



UNIVERSITE DE NICE - SOPHIA ANTIPOLIS - UFR SCIENCES
Ecole doctorale Sciences Fondamentales et appliquées



Soutenance de l'Habilitation à Diriger des Recherches

**Caractérisation de la source sismique :
depuis les études globales
jusqu'aux analyses détaillées du
processus de rupture**

Martin VALLEE

Valbonne, le 7 juin 2012

Parcours professionnel

- **Depuis 2005** : Chargé de Recherche à l'IRD, au laboratoire Geoazur, Nice
- **2004** : Postdoctorat à l'Université de Naples
- **2003** : Postdoctorat au LDG/CEA, Paris
- **1999-2002** : Thèse de doctorat au LGIT, Grenoble

Publications

- 17** publications dans des revues internationales dont :
- **8** en 1^{er} auteur
 - **6** en 2^{ème} ou 3^{ème} auteur

Encadrement et enseignement

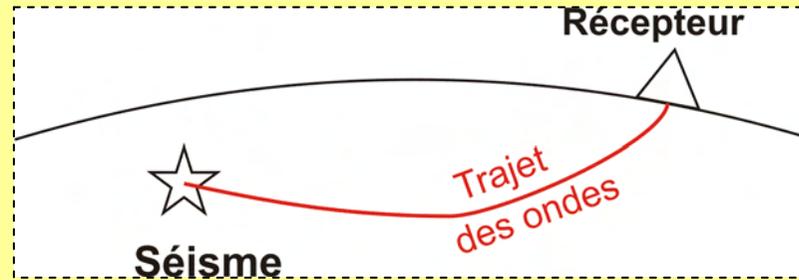
- 1 Post-doctorant
- 2 co-encadrements de thèse
- 5 étudiants de niveau master

1 à 3 cours de sismologie par an (15-20h en moyenne) dispensés à l'Université de Nice, en Equateur ou au Pérou

Projets et animation scientifique

- *Responsable de la sismologie du projet Andes du Nord (2007-2011)*
- *Implications dans plusieurs projets nationaux ou européens visant à améliorer notre connaissance des séismes majeurs*
- *Membre du groupe de sismologie (2007-2009)*
- *Membre du comité scientifique Geoscope depuis 2008*

Cadre Général



Modéliser ou s'affranchir des effets dus au trajet des ondes pour mieux décrire et comprendre les séismes

I

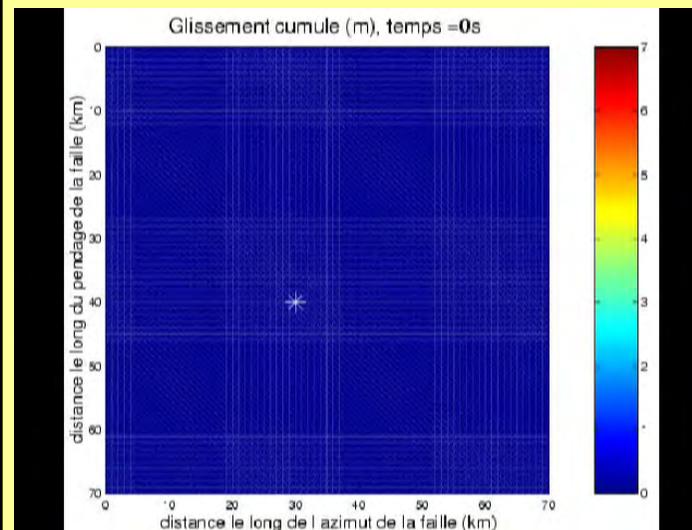
Rechercher de méthodes capables de déterminer les **caractéristiques globales des séismes** (magnitude, mécanisme, durée d'émission des ondes...).

Cela de manière aussi rapide et exhaustive que possible

Utilisation des données du réseau mondial

II

Déterminer comment **la rupture se développe** sur la faille sismique (vitesse de rupture)



III

Documenter les séismes pour les **relier aux autres phénomènes de déformation terrestre** (mouvements lents en particulier).

Etude spécifique des déformations sismiques et aismiques dans le cadre de la subduction en Equateur (Amérique du Sud)

PLAN DE L'EXPOSE

I) Les caractéristiques principales des séismes, vues par les données lointaines

- I.1) Le réseau sismologique mondial
- I.2) Les approches par fonction de Green empirique
- I.3) L'analyse systématique et rapide des forts séismes par la méthode SCARDEC

II) Les observations plus proches des séismes, et leur potentiel à imager le détail du processus de rupture

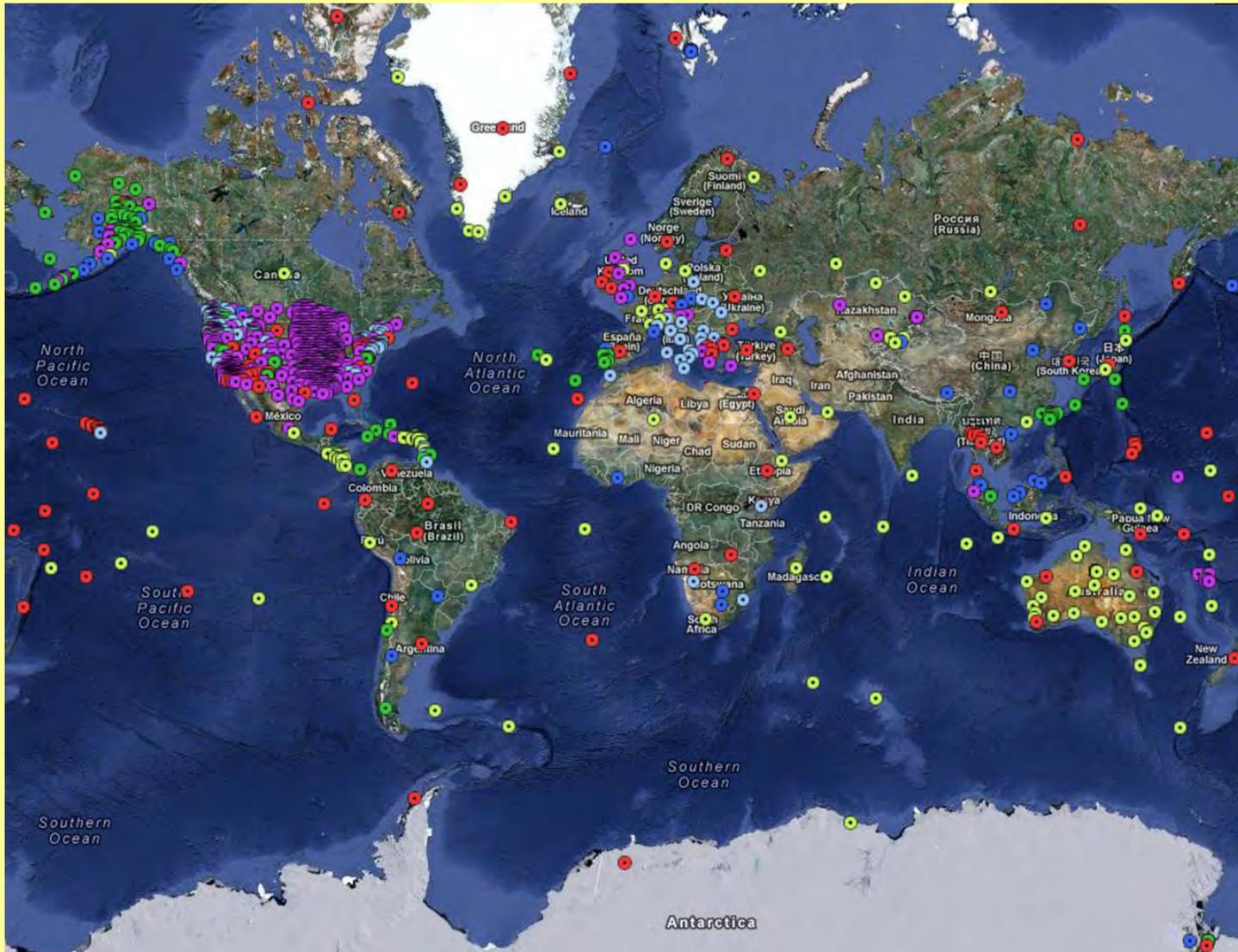
- II.1) Introduction
- II.2) Observation des vitesses de rupture intersoniques
- II.3) Les ondes de Mach associées au régime intersonique

III) L'observation semi-permanente de la zone de subduction d'Equateur

- III.1) le Projet « ADN », ses objectifs et son fonctionnement
- III.2) Séisme lent et sismicité associée

I) Les caractéristiques principales des séismes, vues par les données lointaines

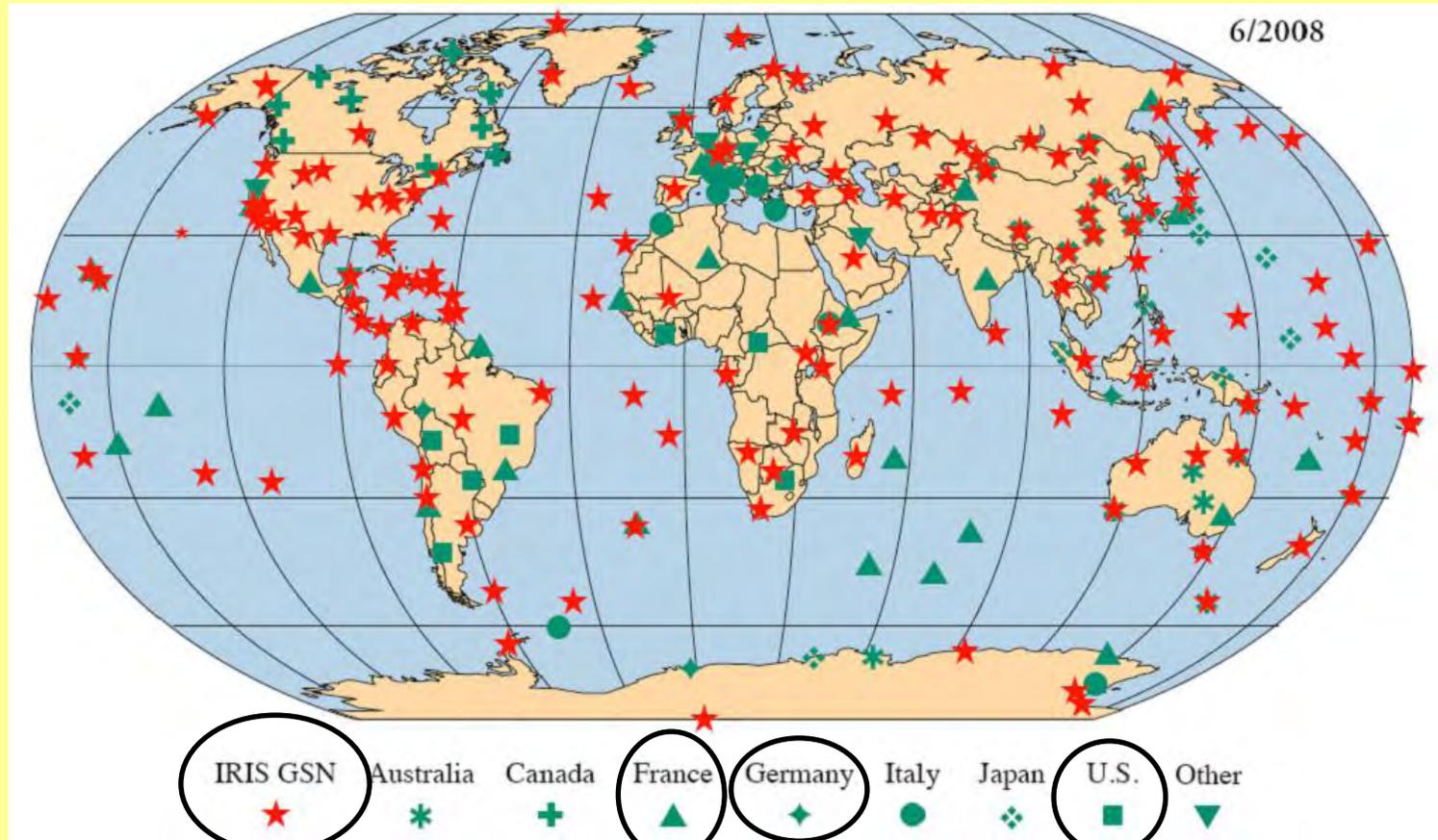
I.1) Le réseau sismologique mondial



Données large-bande accessibles en temps réel sur le serveur de données d'IRIS en 2012 (environ 1200 stations)

De nombreux types d'étude à l'échelle globale réclament une **couverture** des stations la plus **homogène** possible, avec des stations de la **meilleure qualité possible** (bruit, signal très large-bande, métadonnées stables et vérifiées régulièrement).

La Fédération de réseaux FDSN (ci-contre) correspond à ces critères

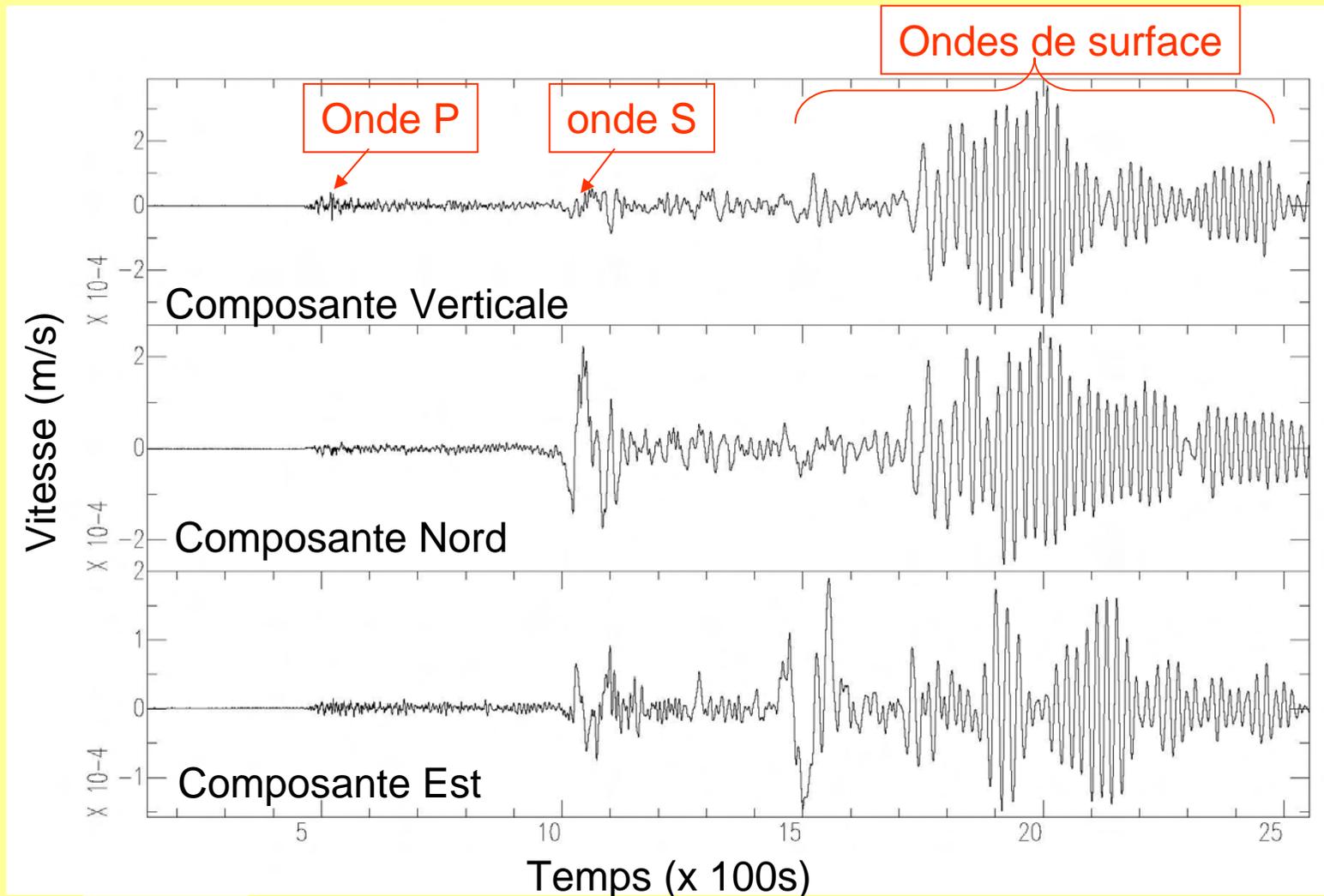


Réseaux II, IU, IC
~120 stations

Réseau Géoscope (G)
~30 stations

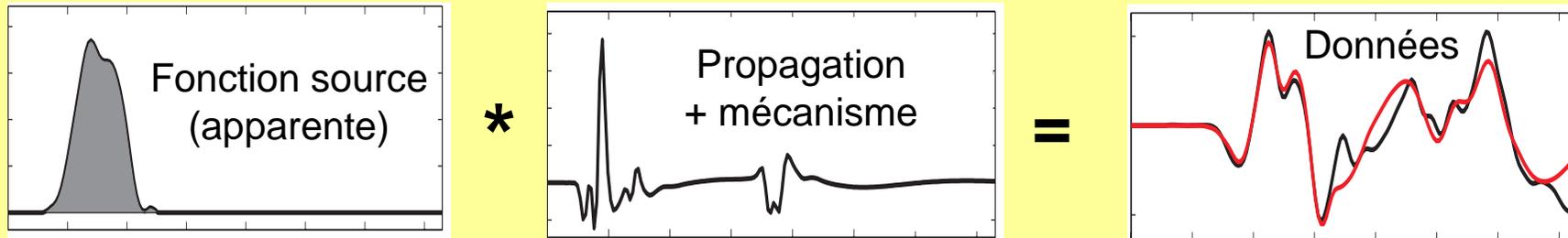
Les stations de la FDSN présentent aussi souvent l'avantage d'une longue durée d'observation (utile pour comparer un séisme actuel avec un séisme passé)

Exemple de données lointaines (téléseismiques) :
Ondes générées par le séisme d'Hokkaido (2003), enregistrées en Nouvelle Calédonie (station NOUC, Géoscope) à environ 7500km.



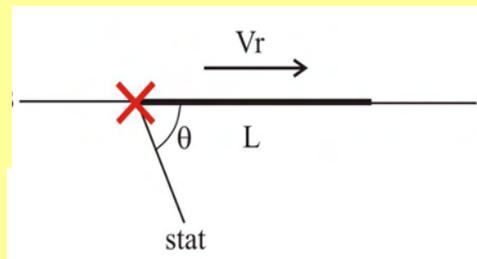
Les ondes P et S (ondes de volume) ainsi que les ondes de surface peuvent être utilisées pour extraire les caractéristiques de la source sismique

Un **train d'ondes vu à une station sismique** est le résultat de la **convolution** entre le signal émis à la **source** et la fonction de transfert (**propagation+mécanisme**) de la Terre



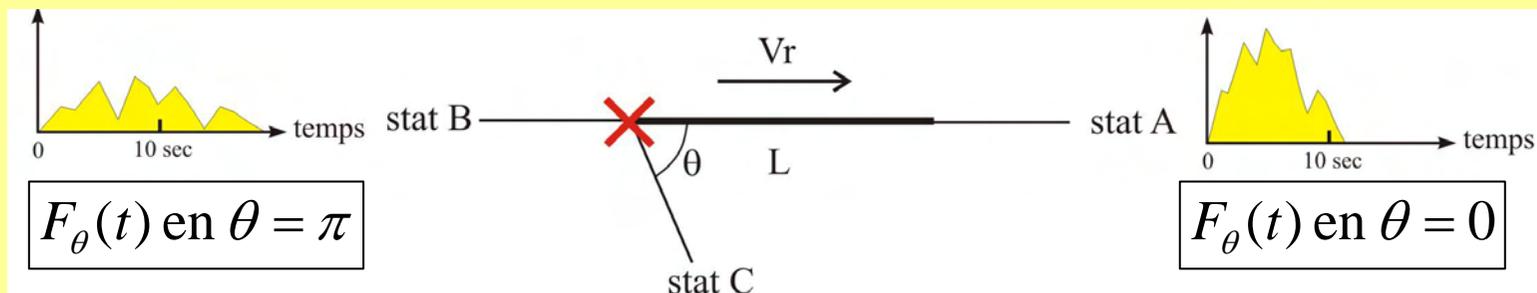
De manière générale, la fonction source est l'intégrale spatiale (sur la faille) de l'histoire de la vitesse de glissement Δu de chaque point de la faille.

Dans le cas d'un fort séisme (grande faille), la fonction source est apparente car dépendante de la position du point d'observation. Dans le cas simple d'une rupture unilatérale à vitesse de rupture v_r sur une faille de longueur L :



$$F_{\theta}(t) = \mu W \int_0^L \dot{\Delta u}(x, t - x/v_r + x \cos \theta / c) dx$$

μ, W, c sont la rigidité, largeur de la faille, et vitesse de propagation des ondes



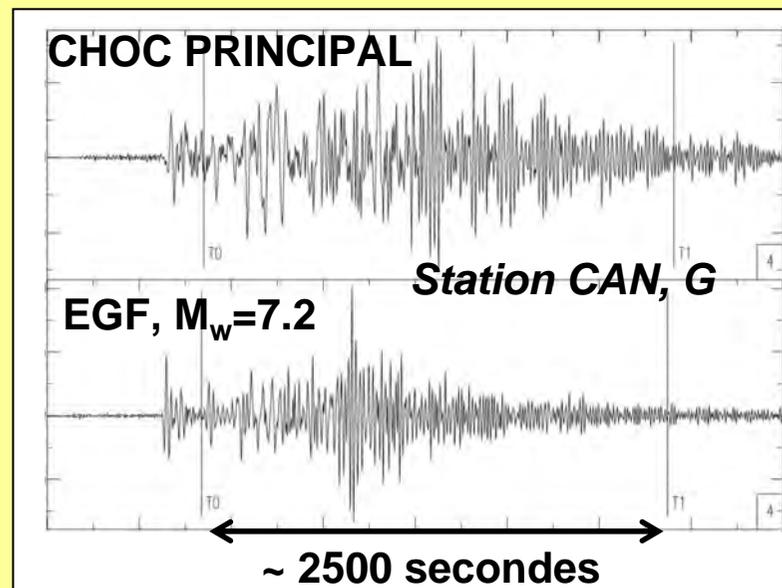
I.2) Les approches par fonction de Green empirique

- L'analyse des fonctions source apparentes dans différents azimuts apporte des informations sur le processus de source
- Ces fonctions source sont accessibles en déconvoluant les données par la fonction de transfert
- Cette fonction de transfert peut être empiriquement fournie par un petit séisme (précurseur, réplique) similaire au séisme d'étude



Principe des approches par EGF

Séisme de Sumatra (26/12/2004, $M_w=9.1$)



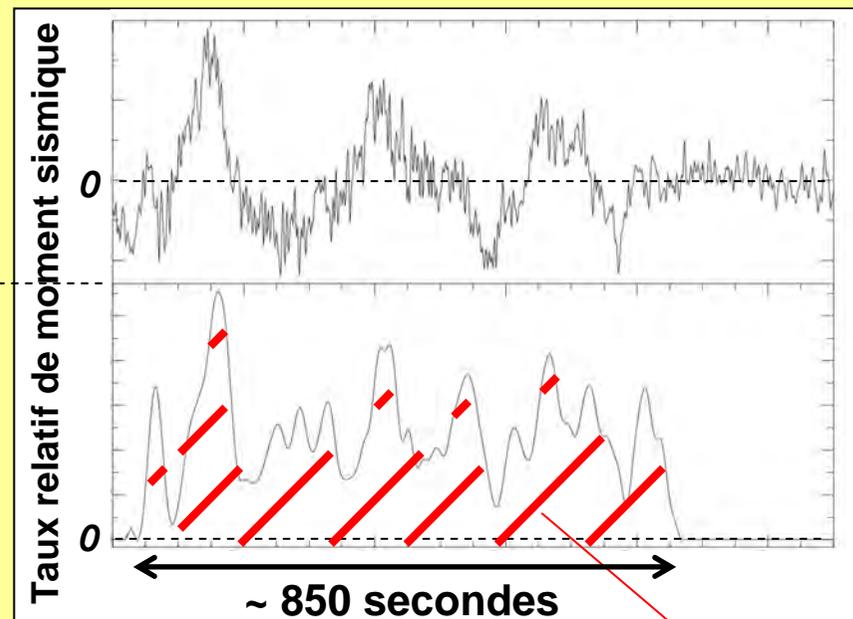
DECONVOLUTION des ondes de surface

Déconvolution classique (division spectrale, avec ou sans « waterlevel »):

- Présence de caractéristiques non physiques

Deconvolution utilisant des contraintes physiques sur la fonction source (Vallée, 2004):

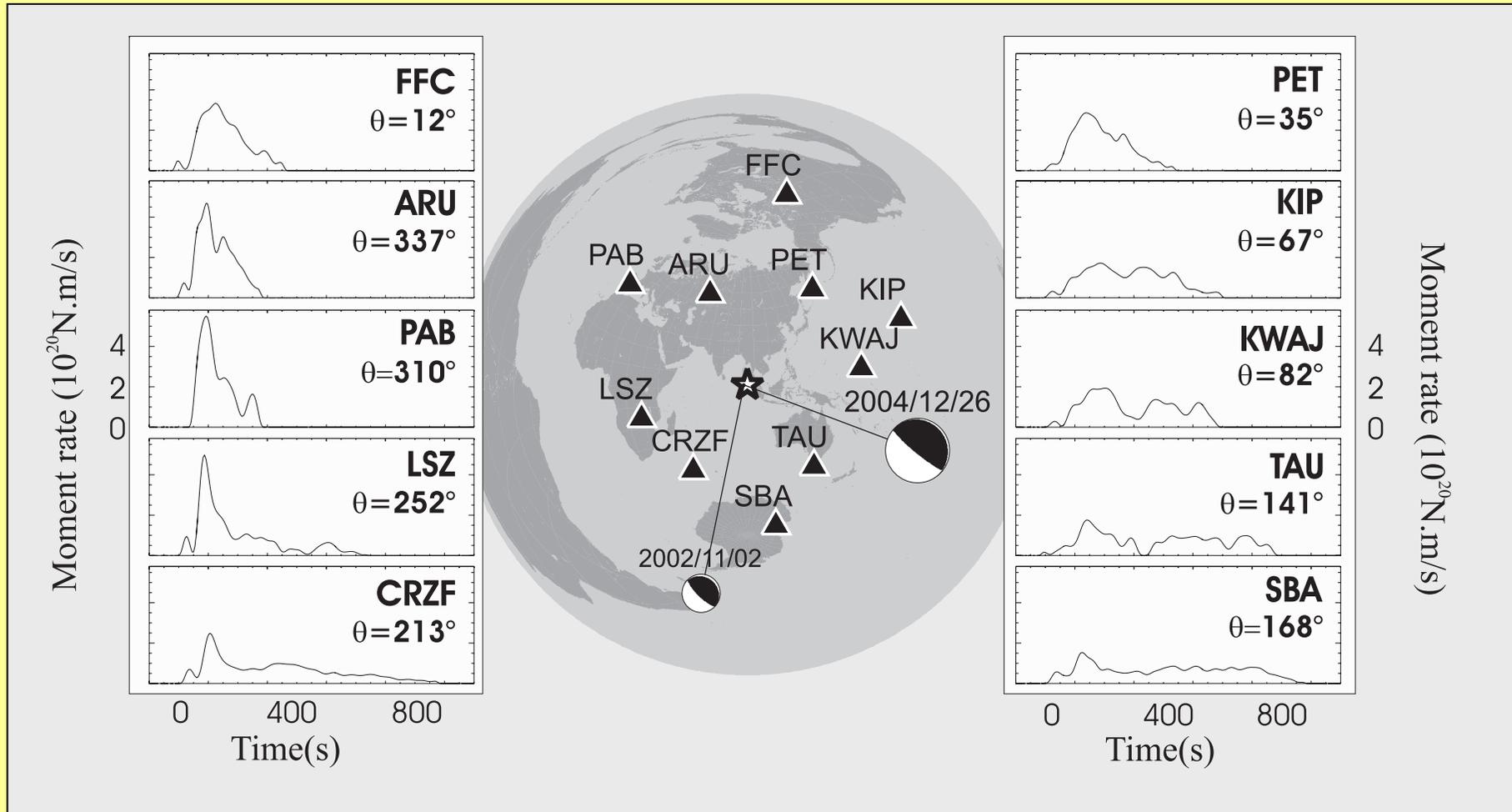
- positivité
- causalité
- durée bornée
- respect du moment sismique relatif entre le choc principal et l'EGF



M_{Main}/M_{EGF}

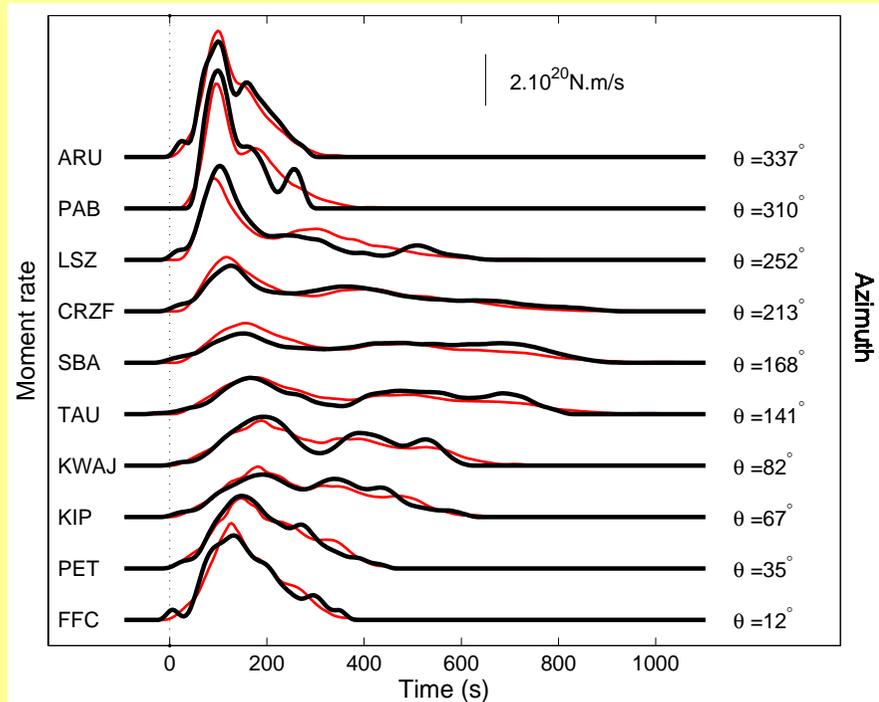
Séisme de Sumatra 2004

Evolution des fonctions source apparentes avec l'azimut d'observation : les durées des fonctions source varient de 300s à 900s



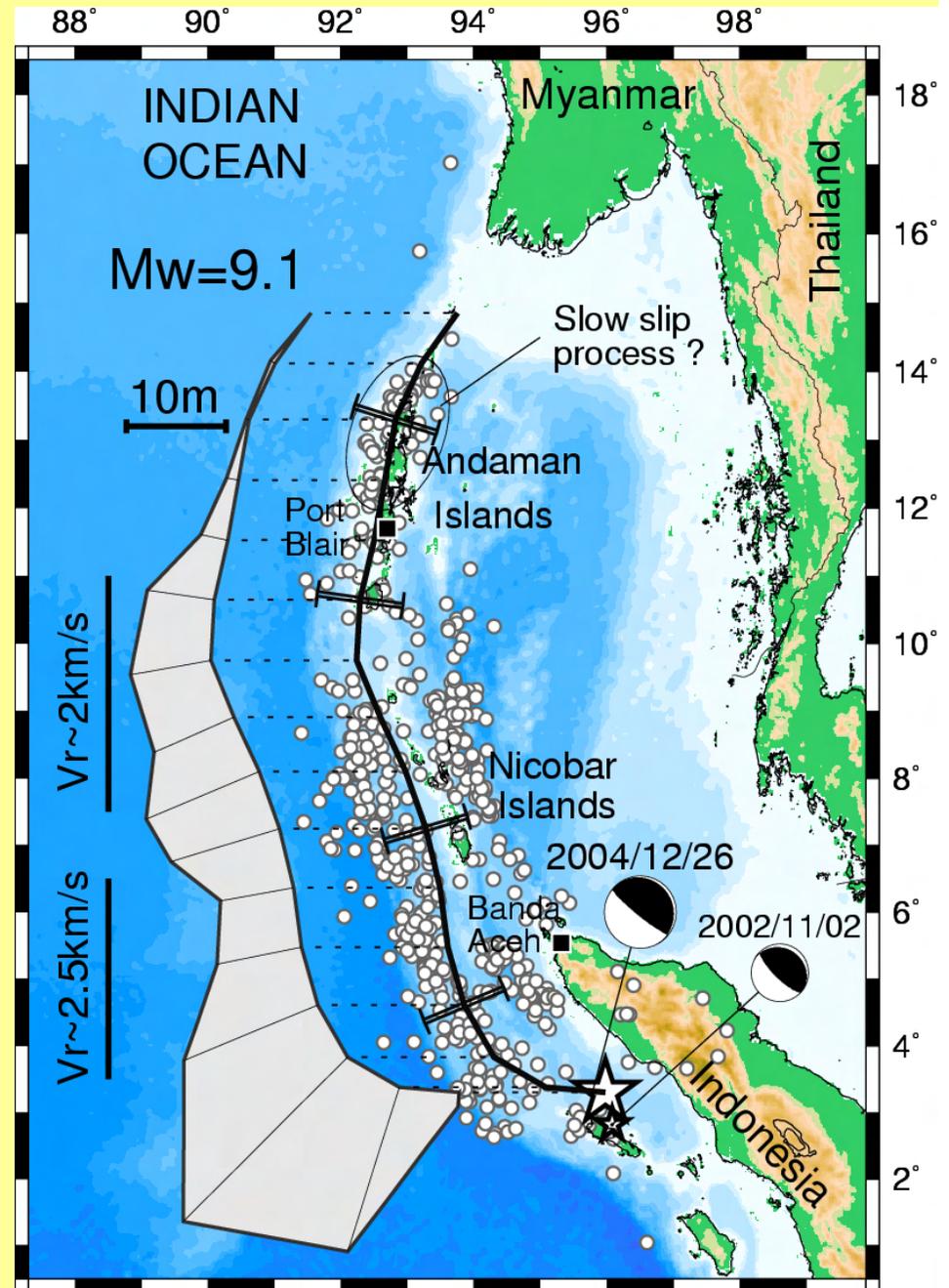
Le séisme a duré plus de 500s et s'est propagé dans la direction Nord-Nord-Ouest sur une très grande distance. Ces éléments étaient controversés dans les semaines qui ont suivi le séisme

Estimation plus quantitative du processus de source par inversion des fonctions source apparentes



Noir: observations ; Rouge: synthétiques

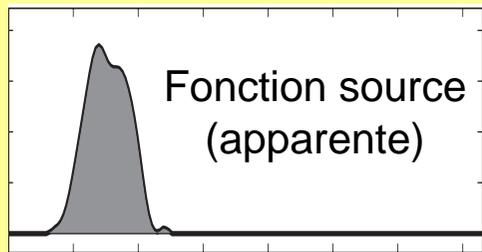
La rupture s'est propagée depuis le Nord de l'île de Sumatra jusqu'aux Iles Andaman. Le glissement et la vitesse de rupture sont plus forts dans la partie Sud de la rupture.



I.3) L'analyse systématique et rapide des forts séismes par la méthode SCARDEC

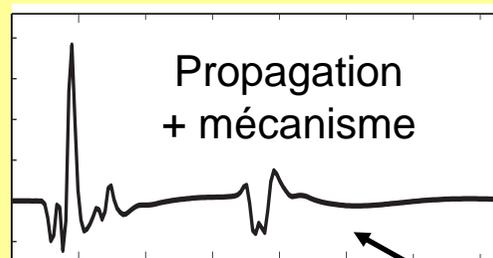
- **Limitations** des méthodes par EGF :
 - **Exhaustivité** (L'EGF doit exister)
 - **Rapidité** (sélection de l'EGF)

➔ Pour les **ondes de volume**, nous pouvons utiliser une modélisation numérique simple de la fonction de transfert (par la théorie des rais)

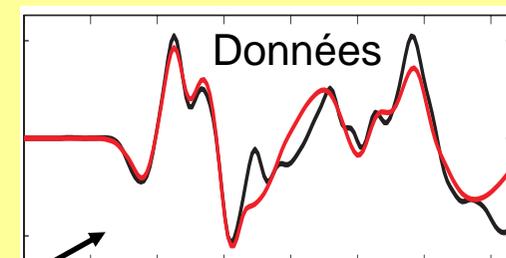


Cette fonction est inconnue dans son détail, mais pour être **physique**, elle doit être: **positive, causale, à durée bornée, et d'aire constante.**

*



=



SCARDEC: optimiser les valeurs de mécanisme (et de profondeur) du séisme, de telle manière que des fonctions sources physiques permettent d'expliquer les données à toutes les stations

Avantages de la méthode SCARDEC :

- Optimisation simultanée du mécanisme, magnitude, mécanisme, et fonctions source apparentes
- Rapidité : ~ 40 minutes
- Exhaustivité
- Capacité à analyser des séismes très forts, grâce à la prise en compte de la complexité des fonctions sources et de leur côté « apparent ».

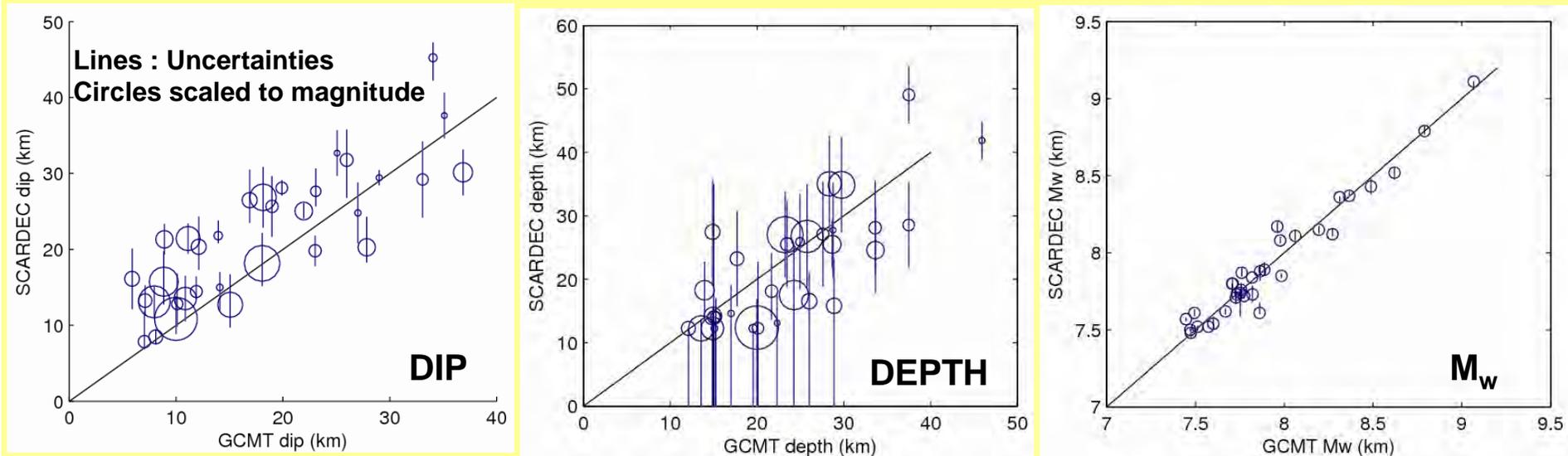
Validations de la méthode SCARDEC

- Cas synthétiques réalistes :

- Analyse de séismes réalistes (faille étendue) simulés dans un modèle de Terre tridimensionnel

- Application aux séismes réels :

- Séismes de subduction interplaques ($M_w > 7.4$, période 1992-2011)
- Comparaison de pendage, profondeur et M_w avec Global CMT



- Bon accord général avec GCMT

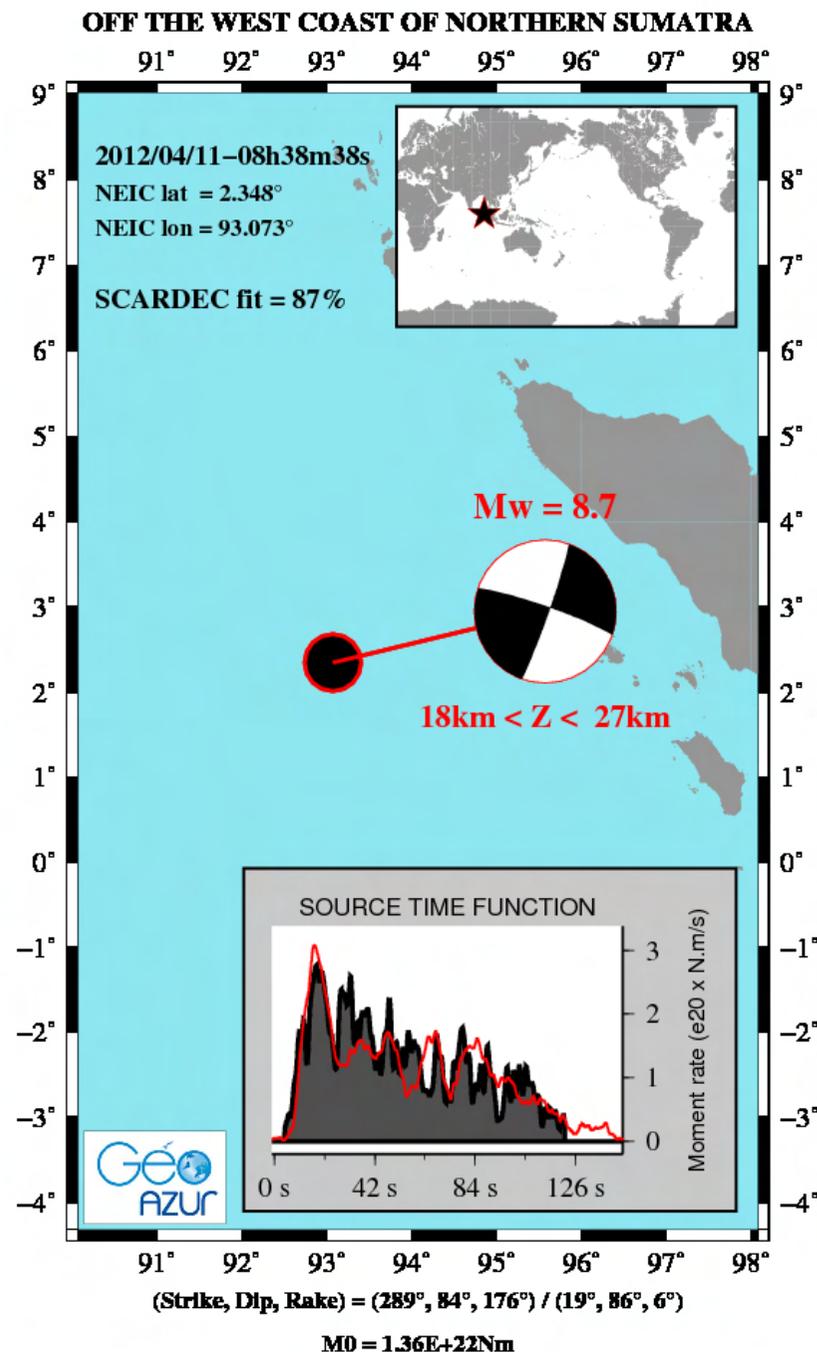
- Tendence à un pendage plus raide associé à une magnitude plus forte (« trade-off » connu pour les forts séismes du catalogue GCMT).

Application en temps quasi-réel :

- Nous utilisons l'alerte USGS pour déclencher la récupération temps-réel des données (protocole seedlink) dans la fenêtre de temps $[T_0, T_0+32 \text{ mn}]$.
- La solution SCARDEC est calculée environ **40 minutes** après T_0 , le temps origine du séisme.
- La solution est diffusée sur le site Web Geoazur (<http://geoazur.oca.eu/SCARDEC>), ainsi qu'au CSEM (www.emsc-csem.org).

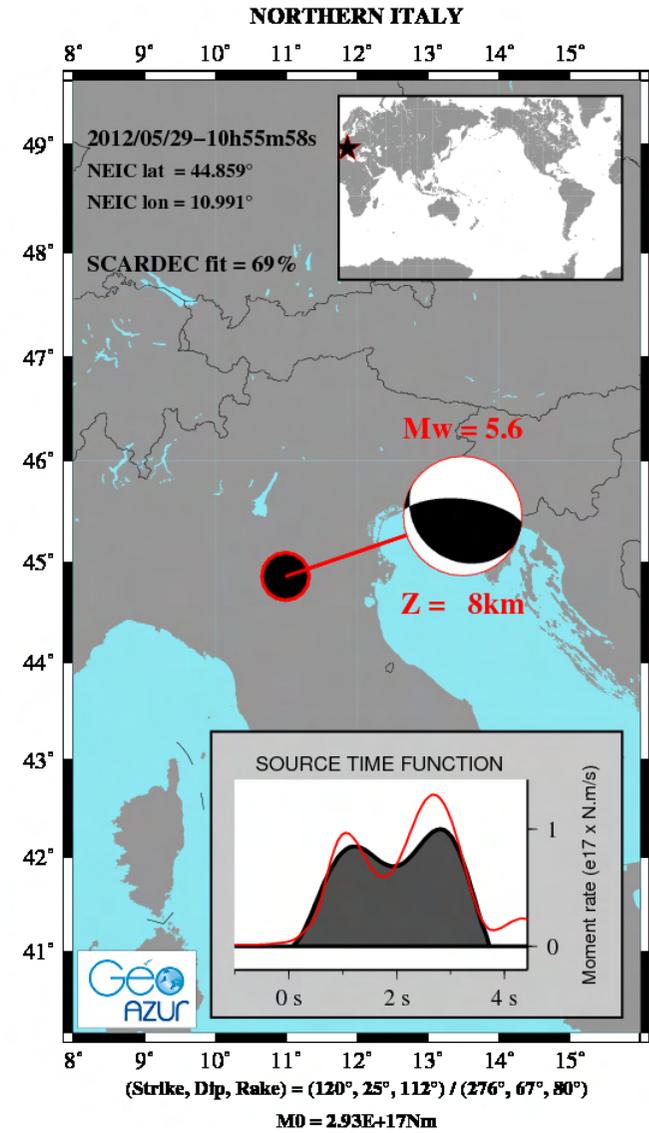
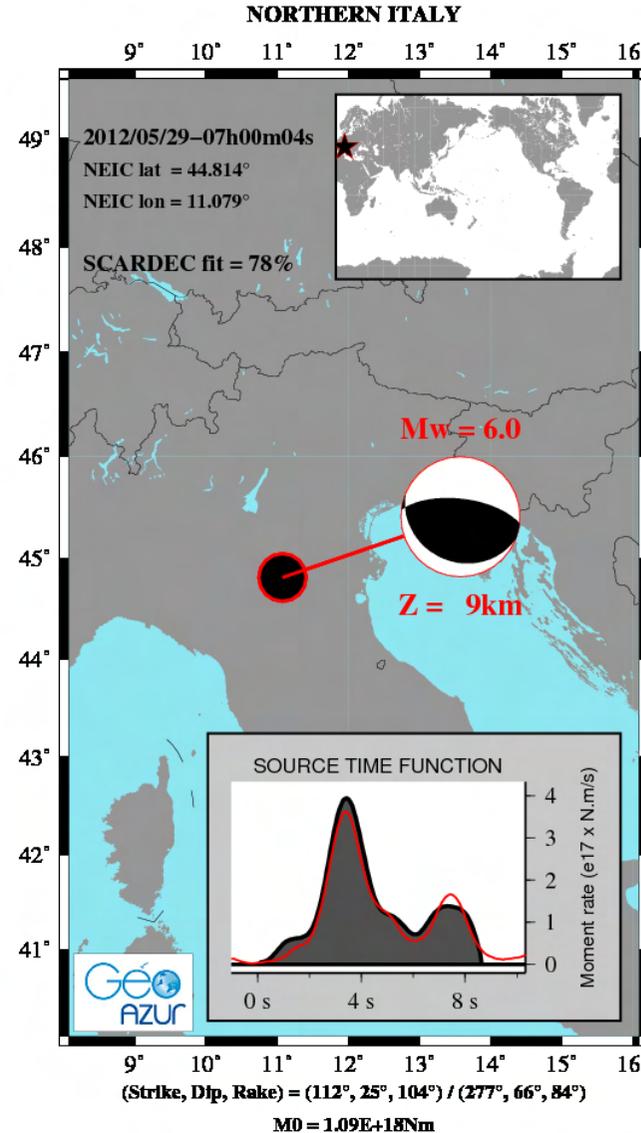
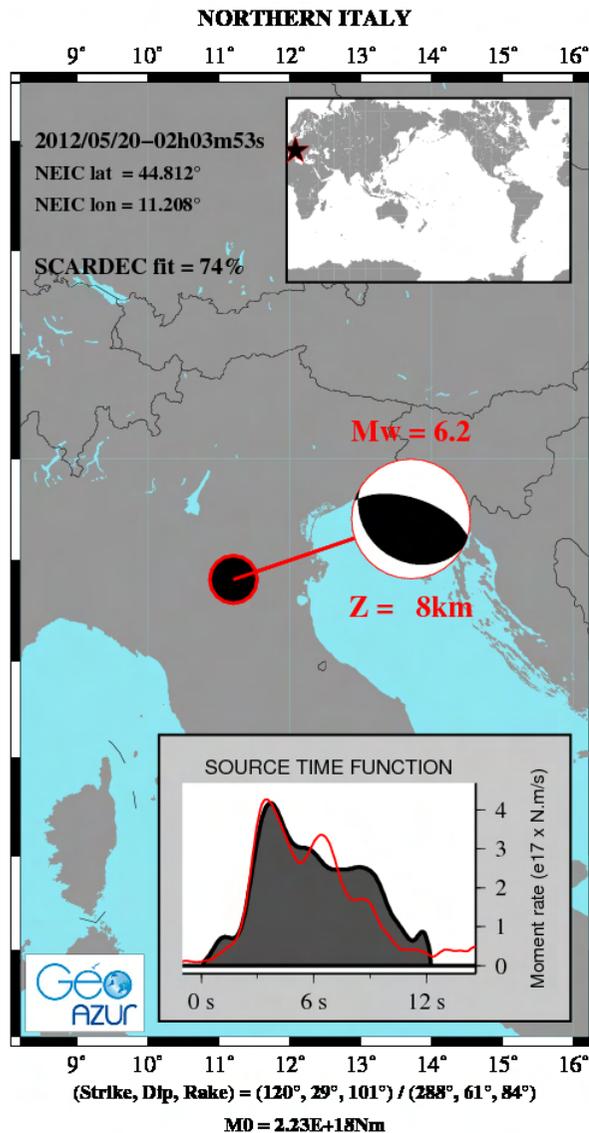
Exemple pour le récent séisme au large de Sumatra (11/04/2012) :

- **Mw = 8.6-8.7**
- **Séisme décrochant**
- **Risque réduit de tsunami**, comparé à un séisme inverse de même magnitude



Autre application récente en temps quasi-réel:

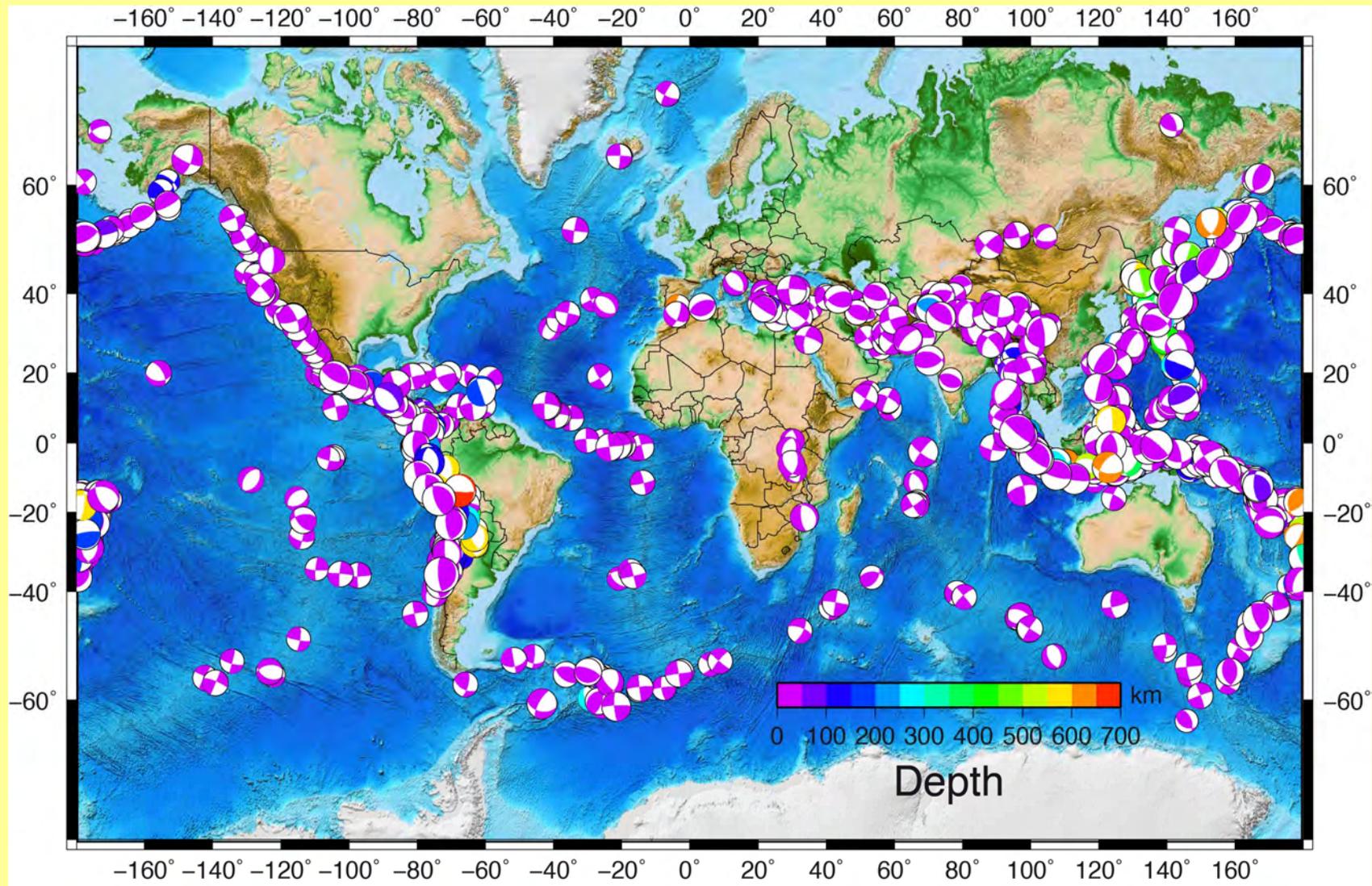
Crise sismique actuelle en Italie du Nord (20 & 29/05/2012)



Perspectives : Analyse systématique des caractéristiques des fonctions source

Analyse SCARDEC des ~ 2400 séismes de $M_w > 6$ dans la période 1992-2011

➡ Extraction de ~ 1700 fonctions source fiables

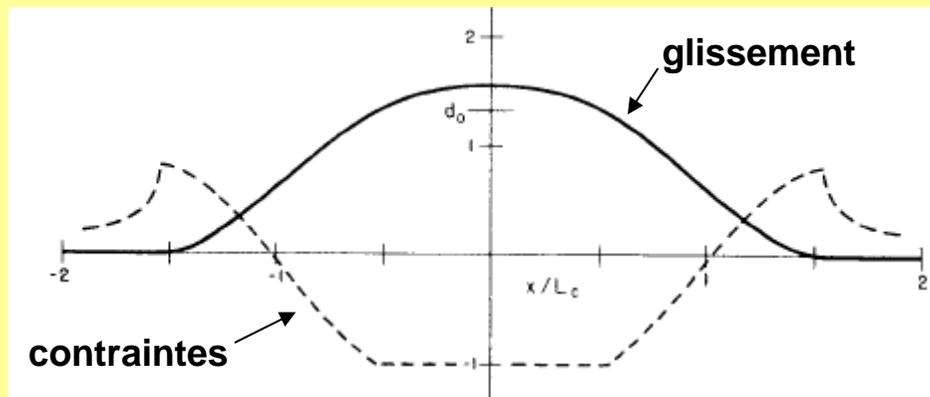


Mécanisme et profondeur des ~ 1700 séismes pour lesquels la fonction source est extraite

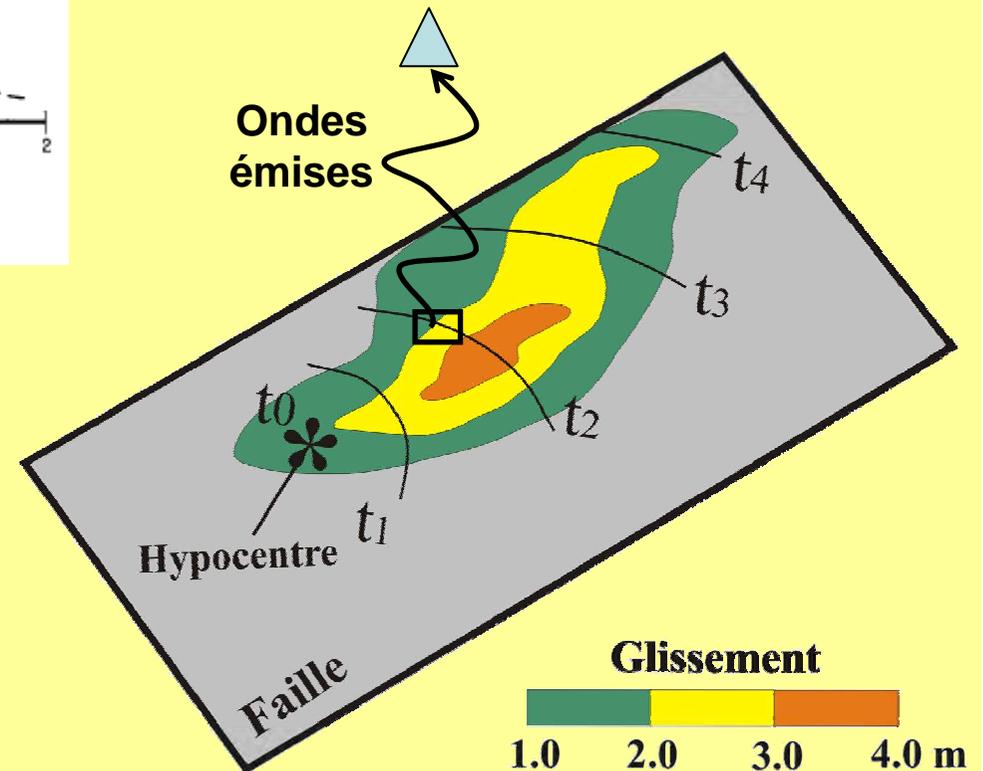
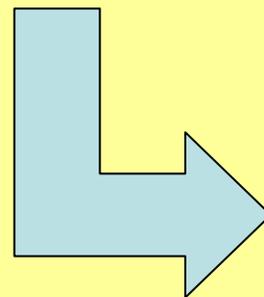
II) Les observations plus proches des séismes, et leur potentiel à imager le détail du processus de rupture

II.1) Introduction

La rupture **se propage** sur le plan de faille suite à l'effet d'entraînement des **contraintes** générées en avant du **front de rupture**

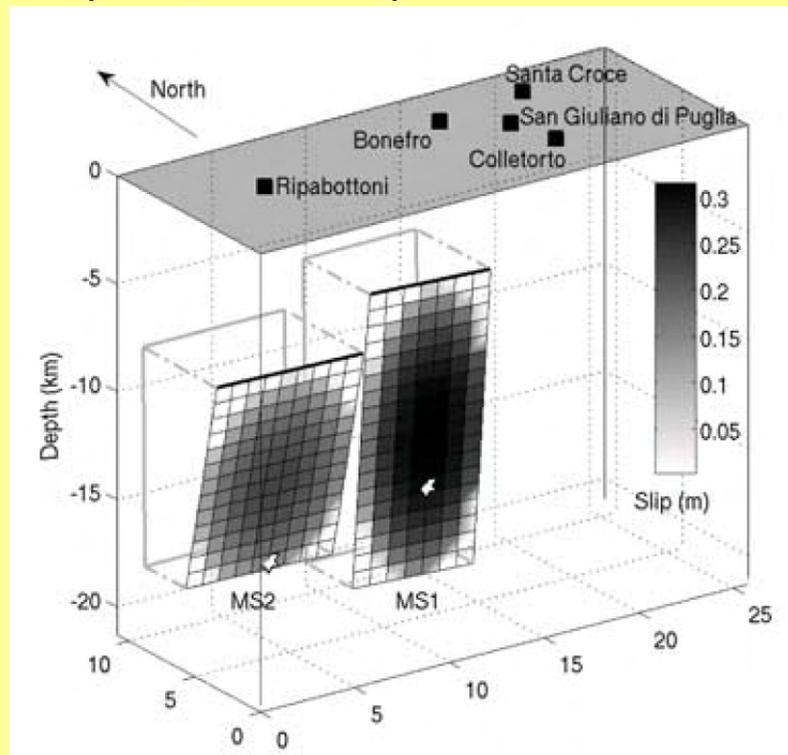


Andrews, 1976

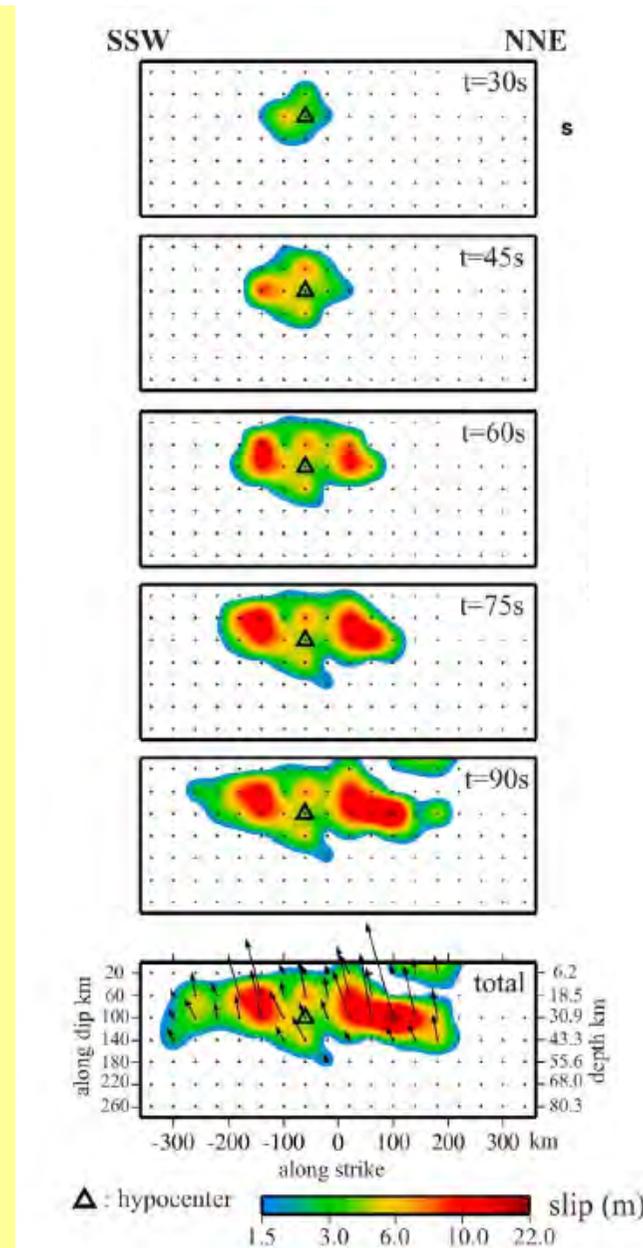


Le lien de **convolution** entre **source, propagation et données** reste valable - dans le cas de données proches - pour un petit élément de faille (**sous-faille**)

Il est ainsi possible, si les données sismologiques sont suffisamment nombreuses ou complétées par d'autres données (géodésiques en particulier), de décrire le processus de rupture sur la faille



Séismes « jumeaux » de Molise (Italie, 2002)
(Vallée and Di Luccio, 2005)



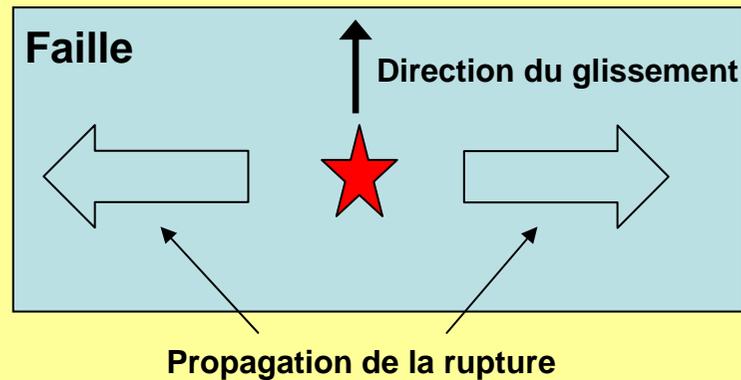
Séisme de Maule
(Chili, 27/02/2010, Mw=8.8)
(Delouis et al., 2010)

II.2) Etude spécifique de la vitesse de rupture

Les contraintes générées en avant du front n'ont pas les mêmes propriétés selon le type de mécanisme du séisme

MODE III (antiplan):

- Séisme normal/inverse
Propagation horizontale de la rupture
- Séisme décrochant
Propagation le long du dip

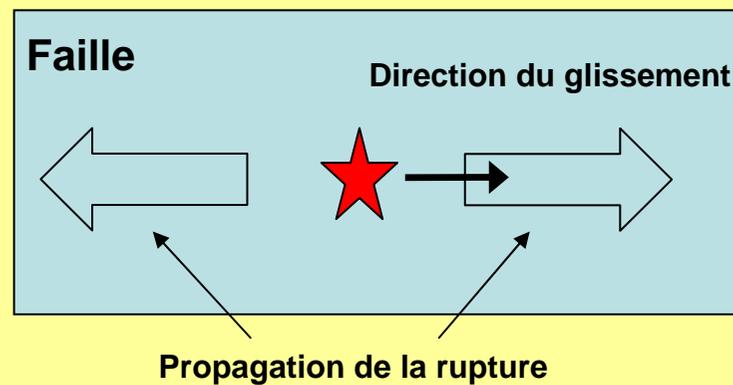


Vitesse de rupture:

$$V_r < V_S$$

MODE II (plan):

- Séisme normal/inverse
Propagation le long du dip
- Séisme décrochant
Propagation horizontale de la rupture



Vitesse de rupture:

$$V_r < V_R$$

ou

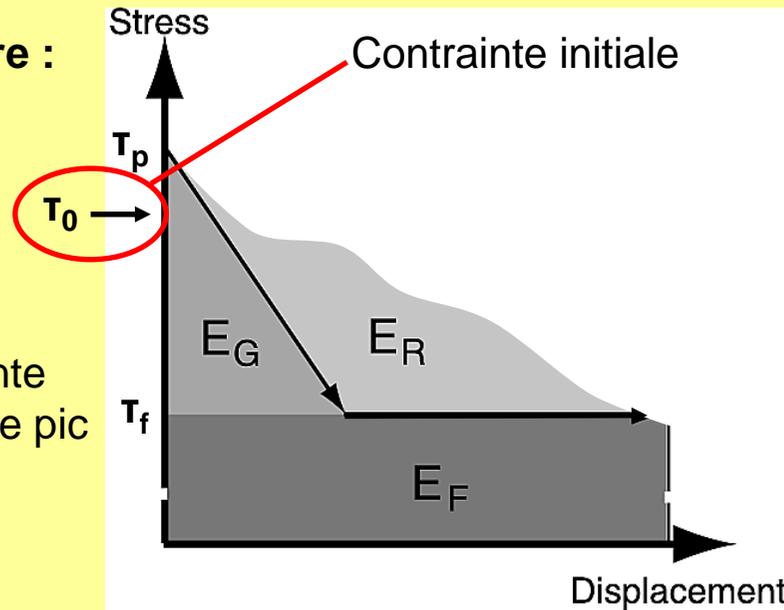
$$V_S < V_r < V_P$$

Promouvoir la rupture :

- Augmenter E_R
 - $(\tau_p - \tau_f)$ ↗
 - E_G ↘

- Approcher la contrainte initiale de la contrainte pic

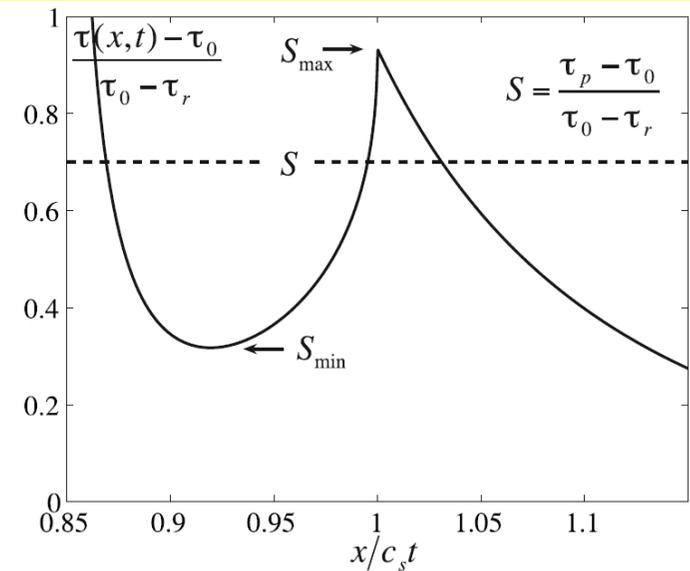
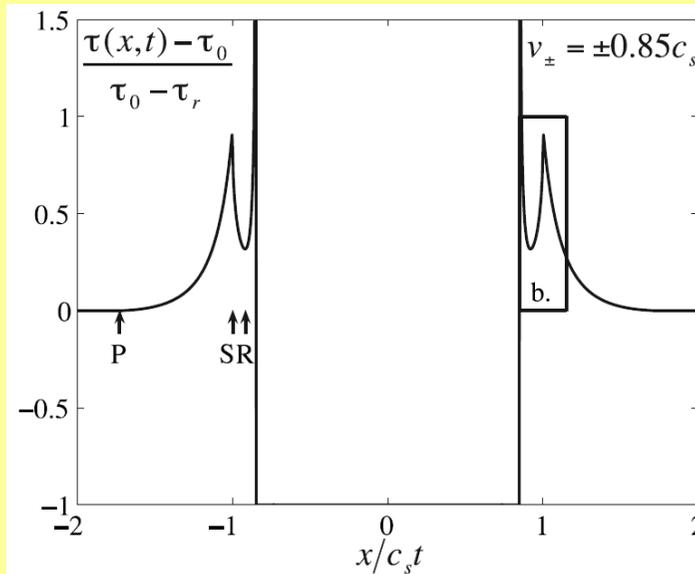
- $(\tau_p - \tau_0)$ ↘



Propriétés simples de chute de friction d'un point de la faille

- E_R : Energie radiée
- E_G : Energie de « fracturation »
- E_F : Energie frictionnelle
- τ_f : Contrainte frictionnelle
- τ_p : Contrainte pic

Dans ces conditions, la résistance de la faille peut être vaincue par les contraintes se propageant à vitesse intersonique

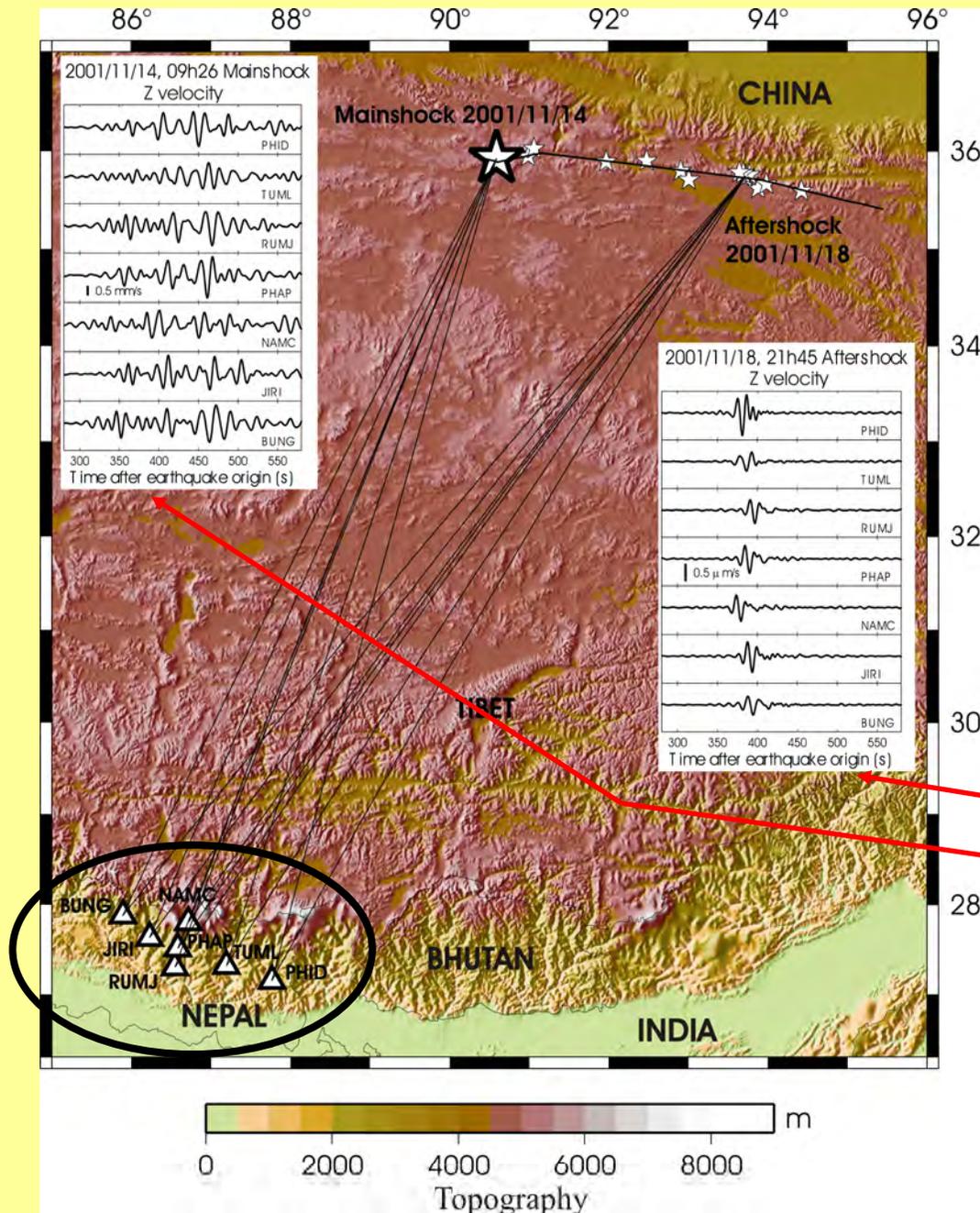


Dans les 10 dernières années, de grands séismes décrochants (Izmit & Duzce, Turquie, 1999; Kokoxili, Tibet, 2001; Denali, Alaska, 2002) ont fourni des données **suggérant fortement que le régime intersonique (« supershear ») existe :**

- Séismes d'Izmit et Duzce (*Bouchon et al., 2001*)
(*temps d'arrivée incohérents avec une rupture subshear*)
- Séisme de Denali (*Ellsworth et al., 2004; Dunham and Archuleta, 2004; Aagaard and Heaton, 2004*)
(*formes des composantes « fault-parallel » et « fault-normal »*)
- **Séisme de Kokoxili** (*Bouchon and Vallée, 2003; Robinson et al., 2006; Vallée et al. 2008; Walker and Shearer 2009, Vallée and Dunham, 2012*)

(*inversion des formes d'onde, à l'échelle régionale et locale, méthodes d'antenne, identification des ondes de Mach*)

Analyse par méthode d'antenne (Vallée et al., 2008)



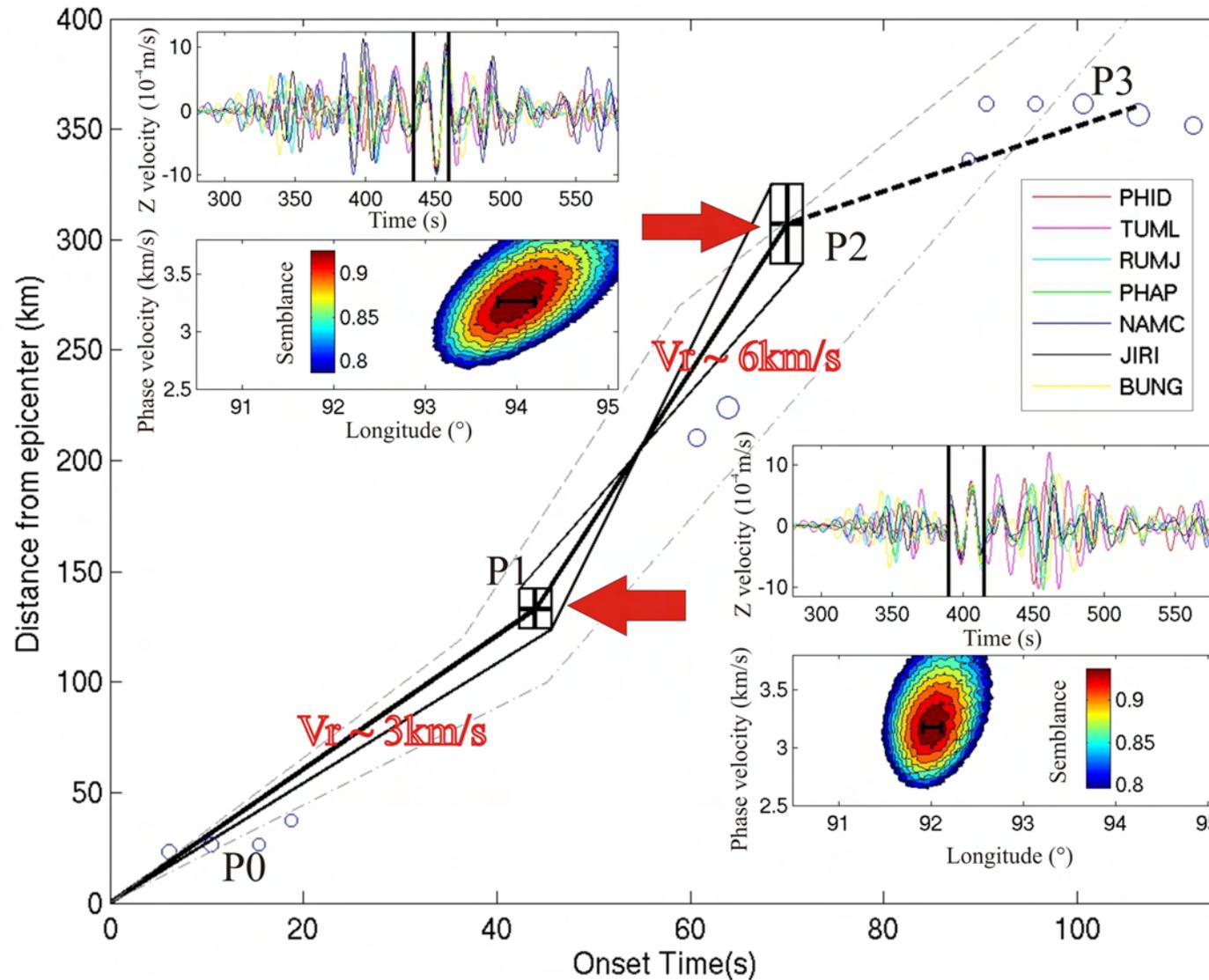
Réseau de capteur large-bande, déployé en 2001-2003 pendant l'expérience HIMNT (Passcal).

Cette expérience était focalisée sur la collision Himalayenne, mais elle a également très bien enregistré le séisme de Kokoxili et ses répliques.

Sismogrammes filtrés dans la gamme de périodes [10-25s].

La plupart des complexités des ondes est due à des propriétés de SOURCE.

Diagramme temps-distance du séisme de Kokoxili.



Le séisme montre un comportement différent avant et après le point P1

Avant P1:

Vitesse de rupture « typique », proche mais plus lente que la vitesse des ondes de Rayleigh

P1-P2:

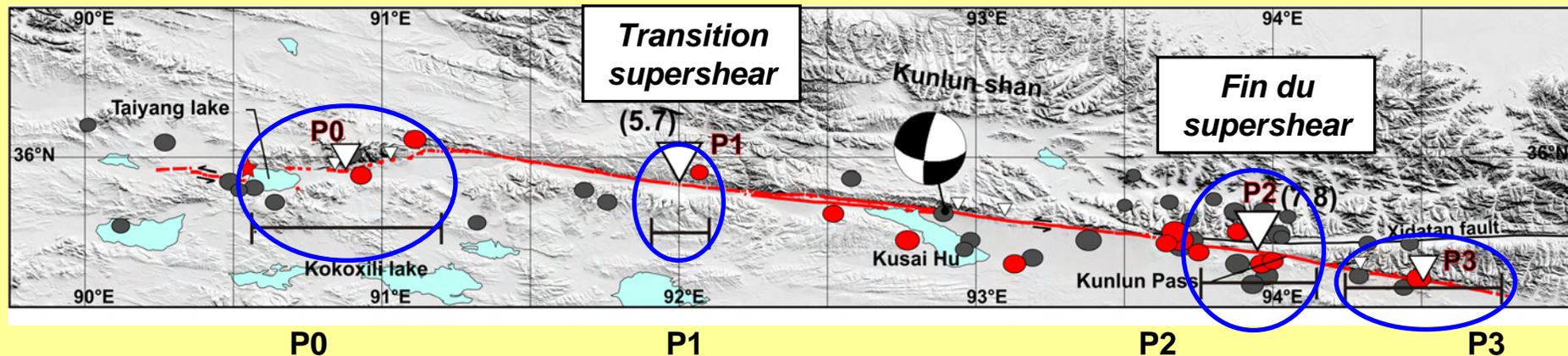
Vitesse de rupture intersonique, proche de la vitesse de l'onde P

(Vallée et al., 2008)

Nous avons également montré que le **changement de la vitesse de rupture est à l'origine des « bouffées » d'énergie** localisées par l'antenne du Népal

➔ Confirmation du rôle important des **sauts de vitesse de rupture pour la génération des mouvements forts.**
(Madariaga, 1977; Campillo, 1983)

Quel est le lieu de ces transitions de vitesse de rupture sur la faille?



P0
Epicentre ou zone en « step-over »

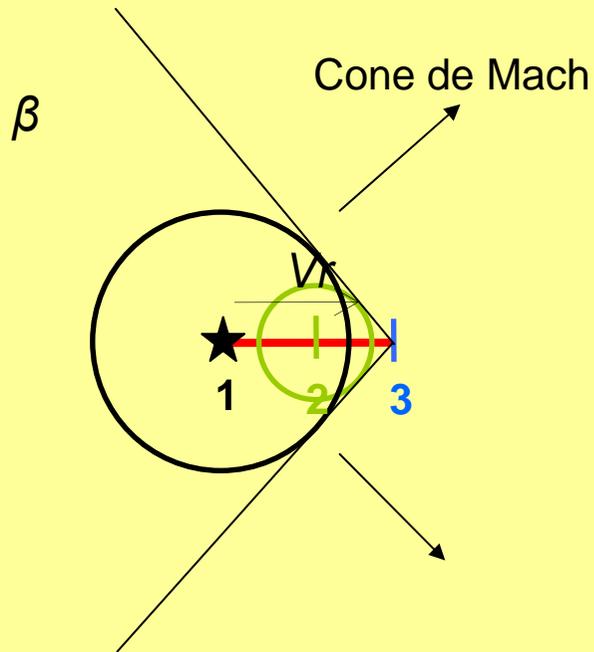
P1
Léger changement d'azimut (6°)

P2
- Discontinuité géométrique majeure : La rupture a quitté la faille de Xidatan et a bifurqué vers le Sud

- Grande densité de répliques

P3
Terminaison de la rupture

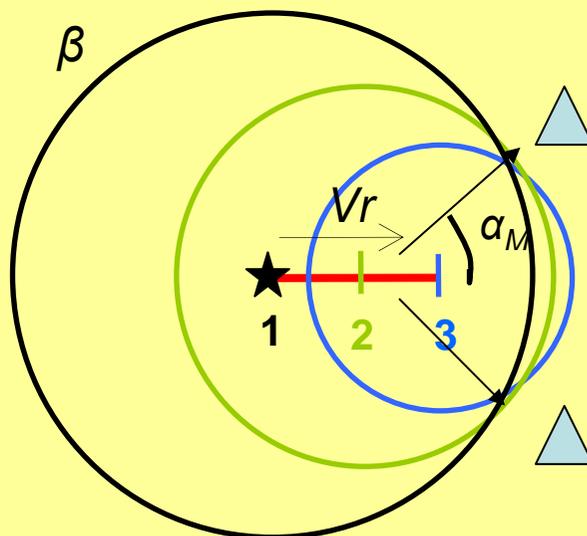
Une conséquence attendue des ruptures supershear : les ondes de Mach



Modèle simple de rupture à vitesse V_r , se propageant du point 1 au point 3, dans un milieu de vitesse des ondes β

A vitesse de rupture V_r supershear ($V_r > \beta$) :

On représente les fronts d'onde générés par ces 3 points, au temps de la fin du séisme



On représente les fronts d'onde générés par ces 3 points, un certain temps après la fin du séisme

Sur le cône de Mach, d'angle $\alpha_M (= \cos^{-1} (\beta / V_r))$, toutes les émissions de la faille arrivent simultanément

➡ Très fortes amplitudes attendues

Idée simple : comparer les formes d'onde du séisme supershear avec celles d'un petit séisme similaire

Si et seulement si on observe le séisme sur le cône de Mach, on a :

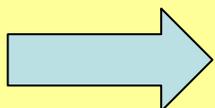
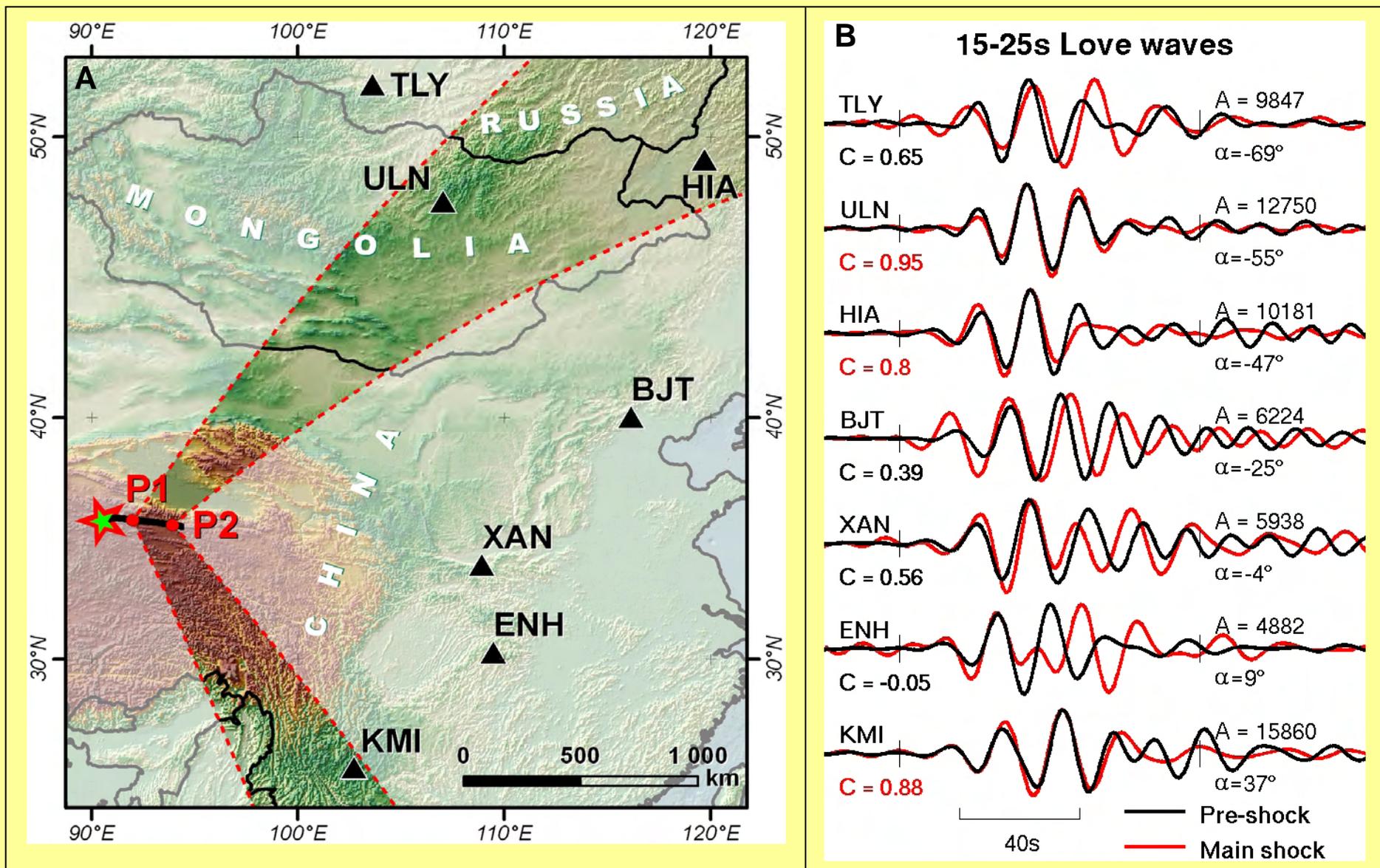
$$U_{\alpha_M}(t) = \frac{M_0}{m_0} u_{\alpha_M}(t)$$

U_{α} : signal du séisme supershear dans la direction α

u_{α} : signal du petit séisme dans la direction α

M_0 : moment sismique du séisme supershear

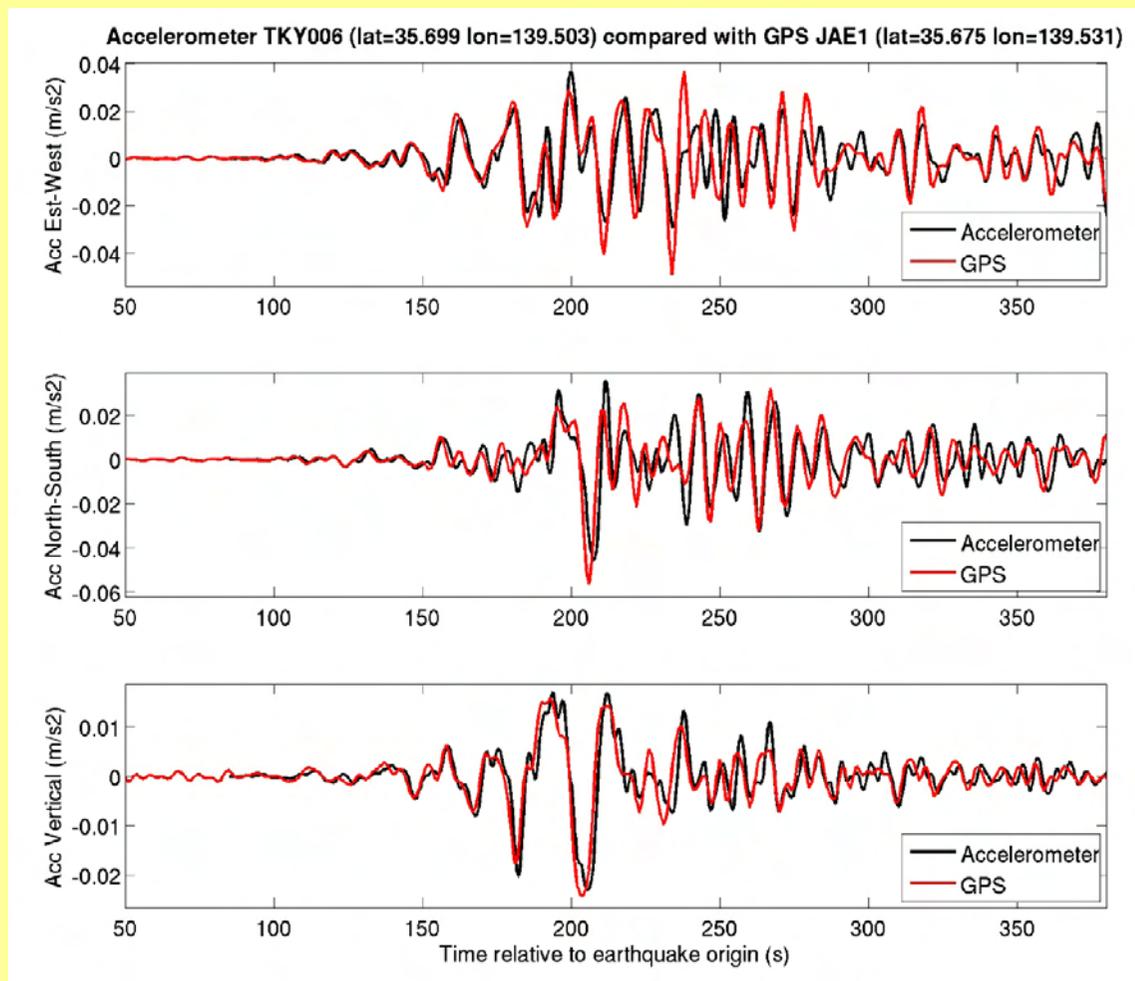
m_0 : moment sismique du petit séisme



Observation des ondes de Mach dans la gamme d'azimut prévue

Les analyses précédentes de la vitesse de rupture ont été faites avec des capteurs sismométriques, enregistrant la vitesse ou l'accélération du mouvement du sol.

Dans les dernières années, l'utilisation des GPS haute-fréquence a augmenté notre capacité d'observation des ondes.



Lorsque le séisme est fort, il peut même être avantageux d'utiliser les GPS plutôt que les accéléromètres (contenu basse-fréquence plus fiable).

Séisme de Tohoku (Japon, 11/03/2011, Mw=9), enregistré à environ 400km de la source

Discussion et perspectives, vitesse de rupture

- Les vitesses de rupture supershear **existent** :

Chute de contrainte importante / Energie de fracture faible / failles proches du seuil de rupture

- Les séismes supershear causent une **amplification de la radiation dans certaines directions (cône de Mach)**

Questions :

Fréquence du comportement supershear ?

Risque associé ?

- Les ondes de Mach pourraient être fortement atténuées aux hautes fréquences (responsables des dégâts)
- Les ondes de Mach ne deviennent dominantes qu'à une certaine distance de la faille
- Le contenu haute-fréquence pourrait être réduit dès son émission à la source

Mécanique précise de la transition ?

**Nécessité
d'observations
très proches de
la faille sismique**

III) L'observation semi-permanente de la zone de subduction d'Equateur

III.1) le Projet « ADN », ses objectifs et son fonctionnement

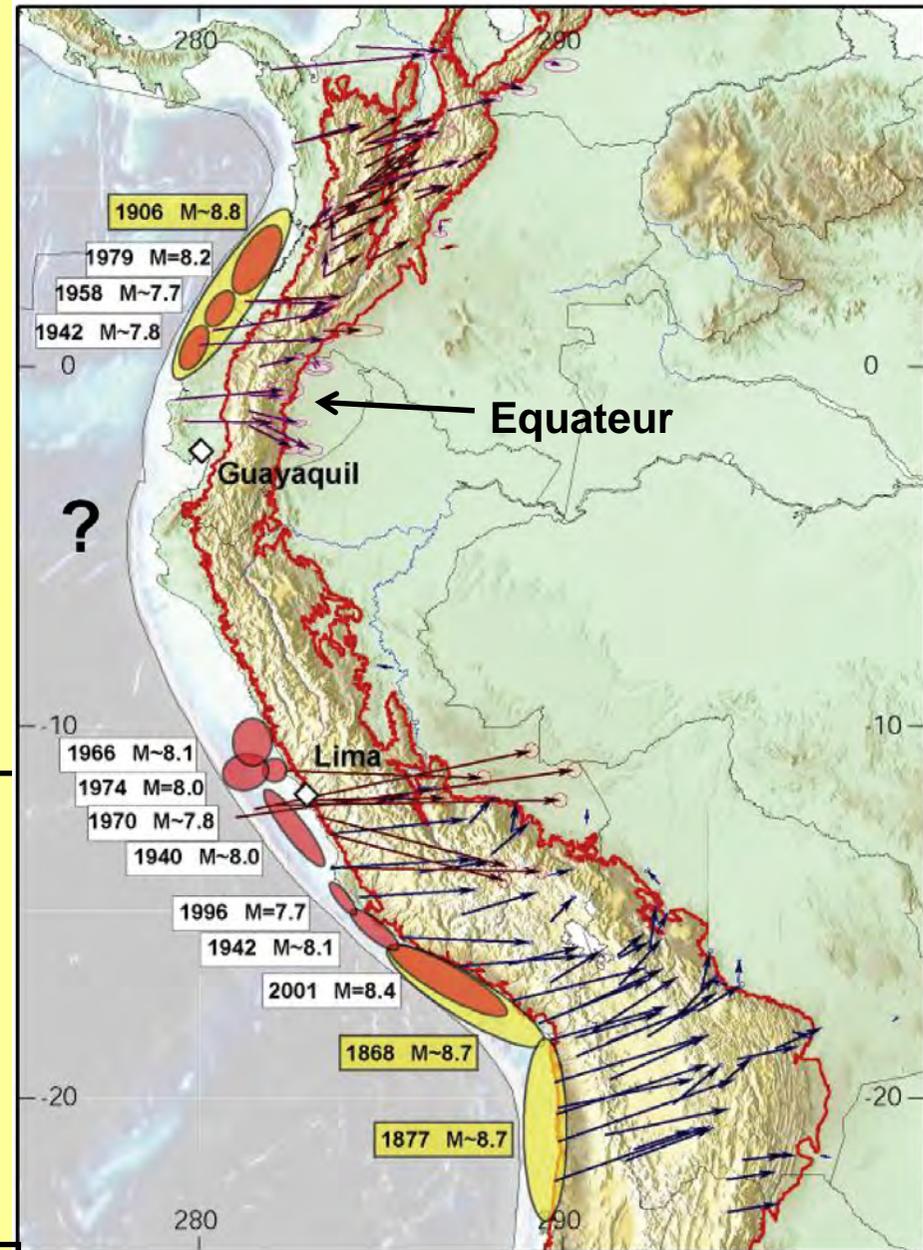
La marge Pérou-Equateur semble avoir un **comportement sismique mixte** :

- Séismes majeurs ($M_w > 7.6$) au Nord et au Sud
- Absence de séismes majeurs connus dans la partie centrale

Laboratoire pour :

- une meilleure connaissance de l'aléa dans la partie centrale
- Les mécanismes intersismiques dans la zone des séismes majeurs

Projet en collaboration avec l'IG-EPN à Quito, soutenu par l'ANR et l'IRD

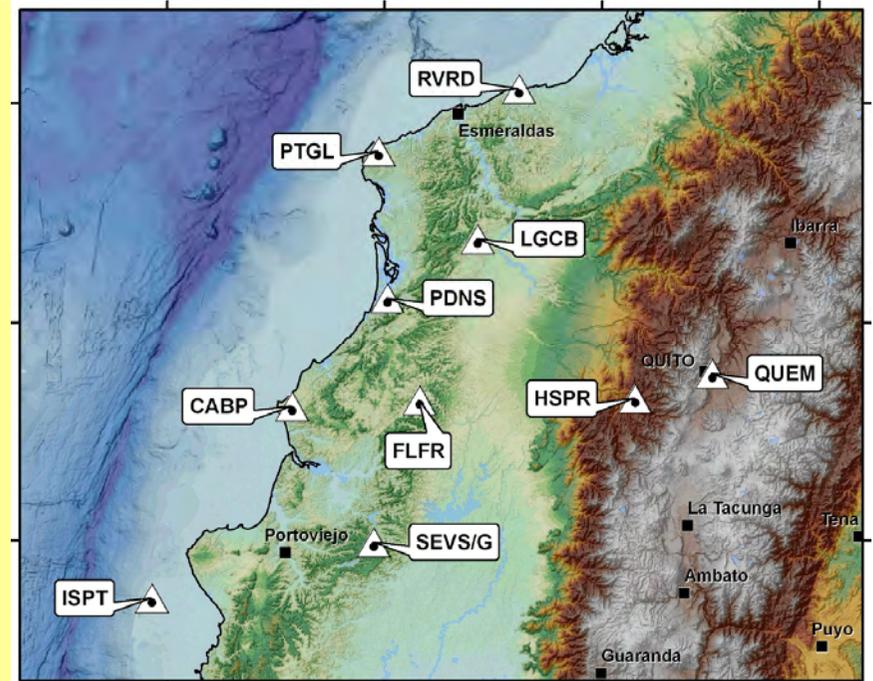


Carte de Mohamed Chlieh

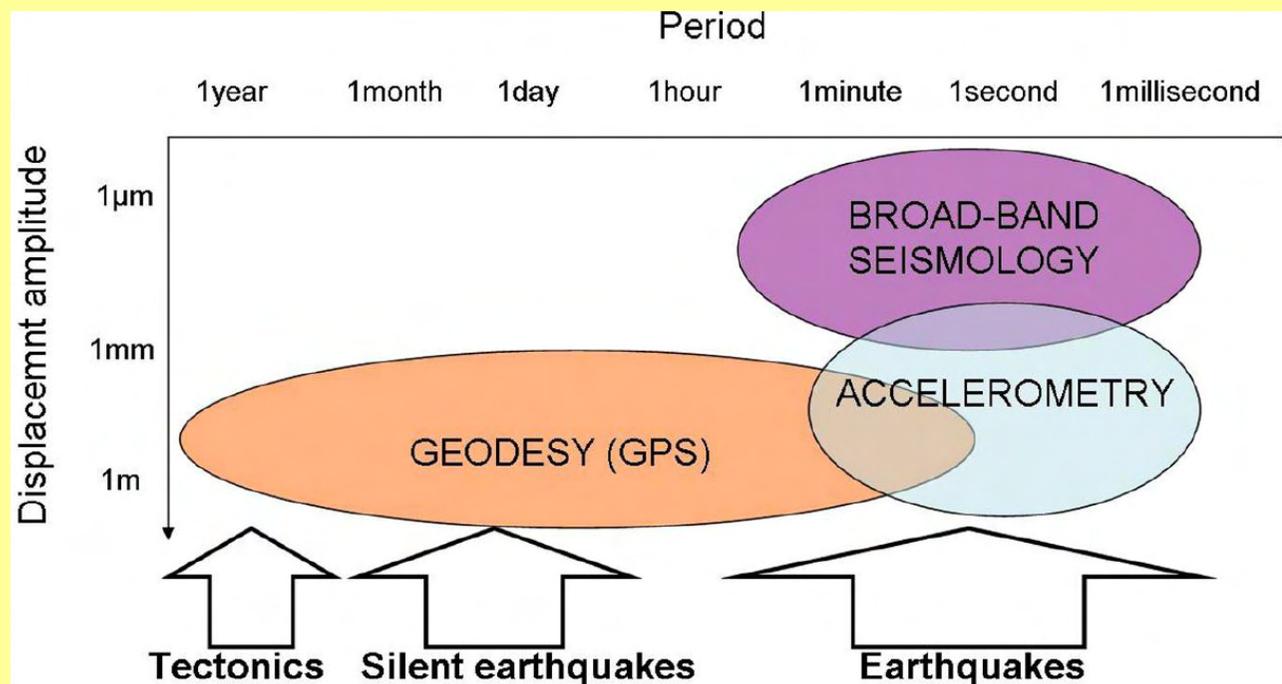
Instrumentation de la côte Centre-Nord Equateur

Installation d'un réseau « multiparamètres » (sismomètre, accéléromètre, GPS), afin de suivre les déformations :

- de faible ou forte amplitude
- de basse ou haute fréquence



Les 9 stations du projet ADN installées en 2008-2009

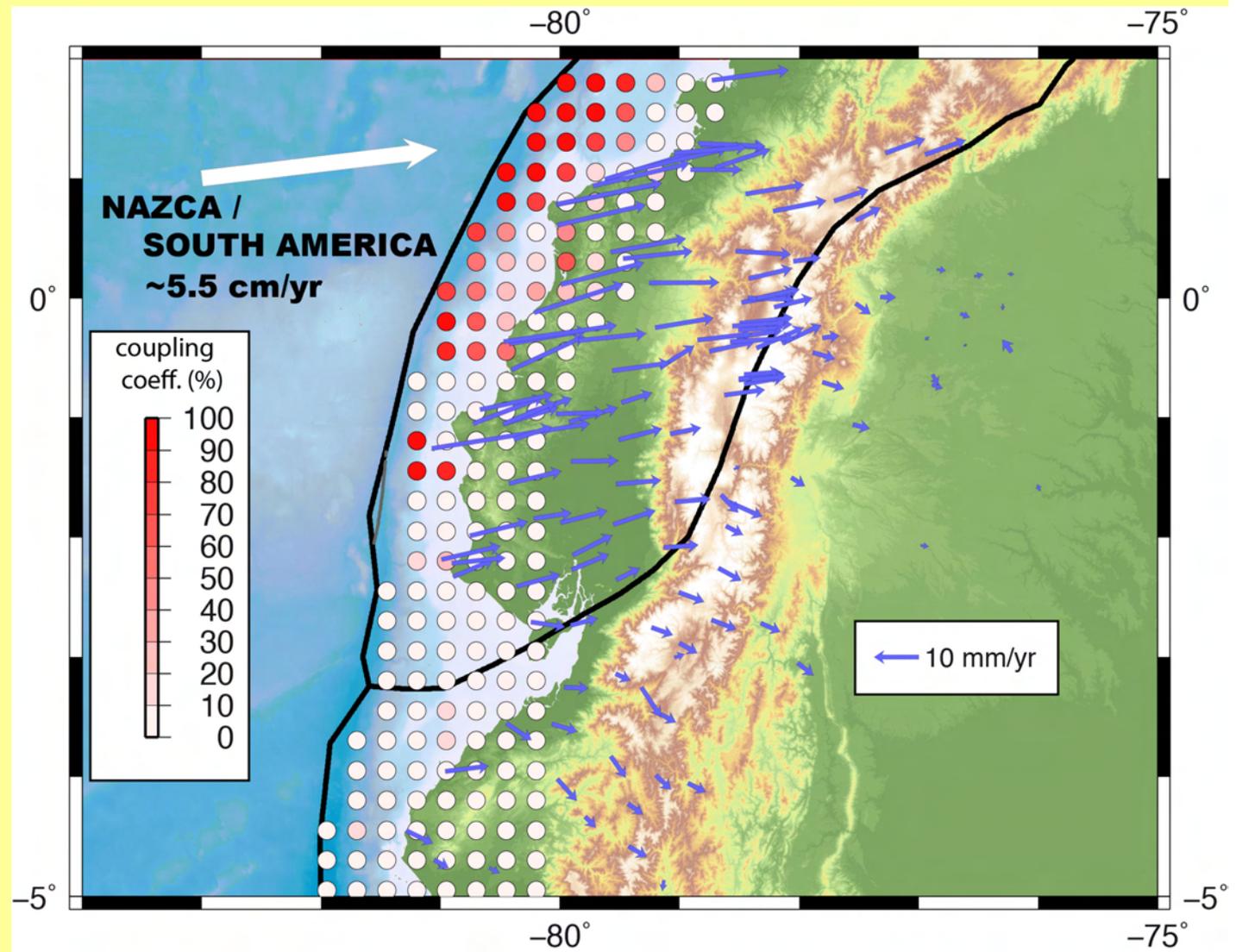


Sensibilité des appareils aux types de déformation envisagés

Couplage intersismique de la marge Equatorienne, déterminé par les vitesses GPS

données GPS des stations ADN
Stations permanentes Equatoriennes
Remesure des points de campagne depuis 1994

Carte et calcul de J.M. Nocquet



Confirmation que l'Equateur est une zone de transition entre un régime très couplé au Nord et très peu couplé au Sud

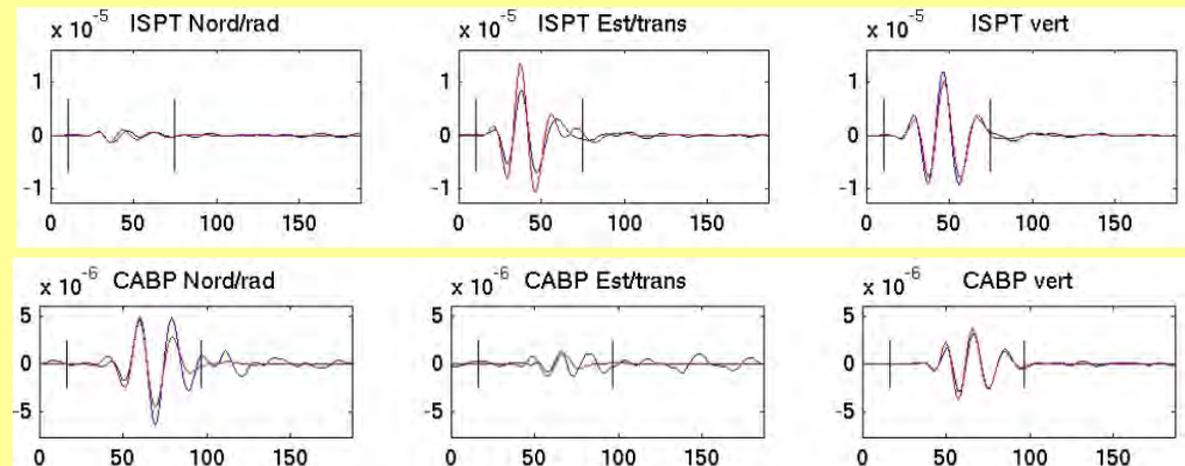
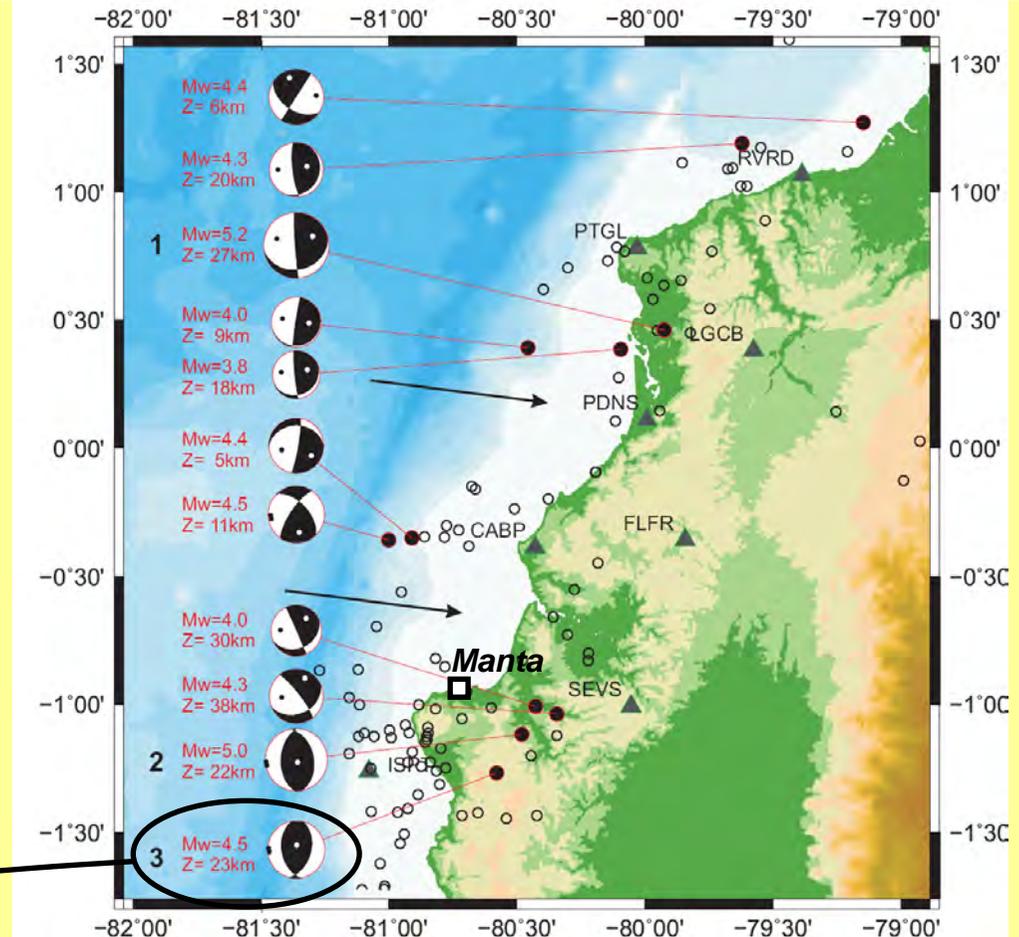
Mécanismes de la sismicité récente

1) Global CMT 1976-2011 ($M_w > 5-5.5$)

2) Mécanismes obtenus par analyse des formes d'onde du réseau ADN 2009-2011 ($M_w > 4-4.5$)

➔ Sismicité de magnitude modérée peu abondante dans la partie Nord

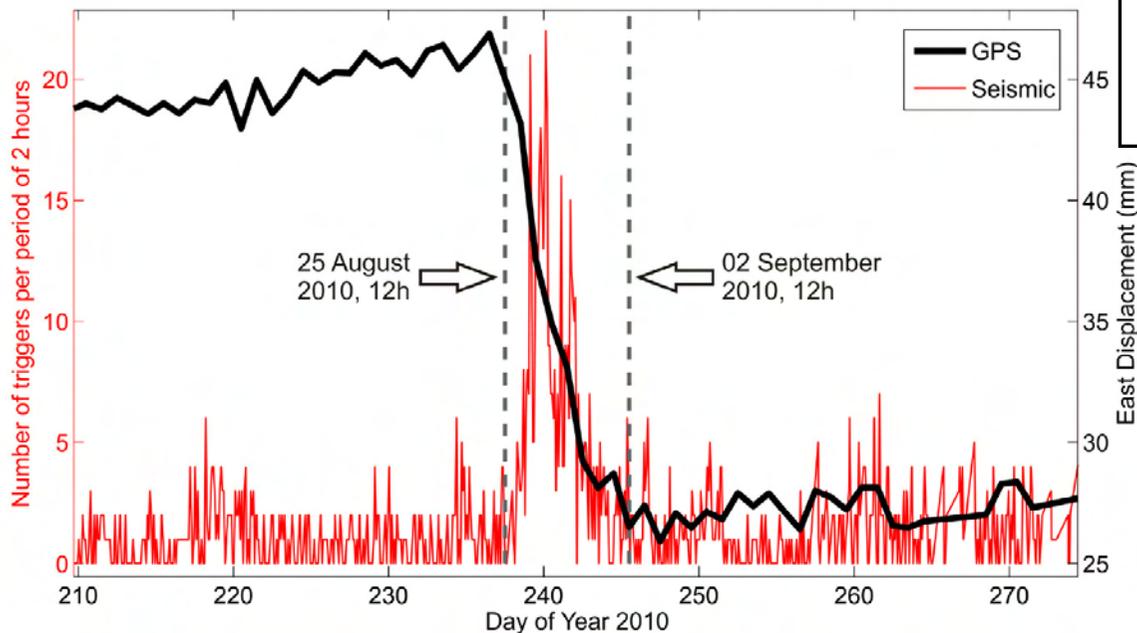
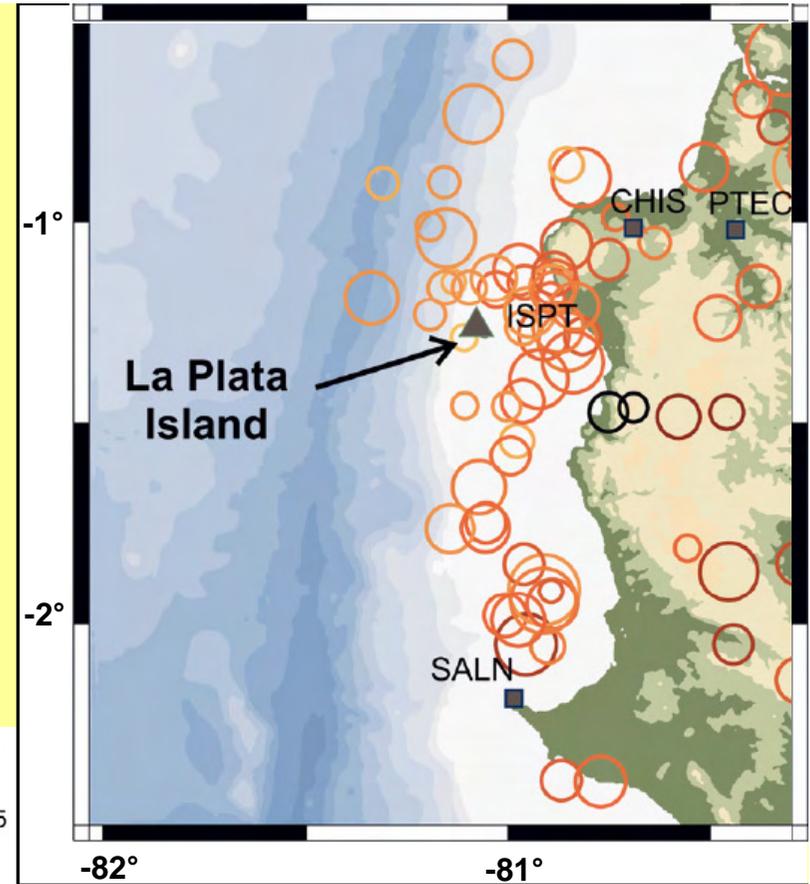
➔ Sismicité de magnitude modérée plus abondante dans la partie centrale, au voisinage de la péninsule de Manta



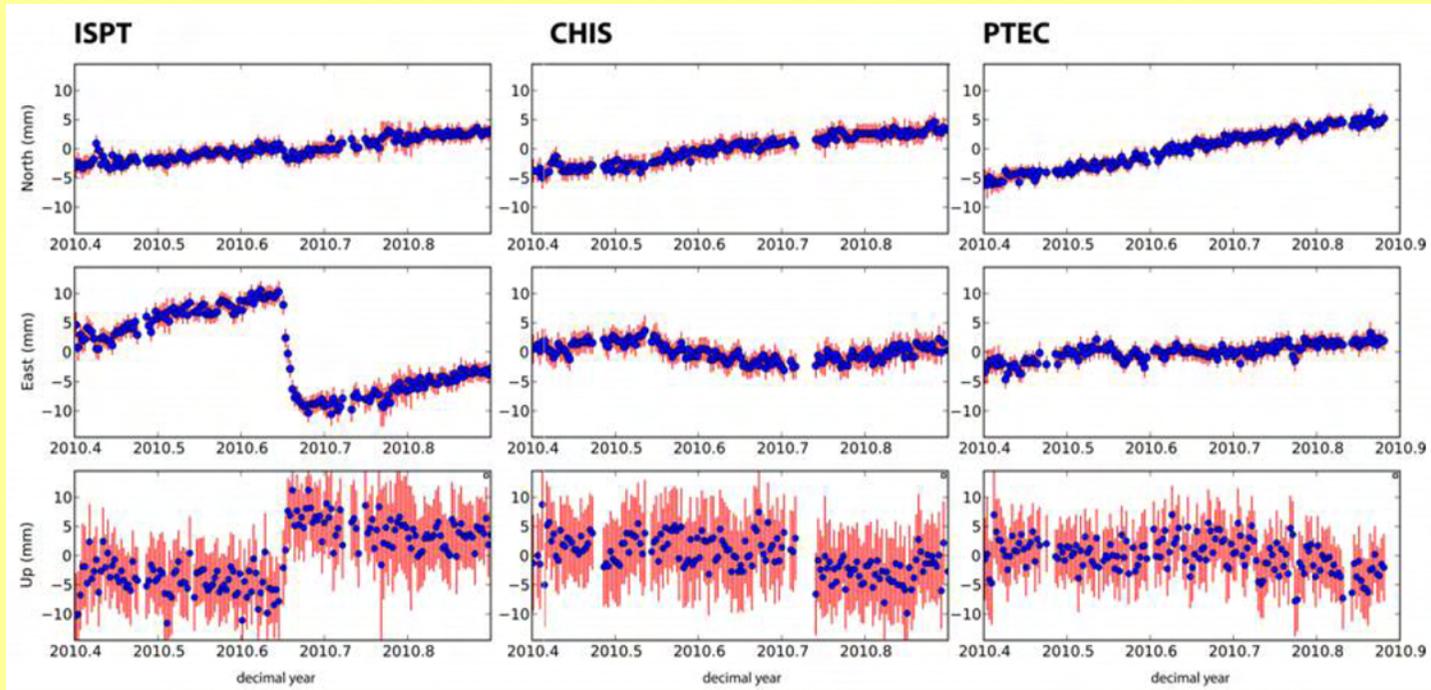
Accord entre données (bleu)
et synthétiques (rouge)
[0.03Hz-0.06Hz]

III.2) Séisme lent et sismicité associée

Observation faite à l'île de la Plata (station ISPT), conjointement sur les mouvements GPS et sur les capteurs sismologiques

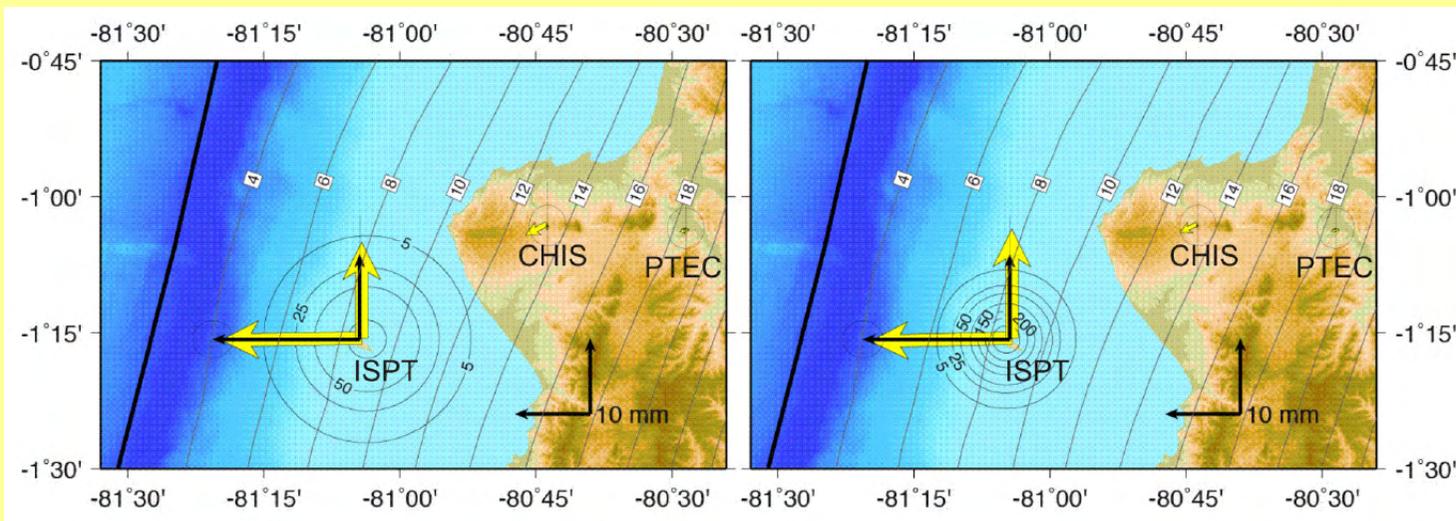


Exploitation des séries temporelles GPS, aux 3 stations les plus proches (J.M. Nocquet)



Dimensions extrêmes de la zone de glissement lent sur l'interface de subduction

Rayon significatif entre 10 et 25km



$$M_w = 6-6.3$$

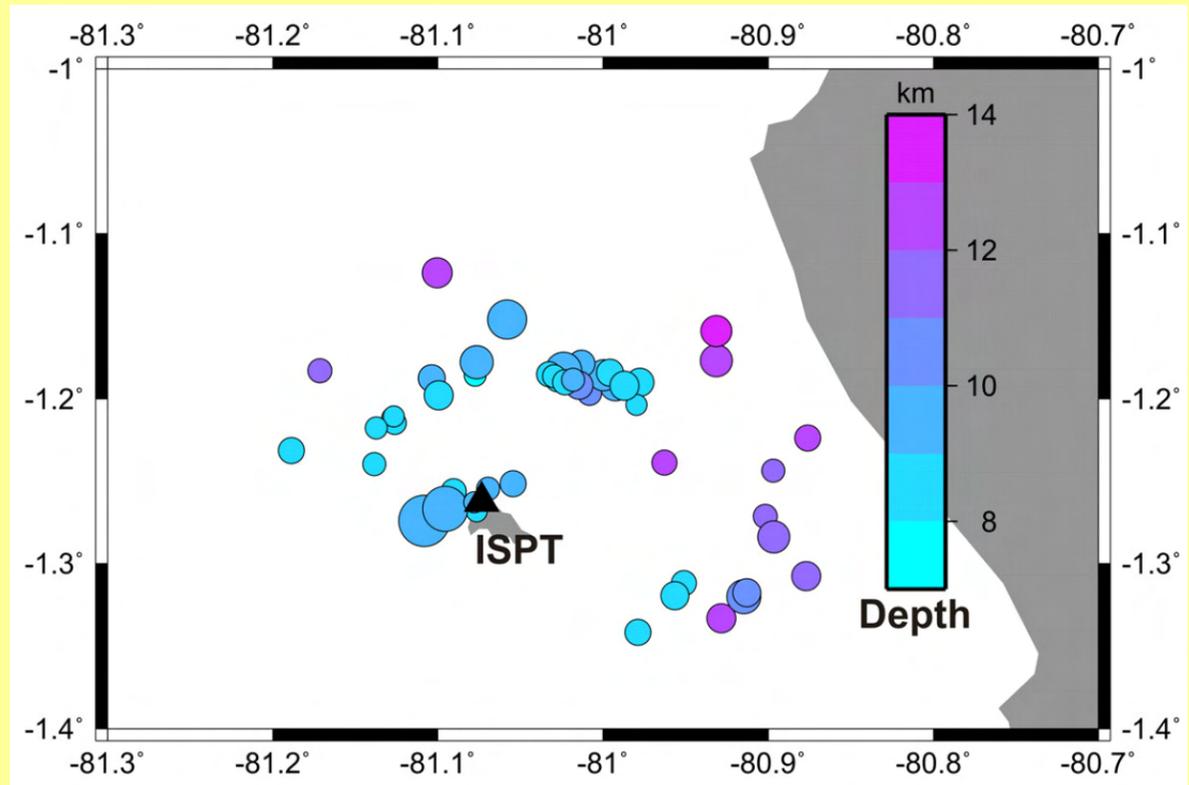
Localisation de la sismicité associée

- Mouvement 3D des particules de l'onde P + différence de temps d'arrivée P-S
- Magnitude (de moment) déterminée par analyse des formes d'ondes

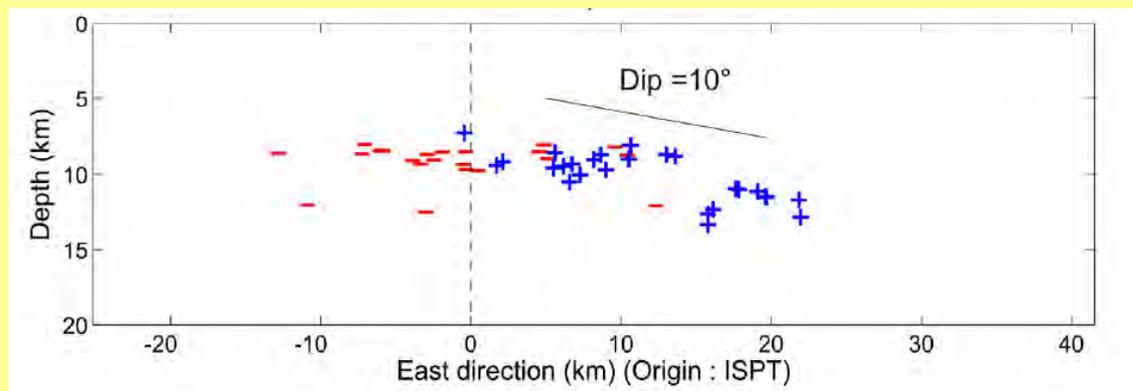
Les séismes se produisent sur ou proche de l'interface de subduction (géométrie en accord avec Graindorge et al., 2004)



La majorité des mécanismes est en accord avec des séismes interplaques inverses



Localisation des 50 séismes principaux (sur plus de 600)
La taille des cercles indique des magnitudes de 1.8 à 4.1



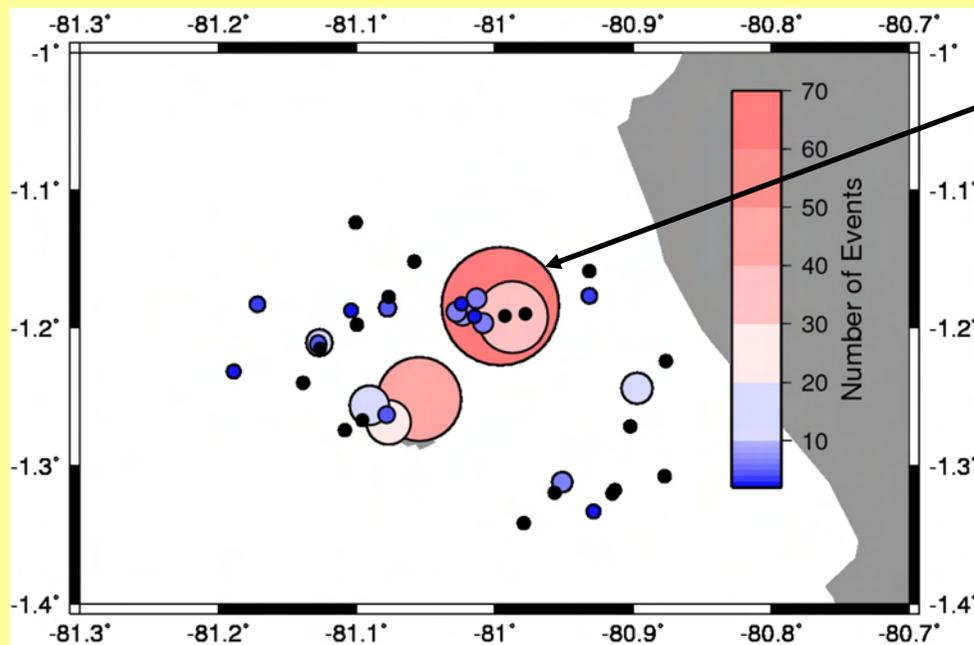
Coupe et polarités de l'onde P observées, à la station ISPT

Organisation de la sismicité en familles d'événements similaires (J. Battaglia)

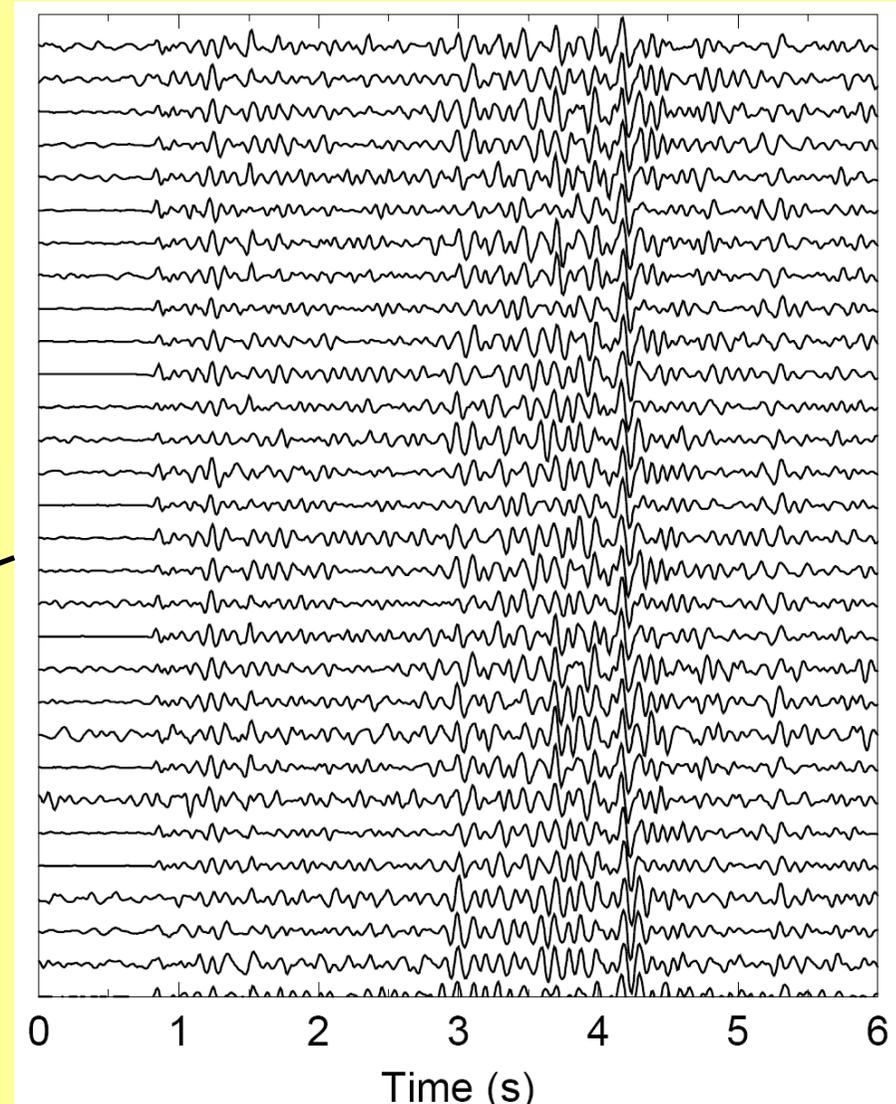
La cohérence des formes d'onde des événements déclenchés indique 34 familles contenant au moins 5 événements similaires

Les 4 familles les plus nombreuses contiennent respectivement 64, 45, 28 et 21 événements

L'activité de ces familles est spécifique à la période de temps du séisme lent

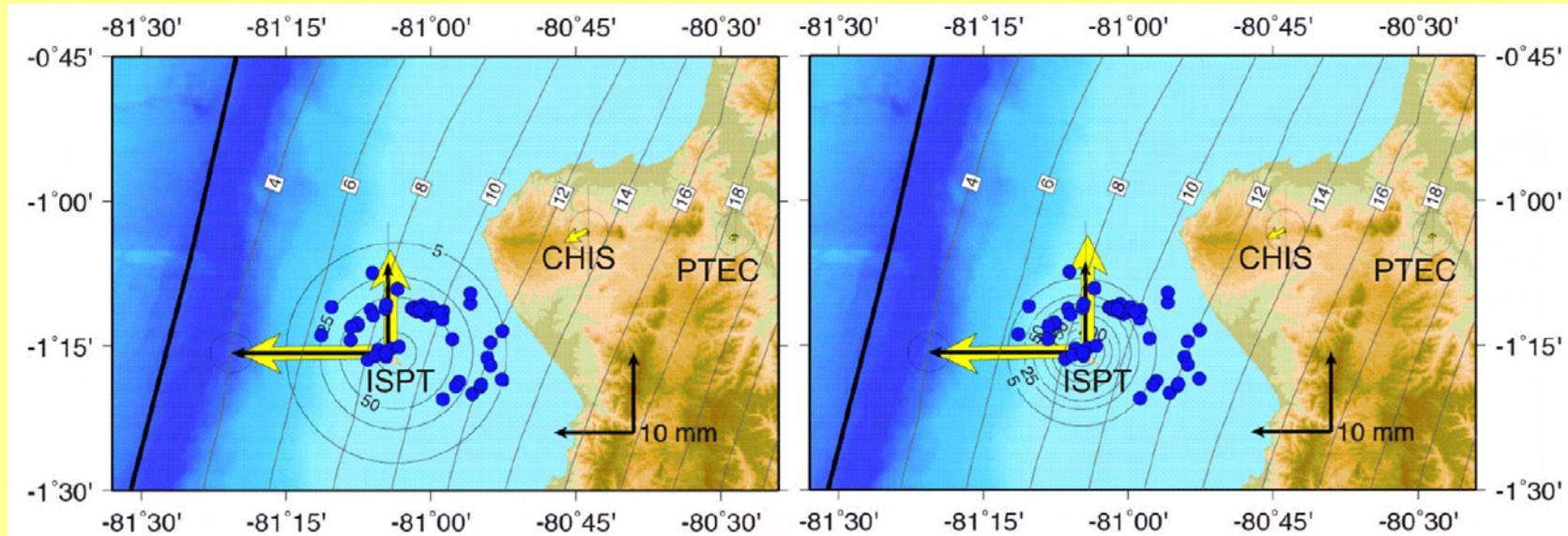


Représentation de la sismicité indiquant le nombre d'événements similaires au séisme localisé



Exemple de signaux similaires appartenant à la famille la plus nombreuse

Le mouvement lent, la sismicité associée, et leurs relations



Glissement lent :

- durée ~6 jours, $M_w=6-6.3$ (typique des séismes lents selon Ide et al., 2007)
- stress drop : 2-25 bars, typique des séismes usuels.

Sismicité:

- loi de Gutenberg-Richter respectée
- pas de fonctionnement choc principal => répliques (Omori)
- familles : rupture progressive d'une aspérité?

Relations:

- < 0.5% du moment sismique est relâché par la sismicité
- Forte corrélation spatiale entre sismicité et glissement lent
- D'après l'activation des familles, le glissement lent s'est propagé à 5-7km/jour

Discussion et perspectives, séisme lent et sismicité

- Le phénomène lui-même

- Observation directe que des crises sismiques anormales peuvent trouver leur origine dans un glissement lent.
- La taille et la localisation des surfaces affectées par le glissement lent et de la sismicité sont très similaires
 - ⇒ Le comportement d'un point de l'interface de subduction apparaît mixte, capable de glisser de manière lente ou fragile
 - ⇒ *Sauf à proposer une distribution du glissement lent plus complexe, dans lequel tous les séismes seraient en bordure du glissement lent ?*

- Son rôle dans le cycle sismique de la région

- La région de l'Île de la Plata a connu plusieurs crises sismiques fortes (en particulier en 2005)
- A la lumière de l'épisode de 2010, ces autres crises passées dans la région peuvent être naturellement interprétées comme générées par des séismes lents
- *Cette région subit-elle des séismes lents réguliers, ce qui expliquerait que les séismes majeurs du Nord-Equateur ne s'y soient pas propagés?*

