



HAL
open science

Suivi temporel de la zone de subduction d'Amérique Centrale et imagerie de la vallée de Mexico

Diane Rivet

► **To cite this version:**

Diane Rivet. Suivi temporel de la zone de subduction d'Amérique Centrale et imagerie de la vallée de Mexico. Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 2012. Français. NNT : 2012GRENU010 . tel-00721987

HAL Id: tel-00721987

<https://theses.hal.science/tel-00721987v1>

Submitted on 28 Nov 2012

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 aout 2006

Présentée par

Diane RIVET

Thèse dirigée par **Michel Campillo**

préparée au sein **Laboratoire ISTerre (Institut des Sciences de la Terre)**
et de **l'École Doctorale Terre Univers Environnement**

Suivi Temporel de la Zone de Subduction d'Amérique Centrale et Imagerie de la Vallée de Mexico

Thèse soutenue publiquement le **15 février 2012**,
devant le jury composé de :

Monsieur, Yanick Ricard

Directeur de Recherche, ENS Lyon, Président

Monsieur, Luis Rivera

Professeur, IPG Strasbourg, Rapporteur

Monsieur, Francisco Sánchez-Sesma

Professeur, UNAM Mexico, Rapporteur

Madame, Cécile Lasserre

Chargée de recherche, ISTerre, Examinatrice

Monsieur, Shri Krishna Singh

Professeur Émérite, UNAM Mexico, Examineur

Monsieur Michel Campillo

Professeur, ISTerre, Directeur de thèse



RÉSUMÉ

Ces dernières années ont vu le développement d'une nouvelle méthode d'imagerie des structures géologiques basée sur l'utilisation du bruit sismique continu. Dans ce travail nous avons utilisé cette approche dans deux problématiques différentes. La première consiste à réaliser le suivi temporel des vitesses des ondes sismiques dans la croûte lors de séismes lents qui ont eu lieu dans la région de Guerrero au Mexique. Les séismes lents sont des glissements asismiques et transitoires qui ont été découverts récemment dans la lacune sismique de Guerrero. Ils sont considérés comme une part importante de la relaxation des déformations dans le cycle sismique. Les séismes lents affectent le processus de chargement et déchargement de l'interface, il est donc important de comprendre le comportement mécanique de la subduction dans cette région pour mieux évaluer le risque sismique. Dans notre étude, nous avons mesuré les perturbations de vitesse des ondes associées à deux séismes lents en 2006 et 2009-2010 à partir des enregistrements continus du bruit sismique. Pour chacun des deux séismes lents on observe une chute de vitesse : elle s'élève à 0.2% pour celui de 2006 et à 0.8 % pour celui de 2009-2010. Au cours de ces séismes lents, les ondes de longues périodes (>10 s) sont perturbées. A courtes périodes, aucune variation de vitesse n'est observée ce qui suggère qu'un endommagement des couches superficielles de la croûte ne peut pas être à l'origine du changement de vitesse. Par ailleurs, la perturbation de vitesse est reliée au taux de déformation plutôt qu'à la déformation elle-même. Cette observation suggère que pendant de forts séismes lents, la croûte chevauchante présente un comportement mécanique non linéaire. Nous pouvons donc utiliser les variations de vitesse comme des marqueurs du taux de déformation du milieu. Enfin, une corrélation entre les tremors non volcaniques et les variations de vitesse suggère qu'une part importante de la déformation résultant des séismes lents est accommodée par la croûte chevauchante.

La deuxième problématique abordée dans cette thèse est l'imagerie de structures à fort contraste de vitesse et dans lesquelles la propagation des ondes de surface est complexe. Imager et comprendre la propagation des ondes dans la vallée de Mexico est crucial pour l'estimation du risque sismique à la capitale. Nous mesurons la dispersion des ondes de Rayleigh reconstruites à partir d'intercorrélations de bruit de fond sismique. Pour identifier les modes nous utilisons une mesure du rapport spectral des composantes horizontales sur la composante verticale (H/V) sur la coda des séismes que l'on compare avec le rapport H/V théorique. Grâce à cette identification des modes, nous pouvons retrouver le modèle de vitesse de la structure.

ABSTRACT

Recent years have seen the development of a new method for imaging geological structures based on continuous seismic noise. In this work we applied this approach to two different problems. The first is to monitor the velocity of seismic waves in the crust during slow slip events that occurred in the region of Guerrero in Mexico. These slow slip events are aseismic transients that were observed recently in the seismic gap of Guerrero. They are considered an important part of the strain relaxation in the seismic cycle. Since slow slip events affect the process of loading and unloading of the interface, it is important to understand the mechanical behavior of the subduction in this region to better assess the seismic risk. In our study, we measured wave velocity perturbations associated with two slow slip events in 2006 and 2009-2010 from continuous recordings of seismic noise. For both events we observed a drop in wave speed : it reached 0.2 % in 2006 and 0.8 % in 2009-2010. During these slow slip events, seismic waves at long period (> 10 s) are disturbed. At short period, no velocity variation is observed suggesting that damage of the superficial layers of the crust cannot produce such velocity perturbation. Moreover, the wave speed change is related to the strain rate rather than the deformation itself. This observation suggests that during strong slow slip events the overriding crust presents nonlinear mechanical behavior. We can therefore use the velocity variations as a proxy of the strain rate of the medium. Finally, a correlation between non-volcanic tremor and changes in wave speed suggests that part of the deformation resulting from the slow slip events is accommodated by the overriding crust.

The second issue addressed in this thesis is the imaging of geological structures with high velocity contrast in which the propagation of surface waves is complex. Characterizing and understanding wave propagation in the Valley of Mexico is crucial for the estimation of seismic risk in Mexico City. We measure the dispersion of Rayleigh waves reconstructed from cross-correlations of seismic noise. To identify the modes of Rayleigh waves we use a measure of the spectral ratio of the horizontal components to the vertical component (H / V) in the coda of earthquakes which are compared with the theoretical H / V . With this identification method, we can find the velocity model of the structure.

Remerciements

Ce manuscrit marque l'aboutissement d'une aventure qui m'a fait voyager d'un continent à l'autre, de Mexico à Grenoble. Je voudrais remercier toutes les personnes qui ont contribué à la réalisation de cette thèse.

Tout d'abord, je souhaite remercier les membres de mon jury de thèse : les rapporteurs Francisco Sanchez-Sesma et Luis Rivera pour leur relecture attentive ainsi que Yanick Ricard, Cécile Lasserre et Shri Krishna Singh pour leurs remarques pertinentes.

Michel Campillo, mon directeur de thèse, qui en plus d'être un professeur possédant des qualités scientifiques reconnues, a été un soutien constant durant ces années. Grâce à lui, j'ai pu découvrir les domaines passionnants de l'imagerie par le bruit sismique et des séismes lents. J'ai apprécié sa sensibilité, son intuition et son dynamisme.

Je souhaite remercier toutes les personnes avec lesquelles j'ai eu des échanges scientifiques enrichissants au sein d'ISTERRE, en particulier les personnes de l'équipe Onde et Structures : Bérénice Froment, Cécile Hadziioannou, Philippe Roux, Laurent Stehly, Pierre Gouédard et Margherita Corciulo. Merci aussi Xavier Briand pour son expertise informatique. En dehors du labo, je souhaite remercier particulièrement Nikolai Shapiro qui a toujours montré un intérêt particulier à mes travaux.

Mon travail de thèse s'inscrit dans le projet franco-mexicain G-GAP (financé par l'Agence Nationale de la Recherche). Grâce à ce projet et aux bonnes conditions de travail, j'ai pu travailler et échanger avec différentes personnes qui m'ont permis de prendre du recul sur ma propre recherche. Je souhaite remercier du côté français Nathalie Cotte, Isabelle Manighetti, Andréa Walpersdorf, et du côté mexicain Vladimir Kostoglodov. Je remercie chaleureusement les autres thésards impliqués dans Guerrero : La G-GAP dream team avec Mathilde Radiguet, Dimitri Zigone et Guillaume Bacques. Nos échanges animés et motivants sur les recherches menées côte à côte sont de très bons souvenirs de thèse.

Durant l'année et demie passée au sein de la *Universidad Nacional Autonoma de Mexico*, j'ai pu m'enrichir de nouvelles expériences scientifiques et humaines. Je souhaite remercier les collègues de l'*Instituto de Geofisica*, notamment Denis Legrand, Allen Husker et Arturo Iglesias. Un grand merci à Victor Cruz-Atienza et sa famille de m'avoir toujours soutenue, surtout dans les moments difficiles.

J'aimerais aussi faire un petit retour aux origines en saluant mes professeurs en géosciences de Nice et Emile Mascarelli, mon prof de SVT à Grasse qui a su me transmettre

sa passion pour les belles choses de la Terre.

Je remercie les étudiants/ex-étudiants du labo et en particulier le groupe du RA/RU de 12h47! Merci pour ces bons moments et ces rigolades! Merci à Guénoles, Pierre, Florent, Gwennaelle, Jean, Aurore, Matthieu, Amir, Ludovic, Nonos... et tous les autres!

Plusieurs amis ont contribué à rendre cette escale grenobloise très agréable, je pense notamment à Noemi, Sophie, Mika, Adri, Clara, Fabrice, Cathy, Francesca, Guillaume...

Je remercie les Terribles ce groupe d'amis irréductibles : Bérengère, Caroline, Manu, Thibaut, Julien, Aurélien, Florent, Lenny et Sandy. Merci d'être venu me soutenir dans les moments de stress! Vous êtes de l'oxygène.

Je souhaite remercier mes parents, Jessie et Jean-Paul, et ma famille pour leur soutien et pour avoir assuré mon délicieux pot de soutenance!

Enfin, merci à Aurélien pour sa présence et sa confiance au quotidien.

Table des matières

Remerciements	v
Table des matières	vii
Contexte de la thèse	3
I Méthodes	7
1 Évaluation de la fonction de Green à partir des corrélations de champs diffus	9
1.1 Méthodes d'imagerie passive	9
1.1.1 La coda : une manifestation de la diffusion dans la croûte terrestre	10
1.1.2 Des champs diffus aux propriétés du milieu	16
1.2 Théorie de la reconstruction des fonctions de Green à partir du bruit sismique	19
1.2.1 Analogie de l'intercorrélation et du retournement temporel	19
1.2.2 Reconstruction de la fonction de Green : approches mathématiques	23
2 Suivi temporel des structures terrestres à partir des corrélations de bruit sismique	29
2.1 Mesurer l'état de déformation du milieu grâce aux ondes sismiques	29
2.2 Suivi temporel des corrélations de bruit sismique	33
2.2.1 Technique des Doublets	35
2.2.2 Technique du Stretching	37
2.3 Limite du suivi temporel	38

II Étude de la subduction dans la région de Guerrero au Mexique	41
3 Contexte de l'étude	43
3.1 Zones de subduction et interactions des plaques tectoniques	43
3.2 De nouvelles familles de séismes : les séismes lents et les trémors non volcaniques	47
3.2.1 Les séismes lents	47
3.2.2 Les trémors non volcaniques	50
3.3 L'enjeu de l'origine des perturbations de vitesse des ondes sismiques . . .	53
3.4 Contexte tectonique de la région de Guerrero	55
3.4.1 Sismicité et lacune sismique à Guerrero	58
3.4.2 Séismes lents et trémors non volcaniques	60
3.5 Problématiques et questions soulevées	61
4 Suivi temporel du séisme lent de 2006	65
4.1 Présentation des données sismologiques	66
4.1.1 Correction des erreurs d'horloge	66
4.2 Application de la méthode de suivi temporel	69
4.2.1 Mesure des changements de vitesse	69
4.2.2 Stabilité de la fonction de corrélation	71
4.2.3 Identification des variations saisonnières sur les ondes directes . .	72
4.2.4 Réduction des variations saisonnières sur la mesure des changements de vitesse	73
4.2.5 Précision de la mesure de variation de vitesse	76
4.3 Indications de déformations non linéaires de la croûte pendant un séisme lent	78
4.3.1 Résumé	78
4.3.2 Identifier la variation de vitesse associée au séisme lent de 2006 . .	78
4.3.3 Extension géographique du changement de vitesse	79
4.3.4 Extension en profondeur du changement de vitesse	80
4.3.5 Modélisation du champ élastique quasi-statique associé au SSE de 2006	86
4.3.6 Changement de vitesse relié au comportement non linéaire de la croûte	90

5	Suivi temporel du séisme lent de 2009-2010	95
5.1	Le séisme lent de 2009-2010 : un glissement en deux temps	96
5.2	Présentation des données sismologiques	96
5.2.1	Identification des variations saisonnières des sources de bruit	97
5.3	Méthodes	100
5.3.1	Sélection des corrélations en fonction du rapport signal sur bruit	101
5.3.2	Variations de vitesse : comparaison Stretching-Doublet	102
5.4	Résultats	103
5.4.1	Variations de vitesse à différentes périodes	104
5.4.2	Modélisation quasi-statique du séisme lent	107
5.4.3	Inversion en profondeur des variations de vitesse	109
5.5	Discussion	109
5.5.1	Perturbation importante de la vitesse des ondes lors du premier sous-événement de 2009	109
5.5.2	Perturbation de la vitesse des ondes à une plus grande profondeur	111
5.5.3	Manifestations du comportement non linéaire de la croûte	112
5.6	Conclusion	112
6	Bilan des observations géophysiques à Guerrero	113
6.1	Introduction	114
6.2	Trémors non volcaniques et déformation associée au séisme lent de 2006	115
6.3	Trémors non volcaniques et variations de vitesse de 2009 à 2011	116
6.3.1	Lien entre les variations de vitesse et l'énergie du bruit microsismique	118
6.3.2	Lien entre les variations de vitesse et l'énergie des trémors non volcaniques	120
6.4	Trémors et glissements à l'interface de subduction lors du séisme lent de 2006	123
6.5	Rôle des séismes sur les variations de vitesse et les trémors	129
6.5.1	Activité de la sismicité locale	129
6.5.2	Trémors et séismes lents déclenchés par les téléseismes	130
6.6	Discussion	132
6.7	Conclusion	135

III Étude de la vallée de Mexico **137**

7 Étude de la vallée de Mexico **139**

7.1	Problématique de la vallée de Mexico	140
7.1.1	Contexte géologique et particularités du bassin	140
7.1.2	Risques importants sur la mégalopole	140
7.2	Données sismologiques et erreurs de temps	141
7.3	Dispersion des ondes de Rayleigh	143
7.4	Modèle de vitesse sous la vallée de Mexico	145
7.4.1	Carte des vitesses de groupe à des périodes longues 3 -10 s	145
7.4.2	Modèle de vitesse	145
7.4.3	Inversion en profondeur des courbes de dispersion	147
7.5	Modèle de vitesse du bassin sédimentaire de Mexico	148
7.5.1	Carte des vitesses de groupe à courtes périodes en dehors du bassin	148
7.5.2	Modèle de vitesse en dehors du bassin	148
7.5.3	Carte des vitesses de groupe à courtes périodes dans le bassin . . .	149
7.5.4	Modèle de vitesse dans le bassin	150
7.5.5	Inversions des courbes de dispersion	152
7.5.6	Calculs des rapports H/V sur les codas des séismes	153
7.5.7	Calculs des rapports H/V théoriques	155
7.6	Conclusion	160

Conclusions et perspectives **163**

IV Annexes **165**

A Seismic evidence of non linear crustal deformation during a large slow slip event in Mexico **167**

A.1	Abstract	167
A.2	Introduction	167
A.3	Geographical extension of the velocity perturbation	169
A.4	Extension of the velocity perturbation at depth	169
A.5	Modeling the static strain field associated with the 2006 SSE	172

A.6	Nonlinear behaviour of the crust to explain velocity changes	172
A.7	Acknowledgements	174
A.8	Spatial sensitivity of the CCFs coda waves to a change of velocity	175
B	Triggering of Tremors and Slow Slip event in Guerrero (Mexico) by the 2010 Mw 8.8 Maule, Chile, Earthquake	177
B.1	Abstract	177
B.2	Introduction	178
B.3	Data	179
B.4	Triggering of tremors	182
B.4.1	Immediate tremor triggering	182
B.4.2	Tremor activity within the first day after the Maule EQ	185
B.4.3	Locating sources of non-volcanic tremors	187
B.5	triggering of SSE	191
B.6	Triggered SSE and Tremors	194
B.7	Discussion	198
B.7.1	Triggered tremors and Modulation	198
B.7.2	Triggering of SSE and tremors by Large Distant Earthquakes	200
B.8	Conclusions	204
B.9	Acknowledgments	206
	Bibliographie	207

Contexte de la thèse

Sommaire

Déterminer la structure de la Terre en sismologie	3
Une nouvelle méthode d'imagerie passive en sismologie	4
De nouvelles perspectives dans le suivi temporel des structures géologiques	4
Origine des changements de vitesse dans la croûte	4
Contexte de la Thèse	5

Déterminer la structure de la Terre en sismologie

La détermination de la structure interne de la Terre est un défi majeur de ces dernières décennies en géophysique. Parmi les différents domaines d'étude de la Terre, la sismologie nous permet de connaître les paramètres élastiques et la densité du milieu à travers la vitesse de propagation des ondes sismiques. La détermination des paramètres élastiques est cruciale car elle permet de mieux contraindre la minéralogie et les conditions thermodynamiques (pression, température) qui règnent au sein de la Terre.

Habituellement on utilise les ondes générées par les séismes pour évaluer les vitesses intrinsèques du milieu de propagation. On suppose alors que ces ondes ont des trajectoires déterministes qui peuvent être décrites explicitement. Il existe essentiellement deux approches. La première, appelée tomographie d'ondes de volume, consiste à mesurer la vitesse de propagation des ondes de volume (P et S) à partir d'un nombre important de séismes et de stations sismiques et d'ajuster un modèle structurel qui explique au mieux les observations, à savoir les temps d'arrivée des ondes. La deuxième approche appelée tomographie d'ondes de surface, relie les propriétés dispersives des ondes de surface (Rayleigh et Love) à leur vitesse de propagation dans le milieu.

Dans ces deux approches la résolution du modèle estimé dépend de la quantité et de la distribution des chemins des ondes sismiques. De ce fait, la distribution non-uniforme des séismes est une limitation importante de ces méthodes.

Une nouvelle méthode d'imagerie passive en sismologie

L'idée d'utiliser d'autres types d'ondes pour extraire des informations sur la structure interne de la Terre a récemment émergé en sismologie (e.g. [Campillo and Paul \[2003\]](#); [Shapiro and Campillo \[2004\]](#)). La coda des séismes et le bruit sismique qui constituent pratiquement l'intégralité des enregistrements sismiques ont été jusqu'alors ignorés car ils ne sont pas composés d'ondes déterministes. La coda sismique résulte de la diffusion des ondes sismiques sur les hétérogénéités de la croûte. Le bruit sismique, quant à lui, provient de sources de bruit plus ou moins aléatoires et de la diffraction sur les hétérogénéités du milieu. Le bruit peut être considéré comme un champ diffus lorsque l'on considère des temps suffisamment longs. Une caractéristique fondamentale des champs diffus est qu'il est possible en corrélant le champ d'onde reçu à deux stations, de reconstruire la réponse impulsionnelle entre ces deux stations dont l'une agit comme source et l'autre comme récepteur (fonction de Green).

La corrélation de bruit offre ainsi une alternative aux techniques classiques d'imagerie en sismologie. Elle permet de s'affranchir des séismes et de palier le problème de la répartition spatiale et temporelle peu optimale des sources dans le cadre de l'imagerie de la Terre. Grâce à cette nouvelle approche, nous disposons d'autant de trajectoires que de paires de stations. Ainsi, nous pouvons choisir des configurations de stations adéquates en fonction de l'échelle de la structure étudiée. Les ondes de surface de courte période étant rapidement atténuées sur des distances relativement courtes, les stations peuvent être placées à proximité les unes des autres afin d'imager à plus haute résolution le milieu. Par ailleurs, les structures géologiques des régions asismiques peuvent être dorénavant déterminées grâce à cette méthode .

De nouvelles perspectives dans le suivi temporel des structures géologiques

Il est possible d'obtenir des informations sur les variations temporelles des déformations au sein de la croûte à partir de mesures répétées des vitesses sismiques. La limitation principale de cette approche découle de la nature épisodique des sources sismiques qui empêche le suivi continu des propriétés crustales. L'utilisation des intercorrélations permet de disposer de sources sismiques «virtuelles» continues et non destructives. Il est possible alors de comparer les «sismogrammes» obtenus par intercorrélation pour la même trajectoire à des dates différentes et ainsi de suivre l'évolution du milieu, en mesurant les changements dans les signaux.

Origines des changements de vitesse dans la croûte

Le suivi temporel continu de structures géologiques (e.g. les volcans, les zones de failles) à travers leurs vitesses est faisable grâce à l'emploi de la technique d'intercorrélation de bruit ambiant. Cependant la nature de ces variations de vitesse n'est pas

encore déterminée. Plusieurs travaux relient ces variations à l'endommagement subi par les couches les plus superficielles de la Terre. D'autres invoquent une origine différente comme la déformation quasi-statique du milieu. Afin d'utiliser les variations de vitesse observées pour mieux comprendre les processus géologiques étudiés, nous devons identifier leurs liens avec les propriétés mécaniques du milieu.

Contexte de la Thèse

Ce manuscrit de thèse se place dans la thématique de l'imagerie et du suivi temporel de la croûte terrestre. Dans ce cadre, nous nous sommes intéressés à deux problématiques différentes.

- La première traite de l'origine des changements de vitesse mesurés. Nous avons étudié les perturbations de vitesse associées à des séismes lents asismiques dans la région de Guerrero (Mexique). Ces événements ont la particularité d'affecter le milieu uniquement par la déformation qu'ils produisent.
- La seconde présente le cas de l'imagerie d'une structure à fort contraste de vitesse comme la Vallée de Mexico.

Ces deux problématiques seront abordées dans la deuxième et troisième partie du manuscrit respectivement. La première partie (chapitres 1 et 2) introduit la méthode d'imagerie par intercorrélation de bruit sismique et le suivi temporel de variations de vitesse des ondes.

Suivi temporel des zones de subduction : Exemple de Guerrero

Ces dernières années dans plusieurs zones de subduction à travers le monde (e.g. Japon, Cascades (Côte ouest des Etats-Unis), Mexique, Costa-Rica, Nouvelle Zélande) une nouvelle famille de séismes a été observée : les séismes lents. Ces séismes lents sont des glissements à l'interface de subduction qui ont une durée variable allant de quelques jours à plusieurs mois. Ils ont la caractéristique d'être silencieux, c'est-à-dire qu'ils ne génèrent aucune onde sismique pendant le processus de rupture et ne peuvent être détectés qu'à partir d'observations géodésiques des déplacements de surface. La découverte des séismes lents a permis d'avoir un panorama plus complet des processus d'accumulation et de relaxation des déformations aux interfaces des plaques tectoniques.

Dans la région de la lacune sismique de Guerrero (Mexique) les plus grands séismes lents de magnitude équivalente $M_w \approx 7.5$ sont observés. Inclure les séismes lents dans le calcul du moment sismique total est indispensable pour connaître l'état de chargement de l'interface. Nous proposons ici d'utiliser des données continues de bruit sismique ambiant pour compléter les observations géodésiques de l'étude de ces séismes particuliers et ainsi de mieux connaître leur nature.

- Le chapitre 3 présente le contexte général de l'étude des séismes lents dans la région de Guerrero.

-
- Dans le chapitre 4 nous réalisons le suivi temporel du séisme lent de 2006 et nous montrons le lien entre changements de vitesse et taux de déformation produit par cet évènement.
 - Le chapitre 5 présente une étude similaire à celle réalisée précédemment sur l'évènement de 2006 mais pour le séisme lent plus complexe de 2009-2010 caractérisé par deux phases de glissement distinctes.
 - Dans le chapitre 6 nous présentons un bilan des observations géophysiques faites à Guerrero et en particulier nous mettons en évidence la relation entre les variations de vitesse, les tremors non volcaniques et la déformation induite par les séismes lents.

Imagerie de structures complexes à forts contrastes de vitesses : exemple de la Vallée de Mexico

La vallée de Mexico est caractérisée par une forte amplification des ondes sismiques. Une part importante de cette amplification provient de la structure superficielle, en particulier de la présence d'un bassin sédimentaire quaternaire et de sédiments lacustres très récents dans la vallée. Notre objectif est de comprendre plus précisément la propagation des ondes dans le bassin sédimentaire, et notamment le rôle des modes supérieurs des ondes de surface sur l'amplification.

Le chapitre 7 présente une étude préliminaire d'imagerie de la vallée de Mexico. Cette étude met en évidence la complexité de la propagation des ondes sismiques dans cette structure.

Première partie

Méthodes

Chapitre 1

Évaluation de la fonction de Green à partir des corrélations de champs diffus

Ce chapitre présente un état de l’art de la compréhension et de l’utilisation des ondes diffuses dans l’imagerie des structures terrestres. Après une description de l’utilisation des champs diffus en sismologie, nous nous concentrerons sur la théorie de l’évaluation de la fonction de Green à partir des intercorrélations de champs diffus.

Sommaire

1.1	Méthodes d’imagerie passive	9
1.1.1	La coda : une manifestation de la diffusion dans la croûte terrestre	10
	Équipartition de l’énergie	13
	Interférences et propagations d’ondes déterministes	14
1.1.2	Des champs diffus aux propriétés du milieu	16
1.2	Théorie de la reconstruction des fonctions de Green à partir du bruit sismique	19
1.2.1	Analogie de l’intercorrélation et du retournement temporel . . .	19
1.2.2	Reconstruction de la fonction de Green : approches mathématiques	23

1.1 Méthodes d’imagerie passive

La physique de la propagation des ondes dans des milieux complexes concerne plusieurs domaines de recherche : l’optique [Berkovits and Feng, 1994], l’acoustique ultrasonore [Tourin et al., 1997], la sismologie [Aki and Chouet, 1975; Hennino et al., 2001], l’astrophysique, et l’acoustique sous-marine [Duvall et al., 1993; Roux et al., 2004]. Afin de caractériser le milieu de propagation des ondes, on cherche généralement à identifier

la fonction de Green du milieu, à savoir la réponse élastique du milieu à une excitation impulsionnelle entre deux points quelconques du milieu. Cette fonction permet de connaître, pour chaque fréquence, la vitesse et l'atténuation des ondes qui se propagent entre deux points. Dans les milieux complexes, l'atténuation provoquée par la diffraction des ondes est caractérisée par le libre parcours moyen l^* . Lorsque des ondes se propagent dans un milieu diffractant, au delà d'une distance l^* , elles perdent la signature de leur source (position et mécanisme au foyer) et la direction dans laquelle elles ont été émises. C'est pour cette raison que l'emploi de méthodes conventionnelles d'observations dans les milieux complexes est difficile et peu efficace pour évaluer des paramètres comme la vitesse de propagation et l'atténuation. La Terre fait partie de ces milieux complexes à la fois atténuant et dispersif comme le montre la coda sismique [Hennino et al., 2001].

1.1.1 La coda : une manifestation de la diffusion dans la croûte terrestre

La coda correspond aux arrivées tardives émises par un séisme (Figure 1.1). Alors que la durée de la source sismique est en général de quelques secondes, la durée de la coda est de plusieurs minutes à partir de l'arrivée des ondes directes. Pendant longtemps la coda ne fut pas utilisée, bien qu'elle constitue une partie essentielle du signal sismique. Aki and Chouet [1975] ont montré que la décroissance de l'énergie de la coda est une caractéristique locale indépendante de la magnitude ou de la localisation de la source sismique. Cette décroissance d'énergie est décrite par l'équation :

$$E(t) = t^{-n} \exp\left(\frac{-\omega t}{Q_c}\right) \quad (1.1)$$

où ω est la pulsation angulaire, t le temps, Q_c décrit le taux de décroissance de l'enveloppe de la coda et n est un paramètre phénoménologique qui varie entre 1 et 3. Le paramètre Q_c qui détermine la décroissance de la coda est relié aux propriétés locales du milieu. Cependant son sens physique, et sa dépendance aux propriétés du milieu sont encore débattus.

[Aki, 1969; Aki and Chouet, 1975] ont proposé deux modèles pour expliquer la coda. Le premier est la diffraction simple. Dans ce modèle, la coda provient d'ondes diffractées une seule fois avant d'atteindre le récepteur à la surface libre. La décroissance exponentielle de l'énergie est donc essentiellement liée à l'absorption anélastique des ondes par le milieu. Le deuxième modèle est la diffraction multiple à travers sa forme asymptotique pour les temps longs, qui conduit à une approximation de diffusion. Une revue des développements théoriques et des nombreuses observations est proposée par Sato and Fehler [2009].

Une approche adaptée pour décrire la propagation d'onde en milieu hétérogène est le transfert radiatif. L'équation de transfert radiatif décrit l'intensité spécifique du champ d'onde se propageant dans une direction Ω , comme l'expression du bilan local d'énergie en prenant en compte tous les ordres de diffraction [Chandrasekhar, 1960]. Le champ

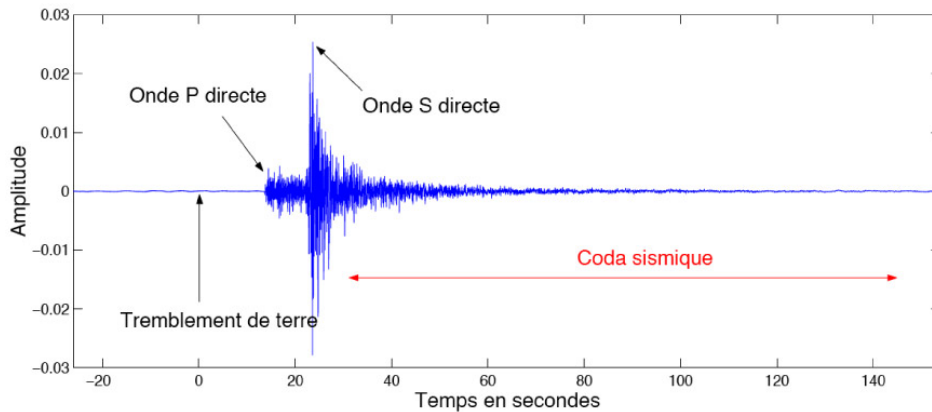


FIGURE 1.1 – Exemple d'un signal filtré entre 1 et 10 Hz enregistré à 90 km de l'épicentre. La coda est constituée d'arrivées tardives et son énergie décroît exponentiellement.

d'onde en un point donné est décrit comme étant la superposition incohérente de toutes les ondes diffractées. L'augmentation de l'énergie d'une portion de faisceau situé en M et de longueur dr dans la direction Ω est due à la diffraction dans la direction Ω , des ondes incidentes sur M de directions quelconques Ω' . La diminution de l'énergie est due à la diffraction du faisceau incident - de direction Ω - sur M dans des directions quelconques autres que Ω et de l'absorption du milieu (Figure 1.2).

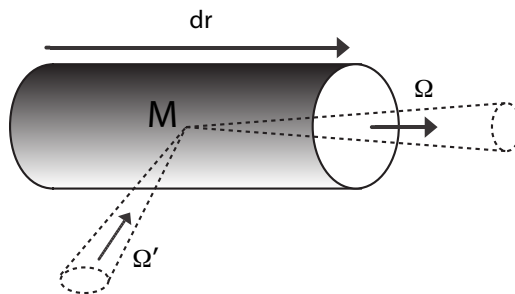


FIGURE 1.2 – Schéma du bilan du flux d'énergie en M dans un volume élémentaire de longueur dr dans la direction Ω .

L'équation du transfert radiatif peut être dérivée de la description statistique du champ d'onde [Ryzhik et al., 1996]. Dans le cas élastique, l'équation de transfert radiatif exprime donc l'équilibre de l'énergie élastique et prend en compte la polarisation et la conversion des ondes P et S à chaque diffraction [Margerin et al., 2001]. L'approche par transfert radiatif est généralement utilisée pour décrire l'évolution de la coda sur des temps relativement courts (un nombre restreint de diffractions). Au delà d'un certain nombre de diffractions, l'approximation de diffusion est utilisée. Elle permet de décrire l'évolution de l'énergie de la coda aux temps longs. De même, aux temps très courts, l'approximation de diffraction simple décrit la décroissance rapide de l'énergie au début

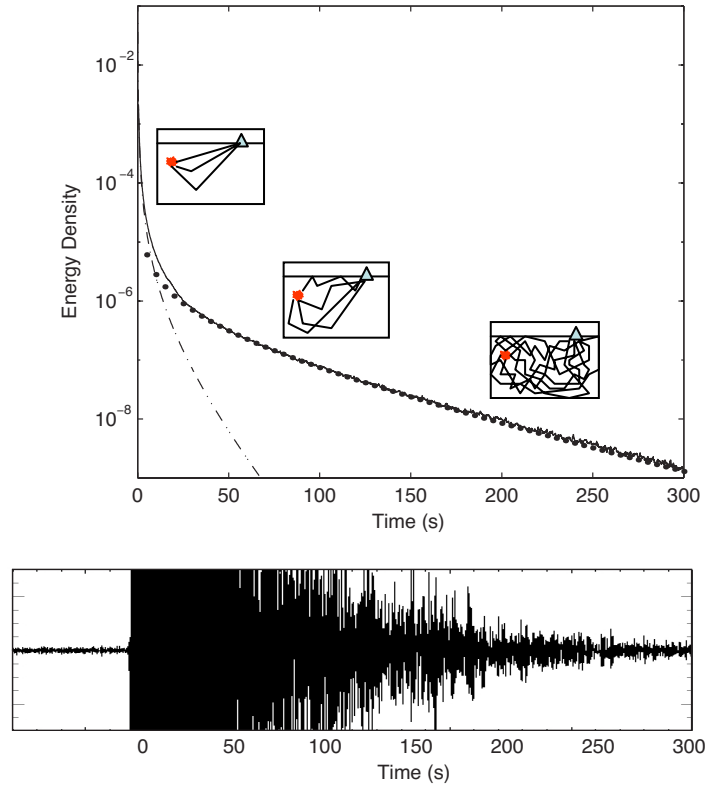


FIGURE 1.3 – Décroissance de la coda obtenue dans un modèle composé d'une croûte hétérogène d'une épaisseur de 30 km sur un manteau transparent. Le trajet libre moyen est de 50 km. La courbe continue représente la solution numérique de l'équation de Transfert Radiatif obtenue par une approche de Monte-Carlo. La courbe tiretée est le résultat de l'approximation de diffraction simple. La ligne pointillée indique l'approximation de diffusion. Les trois schémas a, b, et c représentent quelques trajets d'ondes entre la source et le récepteur avec l'augmentation de l'ordre de diffraction au fur et à mesure que le temps augmente. Modifié d'après [Campillo et al. \[1999\]](#).

de la coda.

Les différents régimes de propagation sont présentés dans la figure 1.3 où la solution numérique complète est comparée aux deux approximations de la diffraction simple et de diffusion.

L'interprétation de Q_c , le paramètre qui contrôle la décroissance de la coda, dépend de la théorie de diffraction choisie. La majorité des études théoriques ont utilisé une approche acoustique dans laquelle on ne considère pas les effets de polarisation et de conversion de modes. Ces études sur la coda sont basées uniquement sur la mesure de la décroissance ce qui n'est pas suffisant pour identifier les régimes de diffraction à l'origine de la coda. Ce n'est qu'à partir de l'introduction de la théorie de l'équipartition que le régime de diffraction en jeu a été identifié. Cela a permis par la suite le développement

des méthodes d'intercorrélation de la coda et du bruit sismique.

Équipartition de l'énergie

Il est difficile d'évaluer le régime de propagation des ondes dans un milieu hétérogène atténuant. L'équipartition de l'énergie est le rapport entre les énergies des ondes P et S. C'est un principe fondamental dans l'évaluation des régimes de diffraction et l'estimation des propriétés du milieu de propagation.

L'approximation de diffusion est une solution asymptotique de l'équation de transfert radiatif pour des temps longs. Une caractéristique de cette solution est l'équipartition de l'énergie des différents modes de propagation dans le milieu, c'est à dire des ondes P et S. On peut l'observer numériquement avec la solution du transfert radiatif [Margerin et al., 2000]. Dans un milieu homogène élastique, le rapport entre la densité énergétique des ondes P et S devient constant lorsque champ d'onde s'approche de la diffusion :

$$\frac{W_s}{W_p} = \frac{2\alpha^3}{\beta^3} \quad (1.2)$$

avec α et β les vitesses de propagation des ondes P et S. Cette propriété provient d'un équilibre statistique des modes de propagation dans l'espace des phases. Comme l'énergie totale suit une unique équation de diffusion, les énergies des ondes P et S ont la même évolution. Par conséquent si la coda résulte de la multi-diffraction du champ d'ondes, le rapport d'énergie des ondes P et S dans la coda devrait se stabiliser. Théoriquement, la stabilisation de l'énergie des ondes P et S dans la croûte est de 10.4, pour un solide de Poisson ($\lambda = \mu$ et $V_P = \sqrt{3}V_S$) [Weaver, 1982; Margerin et al., 2000]. En prenant en compte la surface libre et l'existence d'ondes de Rayleigh, le rapport d'énergie est de 7,14 [Hennino et al., 2001].

Campillo et al. [1999]; Shapiro et al. [2000] ont montré le caractère diffus de la coda à partir de codas sismiques mesurées au Mexique (Figure 1.4). Les auteurs ont observé que le rapport d'énergie mesuré sur des sismogrammes réels se stabilisait à une valeur voisine de 7,3 dans la coda tardive indépendamment de la profondeur de la source et de la distance épacentrale. La coda présente une transition d'un régime de diffraction simple au début de la coda à un régime de diffusion dans la coda tardive. Dans le cas du Mexique, on peut conclure que le modèle de diffraction multiple est adapté.

La coda qui provient de la diffraction multiple des ondes correspond à un champ aléatoire composé d'ondes qui se propagent dans toutes les directions sur des distances beaucoup plus longues que le trajet libre moyen l^* . Ainsi, le champ d'onde associé à la coda ne contient pas d'informations relatives à la source en dehors de l'énergie émise par la source (magnitude de l'évènement sismique). Nous verrons dans la prochaine section comment nous pouvons extraire des informations de propagation à partir de la coda.

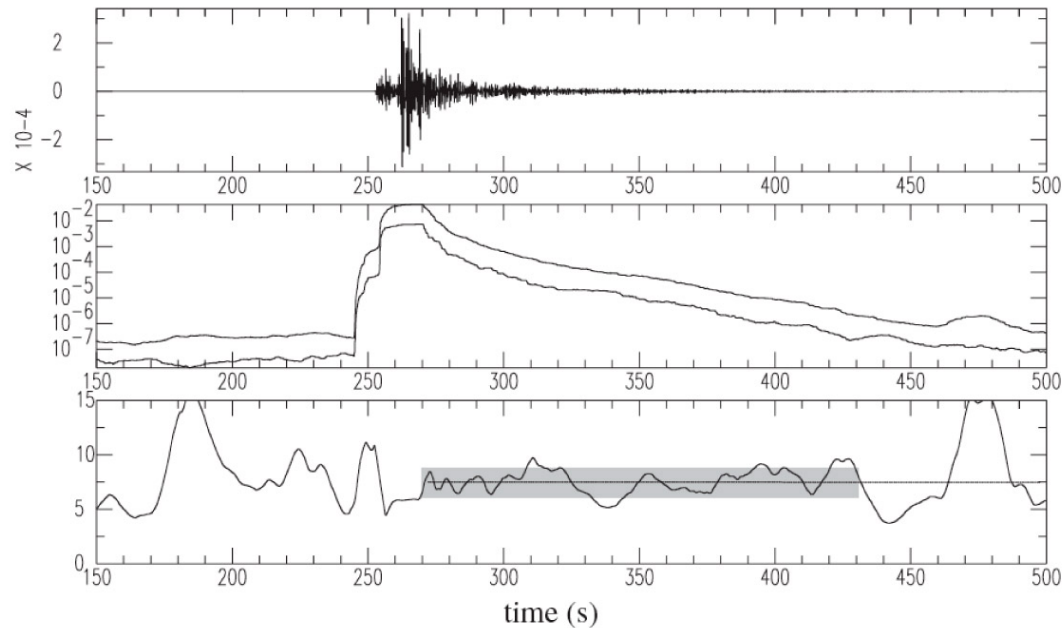


FIGURE 1.4 – Exemples de stabilisation du rapport d'énergies des ondes P et S pour un tremblement de terre. En haut, la composante verticale du sismogramme. Au milieu, les énergies des ondes P et S calculées dans la gamme de fréquence $[1,3]$ Hz. En bas, le rapport entre l'énergie des ondes P et S. Le rectangle gris entoure la partie constante du rapport d'énergie qui correspond à la coda tardive. D'après [Campillo et al. \[1999\]](#).

Interférences et propagations d'ondes déterministes

L'équation de transfert radiatif permet de modéliser la décroissance de l'énergie de la coda sismique [[Sato and Fehler, 2009](#)]. Elle décrit le transport d'énergie dans le temps et l'espace, mais ne tient pas compte de la phase des ondes, car l'énergie du signal est supposée être constituée d'une sommation de contributions incohérentes. Cette hypothèse est valide du moment que l'on considère le comportement macroscopique moyen sur plusieurs réalisations de quantités comme la densité d'énergie. Cependant, lorsque l'on s'intéresse au comportement local du champ d'onde, on doit prendre en compte la phase des ondes. Le champ d'onde en un point donné est toujours une solution de l'équation d'onde et il comporte des effets sur la phase comme l'interférence qui ont lieu à l'échelle de la longueur d'onde. Dans le cas d'un champ d'onde en régime de diffractions multiples, les effets d'interférence sont illustrés par la méthode de localisation faible appelée aussi rétrodiffusion cohérente. Cet effet ne se produit que dans le régime de diffraction multiple et découle de l'interférence constructive de chemins de propagation réciproques. Une localisation faible de la source émettrice des ondes est possible parce que la probabilité qu'une onde dispersive soit rétrodiffusée en direction de la source est deux fois plus importante que la probabilité qu'elle empreinte un autre chemin [[Akkermans et al., 1988](#)].

La figure 1.5 présente un exemple de localisation faible. Cet exercice a été effectué à la surface libre lors d'une prospection de sismique active dans un environnement volcanique [Larose et al., 2004]. L'énergie est mesurée dans des fenêtres d'une durée de 0,4 s puis normalisée par la valeur maximale obtenue sur le réseau de capteurs pour différentes configurations. La localisation faible de la source des ondes apparaît progressivement pour les arrivées tardives de la coda.

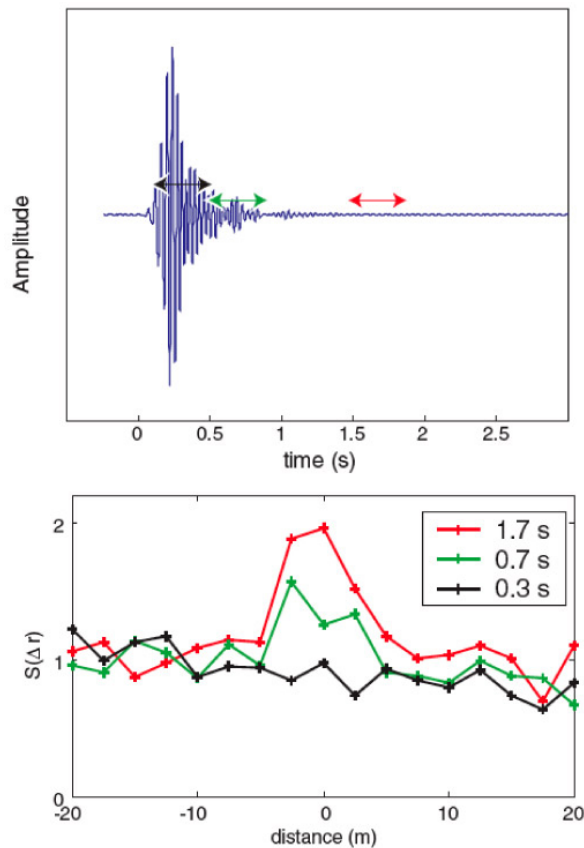


FIGURE 1.5 – Le panneau supérieur montre un exemple de signal produit par un marteau. Le panneau du bas représente l'énergie normalisée dans différentes fenêtres temporelles en fonction de la distance de la source. La localisation faible apparaît dans la partie tardive de la coda où le régime correspond à la diffraction multiple. D'après Larose et al. [2004].

Cet exemple nous montre que le phénomène d'interférence des ondes multi-diffractées ne peut être négligé. Le principe de la localisation faible ouvre la voie vers l'extraction de parcours déterministes entre deux points dans des champs multi-diffractés comme la coda et le bruit sismique dans certaines conditions. Dans la section suivante, nous verrons que l'intercorrélacion d'un champ d'onde diffus est un outil particulièrement efficace pour caractériser le milieu entre deux récepteurs.

1.1.2 Des champs diffus aux propriétés du milieu

Nous avons vu avec la localisation faible, que la phase n'est pas une variable aléatoire et que des propriétés déterministes des champs sont conservées même dans les cas où l'énergie peut être décrite avec une équation de diffusion. Ces progrès sont issus des efforts pour reconstruire la fonction de Green à partir des champs diffus [Aki, 1957; Claerbout, 1968]. Historiquement, c'est en héliosismologie que les premiers travaux pour évaluer la fonction de Green ont été effectués. [Duvall et al., 1993] ont pu mesurer la vitesse de propagation des ondes P grâce à l'intercorrélacion de l'intensité des fluctuations aléatoires de la surface du soleil. Plus tard, en acoustique physique, Weaver and Lobkis [2001] ont montré que l'autocorrélacion du bruit thermique enregistré à la surface en un point d'un pavé d'aluminium correspond à la fonction de Green entre le point et lui-même. Le même résultat a été obtenu pour une unique source, mais dans une cavité réfléchissante produisant un champ d'onde aléatoire [Lobkis and Weaver, 2001]. En sismologie, les premiers travaux sur des données réelles ont été réalisés par Campillo and Paul [2003]. Ils ont montré que la corrélacion de la coda des séismes enregistrés à deux stations sismiques contenait la partie correspondant aux ondes de surface de la fonction de Green (ondes de Rayleigh et de Love) entre ces deux stations (figure 1.6).

Les travaux théoriques afin de formaliser la relation entre la corrélacion du bruit et de la fonction de Green ont suivi ces travaux expérimentaux. Lobkis and Weaver [2001] invoquèrent le principe de l'équipartition pour défendre l'argument que le bruit excite tous les modes propres du milieu avec un même niveau d'énergie, et des phases aléatoires. L'hypothèse d'équipartition implique que la corrélacion de bruit entre deux points est la fonction de Green du milieu entre ces deux points. Mais cette démonstration suppose un milieu sans atténuation, avec une distribution discrète des modes (milieu fermé). Par conséquent, la démonstration n'est pas directement valide dans le cas d'un milieu ouvert, avec une distribution des modes continue, et un milieu atténuant. Derode et al. [2003a,b] ont interprété la reconstruction de la fonction de Green en utilisant l'analogie avec le retournement temporel. Cette approche sera détaillée dans la section suivante. Parmi les autres développements théoriques, nous pouvons mentionner les travaux de Snieder [2004]; Roux et al. [2005] qui ont utilisé le théorème de phases stationnaires et la contribution des sources alignées avec les deux stations uniquement. Wapenaar [2004] étudie le cas de la reconstruction de la fonction de Green en présence d'une surface libre grâce au théorème de réciprocité et à une représentation intégrale des corrélacions des champs observés entre ces deux points. Weaver and Lobkis [2001]; Lobkis and Weaver [2001]; van Tiggelen [2003]; Lobkis and Weaver [2003]; Godin [2007] invoquent le théorème de fluctuation dissipation.

Il y a une différence majeure entre la sismologie et d'autres disciplines qui utilisent la corrélacion de champs multi-diffractés. Sur Terre, il existe différents types d'ondes élastiques (P, S et ondes de surface), contrairement aux domaines de l'acoustique et de l'héliosismologie qui ne présentent que des ondes scalaires. Dans le cas élastique, la corrélacion du bruit de fond converge vers la fonction de Green dès lors que les différentes types d'ondes qui constituent le champs d'ondes respectent l'équipartition [Sánchez-

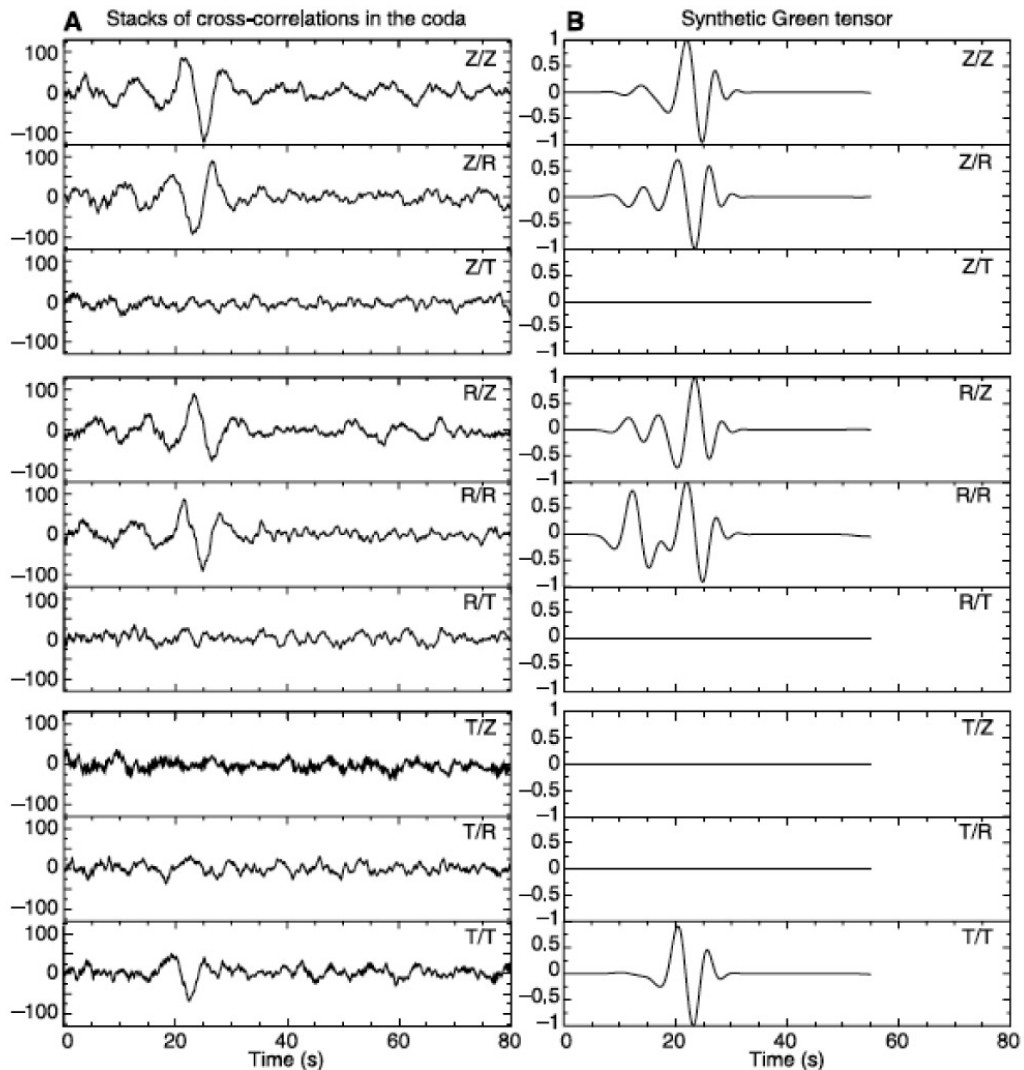


FIGURE 1.6 – Comparaison des neuf composantes du tenseur de corrélation entre PLIG YAIG (A) avec les neuf composantes du tenseur théorique (B). D’après [Campillo and Paul \[2003\]](#).

[Sesma et al., 2008](#); [Sánchez-Sesma and Campillo, 2006](#)].

Plus récemment [Colin de Verdière \[2009\]](#) s’est intéressé à la corrélation de signaux enregistrés à deux stations A et B depuis une infinité de sources sismiques aléatoires réparties de façon homogène au sein d’un solide élastique de géométrie quelconque. Il a démontré que cette corrélation est équivalente au signal reçu directement en B si une unique source se trouve en A , c’est à dire la fonction de Green. En effet, la distribution de sources réparties de manière homogène dans le milieu conduit à l’équipartition des modes.

Or dans le cas de la Terre, une telle répartition des sources n’est pas observée. La

position géographique des sources de bruit concentrées dans les régions océaniques provoque une directivité du bruit. [Bonney-Claudet et al. \[2006\]](#) ont déterminé l'origine du bruit en fonction de la période :

- Entre 5 et 20 secondes, gamme de période à laquelle le bruit est dominant, le bruit est lié à la houle océanique et à son interaction avec les fonds marins. Le premier pic d'énergie est observé à 14 s, il est appelé le pic microsismique primaire et correspond à la fréquence dominante des vagues océaniques. Un deuxième pic d'énergie à 7 s résulte de l'interaction non linéaire des vagues océaniques qui crée des différences de pression sur le plancher océanique. La fréquence du deuxième pic microsismique est exactement le double de celle du premier.
- Pour des fréquences supérieures à 1 Hz, le bruit provient en partie de l'activité humaine.

[Stehly et al. \[2006\]](#) pour des périodes entre 10 et 20 s et [Landes et al. \[2010\]](#) pour des périodes entre 5 et 10 s, ont trouvé que le bruit est principalement généré par des sources correspondant aux tempêtes océaniques (Figure 1.7).

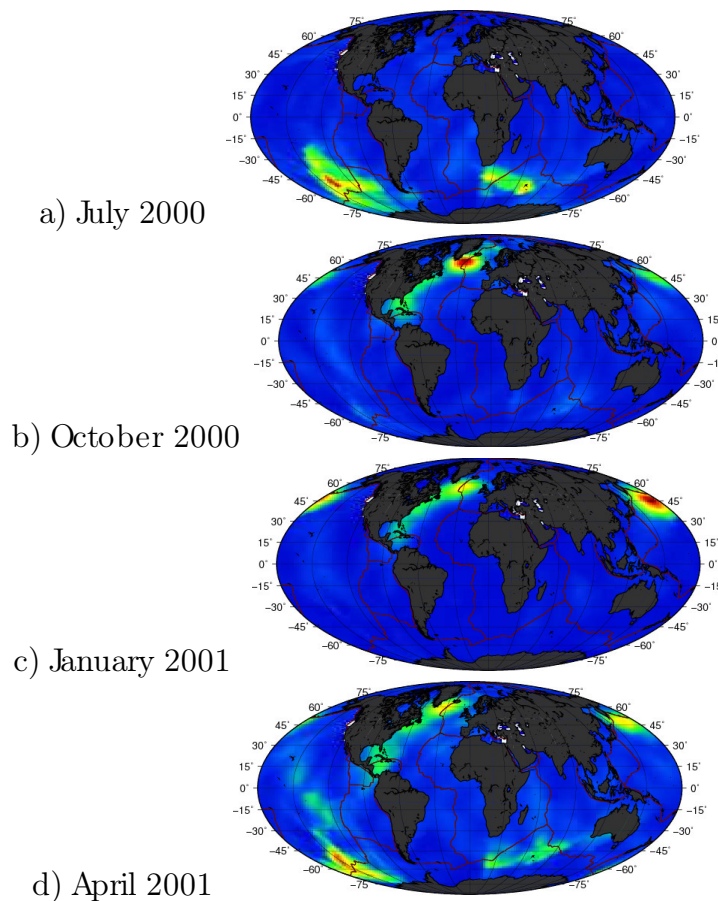


FIGURE 1.7 – Variation saisonnière des sources de bruit (ondes P) dans le pic microsismique secondaire (0,1-0,3) Hz. D'après [Landes et al. \[2010\]](#).

La directivité du bruit apparaît comme une limitation importante de la méthode et il semblerait que ce théorème de reconstruction de la fonction de Green à partir du bruit ambiant soit inapproprié dans le but d’imager les structures terrestre. Cependant en pratique, il semblerait que cette condition ne soit pas déterminante pour que la fonction de Green soit retrouvée. En effet, [Shapiro and Campillo \[2004\]](#) ont obtenues des courbes de dispersion d’ondes de surfaces reconstruites par corrélation du bruit de fond sismique enregistré à deux stations (Figure 1.8). Ces résultats sont en bon accord avec les autres modèles de vitesse obtenus de manière plus classique, à partir d’ondes de surface émises par des séismes.

Une raison pour laquelle la méthode de corrélation de coda sismique ou du bruit de fond sismique marche dans un cas non optimal tel que la Terre, provient du fait que les hétérogénéités de la structure interne vont agir comme des diffractants et jouer le rôle de sources secondaires dont la distribution sera beaucoup plus homogène [[Campillo, 2006](#); [Larose et al., 2006](#); [Gouédard et al., 2008](#)]. Ainsi, deux conditions peuvent donc conduire à l’équipartition :

- Des sources de bruit distribuées dans la totalité du milieu.
- Un milieu diffractant.

En d’autres termes, l’émergence de la fonction de Green apparait lorsque le processus d’automoyennage du champ d’onde est suffisant.

1.2 Théorie de la reconstruction des fonctions de Green à partir du bruit sismique

Dans cette section, je présente une démonstration pour comprendre pourquoi la corrélation croisée du bruit aboutit à la fonction de Green du milieu. L’analogie du retournement temporel permet de comprendre la relation entre la corrélation du bruit et la fonction Green. Dans un deuxième temps je reprend deux approches mathématiques proposées par [Gouédard et al. \[2008\]](#); [Colin de Verdière \[2009\]](#) puis par [Maynard \[2011\]](#); [Froment \[2011\]](#).

1.2.1 Analogie de l’intercorrélacion et du retournement temporel

L’analogie de l’intercorrélacion avec le retournement temporel [[Derode et al., 2003a,b](#)] est basée sur le théorème de réciprocité spatiale et d’invariance par retournement du temps [[Fink, 1992](#)].

La réciprocité spatiale décrit le principe selon lequel un signal reçu au point B venant d’une source en A est identique à un signal reçu au point A venant d’une source en B, quelque soit la complexité du milieu. Cela signifie qu’intervertir la source et le récepteur ne change pas la forme du signal reçu.

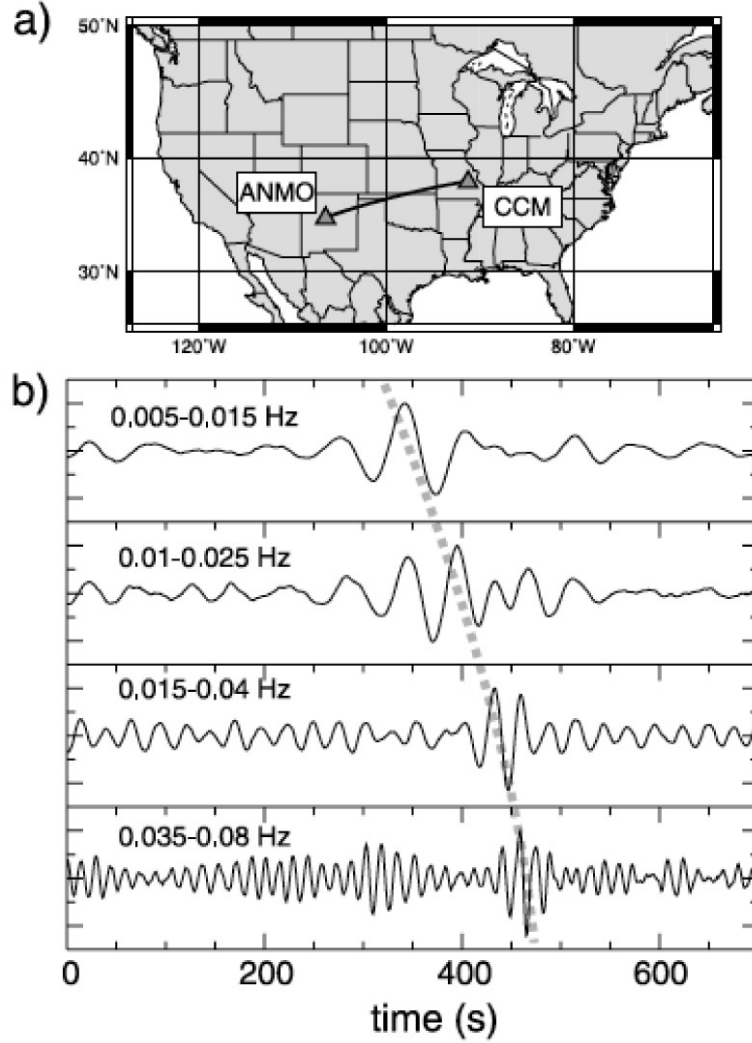


FIGURE 1.8 – (A) Emplacement des stations utilisées aux États-Unis. (B) Intercorrélations des composantes verticales du bruit filtrées pour différentes gamme de période. La ligne grise indique la dispersion du signal émergent. D’après [Shapiro and Campillo \[2004\]](#).

L’invariance par retournement du temps provient de la symétrie dans le temps de l’équation d’onde. Le cas acoustique permet d’illustrer ce point simplement avec l’équation d’onde suivante :

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} = c^2 \Delta \phi \quad (1.3)$$

où c est la célérité des ondes acoustiques dans le milieu, ϕ le champs d’onde considéré et Δ l’opérateur laplacien. Si le champ d’onde $\phi_{sol}(t)$ est solution, alors le champ $\phi_{sol}(-t)$ est aussi solution, en raison de l’égalité des opérateurs $\partial(\cdot)/\partial t^2 = \partial(\cdot)/\partial(-t)^2$.

Du fait de cette symétrie, les ondes rétropropagées vont se concentrer à leur source originelle. La forme du signal reçu ne dépendant pas du sens de parcours, l'onde peut alors être vue, de manière équivalente comme allant de A vers B ou de B vers A : "renverser le sens d'écoulement du temps" ne modifie pas la forme du signal reçu. Le retournement temporel découle donc de l'invariance de l'équation de propagation d'ondes par renversement du temps.

Considérons l'expérience suivante (figure 1.9) : deux récepteurs A et B et une source C dans un milieu diffractant, réciproque et ouvert. La source C émet un signal $S_c(t) = e^{(t)}$. Le déplacement enregistré en A et B correspond à la convolution du signal émis à la source C, avec la réponse impulsionnelle (fonction de Green) du milieu entre A et C, et B et C (equation 1.5) notées respectivement h_{AC} et h_{BC} .

$$S_A(t) = e^{(t)} \otimes h_{AC}(t) \quad (1.4)$$

$$S_B(t) = e^{(t)} \otimes h_{BC}(t) \quad (1.5)$$

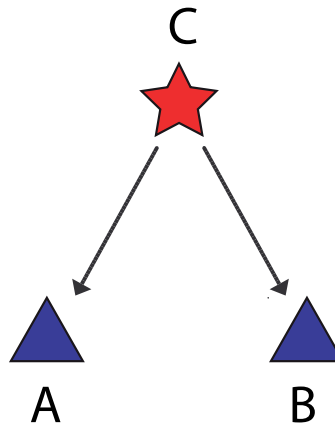


FIGURE 1.9 – Première expérience : émission d'une onde en C et réception en A et B.

La corrélation entre les signaux enregistrés en A et B est :

$$C_{AB}(\tau) = S_A(t) \otimes S_B(-t) \quad (1.6)$$

$$C_{AB}(\tau) = h_{AC}(t) \otimes h_{BC}(-t) \otimes f(t) \quad (1.7)$$

$$(1.8)$$

avec τ les temps de corrélation et

$$f(t) = e^{(t)} \otimes e^{(-t)} \quad (1.9)$$

qui ne dépend que de la source. Les paramètres qui contrôlent la propagation des ondes sont constants dans le temps. De ce fait la propagation de l'onde est réciproque dans l'espace, on peut écrire $h_{BC}(t) = h_{CB}(t)$. Par conséquent, nous pouvons exprimer la corrélation entre les signaux reçus en A et B comme :

$$C_{AB} = h_{AC}(t) \otimes h_{CB}(-t) \otimes f(t) \quad (1.10)$$

Considérons maintenant l'**expérience de retournement temporel** décrite dans la figure 1.10 dans un milieu à impédance constante où le point C joue le rôle de point miroir. B envoie une impulsion, C enregistre la réponse impulsionnelle reçue $h_{CB}(t)$ et l'inverse pour réémettre le signal $h_{CB}(-t)$. A enregistre au final le signal suivant :

$$S_A(t) = h_{CB}(-t) \otimes h_{AC}(t) \quad (1.11)$$

L'expression de la corrélation (équation 1.10) est identique au retournement temporel (équation 1.11). Toutefois, l'expression h_{AB} de la fonction de Green entre B et A n'apparaît pas de manière explicite.

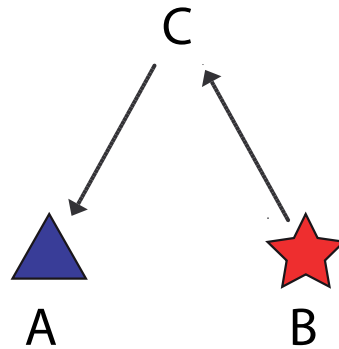


FIGURE 1.10 – Deuxième expérience : B émet le signal, C inverse le signal reçu et le réémet, et A l'enregistre.

Considérons maintenant une expérience similaire à celle du retournement temporel décrite plus haut, mais au lieu d'avoir un unique point miroir C, nous en avons maintenant une série de points C_i qui entoure les points A et B. A émet une impulsion qui est diffusée dans toutes les directions. Le point B va enregistrer un signal $h_{AB}(t)$ qui correspond à la fonction de Green que l'on cherche. Puis, les points C_i enregistrent et réémettent dans le milieu le signal retourné dans le temps $h_{AC_i}(-t)$. Si le nombre de points C_i est suffisamment grand, et qu'il n'y a pas eu de perte d'information, il existera une onde rétropropagée qui passera en B en direction de A identique à l'onde reçue lors de la propagation de la source A vers B. B enregistrera alors $h_{AB}(-t)$. Ainsi l'expérience de retournement temporel correspond à la somme de la fonction de Green entre A et B

dans les temps négatifs et positifs. De plus le retournement temporel étant analogue à l'intercorrélation nous pouvons écrire :

$$\sum_{sources C_i} h_{AC}(t) \otimes h_{C_i B}(-t) = h_{AB}(t) + h_{AB}(-t) \quad (1.12)$$

Derode et al. [2003a,b] ont montré que cette analogie fonctionne également dans le cas où il y a peu de sources mais que le milieu est hétérogène avec des diffractants qui agissent comme des sources secondaires.

1.2.2 Reconstruction de la fonction de Green : approches mathématiques

Dans un cas plus général, Gouédard et al. [2008]; Colin de Verdière [2009] puis Maynard [2011]; Froment [2011] ont utilisé deux approches mathématiques différentes qui permettent d'avoir une vision plus générale du lien entre la corrélation et la fonction de Green quelque soit le milieu de propagation.

Depuis plusieurs années il a eu un effort réalisé de la part de la communauté scientifique pour trouver l'expression la plus générale de la relation entre la corrélation de champs diffus et la fonction de Green du milieu. En effet cette relation doit pouvoir être vérifiée dans le plus grand nombre de milieux de propagation et notamment dans des milieux proches du milieu terrestre ,i.e. distribution des sources quelconque, milieu non homogène avec atténuation, etc. Ainsi, cette généralisation de l'expression de cette relation entre la corrélation et la fonction de Green est non triviale et nécessite l'emploi de mathématique avancée. Les démonstrations développées ci-après tentent de présenter les principales conclusions des derniers travaux réalisés sur ce sujet.

Cas d'une distribution volumique des sources de bruit blanc

Dans un première approche, Gouédard et al. [2008]; Colin de Verdière [2009] supposent une distribution homogène de sources de bruit blanc (toutes les fréquences sont excitées au même niveau d'énergie avec une phase aléatoire). Cela correspond dans le domaine temporel à avoir des sources dont les emplacements et les temps d'activation ne sont pas corrélés. D'autre part, le milieu peut être atténuant.

L'équation de propagation avec amortissement dans n'importe quel milieu (pas nécessairement homogène) peut être écrite comme :

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} + 2a \frac{\partial u}{\partial t} - Lu = f \quad (1.13)$$

où $a > 0$ est constant et correspond à l'atténuation du milieu, $f(t, \vec{r})$ est le champ de source (bruit) et $u(t, \vec{r})$ le champ de déplacement. L est un opérateur différentiel,

elliptique, auto-adjoint et négatif quelconque qui préserve l'énergie. Dans le cas où $L = c^2(\vec{r})\Delta$, on reconnaît l'équation de propagation d'onde. [Gouédard et al. \[2008\]](#); [Colin de Verdière \[2009\]](#) introduisent l'expression de la fonction de Green dans le domaine fréquentiel entre une source et un récepteur, en utilisant le noyau intégral de l'opérateur L noté $[[P]](x, y)$:

$$\forall u : X \mapsto \mathcal{R}^3, (Pu)(x) = \int_X [[P]](x, y)u(y)dy \quad (1.14)$$

La fonction de Green de L est par la suite exprimée dans le domaine temporel par :

$$G_a(t, (\vec{r}), (\vec{r}_s)) = Y(t)e^{-at} \left[\frac{\sin t\sqrt{-L-a^2}}{\sqrt{-L-a^2}} \right] (\vec{r}, \vec{r}_s) \quad (1.15)$$

où Y est une fonction de Heaviside, et où on note $\sqrt{-L}$ l'opérateur dont les valeurs propres sont images des valeurs propres de L par la fonction $x \mapsto \sqrt{-x}$.

La corrélation entre les déplacement à deux points A et B est exprimée dans le domaine temporel par :

$$C(\tau, \vec{r}_A, \vec{r}_B) = \lim_{T \rightarrow +\infty} \frac{1}{T} \int_0^T u(t, \vec{r}_A) \overline{u(t + \tau, \vec{r}_B)} dt \quad (1.16)$$

où la barre horizontale représente l'opération de conjugaison. On peut exprimer $u(t, \vec{r})$ en utilisant la fonction source f et la fonction de Green G_a dans un milieu nécessairement atténuant pour assurer la convergence de l'intégrale [\[Roux et al., 2005\]](#).

$$u(t, \vec{r}) = \int_0^\infty dt' \int_X G_a(t', \vec{r}, \vec{r}_s) f(t - t', \vec{r}_s) d\vec{r}_s \quad (1.17)$$

où f est un bruit blanc distribué uniformément dans le milieu X. Si on remplace T la limite temporelle par une moyenne d'ensemble, on peut alors exprimer la corrélation $C(\tau, \vec{r}_A, \vec{r}_B)$ comme :

$$C(\tau, \vec{r}_A, \vec{r}_B) = \frac{\sigma^2 e^{-a|\tau|}}{4a} \left[\left[(-L)^{-1} \left(\cos \tau \sqrt{-L-a^2} + a \frac{\sin |\tau| \sqrt{-L-a^2}}{\sqrt{-L-a^2}} \right) \right] \right] (\vec{r}_A, \vec{r}_B) \quad (1.18)$$

avec σ la variance du champ d'onde du bruit. La dérivée temporelle de cette équation exprimée avec la fonction de Green G_a (équation 1.15) donne l'expression plus connue :

$$\frac{\partial}{\partial \tau} C(\tau, \vec{r}_A, \vec{r}_B) = \frac{-\sigma^2}{4a} (G_a(\tau, \vec{r}_A, \vec{r}_B) - G_a(-\tau, \vec{r}_A, \vec{r}_B)) \quad (1.19)$$

Cela signifie que, quelque soit le milieu, la dérivée temporelle de la corrélation calculée entre deux champs d'onde enregistrés à deux stations A et B est la fonction de Green du

milieu lorsque deux conditions sont réunies : l'atténuation doit être suffisamment faible et que les sources de bruit soient délocalisées et émettent un bruit blanc.

Cas où l'équipartition est réalisée sur les bords du milieu

Dans une deuxième approche, [Gouédard et al. \[2008\]](#); [Colin de Verdière \[2009\]](#) ne font plus d'hypothèses sur la répartition des sources, mais ils supposent qu'il y a équipartition aux limites de la zone d'intérêt. Ils reprennent ainsi l'idée de [Sánchez-Sesma and Campillo \[2006\]](#) qui montrent dans un milieu élastique que l'intercorrélacion entre deux points est proportionnelle à la partie imaginaire du tenseur de Green entre ces deux points à condition que le rapport d'énergie des ondes S/P du champ incident soit celui prédit par l'équipartition. De plus, [Sánchez-Sesma et al. \[2006\]](#) montrent que cette relation est aussi valable dans le cas d'une inclusion cylindrique diffractante. Afin de trouver une formulation plus générale de la relation entre la corrélation et la fonction de Green, [Gouédard et al. \[2008\]](#); [Colin de Verdière \[2009\]](#) montrent, dans un premier temps que la corrélation du bruit enregistré en deux points peut s'écrire en fonction d'un projecteur spectral de l'opérateur L . La seconde étape consiste à exprimer la fonction de Green entre deux points en fonction du noyau intégral de ce même projecteur. Ils en déduisent ensuite que la corrélation du bruit est proportionnelle à la partie imaginaire de la transformée de Fourier de la fonction de Green du milieu. Au final, la formulation qu'ils obtiennent est une version généralisée de l'expression 1.19 pour une région avec des sources locales et sans hypothèse sur l'atténuation du milieu. Ainsi, l'équipartition aux limites de la région d'intérêt est une condition suffisante pour obtenir la fonction de Green à partir de l'intercorrélacion pour un champs quelconque à l'intérieure du milieu.

Reconstruction de la fonction de Green par corrélation de bruit : approche par l'identité de Ward

Une autre approche pour établir la relation entre la fonction de Green et la corrélation utilise l'identité de Ward. Cette approche est valable pour un milieu homogène ou non, avec ou sans diffuseur, et permet d'introduire la discussion sur l'atténuation et la distribution des sources. Celle-ci est basée sur un travail présenté par [Maynard \[2011\]](#) lors d'une école d'été, et est reprise en détail par [Froment \[2011\]](#).

Nous reprenons ici les éléments clés de la démonstration dans le cas 1D de [Froment \[2011\]](#). Considérons une équation de propagation d'onde de type "équation de Langevin" :

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} + a \frac{\partial u}{\partial t} + \omega_0^2 u = f_{aleatoire}(t) \quad (1.20)$$

où u est le déplacement. La fonction de Green G qui est la solution de cette équation pour une force impulsionnelle (i.e. lorsque f est un Dirac $\delta(t)$) :

$$\frac{\partial^2 G}{\partial t^2} + a \frac{\partial G}{\partial t} + \omega_0^2 G = \delta(t) \quad (1.21)$$

Dans le domaine de Fourier, en considérant que la dérivée par rapport au temps est équivalente à multiplier par $-i\omega$, l'équation devient :

$$-\omega^2 \tilde{G} - i\omega a \tilde{G} + \omega_0^2 \tilde{G} = 1 \quad (1.22)$$

et donc :

$$\tilde{G} = \frac{1}{\omega_0^2 - \omega^2 - i\omega a} \quad (1.23)$$

$$\tilde{G} = \frac{\omega_0^2 - \omega^2}{\omega_0^2 - \omega^2 - i\omega a} + \frac{i\omega a}{\omega_0^2 - \omega^2 - i\omega a} \quad (1.24)$$

$$\tilde{G} = (\omega_0^2 - \omega^2) \tilde{G} \tilde{G}^* + (i\omega a) \tilde{G} \tilde{G}^* \quad (1.25)$$

$$(1.26)$$

où * correspond à l'opération de conjugaison. Nous pouvons maintenant exprimer la partie imaginaire $Im(\tilde{G}(\omega))$:

$$Im(\tilde{G}(\omega)) = \omega a \tilde{G}(\omega) \tilde{G}^*(\omega) \quad (1.27)$$

Cette expression de la partie imaginaire de la fonction de Green est appelé Identité de Ward [Weaver, 2008].

Si on considère un bruit blanc ergodique $f(t)$, le déplacement $u(t)$ s'écrit :

$$u(t) = G(t) \otimes f(t) \quad (1.28)$$

avec \otimes le produit de convolution.

La transformée de Fourier de la corrélation $C(\tau) = \overline{u(t)u(t+\tau)}$, où la barre horizontale est l'opération de moyenne temporelle, s'écrit :

$$\tilde{C}(\omega) = \sigma^2 \tilde{G}(\omega) \tilde{G}^*(\omega) \quad (1.29)$$

Enfin, l'identité de Ward (Equation 1.27) nous permet d'écrire :

$$\tilde{C}(\omega) = \frac{\sigma^2}{\omega a} Im(\tilde{G}(\omega)) \quad (1.30)$$

L'utilisation de l'identité de Ward permet de retrouver que la corrélation de bruit aléatoire est bien proportionnelle à la partie imaginaire de la fonction de Green dans le cas 1D.

Il est possible de généraliser cette identité dans le cas 3D pour lequel aucune hypothèse n'est faite sur l'homogénéité du milieu [Froment, 2011].

Pour des sources x de bruit distribuées dans le volume et en surface on peut écrire la corrélation entre a et b comme :

$$\tilde{C}_{a,b}(\omega) = \sigma_V^2 \int_V \tilde{G}_{ax}(\omega) \tilde{G}_{xb}^*(\omega) dV + \sigma_S^2 \oint_S \tilde{G}_{ax}(\omega) \tilde{G}_{xb}^*(\omega) dS \quad (1.31)$$

avec σ_V^2 et σ_S^2 respectivement la densité des sources dans le volume V et dans la surface S qui entoure le volume V .

Il est possible de généraliser l'identité de Ward 1.27 en 3D pour la fonction de Green entre a et b :

$$I = \oint_S [\tilde{G}_{ax} \vec{\nabla} \tilde{G}_{bx}^* - \vec{\nabla} \tilde{G}_{ax} \tilde{G}_{bx}^*] \cdot d\vec{S} \quad (1.32)$$

On obtient alors une généralisation de l'identité de Ward en 3D :

$$\tilde{G}_{ab} - \tilde{G}_{ab}^* = \frac{4ia\omega}{c^2} \int_V \tilde{G}_{ax} \tilde{G}_{bx}^* dV + \oint_S [\tilde{G}_{ax} \vec{\nabla} \tilde{G}_{bx}^* - \vec{\nabla} \tilde{G}_{ax} \tilde{G}_{bx}^*] \cdot d\vec{S} \quad (1.33)$$

Cependant, dans le cas général 3D le lien entre la corrélation de bruit et la fonction de Green n'est pas évident. Deux cas particuliers, celui sans atténuation $a = 0$ et celui avec atténuation mais un volume qui tend vers l'infini permettent d'exprimer la relation entre C et G ($\tilde{C} \propto \text{Im}(\tilde{G})$). Ces deux cas particuliers reviennent à considérer des sources réparties à la surface ou dans le volume. Dans la plupart des approches théoriques proposées dans la littérature, le choix des hypothèses concernant la répartition des sources (finie et en surface, ou bien infinie et volumique) reflète bien que c'est dans ces deux cas spécifiques que l'expression de la relation entre corrélation de bruit et fonction de Green est la plus simple. [Snieder \[2007\]](#) s'est placé dans un cas intermédiaire et discute de l'importance du rôle des sources en surface et dans le volume dans un milieu homogène. Il montre que les sources dans le volume et en surface sont en général nécessaires pour reconstruire la fonction de Green.

Ce principe de reconstruction de la fonction de Green par l'intercorrélacion du bruit enregistré entre les stations sismiques sera utilisé principalement pour deux problématiques. La première est **le suivi temporel des intercorrélacions** pour identifier des variations des propriétés élastiques du milieu, et concernera la première partie de ce manuscrit. La seconde est **l'imagerie de structures complexes** telles que les bassins sédimentaires à fort contraste de vitesse et sera traitée dans la seconde partie.

Chapitre 2

Suivi temporel des structures terrestres à partir des corrélations de bruit sismique

Dans ce chapitre nous nous intéressons à mesurer la déformation de la croûte et à suivre son évolution au cours du temps. Nous commencerons par un bref aperçu historique de l'utilisation des variations des vitesses sismiques comme marqueurs de la déformation de la croûte et nous verrons comment utiliser les corrélations de bruit sismique pour le suivi temporel des structures géologiques.

Sommaire

2.1	Mesurer l'état de déformation du milieu grâce aux ondes sismiques	29
2.2	Suivi temporel des corrélations de bruit sismique	33
2.2.1	Technique des Doublets	35
2.2.2	Technique du Stretching	37
2.3	Limite du suivi temporel	38

2.1 Mesurer l'état de déformation du milieu grâce aux ondes sismiques

Grâce à des expériences en laboratoire, nous savons qu'il existe un lien entre la vitesse des ondes élastique et la pression statique [Birch, 1960, 1961; Nur and Simmons, 1969]. Cette dépendance est attribuée de manière générale à la présence dans le milieu de défauts structuraux comme les pores, les joints et les fractures qui vont se fermer ou s'ouvrir sous l'effet d'une augmentation ou diminution de la pression (e.g. Walsh [1965]; Nur [1971]). En effet, lors d'une déformation du milieu l'ouverture et la fermeture des défauts produisent des changements de rigidité dont dépend la vitesse des ondes. A

l'échelle terrestre, ce lien entre la vitesse des ondes et la déformation pourrait être utilisé dans la mesure de l'accumulation des déformations tectoniques dans la croûte mais aussi dans le suivi de réservoirs d'hydrocarbures.

Suivi temporel en exploration pétrolière

C'est en géophysique d'exploration pétrolière que les études de suivi temporel de structures géologiques telles que les réservoirs pétroliers sont le plus communément effectuées. En effet, rares sont les objets géologiques qui présentent des variations de vitesse de propagation des ondes mesurables à l'échelle de l'année. Estimer et suivre l'état des contraintes dans le milieu à quelques kilomètres de profondeur est important pour différentes raisons [Sarkar et al., 2003] :

- la planification de forages et la résolution de problèmes de stabilité des puits et des mines
- l'identification des contraintes tectoniques pour déterminer l'orientation des fractures qui contrôlent les mouvements des fluides
- Le suivi de la pression des pores pendant l'extraction d'hydrocarbures permettrait d'optimiser le pompage et d'éviter des accidents tels que les effondrements de puit.

Les variations de pression qui résultent de l'injection ou du pompage lors de la production de pétrole ou de gaz changent l'état de déformation dans le réservoir et dans les roches encaissantes. Ces déformations vont affecter les paramètres élastiques (i.e. la densité et les modules d'élasticités). Les ondes sismiques émises lors de campagnes de prospections géophysiques vont de ce fait être retardées ou accélérées en fonction de l'état de déformations du milieu. Par conséquent, les campagnes de prospections sismiques effectuées à différents moments de l'exploitation permettent d'observer ces perturbations de vitesse des ondes et de mieux contraindre l'état de déformation du réservoir.

Le lien entre déformation et changements de vitesse des ondes sismiques est complexe et dépend de la rhéologie du milieu. Jusqu'à quelques kilomètres de profondeur, la déformation va affecter principalement la porosité et la fracturation du milieu. Ainsi la sensibilité de la vitesse des ondes à la déformation dépendra des variations de ces deux propriétés [Hatchell and Bourne, 2005]. Le rapport entre la vitesse du milieu et la porosité est généralement dérivé de modèles empiriques définis en laboratoire (e.g. Han et al. [1986]; Mavko et al. [1998]). Le rapport entre la vitesse du milieu et la fracturation est quant à lui dérivé de modèles théoriques qui relient la densité de fractures dans le milieu à la pression statique (e.g. Sayers and Kachanov [1995]).

Une comparaison entre les délais observés et modélisés est présentée figure 2.1. Dans cet exemple, il s'agit de contraindre l'état d'un réservoir pétrolier dans le Golfe du Mexique lors de la production d'hydrocarbure. Les retards calculés des temps de trajet des ondes dans un modèle géomécanique en prenant en compte les changements de porosité et de fracturation sont en bon accord avec les retards des ondes sismiques observés sur des données de terrain.

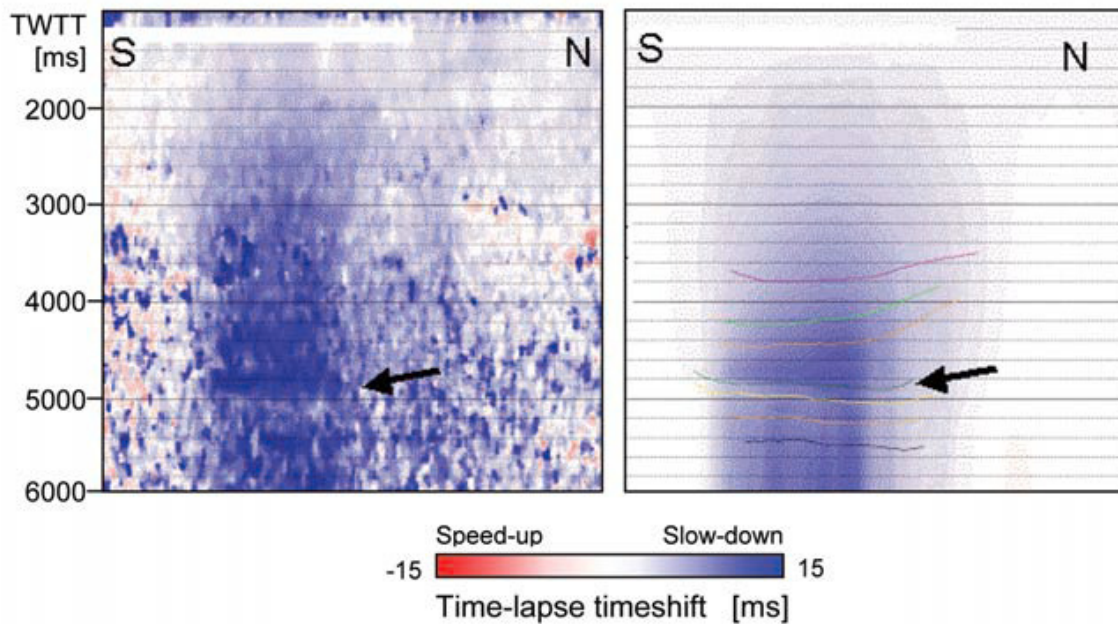


FIGURE 2.1 – Champ pétrolier turbiditique en eaux profondes dans le Golfe du Mexique. Délais des temps de trajet des ondes observés (gauche) et calculés à partir d'un modèle géomécanique du réservoir soumis à une extraction de pétrole. Le réservoir se situe entre 4000 et 6000 m et a une porosité entre 25-35 %. (D'après [Tura et al. \[2005\]](#))

Suivi temporel en sismologie

En sismologie, la possibilité d'utiliser des ondes sismiques pour mesurer l'état de déformation in-situ dans la croûte terrestre a depuis longtemps intrigué les sismologues. D'un point de vu historique, F. Omori entre 1895 et 1897 a été le premier à conduire des expériences sur le terrain. Cependant la première expérience avec une précision de mesure suffisante a été conduite par [\[Eisler, 1967\]](#). L'auteur a généré des ondes sismiques en disposant des charges d'explosives dans un ensemble de trous creusés dans un massif granitique en Californie. Il a ensuite mesuré les temps de trajet des ondes à une distance de 42 km des sources. Plusieurs mois plus tard, il a reproduit l'expérience et a mesuré une variation de la vitesse de propagation des ondes de 0,2 % environ. [De Fazio et al. \[1973\]](#) ont réalisé le premier suivi continu de la vitesse de propagation des ondes en utilisant un vibreur hydraulique comme source sismique. Ils ont observé un changement périodique de la vitesse de phase de 0,1 % avec une précision de 10^{-4} sur une distance de 300 m le long d'un puit dans une mine. Les auteurs ont relié cette périodicité aux marées terrestres.

Suite à ces observations, [Reasenberg and Aki \[1974\]](#) ont cherché à développer une nouvelle méthode de suivi temporel de la vitesse sismique à grandes échelles, à partir de la vitesse de phase et avec une précision proche de celle obtenue par [\[De Fazio et al., 1973\]](#). En effet, l'objectif de [Reasenberg and Aki \[1974\]](#) était de mesurer une variation

de vitesse sur plusieurs kilomètres afin d'étudier l'accumulation des contraintes associées aux séismes crustaux. Ils ont pour cela utilisé une source sismique à air comprimé qu'ils pouvaient exciter de manière répétitive toutes les 10 s. Les auteurs ont observé une variation de vitesse périodique de 0.5% liée aux marées terrestres pour les ondes qui restent proches de la surface. Ces variations de vitesse présentent une sensibilité à la contrainte de l'ordre de $2MPa^{-1}$. Cette grande sensibilité de la vitesse des ondes à la contrainte est liée à la fracturation du milieu dans sa partie superficielle (quelques dizaines de mètres). La fracturation s'amenuisant avec la profondeur, cette sensibilité des ondes est supposée beaucoup plus faible. Reasenberg and Aki [1974] ne disposaient alors pas de mesures suffisamment sensibles pour mesurer l'effet des marées sur les ondes sismiques qui voyagent à quelques kilomètres de profondeur.

Par la suite d'autres études de l'effet de la marée terrestre sur les changements de vitesse ont été réalisées suivant le principe de source répétitive [Leary et al., 1979; Yukutake et al., 1988; Sano et al., 1997, 1999]. Yamamura et al. [2003] ont mesuré en continu durant une année les variations de vitesse sur une longueur de 12 m dans une mine. Ils ont pu mettre en évidence des variations de vitesse d'environ 0.3 % reliées aux composantes journalières et semi-journalières de la marée. De plus, ils ont montré que la vitesse répond dans certains cas de manière non linéaire à la déformation. Ce comportement non linéaire présente une périodicité de 14 jours qui correspond aux marées de grande amplitude (vives-eaux et mortes-eaux). Plus précisément, les auteurs observent que le changement de vitesse dépend du taux de déformation lorsque le milieu est soumis à une compression. Ce comportement proviendrait de la dépendance du processus de fermeture des fractures au taux de déformation.

Contrairement aux mesures in-situ de variation de vitesse des ondes pendant les marées, les premières tentatives pour mesurer l'influence des changements de contraintes produits par des séismes sur la vitesse, n'ont pas été convaincantes. Whitcomb et al. [1973]; Kanamori and Chung [1974] ont mesuré des variations court terme de vitesse qui pourraient être induites par des séismes. A l'opposé, McEvelly and Johnson [1974]; Boore et al. [1975]; Kanamori and Hadley [1975] ont affirmé qu'il n'était pas possible de mesurer de tels changements. Plus récemment de nombreux travaux ont été réalisés sur la réponse du milieu à de forts séismes. En utilisant les codas sismiques de sources artificielles avant et après un séisme de magnitude 6.1 près du volcan actif d'Iwate, au Nord-Est de Honshu au Japon, [Nishimura et al., 2005] ont mesuré une chute de vitesse d'environ 1% autour de l'hypocentre puis un retour progressif sur plusieurs années de la vitesse à sa valeur initiale. Les auteurs montrent, grâce à un modèle élastique, que l'augmentation de la dilatation produite par le séisme et l'activité du volcan est à l'origine du changement de vitesse des ondes. Comme pour les variations de vitesse produites par l'effet des marées terrestre, [Nishimura et al., 2005] invoquent une déformation quasi-statique du milieu en profondeur pour expliquer les variations de vitesse.

Rubinstein and Beroza [2004a, 2005] ont quant à eux montré que les délais mesurés sur les temps d'arrivées des ondes S dans une région affectée par un mouvement fort produit par le séisme de Loma Preita en 1989, proviennent de variations de vitesse des couches superficielles, jusqu'à quelques centaines de mètres sous les stations sismiques.

2.2 Suivi temporel des corrélations de bruit sismique

Les auteurs ont utilisé comme sources des séismes répétitifs appelés doublets. De la même manière, [Peng and Ben-Zion \[2006\]](#) ont aussi rapporté des délais d'arrivée des ondes S pour le séisme d'Izmit en 1999 en Turquie et un retour progressif de la vitesse à sa valeur initiale suivant une tendance logarithmique de quelques mois. [Sawazaki et al. \[2006\]](#) ont eux aussi conclu que le changement de vitesse observé était produit par les couches les plus superficielles sensibles aux mouvements forts du sol. Enfin [Li et al. \[2007\]](#) ont procédé de la même manière pour étudier la réponse au séisme de Parkfield en Californie.

Par ailleurs, [Furumoto et al. \[2001\]](#) se sont intéressés à des changements de vitesse long terme dans le but de mesurer le chargement tectonique dans la région de Kanto-Tokai au Japon. Cette zone est caractérisée par un taux de convergence de plaque important. Ils ont trouvé un taux annuel de changement de vitesse de l'ordre de 10^{-3} lié à l'accumulation de contraintes dans la croûte supérieure. Cependant le faible nombre de mesures limite la robustesse de leur résultat.

Les sources sismiques employées, qu'elles soient naturelles (séismes répétitifs doublets) ou bien artificielles (canon à air comprimé, dynamite, transducteur piezoélectrique), présentent d'importantes limitations. Pour les doublets, une relocalisation très précise doit être réalisée afin de s'assurer que ces séismes ont bien le même hypocentre et le même moment sismique. Le temps de récurrence de ces séismes n'étant pas contrôlé, il est rare que celui-ci soit favorable à une étude co-sismique d'un évènement qui aurait eu lieu entre les deux doublets. Pour les sources artificielles, elles sont très onéreuses et ne permettent pas d'explorer les variations de vitesses en profondeur de par leur faible puissance.

Ces dernières années, avec le développement de la technique de corrélation de bruit sismique pour reconstruire les fonctions de Green, il est devenu possible de disposer de sources sismiques "virtuelles" continues et non destructives. Plusieurs études de variations de vitesse des ondes ont pu être réalisées sur des volcans, comme le Mérapi en Indonésie [[Sens-Schönfelder and Wegler, 2006](#)] ou le Piton de la Fournaise [[Breguier et al., 2008b](#)]. Ces études invoquent une origine quasi-statique du changement de vitesse. D'autre part, les mesures de variations de vitesse sur des failles sismogéniques ont permis d'identifier la réponse du milieu à un séisme (e.g. séismes de Parkfield sur la faille de San Andreas en Californie [[Breguier et al., 2008](#)] et du Wenchuan en Chine [[Chen et al., 2010](#)]). Dans le cas de ces séismes, l'origine du changement de vitesse n'a pu être déterminée. Il peut provenir aussi bien de la déformation du milieu ou de l'effet du passage des ondes sur les couches superficielles meubles.

2.2 Suivi temporel des corrélations de bruit sismique

Dans la chapitre précédent, nous avons vu comment obtenir la fonction de Green entre deux stations sismologiques à partir du bruit sismique. Nous cherchons maintenant à utiliser cette méthode pour assurer le suivi temporel des fonctions de Green pour suivre l'évolution des structures géologique au cours du temps.

Les ondes sismiques se propagent à une vitesse qui dépend des paramètres élastiques du milieu. Si ces paramètres sont modifiés, comme lors d'une déformation par exemple, les vitesses de propagation des ondes vont se être perturbées. Par conséquent, il est possible en suivant l'évolution dans le temps des vitesses des ondes sismiques entre deux points, de détecter un changement des propriétés du milieu.

Un changement de vitesse se traduira par une modification de la phase du signal sismique qui sera retardée ou avancée par rapport à la phase du signal mesuré avant le changement de vitesse. Un exemple synthétique de l'effet sur un sismogramme d'un changement de vitesse global des ondes dans le milieu est présenté figure 2.2. A un temps initial, on mesure le signal sismique en bleu puis, à un temps ultérieur, après que le milieu ait subit une diminution de vitesse moyenne relative de $(-\delta v/v)$ où $\delta v > 0$, on mesure le signal en rouge. Ce dernier se trouve étiré par rapport au signal bleu. Un changement de vitesse de propagation est relié au délai mesuré à chaque temps du signal par la relation : $dv/v = -dt/t$. La mesure relative du délai est indépendante du temps auquel il est mesuré $dv/v = -dt/t = cte$. Il est donc préférable de mesurer les délais sur les temps longs, car étant plus importants, l'incertitude relative de leur mesure est plus faible.

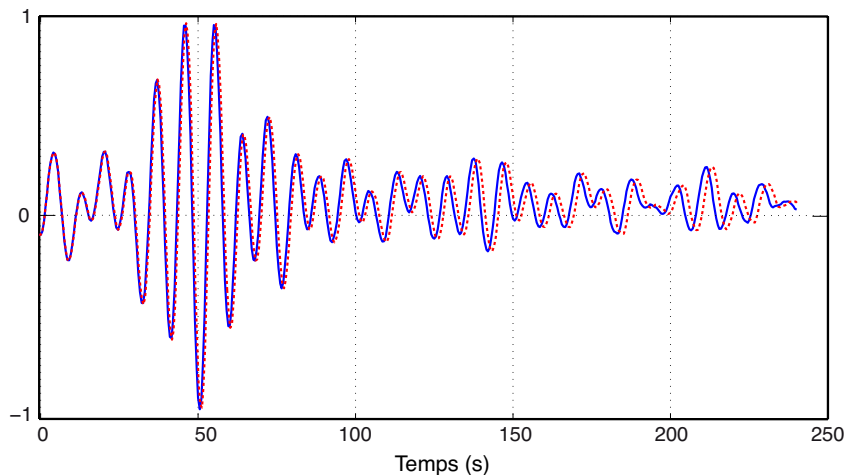


FIGURE 2.2 – Signal sismique reçu par une station sismologique avant (bleu) et après (rouge) une diminution de vitesse de propagation des ondes dans le milieu.

Afin de mesurer un changement de vitesse relatif dans le milieu il est nécessaire de disposer d'un sismogramme de référence correspondant à un temps antérieur au changement de vitesse. Cette mesure relative de vitesse implique d'avoir au moins deux mesures avec les mêmes caractéristiques de source et de récepteur afin de mesurer uniquement l'effet sur la phase d'un changement de vitesse de propagation des ondes. Comme nous l'avons vu dans la section précédente, on utilise généralement des sources actives tels que des séismes répétitifs, des sources explosives ou bien des "sources" passives obtenues par intercorrélations du bruit sismique. Ces dernières sont caractérisées par des formes d'ondes presque identiques et permettent de répéter la mesure de variations de vitesse

dans le temps.

Les corrélations de bruits sismiques sont aujourd'hui principalement utilisées dans les études de suivi temporel de structures géologiques. Contrairement aux sources actives, il est possible de contrôler précisément la zone et la période étudiées. Pour chaque couple de stations disposées dans la zone d'intérêt, on calcule une série de fonctions de Green répétitives. Chaque fonction de Green correspond au sismogramme qui serait enregistré à une station si l'autre station était une source sismique. Autrement dit, pour chaque couple, on peut considérer que l'on dispose d'une source virtuelle dont on peut contrôler l'emplacement et le temps d'excitation.

Deux techniques de mesure de changement des temps de trajet des ondes sont communément employées : la technique des Doublets (décrite dans la section 2.2.1) et la technique du *Stretching* (étirement), (section 2.2.2).

2.2.1 Technique des Doublets

La technique des Doublets a été développée à la suite de l'observation dans des catalogues de séismes, d'événements avec des formes d'ondes très similaires. Ces événements sismiques appelés doublets sont la conséquence du relâchement de la contrainte dans la même portion de faille [Geller and Mueller, 1980]. Ils résultent non seulement d'une source identique (hypocentre, tenseur de moment sismique) mais impliquent aussi que les propriétés du milieu sont les mêmes (vitesse, atténuation, dispersion). Ces doublets sont généralement situés dans des zones sismiquement actives autour de failles majeures et apportent donc une information directe sur le milieu autour de la zone sismogénique.

Poupinet et al. [1984] ont eu l'idée d'utiliser ces doublets comme sources pour étudier les changements des propriétés élastiques du milieu au cours du temps. Pour cela ils ont sélectionné des doublets qui ont eu lieu à plusieurs mois d'intervalle (15 juin 1979 pour le premier événement et le 28 février 1980 pour le second) dans la région de la faille de Calaveras en Californie. A partir de ces doublets, Poupinet et al. [1984] ont développé une méthode pour mesurer précisément les changements de vitesse dans le milieu à partir des différences entre les deux formes d'onde. Cette méthode des Doublets repose sur la différence de phase contenue dans signal complet et en particulier la coda qui, comme nous l'avons vu dans la section précédente, est la plus sensible aux variations de vitesse.

La méthode, qui a été à l'origine développée pour l'analyse des séismes répétitifs, est aujourd'hui utilisée pour mesurer les variations de vitesses à partir des corrélations de bruit sismique calculées à des temps différents [Sens-Schönfelder and Wegler, 2006; Sens-Schönfelder and Larose, 2008; Brenguier et al., 2008,b].

Prenons deux corrélations de bruit sismique calculées avant (signal en noir) et après le changement de vitesse du milieu (signal en rouge) (Figure 2.3 a.). Ces deux traces présentent de légères différences de phase. Maintenant, sur une fenêtre coulissante d'une durée d'au moins 2 fois la période maximale, nous allons chercher le délai $\Delta(T_j)$ entre les deux signaux fenêtrés (Figure 2.3 b.). Ce délai pourrait être estimé dans le domaine temporel en localisant le maximum de l'intercorrélacion. Cependant, pour avoir une meilleure

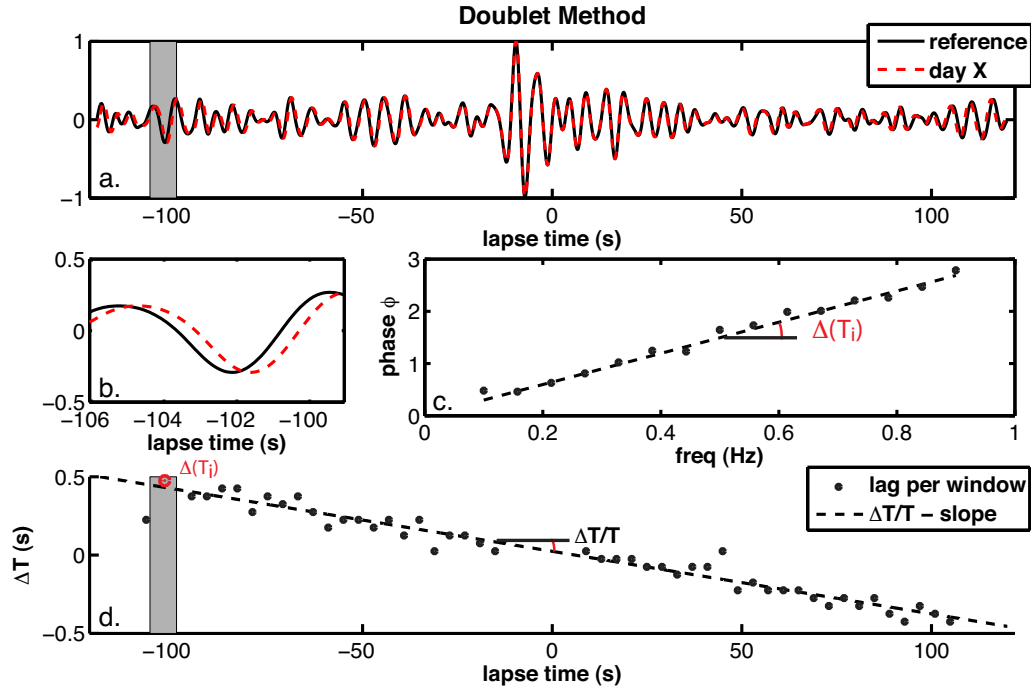


FIGURE 2.3 – Méthode des doublets. (a) Deux corrélations de bruit sismique calculées avant (signal en noir) et après le changement de vitesse du milieu (signal en rouge). (b) Les deux signaux sont extraits d’une fenêtre temporelle indiquée par le cadre gris en (a). (c) Distribution des phases mesurées en fonction de la fréquence pour la fenêtre sélectionnée. (d) Distribution des délais moyens mesurés en fonction du temps moyen pour chaque fenêtre le long des signaux. Le délai $\Delta(T_j)$ mesuré sur la fenêtre grise j , est indiqué en rouge. Modifié de Hadziioannou [2011].

précision, on évalue le retard du pic de l’intercorrélation dans le domaine spectral sur la phase de la transformé de Fourier de l’intercorrélation, grâce au produit des spectres des deux signaux fenêtrés $A_j^*(f) = S(f)e^{i2\pi ft}$ et $A_j^*(f) = S(f)e^{i2\pi f(t+\Delta(t))}$. L’interspectre des signaux pour une fenêtre j est donné par :

$$I_j(f) = A_j^*(f)A_j(f) \quad (2.1)$$

Pour un décalage de temps $\Delta(T_j)$, la transformée de Fourier du signal est multipliée par :

$$e^{i2\pi f\Delta(t)} = e^{i\phi}. \quad (2.2)$$

La phase de l’inter-spectre ϕ est donnée par l’argument de $I_j(f)$:

$$\phi = 2\pi f\Delta(t) \quad (2.3)$$

Par conséquent, le délai mesuré entre les signaux de la fenêtre j correspond à la pente de la régression linéaire qui ajuste la distribution des phases mesurées à chaque fréquence suivant $\phi(f) = 2\pi f \Delta(T_j)$ (Figure 2.3 c.). L'avantage de cette méthode est qu'elle permet de réaliser une mesure du délai avec une résolution supérieure à l'échantillonnage.

Lorsque l'on considère des signaux sismiques réels bruités, il est important d'isoler les délais $\Delta(T_j)$ mesurés sur des fenêtres dominées par le bruit, qui pourraient altérer la mesure de la régression finale $\Delta(T)/T$. Pour chaque fenêtre, on calcule la cohérence $C_j(f)$ (équation 2.4) entre les deux signaux fenêtrés.

$$C_j(f) = \frac{S_j^2(f)}{A1_j(f)A2_j^*(f)} \quad (2.4)$$

avec f la fréquence. Cette mesure caractérise la ressemblance des deux signaux fenêtrés à chaque fréquence. Plus les signaux sont semblables, plus la cohérence moyenne est élevée. Par conséquent nous utilisons cette mesure de cohérence moyenne pour pondérer les délais $\Delta(T_j)$

On procède de la même manière pour tous les signaux fenêtrés le long du sismogramme. Nous obtenons ainsi une distribution des $\Delta(T_j)$ pour chaque temps du signal (Figure 2.3 d.). La pente de la régression linéaire de cette distribution, $\Delta(T_j)/T$ nous donne le changement du vitesse relatif dans le milieu $-\Delta(v)/v$ comme nous l'avons vu dans la section précédente.

La mesure de délai temporel dans la méthode des doublets repose sur une mesure de différence de phase dans le domaine fréquentiel et par conséquent cette mesure est indépendante des fluctuations du spectre d'énergie de la corrélation au cours de temps.

2.2.2 Technique du Stretching

La méthode de Stretching consiste à étirer le signal de corrélation dans son intégralité jusqu'à ce que celui-ci corresponde au signal de référence. Cette méthode a été décrite par [Lobkis and Weaver, 2003; Sens-Schönfelder and Wegler, 2006].

Lorsqu'un signal a été affecté par un changement de vitesse global du milieu $\delta(v)$, le signal est étiré ou comprimé par un facteur de $t(1 + \Delta(t)/t)$. Contrairement à la méthode des Doublets, on détermine le changement de temps de trajet relatif $\Delta(t)/t$ comme étant le facteur ϵ par lequel l'axe des temps d'une trace doit être étiré ou comprimé pour obtenir la meilleure corrélation avec la trace référence.

Une illustration de la méthode de Stretching est présentée dans la figure 2.4. La trace en rouge qui correspond au signal affecté par un changement de vitesse va être étirée pour différentes valeurs de ϵ .

Pour chaque valeur de ϵ on calcule le coefficient de corrélation $C(\epsilon)$ entre la trace étirée d'un facteur ϵ , $h(t(1 - \epsilon))$ et la trace référence $h_0(t)$ (équation 2.5). Le stretching est généralement appliqué sur la coda des corrélations entre les temps t_1 et t_2 . Lorsque

le coefficient de corrélation entre ce signal et la référence atteint un maxima, la valeur de ϵ est conservée. Cette valeur correspond exactement au $\Delta(v)/v$ recherché lorsque le coefficient de corrélation est de 1. Lorsque le maxima du coefficient de corrélation pour différentes valeurs de ϵ n'atteint jamais 1, cela indique qu'il y a eu une modification de la forme d'onde entre les deux acquisitions. Ce changement dans la forme d'onde est généralement relié à un changement des sources de bruit.

$$C(\epsilon) = \frac{\int_{t_1}^{t_2} h(t(1-\epsilon))h_0(t)dt}{\sqrt{\int_{t_1}^{t_2} h^2(t(1-\epsilon))dt \int_{t_1}^{t_2} h_0^2(t)dt}} \quad (2.5)$$

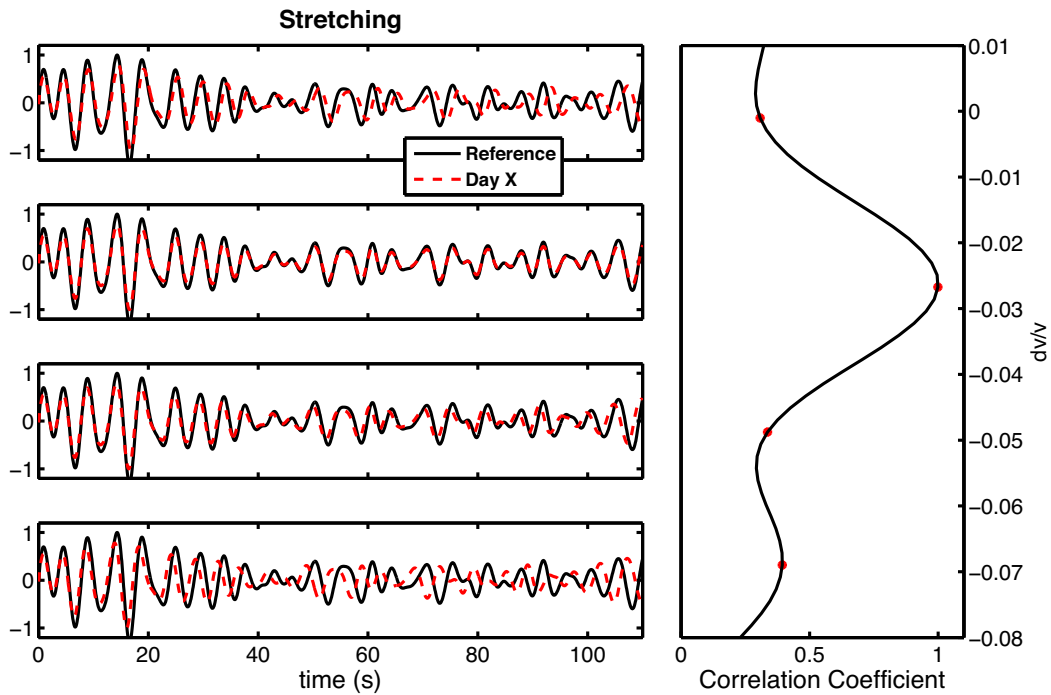


FIGURE 2.4 – Méthode du Stretching. A gauche, le signal en rouge est étiré pour différentes valeurs de ϵ . A droite, les coefficients de corrélation entre la trace étirée et la référence (trace noire) sont calculés pour chaque valeur test de ϵ . D'après [Hadziioannou \[2011\]](#).

2.3 Limite du suivi temporel

Dans le chapitre 1 nous avons vu que la convergence de la fonction de corrélation vers la fonction de Green dépend de la durée du signal de bruit corrélé. L'émergence de la fonction de Green peut cependant être limitée par l'anisotropie de la distribution des sources de bruit même si l'on prend en compte de longues durées de bruit.

La mesure de décalage temporel relatif est réalisée sur la coda des signaux. Dans la technique du Stretching décrite dans la section précédente, la valeur du décalage temporel entre deux signaux correspond à une valeur de dilatation ϵ pour laquelle le coefficient de corrélation C entre les deux signaux est maximal. Si les traces ne présentent aucune distorsion dans la forme d'onde, et ne diffèrent que par la dilatation temporelle liée à un changement global de vitesse des ondes, pour un certain ϵ , la valeur de la corrélation vaudra 1. De ce fait le coefficient de corrélation C nous informe de la distorsion qu'il existe entre les deux formes d'ondes.

Hadziioannou et al. [2009] a montré que dans le cas précis du suivi temporel des variations de vitesse du milieu la convergence de la fonction de corrélation vers la fonction de Green n'est pas nécessaire. Toutefois le signal doit être suffisamment stable et présenter un rapport signal sur bruit suffisant pour que la mesure des changements de temps d'arrivée soit fiable.

D'autre part, les changements dans les positions des sources de bruit qui affectent les corrélations au cours du temps sont critiques pour la mesure de changement de vitesse. [Weaver et al., 2011] ont établi une expression pour estimer l'erreur induite par un changement des sources de bruits sur la mesure de variations de vitesse. A partir de deux fonctions de corrélation qui ne diffèrent que par le bruit qui les affectent, les auteurs font une évaluation statistique du décalage temporel relatif : le dt/t apparent. Tout décalage temporel non nul sera donc une conséquence du bruit contenu dans les deux signaux et non d'un changement des propriétés du milieu.

L'expression de la fluctuation de la mesure du décalage temporel est la suivante :

$$rms(\epsilon) = \frac{\sqrt{1 - X^2}}{2X} \sqrt{\frac{6\sqrt{\pi/2T}}{\omega_c^2(t_2^3 - t_1^3)}} \quad (2.6)$$

avec T l'inverse de la largeur de bande passante en fréquence, t_1 et t_2 sont les temps de début et fin de la fenêtre temporelle de la coda et ω_c la pulsation centrale.

Les méthodes qui ont été présentées dans ce chapitre seront appliquées à l'étude des variations de vitesse associées aux séismes lents dans région de Guerrero au Mexique. Un intérêt particulier sera porté à la question de l'origine des variations de vitesse. Ainsi, nous chercherons à voir si les variations de vitesses mesurées dans la croûte ont pour origine les couches superficielles ou sont reliées à la déformation en profondeur.

Deuxième partie

Étude de la subduction dans la région de Guerrero au Mexique

Chapitre 3

Contexte de l'étude

Ce chapitre présente le contexte de l'étude de la zone de subduction de Guerrero grâce au suivi temporel des variations de vitesse des ondes. Le travail présenté dans cette partie de ma thèse s'inscrit dans la continuité de deux problématiques de grand intérêt ces dernières années. La première concerne la nature des nouveaux phénomènes transitoires, tels que les séismes lents (SSE) et les trémors non volcaniques (NVT), et pose la question du relâchement des déformations dans le cycle sismique. La seconde problématique abordée ici est l'origine des variations de vitesses des ondes mesurées ces dernières années sur divers objets géologiques et sur le comportement mécanique de la croûte.

Sommaire

3.1	Zones de subduction et interactions des plaques tectoniques	43
3.2	De nouvelles familles de séismes : les séismes lents et les trémors non volcaniques	47
3.2.1	Les séismes lents	47
3.2.2	Les trémors non volcaniques	50
3.3	L'enjeu de l'origine des perturbations de vitesse des ondes sismiques	53
3.4	Contexte tectonique de la région de Guerrero	55
3.4.1	Sismicité et lacune sismique à Guerrero	58
3.4.2	Séismes lents et trémors non volcaniques	60
3.5	Problématiques et questions soulevées	61

3.1 Zones de subduction et interactions des plaques tectoniques

Une subduction correspond au contact de deux plaques tectoniques dans un contexte convergent. En général, une plaque océanique va plonger sous une autre plaque (océa-

nique ou continentale) et s'enfoncer dans le manteau terrestre. Ce sont dans ces zones de subductions qu'est générée une grande partie de la sismicité mondiale et la majorité des séismes destructeurs (Figure 3.1). Lors du dernier siècle, 9 des 10 plus grands séismes ont été des séismes de subduction comme le séisme de Tohoku au Japon de magnitude $M_w = 9.0$ en 2011, celui de Maule au Chili de $M_w = 8.8$ en 2010 et le séisme de Sumatra en 2004 de $M_w = 9.2$.

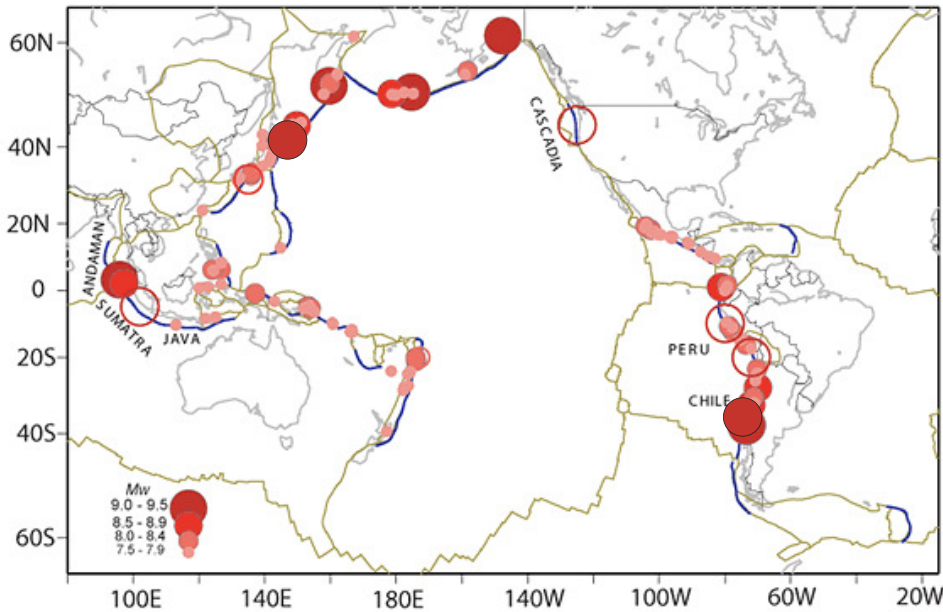


FIGURE 3.1 – Séismes majeurs de 1900 à 2007. Les zones de subductions sont représentées par les lignes bleues et les contacts des plaques tectoniques par les lignes marrons. D'après McCaffrey [2007]

Du fait de la nature convergente du contact des plaques dans les subductions, les contraintes accumulées sont généralement relâchées par des séismes qui sont des glissements brutaux de l'interface de la subduction. Le modèle classique du cycle sismique décrit l'alternance entre des périodes de chargement intersismique, des séismes et une déformation postsismique sur une même portion de faille. Notre vision du cycle sismique est cependant limitée par le nombre d'observations restreint sur une même portion de faille, il repose donc essentiellement sur la théorie du rebond élastique introduit par Reid [1910]. C'est en 1966 que Brace and Byerlee [1966] ont décrit les séismes comme étant le résultat d'une instabilité frictionnelle de type "stick-slip". La période de "stick" ou de collage correspond à la période stationnaire sans mouvement apparent des plaques, appelée période intersismique. La phase de "slip" correspond au glissement co-sismique qui rattrape le déficit de glissement accumulé pendant la période intersismique. Ce modèle d'instabilité frictionnelle suppose que le glissement commence quand le rapport entre la contrainte cisailante et la contrainte normale à l'interface de la subduction atteint le coefficient de friction statique μ_s . Pendant l'initiation de la rupture, le coefficient de

friction chute à une valeur inférieure appelée coefficient de friction dynamique μ_d ; il en résulte une instabilité dynamique si le taux de la chute de contrainte est assez élevé en comparaison à la résistance du matériau.

Plus récemment, un modèle empirique connu sous le nom de *rate and state friction law* a été proposé pour prendre en compte l'évolution de la friction au cours du temps [Dieterich, 1972; Rice, 1983; Ruina, 1983]. Le coefficient de friction μ augmente progressivement en $\log(t)$ qui est le temps du contact statique entre les deux surfaces des blocs de part et d'autre de la faille. Dans ce modèle, lorsque le système est soumis à un glissement stable, μ évolue en fonction de $\log(v)$. Cette relation $\mu = f(\log(v))$ peut être croissante ou décroissante selon le type de roche concerné ou la température. Enfin lorsque le système subit un changement soudain de la vitesse de glissement, la friction évolue à une nouvelle valeur stationnaire pour un glissement caractéristique de longueur L . Cette dépendance de μ au temps et à la vitesse, résulte de l'augmentation de la surface de contact entre les deux blocs. La loi de Dieterich-Ruina est la loi de variable d'état *rate and state friction law* la plus communément utilisée et elle décrit correctement les observations (équation 3.1).

$$\tau = (\mu_0 + a \ln \frac{V}{V_0} + b \ln \frac{V_0 \theta}{L}) \tilde{\sigma} \quad (3.1)$$

avec τ la contrainte cisailante, $\tilde{\sigma}$ la contrainte normale effective (*i.e.* la contrainte normale moins la pression des pores), V_0 la vitesse de glissement référence, μ_0 le coefficient de friction à l'état stationnaire $V = V_0$, L la distance critique de glissement et θ la variable d'état qui dépend de l'état de l'interface, en particulier la durée de contact entre les aspérités, a et b dépendent des propriétés des roches et sont des constantes sans dimension.

Cette loi a permis de modéliser la distribution des séismes et la diversité des comportements sismiques que l'on peut observer [Scholz, 1998]. Le comportement sismogénique d'une faille ou d'une portion de l'interface d'une subduction est fondamentalement déterminé par la stabilité frictionnelle. La stabilité du glissement dépend de deux paramètres, la distance critique de glissement L et la combinaison des paramètres des matériaux ($a - b$), défini comme étant la dépendance à la vitesse de glissement à l'état stationnaire (équation 3.2).

$$a - b = \frac{d\mu_{ss}}{d(\ln V)} \quad (3.2)$$

avec μ_{ss} le coefficient de friction à l'état stationnaire. Ainsi lorsque $(a - b) \geq 0$, le coefficient de friction à l'état stationnaire augmente avec la vitesse. On dit que ce type de matériaux a un comportement de renforcement cinétique (*velocity strengthening*) car la résistance de la faille augmente avec la vitesse du glissement. Dans ce cas le glissement sera toujours stable. Une rupture qui s'initierait dans ces conditions conduirait à une chute de contrainte négative ce qui aurait pour effet de stopper sa propagation. On parle de régime stable.

En revanche lorsque $(a - b) < 0$, le coefficient de friction à l'état stationnaire va diminuer avec l'augmentation de la vitesse. La résistance de la faille va ainsi décroître plus rapidement que la contrainte. On dit que ce type de matériaux a un comportement d'affaiblissement cinétique (*velocity weakening*) qui conduit à une instabilité dynamique du glissement. Dans ce cas, le système présente deux régimes possibles. Le premier régime apparaît pour une valeur de contrainte normale supérieure à une contrainte normale seuil $\tilde{\sigma}_c$ (équation 3.3) : le glissement est instable lors d'un chargement quasi-statique. Le second régime se manifeste pour $\tilde{\sigma} < \tilde{\sigma}_c$: le glissement est stable lors du chargement quasi-statique et a besoin d'un saut de vitesse ou d'un chargement dynamique important pour que le glissement devienne instable [Scholz, 1998]. Ce deuxième régime est appelé conditionnellement stable.

$$\tilde{\sigma}_c = \frac{kL}{-(a - b)} \quad (3.3)$$

De part les conditions de température, de pression et des propriétés de frictions, l'interface d'une subduction va généralement présenter différents comportements sismiques qui peuvent être modélisés par les différents états frictionnels de la loi à variables d'état (*rate and state friction law*) (Figure 3.2).

- Il existe des portions de faille ou de subduction où la déformation accumulée sera relâchée par un glissement asismique. C'est le cas par exemple pour la partie la plus superficielle de l'interface de la subduction où les sédiments non consolidés et saturés en eau, lubrifient l'interface. C'est le cas aussi, de la partie la plus profonde de l'interface où un comportement plastique va dominer du fait des températures et des pressions importantes. Ces glissements asismiques peuvent être modélisés par un régime de friction stable.
- La partie sismogénique de la subduction se situe généralement entre 10 et 40 km de profondeur. Cette portion de l'interface est caractérisée par des séismes sporadiques entrecoupés de périodes de chargement et peut être modélisée par un régime de friction instable.
- Si un séisme est suffisamment important, il peut se propager dans les régions présentant un glissement stable comme dans la portion profonde de l'interface et/ou au niveau du prisme d'accrétion et ainsi provoquer des tsunamis. Ce comportement particulier découlerait probablement de la présence de zones de transitions entre les zones de glissement asismique et les zones sismogéniques modélisées par un régime intermédiaire conditionnellement stable. Cette condition frictionnelle permet d'expliquer que le séisme peut se propager au delà de la zone sismogénique.

Le couplage sismique est le rapport entre le taux de déformation relâchée par les séismes et le taux de déformation total calculé à partir de la vitesse de convergence des plaques. Ce concept est un bon moyen de décrire l'état de stabilité frictionnel de l'interface des plaques. Une portion de l'interface ayant un couplage de 1 relâchera la totalité de la déformation sous forme de séismes et sera en régime instable. A l'inverse pour une faille avec couplage nul, la relaxation de la déformation se fera par glissement asismique (régime stable).

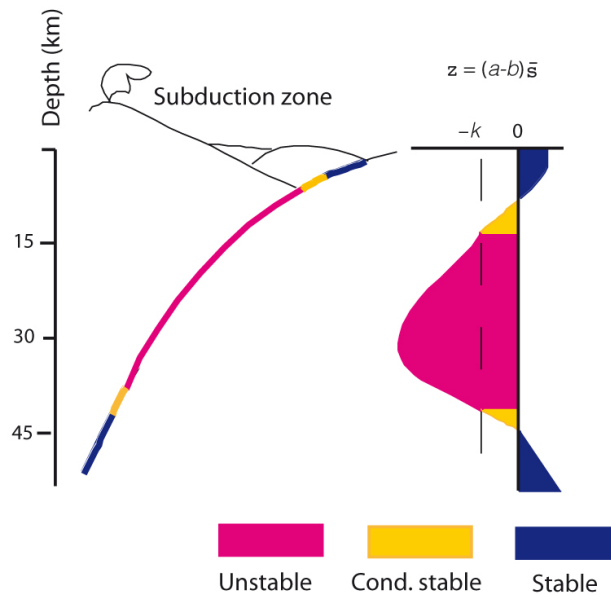


FIGURE 3.2 – Schéma d’une zone de subduction avec les différents régimes frictionnels le long de l’interface. À droite, évolution de z qui est fonction de $a - b$ et de $\bar{\sigma}_c$ la contrainte normale seuil de la loi de *rate and state* qui contrôlent le régime de friction en fonction de la profondeur. D’après [Scholz, 1998]

Bien que le modèle frictionnel soit en mesure de décrire la plupart des zones sismiques, des observations récentes de glissement asismique au niveau des zones sismogéniques indiquent que ce modèle offre une vision incomplète du cycle sismique. En contexte de zone de failles continentales, comme la faille de San Andreas en Californie, plusieurs observations de glissement asismique montrent que certaines portions de faille se déchargent de manière asismique, aussi bien en surface qu’à la profondeur de la zone sismogénique [Galehouse, 2002; Wesson, 1988]. Dans les zones de subduction, des glissements ayant des vitesses intermédiaires entre la vitesse de rupture d’un séisme et celle de la convergence des plaques ont été observés ces dernières années. C’est à ces glissements que nous allons nous intéresser ici.

3.2 De nouvelles familles de séismes : les séismes lents et les trémors non volcaniques

3.2.1 Les séismes lents

On peut distinguer deux types d’évènements parmi les séismes ou glissements qui présentent des vitesses de rupture lentes à l’interface des failles. Le premier type d’évènements génère des ondes sismiques mais de manière inefficace, en particulier à courte

période, de sorte qu'ils présentent une excitation anormalement importante à longue période par rapport aux courtes périodes peu énergétiques [Newman and Okal, 1998; Kanamori and Stewart, 1976; Pérez-Campos et al., 2003]. Un séisme lent de ce type a été observé au Chili et aurait été le précurseur du grand séisme de 1960 [Kanamori and Cipar, 1974; Linde and Silver, 1989]. D'autres séismes lents ont été observés au Japon [Sacks et al., 1981] et au Nicaragua [Kanamori and Kikuchi, 1993] où un grand tsunami s'est formé du fait des déplacements en surfaces provoqués par les longues périodes. Une déformation importante du milieu qui absorberait en grande partie de l'énergie de ces séismes particuliers serait responsable de la vitesse lente de rupture de ces séismes [Bilek et al., 2004].

Le deuxième type d'évènements concerne des épisodes de glissements au sein ou proches de la zone sismogénique, sans émission d'onde sismique. Le spectre de ces glissements est encore plus décalé vers les longues périodes que les spectres des séismes de premier type. L'existence de tels évènements a été postulée par Beroza and Jordan [1990]. A partir de l'observation des séismes anormalement lents, les auteurs ont suggéré que si la vitesse de glissement d'un séisme était suffisamment faible il n'y aurait plus d'ondes sismiques émises. La première observation d'un séisme lent et silencieux de ce type a été réalisée par Linde et al. [1996]. A partir de la déformation mesurée dans un forage, ils ont identifié une série de petits séismes lents peu profonds (8km) dont la magnitude Mw cumulée était de 4.8 et qui n'ont émis aucune onde sismique. Ensuite, Heki et al. [1997]; Yagi et al. [2003] ont observé à partir de mesures géodésiques des déplacements en surface, un glissement asismique avec un moment sismique plus important que celui du séisme qui le précédait (séisme de Sanruki-Jarila-Oki de Mw=7.6 1994). Dans la suite de notre étude on appellera "séismes lents" les séismes lents et asismique (silencieux) du deuxième type.

En résumé, ces séismes lents et silencieux ont le même mécanisme que les séismes ordinaires, ils sont causés par un glissement sur une faille. Cependant, ils ont pour caractéristique d'avoir un temps de rupture long par rapport aux séismes classiques. Un exemple de déformation en surface associée à séisme lent et silencieux (Cascades) est comparé avec une déformation produite par un séisme de Mw=8.4 au Pérou (Figure 3.3 a et b). Dans le cas du séisme du Pérou, le déplacement est quasiment instantané alors qu'il dure plusieurs mois pour le séisme lent des Cascades. Les séismes lents émettent par conséquent peu ou pas d'ondes sismiques dans le cas où la vitesse de glissement est trop faible. Il est donc difficile voire impossible de détecter ce type de séismes à partir de mesures sismologiques.

Le développement de réseau dense de GPS à travers le monde a permis la détection et l'observation de séismes lents ces dix dernières années. Cependant, c'est avec la découverte des séismes lents dans les zones de subduction qu'un intérêt particulier a été porté à ces événements et que des études systématiques ont été réalisées. Hirose et al. [1999] ont observé un séisme lent d'une durée de 300 jours et de magnitude de Mw=6.6 à l'interface de la subduction dans la zone du Bungo Channel qui sépare les îles de Kyushu et Shikoku au Japon. Aux Cascades, Dragert et al. [2001] ont observé un déplacement anormal de la surface de 5 mm vers l'Ouest à 7 stations GPS situées sur

3.2 De nouvelles familles de séismes : les séismes lents et les trémors non volcaniques

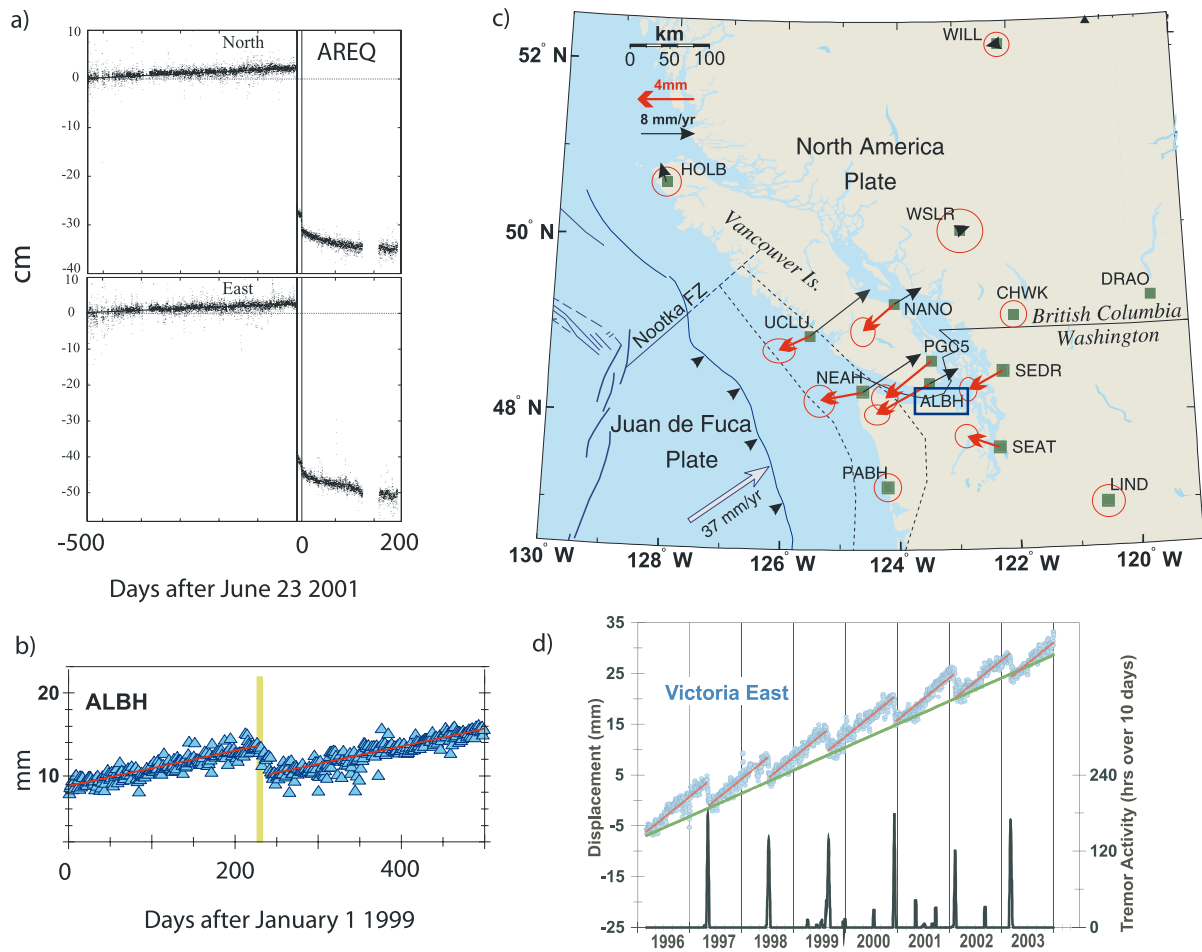


FIGURE 3.3 – Comparaison entre la déformation de surface associée à un séisme et celle produite par un séisme lent. (a) Position horizontale qui montre le déplacement intersismique (tendance linéaire vers le Nord-Est), cosismique (déplacement important et quasi instantané vers le Sud-Ouest) et la relaxation postsismique lente (vers le Sud-Ouest) avant et après le séisme du 23 Juin 2001 de magnitude $M_w=8.4$ au Pérou (d'après [Melbourne and Webb \[2003\]](#)). (b) Position longitudinale à la station GPS ALBH dans la région des Cascades montrant un séisme lent de 1999 indiqué par la ligne verte, (d'après [Dragert et al. \[2001\]](#)). (c) Carte montrant les enregistrements du séisme lent de 1999 par les GPS (flèches rouges) et le déplacement intersismique (flèches noires) (d'après [Dragert et al. \[2001\]](#)). (d) Glissements lents et trémors non volcaniques aux Cascades. En bleu les déplacements des GPS et en noir l'activité des trémors.

l'île de Vancouver au Nord-Ouest de l'état de Washington (figure 3.3 c). Un glissement de seulement 2 cm à l'interface de la subduction, sur une surface de 50×300 km, et d'une durée de une à deux semaines et de magnitude $M_w=6.7$ a été à l'origine du déplacement de surface observé. La principale différence entre le séisme lent du Bongo Channel et celui des Cascades est que ce dernier ne semble pas avoir été déclenché par un séisme ;

la région des Cascades étant une région qui présente actuellement une faible sismicité. Plus tard d'autres séismes lents ont été rapportés au Mexique [Lowry et al., 2001; Kostoglodov et al., 2003], au Kamtchatka [Bürgmann et al., 2001], en Alaska [Freymueller et al., 2002], en Nouvelle Zelande [Douglas et al., 2005], à Hawaï [Cervelli et al., 2002] et au Costa-Rica [Outerbridge et al., 2010] (voir S.Y. [2007]; Beroza and Ide [2011] pour une revue complète)

Ces séismes lents présentent une caractéristique importante, contrairement aux séismes ordinaires dont la prédiction est difficile malgré l'augmentation croissante de l'instrumentation des régions sismiques, les séismes lents ont la particularité d'avoir une période de récurrence à peu près stable. Par exemple les séismes lents observés aux Cascades ont un temps de retour de 13 à 16 mois [Miller et al., 2002]. Dans d'autres régions, une telle régularité a aussi été observée comme au Mexique [Kostoglodov et al., 2003; Cotte et al., 2009; Vergnolle et al., 2010] au Japon [Ozawa et al., 2004; Hirose and Obara, 2006], même si dans ce dernier cas la régularité est moins marquée. La relation entre la durée de glissement d'un séisme lent et le temps de récurrence est présentée figure 3.4, [Obara, 2011].

Une autre caractéristique est que la majorité des séismes lents, qu'ils aient lieu durant une période intersismique ou bien qu'il s'agisse de glissement post-sismique (*afterslip*) se produisent dans la partie de l'interface qui se situe sous la zone sismogénique, dans ce qui semble correspondre à une zone de régime frictionnel conditionnellement stable. Certaines observations au contraire situent les glissements lents dans la zone sismogénique, e.g. dans la péninsule de Boso au Japon [Sagiya, 2004; Ozawa et al., 2002] et au Costa-Rica [Brown et al., 2005].

Dans la plupart des zones de subduction, le moment sismique total relâché par les séismes ordinaires ne représente qu'une fraction de la déformation accumulée par la convergence des plaques. Inclure les séismes lents dans le calcul du moment sismique total est indispensable pour connaître l'état de chargement de l'interface. L'observation des séismes lents a permis d'avoir un panorama plus complet des processus d'accumulation et de relaxation des déformations aux interfaces des plaques tectoniques. Une question majeure est de savoir si les séismes lents influencent les contraintes locales de telle sorte qu'ils modifieraient le temps de récurrence des gros séismes. En termes de l'étude de l'aléa sismique, il est crucial de répondre à cette question et de savoir si en particulier ils précipiteraient l'occurrence de séismes importants dans la zone sismogénique.

3.2.2 Les trémors non volcaniques

Les trémors non volcaniques et les séismes lents ont été découverts très récemment grâce notamment au développement de réseaux sismiques très sensibles. La première observation de trémors non volcaniques a été faite au Japon dans la zone de subduction de Nankai [Obara, 2002]. Ces trémors correspondent à des vibrations de faible amplitude qui persistent dans le temps typiquement de quelques minutes à plusieurs heures et même parfois plusieurs jours. Ils ont aussi la caractéristique de ne pas être impulsifs

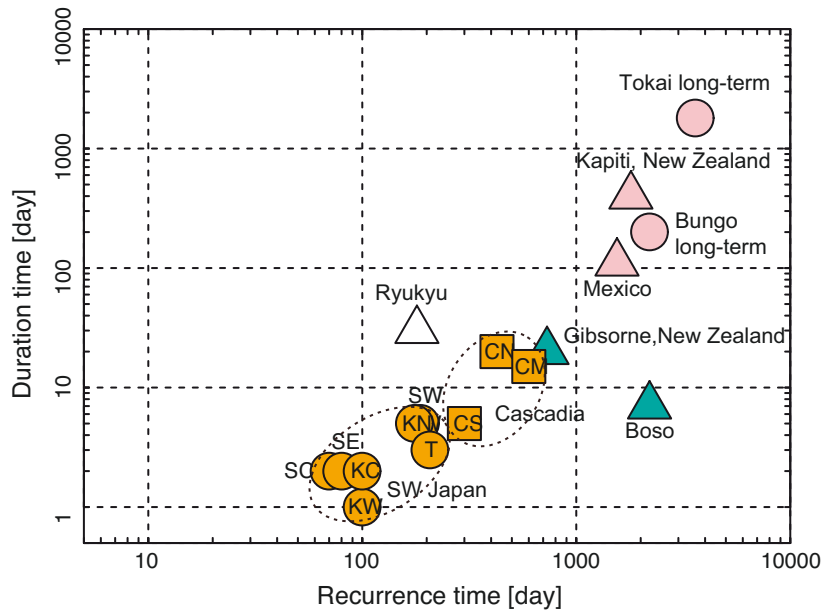


FIGURE 3.4 – Durée des séismes lents en fonction de leur temps de récurrence. Les cercles, triangles et carrés montrent les séismes lents enregistrés dans différentes zones de subduction. La couleur orange indique les épisodes de trémors et de glissements *episodic tremors and slip* court terme pour 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 trémors déclenchés. Les triangles bleus indiquent les séismes lents de type "péninsule de Boso" qui sont associés à des essaims de séismes ordinaires. Le triangle blanc correspond aux séismes lents de Ryukyu qui ne présentent pas de signatures sismiques particulières. D'après Obara [2011].

si bien qu'aucune arrivée claire d'onde P ou S ne peut être identifiée (Figure 3.5). Par conséquent il n'est pas possible d'utiliser les méthodes traditionnelles de localisation basées sur les différences de temps d'arrivée des ondes de volumes. En définitive, ces trémors ressemblent à un bruit cohérent enregistré à plusieurs stations et dont l'amplitude est plus élevée que le bruit habituel mesuré. Une autre caractéristique de ces trémors est qu'ils sont épisodiques avec des périodes d'activité de plusieurs jours voire plusieurs semaines interrompues par des périodes avec peu ou pas de trémors. Dans certain cas, comme au sud-ouest du Japon, Obara [2002] observe une migration lente, de l'ordre de 10 km par jour le long de la ligne azimuthale.

On retrouve des trémors non volcaniques dans la plupart des zones de subduction : Cascades [Rogers and Dragert, 2003], Costa Rica [Brown et al., 2005], Alaska [Peterson and Christensen, 2009], Mexique [Payero et al., 2008] ainsi que sur la faille de San Andreas [Nadeau and Dolenc, 2005].

Comme les séismes lents et les trémors ont lieu périodiquement et à des profondeurs similaires, Julian [2002] a suggéré qu'il était possible que ces deux phénomènes aient

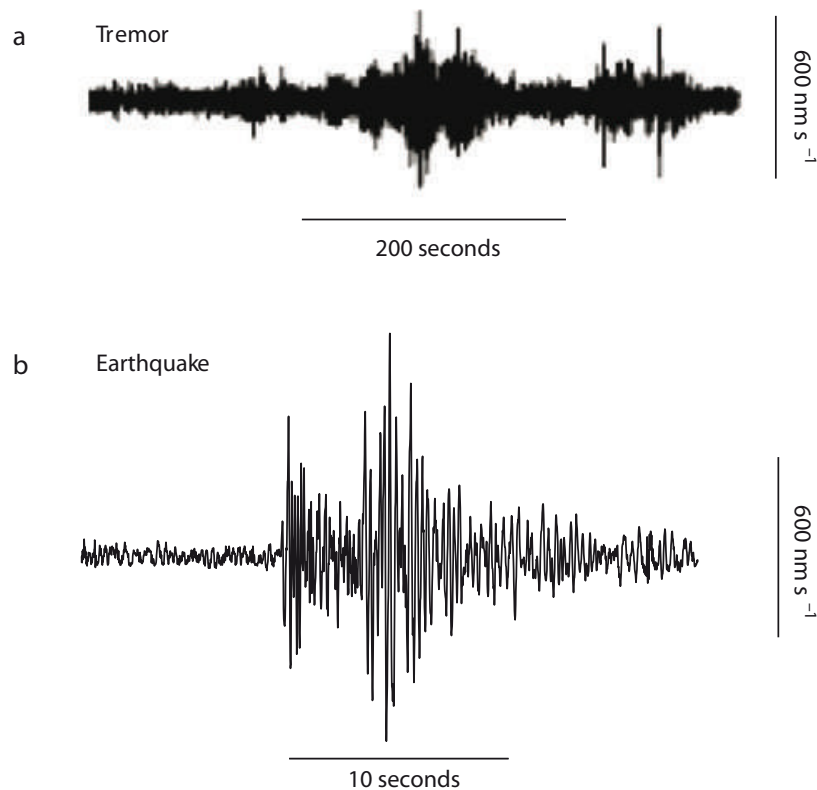


FIGURE 3.5 – Comparaison entre un signal d’un trémor non volcanique filtré entre 2 et 8 Hz (a) et un séisme ordinaire de magnitude 1.9 enregistré dans l’ouest de l’état de Washington (b). Modifié de S.Y. [2007].

lieu ensemble. Cette hypothèse a été confirmée peu après par Rogers and Dragert [2003] qui ont découvert que les séismes lents répétitifs observés par Miller et al. [2002] étaient accompagnés par des trémors non volcaniques corrélés dans le temps et l’espace avec les glissements (Figure 3.3 d). On les appelle alors épisodes de glissement et de trémors *episodic tremors and slip*. Par la suite cette relation entre séismes lents et trémors à été mise en évidence au Japon [Obara et al., 2004] et en Nouvelle Zélande [Kim et al., 2011]. Cependant cette relation est moins claire au Mexique [Payero et al., 2008; Kostoglodov et al., 2010] au Costa Rica [Brown et al., 2005], et il n’existe pas d’observation d’activité de trémors associée aux séismes lents qui ont lieu dans la péninsule de Boso au Japon [Ozawa et al., 2004]. Par ailleurs, on observe une décorrélation spatiale au Mexique entre les trémors et les séismes lents [Kostoglodov et al., 2010; Beroza and Ide, 2011]; la zone de trémors se trouve plus au nord que la zone de glissement lent.

Le nom de trémors non volcaniques a été donné à ces phénomènes en référence aux trémors volcaniques observés dans les édifices volcaniques. Bien que les trémors non volcaniques et les trémors volcaniques aient des formes d'ondes semblables et qu'ils soient émis dans la gamme de fréquence de 1 à 10 Hz, ils ont des origines distinctes. Les trémors volcaniques sont produits par l'interaction entre les fluides et les roches encaissantes dans les conduits magmatiques [Chouet, 1985; Julian, 1994]. L'origine des trémors non volcaniques n'est quant à elle pas encore clairement établie, mais est reliée aux déformations générées par la tectonique des plaques.

L'hydrofracturation, due à une migration des fluides [Katsumata and Kamaya, 2003; Obara, 2002], et des ruptures en cisaillement le long de l'interface de subduction [Obara and Hirose, 2006; Shelly et al., 2006, 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] sont les deux principaux mécanismes proposés pour expliquer les trémors non volcaniques. Cependant ces mécanismes ne permettent pas à ce jour d'expliquer l'intégralité des phénomènes observés. Une des principales raisons pour laquelle la question du mécanisme reste ouverte est qu'il est difficile de localiser les trémors en profondeur. Certaines études localisent les trémors au niveau de la croûte supérieure dans des zones qui présentent un faible rapport V_p/V_s indiquant une pression des pores importante [Kao et al., 2005, 2006; McCausland et al., 2005]. D'autres études décrivent les trémors comme étant composés de séismes basse fréquence *Low Frequency Earthquakes* (LFE) qui sont de petites ruptures en cisaillement à proximité de l'interface [Shelly et al., 2006]. De part l'impossibilité d'avoir une localisation précise en profondeur des trémors, il est difficile de savoir s'il existe une diversité des mécanismes à l'origine des trémors ou s'il s'agit d'un biais des méthodes de localisations. Par ailleurs, il est difficile d'établir une relation de causalité claire entre les séismes lents et les trémors non volcaniques.

Ainsi ces nouveaux objets sismologiques que sont les séismes lents et les trémors non volcaniques soulèvent de nombreuses questions importantes sur les propriétés des zones de subduction. Mieux comprendre leur origine et les mécanismes impliqués permettrait de mieux cerner les régimes frictionnels aux interfaces, le rôle des fluides et l'interaction entre les séismes lents et les trémors. Les trémors pourraient dans ce cas servir de proxy dans le temps et dans l'espace des déformations qui auraient lieu en profondeur au niveau de la zone de subduction.

3.3 L'enjeu de l'origine des perturbations de vitesse des ondes sismiques

Nous avons vu dans le chapitre 2 que depuis de nombreuses années, la communauté scientifique cherche à suivre l'évolution temporelle de structures géologiques en observant notamment les variations de vitesse des ondes sismiques. Depuis l'utilisation des corrélations de bruit sismique dans cet objectif de suivi temporel [Brenguier et al., 2008,b; Sens-Schönfelder and Wegler, 2006], la qualité et la quantité des mesures de variations

de vitesse ont largement été améliorées par rapport aux expériences antérieures qui utilisaient des sources actives. Cependant, certaines questions fondamentales sur l'origine de ces variations sont encore débattues.

Un exemple remarquable des variations de vitesse associées à une zone de failles est l'étude réalisée par [Brenguier et al. \[2008b\]](#) sur la faille de San Andreas près de Parkfield en Californie. Ils ont utilisé les enregistrements continus de bruit sismique de 13 stations courte période situées autour de la faille de San Andreas de janvier 2002 à octobre 2007. Pendant la période d'enregistrement, deux séismes majeurs se sont produits dans un rayon de 100km autour du réseau sismologique. Le premier est le séisme de San Simeon de magnitude $M_w = 6.5$, le 22 décembre 2003 situé à 60km à l'ouest de Parkfield. Le second est le séisme de Parkfield de magnitude $M_w = 6.0$ le 28 septembre 2004.

En même temps que le séisme de San Simeon, [Brenguier et al. \[2008b\]](#) ont mesuré une diminution de vitesse de 0.04% dans le secteur de Parkfield sur la faille de San Andreas (Figure 3.6). Les mesures de déformation à la surface par dilatomètre (*creepmeter*) et par GPS n'ont pas détecté de glissement le long de la faille de San Andreas après le séisme de San Simeon. Cette observation suggère que les changements de vitesse observés sont reliés à l'endommagement co-sismique des couches les plus superficielles causé par les mouvements forts du séisme de San Simeon ($\sim 0.15g$). Environ 7 mois plus tard, les vitesses sont revenues à leur niveau d'avant le séisme.

Le séisme de Parkfield a eu un glissement moyen de 0.5 m [[Ma et al., 2008](#)] et a été suivi par un glissement postsismique. Ce séisme a produit une chute de vitesse de 0.08% qui s'est prolongée pendant la période postsismique qui a duré 3 ans. Le retour progressif de la vitesse à sa valeur d'avant le séisme a une décroissance très similaire à la courbe de relaxation postsismique associée au déplacement le long de la faille observé par GPS [[Freed et al., 2007](#); [Johanson et al., 2006](#)].

Dans les cas des séismes de Parkfield et de San Simeon, le milieu a été sollicité par le passage des ondes sismiques surtout au niveau des couches meubles superficielles. Par conséquent, il est difficile de distinguer si une perturbation de vitesse est due à une déformation quasi statique où aux passages des ondes qui perturbent le milieu. Dans le cas présenté ici, les variations de vitesse pourraient être causées par ces mouvements forts qui ont sollicité les couches superficielles. Pourtant l'intérêt de mesurer les variations de vitesse est justement d'obtenir une information directe de l'état de déformation en profondeur, en particulier de mieux contraindre le comportement mécanique de la croûte dans les régions sismogéniques.

[Brenguier et al. \[2008b\]](#) ont émis l'hypothèse que l'évolution des changements de vitesse après le séisme de Parkfield était gouverné par la relaxation postsismique des contraintes dans la partie profonde de la zone de faille. Pour confronter leur hypothèse à des observations, les auteurs ont regardé la répartition spatio-temporelle des trémors non volcaniques autour de Parkfield. Ces trémors se situent à une profondeur de 20 à 40 km [[Nadeau and Dolenc, 2005](#)]. Deux activités de trémors sont associées aux séismes de San Simeon et Parkfield. Cette observation indiquerait que le changement de vitesse et les trémors sont tous les deux reliés au relâchement des contraintes sismiques qui conduisent

3.4 Contexte tectonique de la région de Guerrero

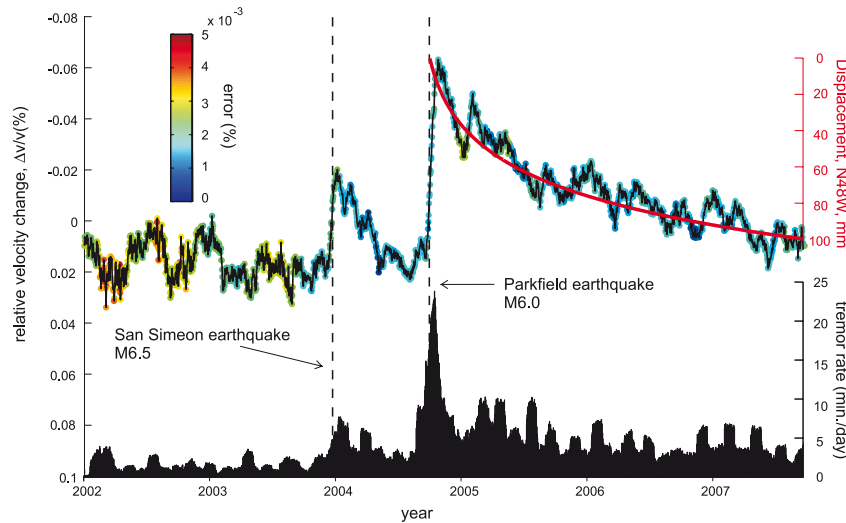


FIGURE 3.6 – Changement des vitesses sismiques, déplacement en surface des GPS et activité des trémors près de Parkfield. La courbe rouge représente les déplacements post-sismiques parallèles à la faille de San Andreas mesurés par GPS. Le taux de trémors est moyenné sur une fenêtre de 30 jours. D’après [Breguier et al. \[2008b\]](#).

à un glissement lent. Cependant, dans le cas du séisme de San Simeon, on observe que le passage des ondes déclenche aussi des trémors en déstabilisant le champ de contraintes dans la zone de faille de Parkfield. Ainsi, là encore il n’est pas possible de discerner le rôle des ondes sismiques et celui de la déformation quasi-statique sur les variations de vitesse des ondes.

3.4 Contexte tectonique de la région de Guerrero

Le Mexique est situé au niveau d’une zone de subduction appelée Zone de Subduction d’Amérique Centrale (*Middle American Subduction Zone*, MASZ). La plaque océanique Cocos subducte sous la plaque continentale Nord-Américaine avec une vitesse d’environ 6cm/an . Cette subduction a été largement étudiée surtout depuis le séisme de subduction de magnitude $M_w = 8$ en 1985 qui a coûté la vie à plusieurs dizaines de milliers de personnes à Mexico. Il existe un arc volcanique qu’on appelle la ceinture volcanique trans-mexicaine (*Trans-Mexican Volcanic Belt*) qui surplombe la subduction. Cet arc volcanique provient de la fusion partielle du manteau lorsque la croûte océanique se déshydrate au cours d’un processus métamorphique.

Trois caractéristiques inhabituelles sont observées à cette subduction :

1. La distribution des hypocentres des séismes associés à une zone de subduction décrit une surface plus ou moins complexe qui peut aller jusqu’à une profondeur de 600 km (plan de Wadati-Benioff). Cette sismicité permet de localiser en profondeur

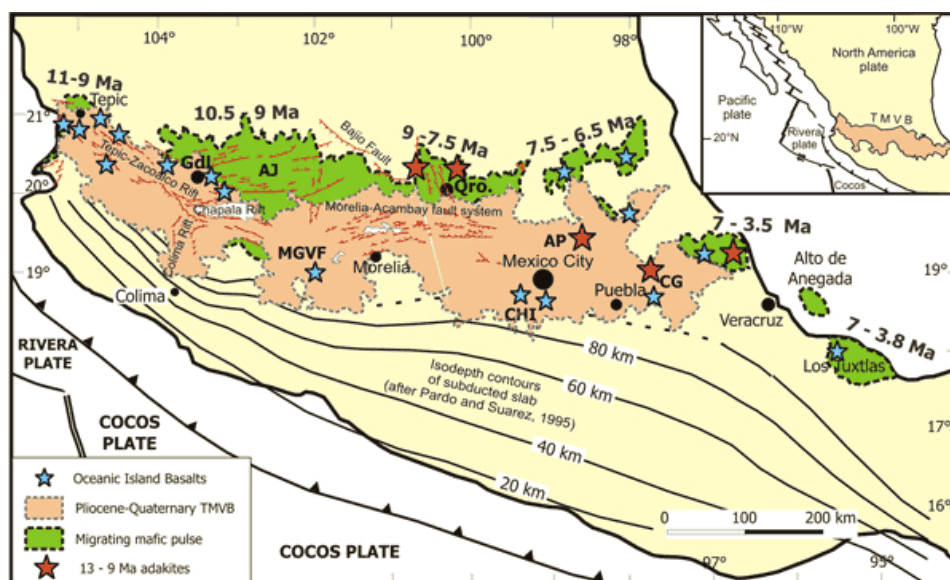


FIGURE 3.7 – Carte géologique simplifiée du volcanisme néogène et des failles du Mexique central. D'après [Ferrari, 2004]

la position de la subduction. Dans la figure 3.8, je présente une comparaison entre la sismicité à la zone de subduction au Japon et celle au Mexique dans la région de Guerrero. On remarque que pour la subduction MASZ, peu de séismes sont observés au delà de 100 km de profondeur.

2. Généralement aux zones de subduction est associé un arc volcanique parallèle à la fosse. Dans le cas de la subduction MASZ, l'arc volcanique est orienté à 15° par rapport à la fosse (Figure 3.7).
3. Les séismes de subduction importants ont lieu toujours très près de la côte (Figure 3.11).

Ces caractéristiques sont des conséquences de la géométrie particulière de la subduction mexicaine. Suarez et al. [1990] ont montré grâce à une étude de la sismicité de la région de Guerrero, que la plaque Cocos plonge sous la plaque Nord-Américaine avec un angle d'environ 12° puis qu'elle s'horizontalise jusqu'à au moins 150 km de la fosse à une profondeur d'environ 50 km. A partir d'une certaine distance de la fosse, il n'y a plus de sismicité qui permette d'identifier la position de la plaque subductée. Les auteurs supposent que la plaque Cocos s'enfonce dans le manteau sous la zone où l'on observe en surface l'arc volcanique de la ceinture volcanique trans-mexicaine. Plus tard [Singh and Pardo, 1993] ont confirmé ces observations en utilisant de nouvelles localisations de séismes. Au sud du Mexique la géométrie diffère, la partie sub-horizontale est raccourcie par rapport à la région de Guerrero et serait bordée par une subduction avec une géométrie plus raide $\sim 30^\circ$ [Pardo and Suarez, 1995]. Avec la technique des fonctions récepteurs appliquée aux données du réseau MASE, Pérez-Campos et al. [2008] ont imagé l'interface de la subduction et mis en évidence une subduction horizontale jusqu'à 250 km de la

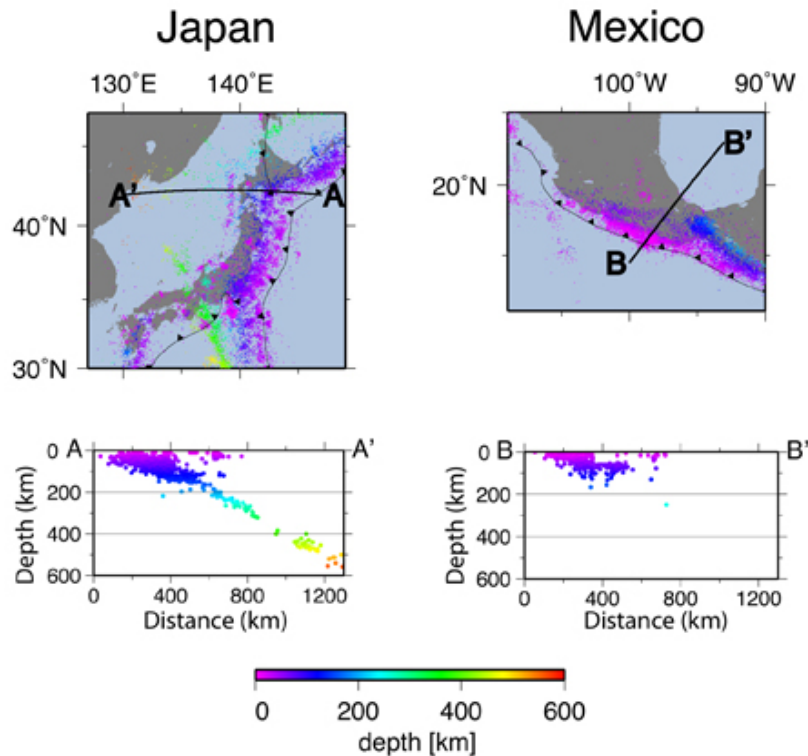


FIGURE 3.8 – Distribution des séismes pour deux zones de subduction. Le cas du Japon, à gauche, avec la distribution des séismes en profondeur qui décrit l’interface de plaque. Le cas du sud du Mexique à droite, avec peu de séisme au delà de 150 km de profondeur. (catalogue NEIC-USGS)

fosse, pratiquement jusqu’à Mexico et à une profondeur de 40 km (Figure 3.9). [Husker and Davis \[2009\]](#) ont par ailleurs fait une tomographie des temps d’arrivée des ondes P en utilisant le même réseau MASE (Figure 3.10). L’image obtenue permet de suivre la plaque subduite à plusieurs centaines de kilomètres. Il apparait que la plaque sous-jacente est tronquée à environ 500-550 km. Le processus de déshydratation de la plaque subduite qui est à l’origine du volcanisme dans la ceinture volcanique trans-mexicaine, nécessite que la plaque atteigne des conditions de pression et température qui règne à environ 100km de profondeur. Cette géométrie explique pourquoi l’arc volcanique se situe à 300 km à l’intérieur des terres.

Il existe d’autres exemples de subduction plate à travers le monde, comme au Pérou ou en Argentine. Cependant, le cas de Guerrero est particulier car l’épaisseur de la lithosphère chevauchante est d’environ 40 km alors qu’elle est de 90 km au Pérou et en Argentine. Cette particularité peut être exploitée en terme d’imagerie. Tous les processus tels que les séismes lents et les trémors qu’on retrouve dans diverses zones de subduction mais aussi à Guerrero, se situent dans ce cas à seulement 40 km sous les réseaux d’observations géophysiques ce qui facilite leur étude.

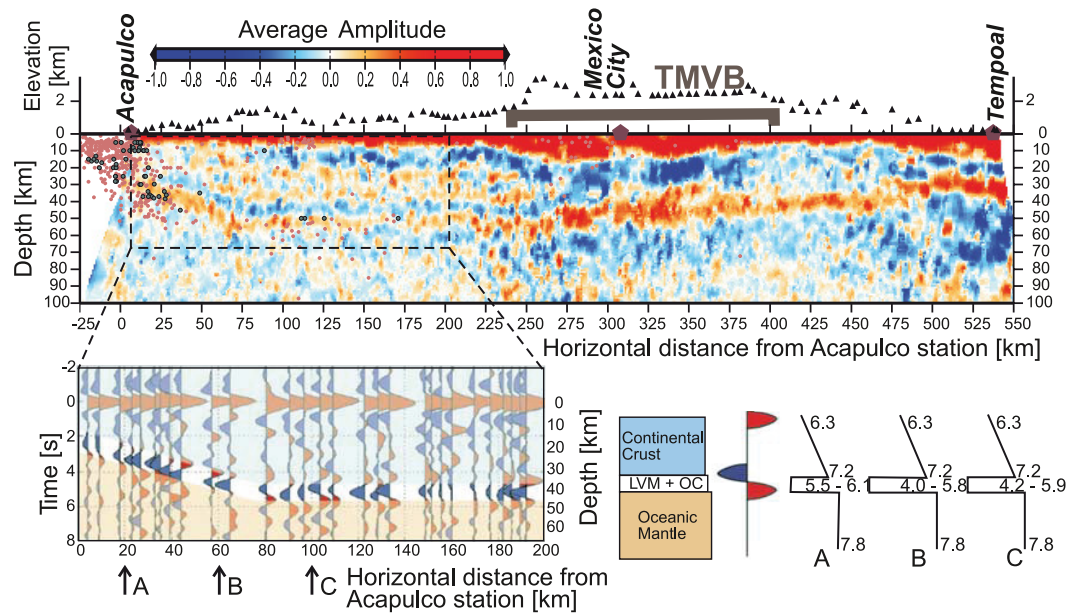


FIGURE 3.9 – Image de la subduction jusqu’à 100 km de profondeur. Les sismomètres MASE (triangles noirs) décrivent une ligne à la surface, leur hauteur indique la topographie de la zone. L’arc volcanique est plus à l’intérieur des terres. Les fonctions récepteurs sous chaque station révèlent la position de l’interface de la subduction. Zoom de la partie plate de la subduction (en bas à gauche). Modèle de vitesse utilisé (en bas à droite). D’après Pérez-Campos et al. [2008].

3.4.1 Sismicité et lacune sismique à Guerrero

On peut distinguer plusieurs types d’évènements sismiques dans la région de Guerrero :

- Des séismes de subduction se produisent à l’interface des plaques. Ils sont en général de forte magnitude et sont souvent dévastateurs. La carte présentée figure 3.11 montre les zones de ruptures des derniers séismes importants. Le plus connu et le plus important en terme de magnitude parmi les séismes récents est le séisme de Michoacan du 19 septembre 1985 ($M_w=8$). Les dommages qu’il a causé ont été particulièrement dramatique à la capitale Mexico pourtant située à 400 km de l’épicentre. Les rapports officiels font état de plus de 9000 morts alors que selon le Service Sismologique Mexicain, le nombre de victimes serait de 40000 et 30000 blessés. Les raisons d’une telle catastrophe sont liées au site de l’implantation de la ville. En effet, la ville est construite sur des sédiments lacustres peu consolidés qui ont pour effet d’augmenter l’amplitude et la durée du signal [Anderson et al., 1986; Bard et al., 1988; Singh et al., 1988; Campillo et al., 1988; Chávez-García and Bard, 1994].
- D’autres séismes en lien avec la déformation des plaques lithosphériques en par-

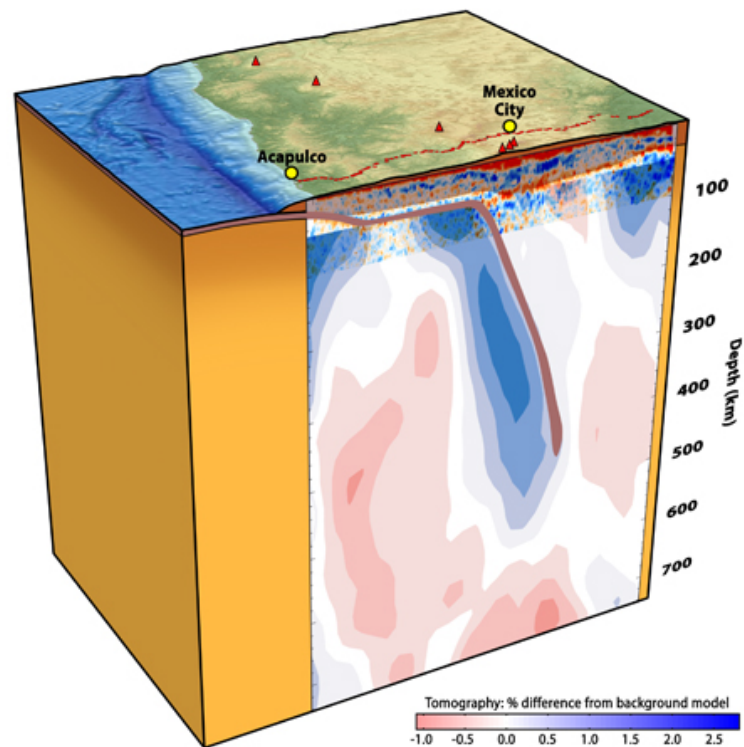


FIGURE 3.10 – Image complète de la subduction associant l’image obtenue par les fonctions récepteurs et l’image tomographique. La ligne rose montre la totalité de la plaque subduite jusqu’à 500 km de profondeur. (d’après Pérez-Campos et al. [2008])

ticulier de la plaque Cocos sont aussi observés et peuvent avoir des magnitudes assez importantes e.g. Michoacan 1997 $M_w=7.1$ [Santoyo et al., 2005], Oaxaca 1999 $M_w=7.4$ [Singh et al., 2000], Atoyac 2007 $M_w=5.9$ [Singh et al., 2007]. Ces séismes sont associés à des glissement sur des failles normales en extension.

- Des séismes superficiels ($< 30\text{km}$) se produisent au sein de la plaque continentale Nord Amérique, et peuvent atteindre des magnitudes importantes e.g. 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]. Ces séismes sont générés par des failles normales de la ceinture volcanique trans-mexicaine.

On observe sur la carte (figure 3.11) qu’il y a une portion de l’interface de la subduction dans l’état de Guerrero qui n’a pas rompu durant ces 100 dernières années [Singh et al., 1981; Nishenko and Singh, 1987.; Anderson et al., 1989]. Il s’agit de la lacune sismique de Guerrero. Le dernier évènement majeur a été rapporté en 1911, ce qui laisse craindre qu’un fort séisme pourrait avoir lieu prochainement. D’après les estimations de Singh et al. [1981] si la lacune rompait elle provoquerait un séisme de magnitude comprise entre $M_w=8.1$ et 8.4 . Contraindre le menace que font peser les séismes de la zone

de subduction sur l'une des plus grandes mégalopoles mondiales est crucial.

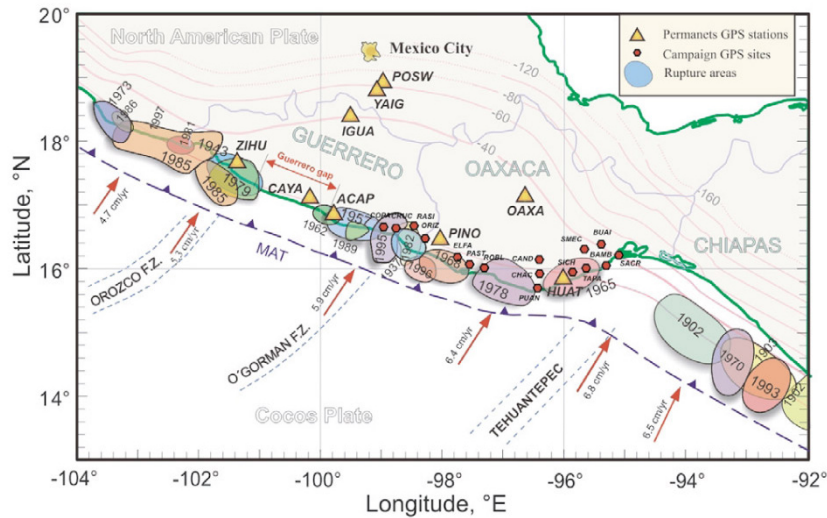


FIGURE 3.11 – Carte de la zone de subduction MASZ avec la localisation et l'année de séismes récents de $M_w > 6.5$. Dans la région de Guerrero il y a une lacune sismique qui n'a pas rompu depuis 1911. (D'après Franco et al. [2005])

3.4.2 Séismes lents et trémors non volcaniques

Grâce à une instrumentation importante de la lacune sismique de Guerrero, les déplacements produits par des séismes lents, on pu être observé [Lowry et al., 2001]. Depuis, plusieurs séismes lents ont rompu l'interface de subduction et ont été observés grâce notamment à l'installation de GPS continus permanents [Kostoglodov et al., 2003; Lowry et al., 2001; Vergnolle et al., 2010]. Ces séismes lents ont la particularité d'avoir une période de récurrence à peu près stable de 4 à 4,5 ans (Cotte et al. [2009], Figure 3.12). Les séismes de 2002 et 2006 sont parmi les plus gros séismes lents jamais enregistrés avec un déplacement d'environ 7 cm en quelques mois. Ces séismes lents rompent une importante portion de la partie horizontale de l'interface, jusqu'à 150 km. L'évènement de 2006 a un moment sismique important $M_w \sim 7.5$ d'après [Larson et al., 2007; Radiguet et al., 2011] avec un taux de glissement de 0.1 à 0.5 m/an . Le rôle de ces séismes lents sur le processus de chargement et de déchargement de l'interface de subduction a été étudié par Radiguet [2011] grâce à des études du couplage à l'interface et des bilans de glissement tout au long du cycle de séismes lents. Radiguet [2011] montre qu'une partie importante (environ 2 tiers) des déformations accumulées dans la lacune sismique de Guerrero, au niveau de la zone sismogénique est relâchée par les séismes lents successifs.

Payero et al. [2008] ont récemment découvert la présence de trémors non volcaniques. Ces trémors ont la particularité d'avoir lieu plus au nord que les glissements lents [Kostoglodov et al., 2010] (Figure 3.13). Cette observation diffère de celles réalisées aux Cas-

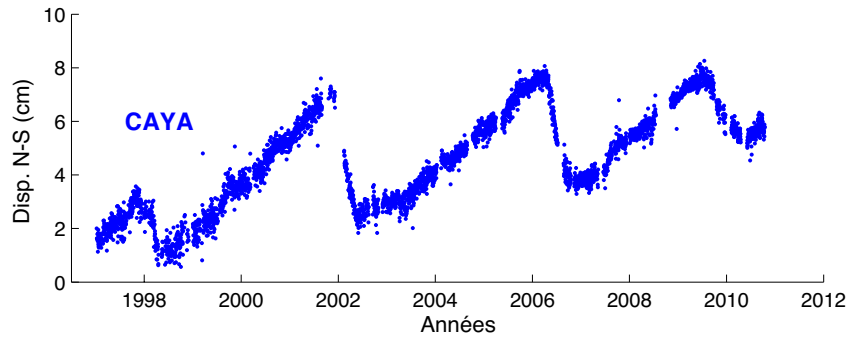


FIGURE 3.12 – Composante Nord-Sud du déplacement mesuré par la station GPS CAYA. Les quatre derniers séismes lents sont clairement visibles (1998, 2002, 2006 et 2009).

cares et au Japon où les trémors sont corrélés spatialement avec les séismes lents [Rogers and Dragert, 2003; Obara et al., 2004]. Par ailleurs à Guerrero, Kostoglodov et al. [2010] observent des épisodes de fortes activités de trémors en dehors des périodes de glissement lent identifiées par les GPS. Les auteurs proposent que les trémors et les séismes lents soient deux mécanismes distincts dans le processus de déformation de la zone de subduction à Guerrero. Ces observations suggèrent que les séismes lents modulent l'activité des trémors non volcaniques en augmentant les contraintes cisailantes dans une portion plus éloignée de l'interface où les conditions sont appropriées pour que les NVT existent. Ceci expliquerait pourquoi les NVT et les SSE sont séparés spatialement. Cette séparation spatiale entre ces deux phénomènes peut être observée car l'interface de subduction à Guerrero est plan. Dans les autres zones de subduction, du fait de l'inclinaison, une éventuelle séparation spatiale serait plus difficile à observer.

3.5 Problématiques et questions soulevées

Dans cette deuxième partie de la thèse nous allons nous intéresser à trois problématiques soulevées à la fois par la découverte des séismes lents et par le développement des techniques de suivi temporel des vitesses des ondes basées sur le bruit sismique ambiant.

Quelle est l'origine des variations de vitesses des ondes qui se propagent dans le milieu ?

Nous avons vu que dans le cas de l'application de la méthode de suivi temporel pour des zones de failles actives comme à Parkfield, il est difficile de distinguer les effets de la déformation quasi-statique et celui du passage des ondes, sur les propriétés élastiques du milieu. Les séismes lents à Guerrero ont des moments sismiques importants (e.g. $M_w \sim 7.5$ pour l'évènement de 2006). Cependant, comme nous l'avons vu, les séismes lents n'émettent pas d'onde sismique qui pourrait affecter les couches superficielles et meubles par des mouvements forts [Peng and Ben-Zion, 2006; Rubinstein and Beroza, 2004b; Sawazaki et al., 2006]. Au contraire, ces évènements n'affectent le milieu que par la

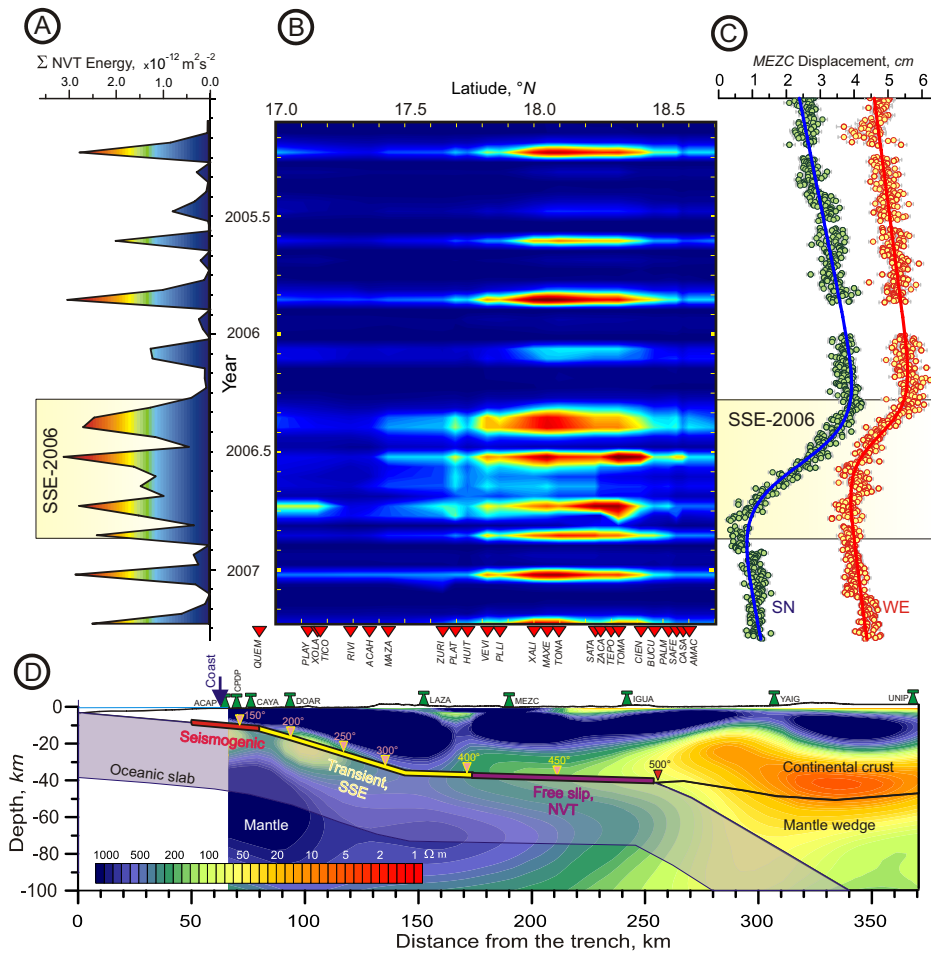


FIGURE 3.13 – (A) Distribution dans le temps de l'énergie des NVT entre 1 et 2 Hz enregistrée pendant la campagne MASE. (B) Distribution dans le temps et l'espace de l'énergie des NVT le long du profil MASE. (C) Série temporelle des déplacements de la station GPS MEZC. (D) Modèle de résistivité pour une coupe sous la région de Guerrero. D'après Kostoglodov et al. [2010].

déformation lente qu'ils produisent. Par conséquent, d'un point de vue méthodologique, nous pouvons tester la méthode de suivi temporel et vérifier qu'elle permet de mesurer des perturbations des propriétés mécaniques à des profondeurs de plusieurs dizaines de kilomètres. Cette question sera développée dans les chapitres 4 et 5. Nous utiliserons les deux séismes lents de 2006 et 2009-2010 pour expérimenter la méthode.

Quelle est la relation entre les changements de vitesse et la déformation de la croûte ?

Après avoir identifié des variations de vitesse qui sont reliées à des déformations en profondeur, il est important de pouvoir relier ces changements de vitesse à des perturbations des propriétés mécaniques. Comme nous l'avons vu dans le chapitre 2 il est difficile d'établir une relation claire entre variation de vitesse et déformation. Grâce à des mo-

déformations numériques des séismes lents de 2006 et 2009-2010, nous pouvons comparer les champs de déformations élastiques et les changements de vitesse et ainsi établir un lien entre les deux. Ce point est détaillé dans les chapitres 4 et 5 où nous montrons que les variations de vitesse varient en fonctions du taux de déformation et non de la déformation totale. Nous faisons aussi appel à l'élasticité non linéaire pour interpréter nos résultats.

Quel est le comportement mécanique de la subduction aux endroits où sont générés les séismes lents et les trémors ?

Grâce aux mesures de changement de vitesse des ondes associées aux séismes lents d'une part, et les modélisations élastiques de ces événements d'autre part, nous pouvons établir que la déformation volumétrique dans la croûte supérieure est un élément qu'il ne faut pas négliger. De plus, les observations des trémors non volcaniques et de la sismicité nous permettent d'avoir une meilleure vision du comportement global de la zone de subduction dans la région de Guerrero. Nous pourrions identifier différents comportements des trémors en fonction de l'évolution de la déformation au cours du cycle des séismes lents. Ce point sera traité dans le chapitre 6.

Chapitre 4

Suivi temporel du séisme lent de 2006

Dans ce chapitre nous nous intéressons au séisme lent de 2006 qui a rompu l'interface de la subduction de la plaque océanique Cocos sous la plaque Nord Amérique dans la région de Guerrero au Mexique. Ce séisme a la particularité d'être silencieux, c'est-à-dire qu'il ne génère aucune onde sismique pendant le processus de rupture. Par conséquent, les séismes lents comme celui-ci sont détectés à partir d'observations géodésiques des déplacements de surface.

Nous proposons ici d'utiliser des données continues de bruit sismique ambiant pour compléter les données géodésiques dans l'étude de ces séismes particuliers afin de mieux en comprendre la nature. Les ondes sismiques pénètrent la croûte et vont imager directement l'état de déformation en profondeur. Dans le cas du séisme lent de 2006 nous montrons que la perturbation de vitesse des ondes sismiques observée suggère une déformation non linéaire de la croûte.

L'objectif méthodologique de ce travail est de mettre en évidence qu'il est possible de mesurer des variations de vitesse reliées à la déformation quasi-statique du milieu.

Sommaire

4.1	Présentation des données sismologiques	66
4.1.1	Correction des erreurs d'horloge	66
4.2	Application de la méthode de suivi temporel	69
4.2.1	Mesure des changements de vitesse	69
4.2.2	Stabilité de la fonction de corrélation	71
4.2.3	Identification des variations saisonnières sur les ondes directes	72
4.2.4	Réduction des variations saisonnières sur la mesure des changements de vitesse	73
	Utilisation de la Coda	73
	Amélioration de la corrélation de référence	73
	Comparaison Stretching - Doublet	76
4.2.5	Précision de la mesure de variation de vitesse	76
4.3	Indications de déformations non linéaires de la croûte pendant un séisme lent	78

4.3.1	Résumé	78
4.3.2	Identifier la variation de vitesse associée au séisme lent de 2006	78
4.3.3	Extension géographique du changement de vitesse	79
4.3.4	Extension en profondeur du changement de vitesse	80
4.3.5	Modélisation du champ élastique quasi-statique associé au SSE de 2006	86
4.3.6	Changement de vitesse relié au comportement non linéaire de la croûte	90

4.1 Présentation des données sismologiques

Dans le but d'étudier la signature sismique du séisme lent de Guerrero de 2006, nous avons utilisé les données issues de la campagne d'instrumentation sismique du Meso American Subduction Experiment (MASE, <http://www.tectonics.caltech.edu/mase/>) de février 2005 à juillet 2007. La période d'enregistrement qui a duré 28 mois inclut le séisme lent de 2006. 26 stations large bande situées dans la région de Guerrero ont été sélectionnées parmi les 100 stations de la ligne Nord-Sud MASE (Figure 4.1). Cette campagne d'acquisition MASE a entre autre permis d'imager la zone de subduction par tomographique sismique [Iglesias et al., 2010; Husker and Davis, 2009] et de mieux contraindre la position de l'interface [Pérez-Campos et al., 2008].

Avant de mesurer les variations de vitesse du milieu nous avons effectué un contrôle qualité des données afin de minimiser les erreurs instrumentales qui affectent les enregistrements continus des 26 stations. Nous nous sommes intéressés en particulier à la correction des erreurs d'horloge.

4.1.1 Correction des erreurs d'horloge

Le suivi temporel des structures crustales nécessite l'utilisation de données sismologiques continues dans le temps. La méthode de monitoring décrite dans le chapitre 2 est basée sur le calcul des intercorrélations des signaux de bruit sismique. Il est crucial que les enregistrements de bruit soient bien synchronisés et qu'ils ne présentent aucune erreur sur le temps. En effet, les temps d'arrivée des fonctions de Green reconstruites à partir de ces corrélations seraient alors biaisées par l'erreur de temps introduite par les stations.

Ce problème associé à la présence d'erreur en temps dans les signaux continus a été soulevé par Stehly et al. [2007]. Dans leur étude, les auteurs montrent que les variations de temps d'arrivée des ondes produites par des changements de vitesse du milieu sont identiques dans la partie positive et négative de la fonction de corrélation (décalage symétrique), contrairement aux erreurs introduites par les stations qui produisent un décalage global de la corrélation vers les temps positifs ou négatifs selon la station affectée. Par conséquent, les auteurs proposent d'identifier et de corriger ces erreurs à

4.1 Présentation des données sismologiques

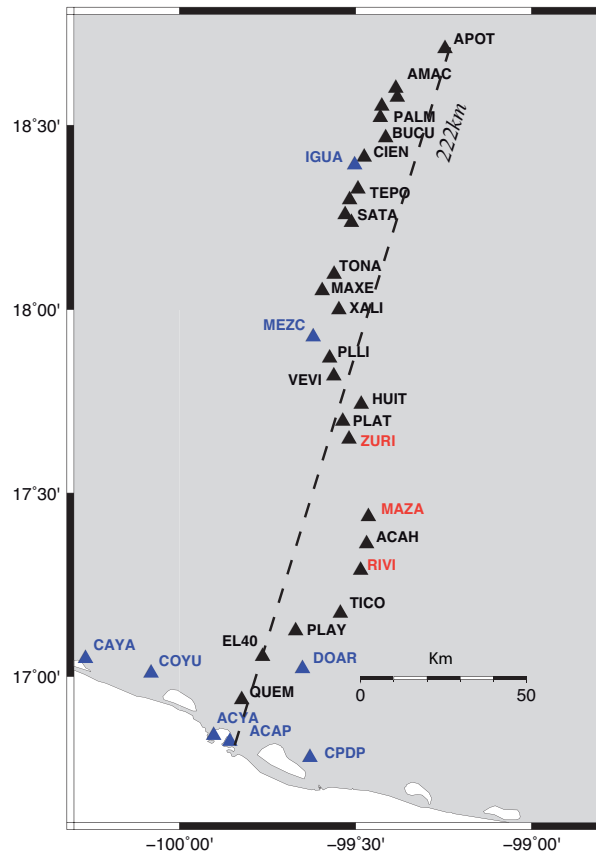


FIGURE 4.1 – Carte des 26 stations sismologiques large bande du réseau MASE utilisées dans cette étude (triangles noirs). Stations GPS permanentes du réseau National du Mexique. En rouge sont représentées les stations étudiées dans les deux sections suivantes. La longueur du réseau est de 222 km.

partir d'une analyse de la symétrie temporelle des délais des temps d'arrivées dans la partie positive et négative de la corrélation.

Cependant, dans le cas de notre réseau sismique, nos stations sont alignées et présentent une forte anisotropie en terme d'énergie des sources de bruit ; le Pacifique étant la source principale du bruit sismique dans la région. Par conséquent, les corrélations présentent une forte asymétrie et l'identification systématique des erreurs basées sur cette symétrie de la reconstruction de la fonction de corrélation est difficile.

De ce fait, les erreurs instrumentales de temps sont identifiées à partir des corrélations calculées chaque jour. Les figures 4.2 et 4.3 présentent deux exemples de suivi des erreurs ainsi que leur correction. On observe deux types d'erreurs. Le premier type est produit par une dérive de l'horloge de la stations sismique, ce qui induit une erreur qui varie dans le temps, comme on peut l'observer sur la station ZURI de janvier à mai 2006 (Figures 4.2 et 4.3). Les corrélations affectées par ce type d'erreur dérivante ne seront ignorées dans l'analyse des variations de vitesse. Le deuxième type d'erreurs correspond

à l'erreur d'une seconde qui provient du réajustement des horloges lors du changement d'année en janvier 2006. Une réinitialisation manuelle des stations a été nécessaire pour synchroniser les horloges. Dans ce cas, l'erreur d'une seconde entière a pu être corrigée.

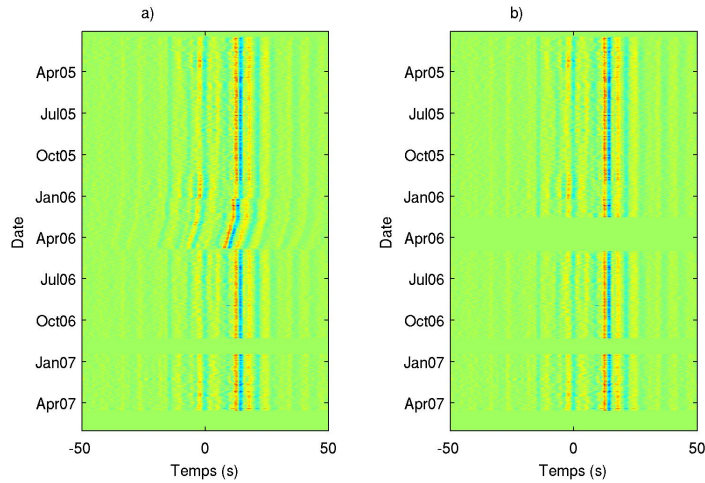


FIGURE 4.2 – Fonctions de corrélations journalières, calculées pour chaque jour de bruit pour la paire de stations RIVI-ZURI pour une bande de période de 2 à 8 s. (a) Erreurs d'horloges non corrigées, (b) Erreurs d'horloges corrigées.

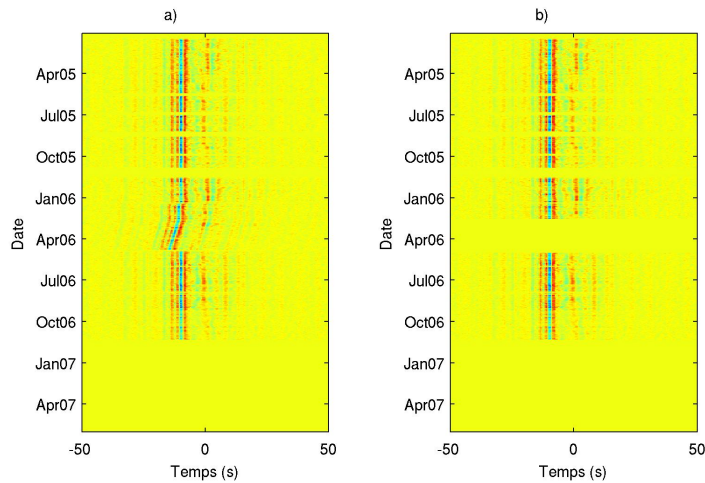


FIGURE 4.3 – Fonctions de corrélations journalières, calculées pour chaque jour de bruit pour la paire de stations ZURI-MAZA pour une bande de période de 2 à 8 s. (a) Erreurs d'horloges non corrigées, (b) Erreurs d'horloges corrigées.

4.2 Application de la méthode de suivi temporel

La méthode de suivi temporel des vitesses des ondes dans la croûte est décrite dans le chapitre 2 de cette thèse. Ici nous nous intéressons à l'application de cette méthode sur des données réelles large bande. Nous étudierons ensuite les limitations de cette technique, en particulier les biais introduits par une mauvaise reconstruction de la fonction de Green.

4.2.1 Mesure des changements de vitesse

A partir des enregistrements continus de bruit sismique mesurés par les stations du réseau, nous calculons les corrélations entre les différentes stations à des périodes de temps consécutives. Ces corrélations sont calculées pour les composantes verticales des enregistrements du bruit à partir de fenêtres de bruit de 60 jours se recouvrant de 10 jours pour chaque période de temps, de janvier 2005 à juillet 2007. Nous obtenons ainsi des fonctions de Green reconstruites pour différents trajets à différents moments. C'est à partir de ces fonctions de Green que nous pouvons réaliser le suivi temporel des vitesses de propagation des ondes dans le milieu.

Afin de mesurer précisément les variations des temps d'arrivée des ondes, il est nécessaire de définir une intercorrélation de référence pour chaque trajet inter-stations. L'intercorrélation de référence est dans un premier temps définie comme étant la moyenne de toutes les corrélations pour un couple de stations donné sur la totalité de la période d'enregistrement (i.e. 28 mois). Le délai entre l'intercorrélation référence et celle calculée pour une période de 60 jours est reliée au changement de vitesse des ondes dans le milieu [Brenguier et al., 2008,b; Hadziioannou et al., 2009; Wegler and Sens-Schonfelder, 2007]. Comme nous l'avons montré dans le chapitre 2, dans l'hypothèse d'un changement homogène de vitesse dans la croûte, la différence relative des temps de trajet est reliée à un changement relatif de vitesse sismique par $dv/v = -dt/t$.

Cependant deux facteurs peuvent introduire des erreurs dans la mesure de variation de vitesse des ondes. Le premier facteur, nous l'avons vu précédemment, est l'erreur d'horloge des stations sismologiques. Le deuxième est lié à une mauvaise reconstruction de la fonction de Green qui contient encore la signature des variations des sources de bruit sismique.

Une limitation importante de la méthode de corrélation de bruit de fond sismique provient de la distribution irrégulière des sources de bruit et de leurs variations dans le temps. Les sources de bruit, dans les gammes de période qui nous intéressent [1-30] s, se concentrent essentiellement dans les régions océaniques [Stehly et al., 2006; Landes et al., 2010] et par conséquent dépendent des saisons et des phénomènes climatiques tels que les tempêtes. Récemment Weaver et al. [2009]; Froment et al. [2010] ont montré que la distribution anisotrope du bruit peut produire une erreur de 1% dans la mesure du délai des temps de trajet de la corrélation. D'autre part, le changement de temps de trajet induit par une variation de vitesse du milieu est inférieur à 1% [Brenguier et al., 2008,b; Wegler and Sens-Schonfelder, 2007; Sens-Schönfelder and Wegler, 2006]. Il est par

conséquent indispensable de s'affranchir de l'effet des variations saisonnières des sources de bruit.

Une caractéristique importante des changements des sources de bruit est qu'elles affectent indépendamment les temps positifs et négatifs de la corrélation. Les temps positifs et négatifs sont sensibles à des sources situées dans différentes régions [Stehly et al., 2006]. Dans notre cas, les temps positifs sont principalement sensibles au bruit émis au sud par le Pacifique (bruit dominant) et les temps négatifs sont sensibles au bruit généré au nord par le Golfe du Mexique (Figure 4.4).

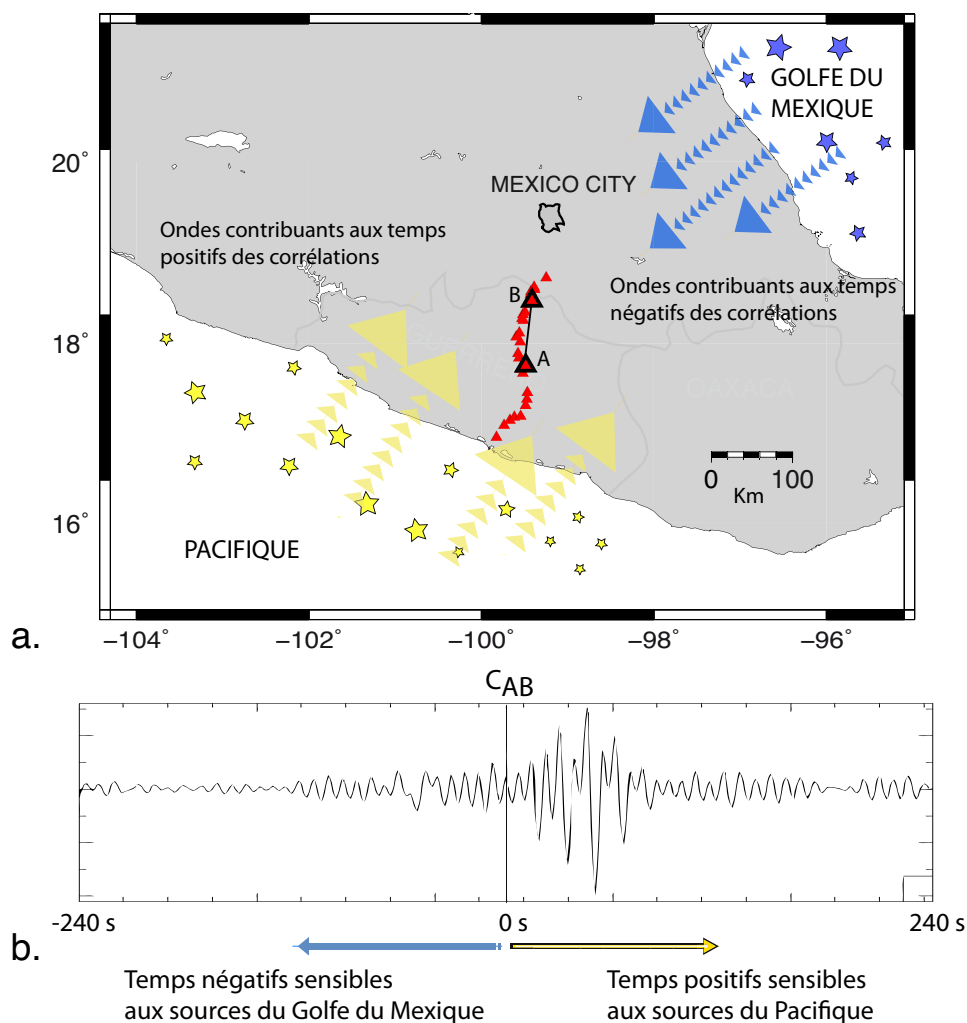


FIGURE 4.4 – Sources principales du bruit mesurées par le réseau MASE. (a) Carte schématique de l'incidence du bruit océanique sur le réseau sismologique. Le bruit dominant provient du Pacifique. (b) Exemple de la corrélation entre les stations A et B. Les temps positifs ont une plus forte énergie que les temps négatifs.

4.2.2 Stabilité de la fonction de corrélation

Après s'être assuré que nos données ne présentaient plus d'erreurs d'horloge, une étude de la convergence de la fonction de corrélation a été réalisée.

Dans le chapitre 1 nous avons vu du point de vue théorique et pratique que la convergence de la fonction de corrélation calculée pour une paire de stations vers la fonction de Green dépend de la durée du signal de bruit corrélé. L'émergence de la fonction de Green véritable peut cependant être limitée par une distribution des sources de bruit anisotrope et cela malgré des durées longues de bruit.

Hadziioannou et al. [2009] ont montré que dans le cas précis du suivi temporel des variations de vitesse du milieu, la convergence de la fonction de corrélation vers la fonction de Green n'est pas nécessaire. Toutefois le signal doit être stable et présenter un rapport signal sur bruit suffisant pour que la mesure des changements de temps d'arrivée soit fiable.

Nous montrons dans les figures 4.5 et 4.6 qu'une corrélation stable est obtenue pour une dizaine de jours cumulés pour les ondes directes et après une trentaine de jours cumulés pour les arrivées tardives de la coda. Dans la suite de cette étude du séisme lent de Guerrero les intercorrélations seront calculées sur 60 jours d'enregistrements continus de bruit.

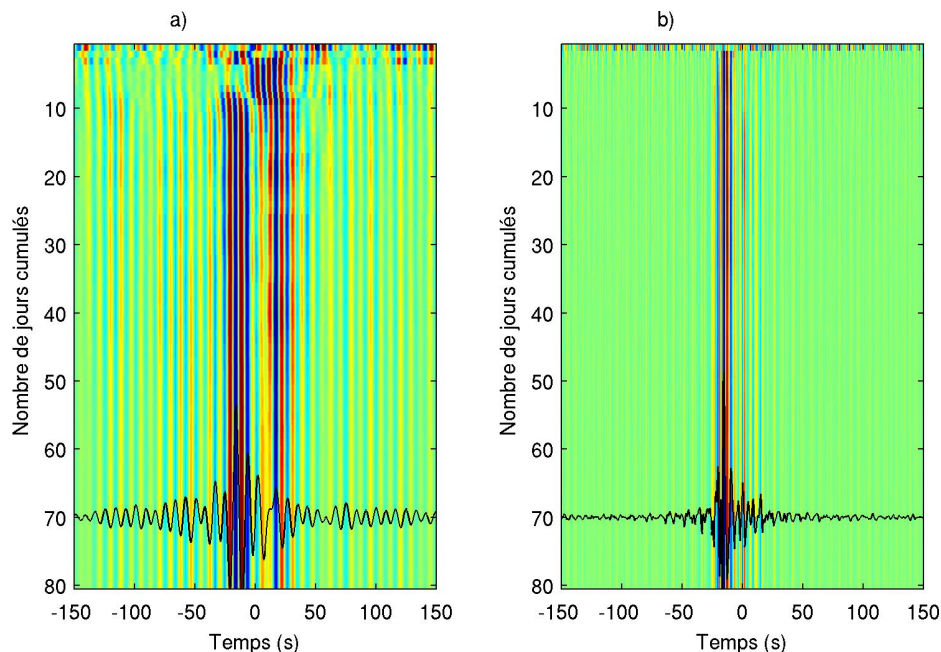


FIGURE 4.5 – Convergence de la corrélation vers un signal stable en fonction du nombre de corrélations journalières moyennées pour le couple de stations ZURI-RIVI. (a) Pour une gamme de période de 8 à 30 s et (b) de 4 à 16 s.

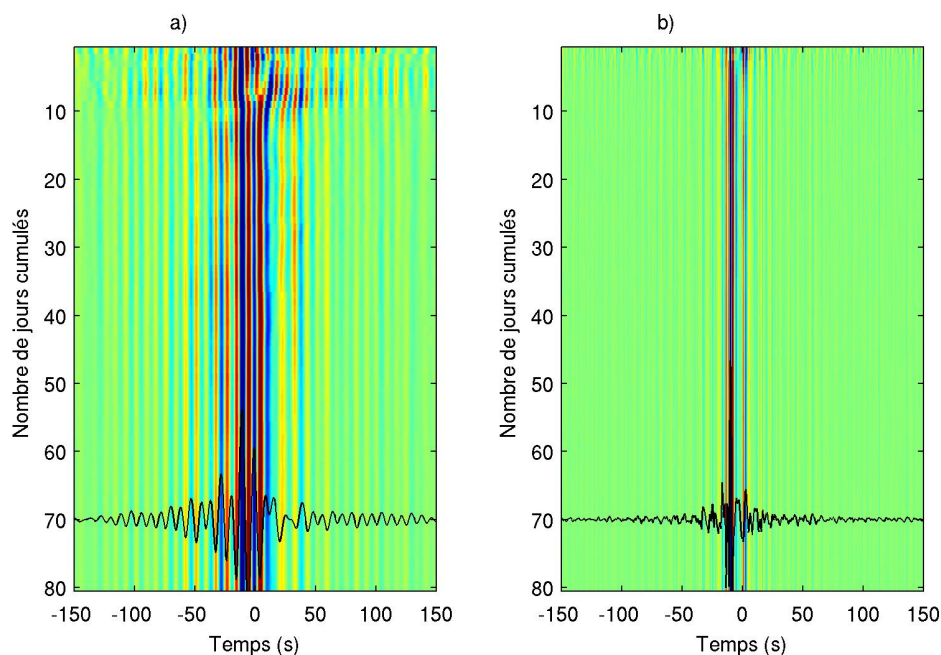


FIGURE 4.6 – Convergence de la corrélation vers un signal stable en fonction du nombre de corrélations journalières moyennées pour le couple de stations ZURI-MAZA. (a) Pour une gamme de période de 8 à 30 s et (b) de 4 à 16 s.

4.2.3 Identification des variations saisonnières sur les ondes directes

Dans un premier temps nous cherchons à identifier les variations saisonnières des sources de bruit sur les mesures de changement de vitesse. Pour cela nous mesurons les variations de vitesse sur les ondes directes avec la méthode des Doublets (voir chapitre 2), car c’est sur ces premières arrivées que la signature des sources de bruit est maximale. Les paires de stations choisies correspondent à des distances inter-stations de moins de 40 km. Sur la figure 4.7, on observe que la mesure de changement de vitesse ne montre pas de variation saisonnière claire et que l’erreur sur la mesure de variation de vitesse (dv/v) est importante.

Un changement de source de bruit affecte différemment la partie positive et négative des corrélations. Par conséquent, l’écart à zéro de la régression linéaire sur les délais des temps de trajet ne passera plus exactement en zéro contrairement à un changement produit pas une variation des vitesses du milieu. Cet écart à zéro présente dans notre cas une périodicité d’un an. Si les fonctions de corrélation avaient parfaitement convergé vers la fonction de Green l’écart à zéro devrait toujours être nul. Cette mesure de l’écart à zéro nous permet d’identifier la signature des sources de bruit et leur périodicité. Par conséquent, toute mesure de variation de vitesse qui présentera un signal périodique similaire à celui identifié ici sera suspectée d’avoir pour origine un changement saisonnier

4.2 Application de la méthode de suivi temporel

des sources de bruit.

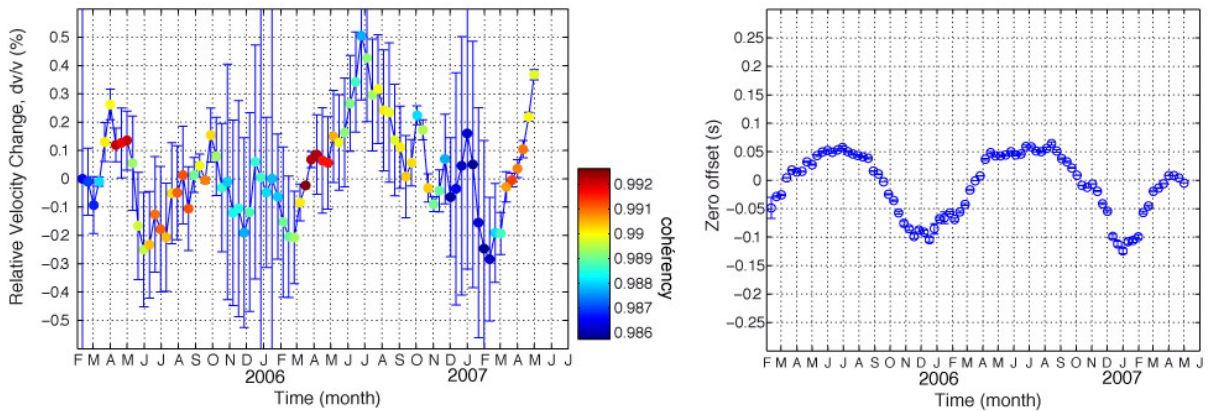


FIGURE 4.7 – (a) Changement de vitesse relatif mesuré sur les ondes directes des intercorrélations. (b) Variation de l'écart à zéro de la régression linéaire sur les délais des temps de trajet des ondes de mai à juin 2006 au cours du séisme lent.

4.2.4 Réduction des variations saisonnières sur la mesure des changements de vitesse

Utilisation de la Coda

Une première stratégie pour s'affranchir des variations des sources de bruit est de mesurer les temps de trajet sur la coda. La coda est composée d'arrivées tardives diffractées dans le milieu par les hétérogénéités de la croûte [Aki and Chouet, 1975]. Par conséquent, les ondes incidentes de la coda sont plus isotropes et tendent à perdre la signature de la source qui les a émises. Idéalement pour des temps longs, le signal deviendrait diffus et isotrope. Le signal périodique d'un an qui a été observé sur les ondes directes disparaît lorsqu'on effectue la mesure des variations des temps de trajet (méthode des Doublets) sur les ondes de la coda, 20 s après l'arrivée des ondes directes (Figure 4.8).

Amélioration de la corrélation de référence

Une autre stratégie pour améliorer la mesure des variations des temps de trajet consiste à réduire les erreurs liées à la définition des corrélations de référence. Dans certaines applications précédentes [Breguier et al., 2008,b; Clarke et al., 2011], les intercorrélations de référence pour chaque trajet inter-stations sont définies comme étant la moyenne de toutes les corrélations calculées sur toute la durée de l'enregistrement du bruit par le réseau sismologique (dans notre cas 28 mois). Cependant, comme nous l'avons vu dans la section précédente, les variations saisonnières des sources de bruit affectent de manière significative l'amplitude et la phase des corrélations calculées pour

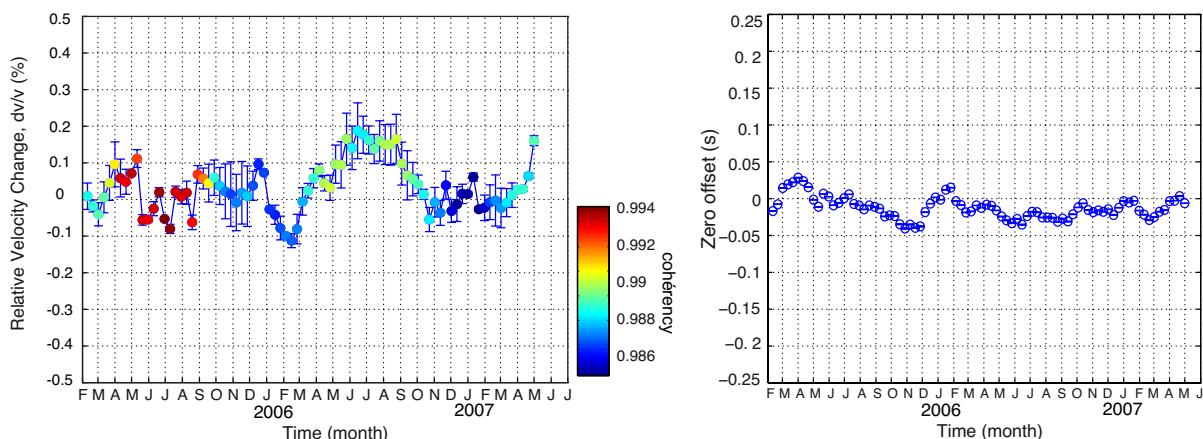


FIGURE 4.8 – (a) Changement de vitesse relatif mesuré sur les ondes de la coda des intercorrélations. (b) Variation de l'écart à zéro de la régression linéaire sur les délais des temps de trajet des ondes de mai à juin 2006 lors du séisme lent.

différentes époques. Suivant les saisons les corrélations diffèrent légèrement en amplitude et en phase. Ainsi, faire la moyenne de toutes les corrélations sur une longue période de temps produit une erreur. L'intercorrélation de référence n'est plus représentative des fonctions de corrélations calculées à des intervalles de temps plus courts et à des saisons différentes.

Dans le but de minimiser l'erreur de la fonction de corrélation référence, on définit dans un premier temps une référence "saisonnière". On moyenne uniquement les corrélations journalières appartenant à une saison donnée et pendant une période de temps où aucun changement de vitesse dans le milieu n'est attendu. Dans notre cas, nous moyennons les corrélations d'avril à septembre 2005. Nous obtenons alors des intercorrélations de référence pour chaque paire de stations qui ne mélange pas les différentes contributions saisonnières. Cette manière de faire permet de réduire l'erreur sur les variations de vitesse relative mesurées pendant l'été 2006, période pendant laquelle le séisme lent a eu lieu (Figure 4.9).

Dans un deuxième temps nous avons mesuré les changements des temps de trajet des ondes d'une corrélation par rapport à la corrélation calculée à la date précédente. Les délais des temps de trajet mesurés de manière relative entre les corrélations sont ensuite cumulés dans le temps. Cela nous permet de nous affranchir d'une intercorrélation de référence globale. Dans la figure 4.9, nous présentons une comparaison des changements de vitesse relatifs entre 8 et 11 s de période, calculés avec une référence saisonnière d'une part et sans référence absolue d'autre part. On observe dans les deux différentes approches que l'erreur sur la mesure de changement de vitesse est faible au cours du séisme lent d'avril à novembre 2006, lorsque le taux de glissement est maximal sous notre réseau sismique. Dans le cas où l'intercorrélation de référence est une moyenne saisonnière définie entre avril et septembre 2005, l'erreur est importante dans les périodes hivernales. Bien que la deuxième approche permette de s'affranchir d'une intercorrélation

4.2 Application de la méthode de suivi temporel

de référence, on utilise la référence saisonnière pour les mesures des variations de vitesse à longue période car les mesures sont plus fiables.

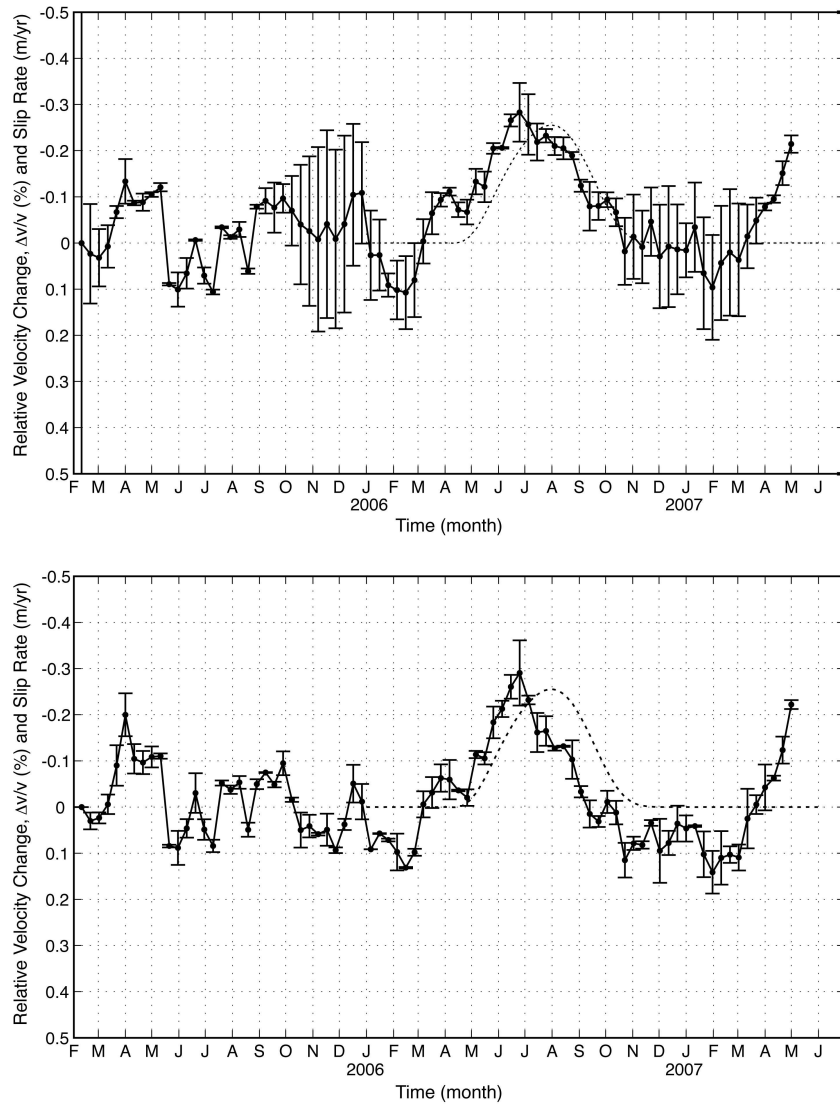


FIGURE 4.9 – Changements de vitesse relatifs calculés à partir de corrélations calculées sur 60 jours, filtrées entre 8 et 11 s et moyennées ensuite pour toutes les paires de stations du réseau sismique. En haut, la corrélation de référence pour chaque paire de stations a été calculée en moyennant les corrélations journalières d’avril à septembre 2005 (référence saisonnière). En bas, on mesure les changements de temps de trajet des ondes d’une corrélation à un temps donné par rapport à la corrélation calculée au temps précédent, puis on cumule tous ces délais relatifs pour obtenir les délais totaux au cours du temps. La ligne pointillée représente le taux de glissement sous le réseau MASE modélisé à partir des données GPS.

Comparaison Stretching - Doublet

Dans le chapitre 2 nous avons décrit deux méthodes classiques qui sont utilisées pour mesurer les variations relatives de vitesse des ondes : la méthode des Doublets et celle du Stretching. Nous comparons ici les mesures effectuées avec ces deux méthodes indépendantes 4.10. La méthode des Doublets introduite par [Poupinet et al., 1984], plus tard décrite comme "Interférométrie de coda sismique", mesure les délais des temps de trajet sur une fenêtre temporelle glissante [Breguier et al., 2008,b; Clarke et al., 2011; Sens-Schönfelder and Wegler, 2006; Chen et al., 2010]. La mesure de délai temporel dans la méthode des doublets repose sur une mesure de différence de phase dans le domaine fréquentiel et par conséquent, elle est indépendante des fluctuations du spectre d'énergie de la corrélation. La méthode de Stretching consiste à étirer le signal de corrélation dans son intégralité jusqu'à ce que le coefficient de corrélation entre ce signal et la référence atteigne un maximum.

Le changement de vitesse des ondes sismiques au cours du temps est calculé sur une bande de période entre 8 et 20 s. Les résultats obtenus avec les deux méthodes sont en accord ce qui confirme la robustesse du changement de vitesse mesuré.

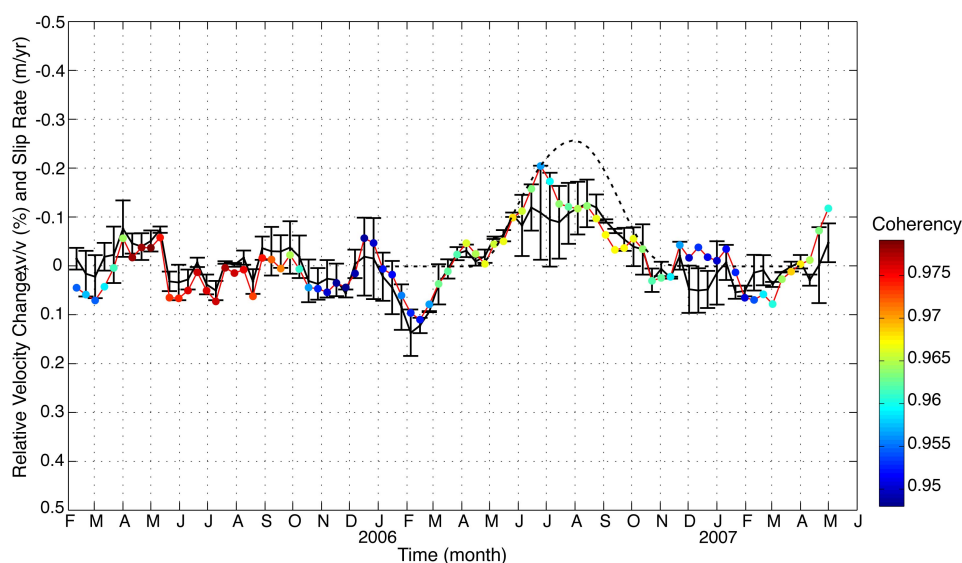


FIGURE 4.10 – Comparaison du changement de vitesse relatif mesuré avec la méthode des Doublets (courbe noire continue) et avec la méthode du Stretching (courbe rouge continue) pour 8-20 s. La cohérence indique la ressemblance des formes d'ondes entre la corrélation étirée et la corrélation de référence. La ligne pointillée représente le taux de glissement sous le réseau MASE modélisé à partir des données GPS.

4.2.5 Précision de la mesure de variation de vitesse

[Weaver et al., 2011] ont établi une expression pour estimer l'erreur induite par un

changement des sources de bruit sur la mesure des variations de vitesse. A partir de deux fonctions de corrélation qui ne diffèrent que par le bruit qui les affectent, les auteurs font une évaluation statistique du décalage temporel relatif dt/t apparent (leur travail est détaillé dans le chapitre 3). Tout décalage temporel non nul sera donc une conséquence du bruit contenu dans les deux signaux et non d'un changement des propriétés du milieu.

L'expression de la fluctuation liée au bruit de la mesure du décalage temporel est donnée par 4.1 :

$$rms(\epsilon) = \frac{\sqrt{1 - X^2}}{2X} \sqrt{\frac{6\sqrt{\pi/2T}}{\omega_c^2(t_2^3 - t_1^3)}} \quad (4.1)$$

avec ϵ la valeur pour laquelle le coefficient de corrélation X entre le signal étiré de ϵ et celui de référence est maximal. T est l'inverse de la bande passante en fréquence, t_1 et t_2 sont les temps de début et fin de la fenêtre temporelle dans la coda et ω_c la pulsation centrale.

Dans le cas de l'étude du séisme lent de Guerrero nous pouvons estimer grâce à cette expression, la précision sur la mesure de variation de vitesse. Pour la même configuration que celle présentée figure 4.10, avec $X = 0.965$, $t_1 = 20s$, $t_2 = 220s$, la fluctuation sur la mesure de décalage temporel relatif est de 6.10^{-4} . La variation dominante observée pendant le séisme lent de 2006 atteint 2.10^{-3} . Elle est donc au dessus de l'estimation de la fluctuation de la mesure.

Clarke et al. [2011] proposent une méthode qui permet d'évaluer la précision de la variation de vitesse mesurée par la technique des Doublets [Poupinet et al., 1984]. Ils ont généré des intercorrélations synthétiques à partir d'intercorrélations qu'ils perturbent à la fois, avec un changement de vitesse (ce qui revient à étirer ou comprimer le signal) et avec un bruit aléatoire. Grâce aux mesures de changements de vitesse obtenues sur ces signaux synthétiques, ils mettent en évidence qu'à partir d'un certain rapport signal sur bruit, la perturbation de vitesse peut être correctement mesurée. Cette valeur seuil du rapport signal sur bruit permet de définir la longueur optimale du signal de bruit nécessaire pour que les intercorrélations calculées permettent une mesure fiable des changements de vitesse des structures.

Dans le cas de données réelles (e.g. Piton de la Fournaise), Clarke et al. [2011] montrent qu'un changement de vitesse de l'ordre 0.1% est correctement mesuré, dès lors que des fenêtres de bruits de quelques dizaines de jours sont considérées et que ces mesures sont moyennées sur plusieurs couples de stations.

4.3 Indications de déformations non linéaires de la croûte pendant un séisme lent

Le travail présenté dans cette section a été publié dans la revue *Geophysical Research Letters* en 2011. Cet article se trouve en Annexe A tel qu'il a été publié.

4.3.1 Résumé

Un changement de vitesse long terme des ondes sismiques associé au séisme lent de magnitude de moment $M_w=7.5$ en 2006 a été observé grâce aux corrélations répétées de bruit sismique ambiant dans la région de Guerrero. Comme les séismes lents (SSE) n'émettent pas d'ondes sismiques contrairement aux séismes standards, le changement de vitesse observé ne peut être associé à la réponse des couches superficielles de la croûte due à un mouvement fort du sol. La perturbation de vitesse observée est maximale pour une gamme de période entre 7 et 17s qui est sensible à la croûte moyenne. L'amplitude du changement de vitesse relatif est de l'ordre de 10^{-3} . Elle est nettement plus importante que la déformation volumique de 10^{-6} estimées aux profondeurs d'intérêts (5 – 20 km). L'évolution temporelle du changement de vitesse montre, par ailleurs, que le changement de vitesse semble dépendre de l'évolution du taux de déformation et non de la déformation. Ces observations suggèrent que durant un séisme lent la déformation de la croûte chevauchante présente un comportement non-linéaire important.

4.3.2 Identifier la variation de vitesse associée au séisme lent de 2006

Les séismes lents (SSE) récemment découverts relâchent une part importante de la déformation accumulée durant le cycle sismique. De ce fait, leur étude est cruciale. Ici nous présentons une analyse de la déformation que les SSE induisent dans la croûte continentale chevauchante dans la région de la lacune sismique de Guerrero. Alors que ces SSE ont un moment sismique important (e.g. $M_w \sim 7.5$ pour le SSE de 2006 [Larson et al., 2007; Radiguet et al., 2011]) ils n'émettent pas d'onde sismique. Peng and Ben-Zion [2006]; Rubinstein and Beroza [2004b]; Sawazaki et al. [2006] ont mis en évidence que les ondes sismiques, par les mouvements forts du sol qu'elles produisent, pouvaient induire des chutes de vitesses des ondes dans les couches superficielles. La formation ou l'expansion de fractures pendant les secousses dans des sols meubles seraient à l'origine des chutes de vitesse. La nature silencieuse des SSE exclue donc toute possibilité d'une variation de vitesse reliée à des changements des propriétés dans la partie la plus superficielle de la croûte. Les SSE agissent en profondeur uniquement par la déformation quasi-statique lente qu'ils produisent. Par conséquent, les variations de vitesse des ondes, et donc la réponse de la Terre aux SSE apportent des éléments pour mieux comprendre les mécanismes de déformations dans la croûte moyenne et profonde.

On utilise les enregistrements continus de bruit sismique de 26 stations large-bande appartenant au réseau MASE (Figure 4.11) pour reconstruire les fonctions de Green [Shapiro and Campillo, 2004] entre les paires de stations à des périodes de temps consécutives.

Les données du système de positionnement global (GPS) dans la région de Guerrero indiquent le début du séisme lent en mai 2006 [Vergnolle et al., 2010]. La station GPS MEZC qui se trouve approximativement au milieu de notre réseau sismique donne une approximation du temps auquel une perturbation des propriétés élastiques du milieu est attendue (Figure 4.12A). La figure 4.12B montre le changement de vitesse moyenné pour tous les trajets inter-stations du profil sismique, à des périodes entre 11 et 15 s. A ces périodes les ondes de Rayleigh qui constituent majoritairement la coda sont sensibles à la croûte moyenne. On observe une diminution rapide de la vitesse sismique qui débute en mai 2006, avec un maximum de -0.2% par rapport à sa valeur initiale observée en juin 2006. Cette perturbation de la vitesse retrouve sa valeur initiale au bout de deux mois.

4.3.3 Extension géographique du changement de vitesse

Ici nous recherchons l'extension géographique de la perturbation de la vitesse sismique. Pour cela nous utilisons des sous-ensembles de 11 stations voisines du nord au sud. Pour chaque groupe de stations on calcule le changement de vitesse moyen au cours du temps. Les résultats présentés dans la figure 4.12C montrent que le changement de vitesse concerne toutes les stations et qu'il a une extension du nord au sud d'au moins 250 km. Cependant la chute de vitesse semble être plus prononcée dans la partie nord du profil loin de la côte.

La nature diffuse des ondes de la coda ne permet pas de déterminer précisément la sensibilité géographique de ces ondes. Par conséquent il est difficile de savoir si l'extension de la variation de vitesse apparente correspond bien à son extension réelle. Cependant, grâce au changement de vitesse local qu'a produit un séisme modéré pendant la période d'acquisition des données de bruit, on peut avoir une estimation de la sensibilité géographique de la méthode. Le séisme d'Atoyac (Mw 5.9) a eu lieu le 14 avril 2007, à quelques kilomètres de la côte Pacifique [Singh et al., 2007] et à une profondeur de 37 km. Le séisme a produit une chute de la vitesse des ondes sismiques observée uniquement dans la partie sud du réseau MASE (Figure 4.12C, D). Cette dernière observation en particulier, montre que les mesures effectuées à partir du bruit sismique permettent de distinguer des changements de vitesse localisés et apporte une information fiable sur l'extension géographique du changement de vitesse associé au SSE de 2006.

Le séisme lent a donc produit un changement mesurable des propriétés élastiques dans la croûte moyenne et dans une zone étendue. Si on compare cette extension à la surface de la subduction qui a rompu lors du séisme lent [Radiguet et al., 2011], on observe que la perturbation de vitesse s'étend beaucoup plus au nord que la zone de rupture (Figure 4.11, 4.12C).

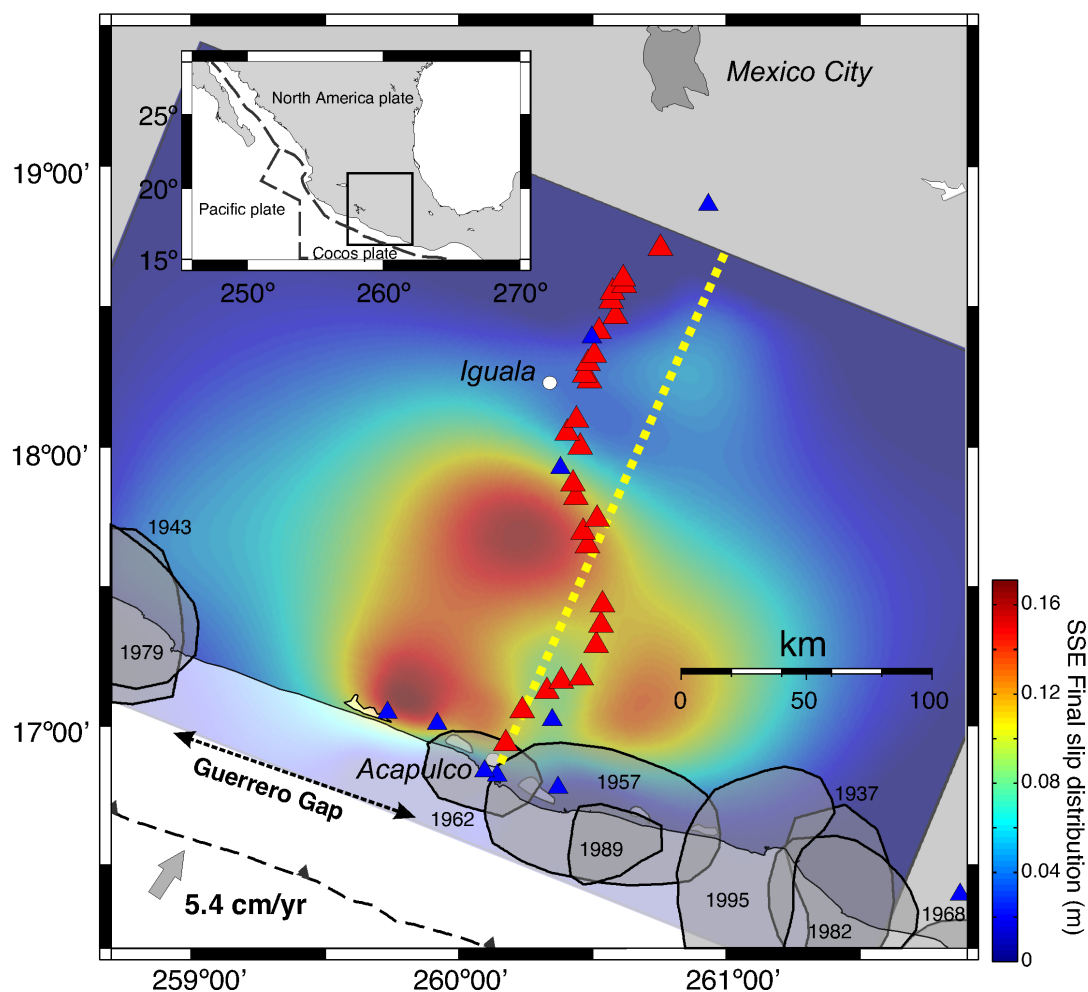


FIGURE 4.11 – Carte de la région de Guerrero et glissement total du séisme lent de 2006 à l’interface de la subduction obtenu par l’inversion des déplacements cumulés des GPS [Radiguet et al., 2011]. Les triangles rouges indiquent les positions des stations sismologiques large-bande (MASE). Les triangles bleus montrent les positions des stations GPS permanentes. Les surfaces grisées indiquent les zones de rupture des grands séismes qui ont eu lieu au siècle précédent. La ligne tiretée noire représente la fosse d’Amérique Centrale. Les flèches grises indiquent le taux de convergence entre les plaques Cocos et Nord Américaine [Demets et al., 1994]. La ligne tiretée jaune montre la position des profils de changement de vitesse et de dilatation présentés dans les figures 4.12B et 4.15.

4.3.4 Extension en profondeur du changement de vitesse

Dans le but de contraindre l’extension en profondeur de la perturbation de vitesse, on mesure le changement de vitesse à différentes bandes de période de 5.0-6.9 s à 20-27 s (Figure 4.15).

Les mesures de changement des temps de trajet des ondes sont réalisées sur la coda

4.3 Indications de déformations non linéaires de la croûte pendant un séisme lent

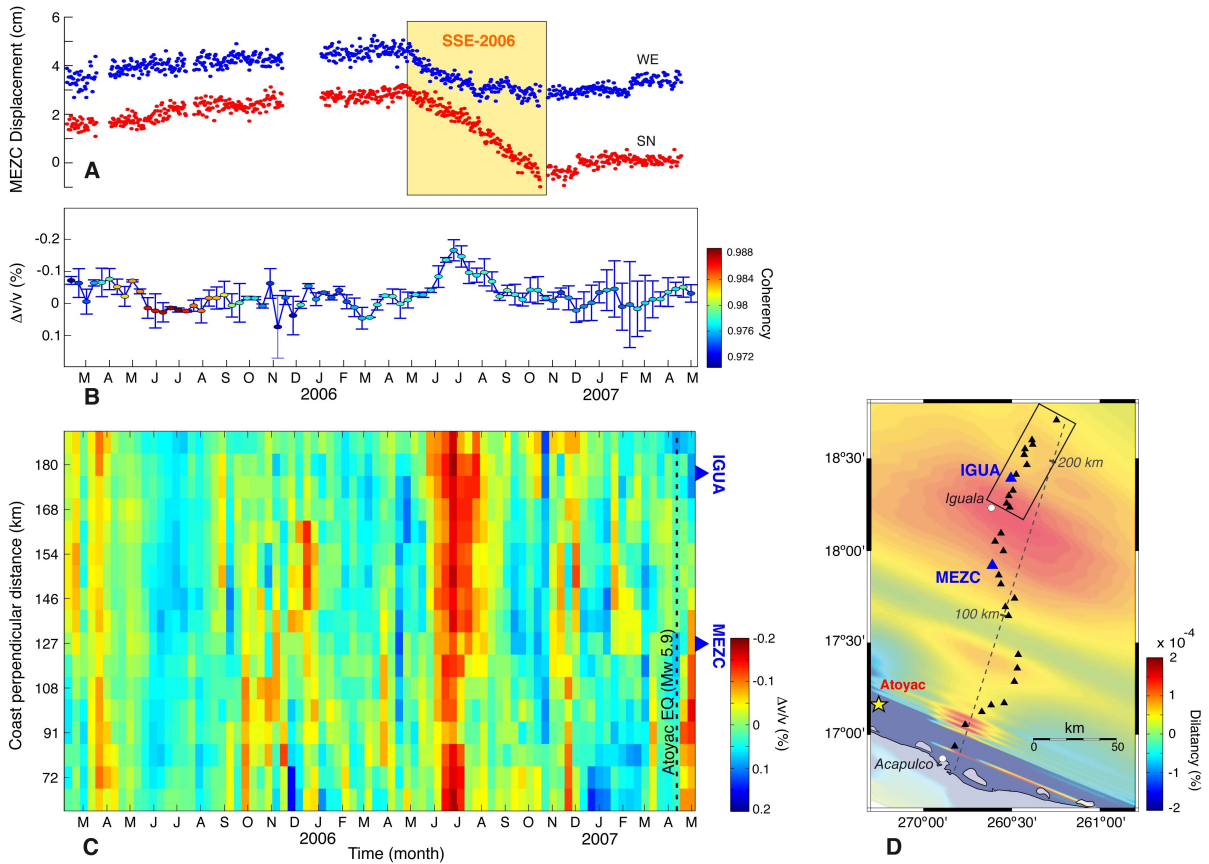


FIGURE 4.12 – Corrélation dans le temps et l’espace entre la perturbation de vitesse des ondes et le SSE. (A) Séries temporelles des déplacements journaliers pour les composantes Ouest-Est (WE) et Sud-Nord (SN) enregistrées à la station GPS MEZC. Le cadre jaune indique la période du SSE de 2006. (B) Changement moyen des vitesses des ondes sismiques moyen mesuré à partir des composantes verticales des corrélations des enregistrements continus des 26 stations MASE pour des périodes entre 11 et 15 s. (C) Changement de vitesse des ondes sismiques pour des périodes entre 11 et 15 s mesuré à partir des enregistrements des sous-groupes de 11 stations allant du nord au sud le long du réseau MASE. Les changements de vitesse sismique sont représentés en fonction de la distance entre le centre du sous-groupe de stations et la côte. (D) Carte du réseau MASE et la dilatation calculée à 15km de profondeur à partir du modèle de glissement du SSE de 2006. Le cadre noir représente le sous-groupe de 11 stations le plus au nord du réseau. Le changement de vitesse calculé à partir de ce premier sous groupe correspond à la première ligne de la figure C. La ligne tiretée grise montre la distance perpendiculaire à la côte en kilomètres.

des corrélations. La coda est constituée principalement d’ondes de surface diffuses comme l’ont montré Hennino et al. [2001]; Margerin et al. [2009]. Nous pouvons supposer que la sensibilité des ondes de la coda est proche de celle des ondes de Rayleigh. Par conséquent,

on s'attend à ce que la sensibilité des ondes de la coda dépende de la période, i.e., à courte période les ondes sont sensibles aux structures superficielles alors que les plus longues périodes sont sensibles aux structures plus profondes.

Nous avons donc calculé dans un premier temps la sensibilité des ondes de Rayleigh aux périodes d'intérêt avec les programmes "Computer Programs in Seismology" [Herrmann, 2002]. Le modèle de vitesse utilisé est celui de Campillo et al. [1996] qui a été calculé pour la région de Guerrero (Figure 4.13). Les sensibilités théoriques obtenues pour les périodes auxquelles on observe des variations de vitesse nous donne une idée de la zone affectée par la perturbation de vitesse. On observe que les ondes de 11 s de période sont principalement sensibles à la croûte moyenne (10 à 20 km) (Figure 4.14) alors que les ondes de Rayleigh de 20 s de période sont sensibles à des changements de vitesse qui ont lieu à une profondeur plus importante, jusqu'au niveau de l'interface de la subduction.

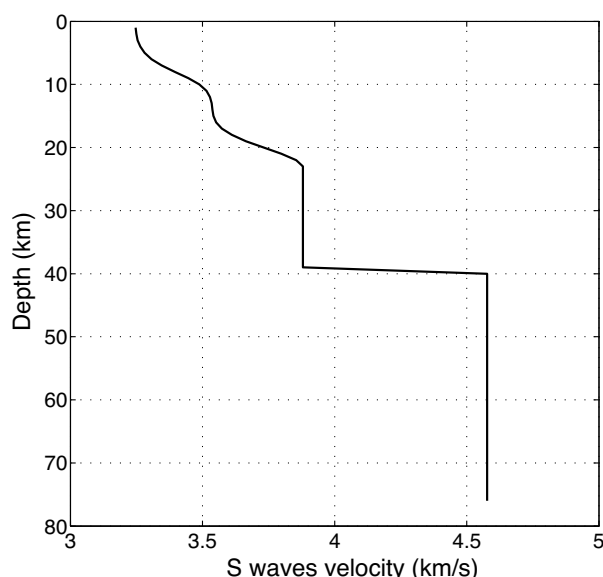


FIGURE 4.13 – Profil de vitesse des ondes S pour la région de Guerrero, modifié de Campillo et al. [1996].

Une question cruciale à laquelle cette étude tente de répondre est celle de l'origine des variations de vitesse observées pour les séismes. Généralement deux hypothèses sont proposées. La première hypothèse est liée à une perturbation superficielle des propriétés du milieu liée au passage des ondes. La seconde hypothèse propose que les variations de vitesse résultent de perturbations profondes liées à la déformation quasi-statique. Pour les séismes tels que Parkfield [Brenguier et al., 2008] et le séisme du Wenchuan [Chen et al., 2010], les variations de vitesse ont été mesurées entre 1 et 10 s, ce qui indique qu'elles ont pu être générées par des perturbations en surface. Contrairement aux changements de vitesse observés pour ces séismes standards, nous ne détectons aucun changement de vitesse mesurable pour des périodes inférieures à 5 s pendant le SSE de 2006 (Figure 4.15).

4.3 Indications de déformations non linéaires de la croûte pendant un séisme lent

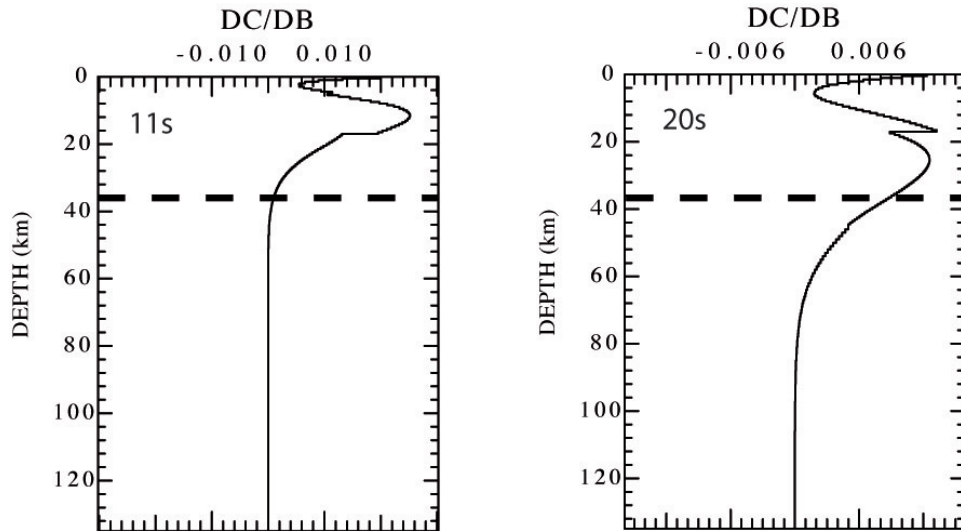


FIGURE 4.14 – Sensibilités des ondes de Rayleigh calculées dans un modèle de vitesse de Guerrero à 11 s (à gauche) et 20 s de période (à droite). Les lignes tiretées représentent l'interface de la subduction.

Une importante perturbation des vitesses des ondes est observée à des périodes entre 7 et 20 s ce qui indique que cette perturbation est causée par des changements des propriétés mécaniques aux profondeurs de la croûte moyenne. Le changement de vitesse diminue à longue période, i.e. pour une pénétration des ondes plus importante. L'augmentation de la pression lithostatique avec la profondeur peut être à l'origine de cette diminution de la sensibilité des ondes à longue période, à une perturbation provoquée par le SSE.

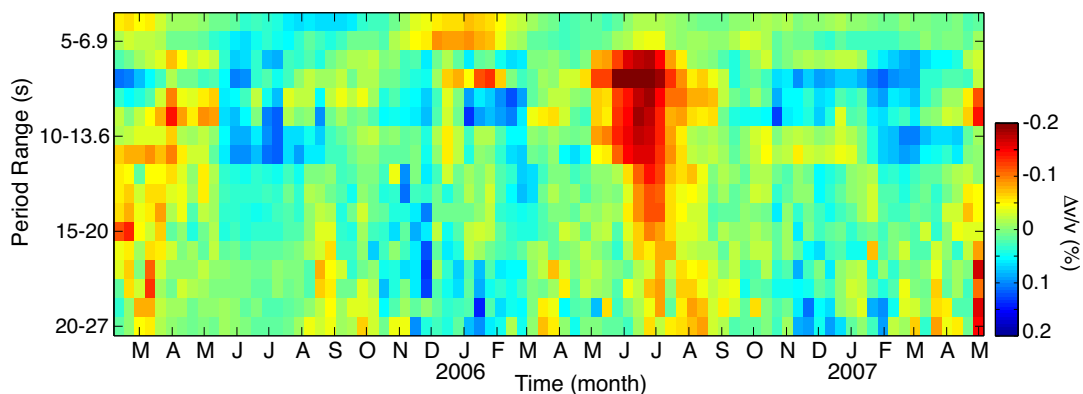


FIGURE 4.15 – Changements de vitesse mesurés au cours du temps à différentes gammes de période ; entre 5-6.9 s et 20-27 s.

Inversion en profondeur de la perturbation de la vitesse de phase

Afin d'avoir une meilleure estimation de la région affectée par la perturbation des propriétés mécaniques du milieu, nous avons inversé en profondeur les variations de vitesse mesurées à différentes périodes. A partir du modèle de vitesse d'ondes S présenté figure 4.13 nous avons calculé la courbe de dispersion via les programmes développés par Herrmann [2002]. Cette courbe de dispersion nous donne pour chaque période une vitesse de phase des ondes de Rayleigh (courbe noire sur la figure 4.16 B). A partir des changements de vitesse lors du SSE mesurés à différentes périodes (figure 4.16 A), nous pouvons modifier la courbe de dispersion pour obtenir une courbe de dispersion qui intègre les changements de vitesse (courbe rouge figure 4.16 B). Par une inversion de cette nouvelle courbe de dispersion nous allons chercher les perturbations du modèle de vitesse initial qui engendrent ces différences de vitesse observées. Comme il s'agit d'un changement de vitesse de faible amplitude, une approche linéarisée est suffisante.

Dans l'inversion on choisit un modèle initial qui est utilisé pour prédire les observations (vitesse de phase dans notre cas) et aussi l'erreur d'ajustement. Pour plus de simplicité, la vitesse des ondes P, α , n'est pas inversée directement. Elle est associée à la vitesse de l'onde S, β , par la relation $\alpha/\beta = cte$. L'atténuation Q du milieu est considérée comme fixe et n'est pas inversée dans notre problème. On peut alors exprimer la différence entre la vitesse de phase observée, c_{obs} , et celle prédite, c_{pred} , par un changement de vitesse d'ondes S, β , du modèle de la vitesse. Cette différence entre la vitesse de phase observée et la vitesse de phase modélisée est donnée par :

$$c_{obs} - c_{pred} = \frac{\partial c}{\partial \beta_1} \Delta \beta_1 + \dots + \frac{\partial c}{\partial \beta_n} \Delta \beta_n \quad (4.2)$$

Ce système peut être exprimé sous la forme matricielle suivante :

$$b = Ax \quad (4.3)$$

Dans l'inversion de ce système on va chercher à minimiser x de sorte que :

$$\|Ax - b\| + \|x\| = MIN \quad (4.4)$$

$$(Ax - b)^T (Ax - b) + \sigma^2 x^T x = MIN \quad (4.5)$$

$$(4.6)$$

avec σ la déviation standard estimée.

En général, l'opérateur A n'est pas une matrice carrée et les approches classiques ne sont pas appropriées à son inversion. L'inversion de ce système est donc réalisée grâce une décomposition en valeurs propres. la matrice A est décomposée en deux matrices :

$$A = U \Lambda V^T \quad (4.7)$$

4.3 Indications de déformations non linéaires de la croûte pendant un séisme lent

où $U(N_b \times N_b)$ et $V(N_x \times N_x)$ sont des matrices orthogonales avec N_b et N_x le nombre d'éléments de b et de x respectivement. Par définition $UU^T = I$ et $V^TV = I$ et $\Lambda(N_b \times N_x)$ est la matrice dont les éléments de la diagonale sont les valeurs propres [Lines and Treitel, 1984]. Cette décomposition permet d'inverser l'opérateur A et d'exprimer x de la manière suivante :

$$x = V(\Lambda^2 + \Sigma^2 I)^{-1} \Lambda U^T b \quad (4.8)$$

La matrice de résolution peut s'écrire comme :

$$R = V(\Lambda^2 + \Sigma^2 I)^{-1} \Lambda^2 V^T \quad (4.9)$$

Dans le cas où $\Sigma = 0$, la matrice de résolution est égale à la matrice identité I .

De plus dans l'inversion proposée par Herrmann [2002], un terme d'amortissement différentiel est utilisé pour minimiser les différences de vitesse entre chaque couche.

La figure 4.17 présente le changement de vitesse produit par le SSE en fonction de la profondeur. Nous avons une assez bonne résolution entre 0 et 15 km ce qui permet de voir que la perturbation de vitesse n'est pas superficielle (Figure 4.17). L'inversion donne le maximum de la perturbation dans la croûte moyenne, cependant la résolution étant limitée, on ne peut pas déterminer de manière fiable à quelle profondeur la perturbation a lieu. Il est à noter que l'incertitude de la vitesse des ondes S est sous-évaluée surtout à de grandes profondeurs. L'erreur des données que nous utilisons ici est celle de la régression linéaire des délais dans la méthode des Doublets, et celle-ci est sous-évaluée par rapport aux erreurs estimées par Weaver et al. [2011]; Clarke et al. [2011].

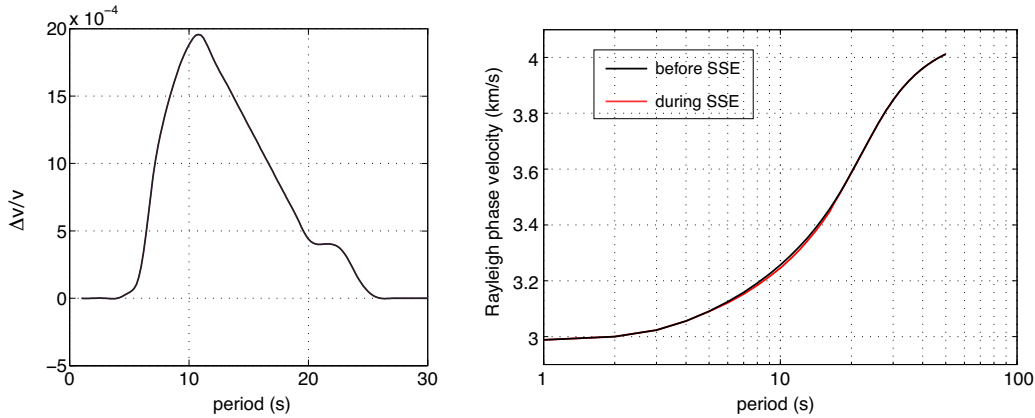


FIGURE 4.16 – A gauche, variation de vitesse des ondes au maximum de la perturbation durant le séisme lent en fonction de période. A droite, courbes de dispersion des ondes de Rayleigh avant la perturbation (en noir) et après la perturbation (en rouge).

Nos résultats montrent que la méthode récemment développée du suivi temporel par imagerie passive à partir du bruit sismique permet de détecter les perturbations des

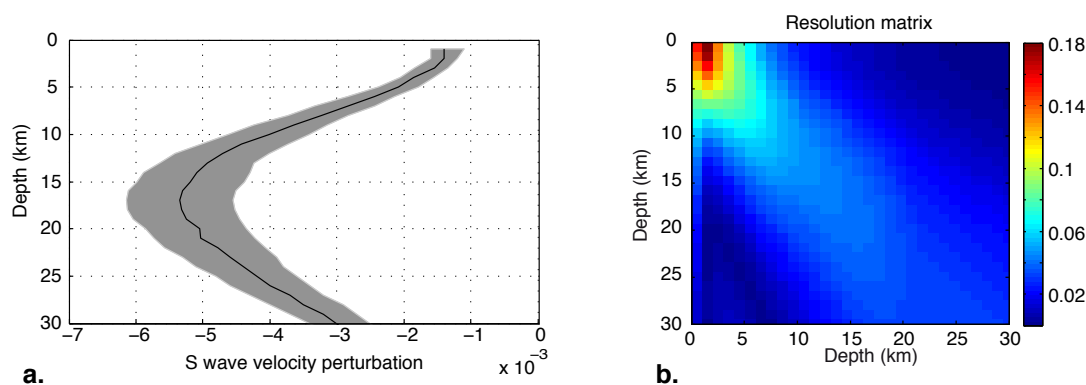


FIGURE 4.17 – (a) La courbe noire représente le changement de vitesse des ondes S pendant le séisme lent de 2006 en fonction de la profondeur obtenue par l’inversion de la courbe de dispersion. La zone grisée indique la fourchette d’incertitude sur l’inversion pour une erreur de 15% sur les données. (b) matrice de résolution de l’inversion en profondeur des vitesses

propriétés élastiques dues à une déformation lente en profondeur. Les bandes de périodes auxquelles on observe les variations de vitesse indiquent que cette perturbation a lieu en profondeur au niveau de la croûte moyenne plutôt qu’à l’interface de la subduction. Par ailleurs l’extension géographique du changement de vitesse suggère que la perturbation s’étend plus au nord que la zone de glissement du SSE à l’interface (Figure 4.12).

4.3.5 Modélisation du champ élastique quasi-statique associé au SSE de 2006

Afin de mieux comprendre l’origine du changement de vitesse observé, nous calculons le champ de déformation élastique associé au SSE de 2006. Nous utilisons un code en différences finies élastique 3D [Olsen et al., 2009] pour calculer les champs élastiques dans un modèle qui a été généré à partir de différentes observations. Le modèle intègre un modèle de vitesse 2D [Iglesias et al., 2010], la géométrie de l’interface de subduction [Pérez-Campos et al., 2008] (Figure 4.18), et la distribution du glissement final du SSE de 2006 [Radiguet et al., 2011] (Figure 4.11).

Nous nous intéressons en particulier à la trace du tenseur de déformation ($\epsilon_{xx} + \epsilon_{yy} + \epsilon_{zz}$) appelée déformation volumétrique ou dilatation car elle affecte à la fois la vitesse des ondes P et S qui constituent les ondes de Rayleigh.

Nos modélisations numériques montrent que le SSE a produit une augmentation de la dilatation qui s’étend dans la croûte moyenne au nord de la zone de glissement bien visible sur une coupe 2D sous le réseau MASE (figure 4.19). A partir d’une vue en carte de la dilatation produite par le SSE à une profondeur de 15 km, on observe que la dilatation est maximale entre les stations GPS MEZC et IGUA (Figure 4.12D).

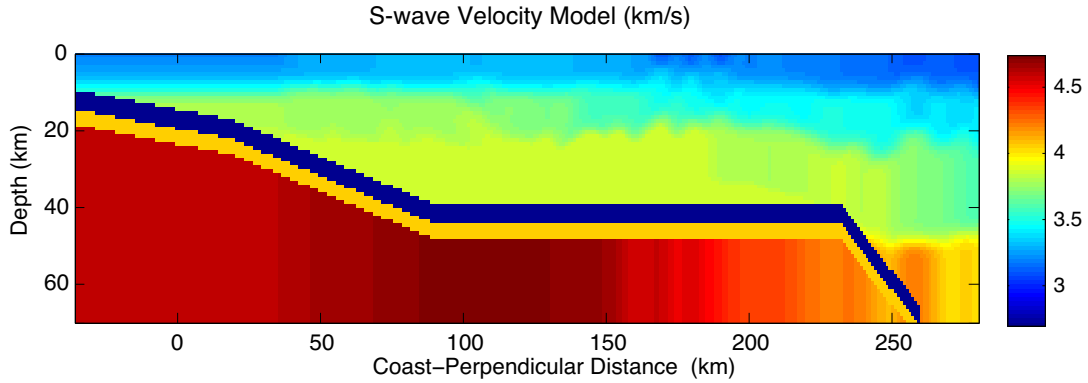


FIGURE 4.18 – Modèle 2D de vitesse des ondes S sous la région de Guerrero

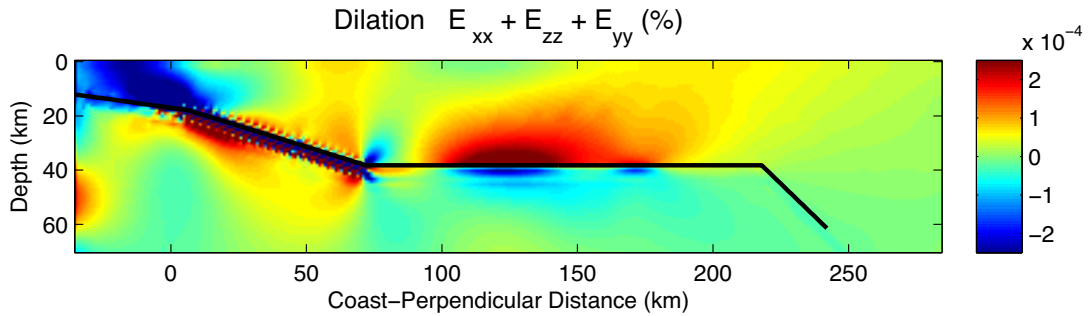


FIGURE 4.19 – Dilatation totale produite par le séisme lent

La dilatation calculée et les changements de vitesse mesurés affectent tous deux la croûte moyenne avec une extension géographique similaire, ce qui suggère que le changement de vitesse des ondes est relié à un changement dans la dilatation du milieu. Le changement relatif maximum de dilatation est cependant de plusieurs ordres de magnitude inférieur au changement de vitesse relatif, i.e. 10^{-6} versus 10^{-3} respectivement. La sensibilité du changement de vitesse des ondes sismiques à une déformation ($dv/(v * d\epsilon)$) est estimée à $\sim 10^3$, ce qui correspond à une sensibilité de la variation de vitesse à un changement de contrainte de $7 * 10^{-3} MPa^{-1}$, en supposant un module de compressibilité de $K = 5 * 10^4 MPa$. Cette sensibilité est du même ordre de grandeur que les sensibilités à la contrainte mesurées lors d'expériences de sismique active dans des régions qui sont affectées par des changements de contraintes transitoires tels que les marées, i.e. entre $5 * 10^3$ et $2 MPa^{-1}$ [Furumoto et al., 2001; Nishimura et al., 2005; Reasenberg and Aki, 1974; Yamamura et al., 2003]. Par ailleurs, le changement de vitesse disparaît en 2 mois après avoir atteint son maximum, ce qui est beaucoup plus rapide que le retour au niveau inter-sismique de la déformation (Figure 4.21 A). Afin d'évaluer la relation dans le temps entre la déformation et le changement de vitesse, nous avons simulé l'évolution quasi-statique des champs de déformation élastique dans la croûte en utilisant le modèle de glissement du SSE [Radiguet et al., 2011]. A partir de l'inversion des séries temporelles

des GPS, Radiguet et al. [2011] ont pu modéliser l'évolution du glissement à l'interface dans le temps (Figure 4.20).

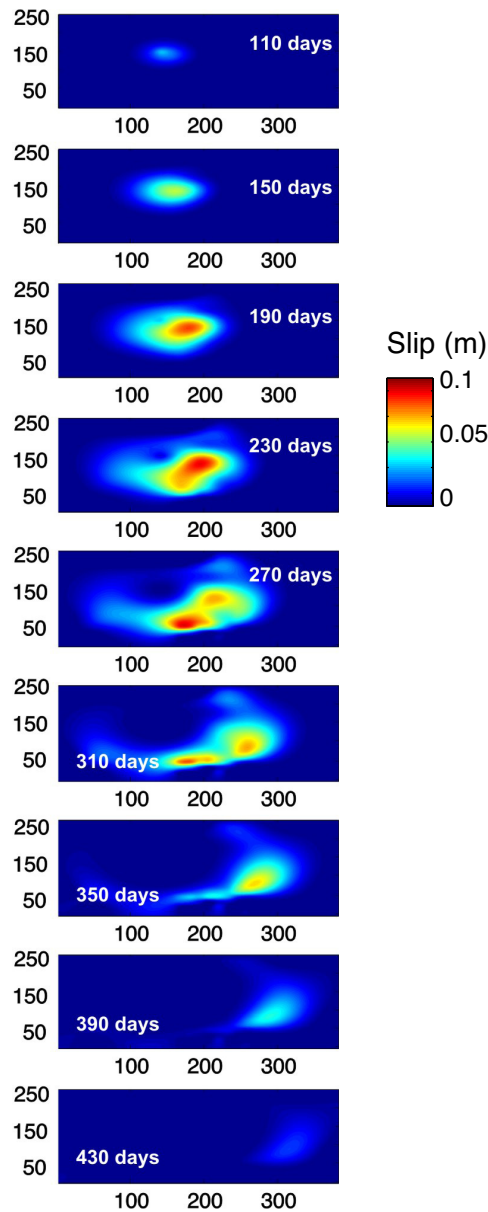


FIGURE 4.20 – Glissement cumulé sur 20 jours à différentes étapes du glissement du SSE de 2006. Chaque date correspond au nombre de jours entre l'initiation de la rupture et le centre de la fenêtre temporelle pour laquelle le glissement est représenté.

Les résultats présentés dans la figure 4.21, montrent que le maximum de la perturbation de vitesse est atteint en juin 2006 pendant la phase d'accélération du glissement et qu'il est corrélé avec le maximum du taux de dilatation.

4.3 Indications de déformations non linéaires de la croûte pendant un séisme lent

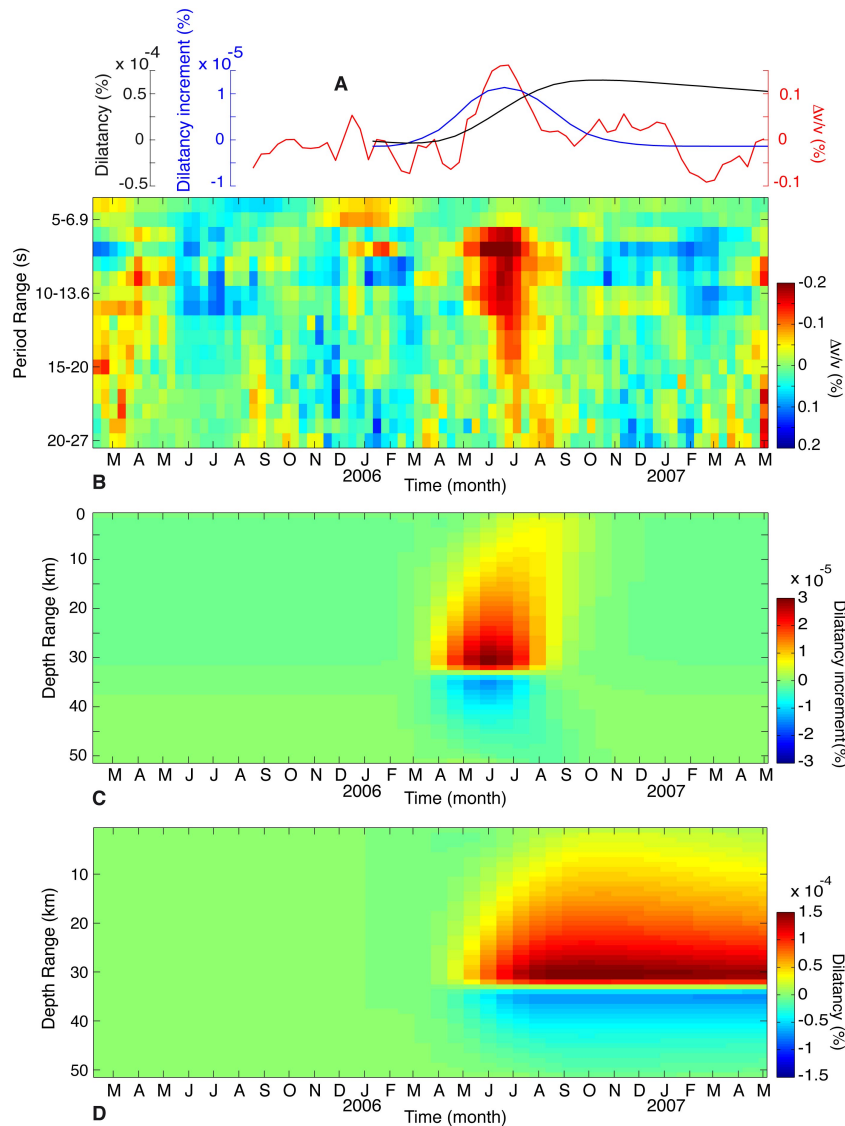


FIGURE 4.21 – Comparaison entre le changement de vitesse observé pour tout le réseau sismique et la dilatation modélisée. (A) Changement de vitesse sismique (courbe rouge) mesuré pour une période entre 10 et 13,6 s. Dilatation (courbe noire) et incrément de dilatation sur 20 jours (courbe bleue) calculés à 15 km de profondeur là où les ondes de surface entre 10 et 13,6 s sont sensibles. (B) Changement de vitesse mesuré à différentes périodes ; entre 5-6.9 s et 20-27 s. (C) Incrément de dilatation sur 20 jours et (D) dilatation totale calculés sous le réseau sismique MASE et moyennés entre 85 et 220 km de la côte. (C) et (D) ont été calculés à partir du modèle de glissement du SSE, en prenant en compte le déplacement inter-SSE qui tend à réduire avec le temps la dilatation produite par le SSE.

4.3.6 Changement de vitesse relié au comportement non linéaire de la croûte

Bien que la rhéologie des roches aux profondeurs de la croûte moyenne et inférieure soit mal contrainte, nos observations peuvent être interprétées dans le cadre d'études théoriques et pratiques récentes. En particulier, la dynamique des réarrangements des fractures et des pores à des longueurs d'ondes inférieures à celles utilisées dans nos mesures pourrait jouer un rôle important dans la réduction des vitesses que nous observons. Ce mécanisme explique notamment la diminution importante du module d'élasticité observée en laboratoire sur des échantillons de roche soumis à un chargement dynamique. Les effets de l'élasticité non linéaire comprennent deux phénomènes. Premièrement, [Ostrovsky and Johnson \[2001\]](#) ont montré que l'application d'une onde élastique sur un solide qui présente un comportement non-linéaire à l'échelle mésoscopique conduit à une chute de la fréquence de résonance de l'échantillon. La fréquence d'un échantillon est directement reliée au module de compressibilité M et à la vitesse de propagation des ondes $\Delta M/M_0 \approx 2\Delta f/f_0 = 2\Delta V/V_0$. Cette réduction des paramètres élastiques est appelée dynamique non linéaire rapide (Figure 4.23b). Ensuite, lorsque l'excitation du matériau cesse, le module d'élasticité et la vitesse des ondes reviennent progressivement à leur valeur initiale entre 10^3 s et 10^4 s suivant une tendance en log du temps $\log(t)$. Ce comportement est appelé dynamique lente non linéaire [[TenCate and Shankland, 1996](#)] (Figure 4.23c). Il a été observé sur divers matériaux comprenant des roches comme des grès, des calcaires [[Johnson et al., 1996](#); [TenCate and Shankland, 1996](#)], de la quartzite et du marbre [[Johnson and Jia, 2005](#)]. Les matériaux qui présentent un comportement non-linéaire ont la particularité de présenter une faible proportion (moins de 1%) de matériel déformable (e.g. les liens entre les grains) par rapport aux constituants plus rigides (les grains) (Figure 4.22). Ce sont ces liens qui sont à l'origine de la dynamique non linéaire lente et rapide [[Johnson and Sutin, 2005](#)].

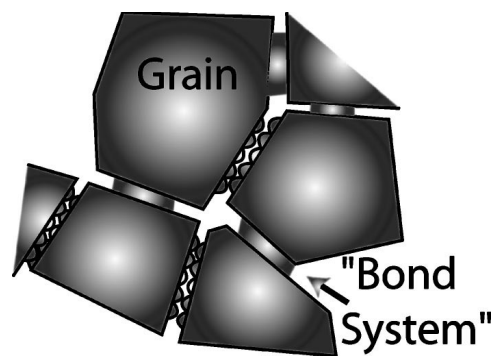


FIGURE 4.22 – Distribution des grains et liens entre les grains, d'après [Johnson and Sutin \[2005\]](#)

Comme pour nos mesures, les effets non linéaires apparaissent à partir d'un niveau de déformation supérieur à 10^{-6} [[Johnson and Sutin, 2005](#); [Johnson and Jia, 2005](#); [TenCate](#)

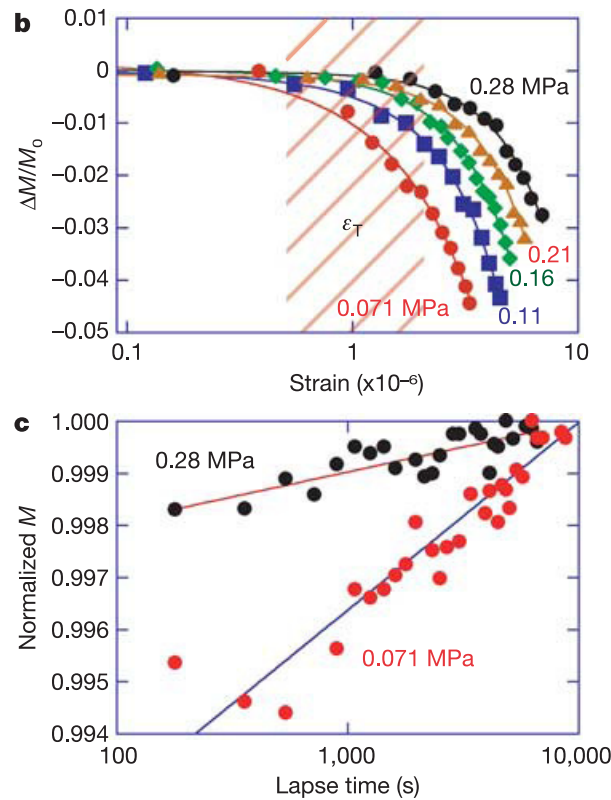


FIGURE 4.23 – Affaiblissement causé par la dynamique non-linéaire du matériau constitué de billes de verres. (b) Changement du module d'élasticité $\Delta M/M_0 = (M - M_0)/M_0$ avec les déformations mesurées à différentes pressions effectives. (c) Retour à la normale du module élastique suivant la dynamique lente non-linéaire à deux pressions effectives différentes. Le module est normalisé par rapport à sa valeur à l'équilibre. D'après [Johnson and Jia \[2005\]](#).

[and Shankland, 1996\]](#) avec une sensibilité de la vitesse à un changement de déformation de l'ordre de 10^2 . Les expériences en laboratoire ont aussi montré que la réduction initiale et rapide du module de cisaillement et la réduction de la vitesse sismique (i.e. dynamique non linéaire rapide) étaient suivies par un retour à la normale progressif et lent. Cependant ce processus est rapide (1000 s) par rapport à la résolution temporelle de notre expérience i.e. 60 jours. Le lien entre cette expérience et nos observations n'est cependant pas direct. La réduction de la vitesse associée au SSE évolue dans le temps de manière similaire au taux de déformation, et la relaxation de la vitesse est plus longue que 60 jours. De plus, la pression de confinement qui a été utilisée dans ces expériences de laboratoire est plusieurs ordres de grandeur plus faible que celle attendue dans la croûte moyenne.

Cependant, les effets de l'élasticité non linéaire que l'on vient de décrire sont fortement accentués par une pression effective faible (Figure 4.23). Ces dernières années, des indications de la présence de fluides hautement pressurisés dans la croûte provenant de la

déshydratation de la plaque Cocos, suggèrent une pression effective faible. Jodicke et al. [2006] ont mesuré la conductivité électrique à partir de mesures magnétotelluriques (Figure 4.24). Les anomalies de conductivité dans le sud de Guerrero seraient reliées à la présence de fluides dans la partie inférieure de la croûte Nord-Américaine. Ces fluides auraient été libérés progressivement par la déshydratation métamorphique de la croûte océanique. A partir de l'observation des phases sismiques SP converties qui échantillonnent la partie supérieure de la plaque subductée dans la région de Guerrero, Song et al. [2009] ont identifié une couche de très faible vitesse (Vitesse des ondes S ≈ 2.0 à 2.7km/s). Kim et al. [2010] ont quant à eux, observé un coefficient de Poisson élevé et un rapport V_p/V_s élevé dans la partie supérieure de la croûte océanique subduite ce qui indiquerait la présence d'eau et de minéraux hydratés ou bien une pression des pores élevée (Figure 4.25).

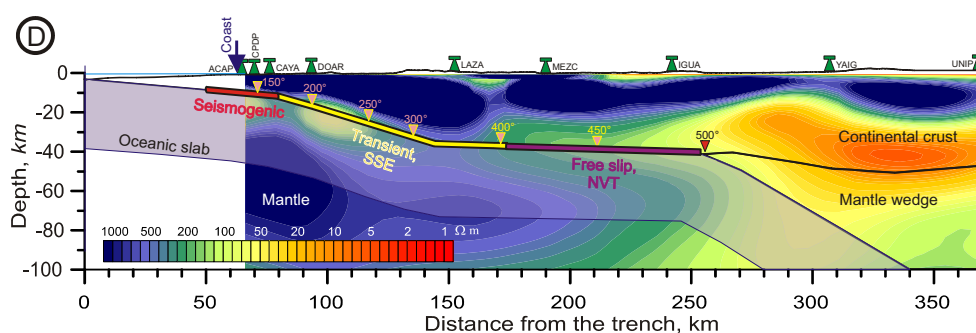


FIGURE 4.24 – Plaque Cocos qui subducte avec la géométrie proposée par Pérez-Campos et al. [2008]. En fond est présentée le modèle de résistivité de Jodicke et al. [2006].

En conclusion, la sensibilité d'un changement de vitesse à la déformation d'une part, et la durée du retour à la normale de la vitesse d'autre part, suggèrent que la théorie de l'élasticité non linéaire est un bon cadre d'étude pour nos observations. Par ailleurs, ce travail montre que la sismologie passive apporte des informations importantes sur les processus de déformation qui ont lieu en profondeur.

4.3 Indications de déformations non linéaires de la croûte pendant un séisme lent

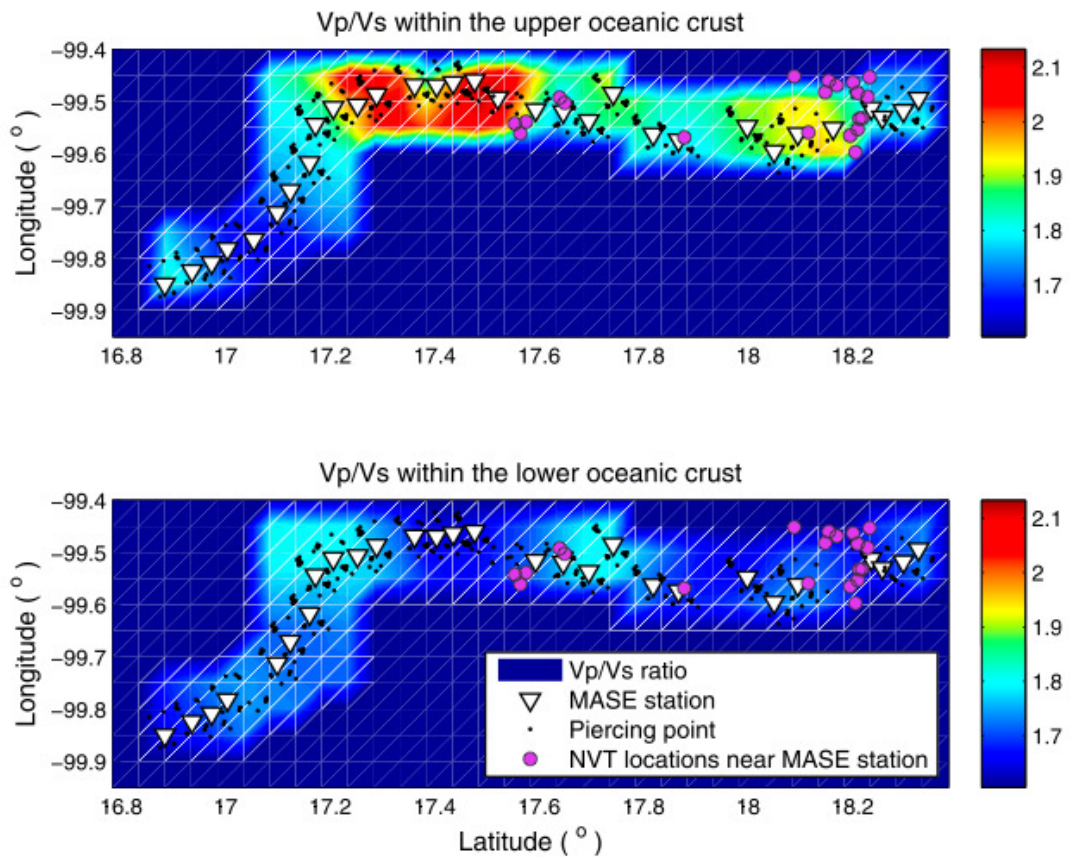


FIGURE 4.25 – Variations du coefficient de Poisson dans la partie supérieure de la croûte océanique (en haut) et dans sa partie inférieure (en bas) mesurées sous le réseau MASE. La partie plate de la subduction commence à 17,2° de latitude. D’après [Kim et al. \[2010\]](#).

Chapitre 5

Suivi temporel du séisme lent de 2009-2010

Ce chapitre concerne l'étude de la perturbation des vitesses des ondes sismiques produite par le séisme lent de 2009-2010. Contrairement aux séismes standards, les séismes lents dans la région de Guerrero ont la particularité d'avoir une période de récurrence assez stable de 4 à 4,5 ans [Cotte et al., 2009]. Ainsi, les trois derniers événements ont eu lieu en 1998, 2002 et 2006. Cette caractéristique a permis de préparer une importante campagne d'instrumentation de la région de Guerrero dans le cadre du projet G-GAP de l'Agence Nationale de la Recherche, dans l'attente du séisme lent de 2010. Ce projet comprend l'installation de stations sismologiques et de GPS.

Grâce à cette campagne d'acquisition, nous disposons de données sismiques continues qui nous permettent d'observer la signature du séisme lent en terme de changement de vitesse des ondes sismiques. Nous pouvons ainsi confirmer les observations faites sur l'évènement de 2006 avec un réseau moins optimal car moins dense et essentiellement composé de sismomètres courte période.

Sommaire

5.1	Le séisme lent de 2009-2010 : un glissement en deux temps	96
5.2	Présentation des données sismologiques	96
5.2.1	Identification des variations saisonnières des sources de bruit	97
5.3	Méthodes	100
5.3.1	Sélection des corrélations en fonction du rapport signal sur bruit	101
5.3.2	Variations de vitesse : comparaison Stretching-Doublet	102
5.4	Résultats	103
5.4.1	Variations de vitesse à différentes périodes	104
5.4.2	Modélisation quasi-statique du séisme lent	107
5.4.3	Inversion en profondeur des variations de vitesse	109
5.5	Discussion	109
5.5.1	Perturbation importante de la vitesse des ondes lors du premier sous-événement de 2009	109

5.5.2	Perturbation de la vitesse des ondes à une plus grande profondeur	111
5.5.3	Manifestations du comportement non linéaire de la croûte . . .	112
5.6	Conclusion	112

5.1 Le séisme lent de 2009-2010 : un glissement en deux temps

Le SSE de 2009-2010 a la particularité d’avoir initié sa rupture plus tôt que prévu, en juillet 2009, soit au moins 6 mois avant la date extrapolée à partir des SSE précédents. Comme le temps de chargement inter-SSE se trouve réduit, les déplacements en surface observés sont moindres. Cependant la durée du glissement est plus longue (14 mois) que pour les SSE précédents qui avaient une durée d’environ 6 mois. Par ailleurs, ce SSE semble avoir une séquence de rupture plus compliquée que les deux séismes lents antérieurs (2002 et 2006). Par une analyse des observations GPS, [Walpersdorf et al. \[2011\]](#) ont mis en évidence que le SSE a eu lieu en deux temps, avec deux portions de failles distinctes qui ont rompu successivement. Le premier évènement avec une initiation du glissement en juillet 2009, a eu lieu au sud-ouest du réseau sismologique (Figure 5.1). Il a affecté les stations GPS qui se trouvaient dans la partie ouest de Guerrero e.g. TCPN, CAYA et COYU représentées en vert sur la carte. Sur la figure 5.2 qui présente les séries temporelles des différentes stations GPS de la région de Guerrero, on observe que le glissement s’est bien initié en juillet 2009 à ces stations. Le second évènement a commencé fin février 2010 et a lieu au sud-est e.g. stations CPDP, DOAR représentées en rouge sur la carte. Les stations GPS situées plus au nord et plus proches du réseau sismologiques, e.g. MEZC et IGUA, quant à elles ont enregistré les deux évènements successifs et présentent une séquence de déplacement complexe.

Cette complexité de la rupture va influencer les variations de vitesse des ondes. On s’attend donc à voir plusieurs phases de perturbation de vitesse contrairement à ce qui a été observé pour le séisme lent de 2006. Le cas du SSE 2009-2010 est donc intéressant dans le sens où il permet d’évaluer la sensibilité de la méthode et sa capacité à imaginer un glissement complexe avec des déplacements induits moins importants (15,0 cm de glissement maximal en 2009-2010 contre 22,5 cm en 2006).

5.2 Présentation des données sismologiques

Les données que nous avons utilisées dans cette étude proviennent à la fois du réseau permanent du Service Sismologique National Mexicain (SSN) avec quatre stations large bande, et du réseau temporaire G-GAP composé de 9 mini-réseaux sismiques déployés depuis 2009. Chaque mini-réseau est composé d’un capteur large bande (CMG40 de Guralp) au centre entouré par 3 ou 6 capteurs courte période pour une ouverture totale d’environ 150 m (Figure 5.4). Au total nous disposons de 59 capteurs dont 8 capteurs

5.2 Présentation des données sismologiques

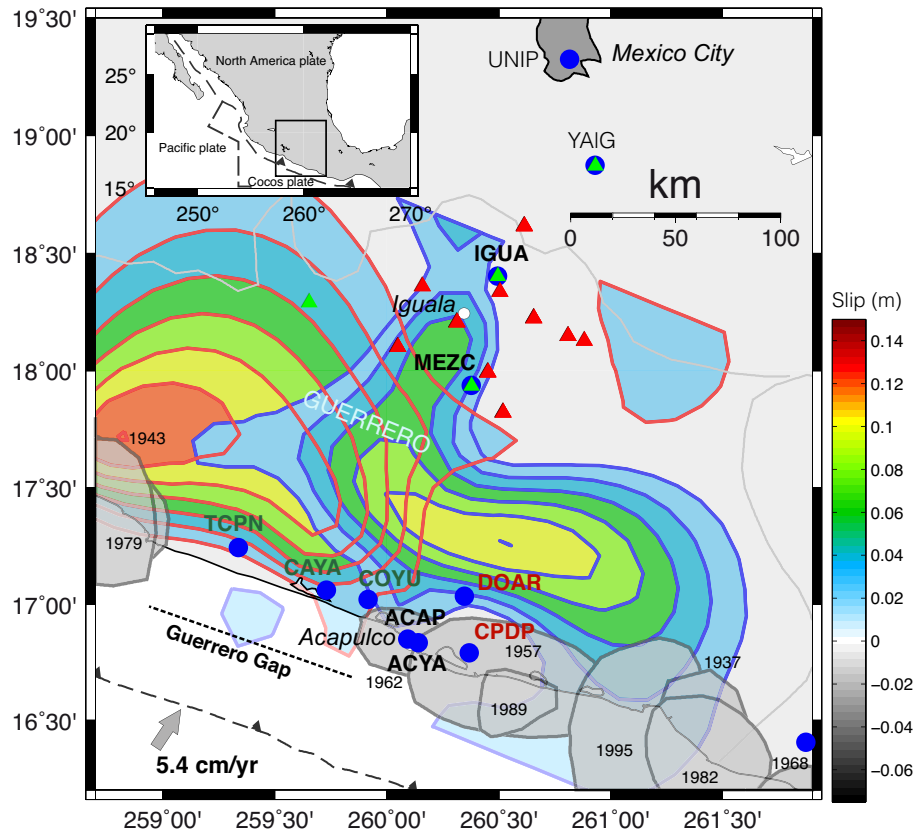


FIGURE 5.1 – Carte de la région de Guerrero. Les triangles verts indiquent les positions des stations sismologiques large-bande (SSN) utilisées dans notre analyse. Les triangles rouges montrent les positions des mini-réseaux sismologiques constitués d'une station large bande et d'au moins 3 stations courte période. Les ronds bleus indiquent les stations GPS, la couleur des noms des stations indique que sur les enregistrements de ces stations on observe le premier sous-événement (nom en vert), le second sous-événement (nom en rouge) ou bien les deux (nom en noir). Les surfaces grisées indiquent les zones de ruptures des grands séismes qui ont eu lieu au cours du siècle précédent. La ligne tiretée noire représente la fosse d'Amérique Centrale. Les flèches grises montrent le taux de convergence entre les plaques Cocos et Nord Américaine [Demets et al., 1994].

large bande. Cependant toutes ces stations ont une période d'enregistrement qui ne recouvre pas toute la durée du SSE.

5.2.1 Identification des variations saisonnières des sources de bruit

La distribution spatiale du réseau sismologique est plus homogène dans l'espace que le réseau MASE, aligné du nord au sud, utilisé précédemment pour l'étude du SSE de 2006.

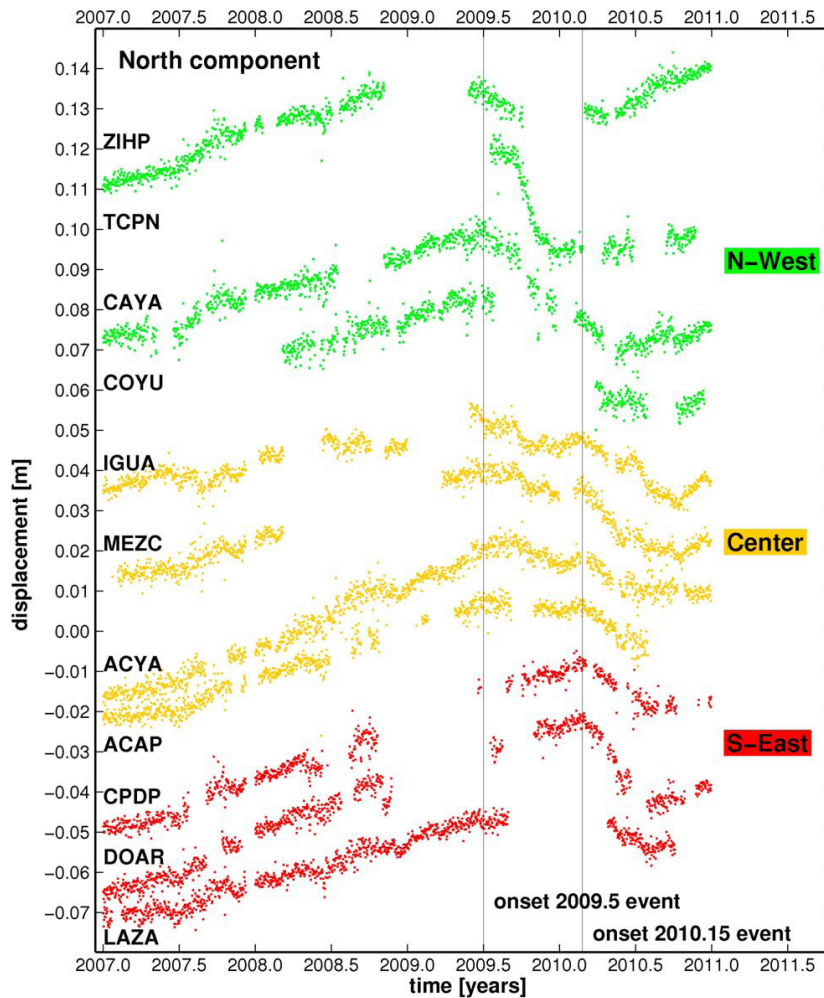


FIGURE 5.2 – Séries temporelles des composantes nord-sud (référence ITRF2008). Les stations qui glissent pendant le premier évènement sont représentées en vert, celles qui glissent pendant le deuxième évènement sont en rouge et les stations qui sont affectées par les deux évènements sont en jaune. D'après Walpersdorf et al. [2011].

Cette disposition des stations permet de faire une analyse de réseau et de déterminer les directions pour lesquelles le flux d'énergie du bruit sismique est maximum. Nous utilisons ici une approche développée par Stehly et al. [2006]. A partir des corrélations des composantes verticales du bruit calculées sur des périodes de 40 jours, nous mesurons l'amplitude de l'onde de Rayleigh pour chaque couple de stations définissant un azimuth donné, sur les temps négatifs et les temps positifs. Ainsi pour une paire de stations A-B nous avons l'amplitude de l'onde qui voyage de A vers B qui correspond à un certain azimuth et une mesure d'amplitude de l'onde qui voyage de B vers A qui correspond à l'azimuth de sens opposé. Afin de prendre en compte l'atténuation de l'onde de Rayleigh avec la distance parcourue, ces amplitudes mesurées sont normalisées par la racine carrée de la distance entre les stations. En combinant toutes les mesures pour tous les trajets

5.2 Présentation des données sismologiques

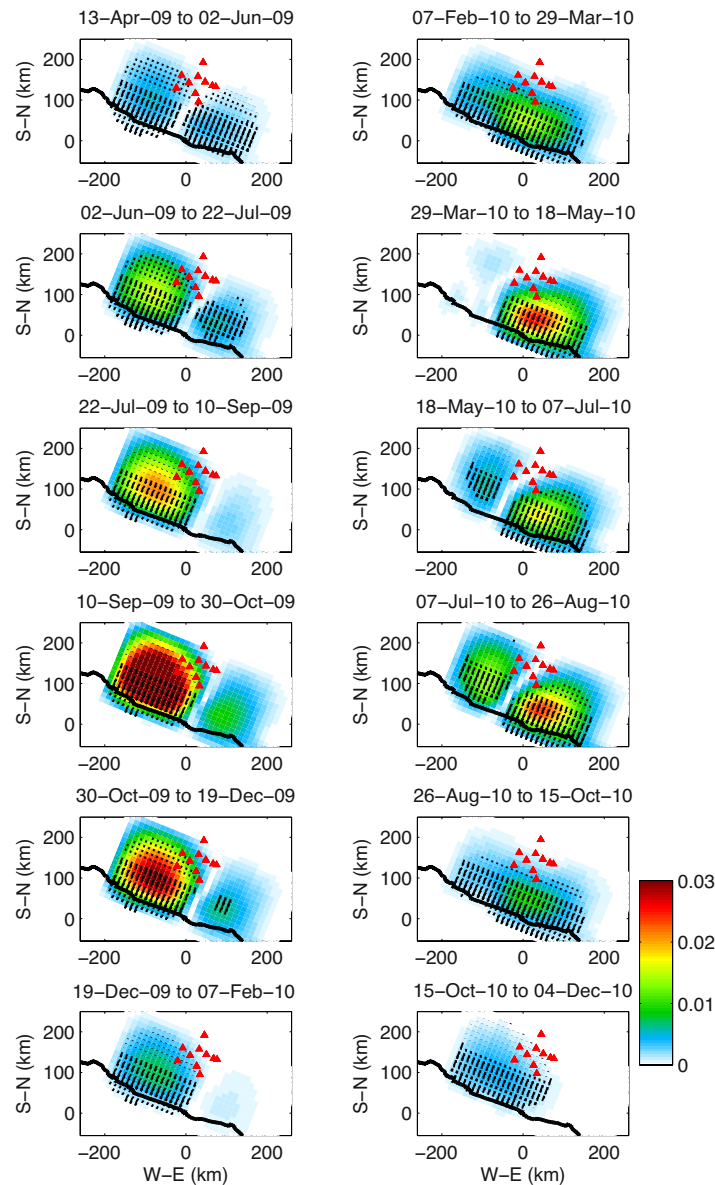


FIGURE 5.3 – Glissement cumulé sur 50 jours au cours du séisme lent de 2009-2010 extrait du modèle de glissement calculé par inversion des séries temporelles des GPS Radiguet [2011].

inter-stations nous obtenons une évolution temporelle dans le temps de la distribution de l'amplitude en fonction de l'azimut (Figure 5.5). Les amplitudes sont aussi normalisées entre 0 et 1.

Dans la gamme de période 4-9 s, c'est-à-dire autour du second pic microsismique situé à 7 s de période, nous observons que le flux d'énergie est maximum pour les azimuts provenant de la côte Pacifique entre 150° et 300° d'azimut. Ce flux reste stationnaire. Par ailleurs, on peut observer un faible flux d'énergie de bruit en hiver pour des sources qui

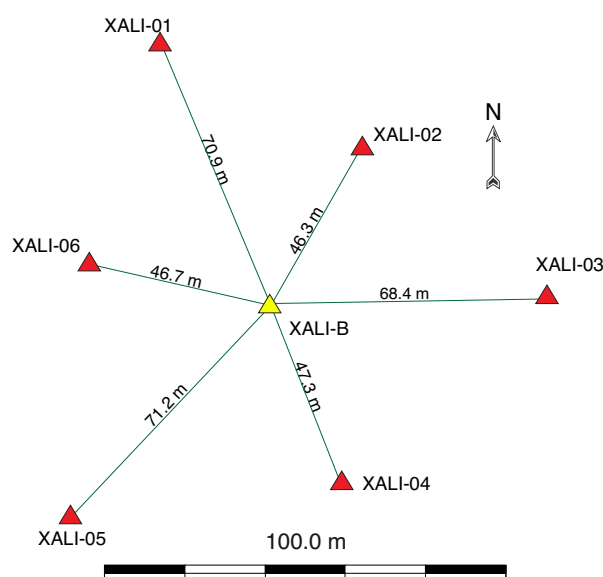


FIGURE 5.4 – Mini réseau XALI, exemple de géométrie d’un mini réseau du réseau G-GAP.

proviendraient du Golfe du Mexique aux alentours de 50° . L’énergie provenant du Golfe du Mexique arrive sur le réseau pour un azimut compris entre environ 0° et 100° . Dans la gamme de période entre 9 et 16s, le flux d’énergie provenant du Pacifique est beaucoup moins dominant. Toutefois, pour les deux gammes de période analysées aucune variation saisonnière claire des sources de bruit n’est observée. Du fait des nombreuses coupures dans les enregistrements des stations sismologiques, il est possible que ces variations saisonnières des sources passent inaperçues dans cette analyse de réseau. Afin de limiter les effets des variations de sources de bruits sur les mesures de variations de vitesse, nous allons mesurer les délais des temps de trajet des ondes sur la coda des corrélations : 5 s après le maximum de l’onde directe et jusqu’à 90 s.

5.3 Méthodes

Nous utilisons dans cette étude la méthode de suivi temporel des vitesses des ondes sismiques à partir des corrélations de bruit sismique, méthode décrite dans la chapitre 2. Notre objectif est de suivre les variations de vitesse associées au séisme lent de 2009-2010. Dans cette section nous décrirons brièvement les particularités et les paramétrages de cette méthode appliquée à notre jeu de données.

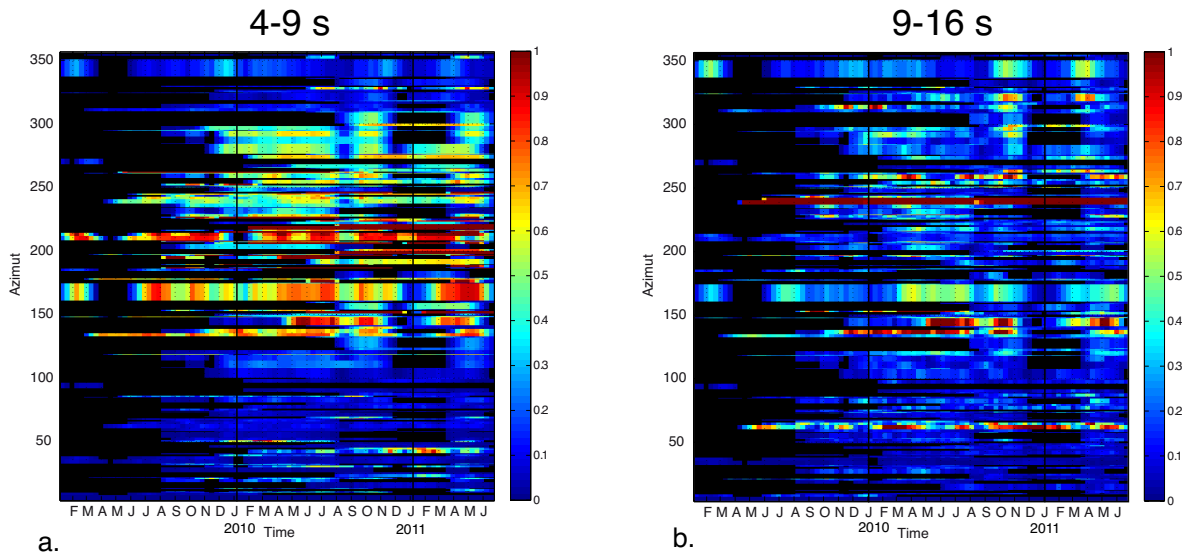


FIGURE 5.5 – Amplitude normalisée du flux d'énergie du bruit en fonction de l'azimut et du temps, pour des gammes de période entre 4-9 s (a) et entre 9-16 s (b). Les périodes d'absence de données sont indiquées en noires. Le bruit dominant en terme d'énergie provient du pacifique (entre 140° et 300°).

5.3.1 Sélection des corrélations en fonction du rapport signal sur bruit

Dans le but de faire une sélection automatique des corrélations journalières, nous avons mis au point une méthode basée sur la mesure du rapport signal sur bruit. A partir d'une corrélation moyenne calculée entre deux stations, sur l'ensemble de la durée de l'acquisition, nous mesurons la position du maximum de l'enveloppe du signal. Cela nous donne une bonne approximation de la position de l'onde de Rayleigh reconstruite pour chaque corrélation journalière. Puis, nous calculons pour chaque corrélation journalière l'amplitude de l'onde de Rayleigh par rapport à l'amplitude moyenne du signal incohérent (bruit) mesuré sur une fenêtre de 50 s entre 190 et 240 s du signal de corrélation. Enfin toute corrélation journalière avec un rapport signal sur bruit inférieur à 1.5 sera éliminée. La figure 5.6 montre un exemple d'application de cette méthode. Pour un couple de stations AMAC3 APAX4, nous appliquons cette sélection sur une série de corrélations journalières présentée dans la figure 5.6 (a). Ces corrélations journalières sélectionnées (Figure 5.6 c) sont par la suite moyennées sur des périodes de 40 jours se chevauchant sur 10 jours pour obtenir des traces stables sur lesquelles nous pouvons réaliser des mesures de variations de temps de trajet des ondes dans le milieu.

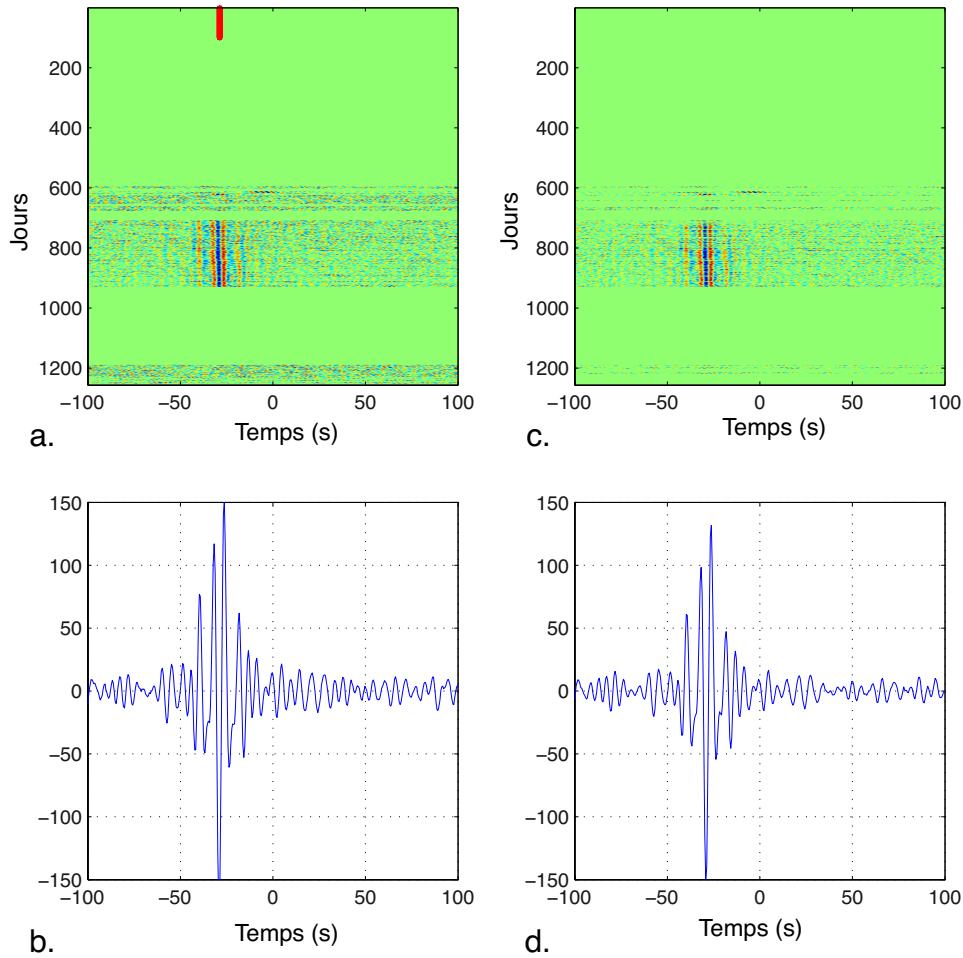


FIGURE 5.6 – Sélection des corrélations journalières présentant un rapport signal sur bruit supérieur à 1,5. (a) Série initiale de corrélations journalières. (b) Corrélation moyenne de toute la série de corrélations présentée en (a). (c) Série de corrélations après sélection des corrélations. (d) Corrélation moyenne de toute la série de corrélations sélectionnées présentée en (c).

5.3.2 Variations de vitesse : comparaison Stretching-Doublet

Le réseau sismologique utilisé dans cette étude présente des limitations importantes. D'une part il est constitué de stations appartenant à deux réseaux distincts dont le nombre de stations varie dans le temps. D'autre part, il est constitué de stations large bande et courte période. Il est par conséquent nécessaire de vérifier de manière indépendante la robustesse des variations de vitesse obtenues. Comme dans le chapitre précédent nous proposons d'utiliser la méthode des Doublets et celle du Stretching pour vérifier nos mesures.

Rappelons que la mesure de délai dans la méthode des doublets repose sur une mesure de différence de phase dans le domaine fréquentiel, et par conséquent, cette mesure est

indépendante des fluctuations du spectre d'énergie de la corrélation. La méthode de Stretching, quant à elle, consiste à étirer le signal de corrélation dans son intégralité jusqu'à ce que le coefficient de corrélation entre ce signal et la référence atteigne un maximum.

Les changements de vitesse des ondes sismiques au cours du temps sont calculés sur des corrélations de 40 jours entre 8 et 20 s de période. Les résultats obtenus avec les deux méthodes sont en bon accord. Cela confirme la robustesse du changement de vitesse mesuré (Figure 5.7 (a)) malgré les variations importantes au cours du temps du nombre de couples de stations utilisées (Figure 5.7 (b)).

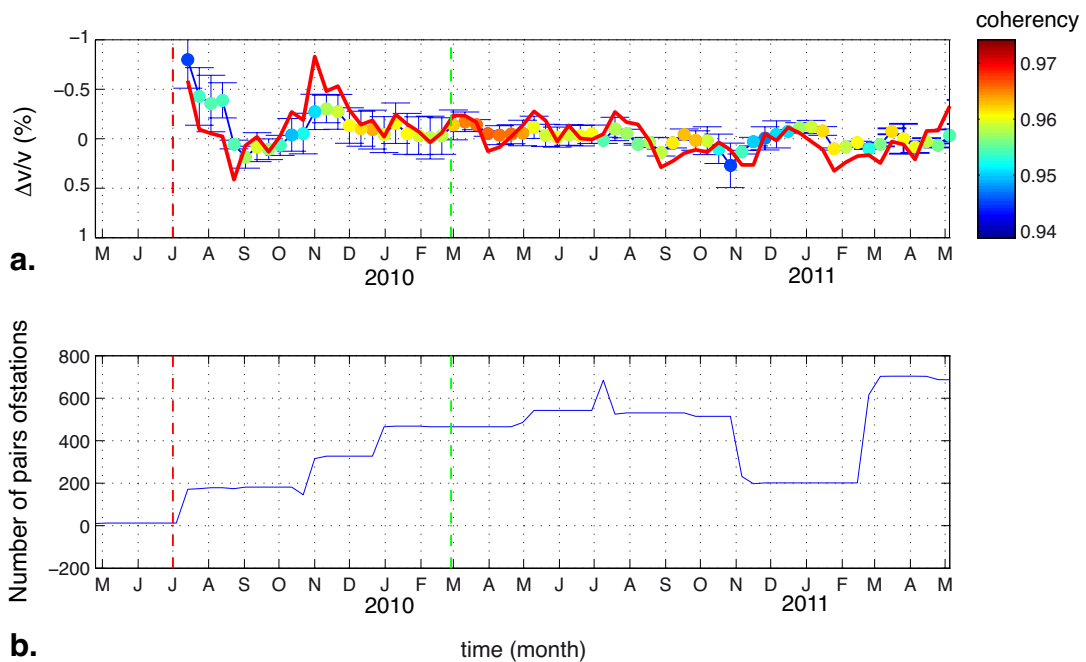


FIGURE 5.7 – (a) Comparaison du changement de vitesse pour une gamme de période entre 8 et 20 s mesuré en utilisant la méthode de Doublets (courbe bleu) et la méthode de Stretching (courbe rouge). La cohérence est représentée pour la méthode des Doublets uniquement. (b) Nombre de couples de stations utilisés pour effectuer la mesure de variations de vitesse en fonction du temps. Les lignes tiretées rouges et vertes représentent respectivement, l'initiation du premier et deuxième sous-événement du séisme lent

5.4 Résultats

Une variation de vitesse des ondes sismiques long terme est observée pendant le séisme lent qui a eu lieu entre 2009 et 2010. Ce séisme lent n'émet aucune onde sismique susceptible de perturber les couches superficielles de la croûte terrestre. De la même manière que le glissement de 2006 (Rivet et al. [2011], chapitre 4), ce séisme lent affecte le milieu

en profondeur par la déformation quasi-statique qu'il induit. Cependant sa séquence de glissement en deux temps, mise en évidence par Walpersdorf et al. [2011], perturbe les propriétés élastiques du milieu et donc les vitesses des ondes sismiques plusieurs fois au cours du temps. Sur la Figure 5.8 (a) qui présente la variation de vitesse pour une gamme de période comprise entre 8 et 20 s, on observe une diminution d'environ -0.7 % de la vitesse entre juillet et septembre 2009. Cette perturbation importante correspond à l'initiation de la première séquence de glissement du séisme lent, i.e. premier sous-événement, tel qu'il est observé par les stations GPS situées à l'ouest du réseau (e.g. CAYA)(Figure 5.8 b). Cependant une variation importante du nombre de stations est observée à cette date, i.e début juillet 2009 (Figure 5.7 b), et on pourrait craindre que cela affecte la mesure de variation de vitesse. Bien qu'aucune autre variation brusque du nombre de couples de stations utilisé ne soit corrélée avec une perturbation de vitesse, il est difficile de conclure sur la nature de cette variation importante. Une autre variation est observée en novembre 2009 pendant le séisme lent. Une dernière variation de vitesse de faible amplitude (-0.2 %) semble être reliée à l'initiation de la deuxième phase de glissement fin février 2010.

Les perturbations de vitesse mesurées sur des signaux filtrés entre 8 et 20 s sont dominées par les variations qui affectent les plus courtes périodes. A plus longue période, pour une gamme comprise entre 15 et 20 s (Figure 5.8 b), on observe une unique diminution de vitesse importante de l'ordre de 0.7 % de septembre à novembre. Grâce à une comparaison entre le taux de glissement du séisme lent présenté figure 5.3 et les variations de vitesse des ondes, on observe que cette diminution de vitesse correspond à la période de plus fort glissement entre septembre et novembre 2009.

Compte tenu de l'ouverture géographique limitée de notre réseau sismologique, nous ne pouvons pas étudier l'extension géographique de cette perturbation de vitesse. Cependant on observe que la variation de vitesse reliée à la rupture du premier sous-événement du SSE qui se situe légèrement à l'ouest, en dessous du réseau, est plus importante que celle associée de la rupture du deuxième sous-événement qui rompt l'interface au sud est du réseau.

5.4.1 Variations de vitesse à différentes périodes

Afin de contraindre l'extension en profondeur de la perturbation de vitesse, on répète la mesure à différentes bandes de période allant de 4-5.5 s à 20-27 s (Figure 5.9 a). Pour les périodes inférieures à 8 s, on observe des variations de vitesse de faibles amplitudes, inférieures à -0.1%. Pour des variations de vitesse calculées entre 8 et 18 s de période centrale, on observe une chute rapide de la vitesse en juillet 2009. Bien que cette variation ait une amplitude importante (-0.7%), la perturbation ne dure pas. Après un retour de la vitesse proche de sa valeur moyenne en août, une perturbation importante et pérenne de la vitesse affecte le milieu entre septembre et novembre. Cette perturbation qui atteint les -0.8 % est particulièrement visible sur les signaux entre 12 et 24 s de période centrale. A plus longue période, au delà de 24 s, il se peut que la perturbation existe. Cependant étant donné que beaucoup de stations utilisées sont de courte période, la mesure de variation

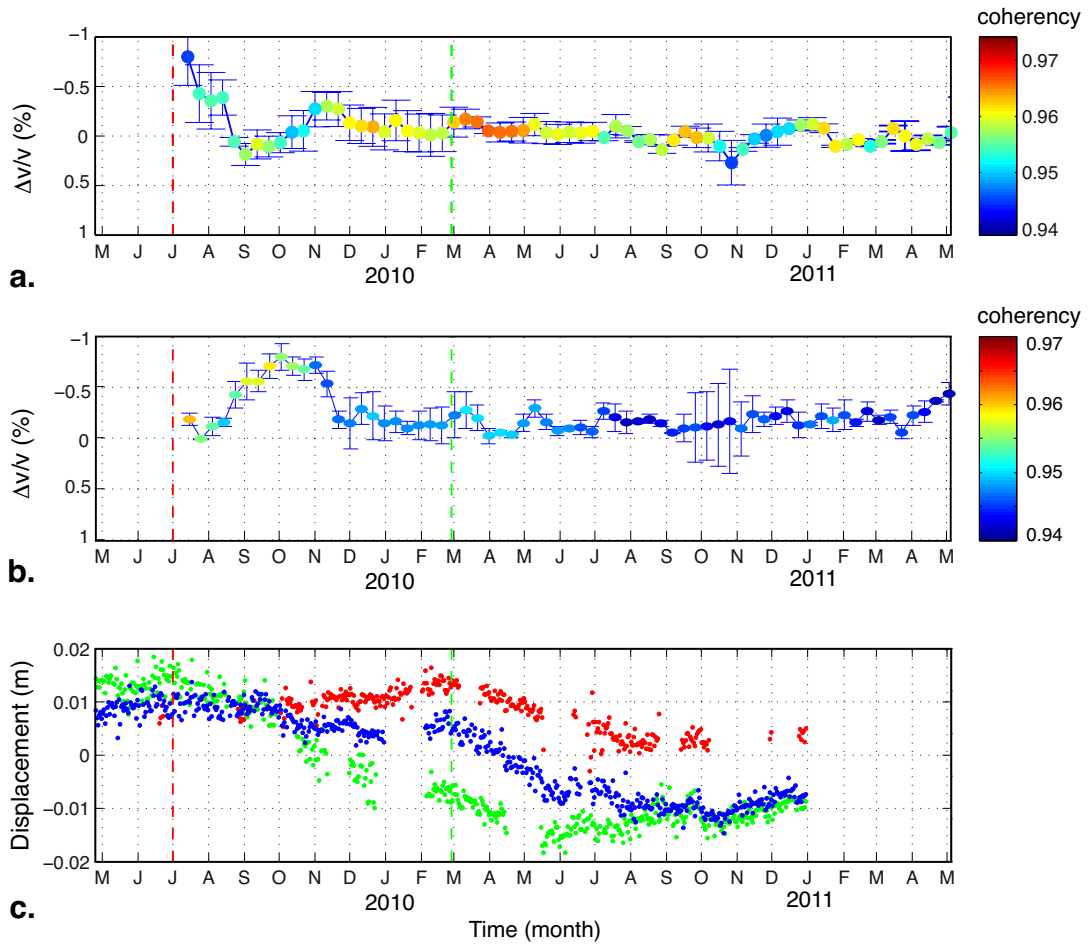


FIGURE 5.8 – Corrélation dans le temps entre la perturbation de vitesse des ondes et le SSE 2009-2010. Changement de vitesse des ondes sismiques mesuré en utilisant la méthode des Doublets à partir des composantes verticales des corrélations entre les paires de stations pour des périodes entre 8 et 20 s (a) et entre 15 et 20 s (b). (c) Séries temporelles des déplacements journaliers pour les composantes sud-nord enregistrées aux stations GPS MEZC, CPDP, CAYA.

de vitesse devient instable. On peut distinguer une dernière variation de vitesse de plus faible amplitude (-0.4%) en mars 2010, stable entre 10 et 24 s de période. Cette variation pourrait correspondre à l'initiation du glissement du deuxième sous-événement.

Afin de vérifier la robustesse de ces mesures nous pouvons regarder l'évolution de l'erreur sur la mesure de variations de vitesse présentée figure 5.9. Aux périodes et aux temps auxquels on observe la perturbation principale de septembre à novembre 2009, l'erreur est stable et varie entre 0.1 et 0.2 %.

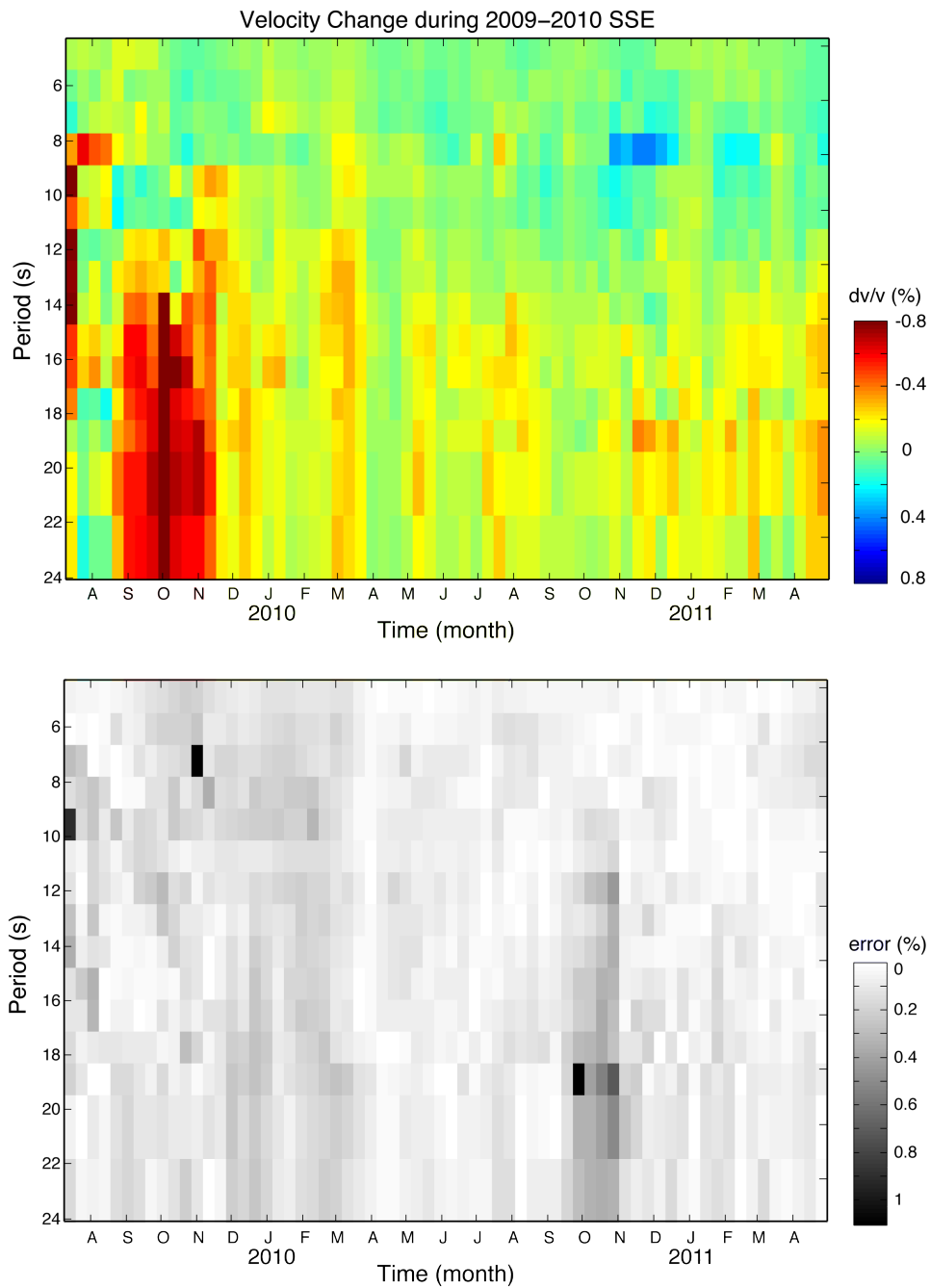


FIGURE 5.9 – (a) Variations de vitesse relative des ondes sismiques (dv/v) en fonction de la période centrale autour de laquelle les corrélations ont été filtrées. (b) Erreurs sur les régressions linéaires calculées pour obtenir la mesure de variation de vitesse dv/v (méthode des Doublets).

5.4.2 Modélisation quasi-statique du séisme lent

La perturbation de vitesse observée à longue période atteint son maximum en octobre et disparaît après environ de 2 mois. Le séisme lent quant à lui, a une durée totale de rupture d'environ 12 mois pour le premier sous-événement et d'environ 6 mois pour le deuxième. Cette relaxation rapide de la vitesse comparée à la durée du glissement soutient l'hypothèse que les variations ne sont pas reliées directement à la déformation élastique induite par le séisme lent.

Afin de mieux cerner l'origine du changement de vitesse observé, nous calculons les champs de déformations élastiques associés au séisme lent de 2009-2010. De la même manière que pour le séisme lent de 2006, nous utilisons un code en différences finies élastique 3D [Olsen et al., 2009] avec un modèle qui intègre un modèle de vitesse 2D [Iglesias et al., 2010], la géométrie de l'interface de subduction [Pérez-Campos et al., 2008] (Figure 4.18), et la séquence du glissement du séisme lent de 2009-2010 [Radiguet, 2011] (Figure 5.3). Nous nous intéressons en particulier à la trace du tenseur de déformation ($\epsilon_{xx} + \epsilon_{yy} + \epsilon_{zz}$) appelée déformation volumétrique ou dilatation car elle affecte à la fois les vitesses des ondes P et S qui constituent les ondes de Rayleigh.

Sur un profil nord-sud qui se situe sous les stations de notre réseau sismique nous calculons la dilatation que nous moyennons le long du profil afin d'obtenir une valeur moyenne pour chaque profondeur. La figure 5.10 (c) présente l'incrément de dilatation moyenné sur une période de 40 jours. Cela équivaut à obtenir un taux de déformation par jour. On observe que le maximum du taux de dilatation a lieu de septembre à novembre 2009, au moment où la perturbation de vitesse est maximale (Figure 5.10 a). De plus la durée caractéristique de la perturbation de vitesse est du même ordre de grandeur que la période à laquelle la vitesse de dilatation reste élevée. A la reprise du glissement fin février 2010 on observe une variation de vitesse ainsi qu'une augmentation du taux de dilatation. Dans ce cas, le taux de dilatation reste élevé et dépasse la durée de la perturbation de vitesse observée en mars 2010. Cependant, le glissement étant de faible amplitude à cet instant de la séquence de glissement, il est possible que le modèle de glissement soit moins fiable.

Le niveau d'énergie du bruit sismique est calculé à la station sismique ARIG pour une bande de période pour laquelle les trémors non volcaniques sont dominants (2-8 Hz) (Figure 5.10 b). Un filtre médian de 10 jours a été appliqué au niveau de bruit afin de ne faire ressortir que les périodes prolongées de forte activité des trémors. Ce traitement [Husker et al., 2010] permet d'identifier les périodes d'activité des trémors au cours de l'enregistrement. On observe de mi-septembre à décembre que le niveau d'activité des trémors est élevé comparé au niveau de base du bruit de fond d'environ 50 décibel. Cette période de forte activité coïncide avec la chute de vitesse produite par le premier sous-événement et le maximum du taux de déformation. Cela suggère que l'activité des trémors en même temps qu'une diminution des vitesses des ondes sismique serait reliée au taux de glissement à l'interface de subduction pendant le séisme lent. Cependant, plusieurs périodes de forte activité de trémors sont observées à d'autres moments sans qu'aucun glissement ou perturbation de vitesse ne soit observé. On peut remarquer toutefois que

ces activités ont des durées caractéristiques de l'ordre de la dizaine de jours, plus courtes que la durée de l'activité élevée des trémors pendant le glissement de mi-Septembre à Décembre.

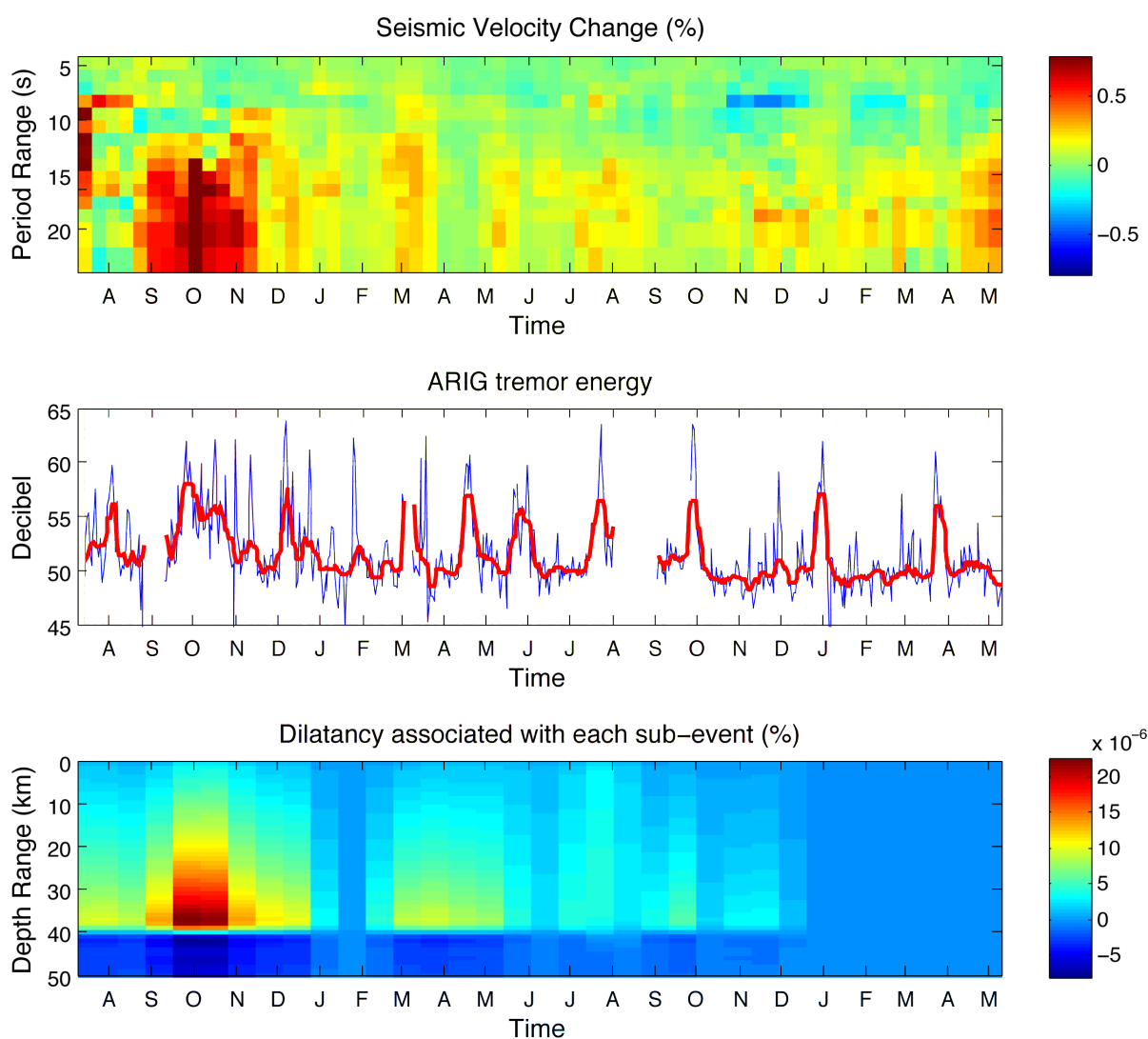


FIGURE 5.10 – (a) Variations de vitesse relative des ondes sismiques (dv/v) en fonction de la période centrale autour de laquelle les corrélations ont été filtrées. (b) Énergie du bruit à la station ARIG dans la gamme de fréquence entre 2 et 8 Hz pour laquelle les trémors non volcaniques sont visibles. Un filtre médian et 4 jours (courbe bleu) et de 20 jours (courbe rouge) a été appliqué à l'énergie du bruit. (c) Taux de dilatation par jour moyenné sur une période de 40 jours, calculé à partir du modèle de glissement du SSE [Radiguet, 2011].

5.4.3 Inversion en profondeur des variations de vitesse

Grâce à une inversion en profondeur des variations de vitesse obtenues à différentes périodes, on peut avoir une meilleure estimation de l'épaisseur de croûte affectée par la perturbation. Pour cela on a utilisé les programmes d'inversion du "Computer Programs in Seismology" [Herrmann, 2002]. L'inversion utilisée ici est la même que celle que nous avons employée dans la section 4.3.4 du chapitre 4. Il s'agit d'une approche linéarisée car les changements de vitesse sont de faibles amplitudes. Toutefois nous réalisons ici plusieurs inversions à tous les temps pour lesquels nous avons une mesure de perturbation de vitesse (Figure 5.11). Afin d'estimer la robustesse de notre inversion, nous estimons d'une part l'incertitude sur la mesure modélisée (Figure 5.11 b) à partir des erreurs calculées sur les variations de vitesses observées (Figure 5.9 b), d'autre part, nous calculons la matrice de résolution du problème inverse (Figure 5.11 c).

Nous disposons d'observations de variations de vitesse jusqu'à une période maximale de 25 s. La matrice de résolution montre que cela n'est pas suffisant pour contraindre l'extension en profondeur de la variation de vitesse. En revanche, la résolution jusqu'à une vingtaine de kilomètres est assez satisfaisante ce qui nous permet de voir que la perturbation de vitesse n'affecte pas les 10 premiers kilomètres de la croûte (Figure 5.11 a).

La figure 5.12 présente la perturbation de vitesse des ondes S en fonction de la profondeur à quatre moments i,f,k,l indiqués figure 5.11 (a).

5.5 Discussion

L'étude des variations de vitesse associées au séisme lent de 2009-2010 montre que la déformation quasi-statique a une influence sur les vitesses de la croûte. En effet, le maximum du taux de dilatation coïncide avec une diminution importante de la vitesse des ondes. Une relation similaire avait déjà été observée pour le séisme lent de 2006. Cependant la séquence de rupture du séisme lent de 2009-2010 est bien plus complexe que pour l'évènement de 2006. Ces nouvelles observations ont permis de tester le lien entre vitesse et taux de déformation et de mettre en évidence des différences entre les deux évènements.

5.5.1 Perturbation importante de la vitesse des ondes lors du premier sous-évènement de 2009

Walpersdorf et al. [2011]; Radiguet [2011] ont montré que le séisme lent avait eu lieu en deux temps. Le premier glissement a rompu à l'ouest du réseau sismologique avec une amplitude une fois et demi plus importante que le deuxième glissement qui s'est initié dix mois plus tard à l'est du réseau (Figure 5.2).

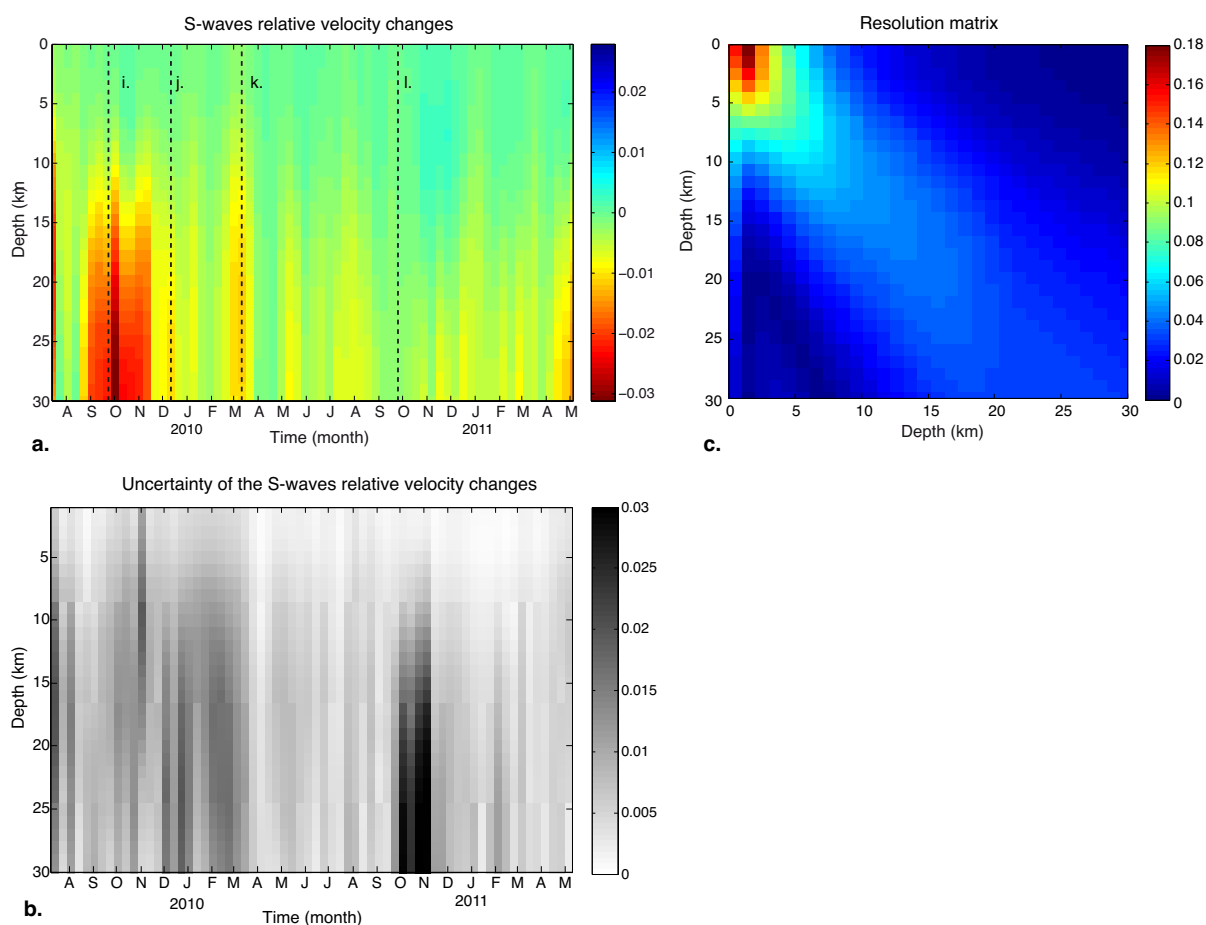


FIGURE 5.11 – Inversion en profondeur des variations de vitesse relative au cours du temps (à gauche). Matrice de résolution de l’inversion en profondeur des vitesses (à droite).

De part le positionnement du réseau sismologique par rapport aux zones de glissements, on s’attend à ce que le réseau soit plus sensible aux perturbations liées au premier évènement plutôt qu’au second. De plus, durant le premier sous-évènement le maximum du taux de glissement est environ deux fois plus important que pour le deuxième glissement. On constate en effet que la variation de vitesse mesurée pendant le premier sous-évènement est beaucoup plus marquée que pour le second. Toutefois on observe une légère diminution de vitesse à partir d’environ 10 s de période centrale à l’initiation du deuxième sous-évènement en mars 2010. La perturbation de vitesse est environ 3 fois plus faible pour le second que pour le premier sous-évènement. De même, le taux de dilatation observé pour le deuxième sous-évènement est lui aussi environ trois fois plus faible que pour le premier sous-évènement. Cette correspondance entre variation de vitesse et taux

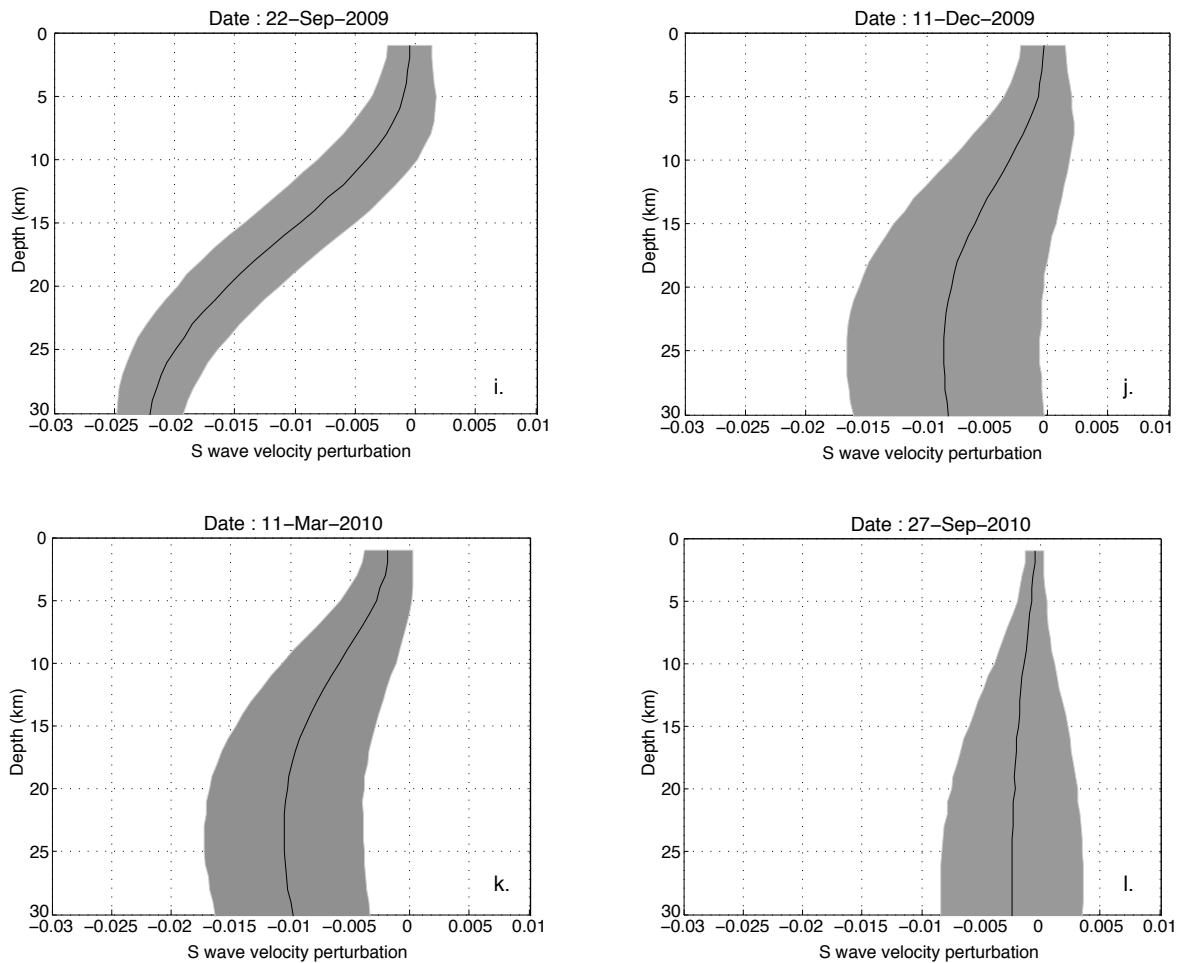


FIGURE 5.12 – Inversion en profondeur des variations de vitesse relative au cours du temps à quatre moments différents indiqués par les lignes i,j,k,l, figure 5.11

de déformation suggère que les variations de vitesses peuvent être utilisées au premier ordre comme proxy du taux de déformation au sein de la croûte.

5.5.2 Perturbation de la vitesse des ondes à une plus grande profondeur

Dans le chapitre 4 nous avons montré que la perturbation de vitesse associée au séisme lent de 2006 était visible sur une gamme de période allant de 8 à 17 s de période centrale. Pour le séisme lent de 2009-2010 la perturbation est visible au delà de 12 s, jusqu'à au moins 24 s. La perturbation semble être plus profonde en 2009-2010 qu'en 2006. Bien que les réseaux sismiques utilisés dans les deux études ne soient pas les mêmes, un changement de sensibilité ne peut être invoqué pour expliquer cette différence de profondeur entre les deux évènements.

5.5.3 Manifestations du comportement non linéaire de la croûte

De la même manière que pour le séisme lent de 2006, les observations de changement de vitesse peuvent être interprétées dans le cadre de l'élasticité non linéaire. Les caractéristiques de ce comportement mécanique sont expliquées avec plus de détails dans le chapitre 4 section 4.3.6. Les effets non linéaires sont généralement observés à partir d'une déformation supérieure à 10^{-6} et ont pour caractéristique de produire une diminution de la vitesse suivie par un retour progressif et lent à sa valeur initiale [Johnson and Sutin, 2005; Johnson and Jia, 2005; TenCate and Shankland, 1996]. L'observation d'un changement de vitesse et de son retour à sa valeur initiale sur environ 2 mois, suggère un comportement non linéaire de la croûte.

D'autre part, Zigone et al. [2012] ont montré que les ondes émises par le séisme de Maule de magnitude 8.8 au Chili le 28 février 2010 ont déclenché une forte activité des trémors et la reprise du séisme lent, ce qu'on a appelé ici le second sous-événement (Article présenté en annexe B). Les ondes de surface dont les amplitudes à longue période sont importantes modulent l'activité de trémors puis favorisent une déstabilisation plus long terme avec une période de forte activité pendant plusieurs jours. Zigone et al. [2012] observent par ailleurs que les trémors sont plus forts lorsque la vitesse de glissement atteint un pic. Ils supposent que l'activité des trémors est proportionnelle au taux de déformation. Cette observation est un argument supplémentaire en faveur de l'hypothèse d'un comportement non linéaire de la croûte.

5.6 Conclusion

Les résultats obtenus dans cette étude sont en bon accord avec ceux obtenus précédemment pour le séisme lent de 2006. Ils indiquent que les variations de vitesse sont reliées au taux de déformation et suggèrent un comportement non linéaire de la croûte qui se manifesterait notamment à travers les changements de vitesse. Par ailleurs, la période de forte activité de trémors non volcaniques pendant le séisme lent a la même durée caractéristique que la perturbation de vitesse. Grâce à l'étude des variations de vitesse produites par le séisme lent de 2009-2010, nous montrons que le changement de vitesse relatif est une mesure robuste qui permet de mettre en évidence l'état de déformation de la croûte. Cela nous encourage à poursuivre des recherches dans d'autres contextes de subduction afin de vérifier que ce comportement n'est pas une caractéristique spécifique de la région de Guerrero au Mexique.

Nous avons vu dans ce chapitre que les trémors non volcaniques pouvaient apporter des informations complémentaires importantes sur le processus de glissement pendant le séisme lent et aussi sur le comportement mécanique de la croûte. Dans le chapitre suivant nous allons étudier plus en détail la relation entre les séismes lents, les trémors non volcaniques, les variations de vitesse et la sismicité.

Chapitre 6

Étude de la relation entre les variations de vitesse, les trémors non volcaniques, les séismes lents et la sismicité

Dans ce chapitre nous allons étudier plus en détail la relation entre les séismes lents et les trémors non volcaniques. Pour cela, nous allons regarder différents observables tels que les variations de vitesses, le niveau d'énergie des trémors et la sismicité. Notre objectif ici est d'identifier les relations de causalité entre ces différents phénomènes pour mieux appréhender le comportement de la subduction dans la région de Guerrero.

Sommaire

6.1	Introduction	114
6.2	Trémors non volcaniques et déformation associée au séisme lent de 2006	115
6.3	Trémors non volcaniques et variations de vitesse de 2009 à 2011	116
6.3.1	Lien entre les variations de vitesse et l'énergie du bruit micro-sismique	118
6.3.2	Lien entre les variations de vitesse et l'énergie des trémors non volcaniques	120
6.4	Trémors et glissements à l'interface de subduction lors du séisme lent de 2006	123
6.5	Rôle des séismes sur les variations de vitesse et les trémors	129
6.5.1	Activité de la sismicité locale	129
6.5.2	Trémors et séismes lents déclenchés par les téléseismes	130
6.6	Discussion	132
6.7	Conclusion	135

6.1 Introduction

Dans la majorité des zones de subduction où des séismes lents ont été détectés, on observe des épisodes de trémors non volcaniques associés. Lorsque ces deux phénomènes sont synchrones, on les appelle trémors et glissements épisodiques, en anglais "episodic tremors and slip" (ETS). De plus, les trémors ont souvent lieu approximativement aux mêmes endroits que les séismes lents. Aux Cascades, par exemple, ils sont détectés au centre de la surface de glissement du séisme lent, dans une zone délimitée par les isoprofondeurs entre 30 et 40 km de l'interface de subduction [Gomberg et al., 2010]. Des observations similaires ont été faites à Nankai (Japon) [Beroza and Ide, 2011] et en Alaska [Peterson and Christensen, 2009] où les séismes lents et les trémors ont lieu ensemble aux mêmes endroits. De ce fait, la subduction de Guerrero présente une particularité intéressante. Dans cette région et contrairement aux zones de subduction de Nankai, des Cascades et de l'Alaska, les trémors n'ont pas lieu aux mêmes endroits que les séismes lents. Payero et al. [2008]; Kostoglodov et al. [2010]; Song et al. [2009] ont détecté des trémors dans une région au nord de que la zone qui glisse pendant le séisme lent de 2006 (Figure 6.1).

Par conséquent, il est difficile d'expliquer les observations obtenues à Guerrero par des modèles mécaniques qui décrivent les trémors comme étant le résultat d'instabilités frictionnelles à l'interface de la zone de subduction pendant le séisme lent. L'un des modèles le plus souvent repris dans la littérature présente les trémors comme étant des aspérités de la surface de glissement qui rompraient brusquement comme des instabilités dynamiques, et émettraient des ondes sismiques lors des séismes lents [Obara and Hirose, 2006; Shelly et al., 2006, 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]. Dans le cas de Guerrero, les observations remettent en question le modèle proposé et il faut chercher un mécanisme plus complexe pour expliquer la localisation géographique de ces trémors et la diversité des comportements des différentes zones de subduction.

Grâce aux campagnes d'instrumentation qui ont été menées ces dernières années dans la région de Guerrero, nous bénéficions d'un vaste ensemble d'observations obtenues pour les périodes recouvrant les séismes lents de 2006 et de 2009-2010. Nous disposons d'observations de trémors non volcaniques, de mesures de variations de vitesses des ondes sismiques, de catalogue de sismicité, de modèles de glissement développés par Radiguet [2011] et de modèles de déformation élastique associée aux séismes lents. Dans ce chapitre nous faisons une synthèse de ces différentes observations dans le but d'obtenir une meilleure vision du comportement mécanique de la zone de subduction dans la région de Guerrero.

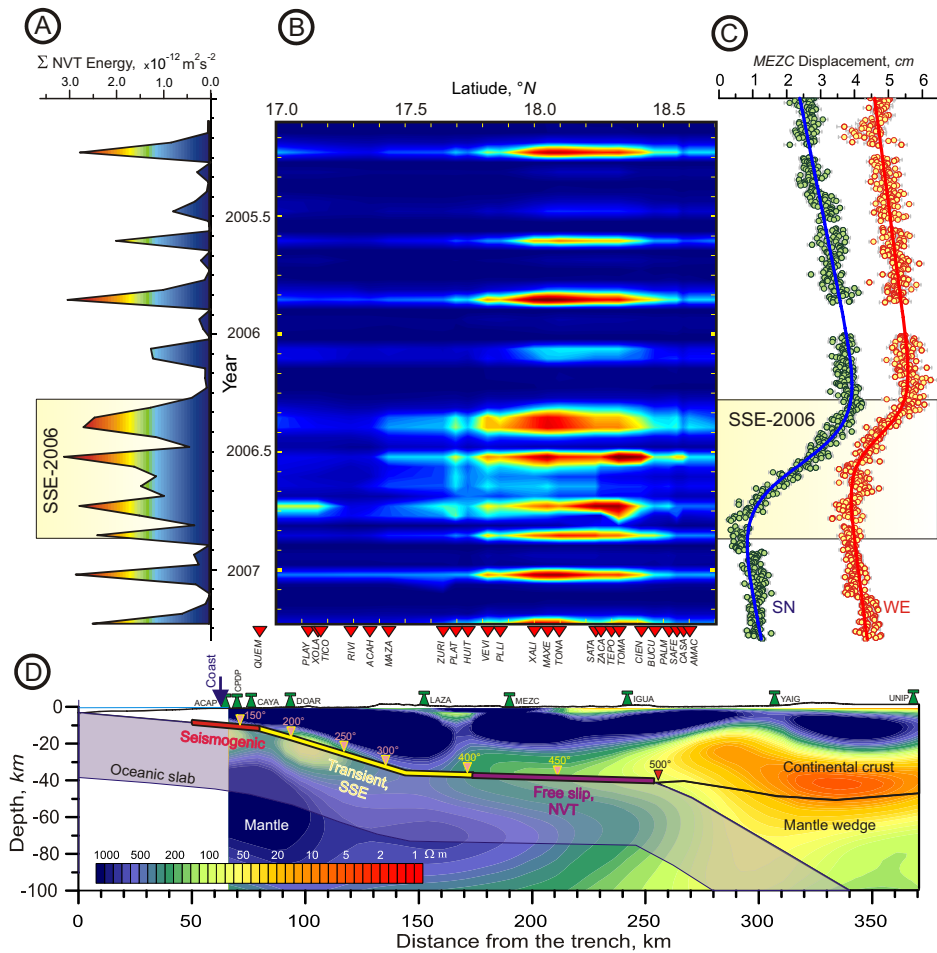


FIGURE 6.1 – (A) Distribution dans le temps de l’énergie des trémors entre 1 et 2Hz enregistré pendant la campagne MASE. (B) Distribution dans le temps et l’espace de l’énergie des trémors le long du profil MASE. (C) Séries temporelles des déplacements de la station GPS MEZC. (D) Coupe sous la région de Guerrero du modèle de résistivité. D’après Kostoglodov et al. [2010].

6.2 Trémors non volcaniques et déformation associée au séisme lent de 2006

Nous avons vu dans l’introduction que Kostoglodov et al. [2010] observent une augmentation de l’activité des trémors pendant le séisme lent, ce qui suggère un lien entre le glissement asismique à l’interface de la subduction et l’activité des trémors. Cependant, l’énergie des trémors est maximale dans une zone située plus au nord que la surface de glissement produite par le séisme lent de 2006. Cette décorrélation spatiale entre le séisme lent et les trémors suggère que les trémors ne sont pas tous générés dans la zone où la déformation cisailante est maximale.

Afin de mieux cerner le lien entre les séismes lents et les trémors, nous avons d'abord modélisé les champs de déformation élastique produits par le glissement de l'interface de subduction, lors du séisme lent de 2006. N'ayant aucune observation directe du glissement à l'interface, nous avons utilisé un modèle obtenu par inversion des déplacements de surface durant le séisme lent de 2006 et mesurés par les GPS [Radiguet et al., 2011]. De manière similaire aux modélisations présentées dans les deux chapitres précédents, nous utilisons un code en différences finies élastique 3D [Olsen et al., 2009] pour calculer les champs élastiques. Notre modèle intègre à la fois un modèle de vitesse 2D [Iglesias et al., 2010] et la géométrie de l'interface de subduction [Pérez-Campos et al., 2008]. D'autre part, nous utilisons l'énergie des trémors calculée sur une fenêtre coulissante d'une semaine pour chaque station sismique après une correction de l'effet de site dans une bande de fréquence de 1-2 Hz [Kostoglodov et al., 2010].

La figure 6.2 présente la distribution de l'énergie des trémors le long du profil sismique MASE et les champs élastiques modélisés sur la même coupe perpendiculaire à la côte sous le profil sismique. On observe que les trémors non volcaniques ne sont pas corrélés spatialement avec la partie de la subduction qui est affectée par les plus fortes déformations cisailantes (figure 6.2 (c)). En revanche, il existe une bonne correspondance entre la région où on localise les trémors et le maximum de dilatation produit dans le milieu. Cette comparaison suggère que les trémors ne sont pas générés à l'interface de la subduction là où les déformations cisailantes sont maximales, mais plutôt au sein de la plaque chevauchante affectée par une augmentation de la dilatation supérieure à 10^6 .

Entre 2005 et 2007, on observe d'autres périodes de forte activité de trémors qui ne sont pas associées au séisme lent de 2006. L'explication la plus raisonnable pour ces fortes activités de trémors et qu'elles seraient produites par de petits glissements lents qui du fait de leur faible amplitude, ne peuvent être détectés par les GPS. Par exemple un faible déplacement anormal observé en mars 2005 par Vergnolle et al. [2010] est associé à une forte activité de trémors d'une durée similaire.

6.3 Trémors non volcaniques et variations de vitesse de 2009 à 2011

Dans les chapitres précédents, nous avons présenté des observations de changement de vitesse des ondes sismiques associées aux deux derniers séismes lents. Par ailleurs, nous venons de montrer qu'il y a une bonne correspondance entre le modèle de la dilatation produite par le séisme lent de 2006 et la région où l'on observe les trémors non volcaniques. Ces observations suggèrent qu'une partie importante de la déformation générée pendant les séismes lents affecte la croûte chevauchante jusqu'à des profondeurs relativement faibles (e.g. croûte moyenne). Dans cette section nous allons essayer de mieux cerner la relation entre les trémors non volcaniques et la déformation du milieu pour la période de 2009 à 2011 en utilisant les mesures de variations de vitesse comme proxy du taux de déformation du milieu.

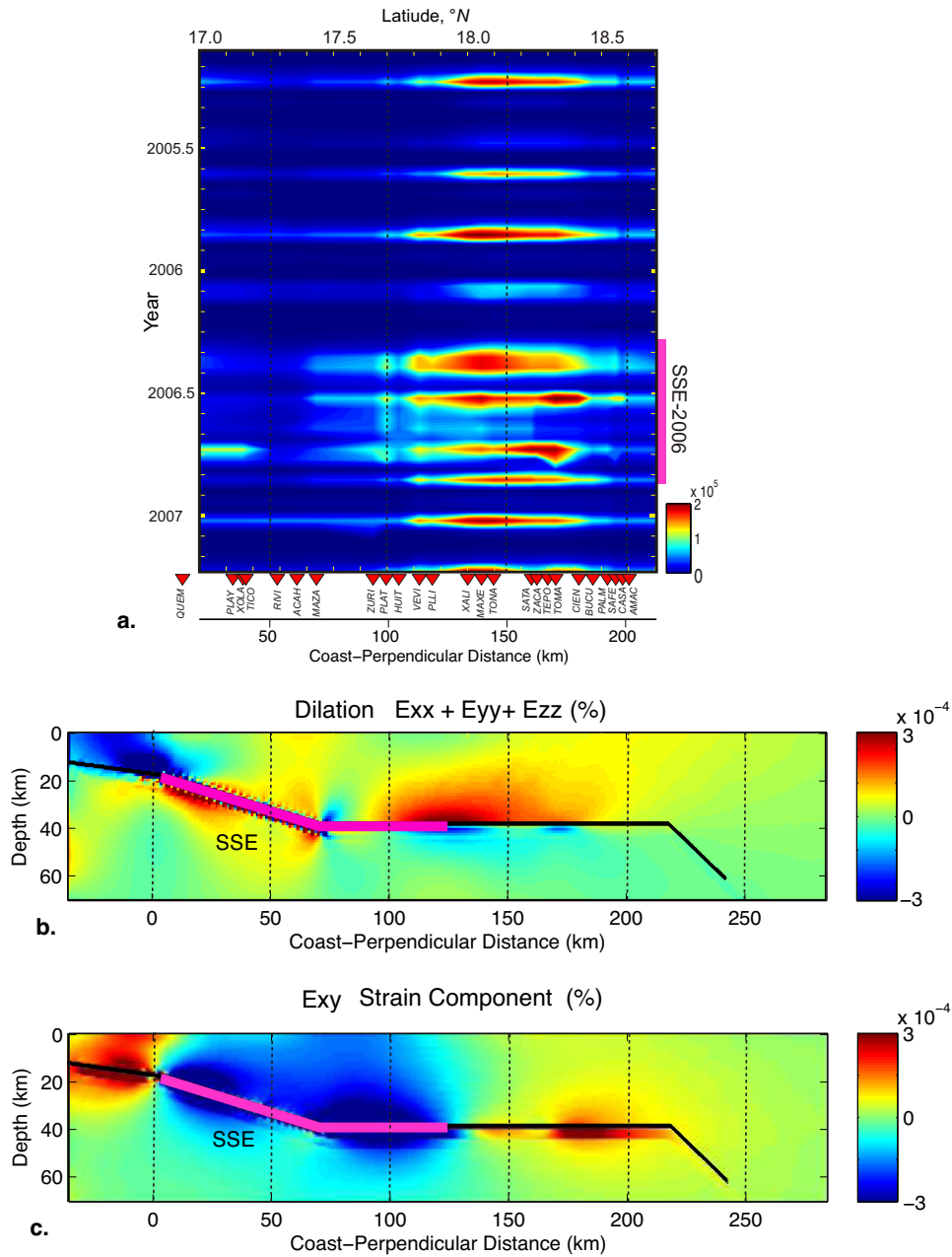


FIGURE 6.2 – Comparaison entre les trémors et la déformation modélisée produite par le séisme lent de 2006. (a) Distribution dans le temps de l'énergie des trémors entre (1 et 2Hz) enregistrée pendant la campagne MASE. (b) Dilatation et (c) déformation cisailance ϵ_{xz} produite par le séisme lent de 2006 et modélisées à partir d'un modèle de glissement obtenu par l'inversion des GPS.

Dans un premier temps nous devons nous assurer que les variations de vitesse mesurées précédemment (chapitre 5) ne dépendent pas des fluctuations de niveau de bruit aux périodes microsismique. Dans ce cas nous pourrons les interpréter comme des mar-

queurs de la déformation du milieu. Puis, dans un deuxième temps nous comparerons les variations de vitesse avec l'énergie des trémors.

6.3.1 Lien entre les variations de vitesse et l'énergie du bruit microsismique

L'énergie du bruit microsismique est calculée entre 10 et 20 s sur les composantes verticales des enregistrements continus de trois stations sismiques large bande : ARIG, ATLI et APAX (Figure 6.3).

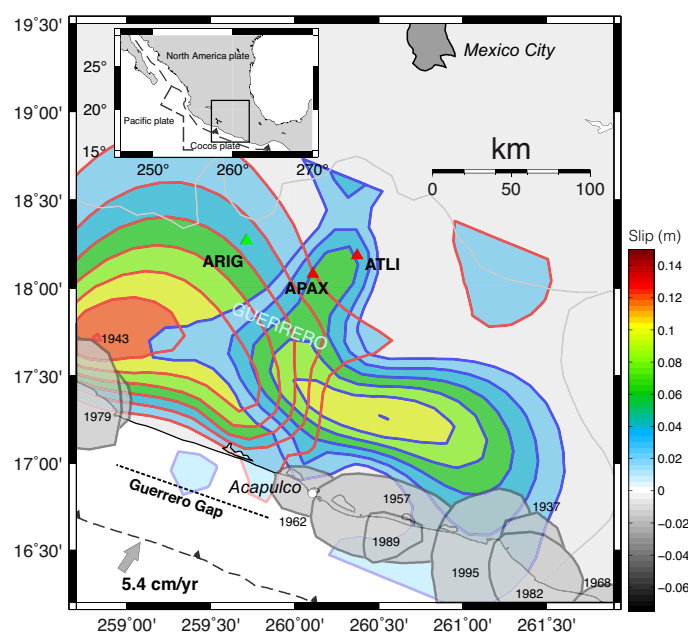


FIGURE 6.3 – Emplacement des stations sismiques large bande ARIG, ATLI et APAX par rapport au glissement lent de 2009-2010 dans la région de Guerrero.

La figure 6.4 présente l'évolution de l'énergie médiane du bruit sur une journée (figure 6.4 b) et sur une période de 20 jours (figure 6.4 c), dans la gamme de période 10-20 s, pour les trois stations ARIG, ATLI et APAX. Ces énergies sont comparées au taux de dilatation induit par le séisme lent de 2009-2010 que nous avons modélisé (figure 6.4 a). L'énergie du bruit calculée à ces longues périodes est sensible aux variations des sources de bruit océaniques et aux ondes de longues périodes émises par de grands séismes. Par exemple, on observe deux pics d'énergie dans les jours suivants le séisme de Maule au Chili (28 février 2010, Mw=8.8) et celui de Tohoku au Japon (11 mars 2010, Mw=9). Lorsque l'on applique un filtre médian sur une durée de 20 jours sur le bruit, on observe une baisse progressive du niveau de bruit pour les mois d'été, août et septembre, probablement corrélée avec une baisse du nombre de tempêtes dans l'hémisphère nord.

Les variations de vitesse pour la période de 2009 à 2011 ont été calculées à partir d'enregistrements de bruit sismique d'une durée de 40 jours, tous les 10 jours. Afin de

6.3 Trémors non volcaniques et variations de vitesse de 2009 à 2011

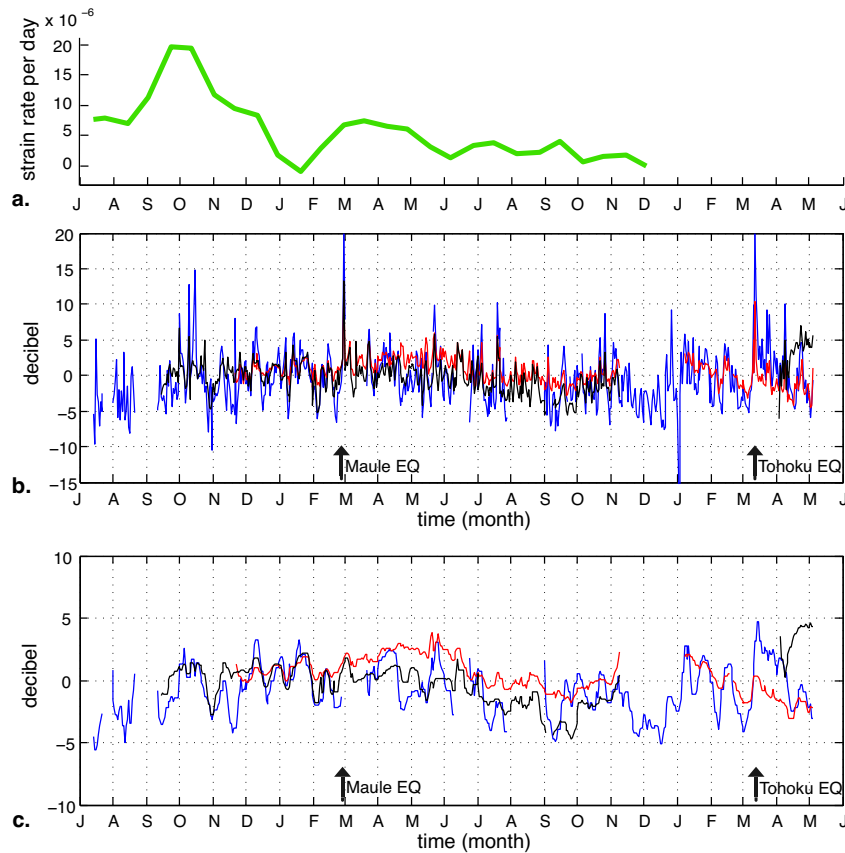


FIGURE 6.4 – Evolution du taux de dilatation modélisé à 30 km de profondeur (a). Médiane sur un jour (b) et sur 20 jours (c) de l'énergie du bruit sismique entre 10 et 20 s, aux stations ARIG (bleu), APAX (noir) et ATLI (rouge).

pouvoir comparer ces mesures avec l'évolution de l'énergie du bruit entre 10 et 20 s, nous moyennons les énergies obtenues aux trois stations et appliquons un filtre médian sur 40 jours (Figure 6.5). La moyenne permet d'obtenir une série temporelle plus complète sur la période d'acquisition.

Pour nous assurer que les variations de vitesse mesurées sont bien indépendantes des variations d'énergie du bruit aux mêmes périodes, nous allons calculer le coefficient de corrélation entre les variations de vitesse mesurées entre 5,5 et 23 s (Chapitre 5), et l'évolution de l'énergie du bruit calculée pour une bande de 10-20 s période (Figure 6.6). On observe que pour toutes les variations de vitesse mesurées à différentes périodes, le coefficient de corrélation avec l'énergie du bruit est inférieur à 0,45. La ressemblance entre variations de vitesse et énergie du bruit est d'ailleurs maximale pour les plus courtes périodes entre 7 et 9 s. Cela montre bien que les variations de vitesse sont insensibles aux fluctuations de l'énergie du bruit dans les gammes de période auxquelles on calcule les variations de vitesse.

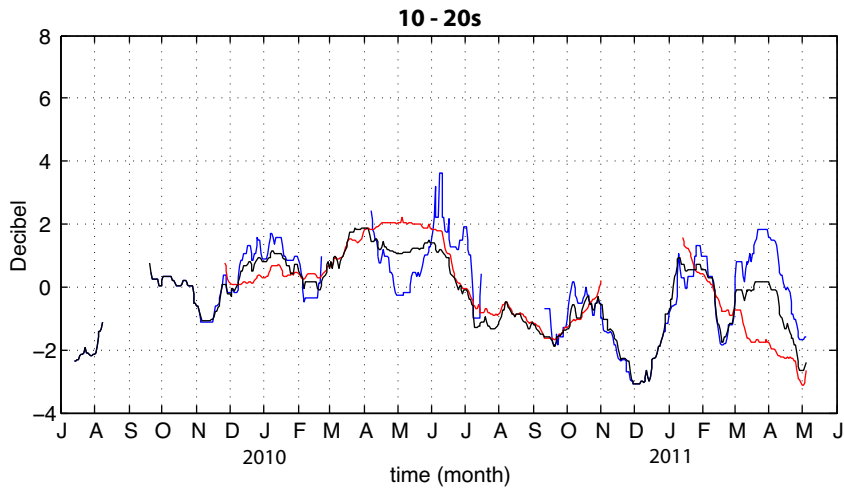


FIGURE 6.5 – Filtre médian de 40 jours de l'énergie du bruit pour 10-20 s de période pour les stations ARIG (bleu) et ATLI (rouge) et la moyenne des deux signaux (noir)

6.3.2 Lien entre les variations de vitesse et l'énergie des trémors non volcaniques

De manière similaire aux mesures d'énergie des trémors pour la période de 2005 à 2007 effectuées par [Kostoglodov et al. \[2010\]](#); [Husker et al. \[2010\]](#), nous avons mesuré l'activité des trémors pour la période de 2009 à 2011, à plusieurs stations localisées dans la région où les trémors sont les plus énergétiques (Figure 6.3). Pour les stations ARIG, ATLI et APAX, les trémors sont identifiés sur les composantes verticales des signaux sismiques dans la gamme de fréquence 2-7 Hz. Ces trémors correspondent à des augmentations non impulsives de l'énergie du bruit, d'une durée supérieure à 30 min, et cohérentes entre les stations. La figure 6.7 présente l'évolution de la médiane sur une journée (b) et sur 40 jours (c) de l'énergie du bruit dans la gamme de fréquence 2-7 Hz, comparé au taux de dilatation modélisé, induit par le séisme lent de 2009-2010 (a). Cette évolution du bruit diffère de celle observée entre 10 et 20 s car les phénomènes impliqués dans ces deux gammes de périodes sont distincts et indépendants. Pour chacune des stations sismiques utilisées, l'évolution du niveau d'énergie dans la gamme de fréquence des trémors (2-7 Hz) est similaire. Cela suggère que les énergies sont peu perturbées par des sources locales de bruit. On observe que l'augmentation de l'activité des trémors coïncide avec l'augmentation du taux de déformation, lorsque la vitesse de glissement à l'interface est maximale. Par ailleurs, d'autres périodes de forte activité de trémors existent, celle observée fin février 2010 par exemple, est déclenchée par le passage des ondes émises par le grand séisme de Maule au Chili [[Zigone, 2012](#)].

Nous avons mis en évidence que les changements de vitesse mesurés sont corrélés avec la déformation du milieu lors de séismes lents et qu'ils sont indépendants des fluctuations du bruit à longue période. Nous regardons maintenant s'il existe une corrélation entre les changements de vitesse et l'activité des trémors. Nous moyennons les énergies obtenues

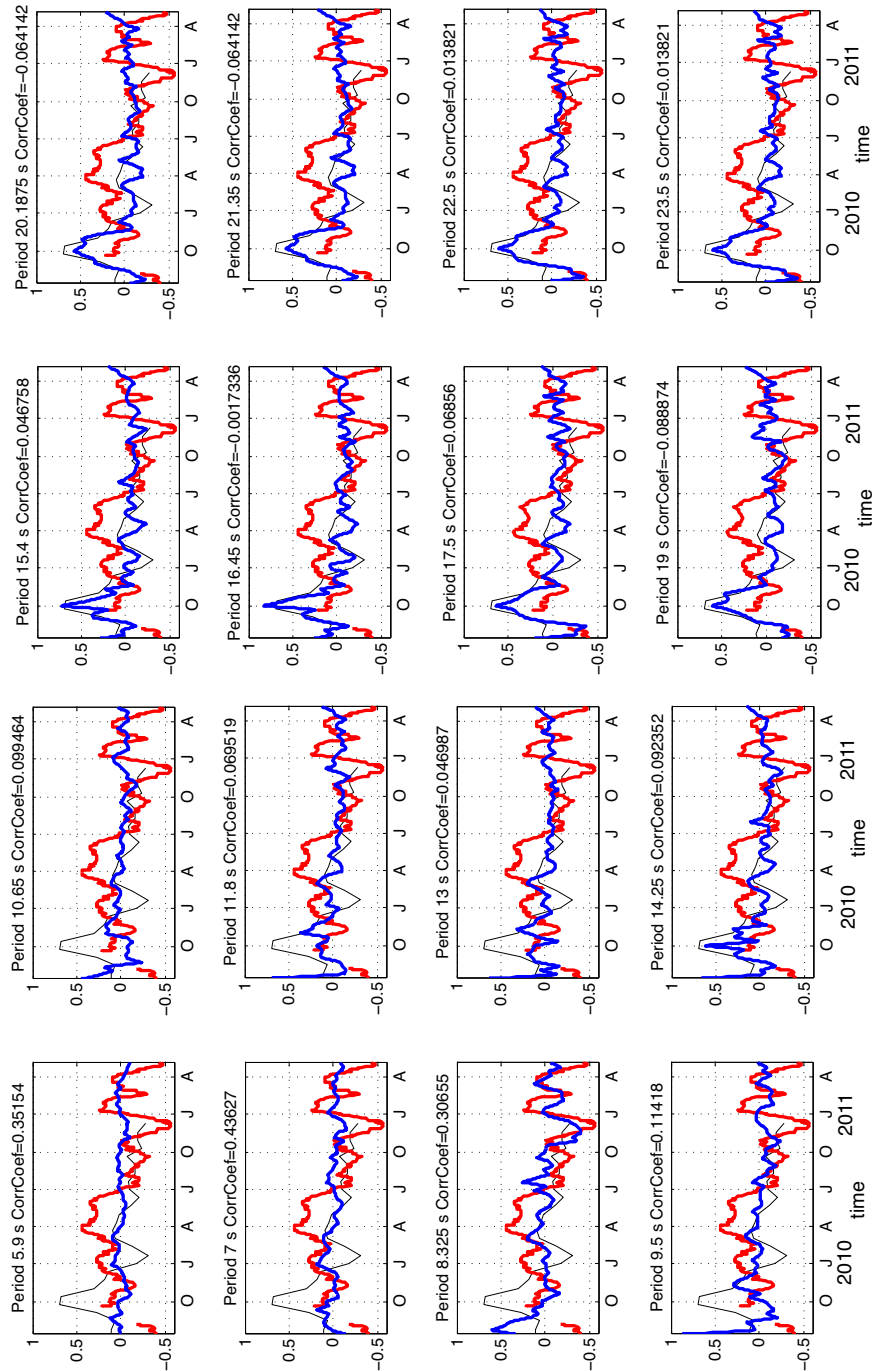


FIGURE 6.6 – Comparaison entre l'énergie du bruit calculée entre 10 et 20 s de période avec application d'un filtre médian de 40 jours (courbes rouges), la variation de vitesse calculée à différentes périodes (courbes bleues) et le taux de dilatation modélisé à 30 km de profondeur (courbes noires). La période centrale pour laquelle on observe la variation de vitesse, et le coefficient de corrélation entre l'énergie du bruit et la variation de vitesse sont indiqués dans le titre de chaque figure.

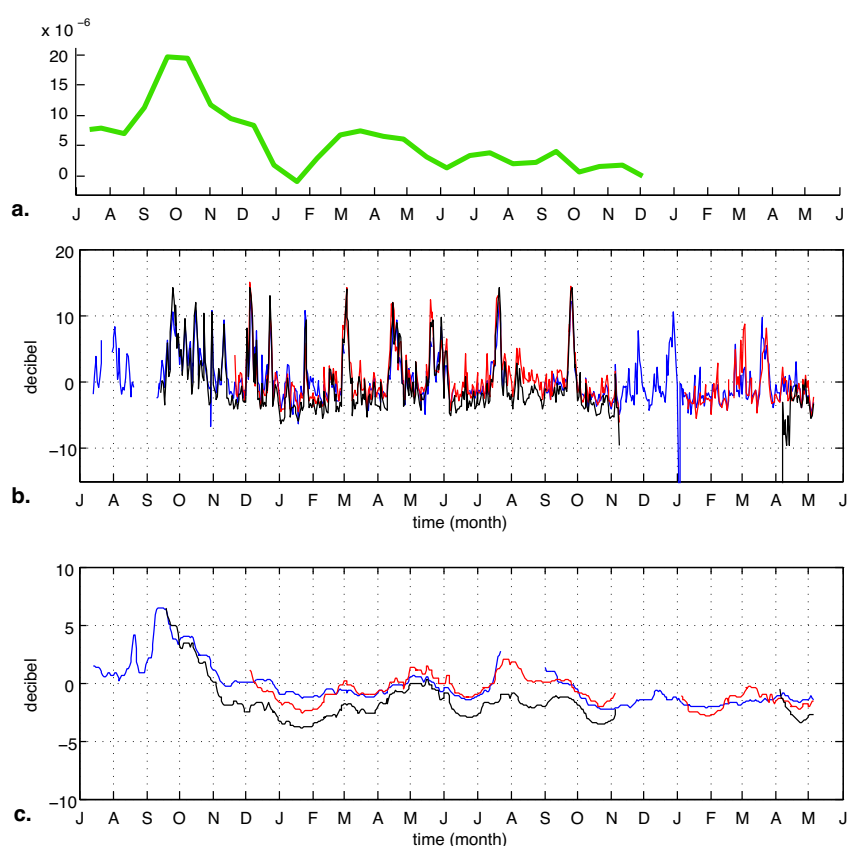


FIGURE 6.7 – Evolution du taux de dilatation modélisé à 30 km de profondeur (a). Médiane sur un jour (b) et sur 40 jours (c) de l'énergie du bruit sismique entre 2 et 7 Hz correspondant à la gamme de fréquence à laquelle on détecte les trémors non volcaniques, aux stations ARIG (bleu), APAX (noir) et ATLI (rouge).

aux trois stations et appliquons un filtre médian sur 40 jours (Figure 6.8). La figure 6.9 présente les corrélations entre les variations de vitesse calculées pour différentes gammes de période et l'évolution de l'énergie des trémors. Pour des périodes inférieures à 13 s, les variations de vitesses sont faiblement corrélées avec l'énergie des trémors. Le coefficient de corrélation reste inférieur à 0,4. Au delà de 13 s de période centrale, la corrélation entre les deux mesures augmente et atteint 0,7 au alentours de 16 s, puis la corrélation se stabilise à 0,6 à plus longues périodes.

Dans la figure 6.10 nous présentons l'évolution des coefficients de corrélation entre les variations de vitesse et l'énergie du bruit pour la gamme de période microsismique 10-20 s d'une part, et la gamme des trémors 2-7 Hz d'autre part. Cette comparaison montre qu'aux périodes pour lesquelles nous avons identifié des variations de vitesses produites par le séisme lent de 2009-2010 (i.e entre 14 et 24 s), la corrélation entre variations de vitesse et énergie du bruit est nettement supérieure dans la gamme de fréquence des trémors que dans la gamme de périodes microsismiques entre 10 et 20 s.

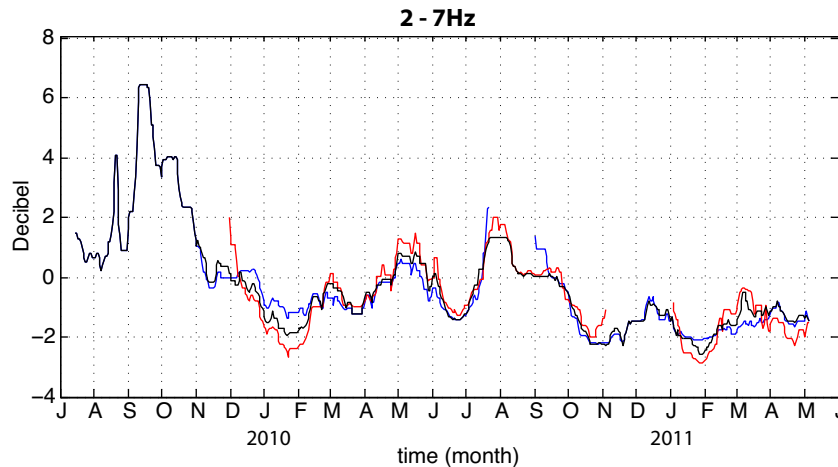


FIGURE 6.8 – Filtre médian de 40 jours de l'énergie du bruit pour 2-7Hz pour les stations ARIG (bleu) et ATLI (rouge) et la moyenne des deux signaux (noir)

Bien que l'activité des trémors non volcaniques ne soit pas fortement corrélée avec les variations de vitesse, cette analyse met en évidence que ces deux observations indépendantes et de nature très différentes peuvent être reliées et interprétées comme étant deux expressions d'un seul et même mécanisme. Les variations de vitesse obtenues pour des périodes de 16 s ont une sensibilité importante au niveau de la croûte moyenne et faible aux profondeurs de l'interface de subduction. Par conséquent, les variations de vitesse autour de 16 s de période indiquent une déformation non négligeable du milieu aux profondeurs de la croûte moyenne. Ainsi dans l'hypothèse que les variations de vitesse et l'activité des trémors sont reliées, on peut supposer qu'une partie des trémors observés soit générée aux profondeurs de la croûte moyenne ou inférieure et pas exclusivement à l'interface de la subduction.

6.4 Trémors et glissements à l'interface de subduction lors du séisme lent de 2006

Dans la section 6.2, nous avons montré qu'une part importante des trémors est générée plus au nord de la zone de glissement lent, dans une région où la dilatation du milieu est importante. Grâce aux localisations des épencentres des trémors, nous allons étudier plus en détail comment ils s'organisent par rapport aux glissements produit par le séisme lent. Nous disposons des localisations des trémors pour la période de 2005 à 2007 comprenant le séisme lent de 2006. [Payero et al. \[2008\]](#) ont localisé dans un premier temps les épencentres des trémors non volcaniques grâce à une méthode d'intercorrélation des enveloppes de l'énergie des trémors sur des événements identifiés visuellement. Ces localisations ont été par la suite améliorées par l'utilisation de détection automatique des événements réalisée par [Husker et al. \[2010\]](#). Ces trémors ont été détectés sur le réseau

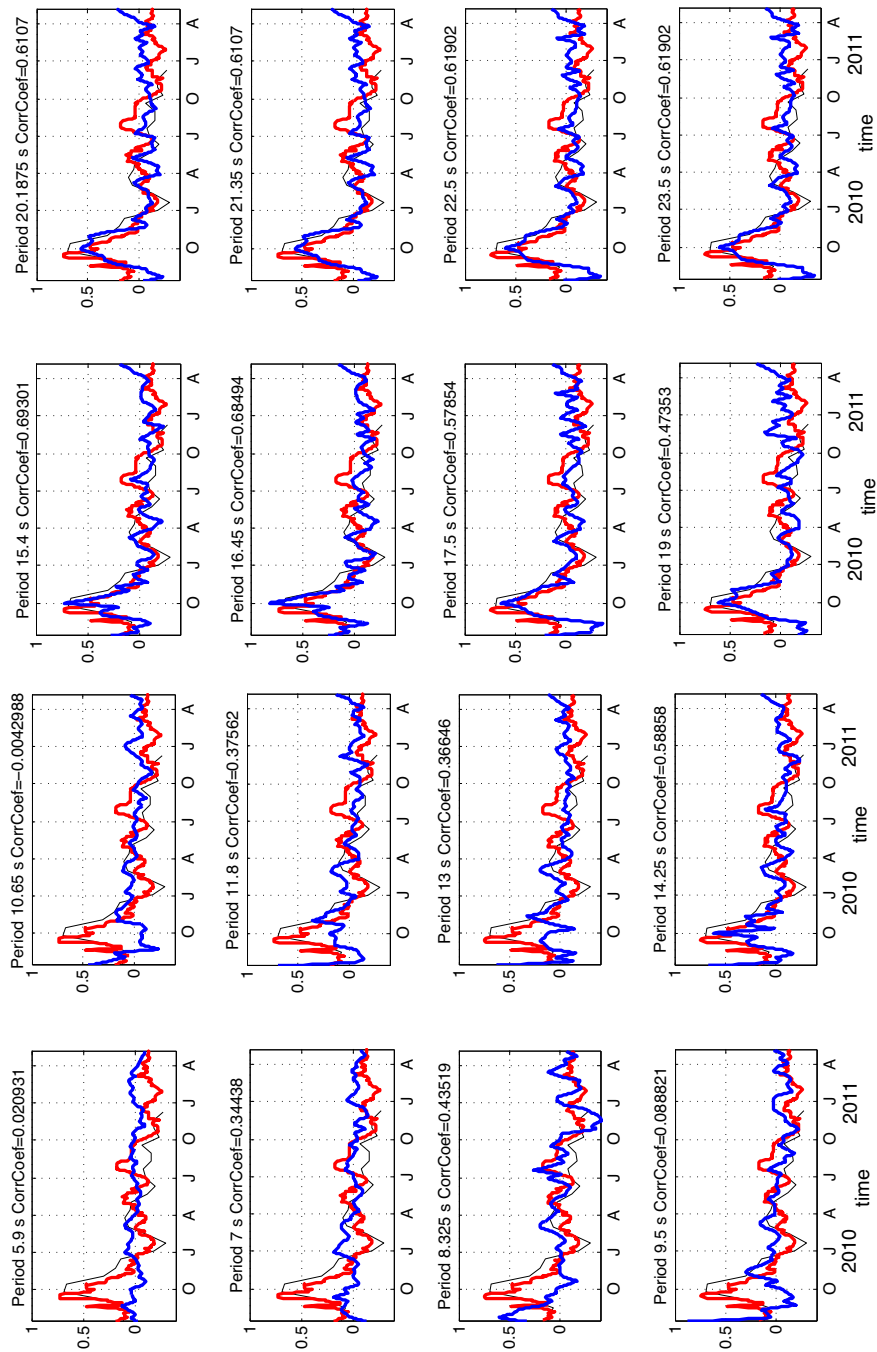


FIGURE 6.9 – Comparaison entre l'énergie de bruit calculée entre 2 et 7 Hz avec application d'un filtre médian de 40 jours (courbes rouges), la variation de vitesse calculée à différentes périodes (courbes bleues) et le taux de dilatation modélisé à 30 km de profondeur (courbes noires). La période centrale pour laquelle on observe la variation de vitesse et le coefficient de corrélation entre l'énergie du bruit et la variation de vitesse sont indiquées dans le titre de chaque figure.

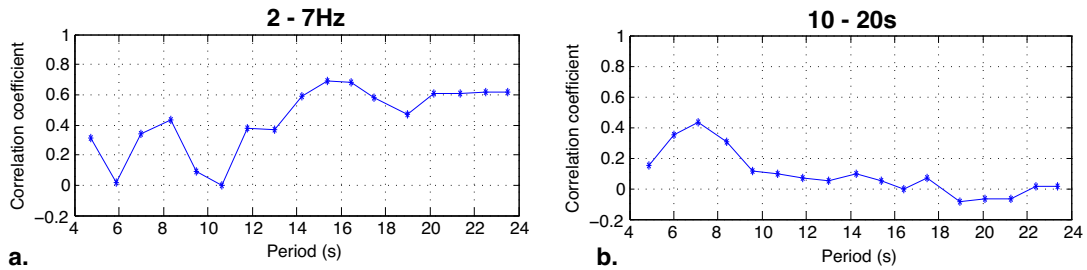


FIGURE 6.10 – Coefficient de corrélation calculé entre les variations de vitesse observées à différentes périodes et l'énergie du bruit entre 2 et 7 Hz (a) et 10 et 20 s (b).

sismique MASE qui est aligné sur une ligne nord sud. De ce fait, la détection à l'ouest ou à l'est de ce réseau est limitée.

Du 11 janvier 2006 au 27 mars 2007, autour du séisme lent de 2006, nous allons comparer le glissement cumulé sur une période de 20 jours et les épencentres des trémors qui ont eu lieu dans ce même laps de temps (Figure 6.11). A l'initiation du séisme lent on observe la présence de trémors dans une zone limitée à peu près au centre de notre réseau sismologique, entre les stations BUCU et VEVI. Cette activité de trémors se poursuit de manière continue tout au long du séisme lent et semble définir une zone restreinte, de quelques dizaines de kilomètres carrés, et se poursuit après l'arrêt du glissement vers le 6 janvier 2007. On observe par ailleurs, que la zone d'activité des trémors s'étend au sud sur plusieurs kilomètres lorsque le glissement passe sous le réseau de stations. Ainsi, entre le 11 mai et le 16 octobre 2006, on remarque une migration des trémors qui suit le front de glissement.

Ces observations sont similaires à celles réalisées par [Bartlow et al. \[2011\]](#) pour la région des Cascades. Ils ont mis en évidence que les trémors suivent le front de rupture et qu'ils se concentrent aux endroits où le taux de glissement est maximal, juste à l'arrière du front de rupture. Ils interprètent ces trémors comme provenant d'hétérogénéités frictionnelles dans la zone de glissement qui atteignent des vitesses de glissement suffisantes pour émettre des ondes sismiques.

Dans la région de Guerrero on peut donc distinguer deux ensembles de trémors. Le premier, plus important en nombre d'évènements, se situe au nord du séisme lent et semble être assez stable dans le temps. Cet ensemble correspond relativement bien à la zone de forte activité de trémors observée par [Kostoglodov et al. \[2010\]](#) entre les stations VEVI au sud et BUCU au nord. Il semblerait que cette zone soit facilement déstabilisée et que de faibles variations de contrainte puissent déclencher des trémors. Le second ensemble regroupe les trémors, au sud de la station VEVI. Ils ont lieu à la limite du glissement lent et semblent être déclenchés par le front de glissement proche ou à l'interface de la subduction. Ces trémors sont de faible énergie comparés au premier ensemble de trémors plus au nord (voir figure 6.1 [[Kostoglodov et al., 2010](#)]).

6.4 Trémors et glissements à l'interface de subduction lors du séisme lent de 2006

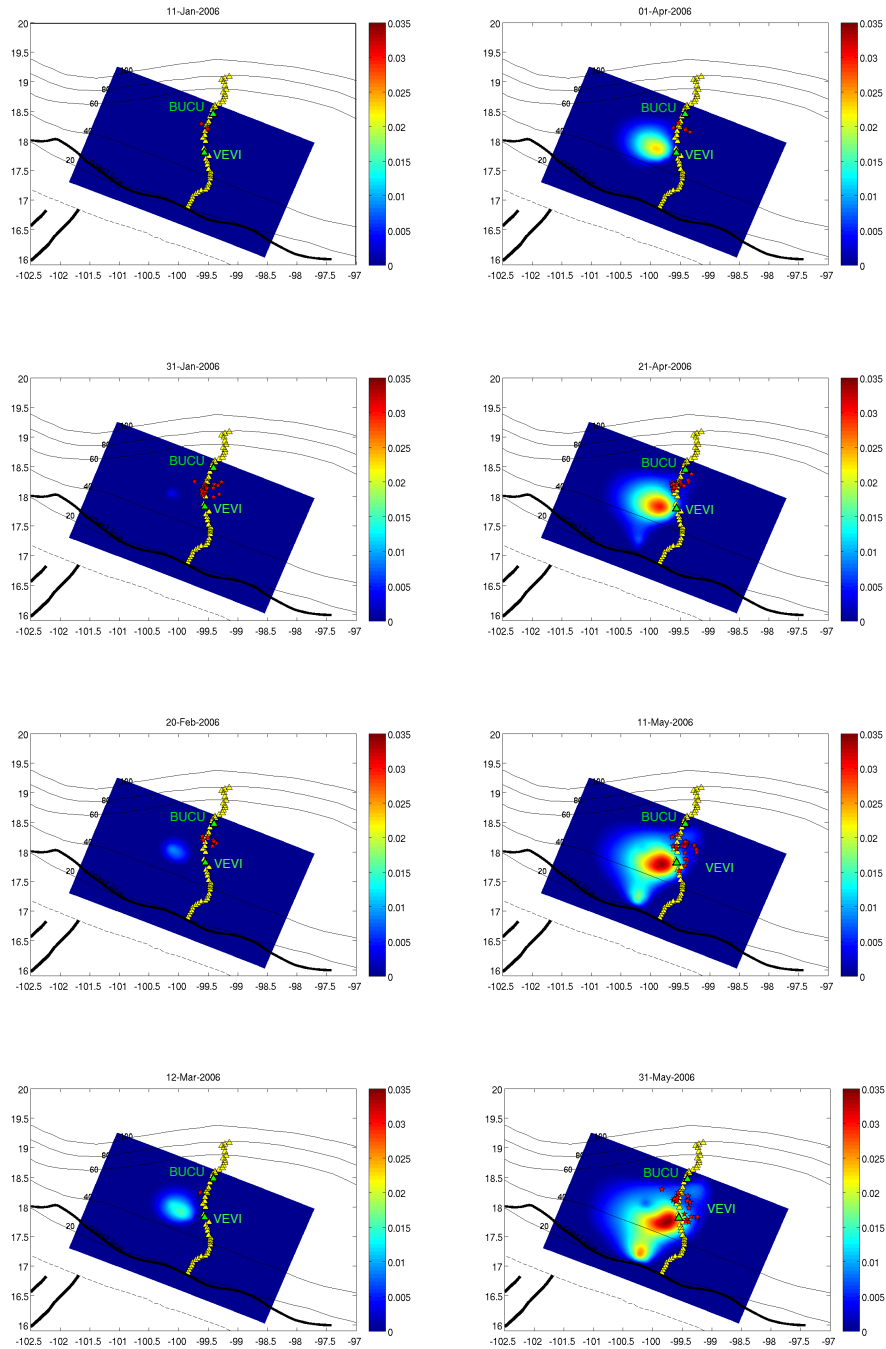
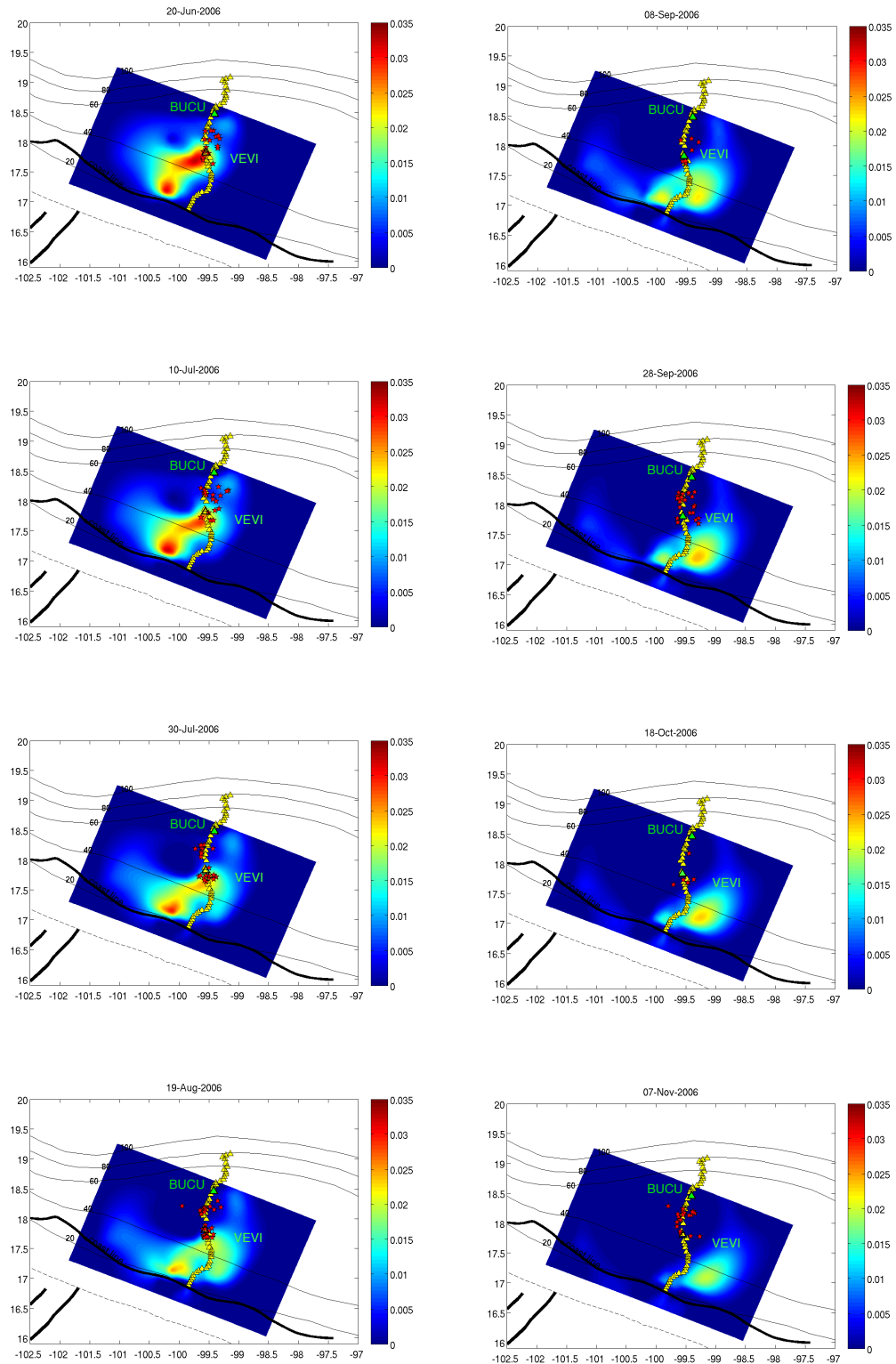
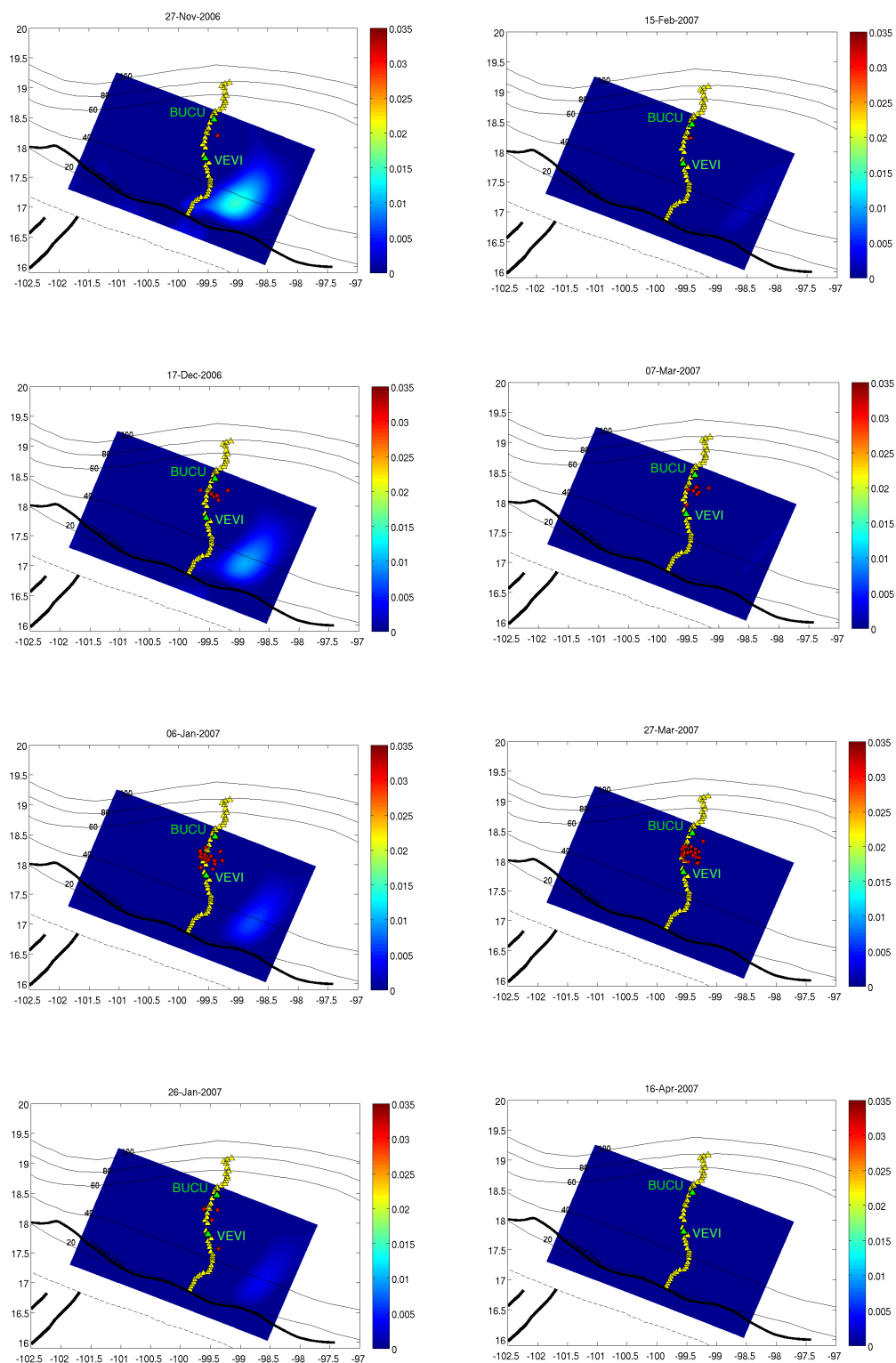


FIGURE 6.11 – Glissements cumulés sur 20 jours et exprimé en mètre à l'interface de subduction lors du séisme lent de 2006. La date centrale de chaque fenêtre temporelle est indiquée en titre de chaque panneau. Les triangles rouges sont les épencentres de trémors non volcaniques sur des périodes de 20 jours. Les triangles jaunes représentent les stations du réseau sismologique MASE. La totalité de la série est représentée sur les deux pages suivantes.

6.4 Trémors et glissements à l'interface de subduction lors du séisme lent de 2006



6.4 Trémors et glissements à l'interface de subduction lors du séisme lent de 2006



6.5 Rôle des séismes sur les variations de vitesse et les trémors

6.5.1 Activité de la sismicité locale

Dans cette section nous regardons s'il existe une relation entre la sismicité locale et les séismes lents à Guerrero d'une part et les variations de vitesse observées d'autre part. S'il existe une augmentation importante de la sismicité pendant les séismes lents, elle pourrait être à l'origine d'un endommagement des couches superficielles et donc d'une chute de vitesse des ondes sismiques.

Liu et al. [2007] ont étudié les variations de la sismicité associées aux séismes lents de Guerrero pour les périodes de 1995 à 2006. Pour cela ils ont utilisé le catalogue du NEIC et du GCMT. Cependant, leur analyse est affaiblie par la qualité limitée de leur catalogue dont la magnitude de complétude de 4.5 est élevée. Ainsi, ils ne mettent pas clairement en évidence un changement dans la sismicité lors des séismes lents. Par ailleurs, S.Y. [2007] ont fait un bilan sur plusieurs zones de subductions qui présentent des séismes lents. Ils montrent qu'à l'échelle globale, il n'y a pas de corrélation entre la sismicité et les séismes lents. De manière similaire, nous étudions le catalogue de la sismicité obtenu par le Service Sismologique National du Mexique (SSN), afin d'identifier toute augmentation significative de la sismicité pendant les séismes lents qui pourrait affecter les vitesses de propagation des ondes.

La qualité du catalogue du SSN varie aux cours de la dernière décennie. Un accroissement progressif du nombre de stations sismologiques permanentes améliore la sensibilité du réseau aux séismes de faibles magnitudes (Figure 6.12). Afin de s'affranchir de ces variations du catalogue nous évaluons la magnitude de complétude, M_c , qui indique à partir de quelle magnitude nous pouvons considérer notre catalogue comme étant complet. Une approche simple et généralement robuste d'estimation de M_c a été proposée par Aki [1965]. Elle permet de calculer les valeurs de b qui représentent le rapport entre les grands séismes et les petits séismes pour un bon nombre de valeurs de M_c :

$$b = \frac{\log_{10}(e)}{\langle M \rangle - M_c} = \frac{0.4343}{\langle M \rangle - M_c} \quad (6.1)$$

où $\langle M \rangle$ est la magnitude moyenne de tous les événements de magnitude égale ou supérieure au seuil de détection M_c . b augmente progressivement avec M_c , lorsque M_c se trouve en dessous du seuil de complétude. Puis, quand M_c est suffisamment élevé, b se stabilise et le catalogue peut être considéré comme complet.

La figure 6.13 présente le nombre d'événements détecté pour une certaine gamme de magnitude et l'évolution de b pour différentes valeurs de M_c . Dans le cas du catalogue du SSN, on peut considérer que la complétude est obtenue à partir de $M_c = 4$.

Nous pouvons maintenant regarder l'évolution dans le temps du taux de sismicité en ne considérant que les séismes de magnitude supérieure à $M = 4$ (Figure 6.14).

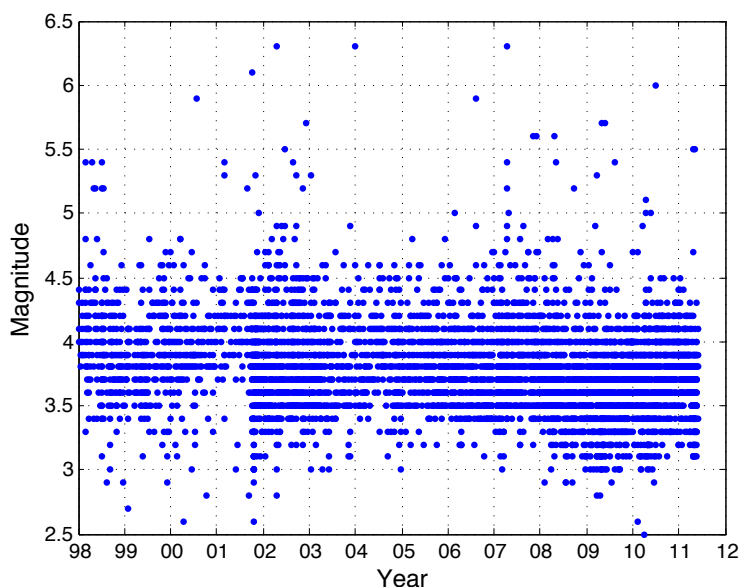


FIGURE 6.12 – Catalogue de la sismicité dans une région limitée autour de Guerrero, longitude $(-101.5^{\circ}, -98^{\circ})$ et latitude $(16^{\circ}, 19.5^{\circ})$.

Deux séismes sont à l'origine de l'augmentation du taux de sismicité fin 2001 et 2002. Un séisme de type extensif de magnitude $M_w=5,8$, le 8 octobre 2001, et un séisme de type compressif de $M_w = 6,7$, le 18 avril 2002, ont déclenché des séquences de répliques de magnitude suffisamment élevée pour affecter le taux de sismicité au delà de $M=4,0$ (Figure 6.14). En dehors de cette augmentation, il n'y a pas de variation significative de la sismicité. On remarque que les périodes de glissement lents en 2006 et 2009-2010 ne sont pas associées à des variations de sismicité pour les magnitudes modérées. De plus, les perturbations de vitesse associées aux séismes lents ont été observées sur des ondes de périodes supérieures à 10 s. On peut donc s'attendre à ce que de plus petits séismes n'aient pas d'effet sur les variations de vitesse, sauf s'ils s'organisent en essaims suffisamment grands et denses pour perturber le milieu sur des volumes importants.

6.5.2 Trémors et séismes lents déclenchés par les téléseismes

Le grand séisme de Maule (Chili) a eu lieu le 27 février 2010. De part sa magnitude importante de $M_w=8,8$, les ondes sismiques émises ont perturbé la zone de subduction dans la région de Guerrero. Ce travail a été synthétisé dans un article *Triggering of Tremors and Slow Slip event in Guerrero (Mexico) by the 2010 M_w 8.8 Maule, Chile, Earthquake* de **D. Zigone, D. Rivet, M. Radiguet, M. Campillo, C. Voisin, N. Cotte, A. Walpersdorf, N. Shapiro, G. Cougoulat, P. Roux, V. Kostoglodov, A. Husker, J. S. Payero** soumis à la revue *Journal of Geophysical Research*. Ce travail est présenté dans l'annexe B.

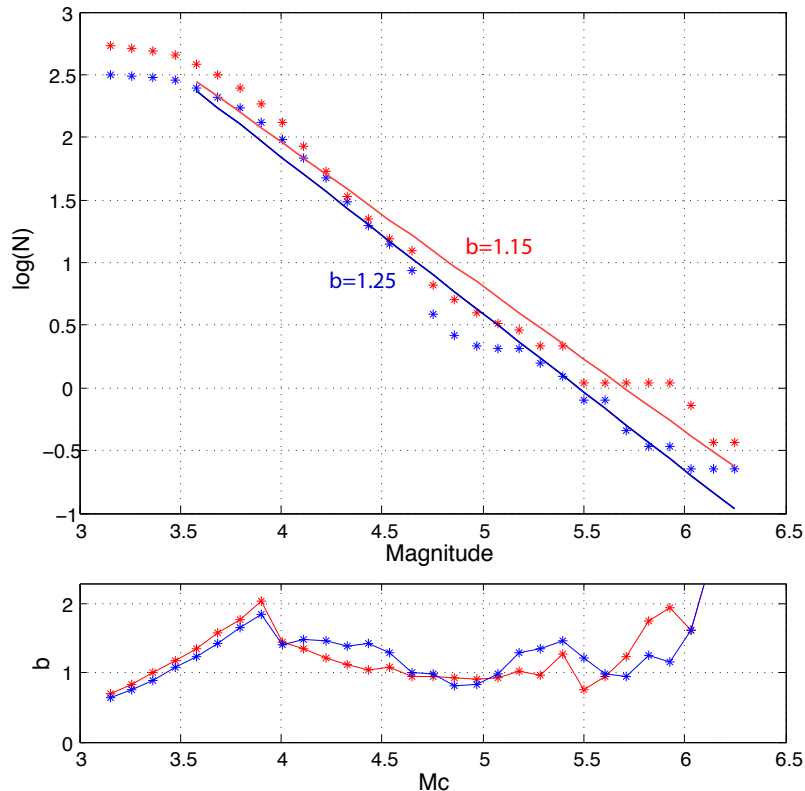


FIGURE 6.13 – Haut, nombre cumulé de séismes exprimé en log pour la période inter-SSE (rouges) et la période durant les SSE (bleu) dans la région de Guerrero, entre 1998 et 2011. La pente des régressions linéaires indiquent les b-value pour les deux distributions. La baisse de l’activité sismique pour les magnitudes inférieures à 4 est expliquée par une mauvaise sensibilité des réseaux aux faibles magnitudes. Bas, b calculé en fonction de la magnitude de complétude M_c , pour les événements sélectionnés pour une profondeur inférieure à 100 km, pour la période inter-SSE (rouge) et la période durant les SSE (bleu).

L’analyse des séries temporelles des GPS révèle que le séisme de Maule a déclenché le deuxième sous-événement de la séquence de glissement en 2010 (description du séisme lent de 2009-2010 par [Walpersdorf et al. \[2011\]](#)). Par ailleurs, ce séisme lent déclenché, est associé à une forte activité de trémors qui commence avec le passage des ondes cisailantes émises par le séisme de Maule. On observe aussi que différentes phases d’ondes S, Scs et SS, et les ondes de Love et Rayleigh déclenchent des trémors (Figure 6.15). Pour les ondes de Rayleigh, on observe la signature de la dispersion des ondes de Rayleigh dans l’énergie des trémors déclenchés. Cela indique une importante modulation des sources des trémors par le passage des ondes de surface télé-sismique. On voit, par ailleurs, une possible augmentation de l’activité des trémors pendant le passage des multiples des ondes de surfaces (R2,L2,R3).

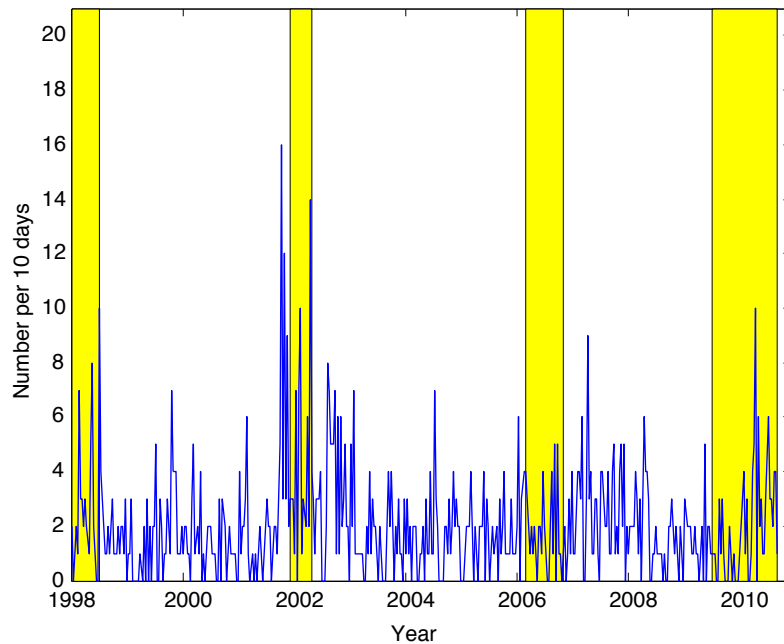


FIGURE 6.14 – Nombre de séismes pour des magnitudes supérieures à $M=4$ sur des périodes de 10 jours. En jaune sont représentées les périodes de glissements lents.

A plus long terme, on observe une corrélation temporelle entre le séisme lent et les trémors. Une comparaison temporelle entre les séries GPS et l'activité des trémors montre que de petites variations du déplacement du sol pendant le séisme lent sont corrélées avec les activités des trémors (Figure 6.16). Cette corrélation semble indiquer que les trémors peuvent être contrôlés et modulés par les variations de la vitesse de glissement au cours du séisme lent.

6.6 Discussion

Kostoglodov et al. [2010] ont montré que les trémors de forte énergie sont émis plus au nord de la zone de glissement, lors du séisme lent de 2006. Nous avons pu montrer grâce aux modélisations de la déformation générée par le séisme lent de 2006, qu'il existe une bonne concordance spatiale entre la zone d'émission des trémors et la région de dilatation maximale. Cette relation entre trémors et dilatation semble indiquer que la déformation de la croûte au dessus de l'interface de subduction joue un rôle important dans la génération des trémors.

De plus nous avons montré qu'il existe une corrélation temporelle entre les variations de vitesse et l'activité des trémors. Ces variations de vitesses peuvent être considérées comme des marqueurs du taux de déformation dans le cas du séisme lent de 2006 et de

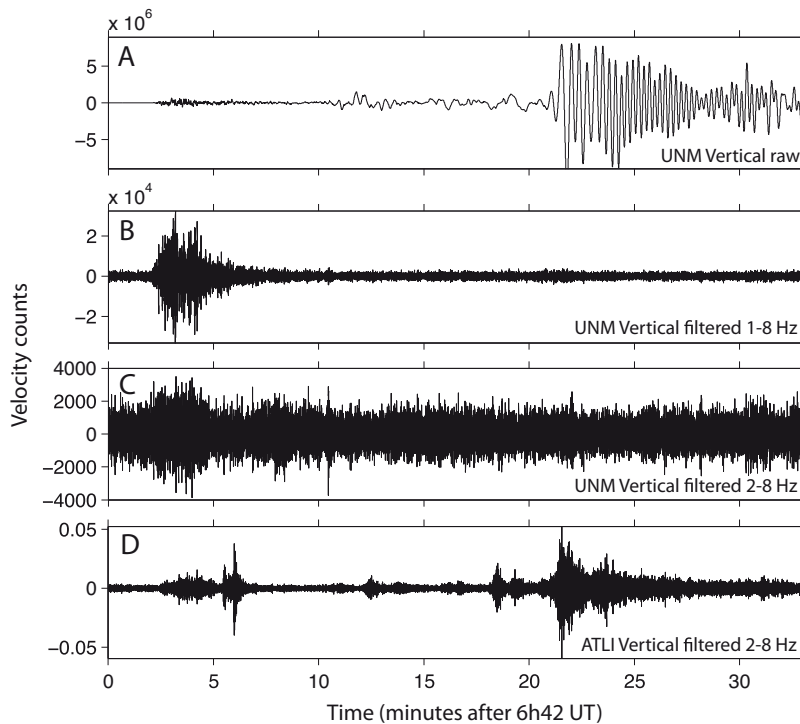


FIGURE 6.15 – Signal sismique enregistré sur la composante verticale de la station UNM installée à Mexico (A) non filtré, (B) filtré entre 1 et 8 Hz et (C) filtré entre 2 et 8 Hz. (D) Signal sismique à la station ATLI filtré entre 2 et 8 Hz. Aucun trémor n’est enregistré à la station UNM (B et C) alors que plusieurs activités de trémors déclenchés sont observées à la station ATLI (D).

2009-2011. De ce fait, les variations de vitesse indiquent, par leur bonne corrélation avec l’activité des trémors, que la déformation de la partie inférieure de la croûte chevauchante doit être considérée dans l’étude des trémors.

Une comparaison entre les épicentres des trémors et le glissement à l’interface de la subduction lors du séisme lent, montre d’une part qu’un ensemble de trémors est déclenché par le front de glissement, et d’autre part qu’ils se situent vraisemblablement dans une zone d’accumulation de contraintes cisailantes importantes. Cependant cet ensemble ne représente qu’une petite partie de la totalité des trémors émis et en terme d’énergie, ils sont 2 à 3 fois moins énergétiques que ceux émis plus au nord.

D’autres observations soulignent le comportement particulier de la zone de subduction dans la région de Guerrero. Par exemple le séisme de Maule au Chili ($M_w=8.8$ le 28 février 2010) qui a déclenché une forte activité de trémors et la réactivation du glissement lent. Par ailleurs, [Zigone, 2012] montrent que les activités de trémors non volcaniques semblent être associées à des pics de petits déplacements vers le sud de la plaque nord américaine. La sensibilité des trémors, des vitesses des ondes et des séismes lents, à de faibles déformations produites par le téléseisme ou par de légers déplacements de la

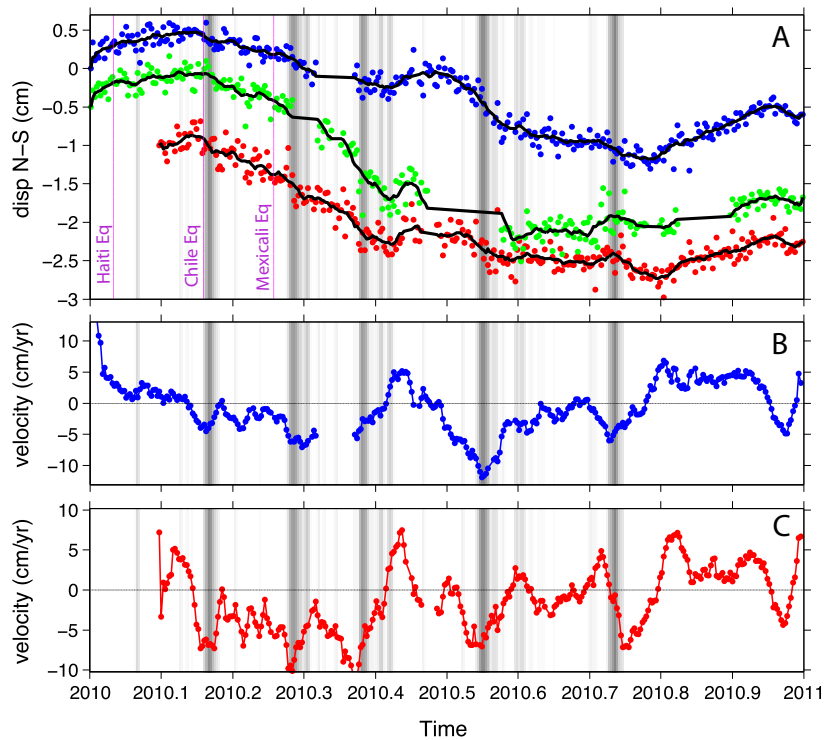


FIGURE 6.16 – (A) Comparaison entre les mesures GPS et l’activité des trémors. En vert est représenté le signal de la station DOAP, en bleu, celui de la station IGUA et en rouge, celui de la station MEZC. Les lignes mauves indiquent les téléseismes d’Haïti, du Chili et de Mexicali. Les zones ombrées en niveaux de gris représentent les activités des trémors avec un seuil de 62 dB. (B et C) Dérivées des séries des GPS aux stations IGUA (B) et MEZC (C) Ces courbes présentent la vitesse de déplacement en surface. Les valeurs positives représentent un déplacement vers le nord et celles négatives un déplacement vers sud de la plaque Nord-Amérique.

plaque Nord-Amérique, indique que l’interface de subduction ou la croûte se trouvent dans un état critique.

Dans une analyse détaillée du déclenchement, on peut voir que les ondes qui affectent le milieu à travers des déformations cisailantes et volumiques induisent des trémors de forte énergie. Les déformations produites par le passage des ondes sismiques sont du même ordre que celles engendrées par le glissement et dépassent toutes deux les 10^{-6} , valeur qui semble correspondre au seuil de déformation non linéaire observé en laboratoire par [Johnson and Jia, 2005]. Ce phénomène suggère donc qu’il n’y a pas de lien de causalité simple et linéaire entre la déformation et les trémors.

6.7 Conclusion

Grâce à une instrumentation de la région de Guerrero renforcée ces dernières années, nous disposons de plusieurs observables telles que les variations de vitesses des ondes, l'énergie des trémors non volcaniques et la sismicité. Nous bénéficions aussi de modèles validés de glissements et de déformation élastique pour les deux derniers séismes lents de 2006 et 2009-2010.

Dans ce chapitre nous avons présenté une analyse conjointe de ces différentes observations et nous avons mis en évidence le rôle important que joue la croûte située au dessus de l'interface de la subduction dans le comportement global de la subduction. Elle semble jouer un rôle important à la fois pour les variations de vitesse et dans la génération des trémors non volcaniques. Ces observations, ainsi que les résultats obtenus dans les deux chapitres précédents suggèrent que la croûte accommode de manière non linéaire une portion de la déformation générée par les glissements lents.

Troisième partie

Étude de la vallée de Mexico

Chapitre 7

Étude de la vallée de Mexico

Dans ce chapitre je présente une étude préliminaire que nous avons réalisée sur la vallée de Mexico. Grâce à l'imagerie passive, nous cherchons à mieux contraindre la structure et les vitesses du bassin sédimentaire sur lequel repose la ville de Mexico.

Sommaire

7.1	Problématique de la vallée de Mexico	140
7.1.1	Contexte géologique et particularités du bassin	140
7.1.2	Risques importants sur la mégalopole	140
7.2	Données sismologiques et erreurs de temps	141
7.3	Dispersion des ondes de Rayleigh	143
7.4	Modèle de vitesse sous la vallée de Mexico	145
7.4.1	Carte des vitesses de groupe à des périodes longues 3 -10 s	145
7.4.2	Modèle de vitesse	145
7.4.3	Inversion en profondeur des courbes de dispersion	147
7.5	Modèle de vitesse du bassin sédimentaire de Mexico	148
7.5.1	Carte des vitesses de groupe à courtes périodes en dehors du bassin	148
7.5.2	Modèle de vitesse en dehors du bassin	148
7.5.3	Carte des vitesses de groupe à courtes périodes dans le bassin	149
7.5.4	Modèle de vitesse dans le bassin	150
7.5.5	Inversions des courbes de dispersion	152
7.5.6	Calculs des rapports H/V sur les codas des séismes	153
7.5.7	Calculs des rapports H/V théoriques	155
7.6	Conclusion	160

7.1 Problématique de la vallée de Mexico

7.1.1 Contexte géologique et particularités du bassin

La structure géologique principale que l'on trouve au Mexique central est la ceinture volcanique trans-mexicaine. Elle traverse le Mexique depuis le Pacifique jusqu'au Golfe du Mexique. La vallée de Mexico se trouve dans cette ceinture volcanique. Les données géochronologiques [Demant, 1981; Robin, 1981] montrent que les roches volcaniques qui constituent la ceinture sont d'âge Pliocène et Quaternaire. Il est généralement accepté que le volcanisme andésitique de la ceinture volcanique est une conséquence de la subduction de la plaque Cocos sous la plaque Nord-Amérique. Cette ceinture volcanique correspond donc à l'arc volcanique de la subduction malgré son éloignement important de la côte (200 km) (voir chapitre 3 pour un descriptif plus détaillé de la subduction mexicaine).

La vallée de Mexico, se situe dans une région active de la ceinture volcanique. Les massifs de la Sierra de Toluca à l'ouest, de la Sierra Chichinautzin au sud et la Sierra Nevada à l'est présentent des volcans actifs comme le Popocatépetl et le Nevado de Toluca. Par ailleurs la Vallée de Mexico résulte de la déformation extensive de la ceinture volcanique depuis la fin du Miocène.

Une forte amplification des ondes sismiques est observée dans la vallée de Mexico (voir Singh et al. [1995] pour une revue). Une part importante de cette amplification est due à la structure superficielle, en particulier à la présence de sédiments lacustres très récents dans la vallée. Les profondeurs du bassin sédimentaire quaternaire sont représentées dans la figure 7.1. Cependant, les modèles qui prennent en compte cette couche fine de sédiments de très faible vitesse n'arrivent pas à expliquer l'intégralité de l'amplification et surtout ils n'expliquent pas la longue durée du mouvement du sol dans la vallée. Singh and Ordaz [1993]; Singh et al. [1995]; Shapiro et al. [1997] proposent que la coda prolongée du mouvement du sol soit due aux structures d'échelle régionale comme la ceinture volcanique qui amplifie et prolonge le signal à cause d'une vitesse des ondes cisailantes plus faible.

7.1.2 Risques importants sur la mégalopole

Afin de mieux comprendre l'aléa sismique à Mexico et dans le centre du Mexique deux questions clés doivent être étudiées. La première est de comprendre plus précisément l'amplification des ondes dans la vallée de Mexico lors de séismes de subduction de grandes tailles ou de séismes locaux. En dépit du développement de la modélisation numérique [Singh et al., 1995; Shapiro et al., 2002], la durée et les caractéristiques du mouvement du sol observées sont difficiles à modéliser de manière fiable car les structures profondes du bassin (jusqu'à plusieurs kilomètres) sont mal connues, en particulier les vitesses des ondes de cisaillement, ondes importantes dans l'aléa sismique de la vallée.

Les modèles de croûte terrestre obtenus par inversions des courbes de dispersion dans le Mexique central [Gomberg and Masters, 1988; Campillo et al., 1996; Shapiro et al., 1997; Iglesias et al., 2010] ou par le tracé de rais [Valdes-Gonzalez and Meyer, 1996] ne résolvent pas bien la partie la plus superficielle et la partie profonde de la structure. L'analyse des fonctions récepteurs a permis d'unifier la zone de faible vitesse associée à la ceinture volcanique mexicaine et les structures plus profondes comme la discontinuité du Moho [Cruz-Atienza, 2000; Cruz-Atienza et al., 2010; Pérez-Campos et al., 2008]. Cependant, ces modèles répondent essentiellement au caractère unidimensionnel de la structure. En outre, des modèles de gravité [Urrutia-Fucugauchi and Flores-Ruiz, 1996; Nieto-Samaniego et al., 1999] le long de la ceinture volcanique mexicaine ne permettent pas d'avoir une bonne résolution à petite échelle. L'organisation des structures superficielles est de ce fait mal comprise. Une nouvelle approche d'imagerie peut être appliquée pour contraindre nos connaissances sur l'extension latérale et en profondeur du bassin sédimentaire de la vallée de Mexico et des structures sous-jacentes.

Une deuxième question est la tectonique des structures en extension dans le centre du Mexique et l'aléa associé à de possibles failles actives. Par exemple le séisme d'Acambay en 1912 de magnitude ≈ 7 [Urbina and Camacho, 1913] a provoqué des dégâts dans la partie centrale du Mexique et en particulier dans la vallée de Mexico à une centaine de kilomètres de l'épicentre. Dans cette problématique une structure détaillée de la vallée de Mexico est nécessaire pour mieux estimer le comportement du bassin situé sous la ville de Mexico en cas de séisme continental.

Pour mieux évaluer le risque sismique dans la ville de Mexico et dans le centre du Mexique, nous proposons d'utiliser une nouvelle méthode de reconstruction de la fonction de Green à partir des intercorrélations du bruit sismique ambiant pour imager la structure de la Vallée de Mexico.

7.2 Données sismologiques et erreurs de temps

Nous reconstruisons les ondes de Rayleigh et de Love à partir des intercorrélations de bruit sismique ambiant enregistré à 19 stations large bande appartenant à deux réseaux sismiques : le réseau du *Middle America Seismic Experiment* (MASE) et le réseau de la vallée de Mexico (VMEX) (Figure 7.1). Les intercorrélations sont calculées sur 2 ans de données de bruit pour les 8 stations MASE, et sur un an au maximum pour les dix stations VMEX. Parmi les stations VMEX, nous avons installé 6 stations : trois stations dans la ville de Mexico, dans des zones caractérisées par la présence de sédiments lacustres, et trois autres stations dans la région d'Acambay pour compléter la couverture de stations dans cette région plus éloignée de Mexico. Les capteurs utilisés sont de deux types : nous disposons de capteurs Guralp CMG40 et CMG-6TD qui ont tous deux un spectre de réponse plat jusqu'à 30 s de période.

Avant d'être corrélé, le bruit sismique est d'abord blanchi (normalisation du spectre), puis dans le domaine temporel, on lui applique une normalisation de type 1-bit qui consiste à ne conserver que le signe du signal (+1 ou -1). Pour chaque couple de stations,

les intercorrélations sont calculées pour 5 composantes : Z-Z, Z-R, R-Z et R-R permettent de reconstruire les ondes de Rayleigh et T-T les ondes de Love. Cependant le rapport signal sur bruit étant nettement inférieur sur les composantes transverses, R et T, dans cette étude préliminaire nous nous intéresserons uniquement à la composante Z-Z, et donc aux ondes de Rayleigh. Par ailleurs, nous calculons séparément les intercorrélations pour chaque jour de bruit.

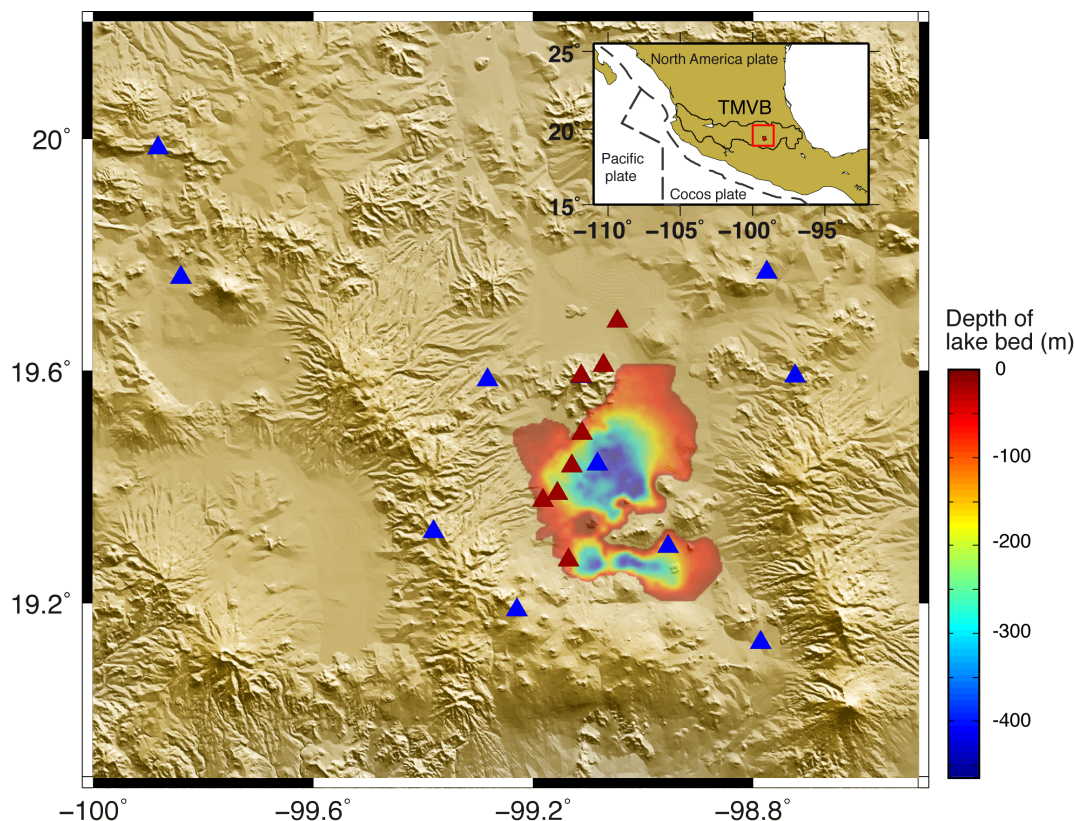


FIGURE 7.1 – Carte du Mexique central avec la Vallée de Mexico indiquée par la présence du bassin sédimentaire quaternaire dont les iso-profondeurs ont été représentées. Les stations sismiques du réseau MASE et VMEX sont indiquées par les triangles rouges et bleus respectivement.

Quatre des huit stations MASE présentent des erreurs de synchronisation résultant du déverrouillage des horloges GPS. Ces erreurs varient d'environ une seconde à quelques heures. La figure 7.2 présente pour deux couples de stations les intercorrélations journalières pour l'année 2006. On observe que les stations TONI et COAC présentent de larges erreurs de temps. Ces erreurs doivent être identifiées et corrigées car elles peuvent conduire à des interprétations erronées si elles ne sont pas prises en compte. Il est à noter que plusieurs stations MASE localisées dans la vallée de Mexico n'ont pas pu être exploitées car, pendant toute la durée de l'enregistrement, elles n'ont jamais été synchronisées (e.g. les stations TONI et TOSU).

7.3 Dispersion des ondes de Rayleigh

Dans cette étude, l'erreur d'horloge est la seule cause possible de fluctuations supérieures à 1 s. Nous cherchons à reconstruire une intercorrélation stable la plus proche possible de la fonction de Green du milieu. En raison des propriétés des sources de bruit, la symétrie des intercorrélations est rarement observée dans notre jeu de données. Ainsi nous ne pouvons pas utiliser la symétrie du signal pour corriger les erreurs d'horloge comme l'a proposé [Stehly et al., 2006]. Nous éliminons donc toutes les intercorrélations journalières présentant des dérives ou des sauts dans le temps.

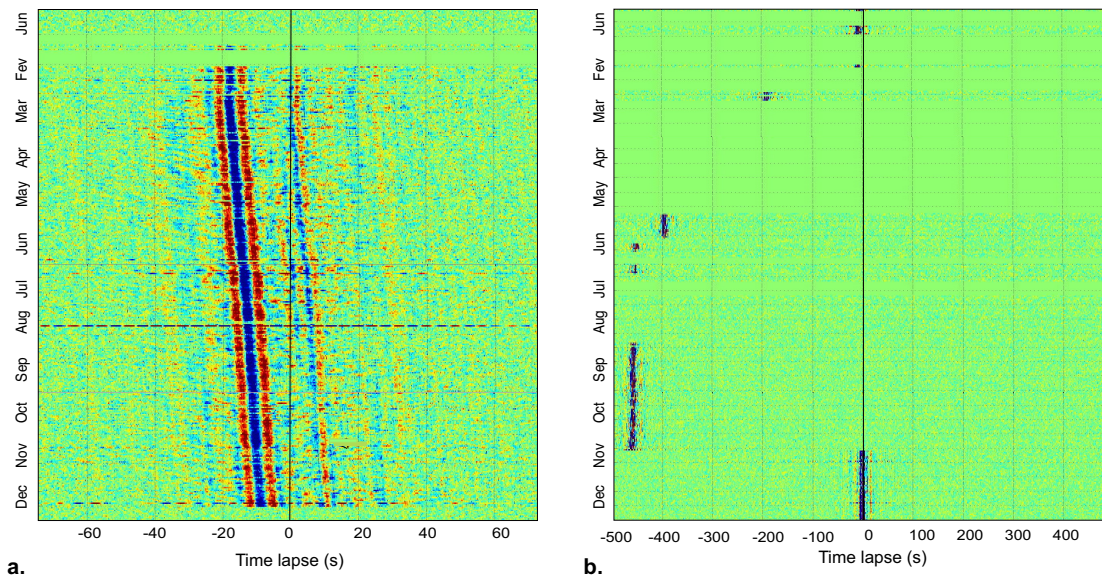


FIGURE 7.2 – Intercorrélations journalières pour l'année 2006 entre les couples de stations PTRP-TONI (a) et PTRP-COAC (b) du réseau MASE.

Après avoir éliminé les intercorrélations affectées par les erreurs d'horloge, nous moyennons les intercorrélations sur toute la période d'enregistrement. Le signal reconstruit correspond à la contribution de l'onde de surface à la fonction de Green. Le caractère dispersif des ondes de Rayleigh est en effet observé sur l'intercorrélation (Figure 7.4).

Les ondes de surface avec un rapport signal-bruit suffisants sont ensuite utilisées dans l'analyse de dispersion de vitesse de groupe.

7.3 Dispersion des ondes de Rayleigh

L'acquisition des données sismologiques fournit une description du milieu dans le domaine distance-temps (x,t) . Cependant dans ce plan, la dispersion des ondes de surface est difficilement détectable. Pour identifier la dispersion nous utilisons une analyse temps-fréquence (e.g Levshin et al. [1989]; Dziewonski et al. [1969]) .

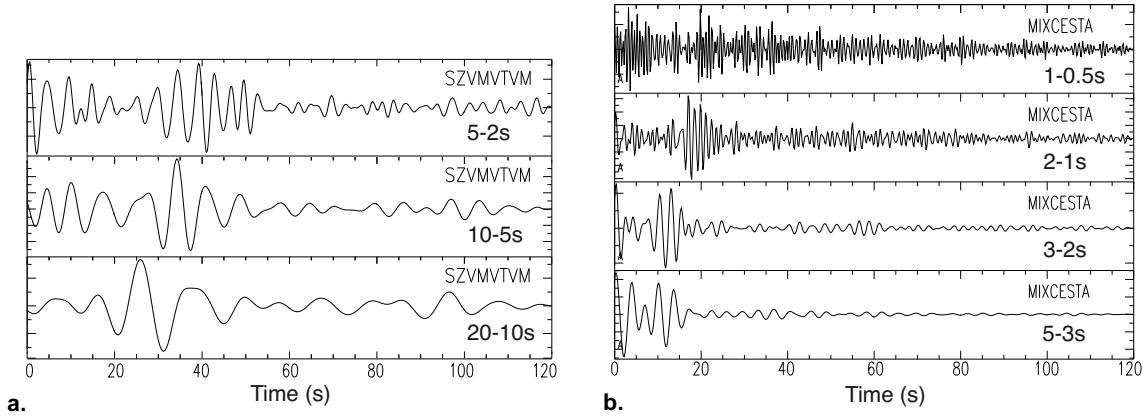


FIGURE 7.3 – (a) Intercorrélation filtrée pour différentes gammes de périodes, calculée à partir de 5 mois de bruit pour les composantes verticales du couple de stations SZVM-VTVM du réseau VMEX. (b) Intercorrélation du couple de stations MIXC-ESTA du réseau MASE calculée à partir de 12 mois de bruit.

Dans cette analyse temps-fréquence, le spectre du signal est d’abord multiplié par un filtre gaussien étroit centré sur une fréquence ω_0 qui peut être écrit comme :

$$H(\omega) = e^{-((\omega-\omega_0)/a\omega_0)^2} \quad (7.1)$$

avec ω la pulsation centrale du filtre et a la largeur de bande relative (nous avons choisi $a = 0.25$). Puis, la transformée inverse du spectre filtré est calculée. Ces étapes sont répétées pour un grand nombre de pulsations ω_0 , ce qui permet d’obtenir une fonction $S(\omega_0, t)$. Pour un seul mode de l’onde de surface et à une fréquence donnée, l’amplitude $A_S(\omega_0, t)$ de cette fonction est approximativement une fonction gaussienne du temps avec son maximum au temps de groupe $\tau(\omega_0)$. Il est possible de représenter $S(\omega_0, t)$ dans un domaine vitesse de groupe-période (U, T) en faisant la transformation de coordonnées suivante :

$$T = 1/\omega_0 \quad (7.2)$$

$$U(T) = d/\tau(T) \quad (7.3)$$

avec T la période, $U(T)$ la vitesse de groupe et d la distance entre la source et le récepteur (dans notre cas entre les deux récepteurs de l’intercorrélacion). L’amplitude de la fonction $A_S(T, U)$ est utilisée pour la représentation graphique du signal dans le domaine des périodes. La position du maximum d’amplitude à chaque période nous permet de définir la courbe de dispersion de l’onde de surface étudiée. En théorie, il est possible d’identifier plusieurs modes si ceux-ci sont suffisamment séparés dans la représentation (U, T) de l’amplitude.

7.4 Modèle de vitesse sous la vallée de Mexico

7.4.1 Carte des vitesses de groupe à des périodes longues 3 -10 s

Dans un premier temps nous allons chercher à ajuster le modèle de vitesse de la partie profonde de la vallée de Mexico. Pour cela, nous mesurons les vitesses de groupe des courbes de dispersion des ondes de surfaces reconstruites par intercorrélation du bruit pour les couples de stations SZVM-VTVM et MZVM-VTVM (Figure 7.4). Nous nous intéressons en particulier à l'onde de Rayleigh de période comprise entre 3 à 10 secondes, sensible à la partie profonde, i.e. jusqu'à 10 km.

La figure 7.4 présente les diagrammes de vitesse de groupe (U, T) pour les deux trajets indiqués sur la carte. On remarque que le maximum d'énergie se trouve à des vitesses plus importantes lorsque la période augmente, ce qui montre bien le caractère dispersif de l'onde de Rayleigh que nous avons reconstruite par intercorrélation. Les vitesses de groupe mesurées pour l'onde de Rayleigh évoluent d'environ 1,7 km/s pour 3 s de période, à 2,5 km/s pour 6 s de période.

Pour chaque période nous pouvons extraire le maximum du diagramme (U, T) qui correspond approximativement à la courbe de dispersion de la vitesse de groupe du mode de plus forte amplitude, i.e ici le mode fondamental de Rayleigh (courbes rouges, figure 7.4). Ces courbes de dispersion sont représentées dans la figure 7.5 (a).

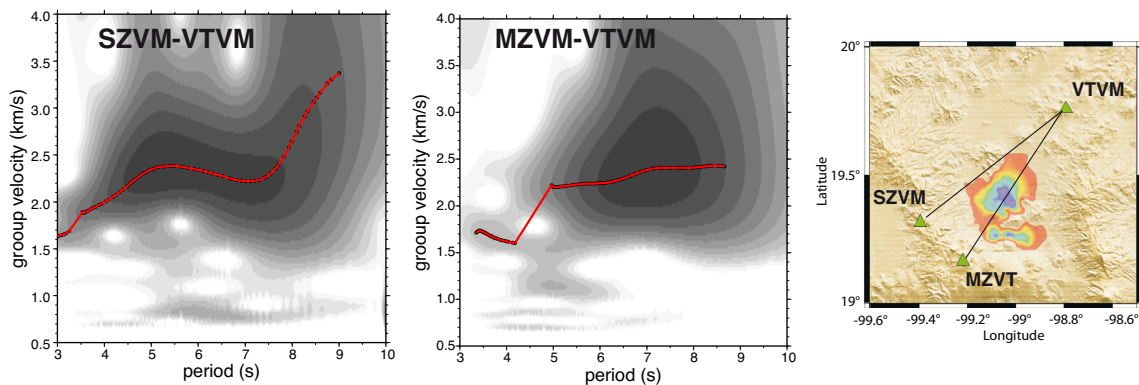


FIGURE 7.4 – Diagrammes de vitesse de groupe calculés à partir des intercorrélations, pour deux trajets SZVM-VTVM et MZVM-VTVM traversant la vallée de Mexico. Les lignes rouges représentent la courbe de dispersion du mode fondamental de l'onde de Rayleigh.

7.4.2 Modèle de vitesse

Nous utilisons un modèle 1D des vitesses moyennes sous la vallée de Mexico. Ce modèle prend en compte, pour la partie la plus profonde, la structure régionale déterminée

par Campillo et al. [1996]. La structure superficielle est caractérisée par une couche de 2 km d'épaisseur de plus faible vitesse constituée de roches volcaniques du Miocène [Havskov and Singh, 1977]. Au dessus de cette couche volcanique nous représentons le bassin sédimentaire quaternaire de 500 m d'épaisseur [Suarez et al., 1987] (Tableau 7.1). A partir de ce modèle de vitesse, nous calculons les courbes de dispersion via les programmes développés par [Herrmann, 2002]. Chaque courbe de dispersion nous donne pour chaque période la vitesse de groupe du mode fondamental de l'onde de Rayleigh (Figure 7.5 b).

Thickness (km)	V_P (km/s)	V_S (km/s)	Density (g/cm^3)
0.35	2.0	1.20	2.05
0.20	2.5	1.80	2.05
2.00	4.0	2.70	2.20
5.00	5.3	3.05	2.40
12.00	5.7	3.30	2.40

TABLE 7.1 – Modèle de vitesse moyen sous la vallée de Mexico

En comparant les courbes de dispersion des vitesses de groupe observées et la courbe de dispersion modélisée, nous pouvons voir qu'elles sont en bon accord. Ainsi, nous pouvons considérer ce modèle comme étant, au premier ordre une bonne approximation de la structure sous la vallée de Mexico.

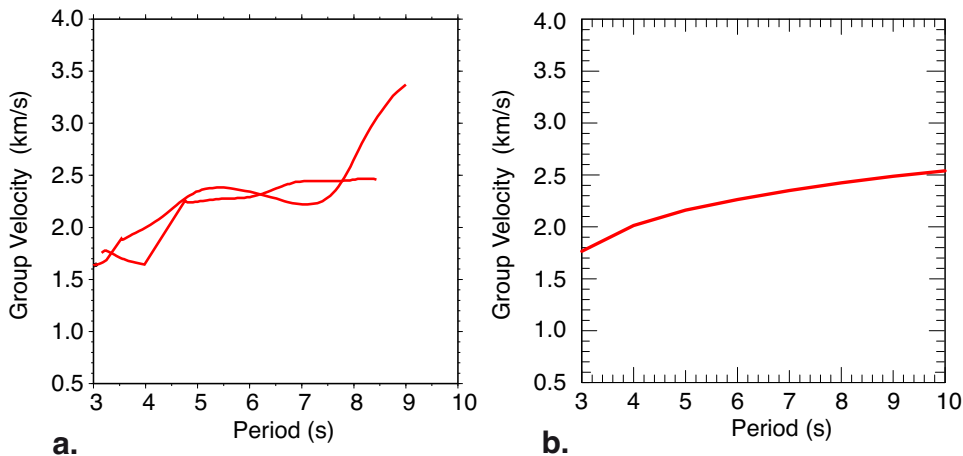


FIGURE 7.5 – (a) Courbes de dispersion de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh entre les stations SZVM-VTVM et MZVM-VTVM. (b) Courbe de dispersion théorique de la vitesse de groupe du mode fondamental obtenue pour le modèle sous la vallée de Mexico (tableau 7.1)

7.4.3 Inversion en profondeur des courbes de dispersion

La modèle de la structure sous la vallée de Mexico semble en bon accord avec les observations. Afin de vérifier la validité de ce modèle, nous avons inversé en profondeur la courbe de dispersion moyenne observée pour les deux trajets SZVM-VTVM et MZVM-VTVM (Figure 7.6 a). Le modèle de vitesse initial choisi est le modèle régional calculé par Campillo et al. [1996].

Nous utilisons une méthode d'inversion de type Monte Carlo basée sur un échantillonnage aléatoire de l'espace des paramètres. Elle propose une représentation de l'espace des modèles possibles permettant une estimation du modèle en terme de probabilité d'existence.

La figure 7.6 (b) présente le résultat de l'inversion en profondeur de la courbe de dispersion moyenne et compare le modèle de vitesse obtenu avec le modèle initial de Campillo et al. [1996] (courbe noire) et le modèle estimé dans la section précédente (courbe rouge). On observe que le dernier modèle est assez proche des modèles résultants de l'inversion et qu'il modélise bien les vitesses jusqu'à une profondeur d'environ 8 km.

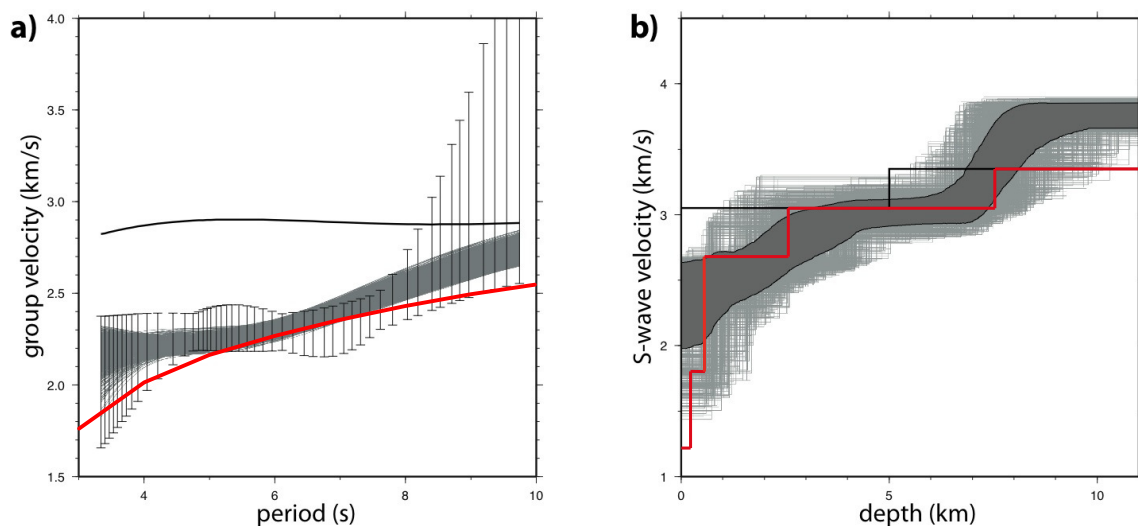


FIGURE 7.6 – Inversion des courbes de dispersion de la vitesse de groupe. (a) Courbes de dispersion. Les barres verticales indiquent les vitesses de groupe mesurées avec les erreurs pour les deux trajets SZVM-VTVM et MZVM-VTVM. Les fines lignes grises montrent les courbes de dispersion pour les modèles sélectionnés lors de l'inversion de Monte-Carlo. Les lignes noire et rouge indiquent respectivement la vitesse de groupe calculée pour le modèle de Campillo et al. [1996] et la vitesse de groupe calculée pour le modèle sous la vallée de Mexico présenté tableau 7.1. (b) Modèles de vitesse d'ondes S. Les fines lignes grises montrent les modèles sélectionnés par l'inversion de Monte-Carlo. La zone grise correspond à la vitesse moyenne des ondes S plus ou moins un écart type calculé à chaque profondeur. Les lignes noire et rouge représentent le modèle de vitesse de Campillo et al. [1996] et le modèle sous la vallée de Mexico respectivement.

7.5 Modèle de vitesse du bassin sédimentaire de Mexico

7.5.1 Carte des vitesses de groupe à courtes périodes en dehors du bassin

Nous présentons ici la courbe de dispersion des vitesses de groupe des ondes de Rayleigh pour un trajet en bordure du bassin sédimentaire quaternaire constitué en partie de dépôts sédimentaires lacustres (Figure 7.7). Nous nous intéressons aux ondes de plus courtes périodes 0,8-3 s qui sont sensibles aux structures superficielles du bassin. Pour le trajet entre les stations ESTA-COAC, la vitesse de groupe évolue de 1,5 km/s pour $T=1$ s à 2 km/s pour $T=2$ s. La figure 7.8 (a) présente la courbe de dispersion extraite du diagramme de vitesse de groupe ($U-T$). Cette courbe de dispersion observée semble correspondre au mode fondamental de l'onde de Rayleigh car il n'existe pas de niveau d'énergie remarquable avec des vitesses de groupe plus lentes.

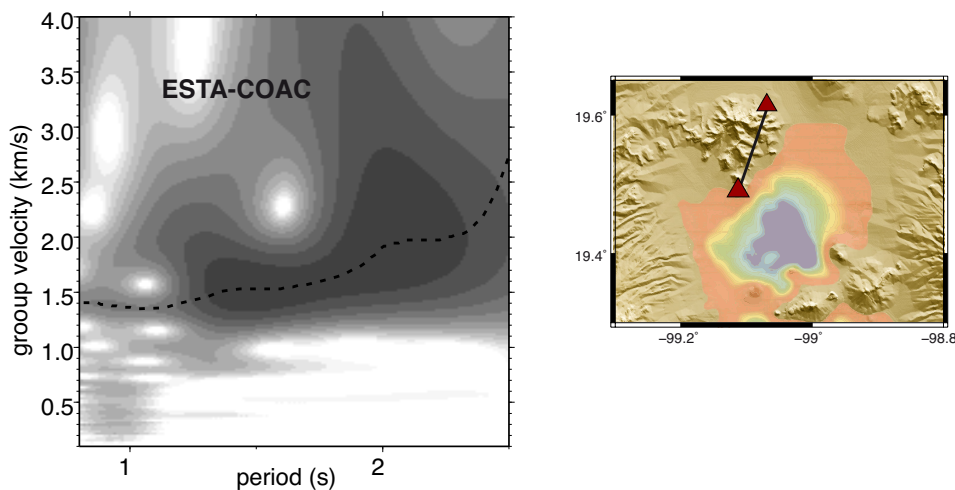


FIGURE 7.7 – Courbe de dispersion de la vitesse de groupe entre les stations ESTA et COAC pour un trajet extérieur au bassin sédimentaire. La ligne pointillée noire représente le niveau d'énergie dominant.

7.5.2 Modèle de vitesse en dehors du bassin

On calcule les courbes de dispersion théoriques du mode fondamental et des trois premiers modes supérieurs à partir du modèle sous la vallée de Mexico du tableau 7.1 (Figure 7.7). On observe que le modèle réussi a prédire de manière satisfaisante la courbe de dispersion observée à des périodes courtes $1 < T < 2,5$ s.

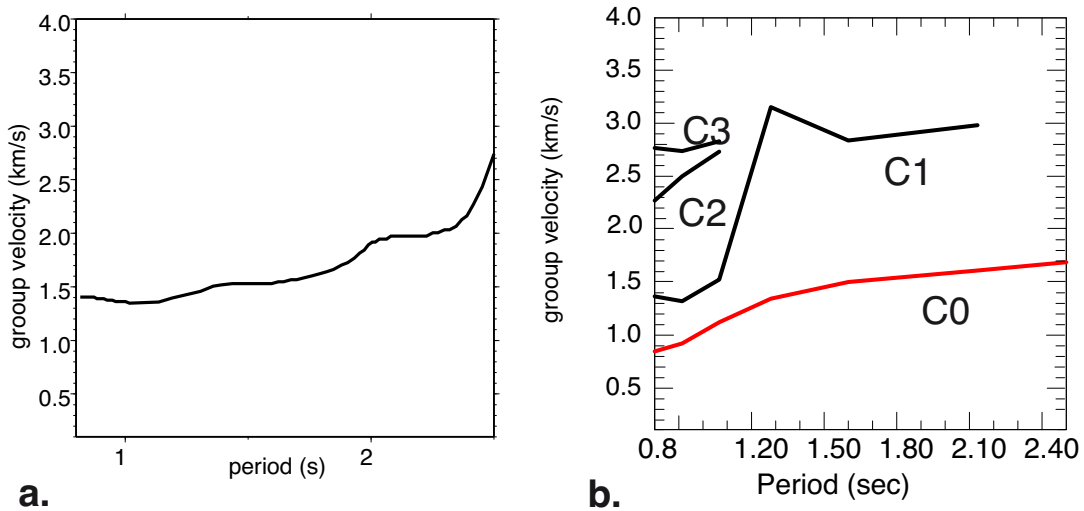


FIGURE 7.8 – (a) Courbe de dispersion du mode dominant observée pour le trajet ESTA-COAC (courbe noire). (b) Vitesses de groupe théoriques obtenues pour le mode fondamental et les 3 premiers modes supérieurs à partir du modèle de vitesse sous la vallée (tableau 7.1).

7.5.3 Carte des vitesses de groupe à courtes périodes dans le bassin

Les courbes de dispersion des vitesses de groupe des ondes Rayleigh ont été calculées pour quatre intercorrélations correspondant à quatre trajets situés dans le bassin quaternaire : MIXC-ESTA, CIRE-MULU, MIXC-MULU, CIRE-ESTA (Figure 7.9). A partir des diagrammes de vitesse de groupe, on observe que l'énergie dominante pour $T > 2$ s se situe à environ 0,9 km/s dans le bassin, alors qu'il se situe à environ 2 km/s pour le trajet extérieur au bassin. Par ailleurs on peut noter qu'il existe, pour les quatre trajets un autre niveau d'énergie de vitesse de groupe de l'ordre de 0.3 km/s pour $1,5 > T > 3$ s. Enfin, pour les trajets MIXC-MULU et CIRE-ESTA seulement, un dernier niveau d'énergie peut être identifié avec une vitesse de groupe beaucoup plus rapide de l'ordre de 1,8 km/s pour $1,5 < T < 2$ s.

Les trajets entre les stations considérées ici interceptent différentes parties du bassin sédimentaire ce qui provoque une variabilité des niveaux d'énergie observés. Pour chacun des quatre trajets, deux courbes de dispersions sont isolées et représentées dans la figure 7.10c. Elles correspondent respectivement aux niveaux d'énergie de vitesse de groupe d'environ 0.9 km/s (courbes noires) et d'environ 0.3 km/s (courbes rouges).

En comparant les figures 7.10 (a) et 7.10 (b), on remarque que les courbes de dispersion à l'intérieur du bassin sont beaucoup plus lentes que celle observée à l'extérieur du bassin. Le bassin sédimentaire joue donc un rôle déterminant sur la propagation des ondes de Rayleigh aux périodes considérées dans cet exercice.

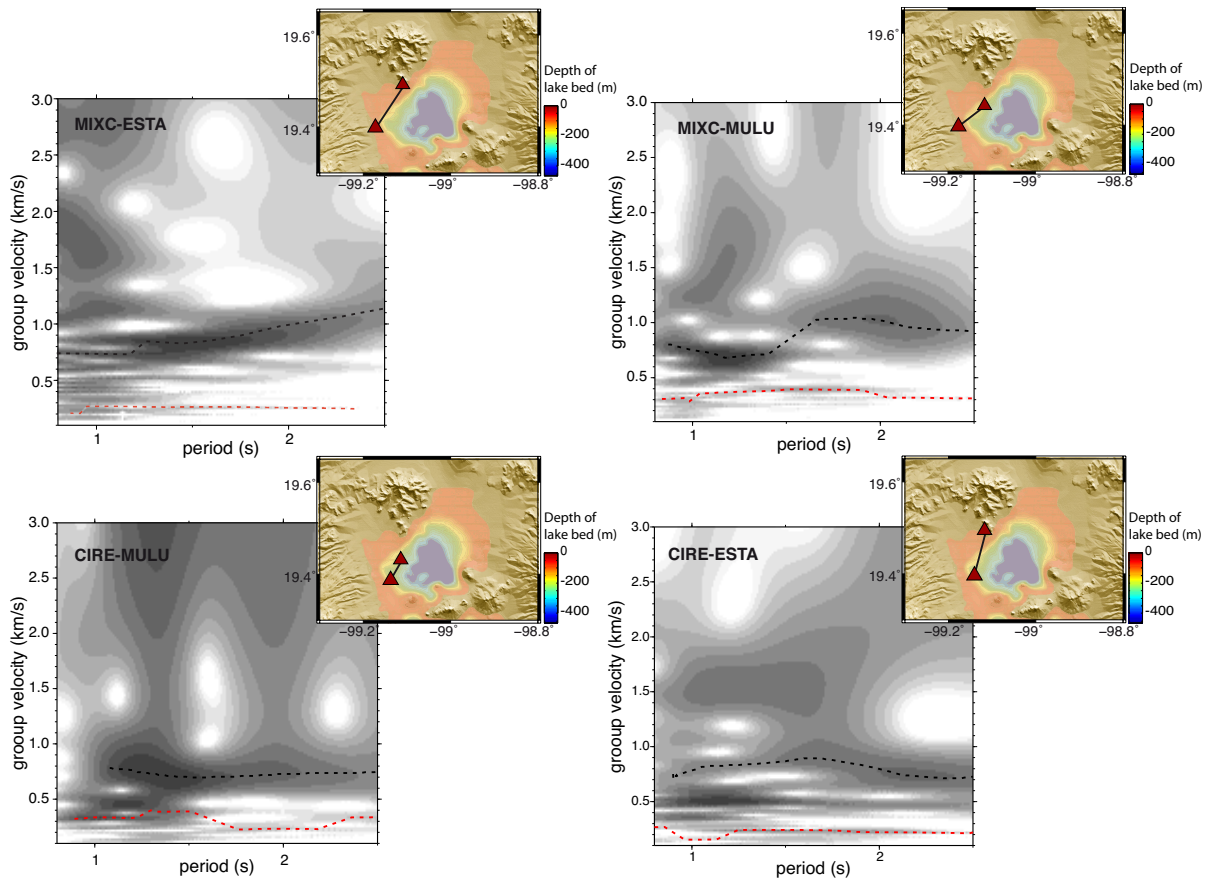


FIGURE 7.9 – Diagrammes de vitesse de groupe calculés pour quatre trajets inter-stations situés à l’intérieur du bassin sédimentaire de la vallée de Mexico (MIXC-ESTA, CIRE-MULU, MIXC-MULU, CIRE-ESTA). Les courbes noires et rouges représentent respectivement le niveau dominant d’énergie et le niveau de moindre énergie observé à des vitesses de groupe plus lentes.

7.5.4 Modèle de vitesse dans le bassin

Afin de prendre en compte les couches superficielles des sédiments lacustres du bassin quaternaire, nous générons un nouveau modèle présenté dans le tableau 7.2. Par rapport au modèle de vitesse extérieur au bassin (tableau 7.1), nous avons rajouté deux fines couches de faible vitesse [Singh et al., 1997] et diminué la vitesse de la première couche sous-jacente.

A partir de ce nouveau modèle, nous calculons des courbes de dispersion théoriques (Figure 7.10). Nous observons que les modes supérieurs apparaissent dans les courbes de dispersion synthétiques alors qu’ils étaient pratiquement inexistant dans la modélisation précédente (figure 7.8). Une comparaison entre les courbes de dispersion observées et théoriques suggère que la branche de basse vitesse ($\approx 0,3$ km/s) correspond au mode fondamental tandis que la branche de vitesse ($\approx 0,9$ km/s) est liée au premier mode su-

Thickness (km)	V_P (km/s)	V_S (km/s)	Density (g/cm^3)
0.03	0.8	0.2	2
0.02	1.2	0.40	2
0.35	1.5	0.45	2.05
0.20	2.5	1.80	2.05
2.00	4.0	2.70	2.2
5.00	5.3	3.05	2.4
12.00	5.7	3.30	2.4

TABLE 7.2 – Modèle de vitesse de la vallée de Mexico modifié à partir du modèle présenté tableau 7.1. Ce modèle prend en compte la présence de sédiments lacustres de très faible vitesse dans le bassin sédimentaire.

périeur. Pour les trajets situés à l'intérieur du bassin sédimentaire, le maximum d'énergie dans les diagrammes de dispersion est donc observé à des vitesses plus élevées que celle prévue pour le mode fondamental. Ceci indique que la propagation dans le bassin de Mexico est dominée par les modes supérieurs des ondes de surface qui se propagent à des profondeurs plus importantes dans le bassin. La sensibilité du mode fondamental à la vitesse des ondes S est maximal à la surface, là où les vitesses sont les plus lentes ($\approx 0,2$ km/s) et l'atténuation la plus forte. Il semblerait donc que le transport d'énergie par le mode fondamental dans ces conditions soit inefficace.

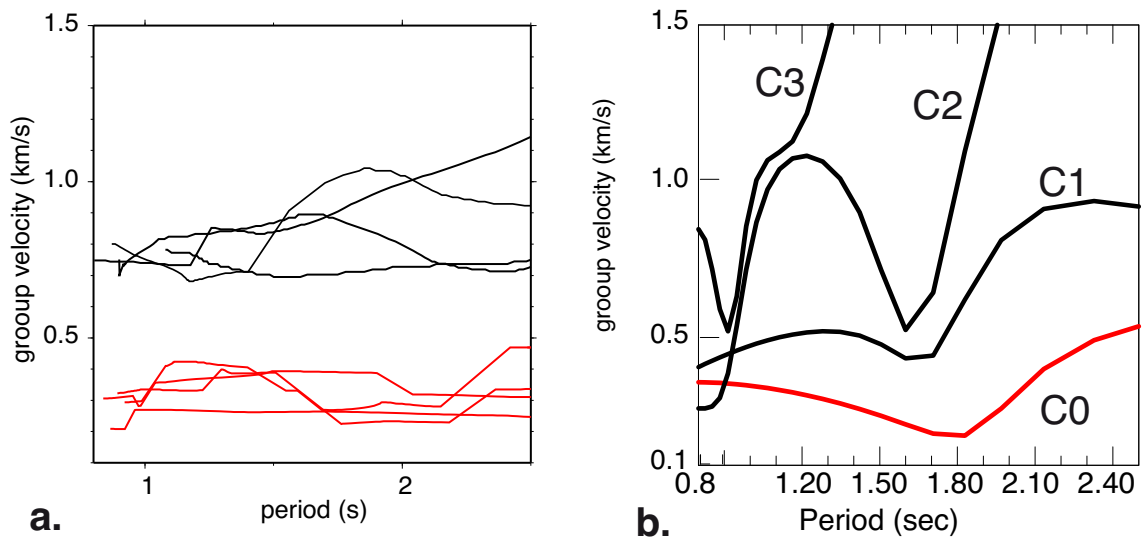


FIGURE 7.10 – (a) Courbes de dispersion observées du mode dominant (courbes noires) et du mode de moindre énergie (courbes rouges) pour les trajets situés à l'intérieur du bassin sédimentaire. (b) Vitesses de groupe théoriques obtenues pour le modèle de vitesse du bassin sédimentaire (tableau 7.2) pour le mode fondamental et les trois premiers modes supérieurs.

Ces résultats sont cohérents avec les études antérieures et mettent en évidence l'importance de la structure profonde du bassin qui va contrôler la propagation des modes supérieurs des ondes de surface. L'utilisation du bruit sismique ambiant pour récupérer les structures crustales peu profondes sous la vallée de Mexico semble réalisable. Cependant avant de pouvoir déterminer la structure de vitesse sous le bassin, il est nécessaire d'identifier les modes dominants de propagations.

7.5.5 Inversions des courbes de dispersion

Dans un premier temps nous proposons de calculer des modèles de vitesse 1D pour les trajets à l'intérieur du bassin. Nous allons d'abord supposer que le mode dominant d'énergie observé sur les courbes de dispersion correspond au mode fondamental de l'onde de Rayleigh. Puis nous réaliserons une seconde inversion en supposant cette fois qu'il s'agit du premier mode supérieur. Nous allons tester cette approche pour deux trajets : le trajet MIXC-ESTA qui se trouve en bordure du bassin et le trajet CIRE-MULU qui se trouve sur les dépôts lacustres.

Pour ces trajets nous inversons la courbe de dispersion du niveau d'énergie le plus grand ($\approx 0,9$ km/s) (figure 7.9) avec les programmes *GEOPSY*. Cette approche utilise un algorithme d'inversion de type *neighborhood algorithm* développé par Wathelet [2008]. Le modèle initial utilisé est proche à celui présenté tableau 7.1 et représente la structure sous les sédiments quaternaires.

MIXC-ESTA

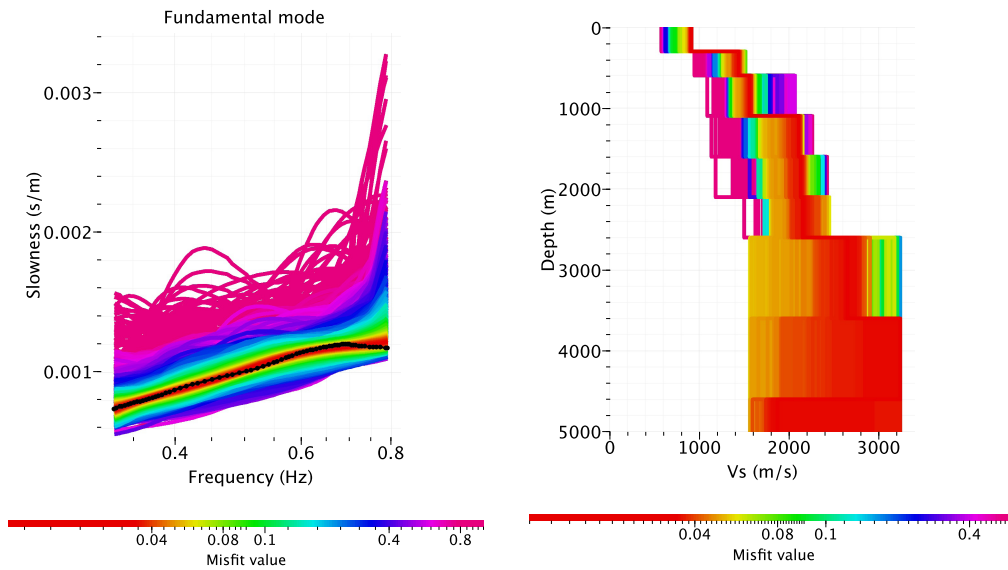
Lorsque la courbe de dispersion est inversée en supposant qu'il s'agit de la vitesse de groupe du mode fondamental de l'onde Rayleigh nous obtenons le modèle présenté figure 7.11.

Nous réalisons une deuxième inversion en supposant que l'énergie dominante observée dans le diagramme de dispersion est celle du premier mode de l'onde de Rayleigh. Le modèle de vitesse obtenu est alors différent du précédent (Figure 7.12).

CIRE-MULU

Nous procédons de la même manière pour le trajet CIRE-MULU. Les figures 7.13, 7.14 et 7.15 présentent les courbes de dispersion et les modèles de vitesse dans l'hypothèse que le mode dominant est respectivement le mode fondamental (figure 7.13), le premier mode supérieur (figure 7.14) et le deuxième mode supérieur (figure 7.15).

Les modèles obtenus pour les différentes hypothèses du mode dominant sont très différents. Ce résultat souligne l'importance d'une bonne identification des modes pour obtenir un modèle de vitesse représentatif de la structure réelle.



(a) Courbes de dispersion du mode fondamental. La courbe noire est la vitesse de groupe du niveau d'énergie dominant observée.

(b) Modèles de vitesse

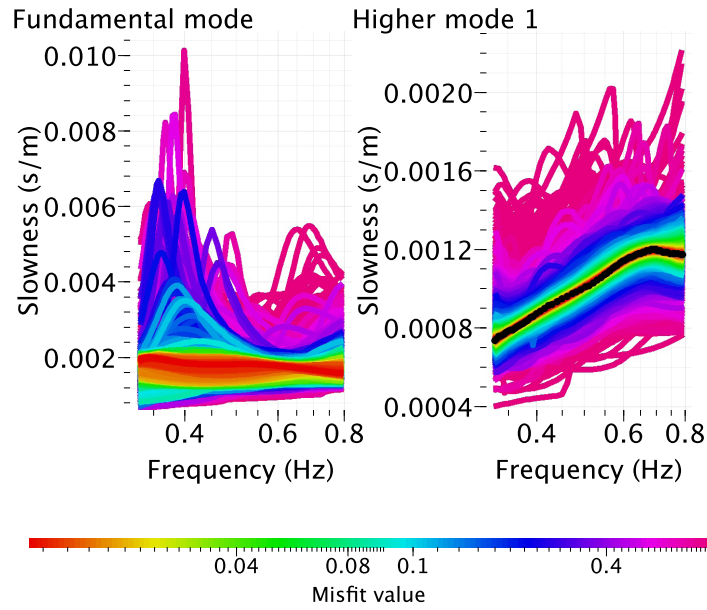
FIGURE 7.11 – Inversion des vitesses en profondeur à partir de la courbe de dispersion du mode le plus énergétique de l'onde de Rayleigh pour le trajet MIXC-ESTA en supposant qu'il s'agit du mode fondamental.

7.5.6 Calculs des rapports H/V sur les codas des séismes

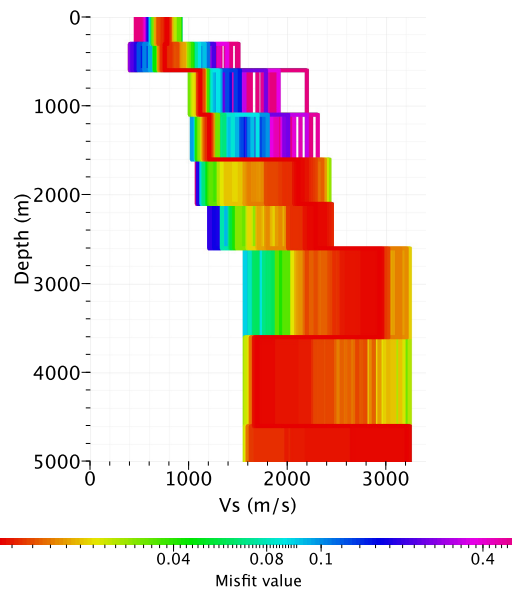
Nous cherchons maintenant à identifier les modes des ondes de surfaces à partir des mesures de rapport spectraux H/V. Ces mesures sont obtenues généralement par le rapport entre les spectres d'amplitude de Fourier de la composante horizontale (H) et de la composante verticale (V) du bruit ambiant enregistré à une unique station. Cette mesure dépend de la fréquence de résonance du milieu mais peut parfois être interprétée comme étant liée à l'ellipticité des ondes de surface. Ici, le rapport spectral H/V est calculé à partir des ondes de la coda des séismes.

Dans la théorie développée par Margerin et al. [2001, 2009]; Sánchez-Sesma et al. [2011], il est possible d'identifier le rapport H/V qui est une caractéristique propre du milieu à partir d'un champ d'onde diffus présentant une équipartition. Nous avons choisi plusieurs événements pour nous assurer que le H/V calculé est stable d'un séisme à l'autre. Les caractéristiques des trois séismes sélectionnées sont présentées dans le tableau 7.5.6.

La figure 7.16 présente le signal du séisme du Nord Japon avec la portion de coda utilisée dans le calcul du rapport H/V.

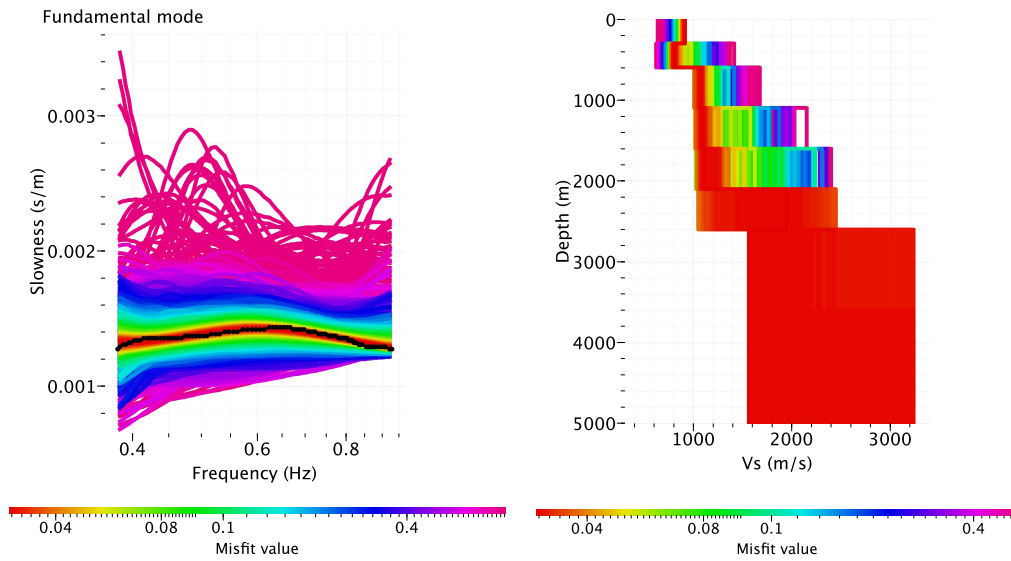


(a) Courbes de dispersion du mode fondamental et du premier mode supérieur. La courbe noire est la vitesse de groupe du niveau d'énergie dominant observée.



(b) Modèles de vitesse

FIGURE 7.12 – Inversion des vitesses en profondeur à partir de la courbe de dispersion du mode le plus énergétique de l'onde de Rayleigh pour le trajet MIXC-ESTA en supposant qu'il s'agit du premier mode supérieur.



(a) Courbes de dispersion du mode fondamental. La courbe noire est la vitesse de groupe du niveau d'énergie dominant observée.

(b) Modèles de vitesse

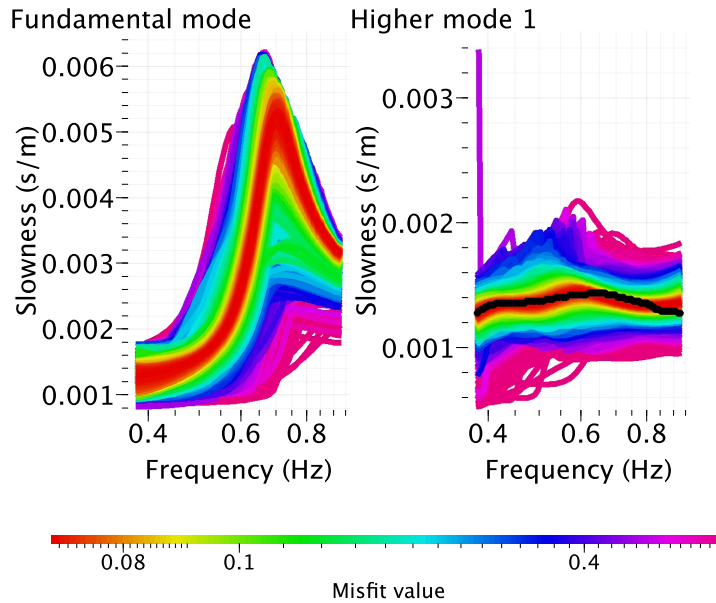
FIGURE 7.13 – Inversion des vitesses en profondeur à partir de la courbe de dispersion du mode le plus énergétique de l'onde de Rayleigh pour le trajet CIRE-MULU en supposant qu'il s'agit du mode fondamental.

Nom	année	mois	jour	heure	lat (°)	long (°)	prof (km)	Mw
Nord Japon	2006	11	15	11 :14 :13	46.59	153.27	10	8.3
Pacifique Sud	2006	05	03	15 :26 :40	-20.19	-174.12	55	8.0
Basse Californie	2006	01	04	02 :32 :31	28.1	-112	10	6.7

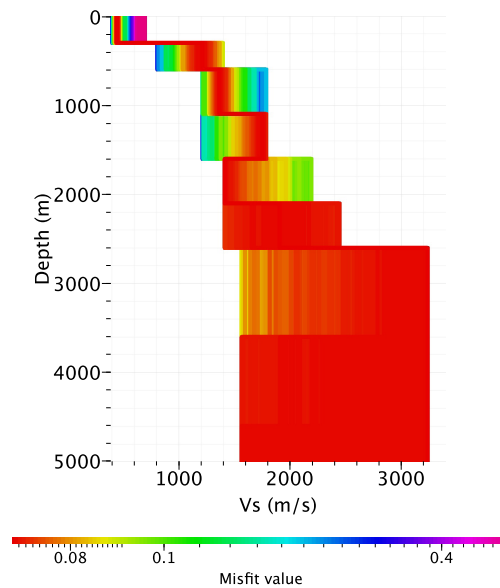
TABLE 7.3 – Séismes utilisés pour l'estimation des rapports spectraux H/V sur la coda.

7.5.7 Calculs des rapports H/V théoriques

Dans un deuxième temps, nous calculons les rapports H/V théoriques associés aux modèles de vitesse obtenus par l'inversion des courbes de dispersion. Nous avons utilisé l'approche développée par [Sánchez-Sesma et al. \[2011\]](#). En supposant un champ d'onde diffus, le rapport H/V est calculé en fonction de la partie imaginaire de la fonction de Green pour un récepteur en surface sur un milieu stratifié horizontalement. Cette méthode considère que le rapport H/V est une propriété intrinsèque du milieu. Nous allons nous intéresser aux deux trajets MIXC-ESTA et CIRE-MULU.



(a) Courbes de dispersions du mode fondamental et du premier mode supérieur. La courbe noire est la vitesse de groupe du niveau d'énergie dominante observée.

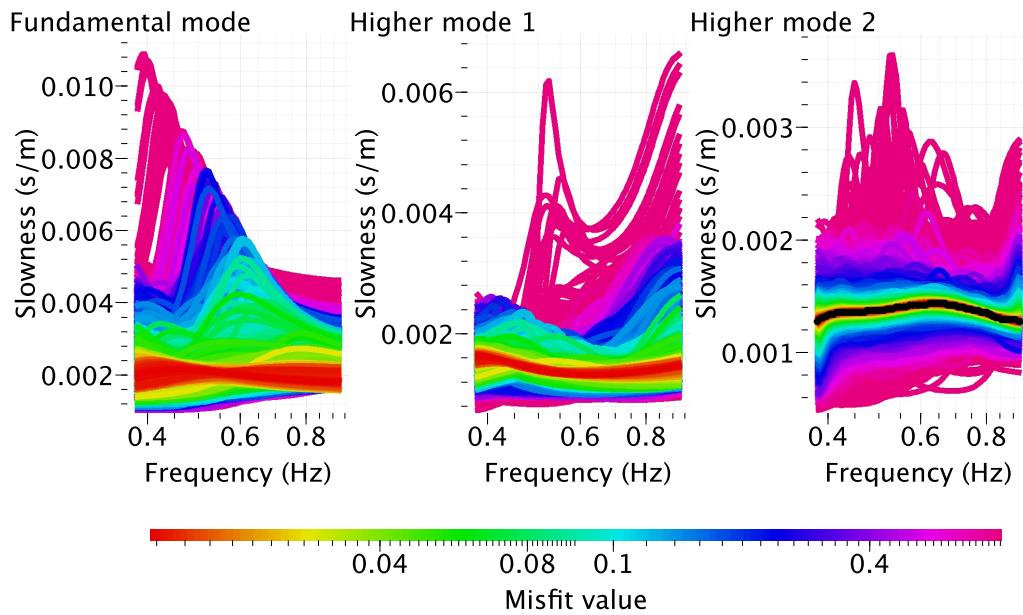


(b) Modèles de vitesse

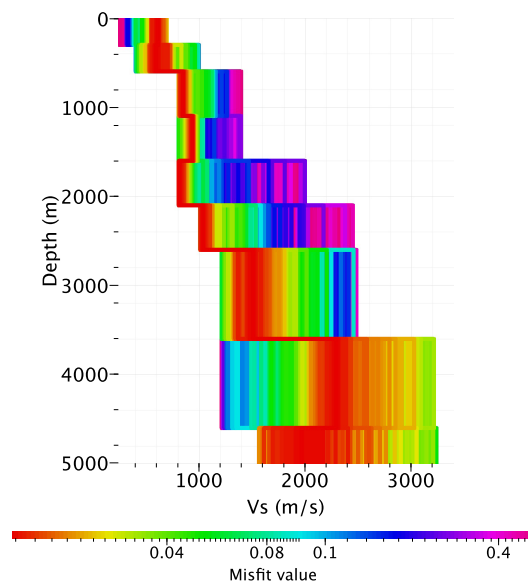
FIGURE 7.14 – Inversion des vitesses en profondeur à partir de la courbe de dispersion du mode le plus énergétique de l'onde de Rayleigh pour le trajet CIRE-MULU en supposant qu'il s'agit du premier mode supérieur.

MIXC-ESTA

Pour le trajet MIXC-ESTA nous disposons de deux modèles de vitesse pour les deux hypothèses du mode de l'énergie dominante (i.e. mode fondamental et premier mode



(a) Courbes de dispersion du mode fondamental, le premier mode supérieur et le deuxième mode supérieur. La courbe noire est la vitesse de groupe du niveau d'énergie dominant observée.



(b) Modèles de vitesse

FIGURE 7.15 – Inversion des vitesses en profondeur à partir de la courbe de dispersion du mode le plus énergétique de l'onde de Rayleigh pour le trajet CIRE-MULU en supposant qu'il s'agit du deuxième mode supérieur.

supérieur). Dans les figures 7.17 et 7.18, les courbes rouges représentent le rapport H/V obtenu à partir du premier modèle (hypothèse du mode fondamental) et les courbes vertes

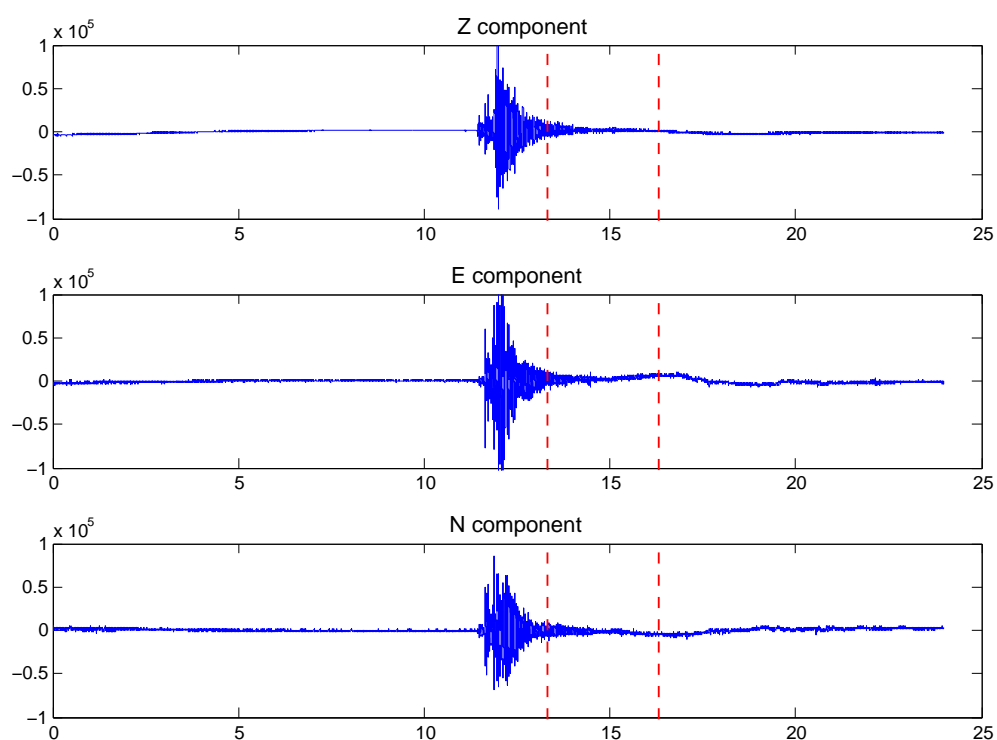


FIGURE 7.16 – Sismogrammes produits par le séisme du Nord Japon ($M_w=8,3$), le 15 novembre 2006, pour les trois composantes. Entre les lignes rouges on sélectionne la coda.

celui obtenu à partir du deuxième modèle (hypothèse du premier mode supérieur).

Nous cherchons à identifier le meilleur modèle grâce à une comparaison entre les rapports H/V observés aux stations MIXC et ESTA et les H/V calculés à partir des modèles de vitesse pour le trajet MIXC-ESTA. Les figures 7.17 et 7.18 présentent aussi les rapports H/V observés à la station MIXC et ESTA pour les trois séismes (courbes noires). Pour les téléseismes de grandes magnitudes on observe des rapports H/V proches. Le séisme de basse Californie (Mexique) a une signature légèrement différente, surtout à plus haute fréquence.

Pour la station ESTA on note un pic aux alentours de 0.2 Hz sur les rapports H/V calculés pour les trois événements. Ce pic n'est pas présent sur le rapport H/V calculé pour le modèle obtenu à partir du mode fondamental (en rouge), contrairement au H/V calculé pour le modèle issu du premier mode supérieur. Par conséquent, ce dernier modèle semble en bon accord avec les rapports H/V observés sur les codas sismiques. Cependant on notera que l'amplitude n'est pas bien modélisée dans ce test préliminaire. Dans le cas de la station MIXC, on observe qu'il y a un bon accord entre les rapports H/V observés et le rapport H/V obtenu à partir du modèle de vitesse résultant de l'inversion du premier mode fondamental aux fréquences inférieures à environ 0,5 Hz. L'amplitude du pic est bien modélisée pour cette station. Ces deux stations se trouvent à la limite du bassin sédimentaire et présentent une amplification différente suivant la nature des couches superficielles qui se trouvent en dessous.

D'après cette analyse, pour les deux stations MIXC et ESTA le mode dominant de la propagation des ondes de Rayleigh semble correspondre au premier mode supérieur.

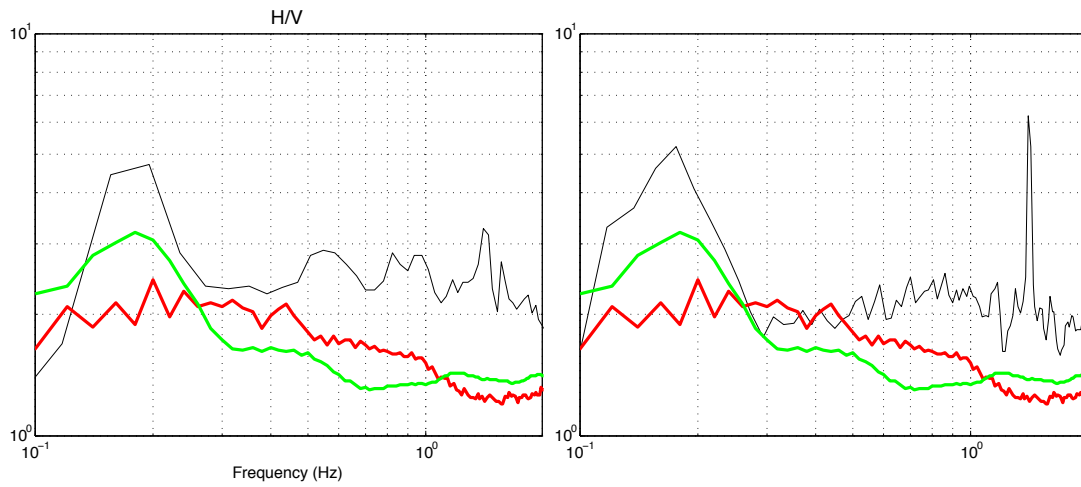
CIRE-MULU

Nous procédons de la même manière pour identifier les modes de propagation des ondes de Rayleigh pour le trajet CIRE-MULU. Nous allons comparer les rapports H/V calculés à partir des modèles de vitesse avec les rapports H/V observés sur la coda des séismes. On peut remarquer que le rapport H/V pour la station MULU est très différent de ceux observés aux stations MIXC et ESTA. La station MULU se situe dans ce qu'on appelle la zone de lac qui repose sur les sédiments lacustres. L'amplification des déplacements horizontaux par rapport aux déplacements verticaux atteint un facteur supérieur à 100.

Nous comparons ces rapports H/V observés avec ceux obtenus sur trois modèles. Pour le modèle résultant de l'hypothèse du premier mode supérieur, le rapport de H/V est le plus proche du rapport observé sur les codas des séismes.

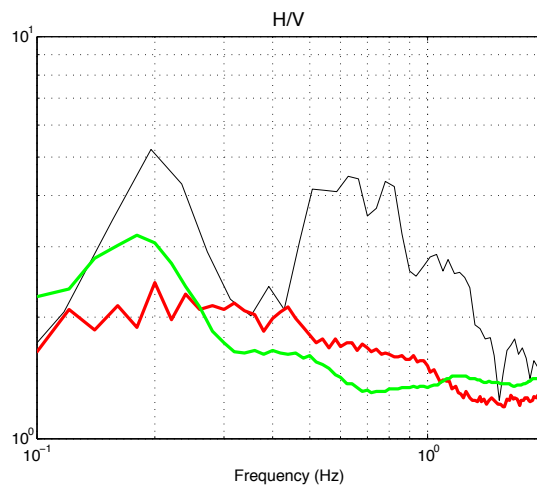
La station CIRE n'est pas présentée car elle est très bruitée et la mesure de H/V n'est de ce fait pas stable.

Ces tests préliminaires montrent l'intérêt d'utiliser les mesures de rapports spectraux H/V pour identifier les modes supérieurs. Nous montrons qu'il est possible de calculer un rapport H/V représentatif du milieu sous la station à partir des codas des séismes car ce sont des champs diffus équipartitionnés.



(a) H/V calculée sur la coda du séisme du Nord Japon.

(b) H/V calculée sur la coda du séisme du Pacifique sud.



(c) H/V calculée sur la coda du séisme du Mexique.

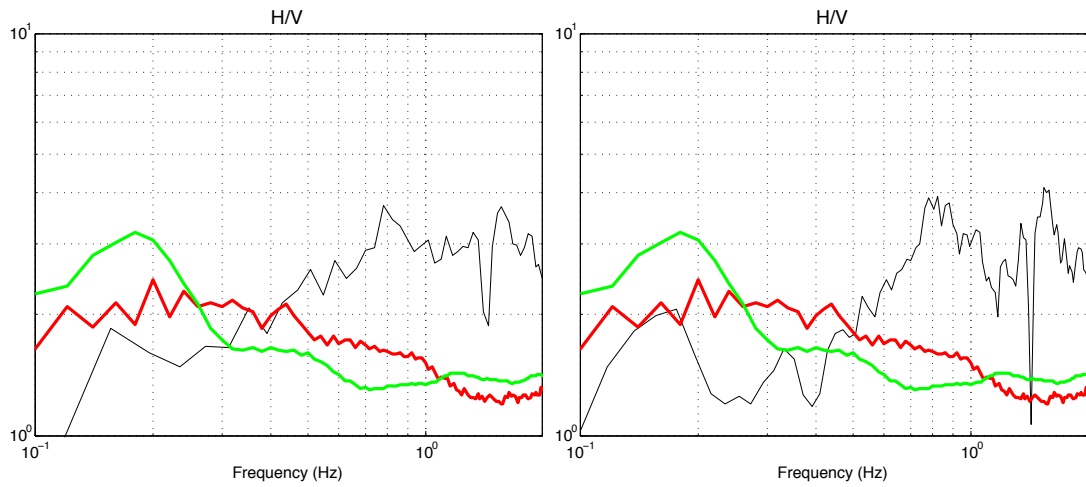
FIGURE 7.17 – Rapports H/V observés sur la coda des séismes à la station ESTA (courbe noire) et rapports H/V calculés pour le trajet MIXC-ESTA en supposant que le mode dominant est respectivement le mode fondamental (rouge) ou le premier mode supérieur de l'onde de Rayleigh (vert)

7.6 Conclusion

La domination des modes supérieurs dans la vallée de Mexico pourrait être un facteur déterminant dans la longue durée du signal sismique. Mieux contraindre les vitesses de la structure profonde du bassin est donc nécessaire pour comprendre pleinement ce phénomène.

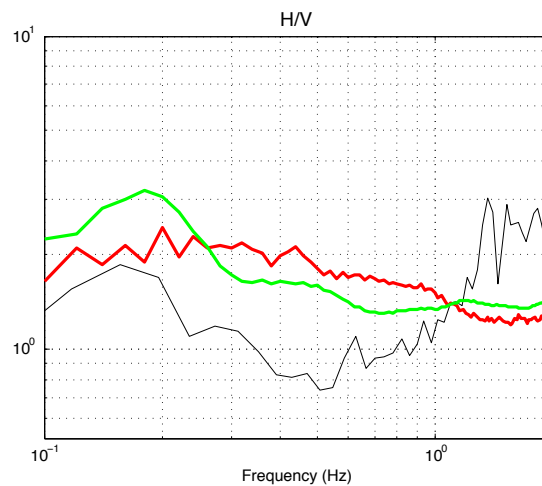
Dans cette étude préliminaire nous avons mis en évidence une propagation des ondes

7.6 Conclusion



(a) H/V calculée sur la coda du séisme du Nord Japon.

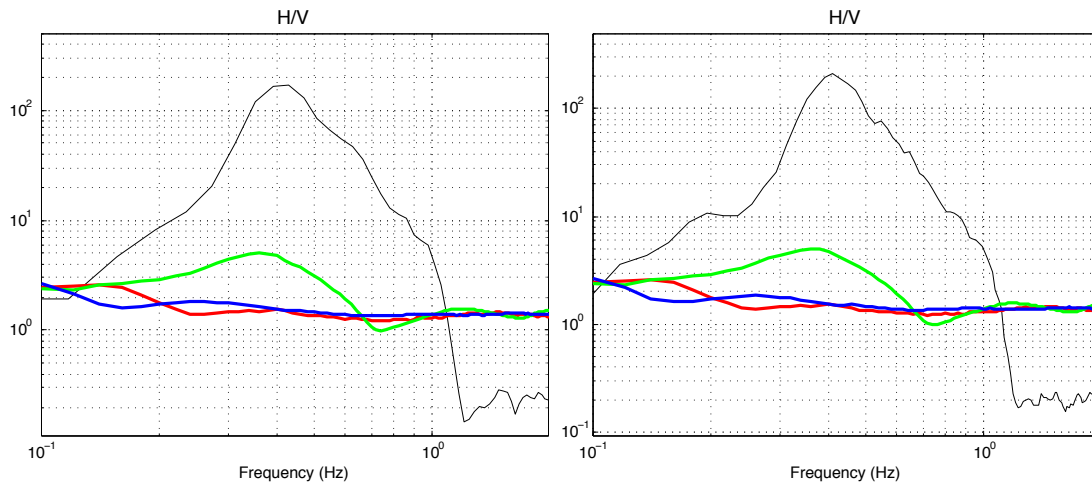
(b) H/V calculée sur la coda du séisme du Pacifique sud.



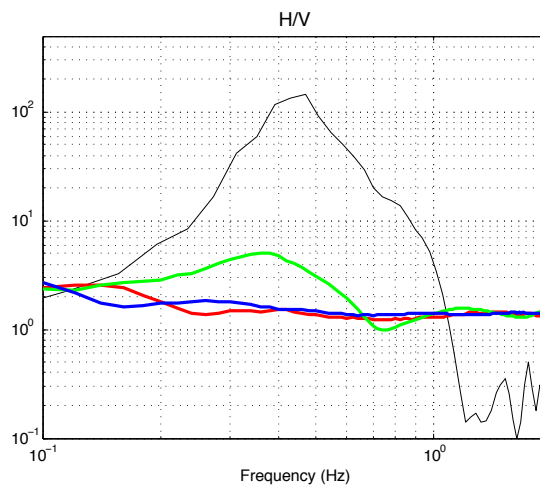
(c) H/V calculée sur la coda du séisme du Mexique.

FIGURE 7.18 – Rapports H/V observés sur la coda des séismes à la station MIXC (courbe noire) et rapports H/V calculés pour le trajet MIXC-ESTA en supposant que le mode dominant est respectivement le mode fondamental (rouge) ou le premier mode supérieur de l'onde de Rayleigh (vert)

de surface complexe dans le bassin sédimentaire de la vallée de Mexico. Une étape clé pour avancer dans la caractérisation de la structure géologique de cette région consiste à identifier les modes de propagation des ondes. Les modèles de vitesse préexistants ne sont cependant pas assez contraints pour permettre une identification satisfaisante des modes. Nous avons utilisé les rapports spectraux H/V observés sur des codas sismiques comparés aux rapports H/V calculés à partir de modèle pour identifier les modes. Les résultats obtenus, bien que préliminaires, montrent l'intérêt de cette démarche.



(a) H/V calculée sur la coda du séisme du Nord Japon.
 (b) H/V calculée sur la coda du séisme du Pacifique sud.



(c) H/V calculée sur la coda du séisme du Mexique.

FIGURE 7.19 – Rapports H/V observés sur la coda des séismes à la station MULU (courbe noire) et rapports H/V calculés pour le trajet MULU-CIRE en supposant que le mode dominant est respectivement le mode fondamental (rouge), le premier mode supérieur (vert) ou le deuxième mode supérieur de l'onde de Rayleigh (bleu)

En perspective, il serait intéressant d'identifier systématiquement les modes des ondes de surface grâce à l'approche basée sur la mesure du rapport H/V présentée ici. Il serait alors possible de réaliser une tomographie 3D de la structure à partir de la dispersion des modes identifiés.

Conclusions et perspectives

Les travaux présentés dans ce manuscrit ont porté sur le suivi des variations de vitesse des ondes sismiques dans la zone de subduction de Guerrero. Ils répondent à une problématique de compréhension et d'interprétation des variations de vitesse observées dans la croûte terrestre. L'expérience menée ici sur des séismes lents aismiques dans la région de Guerrero nous permet d'isoler les deux causes potentielles des variations des vitesses : la déformation quasi-statique et la sollicitation dynamique du milieu par le passage des ondes sismiques.

Dans une première expérience nous avons identifié une variation de vitesse durant le séisme lent de 2006 ($M_w \approx 7.3$). Nous avons montré que les périodes des ondes affectées par la perturbation ont une sensibilité maximale dans la croûte moyenne. Plus proche de la surface, les ondes ne présentent aucune variation de vitesse lors du séisme lent. Par ailleurs, grâce à une comparaison de ces observations avec un modèle de déformation 3D du milieu, nous avons mis en évidence qu'il existe une relation entre le taux de déformation et les variations de vitesse des ondes. Dans ce contexte, l'élasticité non-linéaire semble être le modèle le plus pertinent pour interpréter cette relation.

Dans le but de confirmer les observations de 2006, une deuxième expérience a été réalisée sur le séisme lent de 2009-2010. Ce séisme présente une séquence de rupture plus complexe avec deux glissements distincts de plus faibles amplitudes que celui calculé pour l'événement 2006. Par ailleurs le réseau sismologique que nous avons utilisé est différent de celui dont nous disposions précédemment. Les résultats obtenus corroborent ceux de 2006 et montrent la grande sensibilité de la méthode à de faibles fluctuations de déformation du milieu.

Dans cette thèse l'origine des variations de vitesse a été pour la première fois reliée de manière manifeste aux taux de déformation du milieu lors de deux séismes lents. Cette propriété des vitesses nous permet d'utiliser la mesure des variations comme proxy du taux de déformation du milieu.

Les variations de vitesse associées aux séismes lents peuvent être interprétées conjointement à d'autres observables comme les trémors non volcaniques et les modèles de glissement/déformation dont nous disposons. Afin de mieux comprendre les processus impliqués dans la génération des séismes lents et des trémors non volcaniques dans la région de Guerrero, nous avons réalisé plusieurs analyses couplées.

- Nous montrons qu'un glissement lent à l'interface de la subduction produit une augmentation de la dilatation dans la croûte chevauchante dans une zone située

au nord, au delà de la partie glissée. Au même endroit nous observons de fortes activités de trémors non volcaniques. En outre, les mesures de variation de vitesse des ondes indiquent une perturbation des propriétés élastiques de la croûte moyenne dans cette même zone.

- La corrélation entre l'activité des trémors et les variations de vitesse suggère qu'une partie de la déformation due au glissement a lieu au sein de la croûte chevauchante.
- Grâce à une comparaison entre les épicentres des trémors et le modèle de glissement, nous mettons en évidence qu'une partie des trémors suivent le front de glissement dans la zone de contrainte cisailante maximale. Ces trémors sont de très faible énergie contrairement aux trémors qui ont lieu plus au nord dans la zone de forte dilatation.

Il est communément admis que les trémors non volcaniques sont générés à l'interface de subduction. Notre analyse montre qu'une partie des trémors ont probablement lieu à cette interface. Elle met aussi en évidence une certaine complexité qui suggère que la déformation de la croûte chevauchante joue un rôle important.

En perspective de ce travail il serait important de multiplier les mesures géodésiques avec des GPS et/ou des inclinomètres. Cela permettrait de mesurer précisément les déplacements tectoniques et de tester la sensibilité des changements de vitesse à de faibles variations de déplacement. D'autre part, dans la continuité de l'analyse des relations entre trémors non volcaniques, variations de vitesse et séismes lents, il serait intéressant de pouvoir localiser en profondeur les trémors afin de mieux comprendre le comportement mécanique de la subduction.

Enfin dans une dernière partie nous avons abordé la question de l'imagerie de structures à forts contrastes de vitesses avec le cas de la vallée de Mexico. Nous avons montré que l'utilisation du bruit sismique pour reconstruire des trajets d'ondes déterministes dans de tels milieux est réalisable. Cependant, la propagation des ondes de surface au sein de ce type de structures est complexe. Par conséquent il n'est pas possible d'inverser des modèles de vitesse sans une identification au préalable des modes de propagations des ondes de surfaces. Pour ce faire, nous proposons de comparer des rapports spectraux H/V observés sur des codas de séismes à de rapports H/V théoriques obtenus à partir de modèles de vitesse. Dans le cas de champs diffus comme la coda tardive qui présente une équipartition des modes, il est possible de retrouver le rapport H/V caractéristique de la structure sous la station. Cette approche permet de contraindre nos modèles de vitesse. Notre étude souligne l'importance dans de telles structures des modes supérieurs comme vecteurs principaux de l'énergie.

Quatrième partie

Annexes

Annexe A

Seismic evidence of non linear crustal deformation during a large slow slip event in Mexico

Diane Rivet, Michel Campillo, Nikolai Shapiro, Victor Cruz-Atienza, Mathilde Radiguet, Vladimir Kostoglodov, Nathalie Cotte

Article publié dans *Geophysical Research Letters* (2011)

A.1 Abstract

Repeated cross-correlations of ambient seismic noise indicate a long-term seismic velocity change associated with the 2006 M7.5 slow-slip event (SSE) in the Guerrero region, Mexico. Because the SSE does not radiate seismic waves, the measured velocity change cannot be associated with the response of superficial soil layers to strong shaking as observed for regular earthquakes. The perturbation observed maximized at periods between 7 s and 17 s, which correspond to surface waves with sensitivity to the upper and middle crust. The amplitude of the relative velocity change (10^{-3}) was much larger than the volumetric deformation (10^{-6}) at the depths probed (5-20 km). Moreover, the time dependence of the velocity perturbation indicated that it was related to the strain rate rather than the strain itself. This suggests that during strong slow-slip events, the deformation of the overlying crust shows significant nonlinear elastic behavior.

A.2 Introduction

Slow slip events (SSEs) recently discovered in many subduction zones are now considered as a very significant component of the strain release process and the seismic cycle because they modify the loading and releasing on the plate interface and can affect

the recurrence of large thrust earthquakes. Here we present a study of the deformation that the SSEs induce in the overriding continental crust in the Guerrero segment of the Middle-America subduction zone (MASZ). In contrast to the remaining part of the MASZ, this region has not experienced large subduction thrust earthquakes for more than 100 years and, therefore, is referred as the Guerrero seismic gap [Suarez et al., 1990]. At the same time, several large SSEs have been detected in Guerrero after installation of continuous GPS receivers [Kostoglodov et al., 2003; Lowry et al., 2001; Vergnolle et al., 2010]. Those SSEs extended ~ 150 km along dip, rupturing a significant part of both the dipping portion and the 35 to 40km depth flat portion of the plate interface [Radiguet et al., 2011; Vergnolle et al., 2010]. While the SSEs have significant seismic moment (e.g. Mw ~ 7.5 for the 2006 event, according to [Larson et al., 2007; Radiguet et al., 2011]), they do not radiate seismic waves that affect superficial soft soil layers by strong shaking [Peng and Ben-Zion, 2006; Rubinstein and Beroza, 2004b; Sawazaki et al., 2006]. Instead, they affect the Earth materials at depths only through slow stress changes. Therefore, analyzing the response of the Earth to SSEs might provide us with useful insights for understanding the deformation mechanisms within the deeper crustal layers.

We used continuous ambient seismic noise recorded by stations of the Meso-America Seismic Experiment (MASE), aligned along a North to South profile perpendicular to the coast (Figure A.1), to recover the Green functions [Shapiro and Campillo, 2004] between pairs of stations at consecutive time intervals. The data recorded spans a 26-month period that included the 2006 Guerrero SSE (Figure A.2). We computed cross-correlation functions (CCFs) between vertical components over 60-day windows that overlapped every 10 days, from January 2005 to July 2007. We repeated this computation for different period bands. The time delay between a reference correlation function (RCF) stacked over the whole period and the 60-day CCFs can be related to the velocity changes within the propagating medium [Brenguier et al., 2008,b; Hadziioannou et al., 2009; Wegler and Sens-Schonfelder, 2007]. Under the first-order assumption of a homogeneous perturbation in the crust, the relative time shift is related to the relative seismic velocity change by $dv/v = -dt/t$.

To ensure measurements that are independent of noise source variations, we took into account the travel-time changes only within the coda of the CCFs. The coda part of CCFs is made up of diffuse waves that scattered on heterogeneities of the crust and thus tend to lose the source signature. As a consequence travel time delay measured within the coda is less sensitive to source variations. For periods between 4 s and 10 s we also measured the travel-time changes of a CCF at a given time relative to the CCF at the previous time. We thus reduced the error related to the definition of a global reference cross-correlation function, which was generally the average cross-correlation in previous studies. For periods longer than 10 s, we also defined a seasonal reference by stacking the daily CCFs of the 2005 summer season (May to September, 2005). Applying these procedures allowed the seasonal bias to be limited, and thus revealed the robust features of the temporal changes in the seismic speed (see Supplementary Material for more details).

Global positioning system (GPS) records in Guerrero show the onset of the SSE in May 2006 [Vergnolle et al., 2010]. The MEZC GPS station, which is located approximately in the middle of the MASE profile, gave a good indication of when a perturbation in the crustal elastic properties was expected (Figure A.2A). Figure A.2B shows the average velocity changes along the entire profile, including all of the seismic stations, for periods ranging between 11 s and 15 s, which corresponded to the Rayleigh waves essentially sensitive to the middle-crust structure. We observed a rapid decrease in the seismic velocity starting in May 2006, with a maximum value of -0.2% of the initial velocity in June 2006; this was followed by a return to the initial velocity within 2 months.

A.3 Geographical extension of the velocity perturbation

We then investigated the geographical extension of the velocity perturbation by considering successive subsets of 11 neighboring stations from North to South. The result presented in Figure A.2C shows that while the velocity perturbation related to the SSE affected all of the station subsets and had a North-to-South extension of at least 250 km, it was most pronounced in the northern part of the profile, rather far from the coast. We also observed the velocity change signature of the Atoyac earthquake (Mw 5.9) that occurred on April 14, 2007, a few kilometers off the Pacific coast [Singh et al., 2007], which was seen as a decrease in the seismic velocity solely in the southern part of the MASE array (Figure A.2C, D). These data demonstrate that noise-based measurements can discriminate localized speed variations and thus provide reliable information about the geographical extension of the velocity perturbation associated with the 2006 SSE. Our observations show that the SSE produced detectable changes in the elastic properties in the middle crust over a widespread area, which extended much farther inland than the slipping interface segment of the SSE (Figures A.1, A.2C) [Radiguet et al., 2011].

A.4 Extension of the velocity perturbation at depth

To constrain the extension of the velocity perturbation at depth, we quantified the seismic velocity changes in different frequency bands, from 5.0-6.9 s to 20-27 s (Figure A.3B). It has been shown both theoretically and observationally that the seismic coda is mainly composed of surface waves [Hennino et al., 2001; Margerin et al., 2009]. We therefore expect that the sensitivity of coda waves to velocity changes at depth depends on the period, i.e., shorter periods are sensitive to shallower structures, while longer periods sample the deeper crust. Velocity variations were measured between 1 s and 10 s during the Parkfield earthquake [Breguier et al., 2008] and the Wenchuan earthquake [Chen et al., 2010], which indicated that they could be caused by perturbations in the

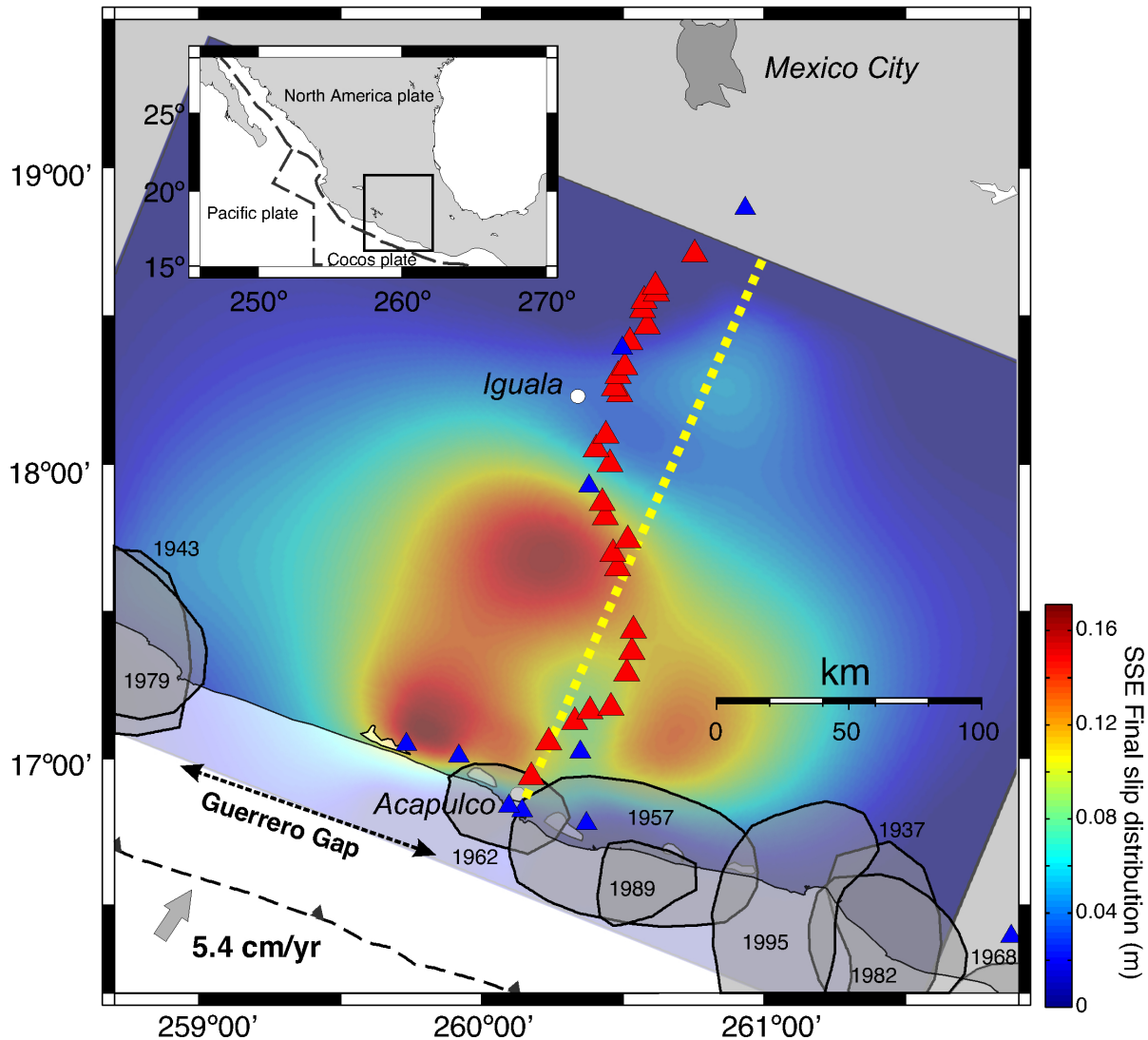


FIGURE A.1 – Map of the Guerrero region and the 2006 SSE final slip distribution on the plate interface, as obtained from the inversion of the GPS cumulative displacements (8). Red triangles, positions of the Meso-America Seismic Experiment (MASE) broad-band stations. Blue triangles, positions of the permanent GPS stations. Gray patches, rupture zones of major earthquakes that have occurred in the last century. Black dashed line, the Middle America Trench. Thick gray arrow, convergence rate between the Cocos and North America plates [Demets et al., 1994]. Yellow dashed line, position of the velocity change and dilation profiles in Figures A.2B and A.3.

shallow crustal layers due to strong co-seismic shaking. Unlike the velocity changes observed following regular earthquakes, we detected no measurable changes in velocity for periods shorter than 5 s during the 2006 SSE, which suggests that the SSE did not affect the superficial crustal layers. At the same time, we observed a strong perturbation

A.4 Extension of the velocity perturbation at depth

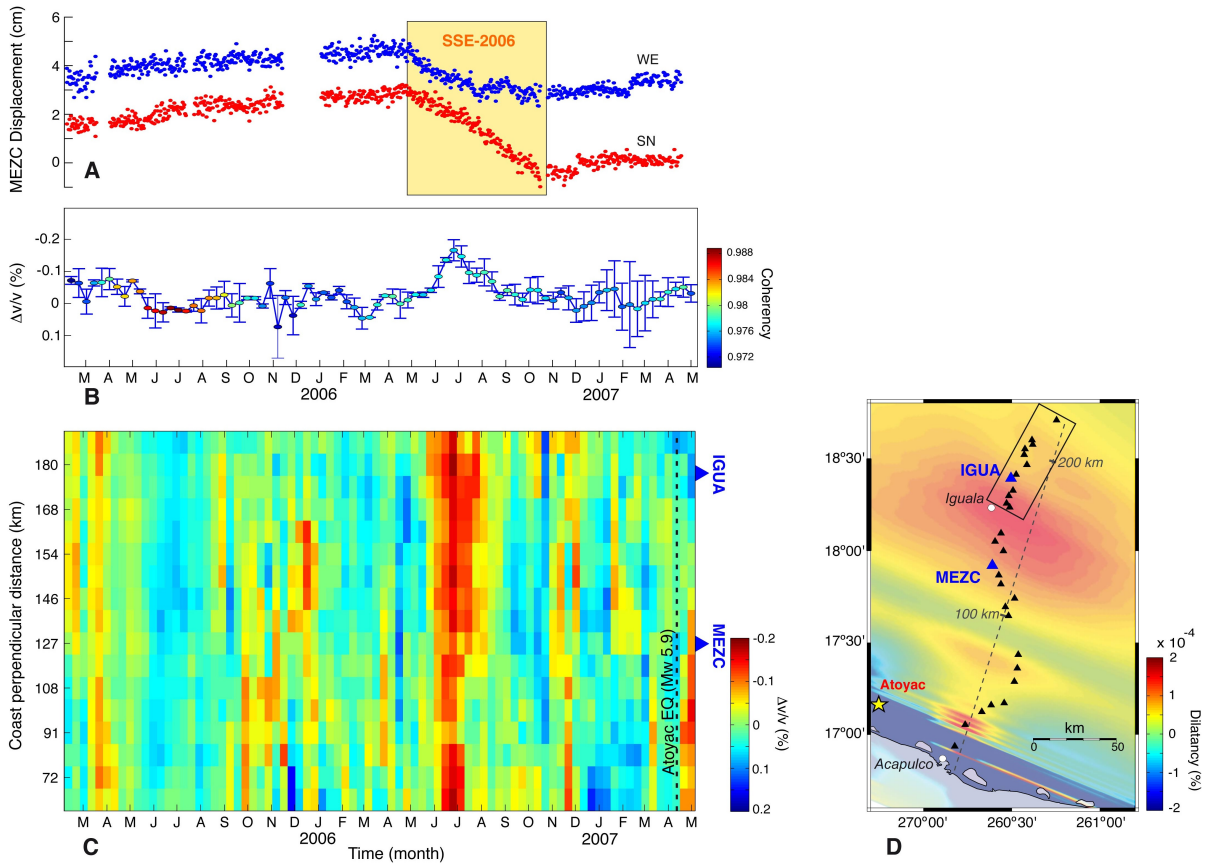


FIGURE A.2 – Correlation in time and space between the observed velocity changes and the SSE. (A) MEZC GPS station daily displacement time series for the West-East (WE) and South-North (SN) components. Yellow box, period of the 2006 slow-slip event. (B) Seismic velocity changes measured from the cross-correlation functions of the vertical-component continuous seismic records of the 26 MASE seismic stations at a period range of 11-15 s. (C) Seismic velocity changes at a period range of 11-15 s, as measured from the records of a North-to-South moving subset of 11 stations along the MASE array. Seismic velocity changes are represented as a function of the coast-perpendicular distance of the center of the subset. (D) Map of the MASE array and dilation at 15-km depth calculated from the 2006 SSE slip model. Black box, top north-moving subset of 11 MASE stations that corresponds to the first row in panel (C). Gray dashed line represents the coast-perpendicular distance in km.

of the velocity at periods between 7 s and 20 s, which indicates that this perturbation was caused by changes in the mechanical properties at depths ranging from 5 km to 20 km. The velocity change weakens at longer periods (i.e. for larger penetration of the waves). This suggests that the increasing pressure with depth reduces the sensitivity of the elastic waves to perturbation provoked by the SSE.

A.5 Modeling the static strain field associated with the 2006 SSE

Our results show that recently developed noise-based passive seismic monitoring can detect perturbations of the elastic properties caused by relatively slow crustal deformation at depth. The period band in which we observed velocity changes associated with the SSE suggested a perturbation in the middle crust, rather than a localized change at the plate interface. Moreover, the perturbation of the velocity extended farther North than the SSE slipping zone at the interface (Figure A.2). To better understand the nature of this observation, we computed the static strain field associated with the 2006 SSE. We used an elastic three-dimensional (3D) finite-difference code [Olsen et al., 2009] with the following model settings : a 2D velocity structure below the Guerrero province [Iglesias et al., 2010], the geometry of the subduction interface determined from receiver-function analysis [Pérez-Campos et al., 2008], and the final slip distribution of the 2006 SSE [Radiguet et al., 2011]. Our numerical simulation shows that the SSE produced an extended increase in dilation in the middle crust and North of the slipping interface, with a maximum between the MEZC and IGUA GPS stations (Figure A.2D). Both dilation and velocity changes affected the middle crust with similar geographical extensions, which suggested that the velocity change was related to a change in the dilation. The maximum relative change of dilation was, however, several orders of magnitude smaller than the relative velocity change observed, i.e. 10^{-6} versus 10^{-3} , respectively. The strain sensitivity of the seismic velocity change ($dv/(v * d\epsilon)$) is thus estimated as $\sim 10^3$, which corresponds to a stress sensitivity of the velocity change of $7 * 10^{-3} MPa^{-1}$, assuming a bulk modulus of $5 * 10^4$ MPa. This ratio remains within the range estimated from active seismic experiments in regions that have been affected by transient stress changes due to tidal loading, i.e. between $5 * 10^3$ and $2 MPa^{-1}$ [Furumoto et al., 2001; Nishimura et al., 2005; Reasenberg and Aki, 1974; Yamamura et al., 2003]. Another important characteristic of the observed crustal perturbation due to the SSE is that the seismic velocity change disappeared relatively quickly after reaching its maximum (i.e. ~ 2 months later), as compared to the crustal strain induced by the SSE. To better assess the temporal correlation between the strain and the seismic velocity changes, we simulated the 3D quasi-static time evolution of the elastic strain field in the crust using a SSE time-dependent slip model [Radiguet et al., 2011]. The results presented in Figure A.3 show that the maximum velocity perturbation reached in June 2006 occurred during the phase of positive slip acceleration and was correlated with the maximum of the dilation rate.

A.6 Nonlinear behaviour of the crust to explain velocity changes

While the rheology of rocks at depth is subject to debate, our data can be understood in the light of recent theoretical and experimental studies. In particular, the dynamics

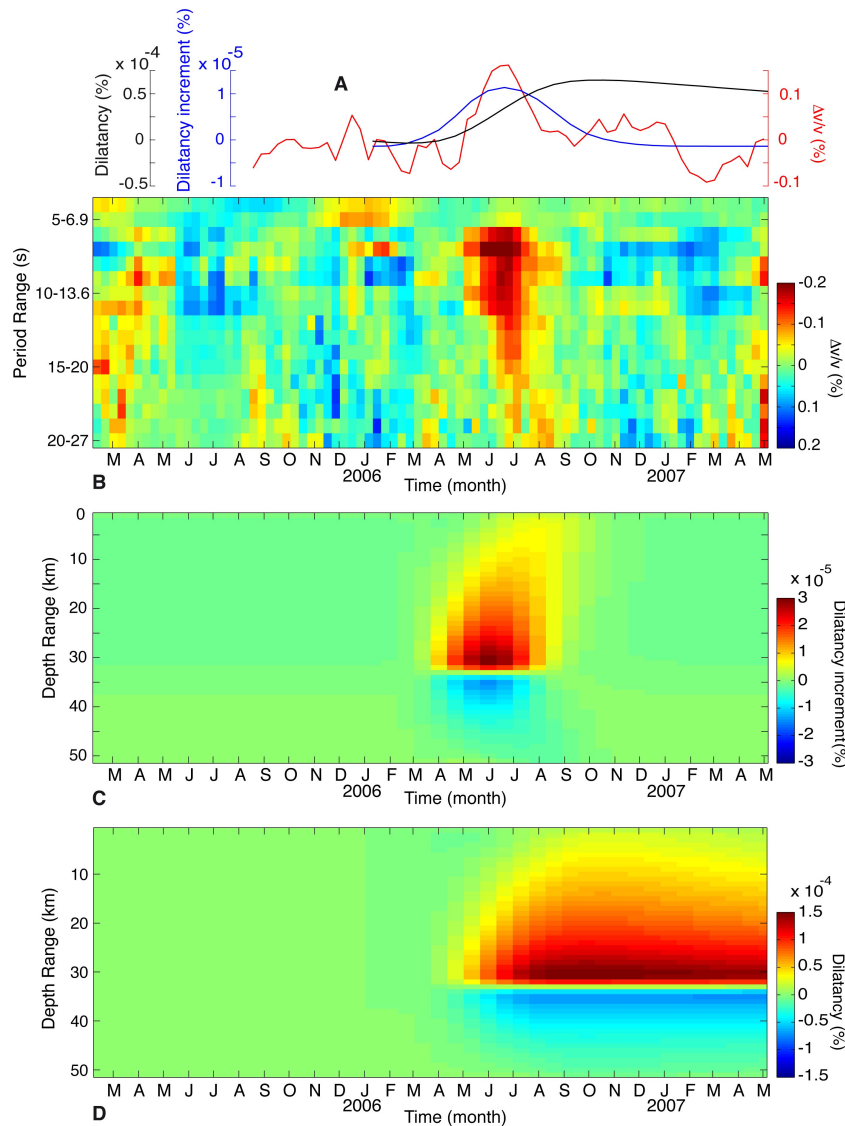


FIGURE A.3 – Comparison between the observed velocity changes computed from the entire seismic array and the modeled dilation. (A) Seismic velocity changes (red curve) measured in the period range of 10-13.6 s. Dilation (black curve) and dilation rate (increment over 20 days) (blue curve) computed at 15-km depth where the surface waves at periods of 10-13.6 s are mostly sensitive. (B) Seismic velocity changes measured at different period ranges ; from 5-6.9 s to 20-27 s. (C) Increment of dilation over 20 days, and (D) total dilation, computed below the MASE array and averaged between 85 km and 220 km from the coast. (C) and (D) were computed from the SSE slip-propagation model, taking into account the secular inter-seismic slip model that tended to reduce the dilation with time.

of the rearrangement of cracks and pores at scales smaller than wavelengths used in the measurements might have an important role. This mechanism explains the strong

decrease of elastic modulus observed in laboratory experiments on crustal samples under dynamic loading. As with our in situ measurements, the nonlinear elastic effects appear at strains as small as 10^{-6} [Johnson and Jia, 2005; Johnson and Sutin, 2005; TenCate and Shankland, 1996] with a strain sensitivity of velocity change of the order of 102. Laboratory experiments also showed that the initial and fast shear modulus reduction (i.e. seismic velocity reduction) was followed by a slower modulus recovery to its initial value, the so-called "slow dynamics". At the same time this recovery in the experiment is relatively fast (thousands of seconds) compared with the time resolution of our measurements, i.e. 60 days. The velocity reduction related to the SSE evolved through time very closely to the strain rate, and there was no velocity relaxation (recovery) much longer than 60 days. The confining pressure used in laboratory experiments was several orders below that expected in the middle crust. However, the nonlinear elastic effects described above may be strongly enhanced by low effective pressure. Evidence of fluid content in the crust of the Guerrero province due to metamorphic dehydration of the subducting oceanic crust indicates a possible low effective pressure due to highly pressurized fluids within the crust [Jodicke et al., 2006; Song et al., 2009]. Thus, the strain sensitivity of the velocity changes and the duration of the velocity recovery associated with the SSE suggest to interpret our observations in the framework of nonlinear mesoscopic elasticity, and that seismological records provide valuable insights into the deformation process at depth.

A.7 Acknowledgements

Seismological data used in this study were collected during the Meso-American Seismic Experiment (MASE, <http://www.tectonics.caltech.edu/mase/>). We thank Paul Johnson, Shri Krishna Singh, Robert Clayton, Denis Legrand, B er enice Froment, C eline Hadziioannou, Jean-Pierre Vilotte and Dimitri Zigone for discussions. This work was supported by the Agence Nationale de la Recherche (France) under the contract RA0000CO69 (G-GAP) and by the European Research Council (Advanced grant Whisper).

A.8 Spatial sensitivity of the CCFs coda waves to a change of velocity

We measured travel time change within the coda of cross correlation functions computed from noise records. Coda is made up of diffusive waves, mainly surface waves as shown by [Hennino et al., 2001; Margerin et al., 2009]. This suggests that the sensitivity of surface waves may represent the one of coda waves. We computed the theoretical sensitivity of Rayleigh waves using the package Computer Programs in Seismology [Herrmann, 2002]. We used the Guerrero region velocity model of [Campillo et al., 1996]. We made the computation at periods we observed the velocity change. These sensitivity functions give a rough idea of the region affected by the perturbation. From the theoretical sensitivity curves presented in the figure aCha2FigS3 we observe that waves at 11s are mainly sensitive to the middle crust (10 to 20km) whereas the 20s period Rayleigh waves are sensitive to change occurring deeper, down to the interface plate.

In the case we would expect a localized change of velocity, it would probably occur at the slipping interface (35 to 40 km depth) where the deformation maximizes. Therefore, according to the sensitivity of Rayleigh waves, the velocity change measured would maximizes at periods longer than 20s, which is not the case in our results. The velocity perturbation affects waves between 7 and 20s. This suggests that the velocity perturbation affects rather the middle crust than the localized slipping interface.

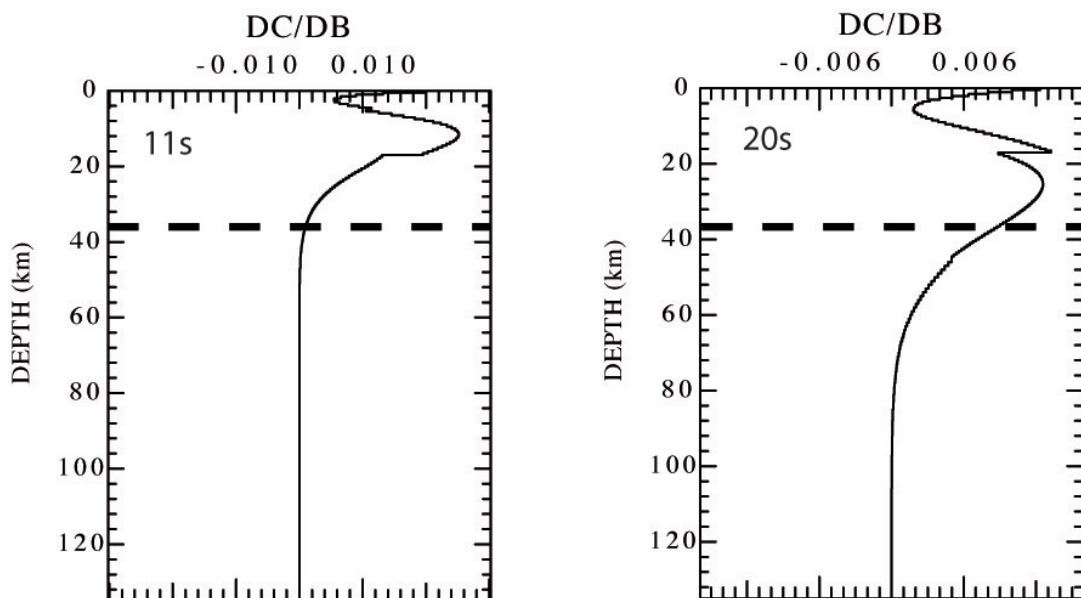


FIGURE A.4 – Sensitivity of Rayleigh waves computed in the velocity model of the Guerrero region for 11s (left) and 20s (right). Dashed lines represent the plate interface.

Annexe B

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

A.1	Abstract	167
A.2	Introduction	167
A.3	Geographical extension of the velocity perturbation	169
A.4	Extension of the velocity perturbation at depth	169
A.5	Modeling the static strain field associated with the 2006 SSE	172
A.6	Nonlinear behaviour of the crust to explain velocity changes	172
A.7	Acknowledgements	174
A.8	Spatial sensitivity of the CCFs coda waves to a change of velocity	175

B.1 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.

B.2 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 [S.Y. \[2007\]](#) 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 B.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., 2011; 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 [Suarez 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].

B.3 Data

The great 2010 Maule earthquake (Mw 8.8) has been recorded by many stations in Mexico including the broadband sensors of the Sismologico Servicio Nacional de Mexico (SSN) and the GEOSCOPE very broadband UNM station in Mexico City. In addition,

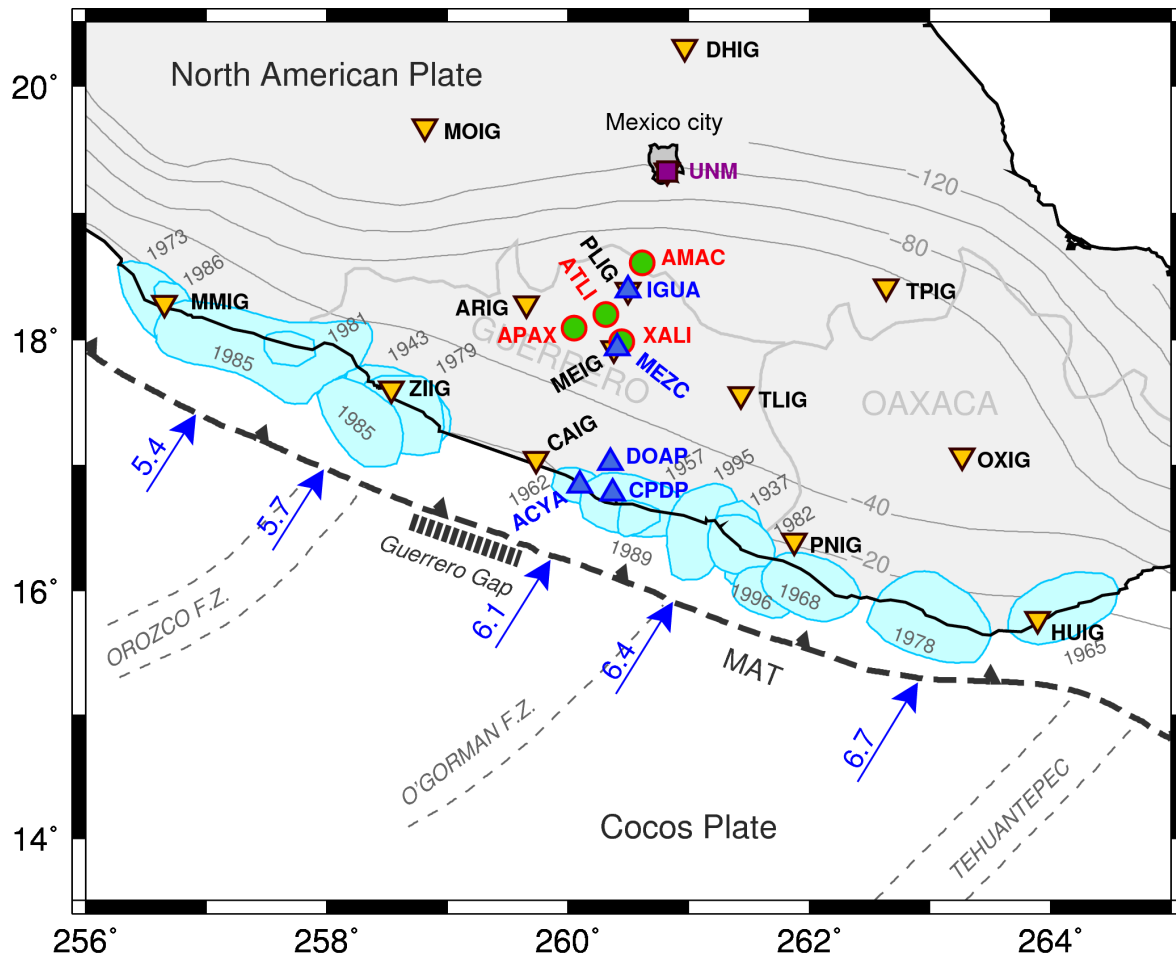


FIGURE B.1 – Seismotectonic map of Guerrero, Mexico (after Kostoglodov et al. [2003]). Inverse yellow triangles with black contours indicate the STS2 3 components stations from the Servicio Sismológico Nacional (SSN) of Mexico. The names of these stations are indicated in black. The green dots with red 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]).

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 5.4 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 B.1).

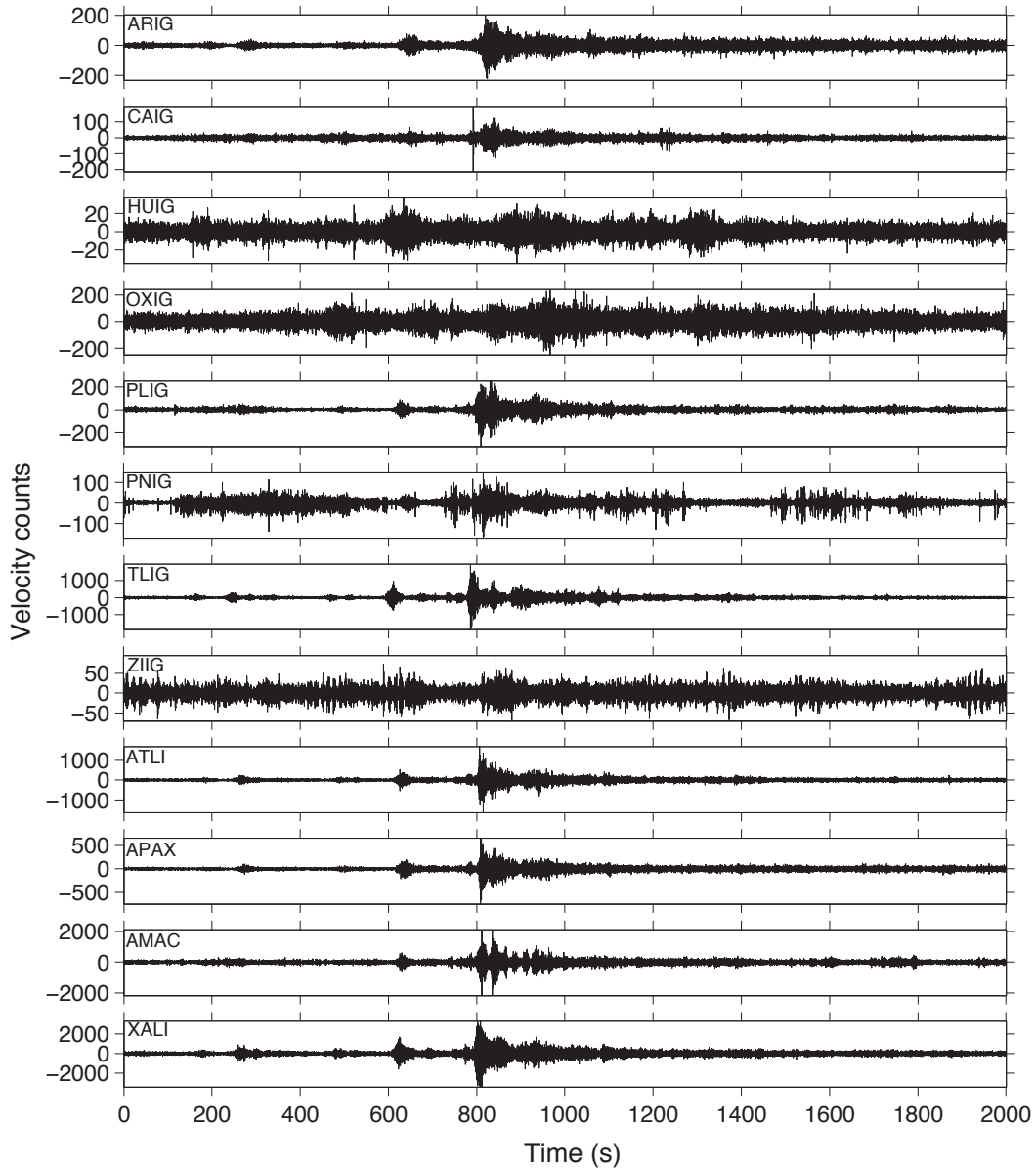


FIGURE B.2 – Section of 12 north-south seismograms obtained on the broadband sensors of the SSN and G-GAP networks. The traces are filtered between 2-8 Hz to exhibit the tremors.

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 B.2 for the seismograms and Figure B.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 B.1 and Figure B.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.

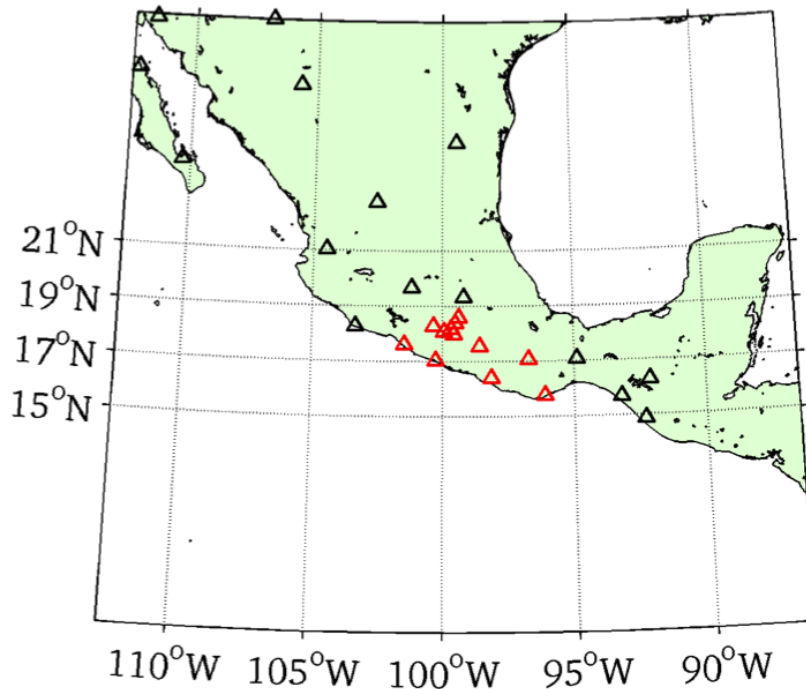


FIGURE B.3 – Map of the 30 stations (SSN and G-GAP networks) used in this study (triangles). The stations in red are those where tremors can be visually identified. All these stations are concentrated in Guerrero and Oaxaca states. We can thus rule out the possibility that tremors are an artifact of filtering or an instrumental effect caused by large amplitudes, which would affect all stations in the same way.

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.

B.4 Triggering and Modulation of Tremor Activity by the M_w 8.8 Chile earthquake

B.4.1 Immediate tremor triggering

We first analyze a limited time window corresponding to the passing of seismic waves from the Maule earthquake. Figure B.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

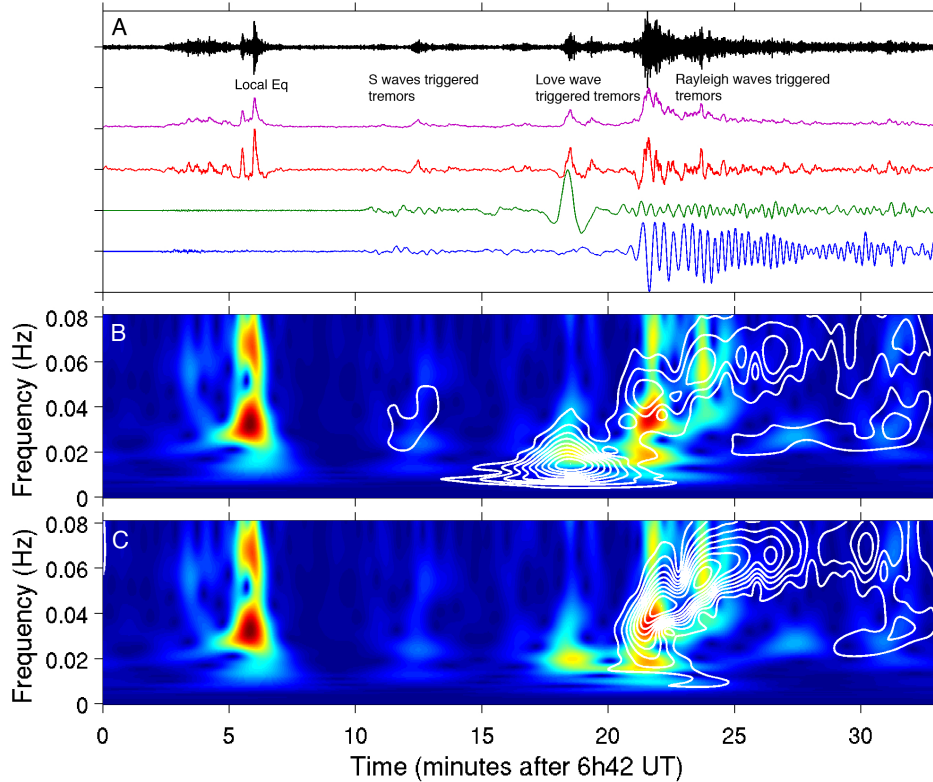


FIGURE B.4 – (A) Comparison between the 2-8 Hz filtered data recorded on a short period sensor at ATLI (black trace) and the broadband record of the Chilean earthquake at the UNM station in Mexico City for the transverse (green trace) and vertical (blue trace) components. The time scale is in minutes 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 B.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 B.4C) shows the modulation of the tremors by the dispersed waves.

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 se-

conds 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 B.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 B.5 we tried to separate the high frequency content recorded in Mexico City by filtering the vertical seismogram (Fig B.5A). Figure B.5B clearly shows that a high frequency content associated to the P wave is still recorded in Mexico City between 1-8 Hz. However, this HF content is concentrated around 1 Hz (see Figure B.5C between 2-8 Hz). When we compare the data recorded in the same frequency band and UNM (Figure B.5C) and ATLI (Figure B.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 B.4A). This earthquake has been located at the southeast boundary of the Guerrero state by the SSN network.

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 B.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 B.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 B.4B) and vertical (Figure B.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 B.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 B.4C) mimics

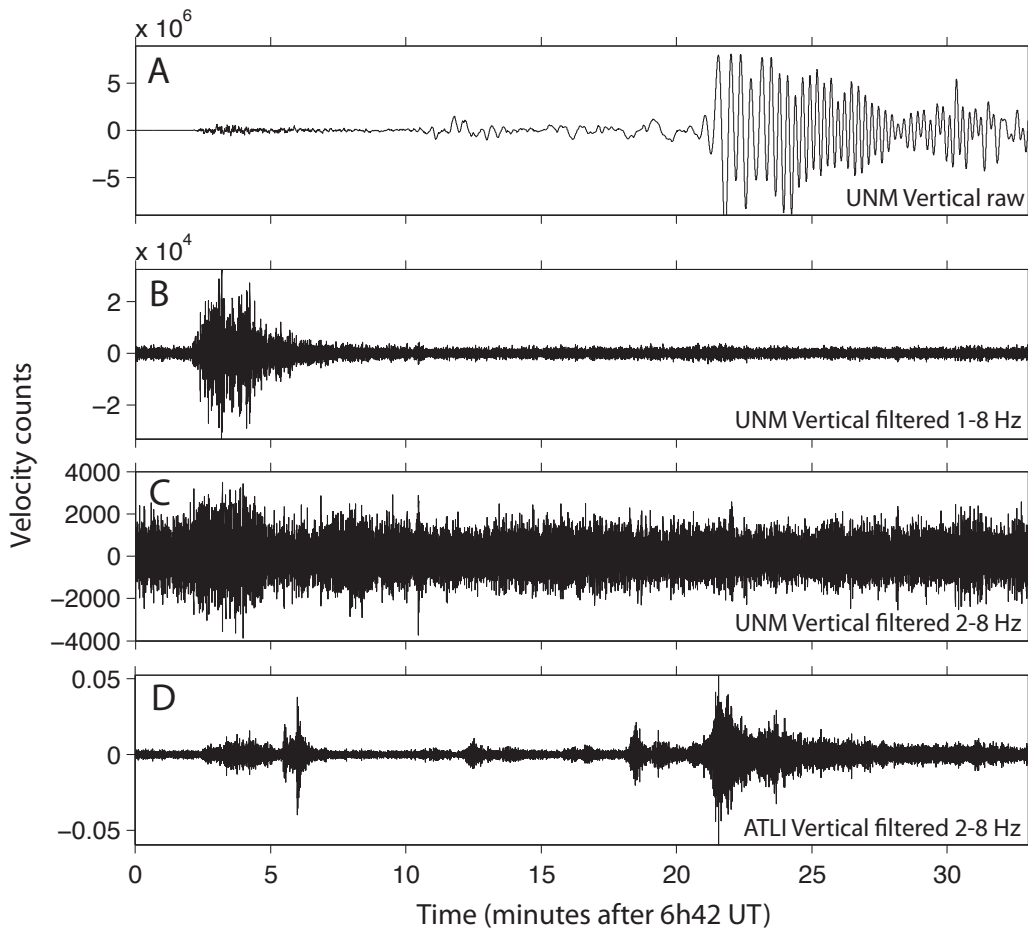


FIGURE B.5 – (A) Data recorded on the vertical component at UNM station. (B) Same as A but filtered between 1 and 8 Hz. (C) Same as A but filtered between 2 and 8 Hz. (D) Filtered data between 2 and 8 Hz recorded on a short period sensor at ATLI. Note that not any tremor is recorded at UNM station (B and C) during the triggered tremors by the surface waves recoded at ATLI (D).

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.

B.4.2 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 B.6A presents the spectrogram analysis of the G-GAP mini-array ATLI data (Figure B.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].

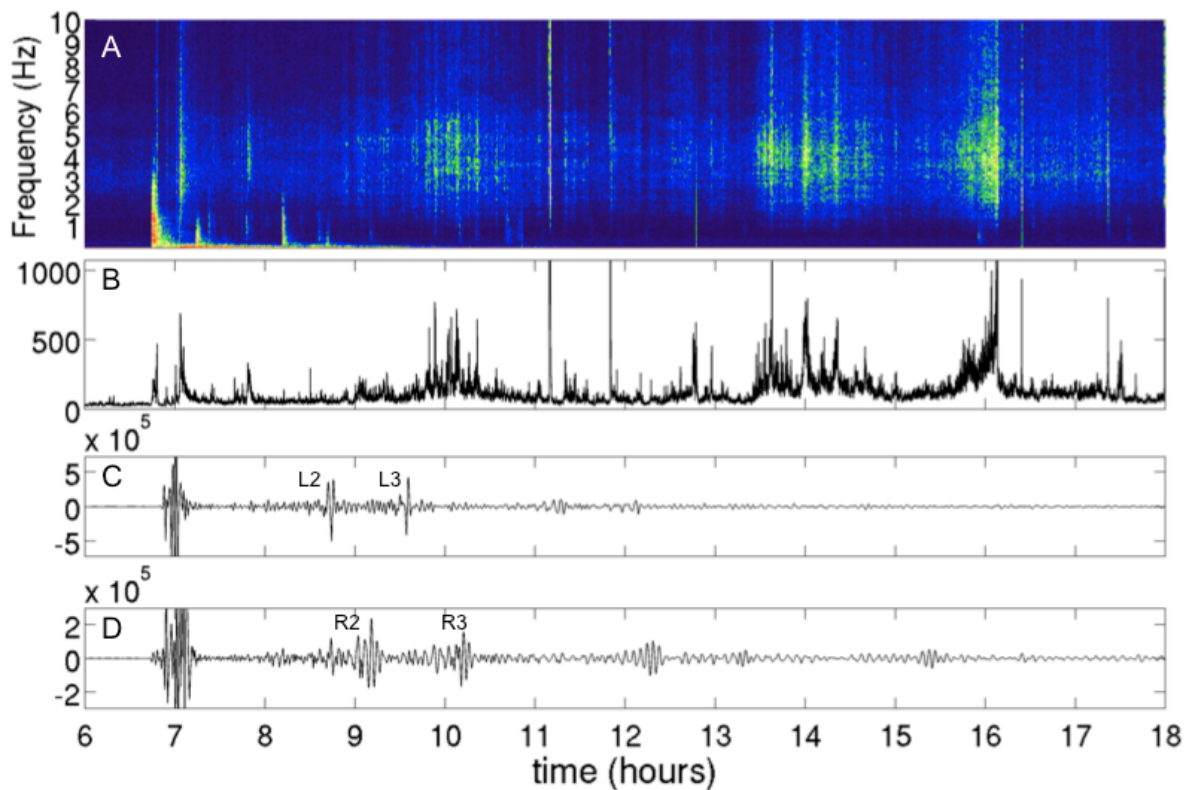


FIGURE B.6 – (A) Spectrogram of the data recorded on a short-period sensor in ATLI between 0 and 10 Hz. The high energy in the 2-7 Hz frequency band corresponds to tremor activity. (B) Envelope of filtered data recorded in ATLI. (C) Transverse component of the UNM Geoscope station filtered between 100 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.

Figure B.6 compares the spectrogram of the data recorded on a short period sensor in ATLI (Figure B.6A) with the 100 seconds low-pass filtered data recorded on the

broadband UNM station in Mexico City (Figure B.6C and B.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 tremor activity is associated with the R2 waves. A more detailed comparison (see Figure B.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 B.8). Only one tremor burst is associated with L3 arrival (Figure B.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.

B.4.3 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, 2010] 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 B.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

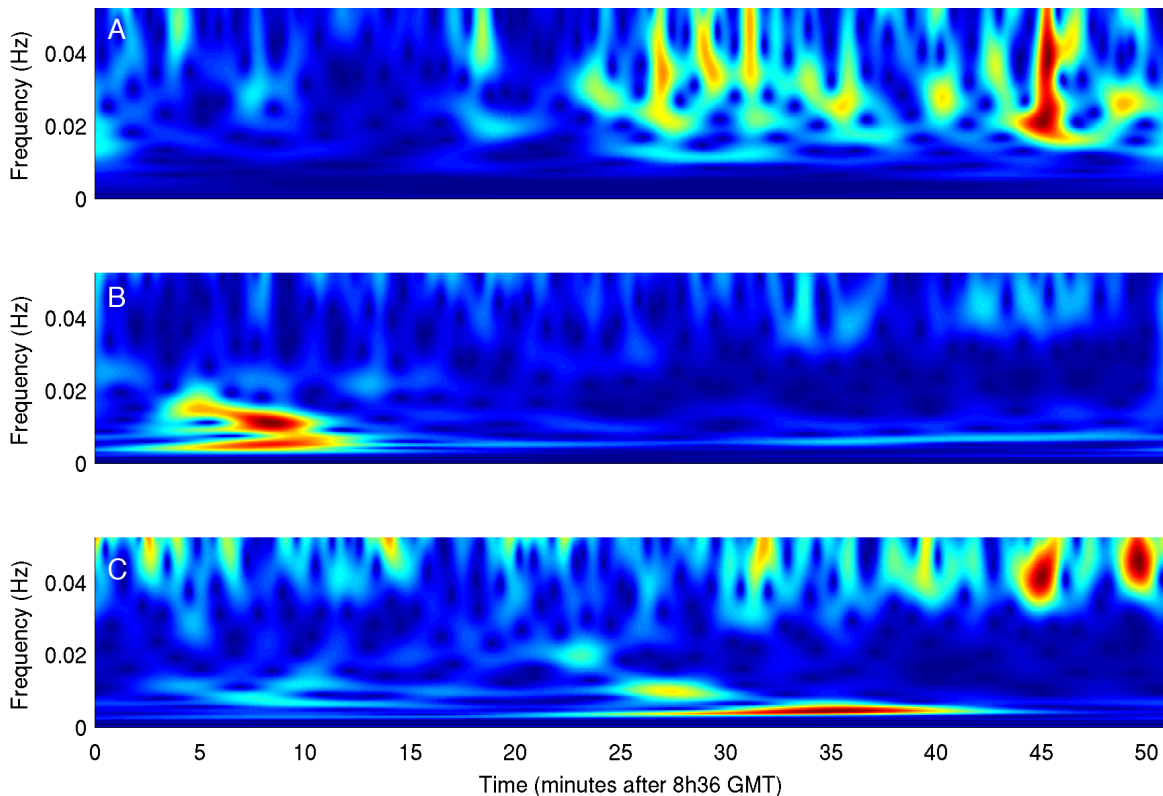


FIGURE B.7 – Comparison between S-transform spectrogram computed on data during the first long term triggered activity around 9h UT (see Figure B.4). (A) S-transform spectrogram obtained on the high pass filtered envelope of the ATLI data recorded between 8h36 and 9h28. We can clearly see the tremor 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).

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 B.9A presents the location map for the instantaneous triggering time window obtained with the two methods (inverse 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 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

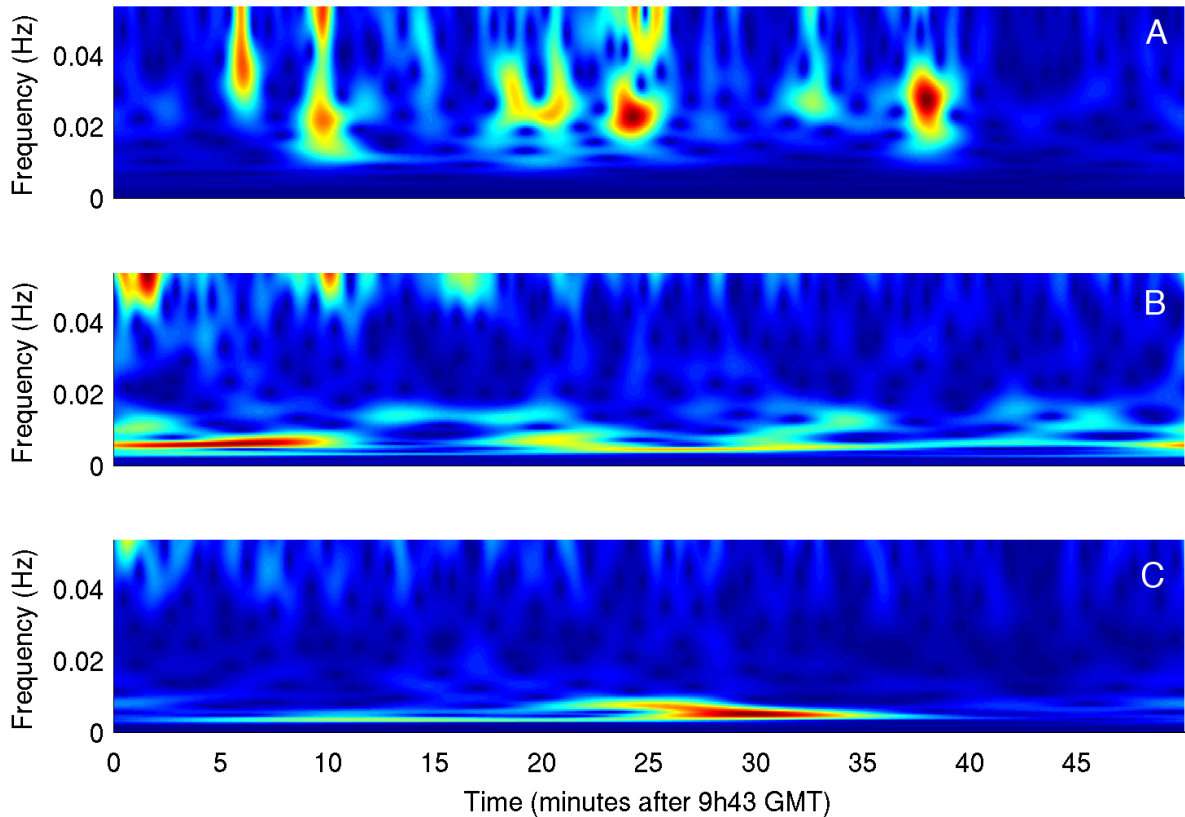


FIGURE B.8 – Comparison between S-transform spectrogram computed on data during the first long term triggered activity around 10am (see Figure B.4). This figure is similar to Figure B.7. (A) S-transform spectrogram obtained on the high pass filtered envelope of the ATLI data recorded between 9h43 and 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).

Figure B.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 B.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 B.5 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

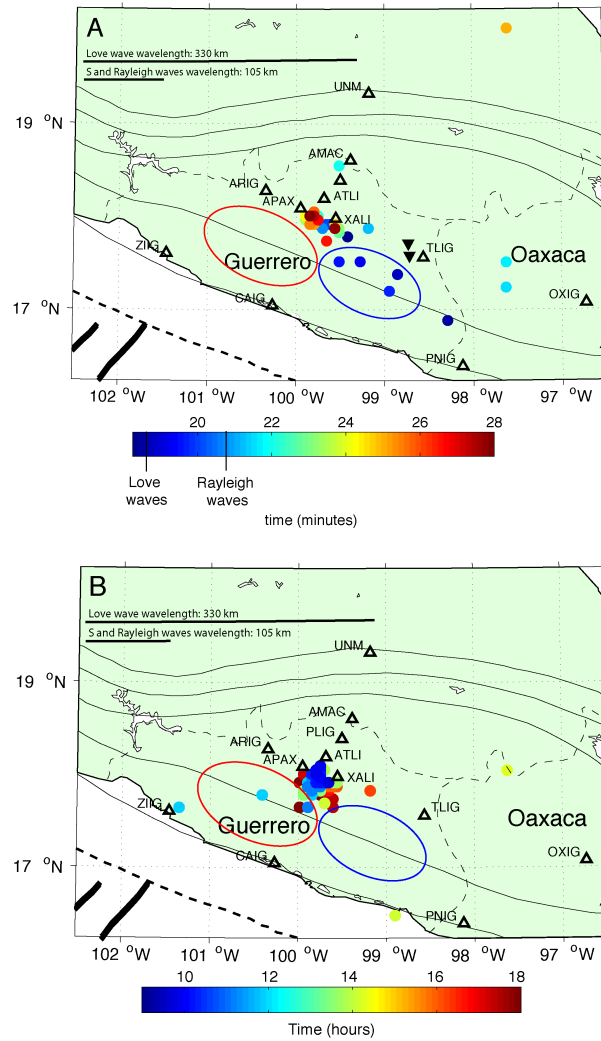


FIGURE B.9 – (A) NVT location map for the short-term triggering associated with the surface waves. Inversed black triangles indicate the locations obtained with the ECC method for the tremors triggered by Love and Rayleigh waves. The dots indicate the epicenters obtained with the beamforming method. The color scale gives the time in minutes after 6h42 GMT (see Figure B.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 B.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 B.7.2). The surface projections of the two slip patches in 2009/2010 are shown schematically by the red (2009.5) and blue (2010.15) ellipses at the bottom of the maps [Walpersdorf et al., 2011].

5 minutes (that is about 400 m/s). Figure B.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].

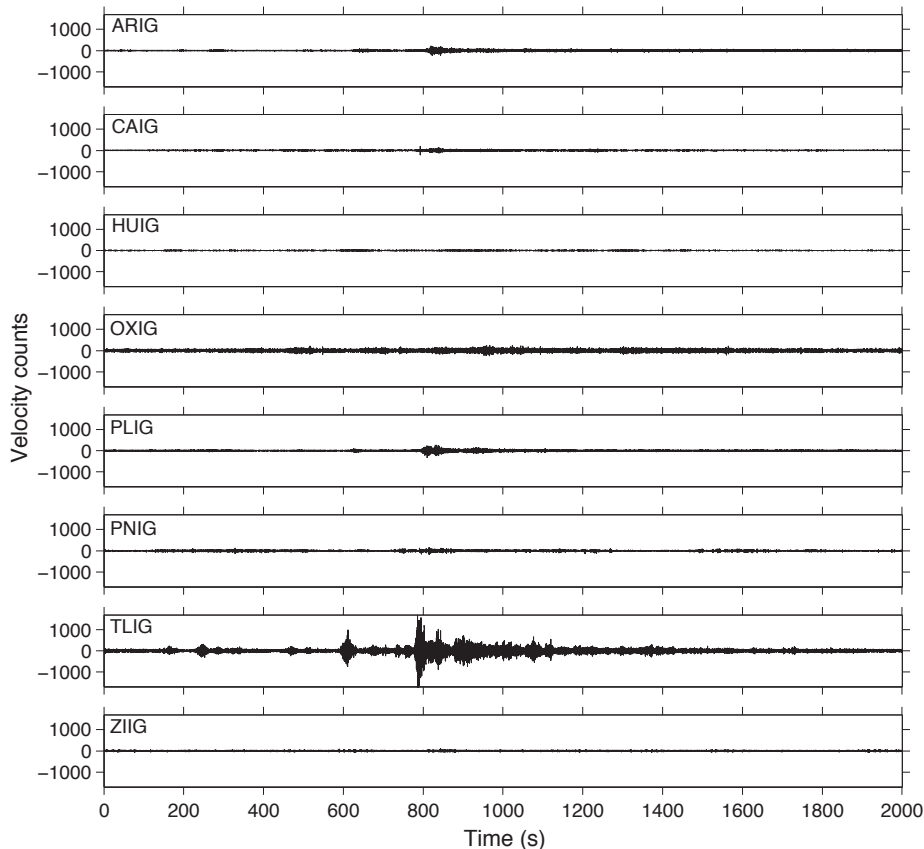


FIGURE B.10 – North-South seismograms obtained on the SSN stations. The y-axis is scaled to the amplitudes recorded at TLIG. The much higher amplitude recorded at TLIG indicate that the source of the tremors are close to that station compared to the other SSN stations.

B.5 Triggering of a Slow Slip Event by the Mw 8.8 Chile earthquake

As seen in section B.4.2, 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 B.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.

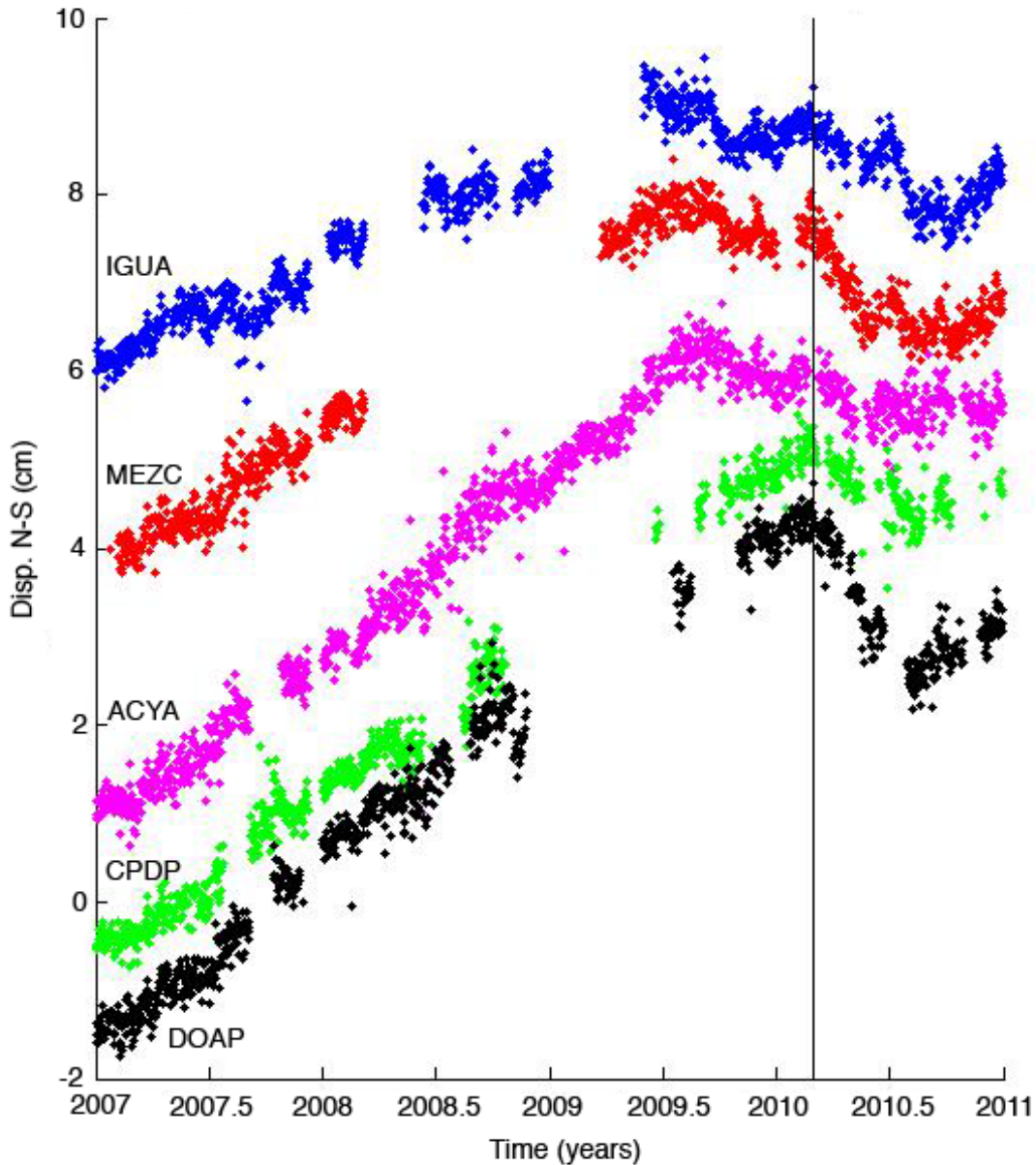


FIGURE B.11 – GPS North-South component time series between 2007 and 2011 for various stations in central and eastern Guerrero : IGUA (blue), MEZC (red), ACYA (purple), CPDP (green) and DOAP (black). Black line glands for the Chile earthquake occurrence.

To test this hypothesis, we analyzed the displacements observed at the surface using various GPS stations located in Guerrero and Oaxaca states (see Figure B.1). Walpers-

dorf 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 B.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. [2011]; 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 B.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 B.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 B.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 B.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. [2011] 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 B.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.

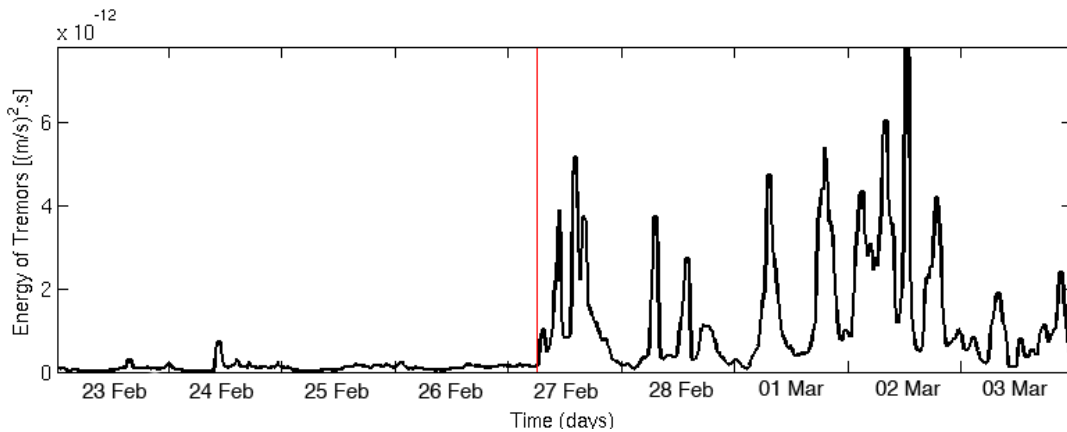


FIGURE B.12 – Energy of the data between 2 and 8 Hz recorded at the ATLI BHZ channel during 9 days between the 23th February 2010 and the 3th March 2010. The vertical red line present the time of the earthquake. We clearly see the increase of the tremor activity after the earthquake. This sustained activity remains during 4 days after the earthquake with a peak on March 2nd 2010, 3 days after the earthquake.

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 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 B.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 B.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.

B.6 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 B.13A presents the energy of the seismological record between 2 and 8Hz recorded at the ATLI BHZ channel. As in Figure B.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 B.12 are no more visible in Figure B.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 B.13B we compare the GPS time series with 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 B.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 B.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., 2011; 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 B.13B shows that at least 4 of the 5 tremor episodes (number 1, 2, 4 and 5 see numbers in red in Figure B.13A and the comparison with the GPS in Figure B.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 B.14). Figure B.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 B.1). The slip velocity obtained at the surface confirms the previous visual analysis. The tremor episodes (indicated in gray on the Figure B.14) correspond to negative peaks in the slip velocity measured in IGUA (Figure B.14B). For MEZC (Figure B.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

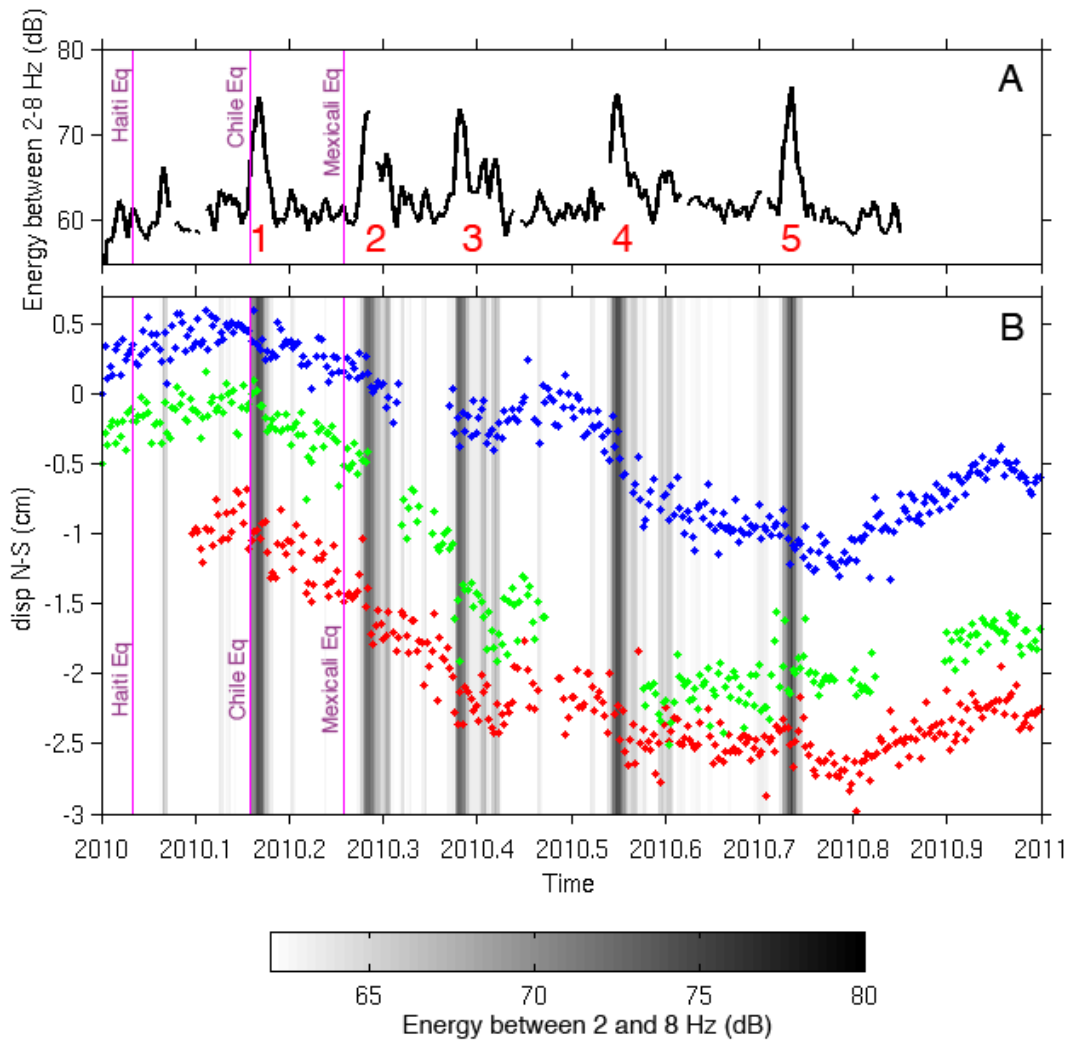


FIGURE B.13 – (A) Energy of the seismological data between 2 and 8 Hz recorded at the ATLI BHZ channel. Note that the scale is in decibels to facilitate the visualization of the evolution of tremors energy. The purple vertical lines represent the time of Haiti earthquake, Chile earthquake and Mexicali 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 B.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.

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

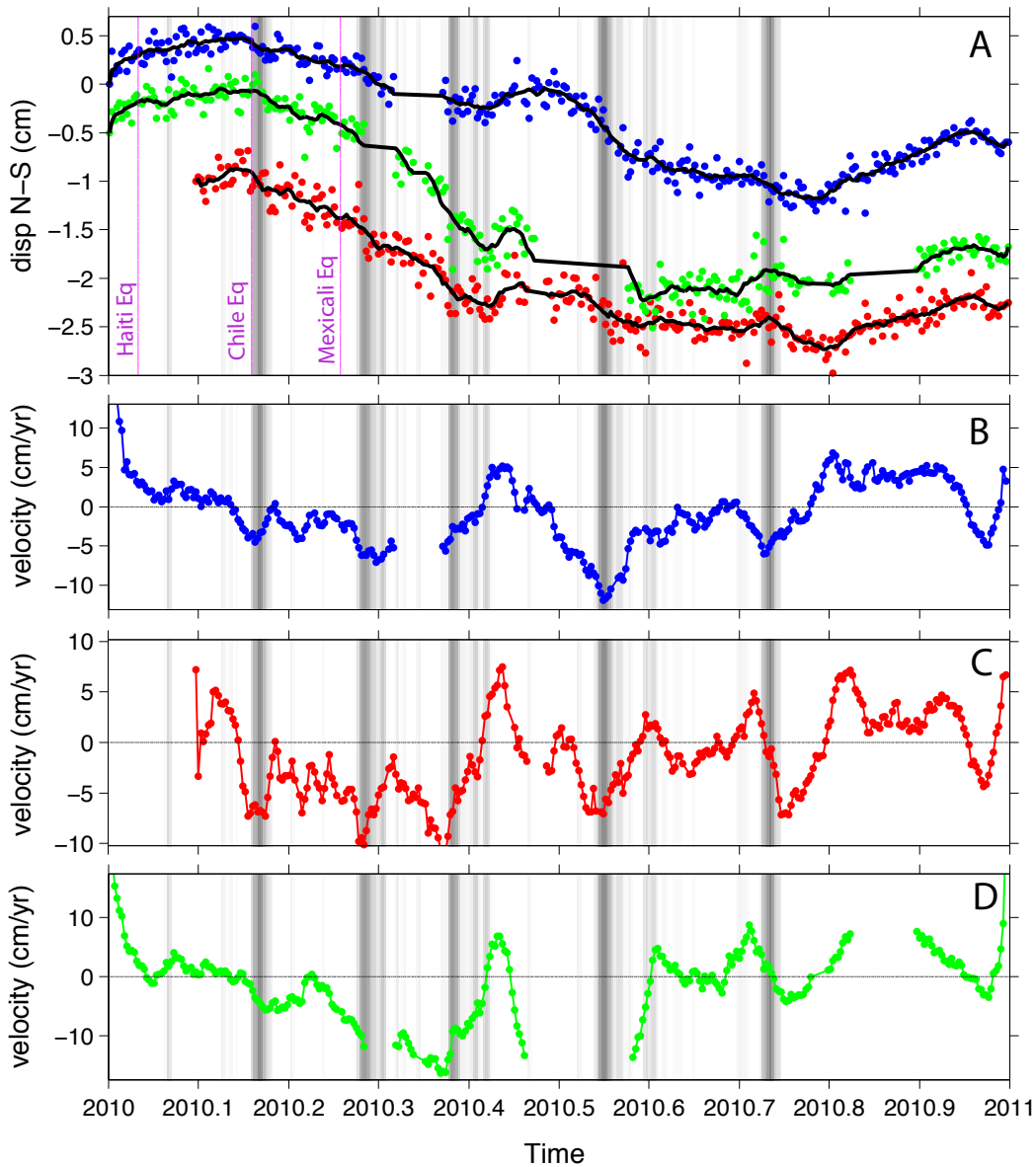


FIGURE B.14 – (A) Comparison between the GPS measurements and the tremor activity. The color dots are the GPS time series at 3 stations in Guerrero (IGUA in blue, MEZC in red and DOAP in green, see Figure B.1 for locations of the GPS stations). The black curves are the GPS time series smoothed with a 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 B.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 B.13, we don't have seismic data available after 2010.85.

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 [B.9A](#) and [B.9B](#)), further south compared to the main zone of tremors between Iguala and Mezcala [[Kostoglodov et al., 2010](#)].

B.7 Discussion

B.7.1 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 [B.4](#) 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 B.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 B.6) reveals longer duration bursts of tremor with a persistent location in central Guerrero (see locations in Figure B.9B). This observation is in agreement with a recent study in Japan [Obara, 2010] 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 B.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 B.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.

B.7.2 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.

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

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 B.1 – List 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 B.1 for details). None of these 3 last events triggered tremors nor slow slip in Mexico.

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 B.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 B.15A and B.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 B.15A). The same behavior is observed on the transverse component (see Figure B.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 B.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 B.9 to have a better idea of the portion of the subduction zone affected. Interestingly, Radiguet et al. [2011] 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.

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 B.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 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 B.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 B.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 B.4.

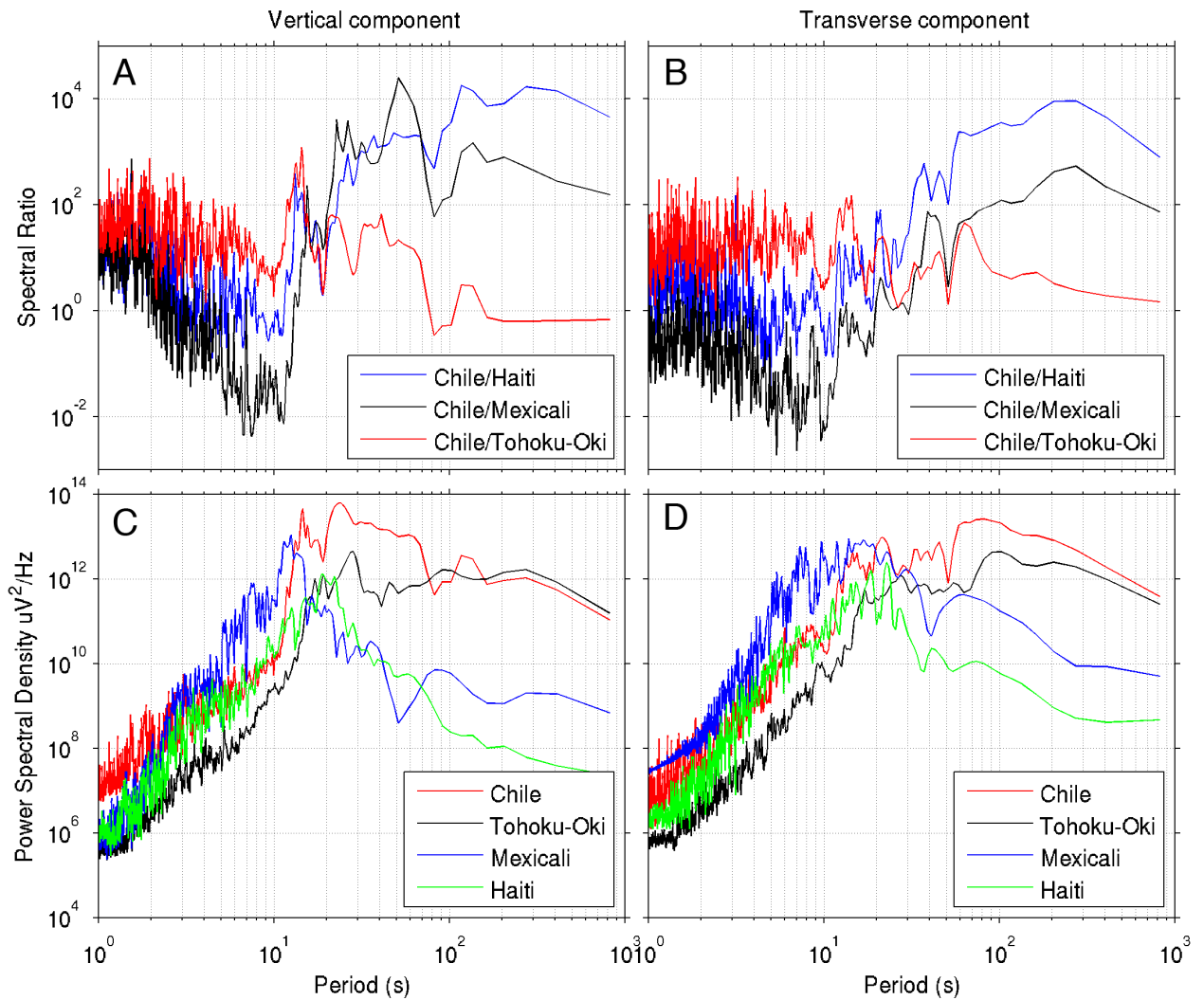


FIGURE B.15 – (A and B) Spectral ratios between the Mw 8.8 Maule earthquake and 3 other earthquakes : Mw 7.0 Haiti earthquake (blue curve), Mw 9.0 Tohoku-Oki earthquake (black curve) and Mw 7.2 Mexicali earthquakes (red curve). (C and D) Power spectral density for the four earthquakes : Chile in red, 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.

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 SEE 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 B.15C and B.15D, and the spectral ratios in Figure B.15A and B.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 B.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.

B.8 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 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], tremors 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 sub-

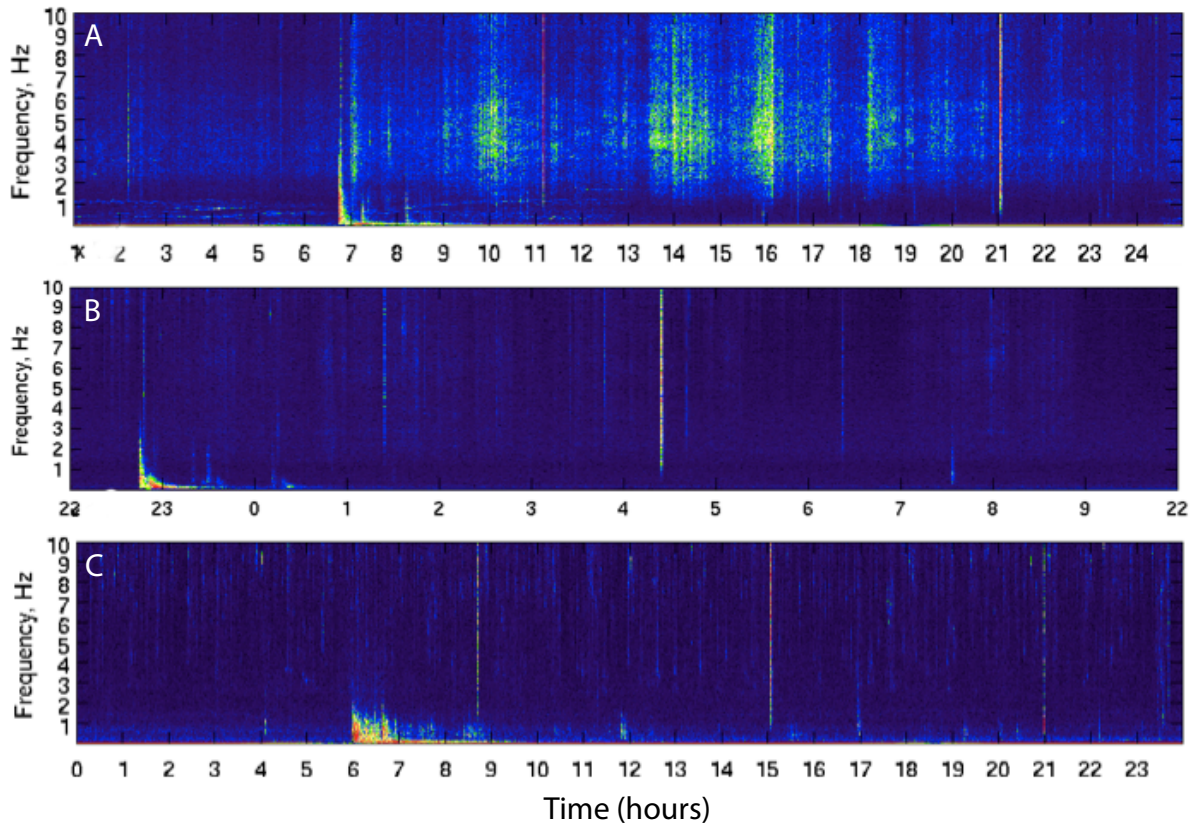


FIGURE B.16 – Spectrogram of the record of a short period sensor in ATLI between 0 and 10 Hz for the Mw 8.8 Maule earthquake (A), the Mw 7.1 Baja California earthquake (B) and the Mw 9.0 Honshu Japan earthquake. The color scale is the same on the 3 plots. Note that only the Maule earthquake presents a visible triggered NVT. .

duction 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.

B.9 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.

Bibliographie

Bibliographie

- K. Aki. Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 35 :415–456, 1957.
- K. Aki. Maximum Likelihood Estimate of b in the Formula $\log N = a - bM$ and its Confidence Limits. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 43(2) :237–239, 1965.
- K. Aki. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *Journal of Geophysical Research*, 74 :615–618, 1969.
- K. Aki and B. Chouet. Origin of coda waves - Source, attenuation, and scattering effects. *Journal of Geophysical Research*, 80(23) :3322–3342, 1975.
- E. Akkermans, P. Wolf, R. Maynard, and G. Maret. Theoretical study of the coherent backscattering of light by disordered media. *Journal De Physique*, 49(3) :77–98, 1988.
- J. Anderson, P. Bodin, J. Brune, J. Prince, S. Singh, R. Quaas, and M. Onate. Strong ground motion from the Michoacan, Mexico, earthquake. *Science*, 233(4768) :1043, 1986.
- J. G. Anderson, S. K. Singh, J. M. Espindola, and J. Yamamoto. Seismic strain release in the Mexican subduction thrust. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 58 : 307–322, 1989.
- D. Andrews. Rupture propagation with finite stress in antiplane strain. *Journal of Geophysical Research*, 81(20) :3575–3582, 1976.
- P. Bard, M. Campillo, F. Chávez-García, and F. Sánchez-Sesma. Strong ground motion in Mexico City during the great Michoacan earthquake. Part B : A theoretical investigation of large-and small-scale amplification effects. *Earthquake Spectra*, 4 :609–633, 1988.
- N. Bartlow, S. Miyazaki, A. Bradley, and P. Segall. Space-time correlation of slip and tremor during the 2009 Cascadia slow slip event. *Geophysical Research Letters*, 38 (18) :L18309, 2011.
- R. Berkovits and S. Feng. Correlations in coherent multiple scattering. *Physical Reports*, 238 :135–172, 1994.

- G. Beroza and S. Ide. Slow Earthquakes and Nonvolcanic Tremor. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39(1), 2011.
- G. Beroza and T. Jordan. Searching for slow and silent earthquakes using free oscillations. *Journal of Geophysical Research*, 95 :2485–2510, 1990.
- S. Bilek, T. Lay, and L. Ruff. Radiated seismic energy and earthquake source duration variations from teleseismic source time functions for shallow subduction zone thrust earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 109 :B09308, 2004.
- F. Birch. The velocity of compressional waves in rocks to 10Kilobars, Part1. *Journal of Geophysical Research*, 65(4) :1083–1102, 1960.
- F. Birch. The velocity of compressional waves in rocks to 10Kilobars, Part2. *Journal of Geophysical Research*, 66 :2199–2224, 1961.
- S. Bonnefoy-Claudet, F. Cotton, and P. Bard. The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies : A literature review. *Earth-Science Reviews*, 79 (3-4) :205–227, 2006.
- D. M. Boore, A. G. Lindh, T. V. McEvilly, and W. W. Tolmachoff. Search for travel-time changes associated with Parkfield, California, earthquake of 1966. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 65(5) :1407–1418, 1975.
- W. Brace and J. Byerlee. Stick-slip as a mechanism for earthquakes. *Science*, 153(3739) : 990, 1966.
- F. Brenguier, M. Campillo, C. Hadziioannou, N. M. Shapiro, R. M. Nadeau, and E. Larose. Postseismic relaxation along the San Andreas fault at Parkfield from continuous seismological observations. *Science*, 321(5895) :1478–1481, 2008.
- F. Brenguier, N. M. Shapiro, M. Campillo, V. Ferrazzini, Z. Duputel, O. Coutant, and A. Nercessian. Towards forecasting volcanic eruptions using seismic noise. *Nature Geoscience*, 1(2) :126–130, 2008b.
- J. R. Brown, G. C. Beroza, S. Ide, K. Ohta, D. R. Shelly, S. Y. Schwartz, W. Rabbel, M. Thorwart, and H. Kao. Deep low-frequency earthquakes in tremor localize to the plate interface in multiple subduction zones. *Geophysical Research Letters*, 36, 2009.
- K. Brown, M. Tryon, H. DeShon, L. Dorman, and S. S. Correlated transient fluid pulsing and seismic tremor in the Costa Rica subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 238(1-2) :189–203, 2005.
- R. Bürgmann, M. Kogan, V. Levin, C. Scholz, R. King, and G. Steblov. Rapid aseismic moment release following the 5 December 1997 Kronotsky Kamchatka earthquake. *Geophysical Research Letters*, 28 :1331–1334, 2001.

- M. Campillo. Phase and correlation in ‘Random’ seismic fields and the reconstruction of the green function. *Pure and Applied Geophysics*, 163(2-3) :475–502, 2006. doi : {10.1007/s00024-005-0032-8}.
- M. Campillo and A. Paul. Long-range correlations in the diffuse seismic coda. *Science*, 299(5606) :547–549, 2003.
- M. Campillo, P. Bard, F. Nicollin, and F. Sanchez-Sesma. The Mexico earthquake of September 19 1985. The incident wavefield in Mexico City during the great Michoacan earthquake and its interfection with the deep basin. *Earthquake Spectra*, 4 :591, 1988.
- M. Campillo, S. Singh, N. Shapiro, J. Pacheco, and R. Herrmann. Crustal structure south of the Mexican volcanic belt, based on group velocity dispersion. *Geofisica Internacional - Mexico*, 35 :361, 1996.
- M. Campillo, L. Margerin, and N. Shapiro. *Waves in complex media*, chapter Seismic wave diffusion in the Earth lithosphere. Nato asi series, kluwer, 1999 edition, 1999.
- P. Cervelli, P. Segall, K. Johnson, M. Lisowski, and A. Miklius. Sudden aseismic fault slip on the south flank of Kilauea volcano. *Nature*, 415 :1014–1018., 2002.
- S. Chandrasekhar. *Radiative transfer*. Dover Pubns, 1960.
- F. Chávez-García and P. Bard. Site effects in Mexico City eight years after the September 1985 Michoacan earthquakes. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 13(4) :229–247, 1994.
- J. H. Chen, B. Froment, Q. Y. Liu, and M. Campillo. Distribution of seismic wave speed changes associated with the 12 May 2008 Mw 7.9 Wenchuan earthquake. *Geophysical Research Letters*, 37, 2010. doi : {10.1029/2010GL044582}.
- B. Chouet. Excitation of a buried magmatic pipe : a seismic source model for volcanic tremor. *Journal of Geophysical Research*, 90 :1881–1893, 1985.
- J. Claerbout. Synthesis of a layered medium from its acoustics transmission response. *Geophysics*, 33 :264–269, 1968.
- D. Clarke, L. Zaccarelli, N. M. Shapiro, and F. Brenguier. Assessment of resolution and accuracy of the Moving Window Cross Spectral technique for monitoring crustal temporal variations using ambient seismic noise. *Geophysical Journal International*, 186(2) :867–882, 2011. doi : 10.1111/j.1365-246X.2011.05074.x.
- Y. Colin de Verdière. Semiclassical analysis and passive imaging. *Nonlinearity*, 22(6) : R45–R75, 2009. doi : {10.1088/0951-7715/22/6/R01}.
- N. Cotte, A. Walpersdorf, V. Kostoglodov, M. Vergnolle, J. Santiago, I. Manighetti, and M. Campillo. Anticipating the next large silent earthquake in Mexico. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 90(21) :181–182, 2009.

- V. M. Cruz-Atienza. Inversión global con algoritmos genéticos y cristalización simulada, aplicada a funciones de receptor : Modelos estructurales de velocidades para la corteza en la República Mexicana. Master's thesis, Universidad Nacional Autónoma de México, México, 2000.
- V. M. Cruz-Atienza, A. Iglesias, J. Pacheco, N. Shapiro, and S. Singh. Crustal structure below the Valley of Mexico estimated from receiver functions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(6) :3304, 2010.
- C. Dascalu, I. Ionescu, and M. Campillo. Fault finiteness and initiation of dynamic shear instability. *Earth and Planetary Science Letters*, 177(3-4) :163–176, 2000.
- T. De Fazio, K. Aki, and J. Alba. Solid earth tide and observed change in the in situ seismic velocity. *Journal of Geophysical Research*, 78 :1319–1322, 1973.
- A. Demant. *L'Axe Neo-Volcanique Transmexicain. Etude volcanologique et pétrographique. Signification géodynamique*. PhD thesis, Université d'Aix- Marseille, L'Axe Neo-Volcanique Transmexicain. Etude volcanologique et pétrographique. Signification géodynamique, 1981.
- C. Demets, R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time-scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, 21(20) :2191–2194, 1994.
- C. DeMets, R. Gordon, and D. Argus. Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181(1) :1–80, 2010.
- A. Derode, E. Larose, M. Campillo, and M. Fink. How to estimate the Green's function of a heterogeneous medium between two passive sensors ? Application to acoustic waves. *Applied Physics Letters*, 83(15) :3054–3056, 2003a. doi : {10.1063/1.1617373}.
- A. Derode, E. Larose, M. Tanter, J. de Rosny, A. Tourin, M. Campillo, and M. Fink. Recovering the Green's function from field-field correlations in an open scattering medium (L). *Journal of the Acoustical Society of America*, 113(6) :2973–2976, 2003b. doi : {10.1121/1.1570436}.
- S. Di Carli, C. Voisin, F. Cotton, and F. Semmane. 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, 2008.
- J. H. Dieterich. Time-dependent friction in rocks. *Journal of Geophysical Research*, 77 : 3690–3697, 1972.
- A. Douglas, J. Beavan, L. Wallace, and J. Townend. Slow slip on the northern Hikurangi subduction interface, New Zealand. *Geophysical Research Letters*, 32(L16305), 2005. doi : 10.1029/2005GL023607.

- H. Dragert, K. L. Wang, and T. S. James. A silent slip event on the deeper Cascadia subduction interface. *Science*, 292(5521) :1525–1528, 2001.
- T. Duvall, S. Jefferies, J. Harvey, and M. Pomerantz. Time distance helioseismology. *Nature*, 362(6419) :430–432, 1993.
- A. Dziewonski, S. Bloch, and M. Landisman. A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 59(1) :427–444, 1969.
- J. Eisler. Investigation of a method for determining stress accumulation at depth. *Bulletin of Seismological Society of America*, 57 :891–911, 1967.
- L. Ferrari. Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico. *Geology*, 32(1) :77, 2004.
- M. Fink. Time reversal of ultrasonic fields – Part I : Basic principles. *IEEE Trans. Ultrason. Ferroelectr. Freq. Control*, 39(5) :555–566, 1992.
- S. I. Franco, V. Kostoglodov, K. M. Larson, V. C. Manea, M. Manea, and J. A. Santiago. Propagation of the 2001-2002 silent earthquake and interplate coupling in the Oaxaca subduction zone, Mexico. *Earth Planets and Space*, 57(10) :973–985, 2005. International Symposium on Slow Slip Events at Plate Subduction Zones MAR 16-18, 2004 Nagoya, JAPAN.
- A. Freed. Earthquake triggering by static, dynamic, and postseismic stress transfer. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33 :335–367, 2005.
- A. Freed, S. Ali, and R. Bürgmann. Evolution of stress in Southern California for the past 200 years from coseismic, postseismic and interseismic stress changes. *Geophysical Journal International*, 169(3) :1164–1179, 2007.
- J. T. Freymueller, S. Hreinsdottir, C. Zweck, and P. Haeussler. The 1998 - 2002 deep megathrust slip event, Alaska. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 83(47) Fall Meet. Suppl., Abstract G61A-0972., 2002.
- B. Froment. *L'utilisation du bruit sismique ambiant dans le suivi temporel de structures géologiques*. PhD thesis, Université Joseph Fourier, ISTERRE, 2011.
- B. Froment, M. Campillo, P. Roux, P. Gouedard, A. Verdel, and R. L. Weaver. Estimation of the effect of nonisotropically distributed energy on the apparent arrival time in correlations. *Geophysics*, 75(5) :SA85–SA93, 2010.
- M. Furumoto, Y. Ichimori, N. Hayashi, Y. Hiramatsu, and T. Satoh. Seismic wave velocity changes and stress build-up in the crust of the Kanto-Tokai region. *Geophysical Research Letters*, 28(19) :3737–3740, 2001.
- J. S. Galehouse. Data from theodolite measurements of creep rates on San Francisco Bay Region faults, California : 1979–2001. *United State Geological Survey*, (02-225), 2002.

-
- R. J. Geller and C. S. Mueller. Four similar earthquakes in Central California. *Geophysical Research Letters*, 7(10) :821–824, 1980.
- A. Ghosh, J. E. Vidale, Z. G. Peng, K. C. Creager, and H. Houston. Complex nonvolcanic tremor near Parkfield, California, triggered by the great 2004 Sumatra earthquake. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 114, 2009a.
- A. Ghosh, J. E. Vidale, J. R. Sweet, K. C. Creager, and A. G. Wech. Tremor patches in Cascadia revealed by seismic array analysis. *Geophysical Research Letters*, 36, 2009b.
- A. Ghosh, J. E. Vidale, J. R. Sweet, K. C. Creager, A. G. Wech, and H. Houston. Tremor bands sweep Cascadia. *Geophysical Research Letters*, 37, 2010.
- O. Godin. Emergence of the acoustic Green’s function from thermal noise. *Journal of the Acoustical Society of America*, 121 :EL96 EL102, 2007.
- J. Gomberg and P. Johnson. Seismology : Dynamic triggering of earthquakes. *Nature*, 437(7060) :830–830, 2005.
- J. Gomberg and T. Masters. Waveform modelling using locked-mode synthetic and differential seismograms : application to determination of the structure of Mexico. *Geophysical Journal*, 94(2) :193–218, 1988.
- J. Gomberg, P. Reasenber, P. Bodin, and R. Harris. Earthquake triggering by seismic waves following the Landers and Hector Mine earthquakes. *Nature*, 411(6836) :462–466, 2001.
- J. Gomberg, P. Bodin, K. Larson, and H. Dragert. Earthquakes nucleated by transient deformations fundamental process evident in observations surrounding the M7.9 Denali Fault Alaska Earthquake. *Nature*, 427 :621–624, 2004.
- J. Gomberg, J. L. Rubinstein, Z. G. Peng, K. C. Creager, J. E. Vidale, and P. Bodin. Widespread triggering of nonvolcanic tremor in California. *Science*, 319(5860) :173–173, 2008.
- J. Gomberg et al. Slow-slip phenomena in Cascadia from 2007 and beyond : A review. *Geological Society of America Bulletin*, 122(7-8) :963–978, 2010.
- P. Gouédard, L. Stehly, F. Brenguier, M. Campillo, Y. C. de Verdiere, E. Larose, L. Margerin, P. Roux, F. J. Sánchez-Sesma, N. M. Shapiro, and R. L. Weaver. Cross-correlation of random fields : mathematical approach and applications. *Geophysical Prospecting*, 56(3) :375–393, 2008. doi : {10.1111/j.1365-2478.2007.00684.x}.
- A. Guilhem, Z. G. Peng, and R. M. Nadeau. High-frequency identification of non-volcanic tremor triggered by regional earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 37, 2010.
- C. Hadziioannou. *Ondes sismiques en milieu complexe : Mesure des variations temporelles des vitesses*. PhD thesis, Université Joseph Fourier, 2011.

- C. Hadziioannou, E. Larose, O. Coutant, P. Roux, and M. Campillo. Stability of monitoring weak changes in multiply scattering media with ambient noise correlation : Laboratory experiments. *Journal of the Acoustical Society of America*, 125(6) :3688–3695, 2009.
- D. Han, A. Nur, and D. Morgan. Effects of porosity and clay content on wave velocities in sandstones. *Geophysics*, 51(2093-2107), 1986.
- P. Hatchell and S. Bourne. Rocks under strain : Strain-induced time-lapse time shifts are observed for depleting reservoirs. *The Leading Edge*, pages 1222–1225, 2005.
- J. Havskov and S. Singh. Shallow crustal structure below Mexico City. *Geofisica Internacional - Mexico*, 17 :223–229, 1977.
- K. Heki, S. Miyazaki, and H. Tsuji. Silent fault slip following an interplate thrust earthquake at the Japan Trench. *Nature*, 1997.
- R. Hennino, N. Tregoures, N. M. Shapiro, L. Margerin, M. Campillo, B. A. van Tiggelen, and R. L. Weaver. Observation of equipartition of seismic waves. *Physical Review Letters*, 86(15) :3447–3450, 2001.
- R. Herrmann. *Computer programs in seismology, version 3.15*. Saint Louis University, Saint Louis, Mo, 2002.
- D. Hill, P. Reasenber, A. Michael, W. Arabaz, G. Beroza, D. Brumbaugh, J. Brune, R. Castro, S. Davis, D. dePolo, et al. Seismicity remotely triggered by the magnitude 7.3 Landers, California, earthquake. *Science*, 260(5114) :1617, 1993.
- H. Hirose and K. Obara. Short-term slow slip and correlated tremor episodes in the Tokai region, central Japan. *Geophysical Research Letters*, 33(17) :5, 2006.
- H. Hirose, K. Hirahara, F. Kimata, N. Fujii, and S. Miyazaki. A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan. *Geophysical Research Letters*, 26(21) :3237–3240, 1999.
- A. Husker and P. Davis. Tomography and thermal state of the Cocos plate subduction beneath Mexico City. *Journal of geophysical research*, 114(B4) :B04306, 2009.
- A. Husker, S. Peyrat, N. Shapiro, and V. Kostoglodov. Automatic non-volcanic tremor detection in the Mexican subduction zone. *Geofisica Internacional - Mexico*, 49(1) : 17–25, 2010.
- S. Ide. Striations, duration, migration and tidal response in deep tremor. *Nature*, 466 (7304) :356–U105, 2010.
- S. Ide, D. R. Shelly, and G. C. Beroza. 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), 2007.

- A. Iglesias, R. W. Clayton, X. Perez-Campos, S. K. Singh, J. F. Pacheco, D. Garcia, and C. Valdes-Gonzalez. S wave velocity structure below central Mexico using high-resolution surface wave tomography. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 115, 2010.
- H. Jodicke, A. Jording, L. Ferrari, J. Arzate, K. Mezger, and L. Rupke. Fluid release from the subducted Cocos plate and partial melting of the crust deduced from magnetotelluric studies in southern Mexico : Implications for the generation of volcanism and subduction dynamics. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 111(B8), 2006.
- I. Johanson, E. Fielding, F. Rolandone, and R. Bürgmann. Coseismic and postseismic slip of the 2004 Parkfield earthquake from space-geodetic data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(4B) :S269–S282, 2006.
- P. Johnson and A. Sutin. Slow dynamics and anomalous nonlinear fast dynamics in diverse solids. *Journal of the Acoustical Society of America*, 117(1) :124–130, 2005.
- P. A. Johnson and X. Jia. Nonlinear dynamics, granular media and dynamic earthquake triggering. *Nature*, 437(7060) :871–874, 2005.
- P. A. Johnson, B. Zinszner, and P. N. J. Rasolofosaon. Resonance and elastic nonlinear phenomena in rock. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 101(B5) :11553–11564, 1996.
- B. Julian. Volcanic tremor : nonlinear excitation by fluid flow. *Journal of Geophysical Research*, 99 :118959–118977, 1994.
- B. Julian. Seismological detection of slab metamorphism. *Science*, 296(5573) :1625, 2002.
- H. Kanamori and W. Chung. Temporal change in P-wave velocity in southern California. *Tectonophysics*, 23 :67–78, 1974.
- H. Kanamori and J. Cipar. Focal process of the great Chilean earthquake of May 22, 1960. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 9 :128–136, 1974.
- H. Kanamori and D. Hadley. Crustal structure and temporal velocity changes in southern-California. *Pure and Applied Geophysics*, 113(1-2) :257–280, 1975.
- H. Kanamori and M. Kikuchi. The 1992 Nicaragua earthquake : a slow tsunami earthquake associated with subducted sediments. *Nature*, 361(6414) :714–716, 1993.
- H. Kanamori and G. Stewart. Mode of strain release along the Gibbs Fracture Zone, Mid-Atlantic Ridge. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 11 :312–332, 1976.
- H. Kao, S. J. Shan, H. Dragert, G. Rogers, J. F. Cassidy, and K. Ramachandran. A wide depth distribution of seismic tremors along the northern Cascadia margin. *Nature*, 436(7052) :841–844, 2005.

- H. Kao, S. J. Shan, H. Dragert, G. Rogers, J. F. Cassidy, K. L. Wang, T. S. James, and K. Ramachandran. Spatial-temporal patterns of seismic tremors in northern Cascadia. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 111(B3) :17, 2006.
- H. Kao, S. J. Shan, G. Rogers, and H. Dragert. Migration characteristics of seismic tremors in the northern Cascadia margin. *Geophysical Research Letters*, 34(3), 2007.
- A. Katsumata and N. Kamaya. Low-frequency continuous tremor around the Moho discontinuity away from volcanoes in the southwest Japan. *Geophysical Research Letters*, 30(1), 2003.
- M. J. Kim, S. Y. Schwartz, and S. Bannister. Non-volcanic tremor associated with the march 2010 Gisborne slow slip event at the Hikurangi subduction margin, New Zealand. *Geophysical Research Letters*, 38(14), 2011. doi : doi:10.1029/2011GL048400.
- Y. Kim, R. W. Clayton, and J. Jackson. Geometry and seismic properties of the subducting Cocos plate in central Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 115, 2010. doi : 10.1029/2009JB006942.
- G. King, R. Stein, and J. Lin. Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(3) :935–953, 1994.
- V. Kostoglodov, W. Bandy, J. Dominguez, and M. Mena. Gravity and seismicity over the Guerrero seismic gap, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 23(23) :3385–3388, 1996.
- V. Kostoglodov, S. K. Singh, J. A. Santiago, S. I. Franco, K. M. Larson, A. R. Lowry, and R. Bilham. A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 30(15) :4, 2003.
- V. Kostoglodov, A. Husker, N. M. Shapiro, J. S. Payero, M. Campillo, N. Cotte, and R. Clayton. The 2006 slow slip event and nonvolcanic tremor in the Mexican subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 37, 2010.
- M. La Rocca, K. Creager, D. Galluzzo, S. Malone, J. Vidale, J. Sweet, and A. Wech. Cascadia tremor located near plate interface constrained by S minus P wave times. *Science*, 323(323) :620, 2009.
- M. Landes, F. Hubans, N. M. Shapiro, A. Paul, and M. Campillo. Origin of deep ocean microseisms by using teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 115, 2010.
- C. S. Larmat, R. A. Guyer, and P. A. Johnson. Tremor source location using time reversal : Selecting the appropriate imaging field. *Geophysical Research Letters*, 36, 2009.
- E. Larose, L. Margerin, B. Van Tiggelen, and M. Campillo. Weak localization of seismic waves. *Physical review letters*, 93(4) :48501, 2004.

-
- E. Larose, L. Margerin, A. Derode, B. van Tiggelen, M. Campillo, N. Shapiro, A. Paul, L. Stehly, and M. Tanter. Correlation of random wavefields : An interdisciplinary review. *Geophysics*, 71(4, Suppl. S) :SI11–SI21, 2006. doi : {10.1190/1.2213356}.
- K. M. Larson, V. Kostoglodov, S. Miyazaki, and J. A. S. Santiago. The 2006 aseismic slow slip event in Guerrero, Mexico : New results from GPS. *Geophysical Research Letters*, 34(13), 2007.
- P. C. Leary, P. E. Malin, R. A. Phinney, T. Brocher, and R. Voncolln. Systematic monitoring of millisecond travel time variations near Palmdale, California. *Journal of Geophysical Research*, 84(NB2) :659–666, 1979.
- A. Levshin, T. Yanovskaya, A. Lander, B. Bukchin, M. Barmin, L. Ratnikova, and E. Its. *Recording, identification, and measurement of surface wave parameters*, pages 131–182. Kluwer Academic Publisher, 1989.
- Y.-G. Li, P. Chen, E. S. Cochran, and J. E. Vidale. Seismic velocity variations on the San Andreas fault caused by the 2004 M6 Parkfield Earthquake and their implications. *Earth Planets and Space*, 59(1) :21–31, 2007.
- A. Linde and P. Silver. Elevation changes and the great 1960 Chilean earthquake : Support for aseismic slip. *Geophysical Research Letters*, 16 :1305–1308, 1989.
- A. Linde, M. Gladwin, M. Johnston, R. Gwyther, and R. Bilham. A slow earthquake sequence on the San Andreas Fault. *Nature*, 383 :65–68, 1996.
- L. R. Lines and S. Treitel. Tutorial : A review of least-squares inversion and its application to geophysical problems. *Geophysical Prospecting*, 32(159–186), 1984.
- Y. Liu, J. Rice, and K. Larson. Seismicity variations associated with aseismic transients in Guerrero, Mexico, 1995-2006. *Earth and Planetary Science Letters*, 262(3-4) :493–504, 2007.
- O. Lobkis and R. Weaver. On the emergence of the Green’s function in the correlations of a diffuse field. *Journal of the Acoustical Society of America*, 110(6) :3011–3017, 2001.
- O. Lobkis and R. Weaver. Coda-Wave Interferometry in Finite Solids : Recovery of P-to-S Conversion Rates in an Elastodynamic Billiard. *Physical Review Letters*, 90(25) :254302, 2003.
- A. R. Lowry, K. M. Larson, V. Kostoglodov, and R. Bilham. Transient fault slip in Guerrero, southern Mexico. *Geophysical Research Letters*, 28(19) :3753–3756, 2001.
- S. Ma, S. Custódio, R. Archuleta, and P. Liu. Dynamic modeling of the 2004 Mw 6.0 Parkfield, California, earthquake. *J. geophys. Res.*, 113 :B02301, 2008.

- V. Manea, M. Manea, V. Kostoglodov, C. A. Currie, and G. Sewell. Thermal structure, coupling and metamorphism in the Mexican subduction zone beneath Guerrero. *Geophysical Journal International*, 158(2) :775–784, 2004.
- L. Margerin, M. Campillo, and B. Van Tiggelen. Multiple scattering of elastic waves. *Journal of Geophysical Research*, 105 :7873–7892, 2000.
- L. Margerin, B. Van Tiggelen, and M. Campillo. Effect of absorption on energy partition of elastic waves,. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91 :624–627, 2001.
- L. Margerin, M. Campillo, B. A. Van Tiggelen, and R. Hennino. Energy partition of seismic coda waves in layered media : theory and application to Pinyon Flats Observatory. *Geophysical Journal International*, 177(2) :571–585, 2009.
- D. Marsan and O. Lengliné. Extending earthquakes’ reach through cascading. *Science*, 319(5866) :1076, 2008.
- G. Mavko, T. Mukerji, and J. Dvorkin. *Rock Physics Handbook*. Cambridge, 1998.
- R. Maynard. Wave correlations : basic features. *Workshop on Passive Imaging in wave physics : from seismology to ultrasound*, 2011. Cargèse, France.
- R. McCaffrey. The next great earthquake. *Science*, 315(5819) :1675, 2007.
- W. McCausland, S. Malone, and D. Johnson. Temporal and spatial occurrence of deep non-volcanic tremor : From Washington to northern California. *Geophysical Research Letters*, 32(24), 2005.
- T. McEvilly and L. Johnson. Stability of P and S velocities from central california quarry blasts. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 64 :343–353, 1974.
- T. I. Melbourne and F. H. Webb. Slow but not quite silent. *Science*, 300(5627) :1886–1887, 2003.
- M. Miller, T. Melbourne, D. Johnson, and W. Sumner. Periodic slow earthquakes from the Cascadia subduction zone. *Science*, 295 :2423, 2002.
- M. Miyazawa and E. E. Brodsky. Deep low-frequency tremor that correlates with passing surface waves. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 113(B1), 2008.
- M. Miyazawa and J. Mori. Detection of triggered deep low-frequency events from the 2003 Tokachi-oki earthquake. *Geophysical Research Letters*, 32(10), 2005.
- M. Miyazawa and J. Mori. Evidence suggesting fluid flow beneath Japan due to periodic seismic triggering from the 2004 Sumatra-Andaman earthquake. *Geophysical Research Letters*, 33(5), 2006.
- R. M. Nadeau and D. Dolenc. Nonvolcanic tremors deep beneath the San Andreas Fault. *Science*, 307(5708) :389–389, 2005.

- A. Newman and E. Okal. Teleseismic estimates of radiated seismic energy : The E/M^0 discriminant for tsunami earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 103 :26–26, 1998.
- A. F. Nieto-Samaniego, S. A. L. Ferrari, G. Alaniz-Álvarez, L. Hernández, and J. Rosas-Elguera. Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 111 :2–18, 1999.
- S. Nishenko and S. K. Singh. Conditional Probabilities for the recurrence of large and great interplate earthquakes along the Mexican subduction zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(6) :2095–2114, 1987.
- T. Nishimura, S. Tanaka, T. Yamawaki, H. Yamamoto, T. Sano, M. Sato, H. Nakahara, N. Uchida, S. Hori, and H. Sato. Temporal changes in seismic velocity of the crust around Iwate volcano, Japan, as inferred from analyses of repeated active seismic experiment data from 1998 to 2003. *Earth Planets and Space*, 57(6) :491–505, 2005.
- A. Nur. Effects of stress on velocity anisotropy in rocks with cracks. *Journal of Geophysical Research*, 76(2022-2034), 1971.
- A. Nur and G. Simmons. The effect of saturation on velocity in low porosity rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 7 :183–193, 1969.
- K. Obara. Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan. *Science*, 296(5573) :1679–1681, 2002.
- K. Obara. 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, 2010.
- K. Obara. Characteristics of and interactions between non-volcanic tremor and related slow earthquakes in the Nankai subduction zone, southwest Japan. *Journal of Geodynamics*, 2011.
- K. Obara and H. Hirose. Non-volcanic deep low-frequency tremors accompanying slow slips in the southwest Japan subduction zone. *Tectonophysics*, 417(1-2) :33–51, 2006.
- K. Obara and S. Sekine. Characteristic activity and migration of episodic tremor and slow-slip events in central Japan. *Earth Planets and Space*, 61(7) :853–862, 2009.
- K. Obara, H. Hirose, F. Yamamizu, and K. Kasahara. Episodic slow slip events accompanied by non-volcanic tremors in southwest Japan subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 31(23), 2004.
- K. Obara, S. Tanaka, T. Maeda, and T. Matsuzawa. Depth-dependent activity of non-volcanic tremor in southwest Japan. *Geophysical Research Letters*, 37, 2010.

- Y. Ohta, J. Freymueller, S. Hreinsdóttir, and H. Suito. 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, 2006.
- E. Okal. The generation of T waves by earthquakes. *Advances in Geophysics*, 49 :1–65, 2008.
- K. B. Olsen, S. M. Day, L. A. Dalguer, J. Mayhew, Y. Cui, J. Zhu, V. M. Cruz-Atienza, D. Roten, P. Maechling, T. H. Jordan, D. Okaya, and A. Chourasia. ShakeOut-D : Ground motion estimates using an ensemble of large earthquakes on the southern San Andreas fault with spontaneous rupture propagation. *Geophysical Research Letters*, 36, 2009.
- L. A. Ostrovsky and P. A. Johnson. Dynamic nonlinear elasticity in geomaterials. *Rivista Del Nuovo Cimento*, 24(7) :1–46, 2001.
- K. Outerbridge, T. Dixon, S. Schwartz, J. Walter, M. Protti, V. Gonzalez, J. Biggs, M. Thorwart, and W. Rabbel. 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, 2010.
- S. Ozawa, M. Murakami, M. Kaidzu, T. Tada, T. Sagiya, Y. Hatanaka, H. Yarai, and T. Nishimura. Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, Central Japan. *Science*, 298(5595) :1009–1012, 2002.
- S. Ozawa, Y. Hatanaka, M. Kaidzu, M. Murakami, T. Imakiire, and Y. Ishigaki. Aseismic slip and low-frequency earthquakes in the Bungo channel, southwestern Japan. *Geophysical Research Letters*, 31(7), 2004.
- M. Pardo and G. Suarez. 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, 1995.
- J. S. Payero, V. Kostoglodov, N. Shapiro, T. Mikumo, A. Iglesias, X. Perez-Campos, and R. W. Clayton. Nonvolcanic tremor observed in the Mexican subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 35(7), 2008.
- Z. Peng and Y. Ben-Zion. Temporal changes of shallow seismic velocity around the Karadere-Düzce branch of the north Anatolian fault and strong ground motion. *Pure and Applied Geophysics*, 163(2) :567–600, 2006.
- Z. Peng, D. Hill, D. Shelly, and C. Aiken. Remotely triggered microearthquakes and tremor in central California following the 2010 Mw 8.8 Chile earthquake. *Geophysical Research Letters*, 37 :L24312, 2010.

- Z. G. Peng and K. V. Chao. 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, 2008.
- Z. G. Peng, J. E. Vidale, K. C. Creager, J. L. Rubinstein, J. Gomberg, and P. Bodin. Strong tremor near Parkfield, CA, excited by the 2002 Denali Fault earthquake. *Geophysical Research Letters*, 35(23), 2008.
- Z. G. Peng, J. E. Vidale, A. G. Wech, R. M. Nadeau, and K. C. Creager. Remote triggering of tremor along the San Andreas Fault in central California. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 114, 2009.
- X. Pérez-Campos, J. McGuire, and G. Beroza. Resolution of the slow earthquake/high apparent stress paradox for oceanic transform fault earthquakes. *J. geophys. Res*, 108 (B9) :2, 2003.
- X. Pérez-Campos, Y. Kim, A. Husker, P. Davis, R. Clayton, A. Iglesias, J. Pacheco, S. Singh, V. Manea, and M. Gurnis. Horizontal subduction and truncation of the cocos plate beneath central mexico. *Geophysical Research Letters*, 35(18) :L18,303, 2008.
- C. L. Peterson and D. H. Christensen. Possible relationship between nonvolcanic tremor and the 1998-2001 slow slip event, south central Alaska. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 114, 2009.
- G. Poupinet, W. L. Ellsworth, and J. Frechet. Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets - An application to the Calaveras fault, California. *Journal of Geophysical Research*, 89(NB7) :5719–5731, 1984.
- M. Radiguet. *Etude des séismes lents et du chargement intersismique dans la lacune sismique de Guerrero au Mexique*. PhD thesis, Université Joseph Fourier, ISTERRE, 2011.
- M. Radiguet, F. Cotton, M. Vergnolle, M. Campillo, B. Valette, V. Kostoglodov, and N. Cotte. Spatial and temporal evolution of a long term slow slip event : the 2006 Guerrero Slow Slip Event. *Geophysical Journal International*, 184(2) :816–828, 2011.
- P. Reasenbergs and K. Aki. A precise, continuous measurement of seismic velocity for monitoring in situ stress. *Journal of Geophysical Research*, 79 :399–406, 1974.
- H. Reid. 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., 1910.
- J. Rice. Constitutive relations for fault slip and earthquake instabilities. *Pure and Applied Geophysics*, 121(3) :443–475, 1983. 43.

- D. Rivet, M. Campillo, N. M. Shapiro, V. Cruz-Atienza, M. Radiguet, N. Cotte, and V. Kostoglodov. Seismic evidence of nonlinear crustal deformation during a large slow slip event in Mexico. *Geophysical Research Letters*, 38, 2011. doi : {10.1029/2011GL047151}.
- C. Robin. *Relations volcanologie-magmatologie-geodynamique : application au passage entre volcanismes alcalin et andesitique dans le sud mexicain*. PhD thesis, Universite de Clermont-Ferrand II, Clermont-Ferrand, 1981.
- G. Rogers and H. Dragert. Episodic tremor and slip on the Cascadia subduction zone : The chatter of silent slip. *Science*, 300(5627) :1942–1943, 2003.
- P. Roux, W. Kuperman, and NAPL Grp. Extracting coherent wave fronts from acoustic ambient noise in the ocean. *Journal of the Acoustical Society of America*, 116(4, Part 1) :1995–2003, 2004. doi : {10.1121/1.1797754}.
- P. Roux, K. Sabra, W. Kuperman, and A. Roux. Ambient noise cross correlation in free space : Theoretical approach. *Journal of the Acoustical Society of America*, 117(1) : 79–84, JAN 2005. ISSN 0001-4966. doi : {10.1121/1.1830673}.
- J. Rubinstein, D. Shelly, and W. Ellsworth. *Non-volcanic Tremor : A Window into the Roots of Fault Zones*, volume International Year of Planet Earth. Springer, 2010.
- J. L. Rubinstein and G. C. Beroza. Evidence for widespread nonlinear strong ground motion in the M-W 6.9 Loma Prieta Earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(5) :1595–1608, 2004a.
- J. L. Rubinstein and G. C. Beroza. Nonlinear strong ground motion in the M(L) 5.4 Chittenden earthquake : Evidence that preexisting damage increases susceptibility to further damage. *Geophysical Research Letters*, 31(23), 2004b.
- J. L. Rubinstein and G. C. Beroza. Depth constraints on nonlinear strong ground motion from the 2004 Parkfield earthquake. *Geophysical Research Letters*, 32(14), 2005.
- J. L. Rubinstein, J. E. Vidale, J. Gomberg, P. Bodin, K. C. Creager, and S. D. Malone. Non-volcanic tremor driven by large transient shear stresses. *Nature*, 448(7153) :579–582, 2007.
- J. L. Rubinstein, J. Gomberg, J. E. Vidale, A. G. Wech, H. Kao, K. C. Creager, and G. Rogers. Seismic wave triggering of nonvolcanic tremor, episodic tremor and slip, and earthquakes on Vancouver Island. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 114, 2009.
- A. Ruina. Slip instability and state variable friction laws. *Journal of Geophysical Research*, 88(NB12) :359–370, 1983. 27.
- L. Ryzhik, G. Papanicolaou, and J. Keller. Transport equations for elastic and other waves in random media. *Wave motion*, 24(4) :327–370, 1996.

-
- I. Sacks, A. Linde, J. Snoke, and A. Suyehiro. A slow earthquake sequence following the Izu-Oshima earthquake of 1978. *Maurice Ewing Series*, 1981.
- T. Sagiya. Interplate coupling in the Kanto district, central Japan, and the Boso Peninsula silent earthquake in May 1996. *Pure and Applied Geophysics*, 161(11-12) : 2327–2342, 2004.
- F. J. Sánchez-Sesma and M. Campillo. Retrieval of the green's function from cross correlation : The canonical elastic problem. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(3) :1182–1191, 2006. doi : {10.1785/0120050181}.
- F. J. Sánchez-Sesma, M. Rodríguez, U. Iturrarán-Viveros, F. Luzón, M. Campillo, L. Margerin, A. García-Jerez, M. Suarez, M. Santoyo, and A. Rodríguez-Castellanos. A theory for microtremor H/V spectral ratio : Application for a layered medium. *Geophysical Journal International*, 2011.
- F. J. Sánchez-Sesma, J. A. Pérez-Ruiz, M. Campillo, and F. Luzón. Elastodynamic 2D Green function retrieval from cross-correlation : Canonical inclusion problem. *Geophysical Research Letters*, 33(13), 2006. doi : {10.1029/2006GL026454}.
- F. J. Sánchez-Sesma, J. A. Pérez-Ruiz, F. Luzón, M. Campillo, and A. Rodríguez-Castellanos. Diffuse fields in dynamic elasticity. *Wave Motion*, 45(5) :641–654, 2008. doi : {10.1016/j.wavemoti.2007.07.005}.
- O. Sano, Y. Mizuta, T. Murakami, and Y. Tanaka. Sound velocity as a measure of small stress change. pages 241–246. *Rock Stress : Proceedings of the International Symposium on Rock Stress*, 1997.
- O. Sano, K. Hieda, K. Hirano, T. Hirano, H. Ishii, Y. Hirata, S. Matsumoto, and T. Yamauchi. Stress-sensitivity of the sound velocity at Kamaishi mine. In *Seismological Society of Japan*, 1999.
- M. Santoyo, S. Singh, and T. Mikumo. Source process and stress change associated with the 11 January, 1997 (Mw= 7.1) Michoacan, Mexico, inslab earthquake. *Geofisica Internacional - Mexico*, 44(4) :317, 2005.
- D. Sarkar, A. Bakulin, and R. L. Kranz. Anisotropic inversion of seismic data for stressed media : Theory and a physical modelina study on Berea Sandstone. *Geophysics*, 68 (2) :690–704, 2003.
- H. Sato and M. Fehler. *Seismic wave propagation and scattering in the heterogenous earth*. Springer Verlag, 2009.
- K. Sawazaki, H. Sato, H. Nakahara, and T. Nishimura. Temporal change in site response caused by earthquake strong motion as revealed from coda spectral ratio measurement. *Geophysical Research Letters*, 33(21), 2006.

- C. Sayers and M. Kachanov. Microcrack induced elastic wave anisotropy of brittle rocks. *Journal of Geophysical Research*, 100(B3) :4149–4156, 1995.
- C. H. Scholz. Earthquakes and friction laws. *Nature*, 391(6662) :37–42, 1998. 76.
- C. Sens-Schonfelder and E. Larose. Temporal changes in the lunar soil from correlation of diffuse vibrations. *Physical Review E*, 78(4), 2008.
- C. Sens-Schönfelder and U. Wegler. Passive image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at Merapi Volcano, Indonesia. *Geophysical Research Letters*, 33(21), 2006. doi : {10.1029/2006GL027797}.
- N. Shapiro and M. Campillo. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 31(7), 2004. doi : {10.1029/2004GL019491}.
- N. Shapiro, M. Campillo, A. Paul, S. Singh, D. Jongmans, and F. Sánchez-Sesma. Surface-wave propagation across the Mexican Volcanic Belt and the origin of the long-period seismic-wave amplification in the Valley of Mexico. *Geophysical Journal International*, 128(1) :151–166, 1997.
- N. Shapiro, K. Olsen, and K. Singh Shri. On the duration of seismic motion incident onto the Valley of Mexico for subduction zone earthquakes. *Geophysical Journal International*, 151(2) :501–510, 2002.
- N. M. Shapiro and M. Campillo. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 31(7), 2004.
- N. M. Shapiro, M. Campillo, L. Margerin, S. K. Singh, V. Kostoglodov, and J. Pacheco. The energy partitioning and the diffusive character of the seismic coda. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(3) :655–665, 2000.
- D. R. Shelly, G. C. Beroza, S. Ide, and S. Nakamura. Low-frequency earthquakes in Shikoku, Japan, and their relationship to episodic tremor and slip. *Nature*, 442(7099) : 188–191, 2006.
- D. R. Shelly, G. C. Beroza, and S. Ide. Complex evolution of transient slip derived from precise tremor locations in western Shikoku, Japan. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 8, 2007a.
- D. R. Shelly, G. C. Beroza, and S. Ide. Non-volcanic tremor and low-frequency earthquake swarms. *Nature*, 446(7133) :305–307, 2007b.
- S. Singh and M. Ordaz. On the origin of long coda observed in the lake-bed strong-motion records of Mexico City. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83(4) :1298–1306, 1993.
- S. Singh and M. Pardo. Geometry of the benioff zone and state of stress in the overriding plate in central Mexico. *Geophysical Research Letters*, 20(14) :1483–1486, 1993.

- S. Singh, L. Astiz, and J. Havskov. Seismic gaps and recurrence periods of large earthquakes along the Mexican subduction zone : a reexamination. *Bulletin of the seismological Society of America*, 71(3) :827–843, 1981.
- S. Singh, J. Lermo, T. Dominguez, M. Ordaz, J. Espinosa, E. Mena, and R. Quaas. The Mexico earthquake of September 19 1985. A Study of amplification of seismic waves in the Valley of Mexico with respect to a hill zone site. *Earthquake Spectra*, 4 :653, 1988.
- S. Singh, R. Quaas, M. Ordaz, F. Mooser, D. Almora, M. Torres, and R. Vasquez. Is there truly a hard rock site in the Valley of Mexico. *Geophysical research letters*, 22 (4) :481–484, 1995.
- S. Singh, M. Santoyo, P. Bodin, and J. Gombert. Dynamic deformations of shallow sediments in the Valley of Mexico, Part II : Single-station estimates. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(3) :540–550, 1997.
- S. Singh, M. Ordaz, L. Alcántara, N. Shapiro, V. Kostoglodov, J. Pacheco, S. Alcocer, C. Gutiérrez, R. Quaas, T. Mikumo, et al. The Oaxaca earthquake of 30 September 1999 (Mw= 7.5) : a normal-faulting event in the subducted Cocos plate. *Seismological Research Letters*, 71(1) :67, 2000.
- S. Singh, M. Ordaz, J. F. Pacheco, L. Alcántara, A. Iglesias, S. Alcocer, D. Garcia, X. Perez-Campos, C. Valdes, and D. Almora. A report on the Atoyac, Mexico, earthquake of 13 April 2007 (M-w 5.9). *Seismological Research Letters*, 78 :635–648, 2007.
- R. Snieder. Extracting the Green’s function from the correlation of coda waves : A derivation based on stationary phase. *Physical Review E*, 69(4, Part 2), 2004. doi : {10.1103/PhysRevE.69.046610}.
- R. Snieder. Extracting the Green’s function of attenuating heterogeneous acoustic media from uncorrelated waves. *Journal of the Acoustical Society of America*, 121(5) :2637–2643, MAY 2007. ISSN 0001-4966. doi : {10.1121/1.2713673}.
- T. R. A. Song, D. V. Helmberger, M. R. Brudzinski, R. W. Clayton, P. Davis, X. Perez-Campos, and S. K. Singh. Subducting Slab Ultra-Slow Velocity Layer Coincident with Silent Earthquakes in Southern Mexico. *Science*, 324(5926) :502–506, 2009.
- L. Stehly, M. Campillo, and N. M. Shapiro. A study of the seismic noise from its long-range correlation properties. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 111(B10), 2006.
- L. Stehly, M. Campillo, and N. M. Shapiro. Traveltime measurements from noise correlation : stability and detection of instrumental time-shifts. *Geophysical Journal International*, 171(1) :223–230, 2007.

BIBLIOGRAPHIE

- R. Stein, G. King, and J. Lin. Stress triggering of the 1994 M= 6.7 Northridge, California, earthquake by its predecessors. *Science*, 265(5177) :1432, 1994.
- R. Stockwell, L. Mansinha, and R. Lowe. Localization of the complex spectrum : the S transform. *Signal Processing, IEEE Transactions on*, 44(4) :998–1001, 1996.
- G. Suarez, T. Monfret, G. Wittlinger, and C. David. Geometry of the subduction and depth of the seismogenic zone in the Guerrero gap, Mexico. *Nature*, 345(6273) :336–338, 1990.
- M. Suarez, F. Sánchez-Sesma, M. Bravo, and J. Lermo. Características de los Depositos Superficiales del Valle de México. *Instituto de Ingeniería, UNAM, Mexico*, 1987.
- M. Suter, M. Carrillo-Martínez, and O. Quintero-Legorreta. Macroseismic study of shallow earthquakes in the central and eastern parts of the trans-Mexican volcanic belt, Mexico. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(6) :1952–1963, 1996.
- J. R. S.Y., Schwartz. Slow slip events and seismic tremor at circum-pacific subduction zones. *REVIEWS OF GEOPHYSICS*, 45(RG3004) :32 PP., 2007.
- J. A. TenCate and T. J. Shankland. Slow dynamics in the nonlinear elastic response of Berea sandstone. *Geophysical Research Letters*, 23(21) :3019–3022, 1996.
- A. Tourin, P. A. Derode, Roux, B. A. van Tiggelen, , and M. Fink. Time-dependent coherent backscattering of acoustic waves. *Physical Review Letters*, 79 :3637, 1997.
- A. Tura, T. Barker, P. Cattermor, C. Collins, J. Davis, P. Hatchell, K. Koster, P. Schutjens, and P. Wills. Monitoring primary depletion reservoirs using amplitudes and time shifts from high-repeat seismic surveys. *Leading Edge*, pages 1214–1221, 2005.
- K. Uenishi and J. Rice. Universal nucleation length for slip-weakening rupture instability under non-uniform fault loading. *Journal of Geophysical Research*, 108 :2042, 2003.
- F. Urbina and H. Camacho. La zona megaseísmica Acambay–Tixmadeje, Estado de México, conmovida el 19 de noviembre de 1912. *Boletín del Instituto Geológico Mexicano*, 32(125), 1913.
- J. Urrutia-Fucugauchi and J. Flores-Ruiz. Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico. *International Geology Review*, 38(2) :176–194, 1996.
- C. Valdes-Gonzalez and R. Meyer. Seismic structure between the Pacific coast and Mexico City from the Petatlán earthquake (Ms= 7.6) aftershocks. *Geofísica Internacional - Mexico*, 35 :377–402, 1996.
- B. van Tiggelen. Green function retrieval and time reversal in a disordered world. *Physical Review Letters*, 91(24), 2003. doi : {10.1103/PhysRevLett.91.243904}.

-
- M. Vergnolle, A. Walpersdorf, V. Kostoglodov, P. Tregoning, J. A. Santiago, N. Cotte, and S. I. Franco. Slow slip events in Mexico revised from the processing of 11 year GPS observations. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 115, 2010.
- C. Voisin. Dynamic triggering of earthquakes : the linear slip-dependent friction case. *Geophysical research letters*, 28(17) :3357–3360, 2001.
- C. Voisin. Dynamic triggering of earthquakes : the nonlinear slip-dependent friction case. *Journal of Geophysical Research*, 107 :2356, 2002.
- C. Voisin, F. Cotton, and S. Di Carli. A unified model for dynamic and static stress triggering of aftershocks, antishocks, remote seismicity, creep events, and multisegmented rupture. *Journal of Geophysical Research*, 109(B6) :B06304, 2004.
- A. Walpersdorf, N. Cotte, V. Kostoglodov, M. Vergnolle, M. Radiguet, J. Antonio Santiago, and M. Campillo. Two successive slow slip events evidenced in 2009-2010 by a dense GPS network in Guerrero, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 38, 2011.
- J. B. Walsh. The effect of cracks on the compressibility of rock. *Journal of Geophysical Research*, 70 :381–389, 1965.
- K. Wapenaar. Retrieving the elastodynamic Green’s function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation. *Physical Review Letters*, 93(25), 2004. doi : {10.1103/PhysRevLett.93.254301}.
- M. Wathelet. An improved neighborhood algorithm : parameter conditions and dynamic scaling. *Geophysical Research Letters*, 35 :L09301, 2008.
- R. Weaver. On diffuse waves in solid media. *Journal of Acoustical Society of America*, 71(1608–1609), 1982.
- R. Weaver and O. Lobkis. Ultrasonics without a source : Thermal fluctuation correlations at MHz frequencies. *Physical Review Letters*, 87(13), 2001. ISSN 0031-9007. doi : {10.1103/PhysRevLett.87.134301}.
- R. Weaver, C. Hadziioannou, E. Larose, and M. Campillo. On the precision of noise correlation interferometry. *Geophysical Journal International*, 2011.
- R. Weaver, B. Froment, and M. Campillo. On the correlation of non-isotropically distributed ballistic scalar diffuse waves. *Journal of the Acoustical Society of America*, 126 (4) :1817–1826, 2009. doi : {10.1121/1.3203359}.
- R. L. Weaver. Ward identities and the retrieval of Green’s functions in the correlations of a diffuse field. *Wave Motion*, 45(5) :596–604, APR 2008. ISSN 0165-2125. doi : {10.1016/j.wavemoti.2007.07.007}. International Symposium on Mechanical Waves in Solids, Hangzhou, PEOPLES R CHINA, MAY 15-18, 2006.
- U. Wegler and C. Sens-Schonfelder. Fault zone monitoring with passive image interferometry. *Geophysical Journal International*, 168(3) :1029–1033, 2007.

BIBLIOGRAPHIE

- R. L. Wesson. Dynamics of fault creep. *Journal of Geophysical Research*, 93(8929–8951), 1988.
- J. H. Whitcomb, J. D. Garmany, and D. L. Anderson. Earthquake Prediction : Variation of Seismic Velocities before the San Francisco Earthquake. *Science*, 180(4086) :632–5, 1973.
- Y. Yagi, M. Kikuchi, and T. Nishimura. Co-seismic slip, post-seismic slip, and largest aftershock associated with the 1994 Sanriku-haruka-oki, Japan, earthquake. *Geophysical Research Letters*, 30(22) :2177, 2003.
- K. Yamamura, O. Sano, H. Utada, Y. Takei, S. Nakao, and Y. Fukao. Long-term observation of in situ seismic velocity and attenuation. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 108(B6), 2003.
- H. Yukutake, T. Nakajima, and K. Doi. In situ measurements of elastic wave velocity in a mine, and the effects of water and stress on their variation. *Tectonophysics*, 149 (1-2) :165–175, 1988.
- D. Zigone. *Les trémors non volcaniques : observation et modélisation*. PhD thesis, Université Joseph Fourier, 2012.
- D. Zigone, C. Voisin, E. Larose, F. Renard, and M. Campillo. Slip acceleration generates seismic tremor like signals in friction experiments. *Geophysical Research Letters*, 38 (L01315), 2011. doi : doi:10.1029/2010GL045603.
- D. Zigone, D. Rivet, M. Radiguet, M. Campillo, C. Voisin, N. Cotte, A. Walpersdorf, N. Shapiro, G. Cougoulat, P. Roux, V. Kostoglodov, A. Husker, and J. S. Payero. Triggering of Tremors and Slow Slip event in Guerrero (Mexico) by the 2010 Mw 8.8 Maule, Chile, Earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 2012.

RÉSUMÉ

Ces dernières années ont vu le développement d'une nouvelle méthode d'imagerie des structures géologiques basée sur l'utilisation du bruit sismique continu. Dans ce travail nous avons utilisé cette approche dans deux problématiques différentes. La première consiste à réaliser le suivi temporel des vitesses des ondes sismiques dans la croûte lors de séismes lents qui ont eu lieu dans la lacune sismique de Guerrero au Mexique. Ces séismes lents sont des glissements asismiques et transitoires. Ils sont considérés comme une part importante de la relaxation des déformations dans le cycle sismique. Dans notre étude, nous avons mesuré les perturbations de vitesse des ondes associées à deux séismes lents en 2006 et 2009-2010 à partir des enregistrements continus du bruit sismique. Pour les deux séismes lents on observe une chute de vitesse de l'ordre de 0.2%. Au cours de ces séismes lents, seules les ondes de longue période (>10 s) sont affectées. La perturbation de vitesse, par ailleurs, coïncide avec le maximum du taux de déformation. Cette observation suggère que pendant de forts séismes lents, la croûte chevauchante présente un comportement mécanique non linéaire. Dans l'imagerie des processus géologiques, les mesures de variations de vitesse peuvent être utilisées comme proxy du taux de déformation du milieu.

La deuxième problématique abordée est l'imagerie de structures à fort contraste de vitesse comme la vallée de Mexico. Nous utilisons les intercorrélations de bruit sismique pour reconstruire les ondes de Rayleigh. L'étape préalable à l'inversion de la structure est l'identification des modes de propagation des ondes de surfaces. Nous proposons ici une approche basée sur la comparaison des rapports spectraux H/V estimés sur la coda des séismes avec leur estimation théorique.

ABSTRACT

Recent years have seen the development of a new method for imaging geological structures based on continuous seismic noise. In this work we applied this approach to two different problems. The first is to monitor the velocity of seismic waves in the crust during slow slip events that occurred in the region of Guerrero in Mexico. These slow slip events are aseismic transients that were observed recently in the seismic gap of Guerrero. They are considered an important part of the strain relaxation in the seismic cycle. In our study, we measured wave velocity perturbations associated with two slow slip events in 2006 and 2009-2010 from continuous recordings of seismic noise. For both events we observed a drop in wave speed of the order of 0.2 %. During these slow slip events waves, only seismic waves at long period (> 10 s) were affected. Moreover, the wave speed change is related to the strain rate rather than the deformation itself. This observation suggests that during strong slow slip events the overriding crust presents nonlinear mechanical behavior. For geological process imaging, velocity variations can be used as a proxy of the strain rate of the medium.

The second issue addressed in this thesis is the imaging of geological structures with high velocity contrast in which the propagation of surface waves is complex such as the Valley of Mexico. We use cross-correlations of seismic noise to reconstruct Rayleigh waves. The step prior to the inversion of the structure is the surface waves mode identification. We propose an approach based on the comparison between of the spectral ratios H/V estimated on the coda of earthquakes with its theoretical value.

