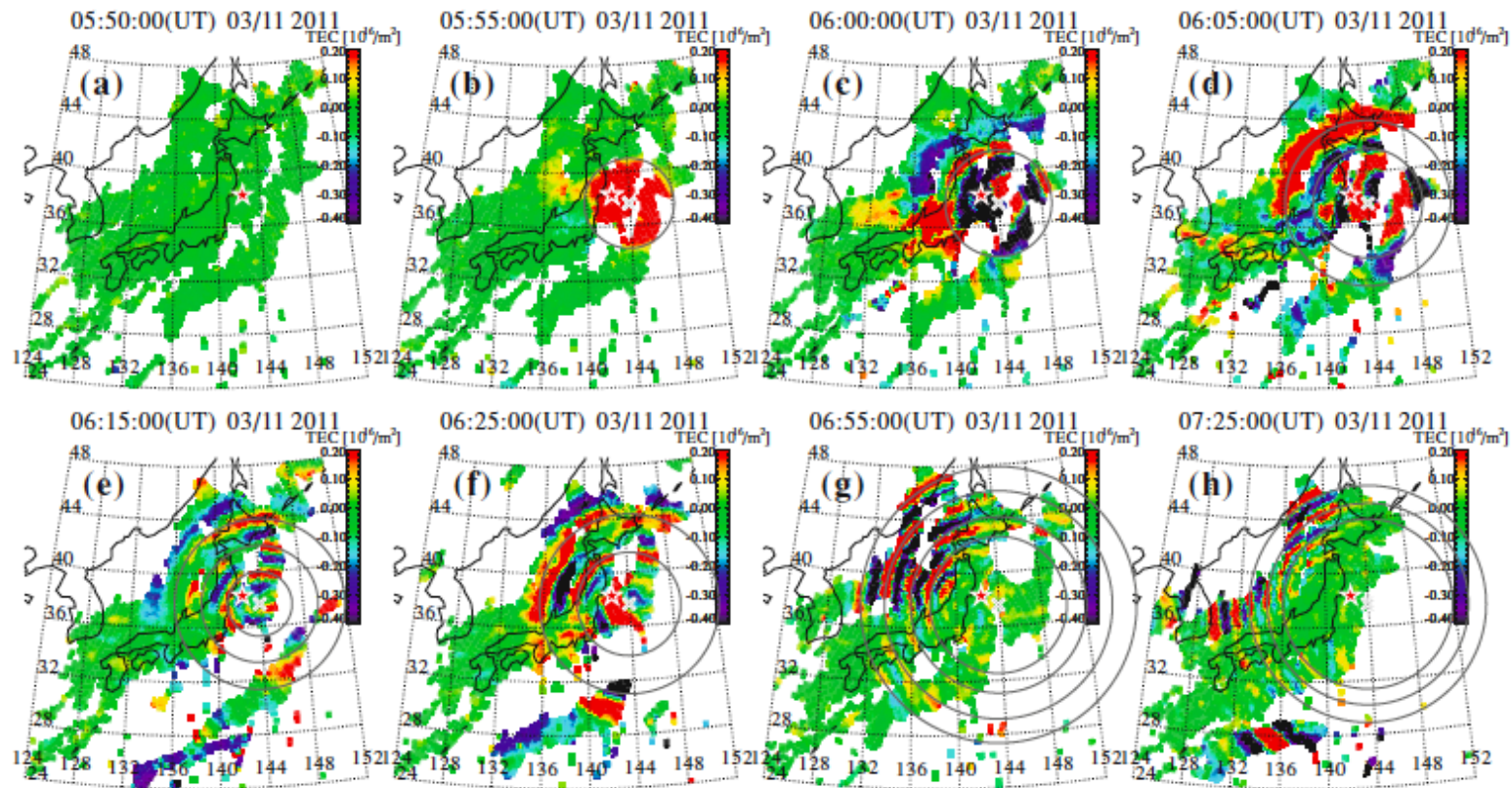
Détection de tsunami par sondage ionosphérique

- Séisme de Tohoku 2011 Mw 9.0
 - Anomalies TEC par GPS



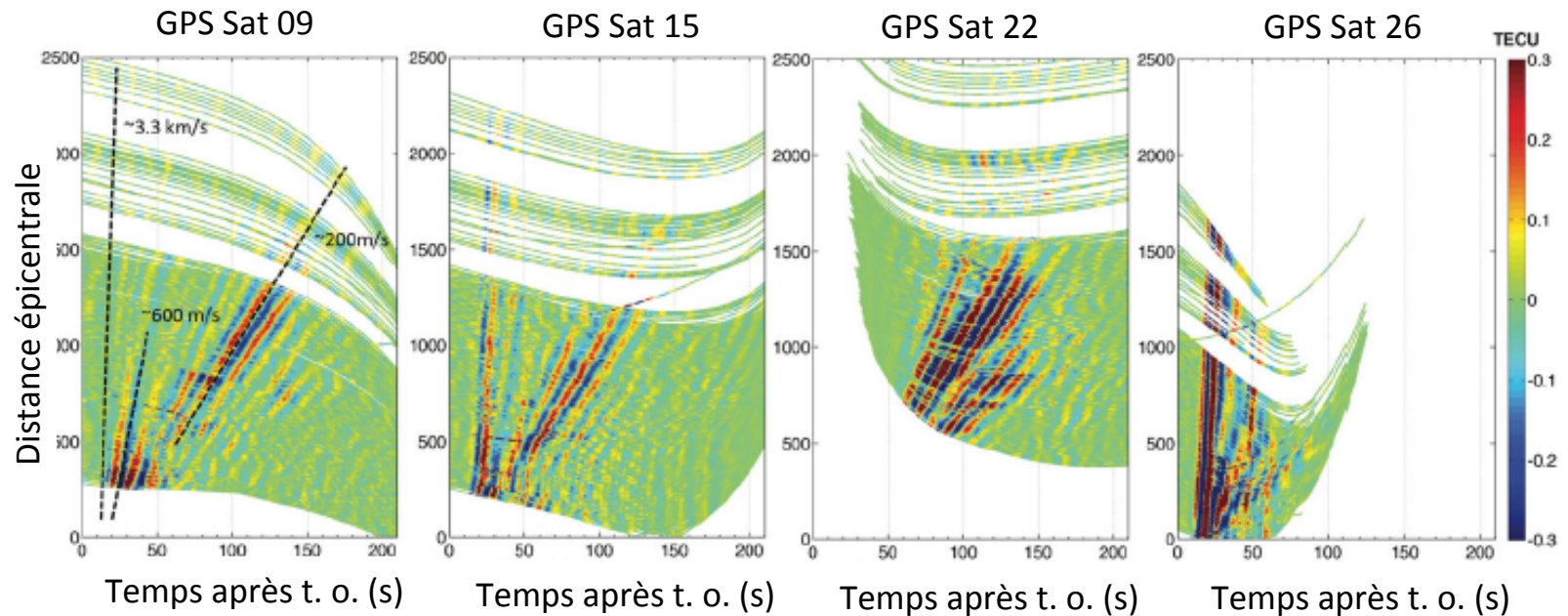
Détection de tsunami par sondage ionosphérique

- Séisme de Tohoku 2011 Mw 9.0 05:46:23 UT
 - Anomalies TEC par GPS



Comment distinguer le signal engendré par le couplage direct entre le déplacement vertical à la source sismique et celui des ondes de gravité couplées avec le tsunami?

Séisme de Tohoku 2011 Mw 9.0 - Anomalies de TEC



3 ondes différentes:

- Onde acoustique couplée avec l'onde de Rayleigh (3.3km/s)
- Onde acoustique (600m/s) disparaît après 500-1000 km
- Onde de gravité couplée avec le tsunami (200 m/s)

⇒ Nouvelles méthodes en développement pour contraindre la source sismique et la source du tsunami

Nous avons parlé de:

- Progrès dans la modélisation du glissement sismique en fonction du temps
 - Détermination de paramètres en temps réel et alerte sismique
- Observations et modélisation de glissements lents associés ou non directement avec les ruptures (GPS, séismes répétitifs)
- Observations émergentes:
 - Champ de gravité
 - Sondage ionosphérique

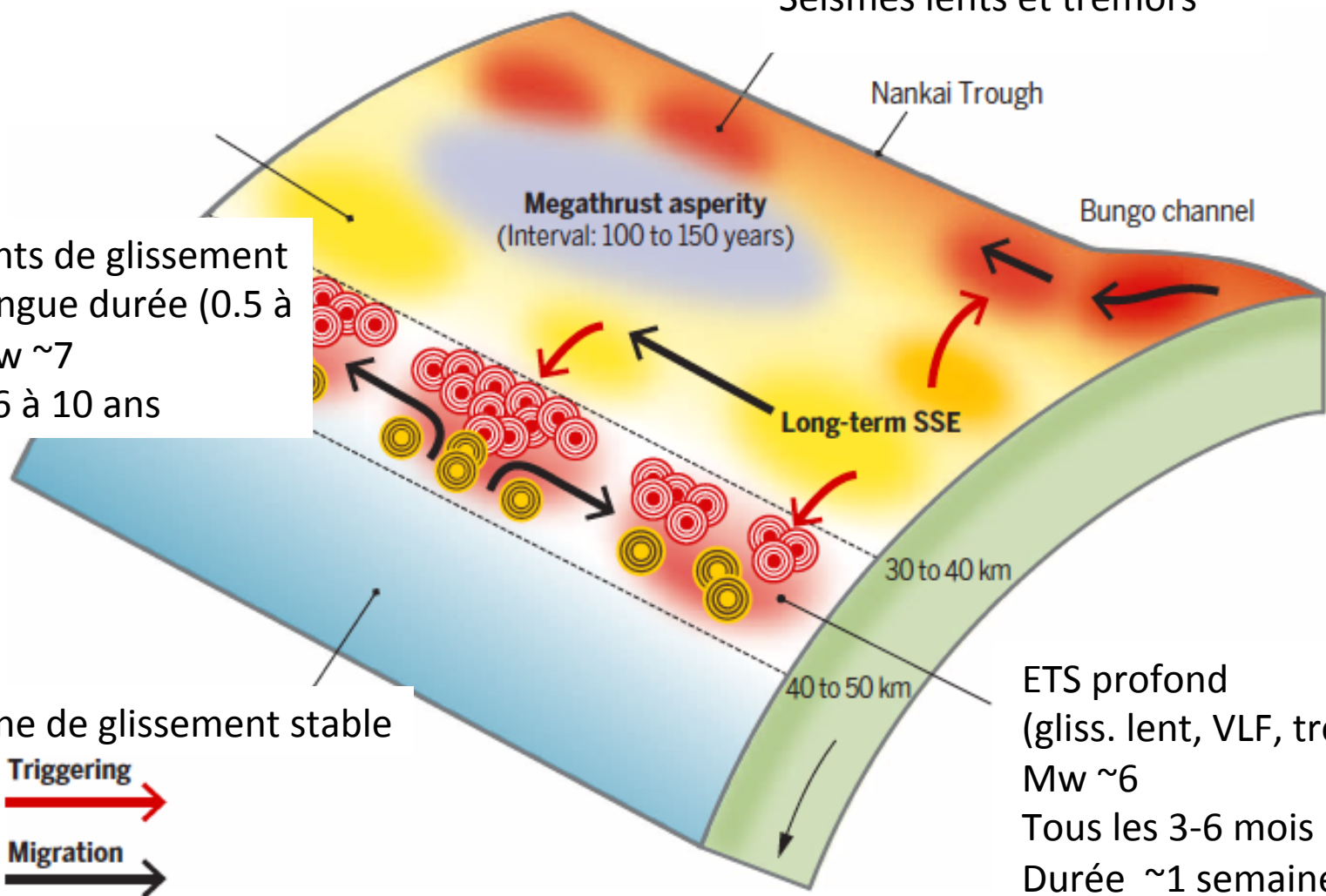
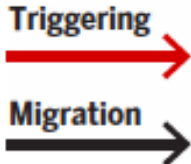
Nous n'avons pas parlé de....

- Autres observations liées au cycle sismique:
 - Trémors non volcaniques
 - glissements lents
 - Séismes de très basse fréquence (VLF)
- Mécanique de la rupture
 - Expérimentale et théorique

Séismes lents et trémors

Evènements de glissement lent de longue durée (0.5 à 5 ans); Mw ~7
Tous les 6 à 10 ans

Zone de glissement stable



ETS profond
(gliss. lent, VLF, tremor)
Mw ~6
Tous les 3-6 mois
Durée ~1 semaine



COLLÈGE
DE FRANCE
— 1530 —

CHAIRE DE PHYSIQUE DE L'INTÉRIEUR DE LA TERRE

Année académique 2017-2018

Pr Barbara ROMANOWICZ

Great Earthquakes: Observations and modeling

Colloque en anglais - Workshop in English
organisé avec Yann Klinger, IPG de Paris

Jeudi 30 novembre et vendredi 1^{er} décembre 2017

Amphithéâtre Maurice Halbwachs

11, place Marcelin-Berthelot, 75005 Paris

<http://www.college-de-france.fr/site/en-barbara-romanowicz/Workshop-Registration.htm>

Entrée libre – enregistrement souhaité