



HAL
open science

Les trémors non volcaniques : observations et modélisations

Dimitri Zigone

► **To cite this version:**

Dimitri Zigone. Les trémors non volcaniques : observations et modélisations. Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 2012. Français. NNT : 2012GRENU041 . tel-01548278

HAL Id: tel-01548278

<https://theses.hal.science/tel-01548278v1>

Submitted on 27 Jun 2017

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Terre Solide**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Dimitri ZIGONE

Thèse dirigée par **Michel CAMPILLO**

et codirigée par **Christophe VOISIN** et **François RENARD**

préparée au sein du **Laboratoire ISTerre (Institut des Sciences de la Terre)**

et de l'**École Doctorale Terre Univers Environnement**

Les trémors non volcaniques : observations et modélisations

Thèse soutenue publiquement le 27 **janvier 2012**,
devant le jury composé de :

Madame Anne MANGENEY

Professeur, IPG Paris, Rapporteur

Monsieur Paul A. JOHNSON

Senior Technical Staff Member and Fellow, Los Alamos National Laboratory,
Rapporteur

Monsieur Jean-Pierre VILOTTE

Professeur, IPG Paris, Président du jury

Madame Alessia MAGGI

Physicien Adjoint, IPG Strasbourg, Examinatrice

Monsieur Michel CAMPILLO

Professeur, ISTerre, Directeur de thèse

Monsieur Christophe VOISIN

Chargé de recherche, ISTerre, Co-Directeur de thèse

Monsieur François RENARD

Professeur, ISTerre, Co-Directeur de thèse



Depuis maintenant une dizaine d'années, la vision du cycle sismique en zone de subduction a beaucoup évolué. Des découvertes récentes ont mis en évidence une grande diversité des régimes de glissement dans ces zones, avec notamment des glissements asismiques transitoires appelés « séismes lents » (SSE) et des vibrations de faibles amplitudes, persistantes dans le temps, appelées « tremors non volcaniques » (NVT). Ce travail a pour objectif l'étude des tremors non volcaniques afin de caractériser ces nouvelles manifestations des zones de faille. Nous avons abordé ce problème avec deux approches distinctes :

1. Observer les tremors dans le milieu naturel afin de déterminer leurs caractéristiques. La zone étudiée correspond à la lacune sismique de Guerrero le long de la subduction mexicaine. Nous avons développé une méthode de détection et de localisation des NVT au Mexique grâce à des analyses d'antennes par formation de voie sur les corrélations. Cette méthode permet de mettre en évidence certaines caractéristiques des NVT : une complexité des sources pour un épisode de tremors, une corrélation entre les activités de NVT et les pics de vitesse des glissements lents à plus long terme. Par ailleurs, l'étude de l'impact du séisme de Maule (2010, Chili, Mw 8.8) au Mexique montre qu'il a déclenché le second sous évènement du séisme lent de 2009-2010. Ce déclenchement d'un SSE s'accompagne de fortes activités de tremors, modulées par les ondes du séisme de Maule dans un premier temps, puis simplement associées au SSE.
2. Modéliser les tremors expérimentalement et numériquement pour mieux comprendre leur origine physique et leurs évolutions sur le long terme. Nous avons en particulier utilisé une expérience de frottement à faible vitesse qui indique une corrélation systématique entre les accélérations d'un glissement et l'émission de signaux qui ressemblent à des NVT. Une modélisation numérique de la zone de subduction mexicaine est également présentée et montre la possibilité de reproduire des tremors en considérant une transition d'affaiblissement critique associée à un processus de décrochage.

*À Matthias,
à Marion,
à mes parents.*

Table des matières

Table des matières	5
Introduction générale	9
1 Contexte général de l'étude : la problématique des nouveaux phénomènes transitoires	11
1.1 Les lois de friction	12
1.2 Zone de subduction et "cycle sismique"	14
1.2.1 Structure et répartition des déformations sur une zone de subduction	14
1.2.2 Le cycle sismique	16
1.3 Les séismes lents (SSE)	18
1.3.1 Aperçu historique	18
1.3.2 Terminologie	19
1.3.3 Caractéristiques des séismes lents	19
1.4 Les Trémors Non Volcaniques (NVT)	22
1.4.1 Aperçu historique	22
1.4.2 Caractéristiques des trémors non volcaniques	22
1.4.3 Enjeux pour le cycle sismique	25
1.5 Contexte géodynamique de la subduction mexicaine	26
1.5.1 Sismicité et lacune sismique de Guerrero	26
1.5.2 Séismes lents et trémors non volcaniques à Guerrero	28
1.5.3 Géométrie de la zone de subduction mexicaine	29
1.6 Enjeux de cette étude	30
2 L'expérience G-GAP : Données et méthodologie pour l'étude des trémors non volcaniques au Mexique	33
2.1 Le réseau G-GAP	35
2.2 Détection des trémors non volcaniques	37

2.2.1	Analyse visuelle	37
2.2.2	Détection automatique des NVT	37
2.3	Localisation par formation de voie	41
2.3.1	Formation de voie	42
2.3.2	Formation de voie au Mexique	44
2.3.3	Localisation par formation de voie	60
2.3.4	Amélioration de la résolution de la formation de voie : utilisation des corrélations	64
2.3.5	Bilan sur les méthodes de formation de voie	68
2.4	Application aux NVT	68
2.4.1	Traitement préalable des données	69
2.4.2	Application de la formation de voie	70
2.4.3	Protocole de traitements automatique pour la détection et la localisation des NVT	73
3	L'expérience G-GAP : Analyse de trémors non volcaniques au Mexique	75
3.1	Introduction	75
3.2	Les activités de trémors entre 2009 et 2011	77
3.3	Suivi temporel de trémors non volcaniques	80
3.3.1	Détection des NVT	83
3.3.2	Suivi temporel d'un épisode de NVT	85
3.3.3	Discussion et conclusion	88
4	Triggering of Tremors and Slow Slip event in Guerrero (Mexico) by the 2010 Mw 8.8 Maule, Chile, Earthquake	95
4.1	Résumé	96
4.2	Abstract	96
4.3	Introduction	97
4.4	Data	98
4.5	Triggering of tremors	99
4.5.1	Immediate tremor triggering	99
4.5.2	Tremor activity within the first day after the Maule EQ	104
4.5.3	Locating sources of non-volcanic tremors	106
4.6	triggering of SSE	110
4.7	Triggered SSE and Tremors	113

4.8	Discussion	115
4.8.1	Triggered tremors and Modulation	115
4.8.2	Triggering of SSE and tremors by Large Distant Earthquakes	118
4.9	Conclusions	123
4.10	Acknowledgments	124
5	Modélisation expérimentale de trémors non volcaniques	125
5.1	Introduction	126
5.2	Expériences analogiques et étude des trémors non volcaniques	126
5.3	Description du dispositif expérimental	127
5.3.1	Montage expérimental	128
5.3.2	Enregistrement des émissions acoustiques	130
5.3.3	Préparation des échantillons	130
5.3.4	Paramètres expérimentaux	132
5.3.5	Traitement des données	132
5.4	Slip acceleration and tremors	133
5.4.1	Résumé	133
5.4.2	Abstract	133
5.4.3	Introduction	133
5.4.4	Results	134
5.4.5	Discussion and Conclusions	137
5.4.6	Acknowledgments	140
5.5	Propriétés de l'interface	141
5.5.1	Interface déformable et réactive	141
5.5.2	Caractéristiques du vieillissement	142
5.5.3	Discussion	146
5.5.4	Conclusions et perspectives	149
6	Modélisation numérique de tremors non volcaniques au Mexique	151
6.1	Introduction	151
6.2	Le modèle <i>Ben-Zion and Rice</i> (BZR)	153
6.2.1	Principe du modèle	153
6.2.2	Modélisation de la zone de subduction mexicaine	154
6.3	Les évènements de glissements	160

6.3.1	Répartition et caractéristiques générales des évènements	160
6.3.2	Exemples de distribution des évènements de glissement	163
6.3.3	Évolution spatiale et temporelle des évènements de glissement	163
6.4	Déclenchement par une onde	165
6.4.1	Principe	167
6.4.2	Description d'un déclenchement	167
6.5	Conclusions et perspectives	170
Conclusions et perspectives		173
Annexes		177
A Strength evolution of a reactive frictional interface is controlled by the dynamics of contacts and chemical effects		179
A.1	Abstract	180
A.2	Introduction	180
A.3	Experimental method	183
A.3.1	Friction experiment apparatus	183
A.3.2	Topography and optical imaging of the interface	183
A.3.3	Chemical reactivity of the interface	185
A.4	Results	186
A.4.1	Slide-hold-slide experiments : effect of surface reactivity on the ageing rate of the interface	186
A.4.2	Slide-hold-slide experiments : effect of the loading velocity on the healing rate	189
A.4.3	Hold (no slide) experiments : imaging the dynamics of contact asperities	189
A.5	Discussion	193
A.5.1	Comparison with previous experimental studies	193
A.5.2	Neck contact growth driven by surface tension versus creep	196
A.5.3	Effect of sliding velocity	198
A.5.4	Evolution of interface strength in faults : effect of sealing mechanisms	201
A.6	Conclusion	202
A.7	Acknowledgments	202
A.8	References	203
Bibliographie		206

Introduction générale

Les zones de subduction constituent des frontières de plaques tectoniques en convergence où une plaque océanique subducte sous une autre plaque, océanique ou continentale. Ce processus engendre une forte sismicité dans ces régions, qui sont le théâtre régulier de tremblements de terre majeurs ($M_w > 8$) parmi les plus gros enregistrés à la surface du globe. Ces régions étant par ailleurs très peuplées, elles constituent des zones particulièrement vulnérables aux désastres naturels. L'exemple récent du séisme de Tohoku-Oki du 11 mars 2011 qui a fait des centaines de milliers de victimes illustre les enjeux en terme de protection des populations et des infrastructures humaines.

Dans ce cadre, comprendre la répétition des séismes au cours du temps, qui constitue le « cycle sismique », est un domaine d'étude important. Toutefois, les séismes ne sont pas les seuls mécanismes qui permettent à une zone de subduction d'accommoder la déformation engendrée par la convergence entre les plaques tectoniques. Des découvertes récentes ont mis en évidence une grande diversité des régimes de glissement dans ces zones, avec notamment des glissements asismiques transitoires appelés « séismes lents » et des vibrations de faibles amplitudes, persistantes dans le temps, appelées « trémors non volcaniques » (NVT). L'observation de ces nouveaux phénomènes change le concept de récurrence entre les tremblements de terre majeurs et pose de nouvelles questions sur les régimes de friction du plan de subduction.

Dans cette thèse, je me suis plus particulièrement intéressé à l'étude des trémors non volcaniques qui constituent une expression encore mal comprise de l'évolution des zones de failles. Comprendre la nature de ces objets, leurs impacts et leurs éventuels liens avec les séismes traditionnels ou les séismes lents constitue ainsi un enjeu majeur pour obtenir une vision globale du cycle sismique en zone de subduction. J'ai plus précisément orienté mon travail selon trois grandes problématiques :

1. Où et quand se produisent les trémors non volcaniques ?
2. Quelle est leur origine ?
3. Quels sont leurs comportements long-terme ?

Ce manuscrit s'articule en 6 chapitres où j'aborderai ces problématiques selon plusieurs approches. Dans un premier temps, je présente le contexte général de cette étude ainsi que de l'objet étudié : les trémors non volcaniques (chapitre 1). Ensuite, j'ai étudié les NVT dans le milieu naturel sur la zone de subduction mexicaine afin de mieux caractériser ces

phénomènes (chapitres 2, 3 et 4). Enfin, j'ai modélisé expérimentalement (chapitre 5) et numériquement (chapitre 6) ces objets pour étudier leurs origines et leurs évolutions dans le temps.

Chapitre 1

Contexte général de l'étude : la problématique des nouveaux phénomènes transitoires

Sommaire

1.1	Les lois de friction	12
1.2	Zone de subduction et "cycle sismique"	14
1.2.1	Structure et répartition des déformations sur une zone de subduction	14
1.2.2	Le cycle sismique	16
1.3	Les séismes lents (SSE)	18
1.3.1	Aperçu historique	18
1.3.2	Terminologie	19
1.3.3	Caractéristiques des séismes lents	19
1.4	Les Trémors Non Volcaniques (NVT)	22
1.4.1	Aperçu historique	22
1.4.2	Caractéristiques des trémors non volcaniques	22
a)	Apparence, durée et contenu fréquentiel	22
b)	Episodic tremor and slip	23
c)	Origine des trémors non-volcaniques	23
1.4.3	Enjeux pour le cycle sismique	25
1.5	Contexte géodynamique de la subduction mexicaine	26
1.5.1	Sismicité et lacune sismique de Guerrero	26
1.5.2	Séismes lents et trémors non volcaniques à Guerrero	28
1.5.3	Géométrie de la zone de subduction mexicaine	29
1.6	Enjeux de cette étude	30

Ce chapitre d'introduction présente le contexte général de mon travail de thèse et en particulier la problématique des nouveaux phénomènes transitoires qui est le fil conducteur de cette étude. Je présenterai tout d'abord un bref récapitulatif des lois de frottements qui sont nécessaires à la compréhension des phénomènes mis en jeu. Je décrirai ensuite le cycle sismique en zone de subduction tel qu'il était traditionnellement admis dans les années 1990. Je présenterai par la suite une rétrospective des différents phénomènes transitoires mis en évidence ces dernières années et de leurs impacts sur le cycle sismique. Enfin je formulerai les objectifs de mon travail de thèse et les différents choix réalisés pour l'étude de ces nouveaux phénomènes transitoires. Je porterai une attention particulière aux spécificités de la zone de subduction mexicaine que nous avons choisie pour étudier ces différents phénomènes.

1.1 Les lois de friction

La déformation de la lithosphère (dans le cadre de la tectonique des plaques) est contrôlée aux limites par deux phénomènes : un couplage visqueux à sa base et des lois de comportements avec frottement aux limites de plaques. Ce mouvement des roches entre elles instaure des contraintes tectoniques variables mais permanentes à l'origine de deux types de déformations majeures, les déformations cassantes et les déformations ductiles. Ces deux déformations se traduisent dans la pratique par des comportements frictionnels différents aux interfaces. Il est donc nécessaire de comprendre ces comportements pour appréhender les déformations dans la croûte et les phénomènes qui y sont associés. La tribologie est la science qui étudie les phénomènes susceptibles de se produire entre deux systèmes matériels en contact, immobiles ou animés de mouvements relatifs. Elle recouvre entre autres les domaines du frottement, de l'usure et de la lubrification.

L'étude du frottement se base pour l'essentiel sur des expérimentations en laboratoire afin de développer des lois de comportement empirique. [Amontons \[1699\]](#) et [Coulomb \[1785\]](#) ont été les premiers à proposer une description détaillée du frottement solide en s'appuyant sur des expériences synthétiques. Considérons une expérience de frottement type avec un patin posé sur une surface horizontale. Le patin a une surface apparente S_0 et est soumis à son propre poids W . Nous appliquons maintenant une force F au patin via un ressort de rigidité k dans la direction parallèle à la surface de contact de telle sorte que $F = k(Vt - x)$, avec V la vitesse d'entraînement et x la position du patin sur la surface horizontale (voir [Figure 1.1](#)). Lorsque la force F est augmentée graduellement, aucun mouvement macroscopique du patin n'est perceptible avant que F ne dépasse une valeur seuil F_s . Une fois cette valeur franchie, le patin glisse sur la surface. On définit alors la valeur F_d qui est la force nécessaire pour maintenir ce glissement. Avec cette description simple, [Amontons \[1699\]](#) et [Coulomb \[1785\]](#) ont énoncé les lois de frottements suivantes :

- Les forces F_s et F_d sont proportionnelles à la charge normale W de telle sorte que $F_s = \mu_s W$ et $F_d = \mu_d W$; avec μ_s et μ_d les coefficients de frottement statique et dynamique respectivement.
- $\mu_s > \mu_d$
- μ_s et μ_d sont indépendants de l'aire de contact S_0

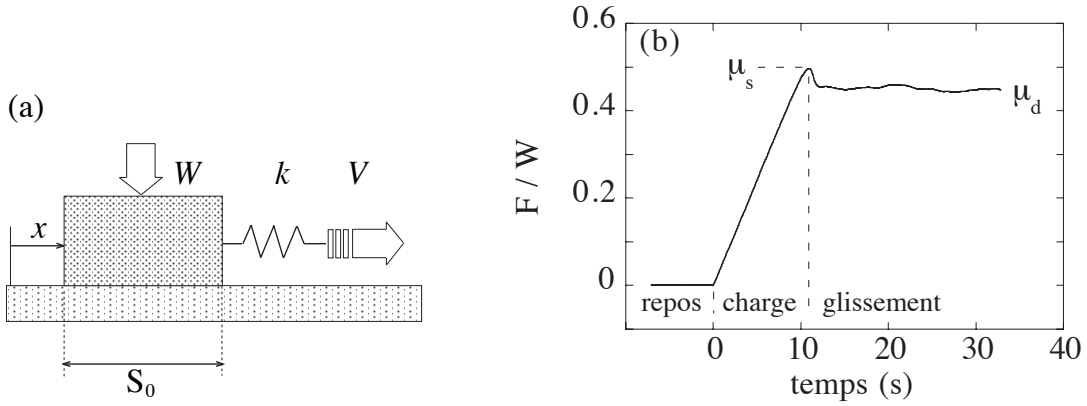


FIGURE 1.1 – (a) Exemple schématique d’une expérience de frottement avec un patin soumis à son propre poids W . Une force F s’applique sur ce patin de telle sorte que $F = k(Vt - x)$ avec V la vitesse d’entraînement et x la position du patin sur la surface horizontale. La surface apparente du patin est notée S_0 . (b) Le rapport F/W en fonction du temps pour une expérience de friction type. Le patin d’abord au repos est soumis à une force F qui croît linéairement. Une fois le coefficient de friction statique μ_s atteint, le patin commence à glisser. Après un transitoire pendant lequel le patin va parcourir la distance D_c , le coefficient de frottement se stabilise à μ_d ; le patin continue à glisser. D’après Bureau (2002).

Ces lois de comportement du 18^{ème} siècle sont encore aujourd’hui largement utilisées pour le frottement entre des solides macroscopiques. Toutefois, ces lois ne décrivent pas suffisamment précisément les phénomènes à l’interface C’est la raison pour laquelle les géophysiciens ont proposé de nouvelles lois de comportements empiriques plus complètes connues sous le nom de *rate and state friction law* [Dieterich, 1979, Rice, 1983, Ruina, 1983]. Ces lois décrivent la dépendance de la friction aux conditions instantanées du glissement comme la vitesse (*rate*) ainsi que la dépendance à l’histoire du glissement (*state*).

$$\mu = \mu_0 + a \ln \left(\frac{V}{V_0} \right) + b \ln \left(\frac{V_0 \theta}{D_c} \right) , \quad (1.1)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = 1 - \frac{V \theta}{D_c} , \quad (1.2)$$

avec V la vitesse de glissement, V_0 la vitesse de glissement de référence, μ_0 la valeur du coefficient de friction à l’état stationnaire ($V = V_0$), a et b des constantes sans dimensions, θ la variable d’état qui traduit l’état de l’interface de contact (on peut considérer θ comme le temps de contact moyen des aspérités [Marone, 1998] ou $1/\theta$ comme l’endommagement de l’interface [Sleep, 2005]), D_c la distance critique de glissement nécessaire pour passer de la friction statique (μ_s) à la friction dynamique (μ_d).

Lors d’un glissement stationnaire, il y a typiquement deux comportements distincts de la réponse frictionnelle d’une interface :

1. Si $\frac{\delta \mu}{\delta \ln V} = a - b < 0$, la friction a un comportement d’affaiblissement cinétique dans lequel la résistance de la faille décroît plus rapidement que la contrainte. Il

s'agit donc d'un système instable, pour lequel un glissement sur la faille entraîne une chute de la résistance qui aboutit à une rupture partielle ou totale de l'interface. Ce comportement aussi appelé *stick-slip* (collé-glissé), est considéré comme étant responsable des tremblements de terre dans les zones de faille [Brace and Byerlee, 1966, Scholz, 2002].

2. Si $a - b > 0$, la friction a un comportement de renforcement cinétique dans lequel la résistance diminue moins vite que la contrainte. Le glissement sur la faille reste stable jusqu'à ce que la contrainte soit relâchée. Ce comportement est à rapprocher du fluage aisé sur les failles.

La limite entre les deux comportements se définit alors en fonction de la raideur du dispositif k . On définit alors k_c la raideur critique, pour $k > k_c$ le glissement sera stable, pour $k < k_c$ le glissement sera instable.

$$k_c = \frac{W (b - a)}{D_c} \quad , \quad (1.3)$$

Ces lois de frottements permettent ainsi de décrire les différents régimes de glissements possibles sur une faille.

1.2 Zone de subduction et "cycle sismique"

1.2.1 Structure et répartition des déformations sur une zone de subduction

Une zone de subduction est caractérisée par la convergence de deux plaques tectoniques, où, le plus souvent, une plaque océanique est subductée sous une plaque continentale. En fonction du contexte géodynamique, cette convergence peut également se produire entre deux plaques océaniques. La convergence entraîne le plongement de la plaque océanique dense et froide sous une autre plaque (océanique ou continentale) créant ainsi la zone de subduction.

Les zones de subduction sont connues pour produire des tremblements de terre de grande magnitude ($M_w > 7$). Ces événements ont souvent des conséquences importantes sur les paysages et les populations des régions concernées. Plusieurs exemples récents illustrent ce phénomène avec les séismes de Sumatra (Indonésie, 2004, M_w 9.4), de Maule (Chili, 2010, M_w 8.8), ou encore le récent séisme de Tohoku-Oki (Japon, 2011, M_w 9.0). Toutefois, les grands séismes ne sont pas les seuls mécanismes qui accommodent la déformation imposée par les mouvements tectoniques convergeant au niveau des zones de subductions. Il est généralement admis que l'accommodation des contraintes et des déformations sur une zone de subduction dépend des propriétés frictionnelles sur l'interface de subduction. Ces propriétés présentées dans la section 1.1, gouvernent les vitesses de glissement et le type de comportement frictionnel (stable ou instable) qui ont un rôle majeur dans les processus de relaxation des contraintes.

En sismotectonique, on parle souvent de couplage sismique pour caractériser cette évolution des propriétés frictionnelles sur l'interface de subduction. Le couplage se définit comme la part des déformations tectoniques accommodées par des événements sismiques

le long d'une zone de subduction. Une zone de faille fortement couplée relâchera ainsi la majorité des déformations tectoniques à travers de grands tremblements de terre et une portion minime via un glissement asismique.

Dans ce type de contexte tectonique, on assiste à de fortes variations dans la réponse du système à la convergence des plaques, à mesure que l'on s'éloigne de la fosse vers le continent. Ces changements de comportements sont dus pour l'essentiel aux conditions changeantes de pression et de température le long de la subduction. Ces phénomènes influencent nécessairement les propriétés frictionnelles à l'interface. Il est alors possible de modéliser les différents comportements d'une zone de subduction avec une variation de ces propriétés frictionnelles le long de l'interface. Ce modèle simple est présenté sur la figure 1.2. La partie la plus en amont de la subduction sous le prisme d'accrétion possède un comportement asismique en raison des sédiments non consolidés piégés dans la subduction et qui lubrifient la faille [Byrne et al., 1988]. La zone sismogène possédant un comportement frictionnel instable se trouve après la première portion asismique en s'éloignant de la fosse (voir Figure 1.2). Elle s'étend entre 10 km et 40 km de profondeur en moyenne. Cette zone étant en affaiblissement cinétique, elle concentre la majorité des grands séismes de subduction. Plusieurs explications sont proposées pour expliquer la transition entre la zone asismique sous le prisme d'accrétion et la zone en "stick-slip" (changements minéralogiques dans les argiles, consolidation des sédiments qui conduisent à une localisation de la déformation, voir Marone and Saffer [2007] pour une revue). En s'éloignant encore de la fosse, les propriétés frictionnelles deviennent stables et le glissement devient asismique. Ce passage d'une zone sismogénique à une zone de glissement stable est attribué à l'augmentation de température et de pression avec la profondeur. Cette transition est souvent associée à l'isotherme 350° C qui correspond à l'émergence d'un comportement plastique des roches [Hyndman et al., 1997, Hyndman, 2007] .

Cette caractérisation des zones de subduction par le comportement frictionnel à l'interface est importante car elle explique la répartition des séismes le long de la subduction. Les hypocentres des séismes de subduction se trouvent ainsi dans la zone sismogénique où le glissement instable est le processus dominant. A l'inverse, les portions les plus éloignées de la fosse présentent peu ou pas de sismicité à l'interface car la majorité des déformations et des contraintes sont accommodées par un glissement asismique sur la faille.

1.2.2 Le cycle sismique

La présence d'une zone en affaiblissement cinétique implique l'existence d'évènements sismiques pour relâcher les déformations accumulées par la convergence des plaques tectoniques. En science de la Terre, la récurrence entre deux tremblements de terre majeurs est souvent appelé *cycle sismique*. Ce cycle caractérise les processus physiques de déformation et d'accumulation de contraintes dans la croûte entre deux séismes. Les connaissances actuelles sur le cycle sismique se basent sur quelques observations sur des zones de faille bien documentées et largement étudiées au cours du dernier siècle comme la faille de San Andreas en Californie (voir Weldon et al. [2004] pour un résumé). Toutefois, le nombre d'observations étant limité, l'essentiel de notre vision du cycle sismique découle de la théorie du rebond élastique formulée par Reid [1910].

Ce modèle conceptuel peut se diviser en trois grandes phases : l'accumulation de déformation présismique (ou intersismique), le déplacement cosismique et la déformation postsismique (voir Figure 1.3).

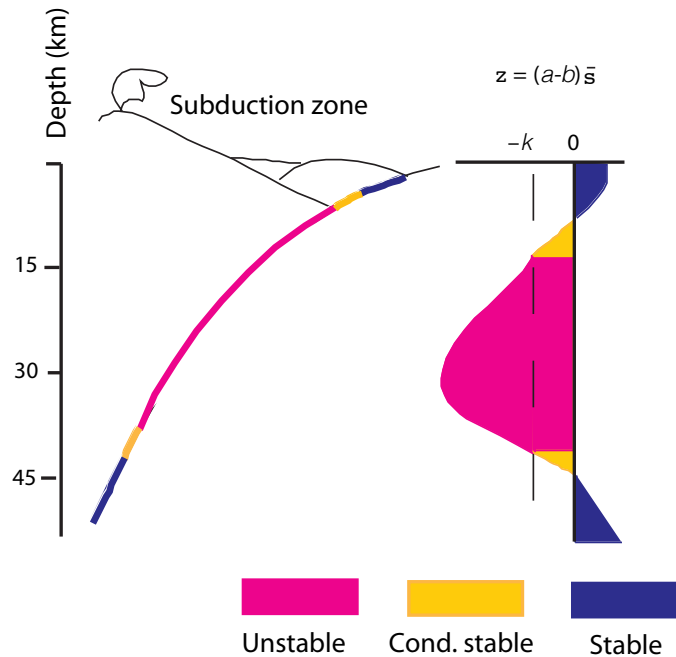


FIGURE 1.2 – Modèle schématique d'une zone de subduction avec les différents régimes frictionnels à l'interface. La coupe sur la gauche montre l'évolution des paramètres a et b des lois de frottements *rate and state* le long de la subduction. D'après Scholz [1998].

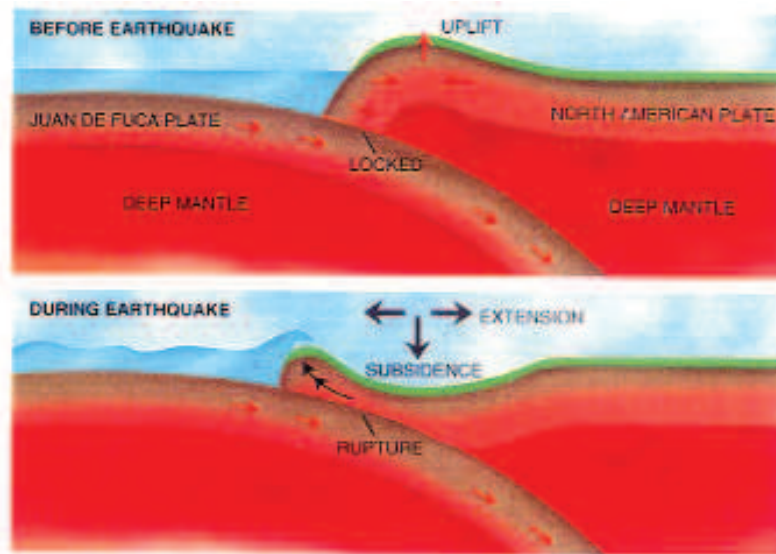


FIGURE 1.3 – Le cycle sismique en zone de subduction. Ici l'exemple de la zone de subduction des Cascades. (haut) Phase intersismique : la faille est bloquée sur la partie en affaiblissement cinétique. La croûte supérieure se déforme de manière élastique jusqu'à ce que les contraintes atteignent le seuil de rupture. (bas) phase cosismique : Il s'agit du tremblement de terre. La faille casse et libère les contraintes accumulées par la plaque supérieure. Ce réajustement a pour conséquence une subsidence de la plaque supérieure. D'après Hyndman [1995].

- L'accumulation présismique correspond à la période de "sommeil" pendant laquelle une faille accumule des contraintes. Cette accumulation est lente et peut durer plusieurs centaines d'années en fonction des contraintes tectoniques environnantes. La faille bouge lentement (en amont et en aval de la zone instable), dans sa partie ductile. Ce mouvement entraîne une déformation de la partie rigide de la lithosphère qui se déforme alors de manière élastique. Cette déformation crée des contraintes sur la faille qui s'accumulent jusqu'à atteindre un seuil qui amorce la rupture (voir schéma du haut sur la Figure 1.3).
- Il se produit alors un déplacement cosismique sur la faille qui correspond au tremblement de terre en lui-même (voir 1.5g). Ce processus d'une durée de quelques minutes correspond à la relaxation des contraintes de manière brutale par la faille. La plaque supérieure qui était bloquée au niveau de la zone instable se réajuste. Cette relaxation quasi instantanée des contraintes génère des ondes sismiques (voir 1.5d) en compression et en cisaillement qui sont traditionnellement utilisées en sismologie pour imager la Terre.
- La déformation postsismique constitue la dernière partie du cycle sismique. Cette phase peut être divisée en deux parties : 1) Un glissement asismique court terme sur la faille rompue près de la rupture cosismique (*afterslip*) et 2) Une relaxation lente du milieu ductile sous-jacent perturbé par la rupture cosismique (relaxation viscoélastique, poroélasticité). Cette partie du cycle sismique peut représenter des déplacements et des déformations importantes de l'ordre de ceux observés pendant la phase cosismique mais sur des échelles de temps beaucoup plus longues. Le glissement postsismique et la relaxation dus au milieu ductile sous-jacent vont ainsi modifier la distribution des contraintes sur le plan de faille. Les phénomènes en jeu sont donc similaires à ceux observés pendant les phases d'accumulation et de relâchement des contraintes avec, de plus, une forte importance du transfert de contraintes. Les deux réponses postsismiques n'agissent par ailleurs pas sur les mêmes échelles de temps. Le glissement se concentre dans les années qui suivent le tremblement de terre alors que la relaxation du milieu ductile peut s'étendre sur plusieurs dizaines d'années. Cette relaxation influence donc l'accumulation des contraintes dans la phase intersismique qui peut, selon les failles, durer moins d'un siècle. Ce recouvrement montre l'interaction entre les différentes parties du cycle sismique.

Il est important de réaliser que, bien que sommaire, ce modèle est encore aujourd'hui largement utilisé par la communauté scientifique pour comprendre et prédire l'aléa sismique sur les failles. Par exemple, ce scénario est encore adapté pour prédire les taux de glissement sur les failles à partir des mesures de déplacements en surface faites par la géodésie. Les estimations du temps de récurrence et des magnitudes entre deux séismes majeurs prennent aussi en compte cette théorie du rebond élastique. Enfin, les modèles numériques de faille et de leurs comportements s'appuient également sur cette théorie (e.g, Tse and Rice, 1986, 1997).

Toutefois, depuis maintenant une dizaine d'années, notre vision du cycle sismique a beaucoup évolué avec la découverte de nouveaux phénomènes transitoires qui ont révolutionné notre compréhension des sources sismiques dans leur ensemble. Dans les deux sections suivantes, je présente une brève rétrospective de ces découvertes et de leurs implications pour le cycle sismique.

1.3 Les séismes lents (SSE)

1.3.1 Aperçu historique

Parmi les nouveaux phénomènes mis en évidence ces dix dernières années, les séismes lents sont incontestablement ceux ayant été le mieux anticipés. Depuis la fin des années 1950, certaines études ont en effet postulé l'existence d'une nouvelle catégorie de séismes se produisant lentement en comparaison des ruptures classiques [Benioff and Press, 1958, Kanamori, 1972, Kanamori and Stewart, 1976, Yamashita, 1980, Sacks et al., 1981]. L'existence d'une telle rupture suppose que le contenu basse fréquence des ondes émises par ces événements domine largement leurs spectres. Les séismes lents présentent aussi des vitesses de rupture et/ou des chutes de contraintes plus faibles que les séismes traditionnels. De nombreuses études ont alors cherché à détecter ces événements lents par l'observation d'anomalies à très longues périodes [Kanamori and Cipar, 1974, Kanamori and Stewart, 1976, Sacks et al., 1981, Cifuentes and Silver, 1989, Beroza and Jordan, 1990, Pelayo and Wiens, 1992, Shearer, 1994, Ekström, 2006]. Ces travaux ont permis de mettre en évidence les premiers séismes lents en précurseurs de séismes majeurs de subduction. Kanamori and Cipar [1974] ont ainsi montré un glissement lent avant le grand tremblement de terre du Chili en 1960. Ces observations ont par la suite été confirmées par d'autres analyses sur des données basse fréquence [Cifuentes and Silver, 1989] et sur des déplacements verticaux en surface [Linde and Silver, 1989]. Les séismes lents ont aussi été appelés "séisme tsunamigène" en raison de leurs larges déplacements basse fréquence en surface qui augmentent l'aléa de tsunami (exemple du séisme du Nicaragua 1992 [Kanamori and Kikuchi, 1993]).

Toutefois, ces premières observations de séismes lents, concernaient un type de source émettant des ondes sismiques. Beroza and Jordan [1990] furent les premiers à postuler l'existence d'un séisme se produisant suffisamment lentement pour qu'aucune onde sismique ne puisse être émise. Ces événements parfois appelé "séismes silencieux", sont à l'extrême extrémité du spectre de cette nouvelle catégorie de sources [Beroza and Jordan, 1990].

A partir du milieu des années 1990 des travaux de Linde et al. [1996] montrent grâce à des données de déformation en forage (*strainmeters*) une des premières observations directes d'une succession de séismes lents sur un segment de la faille de San Andreas proche de San Juan Batista (5 événements lents superficiels, 8 km de profondeur seulement, atteignant une magnitude cumulée de 4.8 [Linde et al., 1996]). Par la suite, Heki et al. [1997] ont utilisé pour la première fois des mesures géodésiques de déplacements de surfaces par GPS pour suivre le glissement post-sismique après le séisme de Sanriku-Haruka-Oki ($M_w = 7.6$) de décembre 1994. Ces auteurs ont pu montrer un glissement asismique lent de même ampleur que le glissement cosismique dans l'année qui a suivi le tremblement de terre. Une telle observation explique en partie le déficit de glissement "sismique" sur la zone de subduction japonaise par rapport à la vitesse de convergence [Heki et al., 1997].

Cependant, malgré ces premières observations, les avancées majeures sur les séismes lents restent récentes. La densification des instruments de mesure sismologique et le déploiement de nouveaux réseaux de mesures géodésiques par GPS ont permis une amélioration significative des observables et ainsi une description plus précise des séismes lents. Hirose et al. [1999] a ainsi pu observer des anomalies sur les séries temporelles GPS enregistrées près du secteur de Bungo Channel qui sépare les îles de Kyushu et Shikoku au Japon. Ces auteurs ont modélisé ces anomalies comme un séisme lent de magnitude

6.6 avec une durée de 300 jours [Hirose et al., 1999]. Toutefois, la présence de nombreux séismes proches de la zone de glissement asismique, empêchent une description claire et indépendante du phénomène de glissement lent sur une zone de subduction. Cet épisode de glissement lent aurait notamment pu être déclenché par cette activité sismique. En 2001 une équipe du *Geological Survey of Canada* découvre de manière indépendante des séismes lents aux Cascades grâce à des données de déplacement de surface par GPS [Dragert et al., 2001]. Dragert et al. [2001] ont observé un déplacement en surface inexplicable de 5 mm vers l'ouest sur 7 stations GPS situées sur l'île de Vancouver au nord-ouest de l'état de Washington (voir les déplacements GPS en surface sur la Figure 1.5e). Une modélisation de ces mouvements révèle un séisme lent avec un déplacement de 2 cm sur l'interface de subduction, dans le sens opposé à la vitesse de convergence de la plaque Juan de Fuca par rapport à la plaque Nord Amérique. L'extension géographique du glissement est estimé à $50 \times 300 \text{ km}$, ce qui donne une magnitude équivalente de 6.7 [Dragert et al., 2001]. A la différence de l'évènement de Bungo Channel au Japon [Hirose et al., 1999], le séisme lent des Cascades s'est produit dans une zone calme sans tremblement de terre. Après ces premières observations, des séismes lents sont peu à peu observés dans d'autres zones de subduction à travers le globe : Mexique [Lowry et al., 2001, Kostoglodov et al., 2003], Japon [Ozawa et al., 2001], Kamchatka [Bürgmann et al., 2001], Alaska [Freymueller et al., 2002], Nouvelle Zelande [Douglas et al., 2005] et Hawaii [Cervelli et al., 2002].

1.3.2 Terminologie

La terminologie pour ces différents phénomènes transitoires lents est souvent ambiguë. Le terme le plus communément admis en anglais est *slow slip event*, bien que les termes *silent earthquake*, *slow earthquakes*, *aseismic strain transient* ou *creep event* soient également utilisés. Il est important de ne pas confondre les évènements lents qui émettent des ondes sismiques des évènements très lents qui n'en émettent pas. Dans la suite de ce manuscrit nous utiliserons le terme "séisme lent" pour qualifier ce deuxième type de source (le terme associé en anglais est donc *slow slip event*). Il existe plusieurs articles de synthèse sur ces évènements lents [Schwartz and Rokosky, 2007, Beroza and Ide, 2011]. Dans la section suivante je présente certaines des caractéristiques des ces évènements lents.

1.3.3 Caractéristiques des séismes lents

Les séismes lents sont un phénomène encore mal compris. Ils résultent d'un déplacement lent sur l'interface de subduction dans le sens opposé à la direction de convergence. Ces évènements relâchent une partie de la déformation tectonique accumulée sans émettre d'onde sismique. Ce processus de glissement par fluage asismique est un processus continu dans lequel il est difficile de discerner un début et une fin. Comme indiqué dans l'aperçu historique, les déplacements peuvent atteindre plusieurs centimètres sur des zones de 300 km par 150 km. Dans la majorité des cas, ces déplacements se localisent dans la zone de transition entre la partie sismogénique de la subduction et la zone en glissement stable. Il existe toutefois des exceptions pour lesquelles des glissements lents se situent dans la zone sismogénique (exemple de la péninsule de Boso au Japon central [Sagiya, 2004, Ozawa et al., 2002] et du Costa Rica [Brown et al., 2005]). Par ailleurs, des variations latérales des propriétés frictionnelles dans la zone de transition entre glissement stable et instable

créent une grande variabilité dans la localisation des glissements lents sur les zones de subductions.

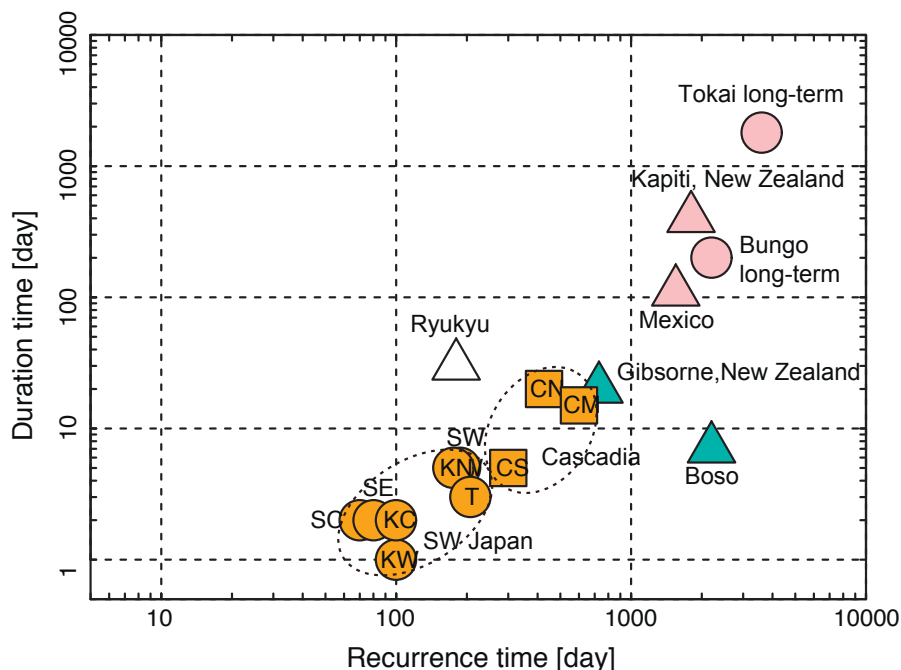


FIGURE 1.4 – Durée des évènements lents en fonction de leurs temps de récurrence. Les cercles, triangles et carrés indiquent les séismes lents enregistrés sur différents zones de subduction. La couleur orange indique les *episodic tremor and slip* court terme pour lesquels les déplacements en surface n'ont pas été détectés par GPS mais par *strainmeters*. La couleur rose indique les séismes lents long terme associés avec des tremors déclenchés. Les triangles bleu indiquent les séismes lents de type "péninsule de Boso" qui sont associés à des essais de séismes traditionnels. Le triangle blanc correspond aux séismes lents de Ryukyu qui ne présentent pas de signatures sismiques particulières. D'après Obara [2011].

Une des caractéristiques principales des séismes lents est leur régularité. Miller et al. [2002] furent les premiers à montrer que des séismes lents se produisent régulièrement (8 évènements entre 1992 et 2001) le long de la zone de subduction des Cascades. Une telle régularité s'observe sur d'autres zones de subduction comme au Mexique [Cotte et al., 2009, Vergnolle et al., 2010] ou au Japon même si la récurrence des SSE présente une plus grande variabilité [Hirose and Obara, 2006]. La Figure 1.4 montre par ailleurs qu'il existe une relation entre la durée des évènements et leurs temps de récurrence. La périodicité des séismes lents contraste avec le caractère irrégulier et imprévisible des séismes classiques et pose de nouvelles questions sur la façon dont les contraintes se relâchent dans la croûte.

1.4 Les Trémors Non Volcaniques (NVT)

1.4.1 Aperçu historique

A la différence du séisme lent, le trémor non volcanique est un signal sismique qui n'a pas été proposé par les sismologues avant sa découverte. Un trémor non volcanique est une

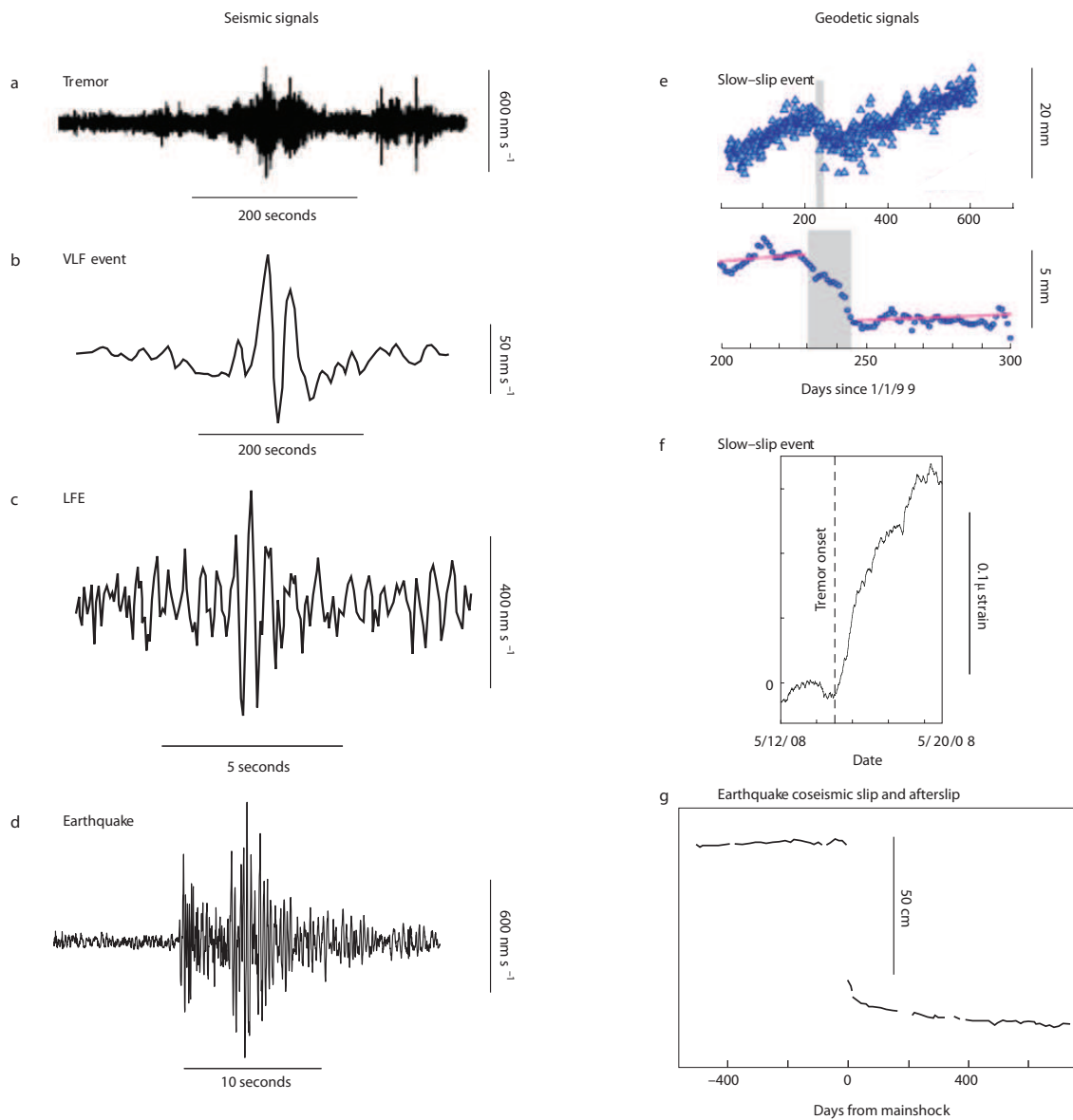


FIGURE 1.5 – Comparaison entre les différents phénomènes présentés. (a) Signal de trémor non volcanique filtré entre 2 et 8 Hz. (b) *Very Low frequency earthquake* ou séisme très basse fréquence filtré entre 20 et 200 secondes (c) séisme basse fréquence *low frequency earthquake* enregistré au Japon. (d) Séisme traditionnel de magnitude 1.9 enregistré dans l'ouest de l'état de Washington. (e) (haut) Série temporelle GPS journalière enregistrée sur l'île de Vancouver (bas) Série temporelle moyennée et qui montre clairement un SSE (d'après ?). (f) Événement lent en contrainte différentielle cisailante enregistré dans l'est de l'état de Washington. L'onset de l'évènement de glissement coïncide avec l'augmentation de l'activité des trémors. (g) Déplacement en surface mesuré par GPS à 100 km de l'épi-centre du séisme du Pérou (2001, $M_w = 8.4$. Le grand décalage représente le déplacement coseismique. D'après Peng and Gomberg [2010].

vibration de faible amplitude persistante dans le temps, découverte pour la première fois sur la zone de subduction de Nankai au Japon (voir un exemple sur la Figure 1.5a) [Obara, 2002]. Obara [2002] les a découverts au cours d'un test de sensibilité du réseau *Hi-net*. La comparaison de multiples traces alignées en temps a révélé des formes d'onde continues, semblables à du bruit mais cohérentes sur de nombreuses stations. À l'inverse des signaux émis par les tremblements de terre, ces nouveaux signaux ne sont pas impulsifs et persistent sur de longues durées (de quelques minutes à plusieurs heures, voire plusieurs jours dans certains cas). Par ailleurs, ils ne présentent pas d'arrivées clairement identifiables dans leur forme d'onde (onde P, onde S) ce qui exclut l'utilisation des méthodes traditionnelles de localisation basées sur la différence de temps d'arrivée des ondes de volume. Obara [2002] a développé une nouvelle méthode de localisation à partir des corrélations des enveloppes des trémors et a montré une localisation en profondeur des sources suivant l'isocontour 30 – 35 km de la plaque océanique Philippine (voir Figure 1.6, [Obara, 2002]).

Le nom de "trémor non volcanique" a été choisi en référence à un autre type de vibrations enregistrées depuis plusieurs décennies sur les édifices volcaniques. Ces signaux, traditionnellement appelés "trémors volcaniques", sont interprétés comme résultant du couplage entre les fluides et la roche au sein des conduits volcaniques [Chouet, 1985, Julian, 1994]. Obara [2002] a choisi le terme "trémors" en raison de grandes similarités des formes d'onde entre les types de signaux. Ils partagent en effet certaines caractéristiques comme une bande de fréquence dominante entre 1 et 10 Hz ou les longues durées en comparaison de séismes classiques. Toutefois, ces deux phénomènes restent bien distincts. Les trémors volcaniques présentent par exemple des pics sur leur spectre à intervalle régulier en fréquence qui suggèrent des phénomènes de résonance. Le terme "non volcanique" fut rajouté par Obara [2002] pour aider à la distinction des deux phénomènes ; les NVT se produisant dans des zones sans volcanisme (voir la localisation des NVT et des volcans actifs sur la Figure 1.6).

Après leurs premières découvertes au Japon en 2002, des NVT ont peu à peu été mis en évidence dans de nombreuses zones de subduction : Cascade [Rogers and Dragert, 2003], Costa Rica [Brown et al., 2005], Alaska [Peterson and Christensen, 2009], Mexique [Payero et al., 2008] et aussi sur des failles décrochantes [Nadeau and Dolenc, 2005].

1.4.2 Caractéristiques des trémors non volcaniques

a) Apparence, durée et contenu fréquentiel

Les trémors non volcaniques se présentent comme une vibration de faible amplitude persistante dans le temps (voir Figure 1.5a) et cohérente sur un grand nombre de stations. Leur durée varie de quelques minutes à plusieurs jours d'activité entrecoupée de périodes d'accalmie. Les NVT ne présentent pas d'arrivée impulsive d'ondes de volume ou de surface comme c'est le cas pour les séismes traditionnels. Leur forme d'onde apparaît comme émergente, ce qui complique leur distinction du bruit ambiant. Le contenu fréquentiel des NVT se concentre entre 1 et 10 Hz et s'atténue rapidement à basse et haute fréquence.

b) Episodic tremor and slip

Rogers and Dragert [2003] ont montré que les trémors non volcaniques sont associés aux séismes lents. Ces auteurs ont proposé une nouvelle terminologie pour ces événements :

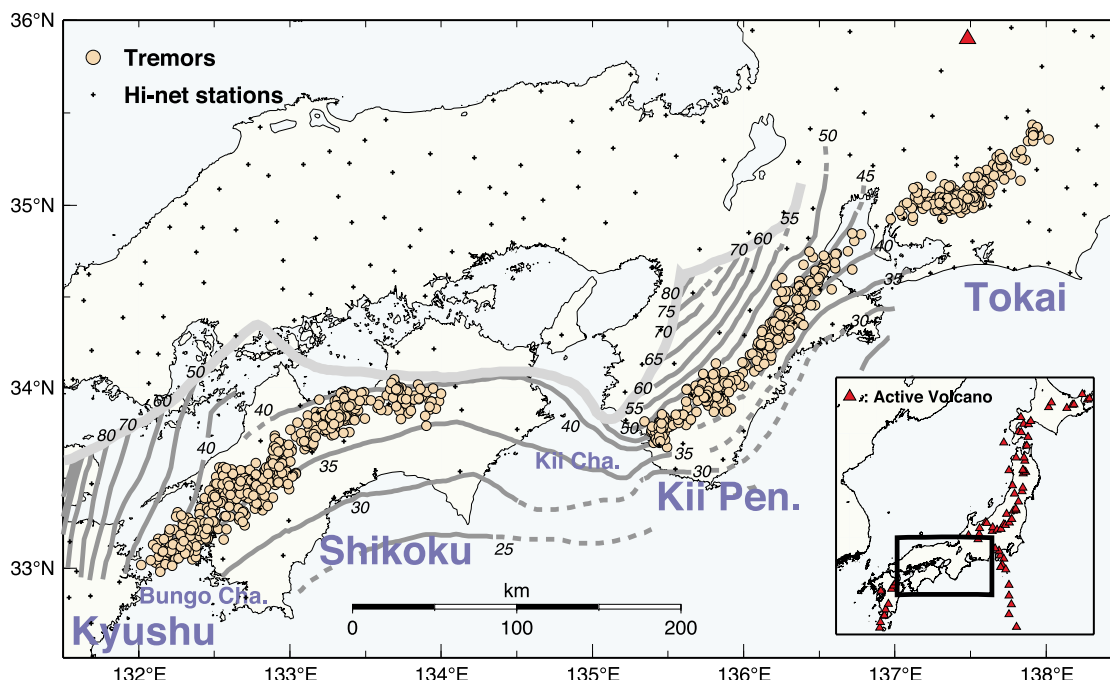


FIGURE 1.6 – Carte des épicesentres des tremors non volcaniques sur la zone de subduction de Nankai au Japon pendant l'année 2001 (cercle jaune). Les croix noires sont les stations du réseau *Hi-net* et les triangles rouges représentent les volcans actifs. D'après Obara [2002].

episodic tremor en slip (ETS). La Figure 1.7 illustre cette corrélation temporelle entre les NVT et les SSE. L'association entre glissement lent et NVT est clairement établie aux Cascades [Rogers and Dragert, 2003, Dragert et al., 2004] et au Japon [Obara et al., 2004, Hirose and Obara, 2006]. Dans d'autres zones de subduction, cette corrélation entre les deux types d'évènements semble moins claire (Costa Rica [Brown et al., 2005], Mexique [Payero et al., 2008, Kostoglodov et al., 2010]). En Nouvelle Zélande, une étude récente a pour la première fois détecté des tremors associés aux glissements lents [Kim et al., 2011] alors que les précédentes études n'en avaient pas observés [McCaffrey et al., 2008]. Seul le segment de la péninsule de Boso au Japon présente des séismes lents sans tremors associés [Ozawa et al., 2004].

c) Origine des tremors non-volcaniques

Malgré l'existence de cette association entre NVT et SSE, il est encore aujourd'hui difficile de comprendre les liens qui relient ces deux phénomènes. La question sous-jacente qui est encore largement débattue dans la littérature concerne l'origine physique des tremors non volcaniques. Deux théories s'affrontent pour expliquer ce phénomène. La première associe les NVT à des mouvements de fluides ou aux différentes conséquences que peuvent avoir des mouvements de fluides (augmentation de la pression de pore par exemple) [Katsumata and Kamaya, 2003, Obara, 2002]. La deuxième hypothèse associe les NVT au cisaillement le long de l'interface de subduction [Shelly et al., 2007b, Ide et al., 2007, Kao et al., 2007, Brown et al., 2009, Ghosh et al., 2009b, La Rocca et al., 2009, Larmat et al., 2009]. Aucune de ces hypothèses n'explique parfaitement les phénomènes observés. Si des fluides

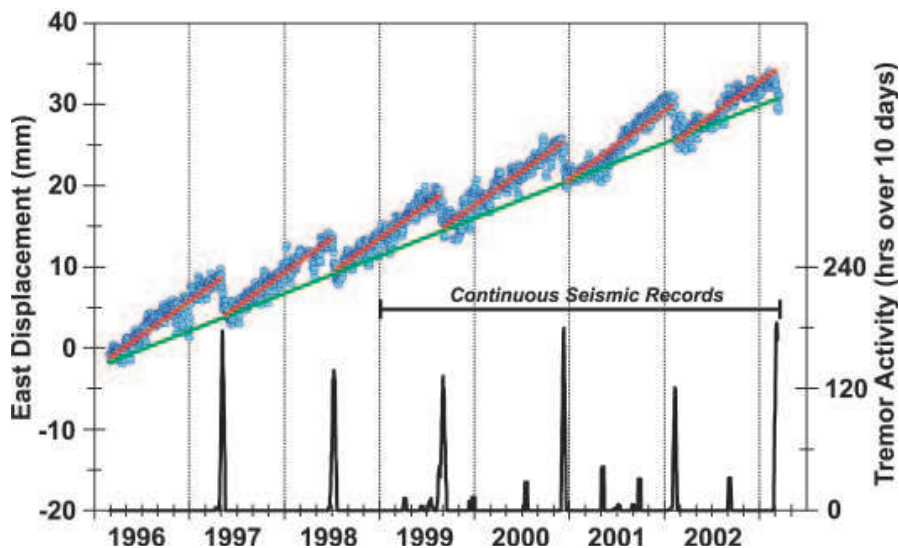


FIGURE 1.7 – Corrélation entre les activités des trémors non volcaniques et les séismes lents aux Cascades. Les points bleus représentent les séries temporelles GPS sur la composante E-W de la station ALBH. Les lignes rouges montrent le chargement intersismique vers l'est due à la convergence des plaques Juan de Fuca et Nord Amérique. La ligne noire représente les activités de trémors non volcaniques en heures sur 10 jours. On remarque une forte activité de trémors pendant les épisodes de glissements lents. D'après Rogers and Dragert [2003].

sont à l'origine des trémors, nous devrions enregistrer des trémors au niveau de la zone en glissement stable sous le prisme d'accrétion (voir Figure 1.2). Cette zone est en effet saturée en fluide en raison de l'incorporation de sédiments non consolidés dans la subduction qui libèrent une grande quantité de fluide dans la croûte supérieure. À l'inverse, si l'origine des trémors résulte de processus frictionnels à l'interface de subduction, leur distribution spatiale sur les zones de subduction devrait être plus large que ce qui est observé dans la nature. Il est donc difficile de conclure sur un processus spécifique. La nature des signaux suggère plutôt un processus frictionnel. L'amplitude des NVT est souvent plus forte sur les composantes horizontales suggérant de fortes ondes S et donc une source de type cisaillement plutôt qu'en variation de volume. Par ailleurs, Shelly et al. [2006] ont montré que les trémors sont composés majoritairement de séismes basse fréquence. Les séismes basse fréquence ou *low frequency earthquakes (LFE)* sont des signaux découverts à la fin des années 1990 au Japon. Ils se caractérisent par un déficit en hautes fréquences en comparaison des séismes "classiques" de magnitudes similaires en se référant aux lois d'échelles (voir un exemple de LFE sur la Figure 1.5c). Un autre type de source appelée *very low frequency earthquakes (VLF)* a été découvert au Japon (voir exemple sur la Figure 1.5b) [Ito et al., 2007, 2009]. Elles présentent des durées comprises entre 20 et 100 secondes pour des magnitudes de 3 à 3.5. Ito et al. [2007] ont montré que ces VLF se localisent dans la même zone que les séismes lents et les trémors non volcaniques. Désormais, des études décrivent les trémors comme étant exclusivement constitués de séismes basse fréquence et/ou de séismes très basse fréquence [Shelly et al., 2007b, Ide et al., 2007, Brown et al., 2009, Ito et al., 2009].

Une des raisons principales qui fait que ces questions restent ouvertes vient de la grande

difficulté à localiser les trémors en profondeur. Certaines études montrent en effet que les trémors sont distribués sur plusieurs dizaines de kilomètres dans la croûte supérieure dans des zones saturées en fluide avec des faibles rapport V_p/V_s [Kao et al., 2005, 2006, McCausland et al., 2005]. A l'inverse, d'autres études montrent que les trémors se composent de LFE localisés proche de l'interface de subduction [Shelly et al., 2006, 2007a,b, Brown et al., 2009]. Les trémors sont alors considérés comme des petits évènements de cisaillement à proximité de l'interface de subduction. Si une corrélation spatiale entre les zones de glissement lent et les zones de trémor est bien établie au Japon et dans les Cascades, il semble exister une décorrélation spatiale au Mexique (voir Kostoglodov et al. [2010]; Beroza and Ide [2011]).

Dans l'état actuel des connaissances, il est impossible de déterminer si les différentes apparences des trémors illustrent une disparité des processus due aux géométries et au fonctionnement des zones de subduction, ou s'il s'agit de biais dans les méthodes de détections et de localisation.

1.4.3 Enjeux pour le cycle sismique

La découverte des séismes lents et des trémors non volcaniques nous oblige à revoir la vision du cycle sismique admise jusqu'alors au niveau des zones de subduction (voir Figure 1.3). Bien que ces nouveaux phénomènes transitoires ne soient pas encore bien compris, ils jouent nécessairement un rôle dans la distribution des déformations dans les zones de subductions. L'existence même de ces phénomènes posent ainsi des questions scientifiques majeures sur les processus de déformation, d'accumulation et de relâchement de contraintes dans la croûte.

La première question concerne l'influence de ces phénomènes sur la récurrence des tremblements de terre. Les *episodic tremor and slip*¹ pourraient engendrer des perturbations locales de contraintes aux bord de la zone de transition sur l'interface de subduction qui pourraient déclencher des séismes majeurs dans la partie sismogénique de la faille. Certaines études pointent une possible augmentation de l'aléa sismique pendant un épisode d'ETS en particulier si l'extension de l'évènement s'arrête sous la zone sismogénique, ce qui aurait pour conséquence de charger la partie bloquée de la subduction [Lowry et al., 2001, Rogers and Dragert, 2003, Brudzinski et al., 2007]. Mazzoti and Adams [2004] ont estimé avec des méthodes statistiques que la probabilité d'avoir un grand séisme était 30 à 100 fois supérieure pendant un épisode d'ETS. D'un point de vue plus général, ces observations posent la question des interactions entre les séismes traditionnels et les phénomènes transitoires : Les ETS peuvent-ils déclencher des séismes locaux sur l'interface de subduction ou sur des failles de la croûte supérieure ? Quels rôles peuvent avoir les perturbations engendrées par des télé-séismes lointains de fortes magnitudes sur l'occurrence des ETS ?

D'autres questions se posent également sur la nature et les mécanismes de ces phénomènes transitoires : Où se produisent-ils dans la croûte ? Quelles sont les propriétés frictionnelles responsables de tels phénomènes ? Quel est le rôle des fluides ? Et d'une manière plus générale comment interagissent les séismes lents et les trémors non volcaniques ?

Ces questions sont fondamentales pour appréhender l'aléa sismique en zone de subduction. Ces dernières enregistrent en effet les plus forts séismes documentés de nos jours

¹Notez que l'essentiel de la déformation et des contraintes sont créés par le SSE et non par les activités de trémors

(Chili 1960, Sumatra 2004, Japon 2011 ...). La compréhension des ces nouveaux phénomènes et de leurs influences sur les déformations en zone de subduction reste donc un enjeu majeur des années à venir afin d'obtenir une image plus réaliste du cycle sismique.

1.5 Contexte géodynamique de la subduction mexicaine

Le Mexique central est une région qui s'étend entre 95° W - 106° W de longitude et 15° N - 22° N de latitude à l'aplomb de la subduction de la plaque Cocos (CO) sous la plaque Nord-Américaine (NA). La vitesse de convergence entre les deux plaques est en moyenne de 6 cm par an. Cette subduction a formé la chaîne volcanique Trans-Mexicaine (TMVB), une zone volcanique active qui s'étend d'Est en Ouest sur 1200 km de long et 100 km de large au niveau de la latitude 19° N (voir Figure 4.1). La déformation au sein de la TMVB est dominée par de la tectonique extensive active.

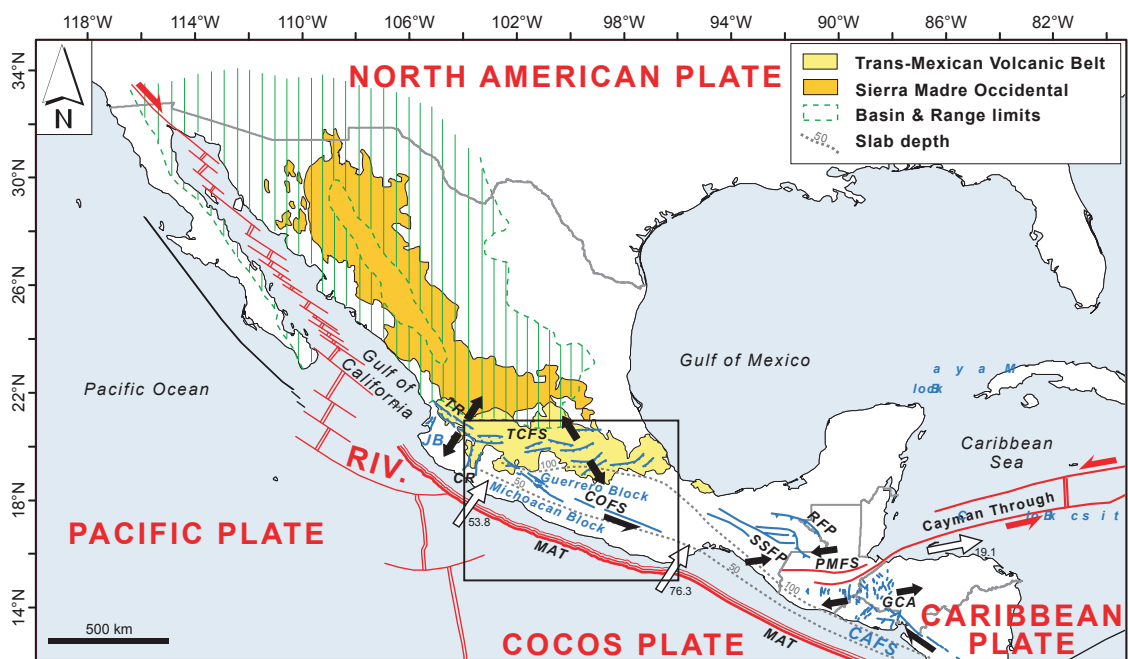


FIGURE 1.8 – Carte géodynamique de l'Amérique centrale. La plaque Amérique du Nord est limitée par les plaques Pacifique, Rivera, Cocos et Caraïbe. La déformation induite par les microplaques qui bordent la fosse d'Amérique centrale est représentée en bleu. Les limites de plaques principales sont en rouge. Les flèches rouges et noires représentent les mouvements relatifs. Les flèches blanches représentent le mouvement relatif des plaques Cocos et Caraïbe par rapport à l'Amérique du Nord fixe (DeMets, 2001). Le rectangle noir représente la zone de Guerrero. Abréviations : TR : rift de Tepic-Zacoalco, CR : rift de Colima, TCFS : Système de failles Chapala-Tula, COFS : Système Chapala-Oaxaca. RFP : Reverse Fault Province, SSFP : Strike-Slip Fault Province, PMFS : Système Polochic-Motagua, GCA : grabens d'Amérique centrale, MAT : fosse d'Amérique centrale, JB : Bloc de Jalisco, CAFS : Central America Forearc Sliver, RIV : plaque Rivera.

1.5.1 Sismicité et lacune sismique de Guerrero

L'état de Guerrero se trouve au Mexique central et s'étend entre -98.5° et -102.5° en longitude et entre 16.5° et 18.5° en latitude. Cette région se déforme de manière élastique en réponse à la subduction entre les plaques CO et NA [Marquez-Azua and Demets, 2003]. L'activité sismique au sein de cette région est intense avec plusieurs types d'évènements :

- Des séismes superficiels ($< 30 \text{ km}$) : Ces séismes se produisent au sein de la plaque supérieure et peuvent atteindre des magnitudes allant jusqu'à 7. La plupart de ces séismes se sont produits au siècle dernier : Pinal y Amoles, 1887, $M_b = 5.3$; Acambay, 1912, $M_b = 6.9$; Japala, 1920, $M_b = 6.5$; Ixmiquilpan, 1950, $M_b = 4.9$; Cordonal, 1976, $M_b = 5.3$; Maravatio, 1979, $M_b = 5.3$; Actopan, 1987, $M_b = 4.1$; Landa, 1989, $M_b = 4.6$ (e.g. Suter et al, 1996). Il semble que la plupart de ces séismes aient rompu des failles normales et/ou normales-décrochantes appartenant à la zone volcanique Trans-Mexicaine (TMVB) (voir Figure 4.1).
- Des séismes de subduction classiques. Ces séismes se produisent à l'interface entre les plaques CO et NA et atteignent des magnitudes supérieures à 8. Les conséquences de ces séismes peuvent être dramatiques sur les infrastructures et les populations. Le plus fort séisme récent est le séisme de Michoacan du 21 septembre 1985 ($M_w = 8.1$). Il a engendré de forts dégâts dans la ville de Mexico pourtant située à près de 400 km de l'épicentre. Les rapports officiels font état de plus de 9000 morts (40000 selon le service de sismologie national mexicain) et 30000 blessés. Plus de 1000 bâtiments se sont effondrés. Ces forts dégâts dans une zone pourtant située loin de l'épicentre, s'expliquent par le fort effet de site à Mexico. La ville est en effet construite sur des sédiments lacustres très meubles qui amplifient les ondes et augmentent leur durée dans une bande de fréquence critique pour les bâtiments comprise entre 0.2 et 0.6 Hz [e.g. Beck and Hall [1986], Singh et al. [1988], Chávez-García and Bard [1994]]. D'autres facteurs comme la propagation et les effets de source ont également joué un rôle [e.g. Singh et al. [1990], Campillo et al. [1989]].

La Figure 1.9 présente la localisation des derniers séismes de subduction connus. On remarque qu'ils ont rompu la totalité de l'interface de subduction à l'exception d'une zone d'environ 200 km de long entre 99° et 101°W , appelée « gap de Guerrero ». Le fait que cette portion de subduction n'ait pas connu de fort séisme depuis 1911 laisse craindre qu'un fort séisme puisse s'y produire dans les prochaines années. Si la contrainte venait à être relâchée en un unique épisode, la magnitude de ce séisme pourrait atteindre $M_w=8.1-8.4$ [e.g. Singh et al, 1980]. La lacune sismique au Mexique a été décrite par plusieurs auteurs ces 30 dernières années (e.g Singh et al, 1981 ; Nishenko and Singh, 1987a, Anderson et al, 1989).

1.5.2 Séismes lents et trémors non volcaniques à Guerrero

La présence de cette lacune sismique au Mexique central a amené de nombreuses études à s'intéresser à cette région spécifique du Mexique pour évaluer l'aléa sismique. Ces différentes études ont permis la mise en évidence de séismes lents à Guerrero [Lowry et al., 2001].

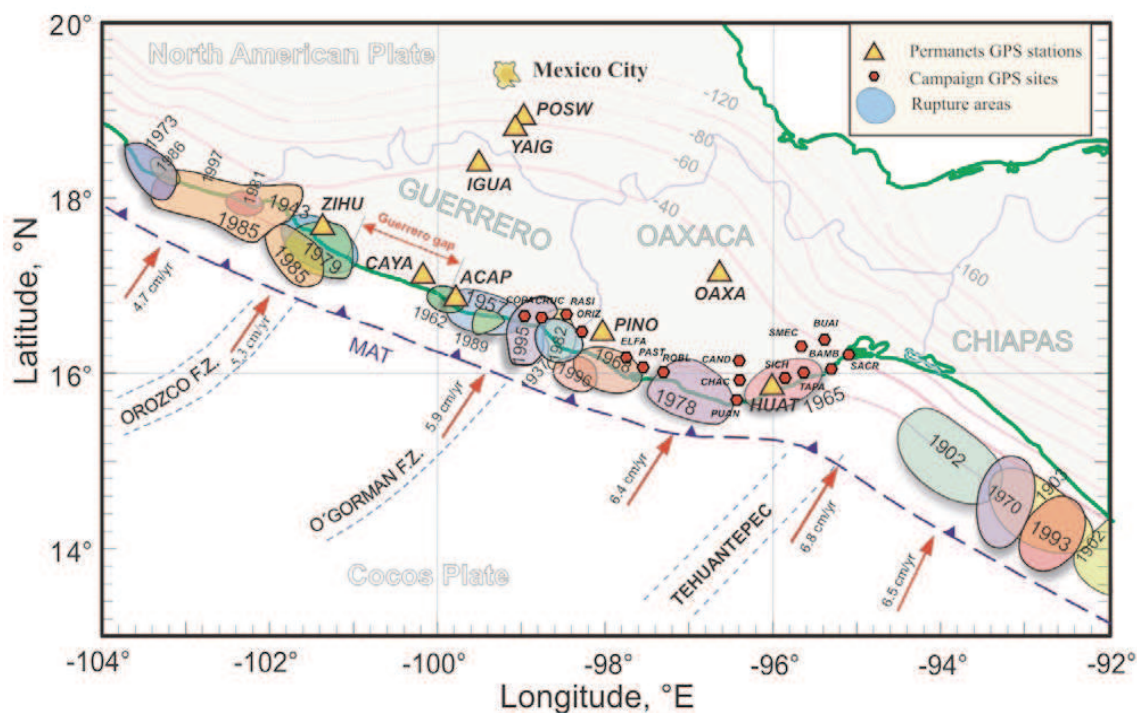


FIGURE 1.9 – Carte de la zone de subduction mexicaine au niveau du Mexique central. Les contours indiquent la localisation et l'année des séismes récents de subduction ($M_w > 6.5$). On remarque bien une zone au centre de l'état de Guerrero n'ayant pas rompu depuis un siècle. D'après Franco et al. [2005].

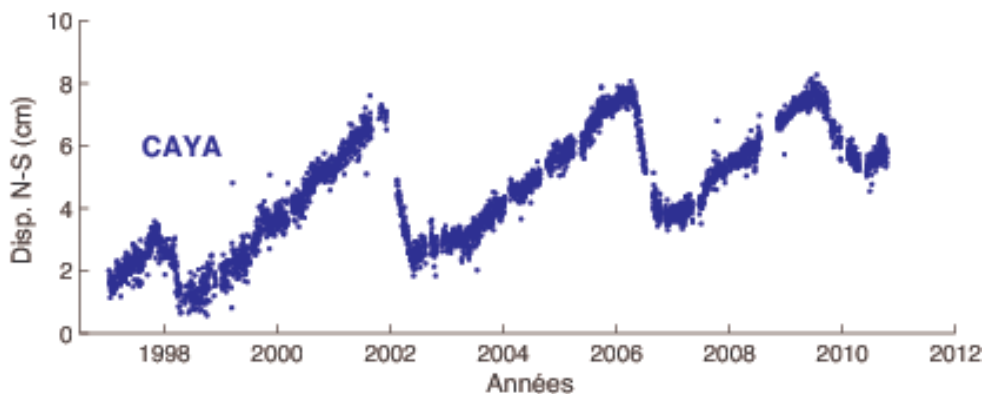


FIGURE 1.10 – Déplacement du sol dans la direction Nord-Sud enregistré à la station GPS CAYA au Mexique entre 1997 et 2011. On remarque bien les 4 événements lents en 1998, 2002, 2006 et 2009-2010. Pendant ces événements, le GPS enregistre un déplacement du sol compris entre 2 et 7 cm dans la direction opposée à la convergence entre les plaques Cocos et Nord Amérique.

Comme l'illustre la figure 1.10, 4 évènements lents ont été enregistrés depuis 1998 dans la lacune sismique de Guerrero, avec une occurrence tous les 4 ans environ (1998, 2002, 2006, 2009-2010) [Lowry et al., 2001, Kostoglodov et al., 2003, Cotte et al., 2009, Walpersdorf et al., 2011]. Les séismes lents de 2002 et 2006, qui ont chacun produit jusqu'à 7 cm de déplacement horizontal en quelques mois, sont parmi les plus forts répertoriés dans le monde à ce jour. Radiguet et al. [2011a] ont modélisé l'évènement de 2006 avec une magnitude équivalente de 7.5 et une durée d'un an avec des taux de glissement de l'ordre de 0.1 à 0.5 $m.an^{-1}$. Ces valeurs sont en accord avec les SSE observés au Japon [Miyazaki et al., 2003]. Leur rôle dans le chargement/déchargement de l'interface de subduction n'est pas connu et nécessite de l'être afin de mieux comprendre leurs impacts sur la lacune sismique. Plus récemment, Payero et al. [2008] ont également découvert la présence de trémors non volcaniques en parallèle des séismes lents (voir Figure 1.11). La localisation de ces trémors au niveau de l'état de Guerrero montre une décorrélation spatiale entre les sources de trémors et les zones de glissements lents [Kostoglodov et al., 2010]. Les trémors sont localisés plus au nord de la subduction en comparaison de SSE. Cette caractéristique diffère des *episodic tremor and slip* observés aux Cascades et au Japon où les NVT et les SSE sont localisés aux mêmes endroits [Rogers and Dragert, 2003, Obara et al., 2004]. Pour expliquer cette observation, Kostoglodov et al. [2010] ont proposé que les SSE et les NVT sont deux mécanismes distincts dans le processus de déformation de la zone de subduction mexicaine : les séismes lents seraient caractérisés par un glissement lent dans la zone de transition de la subduction. Ce glissement augmenterait les contraintes cisailantes sur la portion de la faille loin de la fosse, ce qui produirait les activités de trémor. Une telle interprétation est possible en raison de la géométrie particulière de la subduction mexicaine.

1.5.3 Géométrie de la zone de subduction mexicaine

Plusieurs études se sont penchées sur la question de la géométrie du plan de subduction dans la zone de Guerrero. Ces différents travaux ont utilisé la sismicité [Suárez et al., 1990, Singh and Pardo, 1993, Pardo and Suarez, 1995, Pacheco and Singh, 2010], la gravimétrie [Kostoglodov et al., 1996], ou les fonctions récepteurs [Pérez-Campos et al., 2008, Kim et al., 2010].

Suárez et al. [1990] ont montré, via l'utilisation combinée de données de microsismicité et de données télésismiques de 2 forts séismes ayant eu lieu à l'intérieur des terres, que le slab présente une géométrie particulière : la plaque Coco plonge sous la plaque Nord-américaine avec un angle d'environ 12° puis devient subhorizontal jusqu'à 150 km de la fosse au moins. Ce plan subhorizontal se situerait à 40 km de profondeur. Ces auteurs suggèrent que le slab replongerait ensuite pour atteindre une profondeur d'une centaine de kilomètres sous la zone volcanique comme cela a pu être observé dans la plupart des zones de subductions. Trois ans plus tard, Singh and Pardo [1993] ont confirmé ce résultat grâce à l'utilisation de nouvelles données sismiques. Ils obtiennent une géométrie semblable avec un slab devenant subhorizontal aux alentours de 110 km de la fosse jusqu'à plus de 275 km. A nouveau, au-delà de cette distance, il n'y a plus de sismicité pour contraindre la géométrie. Une étude plus générale a été réalisée par Pardo and Suarez [1995] afin de déterminer la géométrie de la zone de subduction au niveau du Mexique Sud. On retrouve la même géométrie que celle obtenue par les études précédentes. Celle-ci s'étendrait entre les zones de fractures de Orozco et O'Gorman et serait bordée de part et d'autre par une subduction

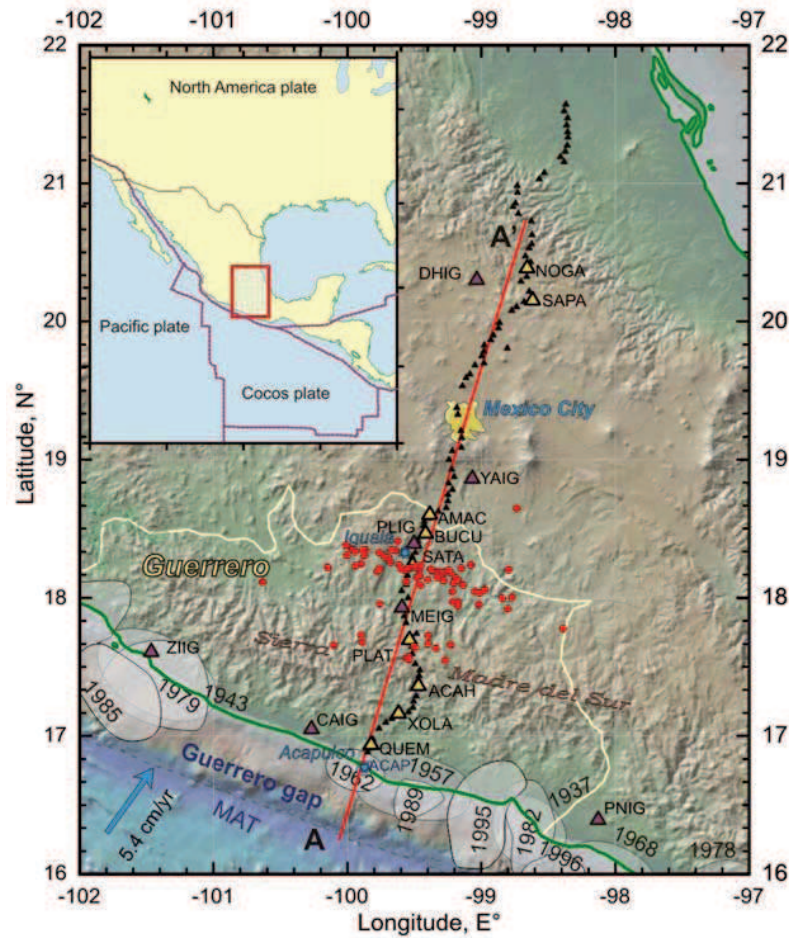


FIGURE 1.11 – Carte de Guerrero avec la localisation des trémors (cercles rouges) grâce aux stations du réseau MASE (petits triangles noirs). Les zones ombrées représentent les zones de ruptures des séismes majeurs de subduction ($M_w > 6.5$). La flèche bleue indique la convergence relative des plaques Coco et Nord Amérique (DeMets et al, 1994). D'après Payero et al. [2008].

avec une géométrie plus raide (environ 30°). Plus récemment Pérez-Campos et al. [2008] ont obtenu une bonne image de la subduction mexicaine en utilisant des fonctions récepteurs sur le réseau MASE installé au Mexique entre 2005 et 2007. La Figure 1.12 montre ces résultats. On retrouve globalement la géométrie observée précédemment avec la plaque Coco qui plonge avec un pendage d'environ 15° jusqu'à environ 80 km de la côte. La plaque devient ensuite subhorizontale sur une distance d'environ 200 km. Par la suite, elle plonge avec un fort pendage de 75° . La profondeur de la partie subhorizontale se trouverait à 40 km de profondeur. Cette géométrie particulière présente l'avantage de faciliter les observations géodésiques et sismologiques. Nous disposons en effet d'une portion de 200 km depuis la fosse où l'interface se situe à 40 km de profondeur. L'installation de stations GPS et sismologiques sur une large portion de l'état de Guerrero permet ainsi de suivre attentivement les phénomènes transitoires mis en évidence récemment.

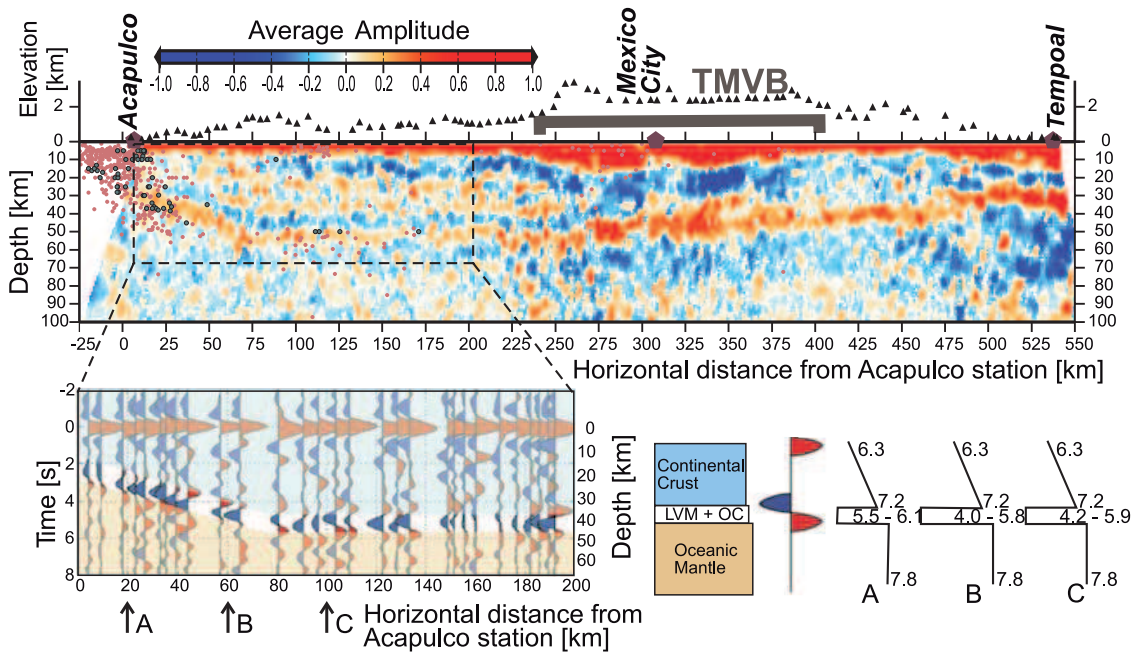


FIGURE 1.12 – Géométrie de la zone de subduction mexicaine obtenue par fonctions récepteurs. Les stations du réseau MASE sont représentées par des triangles noirs. L'insert en bas à gauche correspond à un séisme sur la partie plate de la plaque Coco. L'insert en bas à droite présente le modèle de vitesse utilisé. D'après Pérez-Campos et al. [2008].

Cette géométrie particulière n'est pas unique puisqu'on retrouve une telle configuration au niveau d'autres subductions sud-américaines : au Pérou et en Argentine. Ces trois exemples seraient a priori les seuls que l'on aurait à travers le monde. Cela dit, Guerrero a cela de particulier que l'épaisseur de la lithosphère sus-jacente est de seulement 45 km en moyenne contre 90 km pour le Pérou et l'Argentine. Cette particularité pourrait être expliquée par l'histoire de la formation de cette zone (accrétion de terrasses allochtones sur le continent) [Suárez et al., 1990].

1.6 Enjeux de cette étude

Cette thèse s'inscrit dans la volonté de mieux comprendre les phénomènes transitoires afin d'obtenir une meilleure image des processus physiques au sein des zones de subduction. Dans ce travail je me concentre sur l'étude des trémors non volcaniques pour essayer de mieux appréhender ces nouveaux signaux sismologiques et de comprendre leur nature, leur impacts et les interactions qui les relient aux séismes lents et aux séismes "classiques".

Ce manuscrit va s'articuler autour des trois grandes problématiques suivantes :

1. Où et quand se produisent les trémors ?

Pour mieux comprendre ces phénomènes il est nécessaire de les caractériser avec précision. Cette caractérisation s'est faite grâce à un réseau d'antennes sismologiques installées au Mexique dans le cadre de l'ANR G-GAP. En se basant sur ces données, nous avons cherché à développer de nouvelles approches permettant d'analyser les localisations et les occurrences des NVT. Le chapitre 2 détaille la méthodologie mise en place pour détecter et localiser les trémors avec un petit réseau de stations. Dans le chapitre 3 nous appliquerons les méthodes pour l'étude des trémors mexicains. Enfin le chapitre 4 présente un article en préparation pour *Journal of Geophysical Research* dans lequel nous analysons avec précision le déclenchement d'un séisme lent et de trémors au Mexique par le séisme de Maule (Chili, 2010, $M_w = 8.8$).

2. Quelle est l'origine des trémors et des glissements lents ?

Pour répondre à cette question nous utilisons une expérience de frottements en laboratoire. Voisin et al. [2007, 2008] ont montré qu'il était possible de reproduire au laboratoire la succession spatiale des modes de glissement des zones de subduction ainsi que les signaux acoustiques associés à ces différents modes de glissements. Notre objectif est de déterminer les liens entre les propriétés du glissement et les émissions acoustiques afin de mieux comprendre l'origine des NVT. Cette approche expérimentale suppose un rôle important des propriétés frictionnelles. Cette hypothèse de travail se justifie par de nombreuses études récentes qui montrent que les localisations et les caractéristiques de trémors suggèrent une origine frictionnelle [Shelly et al., 2006, 2007b,a, Brown et al., 2009, Ghosh et al., 2009b, Ide et al., 2007, Kao et al., 2007, La Rocca et al., 2009, Larmat et al., 2009]. Cette modélisation expérimentale des trémors est présentée dans le chapitre 5 dont une partie à fait l'objet d'une publication dans *Geophysical Research Letters* [Zigone et al., 2011].

3. Quel est le comportement des trémors non volcaniques sur de longues durées, celle du cycle sismique ?

Cette question nécessite une approche numérique. Le faible nombre d'observations dû à la découverte récente de ces phénomènes ne nous permet en effet pas de répondre à cette question avec des données. Le chapitre 6 présente une modélisation numérique de la zone de subduction mexicaine à l'aide du modèle discret de *Ben-Zion and Rice* [Ben-Zion and Rice, 1993, Ben-Zion, 1996] dans le but d'explorer l'évolution long-terme des NVT sur un ou plusieurs cycles sismiques.

Chapitre 2

L'expérience G-GAP : Données et méthodologie pour l'étude des trémors non volcaniques au Mexique

Sommaire

2.1	Le réseau G-GAP	35
2.2	Détection des trémors non volcaniques	37
2.2.1	Analyse visuelle	37
2.2.2	Détection automatique des NVT	37
a)	Utilisation de l'énergie des signaux	39
2.3	Localisation par formation de voie	41
2.3.1	Formation de voie	42
a)	Principe de la formation de voie (<i>Beamforming</i>)	42
b)	Décomposition en valeurs singulières	43
c)	Note sur l'inversibilité de K	44
2.3.2	Formation de voie au Mexique	44
a)	Objectif	44
b)	Description des données synthétiques	45
c)	Exemple d'application de la formation de voie sur un séisme synthétique	47
d)	Précision des mesures et limites	54
e)	Note sur les lobes de réseaux	56
f)	Bilan	58
2.3.3	Localisation par formation de voie	60
a)	Principe	60
b)	Exemple	60
c)	Erreurs	62

2.3.4	Amélioration de la résolution de la formation de voie : utilisation des corrélations	64
a)	Principe	64
b)	Exemple	64
c)	Bilan sur la formation de voie appliquée aux corrélations	68
2.3.5	Bilan sur les méthodes de formation de voie	68
2.4	Application aux NVT	68
2.4.1	Traitement préalable des données	69
2.4.2	Application de la formation de voie	70
a)	Réponse de la formation de voie	70
b)	Détection de trémors non volcaniques par vitesse apparente	70
c)	Construction de la carte de probabilité de présence de la source	72
2.4.3	Protocole de traitements automatique pour la détection et la localisation des NVT	73

Comme nous l'avons vu dans le chapitre 1, l'objectif de cette thèse est de mieux comprendre la nature, l'origine et les caractéristiques des trémors non volcaniques. Pour répondre à ces questions, il est nécessaire d'étudier ces nouveaux phénomènes sismologiques dans le milieu naturel.

Dans le cadre de mon travail de thèse, cette étude s'est faite au Mexique central à l'occasion du projet franco-mexicain G-GAP, dont l'acronyme signifie "Guerrero Gap" du nom de la lacune sismique de Guerrero où s'est concentrée notre étude. Le projet G-GAP est un projet financé par l'Agence Nationale de la Recherche (ANR) dont l'objectif est l'étude et la compréhension des nouveaux phénomènes transitoires mis en évidence au niveau de cette portion de la zone de subduction mexicaine (SSE : [Lowry et al. \[2001\]](#), [Kostoglodov et al. \[2003\]](#) et NVT : [Payero et al. \[2008\]](#)). Dans le chapitre 1 nous avons vu que ces phénomènes ont changé la vision du cycle sismique traditionnellement admise dans les années 1990. Au cours des séismes lents, l'interface de subduction supposée bloquée dans les modèles classiques, glisse de façon lente et asismique dans la direction opposée à celle du chargement normal. Les quantités de déformations accommodées peuvent atteindre l'équivalent d'un séisme "classique" de magnitude 7. Ces séismes lents interviennent donc significativement dans le chargement/déchargement des zones de faille et exerce un contrôle sur l'occurrence des prochains grands séismes. Ce projet combine des mesures géodésiques (GPS haute fréquence et InSAR) pour la mesure des déformations induites par les SSE en surface et des enregistrements sismologiques pour l'étude des NVT qui est l'objectif de cette thèse.

Dans ce chapitre, je présente les données et les méthodes que j'ai utilisées pour l'étude des trémors à Guerrero. Je décrirai dans un premier temps le réseau de stations sismologiques à notre disposition pour réaliser cette étude et les limites de ce réseau. Je présenterai ensuite les méthodes utilisées pour détecter et localiser les trémors. Je détaillerai tout particulièrement la méthode de localisation par formation de voie appliquée aux corrélations que nous avons dû mettre en place compte tenu de la géométrie particulière du réseau.

2.1 Le réseau G-GAP

Le réseau sismologique installé au Mexique central dans le cadre du projet G-GAP comprend actuellement (octobre 2011) 48 capteurs courte période et quatre stations large bande trois composantes. Ces différents capteurs sont regroupés en huit antennes sismologiques comprenant six capteurs courte période et un capteur large bande (seulement quatre antennes possèdent une station large bande en octobre 2011). La Figure 2.1 présente la géométrie type d'une antenne avec les capteurs courte période disposés en étoile autour de la station large bande centrale. L'ouverture des antennes est de l'ordre de 150 mètres en moyenne. La géométrie précise de chaque antenne peut varier pour s'adapter aux conditions du terrain.

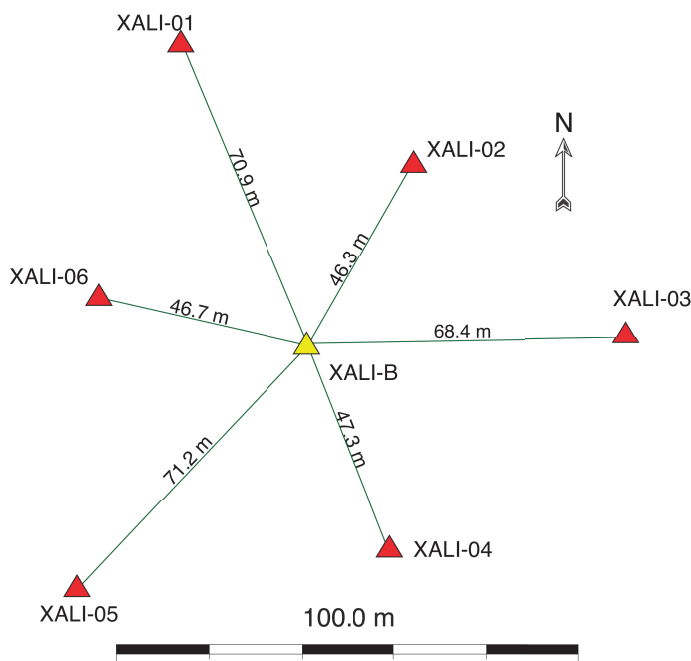


FIGURE 2.1 – Géométrie de l'antenne XALI. La station large bande est indiquée en jaune et les capteurs courte période en rouge. Les distances entre les capteurs sont indiquées en mètres.

Les positions des différentes antennes au Mexique central ont été choisies en fonction des premières informations disponibles sur les localisations des trémors. Payero et al. [2008] situant les NVT au nord de l'état de Guerrero (voir carte sur la Figure 1.11), les antennes ont été installées dans la même zone, afin d'instrumenter cette portion de la subduction susceptible de produire les trémors. La Figure 2.2 indique la position exacte des antennes à Guerrero. Le nombre d'antennes étant limité (8 antennes en octobre 2011) et concentré au nord de l'état de Guerrero, la couverture spatiale à l'échelle du Mexique central reste faible. Un tel réseau ne permettra donc pas d'imager latéralement avec une bonne résolution.

Le tableau 2.1 regroupe les caractéristiques pour chaque antenne (date de mise en service, nombre de capteurs installés, type de capteurs). Les stations sont gérées conjointement par le Mexique et ISTERre. L'Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) récolte les données qui sont ensuite téléchargées et centralisées dans une base de données du laboratoire. Des pré-traitements sont par la suite appliqués sur les données afin de

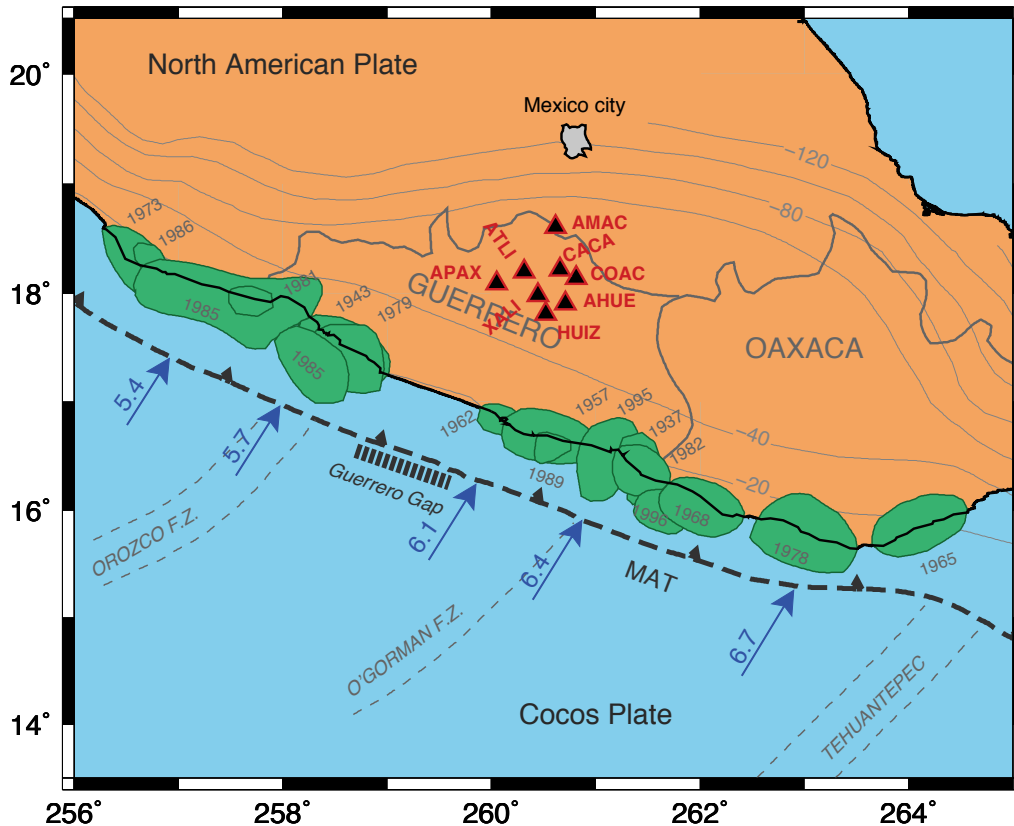


FIGURE 2.2 – Carte sismotectonique du Mexique central avec les différentes antennes sismologiques (triangles rouge à fond noir). Les noms des antennes sont indiqués en rouge. Les patchs verts clair représentent les zones de rupture des séismes majeurs. Les traits fins gris sont les isoprofondeurs de l'interface de subduction en kilomètres. Les flèches bleues indiquent la direction et l'intensité du déplacement relatif des plaques Cocos et Nord Américaine dans le modèle PVEL [DeMets et al., 2010]. MAT = Middle American Trench.

Nom	Date d'installation	Nombre de capteurs	Type de capteur large bande	Type de capteur courte période
AMAC	Aout 2009	7	CMG-40T-60s (Guralp)	IHR-1C
XALI	Aout 2009	7	CMG-40T-60s (Guralp)	IHR-1C
APAX	Septembre 2009	7	CMG-40T-60s (Guralp)	IHR-1C
ATLI	Novembre 2009	7	CMG-40T-60s (Guralp)	IHR-1C
CACA	Février 2010	6	-	GS1 (Panasonic)
COAC	Mai 2010	6	-	GS1 (Panasonic)
HUIZ	Novembre 2010	6	-	GS1 (Panasonic)
AHUE	Décembre 2010	6	-	GS1 (Panasonic)

TABLE 2.1 – Liste des différentes antennes du réseau G-GAP.

s'assurer du bon fonctionnement des stations et de corriger les dérives horaires. Enfin, les données sont enregistrées au format mini-seed avec un fichier par capteur et par jour.

2.2 Détection des trémors non volcaniques

Notre première problématique est de déterminer où et quand se produisent les trémors non volcaniques sur la zone de subduction mexicaine. Pour répondre à cette question, il est nécessaire de détecter ces événements pour ensuite pouvoir les localiser. La détection des trémors non volcaniques constitue donc un des principaux enjeux de cette étude.

Les méthodes de détection des NVT se basent sur les propriétés qui permettent de distinguer les trémors du bruit ou des séismes "classiques". Comme nous l'avons vu dans le chapitre 1, ces phénomènes se caractérisent par un signal non impulsif pouvant persister dans le temps pendant plusieurs minutes voire plusieurs heures (voir Figure 1.5a). Par ailleurs, leur contenu fréquentiel se situe dans une bande étroite entre 1 et 10 Hz et s'atténue rapidement à basse et haute fréquence. Ces différentes caractéristiques permettent de repérer les trémors dans un signal.

2.2.1 Analyse visuelle

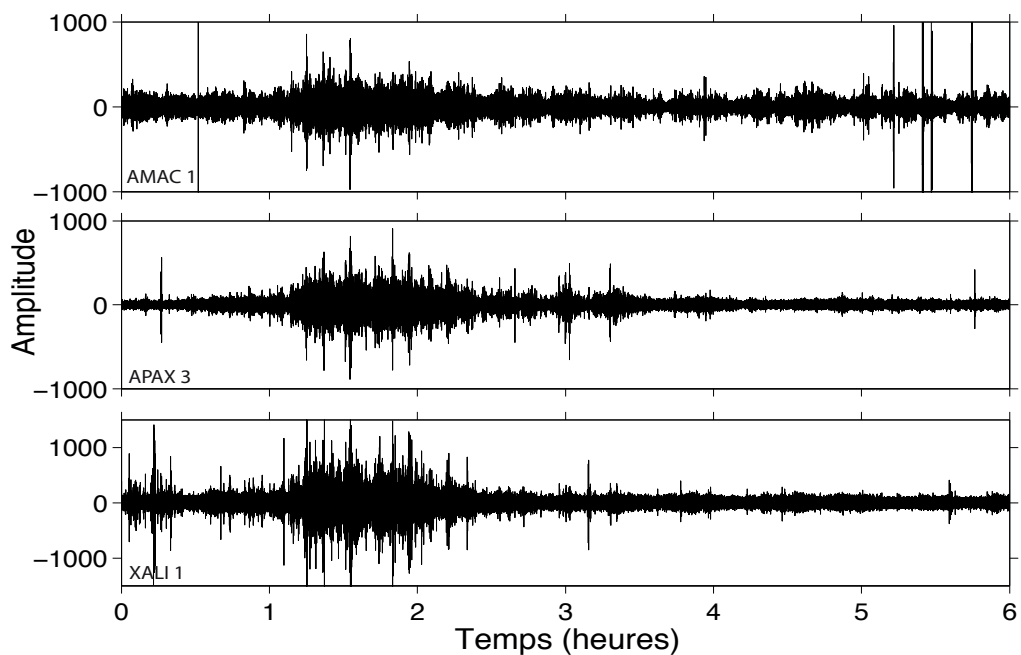
La première méthode pour détecter des activités de trémor est l'analyse visuelle des traces filtrées entre 1 et 10 Hz. Cette méthode intuitive est la plus répandue dans la littérature pour l'étude des trémors. Elle fut utilisée pour la première fois par Obara [2002] pour repérer les périodes d'activité de trémors avant de les localiser grâce à sa méthode par corrélations d'enveloppes.

Les trémors se repèrent comme un signal non impulsif et cohérent sur plusieurs stations. Un exemple est présenté sur la Figure 2.3(a) pour 6 heures d'enregistrements le 15 septembre 2009. On constate clairement l'émergence d'un signal qui ressemble à du bruit entre 1h UT et 2 h 30 UT. Ce signal est cohérent sur les trois mini-réseaux à notre disposition en septembre 2009 (la figure présente seulement une trace par antenne pour une meilleure visualisation). La durée totale de cette activité de trémor est difficile à évaluer avec précision en raison du caractère non impulsif des signaux. Toutefois, d'après la Figure 2.3(a), on peut l'estimer à environ 1 heure.

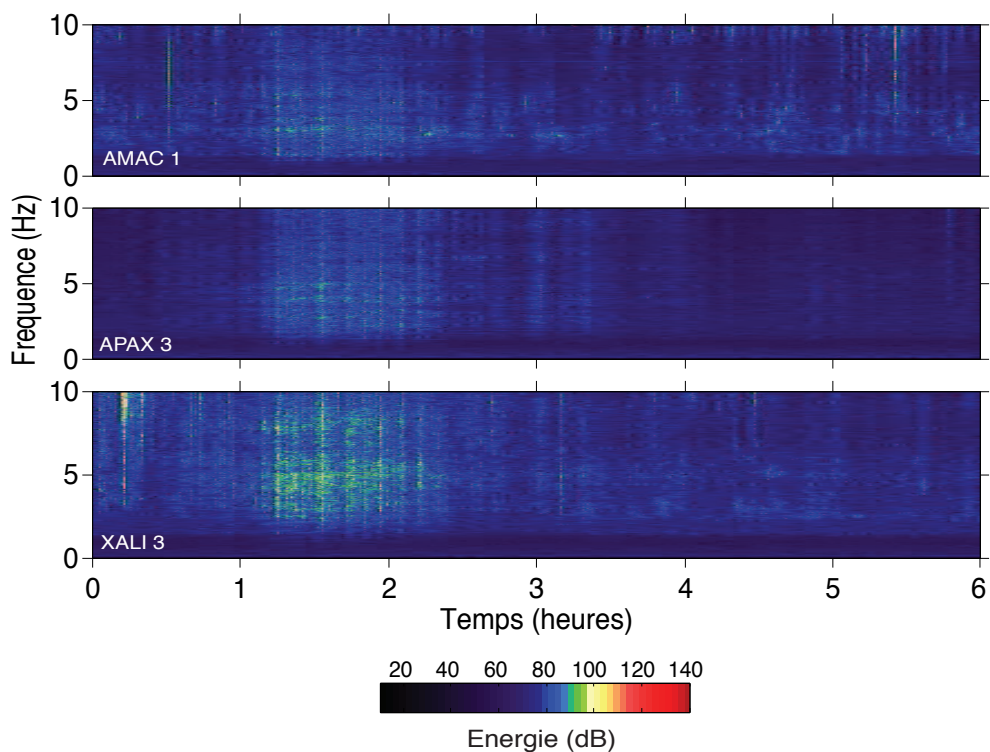
L'analyse visuelle permet d'avoir une bonne idée de l'occurrence des NVT. Toutefois, cette méthode n'est pas automatique et nécessite un long travail de visualisation des données. Par ailleurs, il est parfois difficile de conclure de manière objective sur la présence de NVT lorsque le niveau de bruit est élevé. Ces inconvénients rendent une analyse automatique et quantitative nécessaire pour étudier l'occurrence des NVT au Mexique.

2.2.2 Détection automatique des NVT

Il existe plusieurs méthodes de détection automatique des trémors. La première, proposée par Kao et al. [2007], consiste à calculer la moyenne glissante et l'indice de scintillation (IS) [Yeh and Liu, 1982] des signaux ainsi que la moyenne et l'écart type des IS. À partir de ces paramètres, ces auteurs ont proposé une méthode empirique pour distinguer les NVT du bruit ambiant. Quand la détection est positive, un contrôle est effectué avec plusieurs



(a) Traces filtrées entre 1 et 10 Hz



(b) Spectrogrammes des traces en (a)

FIGURE 2.3 – (a) Traces enregistrées aux capteurs courte période AMAC 1, APAX 3 et XALI 1 le 15 septembre 2009 entre 0 et 6 heures UT. Les signaux sont filtrés entre 1 et 10 Hz. On remarque une activité de trémor entre 1h UT et 2h20 UT. (b) Spectrogrammes des traces présentées en (a). L'activité des trémors ressort nettement en particulier sur la station XALI qui présente un meilleur rapport signal sur bruit.

stations : au moins 3 stations dans un rayon de 100 km doivent détecter un NVT pour que la source soit considérée comme réelle. Par la suite, [Wech and Creager \[2008\]](#) ont proposé une autre approche pour détecter automatiquement les NVT. Cette dernière se base sur la méthode de corrélation d’enveloppes proposée par [Obara \[2002\]](#) pour la localisation. Dans un premier temps, ils calculent les enveloppes des signaux, puis ils découpent ces enveloppes en fenêtres de 5 minutes et calculent les corrélations entre les différentes enveloppes. Une localisation sur une grille est ensuite appliquée pour minimiser la différence entre le temps d’arrivée des NVT et le maximum des intercorrélations. Pour qu’une détection soit positive, les localisations pour deux fenêtres successives doivent rester proche spatialement.

Ces deux méthodes présentent l’avantage d’être automatiques et de ne pas nécessiter une analyse minutieuse des traces. Toutefois, elles présentent des inconvénients. La méthode de [Wech and Creager \[2008\]](#) suppose par exemple que les sources de trémors se regroupent en essaims. Cette hypothèse n’est pas toujours vérifiée dans la pratique avec notamment l’existence de migrations rapides de trémors pouvant atteindre 200 km/h [[Ghosh et al., 2010a](#)]. Par ailleurs, cette méthode combinant détection et localisation, nécessite un réseau 2D avec une bonne couverture spatiale, ce qui n’est pas le cas du réseau à notre disposition au Mexique. La méthode de [Kao et al. \[2007\]](#) n’est quant à elle pas immédiatement intuitive. L’approche empirique pour déterminer les valeurs de la moyenne des IS qui constitue du trémor étant difficilement accessible.

a) Utilisation de l’énergie des signaux

Pour détecter de manière automatique et quantitative les trémors au Mexique, nous avons donc choisi d’utiliser une autre approche basée sur le calcul de l’énergie dans la bande de fréquence dominante des NVT, entre 1 et 10 Hz. Cette méthode décrite par [Husker et al. \[2010\]](#) se base sur le fait que les trémors dominent le spectre du signal entre 1 et 10 Hz. La Figure 2.3(b) illustre cette propriété en présentant les spectrogrammes des signaux tracés sur la Figure 2.3(a). On retrouve bien l’émergence de l’activité de trémors à partir de 1h UT. Cette activité domine le spectre sur les trois capteurs entre 2 et 8 Hz. Une manière de détecter les NVT consiste donc à suivre temporellement l’évolution de l’énergie au cours du temps dans cette bande de fréquence.

La Figure 2.4 montre un exemple de cette méthode appliquée sur les données enregistrées le 15 septembre 2009 au capteur AMAC 1. La courbe noire tracée sur la Figure 2.4c montre l’évolution de l’énergie entre 2 et 8 Hz calculée sur des fenêtres de 1 minute. On retrouve bien une augmentation de l’énergie vers 1h UT associée à l’émergence de l’activité de trémors. Cependant, cette courbe noire présente d’autres pics de forte énergie qui ne sont pas associés à des NVT (voir à 1h30 UT et 5h25 UT sur la Figure 2.4c). Ces pics sont le plus souvent produits par des séismes locaux qui émettent dans la même bande de fréquence que les trémors. Il arrive également qu’il s’agisse de glitches dus à la numérisation des données. Pour éliminer ces signaux parasites, nous utilisons le fait que les trémors sont persistants sur de longues durées à l’inverse des séismes locaux ou des glitches qui apparaissent de façon impulsive. Nous appliquons un filtre médiant sur des fenêtres de 30 minutes qui enlève la contribution de ces signaux (courbe rouge sur la Figure 2.4c). Le résultat donne l’évolution de l’énergie au cours du temps sur laquelle il est possible de repérer les activités de trémors en se fixant un seuil de détection. Pour qu’une détection soit positive, l’activité de trémor doit être enregistrée sur plusieurs stations.

Dans cette thèse nous avons appliqués cette méthode afin de suivre temporellement les activités de trémors. Les résultats de ces analyses seront présentés dans le chapitre 3.

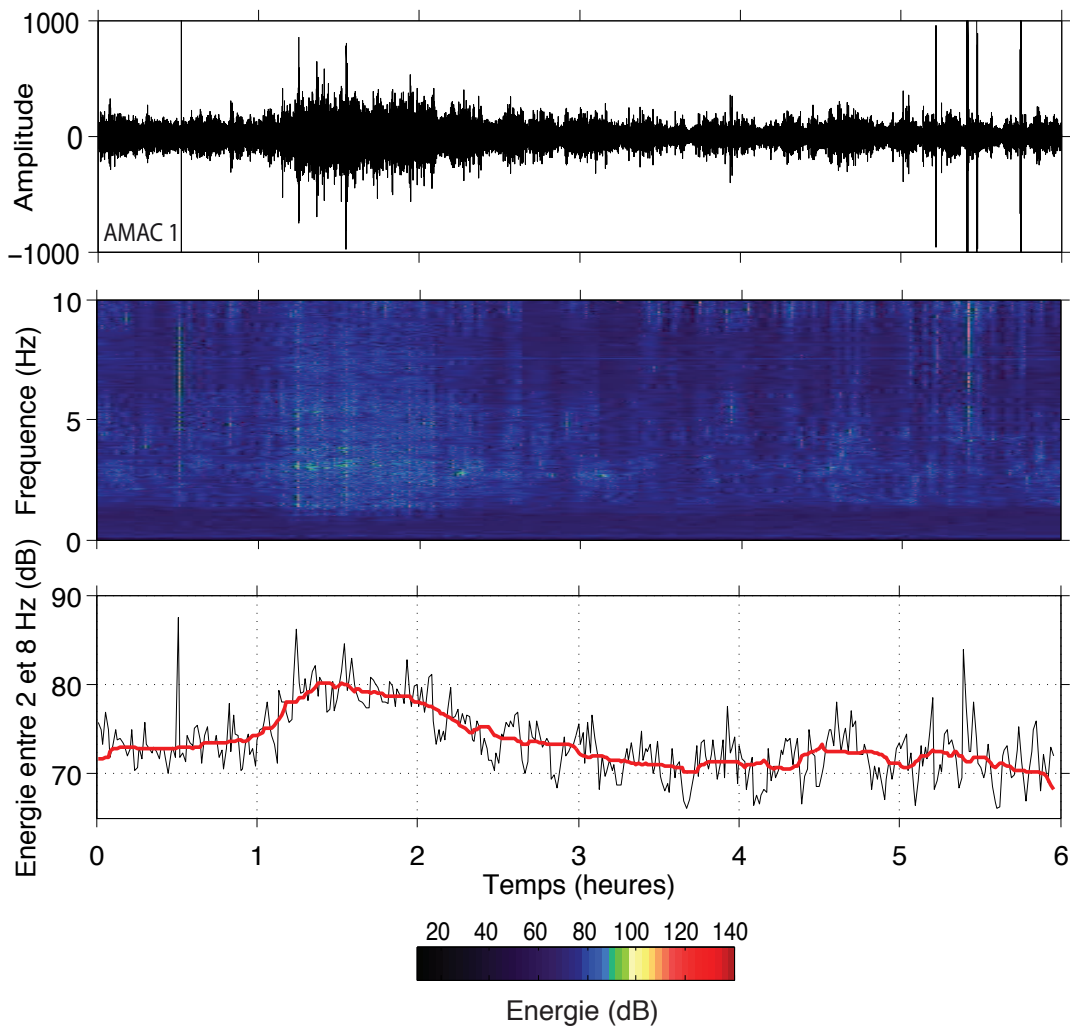


FIGURE 2.4 – (A) Signal filtré entre 2 et 8 Hz enregistré à AMAC 1 le 15 septembre 2009 entre 0 et 6 heures UT. (B) Spectrogramme du signal présenté en (A). L'échelle de couleur est présentée sous la figure. (C) Énergie entre 2 et 8 Hz calculée sur des fenêtres de 2 et 8 Hz (trace noire). La trace rouge représente la même énergie après avoir appliqué un filtre médiant sur des fenêtres de 30 minutes afin de supprimer les effets des séismes locaux et des glitches. Cette courbe rouge montre bien l'émergence d'une activité de trémor entre 1h UT et 2h45 UT.

2.3 Localisation des trémors par formation de voie

Dans la section précédente, j'ai présenté les caractéristiques du réseau de sismomètres installés au Mexique dans le cadre du projet G-GAP et la méthode de détection automatique des trémors que nous utilisons. L'analyse du niveau de bruit dans la bande de fréquences caractéristiques des trémors (entre 1 et 10 Hz) nous permet de détecter avec une bonne précision les périodes d'activités de trémors et leurs évolutions temporelles. En revanche, la géométrie du réseau n'est pas adaptée aux méthodes de localisation habituellement utilisées pour de ce type de signaux.

Les trémors sont difficiles à localiser en raison de l'absence de phases clairement identifiables dans leur forme d'onde. L'utilisation des méthodes traditionnelles de localisation de séismes basées sur les différences de temps d'arrivée des ondes de volume n'est donc pas applicable aux NVT. Différentes techniques existent pour résoudre ce problème et estimer les localisations. La plus utilisée dans la littérature est la corrélation d'enveloppes (ECC ou Enveloppe Cross Correlations en anglais) proposée par Obara [2002]. Cette méthode utilise les corrélations des enveloppes des signaux pour déterminer la loi de retard entre les stations d'un réseau. Il est ensuite possible de localiser en utilisant les codes de localisation classiques de type *Hypo Inverse*, moyennant une hypothèse sur le modèle de vitesse et en supposant que les ondes émises par la source se propagent à la vitesse des ondes de cisaillement [Obara, 2002]. Les localisations obtenues sont globalement bonnes en latitude et longitude mais restent aléatoires en profondeur. Le faible rapport signal sur bruit ainsi que la nature non impulsive des signaux émergeant progressivement du bruit engendrent des erreurs sur les délais calculés avec les corrélations d'enveloppes. Dans la pratique, il est parfois difficile de pointer avec précision le maximum de la corrélation entre deux enveloppes de trémors, ce qui induit de larges incertitudes sur les délais mesurés. Afin de conserver une bonne résolution, il est ainsi nécessaire de disposer d'un réseau avec un nombre important de stations et avec une bonne couverture spatiale sur la zone d'étude. Or ce n'est pas le cas du réseau G-GAP. La concentration des capteurs en antennes rend mauvaise la couverture spatiale du réseau, à l'échelle de l'état de Guerrero. L'ouverture des antennes étant en moyenne de 150 mètres, il sera impossible de déterminer avec précisions des retards sur des enveloppes. Un mini-réseau peut donc être considéré comme un capteur unique. Dans ces conditions, le faible nombre d'antennes (3 en septembre 2009 puis 4 à partir de décembre 2009, 5 en avril 2010, 6 en mai 2010...) empêche l'utilisation de la méthode des corrélations d'enveloppes pour la localisation.

Cette section est consacrée à l'élaboration d'une méthodologie pour localiser les trémors non volcaniques à partir des données continues des mini-réseaux sismologiques déployés dans le cadre de projet G-GAP. Compte tenu de la géométrie des réseaux à notre disposition (peu de capteurs large bande, un grand nombre de capteurs courte période rassemblés en antennes avec une ouverture de l'ordre de 150 mètres), les méthodes retenues pour analyser les NVT sont basées sur l'utilisation de la formation de voie dans le cadre d'analyses de réseaux afin de détecter et localiser les sources de trémors. Dans cette section je décris le principe de la formation de voie, avant de l'appliquer sur des données synthétiques générées dans la géométrie des antennes installées au Mexique. Ces analyses permettent de déterminer la précision de la formation de voie et des localisations obtenues. J'appliquerai ensuite cette méthode sur des données réelles enregistrées au Mexique dans la section 2.4 et le chapitre 3.

2.3.1 Formation de voie

a) Principe de la formation de voie (*Beamforming*)

La *formation de voie* ou *beamforming* en anglais est une technique d'analyse de réseau qui permet de séparer un signal cohérent d'un bruit grâce à un réseau de capteurs. Le principe consiste à appliquer des retards aux différents capteurs d'un réseau en fonction de leurs positions relatives selon une loi de retard décrivant un front d'ondes prédéterminé. Si l'on suppose que les sources sont loin des capteurs, les fronts d'ondes peuvent être considérés comme plans. Dans le cas d'un réseau de récepteurs, cette technique revient en réalité à orienter le réseau (filtrage spatial) en appliquant des retards adaptés à chacun des enregistrements de telle sorte que les ondes planes arrivant d'une direction donnée puissent être sommées de façon cohérente. Cette méthode porte différents noms en fonction du domaine dans lequel elle est utilisée : *formation de voie* en acoustique, *frequency-wavenumber analysis (FK)* en sismologie [Capon, 1969, Harjes and Henger, 1973], ou encore *matched field processing* lorsque les fronts d'ondes recherchés ne sont pas plans (champ proche) [Baggeroer et al., 1988, 1993, Kuperman and Turek, 1997].

Pour formaliser cette méthode, il est plus intuitif de raisonner à l'envers. Plutôt que d'appliquer une loi de phase et de sommer les traces, nous créons un jeu de données synthétiques (appelé *replica*), correspondant à ce que nous enregistrerions à chacun des capteurs si la source était à une position donnée dans un modèle de vitesse considéré. Nous comparerons ensuite ce *replica* avec le jeu de données réelles en calculant les coefficients de corrélations entre les données synthétiques et les données réelles en fonction des propriétés de l'onde synthétique propagée. Quand la corrélation est grande, les propriétés de l'onde synthétique (position et modèle de vitesse considéré) sont conformes aux observations.

Le calcul s'effectue en domaine fréquentiel. Soit $d_i(\omega)$ le champ enregistré sur le capteur c_i pour la pulsation ω . Nous calculons dans un premier temps la matrice de densité spectrale croisée $K(\omega)$.

$$K_{ij}(\omega) = d_i(\omega) d_j^t(\omega) \quad , \quad (2.1)$$

où d_j^t représente le conjugué du champ enregistré au capteur c_j . Cette matrice est simplement la corrélation entre les différents champs enregistrés au différents capteurs du réseau. Elle aura pour taille $N \times N$ avec N le nombre de capteurs dans le réseau.

Supposons maintenant que nous sommes en champ lointain ; les sources sont loin des capteurs, ce qui nous permet d'écrire la loi de retard du replica pour une onde sphérique dans l'approximation des champs lointains. Si l'on considère un milieu homogène de vitesse v , le replica pour une source située en $\vec{r}_s = (x_s, y_s, z_s)$ s'écrit :

$$E_i(\vec{r}_s, \omega) = \frac{1}{4\pi r_i^s} e^{i\omega(t - \frac{r_i^s}{v})} \quad , \quad (2.2)$$

où r_i^s représente la distance entre la position de la source \vec{r}_s et le capteur c_i .

Il convient ensuite de comparer ces replicas avec les données. Pour cela, il existe plusieurs méthodes. La première appelée méthode Bartlett considère le coefficient de corrélation entre les données d et le replica E :

$$P(\vec{r}_s, \omega) = E^t(\vec{r}_s, \omega) K(\omega) E(\vec{r}_s, \omega) \quad , \quad (2.3)$$

avec $E^t(\vec{r}_s, \omega)$ la transposé du replica $E(\vec{r}_s, \omega)$.

La formation de voie permet de mesurer le vecteur d'onde qui explique le mieux les déphasages observés dans les enregistrements d'un réseau de capteurs. Nous pouvons noter que la valeur P n'est pas exactement une probabilité de présence car elle n'est pas normalisée. Seules les variations relatives de P peuvent être interprétées pour connaître la probabilité de présence d'une source.

Pour améliorer la réponse de la *formation de voie*, il est possible d'utiliser des comparaisons non linéaires entre les données et le replica. Ces méthodes permettent une décroissance plus rapide de la réponse $P(\vec{r}_s)$ lorsque \vec{r}_s s'éloigne de la position réelle de la source et améliore ainsi la résolution par rapport à la méthode Bartlett. La méthode la plus rencontrée dans la littérature est la *Minimum Variance Distortionless Response* (MVDR) proposée par Capon [1969]. La réponse de cette méthode s'écrit

$$P_{mvd\text{r}}(\vec{r}_s, \omega) = W_{mvd\text{r}}^t(\vec{r}_s, \omega) K(\omega) W_{mvd\text{r}}(\vec{r}_s, \omega) \quad , \quad (2.4)$$

avec K la matrice de densité spectrale croisée calculée à partir des données (voir équation (2.1)) et $W_{mvd\text{r}}$ le facteur de pondération calculé à partir de E de telle sorte que la norme de $W_{mvd\text{r}}^t K W_{mvd\text{r}}$ soit minimale, tout en imposant $W_{mvd\text{r}}^t E = 1$. La solution de cette optimisation est

$$W_{mvd\text{r}}(\vec{r}_s, \omega) = \frac{K^{-1}(\omega) E(\vec{r}_s, \omega)}{E^t(\vec{r}_s, \omega) K^{-1}(\omega) E(\vec{r}_s, \omega)} \quad , \quad (2.5)$$

La probabilité de présence $P_{mvd\text{r}}$ peut ainsi être réécrite en fonction de E et K en combinant les équations (2.4) et (2.5) :

$$P_{mvd\text{r}}(\vec{r}_s, \omega) = \frac{1}{E^t(\vec{r}_s, \omega) K^{-1}(\omega) E(\vec{r}_s, \omega)} \quad , \quad (2.6)$$

Cette méthode apporte un net gain de résolution par rapport à la méthode linéaire Bartlett mais s'avère en contrepartie nettement plus sensible aux bruits incohérents. Les résultats obtenus en *MVDR* doivent donc toujours être comparés avec les résultats obtenus avec la méthode linéaire afin de s'assurer de leur cohérence.

b) Décomposition en valeurs singulières

La matrice K est constituée des corrélations entre les champs enregistrés à chaque station pour une pulsation ω (voir equation (2.1)). Ses éléments diagonaux sont les autocorrélations obtenues à chaque station du réseau. K est donc une matrice carrée qui possède une symétrie hermitienne de telle sorte que :

$$K(\omega) = K^t(\omega) \quad (2.7)$$

Ces propriétés font que K peut être décomposée en utilisant la décomposition en valeurs singulières (SVD) :

$$K = U \Sigma^2 U^t \quad (2.8)$$

avec U la matrice constituée de vecteurs propres orthogonaux ($u_i^t u_j = 0$ avec $i \neq j$) et unitaires de telle sorte que $U^t U = U U^t = I$. La matrice diagonale Σ^2 est quant à elle constituée des P valeurs singulières σ_i . En tenant compte de l'orthogonalité des vecteurs u_i , la matrice K peut se réécrire

$$K = \sum_{i=1}^P K_i = \sum_{i=1}^P \sigma_i u_i u_i^t \quad (2.9)$$

$$K u_i = \sigma_i u_i \quad . \quad (2.10)$$

Nous obtenons ainsi la décomposition de K en P champs cohérents orthogonaux entre eux. Dans le cas idéal, ces champs correspondent aux différents champs d'onde résultant de différentes sources. Il est alors possible d'appliquer les méthodes de formation de voie à chacune des matrices K_i obtenues après décomposition de K . On peut alors retrouver la position de chacune des sources présentes dans le signal initial. Un exemple d'application classique de la décomposition en valeurs singulières est le filtrage d'une source de bruit dominante. Imaginons que l'on souhaite étudier les sources de bruit générées par un système hydrothermal mais que ces sources soient masquées par une forte source de bruit extérieure. Le filtrage par SVD va permettre d'extraire la source d'intérêt pour la traiter séparément par formation de voie et retrouver la localisation de la source.

c) Note sur l'inversibilité de K

Les méthodes de formation de voie non linéaires (MVDR) nécessitent que la matrice de densité spectrale croisée $K(\omega)$ soit inversible afin de pouvoir calculer la réponse de la formation de voie (équation (2.6)). Par ailleurs, la décomposition en valeurs singulières nécessite que K soit de rang au moins égal au nombre de valeurs singulières que l'on souhaite extraire. Or, le calcul de K par l'équation (2.1) donne une matrice de rang 1. Il est donc nécessaire de calculer K de façon à obtenir une matrice de rang plus élevé.

La méthode que j'ai utilisée consiste à ajouter un bruit β sur la diagonale de K afin de s'assurer qu'aucune des ses valeurs propres ne soit nulle. La nouvelle matrice \tilde{K} s'écrit ainsi :

$$\tilde{K}_{ij}(\omega) = d_i(\omega) d_j^t(\omega) + \beta I \quad , \quad (2.11)$$

où I est la matrice identité. Notons qu'il est nécessaire de choisir β petit afin de ne pas affecter le replica.

2.3.2 Formation de voie avec le réseau G-GAP : Exemples synthétiques, résolutions et limites

a) Objectif

Dans cette section nous allons étudier les conditions d'utilisation de la formation de voie sur les données des mini-réseaux G-GAP installés au Mexique. Cette étude s'effectuera sur des signaux synthétiques de séismes. Nous cherchons à déterminer si la formation de voie est adaptée aux réseaux G-GAP et quelle peut être l'influence de la géométrie de ces réseaux. Cette étude sur des séismes synthétiques nous permet également d'analyser la

réponse de la formation de voie aux différentes phases ainsi que l'influence de la profondeur de la source sur les résultats. Ces analyses nous renseignent sur les différents paramètres pouvant influencer ce type de méthode de réseau dans le but de l'utiliser ultérieurement pour localiser les trémors.

b) Description des données synthétiques

Pour tester les méthodes de formation de voie nous avons généré un jeu de données synthétiques avec le logiciel *Axitra*¹. Afin d'être au plus proche des conditions réelles, ces données ont été générées dans la géométrie du réseau G-GAP en place au Mexique (voir Figure 2.1 pour une illustration de la géométrie d'un mini-réseau). Nous avons choisi de tester le cas limite avec seulement 3 mini-réseaux actifs : AMAC, XALI et APAX. Cette configuration extrême a été choisie car elle représente le nombre minimal de stations en fonctionnement au début de l'expérience en septembre 2009.

Au total 63 sources différentes ont été modélisées. Elles se répartissent en 21 points géographiques s'étendant sur une large portion de l'état de Guerrero et couvrant une zone de 3° en latitude et d'1° en longitude. Pour chaque point sur la carte, trois sources sont modélisées à 10 km, 20 km et 30 km de profondeur. La Figure 2.5 présente une carte de la répartition de ces sources et des 3 mini-réseaux où sont enregistrées les données.

Le logiciel *Axitra* permet à l'utilisateur de choisir le mécanisme au foyer ainsi que la fonction source parmi une large variété d'ondelettes (dirac, ricker, triangle...). Au premier ordre, une fonction source trapézoïdale peut être considérée comme une bonne approximation du phénomène de stick-slip. Un tremblement de terre simple peut ainsi être modélisé par un temps de montée et une durée de source. Pour nos sismogrammes synthétiques, nous avons choisi une durée nulle avec un temps de montée de 0.2 secondes afin de représenter une source impulsive. La fonction source est donc triangulaire. Par ailleurs, nous avons choisi des mécanismes aux foyer inverses en accord avec la géométrie de la zone du subduction Mexicaine ($stike = 285^\circ$, $dip = 0^\circ$, $rake = 90^\circ$).

Les sismogrammes synthétiques sont calculés avec le modèle de vitesse 1D proposé par Campillo et al. [1996]. Ce modèle, présenté sur la Figure 2.6, a été obtenu par inversion des courbes de dispersion en vitesse de groupes, estimées avec des sismogrammes de séismes locaux enregistrés à Mexico City.

Afin de tester la résolution de la formation de voie, nous pouvons ajouter aux données synthétiques, du bruit aléatoire uniforme $s_b(t)$ de la forme :

$$s_b(t) = U(-1,1) * nb * M_s \quad (2.12)$$

avec $U(-1,1)$ la loi uniforme entre -1 et 1, M_s le maximum d'amplitude du signal non bruité et nb le niveau moyen de bruit souhaité.

La Figure 2.7 montre un exemple de sismogramme synthétique au mini-réseau XALI pour une source située à 18.5° N et 99.9° W (représentée par un point rouge sur la carte 2.5). Les traces correspondent aux différents capteurs du mini-réseau. Les différentes phases sont bien identifiables. Un pointé des temps d'arrivée des ondes P et S révèle un délai de

¹Ce logiciel utilise une méthode des nombres d'ondes discret associé à une technique de matrice de réflexion-transmission [Coutant, 2008].

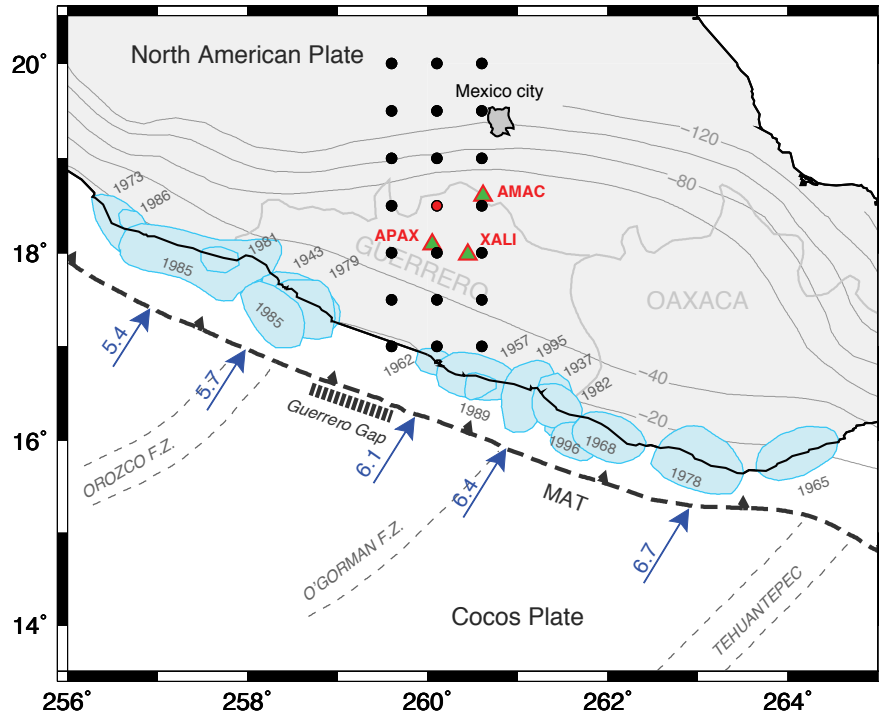


FIGURE 2.5 – Carte sismotectonique du Mexique avec les différentes sources synthétiques (points noirs). Au total 21 positions géographiques ont été modélisées avec 3 sources pour chaque position à 10 km, 20 km et 30 km de profondeur. Le point rouge indique la position de la source discutée dans la suite du texte. Les triangles rouges à fond vert indiquent les 3 mini-réseaux où sont enregistrées les données synthétiques. Les patchs bleu clair représentent les zones de rupture des séismes majeurs. Les traits fins gris sont les isoprofondeurs de l'interface de subduction en kilomètres. Les flèches bleues indiquent la direction et l'intensité du déplacement relatif des plaques Cocos et Nord Amérique dans le modèle NUVEL 1 [DeMets et al., 2010]. MAT = Middle American Trench.

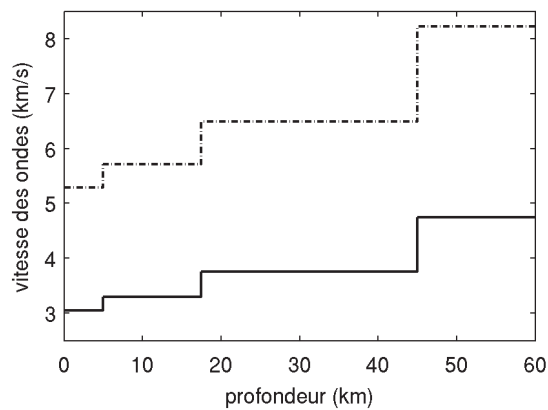


FIGURE 2.6 – Modèle de vitesse utilisé dans *Avitra* pour générer les sismogrammes synthétiques. Les lignes en pointillés et en trait plein représentent l'évolution de la vitesse des ondes P et S respectivement [Campillo et al., 1996].

l'ordre de 9 secondes entre les deux ondes en accord avec le modèle de vitesse et la distance source station.

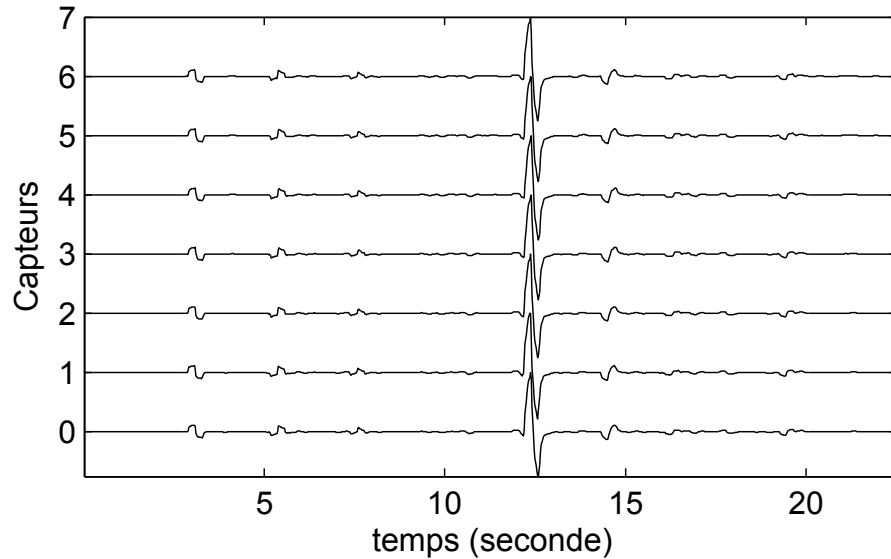


FIGURE 2.7 – Exemple de traces synthétiques non bruitées simulées au mini-réseau XALI pour une source située à 18.5° de latitude N, 99.9° de longitude W et 30 km de profondeur. Les différentes traces représentent les différents capteurs du réseau.

c) Exemple d'application de la formation de voie sur un séisme synthétique

Nous utilisons maintenant la formation de voie sur les 3 mini-réseaux pour retrouver l'azimut et la vitesse apparente du séisme synthétique présenté sur la Figure 2.7. Les azimuts réels et les distances entre la source et les mini-réseaux sont regroupés dans la Table 2.2. Pour cet exemple, nous nous intéresserons à un cas sans bruit ajouté aux données. Les Figures 2.8 et 2.9 présentent les résultats de la formation de voie appliquée aux données avec une méthode linéaire (Bartlett) et adaptative (MVDR) respectivement. Pour une meilleure lisibilité, les résultats sont présentés en lenteur S avec $S = 1/V_{app}$. Ces deux figures illustrent certaines propriétés de la formation de voie en terme d'azimut et de vitesse apparente.

On constate dans un premier temps la nette différence de résolution entre la méthode linéaire et adaptative. Cette différence illustre l'apport d'une comparaison non linéaire entre les données et le replica. Toutefois, le niveau de bruit doit rester faible pour ne pas faire diverger la formation de voie adaptative.

Azimut : Comme présenté dans la section 2.3.1, le résultat de la formation de voie fournit une information de cohérence entre le replica et les données pour chaque couple azimut-vitesse apparente. Le maximum de cohérence nous donne ainsi le couple azimut-vitesse apparente qui explique le mieux les données enregistrées. Ces deux informations peuvent alors être utilisées pour retrouver certaines caractéristiques de la source (position, profondeur) ou de l'onde propagée (vitesse).

Les Figures 2.8 et 2.9 montrent que l'azimut de la source est bien retrouvé pour chaque antenne (voir les azimuts réels entre les antennes et la source dans la table 2.2). On constate que la méthode linéaire reste très fiable (seulement 1° de différence avec le résultat adaptatif pour l'antenne APAX) pour déterminer l'azimut de la source malgré une extension de la zone ayant une forte probabilité de présence plus importante. Ce résultat s'explique par des variations de cohérence plus faible en azimut qu'en lenteur. Ce phénomène peut être observé sur la Figure 2.8 où les zones ayant une forte probabilité de présence affichent des formes elliptiques avec un grand axe selon le rayon des cercles et donc selon la lenteur.

	APAX	XALI	AMAC
Azimut (°)	6.5	327.05	257.77
Distance (km)	45.79	68.59	55.67

TABLE 2.2 – Azimut et distances entre les 3 mini-réseaux et la source synthétique située à 18.5°N, 99.9°W et 30 km de profondeur.

La triangulation des trois azimuts permet de localiser la source avec une grande précision (voir Figure 2.10). L'erreur moyenne entre la source synthétique et le point le plus proche le long de la direction obtenue par formation de voie est de 0.21 km et de 0.28 km pour les méthodes linéaire et adaptative respectivement. Compte tenu des distances entre la source et les antennes (voir table 2.2), ces erreurs ne sont pas significatives car inférieures au pas d'échantillonnage en azimut (un degré). Nous reviendrons en détails sur la précision des triangulations dans la section 2.3.3.

Formation de voie et vitesse apparente : Après l'azimut, la formation de voie nous donne une deuxième grandeur intéressante : la vitesse apparente de l'onde plane propagée dans le réseau. Cette dernière dépend de la vitesse réelle V de l'onde considérée et de l'angle d'incidence i avec laquelle l'onde arrive sur le réseau :

$$V_{app} = \frac{V}{\sin(i)} \quad , \quad (2.13)$$

La vitesse apparente est une grandeur importante car elle nous renseigne à la fois sur la vitesse et l'incidence des ondes traversant le réseau. Il est ainsi possible de distinguer les différentes phases d'un même séisme. En effet, si l'on fait l'hypothèse que la source est stable dans le temps, l'angle d'incidence des ondes directes sera identique. Les variations de vitesse apparente observées sur une antenne donnée seront alors directement reliées à une différence de vitesse associée à la propagation de l'onde entre la source et le réseau.

Pour illustrer ce phénomène nous reprenons l'exemple synthétique présenté sur la Figure 2.7 en séparant les arrivées des ondes P et S. La formation de voie est appliquée séparément sur chaque arrivée afin de retrouver les azimuts et les vitesses apparentes correspondantes. La Figure 2.11 présente les réponses des formations de voie linéaire et adaptative obtenues sur l'onde P (Figures 2.11(a) en linéaire et 2.11(c) en adaptatif) et l'onde S (Figures 2.11(b) en linéaire et 2.11(d) en adaptatif) séparément. On constate que les vitesses apparentes obtenues aussi bien en linéaire qu'en adaptatif sont cohérentes avec les vitesses attendues pour une onde P et S respectivement. En comparant ces résultats obtenus sur des portions de signal (onde P ou onde S) avec les résultats obtenus pour

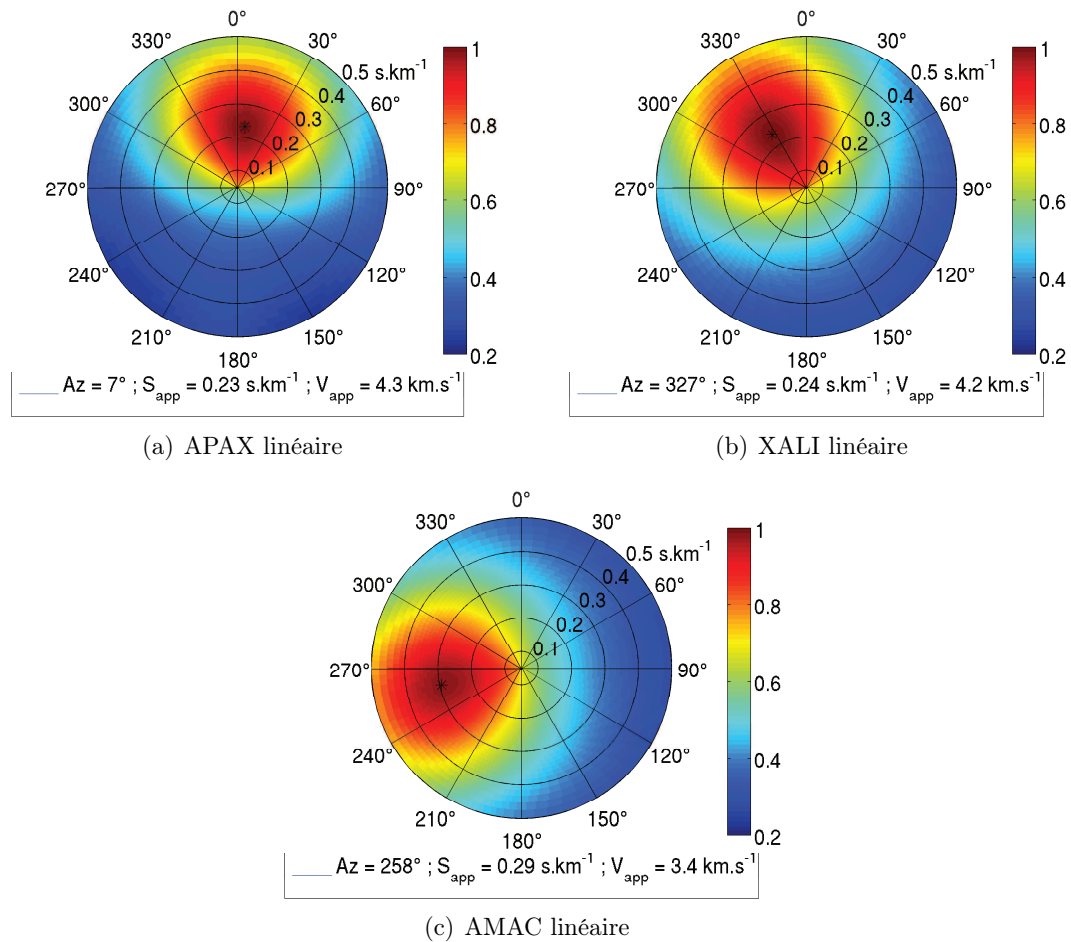


FIGURE 2.8 – Réponses de la formation de voie linéaire appliquée aux mini réseaux APAX (a), XALI (b) et AMAC (c). Le code de couleur indique les cohérences de la formation de voie pour chaque couple Azimut-Lenteur. Pour chaque image, l'étoile noire représente le maximum de cohérence de la formation de voie. Les valeurs correspondantes en azimut, lenteur et vitesse apparente sont données sur la figure.

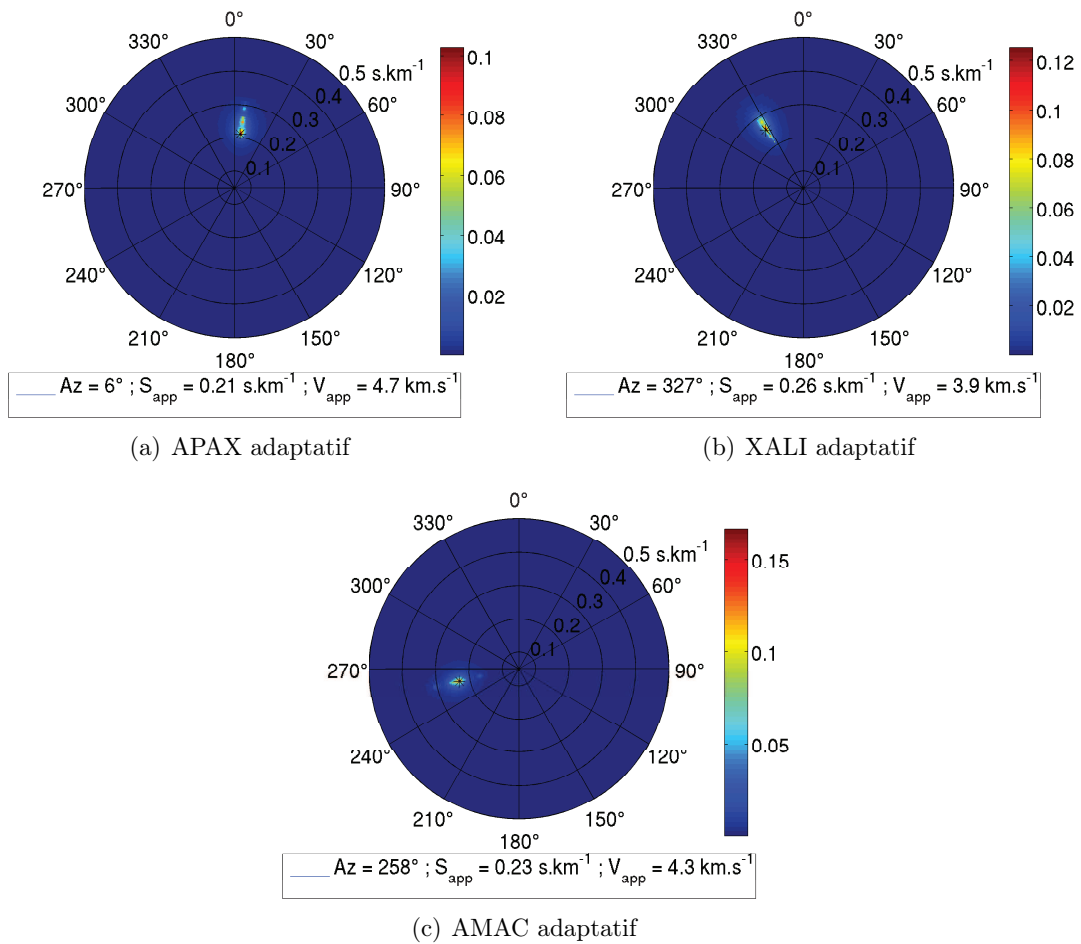
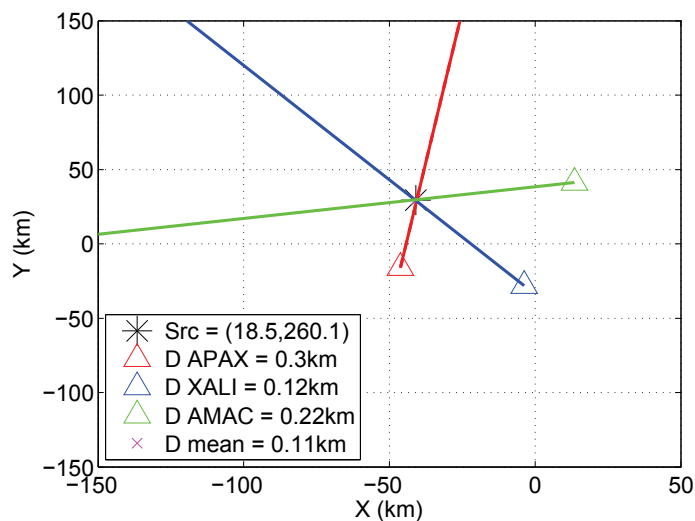
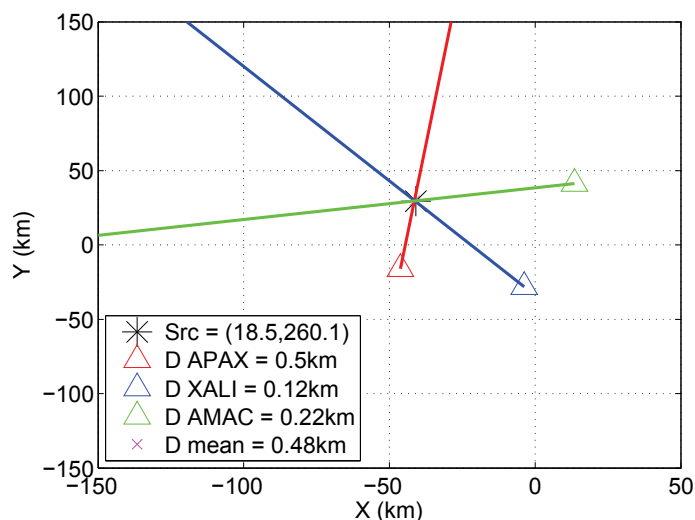


FIGURE 2.9 – Réponse de la formation de voie adaptative (MVDR) appliquée aux mini réseaux APAX (a), XALI (b) et AMAC (c).



(a) formation de voie linéaire



(b) formation de voie adaptative

FIGURE 2.10 – Triangulation de la source synthétique à partir des résultats azimutaux de la formation de voie. (a) méthode linéaire (voir résultats de la formation de voie sur la Figure 2.8). (b) méthode adaptative correspondant aux résultats présentés sur la Figure 2.9. Les triangles rouge, vert et bleu représentent les antennes APAX, AMAC et XALI respectivement. Les valeurs D_{APAX} , D_{AMAC} et D_{XALI} figurant dans la légende sont les distances au point le plus proche entre la direction azimutale (les lignes de couleur) et la source synthétique (l'étoile noire). La valeur D_{mean} correspond à la distance entre le centre du triangle formé par les trois directions azimutales et la source. Notons que les différences qui apparaissent dans ces erreurs (en particulier pour l'antenne APAX) ne sont pas significatives compte tenu du pas de 1° en azimut utilisé dans la formation de voie.

l'ensemble du signal (Figure 2.8b en linéaire et 2.9b en adaptatif), on constate que l'onde S domine le résultat de la formation de voie. Lorsque la source devient plus lointaine, les ondes de surfaces deviennent dominantes avec des vitesses apparentes autour de 5 km.s^{-1} .

Cette analyse montre qu'il est possible d'identifier différents types d'ondes grâce aux informations de vitesses apparentes. Toutefois, la sélection du signal en entrée de formation de voie reste une étape importante. L'exemple présenté ci-dessus montre le cas où les déphasages liés à l'onde S dominent la réponse de la formation de voie. Mais, ce n'est pas toujours le cas. Lorsque deux ondes distinctes d'amplitude identique provenant de la même source (ou de sources proches) se propagent avec des vitesses légèrement différentes, il peut y avoir contamination entre les déphasages des deux ondes. Les vitesses apparentes obtenues par formation de voie sont alors intermédiaires entre les vitesses réelles des deux ondes rendant leur identification impossible. Dans la pratique la formation de voie linéaire est incapable de séparer les deux ondes compte tenu de la large zone de forte probabilité de présence. Il est alors nécessaire d'utiliser le gain de résolution obtenu avec la méthode adaptative pour mettre en évidence les deux types d'ondes dans le signal.

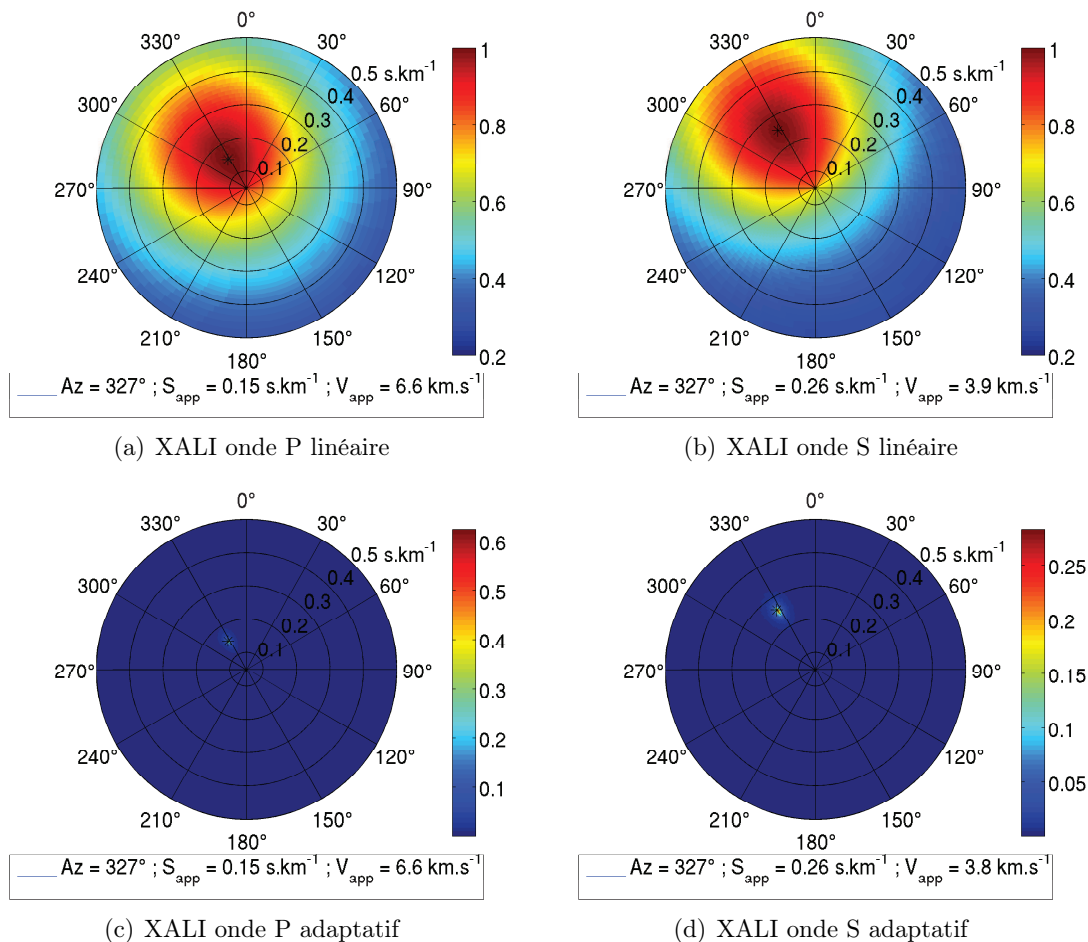


FIGURE 2.11 – Réponse de la formation de voie pour différentes fenêtres centrées sur l'onde P (a et c) et sur l'onde S (b et d).

Il est intéressant de noter que les vitesses apparentes observées avec les trois mini-réseaux ne sont pas les mêmes (voir Figure 2.9). La vitesse réelle de l'onde considérée étant

la même, ces variations s'expliquent par l'angle d'incidence entre l'onde et les antennes. Le réseau XALI étant le plus éloigné en distance de la source, il en résulte un angle d'incidence plus grand et donc une vitesse apparente plus faible. Cette propriété, bien connue des mesures en vitesses apparentes, peut être fort utile dans le cas d'analyse par formation de voie car elle apporte une information sur la profondeur de la source. En effet, pour une même position géographique, une source plus profonde donnera un angle d'incidence plus faible et donc une vitesse apparente plus élevée. La Figure 2.12 illustre cette propriété pour une source située proche de l'antenne AMAC (à 18.5°N et 99.4°W). La profondeur de la source est successivement de 30 km (barres bleues et rouges sur la figure 2.12), 20 km (barres jaunes et vertes) et 10 km (barres marrons et bleues claires). La Figure 2.12 présente les résultats pour les trois antennes à notre disposition ainsi que pour trois jeux de données différents : l'ensemble du signal (APAX Sig, XALI Sig et AMAC Sig), seulement l'onde P (APAX P, XALI P et AMAC P) et seulement l'onde S (APAX S, XALI S et AMAC S). On retrouve bien l'augmentation significative de vitesse apparente observée sur l'antenne AMAC quand la source devient plus profonde. V_{app} sur l'onde P passe par exemple de 17.5 km.s^{-1} pour une source à 30 km de profondeur à 7.5 km.s^{-1} pour une source à 10 km. Cette augmentation affecte principalement l'antenne AMAC qui est la plus proche de la source. Les variations d'angle d'incidence pour les autres antennes situées à plus grande distance étant beaucoup plus faibles, la variation de V_{app} reste limitée à environ 10% contre plus de 300% pour l'antenne la plus proche (AMAC). L'étendue spatiale des fortes variations de vitesse apparente dues à la profondeur de la source reste donc limitée.

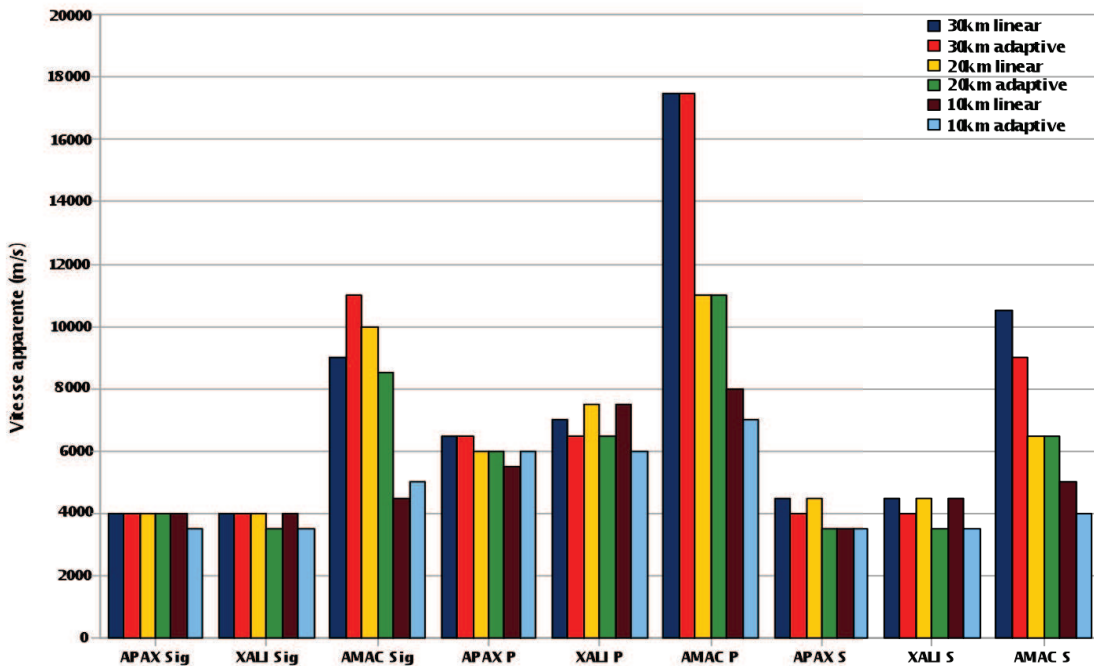


FIGURE 2.12 – Variations de la vitesse apparente en fonction de la profondeur de la source et de la fenêtre de signal considérée.

d) Précision des mesures et limites

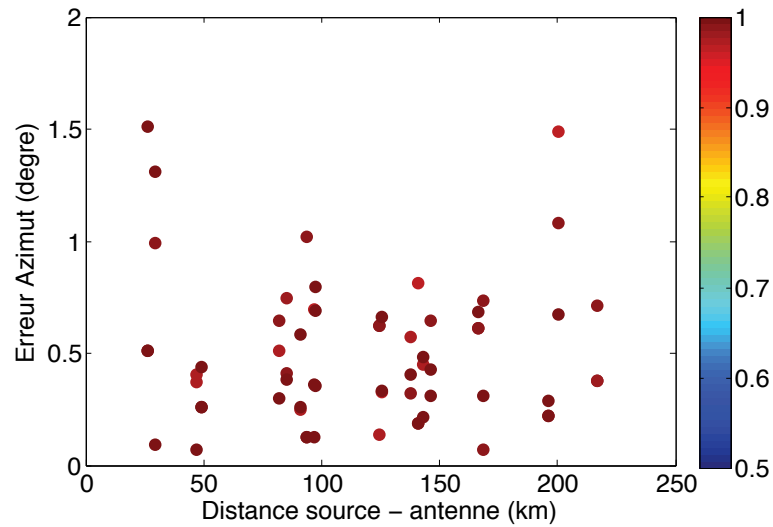
La précision des mesures effectuées par formation de voie dépend de plusieurs paramètres. Le premier est la méthode utilisée pour comparer les données et le replica. Nous avons vu dans l'exemple présenté sur les figures 2.8 et 2.9 que la méthode adaptative MVDR améliore sensiblement la résolution des images obtenues. Le deuxième paramètre est la géométrie du réseau qui influence d'une part les résultats des formations de voie pour chaque antenne et d'autre part la triangulation des différents azimuts. Enfin le dernier paramètre pouvant influencer la précision des résultats est la nature des données utilisées. Il est en effet plus difficile d'extraire les différences de phases entre les traces sur des signaux fortement bruités. La comparaison entre les données et les répliques synthétiques donne ainsi des cohérences plus faibles.

Dans la section suivante, j'étudie grâce aux données synthétiques générées dans la géométrie du réseau (voir carte sur la Figure 2.5) l'influence des différents paramètres sur les erreurs de mesures en azimut et vitesses apparentes obtenues par formation de voie.

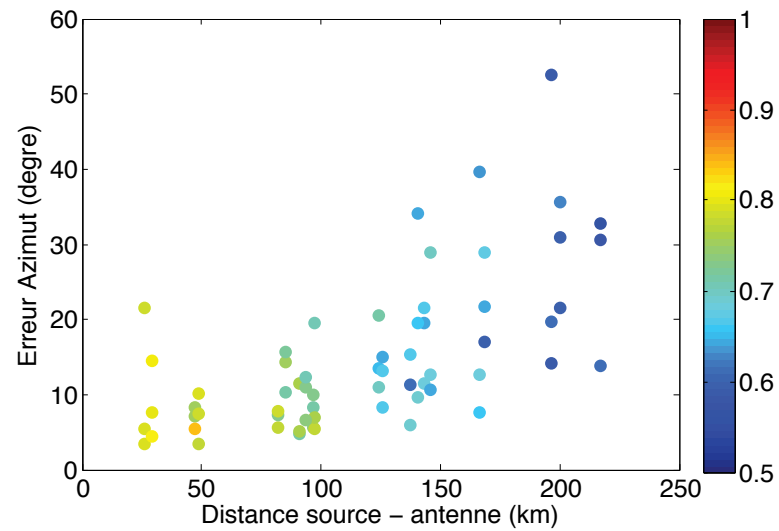
Erreurs en azimut : Le nombre important de sources synthétiques permet d'extraire des statistiques afin d'estimer les erreurs de mesures en azimut de la formation de voie. Dans ce cas précis, je ne m'intéresse pas aux vitesses apparentes obtenues mais seulement à la triangulation azimutale des sources. Afin d'estimer l'erreur pour chaque antenne, je calcule l'erreur entre l'azimut extrait du résultat de la formation de voie et l'azimut réel entre la source et l'antenne. Je moyenne ensuite ces erreurs d'azimut (en degrés) pour les trois antennes afin d'extraire l'erreur moyenne de localisation azimutale pour chaque source synthétique. Cette analyse est effectuée une première fois sur les signaux non bruités puis une deuxième fois sur le même jeu de données mais avec un bruit égal à 40% du maximum d'amplitude. Les Figures 2.13 et 2.14 présentent les résultats de cette analyse pour la formation de voie linéaire et adaptative respectivement.

La Figure 2.13a présente l'erreur en azimut en fonction de la distance moyenne entre les antennes et la source synthétique pour un signal non bruité. La couleur des différents points indique la cohérence moyenne du maximum de la formation de voie sur les trois mini-réseaux. Cette cohérence étant proportionnelle à une probabilité de présence de source, elle nous renseigne sur la qualité des résultats obtenus par formation de voie. On constate que les erreurs d'azimut obtenues avec un signal non bruité restent faibles (de l'ordre de 1°) et qu'elles ne semblent pas dépendre de la distance entre la source et les antennes. Il est important de noter que compte tenu du pas d'échantillonnage de 1° en azimut utilisé dans la formation de voie, ces erreurs ne sont pas significatives. Il est donc logique de ne trouver aucune dépendance à la distance. Par ailleurs, les cohérences obtenues sont toutes proches de 1 ce qui confirme la bonne convergence des résultats. La même analyse avec la méthode adaptative révèle des résultats similaires (voir Figure 2.14a). Là encore les erreurs ne sont pas significatives car toutes inférieures à 1° . La résolution de la formation de voie linéaire appliquée sur des données non bruitées est donc excellente.

Cependant, les données réelles ne sont jamais aussi "propres". J'ai donc recommencé l'analyse après avoir ajouté un bruit blanc égal à 40% de l'amplitude maximale des signaux. La Figure 2.13b présente les erreurs obtenues avec la méthode linéaire en fonction de la distance entre la source et les antennes. On remarque une nette augmentation des erreurs en azimut due à l'ajout du bruit. La cohérence des signaux a également diminuée et s'échelonne entre 0.5 et 0.85. Une forte dépendance à la distance entre la source et



(a) Signal complet non bruité



(b) Signal complet avec 40% de bruit ajouté

FIGURE 2.13 – Moyenne de erreurs en azimuth (en degré) en fonction de la distance moyenne entre la source et les antennes. (a). Signal complet sans bruit traité avec formation de voie linéaire. (b) Signal complet avec un niveau du bruit égal à 40% du maximum d’amplitude traité avec la méthode linéaire. Le code de couleur indique la moyenne des cohérences obtenue par formation de voie sur chaque mini-réseau.

les antennes apparaît. Les erreurs pour des distances inférieures à 100 km restent ainsi limitées entre 3° et 15° alors que celles pour des distances supérieures à 200 km sont comprises entre 10° et 52° avec une moyenne d'environ 30° . Cette perte de résolution avec la distance s'explique par la diminution des cohérences obtenues, avec une chute sensible pour des distances supérieures à 100 km. La Figure 2.14b présente les résultats obtenus avec la méthode adaptative. Là encore on note une nette augmentation des erreurs en azimut associées à l'ajout du bruit blanc sur les données. Toutefois, cette augmentation reste limitée en comparaison de la méthode linéaire. La formation de voie adaptative garde ainsi une bonne résolution malgré l'ajout du bruit. De plus, cette méthode est nettement moins sensible à la distance entre les sources et les antennes. Ce résultat s'explique par une meilleure convergence de la formation de voie adaptative. Les fortes erreurs obtenues en linéaire proviennent du fait que les cohérences diminuent avec la distance entre l'antenne et la source. Cet effet est essentiellement dû à l'augmentation de la complexité des signaux avec la distance. Ce phénomène engendre la perte de cohérence et l'augmentation de la zone de forte probabilité de présence de la source. Avec une zone de forte probabilité plus étendue, les erreurs d'azimut sont également plus importantes. La convergence de la méthode adaptative étant meilleure, l'augmentation de zone de forte probabilité est limitée en comparaison de la méthode linéaire. Il en résulte des erreurs en azimut plus faibles qui ne montrent pas de dépendance à la distance.

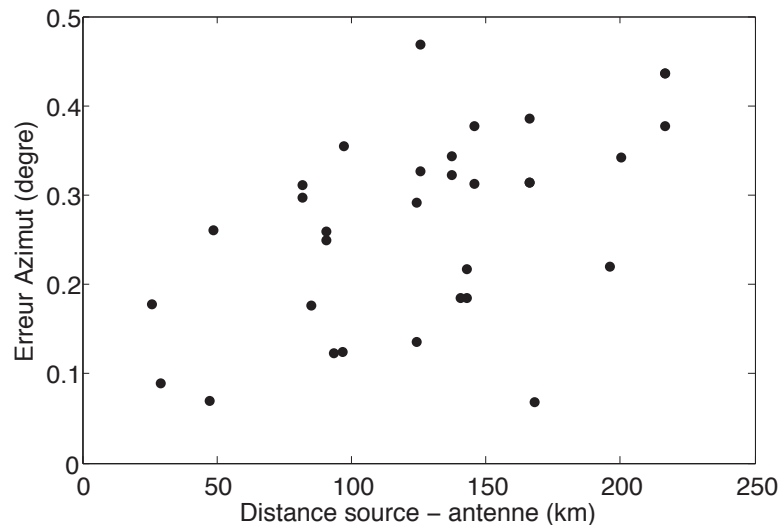
Erreurs en vitesse apparente : Comme nous ne disposons pas des valeurs de vitesses apparentes réelles pour comparer avec nos résultats, nous supposons que les valeurs réelles sont celles obtenues avec la formation de voie adaptative sur les données non bruitées. De la même façon que pour l'azimut, il est alors possible de calculer la moyenne des erreurs en vitesse apparente pour les trois antennes. La Figure 2.15 présente les erreurs associées à l'utilisation de la formation de voie linéaire sur des données non bruitées. On constate que les erreurs sont en moyenne de l'ordre de 500 m.s^{-1} . Le pas d'échantillonnage en vitesse apparente dans la formation de voie étant de 100 m.s^{-1} , ces erreurs ne sont pas négligeables. Elles s'expliquent par la large zone de forte probabilité de présence dans la méthode linéaire (voir Figure 2.8). La précision en vitesse apparente est donc moins bonne que celle en azimut dans le cas de données non bruitées.

Lorsque du bruit est ajouté, on constate une augmentation des erreurs sur V_{app} avec une moyenne de 1.5 km.s^{-1} (voir Figure 2.16a). La méthode adaptative permet globalement de réduire ces erreurs pour les ramener autour de 800 à 1000 m.s^{-1} (voir Figure 2.16b). Les valeurs de V_{app} attendues étant grandes², les erreurs sur les mesures de vitesse apparente sont globalement acceptables. De plus, les erreurs peuvent encore être diminuées en sélectionnant plus attentivement les données.

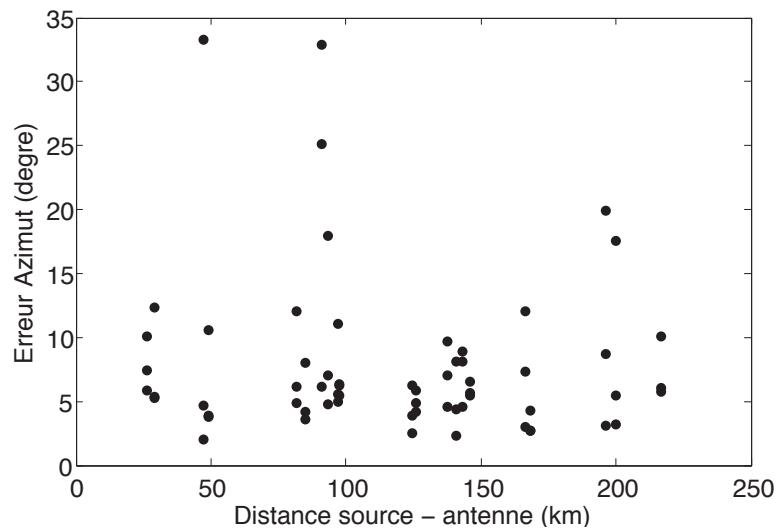
e) Note sur les lobes de réseaux

La résolution des méthodes de formation de voie dépend de la fréquence de l'onde considérée et de la distance interstation. La formation de voie mesure en effet la cohérence entre le signal et le réplica. Cette cohérence est obtenue en testant l'alignement des phases pour

²de 3 km.s^{-1} à 20 km.s^{-1} en fonction de la position de la sources par rapport au réseau. Par ailleurs, les localisations de trémors non volcaniques par les études précédentes montrent une zone de trémors au centre de Guerrero, sous notre réseau de capteurs [Payero et al., 2008, Kostoglodov et al., 2010]. Ces localisations nous laissent donc supposer des vitesses apparentes fortes pour les trémors.



(a) Signal complet non bruité



(b) Signal complet avec 40% de bruit ajouté

FIGURE 2.14 – Moyenne de erreurs en azimut (en degré) en fonction de la distance moyenne entre la source et les antennes. (a). Signal complet sans bruit traité avec formation de voie adaptative. (b) Signal complet avec un niveau du bruit égal à 40% du maximum d'amplitude traité avec la méthode MVDR.

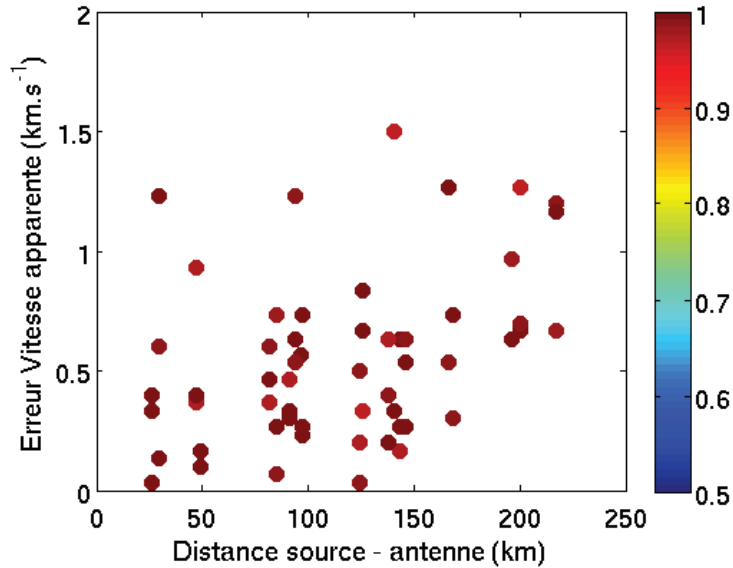


FIGURE 2.15 – Moyenne de erreurs en vitesse apparente en fonction de la distance moyenne entre la source et les antennes pour la méthode linéaire appliquée aux données non bruitées. L'échelle de couleur représente la moyenne des cohérences pour les trois antennes.

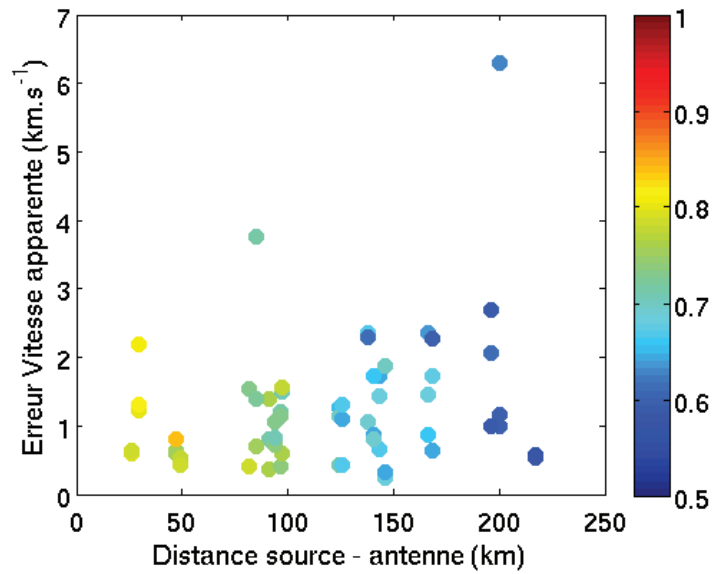
différents déphasages qui dépendent du vecteur d'onde. Dans le cas où la distance D entre les stations est nettement supérieure à la longueur d'onde λ du signal considéré, il existe plusieurs vecteurs d'ondes avec des cohérences identiques et donc plusieurs alignements des phases possibles. Il apparaît alors des lobes de réseaux sur les réponses de la formation de voie qui rendent l'identification de l'onde difficile voire impossible si $D \gg \lambda$.

Dans le cas de l'étude des trémors non volcaniques au Mexique avec les mini-réseaux G-GAP, nous ne rencontrons pas ce problème de lobe de réseaux. Les trémors ont en effet des fréquences comprises entre 1 Hz et 10 Hz. En considérant que les signaux de trémors sont essentiellement constitués d'ondes de cisaillement³, nous pouvons calculer des longueurs d'ondes comprise entre 350 m et 3500 m pour ces signaux. L'ouverture maximale de nos antennes étant de 150 m, nous restons dans une gamme de fréquence avec $\lambda > D$ pour laquelle il n'y aura pas de lobes de réseaux.

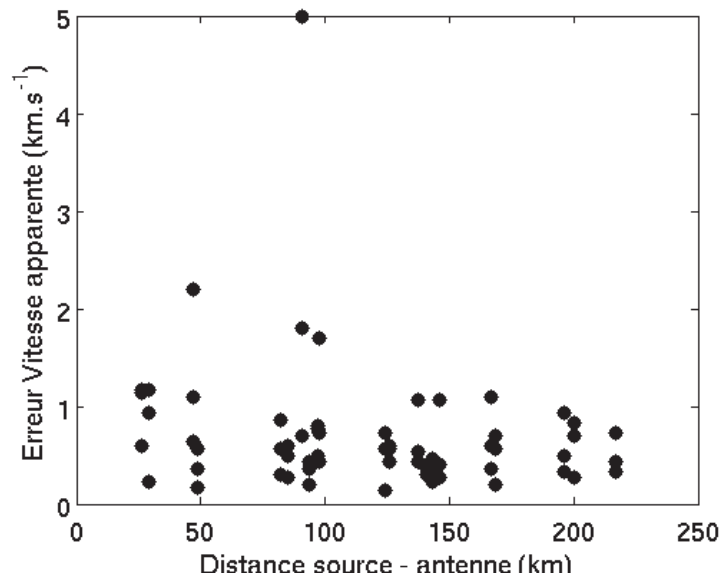
f) Bilan

Les différents tests synthétiques présentés ci-dessus montrent que la formation de voie est adaptée à la géométrie des antennes installées au Mexique dans le cadre du projet G-GAP. La présence de nombreux capteurs, rassemblés en mini-réseaux ayant chacun une ouverture de l'ordre de 100 mètres, permet d'appliquer cette méthode sur chacun d'eux et de combiner les résultats pour obtenir des informations sur la source. Les valeurs d'azimuts et de vitesses apparentes sont retrouvées avec une bonne précision pour les sources proches du réseau, y compris en présence d'un fort niveau de bruit. Par ailleurs, nous avons vérifié sur des données synthétiques la possibilité d'utiliser la technique de formation de voie pour sélectionner les sources profondes sous un réseau grâce aux mesures de vitesses apparentes.

³La vitesse des ondes S est estimée au Mexique à 3.5 km.s^{-1} pour les 40 premiers kilomètres de la croûte [Campillo et al., 1996].



(a) formation de voie linéaire



(b) formation de voie adaptative

FIGURE 2.16 – Moyenne de erreurs en vitesse apparente en fonction de la distance moyenne entre la source et les antennes pour des données bruitées. (a) Erreurs avec la formation de voie linéaire. L'échelle de couleur représente la moyenne des cohérences pour les trois antennes. (b) Erreurs avec la formation de voie adaptative.

2.3.3 Localisation par formation de voie

a) Principe

Comme nous l'avons vu ci-dessus, la formation de voie est particulièrement adaptée à la géométrie des réseaux à notre disposition au Mexique : peu de capteurs large bande (il n'est donc pas possible d'appliquer une localisation par corrélation d'enveloppe [Obara, 2002]), un grand nombre de capteurs courte période rassemblés en antennes avec un ouverture de l'ordre de 150 mètres. Chaque mini-réseau nous apporte ainsi une information en terme d'azimut et de vitesse apparente qui nous renseigne sur l'origine du signal.

Sur la Figure 2.10 j'ai présenté un exemple de triangulation d'une source grâce aux informations azimutales obtenues par formation de voie. Cette localisation donne de bons résultats grâce à la bonne résolution de la technique de formation de voie en azimut (voir test de résolution sur les Figures 2.13 et 2.14). Toutefois, pour ces localisations, seules les informations azimutales ont été utilisées. Or, il est possible d'utiliser toute l'information à notre disposition pour localiser une source : azimut, vitesse apparente et cohérence de la réponse de la formation de voie.

Chaque réponse de formation de voie au capteur c_i donne la cohérence $P_i(\theta, v)$ pour chaque couple azimut-vitesse apparente (θ, v) . Pour localiser la source nous utilisons un algorithme de recherche sur grille. Nous définissons une grille avec un pas de 1 km. Pour chaque point (x_j, y_j) de la grille nous calculons ensuite l'azimut θ_i entre ce point et les différentes antennes. Il est alors possible de sommer spatialement (produit) les cohérences des formations de voie à l'azimut donné et pour une gamme de vitesse apparente. Nous obtenons ainsi la probabilité de présence de la source $P_{total}(x_j, y_j)$ au point (x_j, y_j) .

$$P_{total}(x_j, y_j) = \prod_{i=1}^N P_i(\theta_i, v) \quad , \quad (2.14)$$

avec N le nombre d'antenne et θ_i l'azimut entre le point (x_j, y_j) et l'antenne c_i . Notez que v peut être une vitesse apparente ou une gamme de vitesses apparentes.

Cette technique permet de construire une carte de probabilité de présence de la source pour chaque fenêtre de temps considérée en prenant en compte l'ensemble des informations obtenues par formation de voie.

b) Exemple

Reprenons l'exemple synthétique présenté sur les figures 2.8 et 2.9. La Figure 2.17 montre les cartes de probabilités obtenues avec les méthodes linéaire (Figure 2.17a) et adaptative (Figure 2.17b) respectivement. Sur les deux images l'étoile noire indique la position réelle de la source synthétique et le point noir indique le maximum de cohérence de la carte de probabilité. On constate que les deux méthodes retrouvent la position de la source. Le pas d'échantillonnage étant de 1 km, l'erreur de 0.61 km n'est pas représentative. Bien que la carte de probabilité obtenue avec la méthode adaptative présente une zone de fortes probabilités plus restreinte que celle obtenue avec la méthode linéaire, les deux résultats permettent de localiser la source.

Si l'on ajoute un bruit blanc aux données égal à 40% de l'amplitude maximale, on constate une dégradation des résultats (voir Figure 2.18). Les zones de fortes probabilités

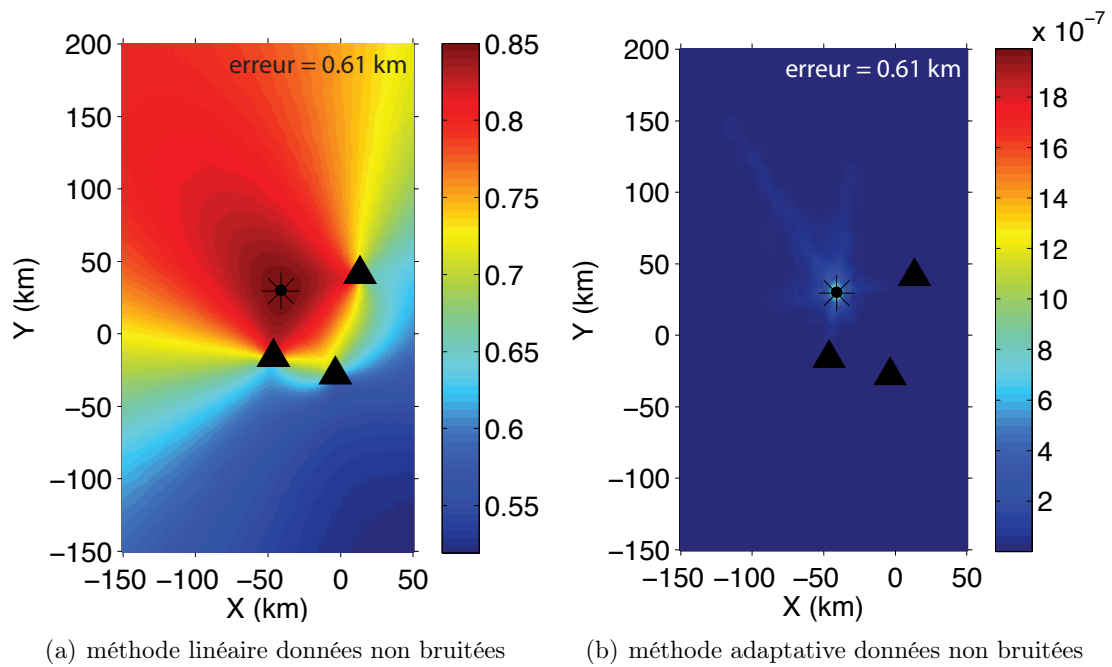


FIGURE 2.17 – Cartes de probabilité de présence de la source obtenue sur les données synthétiques non bruitées. (a) Méthode linéaire (b) Méthode adaptative. L'étoile noire indique la position réelle de la source. Le point noir indique le maximum de cohérence de la carte de probabilité. La distance entre la position réelle et la localisation est indiquée en haut à droite. Les triangles noirs indiquent la position des antennes.

de présence de la source se sont légèrement étendues spatialement ce qui rend la localisation de la source moins précise. Les erreurs sont respectivement de 8.9 km et 5.2 km pour les méthodes linéaire et adaptative. Ces erreurs sont plus importantes que sur des données non bruitées, mais permettent tout de même d'avoir une bonne localisation de la source.

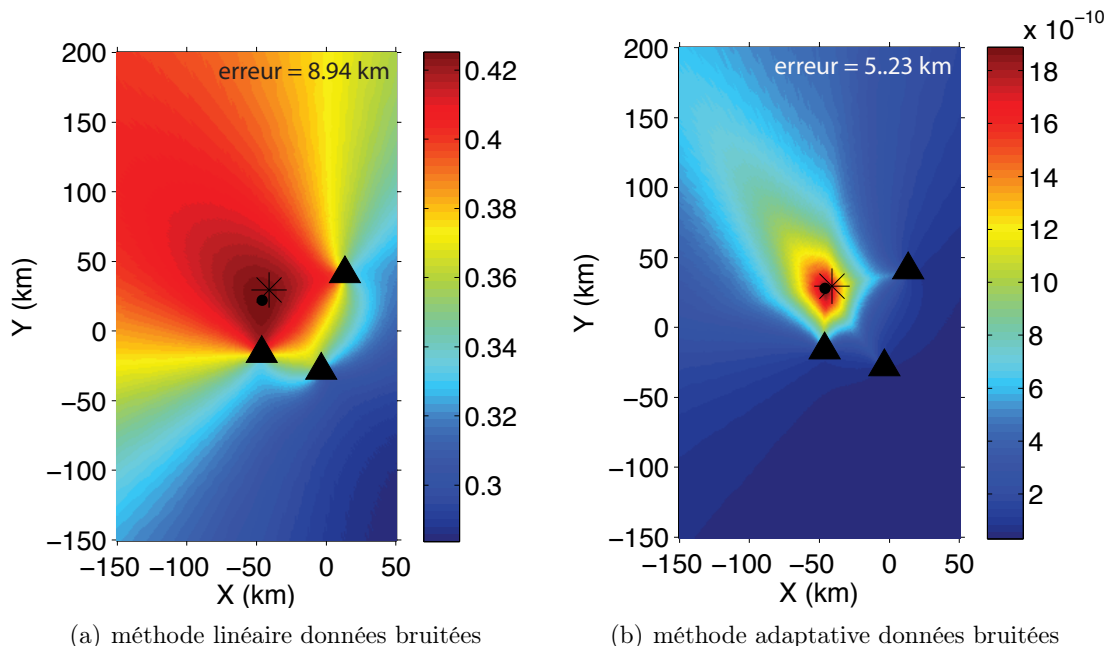


FIGURE 2.18 – Cartes de probabilité de présence de la source obtenue sur les données synthétiques bruitées à 40% du maximum d’amplitude. (a) Méthode linéaire (b) Méthode adaptative. L’étoile noire indique la position réelle de la source. Le point noir indique le maximum de cohérence de la carte de probabilité. La distance entre la position réelle et la localisation est indiquée en haut à droite. Les triangles noirs indiquent la position des antennes.

c) Erreurs

Pour évaluer les erreurs de localisation obtenues par formation de voie, nous utilisons l’ensemble des données synthétiques à notre disposition. Du bruit égal à 40% du maximum d’amplitude est ajouté aux données. La Figure 2.19 compare les distances entre le centre du réseau (centre de gravité du triangle formé par les trois antennes) et les localisations obtenues avec les distances entre ce même centre et les positions réelles des sources synthétiques. La figure 2.19a montre les erreurs avec la méthode linéaire et la figure 2.19b les erreurs avec la méthode adaptative. Ces analyses montrent une forte dépendance de la précision des mesures avec la distance entre le réseau et la source. Plus une source est éloignée moins la localisation obtenue sera précise. D’après ces analyses, une source située à plus de 100 km du réseau ne pourra pas être localisée précisément avec une marge d’erreur raisonnable (entre 0 et 30 km) quelle que soit la méthode. On constate par ailleurs le gain de précision avec la méthode adaptative qui réduit les erreurs notamment pour les sources éloignées du réseau. A l’inverse, pour les sources proches du réseau (moins de 50 km), les erreurs sont du même ordre de grandeur pour les deux méthodes. Il y a une

légère amélioration avec la méthode adaptative (voir Figure 2.18) mais elle n'est pas significative. La méthode adaptative nécessitant de plus un temps de calcul plus important, il n'est pas donc justifié de l'utiliser pour les sources proches du réseau.

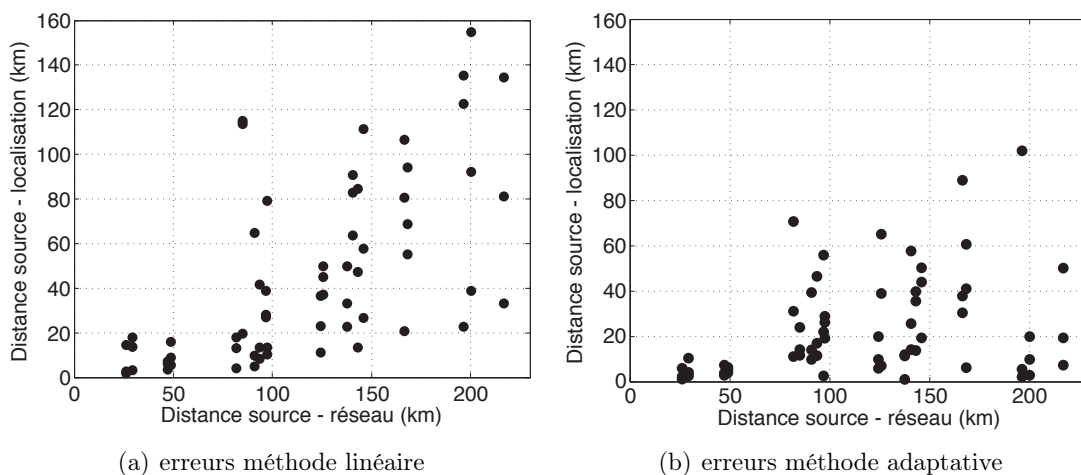


FIGURE 2.19 – Erreurs sur les localisations en km en fonction de la distance entre la source synthétique et le réseau. (a) méthode linéaire. (b) méthode adaptative. Les localisations sont déterminées en prenant le maximum de la carte de probabilités.

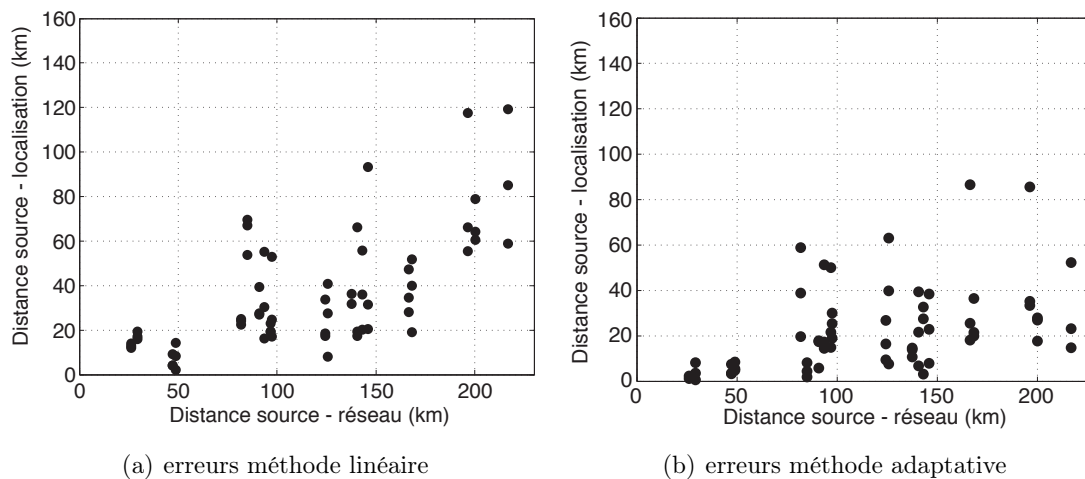


FIGURE 2.20 – Erreurs sur les localisations en km en fonction de la distance entre la source synthétique et le réseau. (a) méthode linéaire. (b) méthode adaptative. Les localisations sont déterminées en moyennant les points qui excèdent 99% du maximum d'amplitude sur la carte de probabilités.

Il est possible de réduire légèrement ces erreurs en prenant en compte la dispersion de la tache de fortes probabilités de présence sur les cartes de probabilités. La Figure 2.18 montre l'existence d'une zone de fortes probabilités de présence (en rouge foncé sur la Figure 2.18) étendue spatialement. Dans les analyses précédentes, je sélectionnais le maximum de la carte de probabilités pour localiser la source. Cependant, ce maximum n'est souvent pas

la meilleure localisation. Prendre la moyenne des points ayant une probabilité de présence de la source supérieure à 99% du maximum d'amplitude donne de meilleures localisations. Les Figures 2.20a et 2.20b illustrent cette amélioration en présentant les erreurs obtenues avec les méthodes linéaire et adaptative respectivement. On constate une réduction des erreurs en particulier pour les sources lointaines.

2.3.4 Amélioration de la résolution de la formation de voie : utilisation des corrélations

Comme nous l'avons vu dans les sections précédentes, la formation de voie est une méthode permettant d'identifier des ondes à partir des mesures de délais de propagation. Habituellement, ces délais sont calculés à partir des données directement enregistrées par les stations du réseau. Dans cette section, nous allons étudier la possibilité d'utiliser des corrélations à la place des données afin d'améliorer la réponse de la formation de voie. Quelques études récentes ont montré la possibilité d'appliquer la formation de voie sur des corrélations afin d'en améliorer la résolution [Landès et al., 2010, Hubans, 2010].

a) Principe

Les corrélations permettent d'identifier une onde enregistrée à deux stations et de connaître les décalages en temps liés à la propagation de cette onde entre les stations considérées. La corrélation préserve donc les délais utilisés par la formation de voie, ce qui rend ces deux techniques compatibles.

Dans la formation de voie sur les corrélations, les données d'entrée sont les corrélations entre toutes les paires de stations de l'antenne utilisée. Pour deux stations A et B de coordonnées (X_a, Y_a) et (X_b, Y_b) , la loi de retard pour le réplica s'écrit alors :

$$\delta t = (X_a - X_b) \sin(\theta) + (Y_a - Y_b) \cos(\theta) \quad , \quad (2.15)$$

avec θ l'angle entre la direction de propagation de l'onde et le nord géographique.

b) Exemple

Reprenons l'exemple synthétique présenté sur la figure 2.8. Pour tester la formation de voie sur les corrélations, nous ajoutons un bruit blanc égal à 40% du maximum d'amplitude aux données. La Figure 2.21 présente une comparaison des résultats de la formation de voie sur les données et sur les corrélations pour l'antenne AMAC avec les deux méthodes (linéaire et adaptative). Quelle que soit la méthode utilisée, on constate une diminution de l'extension de la zone ayant une forte probabilité de présence lorsque la formation de voie est appliquée aux corrélations. De plus, on remarque une meilleure cohérence de la réponse de la formation de voie lorsque les corrélations sont utilisées. Cette amélioration de la résolution s'explique en premier lieu par le nombre de données utilisées. Nous avons en effet 49 corrélations (42 si on exclut les auto-corrélations) contre 7 signaux temporels bruts (6 capteurs verticaux courte période et la composante verticale de la station large bande). Ensuite, la corrélation permet de faire émerger les signaux cohérents entre deux enregistrements, ce qui a pour conséquence d'améliorer le rapport signal sur bruit dans les

corrélations en comparaison des signaux bruts. Il en résulte une meilleure résolution des images et donc une plus grande précision des différentes mesures.

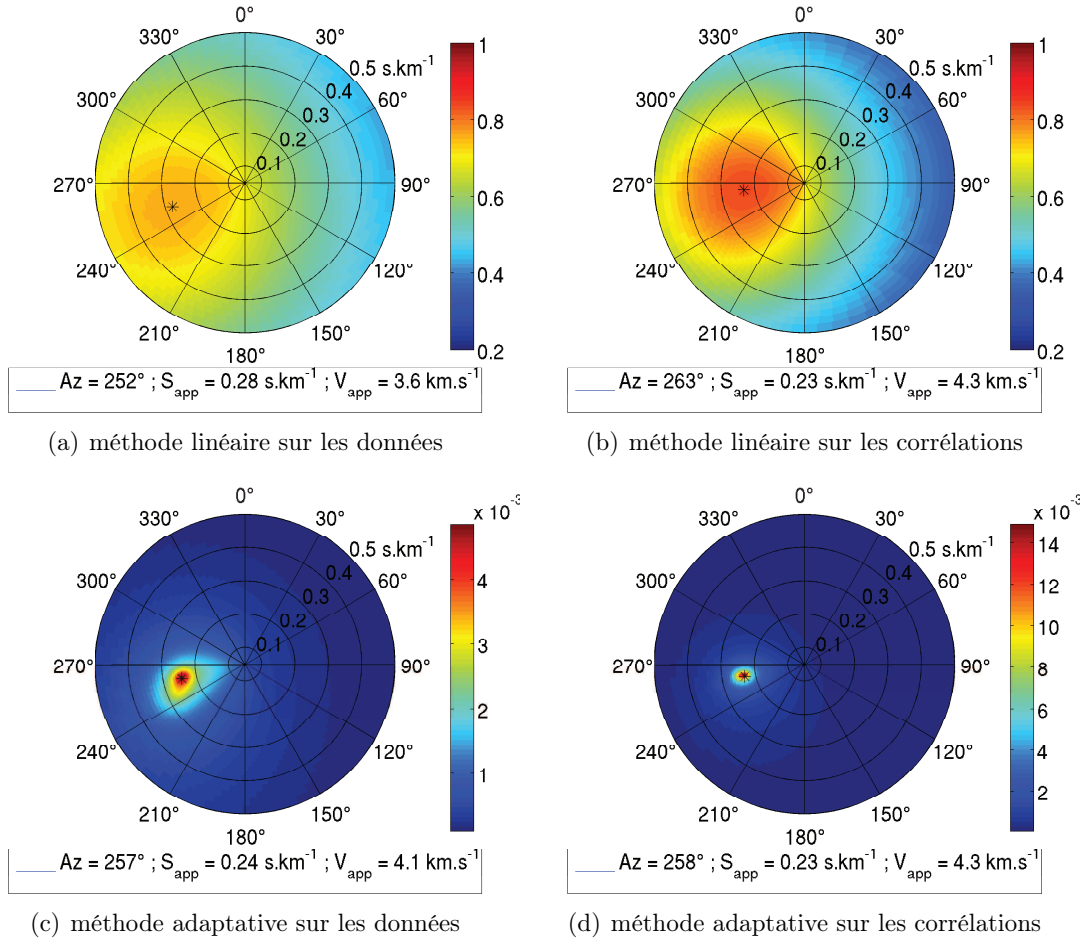


FIGURE 2.21 – Comparaison des réponses de la formation de voie linéaire (haut) et adaptative (bas) en fonction du type de données utilisées en entrée : données filtrées (gauche) et corrélations (droite). On constate une amélioration de la résolution lorsque la formation de voie est appliquée aux corrélations.

L'amélioration de la résolution se retrouve dans les précisions des localisations. La Figure 2.22 compare les localisations obtenues sur les données et sur les corrélations. L'amélioration des localisations est nette. On note en particulier une meilleure précision de la méthode linéaire appliquée aux corrélations que de la méthode adaptative appliquée aux données. L'analyse des erreurs pour l'ensemble des données synthétiques présentées sur la figure 2.23 confirme le gain de précision lorsque la formation de voie est appliquée sur les corrélations. On remarque en particulier que les erreurs pour la méthode linéaire appliquée aux corrélations restent inférieures à 40 km pour des sources situées à près de 170 km du réseau. Avec la méthode adaptative, nous observons une moyenne de moins de 20 km d'erreur pour toutes les sources à moins de 200 km du réseau.

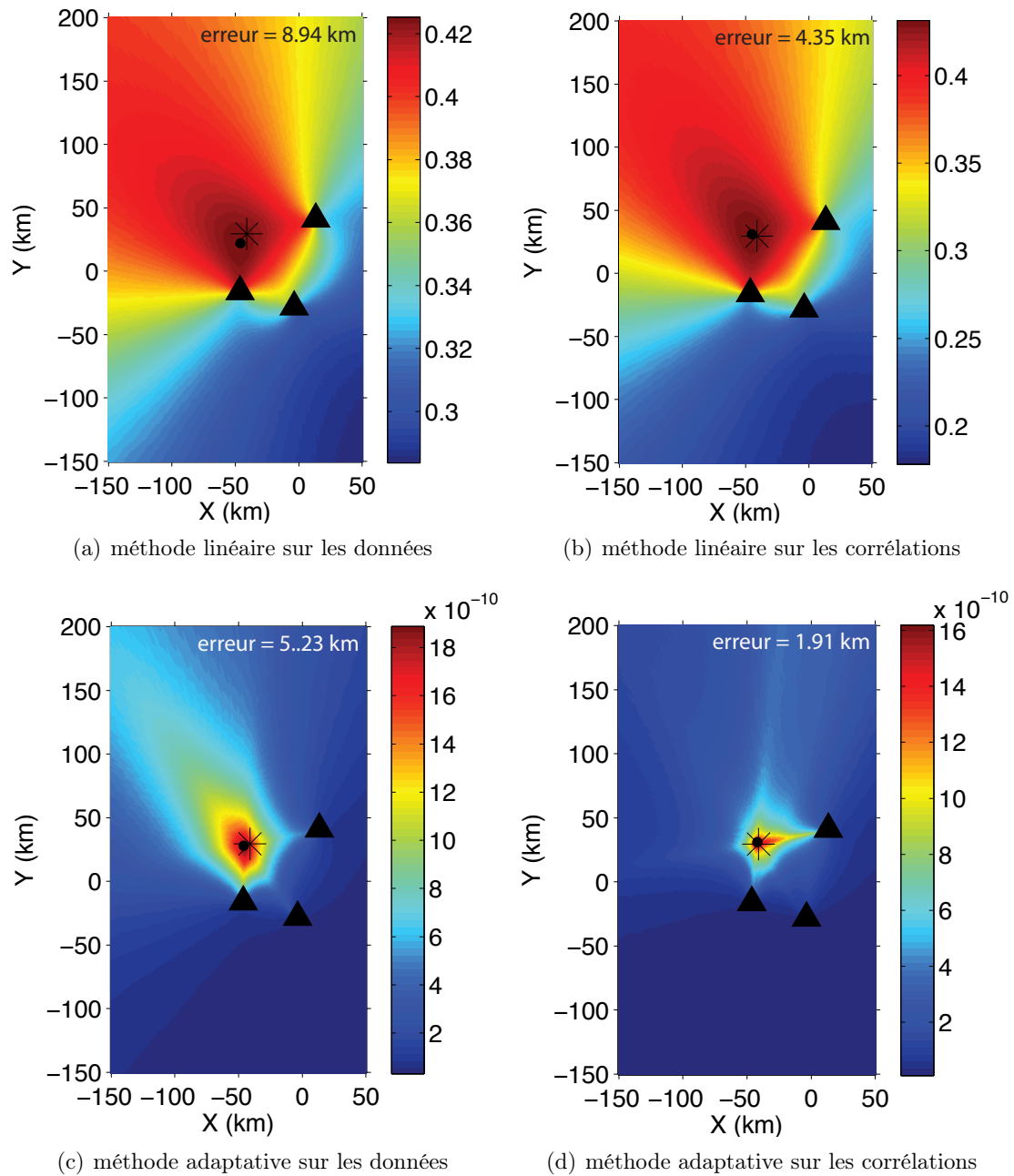


FIGURE 2.22 – Comparaison entre les cartes de probabilités de présence de la source obtenue avec les méthodes linéaire (haut) et adaptative (bas) en fonction du type de données utilisées en entrée : données filtrées (gauche) et corrélations (droite). On constate une nette amélioration des localisations lorsque la formation de voie est appliquée aux corrélations.

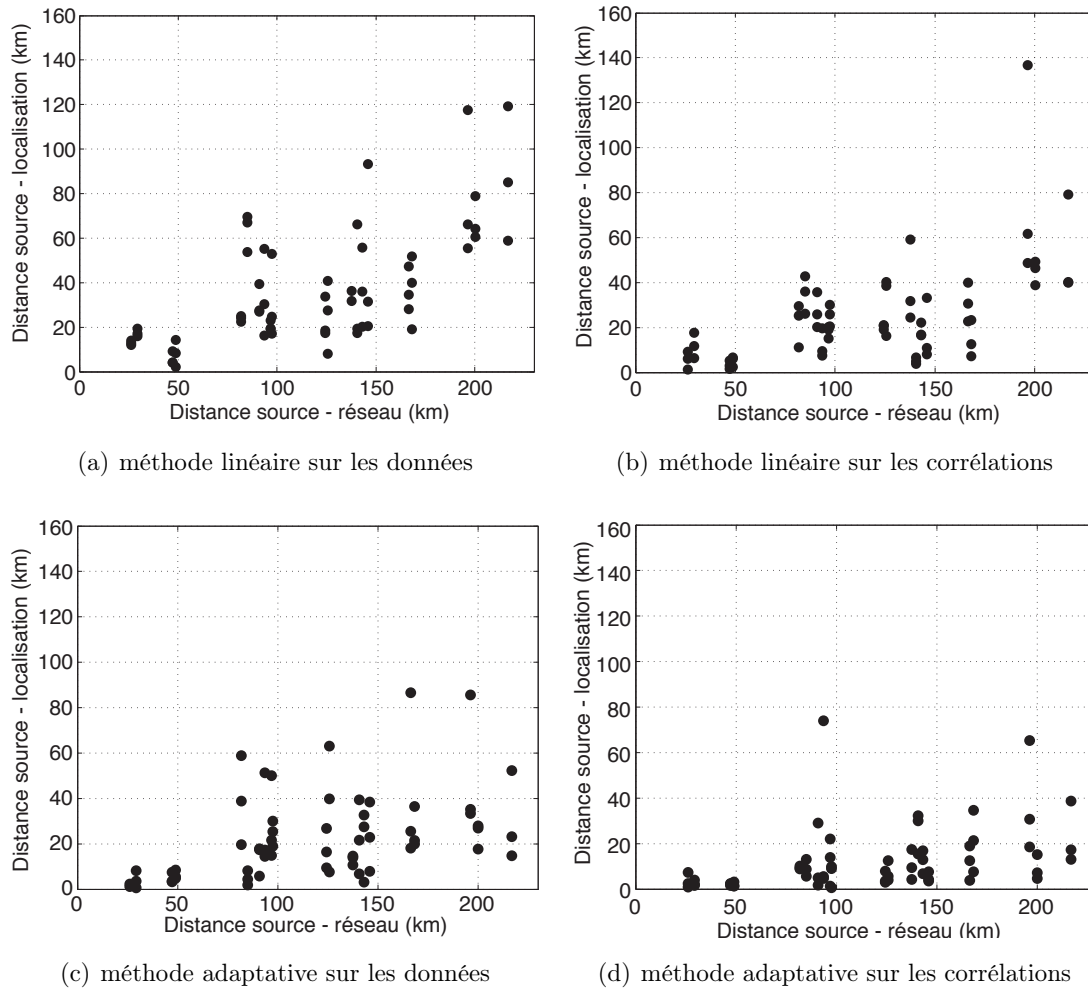


FIGURE 2.23 – Erreurs de localisation (en km) en fonction de la distance entre la source synthétique et le réseau. Les localisations ont été déterminées en moyennant les points dont la probabilité de présence est supérieure à 99% du maximum. (a) méthode linéaire sur les données filtrées, (b) méthode linéaire sur les corrélations, (c) méthode adaptative sur les données filtrées, (d) méthode adaptative sur les corrélations.

c) Bilan sur la formation de voie appliquée aux corrélations

Appliquer la formation de voie sur les corrélations permet une amélioration de la résolution en comparaison de l'utilisation des données brutes. Cette amélioration est surtout visible avec la méthode linéaire pour laquelle la réduction de la zone de fortes probabilités est plus importante. Cette meilleure résolution entraîne une meilleure localisation avec une diminution des erreurs. Nous obtenons ainsi des localisations précises même pour des sources éloignées du réseau (près de 200 km). Ce résultat a de plus été obtenu avec une configuration à 3 antennes. La précision augmentera lorsque plus d'antennes seront utilisées.

Par ailleurs, appliquer la formation de voie sur les corrélations permet de s'affranchir du temps de parcours de l'onde considérée. Ce temps de parcours doit être pris en compte dans la formation de voie "classique" pour s'assurer que le signal est enregistré dans son intégralité. Si ce n'est pas le cas, il sera impossible de calculer le déphasage. La définition des fenêtres sur lesquelles sont réalisées la formation de voie est donc déterminante. Lorsque la formation de voie est appliquée sur les corrélations, le déphasage global est supprimé. Il est donc possible d'étudier toutes les ondes se propageant dans le réseau en sélectionnant une fenêtre de signal autour de $t = 0$.

2.3.5 Bilan sur les méthodes de formation de voie

Cette étude sur des données synthétiques fortement bruitées montre qu'il est possible d'utiliser la formation de voie pour localiser les trémors non volcaniques au Mexique. Les différents tests effectués indiquent qu'il est préférable de travailler sur des corrélations plutôt que sur des données brutes. Par ailleurs, les localisations sont plus précises lorsque l'on prend en compte l'étendue spatiale de la zone de fortes probabilités. La méthode MVDR apporte un gain de résolution, mais nécessite en contre partie un temps de calcul nettement plus important en raison de l'inversion nécessaire de la matrice de densité spectrale croisée K pour cette méthode. Par la suite nous avons donc choisi de travailler avec la méthode linéaire plutôt qu'avec la méthode adaptative. Les études précédentes sur les NVT au Mexique [Payero et al., 2008, Kostoglodov et al., 2010] montrant des localisations essentiellement situées sous le réseau, le gain de résolution de la méthode adaptative pour ces faibles distances ne justifie pas le temps de calcul supplémentaire.

2.4 Exemple d'application de la formation de voie sur des données réelles de trémors

Le travail méthodologique présenté dans la section précédente et la validation sur des données synthétiques bruitées, nous ont permis de montrer la possibilité d'étudier par formation de voie des signaux avec un faible rapport signal sur bruit, comme les trémors non volcaniques. Dans cette section nous appliquons cette méthode sur un cas réel de trémors enregistré au Mexique. Un exemple plus détaillé sera étudié dans le chapitre 3.

2.4.1 Traitement préalable des données

Avant d'appliquer la formation de voie aux données réelles de trémors, il est nécessaire de traiter les signaux. Ce traitement se fait en 3 étapes avant d'appliquer la formation de voie :

1. Dans un premier temps, nous filtrons les données entre 2 et 8 Hz afin de mettre en évidence les activités de trémors. La figure 2.24 présente un exemple de trémor enregistré sur l'antenne ATLI le 27 février 2010. On remarque bien la cohérence des signaux sur les différents capteurs du mini-réseau. Cet épisode de trémor a été déclenché par l'onde de Rayleigh du séisme de Maule (Chili, $M_w = 8.8$) et fera l'objet d'une étude détaillée dans le chapitre 4.

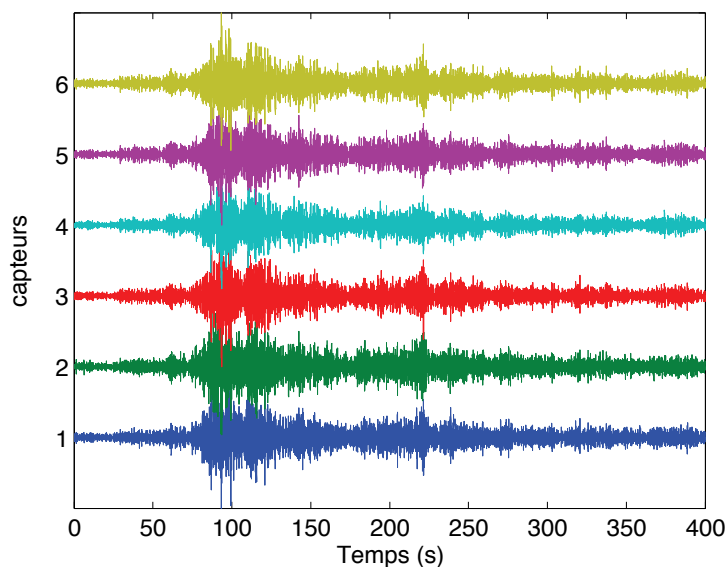


FIGURE 2.24 – Exemple de trémor enregistré le 27 février 2010 sur l'antenne ATLI. Les données sont filtrées entre 2 et 8 Hz.

2. Ensuite, nous déterminons les valeurs singulières de la matrice de densité spectrale K afin de filtrer les valeurs singulières qui ne présentent pas d'énergie. Cette analyse est nécessaire afin de maximiser le rapport signal sur bruit et augmenter les cohérences des réponses de formation de voie. La figure 2.25 montre les résultats de cette décomposition pour les données de la figure 2.24. Dans ce cas on constate que seule la première valeur singulière présente de l'énergie dans la gamme de fréquence qui nous intéresse (entre 3 et 6 Hz). Cette unique valeur singulière indique que l'émission de trémors domine dans cette gamme de fréquence entre 3 et 6 Hz. La formation de voie sera donc calculée uniquement sur cette première valeur singulière en filtrant les autres contributions non significatives. L'annexe ?? présente la réponse de la formation de voie pour les 6 valeurs singulières et confirme bien l'absence de signal pour les autres valeurs. Par la suite, nous effectuerons systématiquement cette vérification sur les valeurs singulières afin de maximiser la réponse de la formation de voie.
3. Enfin nous blanchissons les signaux. Le blanchiment consiste à réaliser une normalisation spectrale des données, en rendant constant le module de la densité spectrale

du signal sur la gamme de fréquence considérée. Dans le cas de l'analyse par formation de voie, blanchir les signaux ne pose pas de problème car seules les différences de phases sont utilisées.

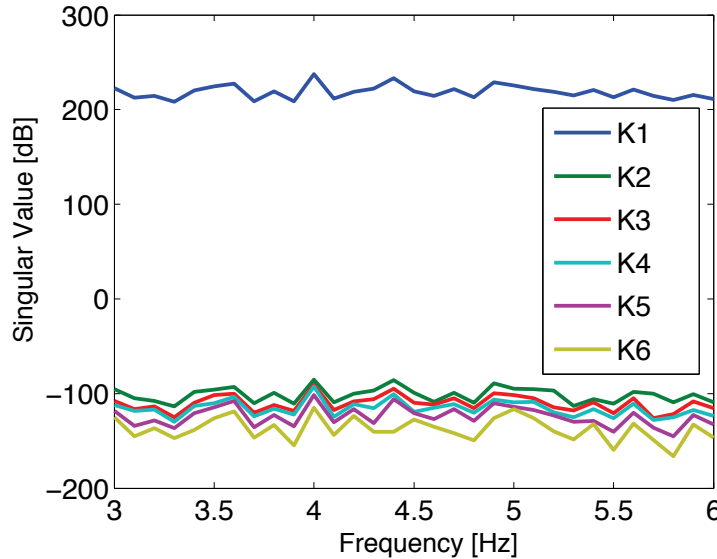


FIGURE 2.25 – Valeurs singulières de la matrice de densité spectrale croisée K en fonction de la fréquence pour les données présentées sur la figure 2.24. On constate que seulement la première valeur singulière contient de l'information. La contribution des autres valeurs étant très faible, nous pourrions les filtrer dans la suite du processus.

2.4.2 Application de la formation de voie

a) Réponse de la formation de voie

La figure 2.26 présente la réponse de la formation de voie obtenue sur les données de la figure 2.24 pour les quatre antennes sismologiques en service en février 2010. Les cohérences obtenues se situent entre 0.47 et 0.72 en accord avec les valeurs obtenues sur les données synthétiques bruitées (voir figure 2.13b). On note toutefois que la zone à forte probabilité de présence (la zone rouge sur la figure 2.26) est plus étendue que lors de l'étude sur les données synthétiques. Cette baisse de résolution a pour origine la taille importante de la fenêtre de signal utilisée ici (400 s). En diminuant la durée de la fenêtre, la résolution est améliorée.

b) Détection de tremors non volcaniques par vitesse apparente

Au Mexique, les NVT se localisent dans une zone au nord de l'état de Guerrero (voir la carte sur la figure 1.11 et Payero et al. [2008], Kostoglodov et al. [2010]). Comme précisé en début de chapitre, les localisations des antennes sismologiques installées dans le cadre du projet G-GAP ont été choisies en fonction de ces premières études. Les stations sont ainsi localisées au dessus des sources potentielles de tremors.

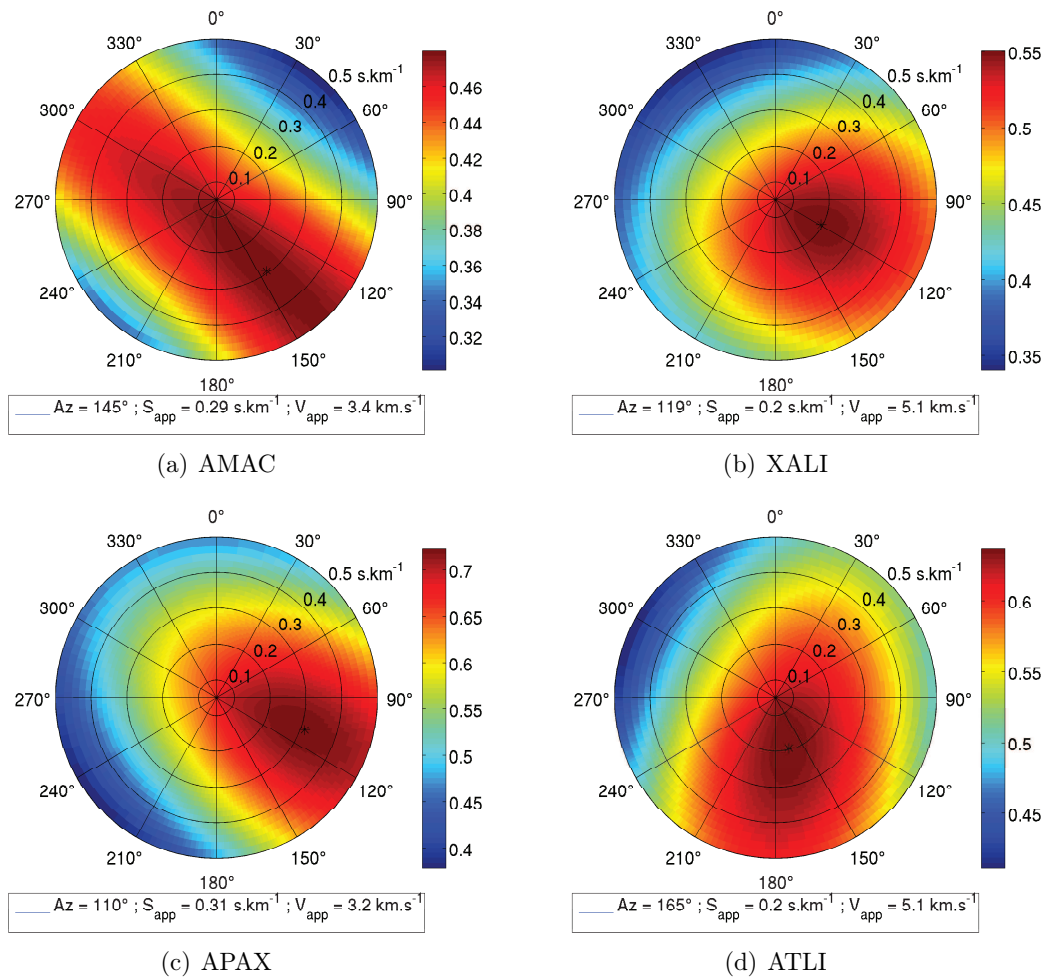


FIGURE 2.26 – Réponse de la formation de voie linéaire pour le trémor présenté dur la figure 2.24. (a) AMAC. (b) XALI. (c) APAX. (d) ATLI. Le code de couleur représente la cohérence.

Dans la section ?? nous avons vu que les vitesses apparentes obtenues par formation de voie peuvent donner une information sur la profondeur des sources sous les réseaux. En prenant l'hypothèse que les stations sont au dessus des sources, nous pouvons donc utiliser l'information de vitesse apparente pour détecter les NVT. Une approche similaire a été utilisée récemment aux Cascades pour détecter les activités de trémors situés sous un mini-réseau de 200 capteurs avec une extension spatiale de 1 km [Ghosh et al., 2009b].

Nous appliquons cette détection sur une fenêtre de une heure de données enregistrées le 21 aout 2009 sur la station XALI, pendant laquelle une forte activité de trémors a été détectée par l'analyse de l'énergie entre 2 et 8 Hz. La figure ?? donne la réponse de la formation de voie pour cette station. On constate que la vitesse apparente obtenue est proche de 18 km/s traduisant ainsi un faible angle d'incidence entre la source et l'antenne. Nous en déduisons qu'une source sous le réseau entraîne de fortes vitesses apparentes avec cette antenne pour cet épisode de trémor.

Cette méthode permet donc de détecter des NVT en considérant que des arrivées cohérentes provenant de sous les antennes constituent des trémors. Cependant, cette technique de détection présente trois inconvénients majeurs :

- La variation de vitesse apparente liée à la présence d'une source profonde proche d'une antenne est limitée spatialement par simple effet géométrique. Avec les données synthétiques, nous avons déterminé une variation de l'ordre de 10% pour une antenne située à environ 50 km, ce qui correspond aux erreurs moyennes sur la vitesse apparente dans la cas de signaux bruités. Il ne sera donc pas possible de déterminer une variation de vitesse apparente significative, à moins d'avoir une antenne très proche de la source. Le nombre de mini-réseaux à notre disposition étant faible (3 en début d'expérience et 8 actuellement), ces conditions ne seront que rarement remplies.
- Le deuxième problème vient du filtrage spatial inhérent à cette méthode. Le fait de détecter de fortes vitesses apparentes suppose de ne considérer que les sources profondes proches des antennes. Cette approche introduit un filtrage spatial qui empêchera de détecter les autres sources de trémors.
- Enfin, nous ne connaissons pas précisément les localisations des sources de trémors au Mexique. Payero et al. [2008] ont certes détecté des trémors dans cette zone, mais rien n'interdit la présence d'autres sources dans des zones adjacentes.

Ces différents inconvénients font que nous n'utiliserons pas cette méthode de détection par la suite.

c) Construction de la carte de probabilité de présence de la source

Grâce aux résultats de formation de voie obtenus, il est possible de construire une carte de probabilité de présence de la source présentée sur la figure 2.27. L'étoile noire indique la position de la source que l'on localise à environ 15 km au sud de l'antenne XALI. On remarque que la cohérence moyenne est bonne, légèrement inférieure à 0.6. Pour obtenir cette cohérence nous avons calculé la puissance (1/4) de la cohérence obtenue par produit des résultats de formation de voie. Il est possible d'améliorer ces résultats en prenant une plus petite fenêtre de temps, ce qui augmente les cohérences des réponses de formation

de voie. Prendre une fenêtre de temps plus réduite permet également de suivre temporellement l'évolution de l'activité du trémor. Nous verrons dans le chapitre 3 un exemple d'application de ce suivi temporel.

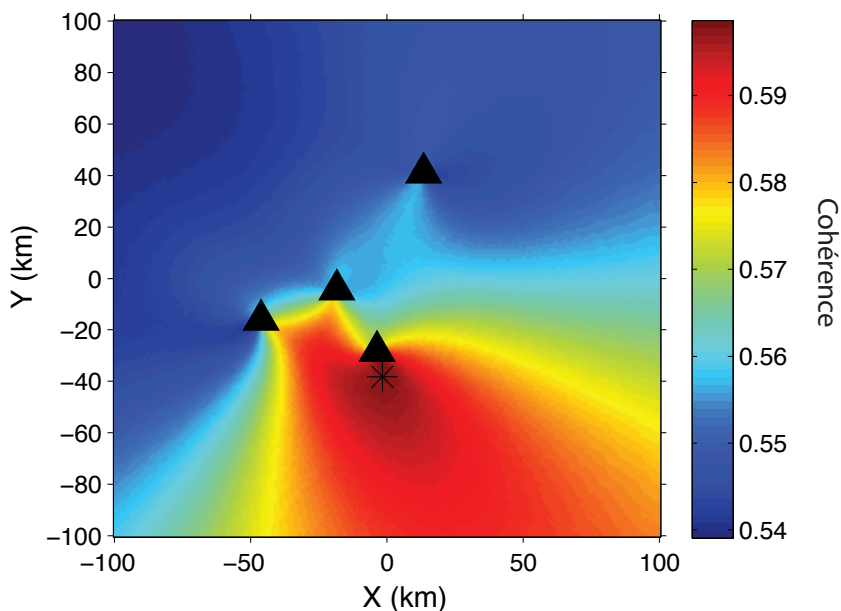


FIGURE 2.27 – Carte de probabilité de présence de la source obtenue pour le trémor présenté sur la figure 2.24. Les triangles noirs indiquent la position des antennes sismologiques. L'étoile noire indique la position de la source obtenue.

2.4.3 Protocole de traitements automatique pour la détection et la localisation des NVT

Le travail méthodologique présenté ci-dessus nous permet de proposer une chaîne de traitements pour l'application de la formation de voie sur les trémors non volcaniques.

1. Découpe des signaux en fenêtres glissantes de 30 secondes. De courtes fenêtres sont nécessaires afin d'améliorer la réponse de la formation de voie. De plus, nous pouvons ainsi espérer localiser les LFE dans les trémors. Des études récentes, utilisant une méthode de formation de voie sur des antennes sismologiques pour détecter des trémors découpent aussi les signaux en courtes fenêtres de l'ordre de 30 secondes [Maeda and Obara, 2009].
2. Filtrage des données entre 1-10 Hz.
3. Filtrage par des valeurs singulières n'apportant pas de signal.
4. Blanchiment des traces.
5. Corrélations entre chaque capteur pour chaque mini-réseau.
6. Calcul des formations de voies pour chaque mini-réseau.

7. Construction des cartes de probabilités de présence de source par triangulation des résultats de la formation de voie.
8. Détection et localisation des trémors grâce à un seuil en cohérence sur chaque carte de probabilité de présence de source.

Un exemple d'application sur un épisode de trémor sera présenté dans le chapitre 3.

Chapitre 3

L'expérience G-GAP : Analyse de trémors non volcaniques au Mexique

Sommaire

3.1 Introduction	75
3.2 Les activités de trémors entre 2009 et 2011	77
3.3 Suivi temporel de trémors non volcaniques	80
3.3.1 Détection des NVT	83
3.3.2 Suivi temporel d'un épisode de NVT	85
3.3.3 Discussion et conclusion	88

Dans le chapitre précédent, j'ai présenté les méthodes et techniques les plus adaptées pour l'étude des trémors non volcaniques avec le réseau à notre disposition au Mexique. La détection automatique des NVT est réalisée grâce à l'analyse de l'énergie du bruit dans la gamme de fréquence des trémors, entre 2 et 8 Hz. Une fois ces activités de trémors détectées, il est possible de les localiser avec une procédure basée sur l'utilisation de la formation de voie (voir description détaillée au chapitre 2). Nous proposons ici d'utiliser ces méthodes afin de déterminer certaines caractéristiques de trémors non volcaniques de la région de Guerrero.

3.1 Introduction

Dans les zones de subduction, les NVT sont généralement associés à des glissements lents et constituent ce qui a été appelé *Episodic Tremor and Slip (ETS)* [Rogers and Dragert, 2003, Dragert et al., 2004, Obara et al., 2004, Hirose and Obara, 2006, Kim et al., 2011]. Au Mexique, cette corrélation entre SSE et trémors semble toutefois moins claire que dans d'autres zones de subduction (Cascades, Japon). Les résultats récents indiquent une hausse de l'activité des NVT pendant le séisme lent de 2006 [Payero et al., 2008, Kostoglodov et al., 2010]. Cependant, ces auteurs montrent également que des pics d'activités sont enregistrés en dehors de la période de SSE et que ces deux phénomènes se produisent dans deux zones

géographiques distinctes : les NVT se localisent au nord de la zone de glissement lent (voir figure 3.1 et Kostoglodov et al. [2010]). Pour expliquer cette différence de localisation, ces auteurs ont proposé que les NVT soient associés à de plus petits événements de glissement (appelé SsE) situés plus au nord de la zone habituelle des SSE.

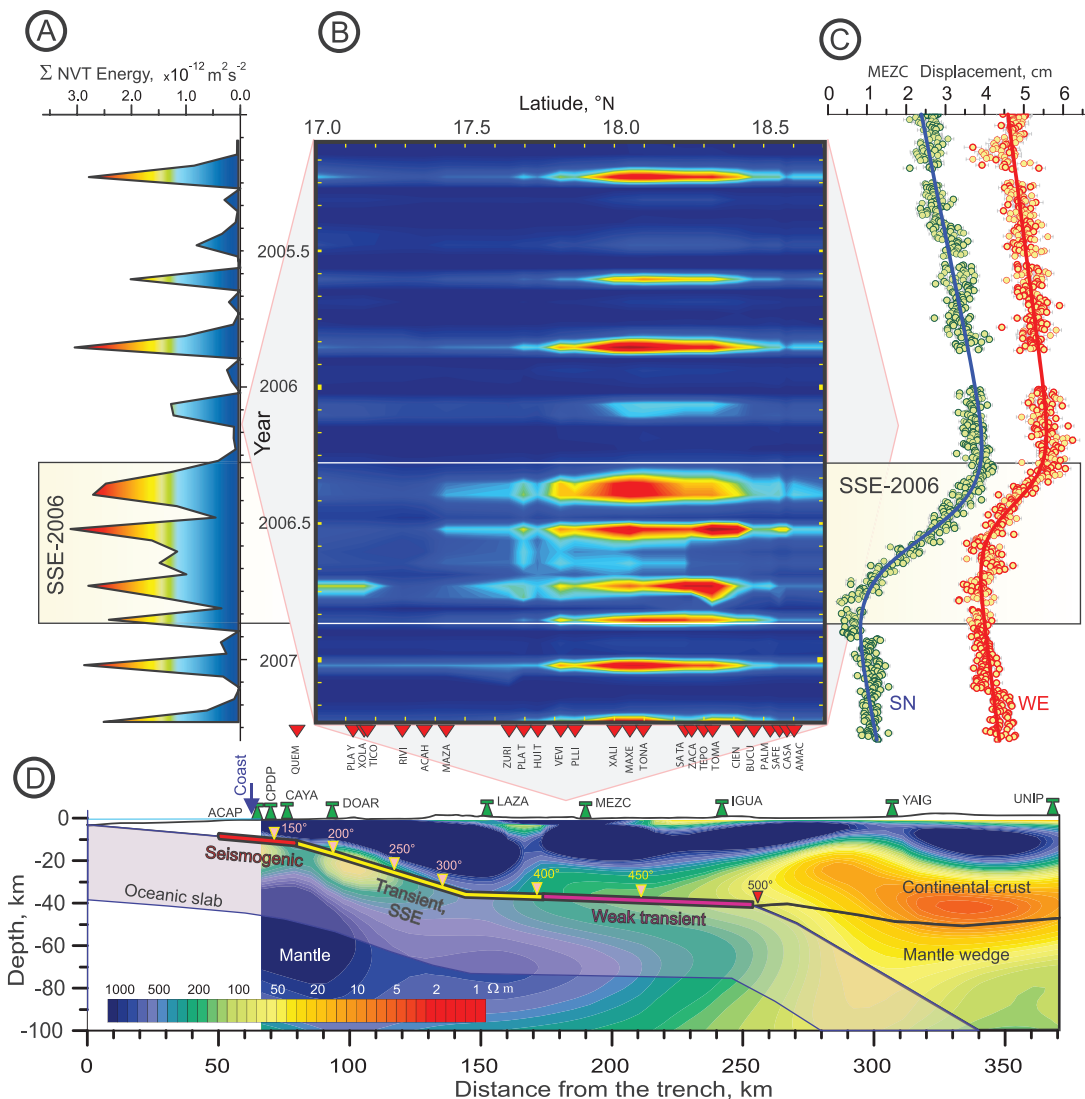


FIGURE 3.1 – (A) Distribution dans le temps de l'énergie des NVT entre (1 et 2 Hz) enregistrée pendant la campagne MASE. (B) Distribution dans le temps et l'espace de l'énergie de NVT le long du profil MASE. (C) Série temporelle des déplacements de la station GPS MEZC. (D) Couple sous la région de Guerrero du modèle de résistivité. D'après Kostoglodov et al. [2010].

Walpersdorf et al. [2011] ont mis en évidence un nouveau séisme lent à Guerrero en 2009-2010. Ce dernier se présente sous la forme de deux sous-événements dont le premier commence en fin juin 2009. Nous proposons ici d'étudier les tremors sur la même période de temps (2009-2011) afin de déterminer les périodes d'activités de ces phénomènes et leurs éventuels liens avec les SSE.

3.2 Les activités de trémors entre 2009 et 2011

Grâce à la méthode de détection automatique des trémors décrite au chapitre 2, nous avons détecté les périodes d'activités des NVT entre avril 2009 et juin 2011. Les énergies sont calculées sur la composante verticale des capteurs large bande APAX, ATLI et ARIG. La carte 3.2 présente la localisation des stations au Mexique. Les stations ATLI et APAX appartiennent au réseau G-GAP (voir chapitre 2). La station ARIG est un capteur large bande STS2 appartenant au Sismologico Servicio Nacional de Mexico (SSN). Ces trois stations ont été choisies en raison de leur bon rapport signal sur bruit. Par ailleurs, ARIG est la station pour laquelle nous avons le plus d'enregistrements (à partir de mars 2009). Les énergies sont calculées avec le protocole suivant :

- Calcul de l'énergie du bruit entre 2 et 8 Hz sur des fenêtres de 1 minute.
- Filtrage médiant sur des fenêtres de 30 minutes pour retirer l'effet des séismes locaux et des glitches (voir chapitre 2).
- Moyenne de l'énergie sur 24 heures, afin de conserver un seul point par jour.
- Filtrage médiant sur 10 jours pour lisser les traces et mieux faire ressortir les activités de trémors.

La figure 3.3a présente l'évolution de l'énergie des trémors au cours du temps pour les trois stations entre mars 2009 et juillet 2011. On constate que les niveaux d'énergie sont cohérents pour les 3 stations sur les périodes d'enregistrement communes. Par ailleurs, le calcul de l'énergie sur d'autres stations des antennes sismologiques du réseau G-GAP confirme l'évolution observée. Afin d'obtenir une série temporelle complète de l'évolution de l'énergie des NVT, nous combinons les résultats pour les 3 stations en prenant la moyenne (voir figure 3.3b). Cette série temporelle de l'énergie du bruit entre 2 et 8 Hz représente bien les activités de trémors au cours du temps. L'aspect général traduit une activité soutenue de trémors au Mexique entre avril 2009 et juin 2011. On note ainsi 13 pics d'activités de trémors sur cette période. Ces épisodes durent en moyenne 10 à 20 jours avec une exception notable, entre mi septembre et fin octobre 2009, qui présente une forte activité pendant près de 45 jours. L'aspect général de ces activités de trémors ressemble beaucoup à ce qui a été observé entre 2005 et 2007 avec des épisodes de NVT atteignant un pic d'énergie similaire (voir figure 3.1a). On remarque tout de même quelques épisodes de plus en 2009-2011 qu'en 2005-2007.

Nous comparons maintenant ces activités de trémors avec le déplacement de surface enregistré par GPS afin de déterminer les éventuels liens entre NVT et glissements lents qui avaient déjà été suggérés au Mexique [Payero et al., 2008]. Deux stations GPS sont présentes dans la même région que les capteurs sismologiques utilisés pour extraire les activités de trémors. Ces deux stations (MEZC et IGUA, triangles bleus sur la carte 3.2) vont nous permettre de comparer les activités de trémors avec les épisodes de glissements lents. La figure 3.4a présente les séries temporelles GPS pour ces deux stations (IGUA en bleu et MEZC en rouge) entre avril 2009 et décembre 2010. Afin de les comparer plus facilement aux activités de trémors, nous moyennons ces séries GPS avec une fenêtre glissante de 10 jours, comme nous l'avons fait pour les NVT (courbes noires sur la figure 3.4a). Les activités de trémors sont présentées en grisé sur la même figure avec un seuil de détection de zéro décibel.

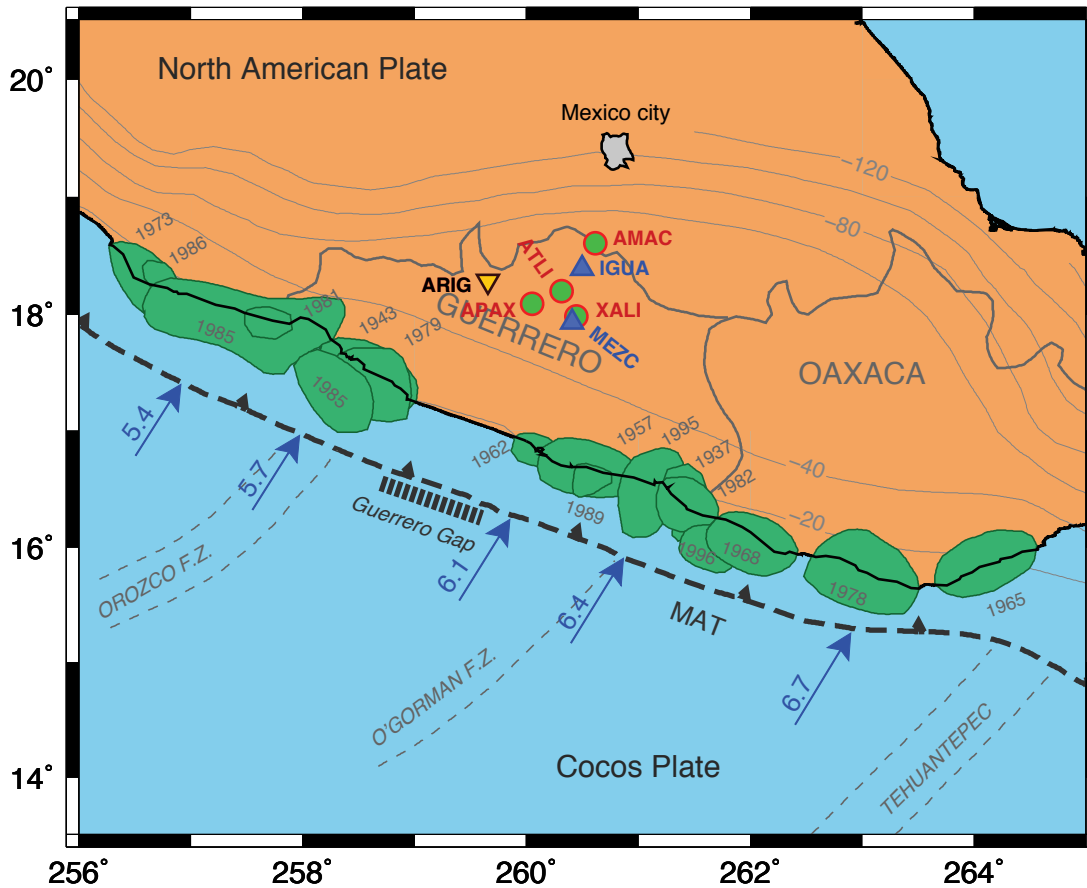


FIGURE 3.2 – Carte sismotectonique du Mexique avec les différentes stations utilisées dans ce chapitre. Les points rouges à fond vert indiquent les mini-réseaux G-GAP. Le triangle noir à fond jaune indique la station ARIG (SSN). Les triangles bleus indiquent les positions des deux stations GPS les plus proches des stations sismologiques utilisées ici. Les patches vert clair représentent les zones de rupture des séismes majeurs. Les traits fins gris sont les isoprofondeurs de l'interface de subduction en kilomètres. Les flèches bleues indiquent la direction et l'intensité du déplacement relatif des plaques Cocos et Nord Américaine dans le modèle NUVEL 1 [DeMets et al., 2010]. MAT = Middle American Trench..

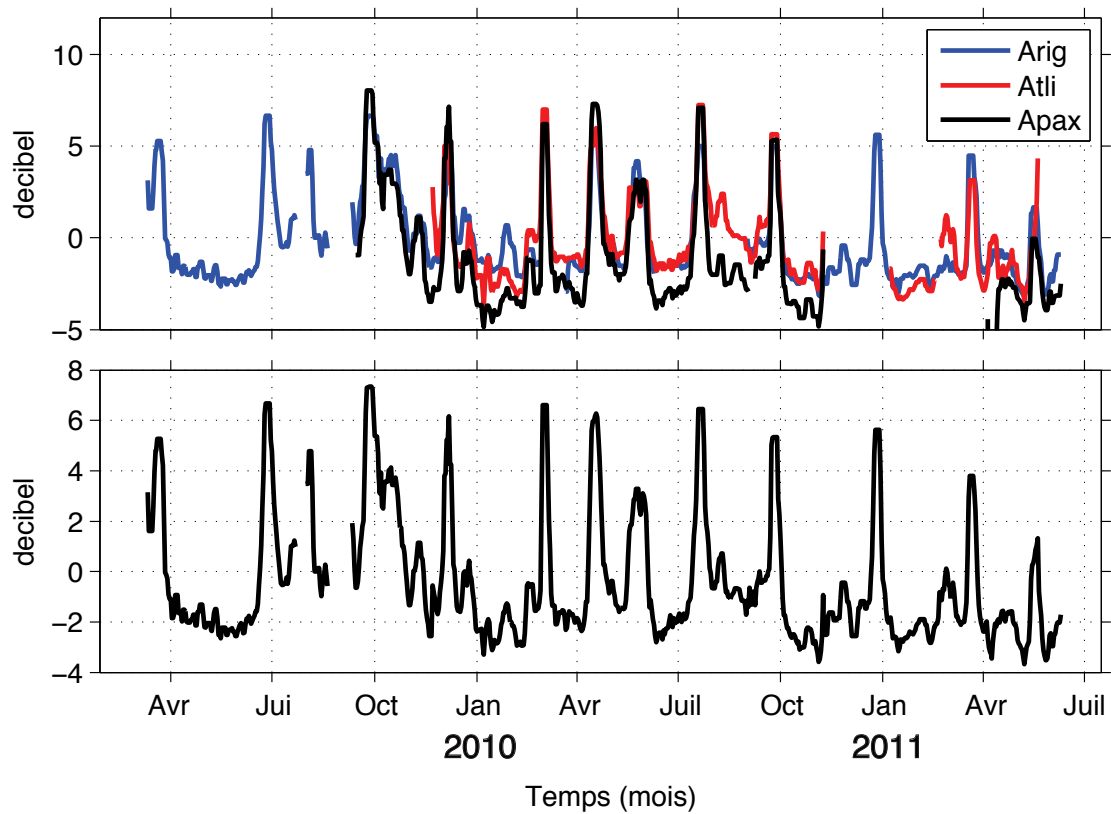


FIGURE 3.3 – (A) Energie des trémors au cours du temps pour 3 stations sismologiques au Mexique central. (B) Moyenne des trois traces en (A) pour obtenir une série temporelle, la plus complète possible, de l'énergie des trémors au cours du temps.

Les séries temporelles sur la figure 3.4a permettent de retrouver l'histoire du SSE de 2009-2010 décrit par Walpersdorf et al. [2011]. On retrouve bien les deux sous événements : le premier commence en fin juin 2009 et s'arrête fin novembre 2009 et le deuxième commence fin février 2010 et s'arrête mi octobre 2010. On note toutefois, que l'historique du glissement est complexe. Le SSE donne l'impression de se faire par à coup avec des accélérations suivies de période de stabilité, voire parfois, de reprise du chargement intersismique. Ce comportement diffère de celui observé pour l'évènement de 2006 (voir séries temporelles sur la figure 3.1c) et rend la lecture directe des séries temporelles délicate.

Pour remédier à ce problème et mieux faire ressortir les périodes de glissements lents, nous dérivons les séries GPS lissées présentées en noire sur la figure 3.4a. Nous obtenons ainsi la vitesse du sol en surface aux stations IGUA (figure 3.4b) et MEZC (figure 3.4c). Lorsque la vitesse est positive, le déplacement du sol est dirigé vers le nord, ce qui correspond à la direction de chargement "normal" entre les plaques Cocos et Nord Amérique. A l'inverse, quand la vitesse est négative, le sol se déplace vers le sud traduisant ainsi un glissement lent. Sur ces deux figures, les zones grisées indiquent toujours les épisodes de trémors. La vitesse du sol obtenue sur ces figures montre une bonne corrélation temporelle avec les épisodes de NVT. Sur les 10 périodes d'activité¹ de trémors, 8 correspondent à des pics de vitesse en direction du sud. Ces observations suggèrent qu'il existe un fort contrôle de l'évolution du glissement lent sur l'activité des trémors. Les variations dans l'historique du glissement pourraient alors engendrer des changements de contraintes qui généreraient et contrôlèrent les épisodes de NVT.

Une étude récente [Bartlow et al., 2011] émet deux hypothèses pour expliquer les liens entre SSE et NVT. Soit les NVT sont produits par des aspérités restées bloquées dans la zone de glissement, soit ils résultent d'un glissement sur des aspérités en dehors de la zone de glissement, qui auraient été changées par la concentration des contraintes cisailantes en bordure du SSE. La décorrélation spatiale entre les zones de SSE et de NVT observée au Mexique pour l'évènement de 2006 [Kostoglodov et al., 2010] supporterait plutôt cette deuxième hypothèse. Toutefois, il ne nous est pour le moment pas possible de privilégier une hypothèse plutôt qu'une autre en raison de l'absence de localisation des trémors et d'inversion du glissement lent sur l'interface de subduction.

3.3 Suivi temporel de trémors non volcaniques

Nous cherchons désormais à localiser les activités de trémors. Pour cela, nous allons utiliser la méthode présentée dans le chapitre 2. Malheureusement, le temps de calcul étant élevé, nous n'avons pas pu réaliser ce travail à grande échelle sur les différentes activités de trémors détectées précédemment. Nous avons donc fait le choix d'étudier en détail une activité (quelques heures) de trémors pour observer les localisations et leurs éventuelles évolutions temporelles cours-terme. Dans le chapitre 2 nous avons utilisé la méthode d'analyse de l'énergie du bruit entre 2 et 8 Hz pour détecter un épisode de trémor le 15 septembre 2009. Ce NVT se situe au début de la forte activité de 45 jours détectée dans la section précédente de ce chapitre. Il semble donc approprié d'étudier les localisations de ce trémor qui nous renseignerait sur le lien éventuel avec le glissement lent. Le résultat de l'analyse par énergie est rappelé sur la figure 3.5. Nous détectons clairement une activité de trémors entre 1h UT et 2.6h UT.

¹je ne considère pas la première période en mars 2009 car elle se trouve en dehors des mesures GPS

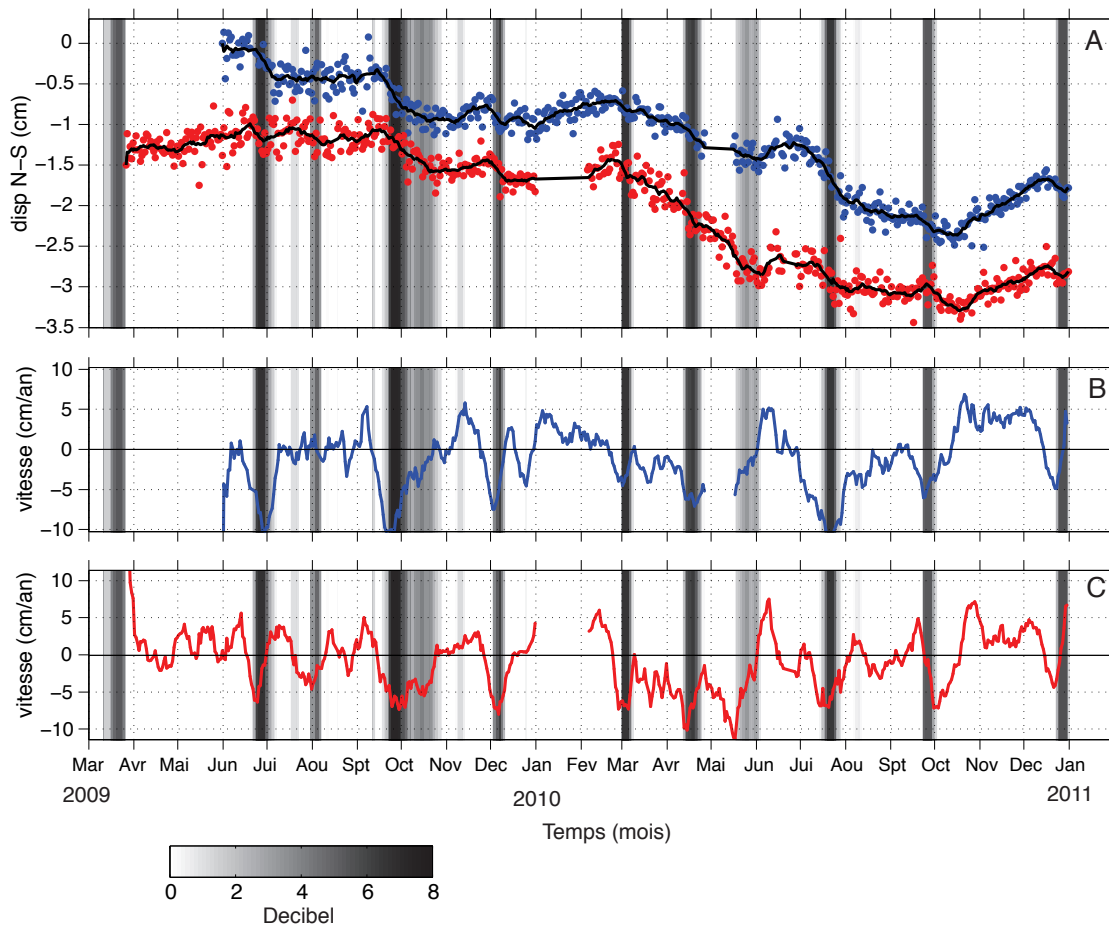


FIGURE 3.4 – (A) Comparaison entre les séries temporelles GPS et les activités de trémors. Les points de couleur représentent les séries temporelles GPS à 2 stations dans le zone de trémors MEZC (points rouges) et IGUA (points bleus). Les courbes noires sont les séries temporelles GPS lissées à l'aide d'une moyenne glissante de 10 jours. Les zones ombrées en dégradé de gris indiquent les activités de trémors extraites de la figure 3.3 avec un seuil de détection fixé à 0 décibel. (B et C) Dérivées des séries temporelles GPS lissées enregistrées à IGUA (B) et MEZC (C). Ces courbes indiquent la vitesse du sol. Quand cette dernière est positive, nous enregistrons un déplacement vers le nord et quand elle est négative, le déplacement se fait vers le sud. Notez que les activités de trémors sont corrélés aux pics de vitesse vers le sud.

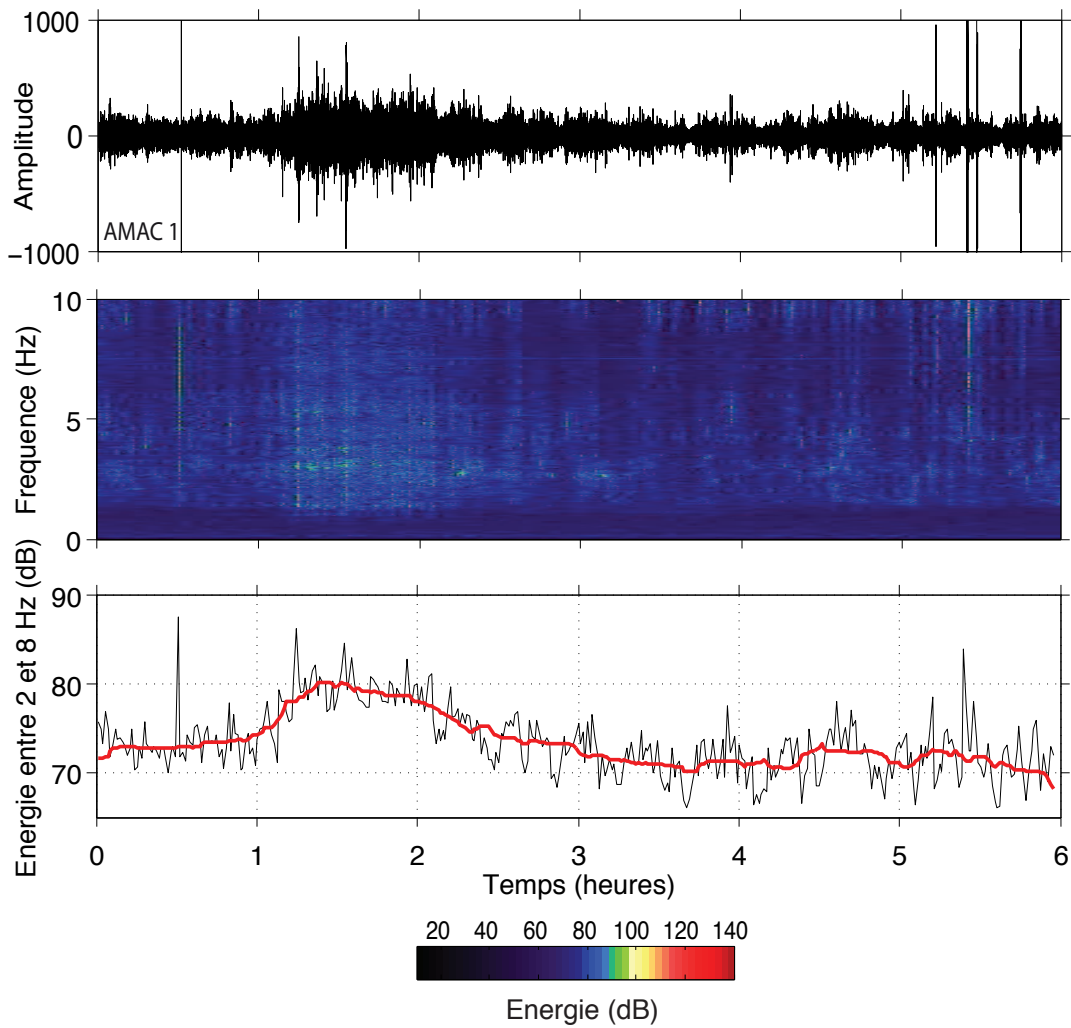


FIGURE 3.5 – (A) Signal filtré entre 2 et 8 Hz enregistré à AMAC 1 le 15 septembre 2009 entre 0 et 6 heures UT. (B) Spectrogramme du signal présenté en A. L'échelle de couleur est présentée sous la figure. (C) Énergie entre 2 et 8 Hz calculée sur des fenêtres de 1 minute (trace noire). La trace rouge représente la même énergie après avoir appliqué un filtre médiant sur des fenêtres de 30 minutes afin de supprimer les effets des séismes locaux et des glitches. Cette courbe rouge montre bien l'émergence d'une activité de trémor entre 1h UT et 2h45 UT.

Dans la suite nous utilisons le même jeu de données pour une analyse par formation de voie. Comme présentées dans le chapitre 2, les données sont découpées en fenêtres de 30 secondes avec 50% de recouvrement, puis traitées selon le protocole de traitement présenté dans le chapitre 2.

3.3.1 Détection des NVT

Le résultat de cette analyse est présenté sous la forme d'une carte sur la figure 3.6. Les points représentent l'ensemble des localisations obtenues sur chacune des 1436 fenêtres de temps considérées. On constate que ces points se répartissent pour l'essentiel vers le sud ainsi que vers l'ouest et l'est. La majorité d'entre eux pointe vers la côte pacifique au niveau de l'état de Guerrero. Tous ces points ne représentent pas des sources de trémors. En effet, nous avons analysé 6 heures de données, dont seulement 2h comprenant des NVT. Il nous faut donc extraire les localisations des trémors de ce nuage de points. Pour cela, nous pourrions simplement sélectionner les localisations obtenues pendant les périodes de fortes activités de trémors déterminées sur la figure 3.5. Cependant, l'analyse par formation de voie nous donne une autre grandeur que nous pouvons utiliser pour détecter et localiser les trémors : la cohérence moyenne de chaque localisation. Lorsque cette dernière est forte, la source sera un trémor cohérent détecté sur les trois antennes. A l'inverse, lorsqu'elle est faible, les réponses des formations de voie associées à chaque mini-réseau pointent vers des directions différentes, traduisant l'absence de signal cohérent sur la fenêtre de temps considérée. Cette cohérence est indiquée par le code de couleur sur la figure 3.6. Notez que les valeurs sont faibles en raison du produit des cartes de probabilités effectué pour déterminer la localisation. Pour obtenir les valeurs moyennes réelles de cohérence, il faut prendre la racine cubique de cette valeur.

On remarque que la cohérence n'est pas homogène spatialement (voir figure 3.6). Les plus fortes cohérences sont associées à des sources situées à l'ouest, s'étendant le long d'une bande nord-sud au niveau de la station APAX. Pour extraire ces localisations, nous fixons un seuil de cohérence égal à 0.6 (ce qui correspond à un seuil de 0.216 sur l'échelle de couleur de la figure 3.6). Le résultat de cette sélection est présenté sur la figure 3.7. Le code de couleur indique cette fois, le temps en heures auquel chaque source est émise. La majorité des sources apparait en bleu clair, ce qui correspond à une émission entre 1h et 3h UT. Cette plage horaire correspond à la période de détection déterminée avec la méthode par énergie. La figure 3.8 présentant le nombre d'évènements de NVT détectés par formation de voie au cours du temps confirme cette correspondance. Nous remarquons que d'autres petites activités de trémors sont détectées par formation de voie alors qu'elles étaient invisibles par la méthode utilisant l'énergie du bruit entre 2 et 8 Hz. Cette différence résulte de la meilleure résolution de la méthode de détection par formation de voie qui combine les données de trois mini-réseaux (18 capteurs) dans la construction de la carte de probabilité. La méthode de détection par énergie ne considère, elle, qu'une seule station, ce qui réduit la résolution dans le cas de faibles activités de trémors. Nous arrivons ainsi à détecter les activités de trémors par deux méthodes indépendantes qui donnent le même résultat.

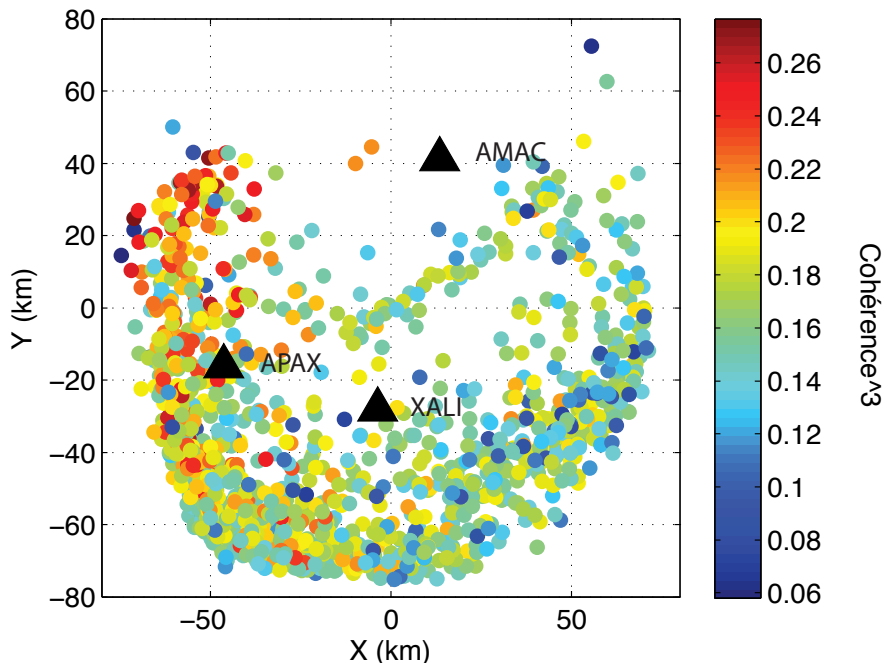


FIGURE 3.6 – Répartition spatiale et temporelle des sources détectées par formation de voie pour l'activité de trémor présentée sur la figure 3.5 . Le code de couleur indique la cohérence moyenne au cube.

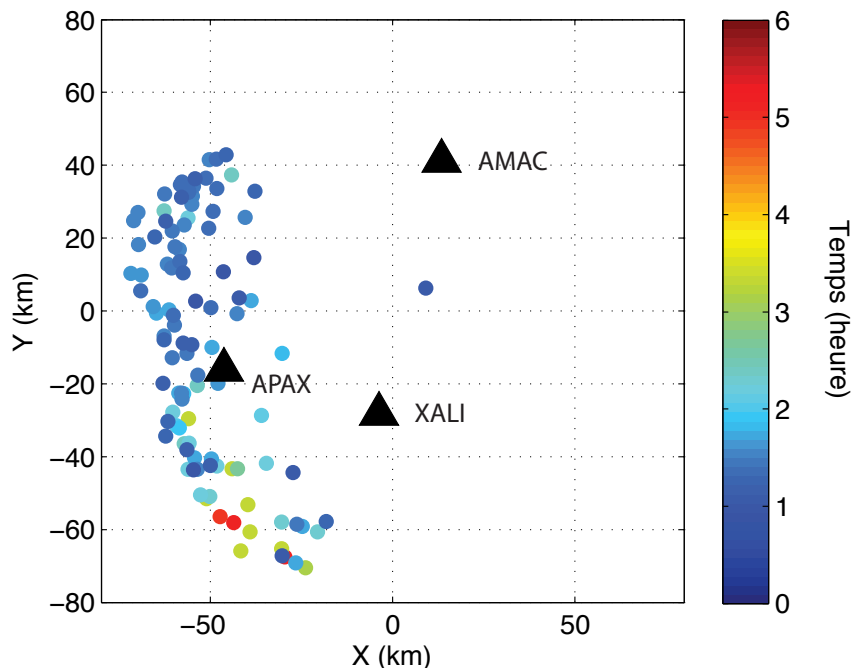


FIGURE 3.7 – Répartition spatiale et temporelle des sources détectées par formation de voie pour l'activité de trémor présentée sur la figure 3.5 . Le code de couleur indique le temps en heures (voir les données en temps avec la même échelle de temps sur la figure 3.5).

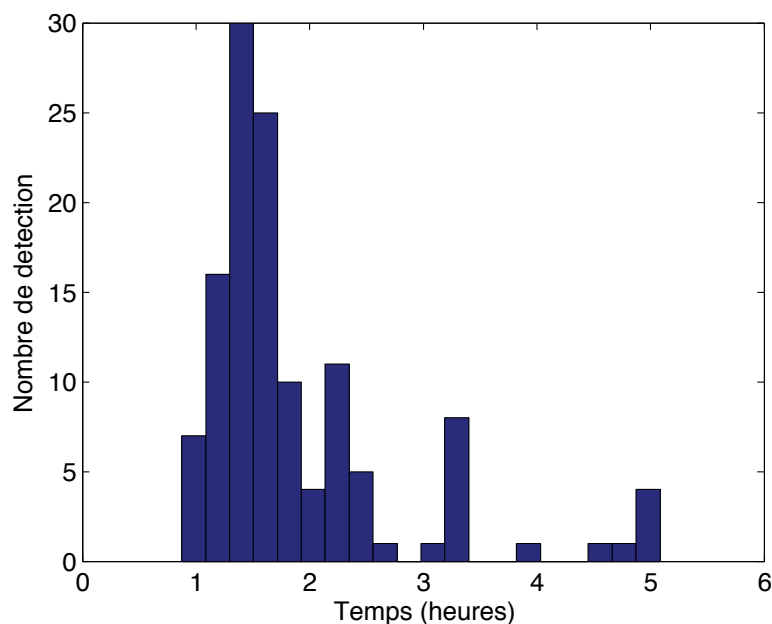


FIGURE 3.8 – Histogramme du nombre de trémors détectés au cours du temps. Voir figure 3.5 pour le sismogramme correspondant.

3.3.2 Suivi temporel d'un épisode de NVT

La figure 3.7 semble indiquer une migration des sources du nord vers le sud au cours de l'épisode de trémors. Pour essayer de mieux visualiser cette migration, nous utilisons les résultats de détection et localisation par formation de voie pour suivre temporellement l'activité de trémors du 15 septembre 2009. Le suivi complet des détections sur des fenêtres de 10 minutes est présenté sur la figure 3.13 à la fin de ce chapitre.

La figure 3.13 indique clairement que deux zones bien distinctes émettent des trémors pendant cet épisode. La première zone (que nous appellerons zone A) est située au nord de la station APAX. Cette zone émet de forts NVT dans la première partie de l'épisode entre 1h UT et 1h30 UT. La figure 3.9 montre un exemple avec une collection de burst émise dans la zone A pendant une fenêtre de 10 minutes au début de l'épisode (ici entre 1.3 h et 1.4 heures).

A l'inverse, la zone B est active en fin d'épisode à partir de 1.6 heures (voir évolution temporelle sur la figure 3.13). La figure 3.10 montre un exemple d'activité dans la zone B pour une fenêtre de 10 minutes. Ces analyses confirment la migration des NVT du nord vers le sud, comme évoqué précédemment. Au cours de l'épisode de trémors du 15 septembre 2009, nous assistons ainsi à la déstabilisation de deux zones de trémors différentes : l'une au nord et l'autre au sud de la station APAX.

Toutefois, ces deux zones ne sont pas complètement déconnectées temporellement. Nous observons ainsi des périodes au cours de l'épisode de trémor durant lesquelles les deux zones sont actives. C'est notamment le cas au moment de l'émergence du NVT (voir la figure 3.13) où les deux zones émettent des bursts de trémors en même temps. Un exemple est présenté sur la figure 3.11 sur laquelle apparaissent clairement des points de la même couleur dans les deux zones confirmant ainsi une activité simultanée de trémors

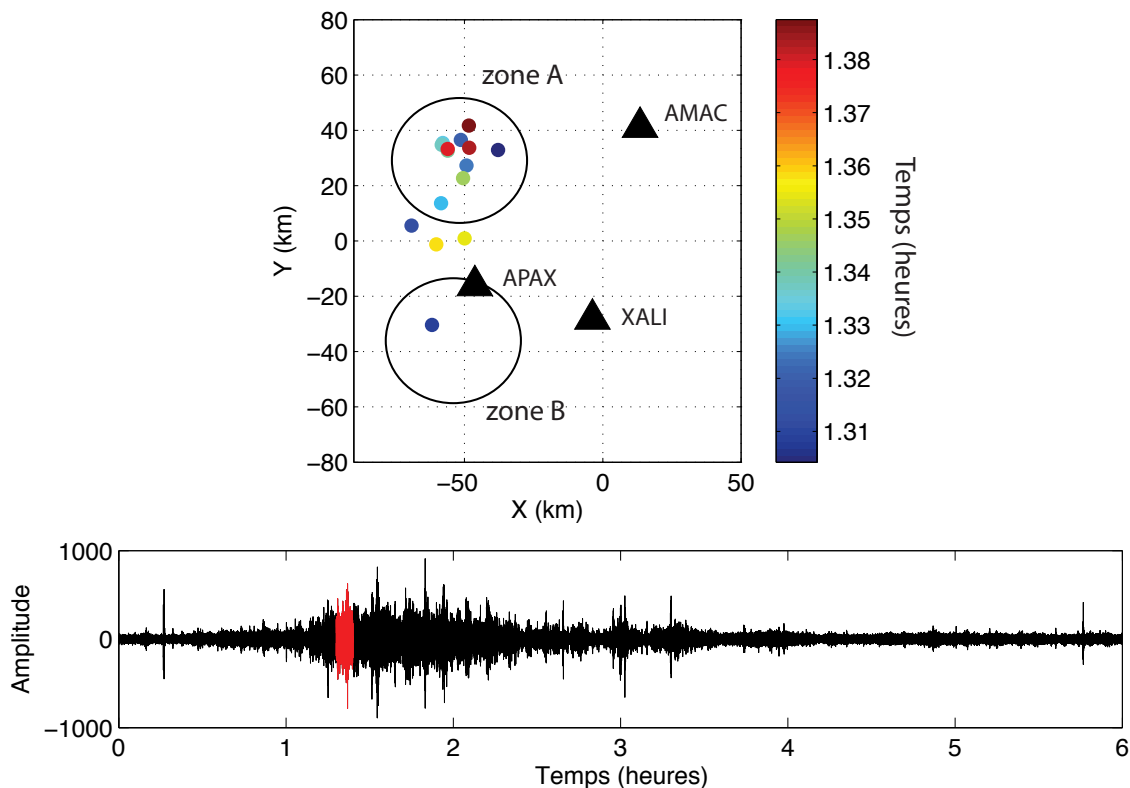


FIGURE 3.9 – Carte de localisation des sources pour une fenêtre de signal de 10 minutes indiquée en rouge sur le sismogramme. Le code de couleur indique le temps de chaque source. On remarque un regroupement de sources dans une zone A située au nord de la station APAX. L'autre zone (zone B) active le 15 septembre 2009 est relativement calme pour cette fenêtre de temps avec seulement un petit burst détecté.

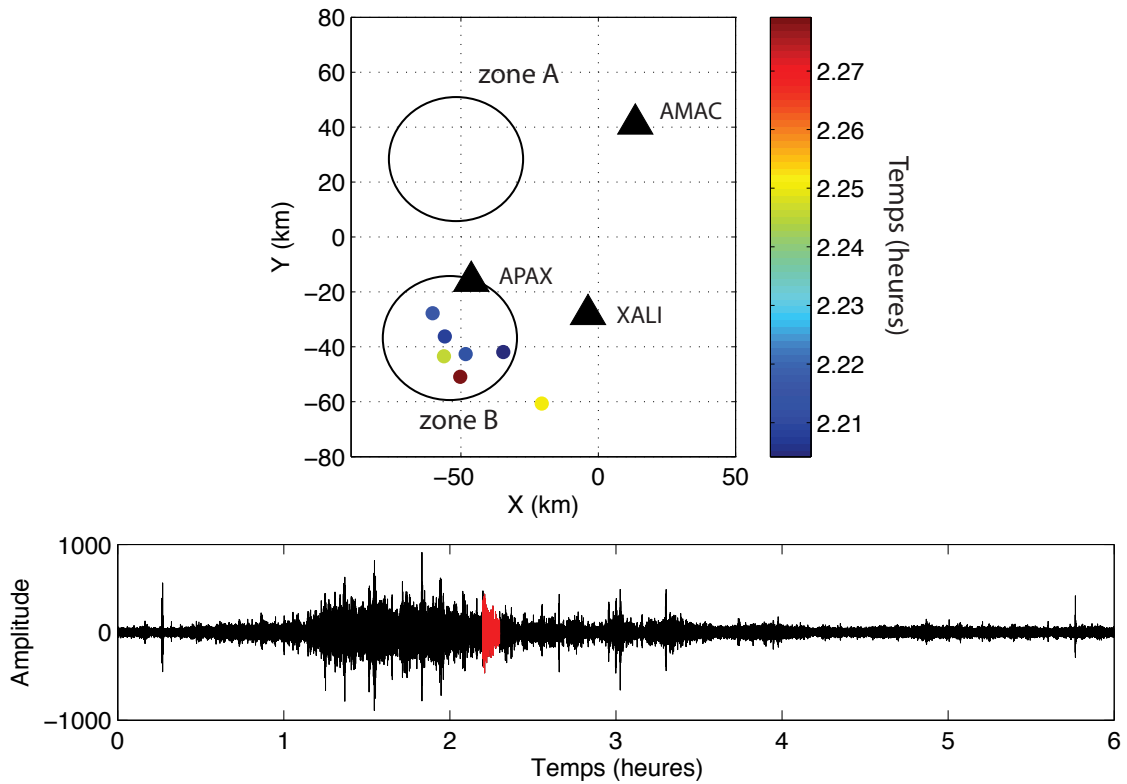


FIGURE 3.10 – Carte de localisation des sources pour une fenêtre de signal de 10 minutes indiquée en rouge sur le sismogramme. Le code de couleur indique le temps de chaque source. On remarque un regroupement de sources dans une zone B située au sud de la station APAX. L'autre zone (zone A) active le 15 septembre 2009, ne montre aucune activité pour cette fenêtre de temps.

dans deux régions distinctes.

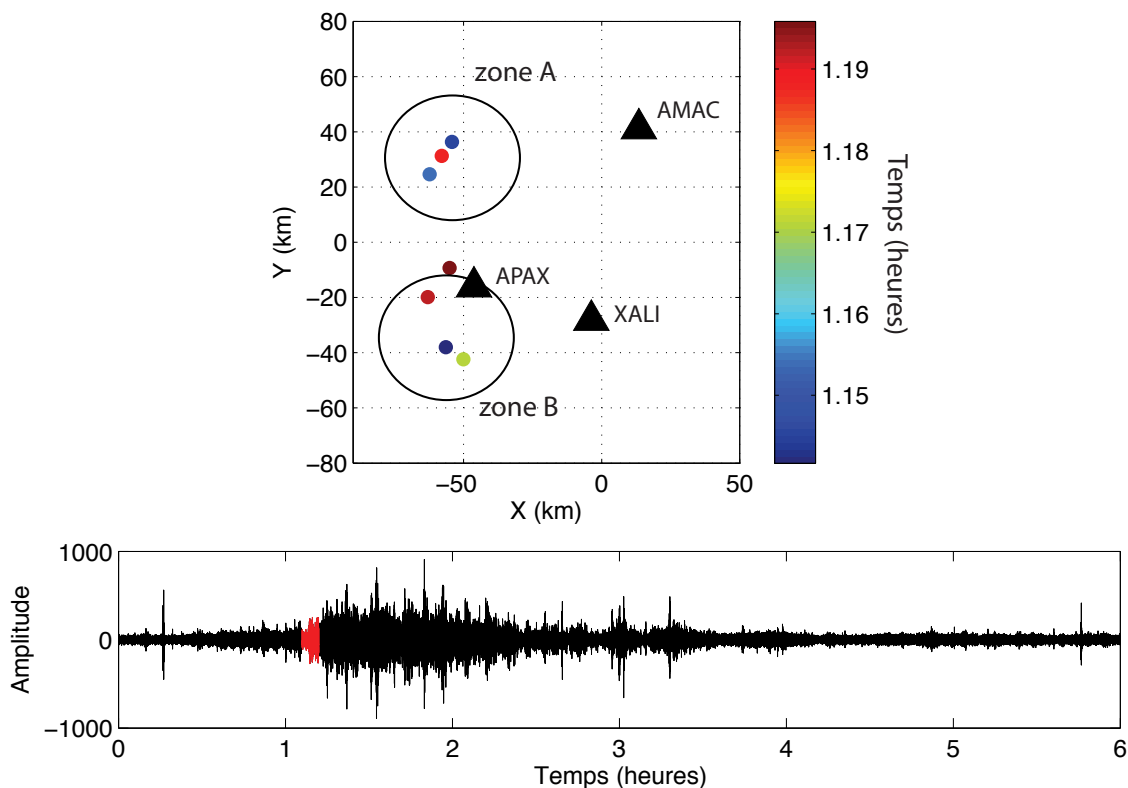


FIGURE 3.11 – Carte de localisation des sources pour une fenêtre de signal de 10 minutes indiquée en rouge sur le sismogramme. Le code de couleur indique le temps de chaque source. Sur cette fenêtre, les deux zones sont actives simultanément.

Nous observons également une migration rapide de sources depuis la zone B vers la zone A en seulement une dizaine de minutes. La figure 3.12 illustre cet épisode où l'évolution des couleurs du bleu vers le rouge indique clairement cette migration rapide : la zone B est active pendant quelques minutes puis la zone A devient active. Ce type de comportement rappelle les streaks de trémors mis en évidence par Ghosh et al. [2010a] aux Cascades. Les streaks seraient des migrations très rapides (entre 40 et 200 km/h) de trémors se propageant parallèlement à la direction de convergence des plaques comme observé dans notre cas. Leur origine n'est pas encore connue et leur existence est encore sujet à discussions. Ces objets seraient dans tout les cas une bonne illustration de la variabilité du comportement des NVT dans le temps et dans l'espace.

3.3.3 Discussion et conclusion

Cette analyse d'une activité de trémors par formation de voie montre que cette méthode constitue un bon moyen de détecter, de localiser et de suivre l'évolution temporelle des activités de NVT. Notre étude de l'activité de trémors du 15 septembre 2009 révèle une géométrie complexe des sources. Nous avons mis en évidence deux zones géographiques distinctes qui émettent des NVT durant l'épisode de trémors. Les deux sources sont situées

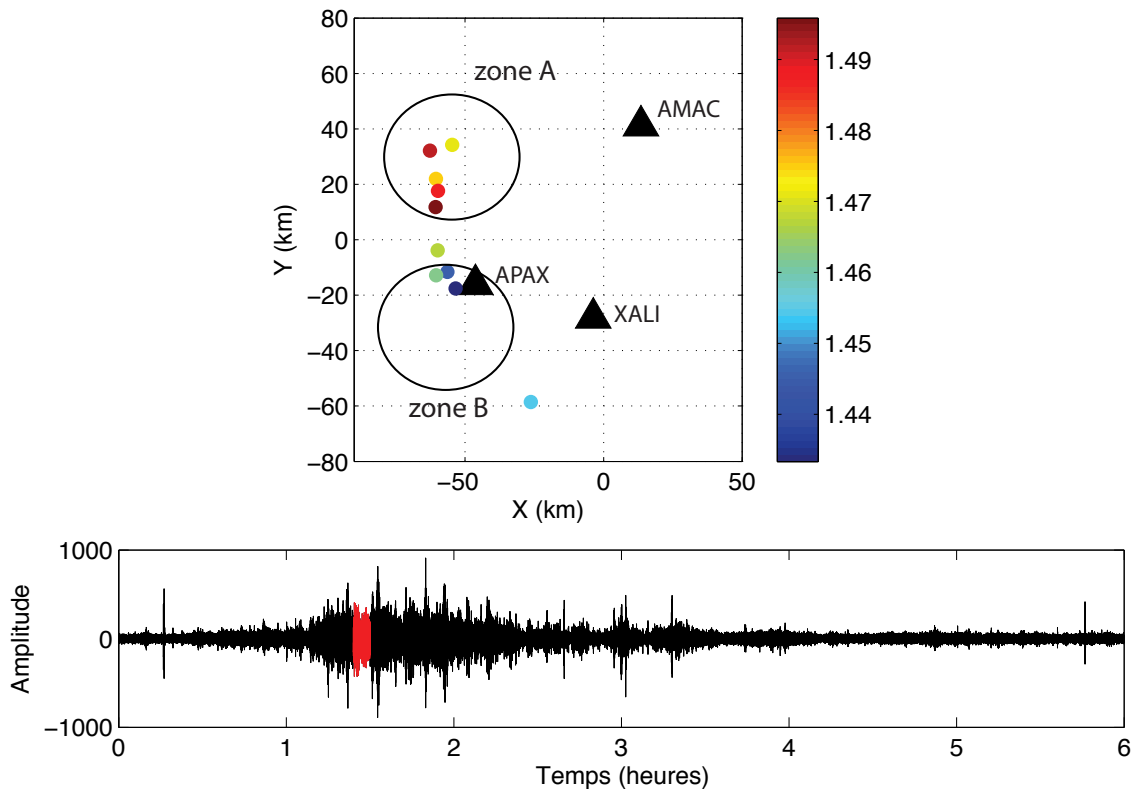


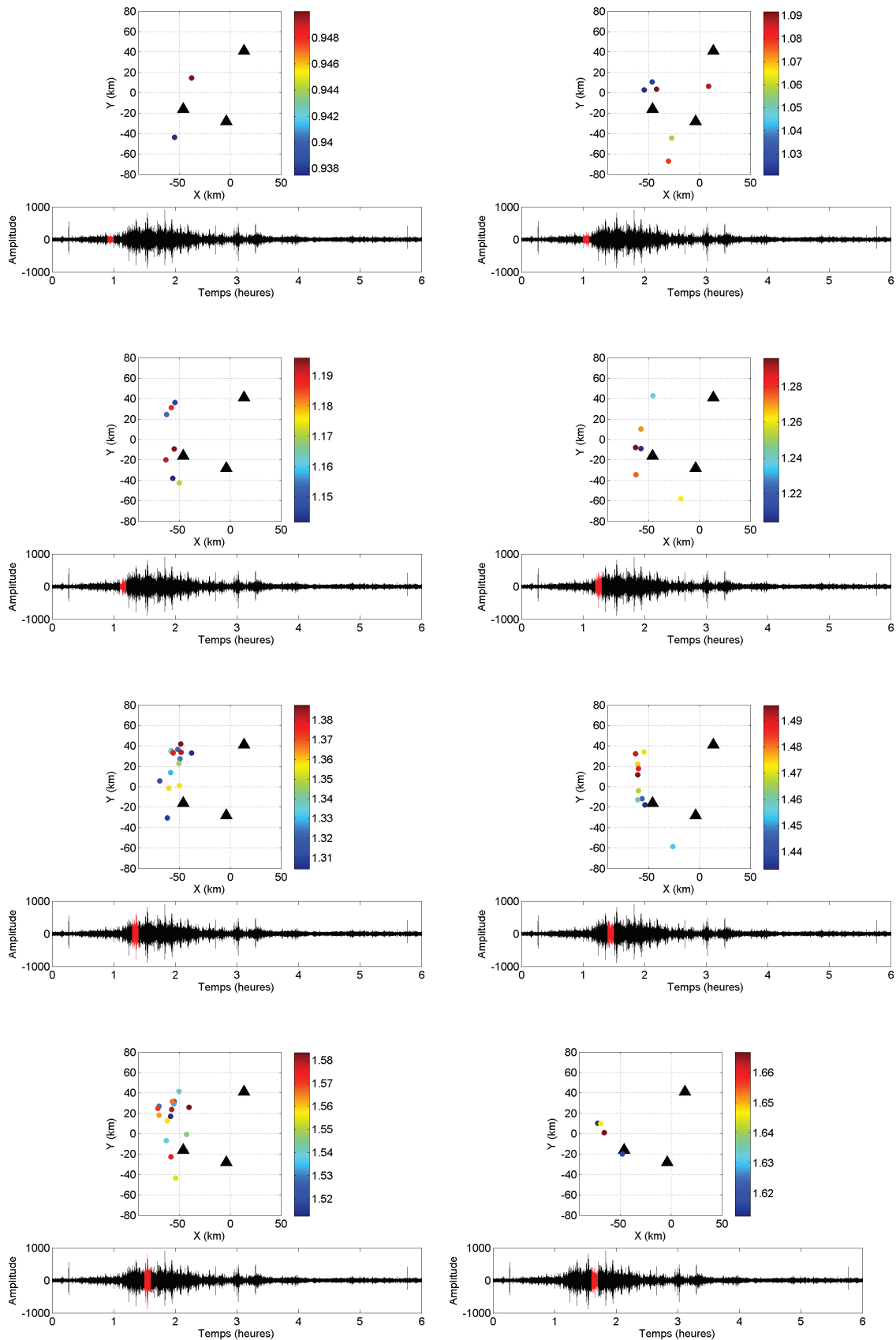
FIGURE 3.12 – Carte de localisation des sources pour une fenêtre de signal de 10 minutes indiquée en rouge sur le sismogramme. Le code de couleur indique le temps de chaque source. On remarque une migration très rapide (environ 200 km/h) des sources de la zone B vers la zone A.

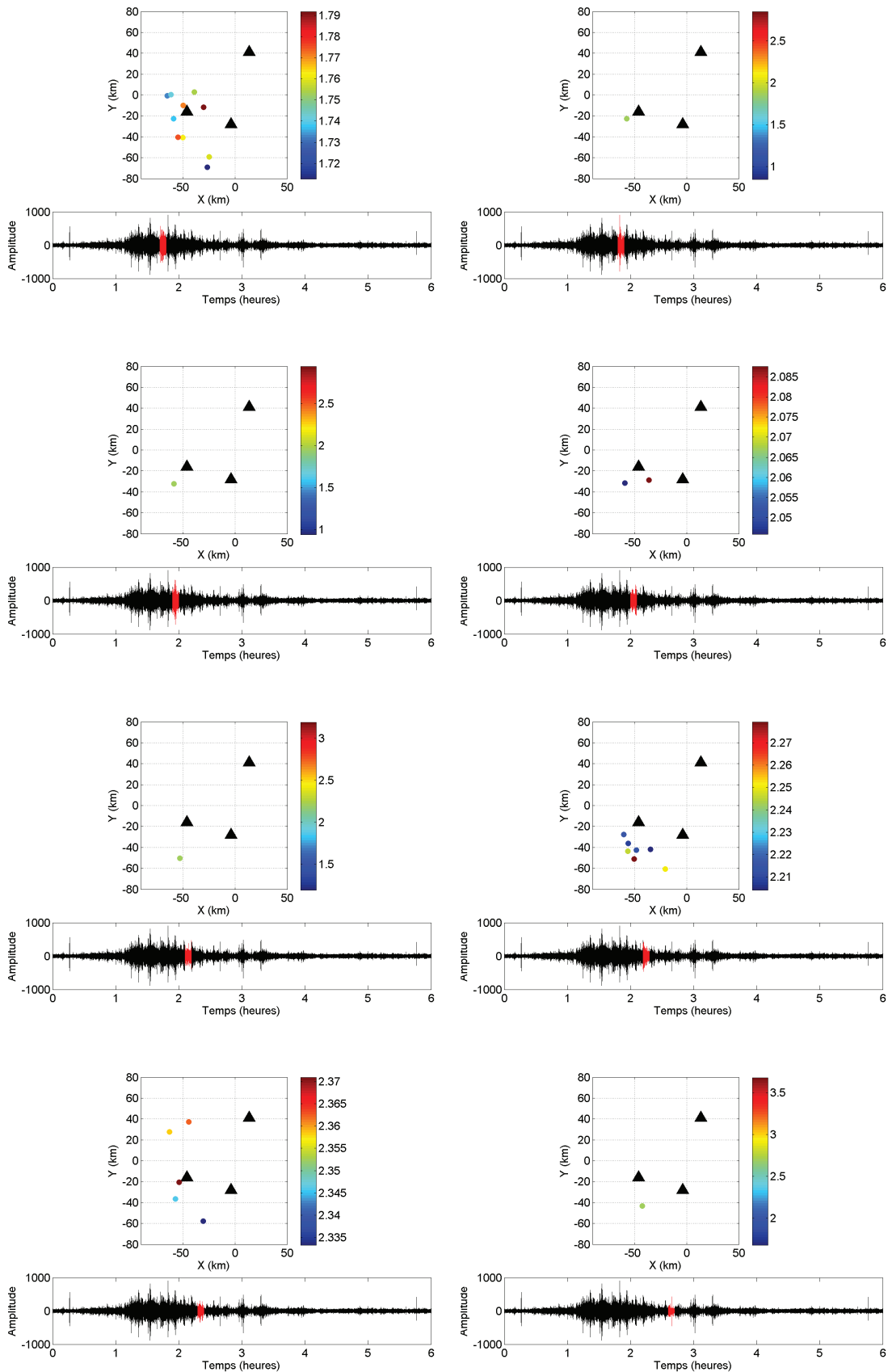
à l'ouest du réseau, l'une étant au nord de l'antenne APAX et l'autre au sud. Le suivi temporel révèle une migration depuis la zone A au nord vers la zone B au sud sur une durée d'environ une heure. La zone au nord est donc déstabilisée en premier puis la zone au sud se déstabilise à son tour.

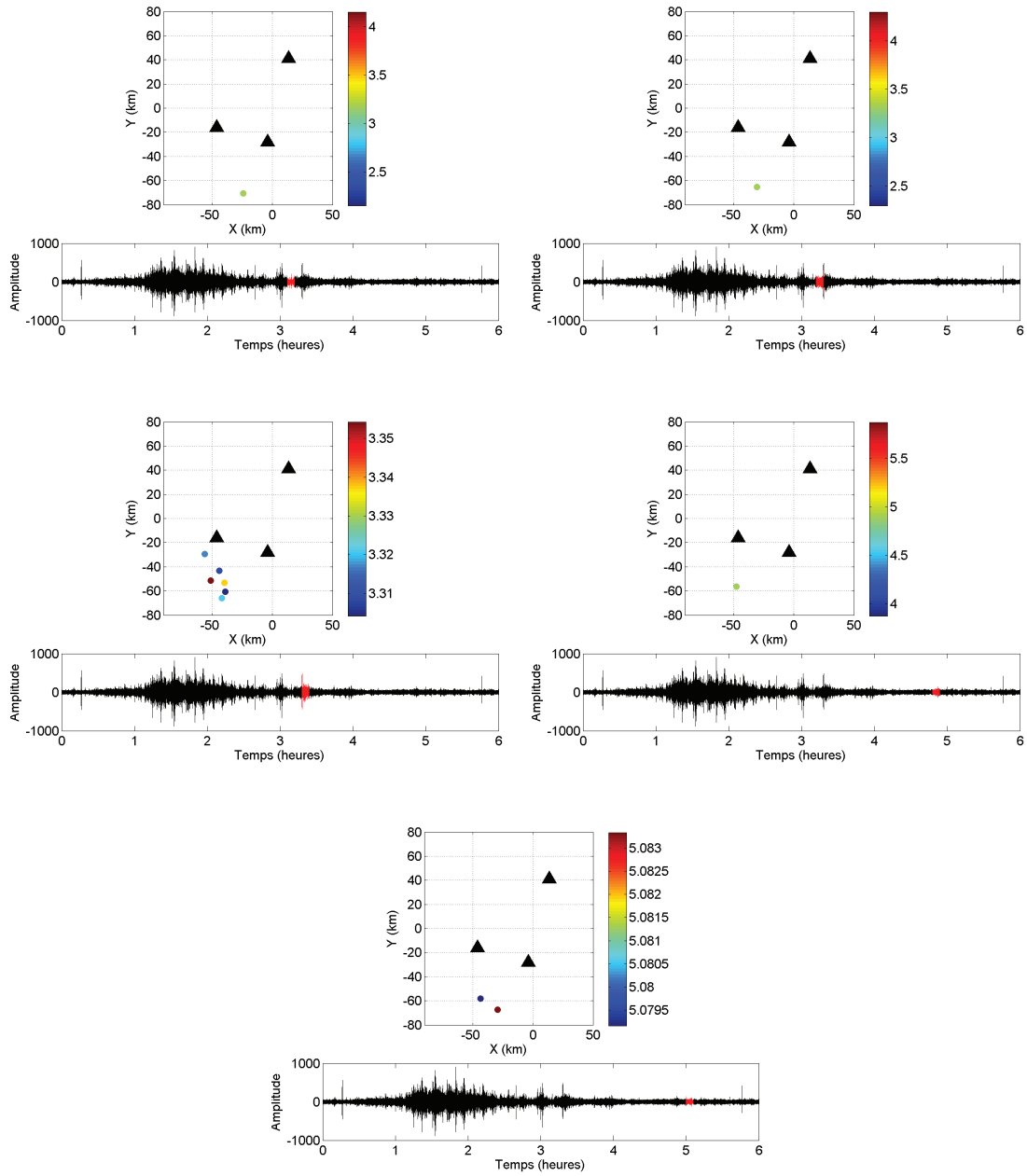
Cette migration est difficile à interpréter sans plus de données. Il faudrait en particulier déterminer si d'autres épisodes de trémors montrent ce type de migration, où à l'inverse, si certaines activités restent stables dans le temps. Ce type de migration suggère malgré tout un contrôle extérieur sur les activités de trémors. Nous avons vu dans la première section de ce chapitre qu'il existe une corrélation entre les activités de trémors et les pics de vitesse du glissement vers le sud. Cette observation suggère un lien fort entre NVT et glissement lent. Une étude récente de [Walpersdorf et al. \[2011\]](#) montre qu'un séisme lent est en cours dans la partie ouest du Mexique le 15 septembre 2009. De manière intéressante, les sources de l'épisode de NVT du 15 septembre se localisent également à l'ouest de l'état de Guerrero. La propagation d'un glissement lent du nord vers le sud pourrait alors expliquer la déstabilisation successive de deux zones distantes géographiquement. Cette hypothèse expliquerait la corrélation entre le SSE et l'activité de NVT à laquelle est rattaché l'évènement du 15 septembre 2009. Compte tenu de la durée de l'activité de trémor que nous avons étudiée, le glissement long-terme mesuré par GPS ne peut se corrélérer à la migration court-terme que nous avons imagé par formation de voie. Cependant, nous pourrions être en présence d'un petit évènement de glissement lent, avec des durées de l'ordre de un à quelques jours, comme observé au Japon (voir figure 1.4 dans le chapitre 1 et [Obara \[2011\]](#) pour une revue des SSE, ETS et NVT au Japon). Lors de leur propagation, ces petits glissements pourraient alors perturber un milieu propice à l'émission de NVT. Cette hypothèse suggérerait que les NVT sont sensibles à de petits évènements de glissement se produisant sur une zone limitée de la subduction, comme proposé récemment par [Kostoglodov et al. \[2010\]](#) pour expliquer l'émergence de fortes activités de trémors en dehors des périodes de grands séismes lents.

Afin de déterminer avec plus de précisions ce lien éventuel, de nouvelles mesures du déplacement du sol seront nécessaires. L'évolution d'un glissement lent sur quelques heures n'est en effet pas accessible avec des enregistrements par GPS. Il serait donc intéressant d'installer un "tiltmeter" comme ceux utilisés au Japon [[Obara, 2011](#)] afin de pouvoir échantillonner ces glissements. Par ailleurs, une étude systématique de la localisation des sources de trémors doit être effectuée pour mieux contraindre ces observations.

FIGURE 3.13 (*facing page*) – Suivi temporel des activités de trémors pour le 15 septembre 2009. Chaque figure présente les localisations de trémors obtenues pour la fenêtre de signal en rouge sur le sismogramme. La couleur des points indique le temps exact de détection de chaque source sur la fenêtre de temps considéré. Les fenêtres de temps sont de 10 minutes. La figure continue sur les 2 pages suivantes.







Chapitre 4

Triggering of Tremors and Slow Slip event in Guerrero (Mexico) by the 2010 Mw 8.8 Maule, Chile, Earthquake

Dimitri Zigone, Diane Rivet, Mathilde Radiguet, Michel Campillo, Christophe Voisin, Nathalie Cotte, Andreas Walpersdorf, Nikolai Shapiro, Glenn Cougoulat, Philippe Roux, Vladimir Kostoglodov, Allen Husker, Juan S. Payero.

Article en préparation pour *Journal of Geophysical Research* (2011)

Sommaire

4.1	Résumé	96
4.2	Abstract	96
4.3	Introduction	97
4.4	Data	98
4.5	Triggering of tremors	99
4.5.1	Immediate tremor triggering	99
4.5.2	Tremor activity within the first day after the Maule EQ	104
4.5.3	Locating sources of non-volcanic tremors	106
4.6	triggering of SSE	110
4.7	Triggered SSE and Tremors	113
4.8	Discussion	115
4.8.1	Triggered tremors and Modulation	115
4.8.2	Triggering of SSE and tremors by Large Distant Earthquakes	118
	a) Haiti earthquake	119
	b) Mexicali earthquake	120
	c) Tohoku-Oki earthquake	120
4.9	Conclusions	123
4.10	Acknowledgments	124

4.1 Résumé

Dans cette étude, nous analysons les déclenchements de glissements lents et de trémors au Mexique par le tremblement de terre du Chili du 27 février 2010. Pour cela nous utilisons des données des mini-réseaux sismologiques installés au Mexique dans le cadre de l'ANR G-GAP, des données provenant du Servicio Sismologico Nacional of Mexico (SSN) et des données de la station très large bande GEOSCOPE UNM de Mexico. L'étude des glissements lents se fait à l'aide de 5 stations GPS localisées le long d'un profil entre Mexico et Acapulco.

Une étude récente de [Walpersdorf et al. \[2011\]](#) montre qu'un double séisme lent s'est produit dans la lacune sismique de Guerrero au Mexique entre juin 2009 et Juin 2010. Notre analyse des séries temporelles GPS montre que le second sous événement de ce double séisme lent a été déclenché par le séisme du Chili. Cette observation est confirmée par la présence d'une forte activité de trémors déclenchée par le passage des ondes du séisme du Chili. Une forte activité de trémors est en effet associée au passage des ondes de Rayleigh et de plus petits « burst » associés aux ondes S et aux ondes de Love. Il s'agit de la première observation d'un déclenchement de NVT par une onde de cisaillement. On retrouve par ailleurs la dispersion des ondes de Rayleigh dans l'enveloppe des trémors déclenchés, ce qui indique une forte modulation de l'activité des sources de trémor par les ondes de Rayleigh. Cette modulation est accompagnée par une migration rapide des trémors du sud-est de l'état de Guerrero vers le nord-ouest de l'état ; zone où des activités de NVT avaient précédemment été mises en évidence.

L'analyse des séries temporelles GPS et de l'activité des trémors sur une échelle de temps plus longue, montre qu'il existe un lien étroit entre glissement lents et trémors. Nous observons en effet une corrélation temporelle entre les variations de l'historique du glissement lent en surface et les activités de trémors. Une telle corrélation temporelle entre les deux phénomènes peut être reliée à la déstabilisation de la zone de subduction par le glissement lent. Les variations dans l'historique du glissement produisent des changements de contraintes qui génèrent et contrôlent les activités de trémors.

Notre étude montre ainsi que des ondes basse fréquence avec une forte amplitude produites par un séisme lointain sont capables de déclencher des séismes lents et des trémors sur une zone de subduction mature avec un milieu déstabilisé comme l'était la lacune de Guerrero en février 2010. Deux types de trémors émergent : 1) Des trémors directement déclenchés par le passage des ondes de volumes et/ou de surfaces et 2) des trémors déclenchés par les variations de contraintes associées au séisme lent déclenché. La complexité et la variabilité des phénomènes mis en évidence montre clairement le rôle majeur joué par le fluage asismique dans l'évolution de la zone de subduction du Mexique en réponse à un télé-séisme de forte magnitude.

4.2 Abstract

The Guerrero segment along the Mexican subduction zone is known to produce some of the largest slow slip events (SSE) recorded so far with equivalent magnitude up to 7.5 Mw. These SSE are accompanied by non volcanic tremor activities located in central Guerrero. In this study we investigate the triggering of seismic tremors and slip events in Guerrero (Mexico) by the great 2010 Maule earthquake (Mw 8.8) that occurred on February 27,

2010. Our analysis of GPS time series shows that the Maule earthquake triggered the second subevent of the 2009-2010 SSE in Guerrero (see [Walpersdorf et al. \[2011\]](#) for a description of the double SSE in 2009-2010). This triggering of slow slip is accompanied by strong triggered seismic tremors that starts with the Chile earthquake shear waves. It is the first observation of tremors triggered by S waves in the literature. We then observed triggered tremors occurring during the passing of S waves phases (ScS, SS), Love waves and Rayleigh waves. The greatest amount of energy and duration accompanies the long-period Rayleigh waves, with smaller bursts during the S and Love waves. For the Rayleigh wave triggered tremor we observed the dispersion of Rayleigh waves in the envelopes of triggered tremors, which indicates a very strong modulation of the source by the passing surface wave. The correlation and modulation of tremor activity observed for the direct surface waves is clearly observed during a few tens of minutes and then is progressively lost with time after a few hours. We still record an increase in the tremor activities during the passing of multiples surface waves (R2,L3,R3). The correlation between surfaces waves and tremors is then lost after the R3 arrival. At a longer time scale, we observe a temporal link between slow slip event and tremors. A temporal comparison between the GPS time series and the tremor activities shows that tiny variations in the ground displacements during the triggered SSE seem to correlate with the tremor activities. Such a correlation may indicate that NVT activities during the triggered SSE in spring 2010 are controlled by the stress perturbations produced by the variations in the slip history of the slow slip event. The following study shows that large amplitude long period waves produced by distant earthquakes can trigger slow slip and tremors in a mature subduction zone with an already perturbed medium like the Guerrero subduction zone in February 2010. This triggering is clear in both GPS time series and tremor activities which duration lasted until the end of the slow slip episode. Two types of tremors emerged : (1) Those directly triggered by the passing waves and (2) those triggered by the stress variations associated with the triggered SSE. These varieties of phenomena and their relationship indicate a key role of the aseismic creep in the evolution of the Mexican subduction zone in response to a large teleseismic earthquake.

4.3 Introduction

Since their discovery in California [[Linde et al., 1996](#)], Japan [[Hirose et al., 1999](#)] and Cascadia [[Dragert et al., 2001](#)], slow slip events (SSE) have been observed in a large variety of subduction zones (Japan, Cascadia, Mexico, Costa Rica, New Zealand, Alaska, see [Schwartz and Rokosky \[2007\]](#) for a review). These SSEs are sometimes associated with strong activities of seismic tremors in the so-called Episodic Tremor and Slip (ETS) observed for the first time in Cascadia by [Rogers and Dragert \[2003\]](#). With the improving of GPS measurements, correlations between tremor and SSEs have been established in Cascadia and southwest Japan and there may exist similar correlations in Alaska [[Ohta et al., 2006](#), [Peterson and Christensen, 2009](#)], and Costa Rica [[Brown et al., 2005](#), [Outerbridge et al., 2010](#)]. This study focuses on the Guerrero gap, located along the subduction zone of Mexico (see the seismotectonic map of the region in [Figure 4.1](#)) where such a time correlation between SSEs and tremor may exist [[Payero et al., 2008](#)]. Some of the largest observed slow slip events are produced down dip this part of the subduction [[Kostoglodov et al., 2003](#)]. During the last decade, 4 slow slip events have been reported with a recurrence interval of about 4 years (1998, 2002, 2006 and 2009-2010) [[Kostoglodov et al.,](#)

2003, Vergnolle et al., 2010, Radiguet et al., 2011a, Walpersdorf et al., 2011]. They reach equivalent seismic moment up to $M_w = 7.6$ for a southward surface displacement up to 5-6 cm. These SSEs are accompanied by a strong but irregular tremor activity located in central and northern Guerrero [Payero et al., 2008] where the subduction interface remains horizontal at 40 km depth [Suárez et al., 1990, Pardo and Suarez, 1995, Kostoglodov et al., 1996, Kim et al., 2010]. A recent study [Kostoglodov et al., 2010] reveals that the tremor activity in Guerrero is not necessarily associated with the development of a SSE. Even if the slow-slip is accompanied by a large amount of tremors, significant tremor activity is also observed between slip events, composing the background tremor activity and located further north from the SSE region.

In this study we investigate the triggering of tremors and slip events in Mexico by the great 2010 Maule earthquake ($M_w = 8.8$) that occurred on February 27, 2010 at 6 :34 :14 (UT) off the coast of Chile. Dynamic triggering of seismic tremors by distant earthquakes has been observed in several regions (Japan, California, Cascadia, Taiwan . . .) in the past few years [Miyazawa and Mori, 2005, 2006, Rubinstein et al., 2007, Miyazawa and Brodsky, 2008, Peng and Chao, 2008, Peng et al., 2008, 2009, Ghosh et al., 2009a, Rubinstein et al., 2009]. They are observed during the passage of Love waves [Rubinstein et al., 2007, Peng and Chao, 2008] or Rayleigh waves [Miyazawa and Mori, 2005, 2006]; exceptionally, the passage of P waves might trigger tremors too [Ghosh et al., 2009a]. Triggered tremors by regional earthquakes have also been reported in California [Guilhem et al., 2010]. All together, these observations indicate that adequately oriented transient stress changes carried by seismic waves can trigger tremors. The changes in dilatation stresses produced by Rayleigh waves are consistent with a role of fluid flow in the triggering process [Miyazawa and Mori, 2005, 2006]. On the other hand, the shear stress changes produced by Love waves suggest a prominent role of frictional processes in the triggering of seismic tremors [Rubinstein et al., 2007]. By contrast, there is only few evidence of triggered SSE by distant earthquakes. It has been suggested that large ETS events, which persist for more than one week, are sometimes dynamically triggered in the Cascadia subduction zone [Rubinstein et al., 2009, 2010].

4.4 Data

The great 2010 Maule earthquake (Mw 8.8) has been recorded by many stations in Mexico including the broadband sensors of the Sismológico Servicio Nacional de México (SSN) and the GEOSCOPE very broadband UNM station in Mexico City. In addition, several seismic mini-arrays (referred later as G-GAP network) have been deployed in central Guerrero since 2009 to study the tremor activity previously observed in that region [Payero et al., 2008, Kostoglodov et al., 2010]. Each mini-array is composed of one broadband sensor (CMG40-60s by Guralp) in the center surrounded by 6 short period sensors (IHR-1C) for a total aperture of about 150 meters per array (see figure 2.1 for a sketch of the mini-arrays). To study the slow slip events, we used 5 GPS stations located in Guerrero along a profile from Mexico City to Acapulco (see Figure 4.1).

Tremors are identified in the 2-8 Hz frequency band as bursts of non-impulsive seismic energy. These bursts are coherent among 12 stations used in this study (see Figure 4.2 for the seismograms and Figure 4.3 for a map of all 30 stations). The tremors are recorded only by the SSN stations located in Oaxaca and Guerrero states (see map in Figure 4.1 and

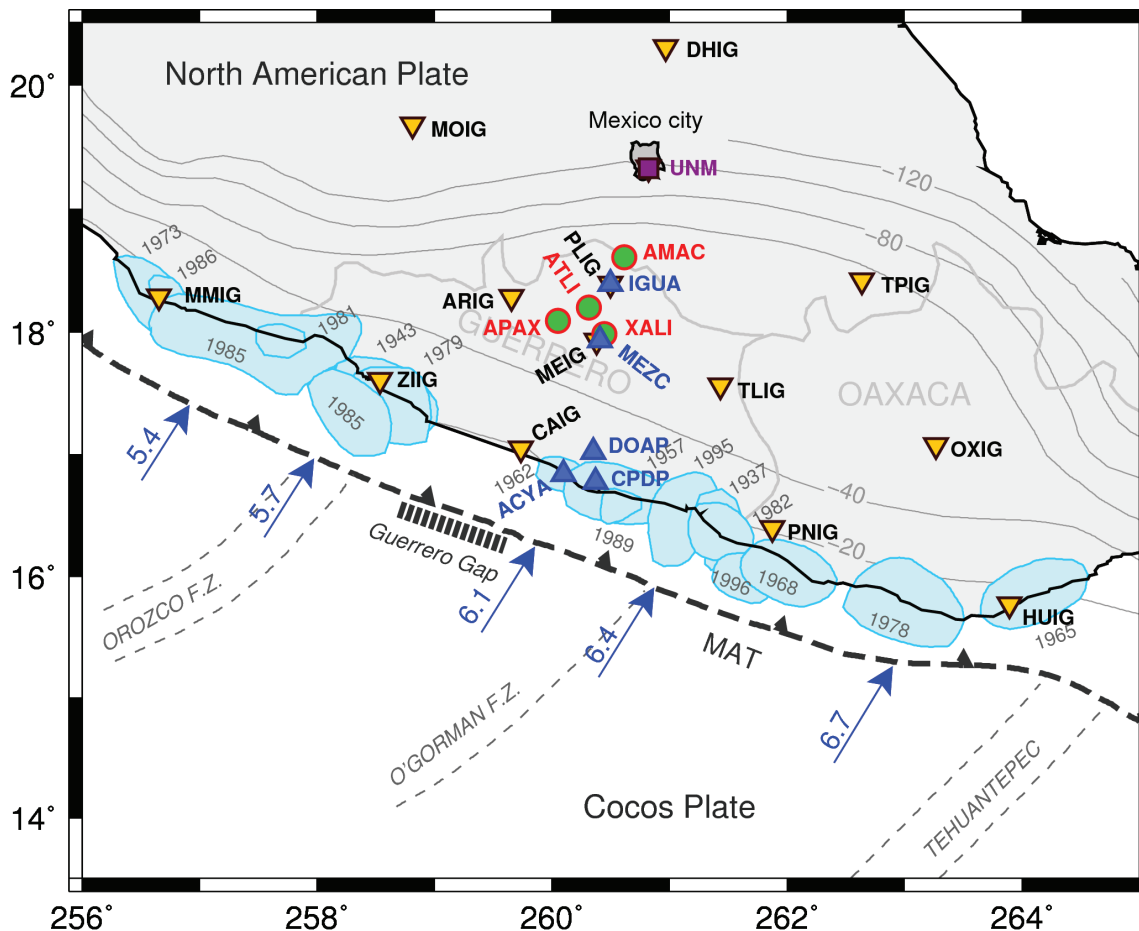


FIGURE 4.1 – Seismotectonic map of Guerrero, Mexico (after Kostoglodov et al. [2003]). Inverse yellow triangles with black contours indicate the STS2 3 components stations from the Servicio Sismológico Nacional (SSN) of Mexico. The names of these stations are indicated in black. The green dots with red contours indicate the G-GAP mini-arrays (1 CMG40 3 components sensor and 6 vertical short period sensors). The G-GAP array's names are indicated in red. The purple square is the STS1 broadband UNM Geoscope station in Mexico City. The blue triangles are the GPS stations used in this study (the names are in blue). The blue arrows indicate the direction and velocity in cm/yr of the PVEL relative plate motion between the Cocos and North American Plate [DeMets et al., 2010]. Little blue patches represent the major earthquakes rupture zones. Thin gray lines show the isodepth contours of the subducted oceanic slab (after Pardo and Suarez [1995]).

Figure 4.3), so we can rule out the possibility of an artifact of filtering or an instrumental effect caused by large amplitudes which would affect all stations in the same way.

The reference station is chosen to be the Geoscope station UNM as it is equipped with a STS1 seismometer and it is located far away from the tremor zone. In these conditions, the UNM station is truly independent from the records of tremors by the G-GAP mini arrays.

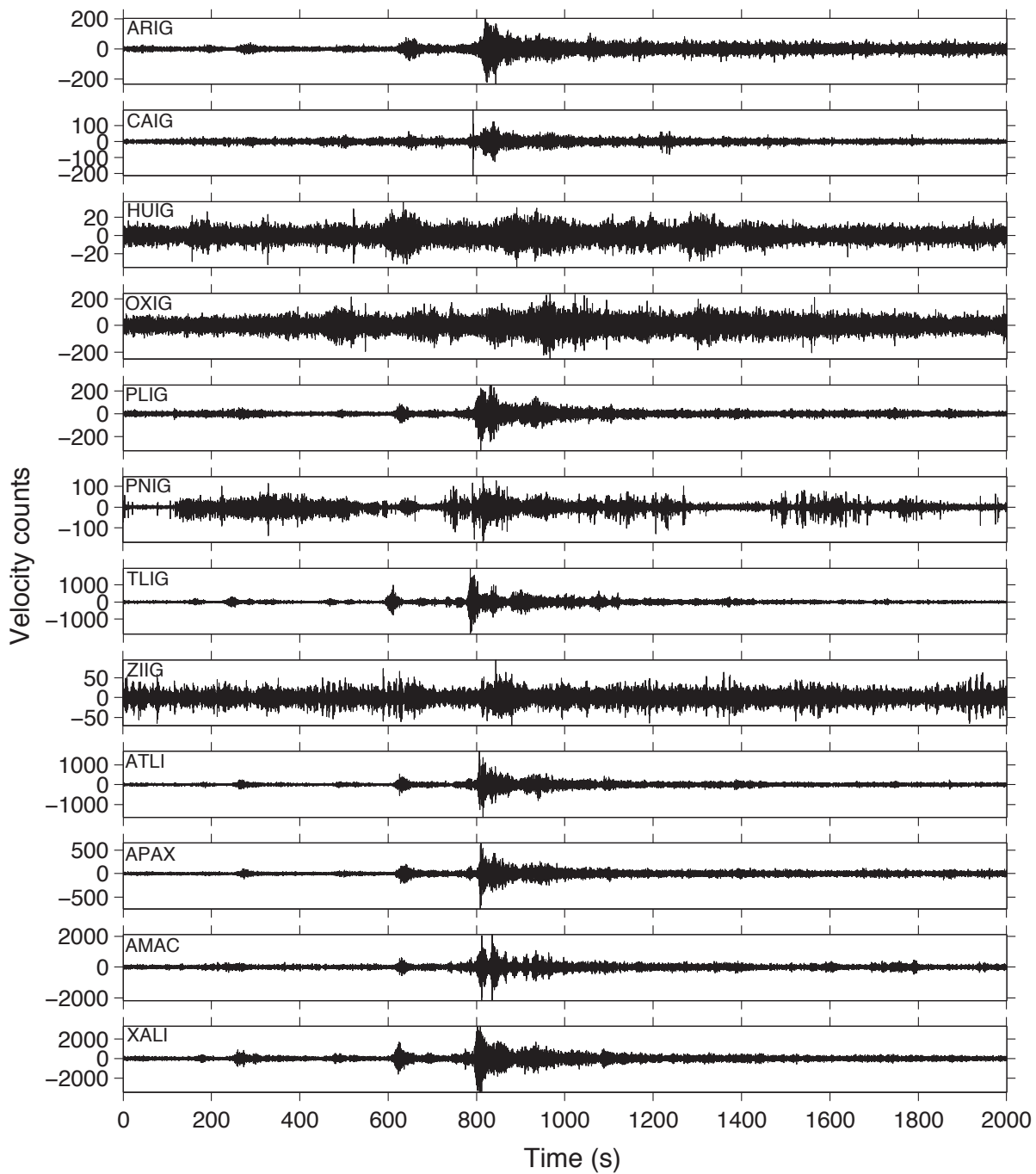


FIGURE 4.2 – Section of 12 north-south seismograms obtained on the broadband sensors of the SSN and G-GAP networks. The traces are filtered between 2-8 Hz to exhibit the tremors.

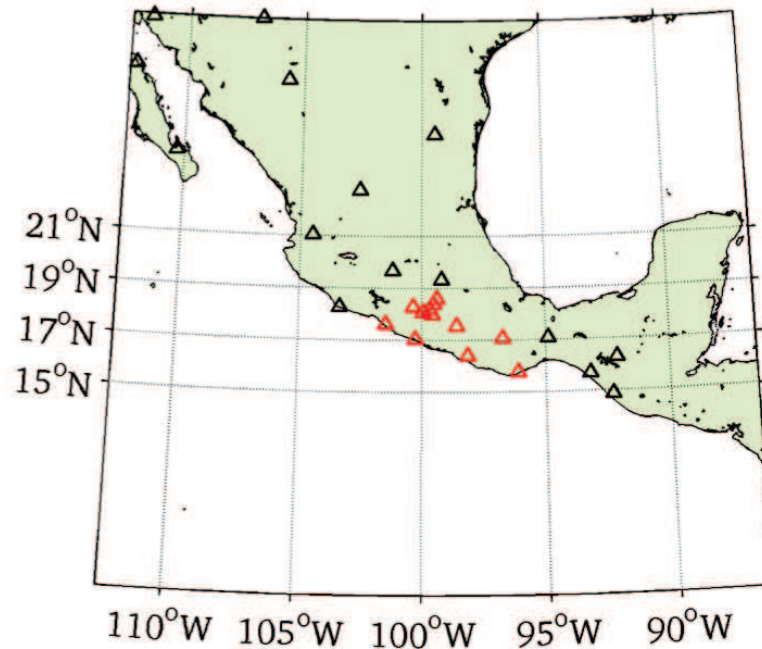


FIGURE 4.3 – Map of the 30 stations (SSN and G-GAP networks) used in this study (triangles). The stations in red are those where tremors can be visually identified. All these stations are concentrated in Guerrero and Oaxaca states. We can thus rule out the possibility that tremors are an artifact of filtering or an instrumental effect caused by large amplitudes, which would affect all stations in the same way.

4.5 Triggering and Modulation of Tremor Activity by the M_w 8.8 Chile earthquake

4.5.1 Immediate tremor triggering

We first analyze a limited time window corresponding to the passing of seismic waves from the Maule earthquake. Figure 4.4A shows a comparison of band-pass (2-8Hz) filtered data recorded at ATLI mini-array (raw data for vertical short-period sensor in black and corresponding smoothed envelope in purple) and the seismograms recorded by the broadband UNM station in Mexico City on the transverse (green trace) and vertical (blue trace) components. The difference in epicentral distances between the two stations is 91 km, the time shift of the traces between the two records is 21 seconds, computed for a 4.4 km/s Love wave velocity. We observe individual triggered bursts of 60 to 90 seconds duration associated with S, ScS and SS phases (arrival time 11 minutes, 12min20s and 16min10s respectively). It is the first time to our knowledge that shear waves triggered tremor. The energy burst associated with the P wave packet is also observed on the reference station UNM, making it difficult to be conclusive on the tremor origin of this particular burst (see Figure 4.5). As the high-frequency energy in teleseismic P-waves is much less attenuated than S-waves or surface waves, the origin of this energy is probably associated with the Maule earthquake. On Figure 4.5 we tried to separate the high frequency content recorded in Mexico City by filtering the vertical seismogram (Fig 4.5A). Figure 4.5B clearly shows that a high frequency content associated to the P wave is still recorded in Mexico City

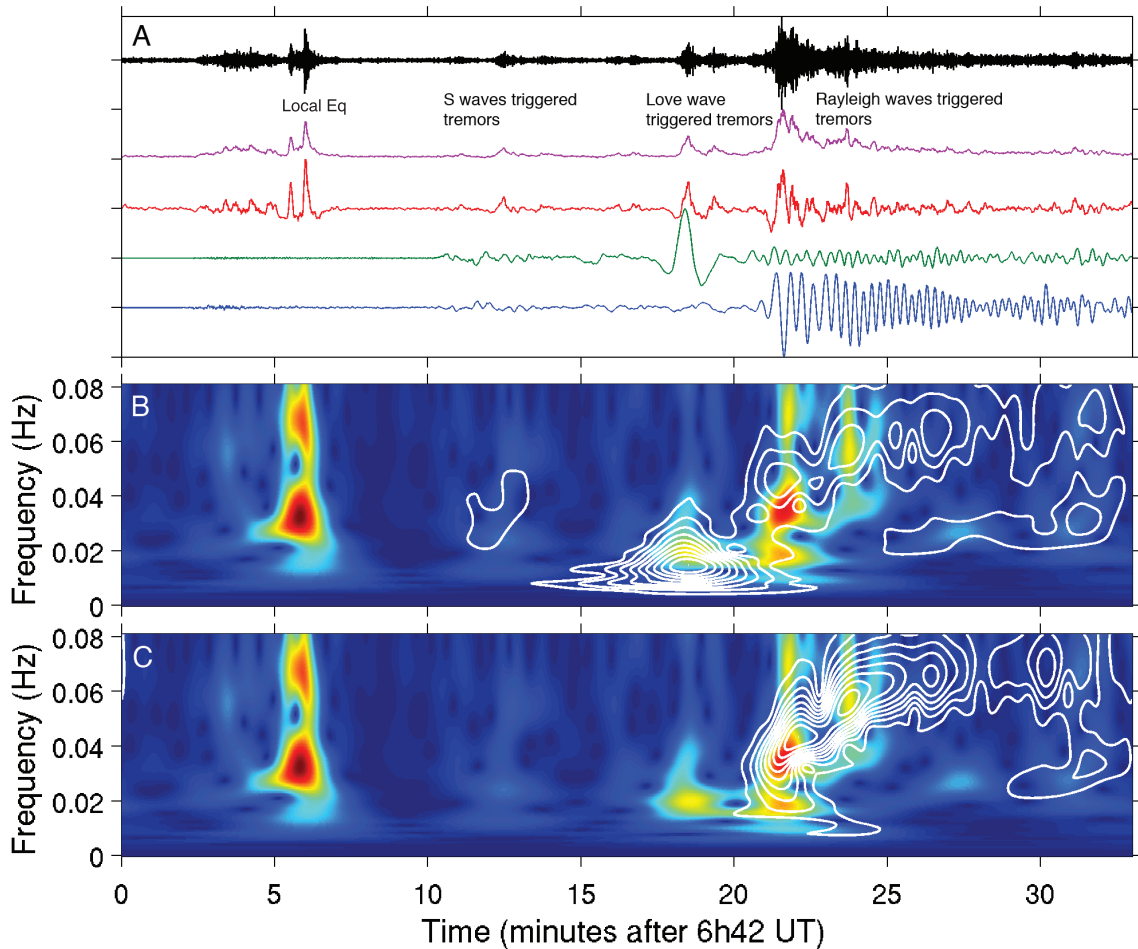


FIGURE 4.4 – (A) Comparison between the 2-8 Hz filtered data recorded on a short period sensor at ATLI (black trace) and the broadband record of the Chilean earthquake at the UNM station in Mexico City for the transverse (green trace) and vertical (blue trace) components. The time scale is in minutes and starts at 6h42 UT. The envelope function of the ATLI data is in purple. The red trace is the high pass filtered envelope function that clearly shows the variations in the tremor activity. There is a clear triggering of tremor in ATLI by the S wave packet, the Love wave and the Rayleigh wave. A careful look at the envelope of this triggered tremor (Fig 4.4A purple trace) shows a decrease of the seismic energy radiated by the NVT bursts and a temporal decrease of their duration. This observation reveals a dispersion in the envelope of the triggered tremor. (B and C) We compare the S-transform spectrogram obtained for the high pass filtered envelope presented in (A) (color plot) with the S-transform spectrograms obtained for the raw broadband records at UNM station (white contours). (B) show the transverse component and (C) the vertical component. The comparison of the dispersion observed in the envelope of tremors (color plot) with the one associated with Rayleigh waves recorded in Mexico City (Fig 4.4C) shows the modulation of the tremors by the dispersed waves.

between 1-8 Hz. However, this HF content is concentrated around 1 Hz (see Figure 4.5C between 2-8 Hz). When we compare the data recorded in the same frequency band and UNM (Figure 4.5C) and ATLI (Figure 4.5D) we clearly see that the signal associated to the P wave is higher at ATLI than at UNM between 2 and 8 Hz which may indicate a local origin. However, the UNM sensor has a cutoff frequency of 0.5 Hz which may explain the rapid decay of the HF energy associated with the P wave. It is thus relatively difficult to separate the possible high frequency signals caused by the local sources from the signal generated by the large event at teleseismic distances. In addition, a small local earthquake recorded in the same time window impairs the analysis of the frequency content at that time (see Figure 4.4A). This earthquake has been located at the southeast boundary of the Guerrero state by the SSN network.

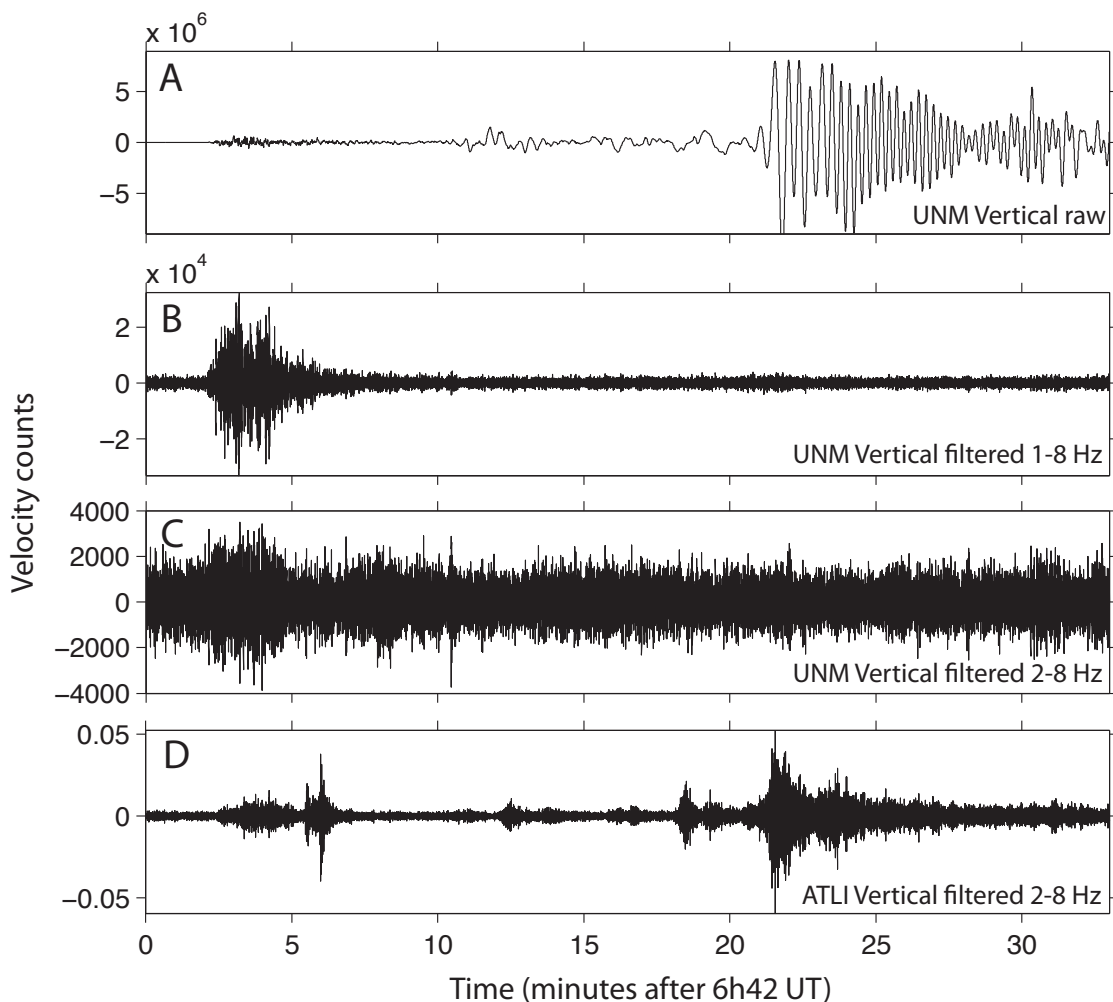


FIGURE 4.5 – (A) Data recorded on the vertical component at UNM station. (B) Same as A but filtered between 1 and 8 Hz. (C) Same as A but filtered between 2 and 8 Hz. (D) Filtered data between 2 and 8 Hz recorded on a short period sensor at ATLI. Note that not any tremor is recorded at UNM station (B and C) during the triggered tremors by the surface waves recorded at ATLI (D).

Higher energy tremor bursts are associated with the large-amplitude surface waves. The Love waves trigger an 80 seconds duration tremor burst. The Rayleigh waves trigger a more

complex tremor, made of successive bursts embedded in a continuous sustained activity, for a total duration of about 10 minutes. A careful look at the envelope of this triggered tremor (Fig 4.4A purple trace) shows a decrease of the seismic energy radiated by these bursts and a temporal decrease of their durations. This observation suggests some kind of dispersion in the envelope of the triggered tremor. The envelope of the tremor is high-pass filtered in order to emphasize the burst activity within the tremor (Fig 4.4A red trace). The S-transform spectrogram [Stockwell et al., 1996] of this red trace is then computed and compared with the S-transform spectrograms obtained from the raw data recorded at UNM station (white contours) on the transverse (Figure 4.4B) and vertical (Figure 4.4C) components. The S-transform analysis reveals the frequency content of the tremor burst envelope. The envelope of the burst triggered by the Love wave has an impulsive character and a duration of 50 seconds while the successive bursts triggered by the Rayleigh waves present modulations with an increasing frequency of their envelope with time. This particular frequency pattern has to be compared with the group velocity dispersion of the surface waves emitted by the Maule earthquake. Indeed, the Love wave recorded at UNM station is characterized by a non-dispersive signal (Fig 4.4B white contours), as expected for an oceanic path (the Gutenberg phase). The tremor burst associated with the Love wave presents a single pulse at a constant frequency of 0.02 Hz that is very close to the maximum frequency of the non-dispersive Love wave pulse. On the contrary, the frequency pattern observed in the envelope of tremors (color plot) associated with the Rayleigh waves recorded in Mexico City (Fig 4.4C) mimics the Rayleigh wave group velocity dispersion. This shows the complete modulation of the tremor activity by the dispersed Rayleigh waves. The presence of both Love and Rayleigh group velocity dispersion features in tremor envelopes indicates a strong modulation of the tremors sources by the passing surface waves that enhance and inhibit tremor bursts accordingly to the stress changes carried out by the seismic waves.

4.5.2 Tremor activity within the first day after the Maule EQ

In the previous section, we showed that the direct surface waves emitted by the Maule earthquake trigger and control the tremor activity of the Guerrero gap. In this section, we investigate the possibility of a triggering of tremor activity by the multiple surface waves (R2, R3, L2, L3) that are recorded at UNM during the following 12 hours after the Maule earthquake. Figure 4.6A presents the spectrogram analysis of the G-GAP mini-array ATLI data (Figure 4.6B presents the corresponding envelopes) for the 12 hours after the Maule earthquake and reveals at least 4 other periods of tremor activity around 9h, 10h, 14h and 16h (UTC). The first activity starts slightly around 9h UT, reaches a pick of activity around 10h UT before reducing at the noise level. The second and third activities start respectively between 13h UT and 14h UT and between 15h UT and 16h UT. They present higher energy tremors during a longer duration. Note that the strong energy visible at 7h50 is not a tremor but the arrival of the T phase, which is an acoustic wave propagating in the ‘‘SOFAR channel’’ with a 5 Hz dominant frequency [Okal, 2008].

Figure 4.6 compares the spectrogram of the data recorded on a short period sensor in ATLI (Figure 4.6A) with the 100 seconds low-pass filtered data recorded on the broadband UNM station in Mexico City (Figure 4.6C and 4.6D for the transverse and vertical components respectively). The temporal comparison reveals that first two periods of activity (9h UT and 10h UT) correspond to the arrivals of multiple surface waves. The 9h slight

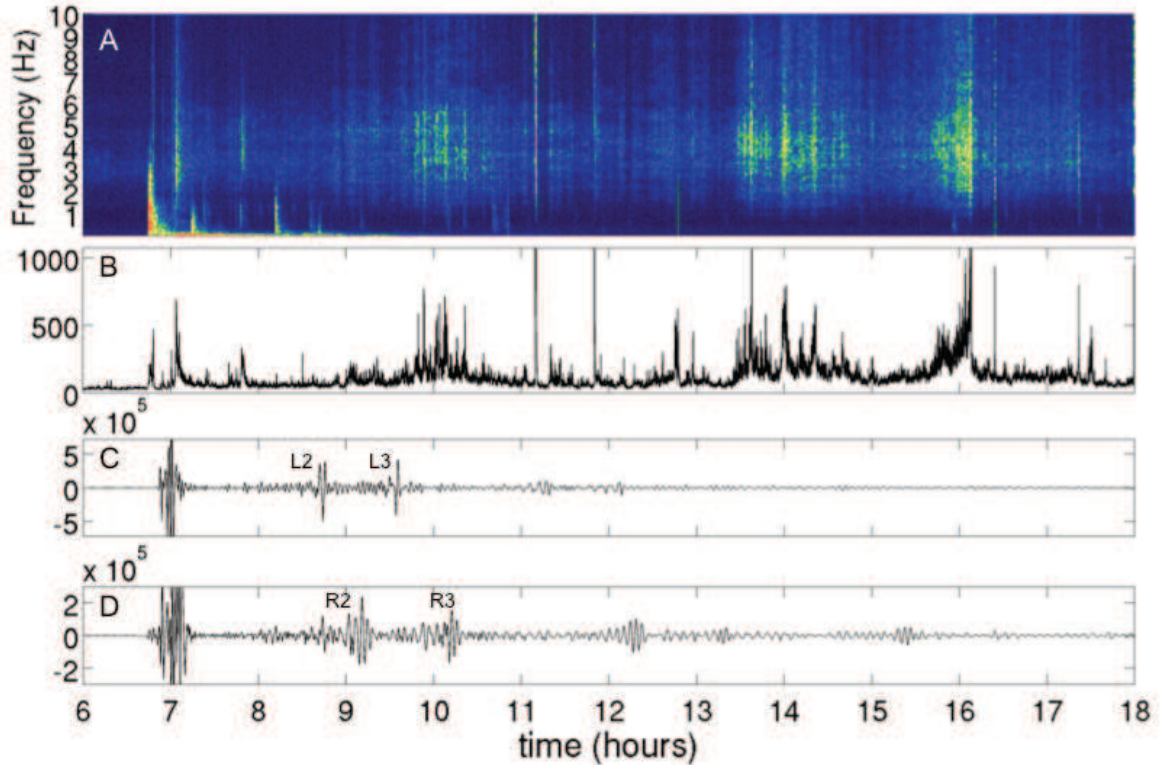


FIGURE 4.6 – (A) Spectrogram of the data recorded on a short-period sensor in ATLI between 0 and 10 Hz. The high energy in the 2-7 Hz frequency band corresponds to tremor activity. (B) Envelope of filtered data recorded in ATLI. (C) Transverse component of the UNM Geoscope station filtered between 100 and 1000 seconds. The multiple of Love waves L2 and L3 can be identified and correspond to tremor activity. (D) Vertical component of the UNM Geoscope station filtered between 100 and 1000 seconds. The multiples Rayleigh waves R2 and R3 are correlated to strong tremor activity.

tremor activity is associated with the R2 waves. A more detailed comparison (see Figure 4.7) clearly shows that the tremor bursts occur at the time of the passing of the R2 arrival. Similarly, the strong 10h UT tremor activity is correlated to the L3 and R3 arrivals. As for the 9h activity, the 10h activity is dominated by tremors associated with the R3 waves (see Figure 4.8). Only one tremor burst is associated with L3 arrival (Figure 4.8). Note that the maxima of tremors activity do not exhibit a modulation related to the incident wave dispersion. It is not clear whether the multiple surface waves trigger the tremor activity recorded at 9h and 10h. We only have a correlation between a strong activity of tremor and the passage of low frequency multiple surface waves. This observation suggests that the long period perturbations provided by the multiple surface waves temporally increase the tremor activity during a global process of destabilization.

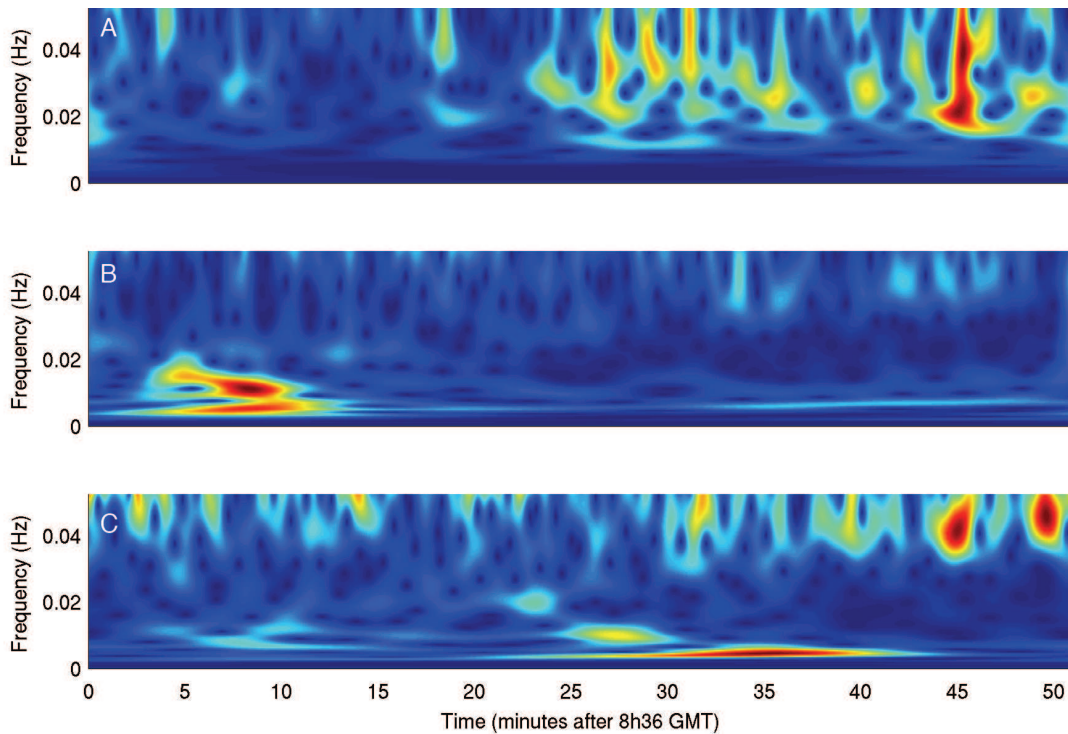


FIGURE 4.7 – Comparison between S-transform spectrogram computed on data during the first long term triggered activity around 9h UT (see Figure 4.4). (A) S-transform spectrogram obtained on the high pass filtered envelope of the ATLI data recorded between 8h36 and 9h28. We can clearly see the tremor activities in the spectrogram. Note that no dispersion appears this time. (B) S-transform spectrogram obtained on the raw broadband records at UNM station on the transverse component. Note the L2 arrival that is associated to a small tremor burst in (A). (C) S-transform spectrogram obtained on the raw broadband records at UNM station on the vertical component. Note the R2 arrival that is associated to strong tremor activities in (A). Note that the last strongest burst of tremor in (A) seems to be modulated by higher frequencies of the R3 wave in (C).

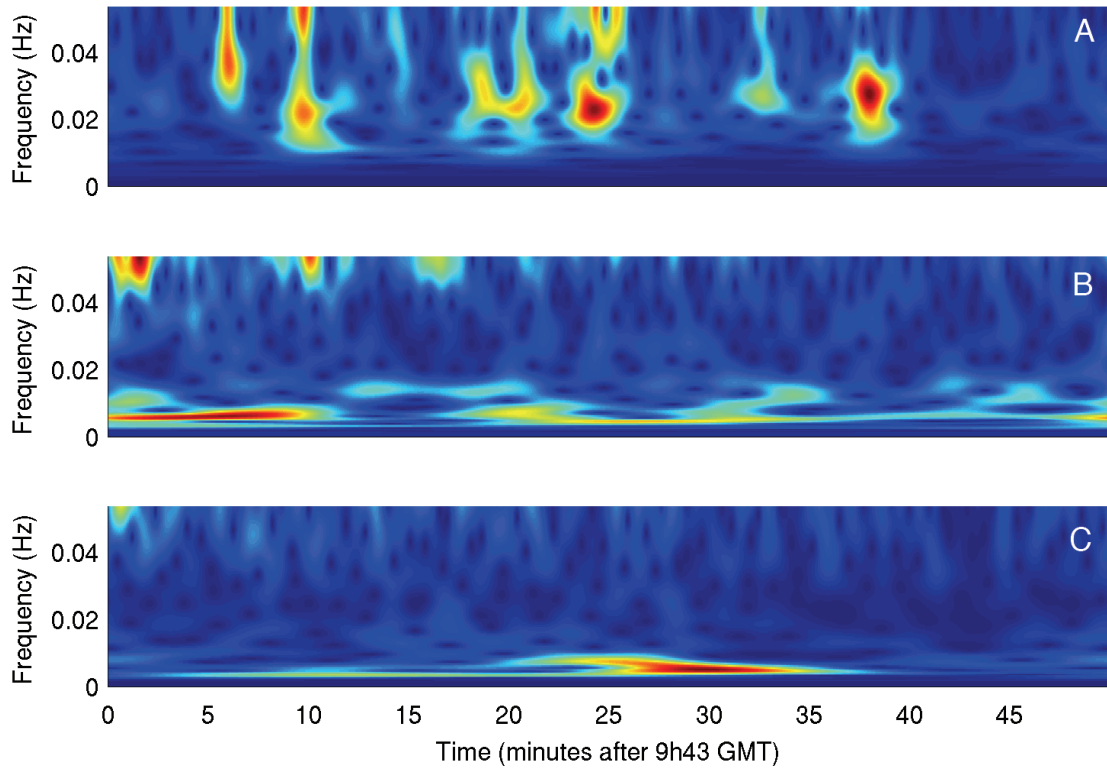


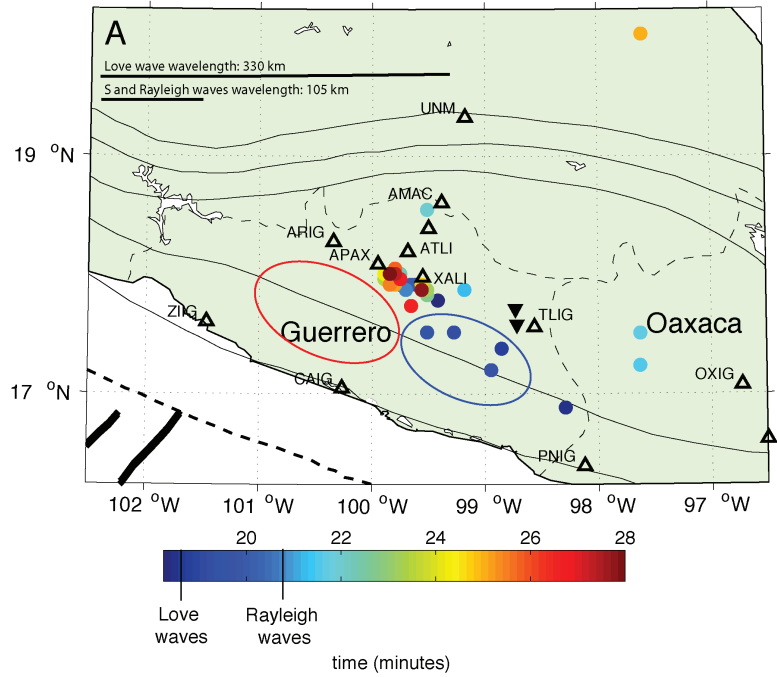
FIGURE 4.8 – Comparison between S-transform spectrogram computed on data during the first long term triggered activity around 10am (see Figure 4.4). This figure is similar to Figure 4.7. (A) S-transform spectrogram obtained on the high pass filtered envelope of the ATLI data recorded between 9h43 and 10H32. We can clearly see the tremor activities in the spectrogram. Note that no dispersion appears this time. (B) S-transform spectrogram obtained on the raw broadband records at UNM station on the transverse component. Note the L3 arrival that is associated with two small tremor bursts in (A). (C) S-transform spectrogram obtained on the raw broadband records at UNM station on the vertical component. Note the R3 arrival that is associated to strong tremor activities in (A).

4.5.3 Locating sources of non-volcanic tremors

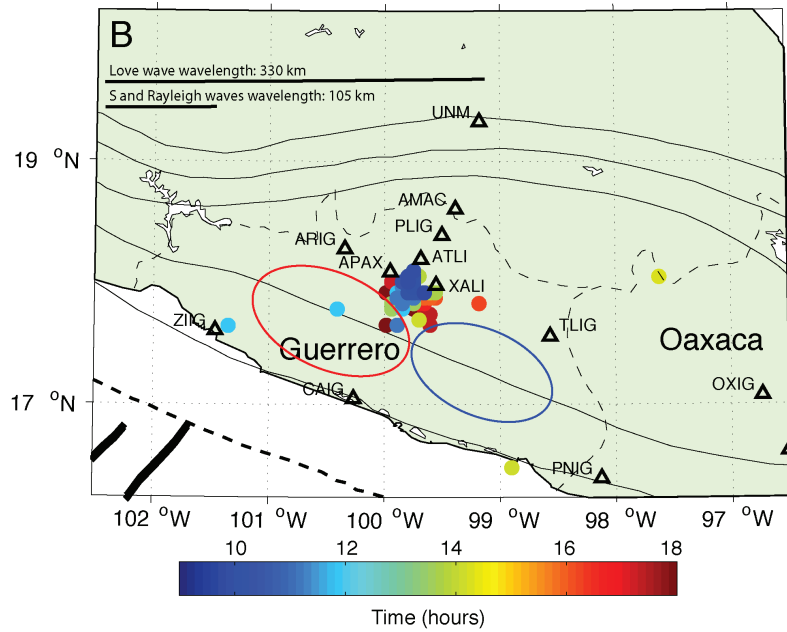
One of the major problems with seismic tremors, besides their physical origin, is to determine their location. Seismic tremors are difficult to locate because of the lack of clear impulsive wave arrivals. Many different techniques are used to overcome this difficulty. With these techniques, it was possible to prove tremor migration, along strike of the subduction zones [Obara, 2002, Obara and Sekine, 2009, Shelly et al., 2007a], but also downdip or updip in the Cascadia subduction zone [Ghosh et al., 2009b, 2010b] or in Japon [Ide, 2010]. In this study, we have the opportunity to investigate the possibility of tremor migration during the triggering of tremor activity. We analyze the epicenters of the two types of tremors (the direct instantaneous triggering by the incoming waves and ambient activity several hours after the passage of surface waves). The locations are obtained by two different methods. The first one consists in a slightly modified version of the envelope cross correlation method (ECC) [Obara, 2002]. It uses the data recorded on both SSN and G-GAP networks. After the initial computation of the envelope functions, we high pass filter these envelopes to extract the burst variations (see Figure 4.4A red trace). This step allows a better picking of the time delays on the cross correlations of the high pass filtered envelopes compared to the traditional non-filtered envelopes cross correlations. We then locate the tremors using the time delays and a 1D S wave velocity model proposed by Campillo et al. [1996]. The second method uses the array data and a linear Bartlett beamforming approach. It is an array processing technique that assumes local plane waves over the array and applies a delay-and-sum approach for a range of horizontal slownesses. This method allows to detect the directions of the coherent waveform from the tremor sources on a given time window (here 30 seconds with 50% overlap). In order to increase the resolution of the technique, we first computed the correlations between records at each station of the mini-arrays and then we applied the linear Bartlett beamforming on those correlations. The results for all mini-arrays are then used to build, by triangulation, a source probability map for each time window. Finally, we apply a threshold of coherency on each probability map to detect and locate the tremors.

Figure 4.9A presents the location map for the instantaneous triggering time window obtained with the two methods (inversed triangles and dots for ECC and beamforming locations respectively). Despite a slight difference in latitude (beamforming locations appears closer to the coast than the ECC locations), both methods indicate that the triggered

FIGURE 4.9 (*facing page*) – (A) NVT location map for the short-term triggering associated with the surface waves. Inversed black triangles indicate the locations obtained with the ECC method for the tremors triggered by Love and Rayleigh waves. The dots indicate the epicenters obtained with the beamforming method. The color scale gives the time in minutes after 6h42 GMT (see Figure 4.4 for the corresponding time series with the same time scale). As we focus only on surface waves, the color scale starts 18 minutes after 6H42 GMT, just before the Love wave arrival. (B) NVT location map for the long-term triggering. Black triangles indicate the stations and color dots are tremor locations. The color scale is in hour (see Figure 4.6 for the corresponding envelope and spectrogram). The wavelengths corresponding to the dominant spectral amplitudes of the S, love and Rayleigh are indicated on the figures (see discussion section 4.8.2). The surface projections of the two slip patches in 2009/2010 are shown schematically by the red (2009.5) and blue (2010.15) ellipses in the bottom of the maps [Walpersdorf et al., 2011].



(a) Immediate triggering



(b) Tremors within the first day

tremors by the first surface waves occur near the border between Guerrero and Oaxaca states, close to the TLIG station (blue dots and black inverse triangle in Figure 4.9A). This station is the SSN station with the highest recorded amplitude for the tremors, which is consistent with a closer location to the source (see Figure 4.10). Interestingly enough, this instantaneous triggered tremor activity occurs in a previously unknown zone of tremor activity. This zone corresponds to the patch that slips during the second subevent of the 2009/2010 SSE in Guerrero (see part 4.6 or Walpersdorf et al. [2011] for a detailed description of the SSE). The sources then migrate in the northwest direction in the previously observed tremor zone [Payero et al., 2008, Kostoglodov et al., 2010]. This apparent migration is characterized by a fast propagation of about 125 km in 5 minutes (that is about 400 m/s). Figure 4.9B presents, by comparison, the location of tremors within the first day. The location is stable for tremors associated with multiple surface waves (9h UT and 10h UT) and uncorrelated tremors (14h UT and 16h UT). The sources are located in central Guerrero between Iguala and Mezcala, which corresponds to the previously observed tremor zone [Payero et al., 2008, Kostoglodov et al., 2010].

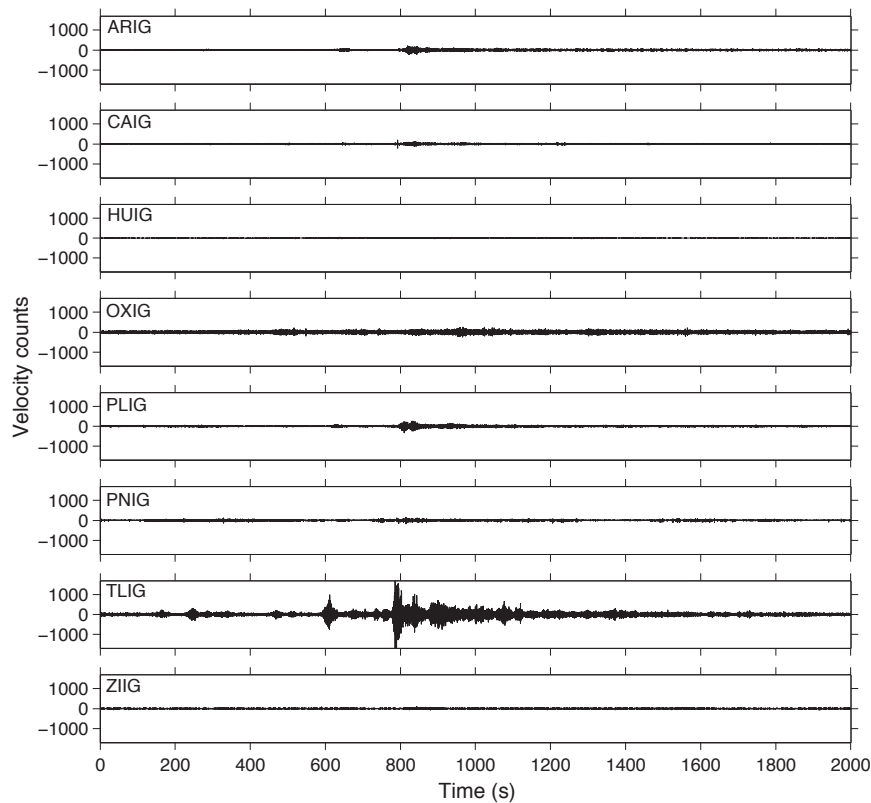


FIGURE 4.10 – North-South seismograms obtained on the SSN stations. The y-axis is scaled to the amplitudes recorded at TLIG. The much higher amplitude recorded at TLIG indicate that the source of the tremors are close to that station compared to the other SSN stations.

4.6 Triggering of a Slow Slip Event by the Mw 8.8 Chile earthquake

As seen in section 4.5.2, the correlation and modulation of tremor activity observed for the direct surface waves is progressively lost with time. In a first step, it seems to be a preserved correlation between R2, L3, R3 and fresh upsurges of tremor activity, but modulation is not visible anymore. After the passage of R3, even this apparent correlation is lost since the late arrivals are not associated with tremor bursts, and the strong tremor activity observed at 14h UT and 16h UT on the same day is not associated with multiple surface waves (Figure 4.6). This qualitative change in the tremor activity may be related to some destabilization process at work, like slow slip in the central Guerrero region.

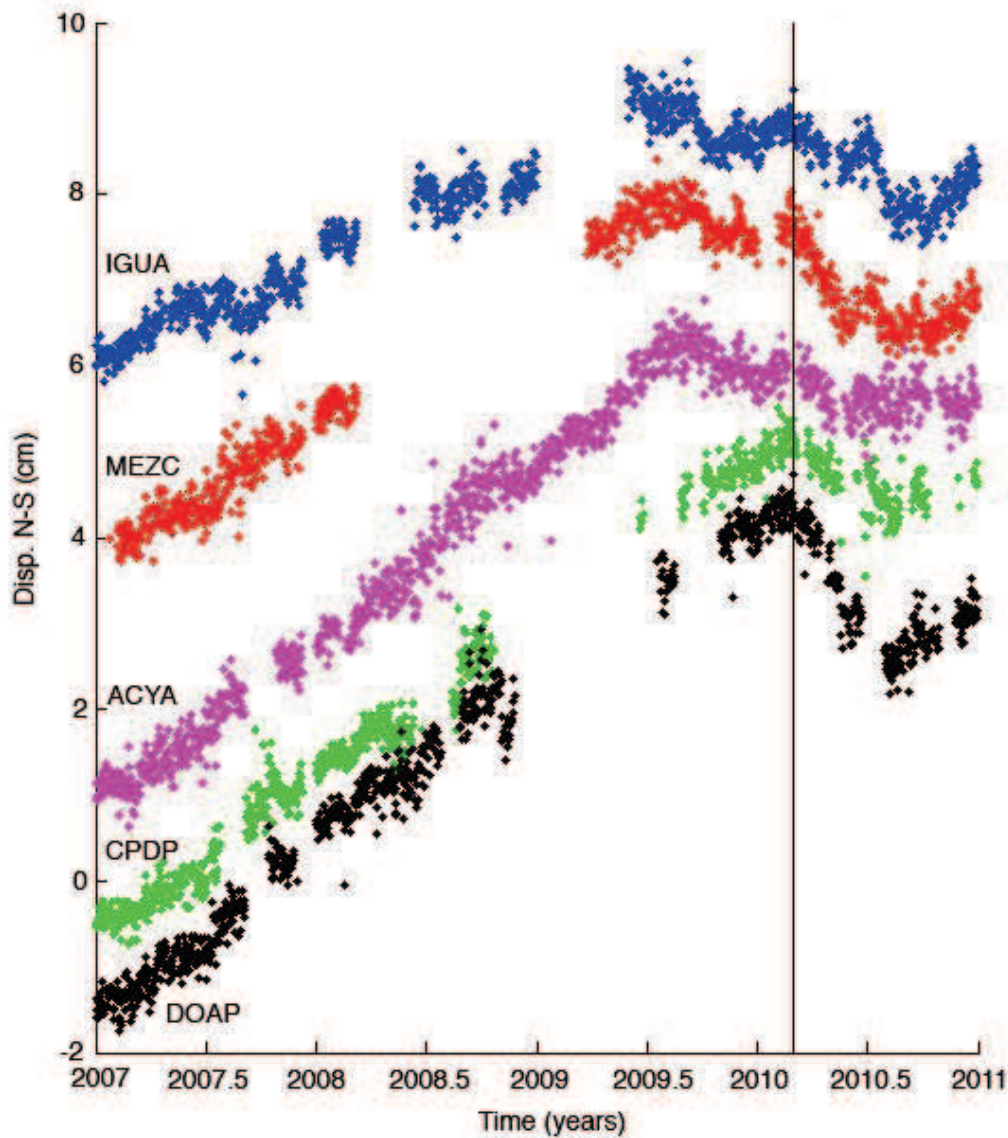


FIGURE 4.11 – GPS North-South component time series between 2007 and 2011 for various stations in central and eastern Guerrero : IGUA (blue), MEZC (red), ACYA (purple), CPDP (green) and DOAP (black). Black line glands for the Chile earthquake occurrence.

To test this hypothesis, we analyzed the displacements observed at the surface using various GPS stations located in Guerrero and Oaxaca states (see Figure 4.1). Walpersdorf et al. [2011] discussed the occurrence of a large slow slip event in 2009-2010 in the form of a double event. This particular SSE form is illustrated in Figure 8 which presents the GPS time series for 5 GPS stations located in central and eastern Guerrero (see Figure 4.1) for a sample rate of 1 sample per day. The time series are calculated between 2007 (after the 2006 SSE in Guerrero see Radiguet et al. [2011a], Vergnolle et al. [2010] for details) and the beginning of May, 2011 assuming a fixed North America plate. The black vertical line represents the time of the Chile earthquake. On IGUA MEZC and ACYA stations, we can clearly see the onset of an SSE in July 2009, then the slip stops at the end of 2009 and the interseismic loading is recovered until the time of the Chile earthquake (vertical black line on Figure 4.11), which marks the restart of the slip episode. By contrast the two other stations present only the second part of slip-event that starts at the time of the Chile earthquake. These results are consistent with the description on the 2009-2010 SSE in Mexico by Walpersdorf et al. [2011]. These authors show that Guerrero state can be separated in 3 areas with different slip behavior. The slip-event in the first region located in western Guerrero close to Zihuatanejo starts in July 2009 and continues until June 2010. The second region located in eastern Guerrero starts sliding in February 2010 until June 2010 (like the green and black traces in Figure 4.11). The SSE in the last region situated in central Guerrero, between the two previous regions and in the same area as the tremor zone identified previously [Payero et al., 2008], starts in July 2009, has a short interruption of slip at the end of 2009 and at the beginning of 2010, and then starts again in February 2010 until June 2010 as observed in Figure 4.11. It thus appears that the 2009-2010 SSE takes place in two steps in central Guerrero where the tremors are located. Our results suggest that the Chile earthquake has triggered the second large event of the 2009-2010 SSE (vertical black line in Figure 4.11). Due to the noise remaining on the GPS time series, although a very precise analysis [Vergnolle et al., 2010, Walpersdorf et al., 2011], it is difficult to determine with precision (day and hour) the onset of the slip. Furthermore, tests have been made using kinematic analysis (with a sampling rate of 10 s), as well as static analysis performed using shorter sessions (6h, 8h and 12h). The results obtained don't allow to determine more precisely the onset than the results for 24h session (and sampling rate of 30 s) presented here, as the noise level remains of too high level.

By considering the 4 years recurrent time between SSEs in Mexico since the 1998 event, a large SSE was expected in 2010 [Cotte et al., 2009]. The start of slip event in June 2009 can thus be considered as an early slip event. Interestingly, this episode starts in western Guerrero where almost no slip was recorded during the previous SSE according to Radiguet et al. [2011a] and then migrates in central Guerrero where the tremors are recorded. Note that the slip in the North-West patch is larger with longer duration than in central Guerrero. When the Chile earthquake occurs, the 2009 first sub-event already occurred, which increased the shear stress in the southern part of the Guerrero segment. This zone is then shaken by the seismic waves and evolves towards a slip instability. This idea is supported by the recording of several days of sustained tremor activity following the Maule earthquake. Figure 4.12 presents the energy of the records between 2 and 8 Hz at the array ATLI during 9 days around February 27, 2010. This particular frequency band is the one where the activity of tremors is marked the most. The time resolution of the seismological records allows for a precise description of the evolution of tremor activity. We computed the average energy on 1 minute time windows. To eliminate the influence of local earthquakes that may contribute in this frequency band, we apply a median filter

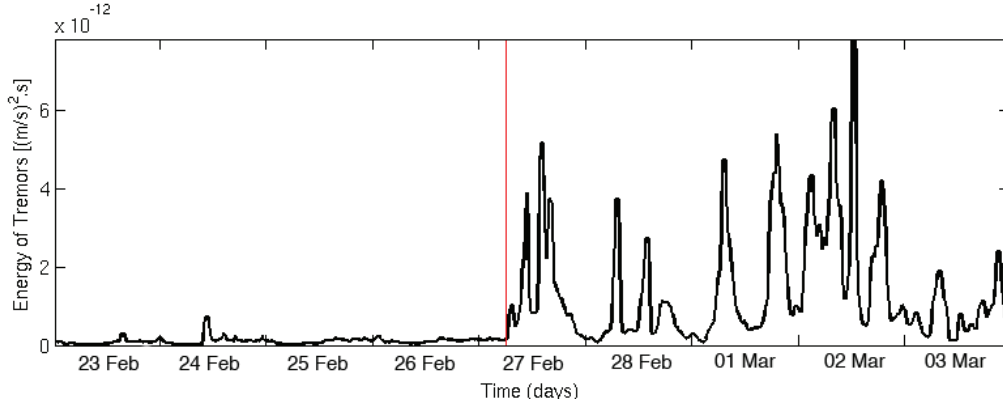


FIGURE 4.12 – Energy of the data between 2 and 8 Hz recorded at the ATLI BHZ channel during 9 days between the 23th February 2010 and the 3th March 2010. The vertical red line present the time of the earthquake. We clearly see the increase of the tremor activity after the earthquake. This sustained activity remains during 4 days after the earthquake with a peak on March 2nd 2010, 3 days after the earthquake.

to the computed energies (medians are calculated on 30 minutes time windows) in order to only keep the signals with long durations associated with tremors [Husker et al., 2010]. Before the earthquake (Figure 4.12, red vertical line), almost no tremor activity can be recorded. Only a few bursts of tremor are emitted on February 24, 2010, 3 days before the earthquake. On the February 27, 2010, we recover the tremor activities observed on the spectrogram at 7h, 9h, 10h, 14h and 16h (Figure 4.6A). Interestingly, the days following the earthquake present a sustained activity of tremors, with 2 to 5 periods of activity per day. The peak is reached on March 2, 2010, three days after the Maule earthquake with a day-long strong tremor activity. Such a sustained activity clearly shows a continuing deformation at depth, most likely related to the second sub-event of the SSE.

4.7 Triggered SSE and Tremors

In this section we discuss the possible link between the slow slip history observed with GPS and the associated tremor activity. Figure 4.13A presents the energy of the seismological record between 2 and 8Hz recorded at the ATLI BHZ channel. As in Figure 4.12, the energy between 2 and 8 Hz is used to follow the activity of tremor with time. Note that the energy scale is in decibels to facilitate the reading. As that point we are only interested in the long-term variations of the tremor activity, we average the energy on a 24h time window. This explains why the variations of the energy during a day visible in Figure 4.12 are no more visible in Figure 4.13A. We clearly see the NVT bursts triggered by the Chile earthquake at 2010.16. This tremor episode has a total duration of about 10 days. Interestingly, we observed four other NVT episodes during the 2010 triggered SSE (from 2010.16 to 2010.6 or 2010.8 depending on the stations). Their durations are between 10 to 20 days with a mean recurrent time of about 50 days. The time repartition of seismic tremors during the 2010 SSE is similar to the one associated with the 2006 SSE where four large distinct NVT burst episodes were recorded [Kostoglodov et al., 2010].

In Figure 4.13B we compare the GPS time series with the tremor activity. The color

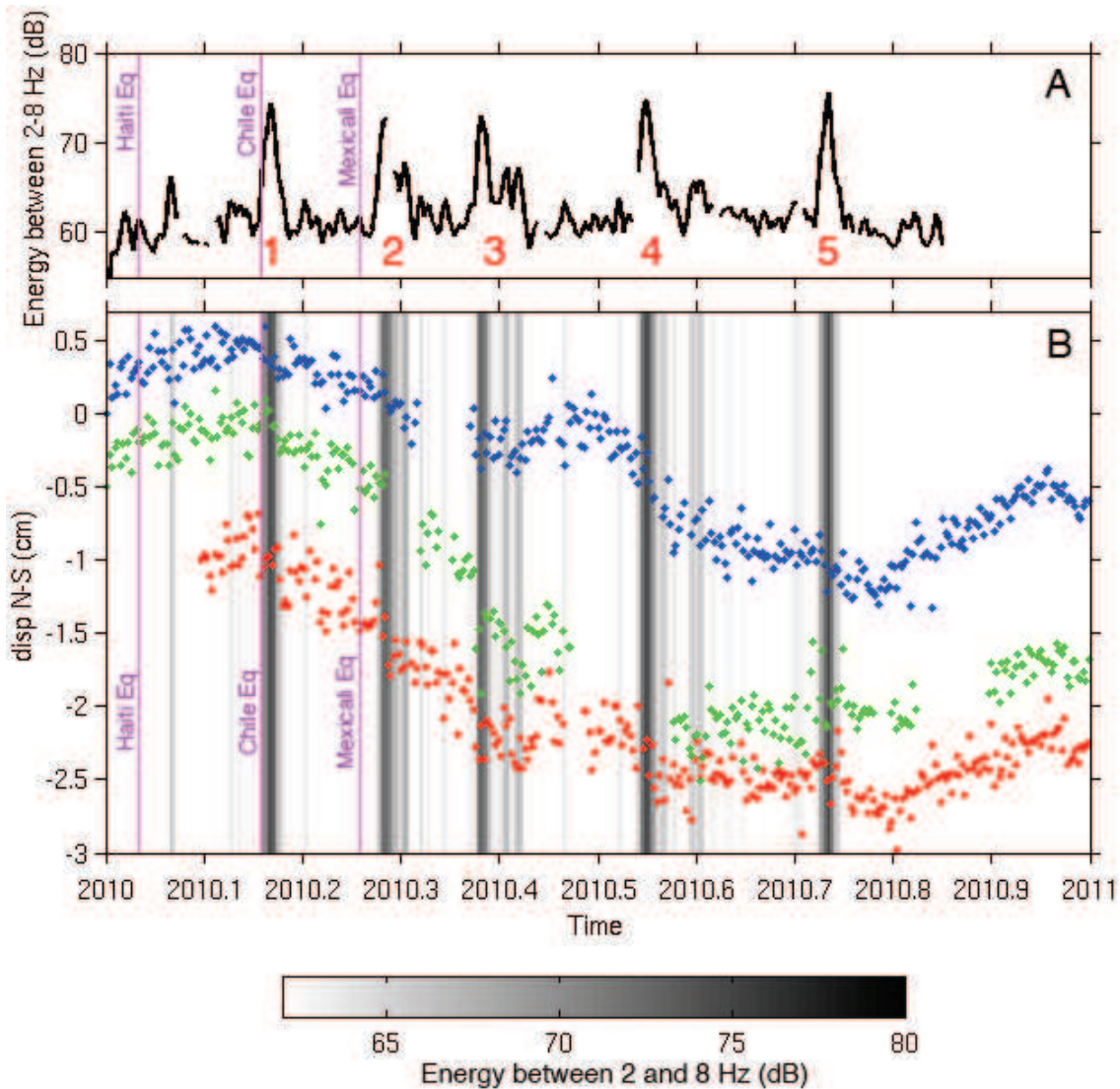


FIGURE 4.13 – (A) Energy of the seismological data between 2 and 8 Hz recorded at the ATLI BHZ channel. Note that the scale is in decibels to facilitate the visualization of the evolution of tremors energy. The purple vertical lines represent the time of Haiti earthquake, Chile earthquake and Mexicali earthquake that occurred the January 12, 2010, the February 27, 2010 and the April 4, 2010 respectively. The numbers associated with each tremor episode are indicated in red. (B) Comparison between the GPS measurements and the tremor activities. The color dots are the GPS time series at 3 stations in Guerrero (IGUA in blue, MEZC in red and DOAP in green, see Figure 4.1 for locations of the GPS stations). The vertical purple lines are the time of the Haiti, Chile and Mexicali earthquakes. The shading areas in grayscale are the tremors activities extracted from (A) with a threshold of 62 dB.

dots are the GPS time series at 3 stations in Guerrero (IGUA in blue, MEZC in red and DOAP in green, see Figure 4.1 for locations of the GPS stations). The vertical purple lines are the time of the Haiti, Chile and Mexicali earthquakes. The shading areas in grayscale are the tremors activities extracted from Figure 4.13A with a threshold of 62 dB. On the 3 GPS stations, we clearly see the onset of a SSE at the time of the Chile earthquake, then the slip stops at 2010.42 and the interseismic loading is recovered during about 29 days until 2010.5. The slip then restarts and ends between 2010.6 and 2010.8 depending on the stations (DOAP stop in 2010.6, MEZC between 2010.6 and 2010.8 and IGUA at 2010.8). This global slip history is more complex than in the previous SSE observed in Mexico [Radiguet et al., 2011a, Vergnolle et al., 2010]. Indeed, we note some tiny variations in the ground displacements during the slip event. The two main examples are the restart of the interseismic loading around 2010.42 and the little slow slip at 2010.72, which is clear in central Guerrero at MEZC and IGUA stations. Interestingly, these slip variations seem to correlate with the NVT activities. Figure 4.13B shows that at least 4 of the 5 tremor episodes (number 1, 2, 4 and 5 see numbers in red in Figure 4.13A and the comparison with the GPS in Figure 4.13B) are associated with changes in the ground displacement rates that correspond to slip acceleration. This behavior is clearly observed at 2010.3 and 2010.72 when the slow slip acceleration is visible on all the GPS stations and corresponds to tremor activities number 2 and 5 respectively. The link between slow slip and tremors is also visible when the interseismic loading is recovered at 2010.42. Tremor episode 3 ceased exactly at the time of the transition from south to north displacements.

To have a better constrain on those observations, we computed the derivative of smoothed GPS time series in order to obtain the evolution of slip velocity at the surface (see Figure 4.14). Figure 4.14B-C present the results for the GPS stations IGUA and MEZC, which are the closest to the seismic array ATLI where the tremors are observed (see map in Figure 4.1). The slip velocity obtained at the surface confirms the previous visual analysis. The tremor episodes (indicated in gray on the Figure 4.14) correspond to negative peaks in the slip velocity measured in IGUA (Figure 4.14B). For MEZC (Figure 4.14C) the correlation is still present with a small delay in some cases (NVT activities at 2010.55 and 2010.72). These observations suggest that a strong control of the tremors activity by the changes in the slow slip evolution may exist. Similar results have recently been obtained in friction experiments where a correlation between the onset of slip acceleration and the emission of tremor-like signals has been observed [Zigone et al., 2011]. These authors show that tremor-like signals are emitted when the shear stress and/or the dilatation are at maximum. They propose that the temporary increase of stress induced by the rupture front propagation itself can trigger seismic tremors in zones where the stress state is close to its maximum. However, the spatial link between slow slip and tremors is not so clear in Mexico. Kostoglodov et al. [2010] show that the two phenomena are spatially separated in the 2006 SSE with a tremors zone located further north from the trench compared to the SSE zone. For the 2009/2010 SSE, Walpersdorf et al. [2011] also model a slip dislocation on two segments of the subduction interface located between 70 to 100 km from the trench (see red and blue ellipses on Figure 4.9A and 4.9B), further south compared to the main zone of tremors between Iguala and Mezcala [Kostoglodov et al., 2010].

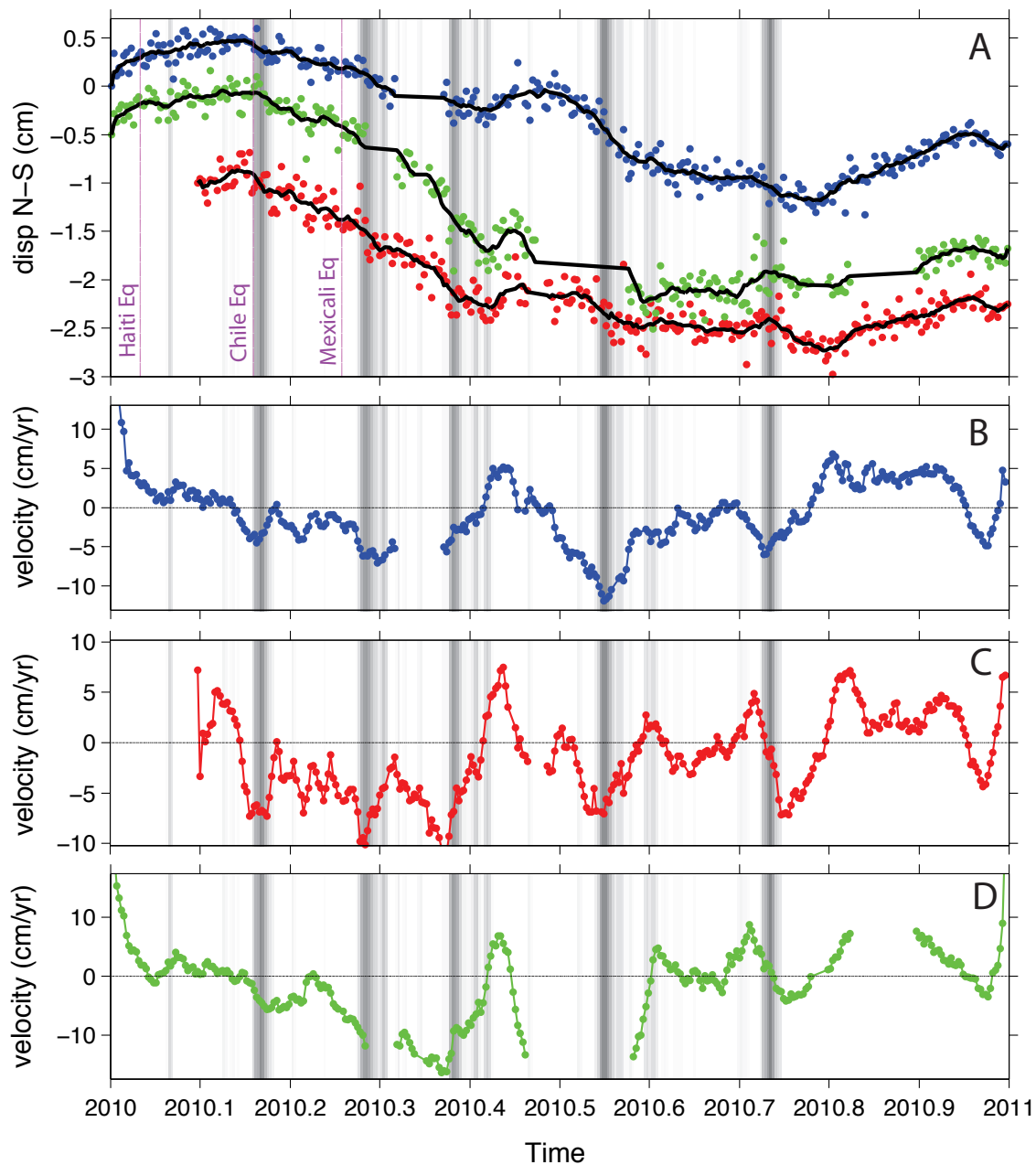


FIGURE 4.14 – (A) Comparison between the GPS measurements and the tremor activity. The color dots are the GPS time series at 3 stations in Guerrero (IGUA in blue, MEZC in red and DOAP in green, see Figure 4.1 for locations of the GPS stations). The black curves are the GPS time series smoothed with a moving average window of 10 days. The vertical purple lines indicate the time of the Haiti, Chile and Mexicali earthquakes. The shaded areas in grayscale are the tremors activities extracted from Figure 4.13A with the threshold of 62 dB. (B, C, D) Derivative of the smoothed GPS time series recorded at IGUA (B), MEZC (C) and DOAP (D). These curves present the surface velocity, which is positive for displacement toward the north and negative south direction. Like in Figure 4.13, we don't have seismic data available after 2010.85.

4.8 Discussion

4.8.1 Triggered tremors and Modulation

The Mw 8.8 Maule earthquake in February 2010 triggered an intricate sequence of NVT activity in Guerrero, Mexico. The first NVTs appear as single short duration bursts of tremors associated with the oscillations of the incoming teleseismic shear body arrivals (S, ScS, SS). To our knowledge, it is the first time that tremors triggered by S waves have been reported. The coincidence of the shear perturbations and the emergence of burst of tremors suggest that these phases generate conveniently oriented shear stresses variations that trigger burst of tremors of preferred oriented slip zones as proposed previously by [Rubinstein et al., 2007]. However, due to the depth uncertainties, it is impossible to conclude on the locations of the slip zones : it could be on the slab interface at 40 km depth or on conveniently oriented surfaces in the continental crust as suggested by the previously located tremors in Guerrero [Payero et al., 2008]. Our results can be compared with the tremors triggered in the Cholame segment of the San Andreas Fault by the same Maule Earthquake [Peng et al., 2010]. These authors show a sequence of non volcanic tremors associated with the passage of surface waves. Interestingly, they don't see any tremors associated with shear body waves phases like those observed in Guerrero. This difference could be related to the triggering of a slow slip event by the Maule earthquake. As shown in section 4.5 the tremor zone has already been charged by a previous slip event that stops only two months before the Chile earthquake. Moreover, a large SSE was expected in central Guerrero in 2010 [Cotte et al., 2009]. As the Chile earthquake triggered this second SSE, the S waves affect the already perturbed region at the boundary between Guerrero and Oaxaca states where the S waves triggered tremors are located. The start of the destabilization may explain why shear perturbation carried by the S waves can trigger tremors.

After the body waves, a strong tremor activity is associated with the surface waves. These tremors present higher energies and longer duration, which indicates a higher level of perturbations, carried out by the incoming surface waves compared to the body waves. Clear modulation of tremor activity is evident in the strong bursts of tremor during the passage of large long-period Rayleigh waves. Modulations of tremors by surface waves has already been observed in several studies, associated with the dilatations produce by the Rayleigh waves [Miyazawa and Mori, 2005, 2006] or by the shear stresses produced by Love waves [Rubinstein et al., 2007]. These authors show that the tremor turns on when there are positive dilatations for Rayleigh waves and up-dip shear perturbations for Love waves and turns off during compressions and down dip shear perturbations [Miyazawa and Mori, 2006, Miyazawa and Brodsky, 2008, Rubinstein et al., 2007]. Such a behavior gives intermittent tremor activities with burst of tremors when perturbations (dilatations or up-dip shear) are positive and no signal when perturbations are negative. This behavior differs from what we observed in Mexico during the passage of Rayleigh waves. In our case, the tremor activity is more continuous with a background activity of tremor enhanced punctually during positive dilatations associated with the Rayleigh waves. This continuous aspect of the NVT is another evidence that a more global destabilization produced by the triggered SSE is at work in Guerrero.

Despite this continuous activity, there is still a clear modulation of the triggered NVT. The description obtained with the S-transform analysis presented in Figure 4.4 reveals that

the variations of the envelope of triggered tremors present the same frequency content as the dispersive Rayleigh waves. For Love waves, the result is similar with a single tremor burst associated with the non-dispersive oceanic Love wave (Gutenberg phase). These results indicate that the dispersion of surface waves controls the modulation, and thus, the amplitudes and the frequencies (here frequencies represent frequencies of the envelopes of tremors) of the triggered tremor activity. The stress increase produced by low frequency surface waves triggers the tremor activity, which may then be modulated by the higher frequency arrival.

The modulation by a dispersive signal gives some insight on how tremor sources are affected by surface waves. The modulation by the dispersive Rayleigh wave is strong enough to affect and control the tremors burst envelopes. It thus indicates that stress changes carried out by seismic waves control the tremors sources. Since tremors in Guerrero are triggered by both Love and Rayleigh waves, both shear and dilatations participate in the triggering. Indeed, both shear strain and dilatation increase result in a reduction of the Coulomb Failure Criterion on properly oriented faults in the crust [Rubinstein et al., 2007]. Such a process may thus encourage slip on faults, which can produce tremors.

Our results show that the instantaneous triggering associated with surface waves is a short-term process. The dispersion features of the surface waves directly control the duration of the tremor bursts as shown by the S-transform analysis. Moreover, in Guerrero the NVTs triggered and modulated by the surface waves present a fast migration. By comparison the ambient “long term” activity of tremor during the first day (see tremors activity in Figure 4.6) reveals longer duration bursts of tremor with a persistent location in central Guerrero (see locations in Figure 4.9B). This observation is in agreement with a recent study in Japan [Obara, 2010a] where tremors triggered and modulated by the tide present short duration and fast migrations compared to the ambient tremor with longer duration and stable locations. However, Obara et al. [2010] observed a depth discrepancy between short-term and long-term tremor locations along the plate interface. The short-term tremors are located downdip of the area of the long-term tremor, along the subduction zone, which can be explained as the demarcation between the free-sliding and the transition zone [Obara et al., 2010]. In our case, the NVT locations are at the same distance from the trench for both types of tremor. One possible explanation comes from the geometry of the subduction interface in Mexico, which remains horizontal from 80 km to 200 km from the coast. The zone of tremor is less affected by frictional strength weakening with increasing depth due to the thermal condition like in other subduction zones. A transition from coupled to uncoupled interface is still present in Guerrero, but this transition could be more extended due to lower temperature gradient along the plate interface [Manea et al., 2004]. The consequences of such a geometry is that the possible variations in physical properties could be as strong along the strike as perpendicular to the trench, which may explain the migration from southeast to northwest of the “short-term” triggered tremors associated with surface waves.

Our analysis reveals that two types of tremors are triggered in Guerrero by the Maule earthquake. The first type is associated to the body and surface waves and presents a strong modulation. These tremors are not located in the previously detected tremor zone [Kostoglodov et al., 2010, Payero et al., 2008]. Interestingly, this new zone of tremors corresponds to the patch that slips during the second subevent of the 2009/2010 SSE which is triggered by the Maule earthquake (see Figure 4.9A). This spatial correspondence and the continuous aspects of the Rayleigh wave triggered tremors indicate a global destabilization

of that part of the subduction zone due to the triggering of the SSE. The second type of tremors is located in the previously observed tremor zone in Guerrero [Kostoglodov et al., 2010, Payero et al., 2008] and is triggered by the variations in the slip evolution of the SSE. Figure 4.14 shows that the tremors are stronger at the peaks of slip velocity in the south direction. We may then suppose that, at the first order, its activity is proportional to the strain rate in central Guerrero, which is similar to the velocity changes observed by Rivet et al. [2011] for the 2006 SSE.

4.8.2 Triggering of SSE and tremors by Large Distant Earthquakes

Large distant earthquakes are known to trigger earthquakes either by static or dynamic triggering [Di Carli et al., 2008, Freed, 2005, Gomberg and Johnson, 2005, Gomberg et al., 2001, 2004, Hill et al., 1993, King et al., 1994, Stein et al., 1994, Marsan and Lengliné, 2008, Voisin et al., 2004]. More recently, it has been shown that large distant earthquakes can also trigger tremor activity down dip the subduction zones [Miyazawa and Mori, 2005, 2006, Rubinstein et al., 2007, 2009] and along continental faults [Ghosh et al., 2009a, Gomberg et al., 2008, Peng et al., 2008]s. It was proposed also that teleseismic events could trigger ETS [Rubinstein et al., 2009], and here we have shown that the Maule earthquake triggered a large slow slip event associated with a enhanced tremor activity.

Location	Date	Origin Time	Lat (deg)	Long deg	Depth (km)	Mw	Azimuth from UNM
Haïti Region	12 Jan 2010	23 :53 :10	8.443	-72.571	13	7.0	89
Maule Chile	27 Feb 2010	06 :34 :14	-35.909	-72.733	35	8.8	154
Mexicali Mexico	04 Apr 2010	22 :40 :42	32.259	-115.387	10	7.2	311
Tohoku-Oki Japan	11 Mar 2011	05 :46 :23	38.322	142.369	32	9.0	316

TABLE 4.1 – List of earthquakes.

In this section, we discuss the conditions of occurrence of such triggering. We question the relative importance of the teleseismic waves spectrum with the local conditions of the subduction zone (in terms of slip behavior, maturity, etc). The potential of earthquakes to trigger aftershocks, tremors or slow slip events depends at first on the characteristics of the waves (frequency and amplitude). We compare the spectrum obtained for the Chile event with 3 other recent earthquakes recorded at UNM station in Mexico City : The Haiti earthquake, the Mexicali earthquake and the recent Tohoku-Oki Japan earthquake (see Table 4.1 for details). None of these 3 last events triggered tremors nor slow slip in Mexico.

a) Haiti earthquake

The Mw 7.0 Haiti earthquake occurred on January 12, 2010, with an epicenter near the town of Léogâne, approximately 25 km west of Port-au-Prince. This event did not trigger any recordable tremors in Guerrero. The examination of the GPS time series also reveals that no SSE is triggered by this event in Mexico (see Figure 4.13B). The Haiti earthquake occurs 46 days before the onset of the second SSE (which is triggered by the Chile earthquake). At that particular date, the part of subduction zone that will slip after the Chile earthquake was already charged by the first slow slip subevent which started in June 2009 and ceased at the end of 2009. Because of the short delay (46 days) that separate the Haiti event from the Chile event, the conditions at the interface had to be similar. As the Haiti earthquake did not trigger any SSE like the Chile event, we may interpret the differences in triggering efficiency by the spectral amplitudes of the incoming waves. The spectral ratios in Figure 4.15A and 4.15B (blue curve) reveal that the main difference between the Chile and other events is the energy of the long periods surface waves, which are 2 to 4 orders of magnitude greater for the Maule earthquake between 10s and 100s on the vertical component (see Figure 4.15A). The same behavior is observed on the transverse component (see Figure 4.15B). The absence of recorded SSE and tremor associated with the Haiti earthquake indicates that strong long periods seismic wave component is necessary to trigger a slow slip and tremor events in Guerrero. The need of long periods suggests that a critical length exists to trigger SSE like in dynamic triggering of earthquakes [Andrews, 1976, Dascalu et al., 2000, Uenishi and Rice, 2003, Voisin, 2001, 2002]. The fault has to be stressed in a region large enough to start the events. As most of the dynamic perturbations are produced by the surface waves, we should compare the associated wavelengths for the Chile and Haiti earthquakes. The Love wave of the Chile earthquake has a dominant frequency of 75 seconds (see transverse component spectrum in Figure 4.15D) for a 4.4 km/s velocity, which corresponds to a wavelength of 330 km. For Rayleigh wave, we approximate a 4.1 km/s velocity for a dominant period of 25 seconds, which corresponds to 102.5 km wavelength. For the S waves packet, the dominant frequency is 30 seconds with a 3.5 km/s velocity, which corresponds to a wavelength of 105 km. We reported the different wavelength on the maps in Figure 4.9 to have a better idea of the portion of the subduction zone affected. Interestingly, Radiguet et al. [2011a] find that the size of the patch that slips during the 2006 SSE is about 300 km x 150 km, which is close to the wavelengths values found for the Chile earthquake. By contrast the wavelengths calculated with the period corresponding to the maximal spectral amplitudes of the Love and Rayleigh waves for the Haiti earthquakes are 98 km and 66 km respectively. These smaller dominant wavelengths and the lower amplitudes of the incoming waves may explain why the Haiti earthquake did not trigger a SSE while the subduction zone has already been charged. This suggests that a large part of the subduction zone in Guerrero has to be solicited by large amplitudes long periods waves to trigger SSEs.

b) Mexicali earthquake

The Mw 7.2 Mexicali Baja California earthquake occurred on April 4, 2010, one month and a few days after the Chile earthquake. This third event did not trigger any recordable tremor in Guerrero (see spectrogram in Figure 4.16B). Moreover, it occurred during the 2009-2010 SSE in Guerrero. It can thus be compared to the Maule earthquake that triggered this SSE. Both earthquakes affect a medium that is subject to further aseismic slip at

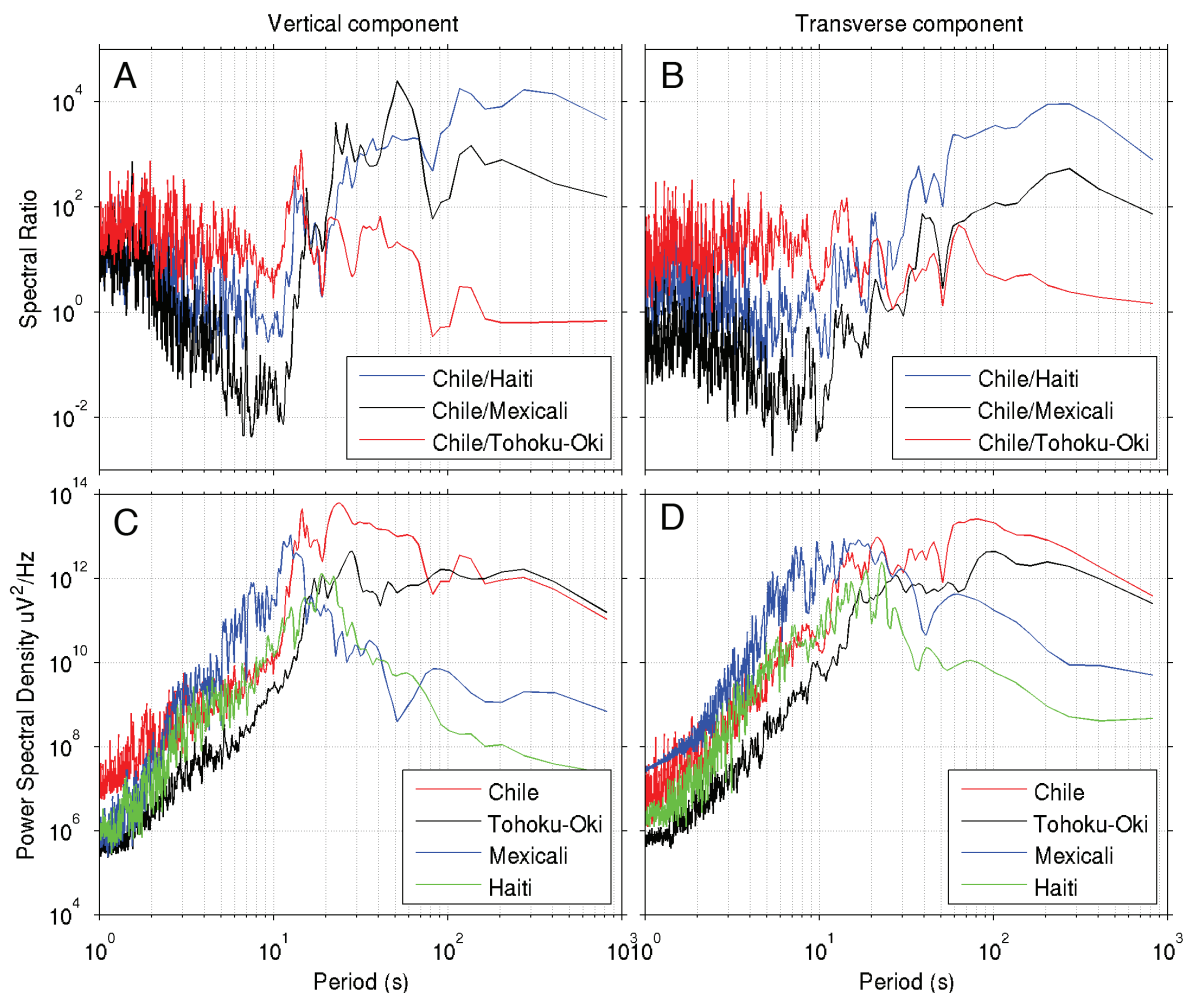


FIGURE 4.15 – (A and B) Spectral ratios between the Mw 8.8 Maule earthquake and 3 other earthquakes : Mw 7.0 Haiti earthquake (blue curve), Mw 9.0 Tohoku-Oki earthquake (black curve) and Mw 7.2 Mexicali earthquakes (red curve). (C and D) Power spectral density for the four earthquakes : Chile in red, Tohoku-Oki in black, Mexicali in blue and Haiti in green. (A and C) are computed on the vertical component and (B and D) on the transverse component. The four events have been recorded at the UNM station in Mexico City.

the time of the perturbation by seismic waves. As the Mexicali and Haiti earthquakes are about the same magnitude, their spectral contents and their spectral ratios with respect to Maule earthquake are similar (Figure 4.15). The long period surface waves are 3 orders of magnitude greater for the Maule earthquake for the periods above 10 seconds on the vertical component (see Figure 4.15) and the pick of maximum energy is at shorter periods (less than 10 seconds) for the Baja California, Mexicali event. Together with the absence of recorded tremors associated with the Baja California earthquake, these observations indicate a possible amplitude threshold of the long period waves that can trigger seismic tremors in the presence of slow slip. Such an amplitude threshold has been observed in triggered earthquakes [Gomberg and Johnson, 2005] and in laboratory experiments [Johnson and Jia, 2005]. If we assume a correlation between slow slip and tremors, then long periods waves of sufficient energy are necessary to affect the slow slip process, which can then excite the tremor. However, even if incoming waves produce slow slip variations and tremors, there is still a dynamic control of the incoming waves on the triggered tremors as shown by the strong modulation presented in Figure 4.4.

c) Tohoku-Oki earthquake

In the previous paragraphs we pointed out that the amplitude of long periods seismic waves is a key parameter to trigger both SSE in an already stressed subduction zone and NVT in the presence of slow slip. It is now interesting to test if a stress close to slip threshold is a necessary condition to trigger a SSE and if the slow slip is a necessary condition to trigger seismic tremors. For this purpose, we analyzed the effect of the Mw 9.0 Tohoku-Oki, Japan, earthquake that occurred on March 11, 2011. This event had a magnitude larger than the Chile earthquake and has comparable long period spectral amplitudes in Mexico. The spectra in Figure 4.15C and 4.15D, and the spectral ratios in Figure 4.15A and 4.15B (red curve) illustrate this similarity. The spectral amplitudes of the records in Mexico of the Chile earthquake remain higher than for the Tohoku-Oki earthquake because of the larger hypocentral distance for the Japanese event, except for periods larger than 110s on the vertical component. There is no detection of NVT (see spectrogram of the day of the earthquake in Figure 4.16C), nor indication of a SSE, at the time of the Tohoku-Oki earthquake. In spite of the exceptionally high long period spectral amplitudes associated with the Tohoku-oki earthquake, it did not trigger any specific activity in Guerrero. This can be related to the fact that after June 2010, most of the subduction interface prone to SSEs in Guerrero had already slipped. It is an unloaded interface that was subject to the passing of the high amplitude seismic waves. As expected from simple frictional models, the initial conditions at the plate interface seems to be a controlling factor for the triggering by long period waves. However note that the precision of GPS measurements prevents the detection of SSEs with magnitude smaller than 6.5. Our argument is therefore based also on the absence of observable tremor burst.

4.9 Conclusions

We observe that both SSE and tremors were triggered in Guerrero by the 2010 Mw 8.8 Maule earthquake. First, we detected tremors triggered in Guerrero by the passing S, Love and Rayleigh waves of the Maule earthquake. To our knowledge, it is the first time that tremors triggered by S waves have been reported. The greatest amount of tremor

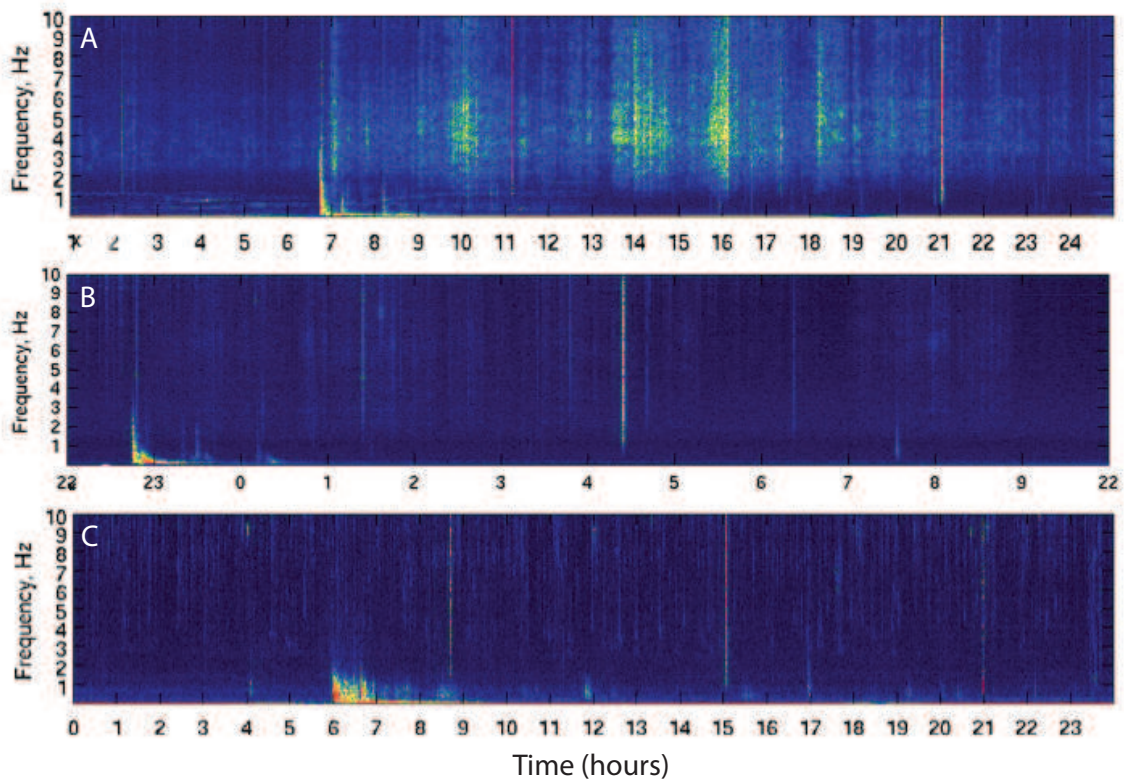


FIGURE 4.16 – Spectrogram of the record of a short period sensor in ATLI between 0 and 10 Hz for the Mw 8.8 Maule earthquake (A), the Mw 7.1 Baja California earthquake (B) and the Mw 9.0 Honshu Japan earthquake. The color scale is the same on the 3 plots. Note that only the Maule earthquake presents a visible triggered NVT. .

energy and duration accompanies the long-period Rayleigh waves, with smaller tremor bursts during the S and Love waves. For the Rayleigh wave triggered tremor we observed the dispersion of Rayleigh waves in the envelopes of the tremor energy, which indicates a very strong modulation of the tremor source by the passing surface waves. Secondly, the analysis of the GPS time series suggests that the second sub-event of the 2009-2010 slow slip event in Guerrero is actually triggered by the Maule earthquake. The displacement in the south direction started coincidentally with the earthquake within the GPS resolution. Tremors started immediately with the arrival of the waves and lasted for a period much longer than the duration of the seismic waves, indicating a continuing process we identify as the SSE second sub-event.

The link between NVTs and SSE is illustrated by the comparison between GPS time series and tremor activity during 2010. While it is known that tremors are not permanently active during the SSEs, neither located in the zone of largest slip [Kostoglodov et al., 2010], tremor bursts are observed when GPS time series exhibit a component of motion towards the South, indicating some slip at depth.

We investigated the conditions of triggering by examining the behavior of the subduction during different large earthquakes. Not surprisingly, we found that the triggering of significant NVTs is controlled by both the amplitude of the incoming waves and by the state of stress on the interface. The observation of a large SSE triggered by a distant large earthquake is an important indication of a possible global mechanism of interaction between major active structures. A large SSE actually affects significantly the elastic stress on the subduction interface, including the seismogenic zone. In the months after the Maule earthquake, and its triggering effect, the state of stress increased in the coupled zone of the Guerrero subduction segment. Indeed this effect is delayed by the time necessary for the development of a transient creep event, that is several months and this stress increase has no direct impact so far, except possibly advancing the clock for the next earthquake.

It was recently discussed in various meetings that very large earthquakes during the last century exhibit some form of temporal clustering. Indeed the statistical significance of the observation on such a short time window can be questioned (e.g. Michael, 2011). In any case, the deterministic process responsible for such a clustering is unclear. A simple conceptual model of global clustering can be derived from the observation in Guerrero after the Maule earthquake. Our specific observation suggests that large slow slip events are triggered by mega earthquakes at the global scale, some of them being ignored with the resolution of our instrumentation, particularly in the past. They affect the stress level of the seismogenic parts of subduction interfaces, producing a clustering of events worldwide. The observations we present here indicate that amplitude of the low frequency waves is a control parameter of the triggering process, with a positive trigger with the Mw8.8 Maule earthquake. This suggests that only mega earthquakes can trigger SSE at the global scale, producing temporal clustering of large earthquakes at the scale of a few years.

4.10 Acknowledgments

This study was supported by the Agence Nationale de la Recherche (France) under the contract RA0000CO69 (G-GAP). We are grateful to all the participants to the field works. We thank Paul Johnson, Yehuda Ben-Zion, Fabrice Cotton, Michel Bouchon, Cécile Laserre, Erwan Pathier, Guillaume Bacques, Victor Cruz-Atienza and François Renard for

discussions.

Chapitre 5

Modélisation expérimentale de trémors non volcaniques

Sommaire

5.1	Introduction	126
5.2	Expériences analogiques et étude des trémors non volcaniques	126
5.3	Description du dispositif expérimental	127
5.3.1	Montage expérimental	128
5.3.2	Enregistrement des émissions acoustiques	130
5.3.3	Préparation des échantillons	130
a)	Choix de la Halite	130
b)	Préparation des échantillons	131
5.3.4	Paramètres expérimentaux	132
5.3.5	Traitement des données	132
5.4	Slip acceleration and tremors	133
5.4.1	Résumé	133
5.4.2	Abstract	133
5.4.3	Introduction	133
5.4.4	Results	134
5.4.5	Discussion and Conclusions	137
5.4.6	Acknowledgments	140
5.5	Propriétés de l'interface	141
5.5.1	Interface déformable et réactive	141
5.5.2	Caractéristiques du vieillissement	142
a)	Mesure du vieillissement	143
b)	Influence de la réactivité de l'interface sur le vieillissement	145
5.5.3	Discussion	146
5.5.4	Conclusions et perspectives	149

5.1 Introduction

Dans le chapitre précédent nous avons vu que les trémors sont associés à l'historique du glissement lors d'un séisme lent. L'exemple du SSE déclenché par le séisme du Chili est particulièrement parlant de ce point de vue. Cette association entre SSE et NVT est souvent observée dans certaines zones de subduction : Cascades [Rogers and Dragert, 2003, Dragert et al., 2004], Japon [Obara et al., 2004, Hirose and Obara, 2006]. Dans d'autres, cette corrélation est plus complexe : Costa Rica [Brown et al., 2005], Mexique [Payero et al. [2008], Kostoglodov et al. [2010], chapitre 4 de ce manuscrit].

Cette association temporelle pose la question du lien physique qui associe ces deux phénomènes distincts. Si les séismes lents sont associés à un glissement sur l'interface de subduction pendant plusieurs semaines ou plusieurs mois, l'origine des NVT demeure incertaine. Pour tenter de répondre à cette question nous utilisons une expérience de frottement en laboratoire. Voisin et al. [2007, 2008] ont montré qu'il était possible de reproduire au laboratoire la succession spatiale des modes de glissement des zones de subduction, ainsi que les signaux acoustiques associés à ces différents modes de glissement. Ces résultats ont ouvert une voie de compréhension des séismes lents et des phénomènes associés tels que les NVT. Leur origine serait intimement liée au frottement sur l'interface profonde de subduction. Le problème posé est donc la compréhension des phénomènes physiques pouvant générer ces événements particuliers que sont les séismes lents et les trémors non volcaniques, en supposant un rôle important des propriétés frictionnelles. Cette hypothèse de travail se justifie par de nombreuses études récentes qui montrent que les localisations et les caractéristiques de trémors suggèrent une origine frictionnelle [Shelly et al., 2006, 2007b,a, Brown et al., 2009, Ghosh et al., 2009b, Ide et al., 2007, Kao et al., 2007, La Rocca et al., 2009, Larmat et al., 2009]. Nous nous plaçons ici dans cette hypothèse sachant que nous ne pouvons montrer de façon définitive que tout le signal d'un trémor trouve son origine sur l'interface de subduction.

5.2 Expériences analogiques et étude des trémors non volcaniques

Les expériences analogiques ont depuis toujours permis de grandes avancées dans la description des processus à l'œuvre sur les failles actives. Le meilleur exemple est sans doute la mise en évidence du phénomène de stick-slip¹ sur les roches qui a amené Brace and Byerlee [1966] à le proposer en tant que mécanisme des tremblements de terre. Cette association entre stick-slip et tremblements de terre est importante, car elle met en évidence

¹Le stick-slip ou collé-glissé est un phénomène intrinsèquement lié au frottement. Par exemple lorsque l'on met en translation un objet par rapport à un autre, le stick-slip va se traduire par des avancées saccadées du matériau accompagnées par une émission acoustique typique présentant une durée courte et de fortes amplitudes. Le phénomène est élastique, le matériau absorbe l'énergie qui lui est fourni jusqu'à atteindre le pic de friction statique où il va redistribuer l'énergie emmagasinée en se "détendant" rapidement, engendrant un glissement du matériau par rapport à sa surface de contact. Le phénomène de stick-slip traduit une instabilité que l'on retrouve dans le comportement frictionnel à l'interface. Comme nous l'avons montré dans le chapitre 1, le phénomène de stick-slip est nécessairement associé à un comportement en affaiblissement cinétique traduisant la diminution plus rapide de la contrainte cisailante par rapport à la résistance de l'interface.

le problème de la stabilité des failles actives qui produisent des séismes. D'après Scholz [2002] les travaux de Brace and Byerlee [1966] constituent ainsi le fondement moderne de l'étude des mécanismes des séismes.

Les expériences analogiques en laboratoire sont également la principale source d'observations et de mesures pour la compréhension des phénomènes de friction se produisant à l'échelle microscopique ou macroscopique. Ces expériences ont permis le développement de lois comportementales empiriques de la friction qui servent aujourd'hui à décrire l'ensemble des phénomènes de frottements, d'usure et de lubrification. Dans le chapitre 1, j'ai présenté les premières descriptions du frottement au 18ème siècle [Amontons, 1699, Coulomb, 1785] et les lois de friction avec variables d'état² [Dieterich, 1979, Rice, 1983, Ruina, 1983] utilisées aujourd'hui pour la description de ces phénomènes. Ces lois à variables d'état décrivent la dépendance de la friction aux conditions instantanées de glissement ainsi que la dépendance à l'histoire de ce glissement (voir chapitre 1). Ce dernier point est fondamental et explique le succès des lois à variables d'état. Il s'agit de lois phénoménologiques qui décrivent un comportement d'interface auquel on associe les propriétés de friction. Une telle formulation permet de décrire et d'étudier les processus physiques à l'origine des changements de propriétés frictionnelles : ces processus sont liés à des aspérités, celles-ci pouvant se déformer, rompre et se renouveler durant le glissement [Baumberger et al., 1999, Nakatani, 2001].

L'étude des trémors non volcaniques à l'aide d'expériences analogiques est encore très peu répandue dans la littérature. Voisin et al. [2008] ont été les premiers à montrer la possibilité de générer des signaux ressemblant à des NVT au cours du frottement à faible vitesse d'un cube de sel sur une plaque de verre. Ces auteurs ont montré qu'il existe une transition d'un glissement instable dominé par du stick-slip vers un glissement stable au cours de l'accumulation du glissement sur l'interface de sel. Associé à ce glissement stable, ils enregistrent des signaux acoustiques qui sont qualitativement semblables à des trémors. Par la suite, une étude de Burlini et al. [2009] a montré la possibilité d'enregistrer des signaux acoustiques qui ressemblent à des NVT au cours d'expériences de déshydratation. Une étude plus récente sur les processus de déshydratation du gypse a montré les mêmes types de signaux [Brantut et al., 2011]. Enfin, une étude du mois de juin dernier a également obtenu des signaux de type trémors avec une expérience de frottement analogique [McLaskey and Glaser, 2011]. L'ensemble de ces résultats expérimentaux étant encore très préliminaire, il est nécessaire de poursuivre ces expérimentations afin de mieux comprendre les différents processus physiques pouvant expliquer l'émergence de trémors et les liens éventuels avec les phénomènes de glissements lents.

5.3 Description du dispositif expérimental

Le dispositif expérimental utilisé dans cette étude est une expérience de frottement à faible vitesse (VSFE : Very Slow Friction Experiment) réalisée initialement par François Renard et Christophe Voisin en 2003 pour étudier les différentes caractéristiques mécaniques et leurs évolutions d'un monocristal de Chlorure de Sodium (NaCl) soumis à des contraintes mécaniques prédéfinies. Le dispositif a été modifié en 2007 pour avoir accès aux émissions acoustiques générées par ce frottement solide. Au cours de ma thèse, j'ai adapté et utilisé ce

²rate and state

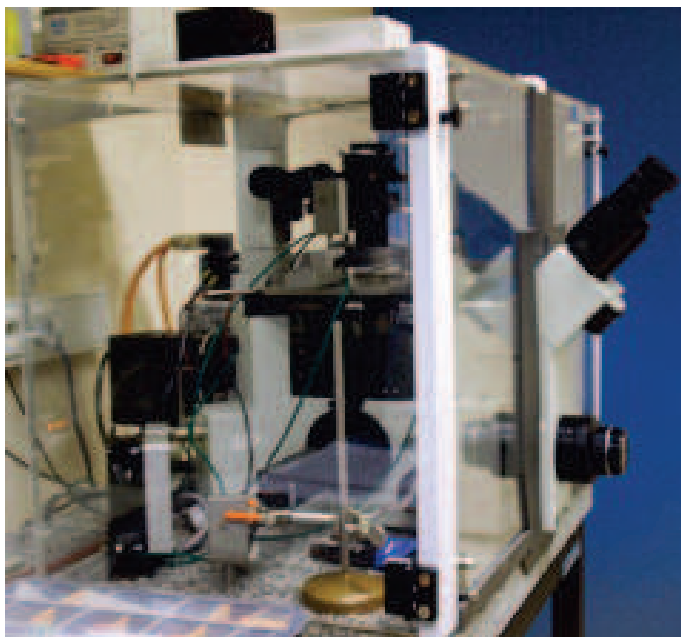


FIGURE 5.1 – Photo du dispositif expérimental. L'expérience de frottement est posée sur le microscope inversé. Le tout est enfermé dans un boîtier en plexiglas pour l'isoler des conditions extérieures.

dispositif expérimental pour explorer les émissions acoustiques de ce frottement lent et les liens éventuels avec les propriétés frictionnelles de l'interface du patin de sel, dans le but de modéliser les tremors non volcaniques enregistrés sur les zones de failles. J'ai ainsi réalisé des expériences dynamiques pendant lesquelles j'ai cherché à détecter et caractériser les émissions acoustiques liées à un glissement lent. Dans un deuxième temps, j'ai aussi réalisé avec une étudiante de M2R, Sophie Beauprêtre, des expériences semi-statiques (expérience de type *Slip Hold Slip (SHS)* afin d'étudier plus en détails les processus physico-chimiques comme le fluage uniaxial du matériau, le vieillissement et la cicatrisation de l'interface qui pourraient expliquer les émissions acoustiques.

5.3.1 Montage expérimental

Le dispositif expérimental utilisé dans nos expériences est présenté sur la Figure 5.2. Il est composé principalement d'un microscope optique inversé, avec lequel il est possible d'observer la surface de contact de l'échantillon, et sur lequel est fixé un support qui porte l'expérience de frottement. Cette dernière est constituée d'une plaque en Invar[®], un alliage de fer et de nickel utilisé pour son faible coefficient de dilatation thermique (environ $10^{-6} K^{-1}$ en longueur), sur laquelle est encastré un monocristal de sel (NaCl) de $1 cm^3$. Le cube de sel est mis en contact avec une plaque de verre lisse ou une lame de sel préalablement dépolie qui est également fixée dans une plaque en Invar[®] fixe (voir Figure 5.2). Une contrainte normale constante (0,26 MPa) est imposée sur le monocristal tout au long des expériences. La plaque d'Invar est reliée à un capteur de force (AEP TCA 5 kg) qui enregistre en continu la force cisailante exercée sur le patin et à un moteur micrométrique qui pousse la plaque à une vitesse définie entre 0.1 et $300 \mu m s^{-1}$. Quatre capteurs de déplacement enregistrent le mouvement de la plaque dans les directions horizontales et

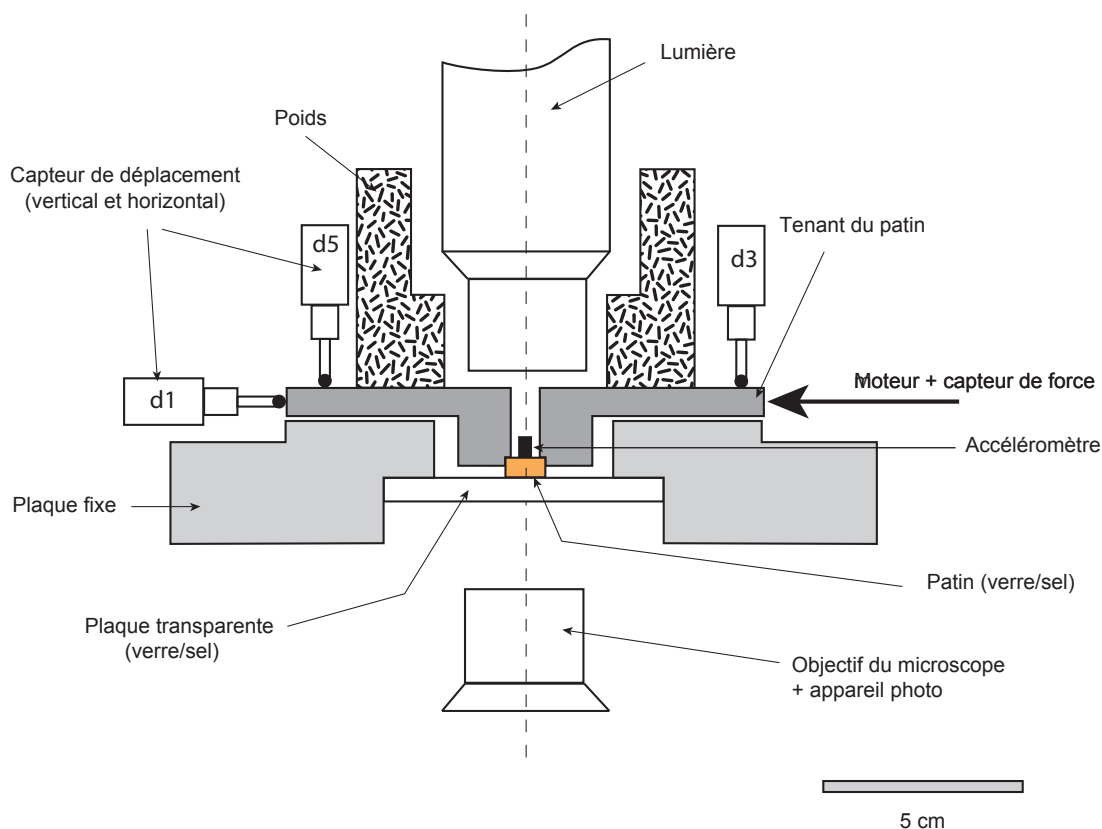


FIGURE 5.2 – Schéma du montage expérimental. Un patin de sel ou de verre (en orange sur la figure) est mis en contact avec une plaque transparente de verre ou de sel. Cette dernière est fixée sur une plaque fixe constituée d'un alliage de fer et de Nickel (Invar[®]) utilisé pour son faible coefficient de dilatation thermique. Le tenant du patin (également en Invar[®]) est relié à un capteur de force qui permet de mesurer la force de frottement sur la seule surface de contact : le patin de sel. Ce tenant est conduit par un moteur micrométrique à vitesse imposée. Trois capteurs de déplacement enregistrent les déplacements verticaux et horizontaux du patin (depuis octobre 2010, le capteur qui mesure les déplacements dans la direction du glissement est un capteur Laser). Un micro accéléromètre (rectangle noir) est collé sur le patin afin d'enregistrer les émissions acoustiques liées au frottement. Des poids morts imposent une contrainte normale verticale de 0.26 MPa. L'ensemble de cet appareillage est monté sur un microscope inversé dont l'objectif est relié à un appareil photo (non utilisé dans les expériences de frottement en poussée).

verticales (LE/12/S IP50, Solartron). Depuis octobre 2010 les mesures de déplacement horizontal dans la direction du glissement sont réalisées à l'aide d'un interféromètre laser (LMI technologies - LTS 15/10) afin d'augmenter la fréquence d'échantillonnage des mesures de déplacement (les capteurs Solartron étaient limités à 1000 Hz, alors que le capteur laser peut acquérir à 50 kHz). Cet appareillage est enfermé dans une boîte en plexiglas de manière à pouvoir l'isoler le plus possible thermiquement (et le préserver des impuretés). Le tout est posé sur une plaque de marbre reposant sur des coussinets de caoutchouc, permettant une forte rigidité du support et une atténuation des vibrations. Pour assurer une meilleure isolation, l'ensemble des équipements est placé dans une pièce thermiquement isolée.

5.3.2 Enregistrement des émissions acoustiques

Les émissions acoustiques sont enregistrées continuellement pendant toute la durée d'une expérience (typiquement 24 heures) grâce à un micro-accéléromètre (référence Brüel et Kjaer # 4518) collé sur le cube de sel à 1 cm de la surface de contact. Le collage se fait avec une colle très dure à base de phénol afin d'assurer le meilleur couplage possible entre l'échantillon et l'accéléromètre. Une amplification analogique des signaux de 40 dB est réalisée avec un conditionneur Brüel et Kjaer avant l'acquisition avec une carte MAGMA 16 bits à une fréquence d'échantillonnage de 500 kHz. Une fréquence si élevée est nécessaire pour avoir accès aux vibrations haute fréquence engendrées par le frottement solide du patin de sel. Les données de force et de déplacements (uniquement pour les données du capteur laser) sont également enregistrées grâce à la carte d'acquisition MAGMA avec une fréquence d'échantillonnage de 500 kHz, ce qui évite l'utilisation de plusieurs horloges. Ces données peuvent ensuite être sous-échantillonnées afin de suivre leur évolution pendant toute la durée de l'expérience. L'ensemble des données brutes est conservé dans un unique fichier binaire.

Ce fichier étant volumineux (environ 400 Go pour une expérience de 24h), le transfert des données prend du temps. Pour donner un ordre de grandeur, chaque expérience dure en moyenne 24h, puis il faut également 24h pour transférer les données sur les serveurs de calcul du laboratoire. Enfin, la lecture du fichier binaire pour l'extraction des données dure en moyenne de 24 à 36 heures en fonction du nombre de voies d'acquisition. En comptant le temps de préparation des échantillons, chaque expérience nécessite presque une semaine.

5.3.3 Préparation des échantillons

a) Choix de la Halite

Pour étudier l'acoustique du frottement sur les failles, nous utilisons dans nos expériences des monocristaux de Halite (NaCl). Ce choix a été déterminé en fonction de plusieurs paramètres. Tout d'abord, le sel est transparent, ce qui permet d'observer l'interface directement à l'aide d'un microscope. Ensuite, ce matériau est un bon analogue des roches car il accommode la déformation à la fois par glissement frictionnel pour des taux de déformation élevés et par fluage pour des taux faibles [Shimamoto, 1986]. Nos expériences étant réalisées à humidité et température ambiante, la halite présentera des comportements à la fois fragile et ductile en accord avec les conditions supposées au sein des zones

Système cristallin	Cubique
Réseau de Bravais	Faces centrées F
Module d'Young	30 <i>GPa</i>
Coefficient de Poisson	0.25
Vitesse des ondes acoustiques	4200 km/s
Masse Volumique	2160 <i>kg.m</i> ⁻³

TABLE 5.1 – Caractéristiques de la Halite.

de subduction. Enfin, certaines caractéristiques de la halite sont du même ordre de grandeur que celles que l'on peut trouver dans la croûte : masse volumique, vitesse des ondes acoustiques, coefficient de Poisson (voir le tableau 5.1 pour quelques caractéristiques de la halite).

b) Préparation des échantillons

Pour étudier l'acoustique du frottement des failles, on va utiliser dans notre expérience des monocristaux de sel cubique de 1 *cm*³ synthétisés en conditions hydrothermales. Ces échantillons arrivent au laboratoire sous forme de cylindres de 6 cm de diamètre où ils y sont taillés par Liliane Jenatton, ingénieur à ISTERre, en petits cubes d'un centimètre de côté. La machine utilisée pour tailler ces échantillons est une scie à fil à précision micrométrique de façon à respecter le parallélisme des faces des surfaces.

Un fil en tungstène, relié à deux bobines, est descendu sur le morceau de sel. La bobine inférieure déroule le fil alors que la bobine supérieure enroule le fil, ce qui crée un mouvement d'aller-retour. Au dessus de l'échantillon, un petit réservoir contenant de la poudre de corindon (dureté 9 sur l'échelle de Mohs) mélangée à de l'huile, goutte sur le fil. L'usure par le corindon et le poids propre du fil suffisent à découper l'échantillon. Ce processus est lent et plusieurs heures sont nécessaires pour obtenir un échantillon. Cette découpe est très précise et permet d'obtenir des faces parallèles et lisses. Par ailleurs, cette découpe lente permet de prévenir la formation de crack dans le cristal de sel. Cette précaution est nécessaire pour s'assurer que les déformations et les signaux acoustiques qui en résultent se localisent vraiment sur l'interface de frottement. Les lames de sel, utilisées comme support pour le frottement du patin de sel, sont préparées de la même façon.

Une fois découpés, les échantillons sont polis et rugosifiés à l'aide de papier de verre de différentes tailles. Pour le polissage de la face supérieure de notre échantillon (destiné à laisser passer les rayons lumineux pour pouvoir observer l'autre face constituant l'interface sel-verre ou destiné à accueillir l'accéléromètre enregistrant les émissions acoustiques), on va utiliser des rugosités de papier de verre croissantes (Struers #320, #800, #1200, puis #2400) pour pouvoir affiner de plus en plus la face du patin jusqu'à obtenir une surface la plus lisse et polie possible. L'autre face est alors rugosifiée à l'aide d'un papier de verre à gros grains. Dans les expériences que j'ai menées, tous les échantillons ont été rugosifiés avec du papier de verre Struers #320. On obtient alors un échantillon cubique dont la face supérieure est optiquement transparente et dont la face inférieure est rugueuse. Afin d'assurer l'absence de gouge en début d'expérience, les surfaces en contact sont soigneusement nettoyées. Les interfaces en sel (échantillons, lames de sel ...) sont nettoyées à l'hexane

afin de retirer les éventuels résidus issus du processus de polissage. Les surfaces en verre sont quant à elles nettoyées à l'éthanol qui dissout le sel et les graisses qui pourraient être présentes. Les échantillons sont également nettoyés avant le collage de l'accéléromètre. L'échantillon ainsi préparé est alors inséré dans une encoche sur la plaque d'Invar du système optique (figure 5.2), elle-même positionnée de manière à n'avoir aucun autre contact que l'échantillon sur la plaque de verre.

5.3.4 Paramètres expérimentaux

La contrainte normale appliquée est constante et identique dans toutes les expériences réalisées. La valeur de cette contrainte normale σ_n est fixée par le poids de la plaque d'Invar ainsi que par des petits disques de plomb rajoutés sur celle-ci de manière à assurer un bon contact à l'interface :

$$\sigma_n = 0.26515 \pm 5.10^{-4} \text{ MPa}$$

La température est fixée au début de l'expérience et est maintenue grâce à un système constitué d'un radiateur et d'un ventilateur à l'intérieur de l'enceinte en plexiglas. De plus, la pièce dans laquelle se trouve l'ensemble des appareillages est thermiquement isolée pour éviter les variations de températures entre le jour et la nuit. Sur une expérience donnée, les écarts de température sont de l'ordre de 1° .

$$25^\circ\text{C} \leq T \leq 28^\circ\text{C} \text{ selon les expériences}$$

De même, lors des expériences mettant en jeu l'étude dynamique de l'interface sel-verre, un moteur micrométrique est greffé au système et nous permet, à l'aide d'un logiciel de contrôle, de gérer la vitesse de poussée (ou de traction). Cependant, dans la plupart des expériences que j'ai réalisées, la vitesse du moteur constitue une condition initiale fixe et non une variable de l'expérience. Typiquement la vitesse de poussée utilisée est d'une centaine de nanomètres par seconde (soit moins de 9 mm en 24 heures !)

$$0.11\mu\text{m}.s^{-1} \leq V \leq 11\mu\text{m}.s^{-1}$$

La fréquence des acquisitions dépend elle aussi des expériences et des capteurs. Elle est fixée à 1 Hz pour les capteurs de déplacements mécaniques et à 500 kHz pour le capteurs de force, le capteur de déplacement laser et l'accéléromètre. Le capteur de force est enregistré avec les deux dispositifs afin de pouvoir synchroniser les deux horloges et comparer les données des différentes acquisitions.

5.3.5 Traitement des données

L'inconvénient majeur de l'acquisition en continu réside dans la quantité de données brutes générées par une expérience. Il est donc impossible de visualiser l'ensemble du signal pour extraire les événements acoustiques qui nous intéressent. Il est donc nécessaire de développer des méthodes automatiques afin de lire les données. La méthode que j'utilise dans ce travail se base d'abord sur une analyse du niveau de bruit puis sur l'extraction de tous les événements dépassant un certain seuil en amplitude. Pour cela j'utilise une méthode adaptée de STA/LTA (Short Term Average/Long Term Average) sur des fenêtres de 30 ms afin d'extraire les événements acoustiques. Pour déterminer le seuil de détection, une analyse visuelle des données est réalisée sur environ 1% du signal afin d'étudier quelques événements acoustiques. Le seuil peut varier légèrement d'une expérience à l'autre, mais est fixé

le plus souvent à 5 déviations standard. Une fois les événements acoustiques extraits, nous analysons l'énergie du bruit afin de s'assurer que nous n'avons pas oublié d'évènements acoustiques.

5.4 Slip acceleration generates seismic tremor like signals in friction experiments

Auteurs :

Dimitri Zigone, Christophe Voisin, Eric Larose, François Renard et Michel Campillo

Article publié dans *Geophysical Research Letters* (2011)

5.4.1 Résumé

Cette section présente un article publié dans *Geophysical Research Letters* au cours de ma thèse. Dans ce travail, nous réalisons des expériences de frottement avec le montage expérimental décrit précédemment afin de reproduire en laboratoire des signaux acoustiques qui présentent des caractéristiques proches de celles des trémors non volcaniques. Nous étudions ensuite les caractéristiques de ces signaux et leurs liens avec les propriétés frictionnelles de l'interface. Les expériences réalisées consistent à pousser un cube de sel sur une plaque de verre à très faible vitesse ($0.11 \mu\text{m/s}$).

Cette étude montre une corrélation systématique entre les accélérations du glissement du patin de sel et l'émergence de signaux acoustiques qui ressemblent à des trémors (TLS : tremor like signals³). Ces signaux sont générés quand la contrainte cisailante atteint le pic de friction statique et quand la dilatance au niveau de l'interface est à son maximum. Dans ces conditions particulières, l'interface est proche de la rupture.

5.4.2 Abstract

Since their discovery nearly a decade ago, the origin of seismic tremor remains unclear. Recent studies indicate that various driving phenomena such as Earth and ocean tides, regional and teleseismic earthquakes enhance tremor activity. Observations of the coincidence with slow-slip events and of fast migrations of tremors have led frictional slip to be considered as the possible source of tremors. Indeed, laboratory friction experiments succeeded in generating and recording tremor like signals (TLS). Here we show a systematic correlation between the onset of slip acceleration and the emission of TLS in a laboratory friction experiment. TLS are generated when the shear stress reaches the peak static resistance and the dilatancy meets its maximum that is when the mature interface is close to failure. This robust result provides a comprehensive image of how natural seismic tremors might be generated and/or triggered by passing seismic waves, tides or even slow slip events.

5.4.3 Introduction

Seismic tremors, named also non-volcanic tremors, have now been well documented and studied in many subduction zones [Dragert et al., 2004, Hirose and Obara, 2006, Kao et al., 2005, Obara, 2002, Obara and Hirose, 2006, Shelly et al., 2007b, 2006] and along

³par soucis de continuité entre l'article en anglais et le reste du chapitre rédigé en français, nous conserverons l'acronyme "TLS" pour qualifier les signaux acoustique qui ressemblent à des trémors

some continental fault segments [Ghosh et al., 2009a, Nadeau and Dolenc, 2005, Peng et al., 2008, 2009]. Recent studies indicate that various driving phenomena such as Earth and ocean tides [Thomas et al., 2009], regional and teleseismic earthquakes [Ghosh et al., 2009a, Peng et al., 2008, 2009, Rubinstein et al., 2009] enhance tremor activity. Frictional slip was proposed as the possible source of tremors [Brown et al., 2009, Ghosh et al., 2009b, Ide et al., 2007, Kao et al., 2007, La Rocca et al., 2009, Larmat et al., 2009].

Laboratory experiments specifically designed to study seismic tremors are a powerful tool to explore the physical processes at the origin of these signals. Few experiments have been successful in producing tremor like signals (TLS) so far. They involve fluid-flow and fluid processes [Burlini et al., 2009], or frictional processes associated with shear of a deformable sample [Voisin et al., 2007, 2008]. Our experimental setup (Figure 5.3a) is designed to reproduce different frictional behaviors, from stick-slip to stable sliding. We make use of a deformable slider of salt (NaCl) pushed at constant load-point velocity, under constant conditions of normal pressure (0.26 MPa), temperature (22° C) and ambient humidity. Using a salt slider allows for the brittle and ductile deformation to be effective on the time scale of our experiments, aimed to serve as an analogue for natural faults deforming in the brittle and ductile regimes at 20-40 km depth. We continuously record the frictional force and the acoustic emissions generated during the shear of the sample. These signals are carefully scrutinized in order to investigate the temporal timing of the sliding characteristics and of the TLS emission.

5.4.4 Results

Figures 5.3b-5.3d present three different stages of a friction experiment representative of the stable, intermediate and unstable frictional regimes. The unstable regime is characterized by cycles of long stress increase followed by sudden drops of the friction force, associated with the stick-slip behavior of the slider (stage 1, Figure 5.3b). The jumps of the slider produce short duration and high amplitude acoustic signals. In this stage of stick-slip, no TLS is recorded. The salt slider follows an evolution from an unstable stick-slip behavior to more and more stable behavior with accumulated displacement [Voisin et al., 2007]. Figure 5.3c presents a second experiment (under the same conditions) where the sample has accumulated 3.3 mm of displacement and for which the slider interface has become more mature (stage 2). In this condition, the stick-slip behavior changes and smoothens. The slider still obeys a stick-slip behavior, but is creeping before and after the jump. Interestingly, the associated acoustic emission presents two types of signals : i) a tremor like signal with long duration and low amplitude followed by ii) a strong impulsive and short duration event, signature of the jump. Finally, Figure 5.3d presents an experiment in the stable regime, characterized by smooth oscillations of the frictional force around a mean value, which corresponds to smooth variations of the sliding velocity of the slider [Voisin et al., 2007]. During this stable regime, the acoustic emission is composed exclusively of noise and TLS. Those TLS are identical to those presented in Figure 5.3c in terms of frequency content, duration and amplitude, suggesting their common physical origin. These results show that TLS in friction experiments are related to regimes of stable slip (Figure 5.3d) or simultaneous creep and stick-slip (Figure 5.3c). Note however, that the high level of experimental noise impairs to exclude definitively the existence of TLS at other time than the slip events.

Figure 5.4 presents 4 typical examples out of the 46 TLS extracted from a friction

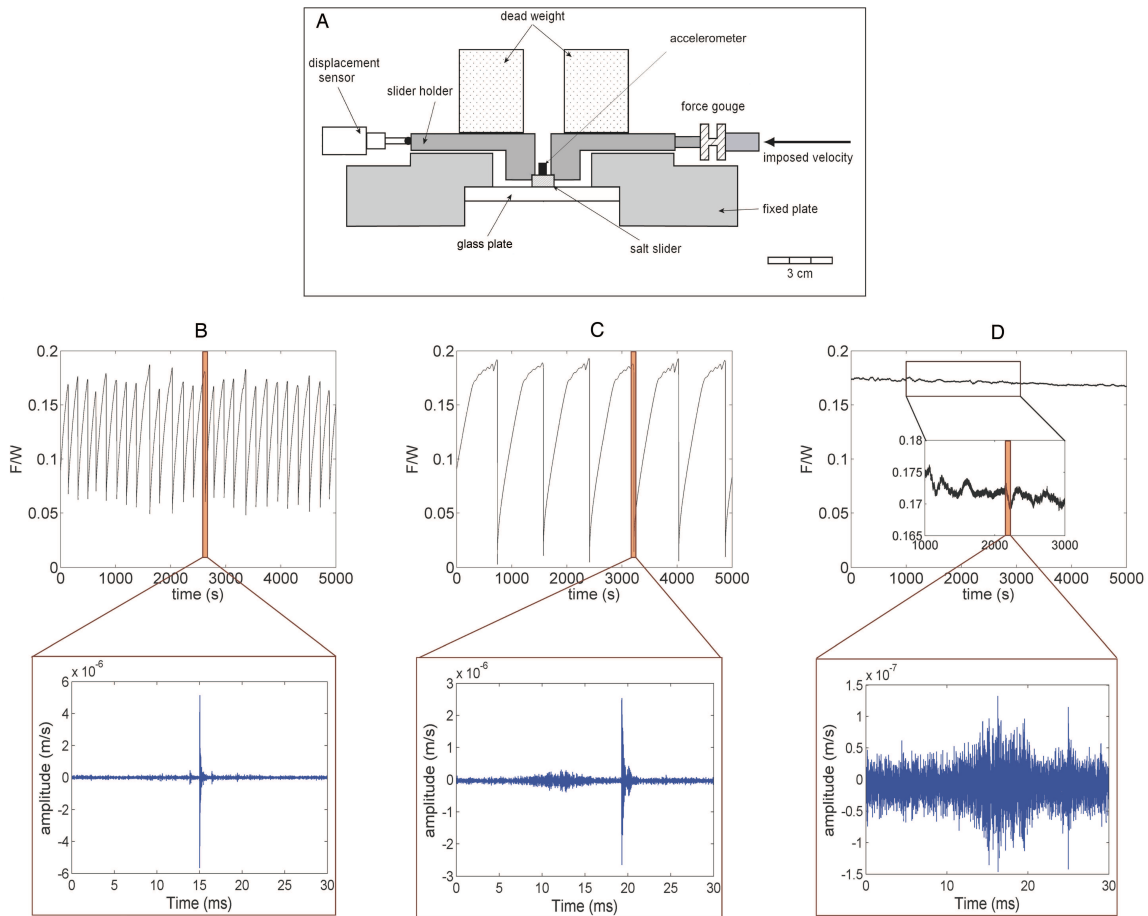


FIGURE 5.3 – (a) Sketch of the experimental block-slider system (details in the auxiliary materials). Frictional behavior of a salt/glass interface (top plots : recorded shear force divided by normal load, noted F/W) and associated acoustic emission records (bottom plots). (b) Typical stick-slip regime characterized by sudden shear stress drops separated by periods of stress accumulation. The acoustic emission is formed of large impulsive events, sometimes preceded and followed by smaller impulsive events. (c) The frictional behavior is more complex than previously. If the sudden jumps still occur, they are preceded by smooth oscillations of growing amplitude. This behavior is at the limit between stable and unstable behaviors. It arises with the cumulative displacement of the slider (here 3.3 mm ; about 120 cycles) that modifies the properties of the salt interface. The associated acoustic emission presents a complex signal formed by a TLS with long duration (10 to 20 ms) and low amplitude followed by a strong impulsive and short duration event that represents the signature of the jump. (d) The frictional force remains more or less constant with small variations around a mean value (see insert) : this is the stable regime obtained after 8 mm (about 150 cycles) of cumulative slip. The associated acoustic emission is formed of a TLS with low amplitude and long duration, emitted at each slip acceleration, when the shear stress and the dilatancy are at maximum.

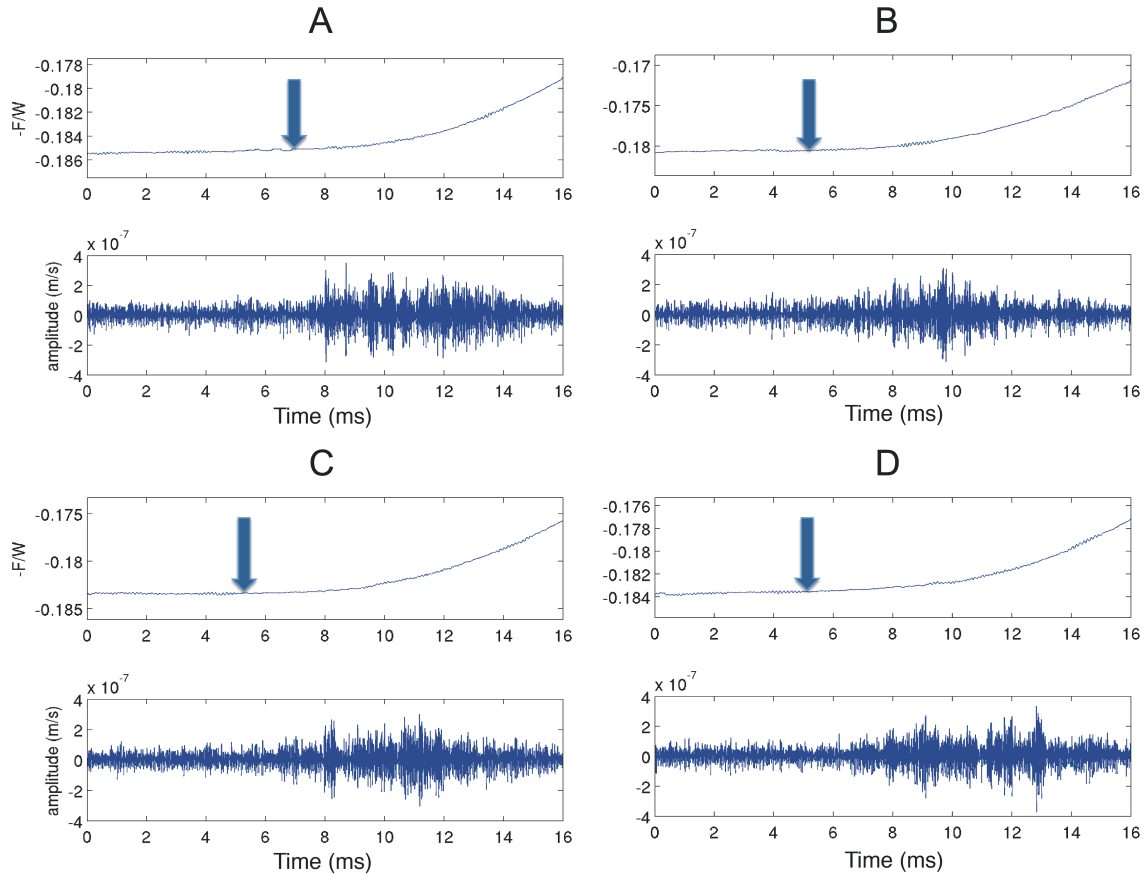


FIGURE 5.4 – Examples of TLS and the associated slip acceleration evolution. We present here 4 examples out of the 46 windows containing TLS (see Figure 5.5). All TLS share some common features : progressive emergence from the background noise, very low amplitude, and rather long duration of 10-20 ms. Here and there, some bursts of energy create a variability of the TLS. Associated with the time traces of the TLS, we represent the shear stress evolution in a manner that mimics the slip acceleration. The high sampling rate of both force and acoustic emission and the short instrumental response of a millisecond allow for a precise comparison between acceleration of slip (top plot) and acoustic record (bottom plot). For each event A, B, C, and D, an arrow points to the beginning of slip acceleration determined by visual inspection. We note the strong correlation between the onset of slip acceleration and the emission of the TLS. The maximum of the TLS is reached after a few milliseconds. Note all TLS do occur at the beginning of the acceleration, and are thus associated with change of slip properties of the frictional interface.

experiment (see Figure 5.5 for an exhaustive presentation of the TLS). For each case, the TLS slowly emerges from the background noise, keeping a low waxing and waning amplitude. Some bursts or peaks in the signal occur randomly, creating some variability in the TLS. The maximum amplitude of TLS is always relatively small, in the range $\pm 5 \cdot 10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$. The apparent duration of a TLS is variable, with 90% of the records in the range 8-20 milliseconds. We compared the Fourier power spectrum of the acoustic events recorded during the experiments against the Fourier spectrum of background noise (Figure 5.6). The acoustic event associated with a stick-slip event (see Figure 5.3b for the time plot) presents a highly energetic spectrum with a few peaks between 10^4 and 10^5 Hertz. Conversely, the TLS spectrum is hardly above the noise spectrum in this same frequency range, confirming the low S/N ratio of these signals. Anyway, we can observe two peaks of energy at 48 and 57 kHz. The strong resonance inherent to the experimental set-up and the limited bandwidth of the sensor whose response is flat in the 10-60 kHz range probably alter the shape of the TLS spectrum. Nonetheless, most of the energy of the TLS apparently lies in the range 40-60 kHz. Such a frequency range corresponds to a wavelength of a few centimeters and indicates vibrations of the whole NaCl sample, and impairs the description of the microstructural process(es) at work during the emission of the TLS.

A continuous record of the acoustic emission together with the frictional force at a 500 kHz sampling frequency allows for a precise timing of the TLS with respect to the onset of slip acceleration. Doing such a careful analysis for all the recorded TLS we observe a systematic correlation between the onset of slip acceleration of the interface and the generation of TLS. Figure 5.4 exemplifies this behavior where the acceleration of slip (top plot) is associated with a burst of acoustic emissions (bottom plot) for the 4 selected slip events. There is a clear temporal correlation between the occurrence of TLS and the beginning of slip acceleration that starts when the shear stress equals the static resistance and the maximum level of dilatancy sustained by the slider is reached. The relation between shear stress level, dilatancy and tremor like signals might explain why the TLS progressively vanish while the slider is still accelerating. We might infer from the experiments that the sliding of the interface is associated with a change in the contacts population resulting from the mass redistribution at the interface and leading to the generation of a TLS right before the drop in friction.

However, if slip acceleration is a necessary condition, it is not the only one to be met to emit a TLS. It is interesting to remark that TLS are not recorded at the beginning of the experiment, during the stick-slip stage (Figure 5.3b). The interface has to accumulate some amount of slip before to emit TLS. This might be related to the restructuration of the sliding interface and the development of the striations parallel to the sliding direction [Voisin et al., 2007, 2008]. A third condition has to be met, related to the state of stress and/or the peak dilatancy of the slider. TLS are not recorded randomly. During stage 2 (Figure 5.3c), TLS are recorded only during the last smooth oscillation before the stick-slip, that is when the interface is close to failure. During stage 3 (Figure 5.3d), TLS are recorded at each slip acceleration that occurs when the shear stress is at a maximum and starts to decrease gently. In both cases, the TLS occur at the maximum of the shear stress and also at the maximum of dilatancy bore by the slider.



FIGURE 5.5 – 46 examples of TLS (in black) with the corresponding frictional behavior (red line). We note the systematic correlation between the onset of slip acceleration and the emission of the TLS. The maximum of the TLS is reached after a few milliseconds. Note that all TLS occur at the beginning of the acceleration, when the shear stress and the dilatancy are at maximum.

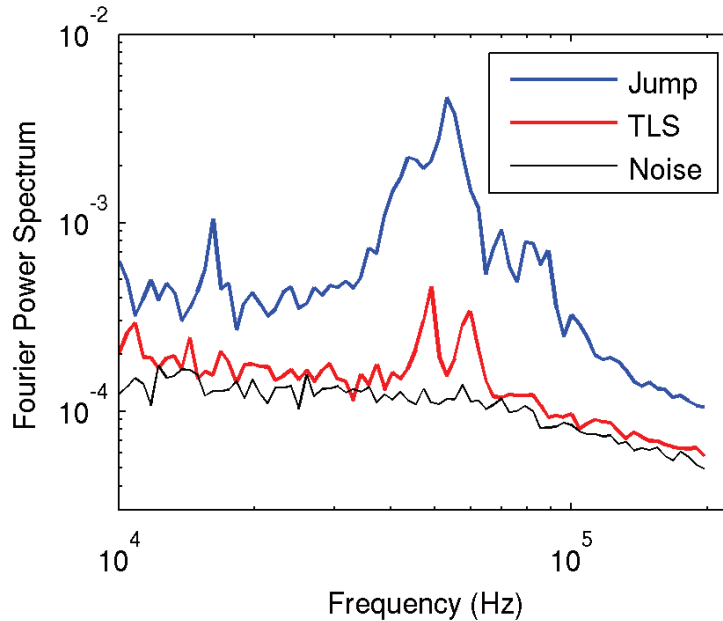


FIGURE 5.6 – Fourier spectrums of the acoustic signature of a jump (blue curve), TLS (red curve), and noise (black curve) computed from 20 ms time windows. The low frequency range of the signals recorded below 10 kHz is not presented on the figure because it is dominated by experimental noise (motor) and associated with the movement of the slider as a block. The noise spectrum is computed from the mean of different time windows. The spectrum of a jump is highly energetic between 10 kHz and 100 kHz. By contrast the spectrum of the TLS is close to the noise level and presents only two clear peaks of energy at 48 and 57 kHz, not present in the power spectrum of the jump signal.

5.4.5 Discussion and Conclusions

TLS recorded in these experiments are related solely to the frictional process occurring along the contact interface. Because of the limited wavelength of the sensors used in this study, we are not able to characterize the processes at the origin of the TLS. Consequently, there is no simple possibility to derive a scaling between TLS and natural seismic tremors. Nonetheless, if we assume that the same process could produce seismic tremors in the nature as suggested by the coincidence of tremors with slow-slip events or by the fast migrations of tremors [Brown et al., 2009, Ghosh et al., 2009b, Ide et al., 2007, Kao et al., 2007, La Rocca et al., 2009, Larmat et al., 2009], we can use the laboratory results to shed some light on the natural system of slow slip, seismic tremors and triggering.

Result 1 : This friction experiment conducted with a deformable interface exhibits a large variety of frictional behavior associated with different amounts of cumulative slip. These behaviors are themselves accompanied by different acoustic signals, impulsive events and TLS. A comparable variety of behaviors is observed on natural fault segments exhibiting in time and space different frictional behaviors : seismic, aseismic, creeping, associated with seismic events or seismic tremors.

Result 2 : the TLS are emitted when the shear stress and/or the dilatancy are at maximum. A large and growing number of observations emphasize the link between stress changes and seismic tremors. Maybe the clearest evidence is the triggering of seismic tremor

by large transient shear stresses [Rubinstein et al., 2007], dilatational stresses [Miyazawa and Mori, 2006], or the tidal modulation of tremor rate [Rubinstein et al., 2008]. Such conveniently orientated stress waves temporarily increase the stress level on a given sliding interface or increase the dilatancy, inducing slip and tremor triggering like in the laboratory experiments. Another evidence might be found in silent or slow slip events that are often associated with seismic tremors in episodic tremor and slip events, described for the first time in Cascadia [Dragert et al., 2001]. Tremors are sometimes found to migrate along strike, in agreement with the slow slip propagation [Shelly et al., 2007a, Obara and Sekine, 2009]. Lead by the laboratory results, we propose that the temporary increase of stress induced by the rupture front propagation itself can trigger seismic tremors in zones where the stress state is close to its maximum. The present understanding of rupture propagation relies on a friction law, either slip-dependent or rate-and-state dependent, that defines a breaking-down zone governing the stress drop preceded by a short stress increase [Ida, 1975, Rubin, 2008, Voisin et al., 2002]. Assuming that a similar breaking down process occurs for slow slip event, the small stress increase associated with the rupture tip would be able to trigger seismic tremors, according to our experimental results.

Result 3 : TLS occur when the slider accelerates. Seismic tremors appear as a local recollection of the unstable frictional behavior occurring during the slippage of aseismic slow events down dip subduction zones [Shelly et al., 2007a]. At a large scale, a slow slip event can be considered as an acceleration of slip on the interface during a few months, thus a possible source for seismic tremors. The slip complexity derived from inversion imposes slip rate variations and thus local accelerations that would be able to trigger seismic tremors.

Result 4 : TLS are emitted only when enough slip is accumulated and the interface has developed a striation [Voisin et al., 2007]. It is the case down-dip the subduction zones, where seismic tremors were first recorded. The recent discovery of the control of tremor migration by preferred directions linked to striation of the subduction plane [Ide, 2010] together with our experimental observations suggest that the striation is a necessary condition to emit seismic tremors and to control the tremor migration [Ide, 2010]. Large cumulative slips are also observed along some large continental strike slip faults. The relation between seismic tremors and seismic events in continental context remains open. If most of the seismic tremors and seismic events occur in different areas, the brittle crust for the latter, and the deeper ductile crust for the former, in very rare cases they do occur beneath the same location. It is the case with the Cholame area, a segment of the San Andreas Fault at the north tip of the great 1857 Fort Tejon earthquake rupture. Tremor activity was detected just before and after the 2004 M6 Parkfield earthquake, at the depth where the earthquake rupture nucleated, at the transition between the stable sliding layer and the seismogenic layer [Nadeau and Guilhem, 2009]. Our experiment reported in Figure 5.3c shows that the same interface can generate tremors and seismic events. We observe that the TLS emission occurs systematically before the slip event. Because of the complete stress release in our experiment, the TLS rapidly stops after a few milliseconds. This is to be compared to the Cholame segment, where the “fore-tremor” activity was proposed before to the Parkfield earthquake of 2004. A recent study [Bouchon et al., 2011] also reports LFEs and tremors located in the hypocentral area before the large 1999 Izmit earthquake. We thus can imagine that the tremors would be generated by some creep acceleration eventually leading to the seismic event [Shelly, 2009]. If so, seismic tremors occurring at the base of the brittle crust might be seen as potential signature of the nucleation of seismic events.

5.4.6 Acknowledgments

This study was supported by ANR-09-JCJC-0011-01 grant. We acknowledge the technical support of Sophie Beauprêtre, Raphaël Jacquot, Adeline Richard, Sandrine Roussel, Benjamin Vial, and Liliane Jenatton. The authors thank Ruth Harris, André Niemejier and an anonymous reviewer for their constructive reviews.

5.5 Propriétés de l'interface

Dans la section précédente, nous avons mis en évidence un lien entre les propriétés du frottement et l'émergence de signaux acoustiques qui ressemblent à des trémors. Les TLS sont générés pendant les phases d'accélération du patin de sel, quand la contrainte cisailante atteint le pic de résistance statique. De plus, un glissement est nécessaire pour obtenir des TLS. Lorsque le glissement est stable, le patin accommode la contrainte imposée par le moteur par fluage au niveau de l'interface. Ce fluage engendre des accélérations locales qui génèrent des TLS. Lorsque le régime est instable, la présence d'un fluage est également nécessaire pour générer les TLS. Il se développe avant les événements de stick-slip qui rompent l'intégralité de l'interface. Dans cette section, nous cherchons à déterminer les caractéristiques nécessaires pour qu'une interface génère des TLS et une évolution du comportement frictionnel avec l'accumulation d'un glissement. Ces propriétés permettent par la suite de discuter des processus physiques pouvant expliquer ces phénomènes.

5.5.1 Interface déformable et réactive

Dans un premier temps, nous nous sommes intéressés aux matériaux en contact. La présence d'un fluage associé aux TLS suggère qu'il est nécessaire d'avoir des interfaces déformables et réactives pour générer les différents signaux acoustiques que nous enregistrons. Pour tester cette hypothèse, nous avons réalisé les mêmes expériences que dans la section 5.4 avec d'autres types de matériaux en contact : verre, plexiglas et sel. Nous utilisons ces différents matériaux comme un proxy de la réactivité des interfaces. Nous considérons que la présence de sel est un facteur augmentant la réactivité d'un contact. En effet, le sel se déforme facilement dans les conditions expérimentales choisies et peut subir des processus de dissolution sous contrainte [Gratier, 1993]. Une telle approche nous permet de tester la nécessité de matériaux déformables et réactifs dans l'émergence des TLS. Nous classons les types d'interfaces selon leur réactivité dans l'ordre suivant :

- verre/verre : le verre étant complètement inerte dans les conditions pression température de nos expériences, ce contact est le moins réactif et sera considéré comme référence.
- plexiglas/plexiglas : de la même manière que le verre, le plexiglas n'est pas réactif dans les conditions de nos expériences. Là encore l'interface sera non déformable pour nos expériences. Le plexiglas est utilisé pour vérifier les résultats obtenus sur le verre.
- sel/verre : l'une des deux interfaces est réactive et déformable. Les résultats détaillés des expériences de cette configuration sont présentés dans la section 5.4.
- sel/sel : les deux interfaces sont réactives. Une telle configuration présentera la plus forte réactivité car les deux interfaces se déforment pendant le glissement.

Le tableau 5.2 synthétise les résultats obtenus. Les expériences ne présentant pas d'interfaces réactives (verre/verre et plexiglas/plexiglas) ne montrent pas d'évolution du glissement d'un régime instable caractérisé par du stick-slip vers un régime stable présentant un glissement continu comme observé dans le cas des interfaces sel/verre [Voisin et al., 2007, 2008, Zigone et al., 2011]. Par ailleurs, au cours de ces expériences, aucun signal

Matériaux en contact	évolution du comportement frictionnel	présence de TLS
verre/verre	non	non
plexiglas/plexiglas	non	non
sel/verre	oui	oui
sel/sel	oui	oui

TABLE 5.2 – Liste des matériaux testés avec les résultats expérimentaux correspondant.

acoustique de type TLS n'est enregistré. A l'inverse les interfaces déformables montrent une évolution du glissement vers un régime stable. Cette évolution s'accompagne d'émissions de TLS lorsque les processus de fluage se mettent en place. Ce résultat indique que l'émission de TLS est associée à des processus de déformation des interfaces qui nécessitent des matériaux réactifs. [Voisin et al. \[2007\]](#) ont mis en évidence, avec le même dispositif expérimental que celui que nous utilisons, une évolution de l'interface au cours du frottement dans le cas d'un contact sel/verre. Ces auteurs ont montré une diminution de la rugosité moyenne de $13.40 \pm 0.05 \mu m$ en début d'expérience à $7.80 \pm 0.05 \mu m$ après 0.6 cm de glissement cumulé. Par ailleurs, l'accumulation du glissement crée une striation sur l'interface dans la direction du glissement. Ces deux phénomènes peuvent être associés aux processus de vieillissement de l'interface au cours du glissement. Dans le cas d'une interface sel/sel, nous observons également une évolution du comportement frictionnel avec l'accumulation du glissement. Bien que nous n'ayons pas imagé ces interfaces sel/sel, nous pouvons faire l'hypothèse que ces dernières présenteront les mêmes marqueurs de vieillissement : diminution de la rugosité et formation d'une striation parallèle à la direction du glissement. Nos résultats indiquent donc un lien entre le vieillissement des interfaces associé à des matériaux ductiles et les émissions acoustiques qui caractérisent les différentes phases du comportement frictionnel. L'émergence de TLS pourrait alors être associée à l'évolution géométrique de l'interface liée aux processus de vieillissement.

5.5.2 Caractéristiques du vieillissement

Le phénomène de vieillissement traduit l'ensemble des processus de renforcement, d'affaiblissement et de réorganisation des contacts sur une interface en frottement solide (voir [Marone \[1998\]](#) pour un résumé). Il contrôle les différentes phases du comportement frictionnel (statique pour le renforcement et dynamique pour l'affaiblissement ou la réorganisation). Le phénomène de vieillissement est principalement dû à la cicatrisation des aspérités à l'interface pendant les différentes phases du comportement frictionnel [[Marone, 1998](#), [Baumberger et al., 1999](#)].

Dans le milieu naturel, les failles cicatrisent et se renforcent entre les séismes. Ce phénomène a été mesuré grâce aux changements de chute de contraintes estimés à partir des variations du moment sismique et de la durée de séismes répétitifs [[Marone et al., 1995](#)]. Ces mesures montrent une augmentation linéaire de 1-3 MPa de la chute de contrainte par décade du logarithme du temps de récurrence de ces séismes. Par analogie aux failles, des expériences de friction sur les roches sont menées en laboratoire. Bien qu'il s'agisse d'une reproduction très simplifiée, idéalisée et à petite échelle des objets naturels, ces expériences

permettent de mettre en évidence les processus dominants de cicatrisation et la vitesse de ces phénomènes. Les comportements identifiés durant ces expériences présentent des comportements similaires à toutes les échelles tant que l'on ne regarde que la friction [Marone, 1998], μ étant une grandeur sans dimension. Afin de mesurer le vieillissement de l'interface, Dieterich s'est inspiré des travaux de Rabinowicz [1965] sur les métaux pour mener ses expériences de friction appelées "slide-hold-slide" (SHS) sur les roches [Dieterich, 1972] :

1. Slide : un glissement est imposé entre deux surfaces en contact à une vitesse de référence V_r .
2. Hold : on stoppe le glissement durant un certains temps t_h
3. Slide : on impose à nouveau un glissement à la même vitesse V_r

Au cours des expériences, on mesure le déplacement et la force de cisaillement entre les deux blocs. Cette force tangentielle est ensuite ramenée au coefficient de friction μ^4 afin d'enlever toute dépendance à l'aire apparente des blocs. On s'intéresse à l'évolution de la friction lors du hold, or pour mesurer une friction, un glissement est nécessaire. L'unique moyen d'accéder à la friction est de la mesurer lorsqu'on impose à nouveau un glissement. Dieterich [1972] définit la friction statique (μ_s) comme la valeur maximale atteinte suivant une période d'arrêt, et qui correspond au point à partir duquel la vitesse de glissement à l'interface, atteint la vitesse imposée V_r . Tout comme de nombreux matériaux, il apparait que la friction statique des roches augmente linéairement avec le logarithme de la durée de hold [Dieterich, 1972, Marone, 1998, Scholz, 2002]. Ce phénomène est défini comme vieillissement de l'interface ou taux de cicatrisation β avec $\mu_s = \beta \log(t_h)$ [Scholz, 2002].

Ici, nous cherchons à décrire et quantifier ce phénomène de vieillissement qui est nécessaire pour observer une évolution des propriétés frictionnelles avec l'accumulation du glissement ainsi que l'émergence de TLS. Par analogie avec les expériences dynamiques présentées dans la tables 5.2, nous cherchons en particulier à quantifier l'effet de la réactivité des interfaces sur le vieillissement. Ce travail à été réalisé dans le cadre du M2R de Sophie Beauprêtre et à donné lieu à une publication présentée en annexe A et intitulée "Strength evolution of a reactive frictional interface is controled by the dynamics of contacts and chemical effects" par François Renard, Sophie Beauprêtre, Dimitri Zigone, Thibault Candela, Dag K. Dysthe, Jean-Pierre Gratier et Christophe Voisin. Je ne présenterai ici que quelques résultats de ce travail pour illustrer le rôle de la réactivité des interfaces sur le processus de vieillissement et donc sur l'émergence des TLS.

a) Mesure du vieillissement

Afin de quantifier le vieillissement de l'interface β , on mesure tout d'abord $\Delta\mu$ (voir Figure 5.7), la différence entre le pic de friction statique (μ_s) et le coefficient de friction dynamique (μ_d). On représente ensuite $\Delta\mu$ en fonction du logarithme de la durée du hold (t_h), les points s'alignent alors sur une droite dont la pente correspond à β . $\Delta\mu_h$ représente la relaxation observée durant la période de hold (voir Figure 5.7).

⁴ $\mu = \tau/\sigma$ avec τ la contrainte cisailante et σ la contrainte normale

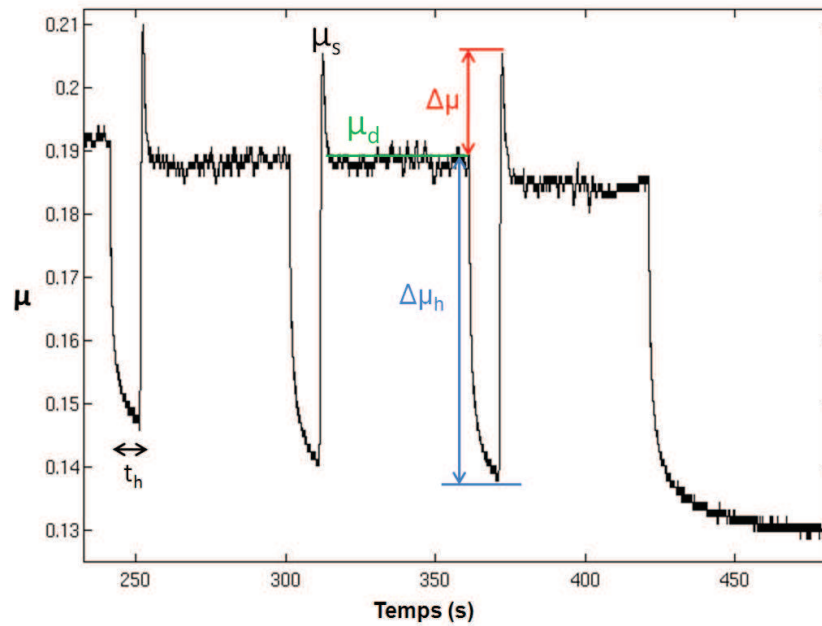


FIGURE 5.7 – Évolution temporelle du coefficient de frottement μ au cours d'une expérience SHS. Lors de la mise en mouvement du patin, μ croît rapidement pour atteindre le coefficient de friction statique μ_s avant de décroître pour se stabiliser à un niveau constant (μ_d ou coefficient de friction dynamique) dépendant de la vitesse de glissement. $\Delta\mu$ est la différence entre μ_s et μ_d précédant le hold. A l'arrêt de la poussée, le coefficient de friction diminue rapidement traduisant la relaxation de la force tangentielle par fluage à l'interface.

b) Influence de la réactivité de l'interface sur le vieillissement

Nos expériences sont menées avec différents types d'interfaces afin de tester l'influence de leurs réactivités sur le vieillissement. Les interfaces étudiées ici sont les mêmes que celles présentées dans la table 5.2 à l'exception du plexiglas/plexiglas. Afin d'augmenter encore la réactivité des interfaces, nous rajoutons sur certaines expériences de l'eau ou de la saumure⁵ au niveau du contact. Nous classons les types d'interfaces selon leur réactivité dans l'ordre suivant : interface sèche Verre/Verre, Sel/Verre, Sel/Sel, interface humide Verre/Verre, Sel/Verre, Sel/Sel. Plusieurs expériences sont menées avec chaque type d'interfaces, nous comparons uniquement les expériences menées avec les mêmes vitesses et distances de glissement.

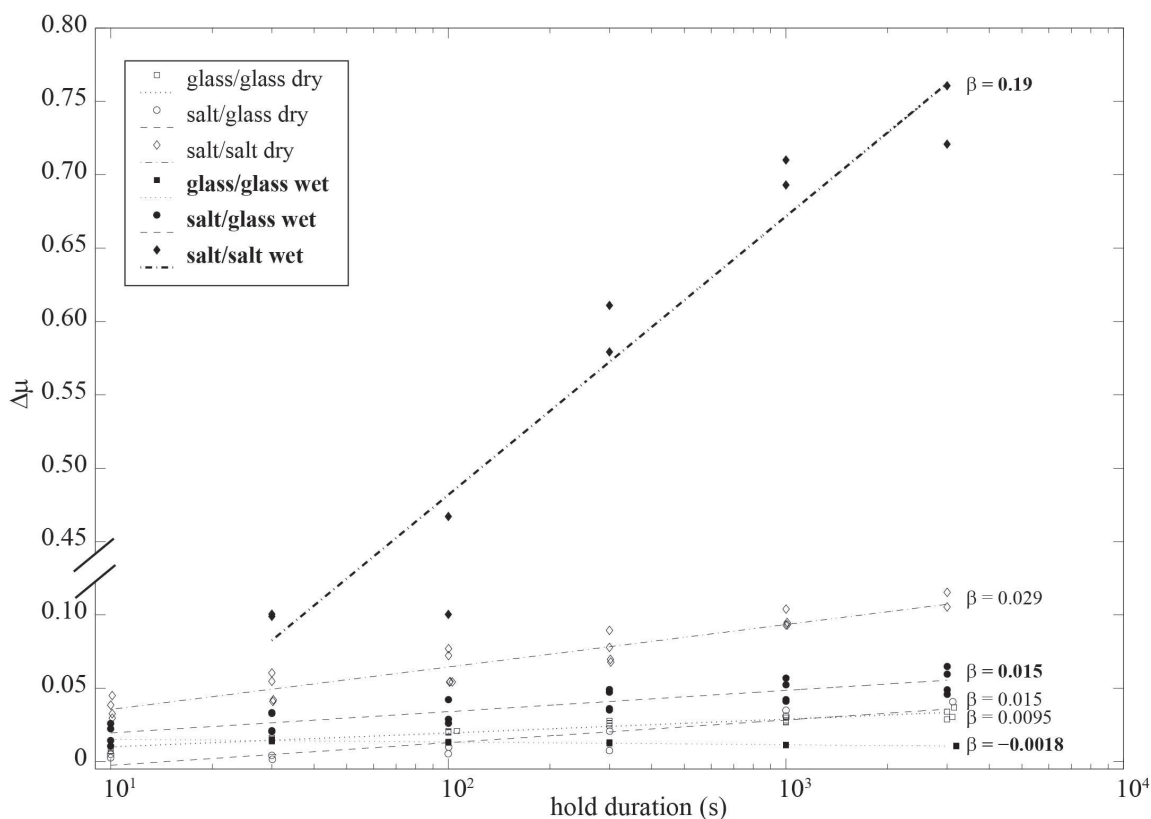


FIGURE 5.8 – Taux de cicatrisation pour différents types d'interfaces. L'axe des ordonnées est coupé à 0.1, au dessus il s'agit de l'échelle d'ordonnées pour les tracés correspondant à l'interface sel/sel humide, au dessous pour tous les autres tracés. L'encart indique les types d'interfaces classés du plus inerte au plus réactif. Les valeurs du taux de cicatrisation sont indiquées à droite.

La Figure 5.8 présente le vieillissement en fonction du temps de hold pour différentes interfaces en fonction de leur réactivité chimique. Les temps de hold varient de 10s à 3000s. Dans un graphique semi-log comme sur la figure 5.8, le taux de cicatrisation est la pente

⁵eau saturée en sel. Nous utilisons de la saumure afin de ne pas dissoudre les échantillons de sel. L'objectif est d'activer des processus physicochimiques à l'interface afin d'augmenter la réactivité du contact.

de la droite qui ajuste le mieux les données.

$$\beta = \frac{\Delta(\Delta\mu)}{\Delta(\log_{10}(t_h))} \quad , \quad (5.1)$$

Les données montrent que le taux de cicatrisation β augmente avec la réactivité de l'interface (voir Figure 5.8). Dans le cas d'une interface Verre/Verre humide, il n'y a pas de vieillissement. β est même légèrement négatif en raison de la lubrification de l'interface par un film d'eau. Cet effet disparaît lorsque l'on considère un contact Verre/Verre sec avec $\beta = 9.10^{-3}$. Dans la suite de cette étude, nous considérerons cette valeur comme une référence pour la comparaison avec les autres interfaces plus réactives. Lorsque l'on considère un contact Sel/Verre, nous notons une augmentation du processus de vieillissement avec $\beta = 1.5 \cdot 10^{-2}$ avec ou sans présence d'eau. L'introduction d'une interface réactive augmente ainsi par deux le taux de vieillissement. Cet effet est encore accentué dans le cas d'un contact Sel/Sel où les deux interfaces sont réactives. β est alors proche de $3 \cdot 10^{-2}$. Enfin lorsque de la saumure est ajoutée à l'interface Sel/Sel, nous enregistrons une augmentation brutale de la cicatrisation avec $\beta = 0.19$, soit 6 fois plus que pour une interface Sel/Sel sèche et 13 fois plus que pour l'interface Sel/Verre humide. Pour une interface Sel/Sel l'ajout de saumure va multiplier par trois le taux de cicatrisation et provoquer un glissement très instable (stick-slip). La cicatrisation augmente la résistance de l'interface si rapidement que la force avec laquelle on pousse instantanément le patin n'est pas suffisante pour le faire glisser, il faut qu'une certaine quantité de contraintes s'accumulent pour atteindre le seuil de friction statique. On suppose que l'eau facilite le processus de dissolution-précipitation, ce qui va fortement accélérer le vieillissement. Dans la littérature, ce processus est montré comme le plus efficace et le plus rapide des mécanismes de cicatrisation.

Ces expériences montrent ainsi une grande influence de la réactivité des interfaces sur le processus de vieillissement. En faisant l'analogie avec les expériences dynamiques, nous pouvons en déduire un seuil de vieillissement, dans les conditions de notre expérience, de $\beta = 10^{-2}$ à partir duquel il est possible d'observer une évolution des propriétés du glissement et l'émergence d'émissions acoustiques qui ressemblent à des tremors non volcaniques.

5.5.3 Discussion

Nous avons montré que l'enregistrement de TLS pendant nos expériences de frottement est associé au processus de vieillissement de l'interface. Pour émettre des TLS, il est en effet nécessaire d'utiliser des interfaces déformables et réactives qui se caractérisent par des taux de vieillissement au moins égaux à 10^{-2} . Dans les expériences statiques, ce vieillissement est dû à la cicatrisation de l'interface par croissance et renforcement des aspérités entre les deux surfaces⁶. Les mêmes types de processus existent dans le cas des expériences dynamiques avec des ruptures, de la déformation et un renouvellement des aspérités au cours du glissement [Baumberger et al., 1999].

Les émissions acoustiques liées au frottement d'un échantillon ayant une échelle caractéristique de quelques centimètres étant généralement associées à la rugosité de l'interface [Akay, 2002], notre interprétation des résultats expérimentaux suggère que les TLS sont

⁶voir Annexe A pour une description et des images de la croissance des contacts

émis par le glissement instable d'une partie des aspérités à l'interface au cours d'une accélération du glissement. Toutefois, ces émissions sont toujours accompagnées d'un processus de fluage, possible en raison de la ductilité du sel qui permet le vieillissement au cours du frottement. Les changements dans la distribution des contacts à l'interface, engendrés par la déformation des matériaux et la formation d'une striation dans le sens du glissement, expliqueraient alors l'évolution progressive des émissions acoustiques (des sauts impulsifs aux TLS), dans nos expériences de frottement. Le fluage à l'interface pendant l'émission de TLS serait alors du à la déformation et au renouvellement, de manière ductile, d'une partie des aspérités pendant le glissement. L'autre partie des aspérités restées cassantes rompent pendant les phases d'accélération, engendrant les TLS.

Une étude récente propose un modèle similaire pour expliquer les trémors sur la faille de San Andreas [Daub et al., 2011]. Ces auteurs modélisent les trémors à une position donnée, comme un bloc rigide poussé avec une vitesse V_0 et dont la résistance au glissement est contrôlée par une friction à la fois fragile et ductile (voir Figure 5.9). La friction ductile a un effet d'amortissement du mouvement du bloc empêchant ainsi la rupture complète de l'interface. Grâce à ce modèle, Daub et al. [2011] sont capables de reproduire une succession de petits événements de glissements discrets qui correspondent bien aux observations de bursts de LFE sur la zone de Parkfield [Shelly, 2009, Shelly et al., 2009, Shelly and Hardebeck, 2010]. Une étude de la dynamique de ce modèle permet par ailleurs à Daub et al. [2011] de déterminer le taux de contacts fragiles nécessaire à l'apparition des NVT (voir Figure 5.9c). Ils montrent que les trémors se produisent quand la proportion de contacts fragiles se situe entre 0.4 et 0.7. Cette proportion de contacts est de plus reliée à la durée des épisodes de trémors dans leur modèle : lorsque la proportion de contacts fragiles diminue, la durée des burst augmente. Cet effet s'explique par un plus fort amortissement de la vitesse imposée par fluage aisé, distribuant ainsi dans le temps la rupture des contacts cassants qui émettent les NVT. Ce comportement traduit une fois encore l'importance des processus de vieillissement des interfaces. Ils augmentent la proportion d'aspérités ductiles avec le temps et l'accumulation du glissement en accord avec le modèle proposé par Daub et al. [2011] et nos résultats expérimentaux.

Dans le milieu naturel, un vieillissement du contact avec l'accumulation du glissement existe sur les failles et dans les zones de subduction. Il traduit le passage d'une zone instable présentant des séismes vers une zone de transition se déformant de manière fragile et ductile et où sont générés les séismes lents et les NVT. Cette limite de la zone sismogène est souvent associée à une limite thermique autour de 350° C, correspondant au début du comportement plastique pour les roches quartzo-feldspathiques [Hyndman et al., 1997, Hyndman, 2007]. Ce changement de rhéologie des roches pourrait favoriser l'apparition du fluage en augmentant la déformation ductile des contacts. Un tel processus pourrait ainsi favoriser le vieillissement⁷ au niveau de l'interface de subduction. Les trémors non volcaniques seraient alors une succession d'aspérités restées fragiles localement qui casseraient lors des accélérations des glissements lents, en accord avec nos résultats expérimentaux et les observations sur les zones de subduction [Shelly et al. [2006], chapitre 3 de cette étude]. L'occurrence des événements de glissements par fluage et donc des trémors, serait contrôlée par le vieillissement des aspérités à l'interface au cours du glissement. Ce lien entre trémors et vieillissement a récemment été mis en évidence au Japon, où des migrations de NVT selon des directions préférentielles associées à la striation de l'interface de

⁷Dans nos expériences, nous n'avons pas de changements de rhéologie. L'apparition du fluage est donc associée uniquement au vieillissement.

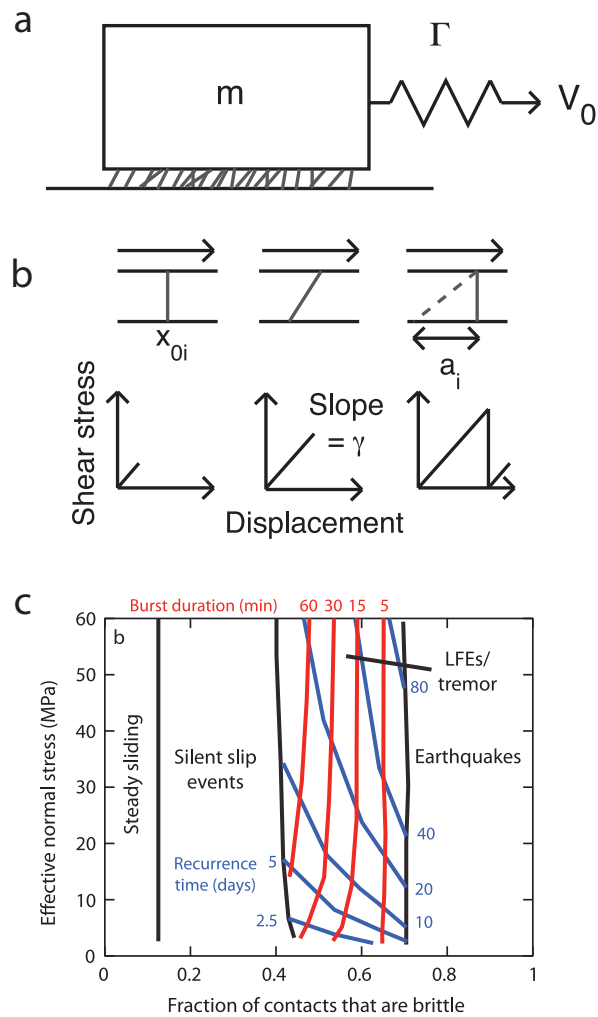


FIGURE 5.9 – Modèle de faille pour les trémors proposé par Daub et al. [2011]. (a) Les trémors sont modélisés par un bloc rigide poussé à une vitesse constante V_0 via un ressort de raideur Γ sur une surface rugueuse. La friction est contrôlée par des contacts fragiles et ductiles entre les deux surfaces. (b) Schéma de la rupture des contacts fragiles dans le modèle présenté en a. Un contact se forme à la position x_{oi} . Quand le bloc glisse, il exerce une contrainte cisailante de raideur Γ et proportionnelle au déplacement. Lorsque une longueur critique a_i est atteinte, le contact casse. Il est ensuite renouvelé avec une nouvelle taille de rupture définie par la distribution des longueurs de ruptures des contacts cassants définie en entrée du modèle. (c) Diagramme illustrant la dynamique du modèle présenté en (a) avec la contrainte normale effective en fonction de la proportion de contacts fragiles. Les NVT apparaissent lorsque la proportion de contacts fragiles se situe entre 0.4 et 0.7. D’après Daub et al. [2011].

subduction, ont été observées [Ide, 2010].

Nos résultats expérimentaux ne nous permettent toutefois pas d'exclure de manière définitive l'influence de la gouge sur les émissions de TLS et de tremors. Des études récentes montrent en effet qu'il est possible de déclencher toute une variété de glissements et d'émissions acoustiques, dont des glissements lents accompagnés d'émissions acoustiques qui pourraient ressembler à des LFE [Johnson et al., 2008, 2009, 2011]. Dans nos expériences, nous veillons à travailler avec des surfaces propres sans gouge. Toutefois, rien n'exclut qu'une fine gouge de sel, invisible dans notre dispositif, se forme à l'interface au cours du vieillissement du patin. Pour répondre à cette question il conviendrait ainsi d'effectuer des expériences identiques avec et sans gouge de sel afin de déterminer avec précision l'influence d'un milieu granulaire à l'interface.

5.5.4 Conclusions et perspectives

Les expériences de frottement présentées dans ce chapitre supportent l'hypothèse que les tremors non volcaniques résultent d'hétérogénéités locales dans la zone de glissement rompant de manière fragile en émettant des ondes sismiques. Ces petites aspérités en affaiblissement cinétique seraient entourées de contacts ductiles qui permettraient le fluage asismique dans la zone de transition. Pour permettre ces déformations ductiles, un vieillissement de l'interface avec l'accumulation du glissement est nécessaire. Les accélérations du fluage asismique engendrent alors des contraintes qui rompent les aspérités fragiles entraînant l'émission de tremors non volcaniques.

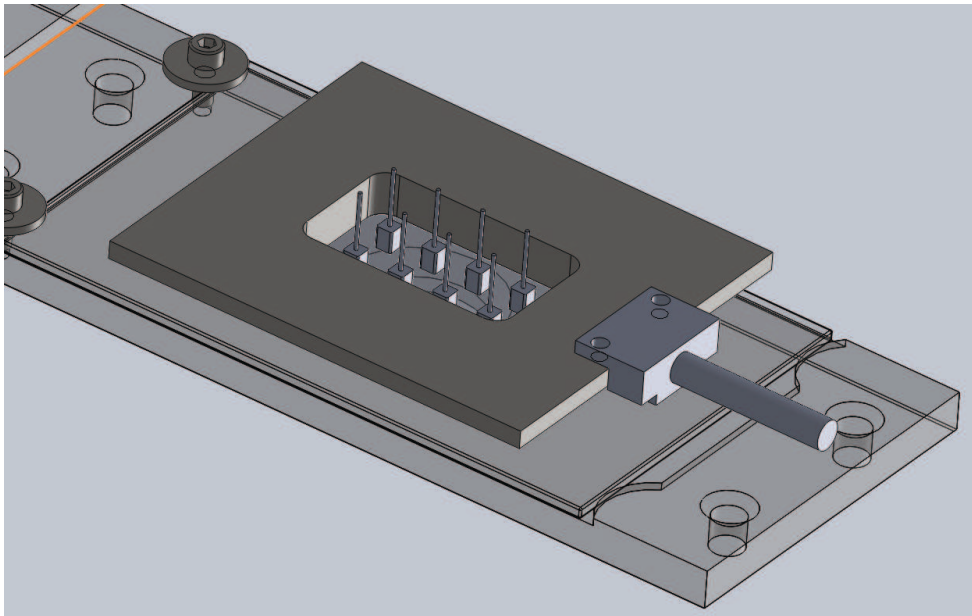


FIGURE 5.10 – Schéma du nouveau dispositif expérimental en cours de fabrication.

Une perspective intéressante pour vérifier ce modèle est la localisation précise des TLS, dans nos expériences de frottement. Dans la configuration actuelle du montage expérimentale, une telle localisation est impossible. Nous disposons en effet d'un unique accéléromètre et d'une caméra trop peu rapide pour permettre une localisation. C'est la raison pour laquelle nous construisons actuellement une nouvelle cellule de frottement permettant de

travailler avec de plus gros échantillons (2cm x 3cm). Ce dispositif permettra de fixer un réseau d'accéléromètres (voir Figure 5.10) sur la surface de sel pour essayer de localiser les événements acoustiques liés au frottement afin d'obtenir une meilleure description des sources.

Chapitre 6

Modélisation numérique de tremors non volcaniques au Mexique

Sommaire

6.1	Introduction	151
6.2	Le modèle <i>Ben-Zion and Rice</i> (BZR)	153
6.2.1	Principe du modèle	153
6.2.2	Modélisation de la zone de subduction mexicaine	154
a)	Géométrie	154
b)	Paramètres	155
c)	Note sur les magnitudes	160
6.3	Les évènements de glissements	160
6.3.1	Répartition et caractéristiques générales des évènements	160
6.3.2	Exemples de distribution des évènements de glissement	163
6.3.3	Évolution spatiale et temporelle des évènements de glissement	163
6.4	Déclenchement par une onde	165
6.4.1	Principe	167
6.4.2	Description d'un déclenchement	167
6.5	Conclusions et perspectives	170

6.1 Introduction

La découverte des séismes lents à la fin de années 1990 [Linde et al., 1996, Hirose et al., 1999, Dragert et al., 2001] et des trémors non volcaniques au début des années 2000 [Obara, 2002], a amené de nouvelles questions scientifiques sur l'évolution et l'impact de ces phénomènes sur une zone de subduction. Dans ce chapitre, nous nous intéressons à cette évolution long-terme des trémors non volcaniques afin d'étudier leurs comportements

durant le cycle sismique. La découverte de ces phénomènes étant récente, les bases de données disponibles aujourd'hui sont limitées : 1996-2011 pour la zone de subduction des Cascades, 1998-2011 pour la zone de subduction mexicaine... Nous proposons ici d'utiliser une approche numérique pour tester les conséquences de nos modèles à des échelles de temps longues, celles du cycle sismique.

Plusieurs modèles reproduisant l'occurrence des glissements lents ont été développés au cours des dernières années (voir [Schwartz and Rokosky \[2007\]](#), [Peng and Gomberg \[2010\]](#), [Rubinstein et al. \[2010\]](#), [Beroza and Ide \[2011\]](#) pour des articles de synthèse). La plupart de ces modèles se focalisent sur la modélisation des séismes lents en terme de durée, d'amplitude et de localisation en utilisant des lois de friction à paramètre d'état (voir chapitre 1). Dans les zones de subduction, l'augmentation de la pression et de la température avec la profondeur est supposée être à l'origine du changement de comportement dans les propriétés du glissement [[Schwartz and Rokosky, 2007](#)]. D'un point de vue numérique, ces changements de pression et de température justifient l'évolution des paramètres a et b des lois de friction (voir chapitre 1) pour rendre compte de la transition entre affaiblissement et durcissement cinétique avec la profondeur [[Liu and Rice, 2005, 2007](#)]. La zone de transition est alors modélisée en fonction de la dépendance à la température de $a - b^1$, qui a été mise en évidence dans des expériences de frottement sur des gouges de granite humide [[Blanpied et al., 1998](#)]. [Liu and Rice \[2005\]](#) proposent ainsi un modèle dans lequel les séismes lents sont générés de façon spontanée au niveau de la transition frictionnelle entre zone de glissement stable et zone instable. Une autre approche consiste à considérer une loi de frottement qui varie dans le temps en fonction des conditions de glissements instantanés : un comportement en affaiblissement cinétique quand la vitesse de glissement est faible et un comportement en durcissement cinétique lorsqu'elle est forte [[Shibazaki and Iio, 2003](#)]. Ces deux approches génèrent des séismes lents spontanés mais avec des caractéristiques (vitesse de glissement, durée...) relativement éloignées des observations. Des modèles plus complexes ont alors été développés afin d'obtenir des ordres de grandeur plus réalistes [[Liu and Rice, 2007](#), [Rubin, 2008](#)]. Il en ressort qu'une distance caractéristique d'affaiblissement (D_c) importante et une contrainte normale effective faible sont nécessaires pour générer des séismes lents. De telles caractéristiques permettent une large zone de nucléation qui ne sera pas sujette aux instabilités.

Dans les chapitres précédents, nous avons étudié les caractéristiques des tremors non volcaniques et leurs liens avec les séismes lents et les séismes "classiques". Ces analyses ont mis en évidence une corrélation temporelle entre glissements lents et émissions de tremors non volcaniques que ce soit dans le milieu naturel (voir chapitre 4) ou dans des expériences de frottement analogiques (voir chapitre 5). Ces dernières ont de plus montré que des processus de friction mettant en jeu des contacts ductiles et fragiles sur une interface déformable permettent d'expliquer l'émergence de signaux qui ressemblent à des tremors. Ces observations suggèrent la nécessité d'avoir un processus de décrochage ("depinning") associé à un affaiblissement faible, voire critique, pour générer des tremors.

Pour tenter de modéliser des NVT nous avons utilisé le modèle de *Ben-Zion and Rice* [[Ben-Zion and Rice, 1993](#), [Ben-Zion, 1996](#)]. Une étude récente [[Ben-Zion, 2011](#)] a montré la possibilité d'utiliser ce modèle quasi-statique pour reproduire des NVT. [Ben-Zion \[2011\]](#) montre en particulier l'existence d'une transition pour un affaiblissement critique, à partir duquel un processus de décrochage ("depinning" en anglais) produit des événements simi-

¹Si $a - b < 0$ le régime est en affaiblissement cinétique, si $a - b > 0$ le régime est en durcissement cinétique (voir chapitre 1)

lares aux trémors. Une telle paramétrisation du frottement sur la faille est en accord avec nos résultats expérimentaux (voir chapitre 5) où nous interprétons l'existence de TLS comme la rupture d'aspérités restées cassantes à l'interface durant un processus global de fluage. Nous avons donc utilisé ce modèle en l'adaptant à la zone de subduction mexicaine que nous avons étudiée dans les chapitres 2 et 4.

6.2 Le modèle *Ben-Zion and Rice* (BZR)

6.2.1 Principe du modèle

Le modèle *Ben-Zion and Rice* (BZR) est basé sur l'hypothèse qu'une zone de faille de faible épaisseur peut être modélisée par une collection de patches de glissement discrets sur une grille 2D, incorporée dans un solide élastique 3D [Ben-Zion and Rice, 1993, Ben-Zion, 1996]. Dans ce modèle la complexité est représentée par la taille et la discrétisation des cellules sur la grille 2D et par l'évolution spatiale de paramètres constitutifs (taux de glissement assismique, coefficient de résistance...).

La contrainte $\tau_{i,j}$ sur une cellule $C_{i,j}$ est engendrée à la fois par les conditions aux limites et par les autres cellules rompues. Elle est calculée grâce à une forme discrétisée de l'intégrale aux frontières.

$$\tau(i,j,t) = \sum_{k,l} K(i,j,k,l) [V_{pl}t - u(k,l,t)] \quad , \quad (6.1)$$

où $K(i,j,k,l)$ représente la matrice d'interaction qui donne la contrainte sur la cellule $C_{i,j}$ associée à un cisaillement unitaire et uniforme sur la cellule $C_{k,l}$. Cette matrice est calculée avec la solution statique de Chinnery [1963] pour des dislocations dans un demi-espace élastique à trois dimensions. Le terme source (entre crochets sur l'équation (6.1)) se définit comme le déficit de glissement $u(k,l,t)$ sur la cellule $C_{k,l}$ au temps t par rapport au glissement accumulé par le mouvement de la plaque $V_{pl}t$. L'atténuation des transferts de contraintes associés à la matrice K se fait en $1/r^3$ avec r la distance entre la source et la cellule $C_{i,j}$. Il en résulte de forts taux de concentration de contraintes aux frontières du patch où se produit le glissement.

Dans ce modèle, la déformation sur chaque cellule est la somme de deux contributions au glissement [Ben-Zion, 1996] :

- Un fluage assismique se produisant entre les événements sismiques :

Le processus de fluage est contrôlé par une dépendance en loi puissance de la vitesse du fluage sur la contrainte locale et par un coefficient de fluage f de telle sorte que la vitesse de fluage assismique sur une cellule $C_{i,j}$ s'écrit :

$$V_{fluage}(i,j) = f(i,j) \tau(i,j)^3 \quad , \quad (6.2)$$

avec $\tau(i,j)$ la contrainte sur la cellule $C_{i,j}$. Afin de mieux dissiper les contraintes, ce coefficient f augmente exponentiellement au niveau des bords de la grille de calcul.

- la rupture cassante qui produit les séismes :

Le processus de rupture cassante est contrôlé par la distribution spatiale de la friction statique τ_s , de la friction dynamique τ_d et de la contrainte d'arrêt τ_a . La friction statique peut être vue comme la résistance à la rupture d'une cellule. Lorsque la contrainte sur cette cellule atteint la friction statique, la résistance change brutalement pour atteindre la friction dynamique. Elle restera à ce niveau tant que l'évènement sismique n'est pas terminé. La contrainte sur la cellule atteint alors la contrainte d'arrêt τ_a qui peut être inférieure à τ_d pour accommoder le dépassement dynamique.

La friction statique τ_s , la friction dynamique τ_d et la contrainte d'arrêt τ_a sont reliées par le paramètre de résistance ϵ_D :

$$\epsilon_D = \frac{(\tau_s - \tau_d)}{\tau_s - \tau_a} , \quad (6.3)$$

Ce paramètre est très important pour les simulations avec le modèle BZR car il contrôle la friction sur la faille. En effet, quand on modélise un comportement instable tel que $\tau_s > \tau_d$, le paramètre ϵ_D va quantifier l'amplitude relative de l'affaiblissement dynamique. A l'inverse, si le glissement est stable ($\tau_d > \tau_s$), ϵ_D quantifiera les effets de renforcement dynamique. Ce paramètre permet ainsi de contrôler la friction sur la faille en imposant des variations spatiales de ϵ_D [Ben-Zion and Rice, 1993, Mehta et al., 2006]. Le cas limite $\epsilon_D = 0$, qui joue un rôle déterminant dans les résultats discutés dans ce chapitre, correspond à une transition critique de décrochage² d'une interface dans un système infini [Fisher et al., 1997, Dahmen et al., 2009].

La chute de contrainte associée à un évènement cassant sur la cellule $C_{i,j}$ donne un glissement local sur la cellule tel que :

$$\Delta u(i,j) = \frac{\tau(i,j) - \tau_a(i,j)}{K(i,j,i,j)} , \quad (6.4)$$

avec $K(i,j,i,j)$ l'auto interaction sur la cellule $C_{i,j}$.

Le modèle BZR est un modèle quasi-statique dans lequel les épisodes de glissement sont considérés comme ayant un temps nul. La faille se charge donc au cours du temps jusqu'à ce que la contrainte sur l'une des cellules dépasse τ_s engendrant la rupture de la cellule. Cette rupture produit un transfert de contrainte régional décrit par l'équation (6.1). Ce transfert de contrainte peut provoquer des augmentations de contrainte sur d'autres cellules et les amener à la rupture engendrant de nouveaux glissements locaux décrits par l'équation (6.4). Le processus se répète tant que des cellules cassent en faisant grandir la surface totale de rupture. Une fois que les contraintes sur toutes les cellules sont en dessous du coefficient de friction statique, le modèle de tremblement de terre se termine. Toutes les cellules récupèrent alors la résistance τ_s . Il est important de rappeler que ce modèle de séisme est instantané, le temps n'est pas pris en compte.

²depinning

6.2.2 Modélisation de la zone de subduction mexicaine

Dans cette étude, nous utilisons le modèle BZR pour modéliser la géométrie de la zone de Guerrero au sein de la subduction mexicaine. Nous avons choisi cette région pour deux raisons majeures : (1) Nous avons étudié l'occurrence et la répartition des tremors sur cette zone de subduction dans les chapitres 3 et 4 et (2) cette zone présente un plan de subduction horizontal [Suárez et al., 1990, Singh and Pardo, 1993, Pardo and Suarez, 1995, Pacheco and Singh, 2010, Kostoglodov et al., 1996, Pérez-Campos et al., 2008, Kim et al., 2010] ce qui permet l'utilisation du modèle BZR sans modifications majeures du code pour prendre en compte le pendage de la faille.

a) Géométrie

La Figure 6.1 illustre la géométrie que nous utilisons. Une faille de 40 km par 80 km est discrétisée en 28800 patches de 330 m^2 . Cette faille est incorporée dans un solide élastique 3D qui présente une vitesse de glissement de 5.6 cm.an^{-1} qui correspond à la vitesse de convergence de la plaque Cocos par rapport à la plaque Nord Amérique au niveau du segment de Guerrero [DeMets et al., 2010]. La grille est entourée au sud par trois patches bloqués qui représentent les zones de ruptures des séismes de subduction le long de la côte mexicaine (voir Figure 2.2 au chapitre 2). Le temps de retour entre les séismes est respectivement de 80 ans pour les patches sud-est et sud-ouest et de 150 ans pour le patch sud qui représente la lacune sismique de Guerrero.

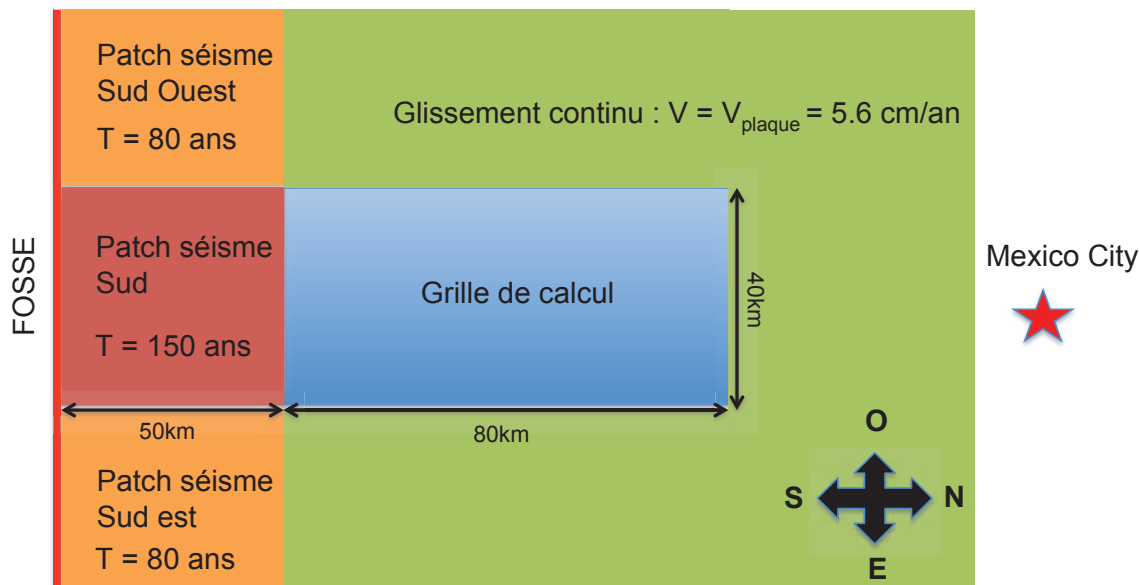


FIGURE 6.1 – Géométrie de la zone de subduction mexicaine avec le modèle BZR. La zone bleue représente la grille de calcul, les zones orange et rouge les patches bloqués et la zone verte une portion en glissement continu avec une vitesse de 5.6 cm/an . Les temps de récurrence sur les patches bloqués sont indiqués sur la figure. L'étoile rouge indique la position de la ville de Mexico.

b) Paramètres

Le but de notre étude est de modéliser la zone de transition le long de la subduction mexicaine afin d'observer au cours du temps le comportement des phénomènes s'y produisant. Pour cela, nous devons rendre compte du couplage entre les deux interfaces en contact. Le couplage sismique est utilisé en sismotectonique pour caractériser l'évolution des propriétés frictionnelles sur l'interface de subduction. Le couplage se définit comme la part des déformations tectoniques accommodées par des événements sismiques le long d'une zone de subduction. Une zone de faille fortement couplée relâchera ainsi la majorité des déformations tectoniques à travers de grands tremblements de terre et une portion minime via un glissement asismique. Plusieurs études récentes se sont penchées sur le couplage dans la zone de Guerrero [Manea et al., 2004, Song et al., 2009, Radiguet et al., 2011b]. Radiguet et al. [2011b] ont notamment étudié le couplage sur l'interface de subduction entre les séismes lents à partir d'inversions du déplacement GPS obtenu en surface. Ces auteurs montrent ainsi un fort couplage (> 0.7) dans la partie sismogénique de la faille et un couplage décroissant dans la partie plate de la subduction. Cette décroissance du couplage traduit le passage d'un régime instable vers un régime stable. Elle peut s'expliquer par une augmentation de la température dans cette zone [Manea et al., 2004]. Pour modéliser cette transition, nous disposons des deux paramètres f et ϵ_D qui représentent respectivement, le taux de glissement asismique sur une cellule et les propriétés frictionnelles (résistance) sur une cellule.

Le paramètre de fluage : Le paramètre de fluage asismique f est choisi pour reproduire une transition fragile-ductile le long de la zone de subduction. Il augmente ainsi en loi puissance le long de la faille du sud vers le nord perpendiculairement à la fosse (voir Figure 6.4b). Nous ajoutons des variations aléatoires sur ce coefficient afin de représenter des hétérogénéités à l'interface. Par ailleurs, ce coefficient f augmente exponentiellement sur les bords de la grille afin de limiter les effets de bord (voir Figure 6.4d).

Le paramètre de résistance : Ce paramètre est celui qui a le plus d'importance dans nos simulations en raison de son contrôle sur la friction sur la faille. L'un des objectifs de cette étude est de déterminer quelles sont les conditions de friction nécessaires pour générer une collection d'événements de type tremors. Pour cela, nous imposons différentes valeurs constantes de ϵ_D le long de la faille afin de tester les différentes configurations possibles. Chaque simulation dure 10 ans. La figure 6.2 rassemble les résultats de cette analyse pour ϵ_D égal à 0.8; 0.2; 0.05 et 0 respectivement :

- Lorsque que $\epsilon_D = 0.8$ aucun événement n'apparaît durant les 10 ans de simulations (voir figure 6.2a). Seuls quelques petits cracks sont générés sur les bords liés aux conditions limites et notamment l'augmentation en exponentielle du coefficient de fluage f . Dans ces conditions de résistance, la faille reste donc complètement bloquée pendant toute la simulation. Un chargement plus long est nécessaire pour déclencher des événements dans ces conditions.
- Pour $\epsilon_D = 0.2$, nous enregistrons un comportement différent (voir 6.2b). Deux gros événements ont rompu la faille pendant la période de 10 ans à 4 ans et 7.8 ans. Les deux séismes sont précédés par une crise de sismicité qui s'arrête au moment des séismes, la contrainte étant totalement relâchée lors de ces événements majeurs.

Dans ces conditions de résistance, la faille affiche un comportement sismogénique avec un cycle sismique.

- Quand nous diminuons la résistance de la faille à $\epsilon_D = 0.05$, le comportement général évolue significativement. Les évènements sont désormais nombreux, de plus faibles magnitudes et répartis sur la faille et plus seulement vers le bord (voir figure 6.2c). Par ailleurs, la distribution du glissement pour chaque évènement ne présente pas un aspect géométriquement compact comme pour les évènements de glissement dans la partie $\epsilon_D > 0$ (voir figure 6.8 dans la section suivante). Ces distributions de glissement se composent d'une succession de patches distincts qui glissent séparément. Dans ces conditions avec ϵ_D proche de zéro, nous assistons à un comportement avec une transition pour un affaiblissement critique associé à un processus de décrochage³ [Fisher et al., 1997, Ben-Zion, 2008, 2011]. La figure 6.2d illustre le cas où $\epsilon_D = 0$. Le comportement est similaire à celui trouvé avec $\epsilon_D = 0.05$ avec un grand nombre de petits évènements répartis sur la faille. Les magnitudes sont légèrement plus faibles que dans le cas précédent. Ces tests montrent qu'il est nécessaire de fixer une portion de la faille avec $\epsilon_D \approx 0$ pour pouvoir générer une collection de petits cracks aux distributions de glissements dispersées géométriquement. Le processus de rupture étant instantané dans le modèle BZR, nous n'avons pas accès à l'évolution temporelle de ces glissements. Toutefois, si l'on suppose une évolution graduelle de ces derniers sur des temps relativement longs, ce type de collection d'évènements de glissement pourraient se rapprocher de la description des tremors.

Nous imposons maintenant, des variations de ϵ_D le long de la faille afin de faire varier les propriétés du frottement le long de la faille dans le but de modéliser la subduction mexicaine au niveau du segment de Guerrero. Le paramètre est égal à 0.8 sur le bord sud et décroît linéairement en s'éloignant de la fosse pour traduire la décroissance du couplage interSSE calculé par Radiguet et al. [2011b] (voir Figure 6.4c). Cette partie avec $\epsilon_D > 0$ correspond à la fin de la zone sismogénique. Nous entrons ensuite dans la zone de transition avec $\epsilon_D \approx 0$, ce qui correspond à une *critical depinning transition*. Dans cette zone, la friction est en affaiblissement critique, entre le glissement instable et le glissement stable. Les résultats d'une telle configuration sont montrés sur la figure 6.3 pour une simulation de 20 ans. On constate que l'on retrouve bien des séismes majeurs dans la partie sismogénique et une collection de petits évènements de glissements dans la partie où $\epsilon_D = 0$ que l'on peut associer à une activité de type NVT. Toutefois, ce test ne montre pas une évolution vers un glissement stable sans sismicité. Pour forcer cette transition, nous ajoutons donc une portion en durcissement avec $\epsilon < 0$ (voir figure 6.4c). Afin de modéliser une zone suffisamment large pour observer une évolution spatiale des évènements s'y produisant, nous imposons une portion de 15 km sur laquelle ϵ_D est nul. Une telle portion plane avec un couplage constant avait également été proposée par Song et al. [2009] sur la portion émettant des SSE. Enfin pour assurer une zone correspondant uniquement à un glissement stable, nous imposons un ϵ_D négatif entre 55 et 80 km.

Par ailleurs, dans nos simulations, la friction statique est donnée par $\tau_s = C + f_s \sigma_n$ avec $C = 10 \text{ MPa}$ la cohésion et $f_s = 0.7$ le coefficient de friction statique. Dans cette étude, σ_n est constant car l'interface de subduction est horizontale à 40 km de profondeur. La contrainte d'arrêt locale est donnée par une distribution telle que $\tau_a = \tau_s - 3 \text{ MPa} \pm 1 \text{ MPa}$.

³critical depinning transition

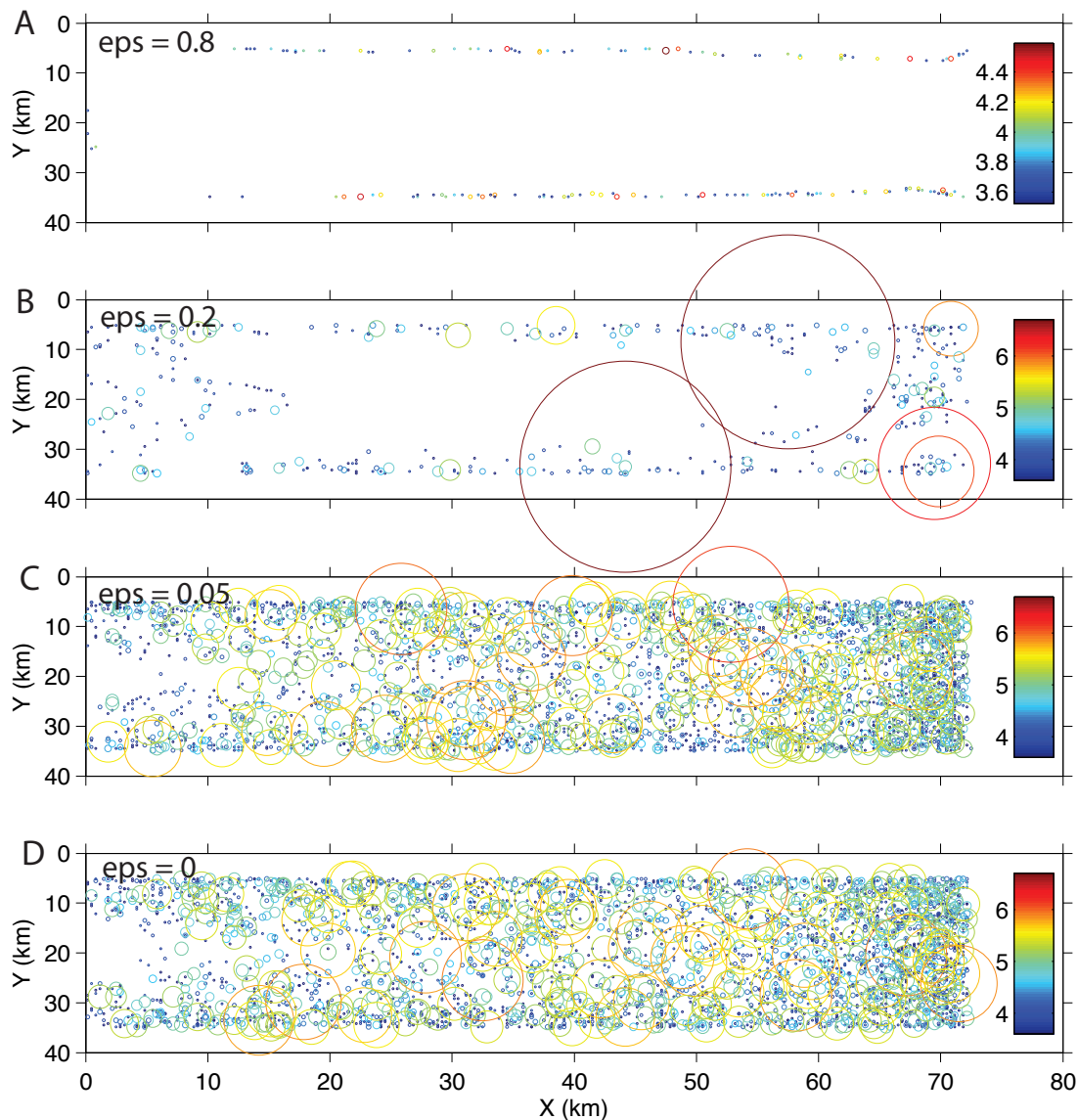


FIGURE 6.2 – Répartition des hypocentres des évènements de glissement le long de la faille pour une simulation de 10 ans avec une distribution homogène de la résistance telle que $\epsilon_D = 0.8$ (A), $\epsilon_D = 0.2$ (B), $\epsilon_D = 0.05$ (C), et $\epsilon_D = 0$ (D). Le code de couleur indique la magnitude. L'échelle de couleur est la même sur les figures B,C et D. La taille des cercles est proportionnelle à la surface de rupture.

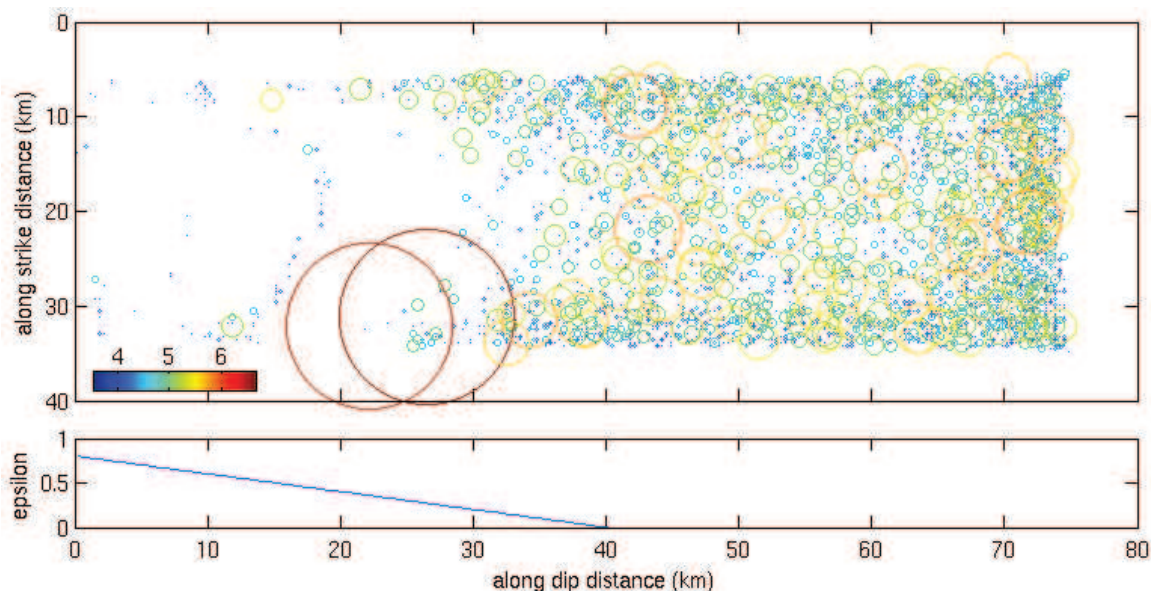


FIGURE 6.3 – Répartition des hypocentres des évènements de glissement le long de la faille pour une simulation de 20 ans avec une distribution résistance présentée sur la figure du bas. Le code de couleur indique la magnitude. La taille des cercles est proportionnelle à la surface de rupture.

c) Note sur les magnitudes

Les simulations présentées dans ce chapitre génèrent des évènements de glissements pour lesquels nous calculons une magnitude. Toutefois, il est important de noter que ces magnitudes sont biaisées en raison de la taille de la grille choisie. Ainsi la magnitude minimale dans nos simulations est de 3.6, ce qui correspond à un glissement de 2.7 cm sur une des cellules de 333 m^2 . La figure 6.5 illustre l'évolution de la magnitude en fonction du déplacement moyen produit par la rupture d'une cellule. La taille de la grille explique donc les relativement fortes magnitudes observées dans les simulations pour les portions de faille où $\epsilon_D = 0$.

6.3 Les évènements de glissements

6.3.1 Répartition et caractéristiques générales des évènements

La Figure 6.6 montre les hypocentres des 71566 évènements de glissements qui ont rompus la faille sur une période de 90 ans. On constate une hétérogénéité de la répartition des séismes le long de la faille. La partie sismogénique (située entre 0 et 40 km et pour laquelle $\epsilon_D > 0$) regroupe tous les gros tremblements de terre avec des magnitudes élevées. On dénombre par exemple 6 évènements, avec une magnitude supérieure à 6. À l'inverse, la partie de la faille en décrochage⁴ ($\epsilon_D = 0$) concentre un grand nombre d'évènements de glissement de plus faibles magnitudes comprises entre 3.7 et 5.8. Cette première observation traduit bien deux comportements distincts de la faille.

⁴depinning

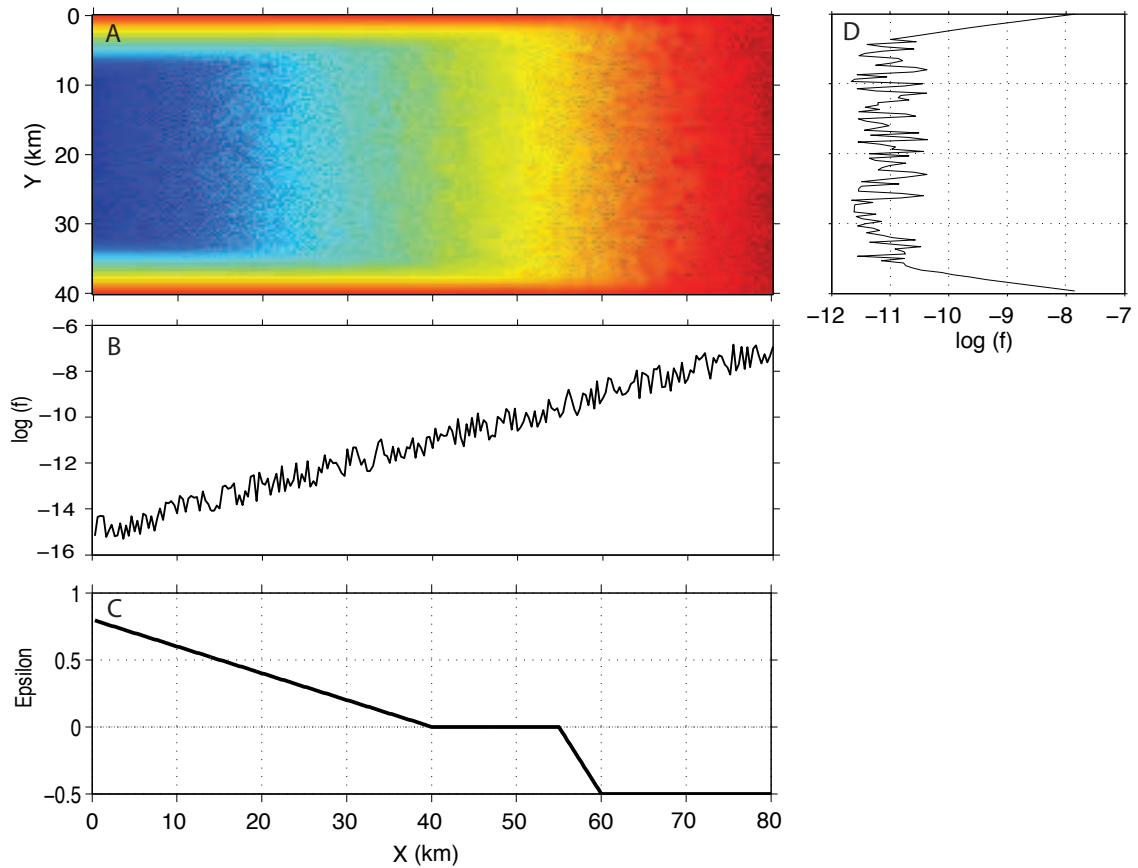


FIGURE 6.4 – Paramètres utilisés pour les simulations avec le modèle BZR. (A) Répartition du coefficient de creep sur la faille. (B) Coefficient de creep pour un profil en $Y=20$ km. (C) Évolution du coefficient de résistance ϵ_D le long de la faille. (D) Évolution de coefficient de creep pour un profil en $X=40$ km.

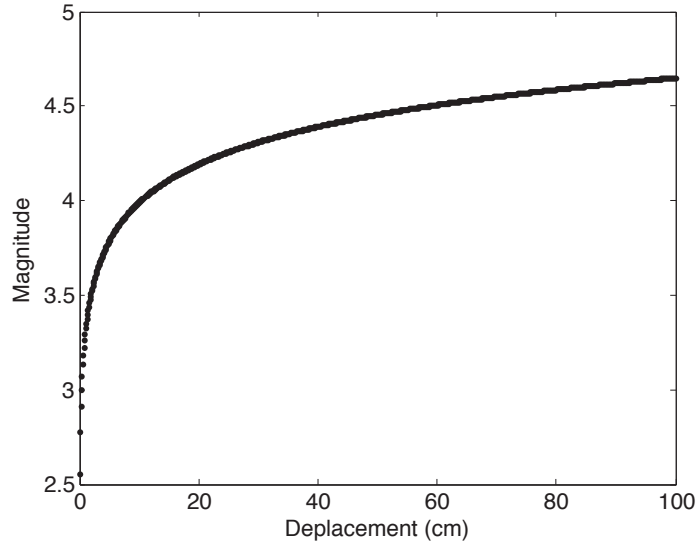


FIGURE 6.5 – Évolution de la magnitude en fonction du déplacement moyen produit par la rupture d'une cellule.

Afin de mieux quantifier ces observations, nous divisons la faille en deux portions dont nous analysons les statistiques séparément. La première portion représente la partie sismogénique et comprend les distances pour $0 < X < 40$ kilomètres. La deuxième dépeint la partie de la faille en décrochage⁵, pour $40 < X < 58$ kilomètres. La figure 6.7 regroupe les différents résultats. Les figures 6.7a et 6.7b montrent l'évolution dans le temps de la magnitude des événements pour la portion $\epsilon_D > 0$ et la portion $\epsilon_d = 0$ respectivement. On retrouve les caractéristiques évoquées ci-dessus. La portion sismogénique présente de plus fortes magnitudes ainsi qu'une hétérogénéité des événements dans le temps. À l'inverse, la portion en affaiblissement critique montre une grande homogénéité de la taille des événements dans le temps. Les Figures 6.7c et 6.7d illustrent cette différence en présentant l'histogramme du nombre d'événements au cours du temps pour les deux portions de la faille. Chaque barre symbolise une année. Le nombre d'événements dans la partie sismogénique est variable au cours du temps avec un cycle d'environ 4 ans traduisant un cycle sismique dans cette région. On assiste à des périodes de chargements de contraintes avec moins de séismes et des périodes de relâchement où l'activité sismique est intense traduisant une relaxation des contraintes. De la même manière, les plus gros séismes avec $M > 6$ se regroupent dans le temps. On retrouve ainsi deux périodes de 15 ans chacune, avec 3 événements de forte magnitude entrecoupés par des périodes sans gros séismes. En comparaison, l'activité dans la zone en affaiblissement critique est stable avec en moyenne 730 événements par an.

6.3.2 Exemples de distribution des événements de glissement

Les cercles sur la figure 6.6 ne sont toutefois pas représentatifs de l'allure réelle des événements dans la partie en décrochage⁶ où $\epsilon_D = 0$. Dans ces conditions, les aires des ruptures présentent des répartitions en patchs distincts sans augmentation particulière [Fisher

⁵depinning

⁶depinning

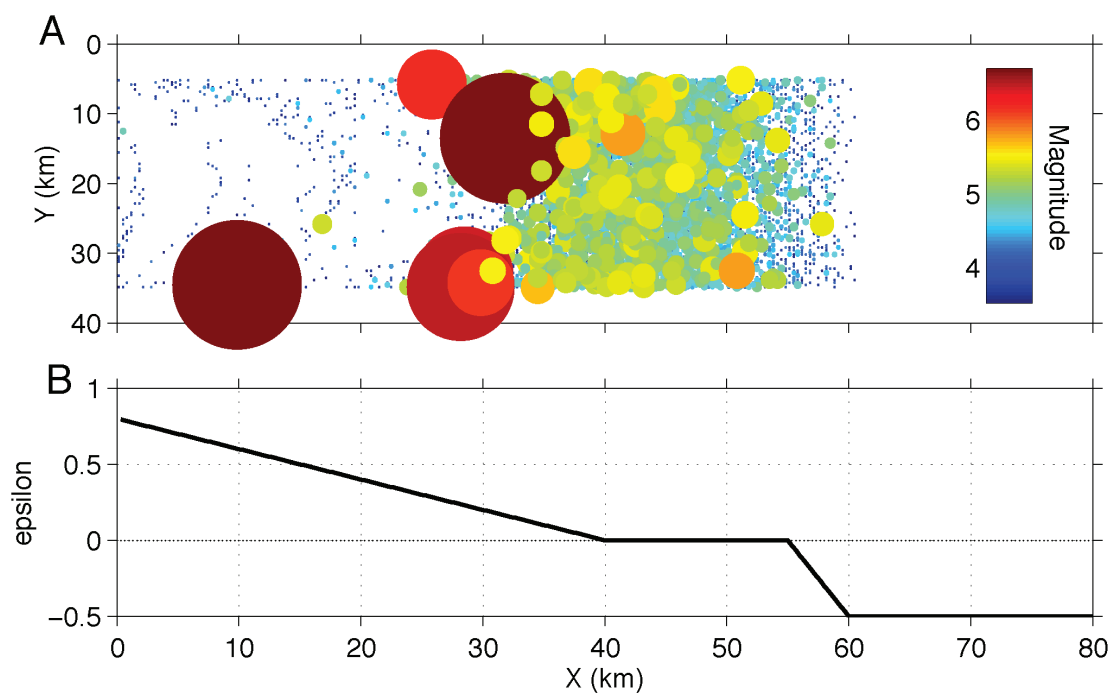


FIGURE 6.6 – (A) Répartition des hypocentres des évènements de glissement le long de la faille pour une simulation de 90 ans. La surface des cercles représente 25% de l'aire totale de rupture. La couleur représente la magnitude. (B) Répartition du paramètre ϵ_D le long de la faille.

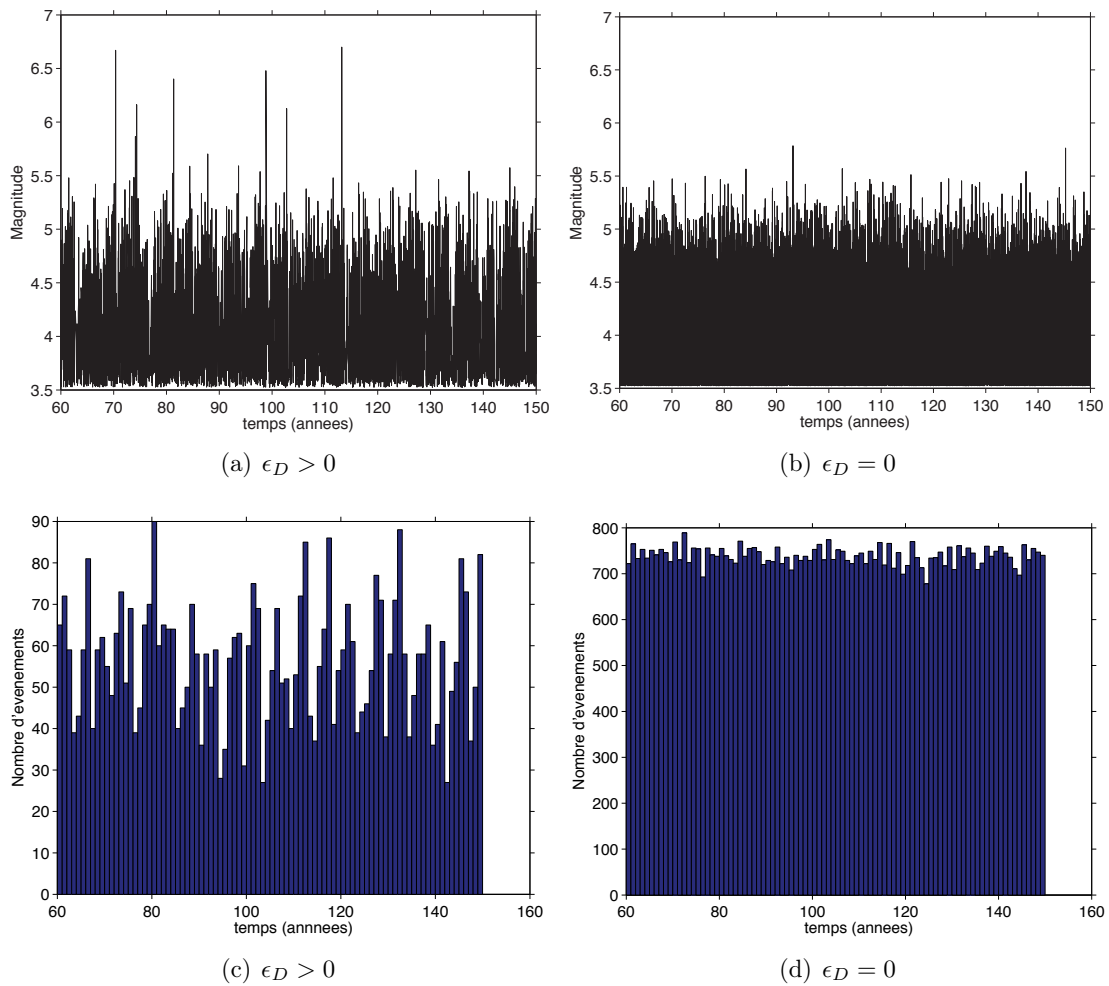


FIGURE 6.7 – (a et b) Évolution de la magnitude au cours du temps pour les deux portions de la faille : (a) $\epsilon_D > 0$ et (b) $\epsilon_D = 0$. (c et d) Histogramme du nombre d'évènements par an au cours du temps pour les deux portions de la faille : (c) $\epsilon_D > 0$ et (d) $\epsilon_D = 0$.

et al., 1997, Dahmen and Ben-Zion, 2009]. La Figure 6.8 illustre cette caractéristique en montrant la distribution du glissement sur la faille pour plusieurs exemples d'évènements choisis dans différentes portions de la faille. Quand les épicentres se trouvent dans la zone sismogénique, ils engendrent des évènements de glissements géométriquement compacts (figures 6.8a et 6.8c). À l'inverse dans la zone en décrochage, les distributions de glissements se présentent sous forme d'une collection de patches distincts figures 6.8b et 6.8d). Cette forme de rupture avec une collection de petits patches de glissements séparés spatialement rappelle certaines caractéristiques des tremors non volcaniques. En effet, il est généralement admis que les tremors sont composés d'une collection de séismes basses fréquences (*low frequency earthquakes (LFE)*) représentant des zones de glissement distinctes sur la faille. Des études récentes montrent qu'il existe plusieurs types de LFE dans un tremor, chaque type représentant une source distincte. Des études récentes utilisent cette caractéristique pour localiser les sources d'un tremor : Ils repèrent les différents LFE dans le signal, puis somment tous les LFE émis par la même source. Cette sommation permet de faire ressortir une arrivèe d'onde P et d'onde S identifiable, ce qui autorise l'utilisation des méthodes classiques de localisation [Shelly et al., 2009, Shelly, 2010].

Cet aspect en patches des distributions de glissement peut également être comparé avec les localisations de tremors non volcaniques obtenues par formation de voie et présentées dans le chapitre 3. Si l'on suppose que les tremors non volcaniques sont générés à l'interface de subduction, nous pouvons mettre en évidence deux types de tremors : (1) des tremors qui migrent et qui présentent ainsi des épicentres dispersés pour un épisode de tremors et (2) des tremors qui restent immobiles pendant un épisode. Nos simulations reproduisent les deux types de comportement à condition que l'hypocentre se trouve dans la zone en décrochage (voir figure 6.8).

6.3.3 Évolution spatiale et temporelle des évènements de glissement

La nature en patches distincts des distributions de glissement pour les évènements situés dans la portion de la faille en affaiblissement critique indique que ces évènements s'organisent en glissements épisodiques et dispersés sur la faille. Une telle géométrie illustre davantage un comportement de type tremors qu'un comportement de type séismes "classiques". Dans la suite, nous considérerons donc les évènements se produisant dans cette partie de la faille ($\epsilon_D = 0$) comme la trace de l'activité des NVT.

La Figure 6.9 décrit l'évolution spatiale et temporelle des évènements de glissements dans la zone où $\epsilon_D = 0$. Pour calculer cette figure, nous sommons les valeurs de déplacements en Y et nous représentons la répartition temporelle de ces évènements en fonction de leur étendue spatiale sur la faille dans la direction perpendiculaire à la fosse (en X). Les traits horizontaux jaune et blanc symbolisent des évènements de glissement avec des quantités de glissements relativement importantes et peuvent donc être la signature de fortes activités de tremors. Les petits traits violets sont associés à de plus petits évènements de glissement et pourrait illustrer de faibles activités de NVT.

On constate sur la Figure 6.9, que la distribution des épisodes de glissement n'est pas homogène ni dans le temps ni dans l'espace. Nous notons en particulier un comportement différent pour les parties sud et nord de la faille. Dans la partie sud, pour des distances perpendiculaires à la fosse comprises entre 40 km et 50 km, nous observons deux types

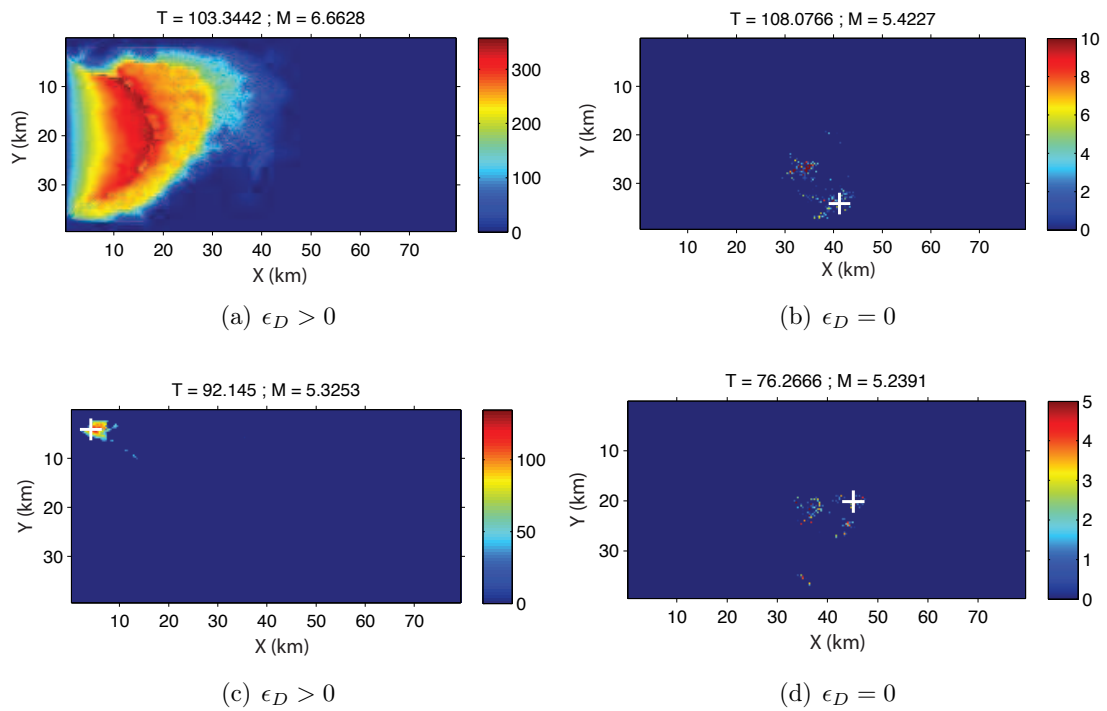


FIGURE 6.8 – Exemples de distribution de glissement sur la faille pour différents évènements. La temps et la magnitude sont indiqués sur les figures. Les échelles de couleur représentent le déplacement en mm. Les croix indiquent la position des hypocentres.

d'évènements : (1) des longs traits blancs représentant de fortes activités de NVT avec un temps de récurrence d'environ 15 ans à 20 ans et (2) des petits traits violets caractéristiques de plus petits NVT. Ces derniers ne sont pas homogènes dans le temps avec certaines périodes présentant un grand nombre d'évènements, ce qui traduit une activité intense et d'autres périodes sans activité.

En comparaison, la partie nord de la faille ($50 \text{ km} < X < 60 \text{ km}$) ne présente qu'un seul type d'évènement (des petits évènements matérialisés par des traits violets restent présents mais en moins grand nombre comparé à la partie sud) avec des glissements intermédiaires caractérisés par des traits jaune orangé sur la Figure 6.9. Ces évènements se caractérisent par une certaine régularité d'environ 10 ans et sont le plus souvent décalés des fortes activités de NVT mis en évidence dans la partie sud. On note même une alternance temporelle entre ces évènements modérés dans la partie nord et les fortes activités de NVT (traits blanc sur la figure 6.9) de la partie sud.

L'interprétation de ces résultats est délicate. Des simulations supplémentaires sont nécessaires pour déterminer plus précisément les distributions spatiales et temporelles des évènements de glissements. Nous notons toutefois qu'il est possible de simuler sur une portion de faille en affaiblissement critique, une zoologie complète d'évènements de glissements, depuis le petit NVT au large ETS qui affecte une large portion de la faille. De plus, il apparait une évolution spatiale et temporelle de ces évènements caractérisant une certaine variation du comportement le long de la faille. Ces évolutions différentes entre les parties sud et nord de la grille dans les simulations illustrées sur la figure 6.9 pourraient montrer une segmentation de la faille avec deux parties aux évolutions différentes dans le temps. Dans nos simulations, le seul paramètre qui augmente du sud vers le nord sur cette portion de faille est le coefficient de fluage aismique f . La proportion de fluage sur une zone donnée influence donc le comportement long terme de cette zone. Ces résultats décrivent ainsi des localisations et des caractéristiques pour les évènements de glissements en accord avec les observations sur les zones de failles naturelles [Obara et al., 2004, Dragert et al., 2004, Ide, 2010, Shelly, 2010, Obara, 2010b]. Dans les zones de subduction, le comportement spatial et temporel des évènements de glissements (SSE, ETS et trémors) est en effet hétérogène dans le temps et dans l'espace comme observé dans nos simulations [Obara, 2010b, 2011].

6.4 Déclenchement d'évènements de glissement par des ondes

Dans la section précédente nous avons décrit l'évolution d'une zone de subduction simulée pendant 90 ans. Nous nous intéressons maintenant au déclenchement de séismes lents ou de NVT par des ondes. Nous avons vu dans le chapitre 4 qu'un tremblement de terre pouvait déclencher dynamiquement un séisme lent et des trémors non volcaniques à grande distance. Ce type d'influences extérieures a déjà été observé pour les trémors avec des déclenchements dynamiques par des ondes de Love [Rubinstein et al., 2007], des ondes de Rayleigh [Miyazawa and Mori, 2005, 2006, Miyazawa and Brodsky, 2008] et par les marées [Thomas et al., 2009, Rubinstein et al., 2008]. En revanche, l'observation d'un déclenchement de séisme lent est une découverte récente [voir chapitre 4 et Itaba and Ando [2011]]. Dans cette section, nous essayons de reproduire numériquement ce déclenchement afin de

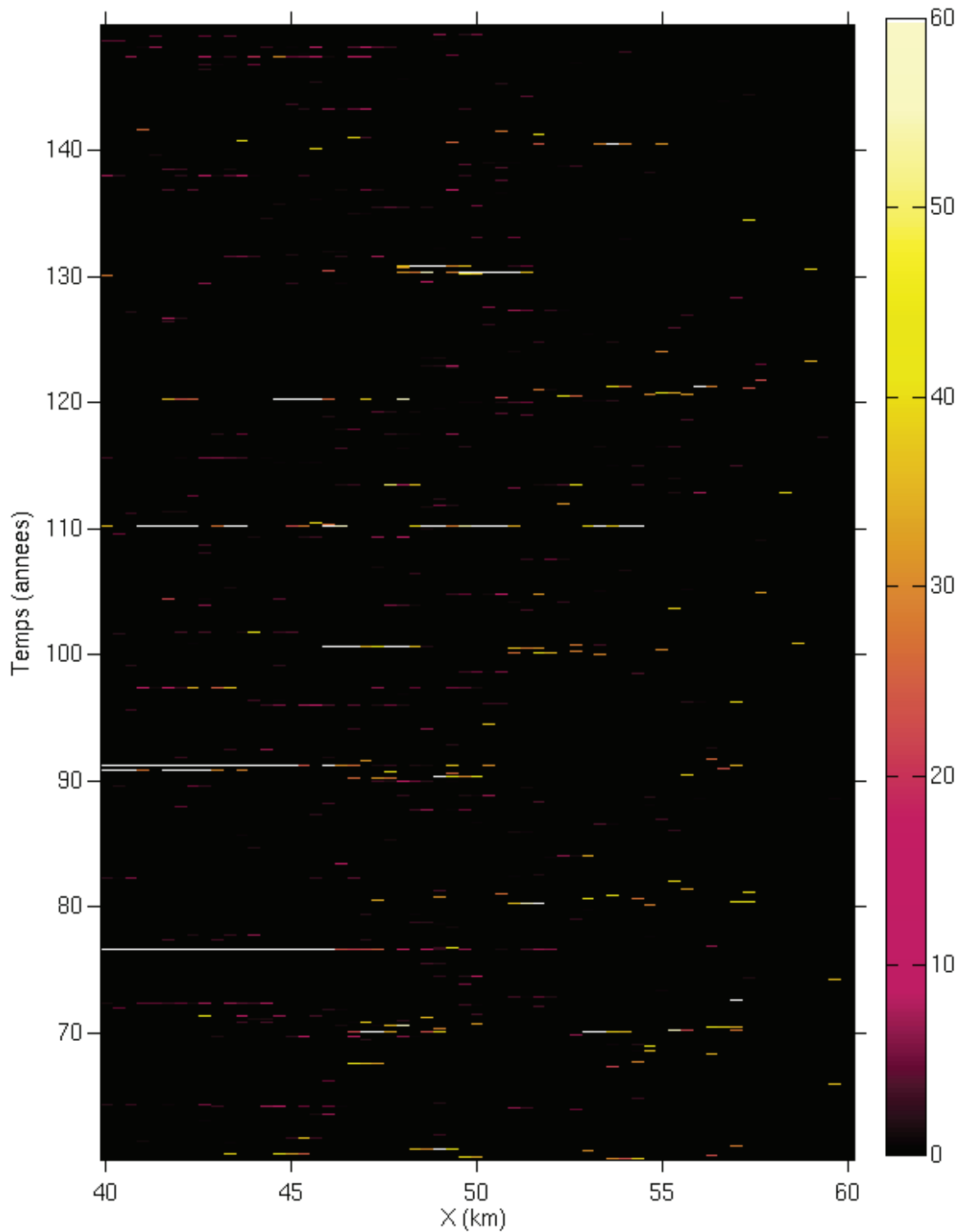


FIGURE 6.9 – Evolution spatiale et temporelle des événements de glissements dans la portion de la faille pour laquelle $\epsilon_D = 0$ (c'est à dire entre $X = 40 \text{ km}$ et $X = 60 \text{ km}$). Le code de couleur indique le déplacement en millimètres.

déterminer les caractéristiques des événements de glissements déclenchés, leur répartition spatiale et temporelle.

6.4.1 Principe

Pour modéliser le passage d'une onde dans le système, nous ajoutons à la contrainte $\tau(i,j)$ sur chaque cellule, les contraintes engendrées par une onde sinusoïdale avec une amplitude maximale donnée. Nous obtenons alors une nouvelle contrainte $\tau_\beta(i,j)$ telle que :

$$\tau_\beta(i,j,t) = \tau(i,j,t) + \tau_{onde}(i,j,t) \quad (6.5)$$

$$\tau_{onde}(i,j,t) = A \sin\left(\frac{2\pi}{T} t\right) \quad , \quad (6.6)$$

avec A l'amplitude de l'onde, T la période et t le temps. Dans nos simulations, nous utilisons $A = 0.01$ MPa. Lors des phases des déclenchement, nous diminuons le pas de temps à $\delta t = 0.1$ s pendant toute la durée de déclenchement, fixée à 15 minutes.

6.4.2 Description d'un déclenchement

Dans nos simulations, un déclenchement se caractérise par une augmentation brusque du nombre d'évènements. Les statistiques présentées sur la figure 6.7 montrent que nous enregistrons en moyenne 730 évènements par an, ce qui donne en moyenne 2 évènements par jour dans la portion de la faille en affaiblissement critique. Lors d'un déclenchement, nous enregistrons en moyenne 20 évènements par jour traduisant ainsi une augmentation significative de l'activité due à l'augmentation de contraintes apportée par les ondes.

La Figure 6.10 présente les caractéristiques de ce déclenchement. On remarque tout d'abord que les évènements se déclenchent majoritairement autour de $X = 40$ km (voir figure 6.10a) où le paramètre de résistance ϵ_D devient nul. Cette zone de transition semble donc propice au déclenchement d'épisodes de glissement lors d'une perturbation. Par ailleurs, quelques petits évènements se localisent également dans la portion sismogénique de la faille (pour X entre 20 et 30 km). L'historique des évènements (figure 6.10b) montre une évolution temporelle de la position des hypocentres. Dans un premier temps nous assistons aux petites ruptures dans la partie sismogénique et à quelques évènements dans la partie où $\epsilon_D = 0$. Ensuite, un plus gros évènement se déclenche à l'ouest pour des valeurs de Y autour de 10 km. Cet évènement semble migrer d'abord vers l'ouest avec un deuxième évènement important (cercle bleu clair sur la figure 6.10b) puis vers l'est avec un troisième évènement qui est le plus gros de la série (cercle orange sur la figure 6.10). Cependant, cette migration des hypocentres est apparente. Lorsque l'on regarde la distribution cumulée du glissement sur la faille (figure 6.10c) on constate que l'essentiel du déplacement se concentre dans une zone relativement limitée : 38 km $< X < 48$ km et 5 km $< Y < 15$ km. Ainsi, bien que le plus gros évènement se déclenche vers $Y = 20$ km, son glissement se produit essentiellement dans la zone délimitée précédemment.

Dans le chapitre 4 nous observions une modulation de l'activité des trémors par les ondes de surfaces. Nous avons cherché à déterminer si une telle modulation existait dans nos simulations numériques. Pour cela, je représente sur la figure 6.11 l'évolution du chargement imposé (τ_{onde}) par l'onde sinusoïdale sur les cellules de la grille de calcul et la magnitude des évènements au cours du temps. On remarque que tous les évènements sont

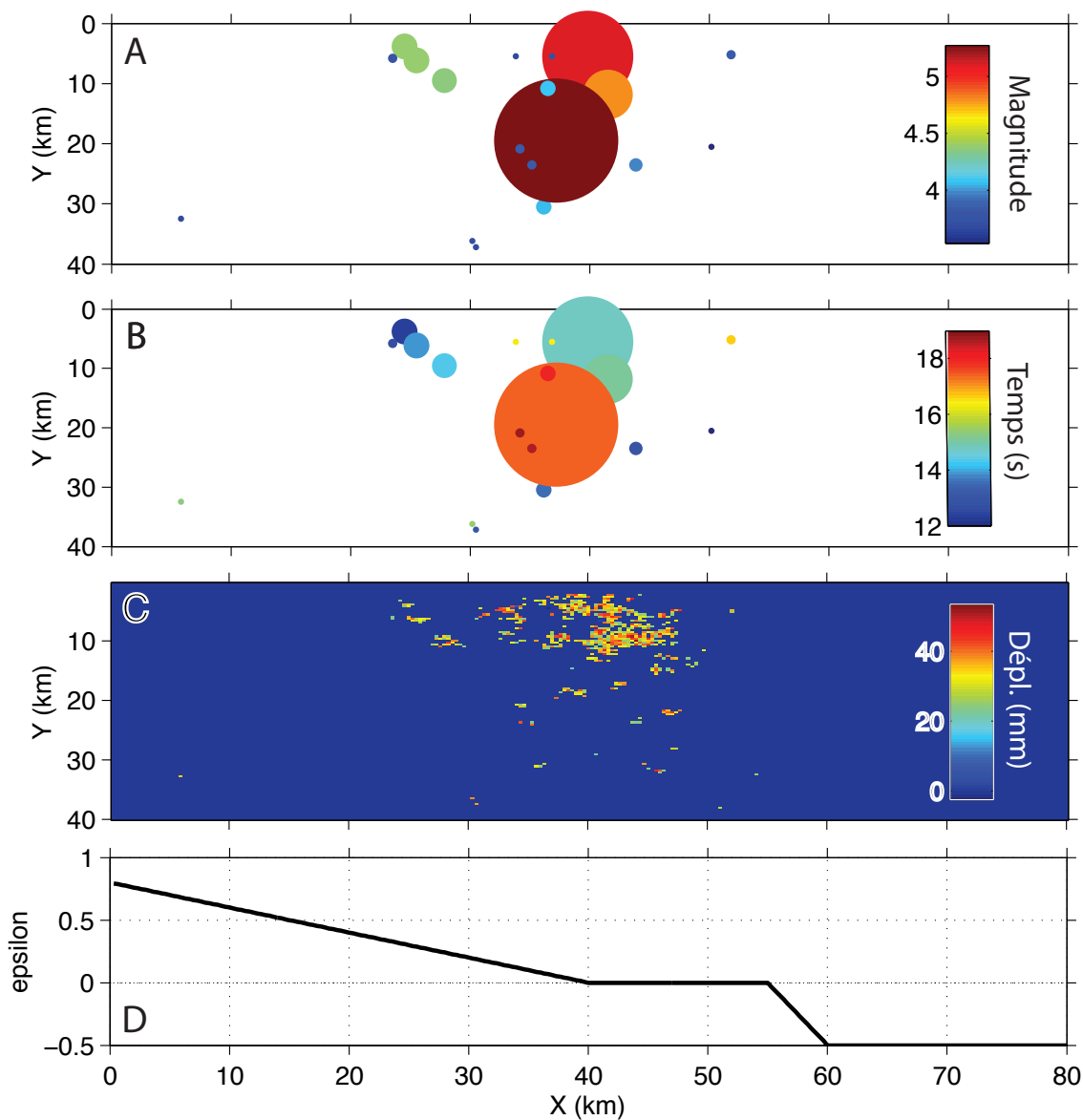


FIGURE 6.10 – (A) Répartition des évènements de glissements déclenchés. La surface des cercles représente 100% de la surface de rupture. L'échelle de couleur indique les magnitudes. (B) Même figure que en A mais l'échelle de couleur présente cette fois le temps en seconde. (C) Somme des distributions de glissements des évènements de glissements déclenchés. L'échelle de couleur est en millimètres. (D) Évolution du paramètre ϵ_D le long de la faille.

déclenchés dans la première phase de chargement après le début de la phase de déclenchement. Les phases suivantes ne montrent pas d'évènements. Cette évolution traduit donc bien une modulation mais uniquement sur la première augmentation de contrainte au passage de l'onde. Une fois cette première oscillation passée, il n'y a plus de déclenchement. Nous expliquons cet arrêt du déclenchement par le fait que les cellules ne sont plus suffisamment chargées pour atteindre le coefficient de rupture statique. Il serait nécessaire de laisser la faille se recharger pour observer une corrélation temporelle entre chargement extérieur (ondes, marées...) et nombre d'évènements. Pour tester cette hypothèse, nous avons appliqué une variation sinusoïdale avec une période de 1 an. Les résultats sont illustrés sur la figure 6.12 pour une simulation sur 10 ans. On retrouve bien une augmentation du nombre d'évènements pendant les 6 mois où la contrainte est positive.

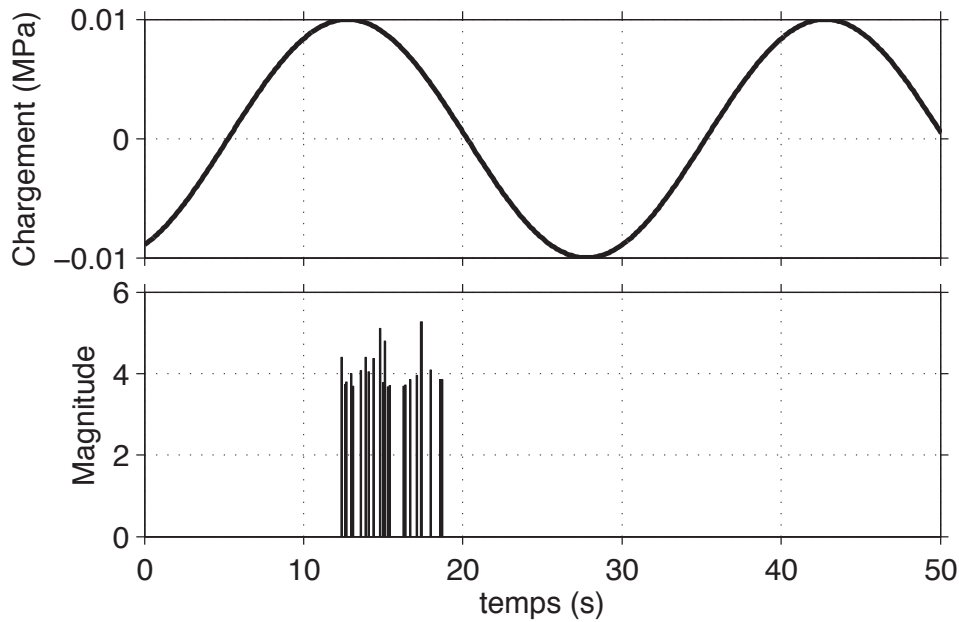


FIGURE 6.11 – (A) Évolution temporelle du chargement imposé par l'onde sinusoïdale sur les cellules de la grille de calcul. (B) Magnitude des évènements de glissement au cours du temps. Nous remarquons que les évènements sont déclenchés dans la première phase de chargement. Les phases suivantes ne présentent pas d'évènements.

Ces premiers tests montrent qu'il est possible de reproduire numériquement un déclenchement d'évènements de glissement par des ondes dans le cas d'une géométrie représentant la zone de Guerrero au Mexique. Ce déclenchement montre certaines caractéristiques : la distribution de glissement cumulée sur la faille présente une certaine variabilité spatiale bien que le maximum du glissement se localise dans une région bien déterminée et localisée dans la partie de la faille en affaiblissement critique. De manière plus précise, l'initiation des évènements de glissement est le plus souvent au niveau de la zone où ϵ_D devient nul. Cette observation indique une sensibilité particulière de ces zones où $\epsilon_D \approx 0$ aux variations de contraintes. Une fois ces premiers patchs rompus, le glissement se localise dans la zone où $\epsilon_D = 0$. Cette observation est particulièrement intéressante car elle pourrait expliquer la migration que nous observions dans le cadre du déclenchement de tremors au Mexique après le séisme de Chili. Dans le chapitre 4, nous montrions en effet que les premiers tremors déclenchés par les ondes du séisme du Chili se trouvaient dans une zone au sud-est de l'état

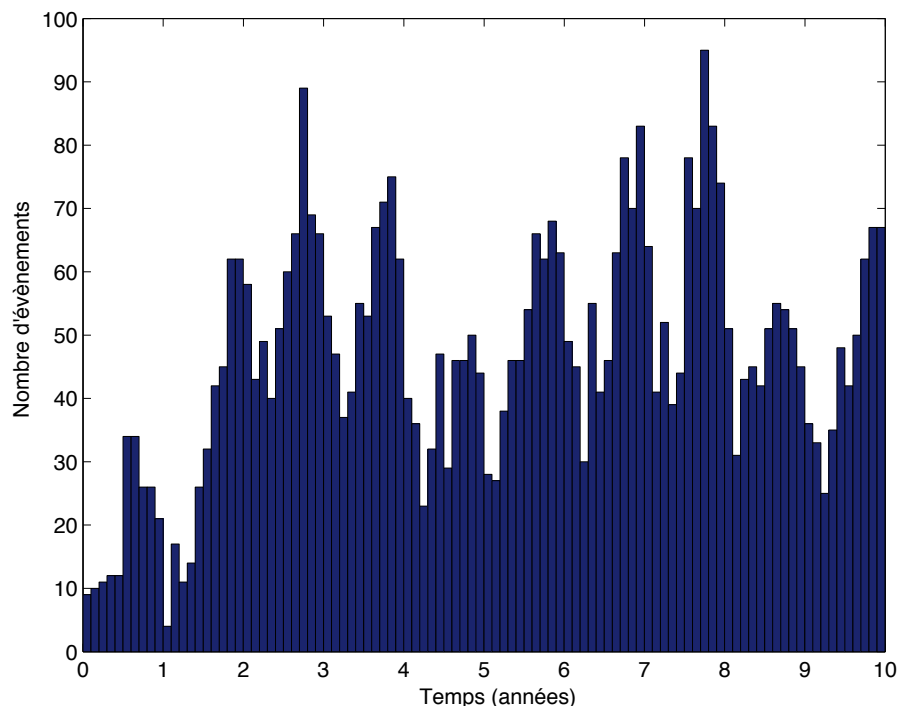


FIGURE 6.12 – Evolution du nombre d'évènements au cours du temps sur une période de 10 ans. Une oscillation de période annuelle est ajoutée aux contraintes sur toute la durée de la simulation.

de Guerrero. Ces tremors migraient ensuite vers le nord-est pour atteindre la zone où des NVT sont régulièrement enregistrés au Mexique [Payero et al., 2008, Kostoglodov et al., 2010]. Au regard de nos résultats numériques, la zone au sud-est de Guerrero présenterait alors des caractéristiques à l'interface la rendant susceptible aux variations de contraintes engendré par le séisme du Chili. Ces caractéristiques pourraient être ponctuelles dans le temps et être reliées au déclenchement dans la même région du deuxième sous-événement du séisme lent de 2009-2010, par le séisme du Chili.

6.5 Conclusions et perspectives

Dans cette étude préliminaire nous avons montré la possibilité d'utiliser un code quasi-statique discret pour modéliser la zone de Guerrero au Mexique central. Bien que les simulations ne reproduisent pas parfaitement les observations, nous avons réussi à modéliser une zoologie d'évènements allant du tremor au séisme classique. L'ensemble de ces évènements évolue temporellement et spatialement reproduisant ainsi les observations générales des tremors sur les zones de subduction. La possibilité de reproduire numériquement cette variété d'évènements avec un unique paramètre (ϵ_D) sur une interface de frottement présentant une transition entre une zone sismogénique et une zone de glissement stable est également un enseignement intéressant. Une large partie des observations naturelles peut ainsi être expliquée avec un modèle simple dans des conditions de friction particulières. L'exemple du déclenchement d'évènements de glissements par une onde en

est un bon exemple et montre la variabilité et la sensibilité spatiale et temporelle de la portion de faille en affaiblissement critique.

Ces premiers tests ont également montré l'intérêt d'utiliser une approche discrète et quasi-statique afin de pouvoir modéliser un grand nombre d'évènements de glissements sur de longues périodes et de pouvoir ainsi étudier leur évolution statistiquement. Une telle approche est nécessaire dans le cadre de la compréhension des phénomènes transitoires en raison de l'absence de bases de données suffisamment longues.

Toutefois, ce travail numérique reste préliminaire et nécessite de futurs travaux. En particulier, les simulations ne reproduisent pas les détails des observations sur la zone de Guerrero. Il serait intéressant de réaliser des tests pour comprendre cette différence et notamment déterminer le ou les paramètres qui les expliquent. Par ailleurs, une étude détaillée de l'évolution spatiale et temporelle des évènements dans la portion en affaiblissement critique est également nécessaire afin de déterminer les caractéristiques de ces évènements. Cette analyse permettrait alors de mieux comprendre les conditions nécessaires à l'initiation d'un type particulier d'évènement. Une étude statistique complète des évènements dans différentes portions de la faille est aussi à mener. Elle permettrait de mieux connaître les caractéristiques statistiques des NVT qui sont encore mal connues. Enfin, l'utilisation de modèles différents (lois de frictions à variables d'états...) pourrait amener des éclairages supplémentaires sur la dynamique des portions de faille en affaiblissement critique.

Conclusions et perspectives

Dans cette thèse, notre objectif a été d'essayer de caractériser et de comprendre les trémors non volcaniques (NVT), en se basant sur des observations et des modélisations. Ces nouveaux phénomènes transitoires posent de nouvelles questions sur le comportement des zones de failles, et plus généralement sur le cycle sismique au niveau des zones de subduction. Nous nous sommes donc intéressés aux caractéristiques et aux propriétés des trémors pour mieux appréhender leur nature, leur origine et leurs éventuels liens avec les autres mécanismes de déformation dans un contexte de subduction.

Tout d'abord nous avons observé ces objets sur une zone de subduction afin d'en déterminer les caractéristiques. La zone étudiée correspond à la lacune sismique de Guerrero au sein de la subduction du sud du Mexique où des séismes lents et des trémors avaient été détectés ces dernières années. Pour étudier ces NVT, des antennes sismologiques ont été installées au Mexique dans le cadre du projet G-GAP financé par l'ANR. Ces antennes nous ont permis de développer de nouvelles méthodes pour détecter et localiser les NVT avec une bonne précision. Nous avons montré la possibilité de détecter, de localiser et suivre temporellement des épisodes de trémors grâce à l'utilisation de la formation de voie, appliquée sur des corrélations. L'utilisation de ces dernières améliore sensiblement la résolution des images et augmente la précision des localisations. Par ailleurs, cette méthode présente l'avantage de pouvoir être appliquée sur de courtes fenêtres de temps, ce qui permet de suivre temporellement les activités de trémors pendant un burst de NVT.

L'utilisation de cette méthode de localisation par formation de voie sur un épisode de trémors, le 15 septembre 2009, illustre l'intérêt de ce développement méthodologique pour le suivi temporel court terme des sources de trémors. Nous observons ainsi une géométrie complexe des sources avec deux régions géographiquement distinctes, qui émettent des burst de trémors. Le suivi temporel indique une migration entre les deux sources, la zone située au nord de la station APAX étant déstabilisée en premier. Ce type de migration suggère un contrôle extérieur sur les activités de trémors avec, par exemple, la propagation d'un petit évènement de glissement lent de courte durée du nord vers le sud, qui pourrait expliquer la déstabilisation successive de deux zones distantes géographiquement. Cependant, en l'absence de mesures plus fines des déplacements du sol, il ne nous est pas possible de vérifier l'existence des ces glissements lents court-terme.

La détection systématique des activités de trémors entre 2009 et 2011 confirme un lien entre NVT et SSE sur le plus long terme. La comparaison entre les épisodes de trémors détectés et les mesures du déplacement du sol réalisés par GPS révèle une corrélation temporelle entre les pics de vitesses vers le sud et les NVT. Une telle observation indique, non seulement un lien entre épisodes de glissements lents et trémors non volcaniques, mais également une sensibilité des NVT à l'évolution du glissement dans le temps, caractérisée par la vitesse de ce glissement en profondeur.

Par la suite, nous avons étudié les interactions à grande distance sur les phénomènes transitoires à Guerrero. Pour cela, nous avons analysé les conséquences du passage des ondes émises par le séisme de Maule (Chili, Mw 8.8) du 27 février 2010. Premièrement, notre analyse révèle une forte activité de trémors associée au passage des ondes de Rayleigh, et de plus petits « burst » associés aux ondes S et aux ondes de Love. A notre connaissance, il s'agit de la première détection d'un déclenchement de trémors par une onde de cisaillement rapporté à ce jour. Pour les trémors déclenchés par l'onde de Rayleigh, nous retrouvons la dispersion de l'onde de surface dans l'enveloppe des trémors déclenchés, ce qui indique une forte modulation de l'activité des sources de trémor par les ondes de Rayleigh. Cette modulation est accompagnée d'une migration rapide des trémors du sud-est de l'état de Guerrero vers le nord-ouest de l'état, zone où des activités de NVT avaient précédemment été mises en évidence. Deuxièmement, l'analyse des séries temporelles GPS suggère que le deuxième sous événement du séisme lent de 2009-2010 a été déclenché par le séisme de Maule. Nous observons une correspondance entre le séisme et le début du glissement orienté vers le sud. En parallèle, nous enregistrons une activité de trémors qui commence à l'arrivée des ondes et qui se poursuit pendant plusieurs jours après le séisme, indiquant un processus plus large de déstabilisation que nous interprétons comme étant le second sous événement du SSE. L'analyse des conditions d'un tel déclenchement sur la subduction mexicaine grâce à la comparaison de différents tremblements de terre récents révèle que le déclenchement des NVT est contrôlé par l'amplitude des ondes et par l'état de contraintes à l'interface. L'observation du déclenchement d'un grand séisme lent par un télé-séisme suggère un possible mécanisme d'interaction à grande échelle entre les grandes structures actives de la croûte terrestre. Un séisme lent peut en effet affecter de façon significative la contrainte élastique sur l'interface de subduction, aussi bien dans la zone de transition que dans la partie sismogénique de la faille. L'état de contrainte dans la partie couplée de la zone de Guerrero a ainsi pu être augmenté dans les mois qui ont suivi le séisme de Maule. Ce décalage de temps s'explique par la durée nécessaire au développement d'évènements de glissements lents. Pour l'heure, il ne semble pas que ce processus ait eu un impact direct, mais il peut cependant avoir avancé la date du prochain tremblement de terre dans la région.

Dans le chapitre 5, nous avons adopté une modélisation expérimentale en laboratoire afin d'étudier les mécanismes des trémors non volcaniques et mieux comprendre la nature du lien entre NVT et SSE. Cette étude se base sur l'hypothèse que les NVT sont dus à des processus de frottement. Nos expériences révèlent un lien entre les propriétés du frottement et l'émergence de signaux acoustiques qui ressemblent à des trémors (TLS : Tremor Like Signal). Les TLS sont générés pendant les phases d'accélération d'un échantillon de sel⁷, quand la contrainte cisailante atteint le pic de résistance statique. Ces résultats suggèrent que les NVT sont déclenchés par l'augmentation de contrainte associée au front de rupture du glissement lent, dans des zones où l'état de contrainte était proche de son maximum. Un tel processus correspond bien aux observations obtenues sur la zone de Guerrero avec des trémors déclenchés par des glissements lents en bordure de la zone de glissement maximal. Les expériences de frottement montrent également la nécessité d'un fluage à l'interface pour générer des TLS, quelque soit le régime de glissement. Lorsque ce dernier est stable, le fluage accommode la contrainte imposée, ce qui engendre des accélérations locales qui génèrent des TLS. Lorsque le régime est instable, un fluage se développe avant les évènements de stick-slip, engendrant un TLS précurseur avant le saut. Des expé-

⁷Le dispositif expérimental utilisé, met en contact un cube de sel avec une plaque de verre.

riences de « slide-hold-slide » montrent de plus que ce fluage est contrôlé par les processus de vieillissement de l'interface. La modélisation expérimentale réalisée ici supporte donc l'hypothèse que les trémors non volcaniques résultent d'hétérogénéités locales dans la zone de glissement rompant de manière fragile en émettant des ondes sismiques. Ces petites aspérités en affaiblissement cinétique seraient entourées de contacts ductiles qui permettraient le fluage asismique dans la zone de transition. Pour permettre ces déformations ductiles, un vieillissement de l'interface avec l'accumulation du glissement est nécessaire. Les accélérations du fluage asismique engendrent alors des contraintes qui rompent les aspérités fragiles, entraînant l'émission de trémors non volcaniques.

Dans la dernière partie de ce manuscrit, nous avons cherché à modéliser numériquement les trémors non volcaniques de la zone de subduction mexicaine, en se basant sur nos observations et nos résultats expérimentaux. Nous utilisons un code quasi-statique proposé par Ben-Zion and Rice afin de modéliser la faille en essayant de reproduire les caractéristiques observées. Nos résultats montrent l'existence d'une transition pour un affaiblissement critique, à partir duquel un processus de décrochage ("depinning") produit des événements sismiques qui ressemblent à des NVT. Dans les simulations, cette transition est contrôlée par un unique paramètre de résistance traduisant les conditions de friction à l'interface. En fixant une portion de la faille dans ces conditions particulières, nous avons réussi à modéliser une zoologie complète d'événements de glissements allant du trémor au séisme classique. Bien que les simulations ne reproduisent pas parfaitement les spécificités de la zone de Guerrero, l'ensemble de ces événements évolue temporellement et spatialement, reproduisant ainsi les observations générales des trémors sur les zones de subduction. Une large partie des observations naturelles peut ainsi être expliquée avec un modèle simple dans des conditions de friction particulières.

Perspectives

Ce travail, alliant observation et modélisation, a montré l'intérêt de mieux comprendre les trémors non volcaniques et a ouvert de nouvelles perspectives, tout en soulevant plusieurs questions.

Dans un premier temps, il est nécessaire d'appliquer de façon systématique la méthode par formation de voie développée dans le chapitre 2. Cette analyse nous permettrait d'obtenir un suivi temporel complet des sources de trémor dans le temps et dans l'espace. Nous pourrions ainsi déterminer avec précision leurs évolutions court et long terme qui donnerait la possibilité de mieux caractériser les liens avec les séismes lents.

Le deuxième aspect de ce problème concerne l'amélioration de la détection des glissements lents. Il serait par exemple nécessaire de détecter et localiser des séismes lents de plus faible magnitude afin de pouvoir vérifier les phénomènes de déclenchements dynamiques de ces événements et leur contrôle éventuel sur l'excitation de sources de trémors. Pour cela, il faudrait instrumenter le Mexique central en tiltmeters comme ceux utilisés au Japon.

Enfin, pour une meilleure compréhension des phénomènes transitoires sur la zone de Guerrero, il serait particulièrement utile de continuer le travail commencé par Diane Rivet sur l'étude comparative des ces phénomènes grâce aux différentes mesures possibles : GPS (inversion des glissements lents), sismologique (détection et localisation des NVT, analyse

des variations de vitesses), Insar (étude de la déformation en surface sur une large portion de la zone, depuis la côte jusqu'à la zone de trémors).

Afin de mieux comprendre la nature des trémors, il est aussi nécessaire de poursuivre les expériences en laboratoire. Plusieurs questions peuvent être soulevées :

- Existe-t-il des migrations de TLS dans les expériences ?
- Quelle est l'influence réelle de la gouge ?
- Peut-t-on déclencher dynamiquement des événements de glissements lents et des TLS dans les expériences de frottements comme nous l'avons observé pour le séisme de Maule, et quelle est l'influence de la gouge sur ces déclenchements ?

Pour tenter de répondre à ces questions, un nouveau montage expérimental est en construction afin d'enregistrer l'acoustique du frottement avec un réseau d'accéléromètres.

Sur les simulations numériques, un effort de modélisation est indispensable pour avoir une meilleure description de la zone de subduction mexicaine au niveau du segment de Guerrero. Il conviendrait en particulier de mieux traduire le couplage le long de la subduction, afin de reproduire plus fidèlement l'extension spatiale des différentes zones de NVT. Après cette première étape une simulation sur 500 ans serait utile pour déterminer avec précision une statistique sur les localisations, extensions, récurrences et interactions entre les différents phénomènes.

Pour terminer, nos résultats sur le déclenchement d'un séisme lent soulèvent des questions sur les processus d'interactions à grande échelle. Il est en effet intéressant de noter que les séismes majeurs au cours du dernier siècle semblent présenter une certaine forme de regroupement temporel. Dans ces conditions, un modèle simple consisterait à envisager un phénomène d'interaction à l'échelle globale entre ces différents événements. Notre observation du déclenchement d'un SSE par un grand séisme présenté dans le chapitre 4 ouvre de ce point de vu de nouvelles perspectives. Un séisme peut modifier à grande distance l'état de contrainte sur une zone de subduction en y déclenchant un séisme lent. Ce dernier chargerait alors la zone sismogénique favorisant ainsi un nouveau séisme. Ce type d'interactions expliquerait alors le regroupement temporel des tremblements de terre majeurs à l'échelle de la Terre. Pour asseoir cette description, il est indispensable de comparer l'occurrence des séismes majeurs avec celle des séismes lents à l'échelle mondiale.

Annexes

Annexe A

Strength evolution of a reactive frictional interface is controlled by the dynamics of contacts and chemical effects

François Renard, Sophie Beauprêtre, Dimitri Zigone, Thibault Candela, Dag K. Dysthe, Jean-Pierre Gratier et Christophe Voisin

Article soumis à *Earth and Planetary Science Letters* (2011)

Sommaire

A.1 Abstract	180
A.2 Introduction	180
A.3 Experimental method	183
A.3.1 Friction experiment apparatus	183
A.3.2 Topography and optical imaging of the interface	183
A.3.3 Chemical reactivity of the interface	185
A.4 Results	186
A.4.1 Slide-hold-slide experiments : effect of surface reactivity on the ageing rate of the interface	186
A.4.2 Slide-hold-slide experiments : effect of the loading velocity on the healing rate	189
A.4.3 Hold (no slide) experiments : imaging the dynamics of contact asperities	189
A.5 Discussion	193
A.5.1 Comparison with previous experimental studies	193
A.5.2 Neck contact growth driven by surface tension versus creep	196
A.5.3 Effect of sliding velocity	198
A.5.4 Evolution of interface strength in faults : effect of sealing mechanisms	201

A.6 Conclusion	202
A.7 Acknowledgments	202
A.8 References	203

A.1 Abstract

Assessing the healing rate of a fault is relevant to the knowledge of the seismic machinery. However, measuring fault healing at the depths where it occurs still remains inaccessible. We have designed an analogue laboratory experiment of a simulated rough fault that undergoes healing and investigate the relative roles of interface chemical reactivity and sliding velocity on the healing rate. Slide-hold-slide experiments are conducted on a bare interface with various materials in contact (glass/glass, salt/glass, and salt/salt) with or without the presence of a reactive fluid and the slider-surface pull-off force is measured. Our results show that the interface strengthens with the logarithm of hold time, whatever the conditions of the experiments. In addition, we quantify the effect of chemical reactivity on the healing rate. Considering the glass/glass case as a reference, we show that the healing rate is increased by a factor of 2 for the salt/glass case ; by a factor of 3 for the salt/salt case ; and by about a factor of 20 when saturated brine is added on a salt/salt interface. We also measure that the sliding velocity affects the healing rate for salt/salt interfaces at room humidity. A careful optical monitoring of the interface allows a direct observation of the contacts growth characteristics associated to each type of materials. Finally, the large differences of healing rate are interpreted through a mechanistic approach, where the various experimental conditions allow separating different healing mechanisms : increase of adhesion of the contacts by welding, contact growth due to creep or due to neck growth driven by surface tension.

A.2 Introduction

Immediately after an earthquake, a fault starts healing and strengthening. During the period between two major earthquakes, defined as the interseismic period, the fault may seal, creep, and compact, leading to a progressive increase of the mechanical strength of the fault zone [Li et al., 2003 ; Vidale et al., 2003 ; Gratier et al., 2003]. Such fault re-strengthening during interseismic periods can be measured from periodic and continuous records of seismic velocities variations in the damage zone surrounding large earthquakes [Li et al., 2003 ; Brenguier et al., 2008]. It has been proposed that these variations may be related to the closure of partially fluid-filled cracks in the rupture zone and the recovery of microscopic damage ; a behavior known as fault healing. The growing interest in fault healing lies in the fact that it controls fault stability and the seismic versus aseismic behavior [Ruina, 1983 ; Tse and Rice, 1986], and the mode of rupture propagation, crack-like or slip-like [Perrin et al., 1995].

Fluids play a key role in fault zones, as proven by the many structural markers found on exhumed faults (veins, stylolites, mineralogical differentiation) or by their high permeability and porosity measurements in the damage zones after an earthquake [Lockner

et al. 2000]. Their role during the seismic cycle and on healing processes [see Hickman et al., 1995 for a review] is thus crucial. On the one hand, an increase in fluid pressure may bring the fault closer to failure and control earthquake sequences, as shown, for example, for the 2004 Mid-Niigata Prefecture sequence in Japan [Sibson, 2007]. On the other hand, fluid enhanced chemical effects may control fault re-strengthening, these effects including : lithification [Karner et al., 1997; Renard et al., 2000]; crack closure [Vidale and Li, 2003]; modification of the nature of the contact, from adhesive to welded, due to mineral precipitation [Fredrich and Evans, 1992; Tenthorey and Cox, 2006]; increased contact surface area either due to creep [Nakatani and Scholz, 2004; Yasuhara et al., 2004, Goldsby et al. 2004; Gratier et al., 2009] or to surface tension driven prop growth [Beeler and Hickman, 2004; Hickman and Evans, 1991], and fracture sealing [Boullier et al., 2004]. Healing also controls the evolution of the permeability of fractures and their ability to transport fluids and transmit pressure in the crust [Matsuki et al., 2001; Polak et al., 2003].

Marone et al. [1995] estimated the healing rate or equivalently the strengthening rate from the stress drop variations of small repeating earthquakes as a function of recurrence time intervals. They showed that the stress drop presents a logarithmic growth with time, and that the fault strengthens at a rate in the range 1-3MPa per decade of time. Such logarithmic time dependence therefore controls the rate of healing of the fault [Beeler et al., 1994].

A similar trend appears in friction laboratory experiments, where it is measured, during slide-hold-slide tests, that the pull-off force to slide past an interface increases with the logarithm of hold time [Rabinowicz, 1958, 1995]. This ageing behavior is almost universal, as it was observed in laboratory experiments for metals [Rabinowicz, 1995], rocks [Dieterich, 1972], ceramics [Dieterich, 1978], polymers [Bureau et al., 2002], and glass [Berthoud et al., 1999]. This frictional healing is attributed to the growth and strengthening of contact points [Rabinowicz, 1995; Dieterich, 1972; Dieterich and Conrad, 1984]. Because friction is proportional to the area of real contacts (i.e. asperities), the healing process can be separated, for each contact, into two effects : increase of the surface area itself and increase of the adhesion. The asperity surface area is determined by the yield stress of the material and the solid flattens at an asperity enough to reach this yield stress. The increase of adhesion is mainly dependent on the chemistry of the two solids and on the micro-roughness of the contacts.

The healing effect is included in rate-and-state friction laws. This law describes the evolution of the friction coefficient μ which depends on the velocity of the slider V and a state variable θ that takes into account memory effects [Dieterich, 1979, Ruina, 1983]. Accordingly, friction can be defined as :

$$\mu(V,\theta) = \mu_0 + a \ln \frac{V}{V_0} + b \ln \frac{V_0 \theta}{D_c} \quad (\text{A.1})$$

where μ_0 is the friction coefficient for a reference velocity V_0 , D_c is a characteristic distance, and a and b are material dependent empirical constants. In this equation, the last term on the right hand side represents the memory effect due to hold periods. This is described by the state variable θ that can follow at least two different evolution laws, either to take into account slip-dependent strengthening or the time evolution of the contacts [Ruina 1983]. The usual physical interpretation of the variable θ is that it includes the average age of actual contacts. In the present study, we focus on the value of that characterizes the rate of frictional healing and study how chemical effects may modify it.

Slide-hold-slide experiments have been reported on bare rock surfaces or simulated fault gouges under high pressure and low or high temperature to estimate healing rate and to infer the physical processes at work [Dieterich and Conrad, 1984; Friedrich and Evans, 1992; Beeler et al., 1994; Nakatani and Mochizuki, 1996; Blanpied et al. 1998; Karner et al., 1997; Karner and Marone, 1998; Frye and Marone, 2002; Nakatani and Scholz, 2004; Yasuhara et al., 2005]. Experiments conducted on simulated gouges of quartz under hydrothermal conditions show higher healing rates after a temperature-dependent cut-off time attributed to pressure solution activation [Nakatani and Scholz, 2004; Yasuhara et al., 2005]. Using a soluble rock analogue, several experimental results of deformation of salt grains during shear have also confirmed the logarithmic time dependence of healing and the crucial role of grain chemistry and reactivity [Bos and Spiers, 2000; Niemeijer et al., 2008].

Under room temperature and small stress, the static strength of glass-glass interface was investigated [Berthoud et al. 1999] and it was found that, in addition to the logarithmic strengthening, the rate of healing grows with the temperature of the material, and with the state of shear stress applied during the holding periods. Berthoud et al. [1999] have shown experimentally that the level of healing was almost twice larger if the shear stress was maintained constant compared to tests where the shear stress was decreased to zero during the hold period. This was confirmed by Losert et al. [2000] who measured that healing was negligible when no shear stress was applied. Karner and Marone [1998] observed also that, in the absence of shear stress during the hold period, the healing effect could become negative. Note, however, that one study [Nakatani and Moghzuki, 1996] has seen an opposite effect with the healing rate being 10-20% higher when the shear stress was decreased during the hold periods. Finally, transition after some time in the healing rate was observed and attributed to the activation of different healing mechanisms at short and long hold times [Blanpied et al., 1998; Yasuhara et al., 2005; Niemeijer et al., 2008].

The principal purpose of the present study is to analyze which mechanisms may be responsible for the frictional healing of a rock analogue interface in presence or absence of chemical reactions. Yasuhara et al. [2005] noted that "... deconvolving the relative contributions of asperity strengthening and grain cementation to the resulting frictional strength, may be difficult ...". We propose here an analogue experiment where we attempt to separate the effects of these various healing mechanisms. Hereafter, we investigate the dependence of the strengthening rate of a frictional interface on the chemical reactivity of the two solids in contact. In order to avoid complexities arising from the use of a granular material (i. e. gouge), we work with rough bare surfaces. The reactivity of the interface is controlled by changing the nature of the surfaces in contact (glass/glass; salt/glass; salt/salt) and the fluid (air, water). A camera integrated at the device allows acquiring images of the asperity contacts. The strengthening is derived from the shear force necessary to break the interface and pull-off the slider. It is measured using a force gauge. This experimental set-up is built to be analogous to the two surfaces of a natural fracture during the interseismic period and allows characterizing how a macroscopic variable, the strengthening, is controlled by microscopic processes related to contact dynamics.

A.3 Experimental method

A.3.1 Friction experiment apparatus

A $1 \times 1 \text{ cm}^2$ surface area slider held under constant normal load, is left in contact with a flat plate (Figure A.1). The slider has a cube shape and is made of either a single crystal of sodium chloride (NaCl) or glass. The 3 cm radius circular flat plate over which the slider is moving is made of either NaCl single crystal or glass. During experiments, the 1 cm^2 nominal surface area of the slider bears a constant normal load of 2.65 kg (0.26 MPa normal stress) imposed by dead weights. The loading rate is controlled by a brushless motor whose speed can vary in the range 0.1 - 300 $\mu\text{m}/\text{s}$. The slide-hold-slide periods are controlled by a Labview©program that also records the data during the tests. The set-up is mounted into a temperature controlled Plexiglas box fixed on a stiff granite table, and located in a temperature insulated dark room. Tests are conducted at 22°C and the relative humidity of the room, which is not controlled, remains in the range 50-60%. This set-up is a surrogate for the healing/sealing of fractures and faults, where fluid-rock interactions are operative at depth and over the millennium time scale. A similar apparatus was used in Voisin et al. [2007, 2008] and Zigone et al. [2011].

We monitor horizontal and vertical displacements of the slider using four linear variable displacement transducers (Solartron LE/12/S IP50) with sub-micron resolution (Figure A.1). A fifth transducer, left on the granite table, allows characterizing the stability the displacement measurement, whose standard deviation is equal to 0.1 μm over 24 hours. The pull-off shear force necessary to break the interface, allowing the cube to slide again, is measured using a 5kg force gauge sensor (AEP TCA 5kg) at a sampling frequency of 100Hz.

The glass surfaces are considered as nominally flat whereas the salt surfaces (slider and flat plate) are textured using sandpaper to ensure similar initial roughness conditions in all experiments carried out (see Table 1). The glass surfaces are carefully cleaned with acetone and dried before each experiment, whereas the salt surfaces are cleaned with hexane and then dried. The salt surfaces are cleaned with ethanol and dried before each experiment. Both surfaces are in equilibrium with the atmospheric humidity. A slide-hold-slide experiment is composed of a sequence of increasing hold times (ranging from 10s to 3000s for most experiments; several tests have also last up to 50 hours) separated by slide periods over distances in the range 145-710 μm under an imposed driving velocity (Table 1). During hold periods, the shear stress slowly decreases due to relaxation of the interface (Figure A.2).

A.3.2 Topography and optical imaging of the interface

For several salt/glass experiments, the contacts at the interface are observed using an optical microscope objective connected to a 12bits grey levels charge-coupled device camera. Pictures are taken at a frequency of 3 per hour. The topography of several frictional interfaces is also measured before and after the experiments using white light interferometer micro-imaging (Wyko 2000 Surface Profiler from Veeco). In this device, a Michelson interferometer is coupled to a microscope with a broad-band white light source. The interference fringes reach a maximum intensity at equal optical path lengths of the imaging beam and reference beam. By vertical movement of the sample and simultaneous image

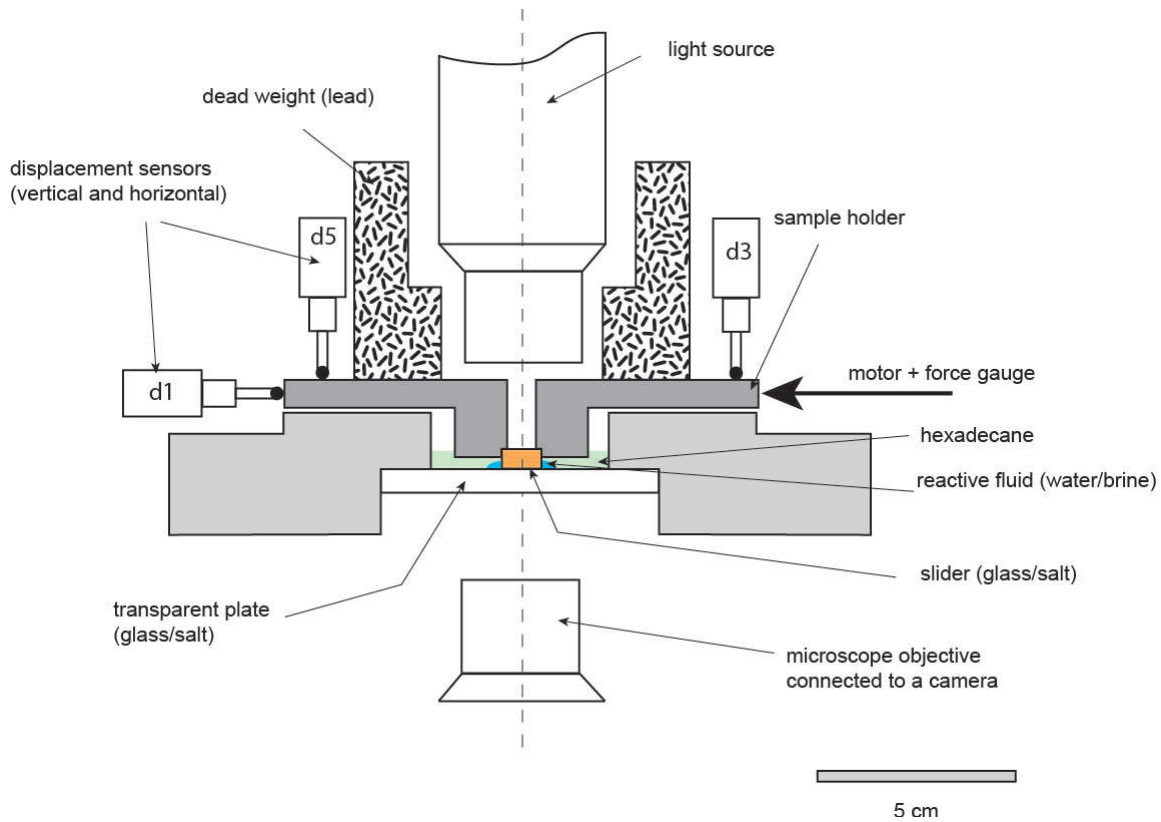


FIGURE A.1 – Experimental friction apparatus to measure the pull-off force of a slider during slide-hold-slide experiments. A slider (salt or glass) is held in a stiff aluminum frame under a constant normal load (dead weight), in contact with a flat plate (salt or glass). Four displacements sensors continuously measure the horizontal (d1) and vertical (d3, d2, d5) displacement of the sample holder (d2 is not shown on this side view). A last sensor (d4) is left away from the experiment on a granite table to measure the noise of the displacement measurements. A 12 bits grey-level camera, connected to the microscope, records the visible evolution of the interface contact asperities with time. For interface strength measurements, a load cell coupled to a motor (arrow) is connected to the sample holder. This ensures a horizontal shear displacement in a direction parallel to the slider/plate interface. Experiments are conducted either at room humidity or in the presence of a reactive fluid. In this last case, a droplet of water or brine is left below the slider, and a film of hexadecane is added to prevent evaporation.

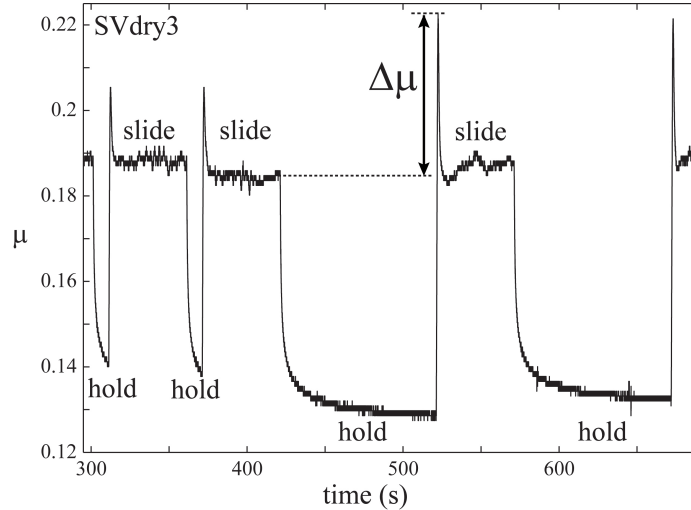


FIGURE A.2 – A typical record of a slide-hold-slide experiment, showing the friction coefficient evolution with time (experiment SVdry3). Experimental conditions : salt/glass interface ; normal load of 0.26MPa ; temperature of 22°C ; room humidity 50-60%. During the sliding stage, the salt sample is pushed at a loading rate of 10 $\mu\text{m}/\text{s}$ during 50s. During the holding stage, the loading velocity is set to zero and the shear stress slowly relaxes. $\Delta\mu$ is the difference between the peak of static friction after the hold stage and the dynamic friction during the previous sliding stage. It represents a measurement of the healing of the interface.

capturing the interference, we determine the maximum intensity envelope and thereby the relative height of the imaged surface at each pixel with a resolution of 3nm. The horizontal resolution depends on the lens used and with the highest magnification it is at the diffraction limit of white light, of about 0.5 μm . In the present study, we have selected a horizontal resolution of 15.7 μm allowing to image contacts that can reach dimensions of several hundred microns. The height “images” are treated to remove the planar tilt of the surface and fill missing data with linear interpolation. The data obtained is, for each sample, a 2D topographic height field of the slider topography over a selected area. Several striated surfaces were measured before experiments to characterize their initial roughness (samples S320, S800, S1200 in Table 1). Finally, several surfaces after healing were removed from the experimental set-up and observed using a scanning electron microscope for comparison with the white light interferometry images.

A.3.3 Chemical reactivity of the interface

We conducted three kinds of experiments varying the nature of the interface, the fluid, and thus the chemical reactivity (see Table 1). One series of slide-hold-slide experiments is conducted under ambient humidity with three different interfaces (glass/glass ; salt/glass ; salt/salt) and is referred to as dry experiments. Note that, under such condition, a thin film of water is absorbed onto the salt surfaces, with a thickness in the micrometer range. The second slide-hold-slide experiment series is conducted, on the three different interfaces, with water in chemical equilibrium with the solids and is referred as wet experiments. For these experiments, a droplet of saturated brine (or water for glass/glass interface) is trapped at the interface between the slider and the flat surface. To avoid evaporation, a

film of hexadecane covers the sample and the brine, ensuring that it does not penetrate the frictional interface. The third series of experiments is conducted wet, with imposed normal load but without shear stress and for duration of 50 hours and a salt/glass interface. In these runs, the dynamics of contacts is observed while the salt slider keeps immobile.

The glass/glass dry interface will be considered as a reference, being a priori the less reactive interface. At the other end of the reactivity scale, the salt/salt interface with saturated brine will be considered a priori as the most reactive interface.

A.4 Results

A.4.1 Slide-hold-slide experiments : effect of surface reactivity on the ageing rate of the interface

Figure A.2 presents a typical record of frictional force during a slide-hold-slide experiment. Here, we define the degree of healing ($\Delta\mu$ as the difference between the peak shear-stress upon re-shear and the preceding steady shear stress normalized by the normal load (as in Marone [1998a] and Niemeijer et al. [2008], for example). In the following, we approximate the healing by the ageing of the interface at rest, and we evaluate how the surface chemical reactivity impacts the healing rate. In order to do so, we vary the nature of the surfaces in contact (salt/salt, salt/glass, glass,glass).

The amount of healing ($\Delta\mu$) as a function of hold time for the six experiments performed with a salt/glass interface in the presence of saturated brine is displayed on Figure A.3. The two plots represent the same data either with semi-logarithmic axes (Figure A.3a) or in a double logarithmic graph (Figure A.3b) and show also the reproducibility observed in these experiments. For the latter case (Figure A.3a), the data may be fitted using a power-law in time, $\Delta\mu \propto t^\alpha$ with a power law exponent $\alpha = 0.24 \pm 0.07$. For the former case (Figure A.3b), the data may be fitted using a logarithmic dependence of time such that $\Delta\mu = \beta \log(1 + \frac{t}{t_c})$ where t_c is a critical time chosen here equal to 10s and a pre-factor $\beta = 0.03 \pm 0.02$. For these two kinds of time dependence, logarithmic or power law with a small exponent, it is quite difficult to differentiate which law is the best fit, particularly because the value of $\Delta\mu$ varies within one order of magnitude only, making it difficult to extract a power law relationship. Based on our data, we cannot rule out the power law option. However, for the sake of comparison with previous studies, we will interpret later our data using the logarithmic fit.

On Figure A.4, we have represented the ageing of various interfaces, depending on their chemical reactivity, for hold times in the range 10-3000s. All data align along different lines in this semi-logarithmic plot, and we characterize ageing as a process that evolves with the logarithm of time to fit these data. The healing rate $\beta = \Delta(\Delta\mu)/\Delta(\log_{10}(t))$ is defined as the slope of the different lines in a semi-logarithmic diagram. The glass/glass wet case does not exhibit any ageing with time and β is even slightly negative. This is probably due to the lubricating effect of water that prevents the ageing of the interface. This effect is removed when the glass/glass dry case is considered where β is close to $9 \cdot 10^{-3}$. This value can be used as a reference for comparison with the other interfaces. A quantitative jump in the healing rate arises when the salt/glass case is considered where β is close to $1.5 \cdot 10^{-2}$, with or without the presence of fluids, which makes a two folds increase in β . The salt/salt interface in dry condition has a healing rate β close to $3 \cdot 10^{-2}$, which makes

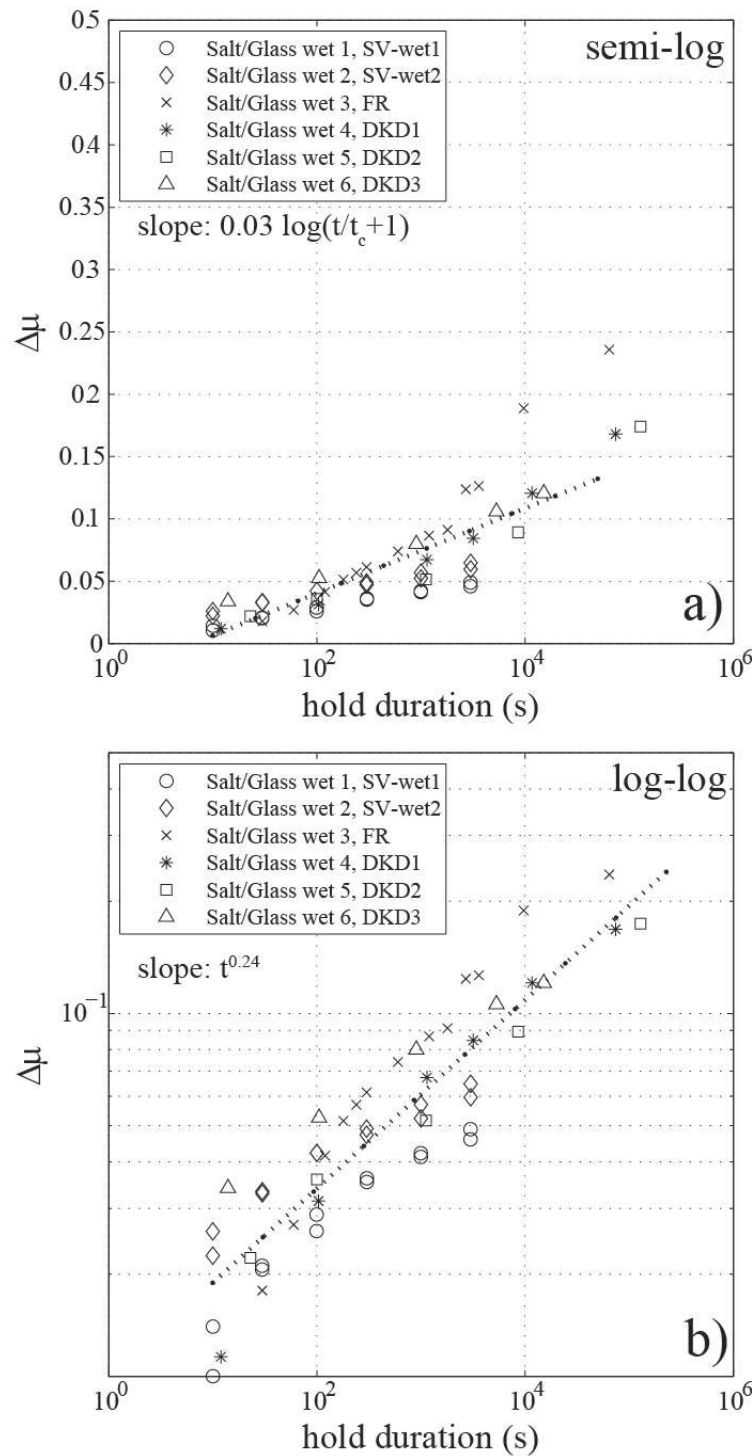


FIGURE A.3 – Healing as a function of hold time for six similar experiments with salt/glass interface in the presence of brine. Two kinds of fit could be considered, either a logarithmic dependence in time (a) or a power law in time (b). These curves also show the reproducibility observed in the experiments. The linear dashed trend represents a fit of all the data and the functional dependence of this fit is given on each plot.

a three folds increase. When saturated brine is added, the slope of the ageing evolution is 0.19, six times larger than salt/salt dry interface, and thirteen times larger than the salt/glass wet interface. The healing rate between the two ends of our reactivity scale (dry salt/glass interface and wet salt/salt interface respectively) is increased by more than twenty folds. The healing processes are thus more efficient when two reactive interfaces are in contact and even more in presence of fluids.

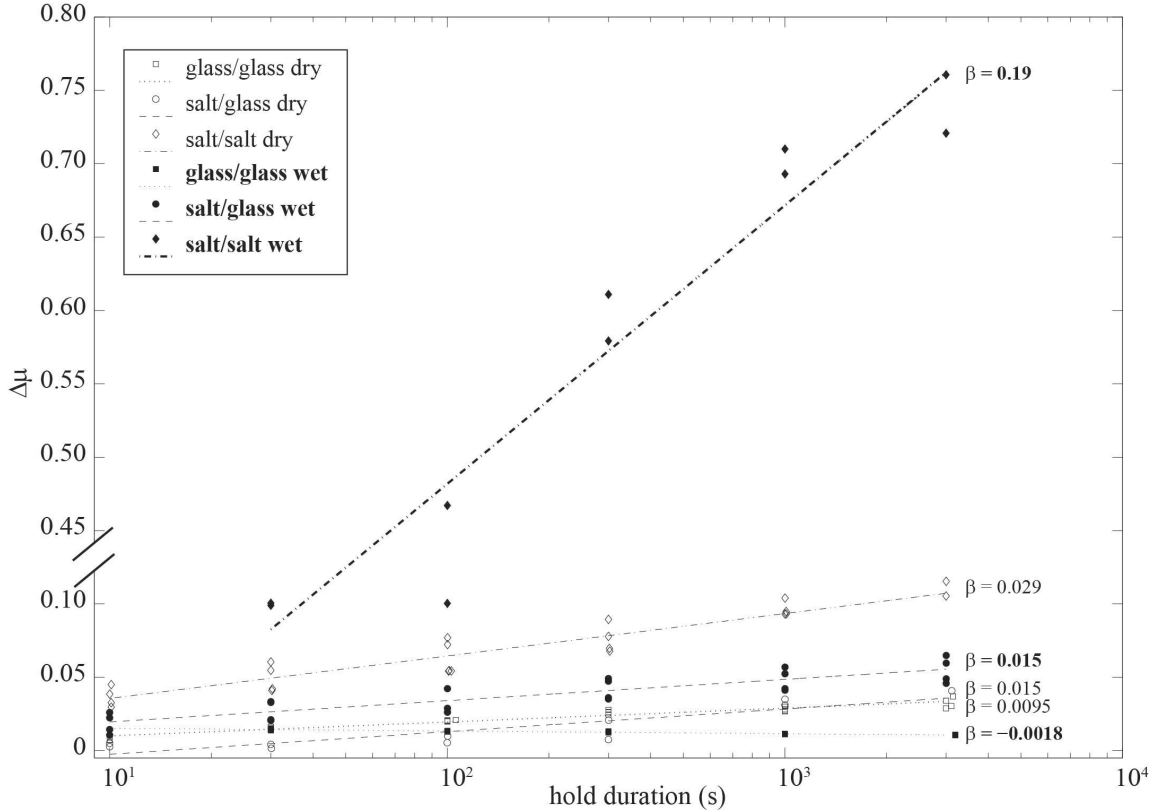


FIGURE A.4 – Effect of chemical reactivity on the healing rate : $\Delta\mu$ as a function of hold time for experiments with different interfaces and humidity conditions : salt/glass dry ; salt/glass wet ; salt/salt dry ; salt/salt wet. Experimental conditions : pressure $P = 0.26MPa$; temperature $T=22^{\circ}C$; loading rate $14 \mu/s$ over $100 \mu m$. The hold times range over 2.5 orders of magnitude. For the different experiments, the measurements of $\Delta\mu$ align along straight lines, which indicate an ageing of the interface with the logarithm of time, consistent with previous studies. Differences arise and the various values of the healing rate β are displayed on the figure. We relate the differences in the healing rate to the differences in chemical reactivity at the slider/plate interface.

Finally, we also note a difference in the sliding behavior ; in all experiments except for the salt/salt wet interface the sliding is stable. For the latter interface, without changing any parameters, only by adding a fluid, the sliding becomes highly unstable with a strong stick-slip behavior. This means that on one hand, even during the slide period, most of time the slider is at rest ; on the other hand the healing becomes effective at a level where it affects the stability of sliding.

A.4.2 Slide-hold-slide experiments : effect of the loading velocity on the healing rate

We focus here on salt/salt and salt/glass dry interfaces and investigate the role of the loading velocity on the healing rate. On Figure A.5 is displayed the evolution of the healing rate for salt/glass and salt/salt interfaces as a function of holding time, for different loading velocities during the sliding periods. As previously seen (Figure A.4), healing increases with holding time. For the salt/glass interface, no systematic effect of the sliding velocity can be seen on the value β (Figure A.5a). However, for a salt/salt dry interface, β clearly varies with sliding velocity; the slower the loading velocity, the higher the healing rate. The inset of Figure A.5b represents this change in the healing rate with V and the dependence of the healing rate with the sliding velocity is linear. For salt/salt wet conditions, this behavior cannot be investigated because of the presence of stick-slip behavior.

A.4.3 Hold (no slide) experiments : imaging the dynamics of contact asperities

The evolution of the geometry of contact asperities between the two surfaces with time controls the evolution of the strength of the interface and therefore its healing rate. To characterize the contact growth during hold periods, we have performed a series of salt/glass experiments where a constant normal load was applied on the slider, without imposed shear stress or displacement (experiments referenced as “creep” in Table 1). Only the vertical settlement of the slider was followed and the surface area of individual contacts was imaged with the camera at times intervals of 20 minutes. For dry experiments, the contacts exist, evolve and cover much less than 1% of the whole surface area of the slider, making it difficult to image them through time given the camera resolution. When a droplet of brine is present at the interface, the rich dynamics of salt-fluid interactions allow contact points to grow with time (Figure A.6). These contacts first nucleate at various times, and then start to expand laterally; covering almost 10% of the nominal contact surface area after 20 hours for a salt/glass interface.

Individual contact points are initially dispersed over the interface and grow independently (Figure A.6a). Their growth rate is non-linear in time. Moreover, when two contact asperities grow simultaneously close to each other and coalesce (Figure A.6b), the growth rate increases by abrupt steps (Figure A.6c). Using time-lapse images of the same portion of the surface area, the complex time evolution between individual contact nucleation, growth, and merging can be characterized (Figure A.6d).

Both white light measurements and scanning electron microscopy images clearly show that these contacts grow as flat asperities in the open space between the salt slider and the glass plate (Figures A.7 and A.8). They initiate on actual contacts that widen in time by several tens of micrometers. SEM images show that the actual contacts are flat, and are either almost circular or a linear trend when controlled by the initial linear striations of the surface (Figure A.7 c-d). Some of these contacts have formed by merging different smaller contacts (Figures A.7 b, e-f).

The white light interferometry data allow comparing the topography of the nominal contact before and after healing. The initial roughness (Figure A.8c) shows almost Gaussian height distribution with a standard deviation close to 5 microns, controlled by the

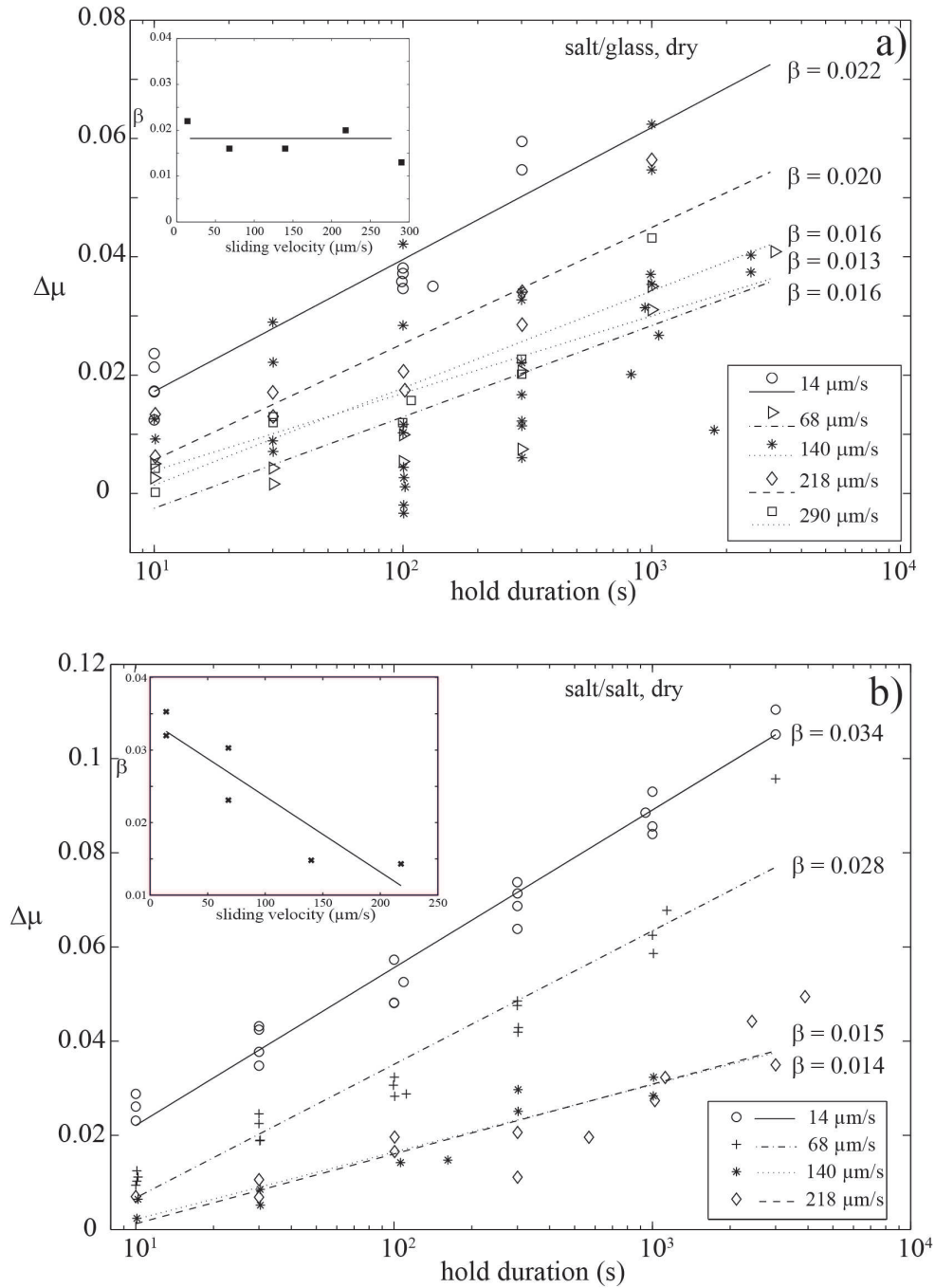


FIGURE A.5 – a) $\Delta\mu$ as a function of hold time for experiments at five different sliding velocities on a salt/glass dry interface. No clear trend emerges between the value of β and the sliding velocity (see inset). b) $\Delta\mu$ as a function of hold time for experiments at four different sliding velocities on a salt/salt dry interface. Experimental conditions : normal load 0.27MPa; temperature 22°C; sliding distance 500 μm . The lines fit the data with a least square method for each velocity. The slopes of the lines indicated on the right side correspond to the healing rates β . The inset shows how β decreases with loading velocity imposed during the slide stage. The line serves as a guide for the eyes.

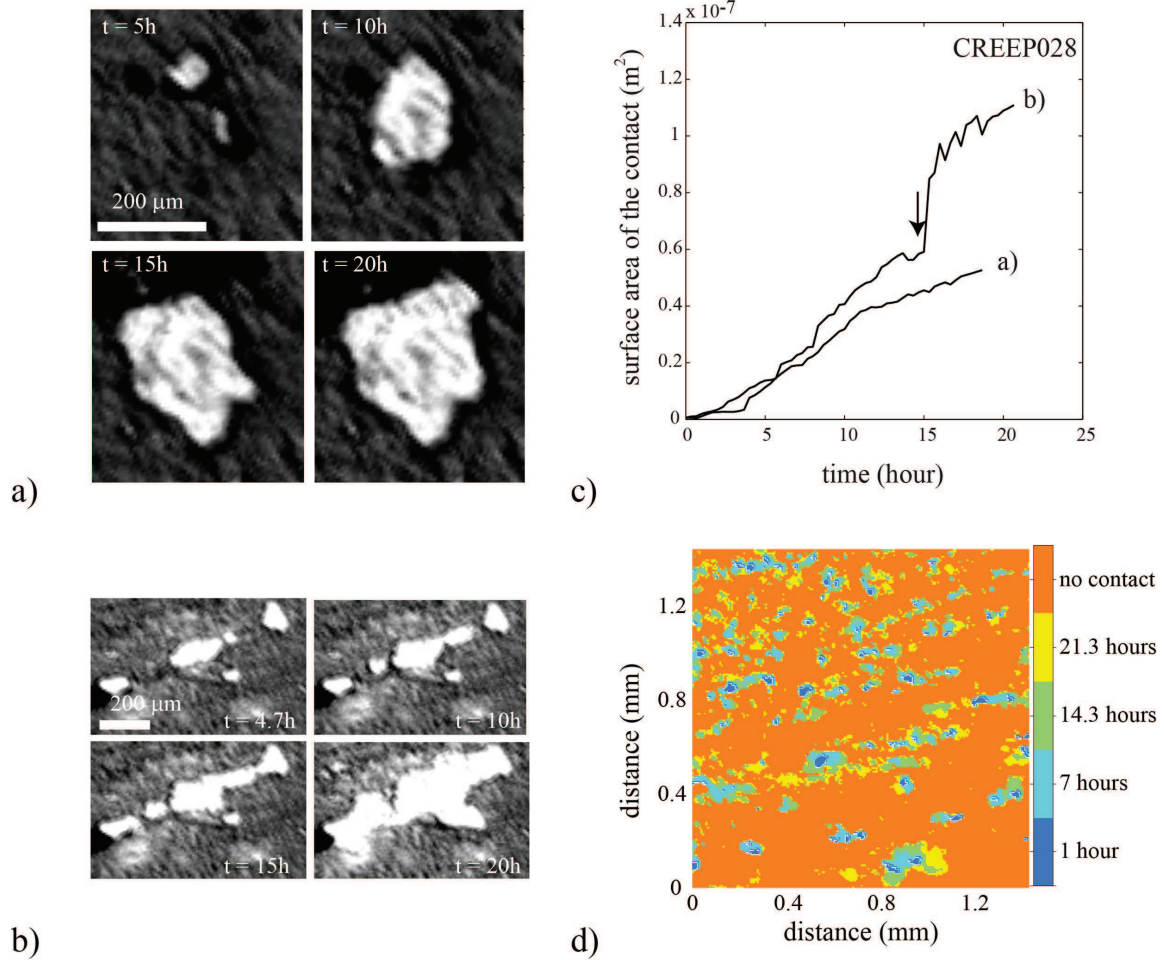


FIGURE A.6 – Time evolution of contact asperities (experiment CREP028). a) Growth of a single contact with time. b) Growth of several contacts that merge after ~ 15 hours. c) Evolution of the surface area for the two contacts shown in a) and b). The arrow points to the time when the sudden merging of several small contacts occurs. d) $1.4 \times 1.4\ \text{mm}^2$ time-lapse zoom on the nominal contact area during growth of asperities. The color coding underlines the different times during contact growth and merging. Orange color corresponds to contact-free surface.

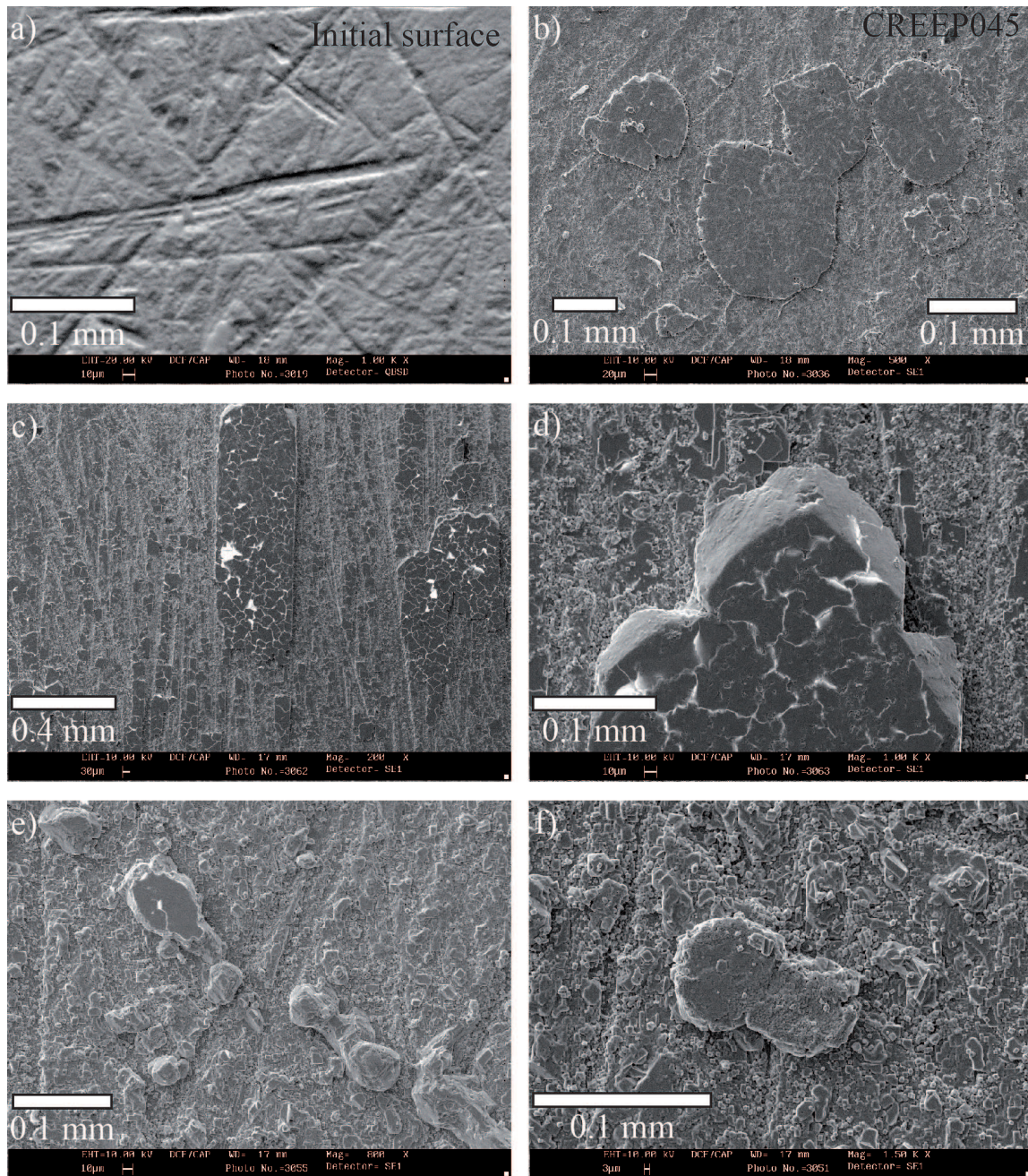


FIGURE A.7 – Scanning electron microscopy images of contacts for a salt/glass interface (experiment CREEP045). a) Initial surface showing the striations due to polishing. b-f) Contacts for a salt/glass interface after 24 hours of growth. The asperities are planar structures, in contact with the glass plate. When dispersed (c, f), they grow independently. Or they can merge when located close to each other (b, e).

initial polishing of the salt surface with sandpaper. After healing, the roughness distribution becomes bimodal, with a first peak corresponding to the remnants of initial roughness, and a second peak, located at 8.6 microns above the first one, and corresponding to the actual contacts (red curve, Figure A.8c). This second peak is very narrow and shows that the actual contacts are almost flat.

In the mean time, the vertical settlement of the slider is rather small (Figure A.9a), less than 4 micrometers for most of the experiments. This demonstrates that, for a salt/glass wet interfaces, the contacts grow not only by a modest flattening of existing contacts, but also by a lateral contact growth process, without a clear correlation with the vertical displacement of the slider (Figure A.9b). This is also observed for glass/glass wet interfaces. This growth process is not observed for dry salt/salt and salt/glass interfaces, indicating that a dissolution-crystallization process, enhanced by the presence of a reactive fluid, may be responsible for the observed fast contact growth.

Using the nominal contact surface area of Figure A.6d, fifteen individual contacts were selected and their growth was followed through time. The kinetics of this process is displayed on Figure A.10a and a striking observation is that, for individual contacts, a wide range of growth rates is observed. Even single contact can grow at quite different rates. For multi-contacts, those whose surface area increases by successive coalescence of smaller contacts, the growth rate shows events of rapid increase. We also display on Figure A.10b (thick line) the average growth rate of these contacts that shows non-linear time dependence. This average growth rate is computed at each time by averaging the actual contacts on a given portion of the contact surface. Some contacts do not growth anymore but are still used in the average because they can coalesce with another contact at each time.

A.5 Discussion

We present experimental observations of the healing and strength recovery of a rough interface in the presence of chemical reactions. Our results first confirm that interface chemical reactivity plays a major role on healing processes by enhancing the rate of asperities growth. Our work furthermore highlights the key role played by reactive fluids in the dissolution-crystallization processes responsible for the strengthening of the interface, which is attributed here mainly to the neck growth of contact asperities, increase of adhesion by welding of contacts, with only a minor effect of the deformation of asperities by creep. In this discussion section we first compare our results with previous studies. Then we analyze the time-dependence of contact asperities growth (Figure A.10) and propose a conceptual framework to describe the various mechanisms at work during interface healing (Figure A.11).

A.5.1 Comparison with previous experimental studies

Healing of salt at room temperature could be due to several processes. On the one hand plastic creep of asperities, either through the motion of defects [Brechet and Estrin, 1994; Dieterich and Kilgore, 1994, 1996] or through a stress-enhanced solution transfer process [Nakatani and Scholz, 2004a], could reshape the actual contacts and flatten them [Sleep, 2006]. On the other hand, subcritical crack growth could also damage these contacts.

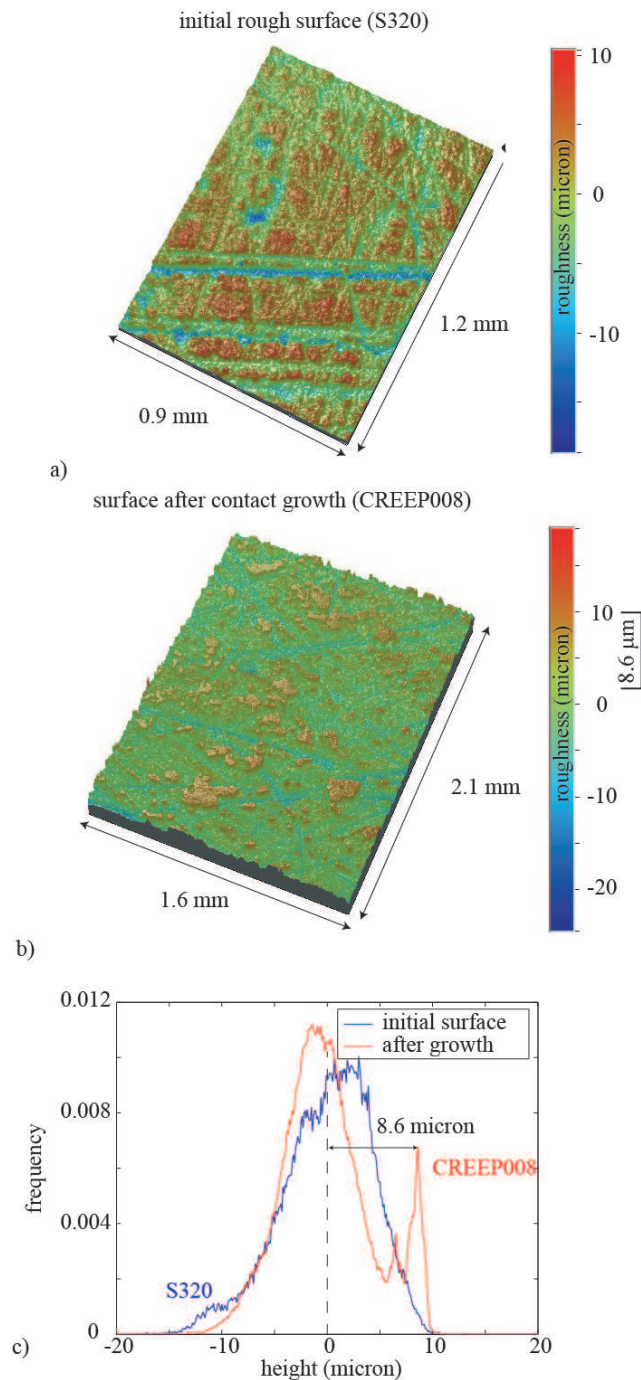


FIGURE A.8 – Geometry and topography of the contact asperities on a salt slider (salt/glass interface). a-b) White light interferometry roughness measurement of an initial NaCl surface (textured with sandpaper # S320) and of sample CREEP008 after 50 hours of contact growth. The contacts correspond to flat asperities located 8.6 microns above the average rough surface. The zero height corresponds to the mean plane of the surface. These two images correspond to different samples. c) Histogram of the roughness elevation measured using white light interferometry before and after contact growth. The contact appears as a second peak in the height distribution, located 8.6 microns above the average surface.

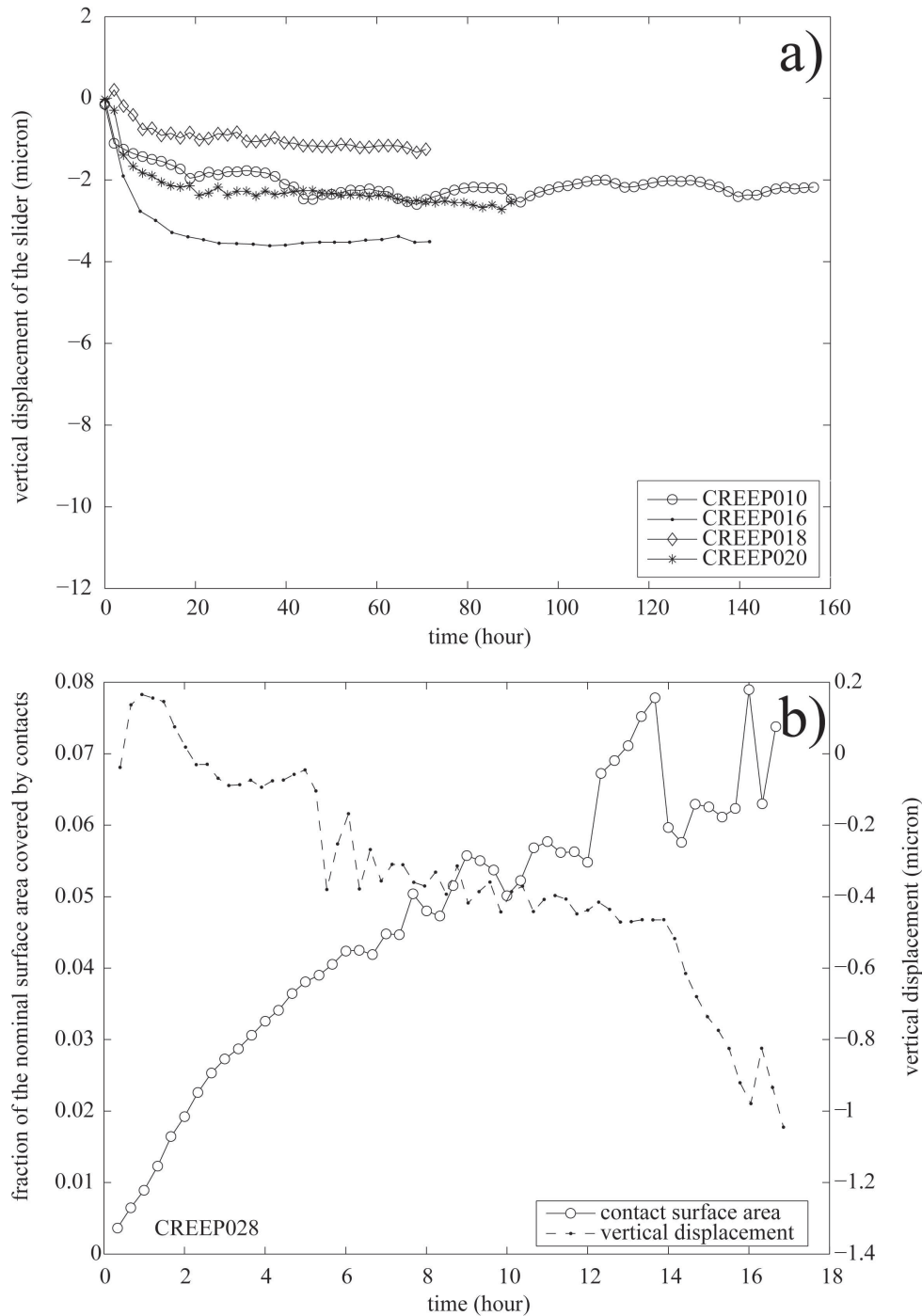


FIGURE A.9 – a) Vertical creep recorded in several experiments without sliding, for a salt/glass interface. The conditions are similar (22°C , 0.26MPa) and the initial interface roughness was varied using different sand papers (see Table 1). In all experiments, even after a long time (160 h), the vertical displacement remains small. b) Evolution of the contact surface area for the interface shown in Figure 6d and vertical settlement of the slider.

Hickman and Evans [1992] raised also the possibility that contact neck growth causes the time-dependent healing observed in friction. They showed that the radius of halite-halite contacts grow as $t^{1/4}$ to $t^{1/3}$, an exponent close to the power law fit with $\alpha = 0.24 \pm 0.07$ shown on Figure A.3b and to the growth of contacts under stress on salt during pressure solution creep experiments [Dysthe et al., 2002].

Other experimental studies have observed logarithmic dependence in time. The value of the healing parameter β was measured using different geometries – sheared granular materials (i.e. gouge) or bare surfaces – and interpreted in terms of physical processes at the contact scale (see Table 2 for a list of values for β).

Blanpied et al. [1998] showed that, when shearing a quartz gouge, the friction coefficient was increasing during hold periods, and that this increase was larger at higher temperatures and in the presence of water as a reactive fluid. By compacting a gouge made of particles of salt mixed with kaolinite clays, Bos and Spiers [2000] observed that the healing rate during hold periods strongly varied if either only halite was present, or mixed with kaolinite. The parameter β was 0.27 for halite gouge and decreased to 0.03 for a mixed gouge. This was interpreted by the effect of clay particles, trapped at halite-halite grain boundaries that prevent contact adhesion and neck growth. Note that these values are very similar to what is observed in our experiments, with $\beta = 0.19$ for a salt/salt interface and $\beta = 0.029$ for a salt/glass interface (see Table 2 and Figure A.4). Niemeijer et al. [2006, 2008] used salt gouge as a crustal fault rock analog, at ambient conditions of pressure and temperature. They showed that healing is 10 times faster in wet conditions (saturated brine) than in dry conditions. These results are strongly dependent on the nature of the gouge (salt, salt and phyllosilicates) and on some physical parameters such as grain size and porosity [Niemeijer, 2008]. Note again that these results are in good agreement with our observations : the healing is more than 6 times faster in wet conditions than in dry conditions for a salt/salt interface ; this factor strongly depends on the type of interface.

Nakatani and Scholz [2004b] proposed a model of healing where asperities in contact flatten with time due to local creep. This increases the total surface area of contact and also the pull-off force necessary to slide past the interface. In this model, based on Bowden and Tabor [1954] analysis and Brechet and Estrin [1994] model of dynamic friction in metals, the logarithmic dependence of healing in time can be related to the exponential dependence between the strain rate at asperities and stress. Such exponential dependence is also proposed for deformation of minerals by the mechanism of pressure solution creep [Weyl, 1959 ; Rutter, 1976]. In our experiments, scanning electron microscopy and white light interferometry imaging indicate that neck growth mediated by the large curvature across the interface is a plausible mechanism for contact growth [Figures A.6 - A.8]. In the following, we examine if a model of healing by neck growth could describe our observations.

A.5.2 Neck contact growth driven by surface tension versus creep

In our hold experiments (hold with normal stress, without shear displacement) we measured the vertical displacement rate due to the normal stress and we found that it remains much too small (Figure A.9a) in order to explain the increase of the surface area of the asperities. Asperity deformation may be accommodated by plastic deformation (Figure A.11a). It may also be accommodated by pressure solution creep with mass transfer from dissolution interfaces to the pore space (Figure A.11b). None of these mechanisms seems to have a major effect in our experiments. Conversely, scanning electron microscopy and

white light interferometry imaging indicate that neck growth mediated by the curvature variation across the interface is a plausible mechanism for contact growth (Figure A.11c and A.11d).

The growth of a single contact mediated by the local increase of surface free energy can be described using a simple kinetics model. We consider a contact of radius r_1 and height r_2 (corresponding to the mean separation between the slider and the glass plate), see inset in Figure A.10b and Figure A.11c. At the contact edge, the surface tension is smaller than for a flat interface, and the chemical potential difference $\Delta\mu_G$ with a flat interface is :

$$\Delta\mu_G = \gamma \left(\frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_2} \right) , \quad (\text{A.2})$$

where γ (J.m⁻²) is the interfacial tension energy between sodium chloride and glass (salt/glass interface) or the surface energy to break sodium chloride (salt/salt interface). In the experiments, the contacts growth process decreases the surface energy : a fluid-solid interface is replaced by a solid-solid interface as the contacts expand (Figure A.11c).

To estimate the growth rate of the contacts, we can consider two end-member cases. Either the growth may be controlled by the diffusion of solutes towards the contacts, or it is controlled by the kinetics of surface reaction, i.e. attachment of Na^+ and Cl^- ions at the contact surfaces. If the diffusion length is small enough, the growth rate of the contact is governed by the following precipitation kinetics law :

$$\frac{\partial r_1}{\partial t} = -k_p \bar{V}_s \left(1 - \exp \left[\frac{-\gamma \left(\frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_2} \right) \bar{V}_s}{RT} \right] \right) , \quad (\text{A.3})$$

where k_p is the rate constant for salt precipitation, \bar{V}_s is the molar volume of NaCl, R is the gas constant, and T is the absolute temperature. The term into parenthesis represents the departure from equilibrium (i. e. local super-saturation) that drives precipitation and contact growth. Instead, if the growth rate is controlled by diffusion, the contact growth law follows :

$$\frac{\partial r_1}{\partial t} = \frac{Dc_{eq} \bar{V}_s}{\delta} \left(1 - \exp \left[\frac{-\gamma \left(\frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_2} \right) \bar{V}_s}{RT} \right] \right) , \quad (\text{A.4})$$

Equations (A.3) and (A.4) can be integrated numerically, starting with an initial contact radius $r_1 = 1.0 \cdot 10^{-6} \text{ m}$ (limited by the resolution of our optical observation). Because the rate constant of halite precipitation is not well-known, we have chosen it equal to the dissolution kinetics constant measured by [Alkattan et al. 1997]), $k_p = 2.5 \text{ mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. The other parameters are the molar volume of NaCl $\bar{V}_s = 2.7 \cdot 10^{-5} \text{ m}^3.\text{mol}^{-1}$, the solubility of the solid at equilibrium at room temperature $c_{eq} = 5416 \text{ mol.m}^{-3}$, the interfacial tension $\gamma = 0.05 \text{ J.m}^{-2}$ [Mersmann, 1990], the temperature $T = 303^\circ \text{ K}$, the gas constant $R = 8.32 \text{ J.mol}^{-1}.\text{K}^{-1}$ and $r_2 = 8.6 \cdot 10^{-6} \text{ m}$, which is estimated as the average opening of the interface, see Figure A.8c and the inset in Figure A.10b. We also consider that the mean interface aperture r_2 remains constant in time, which is demonstrated by the vertical displacements showing that the block compacted by an amount significantly smaller than

the value taken for r_2 (Figure A.9). Finally, the diffusion length $\delta(m)$ is taken equal to r_2 and the diffusion coefficient of sodium and chlorine ions in water is $D = 2 \cdot 10^{-9} m^2 \cdot s^{-1}$.

Equations (A.3) and (A.4) present two limiting cases of growth of a contact, where the interfacial tension drives the departure from equilibrium. Because of their high curvature, the growth of new salt/glass surfaces decreases the overall energy of the interface. The kinetics of this growth process is displayed on Figure A.10a where the growth rates of contacts measured on a single salt/glass experiment are presented. By averaging the growth of fifteen contacts displayed on Figure A.10a, a master curve (Figure A.10b) shows that, with relevant thermodynamic and geometric parameters for contact growth driven by interfacial forces, the rate increases non-linearly with time and falls in the range predicted by the rate laws of Equations (A.3) - (A.4). The main limitation of these simple analytical solutions is that they do not take into account the various times of contact nucleation nor the complexity of the rough interface with local variations of the interface aperture r_2 .

A.5.3 Effect of sliding velocity

According to the rate-and state-friction laws, sliding velocity should affect the static friction the same way for all hold durations [Beeler et al., 1994], thus the healing rate should not be affected [Marone, 1997]. However, several studies have focused on the relation between the shear stress level during the hold stage and the healing rate. Nakatani and Mochizuki [1996] showed an increase by a factor of 2 in the healing rate of bare granite surfaces. Bureau et al. [2002] showed similar results for a glass/polymer interface : when the shear stress is reduced during the hold stage, the healing rate is twice less compared to hold stage at the jamming shear stress level. In our experiments, the shear stress level during the hold period is imposed by the loading velocity during the previous slide period. Therefore, a change in the driving velocity is immediately turned into a change in the stress level and affects the healing rate.

In our experiments, this effect is observed only for a salt/salt dry interface (e.g. Figure A.3) : the healing rate is divided by 2 while the sliding velocity, derived from recording displacement of the slider, increases by a factor 20. In a velocity-weakening behavior, the dynamic friction decreases with the logarithm of the sliding velocity. Previous studies in literature report an increase of the healing with the velocity, consistent with a velocity-strengthening behavior (e.g. [Marone, 1998a-b]). Moreover it appears that the dependence of the healing rate with the sliding velocity is linear, and thus should be exponential with the shear stress, during hold periods (inset, Figure A.5b).

A possible explanation could be that, in the experiments without reactive fluid, healing is mainly due to plastic deformation (Figure A.11a) and consequently depends mostly on stress. In our experiment, the shear stress could remain stored as elastic strain energy at the contacts during the hold period and prevent healing. This can be explained if healing is time dependent, so if some reactive fluid phase is present at the contacts, even in dry conditions. Stress relaxation may slow the welding or the neck contact growth. It is observed (Figure A.4) that behaviors of dry salt/salt or wet and dry salt/glass interface are not very different. It is possible that a thin absorbed fluid film could be present at the contacts and affects the behavior of the interface even in dry conditions when at least one of the two solid may react with water.

To conclude on this point, in our experiments the shear stress is not controlled independently of the velocity. So changing the sliding velocity implies a change in the shear

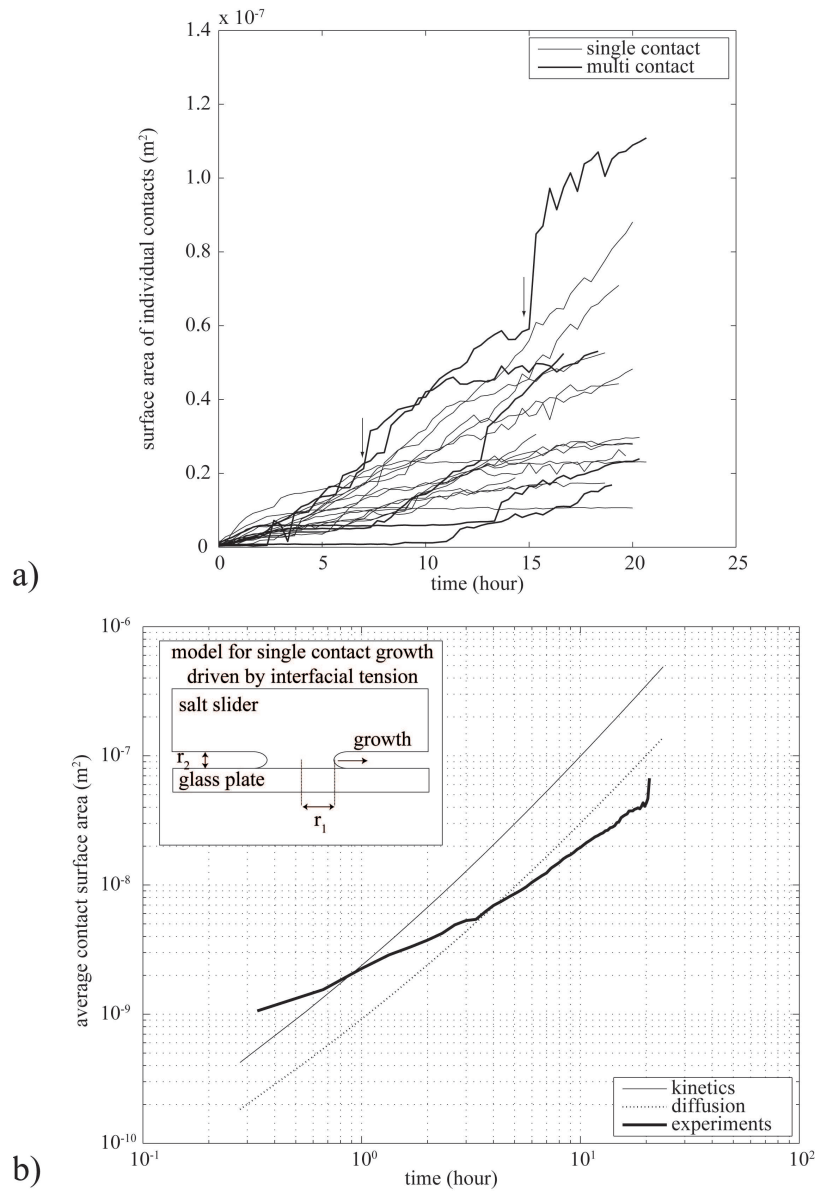


FIGURE A.10 – Surface area $A(t)$ as a function of time of fifteen individual contacts from the interface displayed in Figure A.6d (experiment CREEP008). Multi-contacts (thick lines) grow by connecting individual asperities, which induces more irregular growth. Arrows indicate, for one multi-contact, periods of coalescence with other contacts and sudden surface area growth. b) Log-log representation of the average growth of asperities. The thick line is an average of the contacts presented in a). Note that the contacts that have stopped growing are still taken into account in the average because we are characterizing the global process of growth. A contact can for example coalesce with another contact and thus participate in the healing behavior on the interface. The two thin lines present models of growth of salt contact driven by interfacial tension and whose rate is limited either by the kinetics of precipitation (plain line, see Equation (A.3)) or the kinetics of diffusion (dashed line, see Equation (A.4)). The inset shows the geometry of contact growth used.

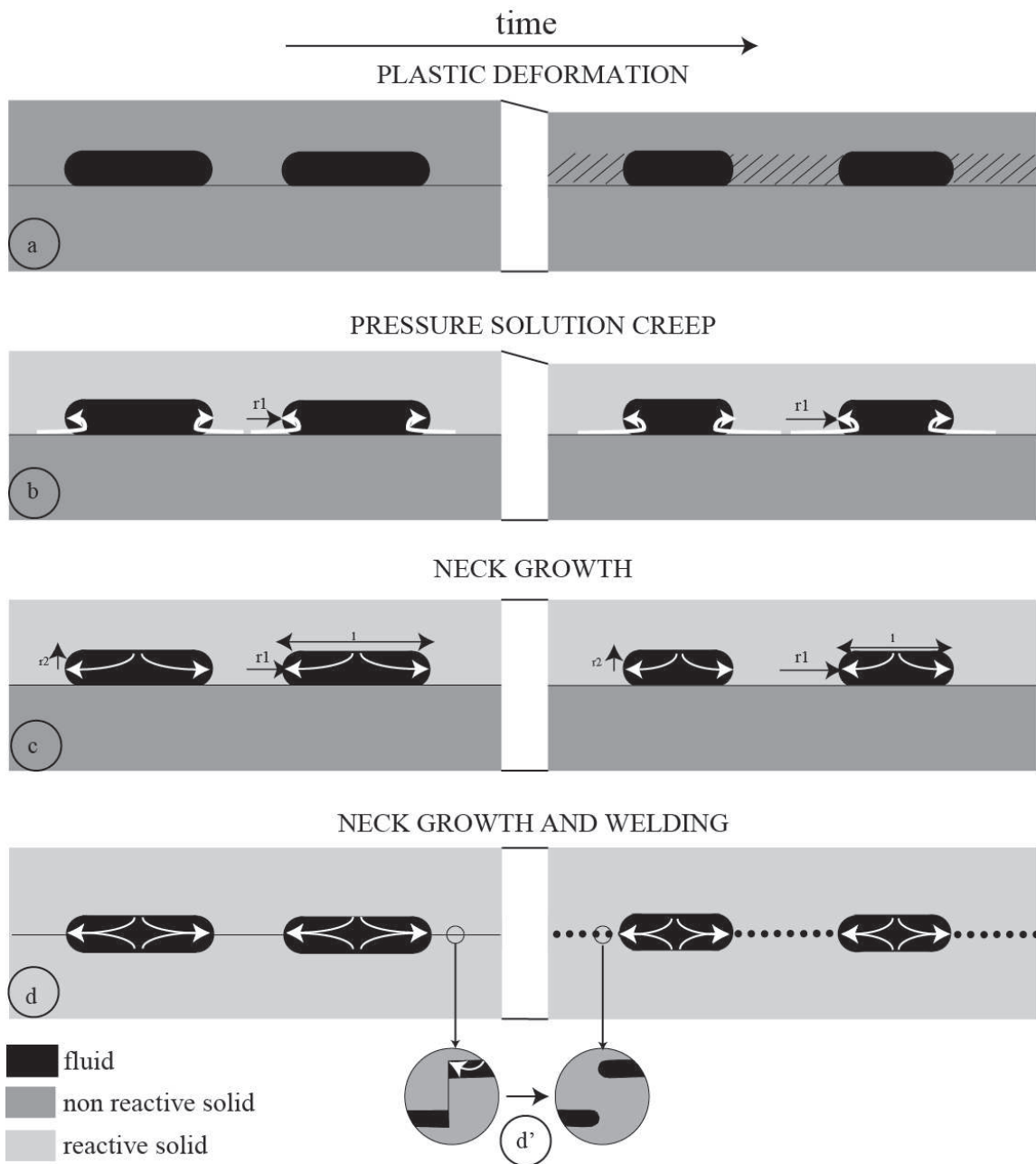


FIGURE A.11 – Mechanisms of healing and strengthening of a frictional interface. a) Strengthening by plastic deformation of the solid contacts (note the shortening perpendicularly to the interface). b) Deformation of asperities by pressure solution creep, with dissolution and mass transfer. c) Neck contact asperities growth driven by minimization of surface energy. d) Welding and neck growth of contact asperities driven by minimization of surface energy. d') Mechanism of welding at the contact surface with formation of a network of fluid inclusions.

stress during slide period but also during hold period. Moreover, we record a relaxation of the shear stress during hold time which may explain the evolution of the healing rate with the shear stress. This relaxation without fluid may be associated to plastic deformation at the interface that accommodates a part of the shear stress imposed during hold time. Our results thus highlight that the shear stress is one of the driving forces for the healing process active on salt/salt dry interface, the shear stress decreases during hold periods, and the healing rate is negatively correlated to the sliding velocity.

A.5.4 Evolution of interface strength in faults : effect of sealing mechanisms

On a macroscopic scale, the interface pull-off process due to bond breaking usually does not occur uniformly over the whole fault surface, but occurs by crack propagation through the asperities which pin the rupture along the interface. The local stress at the asperity (i.e. crack tip) is much higher than the average stress acting on the nominal contact area, and this drastically reduces the pull-off force. Our experiments show the presence of various mechanisms at the origin of asperities strengthening : creep (asperity deformation), neck growth (increase of asperity surface area), and welding (increase of asperity strength). We have already mentioned the minor effect of asperity deformation versus neck growth (see section 4.2). Neck growth of asperities versus welding may be evaluated from salt/salt versus salt/glass experiment. Here, we can separate these different effects by varying the nature of the interface and thus controlling its chemical reactivity. Because the salt/salt interface can weld, this gives an upper boundary for the strength recovery compared to salt/glass interfaces for which strength increase is mainly due to contact surface area growth. The difference of strength between these two systems can be related to the difference of energy to create new salt/salt or salt/glass surfaces when breaking the interface. The effect of welding clearly overwhelms the effect of neck growth, the healing rate being 20 times higher when the solids can weld than when they cannot. The mechanism of welding was not especially investigated in our study. It is possible that the same mechanism of surface energy minimization acts at small scale : irregular shape of rough interface, with angular angles (Figure A.11d, left) may evolve to a cloud of fluid inclusions (Figure A.11d, right). Because the kinetics of such process is inversely proportional to the size of the inclusions and to their spacing, the smaller the roughness the higher the healing rate.

Our experiments show also that a large variability can exist between individual asperities growth, with various nucleation times and the possibility of coalescence. All these processes induce a non-linear dependence of the strengthening process and demonstrate the importance of chemical effects on its rate. Our experiments, even if far from conditions at depth, also question the logarithmic time dependence, as power-law healing rate is also possible. This implies that, for the Dieterich/Ruina like friction laws, the strengthening parameter depends on the chemical nature of the surfaces in contact, and a variety of values could be found. For example, in carbonate faults, with almost pure calcite composition, the welding of the fractures could be very efficient at least at low temperature, where calcite solubility is maximum. In the same manner in quartzite faults, with almost pure quartz, the welding must occur rapidly at high temperature, where quartz solubility is higher. Conversely, for faults containing clay minerals or phyllosilicates, that would prevent contact welding, the healing rate could be much lower [Bos and Spiers, 2000; Niemeijer and Spiers, 2006]. This also indicates that, even without fracture closing and/or

compaction, welding is a very efficient for strength recovery.

Our estimations of healing rate for a bare textured interface are very close to those found for synthetic fault gouges [Niemeijer, 2008]. The healing rate in laboratory friction experiments shows similarities with the logarithmic time dependence of stress drop for repeating earthquakes [Marone et al., 1995]. The strengthening rate of a fault will be similar if the coseismic rupture is localized either on a plane or in a thin layer of crushed rocks (i.e. fault gouge, cataclasite).

Our experiments confirm that the fluids have two crucial but competitive roles in fault re-strengthening. On the one hand, a mechanical lubricating effect prevents the re-strengthening and may bring the fault closer to failure. On the other hand, fluids enhance chemical effects responsible for the fault re-strengthening and delay the time to failure. In our experiments, the competition between these two extreme roles is strongly controlled by the type of materials put in contacts. For an inert material such as glass, fluids play the role of lubricant. For a reactive material such as salt, fluid plays the role of catalyst of chemical reactions. On faults, the nature of rocks but also physical parameters such as grain size, porosity, pressure and temperature control the two key roles of the fluids [Niemeijer, 2008]. Moreover, in our experiments, fluids are in equilibrium with the materials at the interface, while in fault rocks, it is not always the case.

A.6 Conclusion

Assessing how an interface may recover strength with time represents a fundamental issue to predict stress evolution in a fault zone during the interseismic period. In the present study, we have monitored the strength evolution of a frictional interface and varied the chemical reactivity of the solids in contact. The strengthening process occurred by the growth of contact asperities with non-linear time dependence, and the increase of adhesion of the welded contacts. The healing effect is parameterized by a single parameter β , the coefficient of time-dependent strengthening, which varies between almost zero for non-reactive glass/glass interface, to 10^{-2} for glass/salt interfaces where the asperities increased in size by neck growth but did not weld, and β reaches 0.2 for salt/salt interfaces where the increase in strength was due to both contact growth and welding. Depending if welding is possible or not, the healing rate can therefore vary within a factor 20, the welding of contacts allowing a much stronger recovery of the mechanical properties of the interface. The nonlinear time dependence of the strength recovery of a frictional interface is therefore due to a complex interaction between contact surface area growth, nucleation of new contacts, and contact welding, the latter process being responsible for the largest healing rates observed.

A.7 Acknowledgments

We thank Pierre Giroux, Liliane Jenatton, and Benjamin Vial, for their technical help and Benoit Derode, Salif Koné, Danitza Planet, and Anne-Marie Boullier for fruitful discussions. The project was funded by the University Grenoble I and the ANR grant JCJC-0011-01.

Table 1. List of experiments and experimental conditions.

sample #	sandpaper grit ^a	interface	fluid ^c	roughness rms (μm)	loading velocity ($\mu\text{m/s}$)	sliding distance (μm) ^b	healing parameter β
CREEP008	(S) 320	Salt/Glass	brine	-	no shear	creep	-
CREEP010	(S) 320	Salt/Glass	brine	3.50	no shear	creep	-
CREEP016	(S) 2400	Salt/Glass	brine	-	no shear	creep	-
CREEP018	(C) 0	Salt/Glass	brine	-	no shear	creep	-
CREEP020	(S) 800	Salt/Glass	brine	-	no shear	creep	-
CREEP028	(S) 800	Salt/Glass	brine	-	no shear	creep	-
CREEP045	(S) 320	Salt/Glass	brine	-	no shear	creep	-
S320	(S) 320	Salt/Glass	bare	3.40	-	-	-
S800	(S) 800	Salt/Glass	bare	1.10	-	-	-
S2400	(S) 2400	Salt/Glass	bare	0.70	-	-	-
FR	(S) 320	Salt/Glass	brine	-	35	500	0.0662
DKD1	(S) 320	Salt/Glass	brine	-	35	500	0.0695
DKD2	(S) 320	Salt/Glass	brine	-	35	500	0.0387
DKD3	(S) 320	Salt/Glass	brine	-	35	500	0.0290
Dry	(S) 320	Salt/Glass	dry	-	35	500	0.0355
VVdry2	(S) 320	Glass/Glass	dry	-	14	145	0.0085
VVwet1	(S) 320	Glass/Glass	water	-	14	145	-0.0018
SVdry3	(S) 320	Salt/Glass	dry	-	140	710	0.0223
SVdry20	(S) 320	Salt/Glass	dry	-	68	710	0.0154
SVwet1	(S) 320	Salt/Glass	brine	-	14	145	0.0141
SVwet2	(S) 320	Salt/Glass	brine	-	14	145	0.0149
SSdry6	(S) 320	Salt/Salt	dry	-	14	145	0.0306
SSdry1	(S) 320	Salt/Salt	dry	-	14	710	0.0320
SSdry24	(S) 320	Salt/Salt	dry	-	14	710	0.0353
SSdry2	(S) 320	Salt/Salt	dry	-	68	710	0.0231
SSdry22	(S) 320	Salt/Salt	dry	-	140	710	0.0303
SSdry3	(S) 320	Salt/Salt	dry	-	140	710	0.1430
SSdry23	(S) 320	Salt/Salt	dry	-	218	710	0.0190
SSdry11	(S) 320	Salt/Salt	dry	-	14	145	0.0273
SSwet10	(S) 320	Salt/Salt	brine	-	14	145	0.1897

^aC: Castorama sandpaper, S: Struers sandpaper; ^bcreep: no shear, only uniaxial stress applied to the slider and contact dynamics visualization; ^cbrine: water saturated with NaCl, dry: atmospheric humidity, water: pure water in equilibrium with the atmosphere, bare: topography measurement of the surface of the slider without deformation experiment.

Table 2. Comparison of the values of the healing parameter β in different experiments performed on bare surfaces or granular gouges, for different chemical composition of the solids on each side of the sliding interface.

sample	μ	$\sigma_{n,eff}$, T	$\beta = \Delta(\Delta\mu) / \Delta(\log_{10}(t))$	references
salt/salt bare surf.	0.2 to 0.4	0.26MPa	0.18 to 0.2	This study
salt/glass bare surf.		RT ^a	0.01 to 0.07	
glass/glass bare			0.002 to 0.01	
salt + kaolinite grains, dry/wet	0.6	2.5MPa RT ^a	0.27 (pure salt) 0.034 (salt + kaolinite) 0.037 (salt+kaolinite+folliation)	Bos and Spiers [2000]
salt + muscovite + quartz grains, dry/wet	0.4 to 0.8	5-10MPa 65°C	0.075 (pure salt) 0.1 to 0.28 (salt + brine) 0.06 to 0.14 (salt + muscovite) 0.0036 to 0.014 (quartz)	Niemeijer <i>et al.</i> [2008]
^b PMMA or PS bare surface, dry	0.4	625kPa 25 to 125°C	0.01 (25°C) 0.12 (close to melting temperature)	Berthoud <i>et al.</i> [1999]
granite, bare surface, dry	0.7-0.8	5MPa RT ^a	0.01 to 0.03	Nakatani and Mochizuki [1996]
quartz/alumina grains, dry/wet	0.65	25MPa RT ^a	0.006 (β increases with relative humidity)	Frye and Marone [2002]
granite/quartzite bare surface, dry		25MPa RT ^a	0.013 to 0.022	Beeler <i>et al.</i> [1994]
^b PMMA/glass bare surface, dry	0.15	5.5kPa RT ^a	0.003 to 0.015	Bureau <i>et al.</i> [2002]
glass grains against acrylic plate, dry/wet	1 to 1.15	61Pa RT ^a	0.003(wet) 0.006 (dry) 0 (shear stress is removed during hold periods)	Losert <i>et al.</i> [2000]
quartz grains, dry	0.6	25MPa RT ^a	0.005 to 0.02	Marone [1998a]
quartz grains, dry	0.6	25MPa RT ^a	-0.01 (shear stress is removed during hold periods)	Karner and Marone [1998]
silica grains, wet	0.7	5MPa 20 to 65°C	0.0041 to 0.026	Yasuhara <i>et al.</i> [2005]
quartz grains, wet	0.65	25MPa RT ^a	0.003 to 0.02	Karner and Marone [2001]
quartz grains, wet	0.65	25MPa RT ^a	0.0082 to 0.0086	Marone [1998a]
quartzite, granite bare surface	0.6 to 1	1.7MPa RT ^a	-	Dieterich and Conrad [1984]
quartz grain, wet	0.6 to 0.7	50MPa 100 to 200°C	0.010 to 0.014 (wet) close to zero (dry)	Nakatani and Scholz [2004]
granite grains dry	0.7 to 0.8	~400MPa	0.001 to 0.1	Blanpied <i>et al.</i> [1998]
wet	0.6 to 0.7	23 to 845°C	0.02 to 0.05	
quartz grains, wet	0.6 to 0.7	25MPa 230 to 636°C	0.08 to 0.1 ^c	Karner <i>et al.</i> [1997] Fredrich and Evans [1992]

^aRT : room temperature. ^bPMMA : poly(methyl methacrylate) ; PS : polystyrene. ^cHere, the healing rate was calculated from the evolution of the peak friction coefficient.

A.8 References

Alkattan, M., E. Oelkers, J.-L. Dandurand, and J. Schott (1997), Experimental studies of halite dissolution kinetics. 1. The effect of saturation state and the presence of trace metals, *Chem. Geol.*, 137 :201-219.

Beeler, N. M., Tullis, T. E., and Weeks, J. D. (1994), The roles of time and displacement in the evolution effect in rock friction, *Geophysical Research Letters*, 21 (18) :1987-1990.

Beeler, N. M. and S. H. Hickman (2004), Stress induced, time-dependent fracture closure at hydrothermal conditions, *Journal of Geophysical Research*, 109 :B02211.

Berthoud, P., Baumberger, T., G'Sell, C., Hiver, J.-M. (1999), Physical analysis of the state-and rate-dependent friction law : static friction, *Physical Review B*, 59 :14313-14326.

Blanpied, M. L., Marone, C. J., Lockner, D. A., Byerlee, J. D., and King, D. P. (1998), Quantitative measure of the variation in fault rheology due to fluid-rock interactions, *Journal of Geophysical Research*, 103 :9691-9712.

Boullier, A. M., K. Fujimoto, et al. (2004), Textural evidence for recent co-seismic circulation of fluids in the Nojima fault zone, Awaji island, Japan, *Tectonophysics*, 378 :165-181.

Bos, B., and Spiers, C. J. (2000), Effect of phyllosilicates on fluid-assisted healing of gouge-bearing faults, *Earth and Planetary Science Letters*, 184 :199-210.

Brenguier, F., Campillo, M., Hadziioannou, C., Shapiro, N. M., Nadeau, R. M., and Larose, E. (2008), Post seismic relaxation along the San Andreas fault at Parkfield from continuous seismological observations, *Science*, 321 :1478-1481.

Bowden, F.P., and Tabor, D. (1954), The friction and lubrication of solids, *Oxford University Press*.

Bureau, L., Baumberger, T., and Caroli, C. (2002), Rheological ageing and rejuvenation in solid friction contacts, *European Physical Journal*, 8 :331-337.

Dieterich, J. H. (1972), Time-dependent friction in rocks, *Journal of Geophysical Research*, 77 (20) :3690-3697.

Dieterich, J. H. (1978), Time-dependent friction and the mechanics of stick-slip, *Pure and Applied Geophysics*, 116 :790-806.

Dieterich, J. H. and Conrad, G. (1984), Effect of humidity on time- and velocity-dependent friction in rocks, *Journal of Geophysical Research*, 89 :4196-4202.

Dieterich, J. H., and B. D. Kilgore (1994), Direct observation of frictional contacts : New insights from state-dependent properties, *Pure and Applied Geophysics*, 143 :283-302.

Dieterich, J. H., and B. D. Kilgore (1996), Imaging surface contacts : power law contact distribution and contact stresses in quartz, calcite, glass, and acrylic plastic, *Tectonophysics*, 256 :212-239.

Dysthe, D. K., Podladchikov, Y., Renard F., Feder J., and Jamtveit B. (2002), Universal scaling in transient creep, *Physical Review Letters*, 89 (24), 246102.

Brechet, Y., and Estrin, Y. (1994), The effect of strain rate sensitivity on dynamic friction of metals, *Scripta Metallurgica et Materialia*, 30 :1449-1454.

Frye, K. M. and Marone, C. (2002), Effect of humidity on granular friction at room temperature, *Journal of Geophysical Research*, 107, B11, 2309.

Fredrich, J.T. and Evans, B. (1992), Strength recovery along simulated faults by solution transfer processes. In : Tillseron, J.R., Waversik, W. (Eds), Mechanical behavior of crustal rocks, *Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr.* 24 :103-120.

Goldsby, D. L., Rar, A., Pharr, G. M. and T. E. Tullis (2004), Nano-indentation creep of quartz, with implications for rate- and state-variable friction laws relevant to earthquake mechanics, *Journal of Materials Research*, 19 :357-365.

Gratier, J. P., P. Favreau, et al. (2003), Modelling fluid transfer along Californian faults when integrating pressure solution crack-sealing and compaction processes, *Journal of Geophysical Research*, 108, 2104, doi :10.1029/2001JB000380.

Gratier, J.-P., Guiguet, R., Renard, F., Jenatton, L., and Bernard, D. (2009), A pressure solution creep law for quartz from indentation experiments, *Journal of Geophysical Research*, 114, B03403, doi :10.1029/2008JB005652.

Hickman, S. H., and B. Evans (1991), Experimental pressure solution in halite : the effect of grain/ interphase boundary structure, *Journal of the Geological Society of London*, 148 :549-560.

Karner, S. L., Marone, C., and Evans, B. (1997), Laboratory study of fault healing and lithification in simulated fault gouge under hydrothermal conditions, *Tectonophysics*, 277 :41-55.

Karner, S. L. and Marone, C. (1998), The effect of shear load on frictional healing in simulated fault gouge, *Geophysical Research Letters*, 24 :4561-4564.

Li, Y.-G., Vidale, J. E., Day, S. M., Oglesby, D. D., and Cochran, E. (2003), Postseismic fault healing on the rupture zone of the 1999 m 7.1 Hector Mine, California, earthquake, *Bulletin of Seismological Society of America*, 93(2) :854-869.

Lockner, D.A., Naka, H., Tanaka, H., Ito, H., and Ikeda, R., (2000), Permeability and strength of core samples from the Nojima fault of the 1995 Kobe earthquake, Proceedings of the International Workshop on the Nojima Fault Core and Borehole Analysis, *U.S. Geological Survey Open-file Report* 00-129..

Losert, W., Geminard, J.-C., Nasuno, S., and Gollub, J. P. (2000), Mechanisms for slow strengthening in granular materials, *Physical Review E*, 61 :4060-4068.

Mair, K. and C. Marone (1999), Friction of simulated fault gouge for a wide range of velocities and normal stresses, *Journal of Geophysical Research*, 104 :28,899-28,914.

Marone, C., Vidale, J. E., and Ellsworth, W. L. (1995), Fault healing inferred from time dependent variations in source properties of repeating earthquakes, *Geophysical Research Letters*, 22(22) :3095-3098.

Marone, C. (1998a), The effect of loading rate on static friction and the rate of fault healing during the earthquake cycle, *Nature*, 391 :69-72.

Marone, C. (1998b), Laboratory derived friction laws and their application to seismic faulting, *Annual Reviews of Earth Planet Science*, 26.

Matsuki, K., Wang, E. Q., Sakaguchi, K. and Okumura, K. (2001), Time-dependent closure of a fracture with rough surface under constant normal stress, *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 38 :607-619.

Mersmann, A. (1990), Calculation of interfacial tension, *J. Crystal Growth*, 102 :841-847.

- Nakatani, M. and Mochizuki, H. (1996), Effects of shear stress applied to surfaces in stationary contact on rock friction, *Geophysical Research Letters*, 23(8) :869–872.
- Nakatani, M. and Scholz, C. H. (2004), Frictional healing of quartz gouge under hydrothermal conditions : 1. experimental evidence for solution transfer healing mechanism, *Journal of Geophysical Research*, 109 :B07202.
- Niemeijer, A. R. and Spiers, C. J. (2006), Velocity dependence of strength and healing behavior in simulated phyllosilicate-bearing fault gouge, *Tectonophysics*, 427 :231–253.
- Niemeijer, A., Marone, C., and Elsworth, D. (2008), Healing of simulated fault gouges aided by pressure solution : Results from rock analogue experiments, *Journal of Geophysical Research*, 113 :B04204.
- Perrin, G., Rice, J. R., and Gu, J.C. (1995), Self-healing pulse on a frictional surface, *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 43 :1461-1495.
- Polak, A., D. Elsworth, H. Yasuhara, A. S. Grader, and P. M. Halleck (2003), Permeability reduction of natural fractures under net dissolution by hydrothermal fluids, *Geophysical Research Letters*, 30 :2020, doi :10.1029/2003GL017575.
- Rabinowicz E. (1958), The intrinsic variables affecting stick-slip process, *Proc. Phys. Soc.*, 71 :668-675.
- Rabinowicz E. (1995), Friction and wear of materials, 2nd edition, *John Wiley & Sons*.
- Renard, F., Gratier J.P., and Jamtveit, B. (2000), Kinetics of crack-sealing, intergranular pressure solution, and compaction around active faults. *Journal of Structural Geology*, 22 : 1395-1407.
- Ruina, A. (1983), Slip instability and state variable friction laws, *J. Geophys. Res.*, 88 :10,359-10,370.
- Rutter, E. H. (1976), The kinetics of rock deformation by pressure solution, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 283 :203-219.
- Sibson, R. H. (2007), An episode of fault-valve behavior during compressional inversion? The 2004 M(J)6.8 Mid-Niigata Prefecture, Japan, earthquake sequence, *Earth and Planetary Science Letters*, 257 :188-199.
- Sleep, N. H. (2006), Real contacts and evolution laws for rate and state friction, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7 :Q08102, doi :10.1029/2005GC001187.
- Tenthorey, E., and Cox, S. F. (2006), Cohesive strengthening of fault zones during the interseismic period : An experimental study, *Journal of Geophysical Research*, 111 :B09202.
- Tse, S. and Rice, J.R. (1986), Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties, *Journal of Geophysical Research*, 91 :9452-9472.
- Yasuhara, H., D. Elsworth, and A. Polak (2004), Evolution of permeability in a natural fracture : Significant role of pressure solution, *Journal of Geophysical Research*, 109 :B03204, doi :10.1029/2003JB002663.
- Yasuhara, H., Marone, C., and Elsworth, D. (2005), Fault zone restrengthening and frictional healing : the role of pressure solution, *Journal of Geophysical Research*, 23 :B06310.
- Voisin, C., Renard, F., and Grasso, J.R. (2007), Long term friction : from stick-slip to stable sliding friction, *Geophysical Research Letters*, 34 :L13301.

Voisin, C., J. R. Grasso, Larose, E., and F. Renard (2008), Evolution of seismic signals and slip patterns along subduction zones : Insights from a friction lab scale experiment, *Geophysical Research Letters*, 35 :L08302.

Vidale, J. E. and Y. G. Li (2003), Damage to the shallow Landers fault from the nearby Hector Mine earthquake, *Nature*, 421 :524-527.

Weyl, P. K. (1959), Pressure solution and the force of crystallization : a phenomenological theory, *Journal of Geophysical Research*, 64 :2001-2025.

Zigone, D., Voisin, C., Larose, E., Renard, F., and M. Campillo (2011), Slip acceleration generates tremor like signals in friction experiment, *Geophysical Research Letters*, 38 :L01315.

Bibliographie

- Akay, A. (2002). Acoustics of friction. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 111 :1525.
- Amontons, G. (1699). De la résistance causée dans les machines. *Mémoires de l'Académie Royale des Sciences*, pages 206–226.
- Andrews, D. (1976). Rupture propagation with finite stress in antiplane strain. *Journal of Geophysical Research*, 81(20) :3575–3582.
- Baggeroer, A. B., Kuperman, W. A., and Mikhalevsky, P. N. (1993). An overview of matched fields methods in ocean acoustics. *IEEE Journal of Ocean Engineering*, 18(4) :401–424.
- Baggeroer, A. B., Kuperman, W. A., and Schmidt, H. (1988). Matched field processing : source localization in correlated noise as an optimum parameter estimation problem. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 83(2) :571–587.
- Bartlow, N., Miyazaki, S., Bradley, A., and Segall, P. (2011). Space-time correlation of slip and tremor during the 2009 cascadia slow slip event. *Geophysical Research Letters*, 38(18) :L18309.
- Baumberger, T., Berthoud, P., and Caroli, C. (1999). Physical analysis of the state- and rate-dependent friction law. ii. dynamic friction. *Physical Review B*, 60(6) :3928–3939. 29.
- Beck, J. and Hall, J. (1986). Factors contributing to the catastrophe in mexico city during the earthquake of september 19, 1985. *Geophysical Research Letters*, 13(6) :593–596.
- Ben-Zion, Y. (1996). Stress, slip, and earthquakes in models of complex single-fault systems incorporating brittle and creep deformations. *Journal of Geophysical Research*, 101(B3) :5677–5706.
- Ben-Zion, Y. (2008). Collective behavior of earthquakes and faults : Continuum-discrete transitions, progressive evolutionary changes, and different dynamic regimes. *Reviews of Geophysics*, 46(4) :RG4006.
- Ben-Zion, Y. (2011). Episodic tremor and slip on a frictional interface with critical zero weakening in elastic solid. *Geophysical Journal International*, submitted.
- Ben-Zion, Y. and Rice, J. R. (1993). Earthquake failure sequences along a cellular fault zone in a three-dimensional elastic solid containing asperity and nonasperity regions. *Journal of geophysical research*, 98(B8) :14109–14131.

- Benioff, H. and Press, F. (1958). Progress report on long period seismographs. *J. R. Astron. Soc.*, 1(208-215).
- Beroza, G. and Ide, S. (2011). Slow earthquakes and nonvolcanic tremor. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39(1).
- Beroza, G. and Jordan, T. (1990). Searching for slow and silent earthquakes using free oscillations. *Journal of Geophysical Research*, 95 :2485–2510.
- Blanpied, M. L., Marone, C. J., Lockner, D. A., Byerlee, J. D., and King, D. P. (1998). Quantitative measure of the variation in fault rheology due to fluid-rock interactions. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 103(B5) :9691–9712. 52.
- Bouchon, M., Karabulut, H., Aktar, M., Özalaybey, S., Schmittbuhl, J., and Bouin, M. (2011). Extended nucleation of the 1999 mw 7.6 izmit earthquake. *Science*, 331(6019) :877.
- Brace, W. and Byerlee, J. (1966). Stick-slip as a mechanism for earthquakes. *Science*, 153(3739) :990.
- Brantut, N., Schubnel, A., and Guéguen, Y. (2011). Damage and rupture dynamics at the brittle-ductile transition : The case of gypsum. *Journal of Geophysical Research*, 116.
- Brown, J. R., Beroza, G. C., Ide, S., Ohta, K., Shelly, D. R., Schwartz, S. Y., Rabbel, W., Thorwart, M., and Kao, H. (2009). Deep low-frequency earthquakes in tremor localize to the plate interface in multiple subduction zones. *Geophysical Research Letters*, 36.
- Brown, K., Tryon, M., DeShon, H., Dorman, L., and S., S. (2005). Correlated transient fluid pulsing and seismic tremor in the costa rica subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 238(1-2) :189–203.
- Brudzinski, M., Cabral-Cano, E., Correa-Mora, F., Demets, C., and Marquez-Azua, B. (2007). Slow slip transients along the Oaxaca subduction segment from 1993 to 2007. *Geophysical Journal International*, 171 :523–538.
- Bürgmann, R., Kogan, M., Levin, V., Scholz, C., King, R., and Steblov, G. (2001). Rapid aseismic moment release following the 5 december 1997 Kronotsky Kamchatka earthquake. *Geophysical Research Letters*, 28 :1331–1334.
- Burlini, L., Di Toro, G., and Meredith, P. (2009). Seismic tremor in subduction zones : Rock physics evidence. *Geophysical Research Letters*, 36.
- Byrne, D., David, E. D. M., and Sykes, L. R. (1988). Loci and maximum size of thrust earthquakes and the mechanics of the shallow region of subduction zones. *Tectonics*, 7(4) :833–857.
- Campillo, M., Gariel, J., Aki, K., and Sanchez-Sesma, F. (1989). Destructive strong ground motion in Mexico City : Source, path, and site effects during great 1985 Michoacan earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 79(6) :1718–1735.
- Campillo, M., Singh, S., Shapiro, N., Pacheco, J., and Herrmann, R. (1996). Crustal structure south of the Mexican volcanic belt, based on group velocity dispersion. *Geofísica Internacional*, 35 :361.

- Capon, J. (1969). High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis. *Proceedings of the IEEE*, 57(8) :1408–1418.
- Cervelli, P., Segall, P., Johnson, K., Lisowski, M., and Miklius, A. (2002). Sudden aseismic fault slip on the south flank of kilauea volcano. *Nature*, 415 :1014–1018.
- Chávez-García, F. and Bard, P. (1994). Site effects in mexico city eight years after the september 1985 michoacan earthquakes. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 13(4) :229–247.
- Chinnery, M. (1963). The stress changes that accompany strike-slip faulting. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 53(5) :921.
- Chouet, B. (1985). Excitation of a buried magmatic pipe : a seismic source model for volcanic tremor. *Journal of Geophysical Research*, 90 :1881–1893.
- Cifuentes, I. and Silver, P. (1989). Low-frequency source characteristics of the great 1960 chilean earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 94 :643–663.
- Cotte, N., Walpersdorf, A., Kostoglodov, V., Vergnolle, M., Santiago, J., Manighetti, I., and Campillo, M. (2009). Anticipating the next large silent earthquake in mexico. *Eos Trans. AGU*, 90(21) :181–182.
- Coulomb, C. (1785). Théorie des machines simples. 10 :161–331.
- Dahmen, K. and Ben-Zion, Y. (2009). The physics of jerky motion in slowly driven magnetic and earthquake fault systems.
- Dahmen, K., Ben-Zion, Y., and Uhl, J. (2009). Micromechanical model for deformation in solids with universal predictions for stress-strain curves and slip avalanches. *Physical review letters*, 102(17) :175501.
- Dascalu, C., Ionescu, I., and Campillo, M. (2000). Fault finiteness and initiation of dynamic shear instability. *Earth and Planetary Science Letters*, 177(3-4) :163–176.
- Daub, E., Shelly, D., Guyer, R., and Johnson, P. (2011). Brittle and ductile friction and the physics of tectonic tremor. *Geophysical Research Letters*, 38(10) :L10301.
- DeMets, C., Gordon, R., and Argus, D. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181(1) :1–80.
- Di Carli, S., Voisin, C., Cotton, F., and Semmane, F. (2008). The 2000 western tottori (japan) earthquake : Triggering of the largest aftershock and constraints on the slip-weakening distance. *Journal of Geophysical Research*, 113(B5) :B05307.
- Dieterich (1972). Time-dependent friction in rocks. 77 :3690–3697.
- Dieterich, J. H. (1979). Modeling of rock friction. 1. experimental results and constitutive equations. *Journal of Geophysical Research*, 84(NB5) :2161–2168. 21.
- Douglas, A., Beavan, J., Wallace, L., and Townend, J. (2005). Slow slip on the northern hikurangi subduction interface, new zealand. *Geophysical Research Letters*, 32(L16305).

- Dragert, H., Wang, K., and Rogers, G. (2004). Geodetic and seismic signatures of episodic tremor and slip in the northern cascadia subduction zone. *Earth Planets and Space*, 56(12) :1143–1150.
- Dragert, H., Wang, K. L., and James, T. S. (2001). A silent slip event on the deeper cascadia subduction interface. *Science*, 292(5521) :1525–1528.
- Ekström, G. (2006). Global detection and location of seismic sources using surface waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96 :1201–1212.
- Fisher, D., Dahmen, K., Ramanathan, S., and Ben-Zion, Y. (1997). Statistics of earthquakes in simple models of heterogeneous faults. *Physical review letters*, 78(25) :4885–4888.
- Franco, S. I., Kostoglodov, V., Larson, K. M., Manea, V. C., Manea, M., and Santiago, J. A. (2005). Propagation of the 2001-2002 silent earthquake and interplate coupling in the oaxaca subduction zone, mexico. *Earth Planets and Space*, 57(10) :973–985. International Symposium on Slow Slip Events at Plate Subduction Zones MAR 16-18, 2004 Nagoya, JAPAN.
- Freed, A. (2005). Earthquake triggering by static, dynamic, and postseismic stress transfer. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33 :335–367.
- Freymueller, J. T., Hreinsdottir, S., Zweck, C., and Haeussler, P. (2002). The 1998 – 2002 deep megathrust slip event, alaska. *Eos Trans. AGU*, 83(47) Fall Meet. Suppl., Abstract G61A-0972.
- Ghosh, A., Vidale, J., Sweet, J., Creager, K., Wech, A., Houston, H., and Brodsky, E. (2010a). Rapid, continuous streaking of tremor in cascadia. *Geochem. Geophys. Geosyst*, 11(Q12010) :Q12010.
- Ghosh, A., Vidale, J. E., Peng, Z. G., Creager, K. C., and Houston, H. (2009a). Complex nonvolcanic tremor near parkfield, california, triggered by the great 2004 sumatra earthquake. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 114.
- Ghosh, A., Vidale, J. E., Sweet, J. R., Creager, K. C., and Wech, A. G. (2009b). Tremor patches in cascadia revealed by seismic array analysis. *Geophysical Research Letters*, 36.
- Ghosh, A., Vidale, J. E., Sweet, J. R., Creager, K. C., Wech, A. G., and Houston, H. (2010b). Tremor bands sweep cascadia. *Geophysical Research Letters*, 37.
- Gomberg, J., Bodin, P., Larson, K., and Dragert, H. (2004). Earthquakes nucleated by transient deformations fundamental process evident in observations surrounding the m7.9 denali fault alaska earthquake. *Nature*, 427 :621–624.
- Gomberg, J. and Johnson, P. (2005). Seismology : Dynamic triggering of earthquakes. *Nature*, 437(7060) :830–830.
- Gomberg, J., Reasenber, P., Bodin, P., and Harris, R. (2001). Earthquake triggering by seismic waves following the landers and hector mine earthquakes. *Nature*, 411(6836) :462–466.

- Gomberg, J., Rubinstein, J. L., Peng, Z. G., Creager, K. C., Vidale, J. E., and Bodin, P. (2008). Widespread triggering of nonvolcanic tremor in California. *Science*, 319(5860) :173–173.
- Gratier, J. (1993). Experimental pressure solution of halite by an indenter technique. *Geophysical Research Letters*, 20(15) :1647–1650.
- Guilhem, A., Peng, Z. G., and Nadeau, R. M. (2010). High-frequency identification of non-volcanic tremor triggered by regional earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 37.
- Harjes, H.-P. and Henger, M. (1973). Array-seismologie. *Z. Geophys.*, 39 :865–905.
- Heki, K., Miyazaki, S., and Tsuji, H. (1997). Silent fault slip following an interplate thrust earthquake at the Japan Trench. *Nature*, 386(6625) :595–598.
- Hill, D., Reasenberg, P., Michael, A., Arabaz, W., Beroza, G., Brumbaugh, D., Brune, J., Castro, R., Davis, S., dePolo, D., et al. (1993). Seismicity remotely triggered by the magnitude 7.3 Landers, California, earthquake. *Science*, 260(5114) :1617.
- Hirose, H., Hirahara, K., Kimata, F., Fujii, N., and Miyazaki, S. (1999). A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan. *Geophysical Research Letters*, 26(21) :3237–3240.
- Hirose, H. and Obara, K. (2006). Short-term slow slip and correlated tremor episodes in the Tokai region, central Japan. *Geophysical Research Letters*, 33(17) :5.
- Hubans, F. (2010). Utilisation des corrélations de bruit micro-sismique pour l'analyse des propriétés du champ d'onde et l'imagerie crustale. *Thèse Université Joseph Fourier*.
- Husker, A., Peyrat, S., Shapiro, N., and Kostoglodov, V. (2010). Automatic non-volcanic tremor detection in the Mexican subduction zone. *Geofisica Internacional*, 49(1) :17–25.
- Hyndman, R. (2007). The seismogenic zone of subduction thrust faults. *The seismogenic zone of subduction thrust faults*, page 15.
- Hyndman, R., Yamano, M., and Oleskevich, D. (1997). The seismogenic zone of subduction thrust faults. *Island Arc*, 6(3) :244–260.
- Hyndman, R. D. (1995). Giant earthquakes of the Pacific Northwest. *Scientific American*, 273(6).
- Ida, Y. (1975). Analysis of stick-slip and earthquake mechanism. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 11(2) :147–156. 29.
- Ide, S. (2010). Striations, duration, migration and tidal response in deep tremor. *Nature*, 466(7304) :356–U105.
- Ide, S., Shelly, D. R., and Beroza, G. C. (2007). Mechanism of deep low frequency earthquakes : Further evidence that deep non-volcanic tremor is generated by shear slip on the plate interface. *Geophysical Research Letters*, 34(3).
- Itaba, S. and Ando, R. (2011). A slow slip event triggered by teleseismic surface waves. *Geophysical Research Letters*, 38(21) :L21306.

- Ito, Y., Obara, K., Matsuzawa, T., and Maeda, T. (2009). Very low frequency earthquakes related to small asperities on the plate boundary interface at the locked to aseismic transition. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 114 :16.
- Ito, Y., Obara, K., Shiomi, K., Sekine, S., and Hirose, H. (2007). Slow earthquakes coincident with episodic tremors and slow slip events. *Science*, 315(5811) :503–506.
- Johnson, P. and Jia, X. (2005). Nonlinear dynamics, granular media and dynamic earthquake triggering. *Nature*, 437(7060) :871–874.
- Johnson, P., Marone, C., Knuth, M., Kaproth, B., Carpenter, B., Behringer, B., Guyer, R., and Le Bas, P. (2009). Effects of acoustic waves on stick–slip behavior in sheared granular media with implications to dynamic earthquake triggering and slow slip. In *AGU Fall Meeting Abstracts*, volume 1, page 04.
- Johnson, P., Savage, H., Knuth, M., Gombert, J., and Marone, C. (2008). Effects of acoustic waves on stick–slip in granular media and implications for earthquakes. *Nature*, 451(7174) :57–60.
- Johnson, P. A., Carpenter, B., Knuth, M., Kaproth, B., Le Bas, P., Guyer, R., Daub, E., and Marone, C. (2011). Nonlinear dynamical triggering of slow-slip on simulated earthquakes faults with implications to earth. *Journal of Geophysical Research*, submitted.
- Julian, B. (1994). Volcanic tremor : nonlinear excitation by fluid flow. *Journal of Geophysical Research*, 99 :118959–118977.
- Kanamori, H. (1972). Mechanism of tsunami earthquakes. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 6 :346–359.
- Kanamori, H. and Cipar, J. (1974). Focal process of the great chilean earthquake of may 22, 1960. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 9 :128–136.
- Kanamori, H. and Kikuchi, M. (1993). The 1992 nicaragua earthquake : a slow tsunami earthquake associated with subducted sediments. *Nature*, 361(6414) :714–716.
- Kanamori, H. and Stewart, G. (1976). Mode of strain release along the gibbs fracture zone, mid-atlantic ridge. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 11 :312–332.
- Kao, H., Shan, S. J., Dragert, H., Rogers, G., Cassidy, J. F., and Ramachandran, K. (2005). A wide depth distribution of seismic tremors along the northern cascadia margin. *Nature*, 436(7052) :841–844.
- Kao, H., Shan, S. J., Dragert, H., Rogers, G., Cassidy, J. F., Wang, K. L., James, T. S., and Ramachandran, K. (2006). Spatial-temporal patterns of seismic tremors in northern cascadia. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 111(B3) :17.
- Kao, H., Shan, S. J., Rogers, G., and Dragert, H. (2007). Migration characteristics of seismic tremors in the northern cascadia margin. *Geophysical Research Letters*, 34(3).
- Katsumata, A. and Kamaya, N. (2003). Low-frequency continuous tremor around the moho discontinuity away from volcanoes in the southwest japan. *Geophysical Research Letters*, 30(1).

- Kim, M. J., Schwartz, S. Y., and Bannister, S. (2011). Non-volcanic tremor associated with the march 2010 gisborne slow slip event at the hikurangi subduction margin, new zealand. *Geophysical Research Letters*, 38(14).
- Kim, Y., Clayton, R. W., and Jackson, J. (2010). Geometry and seismic properties of the subducting cocos plate in central mexico. *Journal of Geophysical Research*, 115.
- King, G., Stein, R., and Lin, J. (1994). Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(3) :935–953.
- Kostoglodov, V., Bandy, W., Dominguez, J., and Mena, M. (1996). Gravity and seismicity over the guerrero seismic gap, mexico. *Geophysical Research Letters*, 23(23) :3385–3388.
- Kostoglodov, V., Husker, A., Shapiro, N. M., Payero, J. S., Campillo, M., Cotte, N., and Clayton, R. (2010). The 2006 slow slip event and nonvolcanic tremor in the mexican subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 37.
- Kostoglodov, V., Singh, S. K., Santiago, J. A., Franco, S. I., Larson, K. M., Lowry, A. R., and Bilham, R. (2003). A large silent earthquake in the guerrero seismic gap, mexico. *Geophysical Research Letters*, 30(15) :4.
- Kuperman, W. A. and Turek, G. (1997). Matched field acoustics. *Mechanical Systems and Signal Processing*, 11(1) :141–148.
- La Rocca, M., Creager, K. C., Galluzzo, D., Malone, S., Vidale, J. E., Sweet, J. R., and Wech, A. G. (2009). Cascadia tremor located near plate interface constrained by s minus p wave times. *Science*, 323(5914) :620–623.
- Landès, M., Hubans, F., Shapiro, N., Paul, A., and Campillo, M. (2010). Origin of deep ocean microseisms by using teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research*, 115(B05302).
- Larmat, C. S., Guyer, R. A., and Johnson, P. A. (2009). Tremor source location using time reversal : Selecting the appropriate imaging field. *Geophysical Research Letters*, 36.
- Linde, A., Gladwin, M., Johnston, M., Gwyther, R., and Bilham, R. (1996). A slow earthquake sequence on the san andreas fault. *Nature*, 383 :65–68.
- Linde, A. and Silver, P. (1989). Elevation changes and the great 1960 chilean earthquake : Support for aseismic slip. *Geophysical Research Letters*, 16 :1305–1308.
- Liu, Y. and Rice, J. (2005). Aseismic slip transients emerge spontaneously in three-dimensional rate and state modeling of subduction earthquake sequences. *Journal of Geophysical Research*, 110(B08307) :1–14.
- Liu, Y. and Rice, J. (2007). Spontaneous and triggered aseismic deformation transients in a subduction fault model. *Journal of Geophysical Research*, 112(10.1029).
- Lowry, A., Larson, K., Kostoglodov, V., and Bilham, R. (2001). Transient slip on the subduction interface in guerrero, southern mexico. *Geophysical Research Letters*, 28(19) :3753–3756.

- Maeda, T. and Obara, K. (2009). Spatiotemporal distribution of seismic energy radiation from low-frequency tremor in western shikoku, japan. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 114.
- Manea, V., Manea, M., Kostoglodov, V., Currie, C. A., and Sewell, G. (2004). Thermal structure, coupling and metamorphism in the mexican subduction zone beneath guerrero. *Geophysical Journal International*, 158(2) :775–784.
- Marone, C. (1998). Laboratory-derived friction laws and their application to seismic faulting. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 26 :643–696. 248.
- Marone, C. and Saffer, D. (2007). Fault friction and the upper transition from seismic to aseismic faulting. *The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults*, pages 346–369.
- Marone, C., Vidale, J. E., and Ellsworth, W. L. (1995). Fault healing inferred from time-dependent variations in-source properties of repeating earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 22(22) :3095–3098.
- Marquez-Azua, B. and Demets, C. (2003). Crustal velocity field of mexico from continuous gps measurements, 1993 to june 2001 : Implications for the neotectonics of mexico. *Journal of Geophysical Research*, 108(B9).
- Marsan, D. and Lengliné, O. (2008). Extending earthquakes’ reach through cascading. *Science*, 319(5866) :1076.
- Mazzoti, S. and Adams, J. (2004). Variability of near-term probability for the next great earthquake on the cascadia subduction zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94 :1954–1959.
- McCaffrey, R., Wallace, L., and Beavan, J. (2008). Slow slip and frictional transition at low temperature at the hikurangi subduction zone. *Nature Geoscience*, 1(5) :316–320.
- McCausland, W., Malone, S., and Johnson, D. (2005). Temporal and spatial occurrence of deep non-volcanic tremor : From washington to northern california. *Geophysical Research Letters*, 32(24).
- McLaskey, G. and Glaser, S. (2011). Micromechanics of asperity rupture during laboratory stick slip experiments. *Geophysical Research Letters*, 38(12) :L12302.
- Mehta, A., Dahmen, K., and Ben-Zion, Y. (2006). Universal mean moment rate profiles of earthquake ruptures. *Physical Review E*, 73(5) :056104.
- Miller, M., Melbourne, T., Johnson, D., and Sumner, W. (2002). Periodic slow earthquakes from the cascadia subduction zone. *Science*, 295 :2423.
- Miyazaki, S., McGuire, J. J., and Segall, P. (2003). A transient subduction zone slip episode in southwest japan observed by the nationwide gps array. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 108(B2) :15.
- Miyazawa, M. and Brodsky, E. E. (2008). Deep low-frequency tremor that correlates with passing surface waves. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 113(B1).
- Miyazawa, M. and Mori, J. (2005). Detection of triggered deep low-frequency events from the 2003 tokachi-oki earthquake. *Geophysical Research Letters*, 32(10).

- Miyazawa, M. and Mori, J. (2006). Evidence suggesting fluid flow beneath japan due to periodic seismic triggering from the 2004 sumatra-andaman earthquake. *Geophysical Research Letters*, 33(5).
- Nadeau, R. M. and Dolenc, D. (2005). Nonvolcanic tremors deep beneath the san andreas fault. *Science*, 307(5708) :389–389.
- Nadeau, R. M. and Guilhem, A. (2009). Nonvolcanic tremor evolution and the san simon and parkfield, california, earthquakes. *Science*, 325(5937) :191–193.
- Nakatani, M. (2001). Conceptual and physical clarification of rate and state friction : Frictional sliding as a thermally activated rheology. *Journal of geophysical research*, 106(B7) :13347–13.
- Obara, K. (2002). Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest japan. *Science*, 296(5573) :1679–1681.
- Obara, K. (2010a). Depth-dependent activity of non-volcanic tremor and other slow earthquake in the nankai subduction zone. In *AGU Fall Meeting Abstracts*, volume 1, page 05.
- Obara, K. (2010b). Phenomenology of deep slow earthquake family in southwest japan : Spatiotemporal characteristics and segmentation. *Journal of Geophysical Research*, 115(null) :B00A25.
- Obara, K. (2011). Characteristics of and interactions between non-volcanic tremor and related slow earthquakes in the nankai subduction zone, southwest japan. *Journal of Geodynamics*.
- Obara, K. and Hirose, H. (2006). Non-volcanic deep low-frequency tremors accompanying slow slips in the southwest japan subduction zone. *Tectonophysics*, 417(1-2) :33–51.
- Obara, K., Hirose, H., Yamamizu, F., and Kasahara, K. (2004). Episodic slow slip events accompanied by non-volcanic tremors in southwest japan subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 31(23).
- Obara, K. and Sekine, S. (2009). Characteristic activity and migration of episodic tremor and slow-slip events in central japan. *Earth Planets and Space*, 61(7) :853–862.
- Obara, K., Tanaka, S., Maeda, T., and Matsuzawa, T. (2010). Depth-dependent activity of non-volcanic tremor in southwest japan. *Geophysical Research Letters*, 37.
- Ohta, Y., Freymueller, J., Hreinsdóttir, S., and Suito, H. (2006). A large slow slip event and the depth of the seismogenic zone in the south central alaska subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 247(1-2) :108–116.
- Okal, E. (2008). The generation of t waves by earthquakes. *Advances in Geophysics*, 49 :1–65.
- Outerbridge, K., Dixon, T., Schwartz, S., Walter, J., Protti, M., Gonzalez, V., Biggs, J., Thorwart, M., and Rabbel, W. (2010). A tremor and slip event on the cocos-caribbean subduction zone as measured by a global positioning system (gps) and seismic network on the nicoya peninsula, costa rica. *Journal of Geophysical Research*, 115 :B10408.

- Ozawa, S., Hatanaka, Y., Kaidzu, M., Murakami, M., Imakiire, T., and Ishigaki, Y. (2004). Aseismic slip and low-frequency earthquakes in the bungo channel, southwestern japan. *Geophysical Research Letters*, 31(7).
- Ozawa, S., Murakami, M., Kaidzu, M., Tada, T., Sagiya, T., Hatanaka, Y., Yarai, H., and Nishimura, T. (2002). Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the tokai region, central japan. *Science*, 298(5595) :1009–1012.
- Ozawa, S., Murakami, M., and Tada, T. (2001). Time-dependent inversion study of the slow thrust event in the nankai trough subduction zone, southwestern japan. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 106(B1) :787–802.
- Pacheco, J. F. and Singh, S. K. (2010). Seismicity and state of stress in guerrero segment of the mexican subduction zone. *Journal of Geophysical Research*, 115.
- Pardo, M. and Suarez, G. (1995). Shape of the subducted rivera and cocos plates in southern mexico - seismic anti tectonic implications. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 100(B7) :12357–12373.
- Payero, J. S., Kostoglodov, V., Shapiro, N., Mikumo, T., Iglesias, A., Perez-Campos, X., and Clayton, R. W. (2008). Nonvolcanic tremor observed in the mexican subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 35(7).
- Pelayo, A. M. and Wiens, D. A. (1992). Tsunami earthquakes : Slow thrust-faulting events in the accretionary wedge. *Journal of Geophysical Research*, 97 :15321–15337.
- Peng, Z. and Gomberg, J. (2010). An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena. *Nature Geoscience*, 3 :599 – 607.
- Peng, Z., Hill, D., Shelly, D., and Aiken, C. (2010). Remotely triggered microearthquakes and tremor in central california following the 2010 mw 8.8 chile earthquake. *Geophysical Research Letters*, 37 :L24312.
- Peng, Z. G. and Chao, K. V. (2008). Non-volcanic tremor beneath the central range in taiwan triggered by the 2001 m-w 7.8 kunlun earthquake. *Geophysical Journal International*, 175(2) :825–829.
- Peng, Z. G., Vidale, J. E., Creager, K. C., Rubinstein, J. L., Gomberg, J., and Bodin, P. (2008). Strong tremor near parkfield, ca, excited by the 2002 denali fault earthquake. *Geophysical Research Letters*, 35(23).
- Peng, Z. G., Vidale, J. E., Wech, A. G., Nadeau, R. M., and Creager, K. C. (2009). Remote triggering of tremor along the san andreas fault in central california. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 114.
- Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P., Clayton, R., Iglesias, A., Pacheco, J., Singh, S., Manea, V., and Gurnis, M. (2008). Horizontal subduction and truncation of the cocos plate beneath central mexico. *Geophysical Research Letters*, 35(18) :L18,303.
- Peterson, C. L. and Christensen, D. H. (2009). Possible relationship between nonvolcanic tremor and the 1998-2001 slow slip event, south central alaska. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 114.

- Radiguet, M., Cotton, F., Vergnolle, M., Campillo, M., Valette, B., Kostoglodov, V., and Cotte, N. (2011a). Spatial and temporal evolution of a long term slow slip event : the 2006 guerrero slow slip event. *Geophysical Journal International*, 184(2) :816–828.
- Radiguet, M., Cotton, F., Vergnolle, M., Campillo, M., Walpersdorf, A., Cotte, N., and Kostoglodov, V. (2011b). Slow slip events and strain accumulation in the guerrero gap, mexico. *Journal of Geophysical Research*, submitted.
- Reid, H. (1910). On mass-movements in tectonic earthquakes, in the california earthquake of april 18, 1906. *Report of the state earthquake investigation commission*, Carnegie Institute of Washington, D.C.
- Rice, J. (1983). Constitutive relations for fault slip and earthquake instabilities. *Pure and Applied Geophysics*, 121(3) :443–475. 43.
- Rivet, D., Campillo, M., Shapiro, N., Cruz-Atienza, V., Radiguet, M., Cotte, N., and Kostoglodov, V. (2011). Seismic evidence of nonlinear crustal deformation during a large slow slip event in mexico. *Geophysical Research Letters*, 38 :L08308.
- Rogers, G. and Dragert, H. (2003). Episodic tremor and slip on the cascadia subduction zone : The chatter of silent slip. *Science*, 300(5627) :1942–1943.
- Rubin, A. M. (2008). Episodic slow slip events and rate-and-state friction. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 113(B11).
- Rubinstein, J., Shelly, D., and Ellsworth, W. (2010). *Non-volcanic Tremor : A Window into the Roots of Fault Zones*, volume International Year of Planet Earth. Springer.
- Rubinstein, J. L., Gomberg, J., Vidale, J. E., Wech, A. G., Kao, H., Creager, K. C., and Rogers, G. (2009). Seismic wave triggering of nonvolcanic tremor, episodic tremor and slip, and earthquakes on vancouver island. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 114.
- Rubinstein, J. L., La Rocca, M., Vidale, J. E., Creager, K. C., and Wech, A. G. (2008). Tidal modulation of nonvolcanic tremor. *Science*, 319(5860) :186–189.
- Rubinstein, J. L., Vidale, J. E., Gomberg, J., Bodin, P., Creager, K. C., and Malone, S. D. (2007). Non-volcanic tremor driven by large transient shear stresses. *Nature*, 448(7153) :579–582.
- Ruina, A. (1983). Slip instability and state variable friction laws. *Journal of Geophysical Research*, 88(NB12) :359–370. 27.
- Sacks, I., Linde, A., Snoke, J., and Suyehiro, A. (1981). A slow earthquake sequence following the izu-oshima earthquake of 1978.
- Sagiya, T. (2004). Interplate coupling in the kanto district, central japan, and the bosu peninsula silent earthquake in may 1996. *Pure and Applied Geophysics*, 161(11-12) :2327–2342.
- Scholz, C. H. (1998). Earthquakes and friction laws. *Nature*, 391(6662) :37–42. 76.
- Scholz, C. H. (2002). *The mechanics of Earthquake and Faulting*. Cambridge University Press, Cambridge.

- Schwartz, S. Y. and Rokosky, J. M. (2007). Slow slip events and seismic tremor at circum-pacific subduction zones. *Reviews of Geophysics*, 45(3).
- Shearer, P. (1994). Global seismic event detection using a matched filter on long-period seismograms. *Journal of Geophysical Research*, 99 :13713–13725.
- Shelly, D. R. (2009). Possible deep fault slip preceding the 2004 parkfield earthquake, inferred from detailed observations of tectonic tremor. *Geophysical Research Letters*, 36.
- Shelly, D. R. (2010). Migrating tremors illuminate complex deformation beneath the seismogenic san andreas fault. *Nature*, 463(7281) :648–U75.
- Shelly, D. R., Beroza, G. C., and Ide, S. (2007a). Complex evolution of transient slip derived from precise tremor locations in western shikoku, japan. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 8.
- Shelly, D. R., Beroza, G. C., and Ide, S. (2007b). Non-volcanic tremor and low-frequency earthquake swarms. *Nature*, 446(7133) :305–307.
- Shelly, D. R., Beroza, G. C., Ide, S., and Nakamura, S. (2006). Low-frequency earthquakes in shikoku, japan, and their relationship to episodic tremor and slip. *Nature*, 442(7099) :188–191.
- Shelly, D. R., Ellsworth, W. L., Ryberg, T., Haberland, C., Fuis, G. S., Murphy, J., Nadeau, R. M., and Burgmann, R. (2009). Precise location of san andreas fault tremors near cholame, california using seismometer clusters : Slip on the deep extension of the fault ? *Geophysical Research Letters*, 36.
- Shelly, D. R. and Hardebeck, J. L. (2010). Precise tremor source locations and amplitude variations along the lower-crustal central san andreas fault. *Geophysical Research Letters*, 37.
- Shibazaki, B. and Iio, Y. (2003). On the physical mechanism of silent slip events along the deeper part of the seismogenic zone. *Geophysical Research Letters*, 30(9) :4.
- Shimamoto, T. (1986). Transition between frictional slip and ductile flow for halite shear zones at room-temperature. *Science*, 231(4739) :711–714. 27.
- Singh, S., Mena, E., and Castro, R. (1988). Some aspects of source characteristics of the 19 september 1985 michoacan earthquake and ground motion amplification in and near mexico city from strong motion data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(2) :451–477.
- Singh, S., Mori, A., Mena, E., Krüger, F., and Kind, R. (1990). Evidence for anomalous body-wave radiation between 0.3 and 0.7 hz from the 1985 september 19 michoacan, mexico earthquake. *Geophysical Journal International*, 101(1) :37–48.
- Singh, S. and Pardo, M. (1993). Geometry of the benioff zone and state of stress in the overrinding plate in central mexico. *Geophysical Research Letters*, 20(14) :1483–1486.
- Sleep, N. (2005). Physical basis of evolution laws for rate and state friction. *Geochemistry, Geophysics Geosystems*, 6(11).

- Song, T., Helmberger, D., Brudzinski, M., Clayton, R., Davis, P., Pérez-Campos, X., and Singh, S. (2009). Subducting slab ultra-slow velocity layer coincident with silent earthquakes in southern Mexico. *Science*, 324(5926) :502.
- Stein, R., King, G., and Lin, J. (1994). Stress triggering of the 1994 $M=6.7$ Northridge, California, earthquake by its predecessors. *Science*, 265(5177) :1432.
- Stockwell, R., Mansinha, L., and Lowe, R. (1996). Localization of the complex spectrum : the s transform. *Signal Processing, IEEE Transactions on*, 44(4) :998–1001.
- Suárez, G., Monfret, T., Wittlinger, G., and David, C. (1990). Geometry of subduction and depth of the seismogenic zone in the Guerrero gap, Mexico. *Nature*, 345(6273) :336–338.
- Thomas, A. M., Nadeau, R. M., and Burgmann, R. (2009). Tremor-tide correlations and near-lithostatic pore pressure on the deep San Andreas fault. *Nature*, 462(7276) :1048–U105.
- Uenishi, K. and Rice, J. (2003). Universal nucleation length for slip-weakening rupture instability under non-uniform fault loading. *Journal of Geophysical Research*, 108 :2042.
- Vergnolle, M., Walpersdorf, A., Kostoglodov, V., Tregoning, P., Santiago, J. A., Cotte, N., and Franco, S. I. (2010). Slow slip events in Mexico revised from the processing of 11 year GPS observations. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 115.
- Voisin, C. (2001). Dynamic triggering of earthquakes : The linear slip-dependent friction case. *Geophysical Research Letters*, 28(17) :3357–3360.
- Voisin, C. (2002). Dynamic triggering of earthquakes : the nonlinear slip-dependent friction case. *Journal of Geophysical Research*, 107 :2356.
- Voisin, C., Cotton, F., and Di Carli, S. (2004). A unified model for dynamic and static stress triggering of aftershocks, antishocks, remote seismicity, creep events, and multi-segmented rupture. *Journal of Geophysical Research*, 109(B6) :B06304.
- Voisin, C., Grasso, J. R., Larose, E., and Renard, F. (2008). Evolution of seismic signals and slip patterns along subduction zones : Insights from a friction lab scale experiment. *Geophysical Research Letters*, 35(8).
- Voisin, C., Ionescu, I., and Campillo, M. (2002). Crack growth resistance and dynamic rupture arrest under slip dependent friction. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 131(3-4) :279–294.
- Voisin, C., Renard, F., and Grasso, J. R. (2007). Long term friction : From stick-slip to stable sliding. *Geophysical Research Letters*, 34 :L13301.
- Walpersdorf, A., Cotte, N., Kostoglodov, V., Vergnolle, M., Radiguet, M., Santiago, J., Campillo, M., et al. (2011). Two successive slow slip events evidenced in 2009–2010 by a dense GPS network in Guerrero, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 38(15) :L15307.
- Wech, A. G. and Creager, K. C. (2008). Automated detection and location of Cascadia tremor. *Geophysical Research Letters*, 35(20).

- Weldon, R., Scharer, K., Fumal, T., and Biasi, G. (2004). Wrightwood and the earthquake cycle : what a long recurrence record tells us about how faults work. *GSA today*, 14(9) :4–10.
- Yamashita, T. (1980). Quasi-static crack extension in an inhomogeneous viscoelastic medium—a possible mechanism for the occurrence of aseismic faulting. *Journal of Physical Earth*, 28 :309–326.
- Zigone, D., Voisin, C., Larose, E., Renard, F., and Campillo, M. (2011). Slip acceleration generates seismic tremor like signals in friction experiments. *Geophysical Research Letters*, 38(01) :L01315.