

Table des matières

Remerciement	v
Introduction	vii
1 Contexte général et motivation de l'étude	1
1.1 Présentation d'une zone de subduction et cycle sismique	2
1.2 Découverte et caractéristiques des séismes lents	7
1.3 Contexte géodynamique du segment de Guerrero	16
1.4 Enjeux de ce travail	26
2 Données et Méthodes	29
2.1 Données GPS	30
2.2 Données radar.	32
2.3 Imagerie des séismes lents à partir de données GPS	35
3 Etude détaillée du glissement lent de 2006	45
3.1 Evolution spatio-temporelle du séisme lent de 2006	46
3.2 Comparaison avec les résultats de l'inversion par analyse en compo- sante principale	64
3.3 Contraintes sur le glissement cumulé apportées par les données InSAR	72
3.4 Conclusion	79
4 Etude détaillée du glissement lent de 2009-2010	81
4.1 Séries temporelles GPS et particularités de cet évènement	82
4.2 Localisation du glissement	84
4.3 Activité de tremors et déclenchement par le séisme de Maule	92
4.4 Conclusion	96
5 Bilan sur le fonctionnement de la lacune sismique de Guerrero	97
5.1 Chargement intersismique et couplage de la zone de subduction	98
5.2 Séismes lents et accumulation de contraintes dans la lacune sismique de Guerrero	101
6 Synthèse	123
6.1 Déformation crustale associée au séisme lent de 2006	124
6.2 Les tremors au Mexique et leur liens avec les séismes lents	128

Table des matières

6.3	Caractéristiques structurales de la région de Guerrero, et liens avec les séismes lents	132
6.4	Synthèse des principaux résultats de cette thèse	135
	Conclusions et perspectives	139
	Annexes	143
	Bibliographie	165

Remerciement

Mes remerciements vont tous d'abord à mes directeurs de thèse, Fabrice Cotton et Michel Campillo. Ils m'ont donné le goût de la recherche, et ont été présents tout au long de cette thèse pour guider mon travail. J'ai apprécié la confiance qu'ils m'ont accordé dans l'orientation de ce travail, leur enthousiasme, et leurs conseils.

Je remercie également les membres de mon jury : les rapporteurs Raul Madariaga et Jean-Philippe Avouac pour leur lecture et leurs remarques pertinentes. Merci également à Bruno Reynard et à Olivier Vidal d'avoir permis d'élargir la discussion de manière intéressante lors de la soutenance.

Au cours de cette thèse, j'ai eu l'occasion de travailler un certain nombre de personnes, particulièrement dans le cadre du projet franco-Mexicain G-GAP financé par l'ANR. Merci à Mathilde Vergnolle d'avoir suivi mon travail de près, j'ai toujours apprécié nos discussions et ta rigueur qui ont permis d'améliorer mon travail. Je remercie également Nathalie Cotte, Andrea Walpersdorf, sans qui cette thèse n'aurait pas pu aboutir (faute de données!), merci aussi pour votre disponibilité pour répondre à mes questions sur le GPS. Merci aussi à Erwan Pathier d'avoir trouvé du temps pour discuter d'InSAR. Du côté Mexicain, merci à Vladimir Kostoglodov pour les discussions enrichissantes que nous avons eu. Il me reste à remercier les autres étudiants impliqués dans le projet, la *dream team* de G-GAP, qui ont beaucoup contribué à ma motivation pour ce travail. Merci donc à Diane, Dimitri et Guillaume, pour les discussions sans fin sur le fonctionnement de cette région, toujours dans la bonne humeur.

Je remercie aussi l'ensemble des personnes avec qui j'ai pu interagir au cours de ces trois années, et qui m'ont fait bénéficier de leur connaissance sur la géodésie, l'inversion, la tectonique. Merci donc à Isabelle Manighetti, Michel Bouchon, Bernard Valette, Hugo Perfettini.

Ces trois années à ISTerre n'auraient pas été aussi enrichissantes sur le plan scientifique et personnel sans tous les étudiants avec lesquels j'ai partagé d'excellents moments conviviaux (le RU à 11h 30!). Merci particulièrement à Bérénice, Romain, Soumaya, Dimitri, Diane, Bastien, Aurore, Mathieu.

Merci à Philippe Gillet de m'avoir accueilli à l'EPFL pour les derniers mois de cette thèse.

Enfin, merci à Nicolas pour ton soutien au quotidien, et pour tout le reste.

Introduction

Les zones de subduction sont des régions de convergence entre plaques tectoniques, au niveau desquelles une plaque océanique est subductée sous une autre plaque, océanique ou continentale. Les contraintes accumulées par la convergence sur l'interface de subduction sont relâchées de manière brutale par des séismes. Les zones de subductions sont ainsi le siège d'une activité sismique intense, et les plus gros séismes mondiaux y sont observés. En effet dans ces régions, la rupture sismique peut se propager sur de grandes surfaces, car l'étendue de la zone sismogène (zone qui rompt pendant la rupture) est importante, à la fois en profondeur (jusqu'à 40-50 km) et latéralement (plusieurs milliers de km).

Dans les dix dernières années, trois séismes de magnitude supérieure ou égale à 8.8 se sont produits dans des zones de subductions : le séisme de Tohoku-Oki au Japon (2011, M_w 9.0), le séisme de Maule (2010 M_w 8.8) et de Sumatra (2004 M_w 9.4). Les séismes de Tohoku-Oki et de Sumatra ont fait des dizaines de milliers de victimes, principalement du fait des tsunamis qu'ils ont engendrés. Face à l'impact destructeur de ses gros séismes, il est essentiel de comprendre les processus qui permettent le relâchement des contraintes au niveau des zones de subductions. Or ces processus sont complexes : ils font intervenir des mécanismes variés, sur différentes échelles de temps. Par exemple, le séisme de Tohoku-Oki, au Japon, a été d'une magnitude bien plus importante que celle attendue dans cette région par les sismologues sur la base de la sismicité récente.

Plusieurs mécanismes permettent d'accommoder la déformation au niveau des zones de subductions : on distingue des régimes de glissement stable, dans les zones profondes, et un comportement instable avec des ruptures (séismes) dans la partie superficielle. Récemment, l'existence de glissements transitoires asismiques a été mise en évidence. Ces glissements peuvent se produire à la suite d'un séisme important (glissement post-sismique) ou sans lien apparent avec un séisme (on parle alors de séismes lents ou silencieux). Ces phénomènes de glissement asismique ont été mis en évidence dans de nombreuses zones de subduction, et accommodent une part non négligeable de la déformation. Il est donc important d'étudier leurs mécanismes et de comprendre leurs impacts sur le cycle sismique. C'est l'objectif de cette thèse.

Nous utiliserons des mesures de déformations de la surface, par GPS ou interférométrie radar, pour modéliser les glissements sur l'interface de subduction. La zone d'étude concernée est la région de Guerrero, au sud du Mexique, située à la limite entre les plaques Cocos et Amérique du nord. Cette zone a connu des séismes destructeurs (particulièrement le séisme de Michoacan en 1985, M_w 8.1). Cette région

est également caractérisée par la présence d'une lacune sismique dans laquelle un séisme majeur est redouté. Des séismes lents de magnitude importante ont été détectés au niveau de cette lacune. Il est donc particulièrement important de comprendre le rôle des séismes lents dans le relâchement des contraintes dans cette région. Un enjeu majeur de ce travail de thèse est la localisation du glissement des séismes lents, afin de comprendre comment leur occurrence modifie les contraintes régionales. Un autre enjeu important est de contraindre l'évolution spatio-temporelle des séismes lents, pour mieux cibler les mécanismes à l'origine de ces glissements.

Cette étude commence par une description du cycle sismique en zone de subduction ainsi qu'une présentation de la zone d'étude (Chapitre 1). Les enjeux de ce travail y sont aussi évoqués. Le chapitre 2 est consacré à la présentation des données utilisées, ainsi que des méthodes développées durant cette thèse. Les trois chapitres suivants présentent les résultats de ce travail. Une étude détaillée du séisme lent de 2006 est présentée au chapitre 3, une étude du séisme lent de 2010 au chapitre 4. Dans le chapitre 5, l'impact des séismes lents sur l'accumulation des contraintes dans la région de Guerrero est évalué. Enfin le chapitre 6 est l'occasion de mettre en perspective les résultats de cette thèse, avec les autres observations de la région.

Chapitre 1

Contexte général et motivation de l'étude

Sommaire

1.1	Présentation d'une zone de subduction et cycle sismique	2
1.1.1	Expériences de mécanique des roches et lois de friction	2
1.1.2	Variations des propriétés frictionnelles avec la profondeur dans une zone de subduction	4
1.1.3	Cycle sismique d'une zone de subduction	5
1.2	Découverte et caractéristiques des séismes lents	7
1.2.1	Historique de la découverte des séismes lents	7
1.2.2	Localisation du glissement sur l'interface de subduction . . .	9
1.2.3	Présence de trémors	10
1.2.4	Récurrence des séismes lents	12
1.2.5	Lois d'échelles	12
1.2.6	Mécanismes des glissements lents	12
1.3	Contexte géodynamique du segment de Guerrero	16
1.3.1	Caractéristiques géologiques de la région	16
1.3.2	Vitesses de convergence	18
1.3.3	Géométrie de la subduction	19
1.3.4	Sismicité et lacune sismique	22
1.3.5	Aléa sismique et vulnérabilité	25
1.3.6	Etudes préliminaires sur les glissements lents au Mexique . .	25
1.4	Enjeux de ce travail	26
1.4.1	Localiser les glissements lents pour évaluer leurs impacts sur le cycle sismique	26
1.4.2	Evaluer le degré de couplage de l'interface de subduction . .	26
1.4.3	Contraindre la cinématique pour cibler les mécanismes des glissements	27
1.4.4	Particularités et intérêts d'une étude dans la région de Guerrero	27

Dans ce chapitre, nous verrons les modèles classiques qui sont utilisés pour décrire le cycle sismique au niveau des zones de subduction, puis en quoi les observations des

dix dernières années ont complexifié cette vision classique avec la mise en évidence de l'importance des mouvements asismiques dans le cycle sismique. La seconde partie de ce chapitre sera consacrée à une présentation rapide de la zone étudiée dans cette thèse : la zone de subduction du Mexique centrale. Enfin, les enjeux de ce travail de thèse seront présentés.

1.1 Présentation d'une zone de subduction et cycle sismique

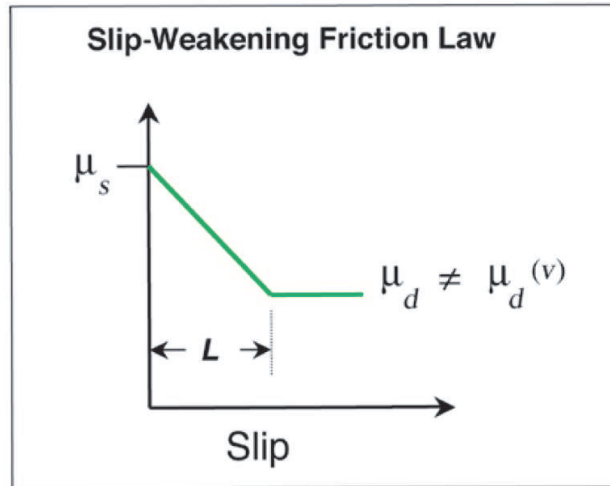
1.1.1 Expériences de mécanique des roches et lois de friction

Les expériences de mécanique des roches menées en laboratoire ont mis en évidence que les séismes résultent d'instabilités de friction, mécanisme communément appelé *stick-slip* (adhérence-glissement, ou glissement saccadé) [*Brace and Byerlee, 1966*]. La phase de *stick* correspondant au chargement intersismique et la phase de *slip* correspondant au séisme. Pour modéliser ce comportement, des lois de friction ont été développées à partir de résultats expérimentaux. Elles permettent de décrire plusieurs aspects de la nature de la friction sur les failles.

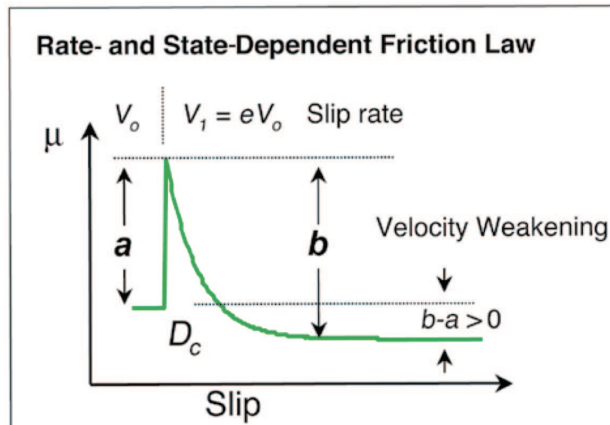
Dans le modèle le plus simple de stick-slip, le glissement s'initie quand le rapport de la contrainte normale sur la contrainte tangentielle atteint une certaine valeur μ_s qui correspond au coefficient de friction statique. Lorsque le glissement commence, le coefficient de friction chute jusqu'à atteindre la valeur du coefficient de friction dynamique μ_d (figure 1.1a). C'est le comportement d'affaiblissement au glissement (*slip-weakening*, figure 1.1a). Les études expérimentales ont par ailleurs montrées la sensibilité des propriétés frictionnelles à d'autres paramètres. Il a été montré que μ_s augmente avec le temps écoulé depuis le dernier glissement, μ_d est sensible à la vitesse de glissement, et il existe une distance critique de glissement D_c nécessaire pour atteindre une valeur de μ_d stable en cas de changement de la vitesse de glissement (voir *Scholz [1998]* pour une synthèse). Ces comportements sont décrits de manière empirique par les lois de friction dites *rate and state* [*Ruina, 1983*] (à variable d'état en français) qui sont très largement utilisées (figure 1.1b). Ces lois permettent notamment de décrire la cicatrisation de l'interface et donc la répétition des séismes. Différents cas de figure peuvent apparaître en fonction des valeurs des paramètres a et b de cette loi (voir figure 1.1b), qui dépendent des propriétés du matériau :

- si $(a - b) < 0$, le régime est **stable**, le coefficient de friction augmente avec la vitesse de glissement (*velocity-strengthening*). Les séismes ne peuvent pas s'initier dans cette zone, et la rupture qui s'y propage s'arrête rapidement.
- si $(a - b) > 0$, le coefficient de friction diminue avec la vitesse de glissement (*velocity-weakening*), le régime est **instable** ou **conditionnellement stable**,

dépendant de la contrainte normale appliquée. Les séismes s'initient dans les zones de glissements instables, et peuvent se propager dans les zones conditionnellement stables.



(a) Loi de friction en *slip weakening*



(b) Loi de friction en *rate and state*

FIGURE 1.1: (haut) Modèle de *slip-weakening* : représentation du coefficient de friction en fonction du glissement. L est la distance caractéristique d'affaiblissement (bas) Représentation schématique d'une loi de friction *rate and state*. La réponse frictionnelle à un changement de vitesse de glissement (V_0 à $V_1 > V_0$) est représentée. Le comportement dépend des paramètres a , b et de la distance caractéristique d'affaiblissement D_c . D'après *Marone and Saffer* [2007].

1.1.2 Variations des propriétés frictionnelles avec la profondeur dans une zone de subduction

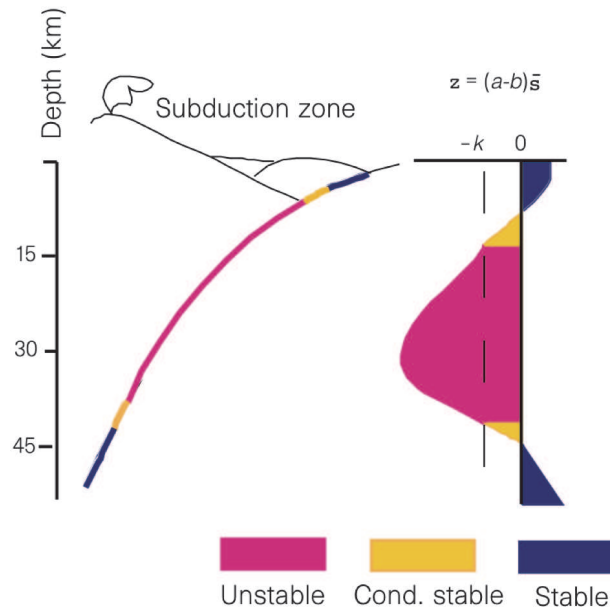


FIGURE 1.2: Modèle de stabilité d'une zone de subduction, en fonction du paramètre $a - b$, d'après *Scholz [1998]*. La figure de droite représente les valeurs du paramètre $a - b$ en fonction de la profondeur.

Le formalisme évoqué précédemment permet de décrire les propriétés frictionnelles de différents matériaux. Celles-ci dépendent principalement de la température, de la pression et de la nature des roches. La figure 1.2 présente l'évolution des propriétés frictionnelles dans une zone de subduction [*Scholz, 1998*]. D'après ce modèle, la zone sismogène (zone en glissement instable) est limitée par des zones en glissement stable. A faible profondeur, la présence d'une zone de glissement stable est attribuée à l'existence de sédiments peu consolidés [*Byrne et al., 1988; Vrolijk, 1990*]. Plusieurs hypothèses sont proposées pour expliquer la transition vers une zone instable (changements minéralogiques dans les argiles, consolidation des sédiments qui conduisent à une localisation de la déformation, voir *Marone and Saffer [2007]* pour une synthèse). Un contrôle thermique de cette transition n'est pas établie [*Marone and Saffer, 2007*], mais plusieurs études suggèrent une transition autour de 100-150 ° C, correspondant à la déshydratation de l'illite en smectite [p.ex. *Vrolijk, 1990; Hyndman et al., 1997*]. La limite inférieure de la zone sismogène (début de la zone de transition), est classiquement considérée comme une limite thermique, correspondant au début du comportement plastique, autour de 350 ° C pour des roches quartzo-feldspathique [*Hyndman et al., 1997*]. Il existe une seconde limite autour de 450 ° C au delà de laquelle le glissement est purement stable (fin de la zone de

transition).

Ainsi, l'interface de subduction est formée d'une zone sismogène (zone instable en *stick-slip*). Celle-ci est limitée de part et d'autre par des zones en glissement stable, avec, entre les deux, des zones de transition aux propriétés intermédiaires.

1.1.3 Cycle sismique d'une zone de subduction

Les propriétés frictionnelles de l'interface de subduction entraînent un comportement cyclique, sans forcément de périodicité identifiable. C'est ce qu'on appelle le cycle sismique. Une représentation schématique de ce cycle est présentée sur la figure 1.3., et les principales phases de ce cycle sont détaillées ci dessous.

Phase intersismique

Pendant la phase intersismique, les contraintes s'accumulent sur la partie superficielle bloquée de la faille du fait du glissement stable dans la partie profonde. Cette accumulation peut durer de quelques dizaines à des centaines d'années. Elle entraîne une déformation élastique de la plaque supérieure (figure 1.3).

Phase cosismique

Quand les contraintes accumulées dépassent le seuil de rupture des roches, une instabilité est déclenchée (précédée par une phase de nucléation de cette instabilité) : c'est la phase co-sismique, qui correspond au séisme. Celle-ci a une durée très courte (quelques secondes à quelques dizaines de secondes). Le glissement se produit dans la partie initialement bloquée, et peut s'étendre jusque dans la zone de transition. Le déficit de glissement accumulé dans la zone supérieure de l'interface est rattrapé.

Déformation postsismique

Les observations récentes, notamment depuis l'existence des GPS continus, montrent que le comportement des failles est en réalité plus complexe que ce modèle simple. Nous nous concentrerons sur les zones de subduction qui font l'objet de cette étude. Des déplacements post-sismiques sont observés très fréquemment dans les mois voir les années qui suivent l'occurrence d'un séisme important [p.ex. *Heki et al.*, 1997; *Hsu et al.*, 2006; *Perfettini et al.*, 2010]. Différents mécanismes permettent d'expliquer les déplacements post-sismiques observés en surface, les principaux étant la poroélasticité, la relaxation viscoélastique et le glissement asismique sur le plan de faille (*afterslip*). L'*afterslip* est le phénomène dominant les premières phases de la relaxation postsismique, la relaxation viscoélastique étant beaucoup plus lente et affectant des échelles spatiales beaucoup plus étendues [*Freed et al.*, 2006; *Perfettini et al.*, 2010]. Les études mentionnées ci-après modélisent la déformation post-sismique uniquement comme du glissement asismique sur le plan de faille, négligeant les autres formes de relaxation. Un exemple de déplacement de surface lié

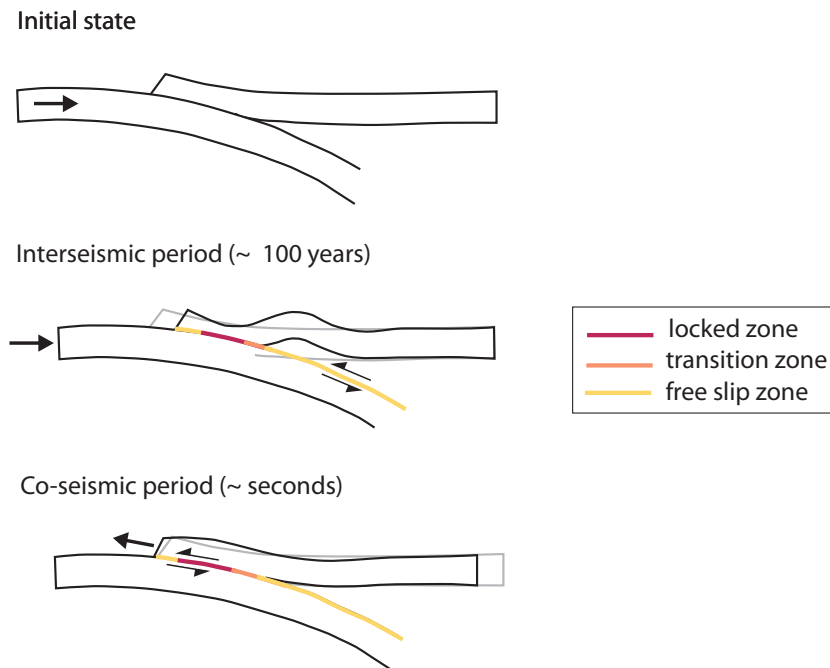


FIGURE 1.3: Schéma du cycle sismique au niveau d'une zone de subduction. Les couleurs indiquent le comportement frictionnel de l'interface (comme sur la figure 1.2).

à un séisme (déplacement instantané de ~ 30 cm) puis à du glissement post-sismique (déplacement de ~ 10 cm sur 200 jours) est visible sur la figure 1.4.

Le glissement asismique à la suite d'un séisme a été observé en différentes régions de la zone de subduction. Plusieurs études [p.ex. *Heki et al.*, 1997; *Hsu et al.*, 2006; *Chlieh et al.*, 2007; *Yagi et al.*, 2003; *Melbourne et al.*, 2002] montrent la présence d'un glissement postsismique important au niveau de la zone de transition, sous la zone de rupture co-sismique. Des glissements postsismiques sont aussi observés à des profondeurs correspondants à celles de la zone sismogène [p.ex. *Hsu et al.*, 2006; *Chlieh et al.*, 2007, 2008; *Perfettini et al.*, 2010], les zones de glissements cosismique et postsismique étant souvent adjacentes et complémentaires [e.g. *Miyazaki et al.*, 2004; *Perfettini et al.*, 2010]. Cela suggère l'existence de variations latérales dans les propriétés frictionnelles de l'interface de subduction, qui s'ajoutent aux variations avec la profondeur décrites précédemment. D'après ces études, le moment relâché par le glissement postsismique est du même ordre de grandeur que le moment cosismique relâché par les séismes. Cela montre l'importance de ces glissements asismiques dans le cycle sismique des zones de subduction.

Les séries temporelles obtenues par les GPS permanents ont permis de mettre en évidence d'autres types de glissements asismiques transitoires, qui se produisent sans relations apparentes avec des séismes. Ils sont détaillés dans la partie suivante.

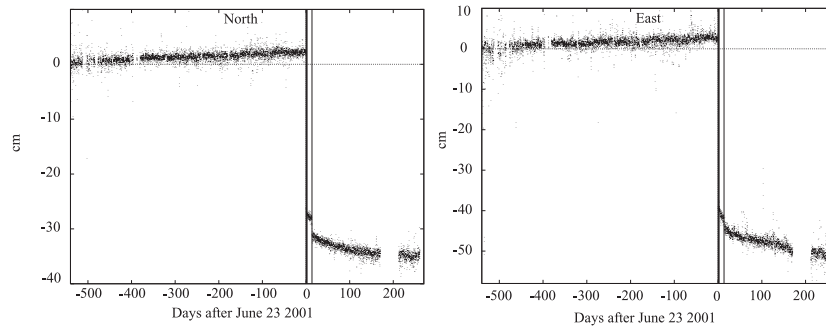


FIGURE 1.4: Série temporelle GPS (2 ans) de la station d'Arequipa (Pérou) montrant clairement les déplacements cosismiques liés au séisme de 2001, M_w 8.4 (ligne noire verticale) et d'une réplique majeure (M_w 7.5, ligne verticale grise), ainsi que les déplacements liés à la déformation postsismique. D'après *Melbourne et al.* [2002]

1.2 Découverte et caractéristiques des séismes lents

1.2.1 Historique de la découverte des séismes lents

Les premières observations de glissements transitoires lents d'une durée de quelques jours, sans liens apparents avec des séismes, ont été réalisées sur la faille de San Andreas grâce à des capteurs de déplacement (*strainmeters*) placés dans des puits de forage [*Linde et al.*, 1996]. Ce type d'évènements, trop lents pour générer des ondes sismiques, sont appelés séismes lents. Le terme le plus communément admis en anglais est *slow slip event*, même si les termes *silent earthquake*, *slow earthquakes*, *aseismic strain transient* ou *creep event* ont aussi été utilisés. Le terme anglais *slow earthquakes* est néanmoins ambigu car il fait également référence aux séismes à vitesses de rupture lentes (quelques dizaines de mètres par seconde) mais qui émettent des ondes sismiques détectables. Le séisme tsunamigène du Nicaragua 1992 [*Kanamori and Kikuchi*, 1993] et les séismes à vitesse de rupture lente suivants le séisme de Izu-Oshima au Japon [*Sacks et al.*, 1982] en sont des exemples. Ces évènements ne doivent pas être confondus avec les *silent earthquakes* (ou *slow slip event*) qui eux durent beaucoup plus longtemps, de quelques jours à quelques années, et ne libèrent pas d'énergie sous forme de radiation sismique détectable. En français cependant, la terminologie retenue, et qui sera utilisée dans ce manuscrit, est celle de « séismes lents » pour décrire ces évènements, même si en anglais ce terme peut prêter à confusion.

Avec le développement des réseaux de GPS continus, les séismes lents ont été observés dans la plupart des zones de subduction. Au nord de la zone de subduction des Cascades, *Dragert et al.* [2001] décrivent un évènement ayant produit environ 2 cm de glissement sur l'interface de subduction sur une période de plusieurs semaines. Cet épisode de glissement est visible sur les séries temporelles GPS, par un déplacement de quelques mm dans la direction opposée de celle du déplacement

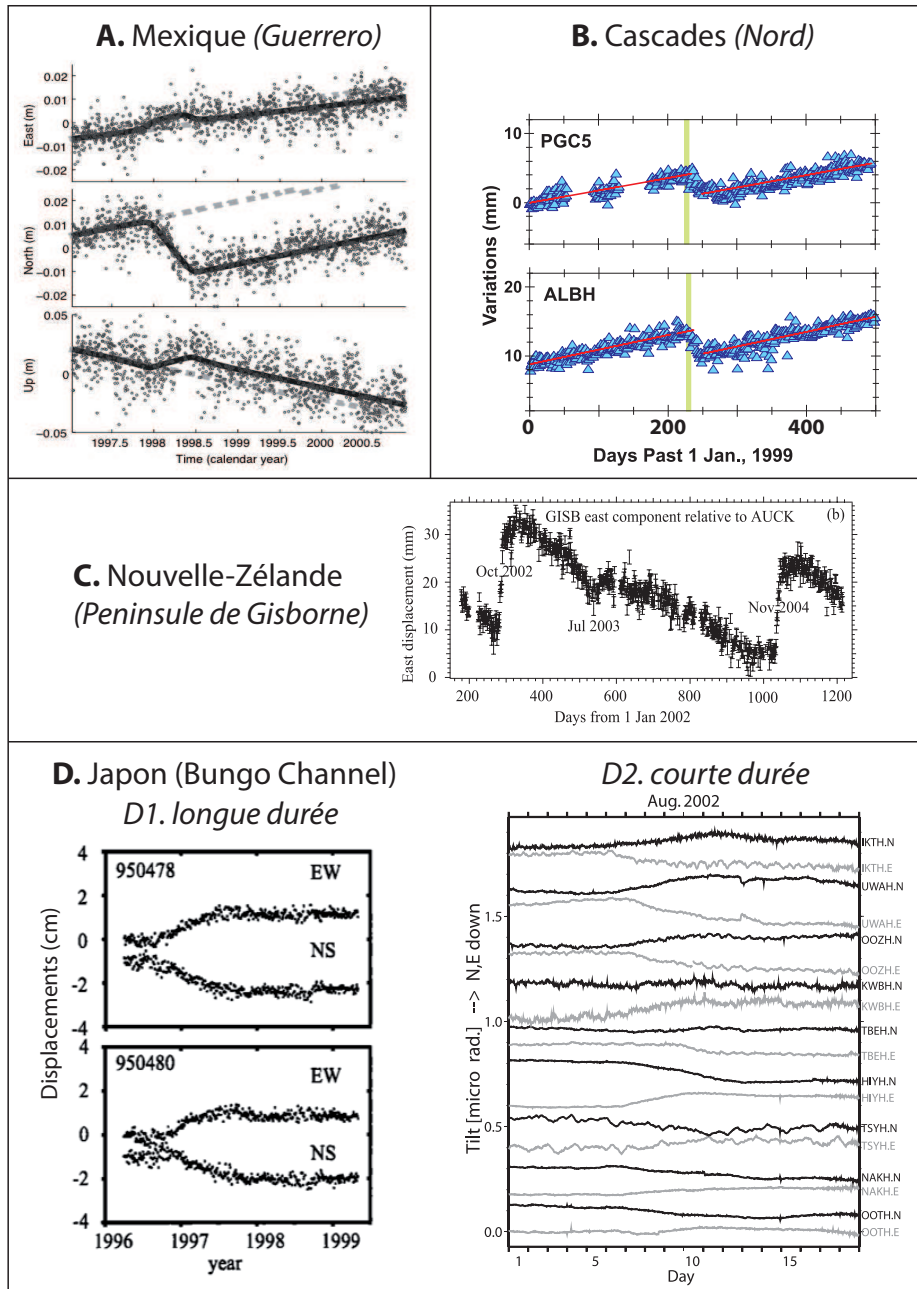


FIGURE 1.5: Enregistrements de séismes lents dans différentes régions du monde, à partir de GPS continus (A,B,C,D1) et d'inclinomètres (D2). Les différences d'échelles (temps et déplacement) reflètent la variabilité dans l'amplitude et la durée des glissements. (A) Zone de subduction de Guerrero, Sud du Mexique, d'après *Lowry et al.* [2001], (B) Zone de subduction des Cascades, région Nord (Etats-Unis) (modifiée d'après *Dragert et al.* [2001]), (C) Subduction de Hikurangi, péninsule de Gisborne d'après *Douglas et al.* [2005], (D) Zone de subduction de Nankai, Région de Bungo Channel, montrant deux types d'événements de durées variables. D'après *Ozawa et al.* [2001] (longue durée) et *Obara et al.* [2004] (courte durée).

intersismique (voir figure 1.5B). Par la suite, ce type d'évènement a été observé au Japon [Ozawa *et al.*, 2001], au Sud du Mexique [Lowry *et al.*, 2001; Kostoglodov *et al.*, 2003], en Alaska [Ohta *et al.*, 2006], Nouvelle-Zélande [Douglas *et al.*, 2005] et au Costa Rica [Protti *et al.*, 2004].

La figure 1.5 présente plusieurs exemples de séries temporelles montrant des séismes lents, enregistrées par des GPS ou des inclinomètres. Sur ces séries, on distingue les périodes de chargement intersismiques (déplacements linéaires, dans le même sens que la convergence) qui encadrent les épisodes de glissements transitoires ou les déplacements se font dans la direction opposée à la convergence des plaques. Par rapport à la figure 1.4, qui présente un saut instantané de déplacement lié à un séisme, on voit clairement sur la figure 1.5 la durée plus grande de ces glissements asismiques. Les quatre zones de subduction présentées donnent un bon aperçu de la variété des durées de ces glissements transitoires, qui vont de quelques jours (environ 10 jours en Nouvelle-Zélande) à plusieurs années (par exemple à Bungo Channel au Japon), ainsi que de l'amplitude des déplacements de surface observées, qui vont de quelques millimètres à plusieurs centimètres.

Plusieurs papiers de synthèse [Schwartz and Rokosky, 2007; Ide *et al.*, 2007; Be-roza and Ide, 2011] se sont attachés à décrire les caractéristiques générales de ces évènements. Elles sont résumées ci-dessous.

1.2.2 Localisation du glissement sur l'interface de subduction

Les déplacements mesurés en surface sont dans la plupart des études interprétés comme du glissement au niveau de l'interface de subduction. Ces déplacements sont modélisés par des dislocations dans un milieu élastique (voir le chapitre 2 pour plus de détails. L'inversion de ses déplacements permet de déterminer la localisation du glissement sur l'interface de subduction. Cependant, les mécanismes physiques à l'origine des glissements sont encore incompris : certaines études proposent que le glissement ne soit pas localisé à l'interface, mais affecte une zone de cisaillement (*shear zone*) d'une certaine épaisseur (voir section 1.2.6) Les enregistrements GPS de surface ne permettent pas de distinguer si la déformation est localisée ou non. L'approche la plus simple consiste donc à calculer des "dislocations équivalentes", qui intègrent la déformation dans l'ensemble de la zone de glissement si celle-ci fait une certaine épaisseur.

Ces modélisations montrent dans la majorité des cas que les séismes lents se produisent sous la zone sismogène, au niveau de la zone de transition dans laquelle les propriétés frictionnelles du milieu changent. Dans certaines régions cependant, les séismes lents ont clairement été localisés dans la zone sismogène. C'est le cas des glissements s'étant produits au niveau de la péninsule des Boso (Japon centrale), en 1996 et 2002 [Sagiya, 2004; Ozawa *et al.*, 2003], et au Costa Rica en 2003 [Protti *et al.*, 2004; Brown *et al.*, 2005; Outerbridge *et al.*, 2010]. Ces glissements semblent néanmoins s'être produits à des endroits distincts des aspérités cosismiques. Le cas de Guerrero au Mexique sera détaillé par la suite. Il semble donc que dans ces régions

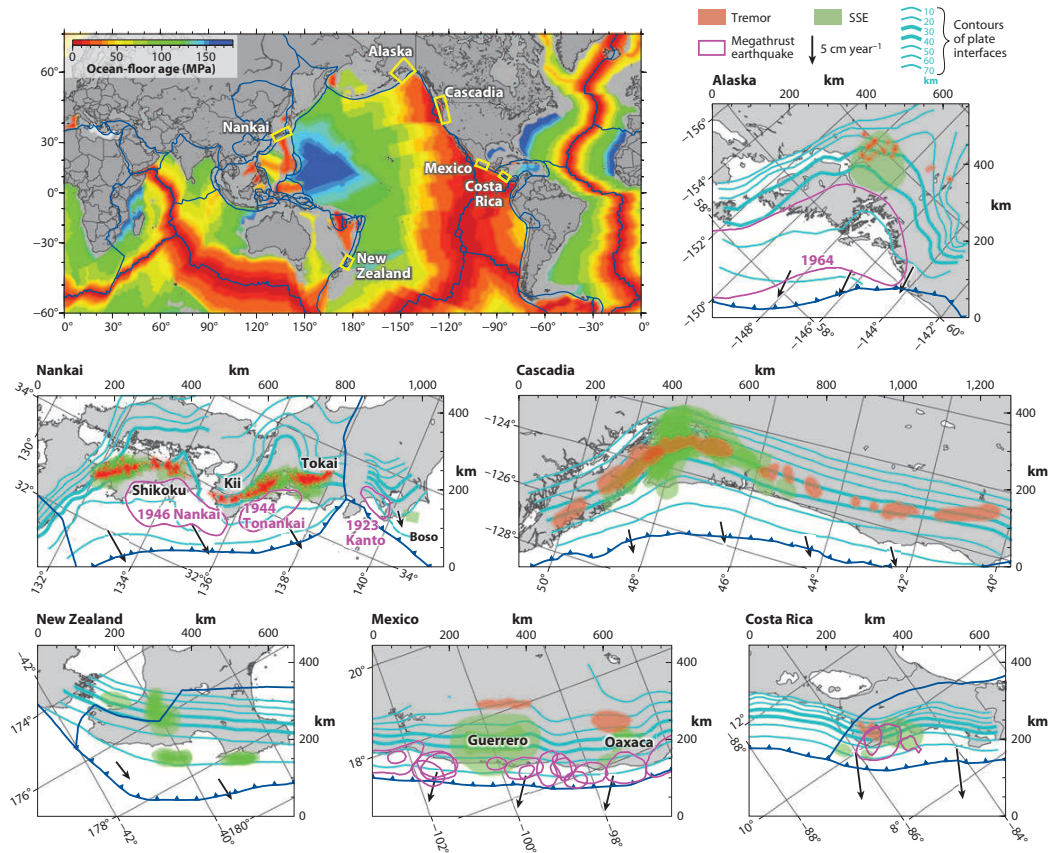


FIGURE 1.6: Séismes lents et trémors dans la plupart des zones de subduction où ils sont observés. La carte mondiale présente l'âge des fonds océaniques et les 6 régions pour lesquelles une carte détaillée est présentée. La corrélation spatiale entre glissements lents et des trémors est visible pour le Japon (sauf Boso) et les Cascades, absente au Mexique et au Costa Rica. D'après *Beroza and Ide [2011]*.

également les glissements lents se produisent dans des régions de transitions dans les propriétés frictionnelles de l'interface [*Schwartz and Rokosky, 2007*], celles-ci variant latéralement. La figure 1.6, montrant les localisations des séismes lents, des ruptures cosismiques et les profondeurs des interfaces, rend compte de cette diversité.

1.2.3 Présence de trémors

Les trémors (seuls les trémors non volcaniques sont évoqués ici) sont des signaux sismiques de longue durée (quelques minutes à quelques heures), de faible amplitude, qui ne présentent pas d'ondes de volumes clairement identifiables. Ils se propagent à la vitesse des ondes S, et leur contenu fréquentiel est principalement entre 1 et 10 Hz. Après la découverte de ce type de signaux dans les régions non volcaniques

par *Obara* [2002], *Rogers and Dragert* [2003] ont montré leur association avec les glissements lents, et proposent l'appellation *episodic tremor and slip (ETS)* pour décrire ce phénomène. Des trémors ont été détectés dans la plupart des zones de subduction, leur association avec les glissements lents est clairement établie dans certaines régions (Cascades [e.g. *Rogers and Dragert*, 2003; *Dragert et al.*, 2004], Japon [e.g. *Obara et al.*, 2004; *Hirose and Obara*, 2006]). Des associations moins claires entre trémors et les glissements lents semblent exister dans d'autres régions (Mexique [*Payero*, 2008; *Kostoglodov et al.*, 2010], Costa Rica [*Brown et al.*, 2005]). Récemment, des trémors associés aux glissements lents ont été détectés en Nouvelle-Zélande [*Kim et al.*, 2011], alors que les études précédentes n'en avait pas décelé [*Delahaye et al.*, 2009; *McCaffrey et al.*, 2008; *Wallace and Beavan*, 2010]. Une des seules zone de subduction ou des trémors associés aux glissements lents n'ont pas été détectés est la péninsule de Boso au Japon [*Ozawa et al.*, 2003; *Ozawa et al.*, 2007].

Du fait de l'absence de trains d'ondes clairement identifiables, et de leur faible rapport signal sur bruit, les trémors sont difficiles à localiser. Les techniques utilisées pour localiser les trémors se basent sur différentes approches. Les plus courantes sont les suivantes : (1) l'utilisation des corrélations d'enveloppes des signaux de trémors [*Obara*, 2002], (2) l'identification, dans les signaux de trémors des séismes à basse fréquences et à très basses fréquences (*low frequency earthquakes (LFEs) and very low frequency earthquakes (VLFEs)*), qui sont ensuite localisés [*Shelly et al.*, 2007] et (3) l'utilisation de mini-réseaux sismiques qui utilisent l'information sur la phase des signaux pour détecter l'azimut du train d'onde puis, par triangulation à partir de plusieurs réseaux localiser les signaux.

Toutes ces techniques présentent des incertitudes assez grandes, particulièrement sur la profondeur des trémors pour laquelle ces incertitudes peuvent atteindre plusieurs dizaines de kilomètres. Actuellement, les études ne s'accordent pas quant à la localisations des trémors. Certaines études montrent que les trémors sont dispersés sur une gamme de profondeur de plusieurs dizaines de kilomètres, allant de la croûte océanique subductée à la croûte continentale sus-jacente [*McCausland et al.*, 2005; *Kao et al.*, 2005, 2006]. Des études récentes décrivent que les trémors sont constitués principalement de LFEs, et localisent ces LFEs à proximité de l'interface de subduction [*Shelly et al.*, 2006, 2007; *Brown et al.*, 2009]. Les trémors sont alors considérés comme des petits événements de cisaillement à proximité de l'interface de subduction. Si une corrélation spatiale entre les zones de glissements lents et les zones de trémor est bien établie au Japon et dans les Cascades (figure 1.6), il semble exister une décorrélation spatiale au Mexique (voir figure 1.6 et *Kostoglodov et al.* [2010]; *Beroza and Ide* [2011]).

En conclusion, l'état actuel des connaissances ne permet pas de révéler si ces différences apparentes reflètent des disparités de fonctionnement entre les zones de subductions, ou des différences dans les moyens de détections et les méthodes de localisation de ces trémors.

1.2.4 Récurrence des séismes lents

Les glissements lents se produisent souvent de manière quasi-périodique, même s'il convient de rester prudent sur l'estimation de périodes de récurrence du fait des durées d'observations d'une dizaine d'années seulement. Dans les Cascades, les épisodes de glissements lents associés aux tremors se répètent tous les 13 à 16 mois *Dragert et al.* [2004]. Des périodes de récurrence de l'ordre de 4 ans sont observées au Mexique [*Cotte et al.*, 2009; *Vergnolle et al.*, 2010] et de 5 ans dans la péninsule de Boso au Japon [*Ozawa et al.*, 2007]. Au Japon, dans la région de Bungo Channel, on peut distinguer des glissements lents court-terme, d'une durée de quelques jours avec un temps de récurrence de quelques mois, et des glissements lents long-terme d'une durée d'un an avec des temps de récurrence de plusieurs années.

1.2.5 Lois d'échelles

Les séismes lents produisent des glissements (D) de quelques dizaines de centimètres au plus, sur des surfaces importantes : longueurs des zones de glissements (L) sont de plusieurs dizaines à centaines de kilomètres. Il en résulte que les chutes de contraintes ($\Delta\sigma \approx \mu D/L$) associées aux séismes lents sont de l'ordre 0.01 à 0.1 MPa, soit un à deux ordres de grandeur plus faibles que pour les séismes classiques (entre 1 et 10 MPa).

La durée de ces séismes lents est grande comparée à celle des séismes classiques. A partir d'une synthèse d'observations de séismes lents dans différentes régions, *Ide et al.* [2007] suggèrent que ces événements suivent une loi d'échelle, liant le moment sismique et la durée, différente des séismes classiques. La figure 1.7 montre cette apparente différence de loi d'échelle : pour les séismes lents, le moment sismique M_0 est proportionnel à la durée T de l'évènement ($M_0 \approx T \times 10^{12-13}$) alors que pour les séismes classiques, le moment sismique est proportionnel à la durée au cube ($M_0 \approx T^3 \times 10^{15-16}$). *Ide et al.* [2007] proposent que ces deux types d'évènements correspondent à des modes différents de propagation du glissement.

[*Peng and Gombert, 2010*] suggèrent au contraire qu'il existe un continuum de processus, et pas deux lois d'échelles distinctes (voir figure 1.7). Selon eux, l'existence de deux distributions distinctes reflète une observation incomplète des phénomènes. Les limitations des capacités de détection actuelles, par la géodésie ou la sismologie, pourrait être à l'origine de cette lacune d'observations.

1.2.6 Mécanismes des glissements lents

De nombreuses études s'intéressent aux mécanismes des séismes lents. On peut distinguer deux types d'approches : la première est basée sur la construction de modèles numériques reproduisant l'occurrence des glissements lents. Ces modèles cherchent à reproduire les caractéristiques des glissements lents observés, en terme de durée, d'amplitude et de localisation. La deuxième approche, observationnelle ou

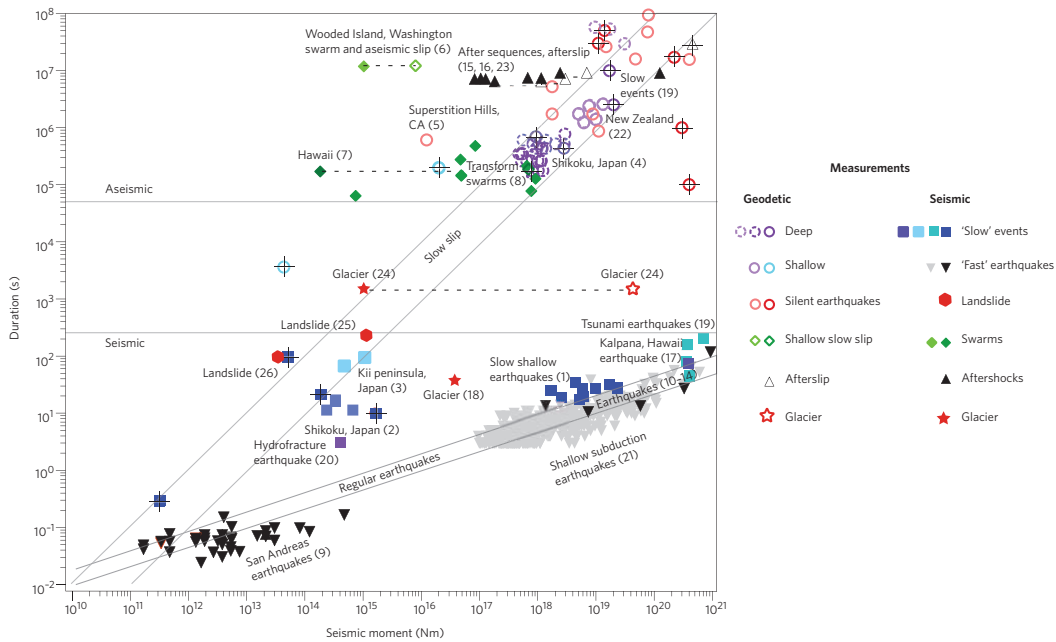


FIGURE 1.7: Moment sismique en fonction de la durée de la source pour différentes observations de glissements. La figure originale de *Ide et al.* [2007] a été complétée par *Peng and Gomberg* [2010] avec d'autres observations. Les symboles pleins représentent les observations sismologiques, les symboles vides les observations géodésiques. Les observations issues de *Ide et al.* [2007] ont un signe « plus » sur le symbole. Les évènements s'alignent le long de l'une ou l'autre des lois d'échelles : celle des glissements lents ou celle des séismes classiques. Quelques évènements ont des propriétés intermédiaires.

expérimentale, consiste à étudier des matériaux naturels dont les propriétés pourraient expliquer l'occurrence des séismes lents.

Modélisations numériques

La plupart des modèles numériques reproduisant l'occurrence des séismes lents sont basés sur des lois de friction de type *rate and state* (voir *Schwartz and Rokosky* [2007]; *Peng and Gomberg* [2010]; *Beroza and Ide* [2011] pour des articles de synthèses). Ces modèles essaient de reproduire des glissements transitoires qui n'évoluent pas vers une rupture sismique rapide. *Shibasaki and Iio* [2003] utilisent une loi de friction dans laquelle les propriétés frictionnelles varient dans le temps : le comportement est *velocity-weakening* à faible vitesse de glissement, et *velocity-strengthening* à grande vitesse de glissement. Ce type de loi de friction permet de stabiliser le glissement qui ne peut pas atteindre la rupture sismique, mais la paramétrisation est largement *ad-hoc*. *Liu and Rice* [2005] proposent un modèle dans lequel les séismes lents sont générés de manière spontanée au niveau de la transition frictionnelle entre zone de glissement stable et zone instable. Les caractéristiques

des séismes lents générés par ces deux types de modèles (durée, vitesse de glissement) sont assez éloignées des observations. Cela a conduit à la complexification des modèles proposés, les auteurs s'intéressant aux conditions de génération de glissements transitoires "réalistes" [p.ex. *Liu and Rice, 2007, 2009; Rubin, 2008*]. Il résulte de ses travaux que pour générer des séismes lents, il faut une contrainte normale effective (contrainte normale moins la pression de pore) faible, et une distance caractéristique d'affaiblissement (D_c) importante. Ces deux paramètres permettent l'apparition d'une large zone de nucléation qui n'est pas suivie de l'apparition d'une instabilité.

Une autre approche développée récemment postule que les séismes lents résultent d'une stabilisation du glissement par un phénomène de dilatation [*Segall et al., 2010; Liu and Rubin, 2010*]. L'idée est que le glissement entraîne une dilatation du milieu, donc une augmentation de la pression de pore. Cela conduit à une augmentation de la contrainte normale effective, ce qui empêche l'apparition d'une instabilité. Les effets conjugués de la dilatation et de la pression du fluide limitent ainsi la vitesse de rupture.

La présence d'une pression normale effective faible, et l'intervention de fluides dans les mécanismes de génération des séismes lents sont appuyées par plusieurs observations de rapports V_p/V_s faibles aux endroits où se produisent les séismes lents [*Shelly et al., 2006; Song et al., 2009; Audet et al., 2009*]. L'origine de ces fluides pourrait être les relations de déshydratation dans la plaque plongeante [*Liu and Rice, 2007*]. *Brantut et al. [2011]* souligne le rôle que peuvent jouer les réactions de déshydratation dans la stabilité du glissement.

Approche observationnelle ou expérimentale

Les modèles numériques précédemment évoqués modélisent les séismes lents comme du glissement sur une interface. Or, les observations géologiques montrent que la déformation est souvent distribuée dans un certain volume de roche. La figure 1.8, issue de *Fagereng and Sibson [2010]* présente des modèles de failles schématiques : le premier modèle correspond à un plan de faille discret, le deuxième modèle à un plan de cisaillement visqueux homogène. Le troisième modèle correspond à une zone de cisaillement hétérogène, formée d'un mélange de roches compétentes (comportement cassant) et incompétentes (comportement visqueux). Ces auteurs proposent que ce troisième modèle soit représentatif des zones de subduction, dans lesquelles des matériaux hétérogènes (provenant à la fois des sédiments et de la croûte océanique) pourraient former une bande de cisaillement. Ils suggèrent que l'évolution de la compétence des roches au sein des bandes de cisaillement puisse être responsable du changement de comportement des failles, avec le passage d'un comportement en *stick-slip* à des glissements stables.

D'autres études se sont intéressées aux propriétés mécaniques de minéraux rencontrés dans les zones de subductions. *Hilalret et al. [2007]* montrent ainsi que la déformation ductile de l'antigorite (serpentine de haute pression) peut conduire à

des relaxations visqueuses à des vitesses comparables à celles de la déformation postsismique long-terme ou des séismes lents. Ce comportement est mesuré expérimentalement dans des conditions de pression et de température équivalentes à celles existant en profondeur dans une zone de subduction. D'autres études suggèrent que la présence de talc pourrait entraîner l'affaiblissement de l'interface de subduction, et donc jouer un rôle dans l'occurrence des séismes lents [Kim *et al.*, 2010; Mainprice *et al.*, 2008; Collettini *et al.*, 2009].

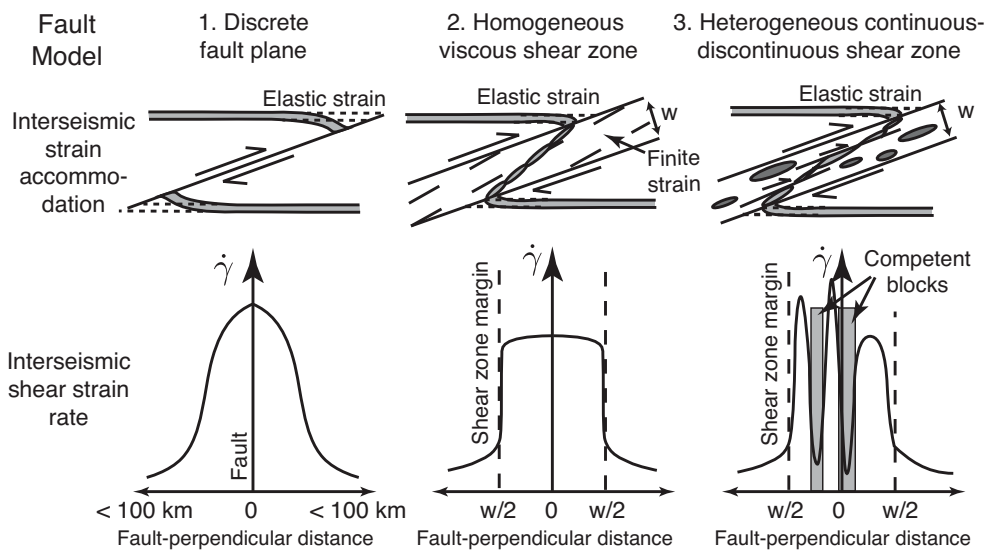


FIGURE 1.8: Représentation schématique de différents modèles de failles, pour lesquels la déformation est accommodée à travers : (1) une interface d'épaisseur infinitésimale, (2) une zone de cisaillement visqueuse et (3) une zone de cisaillement hétérogène, dans laquelle la déformation est mixte, à la fois continue et discontinue. Le taux de déformation $\dot{\gamma}$ est à peu près constant dans la zone de cisaillement du modèle 2, mais très variable dans celle du modèle 3. D'après *Fagereng and Sibson* [2010].

1.3 Contexte géodynamique du segment de Guerrero

1.3.1 Caractéristiques géologiques de la région

La convergence entre les plaques Amérique du nord et Cocos est accommodée le long de la fosse d'Amérique centrale (*Middle American Trench*). La plaque Cocos, qui entre en subduction, est relativement jeune (autour de 20 Ma) dans la région de Guerrero que nous allons étudier. L'état de Guerrero se situe entre les latitudes de -98.5 et -102.5° . La chaîne volcanique Trans-Mexicaine, d'extension est-ouest autour d'une latitude de 21° N, est une des conséquences de cette subduction. L'orientation oblique de cette chaîne volcanique par rapport à la fosse suggère que la localisation du volcanisme est contrôlée par la géométrie de la plaque plongeante, qui est relativement complexe (voir *Pardo and Suarez [1995]* et section 1.3.3). La localisation de l'arc volcanique actif a migré en direction de la fosse au cours des derniers 10Ma [*Ferrari et al., 1999, 2001*]. Certains auteurs suggèrent que la longueur de la partie plate de l'interface diminue du fait du retrait de la plaque plongeante vers la fosse (*slab rollback*) [*Ferrari et al., 2001; Manea and Manea, 2011*]. Ce phénomène pourrait être responsable de la migration du volcanisme.

Les structures géologiques de la plaque supérieure dans la région de Guerrero révèlent une absence de structures géologiques compressives dans les derniers 20 Ma [*Morán-Zenteno et al., 2007; Nieto-Samaniego et al., 2006*]. La sismicité récente révèle également que les séismes se produisant dans la plaque supérieure ont des mécanismes au foyer en tension [*Pacheco and Singh, 2010*]. Cela suggère que la plaque supérieure est largement découplée de la plaque plongeante à des profondeurs relativement faibles, et qu'il n'y a pas de transmission de contraintes compressives dans la plaque supérieure [*Kim et al., 2010*]. Des études GPS récentes sur le Mexique montrent que la déformation dans la région de Guerrero est dominée par la déformation élastique liée à la subduction [*Marquez-Azua and DeMets, 2003, 2009*].

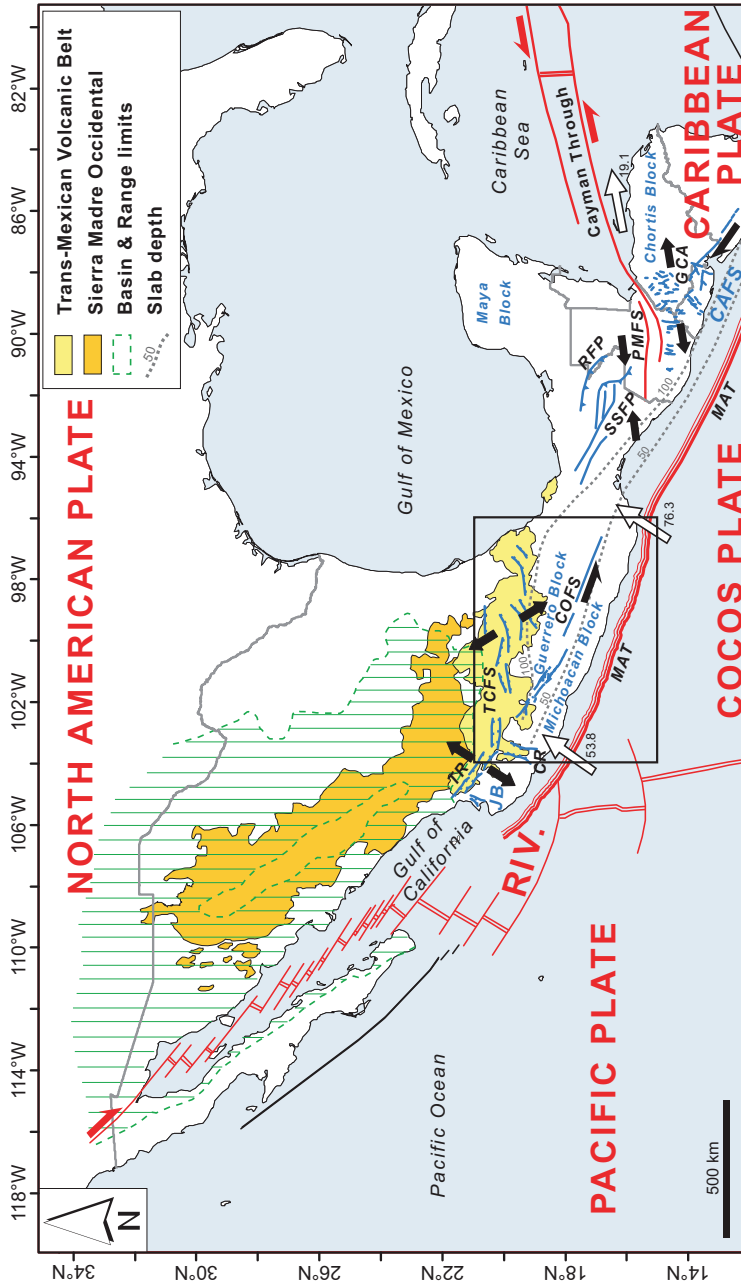


FIGURE 1.9: Carte géodynamique de l'Amérique centrale. Au niveau du Mexique la plaque Amérique du Nord est limitée par les plaques Pacifique, Rivera, Cocos et Caraïbe. Les principales limites de plaques sont en rouge. La déformation induite par les microplaques qui bordent la fosse d'Amérique centrale est représentée en bleu. Les flèches rouges et noires représentent les mouvements relatifs. Les flèches blanches représentent le mouvement des plaques Cocos et Caraïbe par rapport à l'Amérique du Nord fixe (DeMets, 2001). Le rectangle noir représente la localisation de la zone de Guerrero, et la limite des cartes utilisées par la suite.
Abréviations : TR = rift de Tepic-Zacoalco, CR = rift de Colima, TCFS = Système de failles Chapala-Tula, COFS = Système Chapala-Oaxaca. RFP = *Reverse Fault Province SSFP = Strike-Slip Fault Province*, PMFS = *Polochic-Motagua*, GCA = grabens d'Amérique centrale, MAT = fosse d'Amérique Centrale, JB = Bloc de Jalisco, CAFS = *Central America Forearc Sliver*, RIV = plaque Rivera. D'après *Andreami [2008]*.

1.3.2 Vitesses de convergence

Les vitesses de convergence entre les plaques Cocos et Amérique du Nord obtenues à partir de différents modèles sont présentées sur la figure 1.10. Les modèles cinématiques de plaques reposent sur l'hypothèse de plaques rigides dont les mouvements sont décrits par un pôle de rotation et une vitesse angulaire de rotation (théorème d'Euler). Les directions et vitesses de déplacement des plaques sont inversés à partir d'observations géologiques : les vitesses d'accrétion océanique, les azimuths des failles transformantes et les mécanismes au foyer des séismes. Le modèle NUVEL-1A [DeMets *et al.*, 1994] a fait référence pendant de nombreuses années. Récemment, un nouveau modèle (MORVEL, DeMets *et al.* [2010]) a mis à jour le modèle NUVEL-1A en intégrant un plus grand nombre de plaques (25 contre 12), et en utilisant les vitesses de déplacements mesurées par la géodésie pour contraindre les mouvements des plaques qui ne sont pas connectées à une ride océanique. Pour l'étude de la déformation dans la région qui nous intéresse, DeMets *et al.* [2010] proposent également un modèle centré sur les plaques Cocos, Rivera et Juan de Fuca, qui utilise un circuit (relations entre les plaques) plus simple que le modèle MORVEL et évite donc les erreurs systématiques liées à un circuit intégrant un grand nombre de plaques. Ce modèle (PVEL), basé uniquement sur la géodésie, est approprié pour les études géodésiques dans la partie ouest de l'Amérique du Nord et de l'Amérique centrale.

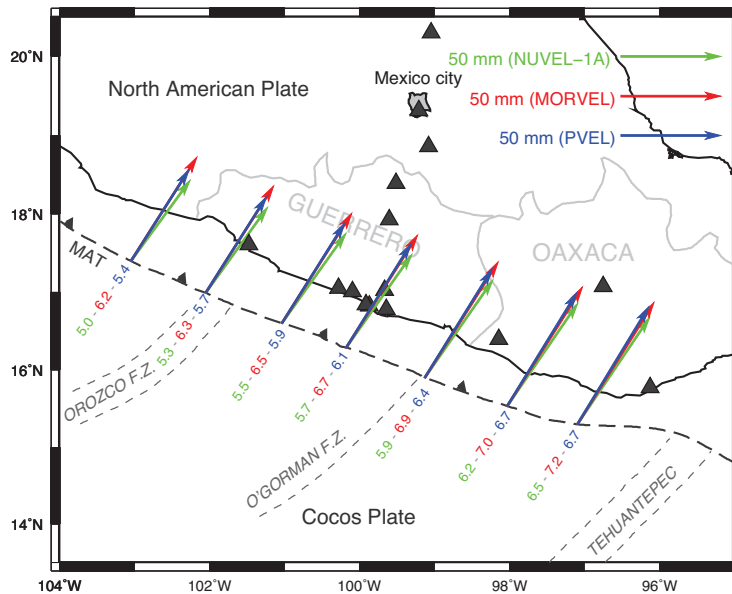


FIGURE 1.10: Vitesses de convergence au niveau de l'état de Guerrero, à partir de 3 modèles de plaques (NUVEL-1A [DeMets *et al.*, 1994], MORVEL et PVEL [DeMets *et al.*, 2010]). Les vitesses sont indiquées en cm/an pour les 3 modèles. Les triangles noirs représentent la localisation des stations GPS utilisées dans cette étude.

La figure 1.11 présente les positions des pôles de rotation pour les différents modèles de plaque, et la figure 1.10 présente les vitesses de la plaque Cocos par rapport à l'Amérique du Nord fixe pour ces modèles. Les différences entre les modèles MORVEL et PVEL sont significatives (supérieures à 2 écarts types). Les modèles NUVEL-1A et PVEL sont plus proches. Pour la suite et notamment pour les calculs de couplage, nous avons sélectionné le modèle PVEL qui est le plus approprié pour les études géodésiques dans cette région [DeMets *et al.*, 2010].

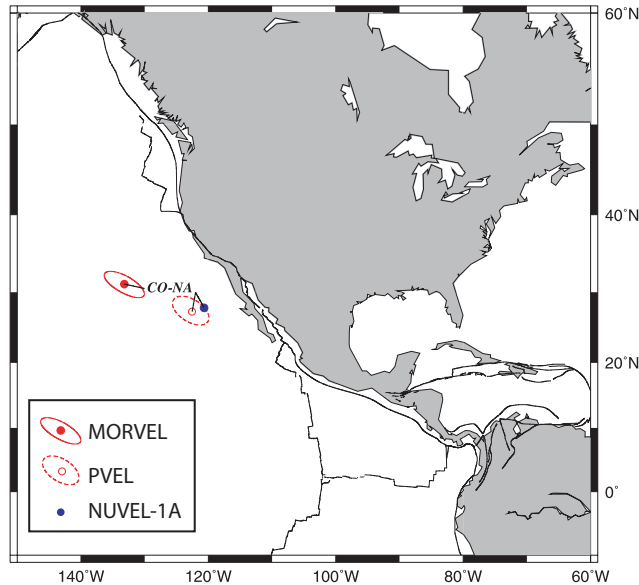


FIGURE 1.11: Localisation du pôle de rotation du couple de plaques Cocos-Amérique du Nord, pour 3 modèles de plaques. Les ellipses représentent les intervalles de confiance à 2σ .

1.3.3 Géométrie de la subduction

La géométrie de la subduction dans la région de Guerrero au Mexique a été analysée dans de nombreuses études, en utilisant la sismicité [Suárez *et al.*, 1990; Singh and Pardo, 1993; Pardo and Suarez, 1995; Pacheco and Singh, 2010], la sismicité et la gravité [Kostoglodov *et al.*, 1996], ou à partir d'imagerie par fonctions récepteur [Pérez-Campos *et al.*, 2008; Kim *et al.*, 2010]. Toutes ces études s'accordent pour montrer que la subduction, qui a initialement un pendage assez faible, devient quasiment horizontale à environ 150 km de la fosse. Nous présentons ici les résultats de deux études récentes.

En utilisant l'imagerie par fonctions récepteurs, rendue possible par la présence d'un réseau temporaire de stations sur un profil perpendiculaire à la côte (entre 2005 et 2007), Pérez-Campos *et al.* [2008], puis Kim *et al.* [2010] proposent une image de l'interface de subduction. La plaque Cocos plonge avec un pendage de 15° jusqu'à

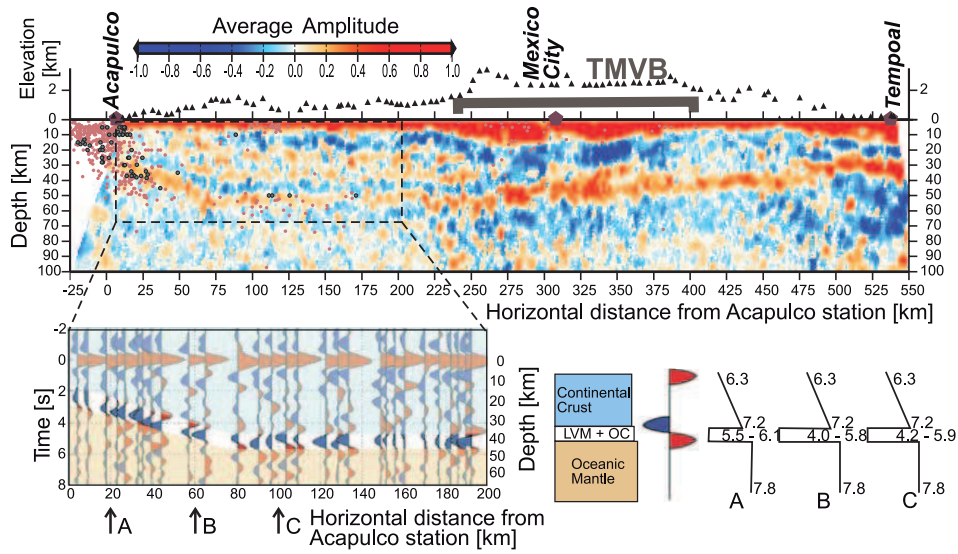


FIGURE 1.12: Image obtenue par fonctions récepteurs le long d'un axe Mexico-Acapulco (quasi-perpendiculaire à la côte). Les stations du profil sismique MASE (2005-2007) utilisé pour l'imagerie correspondent aux triangles noirs. La figure en bas à gauche correspond aux fonctions récepteurs pour un séisme sur la partie horizontale de la plaque plongeante, avec le modèle de vitesse correspondant (figure en bas à droite). D'après *Pérez-Campos et al.* [2008].

80 km au Nord de la côte, puis devient subhorizontale sur une distance de 200 km, ou elle plonge dans le manteau avec un pendage de 75° (voir figure 1.12). Dans la zone plate, l'interface de subduction se situe à une profondeur d'environ 40 km. De plus, cette imagerie révèle l'existence d'une fine zone à faible vitesse entre la croûte océanique de la plaque plongeante et la croûte continentale. *Kim et al.* [2010] suggèrent la présence d'une couche hydratée, ou d'une pression de fluide importante au sommet de la croûte océanique, pour expliquer les faibles vitesses observées. Une autre possibilité serait la présence d'un coin de manteau résiduel [*Pérez-Campos et al.*, 2008; *Manea and Gurnis*, 2007].

L'étude la plus récente basée sur la localisation des hypocentres et les mécanismes au foyer [*Pacheco and Singh*, 2010] propose une géométrie pour l'interface de subduction légèrement différente de celle évoquée précédemment. C'est la partie la plus superficielle de l'interface, entre 0 et 100 km de la ride, que les différences sont les plus importantes. *Pacheco and Singh* [2010] reportent l'existence de trois groupes de séismes (voir figure 1.13) : (1) les séismes de mécanismes inverses, assez superficiels, se produisant sur l'interface de subduction (en bleu sur la figure 1.13). Ce type de séisme disparaît à 50 km au Nord de la côte. (2) Les séismes de mécanismes inverses et normaux se produisent plus à l'intérieur des terres à des profondeurs de 25 à 45 km (séismes jaunes et séismes rouges profonds sur la figure 1.13). Ils ont lieu dans

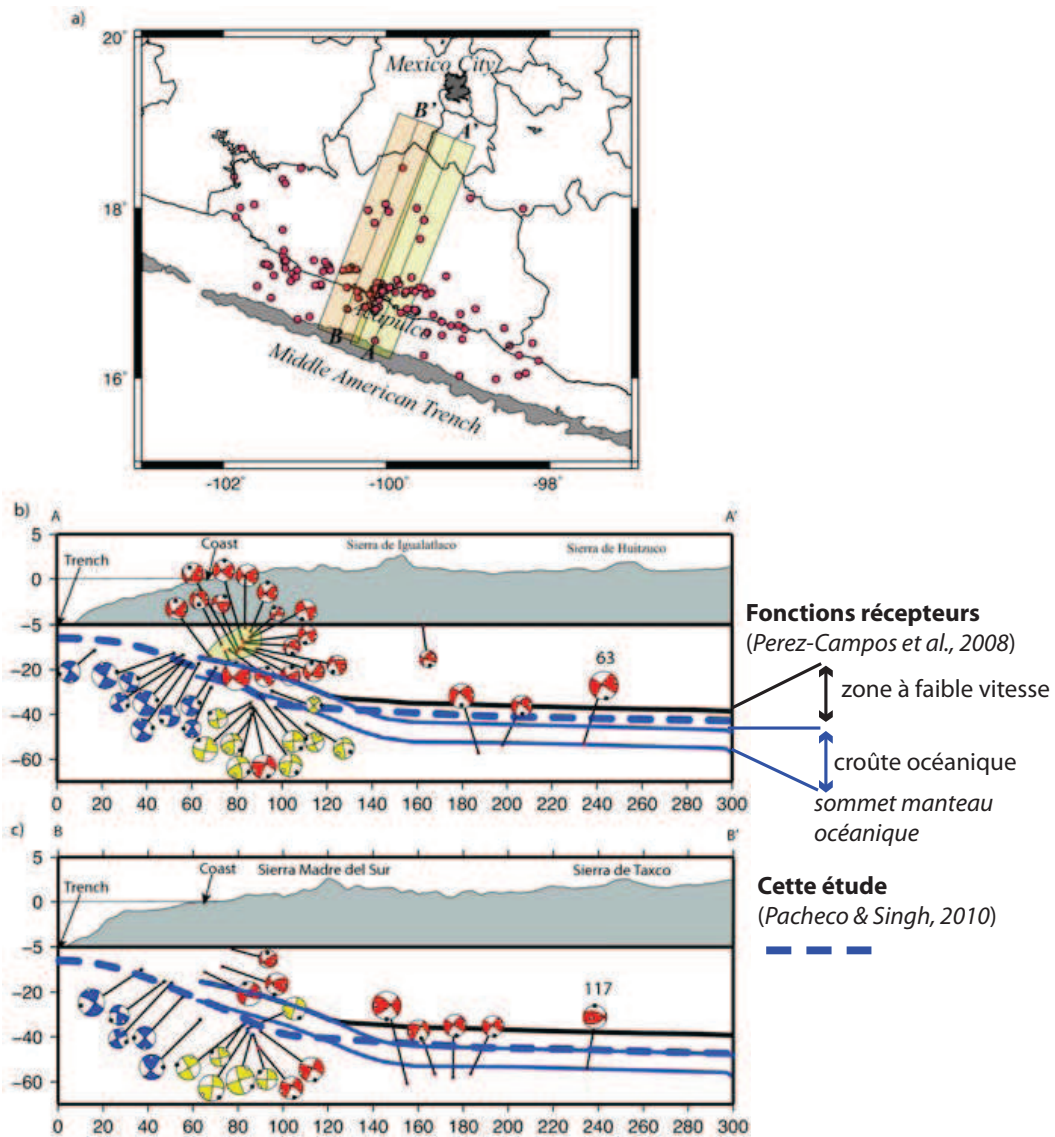


FIGURE 1.13: Localisation de la sismicité et géométrie de la subduction, d'après *Pacheco and Singh* [2010]. (a) Carte de la région montrant les epicentres des 132 séismes régionaux analysés (M_w 3.3 à 6.7, entre 1995 et 2008). Les séismes situés dans les zones rectangulaires colorées sont projetés sur les coupes AA' et BB'. (b) Coupe au niveau de la ligne AA', avec projection des hypocentres. (c) Coupe au niveau de la ligne BB'. Les mécanismes au foyer en bleu, jaune, rouge, correspondent respectivement aux séismes superficiels de compression, aux séismes profonds de compressions, et aux séismes d'extension. L'interface de subduction proposée dans cette étude est présentée en pointillés bleus, elle est comparé à celle proposée par *Pérez-Campos et al.* [2008] à partir des fonctions récepteurs.

la plaque plongeante, et révèlent des contraintes extensives et compressives liées au changement de pendage de cette plaque. Les auteurs placent l'interface de subduction de telle sorte qu'elle s'accorde avec leur interprétation des mécanismes au foyer. (3) Enfin, les séismes superficiels en extension correspondent majoritairement aux répliques d'un évènement de M_w 5.8, et traduisent une extension perpendiculaire à la côte dans la plaque supérieure.

Les différences entre les deux géométries peuvent avoir plusieurs origines : (1) la différence dans les modèles de vitesse utilisés pour la croûte de la plaque supérieure, (2) la mauvaise résolution dans l'imagerie par fonctions récepteurs et la localisation peu précise des séismes à proximité de la côte. Dans tous les cas, il est assez difficile de choisir un modèle plutôt qu'un autre, et dans la suite nous avons testé les deux géométries pour nos modélisations.

1.3.4 Sismicité et lacune sismique

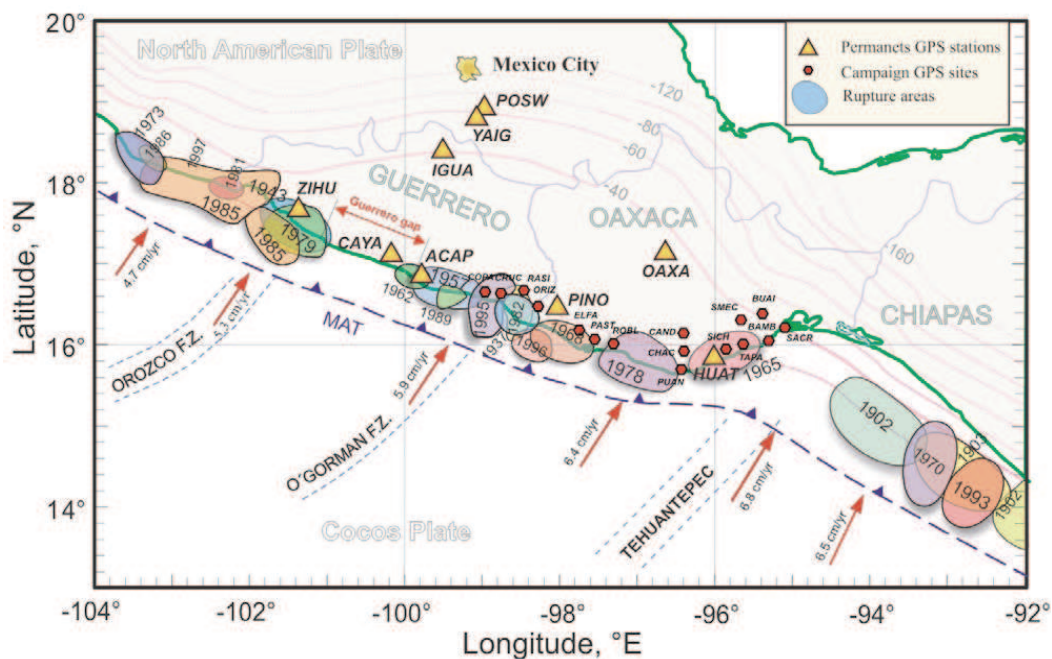


FIGURE 1.14: Carte de la subduction au niveau des segments de Guerrero et d'Oaxaca. Les contours des ruptures des séismes interplaques les plus récents sont indiqués avec l'année d'occurrence ($M_w > 6.5$) D'après *Franco et al.* [2005].

La figure 1.14 présente les contours des ruptures des séismes interplaques les plus récents de magnitude supérieure à M_w 6.5. Elle montre clairement l'existence d'une lacune sismique entre 100° W et 101.2° W, nommée « lacune de Guerrero » (*Guerrero gap* sur la figure). C'est durant les années 1970, après la construction du

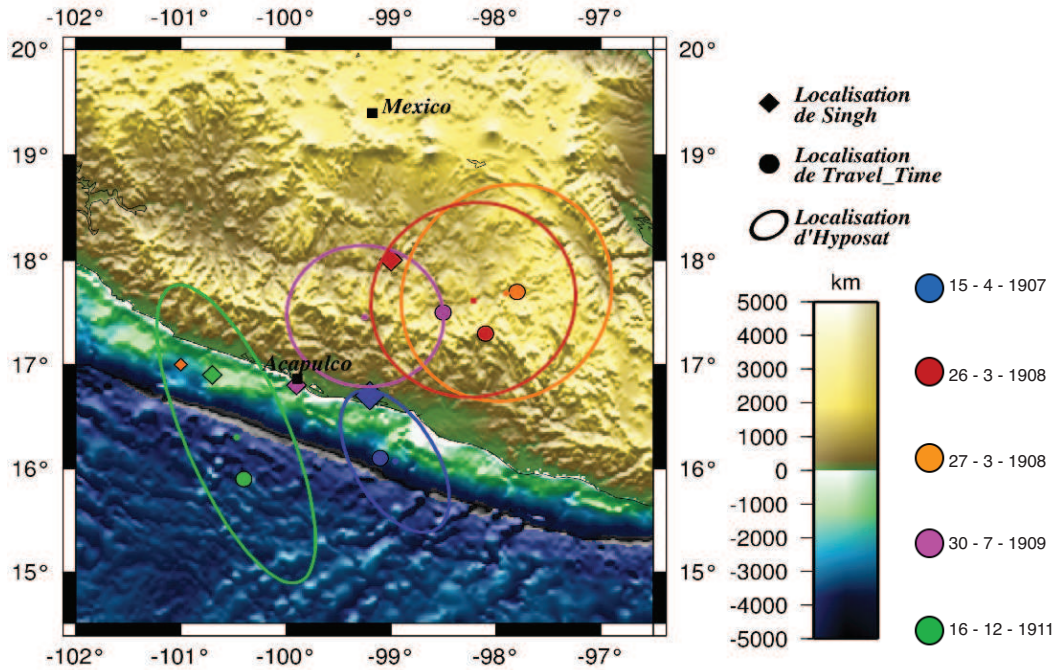


FIGURE 1.16: Localisation probable des séismes s'étant produits dans la lacune da Guerrero de 1907 à 1911. Les épicentres estimés par différentes techniques sont présentés. Les couleurs représentent différents séismes. (Luis Rivera, communication personnelle)

W). Les séismes de 1907, 1908 et 1909 se sont sans doute produits dans cette partie de la lacune [Singh *et al.*, 1981; Nishenko and Singh, 1987b]. Plus récemment, cette région a été rompue par les séismes de 1957 (M_w 7.8), 1962 (M_w 7.1 et 7.0) et 1989 (M_w 6.9) [Nishenko and Singh, 1987b; Ortiz *et al.*, 2000]. Cependant, d'après [Anderson *et al.*, 1994], les moments relâchés par ses séismes ne sont pas suffisants pour accommoder le déficit de glissement accumulé dans cette région.

- **lacune nord-ouest** : elle est située entre 100° W et 101.2° W. Dans cette région, le dernier séisme date de 1911 (figure 1.16). C'est la lacune de Guerrero au sens strict. Par la suite, le terme lacune de Guerrero sera souvent employé pour désigner cette lacune nord-ouest.

Anderson *et al.* [1989] estiment qu'un séisme rompant la partie nord-ouest de la lacune de Guerrero pourrait générer un séisme de magnitude 8.1. Si la totalité de la lacune (nord-ouest et sud-est) rompt en un seul séisme, celui-ci pourrait atteindre une magnitude de 8.4.

1.3.5 Aléa sismique et vulnérabilité

La zone de subduction du Sud du Mexique enregistre de manière récurrente des séismes importants. Le plus fort séisme récent est le séisme de Michoacan (19-09-1985, M_w 8.1), localisé à l'ouest de la lacune de Guerrero (figure 1.14). Il a été suivi d'une réplique majeure (21-09-1985, M_w 7.5). Ce séisme a entraîné des dégâts considérables, majoritairement dans la ville de Mexico située à près de 400 km de l'épicentre. Dans l'agglomération de Mexico, qui compte autour de 20 millions d'habitants, environ 10 000 personnes ont perdu la vie, 1000 immeubles ont été détruits et près de 300 000 personnes se sont retrouvées sans toit. La cause principale des dégâts provient d'un effet de site important : la ville de Mexico est construite sur des alluvions lacustres, les couches superficielles du bassin sont donc très meubles avec des vitesses de propagation des ondes très faibles. La résonance de ce bassin sédimentaire a entraîné une amplification des ondes et une augmentation de la durée du signal pour des fréquences entre 0.3 et 0.5 Hz, ces fréquences étant critiques pour les constructions [p.ex. *Beck and Hall, 1986; Singh et al., 1988; Chevez-Garcia and Bard, 1994*]. D'autres facteurs ont pu jouer, tels que les effets de source, avec des radiations anormalement importantes dans la gamme de fréquence autour de 0.5 Hz, et les effets de propagation [e.g. *Singh et al., 1990; Campillo et al., 1989*]

1.3.6 Etudes préliminaires sur les glissements lents au Mexique

Découverts grâce à l'installation de réseaux GPS continus, l'existence de glissements asismiques transitoires au Mexique a été mise en évidence par *Lowry et al. [2001]*, à partir d'un enregistrement unique à la station CAYA (voir figure 1.5A). Par la suite, un nouvel évènement a été détecté en 2001-2002 [*Kostoglodov et al., 2003; Yoshioka et al., 2004; Larson et al., 2004*], puis en 2006 [*Larson et al., 2007; Vergnolle et al., 2010*]. Les caractéristiques générales de ces glissements sont les suivantes :

- **Grande durée et déplacements importants** : la durée de ces glissements est de l'ordre de 6 mois à un an, avec des magnitudes équivalentes entre 7 et 7.5. Ces évènements sont donc les plus gros observés mondialement.
- **Localisation du glissement à proximité de la zone sismogène**. Les premières modélisations réalisées sont incertaines quand à la localisation précise du glissement, et son intrusion ou non dans la zone sismogène (à des profondeurs inférieures à 25km) fait l'objet de débats dans les publications précédentes [*Kostoglodov et al., 2003; Yoshioka et al., 2004; Larson et al., 2007*] (voir figure 1.6).
- **Récurrence de l'ordre de 4 ans** : les observations actuelles montrent que les glissements asismiques semblent se produire dans la lacune de Guerrero avec une période de récurrence de l'ordre de 4 ans [*Cotte et al., 2009*]. En plus des évènements bien identifiés de 1998, 2002 et 2006, *Larson et al. [2004]* décrivent un évènement en 1995-1996, détecté par des mesures de GPS de campagne (la précision est donc assez faible).

1.4 Enjeux de ce travail

1.4.1 Localiser les glissements lents pour évaluer leurs impacts sur le cycle sismique

Comme évoqué dans les sections précédentes, la région de Guerrero est l'une des régions où le risque sismique est considéré comme le plus important au Mexique. La ville d'Acapulco (1 million d'habitants) borde la lacune sismique de Guerrero, et la ville de Mexico (20 millions d'habitants), pourtant situé à 400 km de la côte, a été largement endommagée par le séisme de Michoachan en 1985 (M_w 8.1), du fait d'un effet de site important. L'occurrence d'un séisme majeur au niveau de la lacune sismique de Guerrero affecterait donc directement plusieurs dizaines de millions de personnes.

L'évaluation de l'aléa sismique au niveau de la lacune de Guerrero est donc d'une importance considérable. L'occurrence de glissements asismiques dans cette région complexifie cette évaluation, et il est fondamental de parvenir à localiser précisément ces glissements pour évaluer leur impact sur le cycle sismique. En effet, les séismes lents relâchent une partie de la déformation accumulée pendant la période intersismique. Si le glissement a lieu sous la zone sismogène (zone instable de la figure 1.2), comme cela semble être le cas dans la plupart de zones de subduction, le séisme lent n'a pas d'impact sur le déficit de glissement dans la zone sismogène elle-même, mais il entraîne une augmentation des contraintes dans cette zone, la rendant potentiellement plus proche de la rupture. Si le séisme lent se produit, au moins partiellement, à des profondeurs correspondant à celles de la zone sismogène, il diminue le déficit de glissement à relâcher dans cette zone lors d'un séisme, et peut donc réduire l'aléa sismique. Des interactions complexes entre glissements lents et séismes sont également suggérées par les modélisations [*Liu and Rice, 2007*]. Dans tous les cas, la localisation précise des séismes lents est fondamentale pour comprendre leur impact sur le cycle sismique.

Dans cette thèse, nous avons développé une méthodologie pour localiser les glissements, et évaluer les incertitudes dans ces localisations. Nous pouvons ainsi évaluer de façon cohérente la localisation de tous les glissements enregistrés.

1.4.2 Evaluer le degré de couplage de l'interface de subduction

Plusieurs études ont montré la correspondance entre les zones fortement couplées de l'interface de subduction et les aspérités qui rompent lors des séismes majeurs [p.ex. *Igarashi et al., 2003; Chlieh et al., 2008; Konca et al., 2008*]. L'étude du couplage de l'interface de subduction est donc fondamentale pour évaluer la taille des zones bloquées entre les séismes. *Kaneko et al. [2010]*, à partir de simulations numériques, montrent le lien entre le couplage intersismique observé, les propriétés frictionnelles de l'interface et les caractéristiques des ruptures sismiques. Dans les régions où des glissements asismiques transitoires sont mis en évidence, on peut

distinguer deux échelles de temps dans le couplage de l'interface de subduction : le couplage inter-séismes lents, qui correspond à l'état de blocage de l'interface entre les périodes de séismes lents, et le couplage intersismique, qui correspond à un couplage long-terme prenant en compte le glissement accommodé par les séismes lents. C'est le couplage intersismique (donc long-terme), qui renseigne sur les zones bloquées qui risquent de rompre lors d'un prochain séisme.

L'évaluation du couplage de l'interface de subduction est donc indissociable de l'étude de l'impact des séismes lents sur le cycle sismique. Les mêmes techniques d'inversions que celles utilisées pour la localisation des séismes lents ont été appliquées à l'évaluation du degré de couplage de l'interface de subduction.

1.4.3 Contraindre la cinématique pour cibler les mécanismes des glissements

Un autre enjeu qui fait suite à la découverte des glissements lents est la compréhension de leurs mécanismes. Pour cela, il est essentiel tout d'abord d'avoir une idée précise de leur localisation, pour pouvoir la mettre en relation avec les propriétés de l'interface de subduction là où ils se produisent. Ces propriétés sont notamment la température (qui peut-être estimée à partir de modèles thermiques [*Currie et al.*, 2002; *Manea et al.*, 2004]), la pression (connue grâce à la profondeur) et l'association avec d'autres phénomènes (présence de fluides [*Song et al.*, 2009]). L'estimation de ces différents paramètres est indispensable à la construction de modèles physiques réalistes pour les glissements lents.

De plus, contraindre la cinématique de ces phénomènes (durée, vitesse de glissement, vitesse de propagation du glissement) permet une meilleure compréhension de leur physique. La durée des phénomènes transitoires est ainsi un élément important qui contraint leurs mécanismes (voir *Liu and Rice* [2005]; *Liu et al.* [2007] et la discussion dans la section 1.2.5). Les relations entre durée, moment sismique, vitesse de propagation sont également décrites par des lois d'échelles (voir *Ide et al.* [2007] et la section 1.2.6).

Enfin, dans de nombreuses régions, les séismes lents sont associés à des trémors. Une analyse précise de la cinématique du glissement permet de mieux comprendre les relations, à la fois temporelles et spatiales, entre les séismes lents et les trémors.

Dans l'optique de mieux contraindre les mécanismes des glissements lents, les méthodes développées et utilisées dans cette thèse permettent de décrire la cinématique des séismes lents.

1.4.4 Particularités et intérêts d'une étude dans la région de Guerrero

La région de Guerrero au Mexique présente un intérêt particulier pour l'étude des séismes lents pour plusieurs raisons :

- La présence d'une lacune sismique, et l'aléa élevé qui en découle font qu'il est particulièrement important d'évaluer l'impact des séismes lents dans cette

région

- Les séismes lents dans cette région sont parmi les plus importants (en termes de magnitude équivalente) observés mondialement [*Schwartz and Rokosky, 2007*]. Ils génèrent des déplacements en surface de plusieurs centimètres, et pour cette raison les signaux associés aux séismes lents sont facilement détectables sur des séries temporelles GPS.
- La distance réduite entre la fosse d'Amérique centrale et la côte (autour de 60 km), ainsi que la présence d'une subduction plate, fait que les stations GPS sont localisées au-dessus de l'interface de subduction. Cette disposition est particulièrement propice pour imager les glissements sur l'interface de subduction, qui ont lieu à l'aplomb des stations GPS. Dans de nombreuses zones de subductions, une grande partie de l'interface de subduction est située sous la mer, et les stations GPS localisées à terre résolvent moins bien ces glissements situés sous la mer.

Chapitre 2

Données et Méthodes

Sommaire

2.1	Données GPS	30
2.1.1	Réseau de stations GPS	30
2.1.2	Traitement	30
2.1.3	Estimation des déplacements liés aux séismes lents	32
2.2	Données radar.	32
2.2.1	Données utilisées et traitement	33
2.2.2	Moyenne des interférogrammes et corrections des déplacements inter-séismes lents	33
2.3	Imagerie des séismes lents à partir de données GPS	35
2.3.1	Principe de l'inversion	35
2.3.2	Problème direct et calcul des fonctions de Green	35
2.3.3	Pondération et régularisation	37
2.3.4	Analyse de la résolution	37
2.3.5	Inversions statiques	38
2.3.6	Inversions des séries temporelles GPS : méthode paramétrisée en fréquence	38
2.3.7	Inversions des séries temporelles GPS : analyse en composantes principales (PCAİM)	40

Ce chapitre présente les données utilisées dans cette thèse ainsi que les méthodes d'inversion et de modélisation mises en oeuvre. Au niveau des données, il s'agit de mesures de déplacements obtenues principalement à partir de données continues GPS. Nous avons également utilisé ponctuellement des données d'interférométrie radar. Concernant les méthodes numériques utilisées pour reproduire les déplacements observés, nous les présentons dans ce chapitre de manière succincte et les développerons dans les chapitres suivants, en parallèle avec leurs applications.

2.1 Données GPS

Le positionnement par GPS (Global Positioning System) repose sur la mesure du temps de parcours d'une onde électromagnétique entre un satellite GPS et un récepteur. Le positionnement est effectué par trilatération. La précision du positionnement, à quelques millimètres près, permet d'étudier des déformations de faibles amplitudes. Les stations GPS permanentes permettent de suivre en continu le déplacement du sol dans une région, et donc de détecter des événements de déformation transitoires, tels que les séismes lents.

Pour étudier de manière précise la déformation dans une région donnée, la densité et la géométrie du réseau de stations est déterminante, de même que le traitement appliqué aux séries temporelles GPS, qui doit permettre d'isoler le signal d'origine tectonique du bruit de diverses origines. En plus des enregistrements GPS continus, nous avons également utilisé des images radar pour un des événements de glissement lent.

2.1.1 Réseau de stations GPS

Les glissements lents se produisant dans l'état de Guerrero sont enregistrés par des stations GPS permanentes, installées à partir de 1997. Ces stations sont gérées par différents organismes Mexicain : l'Institut de Géophysique (IG) et le Service de Sismologie National (SSN) de l'Université Autonome de Mexico (UNAM), ainsi que l'Institut National de Géographie mexicain (INEGI). Dans le cadre du projet ANR G-GAP, 8 stations ont été ajoutées à partir de 2009. Elles sont gérées également par l'IG-UNAM (voir la carte des stations figure 2.1). Les stations localisées dans l'état de Guerrero et à proximité (entre 98° W et 102° W) sont celles qui enregistrent les glissements lents. Les stations plus éloignées contraignent l'extension spatiale des glissements. Lors du glissement lent de 2001/2002, 9 stations étaient actives dans la région de Guerrero. Il y en avait 15 en 2006 et 17 en 2009/2010 (dont une qui n'a pas enregistré le début de l'évènement). La densité du réseau s'est donc considérablement améliorée au cours des dix dernières années. Ainsi, la résolution des modélisations s'est améliorée au cours de la période étudiée. Les stations sont principalement disposées le long de deux profils : l'un parallèle à la fosse de subduction, le long de la côte et l'autre perpendiculaire à la fosse, le long de l'axe routier reliant Mexico à Acapulco. Nous verrons que cette géométrie a un impact sur la résolution des inversions obtenues (voir chapitres 3 et 5).

2.1.2 Traitement

Le traitement des données a été réalisé à ISTerre par N. Cotte, M. Vergnolle et A. Walpersdorf [*Cotte et al.*, 2009; *Vergnolle et al.*, 2010; *Walpersdorf et al.*, 2011] à l'aide des logiciels GAMIT et GLOBK [*Herring et al.*, 2006]. Le traitement effectué a permis de calculer des solutions journalières de position à partir d'une méthode de

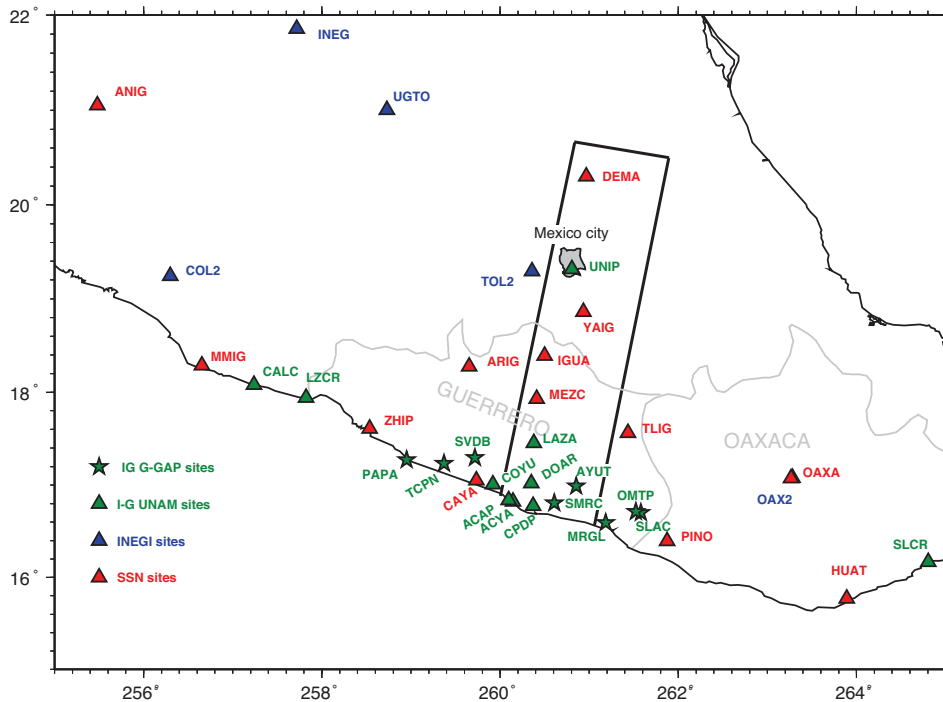


FIGURE 2.1: Carte montrant la localisation des stations GPS utilisées pour cette étude. Les figurés font référence aux organismes responsables des stations. Le rectangle noir épais correspond à la localisation des interférogrammes utilisés.

positionnement par doubles différences. Dans les traitements dédiés aux études tectoniques, les principales incertitudes qui restent dans les mesures de positionnement par GPS proviennent des erreurs dans le calcul des délais troposphériques, et dans les modèles de chargement d'origine non tectonique, tels que les surcharges océaniques, atmosphériques et hydrologiques. Un effort particulier a été fourni pour prendre en compte la variabilité temporelle des paramètres climatiques et troposphériques dans le traitement des données. De plus, des modèles récents de surcharges océaniques et atmosphérique ont été utilisés pour corriger les observations a priori. (voir *Vergnolle et al.* [2010]; *Walpersdorf et al.* [2011] pour les détails du traitement). Les surcharges hydrologiques ont été corrigées a posteriori (pour les séries de 1997 à 2008), en utilisant les anomalies gravimétriques fournies issues des données GRACE. Les solutions obtenues à partir de ce réseau régional sont combinées avec les solutions d'un réseau global de stations IGS (International GNSS Service) dont les positions sont bien connues et donc peuvent être bien contraintes dans la solution finale, ce qui améliore la mise en référence.

La mise en oeuvre de l'ensemble de cette stratégie a permis de réduire la dispersion du positionnement dans les séries temporelles de 50% sur les 3 composantes par rapport aux séries précédemment publiées (voir *Vergnolle et al.* [2010] pour plus de détails sur le traitement). Au final, les séries sont calculées par rapport à la plaque

nord-américaine stable.

2.1.3 Estimation des déplacements liés aux séismes lents

Les déplacements continus mesurés en surface se produisent dans une direction pendant la période de chargement inter-séismes lents, et dans une autre direction, généralement opposée, pendant les séismes lents. Dans ce travail, les déplacements liés aux séismes lents sont définis comme la différence par rapport à un état où le chargement intersismique se serait poursuivi de manière constante. Les déplacements liés aux séismes lents correspondent ainsi aux anomalies par rapport à un chargement stationnaire. Pratiquement, cela revient à retirer la pente inter-séismes lents des séries temporelles GPS (figure 2.2) et à mesurer le déplacement entre la position avant et après le séisme lent. L'erreur associée correspond à la somme quadratique des dispersion des positions avant et après le séisme lent. Le glissement sur le plan de faille obtenu par les inversions correspond ainsi au glissement "anormal" lié au séisme lent. Le glissement effectif sur le plan de faille est en réalité plus faible, car il correspond au glissement "anormal" auquel est rajouté le déficit de glissement (*backslip*) pendant la période inter-séismes lents.

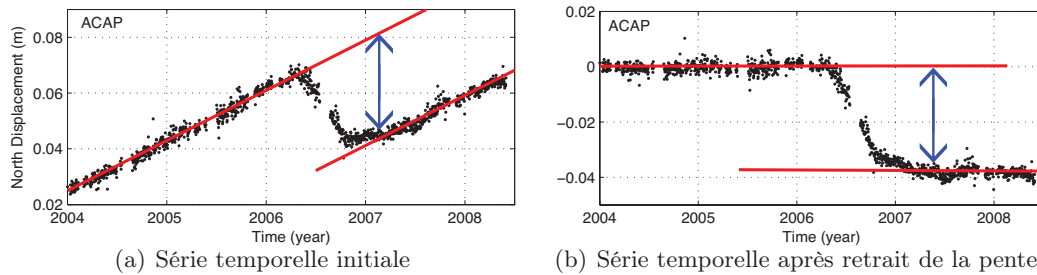


FIGURE 2.2: Evaluation des déplacements liés aux séismes lents. La pente inter-séismes lents (ligne rouge) est retirée des séries temporelles GPS. Le déplacement cumulé (en bleu, identique sur les deux figures) correspond au déplacement anormal par rapport à l'état où le chargement continue de manière constante.

2.2 Données radar.

L'utilisation d'images radar et la réalisation d'interférogrammes pour contraindre les déplacements de surface présentent l'intérêt d'améliorer la résolution spatiale des déplacements, par rapport aux stations GPS qui effectuent des mesures ponctuelles. Cependant, les images radars n'apportent qu'une information partielle sur l'évolution temporelle de la déformation, qui est fonction de la quantité d'images disponibles entre les dates d'intérêt. L'utilisation de l'interférométrie radar pour contraindre des déplacements liés à un glissement aismique dans cette région est

un défi, car les déplacements de surface sont de faible amplitude et de grande longueur d'onde, et la présence de végétation et de zones montagneuses rend difficile le déroulement de la phase des interférogrammes. La stratégie adoptée, qui consiste à faire une sommation des différents interférogrammes, permet d'améliorer le rapport signal sur bruit des déplacements évalués.

2.2.1 Données utilisées et traitement

Nous avons utilisé les interférogrammes réalisés par O. Cavalié et E. Pathier (article en préparation) pour compléter les données GPS dans la région et ainsi mieux contraindre la distribution spatiale des déplacements liés à l'évènement 2006. Les images radar ont été acquises par le satellite ENVISAT. La trace étudiée correspond à une orbite descendante, pour laquelle plusieurs images, acquises entre novembre 2004 et mars 2007, sont disponibles. Il n'y a pas d'acquisition sur les traces ascendantes disponibles, et sur les traces descendantes adjacentes à celle étudiée, très peu d'acquisitions ont été faites autour des dates intéressantes (entre 2005 et 2007). La trace étudiée présente l'intérêt de recouvrir en partie le réseau de stations GPS (figure 2.1), ce qui s'avère utile pour corriger des incertitudes orbitales, et valider les déplacements mesurés par InSAR.

Sur la trace étudiée, 9 images sont sélectionnées selon les critères suivants : (1) couverture complète de la côte jusqu'au Nord de Mexico ; (2) date d'acquisition proche de celle du séisme lent et (3) faible dispersion dans la ligne de base perpendiculaire (*baseline*, distance séparant les positions du satellite entre deux passages) pour limiter la décorrélation dans les interférogrammes. Les interférogrammes sont traités à l'aide du logiciel ROI-Pac [Rosen et al., 2004], pour des lignes de base perpendiculaires inférieures à 200m, puis corrigés des composantes orbitales et topographiques. Aucune image n'ayant été acquise pendant le séisme lent de 2006 (figure 2.3), seul le déplacement cumulé lié à cet évènement a pu être analysé.

Pour augmenter la cohérence des images et faciliter le déroulement de la phase, les interférogrammes sont sous-échantillonnés (distance finale entre les pixels de 640 m). La perte de résolution spatiale reste acceptable car le déplacement de surface attendu est assez faible (quelques centimètres) et de grande longueur d'onde. Au final, 8 interférogrammes présentent des cohérences suffisantes pour être exploités (figure 2.3). Chaque interférogramme déroulé est ensuite corrigé des erreurs orbitales en retirant une rampe linéaire dans la direction nord-sud et est-ouest, par minimisation de l'écart aux données GPS (déplacements calculés pour la période considérée, dans la ligne de visée du satellite).

2.2.2 Moyenne des interférogrammes et corrections des déplacements inter-séismes lents

Les déplacements mesurés par les différents interférogrammes sont moyennés (*stacking*), ce qui permet d'atténuer les perturbations d'origine atmosphérique et d'amé-

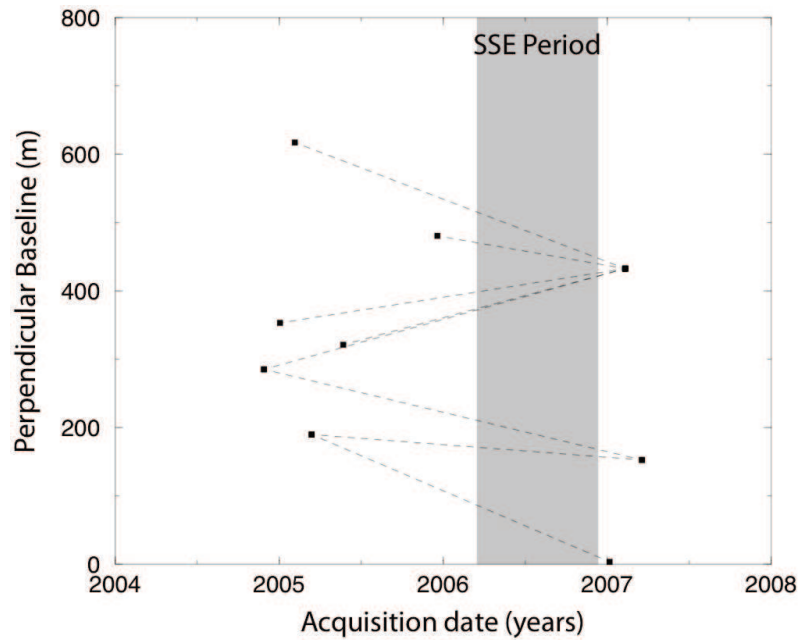


FIGURE 2.3: Position relative des orbites d'ENVISAT pour la trace analysée, en fonction de la date d'acquisition des images. Les lignes pointillées représentent les interférogrammes sélectionnés pour le calcul de la moyenne. La zone grisée représente la durée du séisme lent de 2006.

liorer le rapport signal-sur-bruit des déplacements. Comme les dates des différentes images utilisées dans les interférogrammes varient, la déformation mesurée par chaque interférogramme n'est pas identique, car elle inclut un temps plus ou moins long de déformation inter-séismes lents. Pour s'affranchir de cette différence, et pour avoir une mesure de déformation cohérente avec celles des stations GPS, la déformation inter-séismes lents est retirée des mesures de déformation. Au final la seule déformation restante correspond au séisme lent, et elle est identique quelle que soit la durée de l'interférogramme.

La déformation inter-séismes lents de surface est évaluée à partir de l'inversion des données GPS sur les périodes entre les séismes lents (voir chapitre 5 pour l'évaluation du couplage du plan de subduction). A partir du modèle de couplage obtenu par l'inversion des données GPS, le taux de déformation de surface sur la totalité de la zone couverte par les images radar est évalué. C'est ce taux de déformation qui est utilisé pour corriger les interférogrammes. Les déplacements mesurés par les différents interférogrammes sont ensuite moyennés. Les interférogrammes corrigés de la déformation inter-séismes lents sont ensuite moyennés.

2.3 Imagerie des séismes lents à partir de données GPS

Afin d'étudier la localisation des glissements à l'origine des déplacements observés en surface pendant les séismes lents, nous avons fait les hypothèses suivantes :

- la déformation observée résulte d'un processus de dislocation dans un milieu élastique. Cette hypothèse est sans doute trop simplificatrice, néanmoins la résolution des mesures de déplacements à la surface n'est pas suffisante pour discriminer des processus plus complexes.
- les dislocations sont localisées au niveau de l'interface de subduction dont la géométrie est fixée.

Une fois le modèle direct construit, les déplacements de surface sont inversés pour obtenir la distribution du glissement sur l'interface de subduction.

2.3.1 Principe de l'inversion

Le déplacement enregistré à une station s'explique par la distribution du glissement sur la faille. L'objectif de l'inversion est de trouver la distribution de glissement qui permettent d'expliquer les observations. Les données sont les observations de surface (soit des déplacements statiques, soit des séries temporelles GPS), et les paramètres sont les caractéristiques du glissement sur le plan de faille. Dans tous les cas, les inversions consistent à minimiser une fonction coût qui représente l'écart entre les données et le modèle (au sens des moindres carrés). La fonction coût utilisée pour les inversions développées dans cette thèse (voir sections 2.3.5 et 2.3.6) comporte également une partie correspondant à la proximité au modèle initial (voir equation (3.1) section 3.1.3.1).

Il existe différentes méthodes de minimisation de la fonction coût. Le cas de l'inversion de déplacements cumulés (inversion statique) constitue un problème linéaire facile à résoudre. L'inversion des séries temporelles complètes est plus complexe, et deux approches différentes ont été utilisées dans cette thèse.

2.3.2 Problème direct et calcul des fonctions de Green

Pour calculer le problème direct, il est nécessaire de définir la géométrie de l'interface de subduction. Cette interface est discrétisée en un grand nombre de sous-failles. Les paramètres m du modèle sont les caractéristiques (amplitude, durée, temps d'initiation, direction...) du glissement dans les différentes sous-failles. Ces paramètres sont liés aux déplacements de surface d par les fonctions de Green, qui représentent la réponse du milieu à un glissement élémentaire sur une sous-faille donnée :

$$d = Gm$$

La fonction de Green $G_{i,j}$ correspond au déplacement enregistré à la station i quand un glissement élémentaire a lieu sur la sous-faille j (voir figure 2.4).

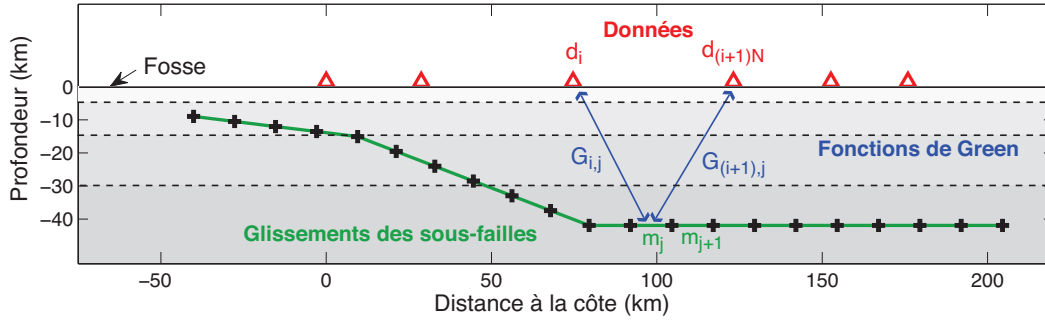


FIGURE 2.4: Les données (déplacements enregistrés par les stations GPS), sont modélisées par des glissements sur les sous-failles de l'interface de subduction (vue en coupe). Les fonctions de Green correspondent à la réponse du milieu à des glissements élémentaires sur les sous-failles. Elles sont calculées pour un milieu élastique stratifié.

Profondeur du sommet de la couche (km)	μ (Gpa) milieu stratifié	μ (Gpa) demi-espace
0	18	
1	25	
5	35	30
15	45	
30	71	

TABLE 2.1: Valeur du module de cisaillement μ (GPa) utilisé pour le calcul des fonctions de Green, pour un milieu élastique stratifié et un demi-espace élastique. Le coefficient de Poisson vaut 0.25. Les valeurs de μ pour le milieu stratifié sont issues de *Hernandez et al.* [2001].

Pour les inversions statiques ou paramétrisées en fréquence (sections 2.3.5 et 2.3.6), les fonctions de Green sont calculées par la méthode des nombres d'ondes discrets [*Bouchon, 1981, 2003*] à l'aide du code *AXITRA* [*Coutant, 1989*]. Cette méthode permet de générer des sismogrammes synthétiques à différentes fréquences, mais seul le déplacement statique nous intéresse ici. L'intérêt de cette méthode est qu'elle permet de calculer les déplacements statiques dans des milieux à stratification plane, contrairement aux codes classiquement utilisés pour les modélisations géodésiques qui utilisent un demi-espace élastique [*Okada, 1992*]. L'effet des couches superficielles sur les déformations statiques est discuté par exemple par *Savage [1998]* et *Cattin et al. [1999]*, qui montrent leur importance, et leur influence est développé à la section 3.2.2. Les paramètres élastiques du milieu stratifié sont ceux proposés par *Hernandez et al. [2001]* (voir tableau 2.1).

Les inversions en composantes principales (PCAIM, section 2.3.7) ont été réalisées pour un demi-espace élastique, avec les paramètres élastiques indiqués dans le tableau 2.1.

2.3.3 Pondération et régularisation

Les données de l'inversion sont pondérées généralement en fonction de l'incertitudes des différentes données. L'incertitude utilisée correspond à l'écart-type des séries temporelles GPS (estimé sur les périodes de déplacement linéaire entre les séismes lents). Le signal étant plus bruité sur la composante verticale que sur les composantes horizontales, celle-ci a un poids plus faible dans l'inversion.

Le nombre de paramètres étant très supérieur au nombre de données, le problème est généralement sous déterminé. Pour compenser ce manque d'information, un modèle initial (information a priori) peut être introduit. La solution devra être relativement proche de ce modèle initial. La solution peut également être régularisée en introduisant un facteur de lissage spatial entre les sous-failles adjacentes.

Le lissage utilisé pour les inversions statiques et les inversions paramétrisées en fréquence (sections 2.3.5 et 2.3.6) est effectué en introduisant une corrélation entre les paramètres du modèle à l'aide d'une matrice de covariance, la longueur de corrélation contrôlant la rugosité du modèle de glissement obtenu. Nous avons testé plusieurs fonctions de corrélation (gaussienne, exponentielle décroissante). La fonction de corrélation finalement retenue est une exponentielle décroissante (voir equation (3.3) et figure 3.4(b) au chapitre suivant). Elle a l'avantage de stabiliser l'inversion car elle maintient une corrélation faible entre les sous-failles éloignées, tout en permettant une variation importante dans l'amplitude du glissement pour les sous-failles adjacentes. Avec cette méthode, le paramètre de contrôle du lissage est une grandeur physique et correspond à une distance.

Une alternative consiste à introduire un terme de type Laplacien dans la matrice d'inversion, ce Laplacien étant contrôlé par un facteur qui détermine l'intensité de ce lissage. Ce type de régularisation est utilisé par le code d'inversion PCAIM (section 2.3.7).

2.3.4 Analyse de la résolution

Les paramètres inversés sont plus ou moins bien contraints par les données, et il est nécessaire de pouvoir estimer pour quelles régions du plan de faille les données contraignent plus ou moins bien le glissement. Dans ce but, nous avons estimé la résolution de nos inversions à l'aide de la matrice de résolution (voir équation (3.5)). La résolution dépend principalement de la géométrie du réseau de stations, et du lissage appliqué dans les inversions. La matrice de résolution est une matrice carrée comprenant autant de lignes que de paramètres. Dans le cas d'une inversion statique, les paramètres sont alors les valeurs de glissements de chaque sous-faille.

Différentes informations peuvent être tirées de cette matrice de résolution, suivant la méthodologie proposée par *Page et al.* [2009]. Les valeurs diagonales de cette matrice de résolution renseignent sur la quantité de glissement d'une sous-faille donnée qui est correctement imagé sur cette sous-faille par l'inversion. La figure 2.5(a) présente ses valeurs, qui sont plutôt faible. En effet, du fait du lissage de

l'inversion et de la distance entre les stations GPS et le plan de faille, le glissement peut être imagé sur des sous-failles adjacentes. C'est l'information apportée par les éléments non-diagonaux de la matrice de résolution. La ligne i de cette matrice indique comment le glissement sur la sous-faille i est restitué par l'inversion sur les sous-failles adjacentes. C'est l'information délivrée par les figures 2.5(c) : pour 3 sous-failles, dont la position est entourée d'un rectangle noir, la restitution du glissement sur toutes les sous-failles du plan est présentée. On remarque que pour la sous-faille localisée à proximité de stations GPS, à une profondeur relativement faible (figure 2.5(c) en haut), le glissement est imagé en grande partie sur des sous-failles proches. Quand la sous-faille est plus profonde (figure 2.5c au centre), le glissement est dispersé sur un plus grand nombre de sous-failles. Si la sous-faille est localisée loin des stations GPS (figure 3.3.3(c) en bas), alors la localisation du glissement est mal résolue et l'inversion a tendance à répartir le glissement sur une plus grande surface. Enfin, la somme d'une ligne de la matrice de résolution indique si la totalité du glissement d'une sous-faille donnée est bien imagée par les sous-failles adjacentes dans l'inversion. C'est l'information fournie par la figure 2.5(b), qui renseigne pour chaque sous-faille sur la valeur de la somme des lignes (appelée indice de restitution). Des valeurs proches de 1 indiquent que le glissement est bien imagé par les sous-failles adjacentes (sans renseigner sur l'étendue de la dispersion) et une valeur inférieure à 1 que ce glissement n'est pas restitué complètement par l'inversion.

Au final, la résolution du glissement est la meilleure pour les sous-failles les moins profondes, et celles localisées sous les stations GPS. Ces résultats seront rediscutés aux sections 3.1.3.3, 3.3.3 et 5.2.3.

2.3.5 Inversions statiques

Ce cas est particulièrement simple car le problème direct est linéaire. Les données sont des vecteurs déplacements en surface, qui correspondent soit aux déplacements cumulés liés à un séisme lent, soit à des vitesses de déformations intersismiques (ou inter-séisme lents). Pour le résoudre, nous avons utilisé la méthodologie proposée par *Tarantola* [2005] d'inversion linéaire au sens des moindres carrés. Les détails de la méthode d'inversion et de la régularisation sont présentés à la section 3.1.3. L'inversion des interférogrammes moyennés constitue également un problème statique. La même méthodologie que pour le GPS a donc été appliquée. La principale difficulté consiste à sélectionner le poids relatif de chaque type de données. Ces questions sont développées à la section 3.3.

2.3.6 Inversions des séries temporelles GPS : méthode paramétrisée en fréquence

Cette méthode (voir figure 2.6) est basée sur la paramétrisation d'une fonction source qui décrit l'évolution temporelle du glissement dans chaque sous-faille. Ce

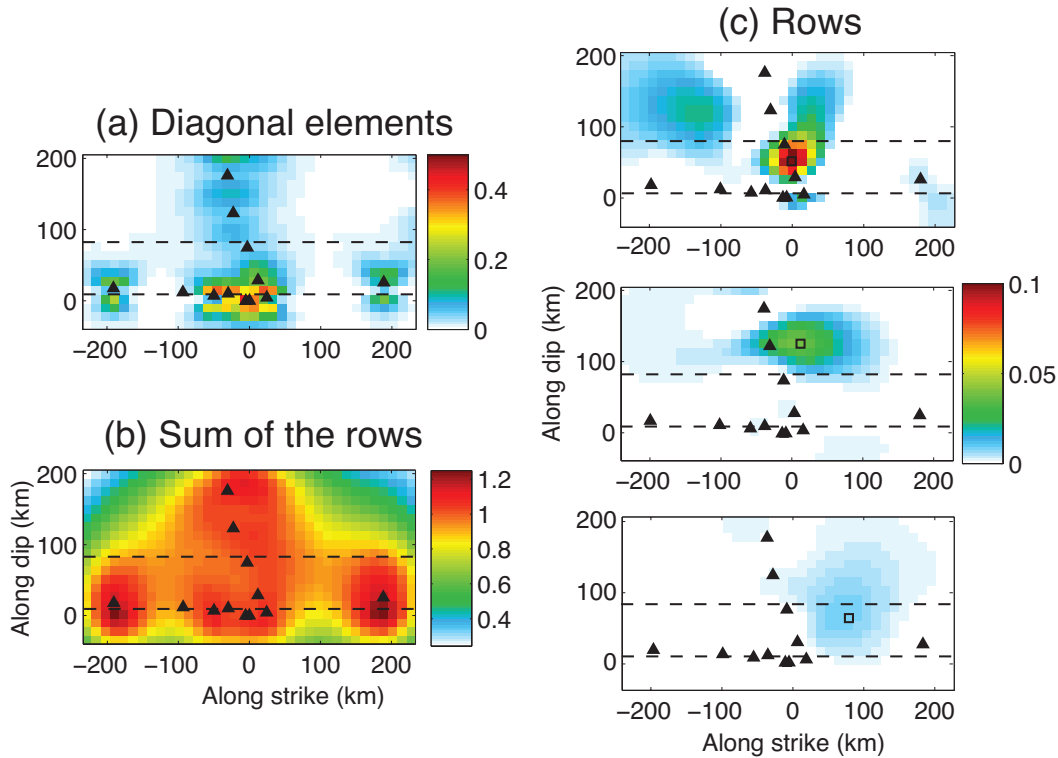


FIGURE 2.5: Information fournie par la matrice de résolution. Chaque image représente la projection en surface du plan de faille modélisé, les triangles noirs représentent la localisation des stations GPS, les lignes pointillées indiquent les changements dans la pente du plan de subduction. Les valeurs présentées sont issues de l'inversion du glissement lent de 2009-2010, et seront rediscutées à la section 5.2.3. **(a)** Valeurs diagonales de la matrice de résolution. **(b)** Indice de restitution, correspondant à la somme des lignes de la matrice de résolution. **(c)** La dispersion du glissement par l'inversion pour 3 sous-failles (correspondant à 3 lignes différentes de la matrice de résolution). Les sous-failles concernées sont indiquées par des carrés noirs sur les images.

type de technique est utilisé couramment pour imager la source des séismes "classiques" [Cotton and Campillo, 1995; Hernandez et al., 1999, 2001; Semmane et al., 2005a,b]. Nous avons adapté cette technique pour l'inversion des séismes lents, qui constitue un problème quasi-statique. Les constantes de temps associées (vitesse de propagation du glissement, temps de montée) sont beaucoup plus grandes que dans le cas de l'inversion d'un séisme classique, et les fonctions de Green sont statiques. La fonction source que nous avons utilisée [Liu et al., 2006] est décrite par 4 paramètres : amplitude du glissement, début de la rupture et deux paramètres décrivant le temps de montée (phase d'accélération et de décélération). Cette fonction source est différente de celle utilisée précédemment par Cotton and Campillo [1995], car elle sépare le temps de montée en une phase ascendante et une phase descendante, permettant ainsi une description plus précise de l'évolution du glissement. L'inver-

sion est effectuée dans le domaine fréquentiel, suivant la méthodologie proposée par *Cotton and Campillo* [1995]. L'algorithme de minimisation de la fonction coût est basé sur la méthode itérative des gradients [*Tarantola and Valette*, 1982; *Tarantola*, 2005], dont une description plus détaillée est disponible à la section 3.1.4.

Avantages

- Cette technique permet une description simple de la source, à l'aide d'un nombre réduit de paramètres.
- L'inversion est contrainte par la proximité à un modèle de départ, qui est souvent un modèle simple (vitesse de rupture constante, temps de montée constant...). Cela permet d'obtenir une solution qui est physiquement réaliste (pas de changement très important dans la direction de glissement, pas de modification brutale du temps de montée, de la vitesse de rupture) . Ce modèle physiquement réaliste peut-être obtenu sans effectuer un lissage spatial très fort sur les paramètres, et permet ainsi d'obtenir un bon ajustement aux données.

Limitations

- Les inversions basées sur la méthode des gradients peuvent aboutir à des solutions qui correspondent à des minimums locaux de la fonction coût. Nous avons testé différents modèles initiaux (sélectionnés à l'aide d'une recherche en grille) et comparé leur convergence pour réduire l'impact de ce phénomène (section 3.1.4.2).
- Comme l'inversion est effectuée dans le domaine fréquentiel, il est nécessaire de combler les éventuels trous dans les séries temporelles en interpolant le signal pour pouvoir effectuer les transformées de Fourier. L'inversion est ainsi réalisée non pas sur les séries temporelles de positions observées mais sur des séries lissées et interpolées.
- La paramétrisation de la fonction source crée un a priori important sur l'évolution du glissement en un point. Par exemple, le glissement doit avoir lieu en une seule fois, il ne peut donc pas s'arrêter puis recommencer. Cette hypothèse semble dans la plupart des cas raisonnable dans le cas des séismes classiques, où le glissement se produit lors du passage du front de rupture. Dans le cas d'un glissement asismique, nous avons étudié si cette paramétrisation pose un problème ou non.

2.3.7 Inversions des séries temporelles GPS : analyse en composantes principales (PCAİM)

Cette technique repose sur l'analyse en composantes principales des séries temporelles GPS (PCAİM : *Principal Component Analysis Inversion Method*). Cette méthodologie, récemment développée à Caltech par *Kositsky and Avouac* [2010]

permet d'inverser des séries temporelles GPS ainsi que des interférogrammes (voir *Perfettini et al. [2010]*; *Lin et al. [2010]* pour des exemples d'application). Les étapes de la méthode sont les suivantes (voir aussi figure 2.6) :

1. **Décomposition des séries temporelles GPS en une somme de composantes** : la matrice des données d contenant $3N$ séries temporelles (N étant le nombre de stations) échantillonnées sur M pas de temps est tout d'abord centrée. La matrice centrée \bar{d} a une moyenne nulle. Cette matrice centrée est décomposée en valeurs singulières :

$$\bar{d} = U.S.V^t,$$

ce qui permet de séparer les composantes spatiales et temporelles du signal. S (taille $3N \times M$) est une matrice diagonale contenant les valeurs propres de la décomposition. V (taille $M \times M$) contient les vecteurs propres temporels et U (taille $3N \times 3N$) contient les vecteurs propres spatiaux (déplacements de surface). Chaque composante est donc associée à un ensemble de déplacements de surface et à une fonction temporelle.

2. **Inversion des vecteurs propres spatiaux** : L'ensemble des déplacements associés à chaque composante (vecteurs propres spatiaux dans U) est inversé (inversion statique) pour donner une distribution de glissement "principale" sur le plan de faille. Cette inversion est implémentée de façon légèrement différentes dans PCAIM par rapport à l'inversion statique présentée précédemment (section 2.3.5) : les fonctions de Greens sont calculées pour un demi-espace élastique [*Okada, 1992*], et la régularisation est effectuée en ajoutant un opérateur laplacien à la matrice d'inversion. De plus, la fonction coût ne contient pas de terme de proximité avec un modèle initial [*Kositsky and Avouac, 2010*; *Kositsky, 2010*].
3. **Combinaison linéaire des glissements correspondants aux différentes composantes** : la distribution de glissement correspondant aux données initiales est obtenue par combinaison linéaire des distributions de glissements correspondant aux composantes principales. La matrice des paramètres de glissement m s'écrit donc :

$$m = m_i + (G^{-1}U).S.V^t,$$

où m_i correspond au glissement sur la faille lié au déplacement moyen de chaque station ($m_i = G^{-1}(d - \bar{d})$).

Les différentes composantes issues de la décomposition ne correspondent pas à des mécanismes physiques distincts. Généralement, un nombre réduit de composantes suffisent à expliquer les données (moins de 3), les composantes suivantes étant très bruitées. Si une seule composante est conservée pour l'inversion, le glissement sera toujours localisé au même endroit (pas de propagation), et son amplitude évoluera dans le temps en suivant l'évolution du premier vecteur propre temporel V_1 . La

combinaison de plusieurs composantes permet d'obtenir des glissements qui varient dans l'espace et le temps.

Avantages

- Cette technique a l'avantage de ne pas imposer de forme particulière à l'évolution du glissement en un point, puisqu'il n'y a pas de fonction source pour décrire cette évolution. Le glissement peut par exemple avoir lieu en deux phases distinctes ce que n'est pas possible avec les inversions paramétrisées présentées précédemment.
- La fonction coût est construite de telle façon que la présence de "trous" dans les séries temporelles n'est pas un problème. Les données inexistantes (quand une station ne fonctionnait pas à un instant donné), sont affectées d'un poids nul et n'entrent pas en compte dans l'évaluation de la fonction coût.

Limitations

- Pour obtenir une solution réaliste d'un point de vue tectonique, c'est à dire une solution dans laquelle le glissement sur le plan de faille va globalement toujours dans la même direction, il est nécessaire de régulariser beaucoup la solution, ce qui dégrade la qualité de l'ajustement aux données (voir section 3.2.2 pour plus de détails). En effet, il n'est pas possible d'imposer une contrainte de positivité sur le modèle de glissement lorsque plusieurs composantes sont inversées. Il est donc nécessaire d'effectuer un lissage spatial important du glissement pour éviter les glissements de sens opposé à la direction générale du glissement.

Il faut noter que nous n'avons pas utilisé les fonctions de Green calculées dans un milieu élastique stratifié pour les inversions avec PCAIM, mais cela pourrait être fait dans le futur. Cela éviterait que la comparaison entre les deux méthodes (voir section 3.2) soit biaisée par des différences liées au modèle direct.

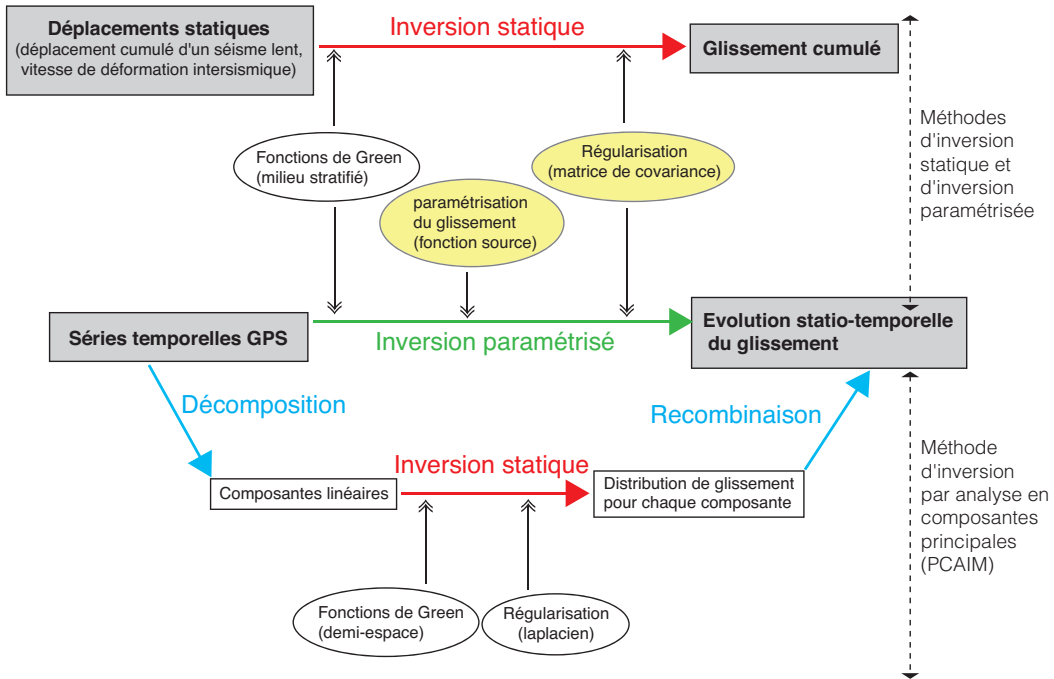


FIGURE 2.6: Schéma des méthodes d'inversion utilisées dans cette thèse. L'inversion statique consiste à inverser des déplacements cumulés, il s'agit d'un problème linéaire. L'inversion des séries temporelles GPS en utilisant des fonctions sources paramétrisées est une méthode itérative à gradients. La décomposition en composante principale permet d'effectuer des inversions statiques sur les différentes composantes, qui sont ensuite recombinaison. Dans chaque cas, les fonctions de Green sont évaluées, et une régularisation de l'inversion est effectuée (avec différentes méthodes). Les principaux développements apportés aux techniques d'inversions pendant cette thèse sont surlignés en jaune.

Chapitre 3

Etude détaillée du glissement lent de 2006

Sommaire

3.1 Evolution spatio-temporelle du séisme lent de 2006	46
3.1.1 Introduction	46
3.1.2 Data and tectonic context	47
3.1.3 Static Inversion (cumulative GPS displacements)	49
3.1.4 Inversion of GPS time series	54
3.1.5 Results	57
3.1.6 Discussion	59
3.1.7 Conclusions	63
3.2 Comparaison avec les résultats de l'inversion par analyse en composante principale	64
3.2.1 Étapes de l'inversion	64
3.2.2 Comparaison des résultats des deux types d'inversions	65
3.2.3 Bilan sur la comparaison des inversions	67
3.3 Contraintes sur le glissement cumulé apportées par les données InSAR	72
3.3.1 Sous-échantillonnage des d'interférogrammes moyennés	72
3.3.2 Inversions et sélection du poids relatif de chaque type de données	73
3.3.3 Interprétation des résultats	79
3.4 Conclusion	79

Les études précédentes sur le glissement lent de 2006 au Mexique [*Larson et al., 2007; Vergnolle et al., 2010*] ont décrit les caractéristiques majeures de cette évènements à partir des déplacements de surfaces, et ont présenté des modèles très simples du glissement sur l'interface de subduction. Nous avons réalisé la première étude détaillée des caractéristiques spatio-temporelles de cet évènement. Dans ce chapitre, je présente la méthode développée pendant cette thèse pour l'analyse de ce glissement asismique. Cette étude a fait l'objet d'une publication dans GJI en 2011. En complément, les résultats obtenus avec une autre méthode d'inversion sont également présentés. Nous avons également utilisé des images radar pour contraindre la

localisation du glissement. L'apport des données InSAR est étudié dans la dernière partie de ce chapitre.

3.1 Evolution spatio-temporelle du séisme lent de 2006

Spatial and temporal evolution of a long term slow slip event :
the 2006 Guerrero Slow Slip Event

Geophys. J. Int. (2011) 184, 816–828, doi : 10.1111/j.1365-246X.2010.04866.x
M. Radiguet, F. Cotton, M. Vergnolle, M. Campillo, B. Valette,
V. Kostoglodov and N. Cotte

3.1.1 Introduction

Recent geodetic observations allow detecting aseismic slow slip events in many subduction zones worldwide (Japan, Cascadia, Mexico, New Zealand, Costa Rica, Alaska ; see *Schwartz and Rokosky [2007]* for a review). These slow slip events (SSEs) show an important variability in terms of duration (from days to years), recorded surface displacements (a few millimetres to a few centimetres) and recurrence time. The mechanisms responsible for SSEs occurrences are still unclear.

The SSEs are modelled as shear slip events occurring on the subduction plane and most studies show that the slip occurs below the locked, seismogenic section of the fault, in the transition zone between stick-slip and steady slip [*Beroza and Ide, 2009*]. The above observations raise significant questions as to the origin of slow slip events and their consequences for the seismic cycle.

Most SSEs studies only model the cumulative displacements, that is, they give a static image of the slip location on a fault plane and do not provide information on the evolution of slip with time (initiation, propagation velocity and termination). Analyses of slip propagation, however, are useful for understanding the physical mechanism responsible for SSEs occurrence and the possible relation between SSEs and other associated phenomena such as non-volcanic tremors.

In the Guerrero subduction zone, Mexico, repeated large SSEs occurred in 1998, 2001–2002 and 2006 [e.g. *Lowry et al., 2001*; *Kostoglodov et al., 2003*; *Larson et al., 2007*; *Vergnolle et al., 2010*]. A study of the SSEs in the Guerrero zone is then relevant for several reasons : (1) The Guerrero SSEs are large events, producing a few centimetres of surface displacements and lasting for several months. Therefore, the amplitude and duration of these events allow a detailed study of the spatial and temporal evolution of slip on the plate interface. (2) The short trench-to-coast distance and the 'flat slab' geometry of the subduction zone makes the Guerrero area well suited for studying SSEs : the slip occurs below the network of permanent GPS stations, which provides a reasonable resolution of the slip propagation on the plate interface. (3) Previous studies on this event show that slip probably intruded into the

seismogenic zone [e.g. *Larson et al., 2007; Vergnolle et al., 2010*] hence shallower than what is observed for SSEs in most subduction zones. In this study, we perform an inversion of the GPS data and the associated resolution analysis to determine more precisely the extension of slip in the shallower portion of the subduction interface. (4) The direction of motion of the GPS stations during the SSE changes with time [*Vergnolle et al., 2010*]. This suggests a complex spatiotemporal evolution of the slip on the plate interface, which we will characterize.

In this study, we perform the first analysis of the slip propagation on the subduction interface during the 2006 SSE in Mexico. We adopt a two-step inversion strategy (similar to the *Hernandez et al. [2001]* method for ordinary earthquakes). We first constrain the slip distribution and its uncertainty by inverting the GPS cumulative displacements and performing a detailed resolution analysis. In a second step, we determine the kinematic parameters. Our new SSE inversion scheme allows a kinematic study of the slip evolution using a limited number of parameters : the slip function is parametrized by the slip amplitude, the initiation time of slip and an accelerating and decelerating rise time which describe the duration and shape of slip at each fault point. Our inversion scheme allows us to assess the resolution of the obtained model parameters. We finally compare the characteristics of the 2006 Mexican SSE with other SSEs worldwide.

3.1.2 Data and tectonic context

The Guerrero region is located on the southern Mexican coast along the boundary between the Cocos and North America plates. The geometry of the subducting slab has been evaluated by gravity anomaly modelling [*Kostoglodov et al., 1996*], hypocentres location [*Pardo and Suarez, 1995*] and recently by receiver function analysis [*Pérez-Campos et al., 2008; Kim et al., 2010*]. The subduction interface geometry we propose is based on the recent study by *Pérez-Campos et al. [2008]*. The slab has a dip of $\sim 10^\circ$ next to the trench (up to 40 km inland), then 20° up to 150 km inland and finally becomes subhorizontal 150 km inland, at a depth of ~ 40 km. The Guerrero subduction segment includes the northwestern Guerrero gap (Figure 3.1) where no large subduction earthquake occurred since 1911. It is thus important to assess the seismic potential of this region because of its proximity to Mexico City.

The Guerrero 2006 SSE was recorded at 15 GPS stations of the Mexican permanent GPS network ‘SSN-Sismologia-UNAM’ (<http://usuarios.geofisica.unam.mx/vladimir/gpsred/gpsred.html>). The stations are located along the coast and on a transect perpendicular to the trench, between Acapulco and the north of Mexico City (Fig. 1). We use the GPS data recently re-processed by *Vergnolle et al. [2010]*. The resulting 1997–2008 3-D GPS position time series in Guerrero show a noise reduction of ~ 50 per cent with respect to previous studies.

We correct the GPS time series from the interevent steady-state motion by subtracting the linear trend from the period 2003–2005. The resulting time series (Figure

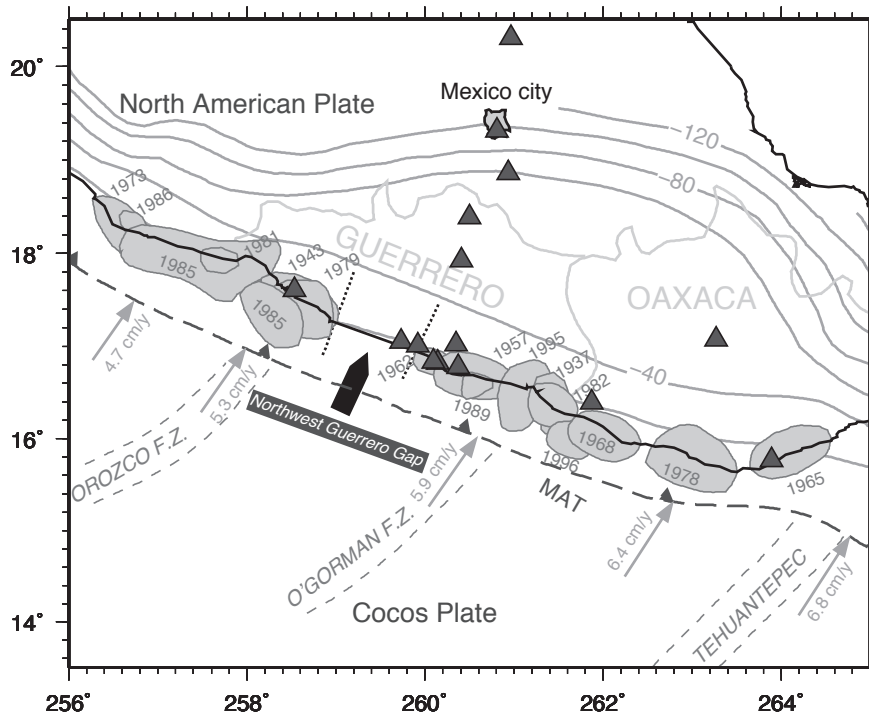


FIGURE 3.1: Seismotectonic map [after *Kostoglodov et al.*, 2003] and GPS station location (black triangles). The arrows indicate the direction and magnitude of NUVEL1A relative plate motion between the Cocos and North American Plate [*DeMets et al.*, 1994]. The grey patches represent the major earthquakes rupture zones. The thin grey lines represent the isodepth contour (in km) of the subducted oceanic slab (modified from *Pardo and Suarez* [1995] using the geometry proposed by *Pérez-Campos et al.* [2008]). MAT, Middle American Trench.

3.2) thus show the deviation from the steady state motion during the 2006 SSE. We apply the median filter with a sliding window of 30 d and then we linearly interpolate the data to fill the data gaps. The data inversion is focused on the low frequency content of the GPS time series, so we apply a low pass filter on the smoothed and interpolated time series. The resulting time series (red traces in Figure 3.2) are the data inverted in Section 3.1.4. They are composed of 64 points, covering a time period of 530 d (from 2006 January 1 to 2007 June 15) and the frequency band of the signal ranges from 0 to $6.9 \times 10^{-7} \text{ Hz}$ (0.0596 d^{-1}). The inversion of GPS time series is done in the frequency domain.

We perform the inversion in two steps. First (Section 3.1.3), the cumulative GPS displacements are inverted to find the total slip distribution. In a second step (Section 3.1.4), we invert the GPS time series to retrieve the kinematic parameters, the final slip distribution being fixed to the value obtained in Section 3.1.3.

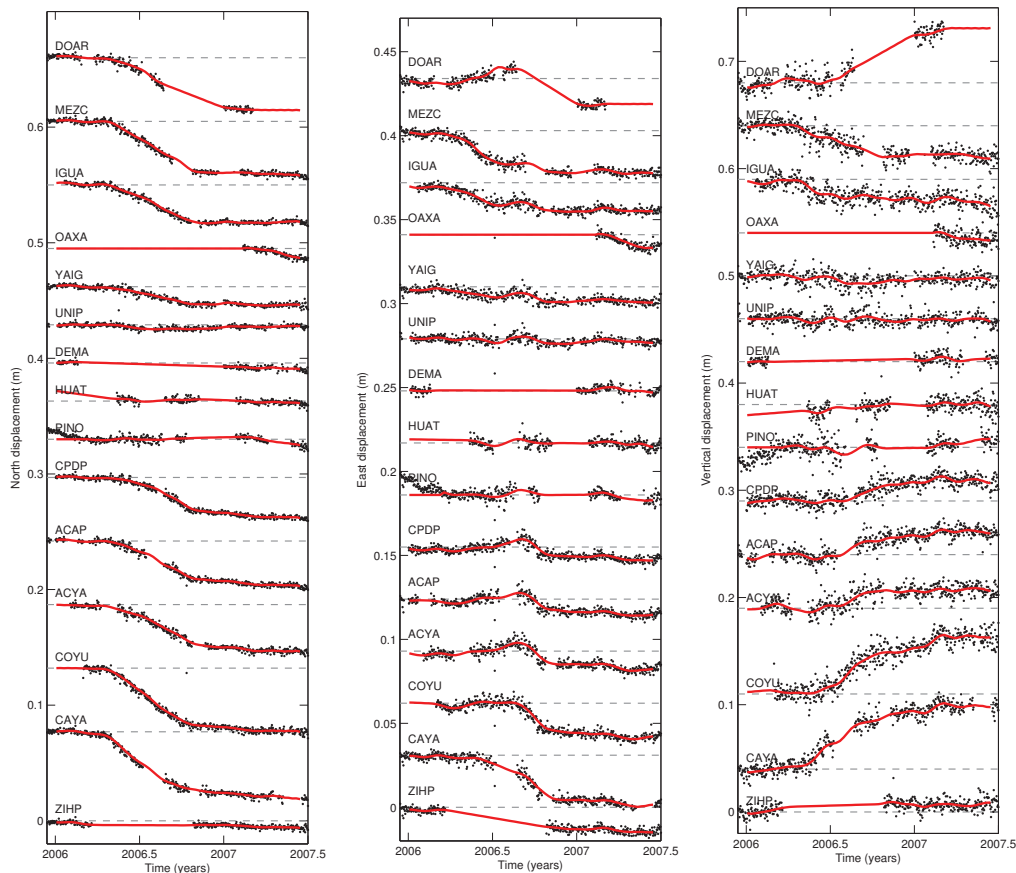


FIGURE 3.2: North, East and Vertical GPS time series for all analysed stations in this study [Vergnolle *et al.*, 2010]. The black dots show the recorded positions corrected from the linear inter-SSE trend. Red lines are the filtered and interpolated data used in this study. Grey dashed line shows the zero displacement line for each station.

3.1.3 Static Inversion (cumulative GPS displacements)

3.1.3.1 Method and parametrization

We perform a static inversion of the cumulative GPS displacement to find the total slip distribution. The modelled fault plane is composed of 3 segments of varying dip angle (see cross-section in Figure 3.3), and its total size is 468 km along strike (parallel to the coast) and 250 km along dip (perpendicular to the fault). The subfaults dimensions (12.5 km \times 13 km) are rather small compared to the fault plane size. Doing so, we avoid imposing a strong a priori constraint on the slip location. A smooth solution is obtained by correlating nearby parameters. We invert for a fixed rake of 90° (pure thrust). Previous inversions for this SSE show that this choice is reasonable [Larson *et al.*, 2007] and our results (see Sections 3.1.3.3 and 3.1.4.2)

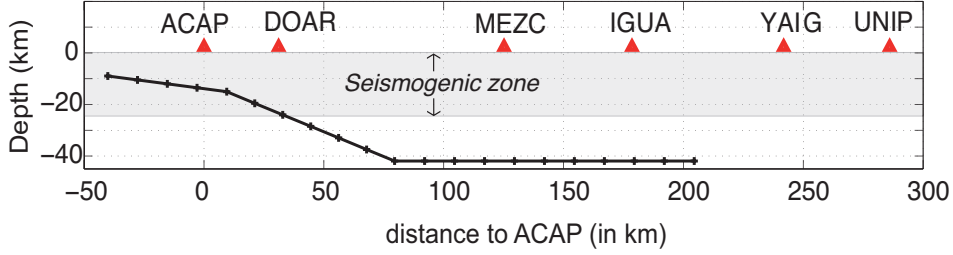


FIGURE 3.3: Geometry of the fault plane used in this study along a profile perpendicular to the trench (adapted from *Pérez-Campos et al. [2008]*). Red triangles are the GPS station located on the profile. Distance from the GPS site ACAP to the Trench is 66 km.

show that we can explain most of the data with this approximation. The transfer functions are calculated for a layered elastic half space, assuming the layered crustal model used by *Hernandez et al. [2001]*.

The displacement at each GPS station is the linear sum of all subfaults contributions : $d = Gm$, where d are the observed displacements (3 components for each station), G is the matrix of transfer functions and m is the unknown vector of model parameters (slip on each subfault). We follow the least-squares formulation of *Tarantola [2005]* for linear problems. The cost function $S(m)$ is :

$$S(m) = \frac{1}{2} \left[(Gm - d)^t C_d^{-1} (Gm - d) + (m - m_0)^t C_m^{-1} (m - m_0) \right] \quad (3.1)$$

and the model expectation m is :

$$m = m_0 + C_m G^t (G C_m G^t + C_d)^{-1} (d - Gm), \quad (3.2)$$

where m_0 is the starting model, C_d and C_m are, respectively, the covariance matrix for data and model parameters. C_d is the diagonal matrix of the variances (σ_d^2) associated with the data errors. The standard deviations (σ_d) associated with North, East and Vertical component are two times the average standard deviations (95 per cent confidence level) for this component for all stations (2.1, 2.5 and 5.1 mm, respectively). We thus give the same weighting to all stations in the inversion, but a different weight depending on the component.

The model covariance matrix C_m is used to introduce correlation between nearby parameters, that is, spatial smoothing. The element (i, j) of C_m is given by the relation :

$$C_m(i, j) = \left(\sigma_m \frac{\lambda_0}{\lambda} \right)^2 \exp \left(- \frac{d(i, j)}{\lambda} \right), \quad (3.3)$$

where $d(i, j)$ is the distance between subfaults i and j . The parameters σ_m , λ and λ_0 are discussed below.

We use a decreasing exponential function $\exp(-\frac{d(i,j)}{\lambda})$ to introduce the correlation between nearby parameters (see Figure 3.4a). Compared to the usually applied Gaussian function (Figure 3.4b), the decreasing exponential stabilizes the solution at large distance, while allowing important variations in the slip amplitude for nearby subfaults. The model covariance matrix is weighted by a factor $(\sigma_m \frac{\lambda_0}{\lambda})^2$: σ_m is the *a priori* standard deviation of model parameters, fixed to 0.5 m, λ_0 is a scaling factor fixed to 10 km (about the size of a subfault) and λ is the correlation length, fixing the distance over which parameters are correlated. Note that as λ increases, more coefficients of the matrix C_m become non-null (more parameters are correlated). At the same time, the weighting factor $(\sigma_m \frac{\lambda_0}{\lambda})^2$ decreases as λ increases. The total weight of the matrix C_m thus remains constant for different values of λ . We tested several correlation lengths (from $\lambda = 5$ km (i.e. no correlation) up to $\lambda = 100$ km) and we used the L curve criterion [*Hansen, 1992*] to select the optimum smoothing. It corresponds to the best compromise between the slip roughness and a low misfit to the data (Figure 3.4c). The optimal correlation length of $\lambda = 35$ km was finally selected. The misfit to the data corresponds to the left hand term of the cost function (eq.3.1).

In areas where the resolution is poor, the slip value resulting from the inversion remains close to the *a priori* slip value m_0 . To prevent spurious slip in poorly resolved areas, we took the zero slip model as a starting model. The slip distribution resulting from the inversion thus shows slip only in areas where it is necessary to explain the data.

3.1.3.2 Distribution of cumulative slip

The slip model resulting from the 2006 SSE (Figure 3.4a) has an equivalent moment magnitude of 7.5. The slip distribution shows one major asperity of 300 km \times 150 km (parallel and perpendicular to the trench respectively), with a maximum slip of 15 cm for the main asperity south of station MEZC (maximum slip averaged over 4 subfaults). The mean slip is 0.55 cm (calculated for subfaults in which the slip is >1 cm, see contour in Figure 3.4a). No significant slip is observed in the shallowest, offshore subduction segment (from 20 to 70 km from the trench), at depths between 10 to 17 km. Deeper than 17 km, in the bottompart of the seismogenic zone, a significant slip (>5 cm) is observed. The slip extends up to 250 km from the trench.

Since no constraint was imposed on the positivity of the solution, some small and localized negative slip values appear. They reflect the uncertainties and errors associated with the inversion procedure (estimation of GPS cumulative displacements, fault plane geometry, 1-D earth model). The limited number of subfaults with negative slip values is an indication of the quality of the obtained solution. The data misfit (rms) between the N 3-D observed (d) and predicted (d_{mod}) surface displacements helps to evaluate the degree of agreement between the data and the model :

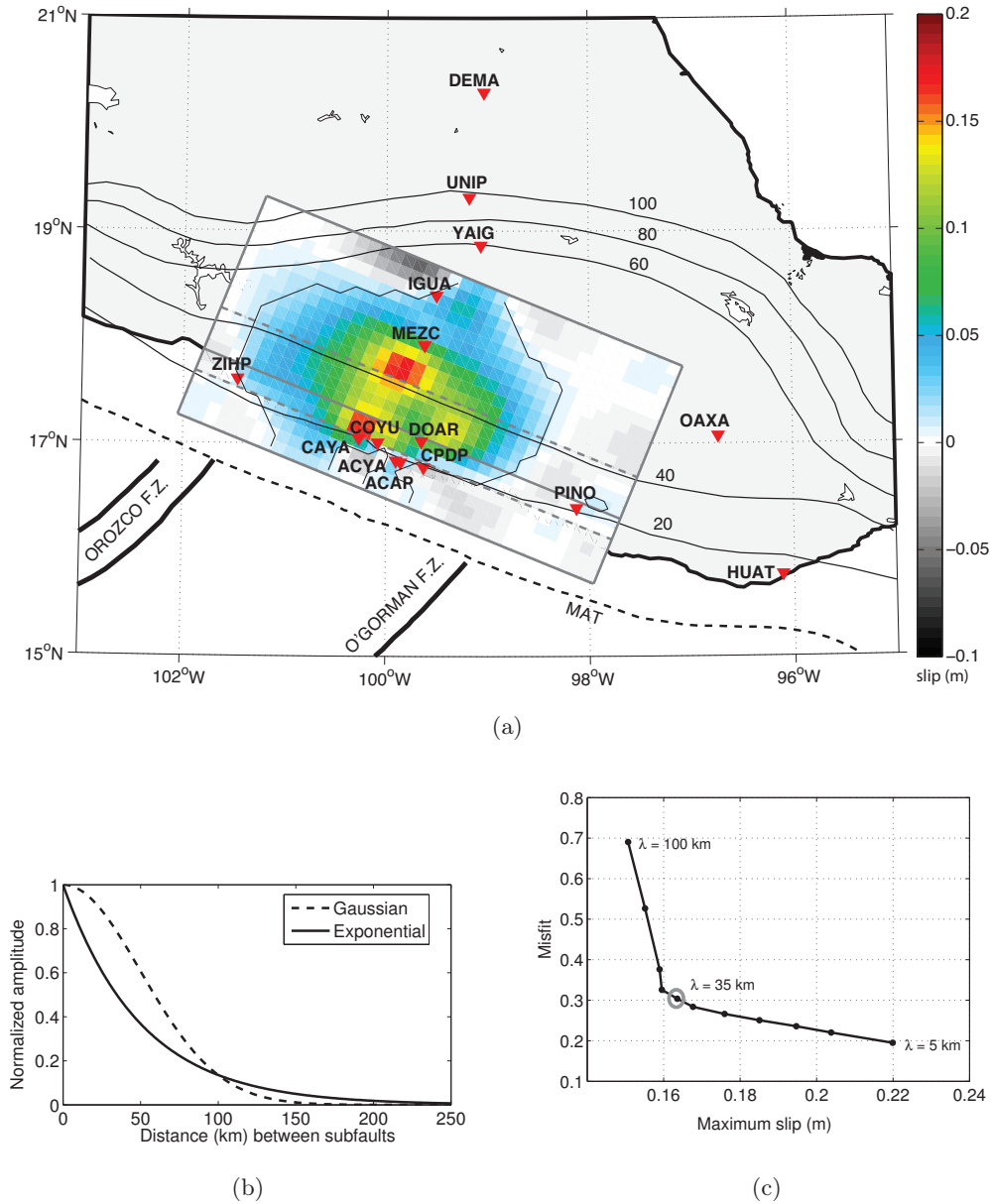


FIGURE 3.4: (a) Slip distribution resulting from the inversion of GPS cumulative displacements. The colours represent the slip amplitude. The contour line of slip >1 cm is represented. Red triangles show the GPS station locations and the thin black lines represent the isodepth contour (in km) of the subducted oceanic slab (modified from *Pardo and Suarez [1995]*). (b) Comparison of the Gaussian and decreasing exponential correlation functions. (c) Plot of misfit (left term of the cost function (eq. 1) as a function of maximum displacement (indication of the model roughness), for correlations lengths between 5 to 100 km (values tested : 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 50, 75, 100 km). The best value is chosen for a correlation length of 35 km.

$$rms = \text{sqrt} \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (d_{mod}^i - d^i)^2 \quad (3.4)$$

The agreement between measured and modelled GPS cumulative displacements is very good : the *rms* data misfit is 1.2×10^{-3} m, which is lower than two times the standard deviation σ_d for the three components.

3.1.3.3 Resolution analysis

Due to the uneven station distribution and to the decay of static displacement sensitivity with increasing slip depth, we expect the resolution of the inversion to be heterogeneous on the fault plane. We perform a resolution analysis to test which

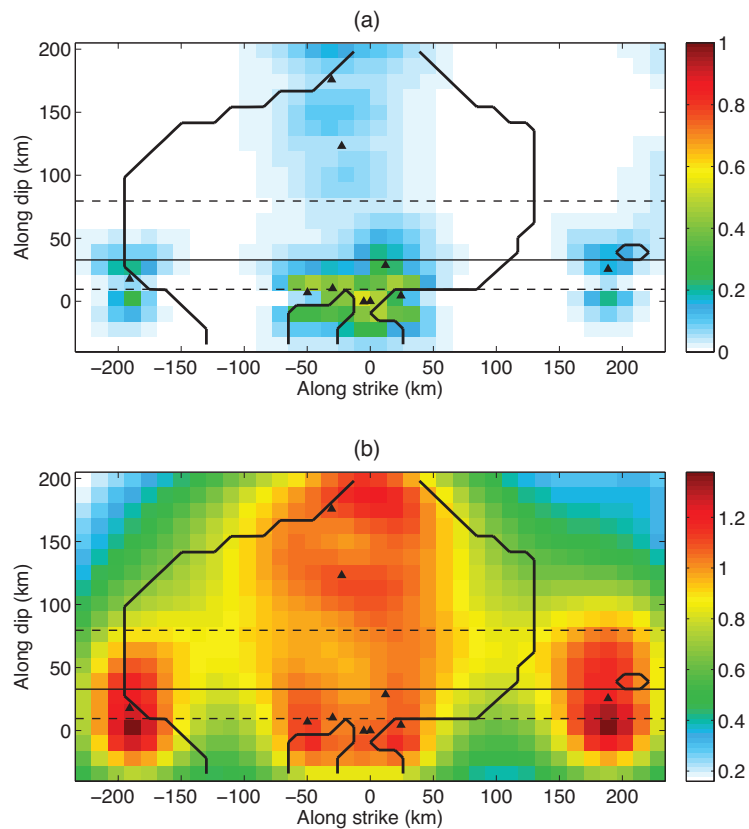


FIGURE 3.5: Resolution analysis. The surface projection of the fault plane is represented with the position of GPS stations (black triangles), the changes in dip (dashed lines) and the downdip limit of the seismogenic zone (thin black line). The contour plot of slip (slip > 1 cm) is presented in thick black lines. Distances are in km from Acapulco. (a) Diagonal elements of the resolution matrix. (b) Restitution (sum of the rows of the resolution matrix).

areas of the fault provide reliable information on the slip, in terms of amplitude and location.

The resolution matrix R satisfies the following equation *Tarantola and Valette [1982]* :

$$R = C_m G^t (G C_m G^t + C_d)^{-1} G. \quad (3.5)$$

If the resolution matrix equals the identity matrix, the estimated model is perfectly resolved. The farther the resolution operator is from the identity, the worse the resolution is.

Following *Page et al. [2009]*, Figure 3.5 gives different views of the resolution matrix. The diagonal elements (Figure 3.5a) indicate how much slip of a particular subfault is correctly mapped to that subfault by the inversion. Figure 3.5a shows that the resolution is quite low for individual subfaults. This result is not surprising : we have used a large number of subfaults (i.e. model parameters) in the inversion, even though the number of data (i.e. GPS stations) is limited. Using a large number of subfaults however avoids imposing a priori constraints on the slip location. This large number of parameters is balanced by the introduction of a correlation between neighbouring subfault parameters. It is then important to evaluate if slip of a particular subfault is correctly mapped onto neighbouring subfaults. This information is given by the off diagonal elements of the resolution matrix. The i^{th} row of the resolution matrix indicates how the slip of the i^{th} subfault has been mapped onto other subfaults. Summing the elements of the i^{th} row of the resolution matrix (restitution index for the subfault i) indicates if the slip on the i^{th} subfault has been completely mapped onto other subfaults (restitution index ~ 1), or if some slip is not retrieved by the inversion (restitution index < 1). The GPS stations are located mainly along the coast and on a line perpendicular to the fault. We thus expect the resolution to be high near the surface and on the middle of the fault plane, below the GPS stations. Figure 3.5b shows the restitution index for all subfaults. In areas where the inversion shows slow slip (Figure 3.4), the restitution index is higher than 0.8, which mean the slip is generally well retrieved by the inversion. The no slip region on the southeastern part on the fault (under the PINO station), is also well constrained. However, in the deeper corners of the fault plane, the restitution index is low (< 0.5), which means the inversion is unable to resolve slip in these areas.

3.1.4 Inversion of GPS time series

3.1.4.1 Inversion procedure

The second step of our inversion procedure is to invert the complete GPS time series, to find the spatial and temporal evolution of slip on the fault plane. We adapted the parametrized, frequency domain approach developed by *Cotton and Campillo [1995]* to the analysis of SSEs. We use a quasistatic approach : the transfer functions used in the inversion are static (calculated in a layered elastic half space) and the GPS time series are inverted in the frequency domain. The fault parametrization is

equivalent to the static case and the evolution of slip on each subfault is described by a slip function shown in Figure 3.6. This slip function is parametrized by (1) the slip amplitude S_0 , (2) the initiation time of slip t_0 , (3) and (4) the accelerating t_1 and decelerating t_2 rise time, describing the duration of slip on each point. This formulation allows a kinematic study of slip evolution (rise time, rupture velocity and slip function can vary along space) using a limited number of parameters.

The inversion algorithm follows the linearized least-squares formulation of *Tarrantola and Valette* [1982]. The cost function is equivalent to the linear, static case (eq.3.1). The data vector d represents the analysed frequencies for each station and each component and the model vector m contains the 4 parameters describing the slip function for each subfault. The model expectation is given by the following relation (for the n^{th} iteration) :

$$m_{n+1} = m_n - \mu_n (G_n^t C_d^{-1} G_n + C_m^{-1})^{-1} (G_n^t C_d^{-1} (d_n - d_{obs}) + C_m^{-1} (m_n - m_0)), \quad (3.6)$$

We apply the same weighting to different components as in the static case and down-weight by a factor of 10 the stations with important gaps in the GPS time series (DEMA, DOAR, HUAT, OAXA, PINO, ZIHP). These stations give information on the cumulative slip, but they cannot be used to constrain the propagation of slip. The slip amplitude is fixed by the static inversion. The parameters are correlated using the same correlation length of 35 km as in Section 3.1.3.

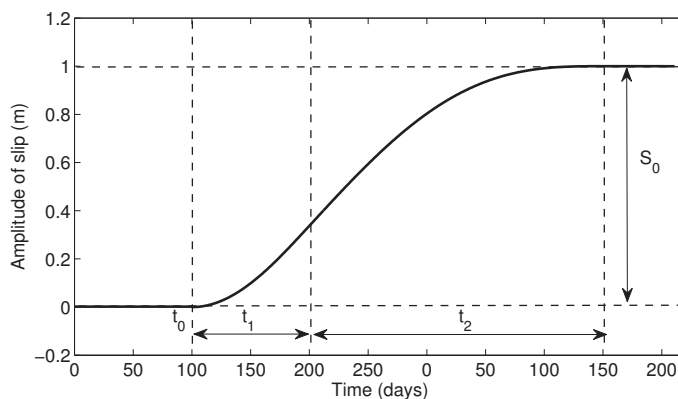


FIGURE 3.6: Parametrization of source time function (from *Liu et al.* [2006]). The source time function described the evolution of slip for each subfault as a function of 4 parameters : t_0 the initiation time of slip, t_1 , the accelerating rise-time t_2 , the decelerating rise-time and S_0 the amplitude of final slip. In this example, $t_0 = 50$ d, $t_1 = 50$ d, $t_2 = 125$ d and $S_0 = 1$ m.

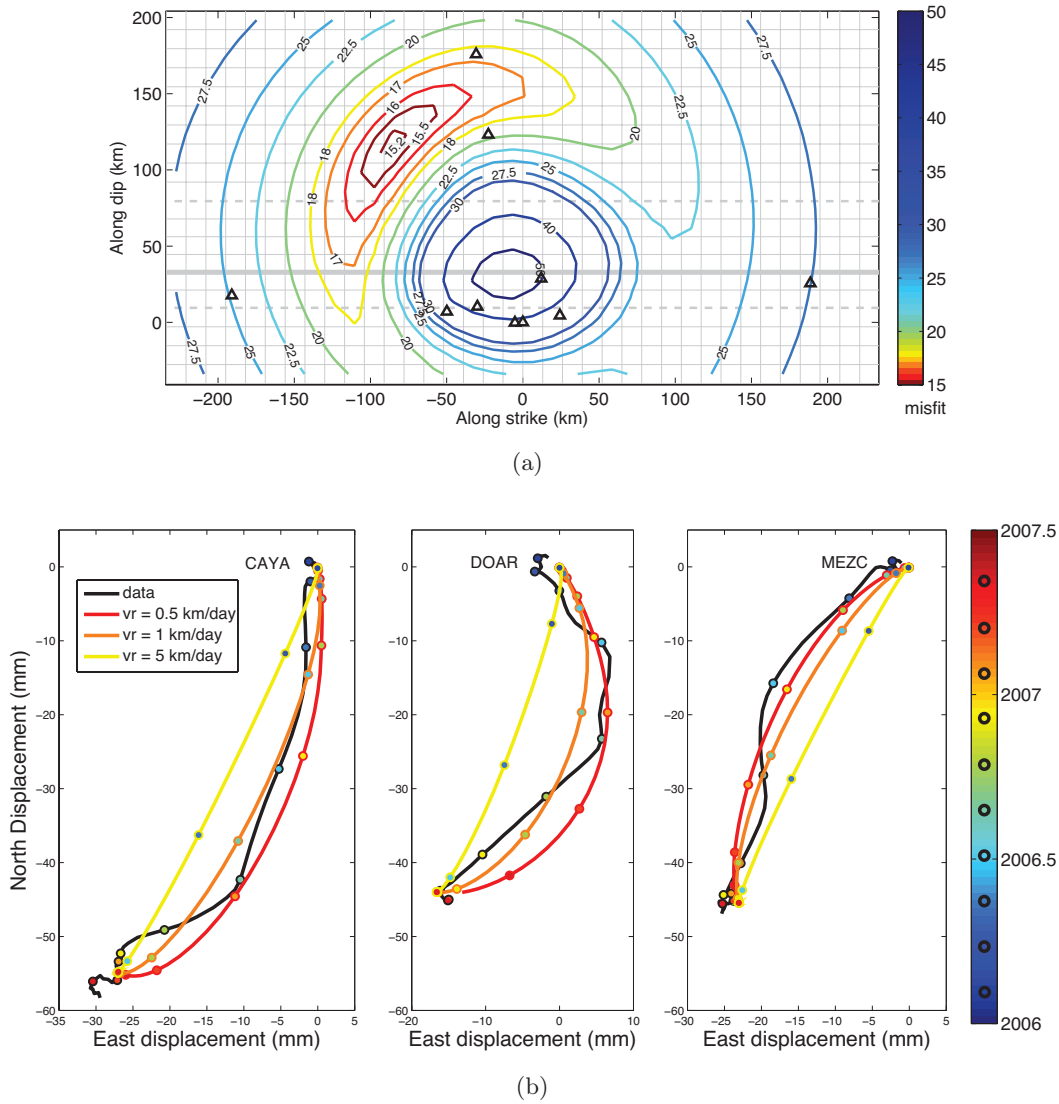


FIGURE 3.7: (a) Contour plot of misfit (left hand term of the cost function (eq.3.1) for all initiation positions. ($v_r = 0.8 \text{ km d}^{-1}$, $t_1 = t_2 = 185 \text{ d}$). The surface projection of the fault plane is represented with the position of GPS stations (black triangles), the changes in dip (dashed lines) and the downdip limit of the seismogenic zone (thick line). Distances are in km from Acapulco. (b) Time evolution of northeast displacements at three stations. Black line is data, and coloured lines represent three different propagation velocities. The circles represent different times (see the coloured time scale on the right). The time period between each circle is 50 d. ($t_1 = t_2 = 185 \text{ d}$, the initiation position corresponds to the lowest misfit in Figure 3.7a).

3.1.4.2 Forward modeling test and choice of initial inversion parameters

We first perform forward modelling tests assuming the slip distribution obtained in Section 3.1.3 and assuming a simple propagative model (constant velocity for slip propagation and constant rise time). Three parameters have been tested : the location of slip initiation, the propagation velocity (together, these parameters give t_{0i} for each subfault i) and the rise time (stating $t_1 = t_2$ for each subfault), giving a first-order evaluation of the characteristics of this event.

The results show that data are best modelled with a rise time $t_1 + t_2$ of 185 d. The misfit as a function of slip initiation location is shown in Figure 3.7a. It appears that the slip initiated on the western part of the fault. This is consistent with observations of the GPS time series, which show that the anomalous displacement was first observed at station CAYA, and then propagated south-eastward to stations COYU, ACYA, ACAP, DOAR (~ 1 month later, 20 to 60 km away) and CPDP (2 months later, 75 km away) and north-eastward to inland stations MEZC and IGUA (~ 1 month later, 120 to 170 km away) and finally to YAIG [Vergnolle *et al.*, 2010].

Observation of the GPS time series indicates that the direction of horizontal displacements at stations located on the coast evolve from a southeastward displacement to a southwestward displacement, and that the change in direction occurs around July 2006. On the contrary, at the stations located inland, the horizontal displacement changes from southwest to south (Figures 3.7b and 3.10b). Figure 3.7b shows the time evolution of horizontal displacements for 3 stations showing important variations in the direction of displacement with time. The data (black) are shown along with the predictions of three models characterized by different propagation velocities (0.5 km d^{-1} , 1 km d^{-1} , 5 km d^{-1}). These results show that the variations in the direction of displacement observed at the surface provide a strong constraint on the slip propagation velocity. A propagation velocity around 1 km d^{-1} is needed to explain the observed changes with the slip distribution presented in Figure 3.4.

To refine the fit to the data, we then invert the GPS time series. We select 10 of the best models generated by the forward tests and use them as input models m_0 in the inversion. We thus produce 10 inversion results and the best one (lowest misfit) is presented in the next section. Note that the 10 inversion results are very similar.

3.1.5 Results

The inversion confirms the results of the forward tests and provides information on regional variations. Figure 3.8 shows the snapshots of slip propagation with time : the slip initiated in February 2006 in the western part of the Guerrero gap, 120 km southwest of station MEZC, on the flat portion of the slab interface, at a depth of 42 km. It propagated southeastward at a velocity of 0.8 km d^{-1} (on average). The maximum slip rates of 0.5 m yr^{-1} are observed in June-July 2006, in the centre of the modelled fault plane (below stations MEZC and CAYA, see Figure 3.9b). The

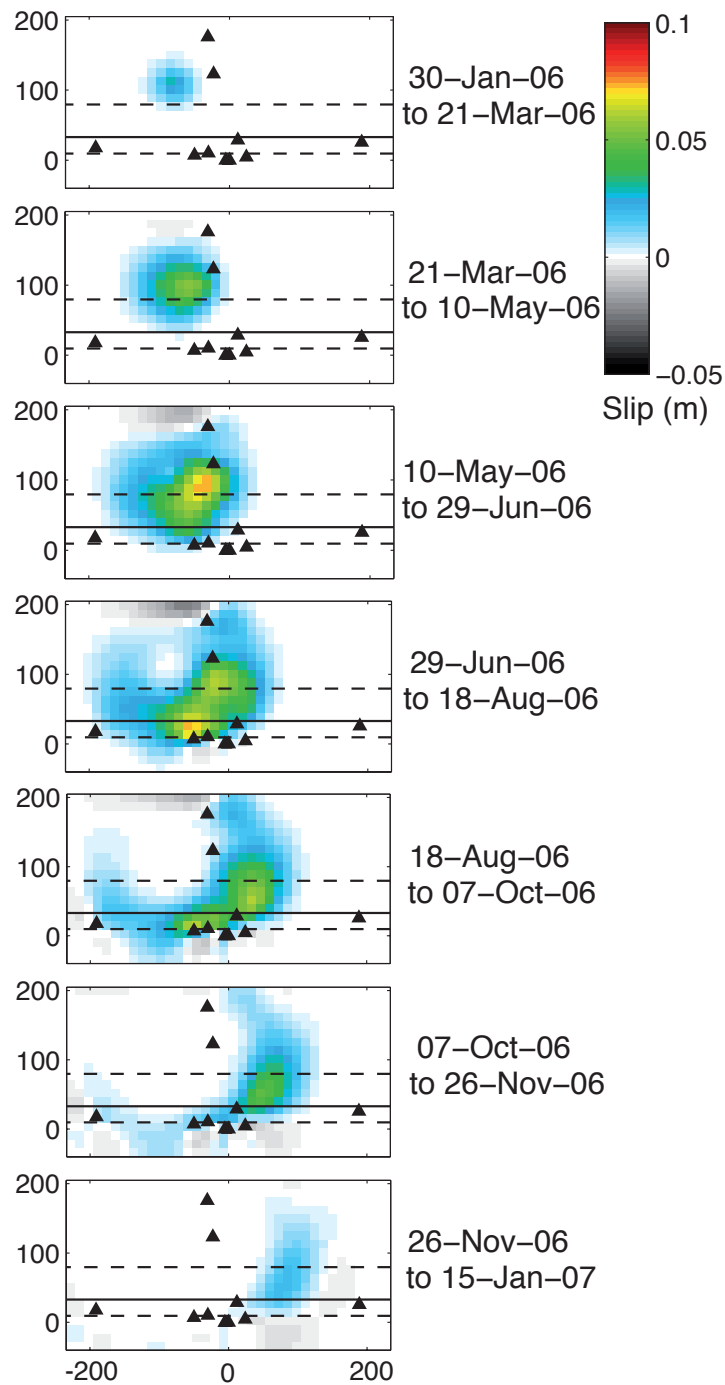


FIGURE 3.8: Snapshot of the slip propagation. Each plot covers a period of 50 d. The surface projection of the fault plane is represented with the position of GPS stations (black triangles), the changes in dip (dashed lines) and the downdip limit of the seismicogenic zone (thin black line). Distances are in km from Acapulco.

slip ends in January 2007, 250 km east of its initiation.

In the inversion, the slip propagation velocity, as well as the accelerating and decelerating rise time, are allowed to vary on the fault plane. However, the results of the inversion show that the data can be explained with a model in which the propagation velocity remains almost constant (Figure 3.9b) around 0.8 km d^{-1} . Figure 3.9c is a fault plane view of rise time ($t_1 + t_2$). The rise time varies from 160 to 200 d (183 d in average). The rise time is longer near the coast (on the fault plane below stations CAYA, DOAR, ACAP) than on the north (below stations MEZC and IGUA). The duration of slip on the fault plane below the coast is thus longer than on the northern part of the fault plane. No significant difference appears between the accelerating t_1 and decelerating rise time t_2 (the slip rate functions shown in Figure 3.9b for different location of the fault have indeed an almost symmetric shape). Our data set can be reasonably well fitted with simple slip functions, however our data coverage is probably too sparse to resolve complex slip functions and complex propagations velocities.

We obtain a good fit to the data (Figures 3.10a and b) with the model shown in Figure 3.8. The average *rms* data misfit is 2.6 mm (2.20, 2.22 and 3.3 mm for the North, East and vertical components respectively). The model is able to accurately retrieve the observed displacement amplitudes, as well as most of the changes in the direction of displacement shown in Figure 3.10a. Our preferred model fits perfectly the sharp changes in slip direction for stations CAYA and COYU, and reasonably well for stations ACYA, ACAP, CPDP, DOAR and MEZC (Figure 3.10a). Some details, however, are not retrieved correctly by the inversion. The limited coverage of the subduction area by the GPS stations does not allow the use of more complex models that may explain these small time scale variations.

3.1.6 Discussion

3.1.6.1 Comparison between the 2006 Guerrero SSE and regular earthquakes

This spatio-temporal study of the large 2006 Guerrero SSE allows us to compare its kinematic characteristics with regular earthquakes. The 2006 SSE propagated from the western to the eastern part of the Guerrero segment. We find that the lateral extension of the slip coincides with the segmentation of the subduction. Our propagative model shows that the slip initiates in the western part on the Guerrero segment, close to the Orozco fault zone, and propagates eastward toward the O’Gorman fault zone where it finally finishes (Figures 3.4 and 3.8). We thus suggest that termination of slip and the direction of propagation of this SSE are partially controlled by the position of potential slip barriers, similarly to what is observed for regular earthquakes [Manighetti *et al.*, 2005, 2007; Wesnousky, 2006]. In the region where the 2006 SSE initiated, two moderate size earthquakes ($M_w = 5.2$) occurred in the time period corresponding to the slip initiation (on 2006 February 20 and 2006 March 20, [Liu *et al.*, 2007]). The modelled slip evolution for

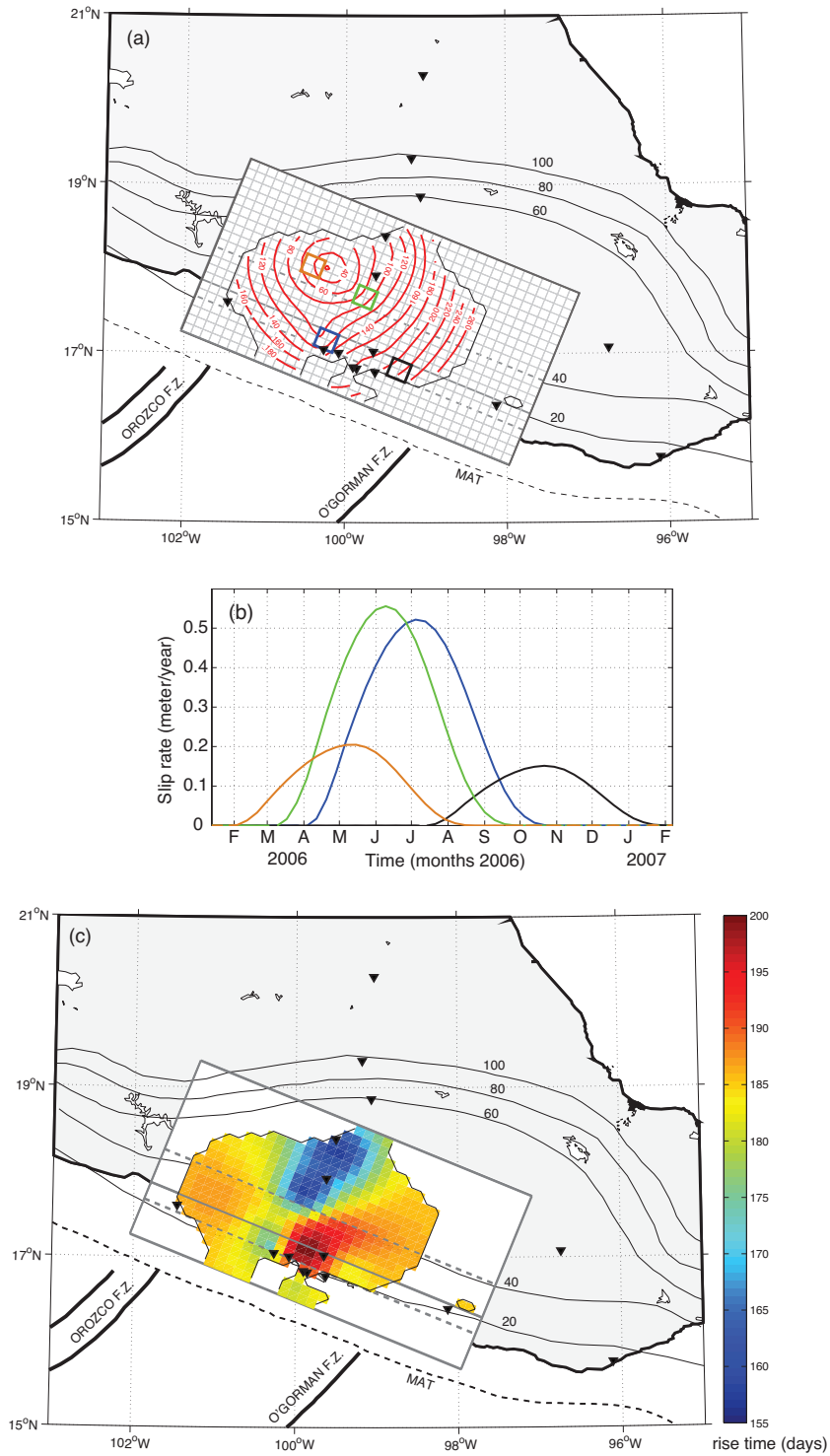
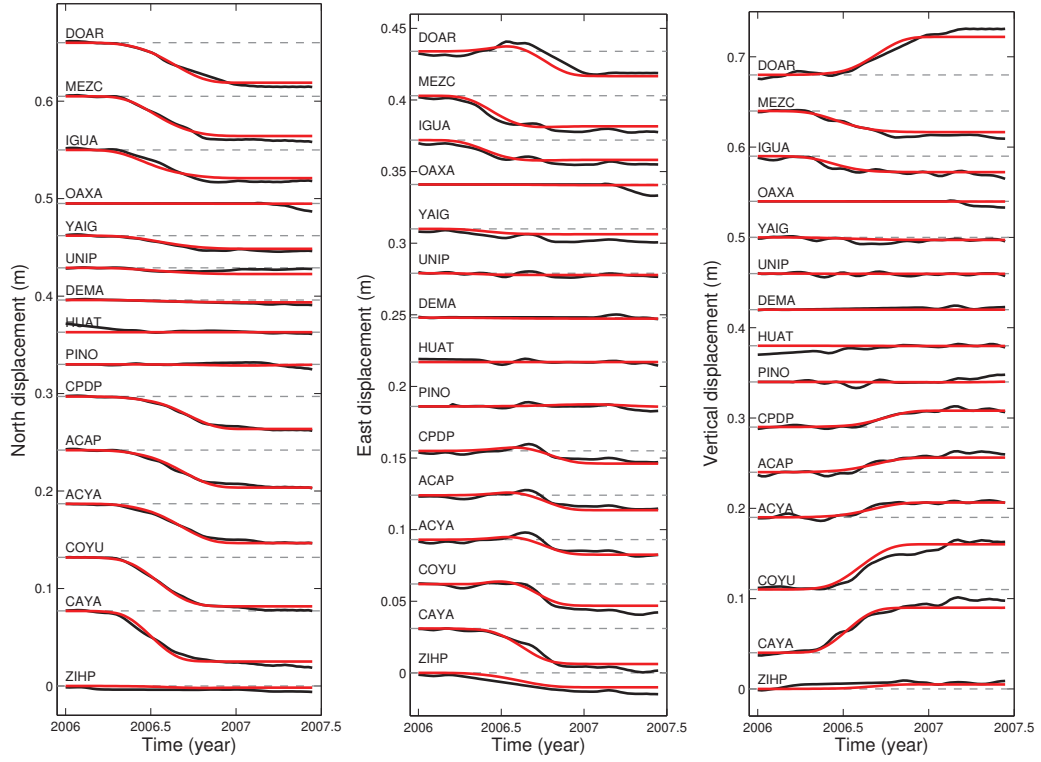
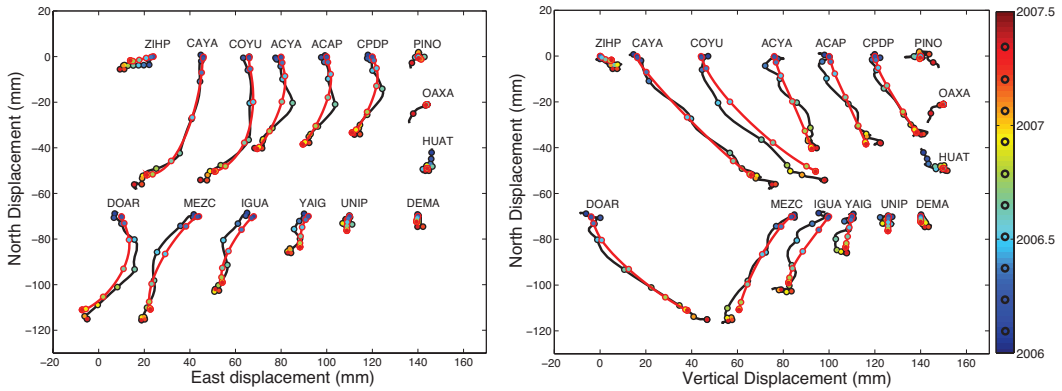


FIGURE 3.9: (a) Initiation time of slip along the fault. The red lines are the contour lines of initiation time (for slip > 1 cm). Labels represent time in day from 2006, January 1. Coloured rectangles show areas for which the slip rate function (b) are plotted. (c) Fault plane view of rise time ($t_1 + t_2$), for slip > 1 cm.



(a)



(b)

FIGURE 3.10: Time evolution of the displacement at each analysed station. Black lines represent the data, red lines the model. (a) Fit to north, east and vertical component. (b) Fit represented in 3-D. The circles represent different times (see the coloured time scale on the right). The time period between each circle is 50 d.

the 2006 SSE also shows that the amount of slip on the interface is heterogeneous, and that the area of maximum slip is located some distance away from the area of slip initiation. This is also commonly observed for earthquakes [e.g. *Manighetti et al., 2005*] : the hypocentre location is distinct from the main slip zone.

Our results show that the 2006 SSE recorded data can be described by a slip dislocation model characterized by a simple smooth ramp function. Such a functional form has been widely used to analyse regular earthquakes [e.g. *Hernandez et al., 1999; Liu et al., 2006*]. The time duration of slip at a given point (rise time) is a key piece of information that helps to understand the rupture process. The rise time found for the Guerrero SSE is about half of the total duration. The duration of slip is then large with respect to the total duration of the rupture process, which means that there is a long distance interaction between points of the fault during the dynamic process (Figure 3.9). This point differs from regular earthquakes : the rise time associated to a magnitude 7.0-7.5 regular earthquake (e.g. Landers 1992) being only 10-15 per cent of the total duration [*Wald and Heaton, 1994; Cotton and Campillo, 1995*].

The rupture area of the main asperity is about $45 \times 103 \text{ km}^2$. The relationship between fault area and seismic moment [*Kanamori and Anderson, 1975*] predicts a stress drop of 0.1-0.2 MPa which is 10 to 100 times less than regular earthquakes and of the order of stress drops observed for SSEs in the Cascadia subduction zone [*Schmidt and Gao, 2010*].

3.1.6.2 Comparison with others SSEs in the world

The duration of the 2006 Guerrero SSE (about 1 yr), is long compared to duration of SSEs in northern Cascadia ($\sim 10 \text{ d}$, *Dragert et al. [2001]*), in Bungo Channel and Nankai (a few days, *Schwartz and Rokosky [2007]*). However, some long term SSEs have been identified in Tokai (duration over 5 yr, *Miyazaki et al. [2006]*) and Bungo channel (duration about 1 yr, *Ozawa et al. [2003; Hirose and Obara [2005]*).

SSEs in Cascadia have equivalent moment magnitudes between 6.5 and 6.8, cumulative slip amplitude of 0.02 m and maximum slip rate of 1 m yr^{-1} [*Schmidt and Gao, 2010*]. In long term SSEs in Japan, the equivalent moment magnitude reaches more than 7; the cumulative slip a few tens of centimetres and the maximum slip rate 0.13 m yr^{-1} in Tokai, 0.6 m yr^{-1} in the Bungo Channel. The characteristic of the Guerrero SSEs ($M_w \sim 7.5$, duration 1 yr, slip rate of 0.1-0.5 m yr^{-1}) is thus close to the long terms SSEs observed in Japan. Results from *Schmidt and Gao [2010]* suggest a proportionality between rise-time and slip such that slip rate of Cascadia SSEs is relatively constant during rupture. The varying resolution along strike complicates our analysis; however, our results do not suggest such dependency on the rise-time with the slip amplitude and therefore slip rates (Figure 3.4, Figures 3.9a and b) are variable with a maximum value of 0.5 m yr^{-1} .

Detailed studies on slip propagation velocities are not available for most SSEs in the world, making the comparison between our results and other difficult. Most

papers provide a ‘migration velocity’, which corresponds to the velocity at which the propagation of anomalous displacements is observed on the surface at the GPS receivers. This velocity is different from the velocity of slip propagation on the subduction plane. However, it has been noted that small SSEs propagate faster than large ones [*Ide et al.*, 2007]. For the 2006 SSE, we observe a propagation velocity of 0.8 km d^{-1} , which is effectively slower than the velocity observed for Cascadia events ($3\text{-}10 \text{ km d}^{-1}$, *Schmidt and Gao* [2010]).

3.1.7 Conclusions

Slow slip events are thought to represent source instabilities at the transition between velocity-weakening and velocity-strengthening portions of the plate [e.g. *Liu and Rice*, 2005]. GPS time series can constrain the temporal evolution of the 2006 Guerrero SSE, and our time-dependent inversion reveals the kinematic slip history of this Slow Slip Event. Our results show that the slip evolution during the SSE can be described with a rather simple smooth ramp. The rise-time of this slip is large with respect to the total duration of the rupture process, which means that there is an interaction between large parts of the fault during the dynamic process. This characteristic differs from regular earthquake properties. Variations in the direction of displacement observed at the surface provide a strong constraint on the slip propagation velocity. Our results show that a propagation velocity around 0.8 km d^{-1} explains the observations. This velocity is slower than the velocity observed for lower magnitude Cascadia events. Our results suggest that the extent and propagation of this SSE is controlled by the geometry of the subduction.

Acknowledgment

The GPS network maintenance and data acquisition were supported by Mexico’s PAPIIT IN102105, IN103808 and CONACYT 46064 grants. We are grateful to all the people who participated in the GPS network maintenance. We gratefully acknowledge the constructive reviews of the Associate Editor Y. Ben-Zion and two anonymous reviewers. This work has been supported by the French national programs Fluide-Faille-Flux (3F) from Institut National des Sciences de l’Univers/Centre National de Recherche Scientifique (INSU/CNRS) and by the French national research agency (Agence Nationale de la Recherche, ANR G-GAP RA0000C069). Fabrice Cotton and Michel Campillo benefited from Institut Universitaire de France support. We thanks other G-Gap participants (I. Manighetti, N. Shapiro, A. Walpersdorf, V. Cruz-Atienza) for their support and their stimulating discussions.

3.2 Comparaison avec les résultats de l'inversion par analyse en composante principale

Pour inverser les séries temporelles GPS décrites dans les pages précédentes, nous avons également utilisé une autre technique, qui consiste à faire une décomposition en composantes principales des signaux GPS (voir section 2.3.7). Les résultats obtenus par chaque méthode peuvent ainsi être comparés.

3.2.1 Étapes de l'inversion

Le principe de l'inversion par décomposition en composantes principales a été introduit au chapitre 2. L'inversion a été réalisée sur les mêmes données (séries temporelles GPS de janvier 2006 à juin 2007) que pour l'inversion paramétrisée présentée ci-dessus, et dans les deux cas, nous avons effectué l'inversion en fixant la direction du glissement (chevauchement pur). Les vecteurs propres temporels issus de la décomposition sont présentés sur la figure 3.12(a). La forme du premier vecteur propre (V_1) est une rampe lisse, qui correspond à la forme générale des séries temporelles GPS. Cette composante est associée à la distribution de glissement (obtenue par l'inversion du premier vecteur propre spatial U_1) présentée sur la figure 3.12(b). La deuxième composante temporelle (V_2) a une forme "en cloche", elle est associée à la distribution de glissement de la figure 3.12(b). Cette deuxième composante introduit un effet de propagation du glissement. Les vecteurs propres présentent des petites oscillations, qui proviennent du bruit dans les séries temporelles GPS. Les vecteurs propres utilisés dans l'inversion sont lissés (lignes rouges sur la figure 3.12(a)) à l'aide d'un filtre gaussien de largeur égale à 1/40 de la durée du signal. Cela évite

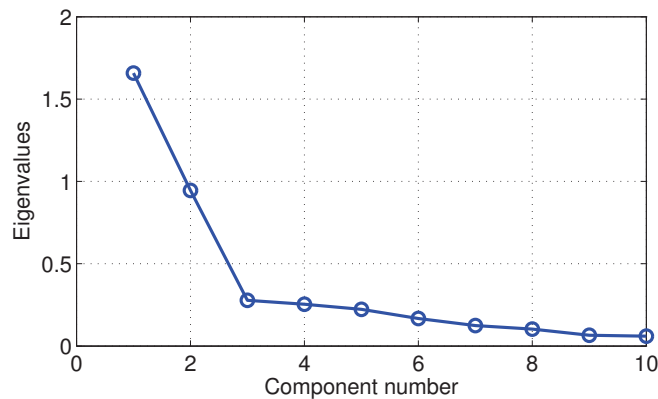
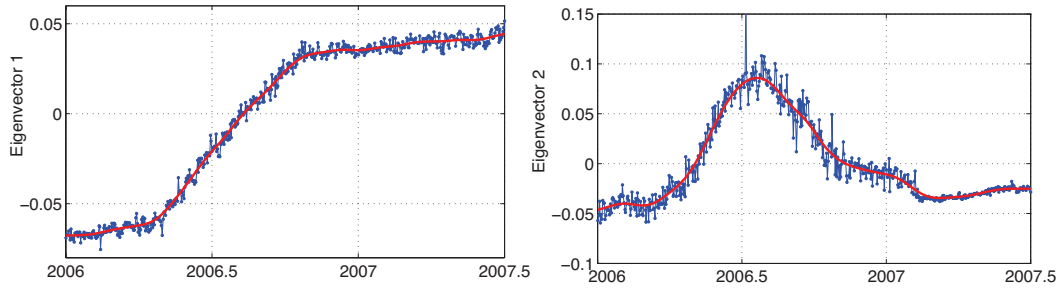
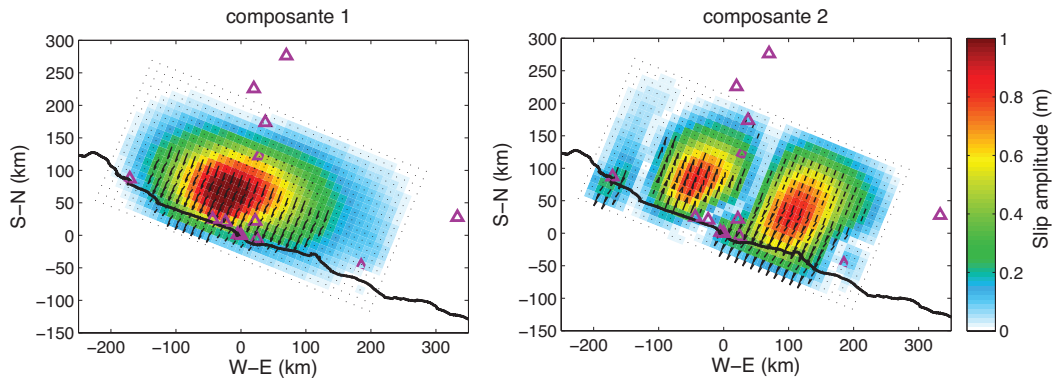


FIGURE 3.11: Valeurs propres de la décomposition en composantes principales, triées par amplitudes décroissantes. Les deux premières valeurs propres ont des amplitudes largement dominantes par rapport aux autres. Ce sont les deux composantes utilisées pour la décomposition.

3.2 Comparaison avec les résultats de l'inversion par analyse en composante principale



(a) Vecteurs propres temporels (V_1 et V_2)



(b) Distributions de glissement associées aux deux premières composantes (L_1 et L_2)

FIGURE 3.12: Les deux premières composantes de la décomposition : (a) vecteurs propres temporels (ligne bleu) et vecteurs propres temporels lissés par un filtre gaussien (ligne rouge). (b) Distributions de glissements (L_1 et L_2) obtenues par inversion des vecteurs propres spatiaux (U_1 et U_2). Les flèches noires indiquent le sens du glissement (la direction est fixée). On peut noter les changements dans le sens du glissement pour la deuxième composante. Les triangles violets indiquent la localisation des stations GPS, la ligne noire correspond à la côte.

les petites oscillations dans l'évolution temporelle du glissement.

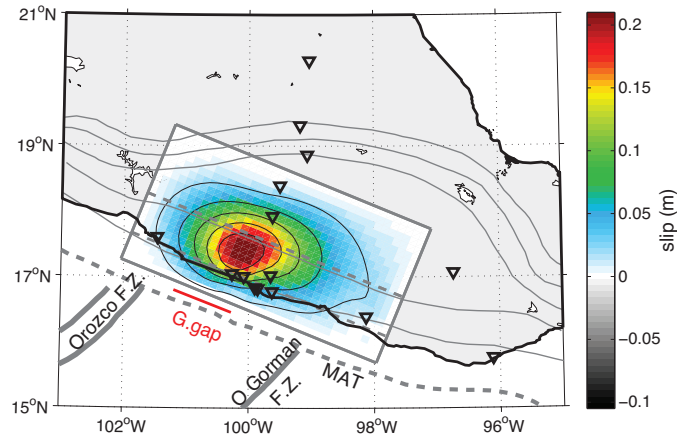
Les différentes composantes sont recombinaées pour obtenir l'évolution temporelle du glissement (figure 3.14). La distribution du glissement cumulé est visible sur la figure 3.13(a), et les comparaisons entre données et modèles sont visibles sur les figures 3.15 et 3.16. Ces résultats sont commentés en comparaison avec ceux de l'inversion paramétrisée à la section suivante.

3.2.2 Comparaison des résultats des deux types d'inversions

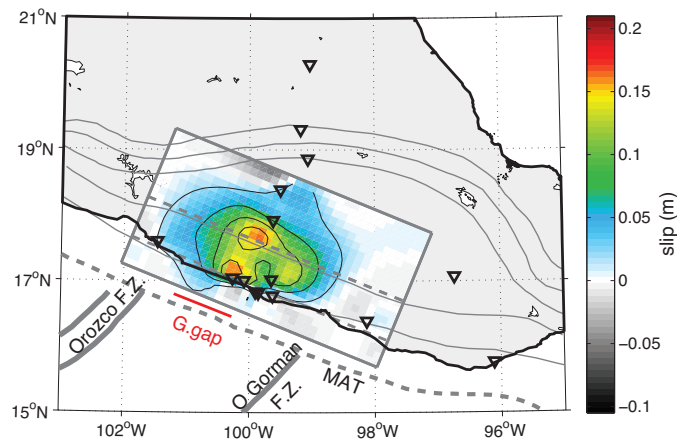
3.2.2.1 Distribution du glissement cumulé

La distribution de glissement liée au séisme lent de 2006, obtenue avec PCAIM, est présentée sur la figure 3.13(b), en comparaison avec celle obtenue par la tech-

nique d'inversion statique présentée précédemment (figure 3.13(a)). La localisation du glissement est similaire dans les deux cas. Le glissement s'étend sur 300 km parallèlement à la côte, et la zone de plus fort glissement est localisée dans la lacune de Guerrero, à l'ouest d'Acapulco. Les valeurs du glissement sont différentes pour les deux inversions, avec un glissement maximum autour de 15 cm pour l'inversion statique figure 3.13(b) et de 20 cm pour l'inversion par PCAIM (figure 3.13(a)). Cette différence provient sans doute de la différence dans le calcul des fonctions de Green : elles sont calculées dans un cas pour un milieu stratifié, dans l'autre cas (PCAIM) pour un demi-espace élastique. Le tableau 2.1 récapitule les variations du module de cisaillement, le module de poisson étant égale à 0.25 partout. *Cattin*



(a) Inversion par décomposition en composantes principales



(b) Inversion paramétrisée en fréquence (identique à la figure 3.4)

FIGURE 3.13: Distributions de glissement cumulé pour les deux types d'inversions. Les légendes de la figure sont identiques à la figure 3.4

et al. [1999] ont montré que la présence d'une couche superficielle de faible rigidité entraîne une augmentation des déplacements mesurés à la surface. Dans le cas d'une inversion, il est donc cohérent qu'un modèle avec une couche de faible rigidité en surface conduise à des glissements plus faibles sur le plan de faille.

Une deuxième différence vient sans doute des différences dans l'intensité du lissage. La solution obtenue par PCAIM est plus lisse (rugosité moins grande) que celle obtenue par l'inversion paramétrisée. En effet, un coefficient de lissage plus fort est appliqué dans le cas de l'inversion avec PCAIM (voir section 2.3.3 pour la description des différentes méthodes de lissage). Ce lissage assez fort est nécessaire pour éviter du glissement dans le sens opposé au glissement principal (rake de -90°) dans le résultat de l'inversion. Au final, l'écart quadratique moyen entre données et modèle (*rms*, voir équation 3.4) est de 2.1 mm pour l'inversion statique présentée précédemment, contre 4.6 mm en utilisant PCAIM. Cet écart reflète principalement le fait que la seconde inversion étant plus lissée, l'ajustement aux données est moins bon.

3.2.2.2 Evolution temporelle du glissement

Les deux inversions conduisent à des résultats assez similaires. La figure 3.14 présente la propagation du glissement obtenue par les deux méthodes. Les deux images présentent un glissement d'une durée similaire, avec une propagation du nord-ouest vers le sud-est. A chaque époque, le glissement a lieu dans la même région pour les deux inversions. Il est intéressant de remarquer que le code PCAIM, qui contrairement au code paramétrisé n'impose pas un modèle initial propagatif, conduit également à une solution propagative. La différence principale entre ces deux inversions provient du lissage de la solution. Un lissage plus fort est appliqué au modèle proposé par PCAIM afin de limiter les glissements négatifs (de sens opposé au glissement principal). Dans la solution présentée figure 3.14, de petites zones de glissement dans la direction opposée au glissement principal restent visibles (en gris), mais leur amplitude reste très limitée (voir figure 3.14).

L'ajustement aux données du modèle PCAIM est visible sur les figures 3.15 et 3.16. L'ajustement du modèle aux séries temporelles GPS est satisfaisant à la plupart des stations. Les déplacements sont sous-estimés aux stations au Nord du réseau (UNIP et YAIG), ce qui était également le cas avec l'inversion paramétrisée. Comparativement à la solution de l'inversion paramétrisée, l'inversion par PCAIM reproduit moins bien les changements de direction du glissement (figure 3.16). Le modèle ne reproduit pas parfaitement les variations de déplacements enregistrés sur la composante est (figure 3.15(b)).

3.2.3 Bilan sur la comparaison des inversions

Les modèles de glissements obtenus par les deux techniques sont assez similaires, ce qui renforce la validité du modèle obtenu. L'initiation du glissement dans la partie ouest de l'état de Guerrero et sa propagation vers l'ouest avec une vitesse autour

d'un kilomètre par jour sont ainsi des résultats concordants dans les deux types d'inversions. Les différences dans les valeurs de glissements obtenues pour chaque inversion montrent bien l'influence du modèle de terre (modèle stratifié, demi-espace) utilisé pour le calcul des fonctions de Green. Les incertitudes sur le modèle de terre influent de façon importante sur le résultat de l'inversion. Il est donc important, pour comparer différents évènements entre eux (comparaison des magnitudes, valeurs de glissement), d'utiliser des modèles élastiques identiques. Dans le chapitre 5, où nous comparons les différents séismes lents, le modèle de terre stratifié, à priori plus réaliste, a été utilisé.

FIGURE 3.14: (figure page suivante) Comparaison de la propagation du glissement modélisé par PCAIM (a) et avec l'inversion paramétrisée (b), identique à la figure 3.8. Chaque image couvre une période de 50 jours. Les triangles rouges représentent la localisation des stations GPS, la ligne noire représente la côte. Les lignes grises continues correspondent aux limites du plan de subduction, les lignes grises pointillées correspondent aux changements de pendages

3.2 Comparaison avec les résultats de l'inversion par analyse en composante principale

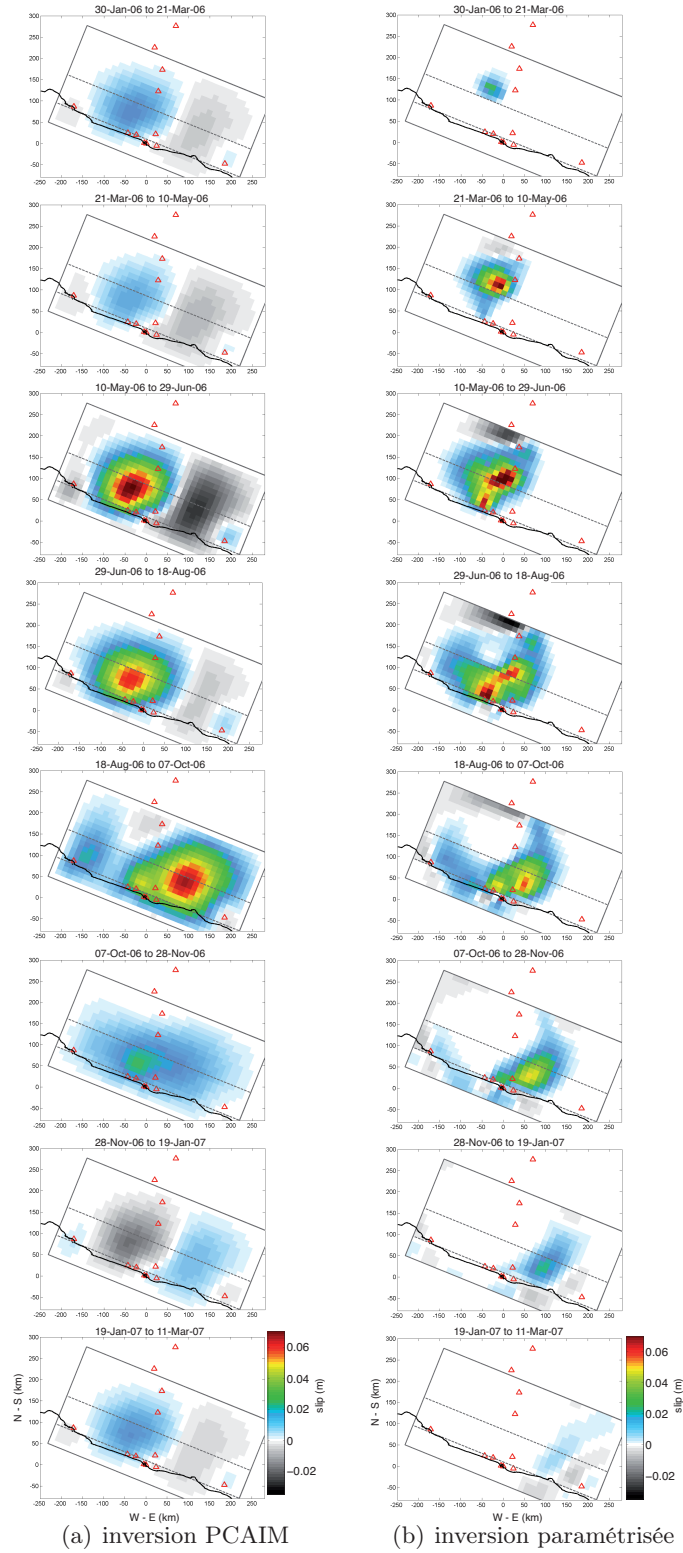
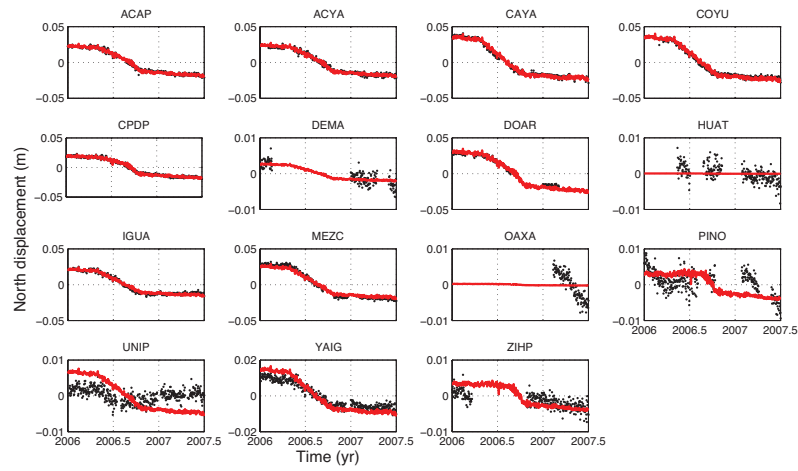
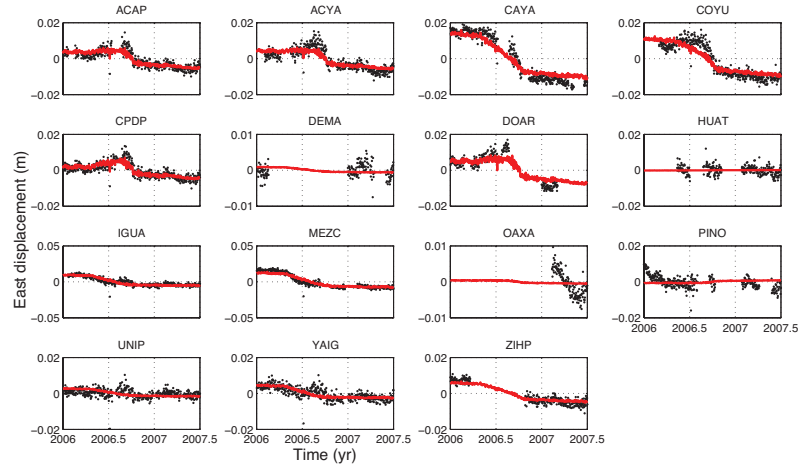


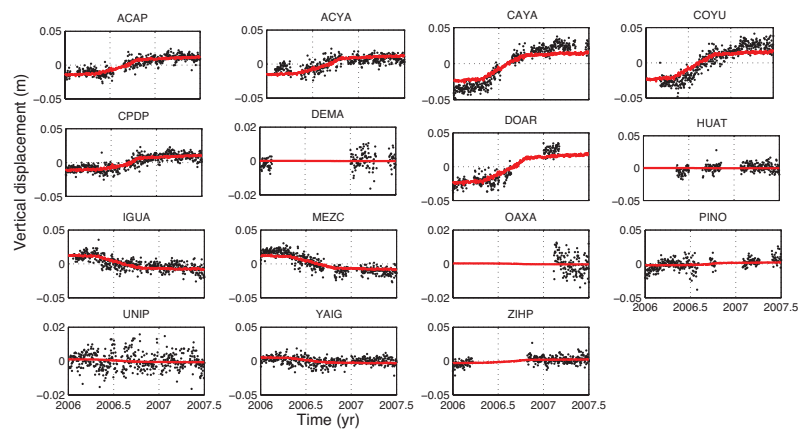
FIGURE 3.14: légende page précédente



(a) Composante Nord



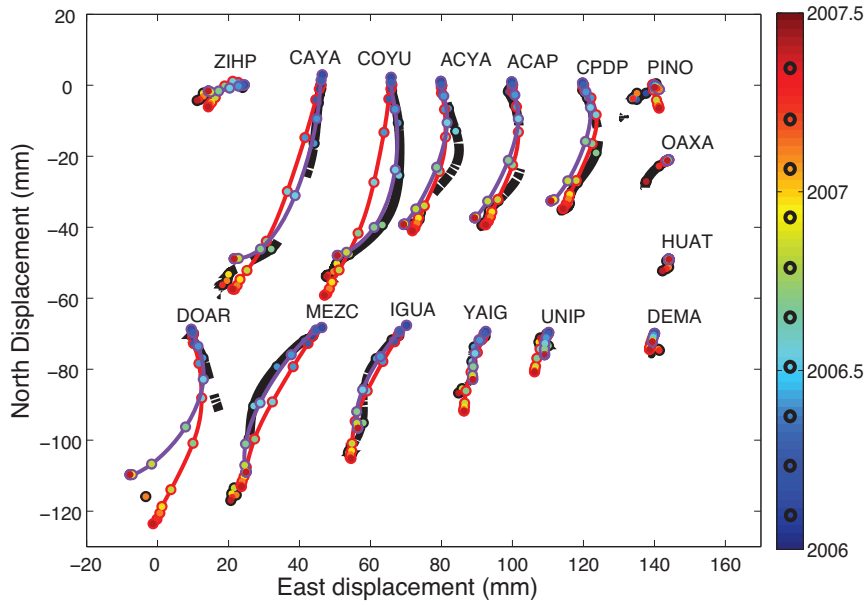
(b) Composante Est



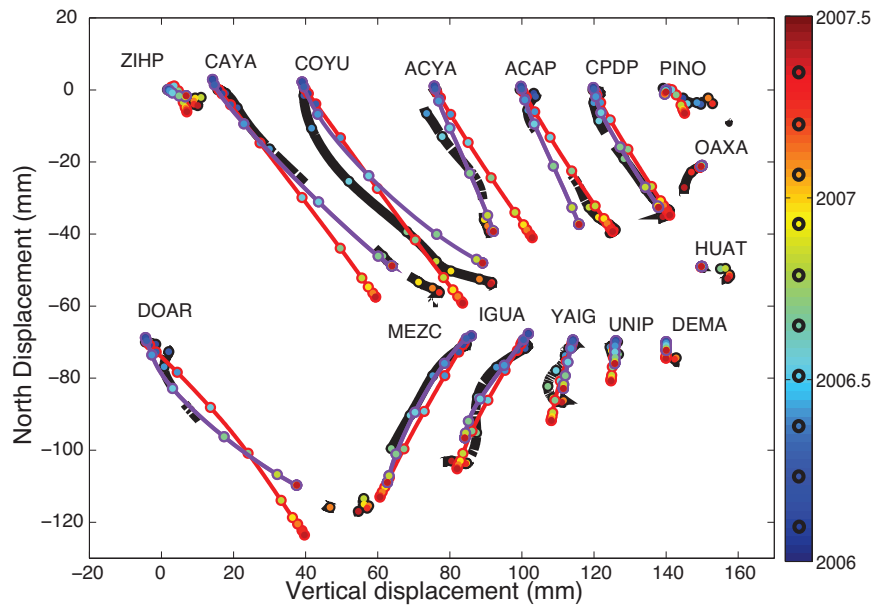
(c) Composante Verticale

FIGURE 3.15: Evolution temporelle du glissement à chaque station. Les points noirs représentent les données, les points rouges le modèle (inversion avec PCAIM). (a) composante nord, (b) composante est, (c) composante verticale.

3.2 Comparaison avec les résultats de l'inversion par analyse en composante principale



(a) Déplacements sur les composantes est et nord



(b) Déplacements sur les composantes verticale et nord

FIGURE 3.16: Evolution spatio-temporelle des déplacements GPS de surface et accords entre données et modèles. Les points colorés représentent le temps. Pour chaque station, les données (ligne noire) sont représentées, ainsi que les résultats de l'inversion en utilisant PCAIM (en violet) et l'inversion paramétrisée (en rouge). Les périodes sans données correspondent aux interruptions dans les lignes noires.

3.3 Contraintes sur le glissement cumulé apportées par les données InSAR

Dans l'optique d'améliorer la résolution spatiale des inversions, qui est limitée par le nombre de stations GPS disponibles, nous avons ajouté l'information apportée par plusieurs images radar. L'InSAR apporte une résolution spatiale importante au glissement. En revanche, il ne contraint pas l'évolution temporelle. Nous disposons d'une moyenne d'interférogrammes qui couvre une période correspondant à la durée du glissement de 2006 (voir section 2.2). Ces données sont inversées conjointement avec les données statiques du GPS.

3.3.1 Sous-échantillonnage des d'interférogrammes moyennés

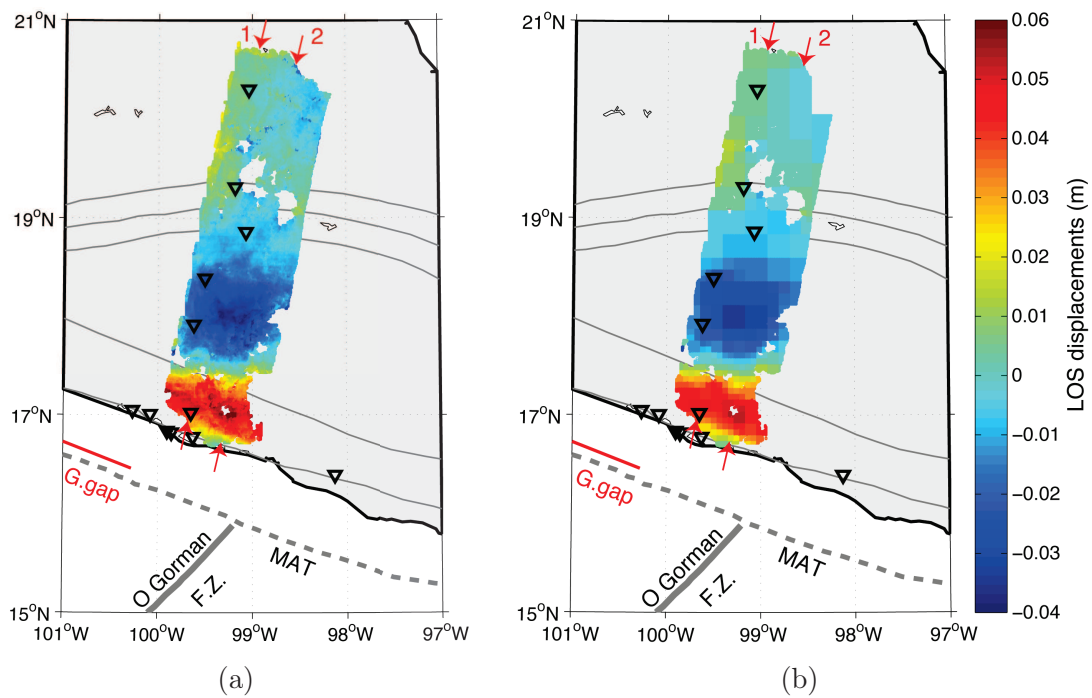


FIGURE 3.17: (a) Déplacements dans la ligne de visée du satellite de la moyenne des interférogrammes. (b) Déplacements sous-échantillonnés avec l'algorithme de quadtree. Les flèches rouges indiquent la localisation des deux profils des figures 3.19 et 3.20 .

La moyenne des interférogrammes contient un grand nombre de points, très proches spatialement, et le champ de déplacement mesuré varie de manière relativement lisse. Il est donc possible de sous-échantillonner le signal sans perte importante d'information, ce signal sous-échantillonné étant plus facile à inverser. Une manière intelligente de sous-échantillonner le signal consiste à conserver plus d'informations, c'est à dire

des cellules de petite étendue spatiale, dans les régions où le signal varie rapidement, et au contraire à considérer des cellules plus grandes quand le signal qu'elles contiennent varie peu. Cela permet de conserver une bonne représentation spatiale des déplacements contenus dans le signal. Nous avons utilisé un algorithme de quadtree [Jonsson *et al.*, 2002] pour sous-échantillonner le signal. L'image de départ est une moyenne d'interférogrammes préalablement lissé avec une fenêtre glissante. L'algorithme divise cette image en carrés, jusqu'à ce que le gradient de déplacement dans le carré considéré soit inférieur à un seuil. Ce sous-échantillonnage, avec un seuil sélectionné à 10 mm, permet de décrire le champ de déplacement à l'aide de 270 données (voir figure 3.17). Le poids de chaque donnée dépend du nombre de pixels qu'elle contient, et l'écart-type associé à cette donnée est égal à la moyenne des écarts-types des différents pixels qu'elle contient (l'écart-type de chaque pixel correspond à l'écart-type sur les différents interférogrammes utilisé pour le calcul de la moyenne).

3.3.2 Inversions et sélection du poids relatif de chaque type de données

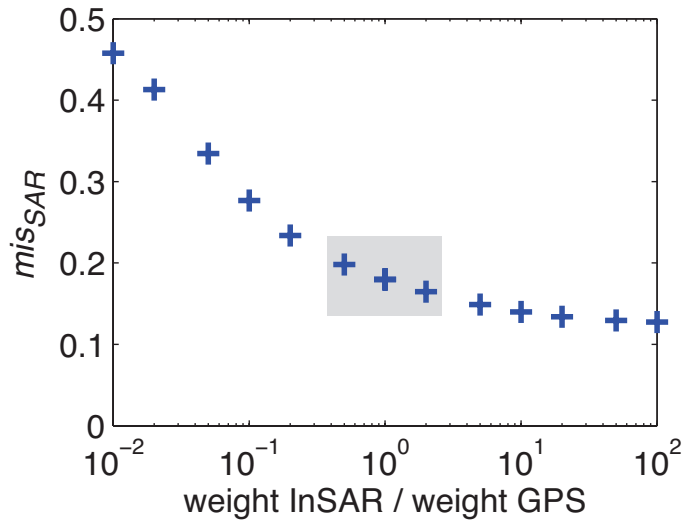
Nous avons réalisé une inversion conjointe des déplacements statiques mesurés par GPS (déplacements cumulés liés au séisme lent de 2006) et des données InSAR. La sélection du poids relatif de chaque type de données dans l'inversion est la difficulté principale des inversions conjointes. Ce poids relatif est introduit par un facteur de pondération dans la matrice de covariance des données. Nous avons testé différentes pondérations pour voir l'influence de chaque type de données sur la solution de l'inversion.

L'ajustement aux données normalisé (mis) est défini de la façon suivante :

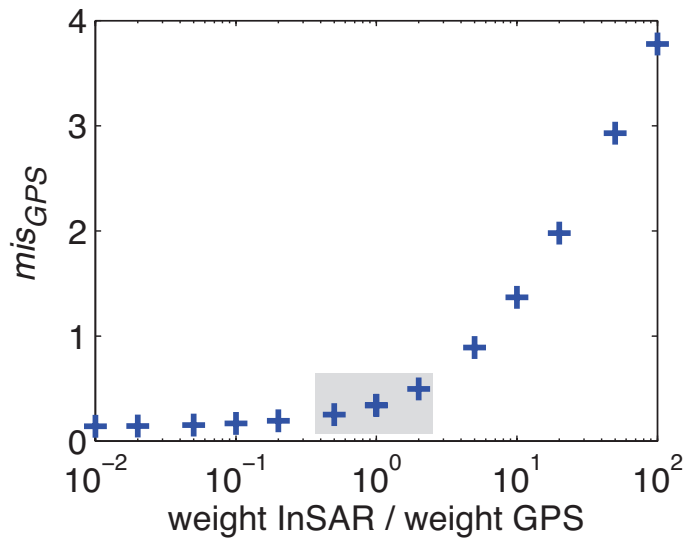
$$mis = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{(d_i - d_{modi})}{\sigma_{d_i}} \right)^2, \quad (3.7)$$

où d et d_{mod} sont respectivement les déplacements de surface et les déplacements modélisés, σ_d est l'écart-type sur les données et N est le nombre de données. mis égale à 1 signifie que l'écart aux données est de l'ordre de grandeur des écarts-types sur les données, un écart supérieur à 1 que l'écart entre données et modèle est supérieur à l'écart-type sur les données. La figure 3.18 présente l'ajustement aux données pour le GPS (mis_{GPS}) et pour l'InSAR (mis_{SAR}), en fonction du poids attribué à chaque type de données. La pondération optimale correspond à un ajustement raisonnable de chaque type de données. Les pondérations w_{SAR}/w_{GPS} entre 0.5 et 2 sont d'après la figure 3.18 celles qui évitent une dégradation trop importante de l'ajustement pour l'un des types de données. On note que mis_{SAR} est presque toujours plus faible que mis_{GPS} , cela vient du fait que les écarts-types sur les données InSAR sont plus importants que pour les données GPS.

Les deux résultats présentés sur la figure 3.19 rendent compte des deux cas extrêmes : l'inversion avec uniquement les données GPS (poids relatif de l'InSAR très



(a) Ajustement aux données InSAR



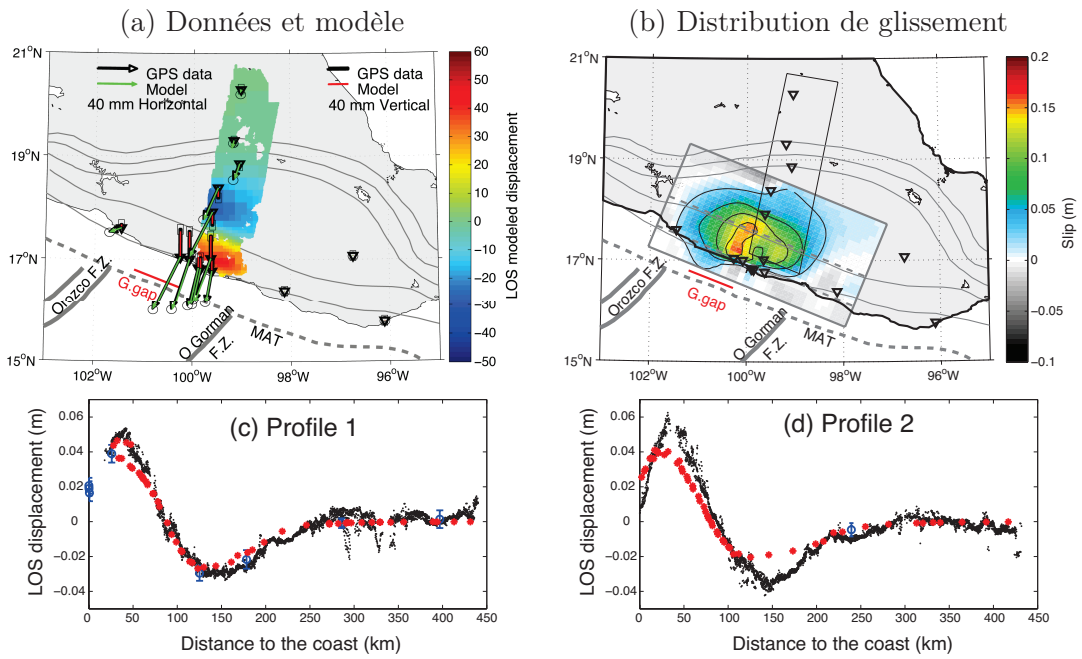
(b) Ajustement aux données GPS

FIGURE 3.18: Evolution de l'ajustement aux données (mis_{SAR} et mis_{GPS} , équation 3.7) en fonction du poids relatif de chaque type de donnée. Les symboles surlignés en gris correspondent aux pondérations optimales, dont les résultats sont présentés sur la figure 3.20.

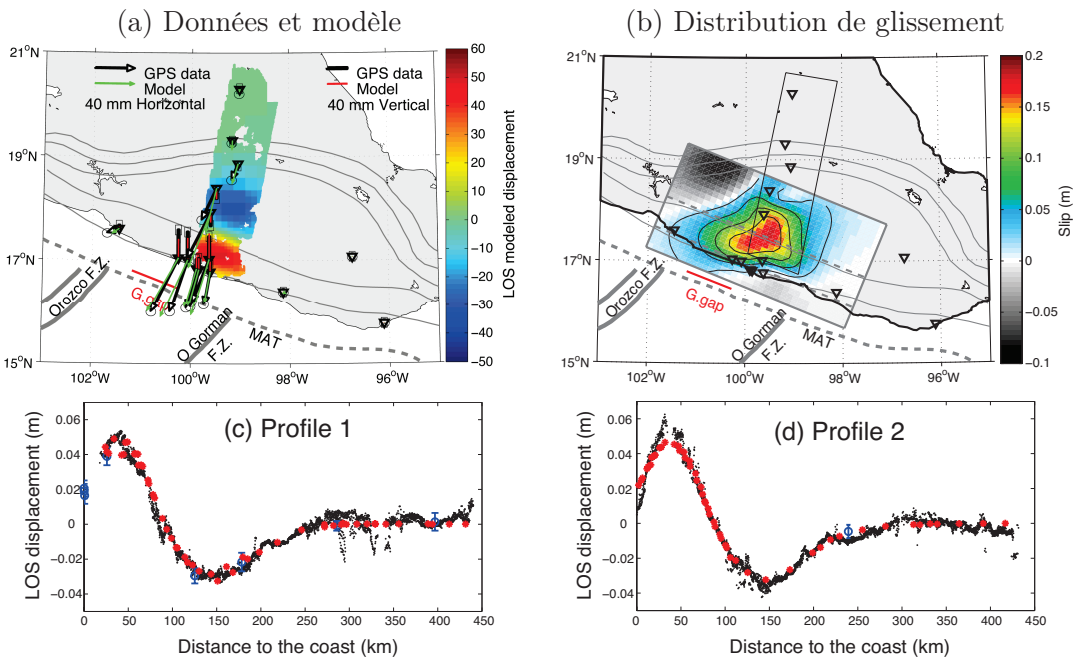
faible), ou uniquement les données InSAR (poids relatif du GPS très faible). La solution obtenue uniquement avec le GPS est quasiment identique à celle de la figure 3.4(a), la seule différence provient d'un lissage un peu plus fort appliqué dans le cas présent ($\lambda = 50$ km au lieu de $\lambda = 35$ km). Cette solution explique très bien

les données GPS, en revanche les profils de déplacement montrent que la solution n'explique pas parfaitement les extrema de déplacements situés à 50 et 150 km de la côte. C'est particulièrement vrai pour le deuxième profil, qui est localisé dans une région où il y a très peu de GPS (figure 3.19.A.(d)). La solution obtenue en inversant l'InSAR reproduit bien les extrema de déplacements (voir profils sur la figure 3.19.B.) La distribution de glissement consiste en un patch localisé autour d'une profondeur de 40 km. Le glissement est donc plus important et plus profond que celui obtenu par l'inversion des données GPS dans cette région.

FIGURE 3.19: (figure page suivante) Résultats des inversions en utilisant les données GPS ou InSAR. Le poids relatif de chaque type de donnée est fixé par les coefficients de pondération w_{GPS} et w_{SAR} . (a) Déplacements horizontaux et verticaux mesurés par GPS et modélisés, et déplacements modélisés dans la ligne de visée du satellite. (b) Glissement sur le plan de faille. Pour les autres légendes voir figure 3.4(a) (c) et (d) Profils le long de la bande de données InSAR (voir emplacement des profils sur la figure 3.17). Les données sont en noir, les déplacements modélisés en rouge. Les déplacements mesurés par les GPS (projetés dans la ligne de visée) sont en bleu, avec les barres d'erreurs associées.



A. Inversion avec les données GPS seules ($w_{GPS} = 100$ et $w_{SAR} = 1$)



B. Inversion avec les données InSAR seules ($w_{GPS} = 1$ et $w_{SAR} = 100$)

FIGURE 3.19: légende page précédente

3.3 Contraintes sur le glissement cumulé apportées par les données InSAR

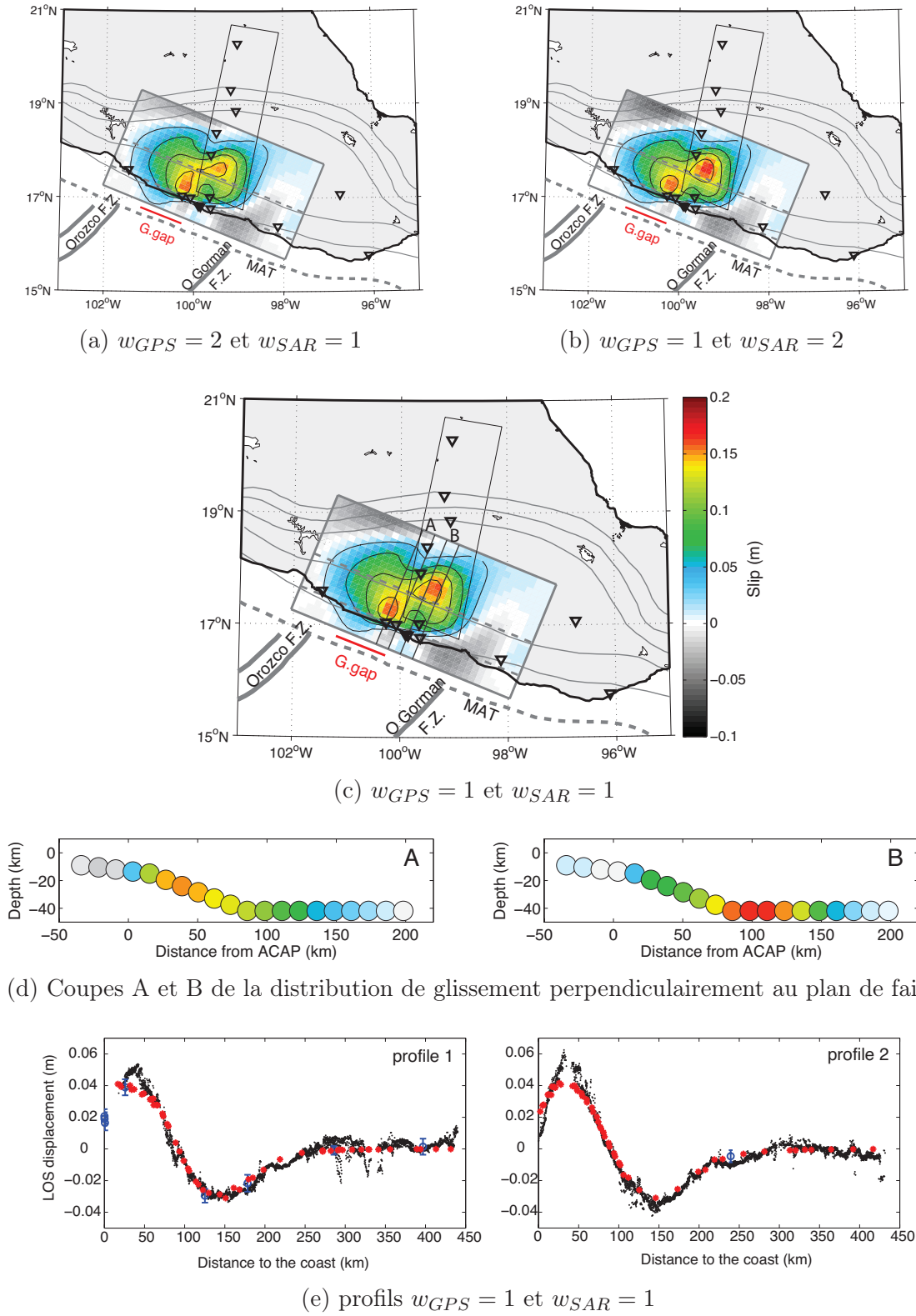


FIGURE 3.20: légende page suivante

FIGURE 3.20: (figure page précédente) Inversions conjointes GPS et InSAR (a), (b) et (c) Distributions de glissements cumulés pour différentes pondérations des données InSAR et GPS. (d) Distributions de glissements vues en coupe perpendiculairement au plan de subduction. Les positions des coupes A (dans la lacune de Guerrero) et B (à l'est de la lacune de Guerrero) sont indiquées sur la figure (c). (d) Profils de déplacements InSAR dans la ligne de visée du satellite (voir emplacement des profils sur la figure 3.17).

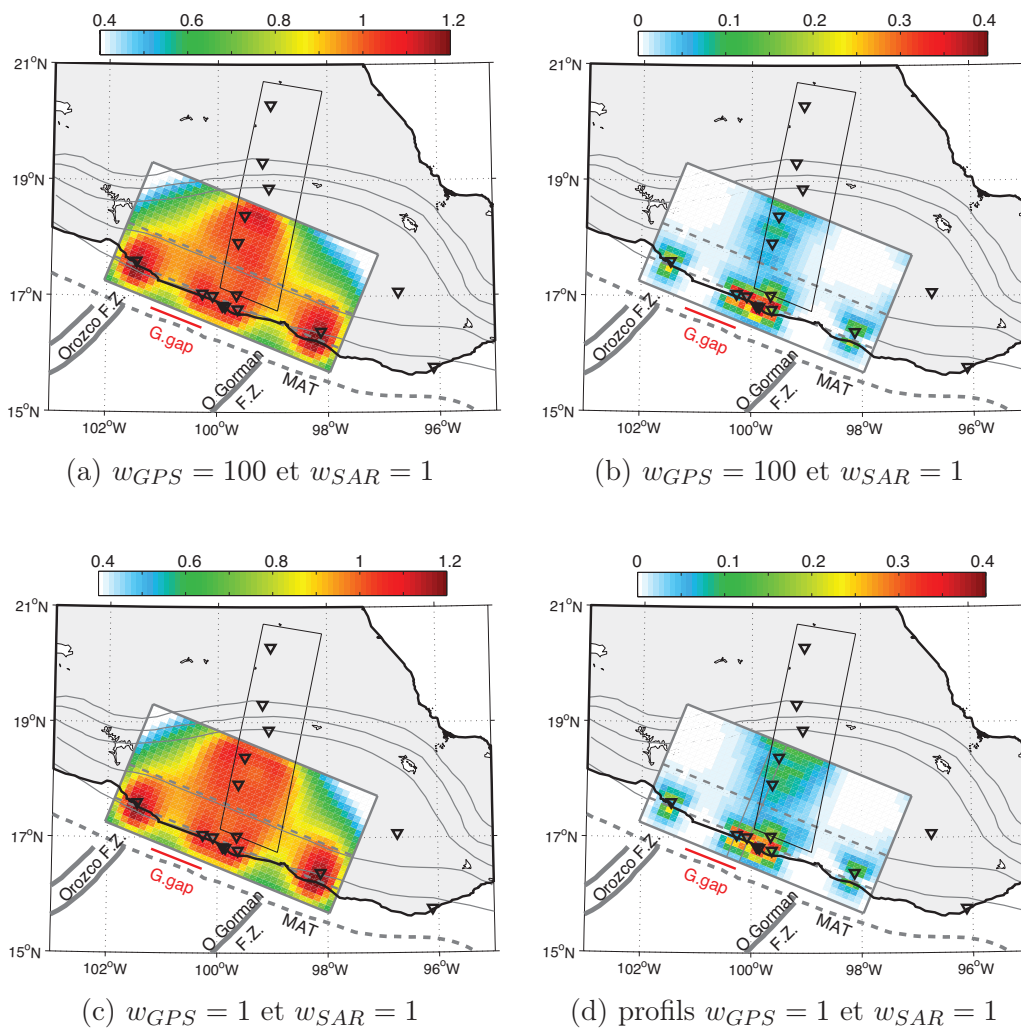


FIGURE 3.21: Comparaison de la résolution pour une inversion avec le GPS seul (a et b), et pour une inversion conjointe GPS + InSAR(c et d). (a) et (c) Indice de restitution, (b) et (d) Valeurs diagonales de la matrice de résolution.

3.3.3 Interprétation des résultats

L'intégration des données InSAR dans l'inversion améliore la résolution de l'inversion dans la partie centre-est du plan de faille, sous la zone couverte par la moyenne d'interférogrammes. Sur la figure 3.21, il apparaît que quand l'InSAR est ajoutée dans l'inversion, le glissement se produisant sous la région imagée par l'InSAR est logiquement mieux retrouvé par l'inversion. En effet, l'indice de restitution et les valeurs diagonales de la matrice de résolution ont des valeurs plus élevées dans cette zone quand les données InSAR sont utilisées (voir section 3.1.3.3 pour les détails sur la résolution). La couverture spatiale de ces images InSAR est assez limitée (par rapport à l'étendue du plan de subduction), et recouvre largement le profil de stations GPS. Néanmoins, ces données apportent une information importante sur la localisation du glissement dans la région située immédiatement à l'est de la lacune de Guerrero.

Les inversions conjointes (figure 3.20) montrent que l'utilisation des données InSAR tend à ajouter un patch de glissement localisé dans la partie plate de la subduction à une profondeur de 40km. Cela fait apparaître une disparité importante entre la profondeur du glissement dans la lacune de Guerrero (où le glissement est plutôt entre 20 et 30 km de profondeur) et la région à l'est de la lacune (voir les coupes sur la figure 3.20(d)). L'existence d'une différence dans la profondeur du glissement entre la lacune de Guerrero et les régions alentours est également visible à partir des données GPS, qui montrent une différence importante dans l'amplitude des déplacements mesurés aux stations côtières CAYA-COYU d'une part et ACAP-ACYA-CPDP d'autre part. Le chapitre 5 détaille ces observations pour plusieurs séismes lents, et montre que ces différences peuvent s'expliquer par la profondeur du glissement. La plupart des stations GPS à l'est de la lacune de Guerrero sont situées sur la côte, et pas à l'intérieur des terres, ce qui peut expliquer pourquoi l'inversion des données GPS seules ne met pas en évidence de manière claire la disparité dans la localisation du glissement.

L'ajout de nouvelles données dans l'inversion permet donc de mieux contraindre la localisation du glissement, et fait notamment apparaître une différence dans la localisation du glissement entre la lacune sismique de Guerrero et la région à l'est de la lacune. Le glissement dans la lacune de Guerrero est plus superficiel et pénètre dans la zone sismogène. Des images InSAR localisées au niveau de la lacune permettraient de mieux contraindre la déformation dans cette zone et de renforcer les résultats observés, malheureusement il n'y a pas suffisamment d'images exploitables pour la période concernée dans cette zone.

3.4 Conclusion

Le glissement lent qui s'est produit en 2006 à Guerrero a été enregistré par une quinzaine de stations GPS continues, qui permettent de faire une étude cinématique

détaillée de son évolution. Le déplacement lié à ce séisme lent a aussi pu être mesuré par interférométrie radar, grâce à plusieurs interférogrammes moyennés, améliorant ainsi la résolution spatiale de l'inversion. Deux techniques d'inversions ont été utilisées sur les mêmes données, l'une basée sur une inversion où le glissement en chaque point de la faille est décrit par une fonction source paramétrisée et l'autre basée sur une analyse en composantes principales. Les résultats de ces deux inversions sont assez semblables. Les différences dans les résultats proviennent essentiellement des différences dans la modélisation du milieu (calcul des fonctions de Green) et du lissage.

L'évolution spatio-temporelle du séisme lent de 2006 a ainsi pu être contrainte : le glissement s'est propagé d'ouest en est, la vitesse de propagation étant environ 1 km/jour). La magnitude équivalente de cet événement est autour de 7.5, le glissement semble s'être produit assez superficiellement (à partir d'une profondeur de 15km), en tout cas au niveau de la lacune de Guerrero. A l'est de cette lacune, l'ajout de l'InSAR à l'inversion indique un glissement plus profond. Ces résultats semblent montrer une différence de fonctionnement et de propriétés frictionnelles entre la lacune de Guerrero et les régions adjacentes.

Les chapitres suivants vont permettre de développer cette observation, à travers l'étude du séisme lent de 2010 (chapitre 4) et d'une analyse plus précise du fonctionnement de cette région au cours de plusieurs cycles de séismes lents (chapitre 5).

Chapitre 4

Etude détaillée du glissement lent de 2009-2010

Sommaire

4.1	Séries temporelles GPS et particularités de cet évènement	82
4.2	Localisation du glissement	84
4.2.1	Localisation du glissement pour chaque sous-évènement	84
4.2.2	Inversion des séries temporelles GPS	86
4.2.3	Résolution et incertitudes des inversions	91
4.3	Activité de trémors et déclenchement par le séisme de Maule	92
4.3.1	Déclenchement des trémors	92
4.3.2	Localisation des trémors	95
4.4	Conclusion	96

Du fait de la récurrence de l'ordre de 4 ans observée pour les séismes lents dans la lacune de Guerrero [*Cotte et al., 2009*], un évènement était attendu en 2010. Cet évènement a débuté en juillet 2009, soit un peu plus tôt que les estimations. L'étude de cet évènement a fait l'objet d'une publication [*Walpersdorf et al., 2011*] disponible en annexe. Les principales conclusions de cette étude concernent l'analyse des séries temporelles GPS et sont présentées dans la première partie de ce chapitre. La modélisation du glissement associée à cet évènement est présentée dans une deuxième partie. La complexité de cet évènement est analysée en parallèle avec l'occurrence du séisme de Maule au Chili (M_w 8.8, le 27 février 2010), et l'étude des trémors déclenchés par cet évènement.

4.1 Séries temporelles GPS et particularités de cet évènement

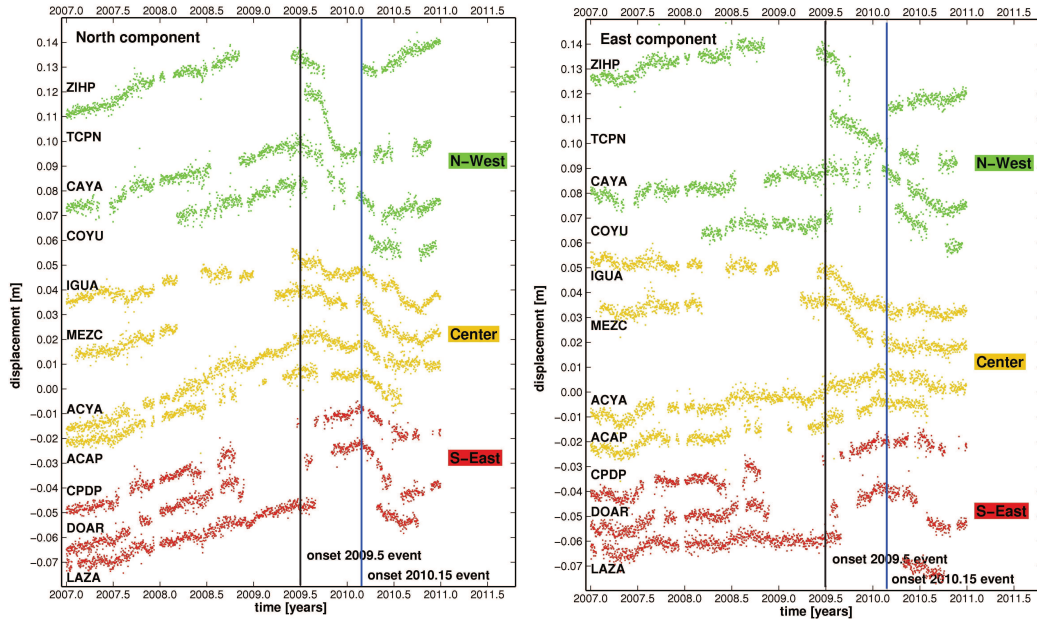
La figure 4.1 présente les séries temporelles GPS aux stations du réseau de Guerrero pour l'évènement de 2009-2010. Les déplacements liés au séisme sont les plus visibles sur la composante nord, car la direction de la convergence entre les plaques Cocos et Amérique du nord s'effectue dans une direction de 30° N, et les déplacements associés au séisme lent sont majoritairement dans le sens opposé à la direction de la convergence. Néanmoins, les déplacements liés au séisme lent sont également observables sur les composantes est et verticale (cette dernière étant plus bruitée). Entre janvier 2007 et juin 2009, ces séries temporelles montrent le chargement linéaire inter-séisme lent par rapport au référentiel ITRF2008. Le déplacement lié au séisme lent commence entre juin 2009 (2009.5) et le début de l'année 2010. Trois groupes de stations aux comportements différents peuvent être identifiés :

1. Pour le premier groupe de stations, le déplacement lié au séisme lent commence autour de 2009.5 (juin 2009) et continue jusqu'à 2010.5 (juin 2010) environ (séries temporelles en vert sur la figure 4.1). Ces stations sont localisées à l'ouest du réseau.
2. Pour le deuxième groupe de stations, le déplacement commence autour de 2010.15 (février 2010) et continue jusqu'à 2010.5 (juin 2010, stations en rouge). Ces stations sont localisées à l'est du réseau.
3. Le troisième groupe de stations montre deux phases de déplacement, une première de juin 2009 à début 2010 (2009.5 à 2010), puis une seconde de février 2010 à juin 2010 (2010.15 à 2010.5, stations en orange). Ces stations sont localisées au centre du réseau.

Contrairement au séisme lent de 2006, les dates de début de glissement ne présentent pas une évolution progressive. De plus, les déplacements enregistrés par les stations GPS ne sont pas continus, mais présentent parfois deux phases. Cela suggère que cet évènement est plus complexe que le précédent, avec probablement l'existence de deux sous-évènements.

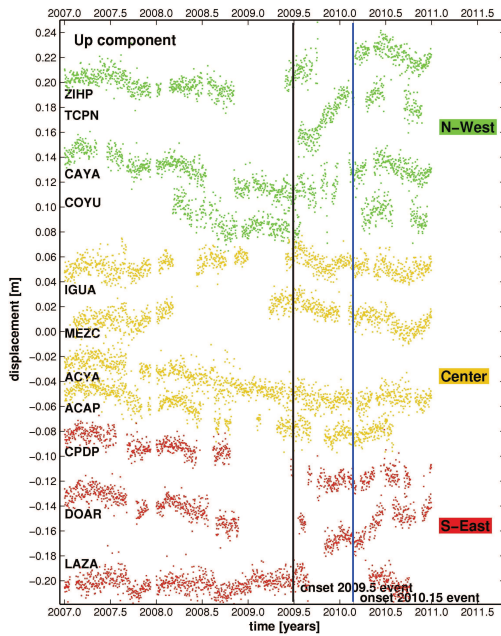
Le début de la deuxième phase de glissement observable aux stations situées au centre et au sud-est du réseau coïncide avec la date du séisme de Maule survenu le 27 février 2010 au Chili. Ce séisme a déclenché des trémors dans la région de Guerrero (voir *Zigone et al. [in prep.]* et la section 4.3.1). Cette corrélation est visible sur la figure 4.1, où la date du séisme est marquée par une ligne bleue. La résolution des séries temporelles GPS n'est cependant pas suffisante pour identifier précisément la date de début du glissement.

4.1 Séries temporelles GPS et particularités de cet évènement



(a) Composante Nord

(b) Composante Est



(c) Composante Verticale

FIGURE 4.1: Séries temporelles GPS pour les composantes nord, est et verticale, dans le référentiel ITRF2008. Les couleurs sont fonction de la localisation des stations. La ligne noire verticale marque le début du glissement en 2009.5 (juin 2009) à certaines stations. La ligne bleue marque le début du glissement en 2010.15 (février 2010). Cette date correspond à l'occurrence du séisme de Maule au Chili. D'après *Walpersdorf et al.* [2011]

4.2 Localisation du glissement

La localisation du glissement lié à chaque phase de ce séisme lent est essentielle pour comprendre l'évolution spatio-temporelle de cet évènement, et son lien avec l'activité de trémors. Nous présentons tout d'abord les glissements cumulés liés à chacune de deux phases du glissement, puis l'évolution spatio-temporelle du glissement. Ces résultats seront discutés en lien avec les trémors et l'occurrence du séisme du Chili. La comparaison de cet évènement avec les autres séismes lents de la lacune de Guerrero sera développée au chapitre 5.

4.2.1 Localisation du glissement pour chaque sous-évènement

4.2.1.1 Déplacements de surfaces pour chaque phase du glissement

Les séries temporelles GPS du glissement lent de 2009-2010 montrent un glissement en deux phases, le début de la deuxième phase coïncidant avec le séisme de Maule au Chili. La figure 4.2 présente les déplacements de surface liés à la première phase (4.2(a)) et à la deuxième phase (4.2(b)) de cet évènement. Comme précédemment, les déplacements statiques sont évalués après le retrait de la pente intersismique, et correspondent donc à l'écart par rapport à un chargement linéaire.

Les déplacements associés à la phase 1 sont importants dans la région ouest de la lacune sismique de Guerrero (stations ZHIP, TCPN, CAYA, COYU, séries temporelles en vert sur la figure 4.1), par contre les déplacements de surface sont très faibles aux stations localisées à l'est de la lacune (séries temporelles en rouge sur la figure 4.1). Les stations à l'intérieur des terres (stations IGUA, MEZC, LAZA) présentent des déplacements importants vers l'ouest.

Durant la phase 2 (4.2(b)), aucun déplacement n'est enregistré aux deux stations les plus à l'est de la lacune de Guerrero (ZHIP et TCPN). En revanche, les stations à l'est enregistrent des déplacements importants (CPDP et DOAR particulièrement, séries temporelles en rouge sur la figure 4.1). Les stations à l'intérieur des terres présentent un déplacement principalement vers le sud, avec une faible composante ouest.

4.2.1.2 Inversion statique des déplacements de surface

Ces déplacements de surface reflètent des localisations de glissement différentes associées à chaque sous-évènement. L'inversion de ces déplacements suivant la méthodologie décrite au chapitre 2.3.5 conduit aux cartes de glissements cumulés présentées figure 4.3. La direction du glissement est imposée dans l'inversion, l'angle de glissement (*rake*) sélectionné est de 100° , ce qui correspond à la direction de la convergence des plaques (voir les vecteurs sur la figure 3.1). Cette direction est celle qui produit le meilleur ajustement aux données pour ce séisme lent (voir les tests présentés figure 5.7 et section 5.2.2.4 au chapitre suivant.). Un lissage un peu plus fort que celui appliqué pour l'évènement de 2006 ($\lambda = 80km$ contre $\lambda = 35km$) a

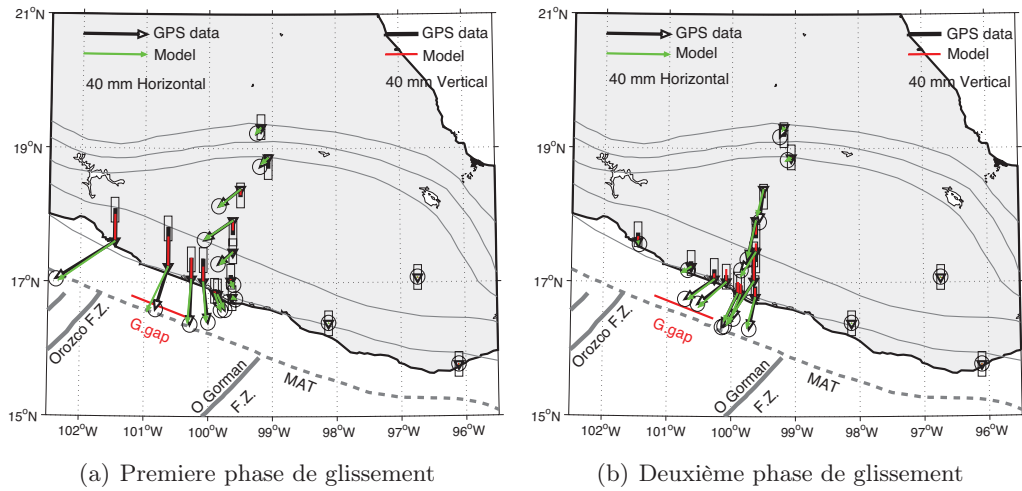


FIGURE 4.2: Déplacements de surface liés à chaque phase du glissement. La première phase correspond aux déplacements avant le séisme de Maule (27-Fev-2010), la deuxième phase aux déplacements après le séisme. Les déplacements mesurés sont en noirs, les déplacements modélisés en rouge et vert. Les cercles et rectangles noirs représentent les écarts-types (2σ) sur les données horizontales et verticales. Les lignes grises fines correspondent au isocontours de profondeur du plan de subduction (de 20 à 100km).

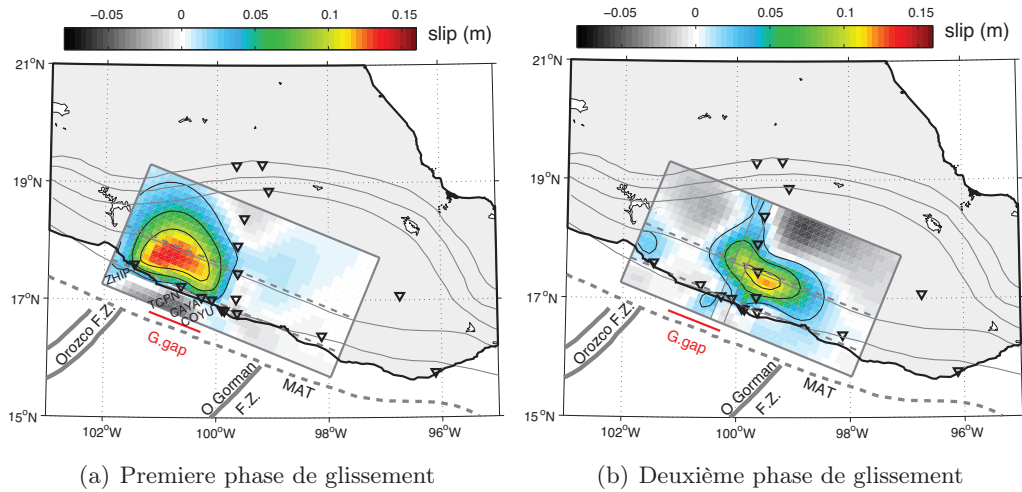


FIGURE 4.3: Distributions de glissement associées à la première (a) et deuxième (b) phase de glissement. L'inversion est effectuée pour un rake fixe de 100° , et la longueur de corrélation (lissage) vaut $\lambda = 80\text{km}$.

été appliqué ici, afin d'éviter d'avoir trop de glissement négatif. L'ajustement aux données, présenté sur la figure 4.2 reste bon, avec un écart aux données normalisé (mis , voir équation 3.7) égal à 0.36 et 0.70 pour la première et seconde phase du glissement respectivement. Le glissement correspondant à la première phase du glissement a lieu dans la partie ouest de la lacune de Guerrero. Pendant la deuxième phase de l'évènement, le glissement a lieu principalement plus à l'est, sous la ligne de stations GPS. Le glissement associé à ce second sous-évènement est plus faible (magnitude équivalente $M_w = 7.26$ contre $M_w = 7.41$ pour la première phase). La magnitude équivalente de l'évènement complet (2 phases réunies) est $M_w = 7.53$.

4.2.2 Inversion des séries temporelles GPS

L'inversion des séries temporelles GPS par décomposition en composantes principales (PCAIM, voir 2.3.7) permet de suivre l'évolution spatio-temporelle de cet évènement. Les séries temporelles utilisées sont celles de la figure 4.1, auxquelles sont retirées les pentes inter-séismes lents. La propagation du glissement confirme les résultats des inversions statiques des deux sous-évènements. Le glissement commence dans la région ouest de la lacune de Guerrero, en juillet 2009 (deuxième image de la figure 4.4, la vitesse de glissement est maximale autour du mois d'octobre 2009, puis diminue. Au début de l'année 2010, le glissement est quasiment terminé (vitesse de glissement très faible). Après le séisme de Maule le 27 février 2010, une nouvelle phase de glissement apparaît (images dans la colonne de droite, figure 4.4). Ce glissement est localisé à l'est de la région qui a glissé précédemment. Le glissement est de plus faible amplitude et se prolonge jusqu'en septembre 2010.

La figure 4.5 présente l'accord entre données et modèle sur les séries temporelles GPS. Le déplacement en deux phases, est bien reproduit sur les séries temporelles des stations ACAP, ACYA, MEZC, IGUA (composante Nord). De même, le déplacement, qui commence plus tardivement (2010.15) aux stations CPDP et DOAP est également bien reproduit par le modèle. A la station IGUA, le déplacement modélisé est plus faible que le déplacement mesuré. A la station TCPN, le modèle suggère que le déplacement a commencé avant le début du fonctionnement de la station, ce qui est cohérent avec le début du déplacement à la station ZHIP située plus à l'ouest. La figure 4.6 présente également l'accord entre données et modèle cette fois en deux dimensions (composantes nord et est, puis nord et verticale). Ce type de représentation permet de bien mettre en évidence les changements dans la direction du déplacement de surface. On voit par exemple que dans un premier temps, le déplacement aux stations CAYA-COYU est orienté vers le sud, puis dans

FIGURE 4.4: (figure page suivante) Evolution du glissement lent de 2009-2010. Chaque image couvre une période de 50 jours. La ligne noire épaisse correspond à la côte, les triangles rouges les stations GPS. Les lignes grises correspondent aux limites du plan de subduction et les lignes pointillées correspondent aux changements de pendage.

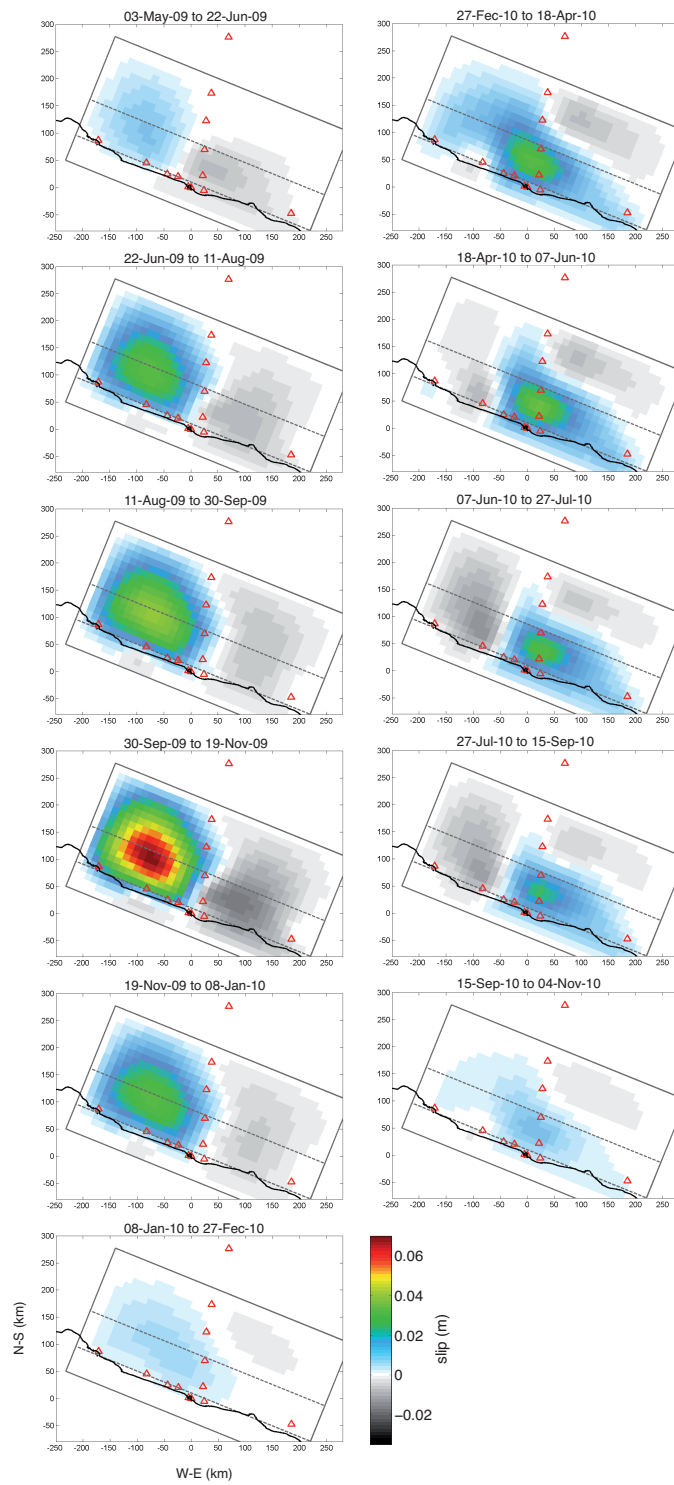


FIGURE 4.4: légende page précédente

la deuxième phase du glissement (après le séisme de Maule), les déplacements de surface sont orientés vers le sud-est (figure 4.6(a)). Pour les stations MEZC et IGUA au contraire, le déplacement est initialement vers le sud-est, puis vers le sud dans la deuxième phase. Cela reflète les changements de localisation du glissement, dont les variations sont assez bien reproduites par le modèle.

Pour chaque phase du séisme lent, les résultats de l'inversion ne montrent pas de propagation du glissement. Pour le glissement de 2006, une propagation du glissement d'ouest en est a été mise en évidence. Cette observation est contrainte par les variations de direction des déplacements horizontaux des stations GPS localisés au centre du réseau, ces variations étant liées au passage du glissement d'un coté à l'autre du réseau de station. Pour la première phase du glissement de 2010, le glissement a lieu à l'ouest du plan de faille modélisé, dans une zone où relativement peu de stations GPS contraignent l'évolution du glissement. En effet la station ZHIP contraint la limite ouest du glissement, et les stations CAYA-COYU sa limite est (voir le glissement et le nom des stations sur la figure 4.3(a)). La seule station localisée au milieu de la zone de glissement, au niveau de la côte, est la station TCPN qui n'a pas enregistré l'évènement complet. La configuration des stations n'est donc pas optimale pour contraindre la propagation du glissement, et il est donc difficile de conclure sur les détails de l'évolution du glissement pendant le premier sous-évènement du séisme lent.

Le glissement associé au deuxième sous-évènement ne présente pas non plus de propagation visible. Néanmoins l'amplitude du glissement est beaucoup plus faible que dans le premier évènement, ce qui rend également plus difficile la détection des détails de l'évolution du glissement.

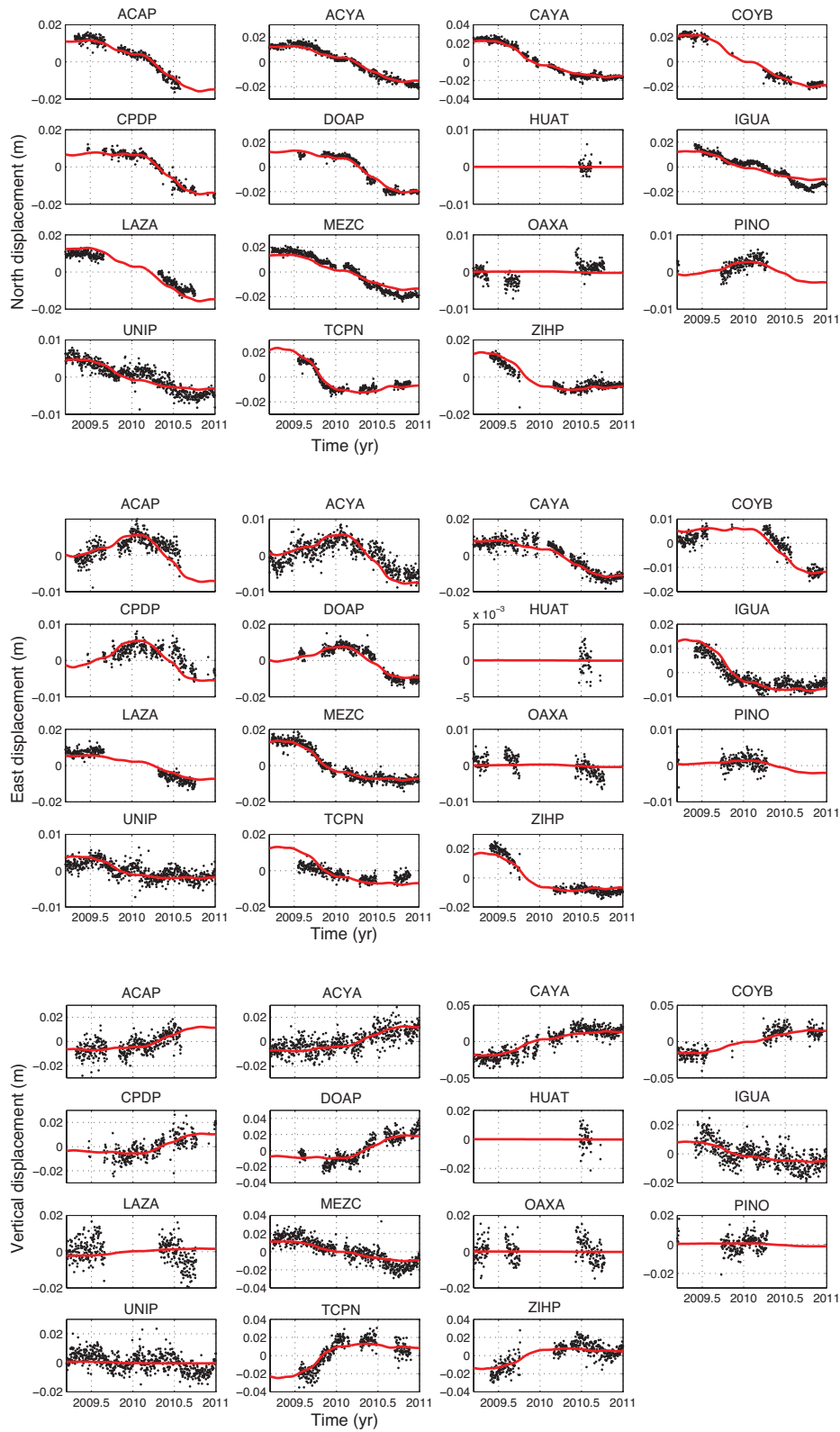
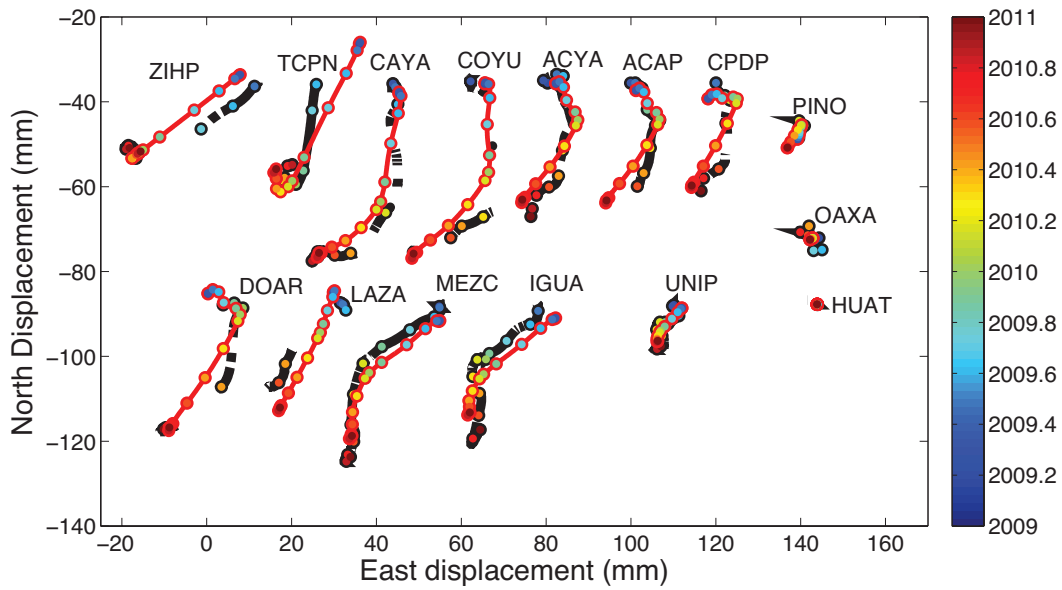
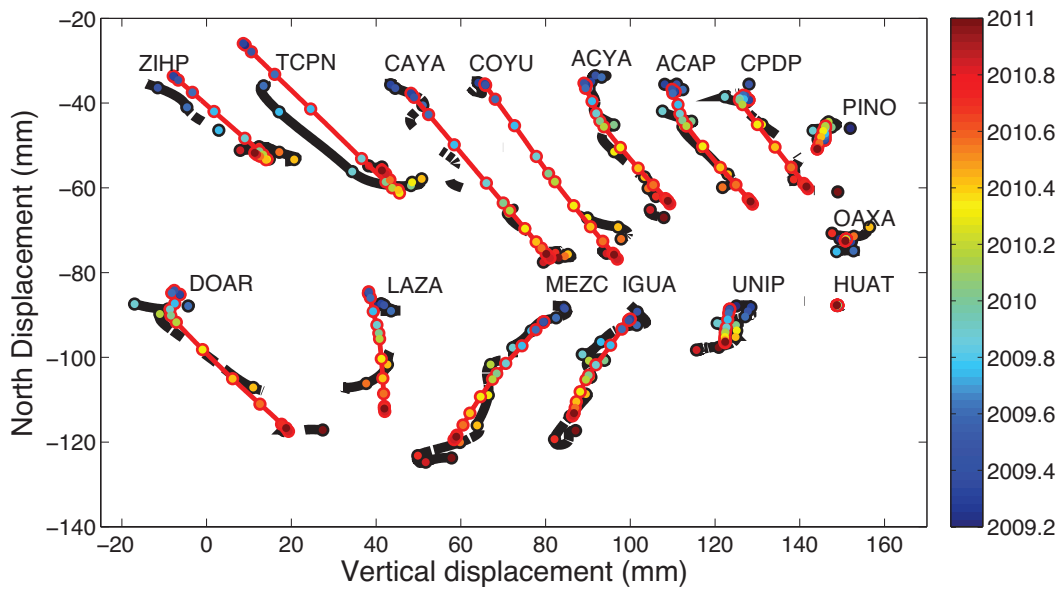


FIGURE 4.5: Evolution temporelle du glissement à chaque station pour les composantes nord (en haut), est (au centre) et verticale (en bas). Les points noirs représentent les données, les points rouges le modèle (présenté sur la figure 4.4)



(a) Déplacements sur les composantes est et nord



(b) Déplacements sur les composantes verticale et nord

FIGURE 4.6: Evolution spatio-temporelle des déplacements GPS de surface et accords entre données et modèle. Les points colorés représentent le temps. Pour chaque station, les données (ligne noire) sont représentées, ainsi que les résultats de l'inversion en utilisant PCAIM (en rouge). Les périodes sans données correspondent aux trous dans les lignes noires.

4.2.3 Résolution et incertitudes des inversions

La résolution spatiale du modèle de glissement est contrainte principalement par la géométrie du réseau de stations. Deux stations supplémentaires ont enregistré cet événement par rapport à celui de 2006 : la station LAZA, située au milieu de la ligne nord-sud de stations, et la station TCPN, située à la côte, entre les stations ZHIP et CAYA (stations en violet sur la figure 4.7). Grâce à la présence de ces deux stations, l'extension du glissement à l'intérieur des terres et également son extension vers l'ouest sont mieux contraintes. Les cartes de la figure 4.7, présentant la résolution des inversions de l'évènement de 2009-2010, montrent la résolution supplémentaire apportée par les stations en violet. Le lissage appliqué pour ces inversions est plus fort que celui utilisé pour l'inversion de l'évènement de 2006. L'indice de restitution est donc plus lisse (voir figure 3.21), et les valeurs diagonales de la matrice de résolution sont plus faibles, car l'inversion répartit le glissement sur un plus grand nombre de sous-failles.

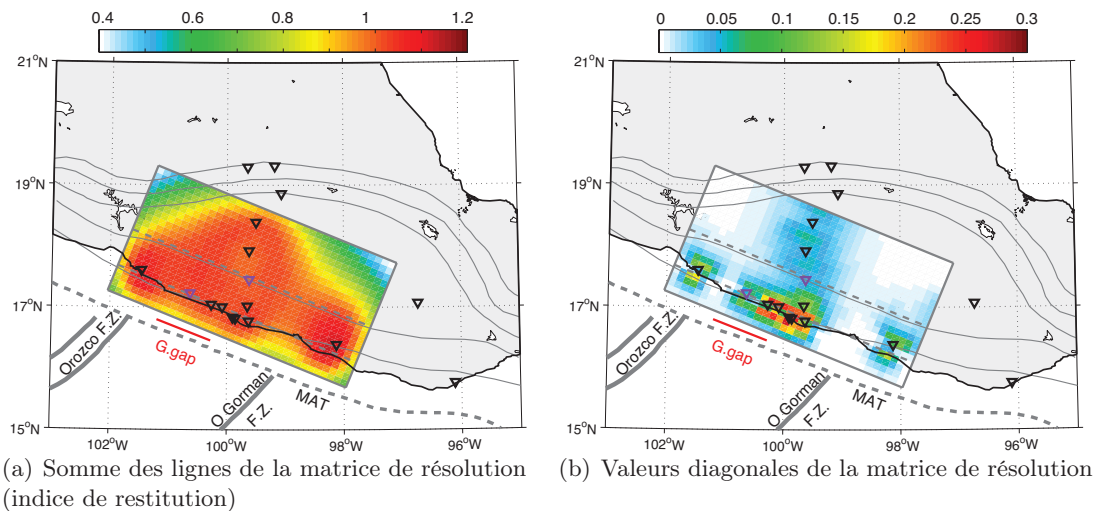


FIGURE 4.7: Résolution des inversions pour l'évènement de 2009-2010. (a) Indice de restitution, (b) Valeurs diagonales de la matrice de résolution. Les triangles représentent les stations GPS, les triangles violets représentent les deux stations GPS supplémentaires par rapport à l'évènement de 2006.

Le glissement a une extension en profondeur (à l'intérieur des terres) plus importante pendant la première phase (figure 4.3(a)) que pendant la deuxième phase (figure 4.3(b)). Cela est sans doute dû en partie à l'absence de stations GPS à l'intérieur des terres dans la partie ouest du réseau, et donc à l'absence de contraintes sur l'extension en profondeur du glissement dans cette zone. La deuxième phase du glissement, qui a lieu au-dessous de la ligne centrale de stations, présente un glissement moins étendu à l'intérieur des terres. Le glissement négatif (en gris sur les figures 4.3 et 4.4) correspond à du glissement dans le sens opposé au glissement majori-

taire en chevauchement. La présence de ces zones de glissement négatif provient du fait que nous n'avons pas imposé de contrainte de positivité sur les inversions. Ces zones de glissement négatif restent limitées et ont peu d'influence sur la solution. Elles peuvent refléter soit les incertitudes de l'inversion (modèle de faille, calcul des fonctions de Green), soit des variations dans le couplage de la zone de subduction. En effet, le glissement négatif correspond, dans le modèle de *back-slip* (voir section 5.1.2) à un déficit de glissement. Nous avons retiré les pentes correspondants aux déplacements inter-séismes lents moyens des séries temporelles GPS avant inversion. Les déficits de glissements devraient donc être nuls, et le seul glissement observé devrait provenir de la zone qui glisse pendant le séisme lent. Cependant il est possible que les déplacements observés en surface proviennent à la fois du glissement lent et d'une augmentation du déficit de glissement (donc un couplage plus fort) dans une région adjacente au même moment. Ce phénomène peut aussi expliquer la présence de glissements négatifs.

Du fait du bruit dans les séries temporelles GPS, il n'est pas possible de déterminer précisément (au jour près) la date du début de la deuxième phase de glissement. Il n'est donc pas possible de corrélérer temporellement de manière certaine l'occurrence du séisme de Maule et le déclenchement d'un séisme lent uniquement avec les séries temporelles GPS. De plus, le glissement sur l'interface de subduction a lieu lentement, et l'enregistrement d'une déformation observable en surface peut avoir lieu après plusieurs jours de glissements. C'est pourquoi l'observation de trémors consécutifs au séisme de Maule est un élément clé pour suggérer que le séisme a déclenché un glissement asismique. L'analyse des trémors déclenchés est développée dans la section suivante.

4.3 Activité de trémors et déclenchement par le séisme de Maule

Les stations sismologiques Mexicaines ont détecté une augmentation de l'activité de trémors au moment du passage des ondes du séisme du Chili. *Zigone et al.* [in prep.] ont étudié en détail l'activité de ces trémors. Les principales conclusions de cette étude sont détaillées ici, et mises en relation avec les caractéristiques du séisme lent.

4.3.1 Déclenchement des trémors

La figure 4.8 présente les données enregistrées à la station sismologique courte période ATLI localisée au niveau du profil transversal des stations GPS, entre les stations IGUA et MEZC (voir figure 4.11). Les trémors sont bien visibles sur les données filtrées entre 2 et 8 Hz (en noirs) ainsi que sur l'enveloppe du signal (en violet). Les sismogrammes enregistrés à la station large bande UNM située dans la ville de Mexico (traces vertes et bleues) montrent les arrivées des ondes du séisme de

Maule. La comparaison des traces aux deux stations permet de mettre en évidence le déclenchement d'une activité de trémors au passage des ondes S, Love et Rayleigh.

Dans les heures suivant le séisme de Maule, l'activité des trémors reste modulée par le passage des multiples des ondes de surface. Comme le montre la figure 4.9) des périodes d'activités plus intenses de trémors sont associées au passage des ondes L2, L3 et R2, R3. Cette corrélation disparaît ensuite et des périodes de forte activité de trémors (à 14h et 16h) sont enregistrées sans lien avec le passage des ondes. L'activité des trémors, initialement modulée par les variations de contraintes liées au passages des ondes devient ensuite indépendante de ces variations.

Dans les jours qui suivent le séisme, l'activité des trémors reste importante, comme le montre l'énergie du signal à la station ATLI (figure 4.10). Des épisodes de forte activité ont lieu plusieurs fois par jour dans les 4 jours qui suivent le séisme, alors que dans les 4 jours précédents, l'activité des trémors était quasi-nulle.

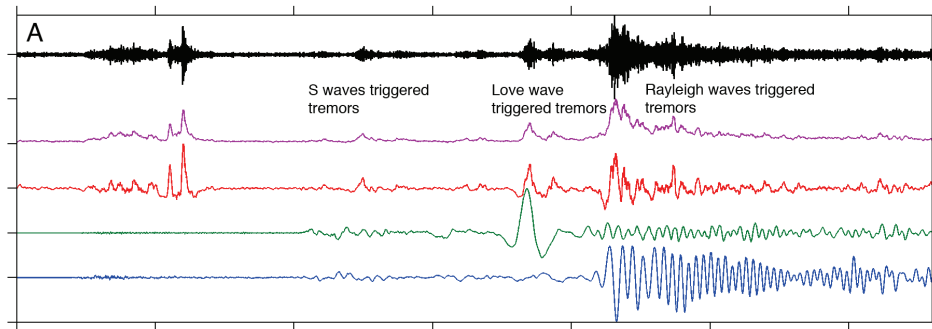


FIGURE 4.8: Comparaison entre les données enregistrées à la station courte période ATLI (filtrage entre 2 et 8 Hz, gamme de fréquence des trémors) en bleu et l'enregistrement large bande à la station UNM sur les composantes transverses (trace verte) et verticale (trace bleue). L'enveloppe de la trace à ATLI est en violet. La trace en rouge correspond au filtrage passe-haut de cette enveloppe, qui montre clairement les variations dans l'activité des trémors. L'activité des trémors est clairement modulée par le passage des ondes sismiques. D'après *Zigone et al.* [in prep.].

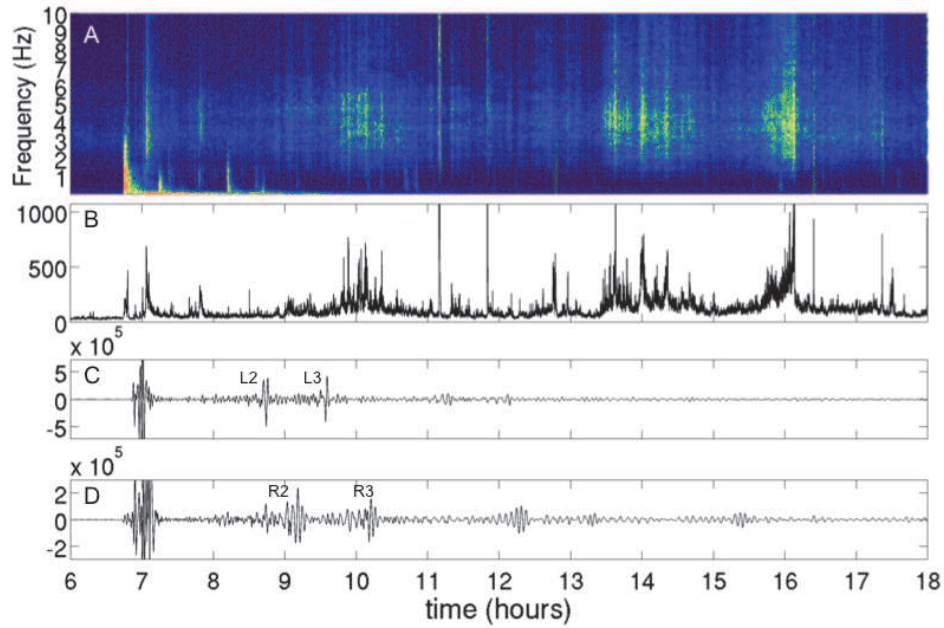


FIGURE 4.9: (A) Spectrogramme des données enregistrées à la station courte période ATLI pendant les 12 heures qui suivent le séisme. L'énergie libérée entre 2 et 7 Hz correspond aux trémors. (B) Enveloppe des données filtrées entre 2 et 7 Hz à la station ATLI. (C) Composante transverse de la station large bande UNM filtrée entre 100 et 1000 secondes. Les multiples des ondes de Love L2 et L3 sont identifiables. (D) Composante verticale de la station UGM. Les multiples des ondes de Rayleigh R2 et R3 sont clairement corrélés avec des fortes activités de trémors. D'après *Zigone et al.* [in prep.].

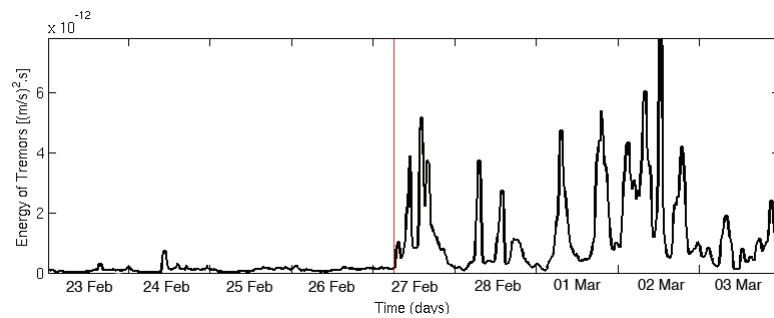
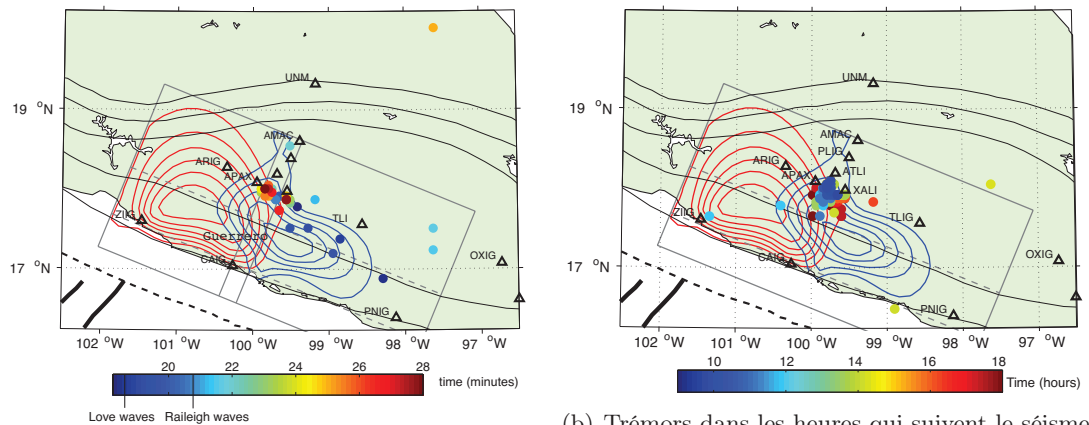


FIGURE 4.10: Energie des données entre 2 et 8 Hz à la station ATLI durant 9 jours. La ligne rouge verticale représente la date du séisme. On voit clairement l'augmentation de l'activité des trémors après le séisme. Les périodes de forte activité se poursuivent 4 jours après le séisme. D'après *Zigone et al.* [in prep.].

4.3.2 Localisation des trémors

Les trémors sont localisés avec les mini-réseaux G-GAP par formation de voies (*beamforming*). Ces analyses montrent que les trémors ont lieu initialement à la frontière entre les états de Guerrero et d'Oaxaca, dans une région où aucune activité de trémors n'avait été détectée auparavant. Ces trémors migrent ensuite vers le nord-ouest, dans une zone où l'activité de trémors avait déjà été identifiée [Payero, 2008; Kostoglodov *et al.*, 2010] (voir figure 4.11). Cette région de forte activité de trémors est localisée juste au Nord de la zone de glissement pendant la seconde phase du séisme lent. Il est donc probable que le glissement lent soit la cause de la déstabilisation du milieu à l'origine des trémors.



(a) Trémors dans les minutes qui suivent le séisme

(b) Trémors dans les heures qui suivent le séisme

FIGURE 4.11: Localisation des trémors par formation de voies (points colorés). (a) trémors associés aux ondes de surface directes, l'échelle de temps est en minutes après 6h42 GMT (voir la figure 4.8 pour les sismogrammes associés). (b) trémors dans les heures qui suivent le séismes (déclenchés par les multiples des ondes de surface et trémors indépendants). L'échelle de temps est en heure (voir a figure 4.9 pour les sismogrammes associés). Les contours rouges et bleu indiquent la localisation du glissement pendant le premier et second sous-événement respectivement (contours issus de la figure 4.3). Modifié d'après *Zigone et al.* [in prep.].

Ainsi, *Zigone et al.* [in prep.] ont pu mettre en évidence une activité importante des trémors déclenchée par le séisme de Maule. Initialement, cette activité est modulée par les passages des ondes (ondes de surface directes et multiples), puis dans les heures et les jours qui suivent le séisme, l'activité des trémors reste importante sans lien avec le passage des ondes. Deux types de trémors peuvent ainsi être distingués : les trémors déclenchés à court-termes, qui ont des durées courtes et sont modulés par le passage des ondes, et des trémors de durées plus longue, qui se produisent toujours dans la même région et sont liés à une déstabilisation du milieu, sans doute en lien avec le séisme lent.

4.4 Conclusion

Le séisme lent de 2009-2010 survenu dans l'état de Guerrero a une magnitude équivalent de 7.53, du même ordre de grandeur que les évènements précédents dans la région. Il est caractérisé par un glissement en deux phases, la première phase ayant lieu entre juin 2009.5 et le début de l'année 2010. La seconde phase a probablement été déclenchée par le séisme de Maule au Chili, qui a également déclenché une activité de trémors. La localisation du glissement lié à cet évènement montre que les deux phases sont associées à des régions de glissement distinctes : la première phase ayant lieu dans la lacune de Guerrero et à l'Ouest de cette lacune, la deuxième phase plus à l'est, juste au sud de la zone de trémors. La localisation du glissement et des stations ne permet pas d'affirmer si le glissement s'est propagé durant chaque phase du séisme lent, comme cela était le cas pour le séisme lent de 2006. Le séisme de Maule a probablement déclenché un évènement de glissement lent et des trémors associés dans cette région. Le déclenchement d'un glissement lent par un séisme à déjà été suggéré par *Rubinstein et al. [2009]* pour plusieurs évènements au niveau de l'île de Vancouver. Dans le cas de Guerrero, ce déclenchement n'est pas systématique, même pour les forts séismes. Nous reviendrons au chapitre 6 sur les liens entre activité de trémors, séismes lents et déclenchement.

Chapitre 5

Bilan sur le fonctionnement de la lacune sismique de Guerrero

Sommaire

5.1	Chargement intersismique et couplage de la zone de subduction	98
5.1.1	Déplacements inter-glissements lents	98
5.1.2	Modèle de <i>back-slip</i>	98
5.1.3	Précédentes études sur le couplage de la zone de Guerrero . .	100
5.2	Séismes lents et accumulation de contraintes dans la lacune sismique de Guerrero	101
5.2.1	Introduction	101
5.2.2	Data and Methods	103
5.2.3	Characteristics of the last three SSEs	110
5.2.4	Inter-transient coupling	116
5.2.5	Slip budget	118
5.2.6	Discussion	119
5.2.7	Conclusion	122

Dans les deux chapitres précédents, nous avons étudié de manière détaillée deux séismes lents s'étant produits dans la lacune de Guerrero. Ce chapitre est l'occasion d'aborder le fonctionnement de cette région de manière plus complète, en s'intéressant à plusieurs étapes du cycle sismique. Nous analysons ainsi la déformation qui se produit entre les séismes lents (chargement inter-séismes lents) pour évaluer le couplage de la zone de subduction. Les modèles de glissements associés aux séismes lents de 2001-2002, 2006 et 2009-2010 sont également comparés, et intégrés dans un bilan de déformation de la lacune sismique de Guerrero au cours des douze dernières années.

Dans une première partie, nous reviendrons sur le principe de la modélisation des déplacements inter-séismes lents, et les résultats des études précédentes sur cette question. La suite de ce chapitre concerne les bilans de déformation et a fait l'objet d'une soumission dans la revue *JGR*.

5.1 Chargement intersismique et couplage de la zone de subduction

5.1.1 Déplacements inter-glissements lents

Entre les périodes de séismes lents, les déplacements enregistrés par les séries temporelles GPS sont au premier ordre linéaires. La déformation observée en surface est le résultat du blocage d'une partie de l'interface de subduction (voir le schéma sur la figure 1.3). Les contraintes sur cette interface augmentent au cours du temps, c'est le régime de chargement inter-séismes lents.

La période *inter-séismes lents* est distincte de la période *intersismique* qui correspond à la période entre deux séismes classiques. Cette période intersismique a en effet une durée plus longue et englobe plusieurs cycles de séismes lents (voir figure 5.1). La vitesse de déformation intersismique est à priori plus faible que la vitesse de déformation inter-séismes lents, car les séismes lents accommodent une partie du chargement intersismique.

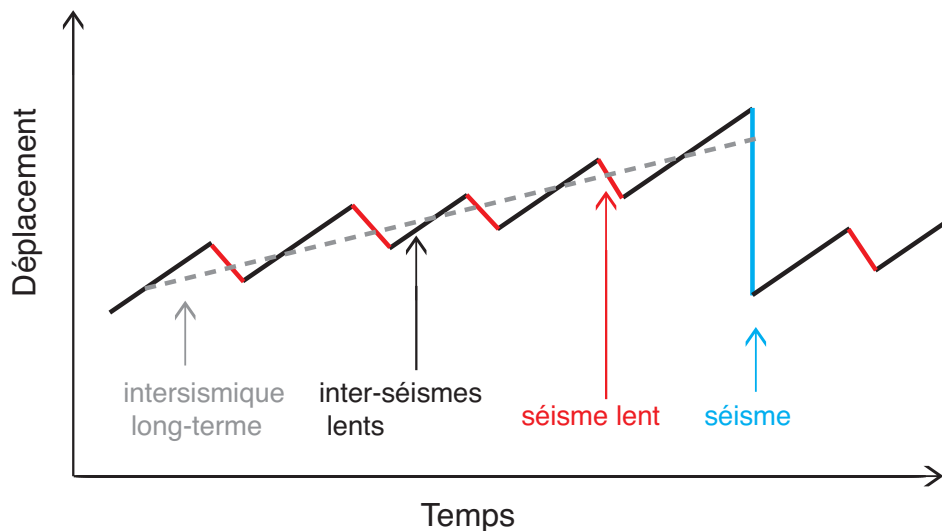


FIGURE 5.1: Représentation schématique des déplacements de surface enregistrés à une station GPS au cours du temps. Les lignes noires représentent les déplacements inter-séismes lents, les lignes rouges les séismes lents et la ligne bleue les séismes classiques. La déformation intersismique long terme (ligne grise pointillée) correspond à la déformation moyenne entre les séismes.

5.1.2 Modèle de *back-slip*

Les phases de chargement (inter-séismes lents ou intersismiques) peuvent être modélisées en tirant profit de la linéarité des équations de l'élasticité. En superposant un état où l'ensemble de l'interface est en glissement libre (état qui ne génère pas de

déformation en surface dans la plaque supérieure) et un état dans lequel le glissement est dans le sens normal, on peut reproduire la déformation observée en surface. C'est le modèle de *back-slip*, introduit par *Savage* [1983] (voir représentation schématique sur la figure 5.2). Ce modèle relie donc la déformation de surface de la plaque chevauchante (mesurée par GPS) au blocage le long de l'interface de subduction. L'inversion des vitesses de déformations inter-séismes lents renseigne ainsi sur le déficit de glissement (qui correspond à du glissement normal dans le schéma de la figure 5.2). Le coefficient de couplage de l'interface est obtenu en faisant le rapport entre le déficit de glissement et la vitesse de convergence. Un coefficient de couplage de 1 signifie que l'interface est complètement bloquée, et un coefficient de 0 que l'interface est en glissement stable. Entre les deux, le couplage est partiel, c'est à dire qu'une partie seulement du glissement est accommodée de façon continue par du glissement stable.

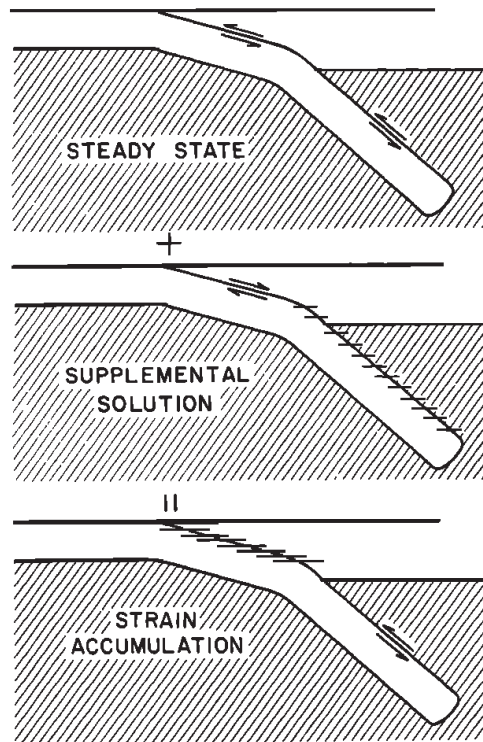


FIGURE 5.2: Schéma du modèle de *back-slip* d'après *Savage* [1983]. Le blocage de l'interface de subduction pendant la période intersismique (figure du bas) peut être modélisé comme la superposition d'un glissement stable tout le long de l'interface (figure du haut, *steady-state*) et d'un glissement normal dans la partie de l'interface effectivement bloquée (figure du centre, *supplemental solution*). Dans ce schéma, pendant la période intersismique l'interface est bloquée dans sa partie supérieure et glisse librement dans sa partie inférieure.

5.1.3 Précédentes études sur le couplage de la zone de Guerrero

Plusieurs études ont analysé le couplage de la zone de subduction à partir des enregistrements aux stations GPS continues dans la région de Guerrero. Les modélisations sont basées sur des modèles 2D (modèle de couplage sur un profil perpendiculaire à la côte, [*Kostoglodov et al., 2003; Franco et al., 2005; Vergnolle et al., 2010*]) ou 3D (modèle de couplage sur un plan de subduction [*Iglesias et al., 2004; Larson et al., 2004*]). *Larson et al. [2004]* intègrent également à leur étude des données de déformations issues de mesure GPS de campagne, pour augmenter le nombre de points de mesure. Néanmoins, du fait de l'occurrence de séismes lents, le chargement intersismique n'est pas constant, et il convient de corriger les mesures de GPS de campagne pour tenir compte des séismes lents et ainsi évaluer la déformation inter-séismes lents. Au final, du fait des incertitudes intrinsèques aux mesures de déformations ponctuelles, et des incertitudes dans la correction des déplacements liés aux séismes lents, les mesures de GPS de campagne restent difficiles à utiliser. C'est la raison pour laquelle nous n'avons pas intégré ces mesures à notre analyse.

Les études précédentes s'accordent pour dire que la partie la plus superficielle de l'interface de subduction est peu couplée (région entre la fosse et la côte), le couplage est important entre la côte et 150 km à l'intérieur des Terres puis décroît (voir le profil figure 5.3 pour un exemple). Dans notre analyse, nous disposons d'un plus grand nombre de stations GPS continues que les études précédentes du fait de la densification du réseau. Nous aurons ainsi la possibilité nouvelle de discuter des variations latérales de couplage.

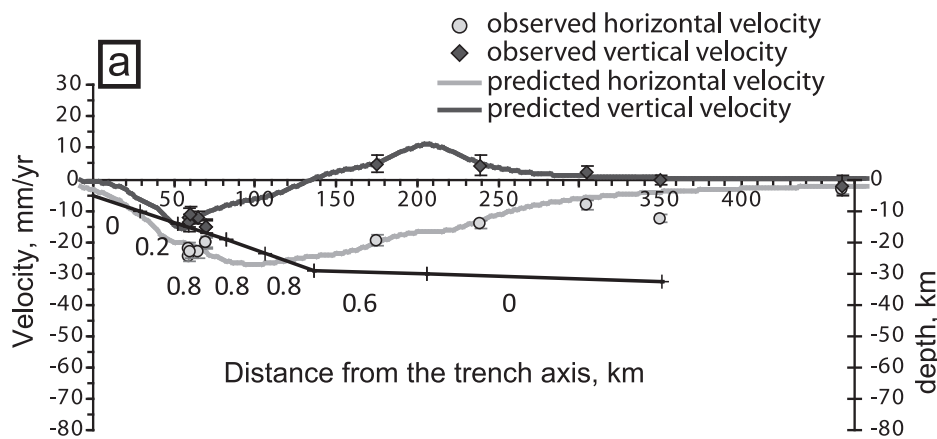


FIGURE 5.3: Profil de déplacements inter-séismes lents et modèle de couplage. Les coefficients de couplages sont indiqués sous les cellules. Les barres d'erreurs correspondent aux intervalles de confiance à 95%. D'après *Vergnolle et al. [2010]*.

5.2 Séismes lents et accumulation de contraintes dans la lacune sismique de Guerrero

Slow slip events and strain accumulation in the Guerrero gap, Mexico

Submitted to *J. Geophys. Res.*

M. Radiguet, F. Cotton, M. Vergnolle, M. Campillo, A. Walpersdorf,
N. Cotte and V. Kostoglodov

5.2.1 Introduction

Convergence in subduction zone margins is accommodated with various processes, complementing each other in space and time. At depths greater than about 40 km, relatively continuous aseismic creep occurs, and at shallower depths, both seismic and aseismic slips may occur. Seismic slip in megathrust earthquakes generates the most damaging effect, but several forms of aseismic slip also occur in subduction zone margins, accounting for a significant part of the elastic strain release. In the months to years following an earthquake, postseismic deformation complements the coseismic slip and accounts for a significant part of the total moment release [e.g. *Heki et al., 1997; Hsu et al., 2006; Perfettini et al., 2010*]. Transient aseismic slips occurring without apparent relation with an earthquake have also been detected in several subduction zones [e.g. *Schwartz and Rokosky, 2007*], and are referred to as silent earthquakes, or slow slip events (SSEs). They have durations from days to years, and may occur periodically, or in some cases without a repetition at the observable time scale [e.g. *Schwartz and Rokosky, 2007*]. Up to now, most studies show that the slip during SSEs occurs downdip of the so-called seismogenic section of the fault, in the transition zone between the stick-slip and steady slip. Some studies suggest that the slow slip may occur upward, in the shallow part of the subduction interface [e.g. *LaBonte et al., 2009*], potentially intruding into the assumed seismogenic zone [e.g. *Sagiya, 2004; Kostoglodov et al., 2003; Larson et al., 2004*]. The depth of SSEs can however vary depending on the width of the seismogenic zone [*Wallace and Beavan, 2010*]. Understanding how seismic and aseismic slip complement each other in subduction zones is a key question to understand the seismic cycle there. To achieve this, the precise location of slip during SSEs, its relations with interseismic coupling and seismicity are of critical importance to evaluate the impact of SSEs on the settings of large subduction earthquakes.

In this paper, we examine the slow slip events occurring in the Guerrero gap, along the Pacific coast of Mexico, and their impact on the thrust earthquake potential of this region. The Guerrero seismic gap is a ~ 200 km segment of the Cocos-North American plate boundary between 99.2°W and 101.2°W . It may be divided into the northwestern Guerrero gap, with the presumably highest seismic potential

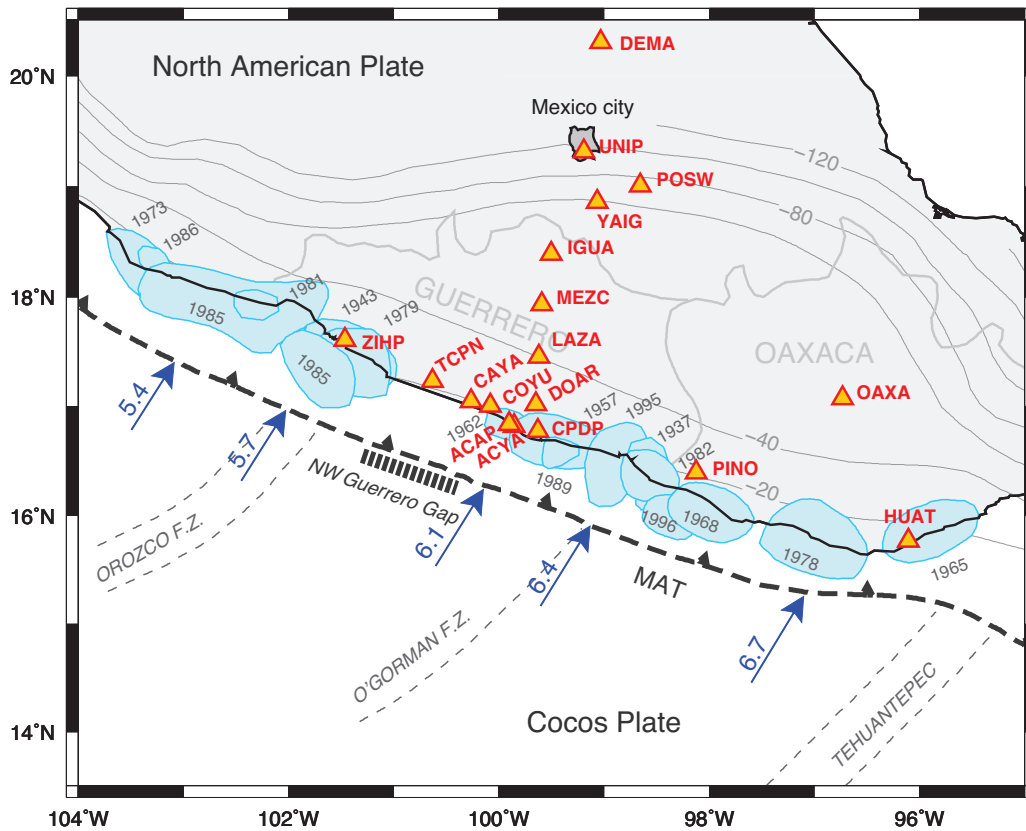


FIGURE 5.4: Seismotectonic map and GPS station location (red triangles). The arrows indicate the direction and magnitude of PVEL relative plate motion (in cm/yr) between the Cocos and North American Plate (*DeMets et al.* [2010]). The gray patches represent the major earthquakes rupture zones. The thin gray lines represent the isodepth contour (in km) of the subducted oceanic slab (modified from *Pardo and Suarez* [1995] using the geometry proposed by *Pérez-Campos et al.* [2008]). MAT, middle american trench.

[*Kostoglodov et al.*, 1996] because no large subduction earthquake has occurred there since 1911, and the southeastern Guerrero gap, which coincides with the rupture of the 1957 and 1962 earthquakes [*Ortiz et al.*, 2000]. This region has experienced only relatively small earthquakes since 1957. It has been estimated that if the entire gap ruptured in a single earthquake, it would reach a magnitude of M_w 8.1-8.4 [*Suárez et al.*, 1990]. Such an event would be devastating for nearby cities in the state of Guerrero, as well as for Mexico City. In this paper, the term Guerrero gap, as shown on Figure 5.4, refers to the northwestern Guerrero gap (between 100°W to 101.2°W).

Continuous GPS recordings in this region revealed the occurrence of large SSEs, with an approximated return period of 4 years [e.g. *Cotte et al.*, 2009; *Vergnolle et al.*, 2010]. The last three events, in 2001/2002, 2006 and 2009/2010, were recorded by

9 or more continuous GPS stations. These SSEs produced surface displacements of up to 5-6 centimeters. The estimated equivalent moment magnitudes are around 7.5 (see *Kostoglodov et al.* [2003]; *Larson et al.* [2004] and *Yoshioka et al.* [2004] for the 2001/2002 event, *Larson et al.* [2007] and *Radiguet et al.* [2011] for the 2006 SSE and *Walpersdorf et al.* [2011] for the 2009/2010 SSE). Several studies also analyzed the inter-SSE GPS displacements [e.g. *Yoshioka et al.*, 2004; *Larson et al.*, 2004]. In this paper, we perform the first consistent modeling of all the continuously observed SSEs (2001/2002, 2006, and 2009/2010) as well as the inter-SSEs displacement. These results are important for two aspects : (1) it allows us to compare the characteristics of the slip for the last three SSEs, (2) it allows us to evaluate the slip budget on the Guerrero gap since the 2001/2002 SSE, and thus to evaluate the impact of slow slip on the hazard level in this region over a period of 12 years (approximate time for three cycles of inter-SSE/SSE). Considering the uncertainties existing on the geometry of the subduction interface in this region, we performed our analysis for two different plate interface models. We can thus test the sensitivity of our results to the subduction geometry.

5.2.2 Data and Methods

5.2.2.1 Processing of the GPS data

Continuous GPS displacements are recorded by the Mexican permanent GPS networks maintained by the Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), with the Instituto de Geofísica (IGF) and the Servicio Sismológico Nacional (SSN). The number of GPS stations doubled between 2000 and 2010 (see Table 5.1 for details). In 2002, 9 GPS stations recorded the slow slip event in and around the Guerrero gap. In 2006 and 2009/2010, respectively 15 and 16 GPS stations recorded the events. The stations are located mainly along the coast and on a transect perpendicular to the trench, between Acapulco and the North of Mexico city.

The Mexican continuous GPS data, complimented by data from global IGS (International GNSS Service) stations, were processed following the commonly used approach of many tectonic studies over the past decade to derive daily position time series with the GAMIT-GLOBK software [*Herring et al.*, 2006]. A particular emphasis was put on the use of up-to-date modeling of environmental effects on the GPS measurements. We refer the reader to *Vergnolle et al.* [2010] and *Walpersdorf et al.* [2011] for a complete description of the data analysis procedure. We use the resulting 1997-2010 3D GPS position time series in Guerrero referenced to the fixed North American plate.

5.2.2.2 Estimation of displacement rate during inter-SSE periods and displacements during SSEs

During the periods between the consecutive slow slip events, the GPS time series show practically linear trends which correspond to constant strain rates. We evaluate

Station name	date first record	date last record
ACAP	12/11/1998	01/08/2010
ACYA	11/01/2004	06/10/2010
CALC	01/01/2008	31/07/2010
CAYA	09/01/1997	12/10/2010
COYU	24/03/2003	30/07/2010
CPDP	30/05/2003	06/10/2010
DEMA	17/10/2003	27/11/2008
DOAR	22/03/2003	06/10/2010
HUAT	11/07/2000	24/09/2010
IGUA	06/06/2000	12/10/2010
LAZA	01/01/2007	05/10/2010
LZCR	06/12/2008	06/05/2010
MEZC	09/09/2004	12/10/2010
OAXA	01/03/2001	06/10/2010
PINO	10/07/2000	15/04/2010
POSW	01/01/1997	29/06/2003
TCPN	19/07/2009	23/06/2010
UNIP	09/12/2005	12/10/2010
YAIG	03/03/1999	10/05/2010
ZIHP	07/07/2000	12/10/2010

TABLE 5.1: List of the GPS stations used in this study. The date of first record and last record are given for each stations. 9 stations recorded the 2001/2002 SSE, 15 stations recorded the 2006 SSE and 16 the 2009/2010 SSE (but the station TCPN did not record the beginning of the event). All the stations are used for inter-SSEs displacement estimations.

the inter-SSE velocities for all inter-SSE periods (approximately 1998.5-2001.5, 2003-2006, 2007.5-2009) with respect to the North American plate reference frame. The precise dates used in the calculation vary from one station to the other because the SSEs durations depend on the station's location. For most stations, displacement rates estimated over the different inter-SSE periods are very similar (within the 95% confidence level, Figure 5.5). For a few stations, the differences are larger. This may have two origins : (1) it can reflect the existence of small transients [*Vergnolle et al., 2010*] or variations in the coupling ratio with time and (2) it may come from different quality of the GPS data, resulting in a less precise evaluation of the displacement rate. We average the inter-SSEs displacement rates for all available periods, weighted over the number of data available in each period. This value is thus an approximation of a constant inter-SSE loading rate, which averages out possible small transients. For the inversions, the errors associated to the inter-SSEs velocities are twice the standard deviations (2-sigmas) of the time series during the inter-SSE periods.

The surface displacements during SSEs are evaluated as the deviation from the linear inter-SSE loading. We thus remove the linear inter-SSEs displacement rate from each time series, and then calculate the cumulative displacement for each SSE as the difference between the two horizontal lines (before and after each SSE). The errors associated with the displacements during SSEs are calculated as the quadratic sum of the standard deviations (2-sigmas) of the GPS time series before and after the SSE.

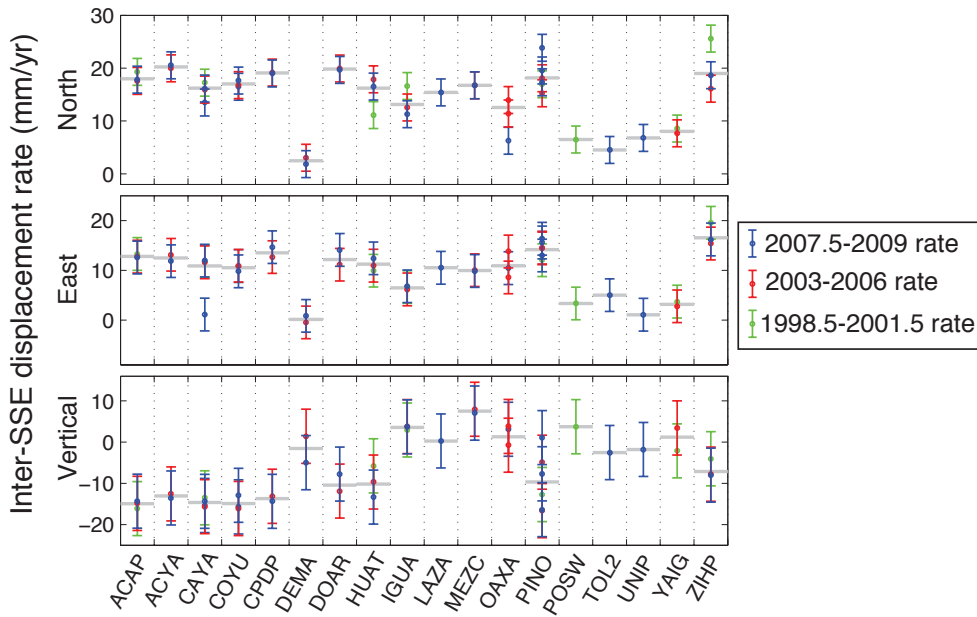


FIGURE 5.5: North (top), east (middle), and vertical (bottom) inter-SSE displacement rates with their associated errors (at 95% confidence level) evaluated for all available inter-SSE periods (red, green and blue colors) at all sites with respect to the North American plate reference frame. The gray bars are the averaged mean velocities considered in this study. Note that there might be more than one displacement rate per time period, for GPS time series containing large data gaps.

5.2.2.3 Geometry of the interface

The geometry of the subduction interface in Guerrero has been analyzed by many studies, using seismicity [Suárez *et al.*, 1990; Singh and Pardo, 1993; Pardo and Suarez, 1995; Pacheco and Singh, 2010], seismicity and gravity [Kostoglodov *et al.*, 1996], and more recently using receiver function analysis [Pérez-Campos *et al.*, 2008;

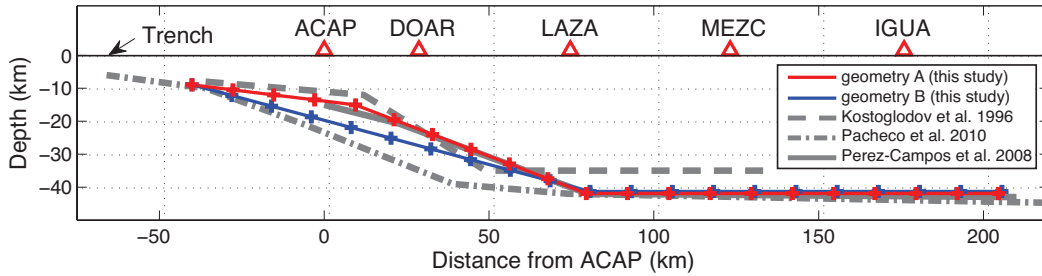


FIGURE 5.6: Geometries of the fault planes used in this study (red and blue line for the geometry A and B respectively), along a profile perpendicular to the trench. The principal geometries proposed in recent papers are shown in gray. Red triangles are the GPS stations located on the profile. The distance from the GPS site ACAP to the middle american trench is 66 km.

Kim et al., 2010]. All studies show that the subduction interface is dipping at a shallow angle and then becomes subhorizontal at 100-150 km from the trench. The studies using receiver functions are likely the more reliable to constrain this bending and suggest that the slab becomes subhorizontal 145 km away from the trench. Recent studies show discrepancies in the geometry of the shallower portion of the slab. The estimated depth of the slab below the coast varies from ~ 10 km to ~ 25 km. The three principal geometries published and used in modeling are shown in Figure 5.6. Using one or another geometry for the modeling of slip during SSEs can lead to different conclusions about the updip slip limit, and bring confusion to the debate as to whether or not the slow slip intrudes into the seismogenic layer in Guerrero. On this basis, we decided to test two different geometries, and to see whether or not our results are sensitive to the selected geometry (Figure 5.6). Both geometries become subhorizontal at ~ 80 km from the coast, following receiver function analysis. The geometry A (red line), similar to *Radiquet et al. [2011]*, follows the geometry obtained by *Pérez-Campos et al. [2008]*. It is composed of 3 segments of varying dip angle. The geometry B (blue line), is deeper below the coast, closer to the one proposed by *Pacheco and Singh [2010]*. It is composed of only two segments, and thus reduces the potential biases in the modeling induced by a sudden change in the dip angle. The modeled subduction interfaces have the same extension along dip (perpendicular to the trench) of 250 km. The extension along strike (parallel to the coast) varies from one SSE to the other (468 km for the 2006 and 2009/2010 SSEs and 542 km for the 2001-2002 SSE). The fault plane is divided into subfaults of dimensions 12.5×13 km.

5.2.2.4 Inversion methods

The same inversion procedure is used to analyze separately each SSE, and the inter-SSE displacement rates. The inversion scheme is similar to *Radiquet et al.*

[2011]. For each SSE, all three components of surface displacements d are inverted to infer the slip distribution on the subduction interface (m , the vector of model parameters). For the inter-SSE period, the inter-SSE velocities (d) are inverted, to find the slip deficit m on the subduction interface (equivalent to the back-slip in the dislocation model [e.g. *Savage, 1983*]). The transfer functions G are calculated for a layered elastic half space, assuming the layered crustal model used by *Hernandez et al. [2001]*. Following the least square formulation of *Tarantola [2005]* for linear problems, the cost function $S(m)$ is :

$$S(m) = \frac{1}{2} [(Gm - d)^t C^{-1} (Gm - d) + (m - m_0)^t C_m^{-1} (m - m_0)] ,$$

and the model expectation m is :

$$m = m_0 + C_m G^t (G C_m G^t + C_d)^{-1} (d - G m) ,$$

where m_0 is the starting model and C_d is a diagonal matrix of the variances (σ_d^2) of data uncertainties. The model covariance matrix C_m is used to introduce correlation between nearby parameters, that is, spatial smoothing. A decreasing exponential function [*Radiquet et al., 2011*] is used to introduce the correlation between nearby parameters. The correlation length, which controls the degree of smoothing, is selected using the best compromise between the slip roughness and a low misfit to the data (Figure 5.8). We select the same correlation length of 50 km for all inversions. The inversions are performed for a fixed rake, avoiding increasing the number of parameters to invert. For the inversion of each set of data, we select the rake producing the lowest misfit (see Figure 5.7). We however use the same rake for both geometries, so that the differences in the inversion results are only due to the geometry. The inversion rake of 90° (pure thrust) is the most appropriate for the 2006 SSE modeling, a rake of 95° for the 2001/2002 SSE, and a rake of 100° for the 2009/2010 SSE and inter-SSE modelings. The pure thrust corresponds to surface displacements in the direction 22°N , the rake of 100° to surface displacement in directions between 31.4 and 32.1°N (depending on the dip angle of the subduction interface). These last directions are almost parallel to the direction of plate convergence.

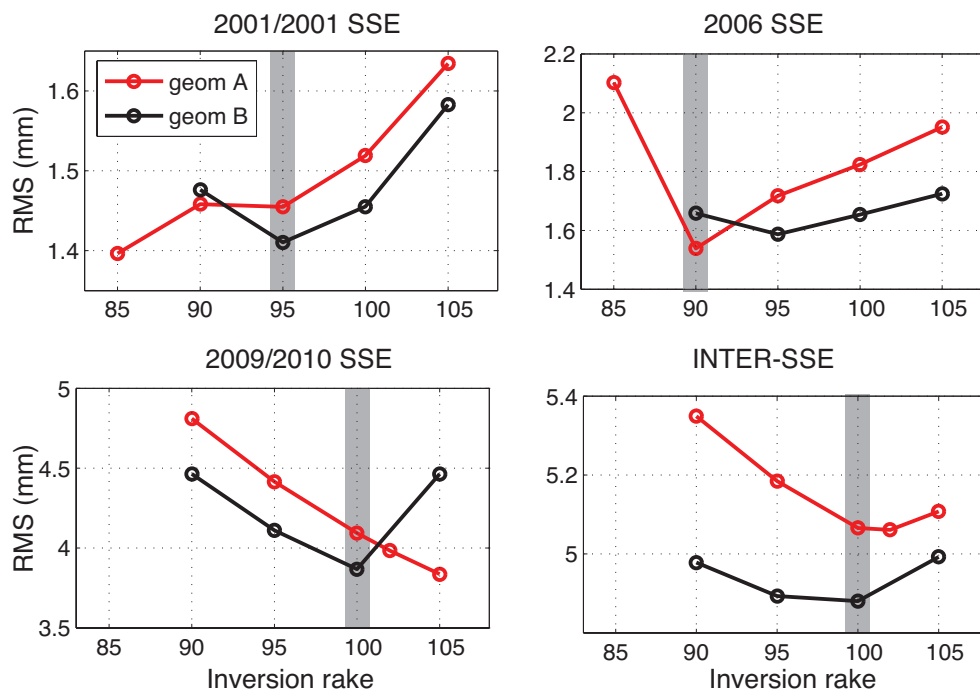


FIGURE 5.7: Selection of the best rake for the inversions : the RMS misfit is plotted as a function of the inversion rake. Selected rakes are highlighted in gray : 95 ° for the 2001/2002 SSE, 90 ° for the 2006 SSEs, and 100 ° for the 2009/2010 SSE and inter-SSE displacements.

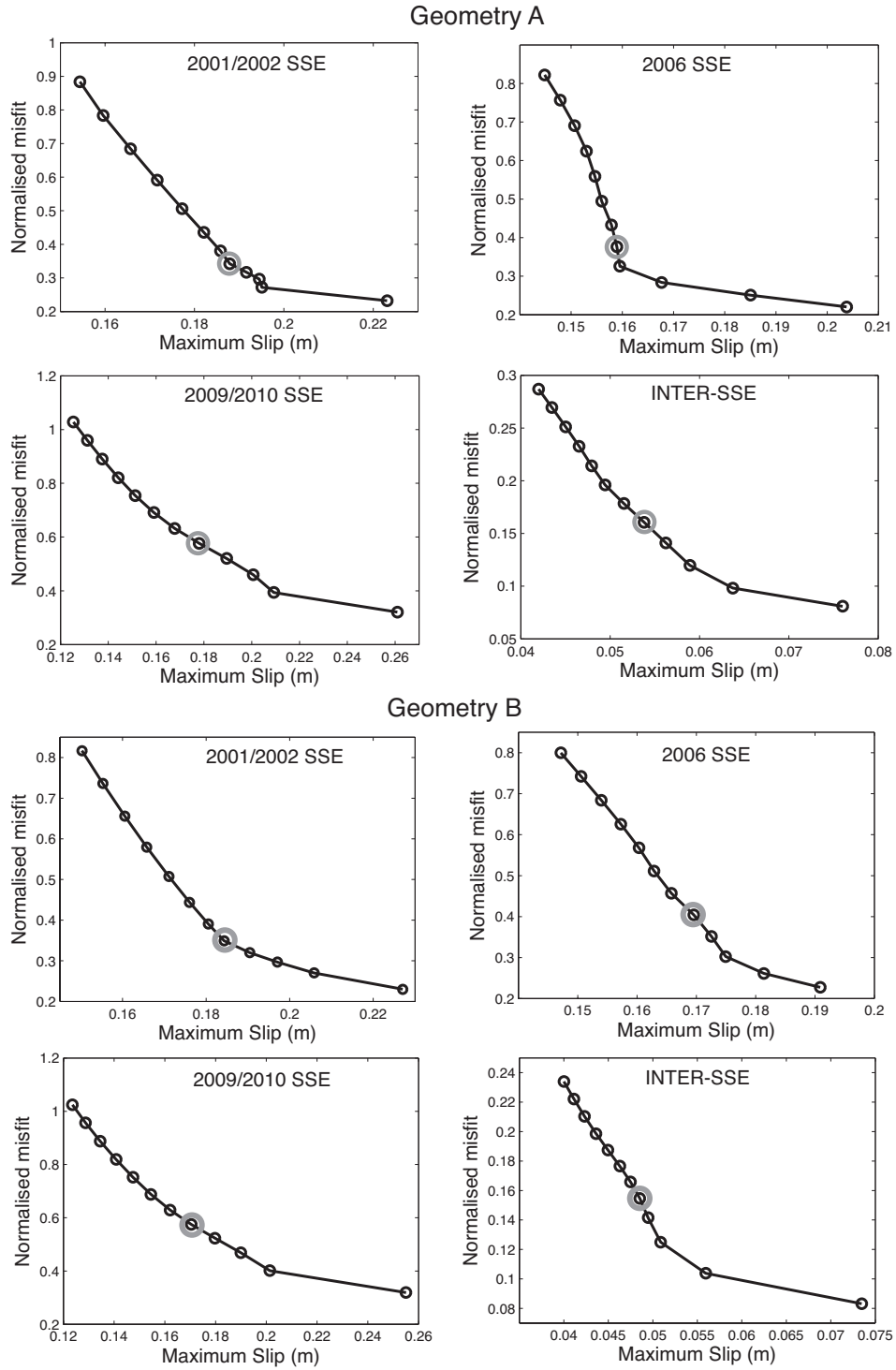


FIGURE 5.8: Maximum slip as a function of misfit for several smoothing parameters (for $\lambda = 10$ km to $\lambda = 120$ km. A similar smoothing of $\lambda = 50$ km is selected for all the inversions (dot circled in gray). The 4 top and 4 bottom panels are for the geometry A and B respectively.

5.2.3 Characteristics of the last three SSEs

Figure 5.9 shows the GPS cumulative displacements for each SSE. The 2001/2002 SSE generated the largest surface displacements (6.6 cm of horizontal displacement at station CAYA). It also had the largest extension along the coast, because it affected station ZIHP in the western limit of the gap, as well as stations PINO and OAXA east of the gap (Figure 5.4).

The 2006 SSE was limited to a smaller area : it did not affect stations ZIHP, PINO or OAXA, but produced in the gap region GPS displacements almost as large as the 2001/2002 SSE (6.1 cm of horizontal displacement at CAYA). The 2009/2010 SSE produced smaller surface displacements in the gap area (only 4.3 cm at CAYA), but extended in the western limit of the gap producing important displacement at station ZIHP. Inversion results (Figure 5.11) confirm the differences in lateral extension between SSEs. The slip is always dominant in the Guerrero gap, with mean slip values from 7.7 to 9.4 cm (Table 5.2), but its lateral extension varies from one event to another. The equivalent moment magnitude is different for each SSE (see Table 5.2), reflecting changes in the lateral extension and slip values.

We test the up-dip limit of slow slip during each event, by analyzing models in which the slip is suppressed in the upper part of the fault (Figure 5.12(a)). Regardless of the geometry used, no slip is needed in the first four lines of subfaults to fit the data. The misfit starts to increase when the slip is suppressed in the fifth line, corresponding to slip approximately below the coast. The depth at which the misfit becomes larger than two standard deviations varies from ~ 20 km for the geometry A, to 25-28 km for the geometry B. A detailed analysis of the misfit is shown for each individual stations on Figure 5.12(b). The increase in the misfit value when the upper depth limit of slip becomes deeper is faster for the GPS stations located in the Guerrero gap than for the stations located on both sides of the gap. The only exception is the high misfit at station ZIHP for the 2009/2010 SSE. This suggests that the slip is probably shallower in the gap area than around it. This shallow slip in the gap area is constrained by the large vertical displacements at the stations CAYA and COYU (about twice as large as displacements at stations ACAP, ACYA,

SSE dates	M_w	Mean slip (cm)	Slip area (10^4 km ²)	M_w in the gap	Mean slip in the gap (cm)
2001/2002	7.65 (7.66)	6.2	11.94 (11.90)	7.34	9.4 (9.3)
2006	7.49 (7.51)	5.7	6.43 (6.87)	7.24 (7.25)	7.7 (7.9)
2009/2010	7.53 (7.54)	6.3 (6.4)	6.66 (6.55)	7.24	9.2 (8.6)

TABLE 5.2: Characteristics of the three analyzed SSEs. Values in parenthesis are for the geometry B, if they are different from the geometry A. A threshold of 1 cm of slip is considered for the calculation of the slip area and mean slip.

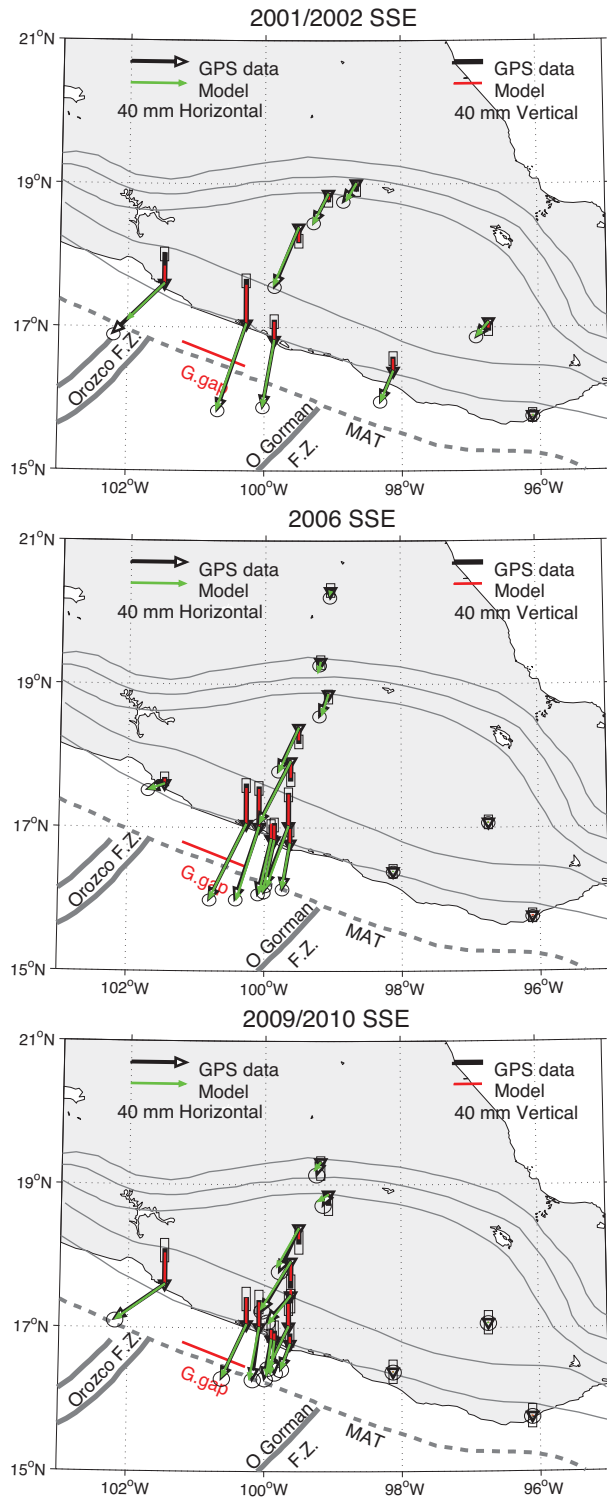


FIGURE 5.9: Vectors of cumulative GPS displacements for each SSEs (black vectors and vertical bars) with their errors at 95% confidence level (black circles and rectangles), and modeled surface displacements (green vectors and red bars). The modeled surface displacements correspond to the slip distributions shown in Figure 5.11 for the geometry B.

CPDP, see Figure 5.9), which cannot be fitted with slip located too far inland (Figure 5.12(b)). Station ZIHP recorded large vertical displacements during the 2009/2010 SSE, suggesting that the slip was shallower for this event. These results show that the slow slip events are quite shallow in the gap area, with an updip slip limit around 15-20 km (considering the uncertainties on the slab location), and that the slow slip extending outside the gap occurs deeper.

The down-dip extend of the slow slip appears to extend further inland for the 2001/2002 than for the 2006 and 2009/2010 SSEs (~ 200 vs ~ 150 km from the coast, see Figure 5.10). This is probably just an artifact due to the increase of the resolution (Figure 5.13) by the installations of two new GPS stations between the coastal stations and station IGUA located ~ 180 km inland. These stations (MEZC and LAZA, ~ 125 and ~ 80 km from the coast) give an additional constrain on the downdip slip extension, and show a downdip slip limit located ~ 150 km inland from the coast, at a depth of 40 km.

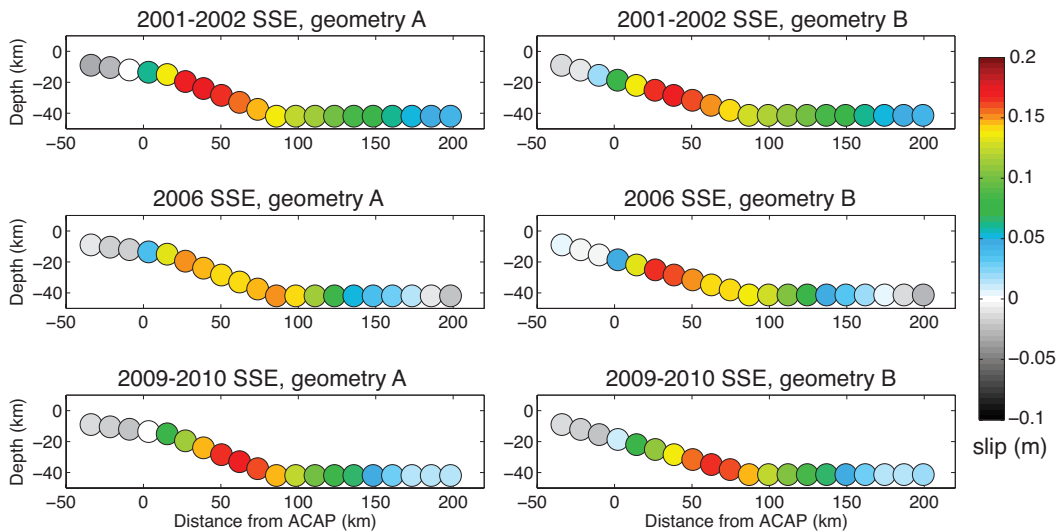


FIGURE 5.10: Cross section of the slip distribution for the last three SSEs, located perpendicular to the trench in the Guerrero gap (see Figure 5.11) : 2001/ 2002(top), 2006 (middle) and 2009/2010 (bottom). Left column is for the geometry A and right column for the geometry B.

5.2 Séismes lents et accumulation de contraintes dans la lacune sismique de Guerrero

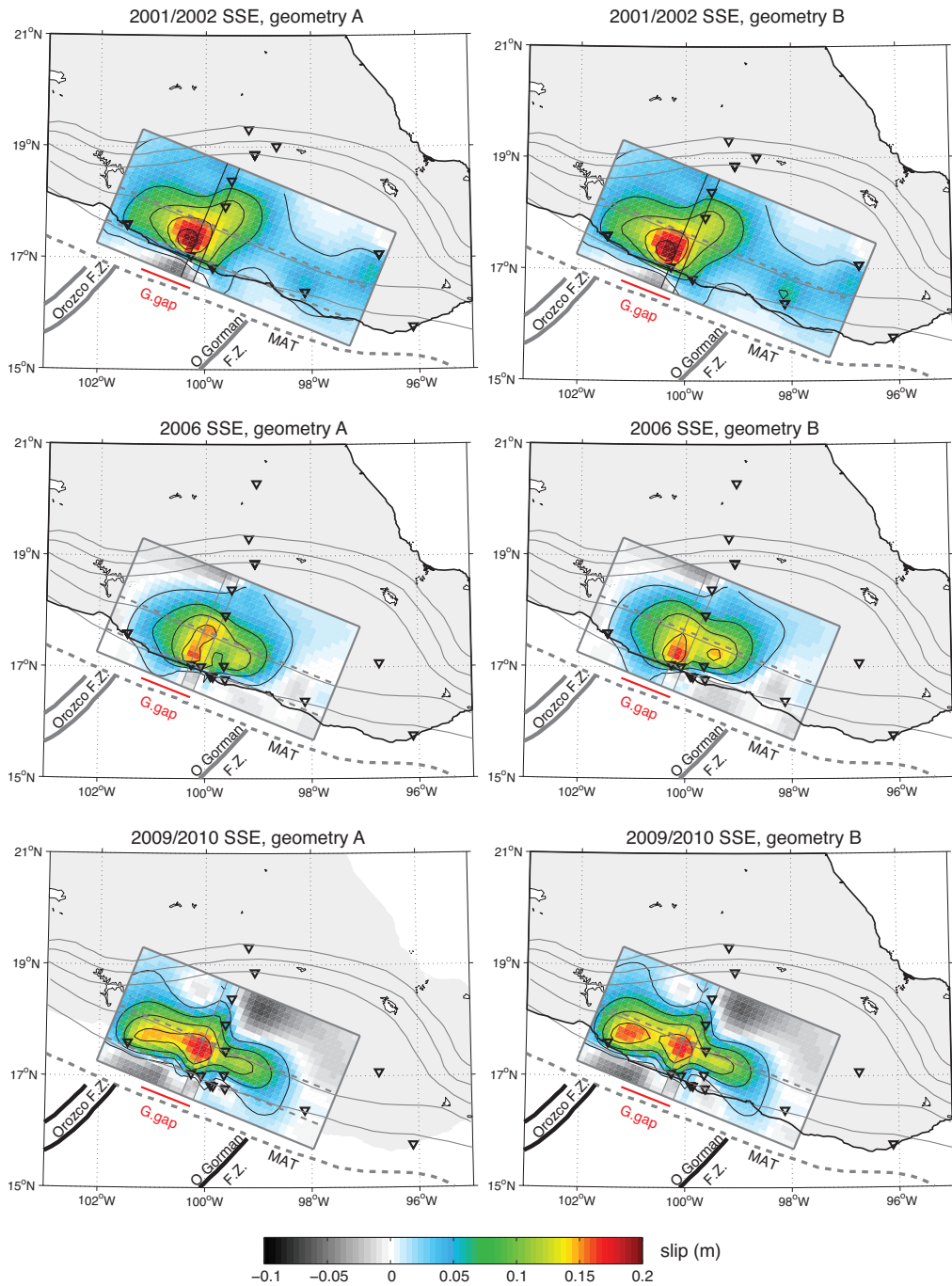
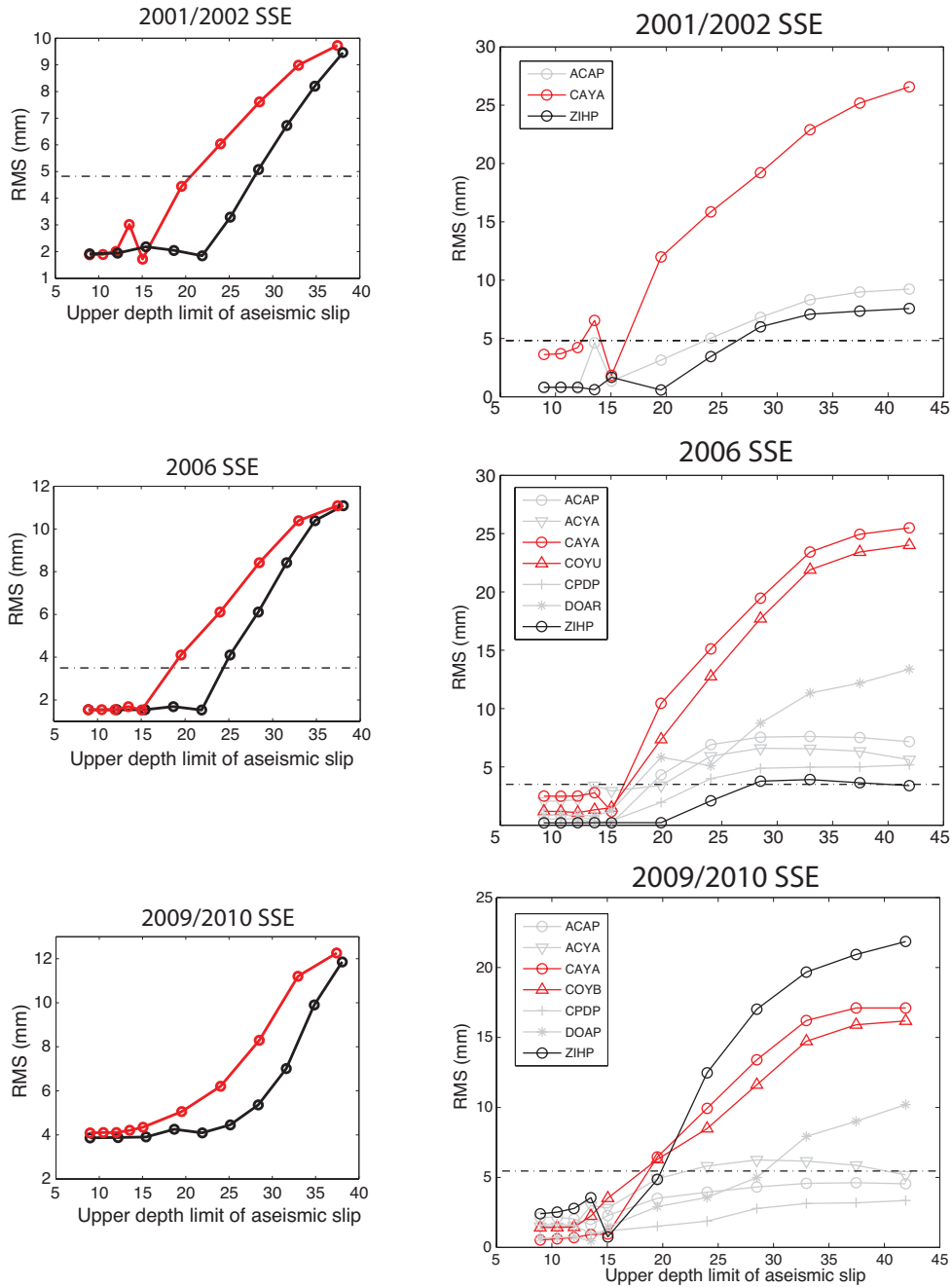


FIGURE 5.11: Slip distributions for the last three slow slip events 2001/2002(top), 2006 (middle) and 2009/2010 (bottom). Left column for the geometry A and right column for the geometry B. The correlation length for each inversion is $\lambda = 50$ km. The thin black lines are the location of the cross section in Figure 5.10, the thick dotted gray lines are the changes in dip of the subduction plane. The slip contour lines have 4 cm of slip spacing (from 2 cm to 18 cm).



(a) RMS for the complete dataset

(b) RMS for each coastal station separately

FIGURE 5.12: Variation of the data misfit (RMS) as a function of the upper depth limit of the aseismic slip for the three SSEs. (a) RMS for the complete data set, red and black curves are for the geometry A and B respectively. (b) RMS for each coastal stations separately. Red lines are for the stations located in the gap, gray and black lines are for the stations located respectively to the east and to the west of the gap. All curves are for the geometry A. In (a) and (b), the dotted lines are the 95% confidence level on the data.

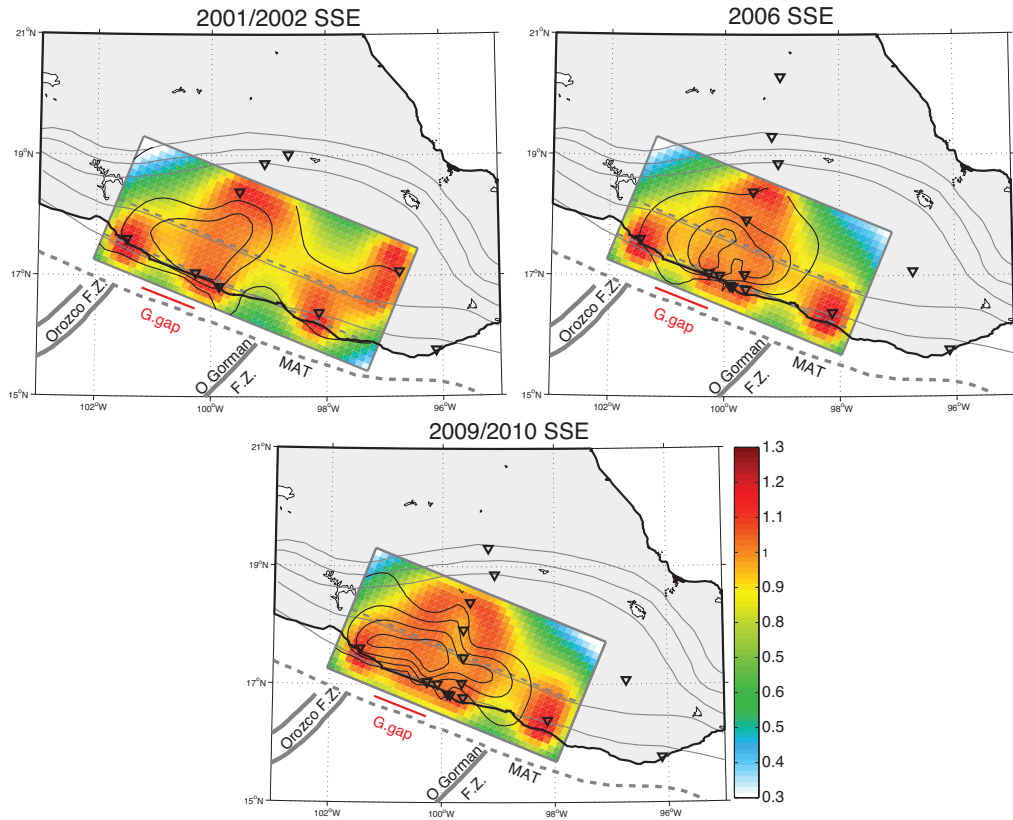


FIGURE 5.13: Resolution map for the inversions of the last three SSEs. The colors represent the value of the restitution index (sum of the lines of the covariance matrix (*Radiguet et al. [2011]*)). Values close to one represent areas where the slip is well resolved by the inversion. The well resolved areas increased with the increasing number of stations from the 2002 to to 2010. The black contours are the slip contours shown in Figure 4 for each SSE.

5.2.4 Inter-transient coupling

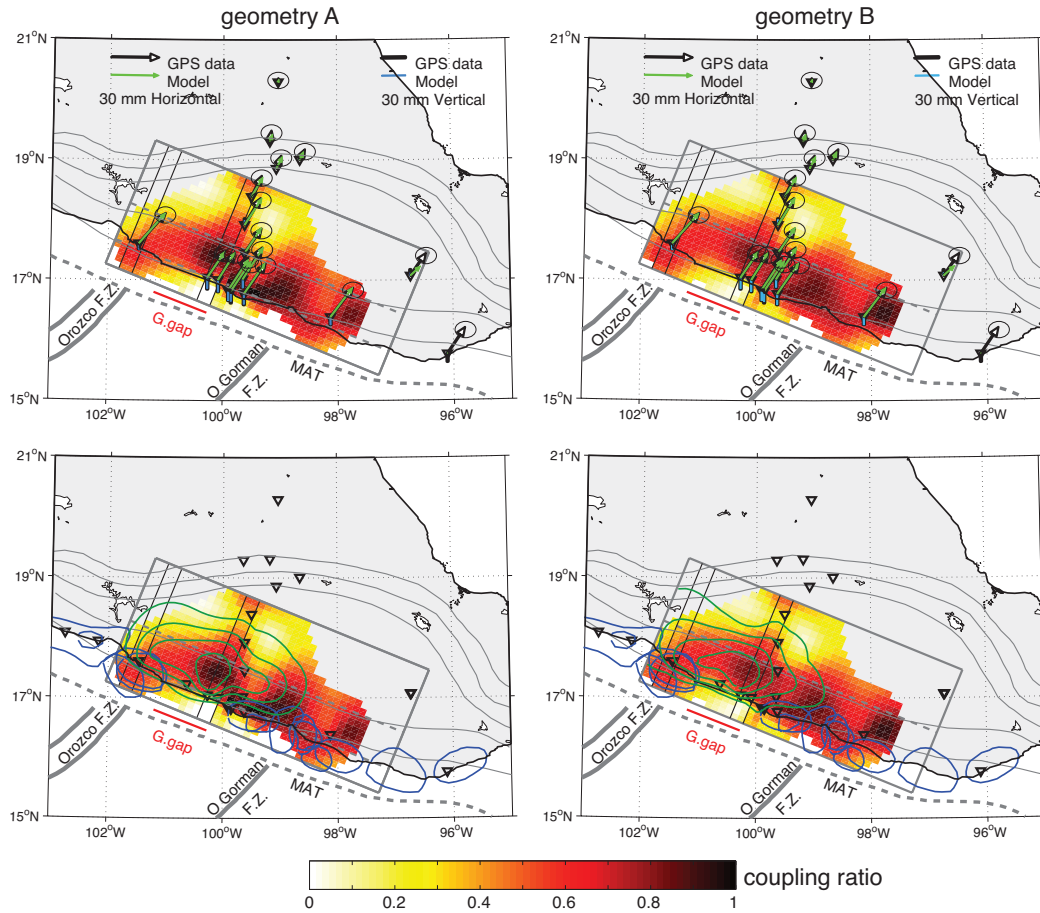


FIGURE 5.14: Inter-SSE coupling ratio for the subduction geometry A (left) and geometry B (right). Areas with insufficient resolution (restitution index lower than 0.85, Figure 5.13) are not represented. (top) Comparison between the observed and modeled inter-SSE displacement (over one year). (bottom) Comparison of the coupling ratio with rupture areas of large earthquakes (blue contours, see Figure 5.4 for details), and with the location of SSEs (green contours). The SSEs contours represent the cumulative slip during the last three SSEs, contours lines have 10 cm of slip spacing, the smaller one corresponding to 10 cm. The thin black lines are the location of the cross sections in Figure 7, the thick dotted gray lines are the changes in dip of the subduction plane.

GPS displacements between SSEs are inverted to infer the slip deficit on the subduction interface. This corresponds to the back-slip modeling approach proposed by *Savage* [1983]. The interplate coupling (here, the inter-SSE coupling) is the ratio of the slip deficit rate over the convergence rate. The convergence rate is obtained from the PVEL (Pacific VELOCITY estimates) model of *DeMets et al.* [2010]. This

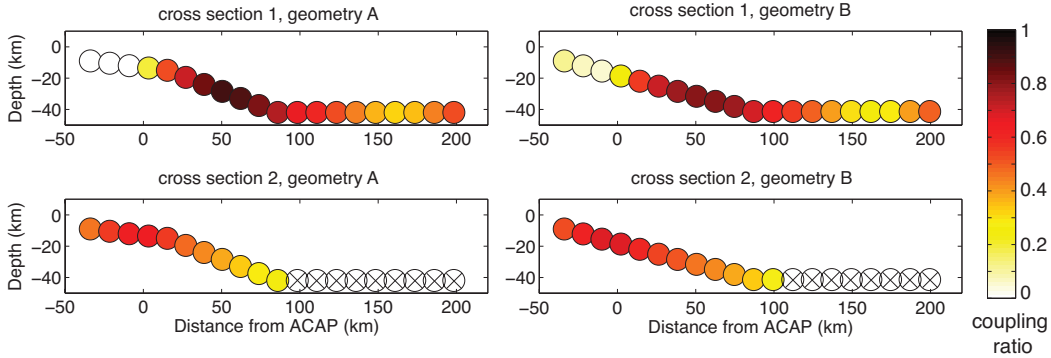


FIGURE 5.15: Cross section of the coupling across the lines shown in Figure 5.14. The cross section 1 is located in the Guerrero gap, similar to the cross sections in Figure 5.10, the cross section 2 is located below the station ZIHP, west of the Guerrero gap. The crossed white dots represent subfaults with insufficient resolution (restitution index lower than 0.85, Figure S6).

model is more accurate than the NUVEL-1A (*DeMets et al.* [1994]) model, in particular for the Cocos - North America relative plate motion. In the area studied, differences in the convergence direction and rate are about 3° and 4 mm/yr respectively. The convergence direction is 32°N , similar to the rake selected for the inversion of inter-SSE displacements.

Our modeling results of the inter-SSE displacements show that the coupling ratio is high (> 0.7) on the plate interface at a distance of 10 to 90 km from the coast (see Figure 5.14 and Figure 5.15). Further inland, in the flat portion of the slab, the coupling decreases. This decrease could be due to an increase in temperature [*Manea et al.*, 2004]. The shallow, presumably seismogenic segment of the interplate contact (-40 to 10 km from the coast) reveals discrepancies between the Guerrero gap region, where the coupling is very low (< 0.2) (see Figure 5.15, cross section 1), and the western end of the gap, below station ZIHP, where the shallow coupling is larger than 0.5 (Figure 5.15, cross section 2). This important shallow coupling in the western part of the gap is only constrained by one station, but appears to be in agreement with the location of relatively frequent large subduction thrust earthquakes. The rupture zones of those recent large earthquakes west of the Guerrero gap (the 1943 M7.7, 1979 M7.6, 1985 M7.6 Petelan earthquakes, and the partially the M8.1 Michoachan earthquake, [*Nishenko and Singh*, 1987a; *Ortiz et al.*, 2000]), coincide with the region of important shallow coupling. The SSE slip contours in Figure 5.14 show that the SSEs occur in a region of high coupling ratio during the inter-SSE period, and our results do not reveal a strongly locked subduction interface updip of the area where SSEs occur.

Most previous studies of coupling on the Guerrero gap during the inter-SSE period suggest a low coupling (or no coupling) on the shallow subduction interface (from the

trench to the coast, see *Kostoglodov et al.* [2003], *Franco et al.* [2005] and *Vergnolle et al.* [2010] for 2D models, *Larson et al.* [2004] and *Iglesias et al.* [2004] for 3D inversion). Our results are in agreement with these studies, and suggest that the updip limit of the coupled zone might be deeper in the Guerrero gap than on both sides of the gap, where the contours of large earthquakes suggest a shallower limit of the coupled, seismogenic zone. Our analysis is also consistent with previous studies, which showed, in the inter-SSE period, a strongly coupled interface in the region of transient slip [*Larson et al.*, 2004; *Yoshioka et al.*, 2004]).

The fact that the slow slip events have occurred on a strongly coupled region of the subduction interface suggests that they contribute to the stress release in the Guerrero gap. In the next section, we evaluate the amount of slip released by the slow slip events in the Guerrero gap, to get an idea of the long-term (over tens of years) slip deficit accumulation in this region.

5.2.5 Slip budget

We compare here the slip deficit rate to the slip released during SSEs, over a period of 12 years, corresponding to three cycles of SSEs (from 1998.5 to 2010.5). All slip values are projected on the subduction interface for a rake of 100° , corresponding to the direction of plate convergence. The slip deficit accumulated over a period of 12 years considering the occurrence of SSEs is estimated by the summation of the slow-slip for the three SSEs and the inter-SSE slip deficit for 12 years (Figure 5.16). In the Guerrero gap, the slip deficit is on average 10 cm for 12 years, 4 times smaller than on each side of the gap, where the average slip deficit is ~ 40 cm for the same period of time. The rupture areas of the most recent large earthquakes in the last century coincide with the areas of large slip deficit.

The slip deficit appears to be negative (i.e. the SSEs released more strain than accumulated over a 12 years period) about 100 to 150 km landward from the coast, on each side of the GPS stations profile normal to the coastline. This is likely an artifact coming from the linear distribution of the GPS stations, which tends to concentrate the slip in the inversion of inter-SSE displacements below that line (see Figure 5.14). The slip deficit is thus likely overestimated just below the line of GPS stations, and underestimated on both sides. This does not affect the results, because our conclusions focus on the lateral variations of the slip deficit below the coast, where our inversions are well resolved (see Figure 5.13).

The displacement rates expected from the slip deficit distribution proposed in Figure 5.16 are shown in Figure 5.17, which presents the GPS time series for the North component of 5 stations along the coast. Stations are ordered from bottom to top with increasing displacement rate. The GPS time series (black dots) are shown along with the linear displacement rates from our model. The model reproduces the average displacements of the GPS time series. This confirms that our approach, which consists in inverting separately different part on the signal, and then summing the results, produces a solution that fits the original data. The stations located in

the center of the Guerrero gap (CAYA and COYU), have smaller displacement rates than stations on either side of the gap, the largest observed displacement rate is for the station ZIHP. This result is consistent with the idea of a smaller slip deficit accumulation in the gap than on both sides of the gap.

We can thus conclude that the occurrence of SSEs in the gap area significantly reduces the accumulation of slip deficit in this region. The match between the regions of large slip deficit ($> 40\text{cm}$ over 12 years) and the slip contours of large thrust earthquakes suggests that the Guerrero area is a seismic gap because most - but not all - of the interplate strain is released in slow slip events. The next large earthquake in the gap is thus probably delayed compared to the recurrence time of earthquakes on each side of the gap.

The large, deep slip deficit in the eastern part of the modeled subduction interface (at 98°W) may be due to the fact that we did not include in our calculations the SSEs beneath the Oaxaca region. These SSEs occurred around 17°N , and between 96° and 98°W [Brudzinski *et al.*, 2007; Correa-Mora *et al.*, 2008, 2009], and may release some elastic strain energy in this region.

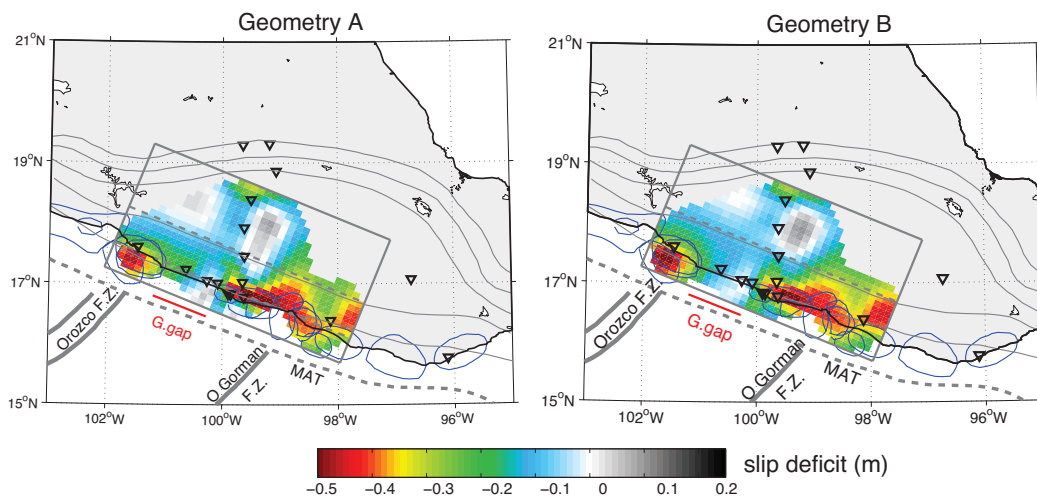


FIGURE 5.16: Slip deficit over 12 years. Slip contours of major earthquakes are in blue. The slip deficit in the Guerrero gap is in average 1/4 of the slip deficit on both sides of the gap.

5.2.6 Discussion

5.2.6.1 Extension of the Guerrero SSEs and conditions for slow-slip

The observation of three SSEs occurring on the same area gives some insight on the characteristics of these events. The SSEs exhibit similarities in the slip distribution, with a maximum slip on the subduction interface around 15 cm in the Guerrero gap region, but their lateral extension is observed to vary. Whatever the SSE, the

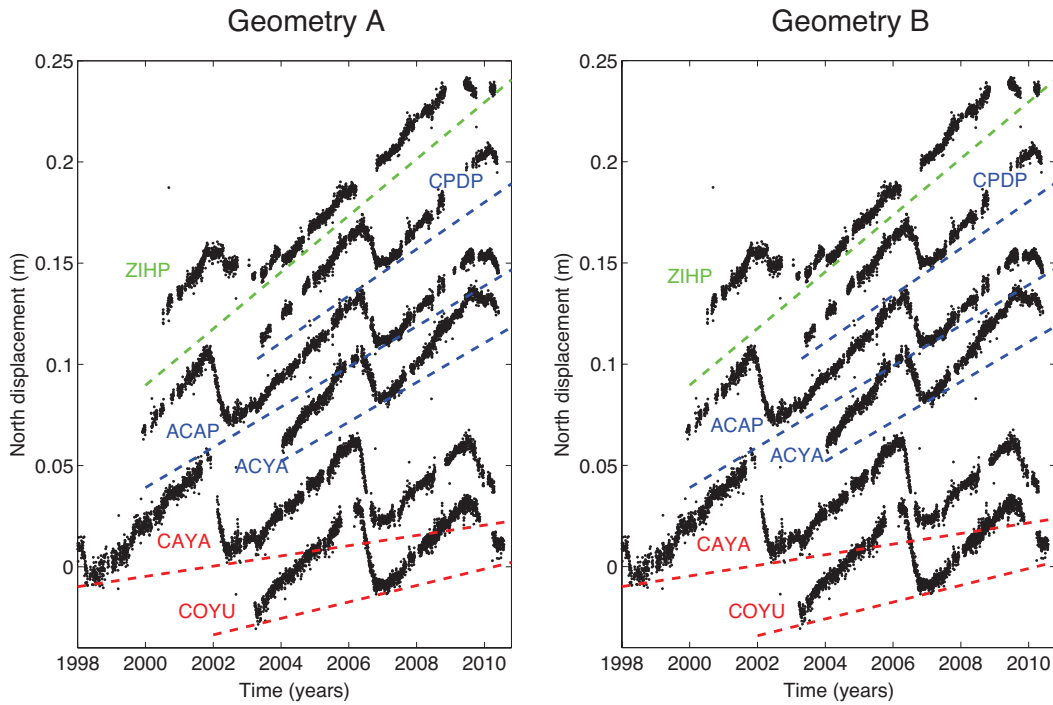


FIGURE 5.17: North position time series with respect to the North American plate reference frame for five stations along the coast. Dashed lines are the linear displacements predicted by the slip deficit model for 12 years presented in Figure 5.16. Colors depend on the station locations : red for the stations located into the gap, blue and green for stations located respectively to the southeast and to the northwest of the gap.

slow slip also appears to be shallower in the Guerrero gap than on its sides. A recent study of *Song et al.* [2009] reveals the presence of an ultra-slow seismic velocity layer at the top of the subducting plate. SSEs occur only in areas where this ultra-slow velocity layer is present. This ultra-slow velocity layer may represent a high pore fluid pressure zone that promotes the occurrence of the SSE with adequate pressure and temperature conditions. Slow-slip phenomena may indeed result from shear slip on faults near failure, with low confining pressure [*Peng and Gomberg, 2010*].

5.2.6.2 Seismic behavior of the Guerrero gap

Our results reveal the importance of slow slip events in the evaluation of elastic strain accumulation in the Guerrero subduction segment of the Middle America trench. Over the 12 years of the study, which cover three cycles of SSEs, it appears that the slip deficit in the Guerrero gap is only 1/4 of the slip deficit on both sides of the gap. In the inter-SSE period, the coupling is almost similar in the Guerrero gap and on its sides, which means that between SSEs, the slip deficit accumulation is almost homogeneous all over the Guerrero subduction segment.

This suggests that 3/4 of the strain accumulated during the inter-SSE period is released aseismically in the Guerrero gap, during the SSEs. Our results are similar regardless of the plate interface geometry used for the modeling. The moment deficit rate in the gap, obtained by integrating the annual slip deficit over the northwestern Guerrero gap (from the trench to a depth of 40 km) is $6 * 10^{18}$ N.m/yr. If the elastic strain accumulation observed over the last 12 years has maintained over the last century, the moment strain accumulated since the last earthquake in 1911 is about $6 * 10^{19}$ N.m, corresponding to a moment magnitude of M_w 7.8.

Our modeling has a limited resolution, in particular due to the low density of GPS stations, their distribution along two profiles, and the large distance between the subduction interface and the recording stations at the surface. Thus, we are not able to detect small variations in the coupling ratio, or small heterogeneities in the slip distributions during SSEs. Instead, we image the average behavior on the subduction interface.

The release of the remaining slip deficit in the Guerrero gap may be achieved by different mechanisms. One hypothesis is that the observed slip deficit in the gap is in reality heterogeneous, with areas which remain locked during the interseismic period, and areas which slip aseismically during transients. The locked patches, too small to be detected by our network, could rupture into thrust earthquakes. They could also explain the variation in the size of SSEs from one event to another. Our results however seem to rule out the existence of a very large asperity in the Guerrero gap. From several observations of SSEs worldwide, *Schwartz and Rokosky [2007]* also suggests the existence of transitions from seismic to aseismic frictional behavior within the seismogenic zone, with velocity weakening behavior embedded within regions with velocity strengthening behavior. These mixed-mode fault slip behavior highlights the complexity of defining the seismogenic zone [*Marone and Richardson, 2010*].

5.2.6.3 Comparison Between SSEs in Guerrero and SSEs in other subduction margins

The SSEs observed in the Guerrero subduction zone are among the largest observed in the world, with equivalent moment magnitudes of 7.4-7.6, and durations from 6 months to over one year. In this, they are similar to the long-term SSEs observed in Japan (Tokai and Bungo-Channel, [*Hirose and Obara, 2005; Miyazaki et al., 2006*]) and in New Zealand (Hikurangi subduction margin, *Wallace and Beavan [2010]*). In the Mexican subduction zone, SSEs have been identified also in the Oaxaca segment, located southeast of the Guerrero segment. In this region, SSEs are smaller than in the Guerrero gap, and are clearly located downdip of the seismogenic zone, which ruptured in a large M_w 7.6 thrust earthquake in 1978.

In the Guerrero gap, the lack of recent large thrust earthquakes, and the low interseismic coupling in the gap (revealed by the small slip deficit over the 12 years of this study) makes it difficult to define a clear seismogenic zone. Thus, we cannot

evaluate the location of the SSEs with respect to the seismogenic zone. It is however clear that the SSEs are quite shallow, occurring at depths around 15-20 km, down to 40 km. This is similar to long-term SSEs in Bungo Channel (Japan), which occur at shallower depth than short-term SSEs [*Hirose and Obara, 2005*]. The opposite seems to be true is the Hikurangi subduction margin (New Zealand), where short-durations SSEs occur at shallower depths than long-durations SSEs, but not in the same region of the subduction zone [*Wallace and Beavan, 2010*]. SSEs in the Hikurangi subduction margin occur in a portion of the subduction interface where the inter-SSE coupling is high (~ 0.7), similar to our observations in the Guerrero gap. These authors suggest that the SSEs recover nearly all of the elastic strain that accumulates from inter-SSE coupling on the interface in the SSE source regions, thus, the long-term interseismic coupling in the regions where SSEs occur is very low. The same is observed in the Guerrero gap.

5.2.7 Conclusion

We analyzed 12 years of continuous GPS records in the Guerrero segment of the Mexican subduction zone. A consistent modeling of three major SSEs that occurred in this time period, as well as a modeling of the inter-SSE coupling were carried out. Our results reveal that SSEs account for a major portion of the overall moment release budget in the northwest Guerrero gap. The average slip deficit accumulated in the Guerrero gap during the 12 years of this study is only 1/4 of the slip deficit accumulated on both sides of the gap over the same period of time. Moreover, the regions of large slip deficit match the rupture areas of recent large earthquakes. Limitations in accurately resolving the inter-SSE coupling, and SSEs location with GPS time series make us cautious about the interpretation of these results. It is likely that our a limited data set is sufficient only to resolve the first order lateral variations in the slip distribution of the Guerrero subduction zone, but some smaller scale heterogeneities in the degree of coupling and frictional properties may exist in the Guerrero gap, that we are not able to resolve. Such heterogeneous interfaces are likely to produce complex stress accumulations, and irregular earthquakes.

Acknowledgments

The GPS network maintenance and data acquisition were supported by Mexico's PAPIIT IN102105, IN103808 and CONACYT 84544 grants. We are grateful to all the people who participated in the GPS network installation and maintenance, in particular to Ing. Jose Antonio Santiago. This work has been supported by the French national research agency (Agence Nationale de la Recherche, ANR G-GAP RA0000C069). Fabrice Cotton and Michel Campillo benefited from Institut Universitaire de France support. We thanks Michel Bouchon and other G-Gap participants (I. Manighetti, N. Shapiro, D. Rivet, D. Zigone) for their support and their stimulating discussions.

Chapitre 6

Synthèse

Sommaire

6.1 Déformation crustale associée au séisme lent de 2006	124
6.1.1 Données utilisées et principe de la méthode	124
6.1.2 Résultats	124
6.1.3 Modélisation numérique de la déformation liée au séisme lent et liens avec les variations de vitesses	126
6.1.4 Conclusions et mécanismes possibles à l'origine des variations de vitesses observées	128
6.2 Les trémors au Mexique et leur liens avec les séismes lents	128
6.2.1 Localisation des trémors au Mexique	128
6.2.2 Associations des trémors et des séismes lents	128
6.2.3 Déclenchement des trémors et des glissements	130
6.3 Caractéristiques structurales de la région de Guerrero, et liens avec les séismes lents	132
6.3.1 Mise en évidence d'une zone à faible vitesse sismique à proxi- mité de l'interface	132
6.3.2 Origines possibles de cette zone à faible vitesse sismique et rôle des fluides	132
6.4 Synthèse des principaux résultats de cette thèse	135
6.4.1 Mise en évidence de variations latérales de couplage	135
6.4.2 Cinématique des séismes lents	135

Ce chapitre est l'occasion de faire la synthèse de différentes observations qui entrent en jeu dans la compréhension du cycle sismique dans la région de Guerrero au Mexique. L'objectif principal de cette thèse est l'analyse des séries temporelles GPS et la modélisation des séismes lents. Néanmoins, d'autres observations sont nécessaires à la compréhension des mécanismes à l'origine de ces séismes lents et des phénomènes associés. Ce chapitre permet de discuter de la localisation des trémors au Mexique et de la déformation de la plaque supérieure liée aux séismes lents, mise en évidence par les variations de vitesse du milieu. Nous reviendrons également sur les observations récentes concernant la structure de cette région, notamment l'existence d'une zone à faible vitesse à proximité de l'interface de subduction. La synthèse

de ces observations permet une meilleure compréhension du fonctionnement de la région de Guerrero au Mexique.

Une partie des résultats présentés dans ce chapitre sont issus des travaux de thèse en cours de Diane Rivet (variations de vitesse) et de Dimitri Zigone (étude des tremors). Ces résultats sont intégrés à ce chapitre car nous avons travaillé ensemble sur certains aspects, comme les liens entre leurs observations et les modélisations des séismes lents. De plus, leur travaux apportent des informations essentielles pour la compréhension du fonctionnement de cette région.

6.1 Déformation crustale associée au séisme lent de 2006

6.1.1 Données utilisées et principe de la méthode

Rivet et al. [2011] ont analysé la déformation dans la plaque supérieure induite par le séisme lent de 2006 à Guerrero, à partir des variations de vitesse des ondes sismiques dans le milieu. Ces variations de vitesses sont mesurées à partir de corrélations de bruit ambiant. Les enregistrements de bruit ambiant aux stations du réseau MASE (Meso-America Seismic Experiment, un réseau temporaire de stations large-bandes perpendiculaires à la côte, voir figure 6.1d) permettent de retrouver les fonctions de Green entre des paires de stations pour différents intervalles de temps. Les fonctions de corrélations sont calculées pour des intervalles de temps de 60 jours dans différentes gammes de fréquences. Les délais dans les temps de trajets entre des corrélations sur 60 jours et une corrélation de référence calculée sur toute la durée du signal sont liés aux changements de vitesses dans le milieu de propagation. Les détails de la méthodologie mise en oeuvre sont décrits dans l'article *Rivet et al.* [2011] disponible en annexe. Ci-dessous, je présente les résultats principaux de ce travail.

6.1.2 Résultats

Observations de variations de vitesses associées au séisme lent

La figure 6.1a présente l'enregistrement du séisme lent de 2006 sur les séries temporelles GPS de la station MEZC. En parallèle, la figure 6.1b présente les variations de vitesse moyenne le long du profil, calculées en incluant toutes les stations, dans une gamme de fréquence de 11 à 15 secondes. Cette gamme de fréquence correspond aux ondes de Rayleigh sensibles à la croûte moyenne. On observe une diminution rapide de la vitesse sismique à partir de mai 2006. La diminution de vitesse atteint son maximum (-0.2%) en juin 2006 et retrouve sa valeur initiale dans les deux mois suivants.

Étendue spatiale des variations de vitesses

Pour analyser l'extension spatiale des variations de vitesse, les stations sont séparées en sous-ensembles de 11 stations adjacentes. Les variations de vitesses obtenues en fonction de la localisation nord-sud des stations sont présentées sur la figure 6.1c. Les perturbations de vitesse sismiques associées au séisme lent de 2006 ont affecté toutes les stations, mais ces perturbations sont plus importantes au nord du profil, entre la position des stations GPS MEZC et IGUA (130 à 180 km de la côte).

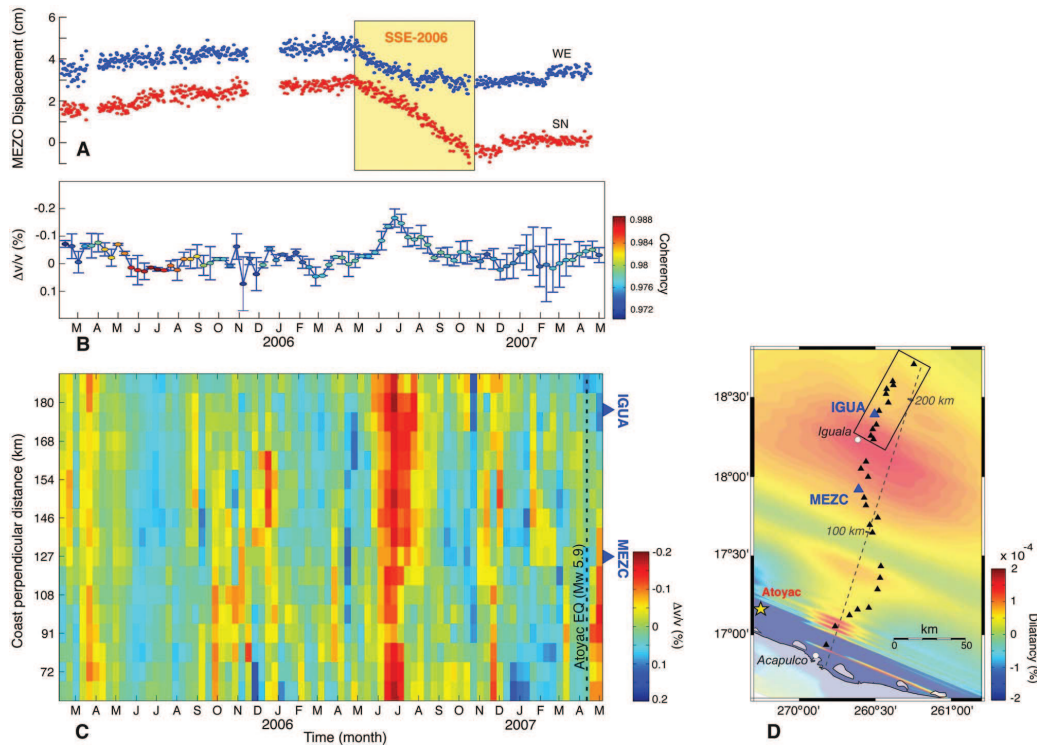


FIGURE 6.1: Correlation in time and space between the observed velocity changes and the SSE. (a) MEZC GPS station daily displacement time series for the West-East (WE) and South-North (SN) components. Yellow box, period of the 2006 slow-slip event. (b) Seismic velocity changes measured from the cross-correlation 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 Figure 2c. Gray dashed line represents the coast-perpendicular distance in km. Figure from *Rivet et al.* [2011]

Localisation en profondeur des variations de vitesses

Les variations de vitesses sont contraintes dans plusieurs bandes de fréquences, de 5.0-6.9 secondes à 20-27 secondes. La sensibilité des ondes aux variations de vitesse dépend de leur fréquence : les courtes périodes sont sensibles aux structures superficielles, alors que les longues périodes sont sensibles à la croûte profonde. La figure 6.2b présente les variations de vitesse dans le milieu pour différentes gammes de fréquence. Aucune variation de vitesse n'est observée pour des périodes inférieures à 5 secondes, ce qui montre que les variations de vitesses n'affectent pas les structures superficielles. Une variation importante de vitesse est observée pour des périodes entre 7 et 20 secondes, ce qui correspond à des changements dans les propriétés mécaniques de la croûte à des profondeurs entre 5 km et 20 km.

Les résultats de cette étude montrent que le séisme lent de 2006 a produit des changements détectables dans les propriétés élastiques de la croûte moyenne. Les perturbations ont une extension vers le nord plus grande que la zone de glissement pendant le séisme lent de 2006 (le glissement s'arrêtant à environ 120-130 km de la côte, voir figure 3.4(a) et figure 5.11). Afin de mieux comprendre la nature de ces observations, les champs de déformations associés au séisme lent de 2006 ont été calculés et comparés aux perturbations de vitesse observées.

6.1.3 Modélisation numérique de la déformation liée au séisme lent et liens avec les variations de vitesses

Les champs de déformations associés au séisme lent de 2006 sont calculés à l'aide d'une modélisation 3D élastique en différences finies [Olsen *et al.*, 2009]. La distribution de glissement utilisée est issue de l'inversion des séries temporelles GPS (voir les figures 3.4(a) et 3.8 pour le glissement cumulé et l'évolution temporelle respectivement). La figure 6.1d présente la dilatation cumulée liée au séisme lent, et la figure 6.2d présente l'évolution temporelle de la dilatation de milieu. Les simulations numériques montrent que le séisme lent a généré une augmentation de la dilatation dans la croûte moyenne. Cette augmentation est maximale entre les stations GPS MEZC et IGUA, c'est-à-dire au nord de la zone de glissement (figure 6.1d). Les variations de vitesse et la dilatation affectent la croûte moyenne avec la même étendue spatiale, ce qui suggère que la variation de vitesse est liée à la dilatation.

La corrélation temporelle entre la simulation de la dilatation et les variations de vitesse est visible sur la figure 6.2. La variation de vitesse disparaît rapidement (environ 2 mois) après avoir atteint son maximum, alors que la déformation crustale induite par le séisme lent dure beaucoup plus longtemps et diminue lentement du fait du chargement intersismique (figure 6.2d). Les variations de vitesse sont par contre bien corrélées temporellement avec de taux de dilatation (figure 6.2c). En effet, le maximum de changement de vitesse est corrélé au taux de dilatation maximum, ce dernier correspondant à la période à laquelle la vitesse de glissement est la plus importante (voir l'évolution du glissement de mai à juillet sur la figure 3.8).

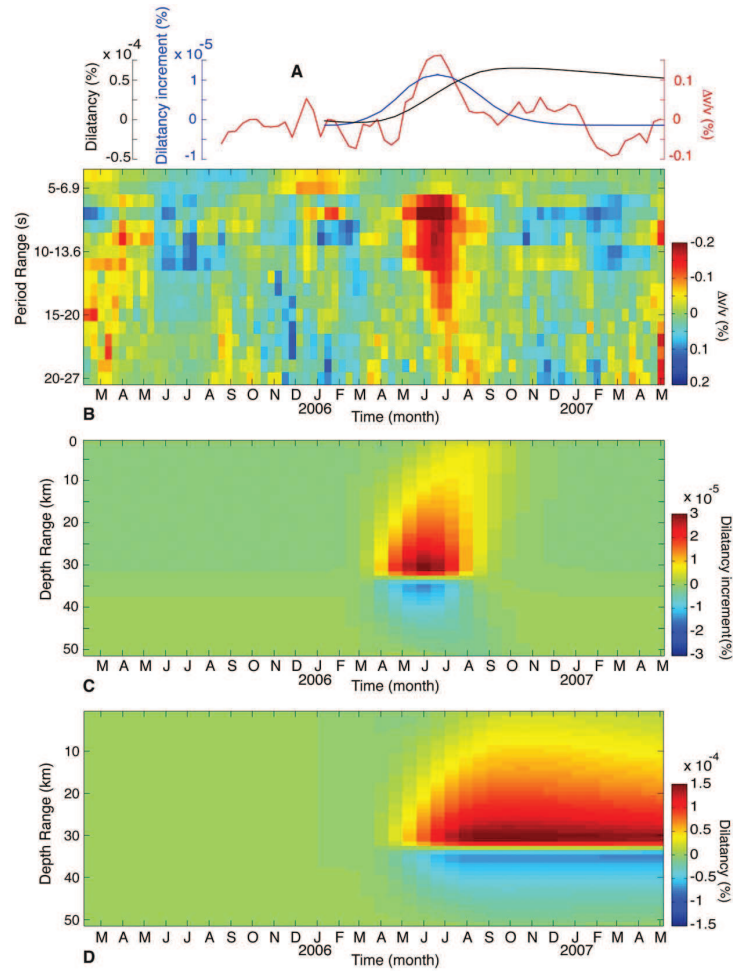


FIGURE 6.2: Comparison between the observed velocity changes computed from the entire seismic array and the modeled dilation. (a) Seismic velocity changes (red curve) measured in the period range of 10-13.6 s. Dilation (black curve) and dilation rate (increment over 20 days) (blue curve) computed at 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. Figures 3c and 3d 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. Figure from *Rivet et al. [2011]*

6.1.4 Conclusions et mécanismes possibles à l'origine des variations de vitesses observées

La variation relative de dilatation est de l'ordre de 10^{-6} , et les variations relatives de vitesses observées sont de l'ordre de 10^{-3} . Les changements de vitesse sont donc trop importants pour être expliqués par un comportement élastique linéaire. De plus, il apparaît que la variation de vitesse ne se produit pas au moment de la dilatation maximum, mais au moment où le taux de déformation est maximum. *Rivet et al. [2011]* détaillent les mécanismes possibles à l'origine de ses variations de vitesse et suggèrent l'existence d'un comportement élastique non-linéaire, déjà mis en évidence expérimentalement.

6.2 Les trémors au Mexique et leur liens avec les séismes lents

6.2.1 Localisation des trémors au Mexique

Dans la région de Guerrero, les trémors sont localisés à des distances entre 120 et 200 km de la côte, c'est-à-dire au Nord de la région qui glisse pendant les séismes lents [*Payero, 2008; Kostoglodov et al., 2010; Zigone et al., in prep.*] (voir la figure 6.3). Ce décalage dans la localisation des glissements lents et des trémors n'est pas observé dans la plupart des zones de subduction. En effet, le plus souvent, glissements lents et trémors sont observés dans la même région de l'interface de subduction. A Guerrero, la zone de trémors correspond cependant à la zone dans laquelle la déformation dans la plaque supérieure est la plus importante. En effet, les champs de déformations calculés pour le séisme lent de 2006, ainsi que les variations de vitesses mesurées montrent que c'est la région située juste au nord de la zone de glissement qui subit le plus de déformation (dilatation).

Les études actuelles au Mexique ne permettent pas de localiser précisément la profondeur des trémors. Si les trémors n'ont pas lieu seulement à l'interface de subduction mais sont localisés à différentes profondeurs dans la croûte supérieure, alors ils sont localisés dans la région la plus déformée par le séisme lent. Les trémors étant très sensibles aux variations de contraintes, la déformation du milieu par le séisme lent pourrait générer des trémors.

6.2.2 Associations des trémors et des séismes lents

Dans la région de Guerrero au Mexique

Kostoglodov et al. [2010] ont montré que l'activité des trémors à Guerrero est très variable, avec des épisodes d'intense activité de quelques jours, et des périodes de calme (figure 6.3). L'énergie libérée par les trémors augmente sensiblement pendant le séisme lent de 2006, pendant lequel 4 épisodes d'intense activité de trémors sont

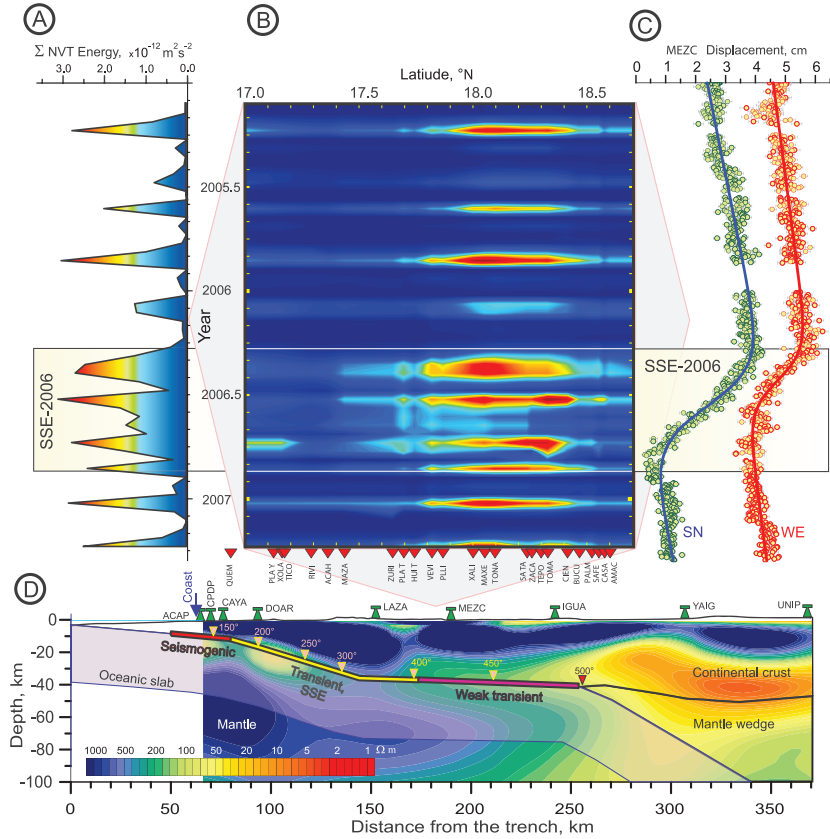


FIGURE 6.3: (a) Time distribution of all the (1–2 Hz) NVT seismic energy recorded during the MASE experiment. Energy color scale is the same as in Figure 2b. (b) Time-Distance distribution of the NVT energy (average smoothing with the moving time window of 15 days) along the MASE profile. Red annotated triangles indicate locations of seismic stations. (c) Daily time series at MEZC GPS station located approximately in the middle of the MASE profile (see Figure 1). Time scale is the same as in A and B. SN, WE-South-North and West-East components, respectively. SSE-2006 annotated rectangle delimits the period of the 2006 slow slip event. (d) Subducting Cocos-North America plates interface in the study area according to *Kim et al. [2010]*. The background image is a resistivity model [*Jödicke et al., 2006*]. Inverted pink triangles are annotated with the temperature in °C, which is modeled on the plate interface [*Manea et al., 2004*]. Green antenna-like symbols show projections of the GPS station locations on the MASE transect. Figures 2a-2c have the same time scale. Figures 2b and 2d are aligned so that the zone where tremor was detected can be compared to the plate configuration. After *Kostoglodov et al. [2010]*

détectés. Dans l'année et demie qui précède le séisme lent de 2006, seuls 3 épisodes de trémors (de moindre importance) ont été détectés. Il apparaît donc que l'activité des trémors augmente pendant les périodes de séismes lents.

Pendant le séisme lent de 2010, l'activité des trémors est importante pendant la deuxième phase du glissement (déclenchée par le séisme de Maule). L'activité des trémors n'a pas encore été étudiée pendant la première phase du glissement.

Les séries temporelles GPS montrent l'existence de petits épisodes de glissements asismiques entre les séismes lents majeurs. Ces épisodes affectent quelques stations GPS seulement, et produisent des déplacements en surface de 5 mm au maximum [Vergnolle *et al.*, 2010]. Les auteurs montrent que ces petits séismes lents sont corrélés avec les épisodes de trémors qui se produisent en dehors des périodes de glissements lents majeurs. Une étude plus fine serait nécessaire pour valider ses corrélations. En effet Vergnolle *et al.* [2010] ont utilisé les détections de trémors de Payero [2008] entre 2002 et 2007, et la détection manque de précision du fait du faible nombre de stations disponibles sur la période 2002-2005 particulièrement.

Ces petits épisodes de glissements sont difficiles à détecter, car la résolution des GPS ne permet pas de détecter des glissements très faibles à plusieurs dizaines de kilomètres de profondeur. Il est possible que tous les épisodes de trémors soient associés à des glissements asismiques, certains étant d'amplitude trop faible pour être détectés par les moyens actuels.

Comparaison avec d'autres zones de subduction

Au Japon, dans la région de Nankai, deux types de séismes lents ont été observés : des séismes lents court-terme, produisant des glissements faibles et détectés uniquement par des inclinomètres, et des glissements long-terme détectés par des GPS. Les séismes lents court-terme sont associés à une activité de trémors importante, alors que les séismes lents long-terme ne sont pas associés à des trémors. Ces derniers sont localisés plus superficiellement par rapport aux séismes lents et trémors court-terme.

Dans l'état d'Oaxaca, localisé juste à l'est de la région de Guerrero, Brudzinski *et al.* [2010] montrent que, comme à Guerrero, les trémors sont localisés plus loin à l'intérieure des terres par rapport à la zone qui glisse pendant les séismes lents. Ces auteurs suggèrent que les séismes lents observés sont l'équivalent des séismes lents long-terme observés au Japon, et que les trémors sont associés à des épisodes de glissements court-terme, qui ne sont pas détectés par les stations GPS existantes. La même explication pourrait être proposée pour la région de Guerrero.

6.2.3 Déclenchement des trémors et des glissements

Le chapitre 4 a permis de mettre en évidence le déclenchement d'un épisode de trémors et d'un séisme lent par les ondes de surface du séisme de Maule au Chili M_w 8.8. Il est intéressant de regarder si d'autres séismes importants ont également

déclenché des trémors. *Zigone et al.* [in prep.] ont analysé les enregistrements correspondants à plusieurs séismes récents :

- Le séisme d’Haiti (M_w 7.0, 12/01/2010)
- Le séisme de Mexicali (Basse Californie, M_w 7.2, 04/04/2010)
- Le séisme de Tohoku-Oki (Japon, M_w 9.0, 11/03/2011)

Les enregistrements ne montrent aucune activité de trémors déclenchés par ces séismes dans la région de Guerrero. Différentes hypothèses peuvent être avancées pour expliquer cette absence de déclenchement. La première explication est que la sollicitation créée par les ondes doit être suffisante, et dans une gamme de fréquence spécifique, pour pouvoir déclencher un séisme lent et des trémors. Le contenu fréquentiel des ondes des différents séismes, enregistrés aux stations mexicaine dépend à la fois de la magnitude des séismes et de la distance hypocentrale. Pour les séismes d’Haiti et de Mexicali, qui ont des magnitudes très proches, l’énergie des ondes de surface pour les longues périodes (supérieures 10 s) est 2 à 3 ordres de grandeurs plus faible que pour le séisme de Maule. On peut donc supposer que des sollicitations longues périodes sont nécessaires pour générer des trémors et un glissement lent, et que comme dans le cas du déclenchement de séismes, il existe une longueur critique de sollicitation pour permettre un déclenchement dynamique [*Voisin, 2001, 2002; Dascalu et al., 2000; Uenishi and Rice, 2003*]. Le séisme de Tohoku-Oki a une magnitude proche de celle du séisme de Maule, leur contenu fréquentiel sont donc assez similaire. Pour des périodes inférieures à 100 secondes, les amplitudes des ondes du séisme de Maule sont plus importantes car la distance Chili-Mexique est plus courte que la distance Japon-Mexique, mais les ondes du séisme de Tohoku-Oki ont quand même une amplitude importante pour des périodes supérieures à 20 secondes.

La deuxième hypothèse pour expliquer l’absence de déclenchement, particulièrement pour le séisme de Tohoku-Oki pour lequel la sollicitation était importante à longue période, est que le moment du cycle sismique auquel la sollicitation se produit à une importance. Le séisme de Maule a eu lieu pendant un séisme lent à Guerrero (le glissement était pratiquement terminé, mais certaines stations à la côte enregistraient encore des déplacements, voir les figures 4.4 et 4.6). Le séisme de Tohoku-Oki est survenu en mars 2011, date à laquelle aucun séisme lent n’était en cours à Guerrero, et à cette période, l’interface est déchargée par le séisme lent survenu moins d’un an plus tôt. Ainsi, il est possible que les conditions de chargement de l’interface de subduction au moment de la sollicitation soient un paramètre important de contrôle du déclenchement par des ondes de surface à longue périodes. Le glissement sur l’interface de subduction lié à un séisme lent modifie l’état des contraintes dans la zone des trémors, à la fois en modifiant les contraintes cisailantes sur l’interface, et aussi en créant de la dilatation dans la croûte sus-jacente. Il est possible que cet état de perturbation soit nécessaire à l’occurrence de trémors. Du fait du faible nombre de séismes étudiés, il est difficile de conclure sur les mécanismes de déclenchements à ce stade.

6.3 Caractéristiques structurales de la région de Guerrero, et liens avec les séismes lents

6.3.1 Mise en évidence d'une zone à faible vitesse sismique à proximité de l'interface

Des observations récentes dans plusieurs régions mettent en évidence la présence d'une zone à faible vitesse à proximité de l'interface de subduction. *Kim et al.* [2010] présentent une image de la structure de la zone de subduction obtenue par fonction-récepteur. La modélisation des conversions d'ondes mesurées nécessite l'introduction d'une zone de faible vitesse (d'une épaisseur de 3 km) entre la plaque plongeante et la croûte continentale sus-jacente. Le rapport V_p/V_s dans cette couche est important du fait de la faible vitesse des ondes S. Dans une autre étude, *Song et al.* [2009] ont utilisé les conversions d'ondes SP (ondes S converties en ondes P au niveau de l'interface) provenant de séismes dans la plaque plongeante, pour imager la structure sismique au sommet cette plaque. Pour certains séismes, la modélisation de la forme (amplitude et temps) du signal nécessite l'introduction dans le modèle d'une couche à très faible vitesse au sommet de la croûte océanique subductée (épaisseur entre 3 et 5 km, V_s entre 2 et 2.7 km/sec). Les séismes pour lesquels une zone à très faible vitesse est mise en évidence sont en bleu sur la figure 6.4. Plus à l'intérieur des terres, aucune zone à faible vitesse n'est mise en évidence (séismes en blanc). La zone à très faible vitesse s'étend donc jusqu'à environ 150 km à l'intérieur des terres dans la région de Guerrero, et probablement jusqu'à seulement 100 km dans la région d'Oaxaca. L'extension de la zone à très faible vitesse mise en évidence par *Song et al.* [2009] figure 6.4 coïncide avec l'extension spatiale des séismes lents à Guerrero (contours oranges sur la figure 6.4), ce qui laisse penser que l'occurrence des séismes lents est liée à la présence de cette zone. Enfin, un autre étude, basée sur deux profils magnétotelluriques perpendiculaires à la fosse renseigne sur la conductivité dans la croûte [*Jödicke et al.*, 2006]. Cette étude révèle l'existence d'une zone de forte conductivité, donc probablement riche en fluide, localisée dans la croûte de la plaque nord-américaine, à proximité de la zone dans laquelle les trémors sont observés (voir les profils sur la figure 6.4).

La présence d'une zone à très faible vitesse sismique (ou à rapport V_p/V_s élevé) a également été mise en évidence dans d'autres zones de subductions : les Cascades [*Audet et al.*, 2009], au Japon dans la région de Nankai [*Kodaira et al.* [2004], et dans une autre région, celle de Tokai [*Kato et al.*, 2010]. Des séismes lents se produisent dans ces deux régions.

6.3.2 Origines possibles de cette zone à faible vitesse sismique et rôle des fluides

Plusieurs hypothèses sont proposées pour expliquer la présence d'une zone à rapport V_p/V_s élevée à proximité de l'interface de subduction. Certains auteurs sug-

6.3 Caractéristiques structurales de la région de Guerrero, et liens avec les séismes lents

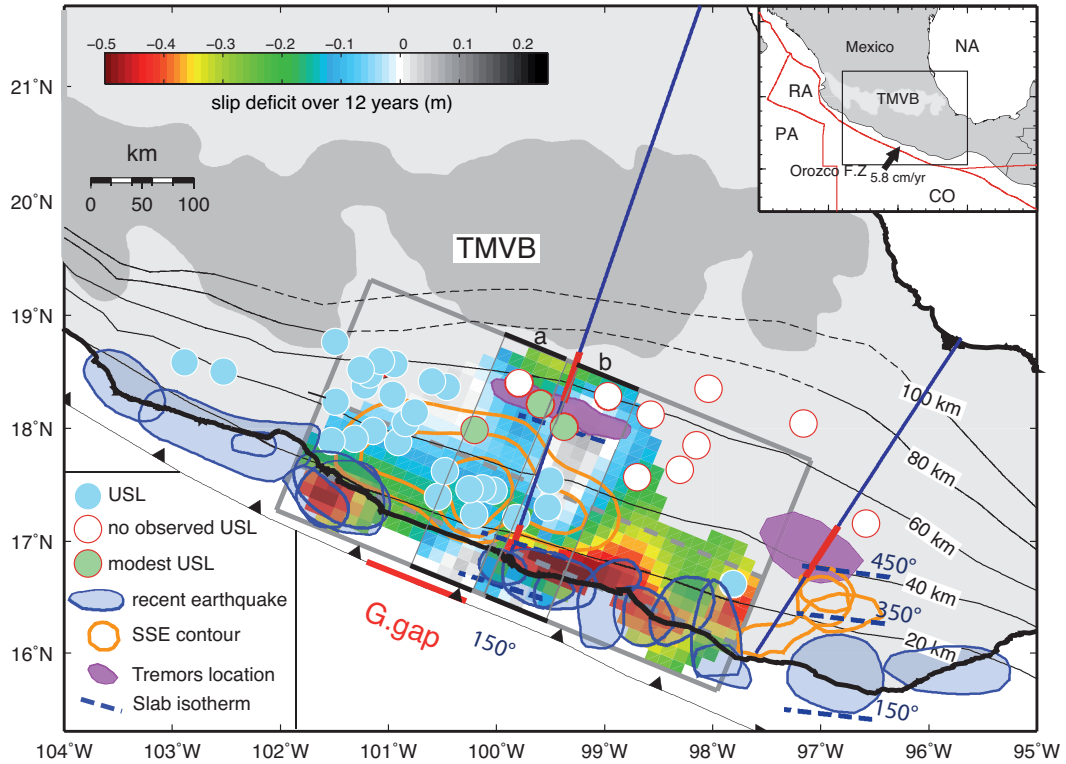


FIGURE 6.4: Carte synthétisant les différentes observations discutées dans cette thèse. Cette carte présente la localisation de la zone à très faible vitesse mise en évidence par [Song *et al.*, 2009]. Les étendues spatiales de la zone à très faible vitesse (*ultra slow velocity layer* = *USL*), marquée par les cercles bleus coïncide avec la localisation du glissement pendant les séismes lents. La localisation des tremors est indiquée en violet. Les contours de glissements des séismes lents sont visibles en orange (contours issus de cette étude pour les glissements dans Guerrero, et de Brudzinski *et al.* [2007] pour les glissements dans Oaxaca). La couleur de fond représente le déficit de glissement cumulé sur 12 ans évalué au chapitre 5. Les deux profils magnétotelluriques [Jödicke *et al.*, 2006] sont en bleu, avec les zones de forte conductivité surlignées en rouge. La localisation des deux profils de glissements de la figure 6.5 est indiquée par les lignes noires et les appellations a et b. Figure modifiée d'après Song *et al.* [2009].

gèrent l'existence de minéraux hydratés, formant une couche de faible viscosité au sommet de l'interface de subduction [Pérez-Campos *et al.*, 2008; Kim *et al.*, 2010]. La présence de talc [Kim *et al.*, 2010; Mainprice *et al.*, 2008], ou de serpentinite de haute pression (antigorite) [Hilaret *et al.*, 2007], sont ainsi proposés. La présence de ces minéraux peut être compatible avec les anomalies de vitesses observées, et des études expérimentales montrent leur rôle possible dans les processus de glissements asismiques [Hilaret *et al.*, 2007]. Dans ce cas, la déformation serait accommodée par une bande de cisaillement de faible viscosité, entraînant le découplage partiel entre la plaque plongeante et la croûte supérieure. La formation de cette bande de cisaillement pourrait être graduelle et correspondre à un changement dans le mode de glissement de la faille, comme récemment proposé par Fagereng and Sibson [2010]. Ces auteurs proposent que le passage du comportement en *stick-slip* à des glissements asismiques transitoires puis à du glissement continu puisse être associé à l'évolution de la compétence des roches au sein des bandes de cisaillements.

Une autre explication possible, qui n'est pas incompatible avec la précédente, est l'existence d'une zone à très forte pression de fluide [Song *et al.*, 2009; Audet *et al.*, 2009; Kato *et al.*, 2010]. Audet *et al.* [2009] proposent que les fluides soient piégés dans la croûte océanique de la plaque plongeante, du fait de la faible perméabilité de l'interface de subduction au niveau de la zone de transition. Ces auteurs suggèrent également que plus en profondeur, quand la plaque plongeante arrive au contact du manteau, la perméabilité de l'interface augmente et les fluides puissent alors circuler et hydrater la croûte sus-jacente ou le coin manteau. La forte conductivité mesurée dans la croûte au dessus de l'interface par Jödicke *et al.* [2006] pourrait également provenir de ces fluides qui circulent dans la croûte.

Les fluides peuvent provenir de réactions métamorphiques dans la lithosphère océanique, qui se déshydrate au cours de la subduction. À partir de modèles thermiques de la zone de subduction de Guerrero et des diagrammes d'équilibres des différents minéraux, Manea and Manea [2011] décrivent les réactions métamorphiques mises en jeu. Ils proposent que la déshydratation des sédiments, de la croûte océanique hydratée et du manteau serpentinisé (dans des proportions variables) soient à l'origine de la libération de fluides dans la section plate de la subduction. La présence de fluides en surpression entraîne une diminution de la contrainte normale effective, qui rend l'interface proche de la rupture. La mise en évidence du déclenchement d'un séisme lent et de trémors par les ondes de surface du séisme de Maule semble indiquer que l'interface est effectivement dans un état de contrainte critique et qu'une petite variation de contrainte peut déclencher un glissement.

Les réactions métamorphiques qui se produisent au niveau de l'interface de subduction dépendent des conditions locales de température et de pression. Les facteurs qui déterminent la nature de ses réactions sont donc principalement la géométrie de l'interface (qui contrôle la pression) ainsi que l'âge de la plaque et la vitesse de convergence (qui contrôlent la température). La lithologie, particulièrement la nature et l'épaisseur des sédiments subductés est également importante.

6.4 Synthèse des principaux résultats de cette thèse

6.4.1 Mise en évidence de variations latérales de couplage

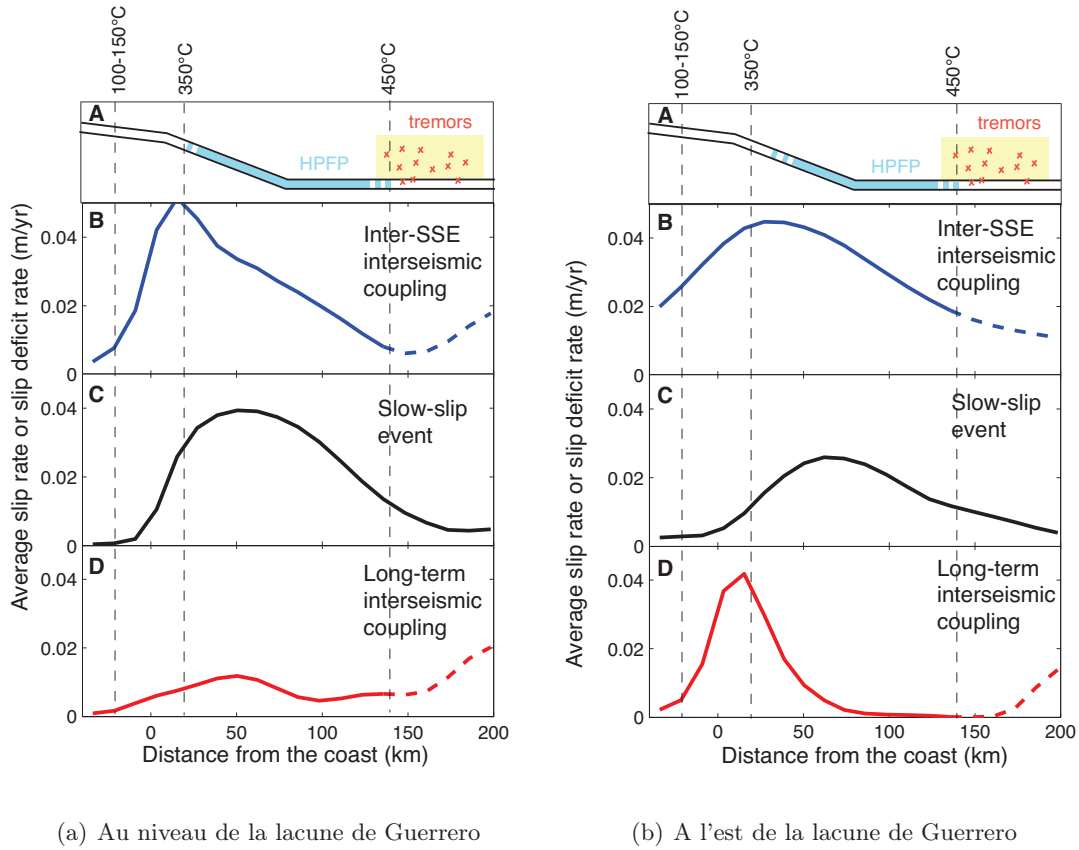
Un des résultats majeurs de ce travail est la mise en évidence de variations latérales dans le couplage long-terme de la zone de subduction de Guerrero. Les coupes schématiques de la figure 6.5 mettent en évidence ses variations. Les courbes rouges correspondent déficit de glissement moyen observé sur plusieurs cycles de séismes lents. Elles renseignent donc sur le couplage long-terme de l'interface. Ces courbes mettent en évidence que dans la lacune de Guerrero, le couplage long-terme est très faible. En effet dans cette région, les séismes lents accommodent la majeure partie de la déformation, y compris à des profondeurs correspondant à celles de la zone "sismogène". À l'est de la lacune (figure 6.5(b)), il existe une zone superficielle d'environ 50 km de large où le couplage long-terme est important. En effet dans cette région, le glissement asismique est plus profond, et la partie supérieure de l'interface (zone sismogène) est bloquée. Le même résultat s'applique à la zone localisée à l'ouest de la lacune sismique de Guerrero.

Le fait que les zones bloquées en périodes intersismiques correspondent aux régions qui ont rompu lors de séismes récents (au cours du siècle dernier, voir la figure 6.4) montrent que le couplage mis en évidence est probablement une caractéristique stable de cette zone de subduction. Cette caractéristique est à mettre en relation avec les propriétés de l'interface.

La figure 6.4 rassemble les principales observations dans cette région. Elle souligne la corrélation spatiale entre la zone de glissement lent (contours oranges) et la présence de la zone à très faible vitesse [Song *et al.*, 2009]. La zone de forte conductivité [Jödicke *et al.*, 2006] est localisée au nord de la zone de glissement lent, à proximité de la zone des trémors. La zone à faible vitesse semble être plus superficielle au niveau de la lacune sismique de Guerrero (entre 20 et 40 km de profondeur) que dans la région de Michoacan (à l'ouest), où elle s'étend entre 30 et 60 km de profondeur. La profondeur de la zone à faible vitesse à l'est de la lacune est moins claire du fait du petit nombre de séismes étudiés dans cette région. Cependant, il semble également que les indices de la présence d'une zone à faible vitesse soient autour de 30 km de profondeur, c'est dire un peu plus profond que dans la lacune de Guerrero. Ces variations latérales de profondeur des glissements asismiques pourraient être liée à des modifications de la profondeur de la zone à faible vitesse. Plus d'observations sont cependant nécessaires pour confirmer ces hypothèses.

6.4.2 Cinématique des séismes lents

Les résultats des inversions cinématiques présentées aux chapitres 3 et 4 renseignent sur les caractéristiques spatio-temporelles des séismes lents de 2006 et 2009-2010. Les caractéristiques de l'évènement de 2001-2002 n'ont pas été étudiées en détail, car le faible nombre de stations GPS disponibles à l'époque ne permet



(a) Au niveau de la lacune de Guerrero

(b) A l'est de la lacune de Guerrero

FIGURE 6.5: Représentation schématique des variations latérales dans le fonctionnement de la zone de subduction. Le comportement dans la lacune de Guerrero (a) est comparé au comportement à l'est de la lacune de Guerrero (b). Les profils utilisés pour les évaluations de glissements sont visibles sur la figure 6.4. Pour chaque profil, les figures A (en haut) représentent une coupe de l'interface. L'étendue de la zone à très faible vitesse proposée par *Song et al.* [2009] (zone riche en fluide : *high pore fluid pressure*) est indiquée en bleu. La localisation approximative des tremors est en rouge [*Kostoglodov et al.*, 2010]. Le rectangle jaune correspond à la zone de déformation associée aux séismes lents mise en évidence par *Rivet et al.* [2011]. Les figures B, C et D comparent les amplitudes et la localisation du couplage et du glissement lié au séismes lents. Les 3 figures sont à la même échelle. L'axe des ordonnées correspond au déficit de glissement annuel pour les figures B et D, et à la vitesse de glissement moyenne liée au séismes lents (en m/an) sur la figure D. Les valeurs sont issues du chapitre 5 et correspondent à des moyennes sur 12 ans et 3 cycles de séismes lents. Les déficits de glissement de 0.02 et 0.04 m/an correspondent à des couplages de 33 et 67% (la vitesse de convergence étant d'environ 6 cm/an).

pas de caractériser de manière précise la cinématique de cet événement. Les séismes lents de Guerrero se caractérisent par des magnitudes du même ordre de grandeur, mais leur évolution spatio-temporelle présente des différences. La durée du séisme lent de 2009-2010, de l'ordre de 14 mois est plus grande que celle de l'évènement de 2006, qui est de 11-12 mois. Le taux de glissement (*slip rate*) pour l'évènement de 2009-2010 est donc plus faible que pour celui de 2006.

Une deuxième différence provient de l'évolution du glissement sur la faille. Pour l'évènement de 2006, nous avons clairement mis en évidence la propagation du glissement, parallèlement à la fosse, de l'ouest vers l'est, avec une vitesse de propagation du glissement de l'ordre de 1km/jour. Pour l'évènement de 2009-2010, deux sous-événements sont mis en évidence. Le glissement associé au premier sous-événement est localisé dans une région comprenant la lacune de Guerrero et une zone à l'ouest de cette lacune, alors que le glissement associé au deuxième sous-événement est localisé à l'est de cette lacune (voir 4.4). Notre inversion ne montre pas de propagation associée à chaque phase du glissement, mais la localisation des stations GPS ne permet peut-être pas de mettre en évidence cette propagation, comme c'était le cas en 2006 (voir la discussion à la section 4.2.2). Il est donc difficile de conclure à partir de ces deux événements sur les caractéristiques de la propagation des glissements à Guerrero. En 2006 la propagation du glissement semble à peu près homogène et continue (avec la précision des séries temporelles GPS), alors que pour l'évènement de 2010 le changement de localisation du glissement est liée au déclenchement d'un second sous-événement dans une région adjacente. L'étude des deux séismes lents révèle que pour chaque événement, une région importante de l'interface de subduction glisse en même temps. En effet, le temps de glissement en chaque point de l'interface est environ égale à la moitié de la durée totale du glissement. Ces aspects sont important pour contraindre les modèles numériques reproduisant l'occurrence des séismes lents [p.ex. *Ampuero and Rubin, 2008; Liu and Rice, 2009*]. Nos résultats montrent également la sensibilité des glissements lents à de faibles variations de contraintes. Ce phénomène est mis en évidence par le déclenchement par les ondes du séisme de Maule.

Conclusions et perspectives

Conclusions

L'objectif principal de cette thèse est de contribuer à une meilleure compréhension de l'impact des séismes lents sur le cycle sismique. Les séismes lents correspondent à des glissements asismiques transitoires se produisant au niveau de l'interface de subduction. Les observations récentes ont mis en évidence la diversité des régimes de glissement des failles, et beaucoup reste à faire pour comprendre à la fois le rôle de chaque type de glissement dans le relâchement des contraintes, et les mécanismes de ces glissements. La déformation de surface est mesurée par des stations GPS permanentes, qui permettent de suivre l'évolution temporelle des déplacements de surface, ainsi que par interférométrie radar. La zone d'étude de cette thèse est la zone de subduction du Sud du Mexique, au niveau de la région de Guerrero. Cette zone comprend une possible lacune sismique (~ 200 km de long), et de part de d'autre des zones ayant rompu au cours du siècle dernier.

Les déplacements de surface sont modélisés par des dislocations dans un milieu élastique, les dislocations étant localisées sur l'interface de subduction. Une certaine incertitude existe sur la géométrie précise de la subduction, cependant nous avons montré que nos résultats restent valables quelle que soit la géométrie utilisée. Nous pouvons ainsi imager l'évolution spatio-temporelle des glissements liés aux séismes lents, et également évaluer le coefficient de couplage de l'interface de subduction. Les principaux résultats de ce travail de thèse sont résumés ci-dessous :

1. Les séismes lents observés dans la lacune sismique de Guerrero présentent des magnitudes de moment équivalentes de l'ordre de 7.5. La majeure partie du glissement se produit dans la lacune sismique de Guerrero, à des profondeurs relativement faibles (à partir de 15-20 km de profondeur). Le glissement asismique de part et d'autre de la lacune a lieu à des profondeurs plus importantes (à partir de 25-30 km).
2. Le couplage inter-séismes lents (court-terme) révèle que la partie superficielle de la subduction, située entre la fosse et la côte, est relativement peu couplée au niveau de la lacune sismique de Guerrero. Entre la côte et une distance de 150 km à l'intérieur des terres, le couplage est important. La partie plus profonde est peu couplée. Cette étude ne révèle pas de variations latérales importantes dans le couplage court-terme, sauf peut-être un couplage plus superficiel à l'ouest de la lacune sismique de Guerrero, mais cette observation est mal contrainte.

3. Le couplage long-terme de l'interface de subduction, évalué sur 12 années et 3 cycles de séismes lents, révèle d'importantes variations latérales : dans la lacune sismique de Guerrero, le couplage long-terme est égal à environ 1/4 du couplage de part et d'autre de la lacune sismique. Le couplage est ainsi d'environ 70 à 80 % de part et d'autre de la lacune sismique de Guerrero, et beaucoup plus faible, de l'ordre de 20 %, dans la lacune de Guerrero. La majeure partie du glissement est donc accommodée par les séismes lents dans la lacune sismique de Guerrero.
4. L'évolution spatio-temporelle révèle des différences d'un événement à l'autre. Ainsi l'événement de 2006 présente une propagation claire du glissement d'ouest vers l'est avec une vitesse de l'ordre de 1km/jour. L'événement de 2009-2010 présente deux sous-événements, mais la géométrie du réseau ne permet pas de détecter une éventuelle propagation. Pour chaque événement, la durée du glissement en chaque point de la faille est égale à environ la moitié de la durée totale du glissement,
5. Concernant l'événement de 2009-2010, nos résultats sur l'évolution spatio-temporelle du glissement, ainsi que ceux de D. Zigone sur l'étude des tremors permettent de mettre en évidence la simultanéité du déclenchement d'un deuxième sous-événement et des tremors associés par le passage des ondes du séisme de Maule au Chili.

Les variations latérales de couplages mises en évidence suggèrent l'existence de variations dans les propriétés frictionnelles de l'interface de subduction. Les régions bloquées en période intersismique correspondent ainsi aux zones instables, et la région de la lacune sismique de Guerrero correspond majoritairement à une zone de glissement stable. Cependant, les modélisations des GPS apportant une image assez lisse du couplage de l'interface, il est possible que de petites aspérités fortement couplées ne soient pas visibles dans les inversions. La corrélation entre les zones de rupture des séismes récents et les zones fortement couplées de l'interface de subduction suggèrent que les caractéristiques mises en évidence sont relativement stables dans le temps. Le comportement de l'interface de subduction est à mettre en relation avec les caractéristiques du milieu à proximité de cette interface, notamment la présence d'une zone à faible vitesse. La présence de cette zone pourrait être liée à une zone riche en fluide, les fluides entraînant une diminution de la pression normale effective dans le milieu et favorisant le glissement.

Perspectives

Perspectives concernant l'analyse et la modélisation des séries temporelles GPS

Les caractéristiques spatio-temporelles des deux événements étudiés (2006 et 2009-2010) sont assez différentes. Il paraît donc intéressant de poursuivre la modélisation des prochains séismes lents se produisant à Guerrero, pour mieux contraindre les caractéristiques et la variabilité de ces événements. De plus, la connaissance de l'évolution spatio-temporelle de glissement permet de la mettre en relation avec les autres phénomènes observés dans la région, tels que les tremors et les variations de vitesses sismiques.

Un autre aspect intéressant serait d'effectuer une analyse plus approfondie des petits séismes lents se produisant dans la région de Guerrero. *Vergnolle et al. [2010]* proposent une méthode de détection automatique de ses petits événements transitoires. Il serait intéressant d'estimer également les amplitudes et les localisations de ces événements. La densification du réseau de stations GPS rend cette étude possible, car les événements, même de petite amplitude, peuvent être détectés par plusieurs stations. L'existence de ces petits transitoires pourrait être mise en relation avec l'intensité de l'activité des tremors.

Concernant l'inversion des données GPS, la méthode d'inversion par analyse en composante principale se révèle intéressante car elle permet d'inverser facilement des glissements en plusieurs phases (comme le glissement de 2009-2010 par exemple, pour lequel une certaine région de l'interface de subduction glisse deux fois). Cependant, dans l'optique de modéliser des variations assez fines dans les déplacements, il conviendrait d'arriver à obtenir une solution réaliste physiquement sans avoir à effectuer un lissage spatial trop fort de la solution.

Perspectives plus générales concernant l'étude de cette zone de subduction

L'occurrence des séismes lents entraîne un transfert de contrainte, principalement un chargement des zones adjacentes à la zone de glissement. Il est possible que des changements de contraintes modifient la sismicité environnante. Certains auteurs proposent également que des séismes locaux puissent déclencher des séismes lents. L'étude de la relation entre l'occurrence des séismes lents et la sismicité (séismes modérés, et éventuellement des séismes majeurs) a déjà fait l'objet de plusieurs études (voir *Schwartz and Rokosky [2007]* pour une synthèse), sans qu'une relation claire puisse être établie. L'apport d'une modélisation précise des séismes lents dans la région de Guerrero pourrait permettre une analyse plus fine de ses relations, particulièrement en apportant une contrainte temporelle et spatiale sur les transferts de contraintes liés aux séismes lents.

Afin d'améliorer la compréhension des mécanismes à l'origine des séismes lents et

des phénomènes associés, il me semble important d'améliorer les modèles reproduisant leur occurrence. Plusieurs études montrent l'existence d'une zone à faible vitesse au niveau de l'interface de subduction. Dans ce but, un premier aspect consiste à améliorer la connaissance de la structure de la zone de subduction, notamment les caractéristiques de cette zone à faible vitesse, à partir d'observations sismologiques, dans plusieurs régions du monde. Un second aspect serait de développer des modèles numériques plus réalistes que ceux utilisant des lois de friction sur une interface entre deux milieux élastiques, par exemple des modèles intégrant une bande de cisaillement dont les caractéristiques sont contraintes par les observations sismologiques.

Annexes

Les deux publications suivantes, auxquelles j'ai participé sont disponibles dans cette annexe. Les principaux résultats de ces publications ont été présentés dans le manuscrit aux chapitres 4 et 6.

- Rivet, D., M. Campillo, N. M. Shapiro, V. Cruz-Atienza, M. Radiguet, N. Cotte, and V. Kostoglodov (2011), Seismic evidence of nonlinear crustal deformation during a large slow slip event in Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 38(8), doi :10.1029/2011GL047151
- Walpersdorf, A., N. Cotte, V. Kostoglodov, M. Vergnolle, M. Radiguet, J. Santiago, and M. Campillo (2011), Two successive slow slip events evidenced in 2009-2010 by a dense GPS network in Guerrero, Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 38(15), doi : 10.1029/2011GL048124.

J'inclue aussi à la fin de cette annexe une publication que j'ai rédigé au début de ma thèse (à propos de mon travail de Master 2), et qui concerne les liens entre la maturité structurale des failles et les mouvements forts des séismes.

- Radiguet M., F. Cotton, I. Manighetti, M. Campillo, and J. Douglas (2009), Dependency of Near-Field Ground Motions on the Structural Maturity of the Ruptured Faults, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 99(4), 2572-2581, doi :10.1785/0120080340.

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

Diane Rivet,¹ Michel Campillo,¹ Nikolai M. Shapiro,² Victor Cruz-Atienza,³ Mathilde Radiguet,¹ Nathalie Cotte,¹ and Vladimir Kostoglodov³

Received 15 February 2011; revised 22 March 2011; accepted 28 March 2011; published 28 April 2011.

[1] 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 ($\sim 10^{-3}$) was much larger than the volumetric deformation ($\sim 10^{-6}$) 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. **Citation:** Rivet, D., M. Campillo, N. M. Shapiro, V. Cruz-Atienza, M. Radiguet, N. Cotte, and V. Kostoglodov (2011), Seismic evidence of nonlinear crustal deformation during a large slow slip event in Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, *38*, L08308, doi:10.1029/2011GL047151.

[2] 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 40 km depth flat portion of the plate interface [Radiguet et al., 2011; Vergnolle et al., 2010]. While the SSEs have significant seismic moment (e.g., $M_w \sim 7.5$ for the 2006 event,

according to Larson et al. [2007] and 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, 2004; 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.

[3] 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 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 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 [Breguier et al., 2008a, 2008b; 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 $dv/v = -dt/t$.

[4] 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 auxiliary material for more details).¹

[5] Global positioning system (GPS) records in Guerrero show the onset of the SSE in May 2006 [Vergnolle et al.,

¹Institut des Sciences de la Terre, CNRS, Université Joseph Fourier, Grenoble, France.

²Institut de Physique du Globe de Paris, UMS 7154, Sorbonne Paris Cité, CNRS, Paris, France.

³Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico City, Mexico.

¹Auxiliary materials are available in the HTML. doi:10.1029/2011GL047151.

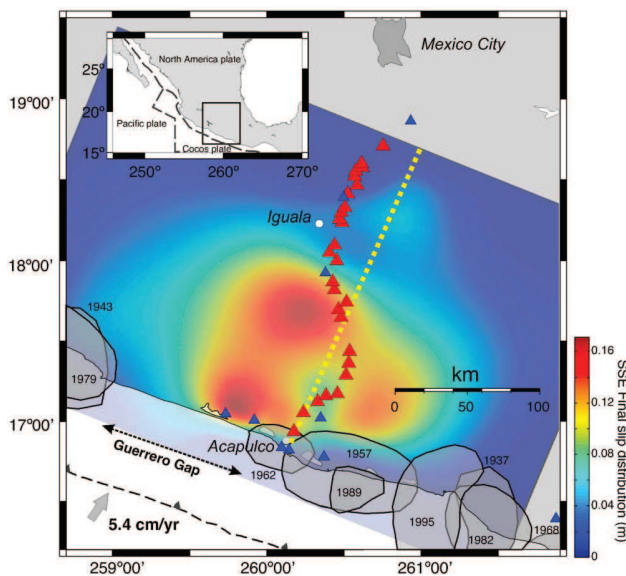


Figure 1. Map of the Guerrero region and the 2006 SSE final slip distribution on the plate interface, as obtained from the inversion of the GPS cumulative displacements (8). Red triangles, positions of the Meso-America Seismic Experiment (MASE) broad-band stations. Blue triangles, positions of the permanent 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 2b and 3.

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 2a). Figure 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.

[6] 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 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 (Figures 2c and 2d). 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 associ-

ated 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 1 and 2c) [Radiguet *et al.*, 2011].

[7] 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 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.*, 2008a] and the Wenchuan earthquake [Chen *et al.*, 2010], which indicated that they could be caused by perturbations in the 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 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.

[8] 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 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 [Perez-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 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., $\sim 10^{-6}$ versus $\sim 10^{-3}$, respectively. The strain sensitivity of the seismic velocity change ($dv/(v \cdot d\epsilon)$) is thus estimated as $\sim 10^3$, which corresponds to a stress sensitivity of the velocity change of $7 \times 10^{-3} \text{ MPa}^{-1}$, assuming a bulk modulus of $5 \times 10^4 \text{ MPa}$. This ratio

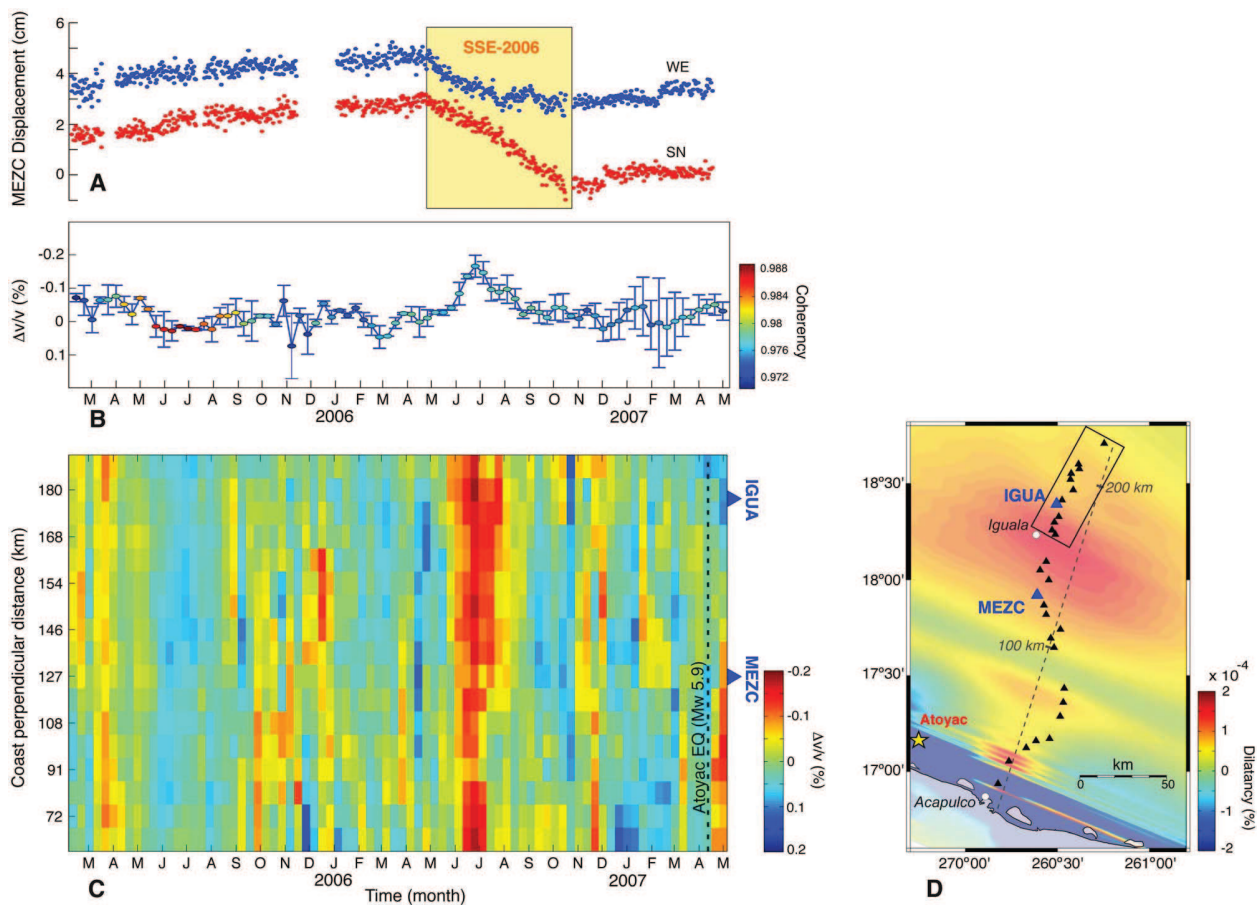


Figure 2. Correlation in time and space between the observed velocity changes and the SSE. (a) MEZC GPS station daily displacement time series for the West–East (WE) and South–North (SN) components. Yellow box, period of the 2006 slow-slip event. (b) Seismic velocity changes measured from the cross-correlation 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 Figure 2c. Gray dashed line represents the coast-perpendicular distance in km.

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; Reasenber 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 [Radiquet *et al.*, 2011]. The results presented in Figure 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.

[9] The changes in the elastic modulus (i.e., seismic velocity changes) are too large to be explained by purely

linear elastic behavior, as suggested by the large discrepancy between the values of the relative velocity changes and the crustal dilation. By examining Figure 3, it can be seen that the transient velocity perturbation did not occur at the maximum of the cumulative dilation expected from the elastic model, but instead at the time of the maximum strain change. These observations suggest that a non-elastic, or at least nonlinear elastic behavior, is reached at relatively low deformation level. The onset of the velocity change, or of the non-linear regime, corresponds to dilation of the order of 10^{-6} . This also implies that the linear elastic modeling of the crustal strain associated with the SSE gives us only a rough approximation and that accounting for non-linear effects could be important for accurate quantitative description of these phenomena.

[10] 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 of the rearrangement of cracks and pores at scales smaller than wavelengths used in the measurements might

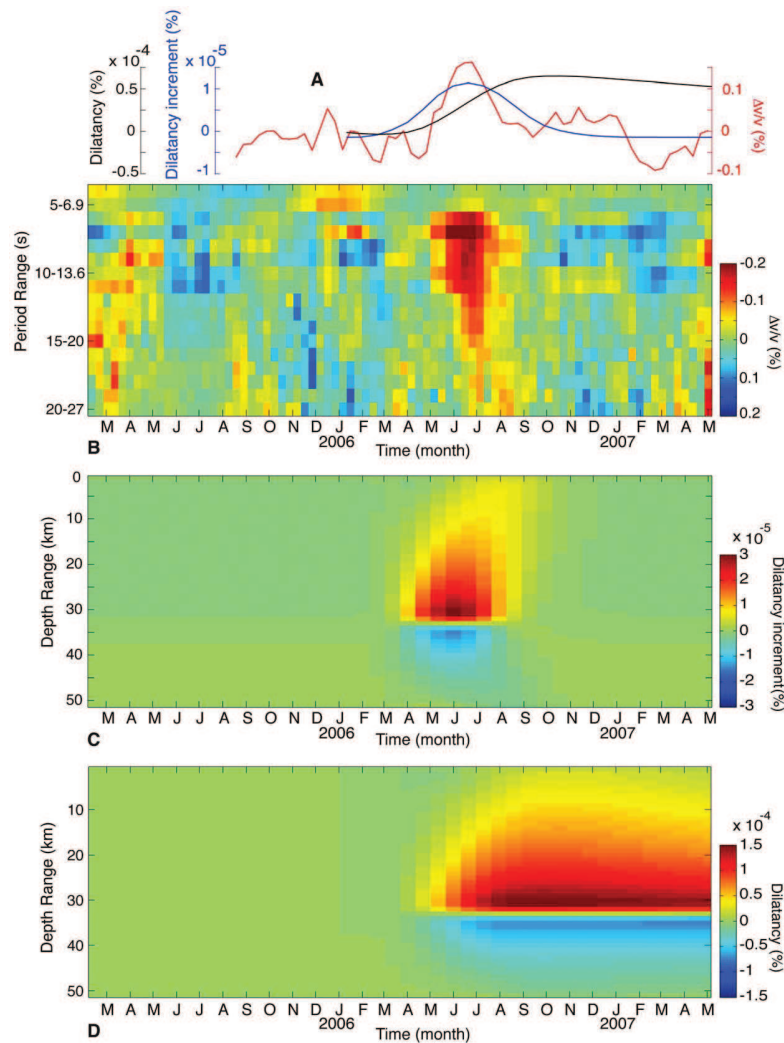


Figure 3. Comparison between the observed velocity changes computed from the entire seismic array and the modeled dilation. (a) Seismic velocity changes (red curve) measured in the period range of 10–13.6 s. Dilation (black curve) and dilation rate (increment over 20 days) (blue curve) computed at 15-km 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. Figures 3c and 3d 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.

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 Sutin, 2005; Johnson and Jia, 2005; Ten Cate and Shankland, 1996] with a strain sensitivity of velocity change of the order of 10^2 . 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.

[11] **Acknowledgments.** 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).

[12] The Editor thanks two anonymous reviewers for their assistance in evaluating this paper.

References

- Brenguier, F., M. Campillo, C. Hadziioannou, N. M. Shapiro, R. M. Nadeau, and E. Larose (2008a), Postseismic relaxation along the San Andreas fault at Parkfield from continuous seismological observations, *Science*, *321*(5895), 1478–1481, doi:10.1126/science.1160943.
- Brenguier, F., N. M. Shapiro, M. Campillo, V. Ferrazzini, Z. Duputel, O. Coutant, and A. Nercessian (2008b), Towards forecasting volcanic eruptions using seismic noise, *Nat. Geosci.*, *1*(2), 126–130, doi:10.1038/ngeo104.
- Chen, J. H., B. Froment, Q. Y. Liu, and M. Campillo (2010), Distribution of seismic wave speed changes associated with the 12 May 2008 Mw 7.9 Wenchuan earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, *37*, L18302, doi:10.1029/2010GL044582.
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein (1994), Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time-scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, *21*(20), 2191–2194, doi:10.1029/94GL02118.
- Furumoto, M., Y. Ichimori, N. Hayashi, Y. Hiramatsu, and T. Satoh (2001), Seismic wave velocity changes and stress build-up in the crust of the Kanto-Tokai region, *Geophys. Res. Lett.*, *28*(19), 3737–3740, doi:10.1029/2001GL013172.
- Hadziioannou, C., E. Larose, O. Coutant, P. Roux, and M. Campillo (2009), Stability of monitoring weak changes in multiply scattering media with ambient noise correlation: Laboratory experiments, *J. Acoust. Soc. Am.*, *125*(6), 3688–3695, doi:10.1121/1.3125345.
- Hennino, R., N. Tregoures, N. M. Shapiro, L. Margerin, M. Campillo, B. A. van Tiggelen, and R. L. Weaver (2001), Observation of equipartition of seismic waves, *Phys. Rev. Lett.*, *86*(15), 3447–3450, doi:10.1103/PhysRevLett.86.3447.
- Iglesias, A., R. W. Clayton, X. Pérez-Campos, S. K. Singh, J. F. Pacheco, D. García, and C. Vald es-González (2010), S wave velocity structure below central Mexico using high-resolution surface wave tomography, *J. Geophys. Res.*, *115*, B06307, doi:10.1029/2009JB006332.
- Jodicke, H., A. Jording, L. Ferrari, J. Arzate, K. Mezger, and L. Rupke (2006), 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, *J. Geophys. Res.*, *111*, B08102, doi:10.1029/2005JB003739.
- Johnson, P., and X. Jia (2005), Nonlinear dynamics, granular media and dynamic earthquake triggering, *Nature*, *437*(7060), 871–874, doi:10.1038/nature04015.
- Johnson, P., and A. Sutin (2005), Slow dynamics and anomalous nonlinear fast dynamics in diverse solids, *J. Acoust. Soc. Am.*, *117*(1), 124–130, doi:10.1121/1.1823351.
- Kostoglodov, V., S. K. Singh, J. A. Santiago, S. I. Franco, K. M. Larson, A. R. Lowry, and R. Bilham (2003), A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(15), 1807, doi:10.1029/2003GL017219.
- Larson, K. M., V. Kostoglodov, S. Miyazaki, and J. A. S. Santiago (2007), The 2006 aseismic slow slip event in Guerrero, Mexico: New results from GPS, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L13309, doi:10.1029/2007GL029912.
- Lowry, A. R., K. M. Larson, V. Kostoglodov, and R. Bilham (2001), Transient fault slip in Guerrero, southern Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, *28*(19), 3753–3756, doi:10.1029/2001GL013238.
- Margerin, L., M. Campillo, B. A. Van Tiggelen, and R. Hennino (2009), Energy partition of seismic coda waves in layered media: Theory and application to Pinyon Flats Observatory, *Geophys. J. Int.*, *177*(2), 571–585, doi:10.1111/j.1365-246X.2008.04068.x.
- Nishimura, T., S. Tanaka, T. Yamawaki, H. Yamamoto, T. Sano, M. Sato, H. Nakahara, N. Uchida, S. Hori, and H. Sato (2005), 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 Space*, *57*(6), 491–505.
- Olsen, K. B., et al. (2009), ShakeOut-D: Ground motion estimates using an ensemble of large earthquakes on the southern San Andreas fault with spontaneous rupture propagation, *Geophys. Res. Lett.*, *36*, L04303, doi:10.1029/2008GL036832.
- Peng, Z. G., and Y. Ben-Zion (2006), Temporal changes of shallow seismic velocity around the Karadere-Duzce branch of the north Anatolian fault and strong ground motion, *Pure Appl. Geophys.*, *163*(2–3), 567–600, doi:10.1007/s00024-005-0034-6.
- Perez-Campos, X., Y. Kim, A. Husker, P. M. Davis, R. W. Clayton, A. Iglesias, J. F. Pacheco, S. K. Singh, V. C. Manea, and M. Gurnis (2008), Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, *35*, L18303, doi:10.1029/2008GL035127.
- Radiguet, M., F. Cotton, M. Vergnolle, M. Campillo, B. Valette, V. Kostoglodov, and N. Cotte (2011), Spatial and temporal evolution of a long term slow slip event, the 2006 Guerrero slow slip event, *Geophys. J. Int.*, *184*(2), 816–828, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04866.x.
- Reasenber, P., and K. Aki (1974), A precise, continuous measurement of seismic velocity for monitoring in situ stress, *J. Geophys. Res.*, *79*(2), 399–406, doi:10.1029/JB079i002p00399.
- Rubinstein, J. L., and G. C. Beroza (2004), Evidence for widespread nonlinear strong ground motion in the M-W 6.9 Loma Prieta earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *94*(5), 1595–1608, doi:10.1785/012004009.
- Sawazaki, K., H. Sato, H. Nakahara, and T. Nishimura (2006), Temporal change in site response caused by earthquake strong motion as revealed from coda spectral ratio measurement, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L21303, doi:10.1029/2006GL027938.
- Shapiro, N. M., and M. Campillo (2004), Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L07614, doi:10.1029/2004GL019491.
- Singh, S. K., M. Ordaz, J. F. Pacheco, L. Alcantara, A. Iglesias, S. Alcocer, D. García, X. Pérez-Campos, C. Valdes, and D. Almora (2007), A report on the Atoyac, Mexico, earthquake of 13 April 2007 (M-w 5.9), *Seismol. Res. Lett.*, *78*(6), 635–648, doi:10.1785/gssrl.78.6.635.
- Song, T. R. A., D. V. Helmberger, M. R. Brudzinski, R. W. Clayton, P. Davis, X. Pérez-Campos, and S. K. Singh (2009), Subducting slab ultra-slow velocity layer coincident with silent earthquakes in southern Mexico, *Science*, *324*(5926), 502–506.
- Suarez, G., T. Monfret, G. Wittlinger, and C. David (1990), Geometry of subduction and depth of the seismogenic zone in the Guerrero gap, Mexico, *Nature*, *345*(6273), 336–338, doi:10.1038/345336a0.
- Ten Cate, J. A., and T. J. Shankland (1996), Slow dynamics in the nonlinear elastic response of Berea sandstone, *Geophys. Res. Lett.*, *23*(21), 3019–3022, doi:10.1029/96GL02884.
- Vergnolle, M., A. Walpersdorf, V. Kostoglodov, P. Tregoning, J. A. Santiago, N. Cotte, and S. I. Franco (2010), Slow slip events in Mexico revised from the processing of 11 year GPS observations, *J. Geophys. Res.*, *115*, B08403, doi:10.1029/2009JB006852.
- Wegler, U., and C. Sens-Schonfelder (2007), Fault zone monitoring with passive image interferometry, *Geophys. J. Int.*, *168*(3), 1029–1033, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03284.x.
- Yamamura, K., O. Sano, H. Utada, Y. Takei, S. Nakao, and Y. Fukao (2003), Long-term observation of in situ seismic velocity and attenuation, *J. Geophys. Res.*, *108*(B6), 2317, doi:10.1029/2002JB002005.

M. Campillo, N. Cotte, M. Radiguet, and D. Rivet, Institut des Sciences de la Terre, CNRS, Université Joseph Fourier, BP 53, F-38041 Grenoble CEDEX 9, France. (diane.rivet@obs.ujf-grenoble.fr)

V. Cruz-Atienza and V. Kostoglodov, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de Mexico, Ciudad Universitaria Del Coyoacan, CP 04510 Mexico D. F., Mexico.

N. M. Shapiro, Institut de Physique du Globe de Paris, UMS 7154, Sorbonne Paris Cité, CNRS, 1 rue Jussieu, F-75238 Paris CEDEX 5, France.

Two successive slow slip events evidenced in 2009–2010 by a dense GPS network in Guerrero, Mexico

Andrea Walpersdorf,¹ Nathalie Cotte,¹ Vladimir Kostoglodov,² Mathilde Vergnolle,^{1,3} Mathilde Radiguet,¹ José Antonio Santiago,² and Michel Campillo¹

Received 12 May 2011; revised 27 June 2011; accepted 28 June 2011; published 9 August 2011.

[1] A large slow slip event (SSE) had been expected for the Guerrero gap for 2010. It was actually observed with an onset in July 2009. Comparison with the preceding large SSEs, which occurred in 2002 and 2006, highlights both persistent characteristics of the Guerrero SSEs (e.g. the localization of slip in the seismogenic part of the subduction interface), and also particularities of the 2009/2010 event (namely two distinct slip patches on the fault interface moving consecutively). The long GPS time series and the density of the GPS network provide evidence that the Guerrero SSEs, like classical earthquakes, have complex features. Despite having very short and relatively regular repeat times (~4 yr), Guerrero SSEs appear aperiodic. A shorter loading time before the 2009/2010 event than before the 2006 SSE seems to produce consistently reduced surface displacements for a group of stations in a core zone. **Citation:** Walpersdorf, A., N. Cotte, V. Kostoglodov, M. Vergnolle, M. Radiguet, J. Antonio Santiago, and M. Campillo (2011), Two successive slow slip events evidenced in 2009–2010 by a dense GPS network in Guerrero, Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, *38*, L15307, doi:10.1029/2011GL048124.

1. Introduction

[2] The world's largest Slow Slip Events (SSE) take place on the Mexican subduction zone, in the state of Guerrero. Three slow slip events were registered by the Mexican permanent GPS network in 1998, 2002 and 2006. They reach surface displacements up to 5–6 cm, with an equivalent seismic moment of up to $M = 7.6$ [Lowry *et al.*, 2001; Kostoglodov *et al.*, 2003; Larson *et al.*, 2004; Radiguet *et al.*, 2011]. The very frequent and large SSEs in Mexico represent a significant contribution to the seismic cycle that was, until recently, ignored by the existing models. Moreover, the Guerrero SSEs reproduce features of the seismic cycle which, for classical earthquakes, are observable only over much longer time spans. The Guerrero subduction zone is, therefore, an exceptional natural laboratory for studying the seismic cycle and improving our capability of evaluating seismic hazard. The relatively regular occurrence of the Guerrero slip events has permitted us to calculate an average repeat time of 4–4.5 yr [Cotte *et al.*, 2009; Vergnolle *et al.*,

2010]. Since the onset of the last SSE was in April 2006, we expected the next transient event to start in 2010. In fact, the new SSE started in July 2009 and ended in September 2010. It was monitored by the continuous GPS network maintained by UNAM (Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica – IG, and Servicio Sismológico Nacional – SSN). This paper aims to highlight the common characteristics and the particularities of the 2009/2010 event with respect to the preceding SSEs by examining the time evolution of the GPS positions at the surface and by using a simple dislocation model in an elastic half space [Savage, 1983] to estimate fault slip and its location on the subduction plate interface.

2. GPS Network and Data Analysis

[3] The 2009/2010 slow slip event was monitored over its total extent by 17 GPS stations situated in and around the Guerrero state (Figure 1). 24 other Mexican stations (19 UNAM, 5 Instituto Nacional de Estadística y Geografía – INEGI) were not affected by the event, which indicates the spatial limits of the slow slipping patch. The Mexican stations were complemented by 36 stations from the global IGS (International GNSS Service) network in order to establish the reference frame (ITRF2008) [Altamimi *et al.*, 2011]. This regional network was analyzed using the GAMIT/GLOBK software (version 10.35) [Herring *et al.*, 2006], with particular attention to an up-to-date modeling of environmental effects on the GPS measurements, a strategy that has been shown to decrease noise in the time series efficiently [Vergnolle *et al.*, 2010]. Also, as in the work of Vergnolle *et al.* [2010], the regional network solutions were combined with solutions from a network of globally distributed IGS stations, a strategy that helps to decrease persistent noise in the EW component, which is probably due to a lack of sufficiently close reference stations east and west of the regional network.

3. GPS Evidence for Two Consecutive Sub-Events During the 2009/2010 SSE

[4] The slow slip events in Mexico affect mainly the NS motion of the stations, due to the convergence of the Cocos plate with respect to the North America plate in a direction of ~30°N and the fact that most of the slow slip motion is directed in the opposite sense to the inter-seismic loading. Therefore, to illustrate the effect of the SSE, we present in Figure 2 the north position time series of some Guerrero stations (the east and up position time series are provided in Figures S1 and S2 of the auxiliary material).¹

¹Institut des Sciences de la Terre, Université Joseph Fourier, CNRS UMR 5275, Grenoble, France.

²Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, México City, Mexico.

³Now at Géoazur, Université de Nice, CNRS UMR 6526, Valbonne, France.

¹Auxiliary materials are available in the HTML. doi:10.1029/2011GL048124.

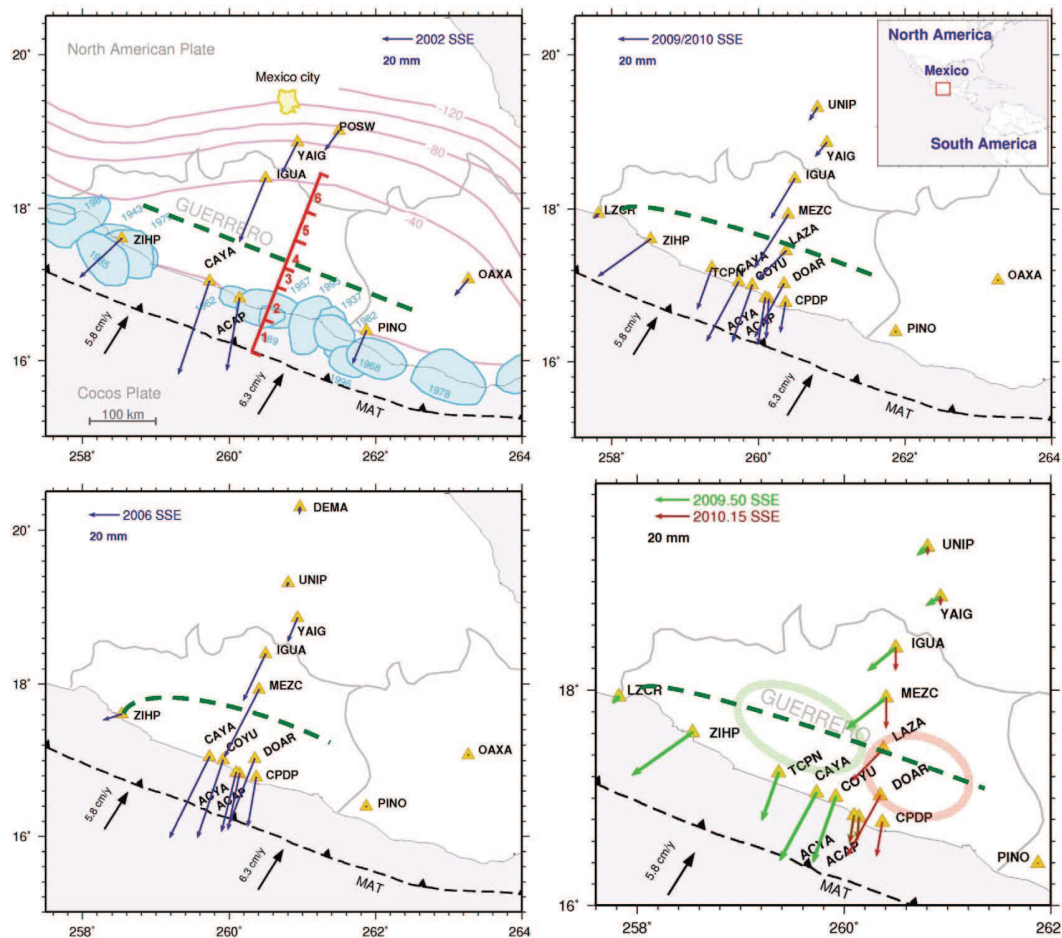


Figure 1. Network maps with total horizontal surface displacements observed by GPS during the Guerrero SSEs in (top left) 2002, (bottom left) 2006, and (top right) 2009/2010, and (bottom right) the 2009/2010 displacements split into two sub-events described in section 3. The black vectors indicate the convergence of the Cocos plate with respect to the fixed North America plate (PVEL) [DeMets *et al.*, 2010]. In the top left graph, purple contour lines indicate the depth of the subduction interface from Franco *et al.* [2005], and the red bar the surface projection of the dislocation model segments. All graphs present schematically the limit between uplift and subsidence areas by the green dashed line. The surface projections of the two slip patches in 2009/2010 are shown schematically by the green (2009.5) and red (2010.15) ellipses in the bottom right graph.

[5] Figure 2 shows the steady inter-SSE displacement of the Guerrero stations with respect to ITRF2008 from the beginning of 2007 (after the end of the preceding 2006 event) until the onset of the slow slip which takes place between mid-2009 and the beginning of 2010, for different station locations. Three sets of stations can be distinguished: The first group has an onset around 2009.5 and continuous slip until ~ 2010.5 , for the second group the onset is around 2010.15, followed by continuous slip until ~ 2010.5 , and a third group has an onset around 2009.5, a short interruption of slip around 2010.0 before continuing the slip until 2010.5 (Figures 2 and S1 and S2 of the auxiliary material, time series in green, red and orange, respectively). These different slip behaviors seem to be spatially correlated, the first set of stations being situated in the west of the network, the second set in the east, and the last set in the center of the network. The remarkable feature of this particular slow slip event is that the slip onsets are not progressive between 2009.5 and 2010.15, corresponding to a migration of slip onset from an initialization point to the edges of the slipping patch, but are either close to 2009.5 or close to 2010.15,

suggesting two distinct slip events. The locations of the stations of the first and the second set indicate the core zones of each of the two sub-events. Both slip events involve stations located between the two distinct slipping patches (see Figure 1, bottom right map). During the 2006 SSE, the slip onset propagated from CAYA to the SE along the coast at 1.3 km/day [Vergnolle *et al.*, 2010]. In the next event, the slip onset observed at 2009.5 at CAYA station propagated to CPDP station (at a distance of 74 km) in 57 days when applying the same propagation velocity. Slip onset should therefore have occurred at 2009.66 at CPDP, while in fact it was not observed until 6 months later, at around 2010.15. This observation clearly suggests that the slow slip event of 2009/2010 is evolving in a different way to the 2006 event.

4. Surface Displacement and Displacement Gradient During the 2002, 2006, 2009/2010 SSEs

[6] In this section, the total displacements observed in 2009/2010 are compared to the previous SSEs. Total surface

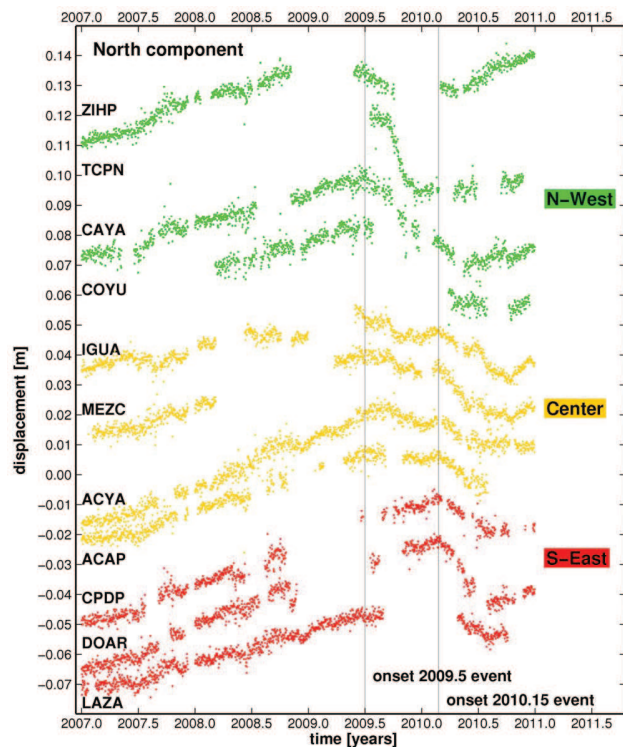


Figure 2. Time series of North components (reference ITRF2008) according to slip behavior: Stations slipping during the first sub-event in green, stations slipping during the second sub-event in red, and stations affected by both events in orange. Stations are ordered according to their approximate position along-strike (top to bottom from NW to SE).

displacements during the successive SSEs were evaluated according to Vergnolle et al. [2010]: For each position time series, the steady inter-SSE velocity was calculated over the interval 2007.0 to 2009.5 and was subtracted from the position time series. This yielded zero-slope portions during the inter-SSE intervals. The cumulative displacement during the SSE was calculated as the displacement between two successive zero-slope portions (before and after the slip event). Table S1 of the auxiliary material presents the observed motion on the three coordinates N/E/U for the Guerrero stations for the last three SSEs. In Table 1, total displacements and their variability between the three SSEs are quantified for the oldest stations. The horizontal displacement vectors are shown in Figure 1. A comparison of these three displacement fields indicates that the maximum surface displacement is decreasing from 2002 to 2009/2010.

[7] There are some persistent features in the three slow slip events: Generally, the CAYA station on the Pacific coast shows the largest displacement during the slip events (66, 61 and 45 mm horizontal motion in 2002, 2006 and 2009/2010). There is a strong gradient in horizontal motion towards the SE. At nearby stations such as ACAP (~50 km to the SE), displacement is significantly smaller than at CAYA (about 20 mm smaller). The gradient is weaker along the direction perpendicular to the coast (NE), with horizontal displacements for example at the 120 km distant MEZC station that are only 10 and 2 mm less than CAYA in 2006

and 2009/2010. Also, the directions of motion show some patterns that seem to be repeated by the successive events, like the pronounced west component at ZIHP and the slight but persistent west component of DOAR with respect to close-by sites CPDP, ACAP and ACYA.

[8] The area of the transient surface displacement was largest during the 2002 SSE when the PINO and OAXA stations, in the Oaxaca state, and the most northern stations YAIG and POSW recorded a transient motion (~10–20 mm) coherent with the GPS stations in Guerrero. The displacement areas of the 2006 and 2009/2010 events are more limited to the Guerrero state in their EW extent and to Mexico City in their NS extent (the UNIP station with 2 and 10 mm horizontal displacements in 2006 and 2009/2010).

[9] The vertical components (see Table S1 of the auxiliary material) show a coherent pattern of upward motion for the stations along the coast and downward motion for stations inland, with a transition point from up to down motion located close to station LAZA. The maximum of downward motion corresponds approximately to the location of the lower limit of the slipping patch on the subduction interface at depth [Savage, 1983]. The new station LAZA, situated between DOAR and MEZC, has been operational since the end of 2006. This station provides new, additional constraints on the down dip limit of slip on the interface during the 2009–2010 event that were not available during the preceding slip events.

[10] The three additional stations that recorded the 2009/2010 SSE reveal the complexity of the transient slip distribution. Different displacement amplitudes of the nearby stations at the coast (CAYA and COYU with ~40 mm south and ~40 mm upward motion framed by ACYA, ACAP, CPDP to the east with 25 mm south and 15 mm upward motion, and by TCPN to the west with 30 mm south, but more than 50 mm upward motion) highlight particularly large displacement gradients along the coast during the 2009/2010 event. A generally more consistent displacement distribution noted in a direction perpendicular to the coast in previous SSEs was called into question in 2009/2010 by the displacement at LAZA which was too small. This station moved only by 27 mm horizontally with respect to the neighboring DOAR (41 mm) and MEZC (43 mm). A particular feature of the 2009/2010 SSE is that the displacement

Table 1. Total 3D Displacements During SSEs 2002, 2006 and 2009/2010 and Percentage of Variation of the 2006 and 2009/2010 SSEs With Respect to the Previous Event

Station	Total 3D Displacements (mm)			Variation (% of previous displacements)	
	2002	2006	2009/2010	2006	2009/2010
MEZC		57.5	52.8		-8
IGUA	50.6	40.2	36.2	-21	-10
DOAR		65.9	57.3		-13
ACYA		45.3	35.8		-21
CAYA	91.6	83.4	60.0	-9	-28
COYU		79.4	55.3		-30
YAIG	25.4	17.6	11.9	-31	-32
ACAP	56.6	44.8	29.5	-21	-34
CPDP		39.2	24.2		-38
ZIHP	46.6	13.4	63.5	-71	+373
UNIP		2.5	12.8		+412

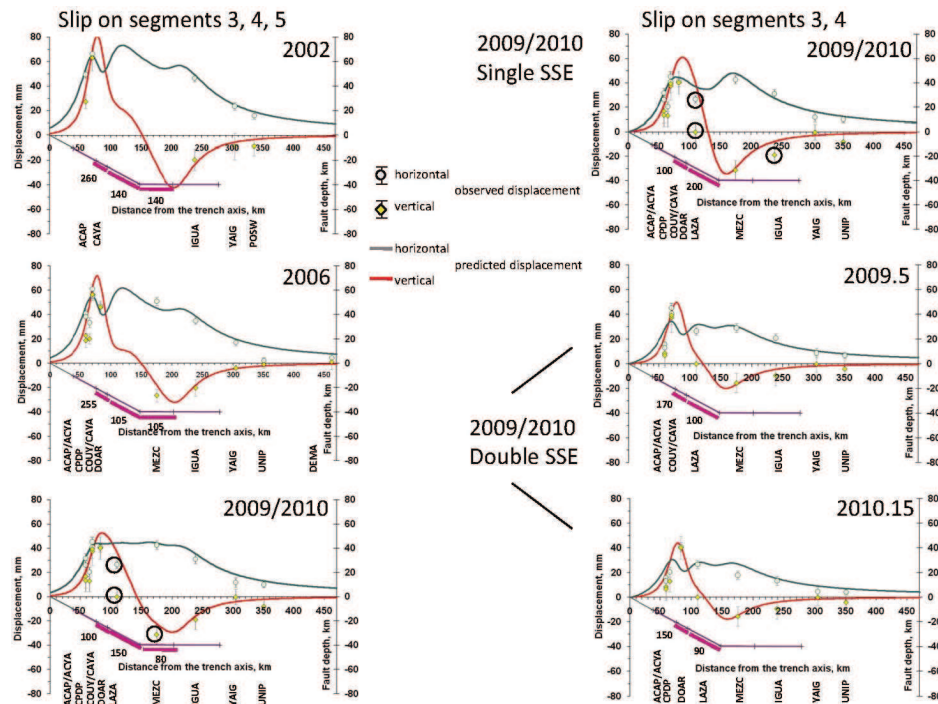


Figure 3. Dislocation models in an elastic half space. (left) Models explaining the total cumulative displacements over the three events 2002, 2006 and 2009/2010 by the dislocation on the same three segments of the subduction interface. (right) Models explaining the 2009/2010 displacements as a single slip event (top case) and as two sub-events (two bottom cases). Slip is restricted on only two segments. Slip location at depth is highlighted by the thick purple line, with the amount of slip indicated in mm. The resulting surface deformation is shown by the grey and red lines for horizontal and vertical displacements, respectively. GPS measured displacements on the horizontal and vertical components are indicated by grey circles and yellow diamonds, respectively. Black circles indicate GPS measurements with relatively high residuals that are discussed in the text.

of the ZIHP GPS station (located on the coast at 141 km NW from CAYA and usually at the edge of the SSE area) reaches the same amplitude as the CAYA station (44 mm).

[11] Splitting up the 2009/2010 SSE into two sub-events according to the onset times and the evolution of the individual coordinate time series (single or double transient surface displacement) as presented above, results in two distinct and more homogeneous sets of displacements (Figure 1, bottom right map). In particular, the LAZA displacement amplitude now fits with the amplitudes of the surrounding stations. The west components of LAZA and DOAR correspond to that already observed in the 2006 event for DOAR and could represent a local persistent heterogeneity at the interface. The coherence of the surface displacements in two sub-events can be tested by applying elastic dislocation modeling.

5. Modeling Slip Distribution on the Subduction Interface

[12] We use a simple, two-dimensional, dislocation model in an elastic half space [Savage, 1983] to estimate the amount of slip on the subduction interface at depth and its distribution along a profile perpendicular to the trench [Kostoglodov *et al.*, 2003]. The geometry of the subduction interface is derived from Kim *et al.* [2010]. The interface dips with an angle of 15° from the trench. At 140 km distance from the trench, the slab becomes quasi horizontal at

40 km depth. The interface is modeled by 7 segments that can slip independently (the location of the surface projections are shown in Figure 1). The first segment is connected to the trench and freely slipping (0–10 km deep). Segments 2–3 represent the “seismogenic” zone (10–25 km deep) and segments 4–6 the “transition” zone (25–40 km deep) as defined by Larson *et al.* [2004] and further characterized by Kostoglodov *et al.* [2010]. Segment 7 is usually defined as freely slipping and situated in the ductile part of the subduction zone (~40 km deep). As in the work of Kostoglodov *et al.* [2003], the subduction interface geometry and the length of the individual segments are fixed, while slip on segments 3, 4 and 5 is varied to determine by ad-hoc forward modeling the best explanation of the observations, for the three last major SSEs.

[13] Figure 3 presents the slip distributions on the interface that fit the observed surface displacements for the three SSEs of 2002, 2006 and 2009/2010. In Figure 3 (left), the SSEs are modeled by a coherent slip on segments 3, 4 and 5, from 70 to 200 km from the trench and between 20 and 40 km depth. Maximum slip at depth is localized on segment 3 (from 70 to 100 km from the trench and between 20 and 25 km deep) in both the 2002 and the 2006 SSE models. In 2009/2010, maximum slip is localized on segment 4 (from 100 to 150 km from the trench) and is lower than during the previous events (150 mm instead of 225 mm in 2006 and 240 mm in 2002), as expected from the lower maximum surface displacement (see also displacement

variations in Table 1). The 2009/2010 event differs from the previous SSEs by the relatively large displacements at the inland stations MEZC and IGUA. In particular, the 2009/2010 model with slip on three segments cannot explain the large vertical motion of MEZC (175 km from the trench, indicated by a circle). Moreover, new constraints are available in 2009/2010 with the LAZA station (110 km from the trench, indicated by circles) that are also mis-modeled. The information provided by LAZA (no vertical motion at 110 km from the trench) suggests that the maximum of downward motion (corresponding to the lower limit of the slipping patch) is situated closer to the trench, i.e. between LAZA and MEZC rather than between MEZC and IGUA.

[14] Limiting the slip to segments 3 and 4 (Figure 3, right) and excluding slip in the transition zone of the subduction interface (segments 5 and 6) moves the maximum of downward motion toward the trench and better explains the MEZC and LAZA displacements, but leads to significant underestimation of the IGUA displacements (at 280 km from the trench, indicated by circles). When splitting up the 2009/2010 SSE into two independent sub-events starting in 2009.5 and 2010.15 (the two bottom cases in Figure 3, right), we obtain two subsets of surface displacements that remain large for stations close to the coast because either CAYA/COYU (in 2009.5) or DOAR/CPDP (in 2010.15) keep their full amplitude. However, the displacement amplitudes decrease in individual sub-events for stations inland (in particular MEZC and IGUA). As a result of this split into two sub-events, the individual MEZC and IGUA displacements are more coherent with the displacements of the coastal stations, and a model with slip on segments 3 and 4 can explain most of the observed surface displacements. The LAZA station has a data gap at the end of 2009 that precludes resolving the onset time of the slow slip for this station. According to the model, the LAZA displacement can be explained 100% by both sub-events (the total LAZA displacement is shown in both graphs). But if the LAZA displacement is distributed over both events it would be overestimated by the two models. We therefore suggest that LAZA moved only during one sub-event, probably, as for stations DOAR and CPDP, in the second one. In any case, LAZA is situated in a critical zone, where the displacement is very sensitive to the lower spatial limit of the slipping patch. Its small residuals in the model 2010.15 seem to indicate that the limitation of the slipping patch to segments 3 and 4 (up to 150 km from the trench) is coherent with the 2D modeling of the GPS surface displacements.

[15] The identification of stations that moved only during one of the two sub-events indicates a spatial separation of the two slipping patches. This is consistent with the fact that the sum of the two sub-event slip amplitudes on segment 3 (the slipping segment closer to the coast, with 170 and 130 mm in 2009.5 and 2010.15, respectively) is larger than the slip amplitude on segment 3 in a single 2009/2010 event (100 mm). Moreover, splitting up the 2009/2010 event into two sub-events results in a slip distribution that is consistent with what was observed in 2002 and 2006, locating larger slip on segment 3 rather than on segment 4 in all four events, while modeling a single 2009/2010 event inverts the magnitudes of slip on these two segments.

[16] One major observation is that all models indicate that the slow slip is required to propagate into the seismogenic, locked part (between 40 and 100 km from the trench

and 10 to 25 km deep) of the subduction interface, in particular in its lower part, on segment 3 (from 70 to 100 km from the trench and at 20 to 25 km depth), to explain the surface displacements.

6. Discussion

[17] The 2009/2010 Guerrero SSE had been predicted to occur between April and October 2010, using an average recurrence period of ~ 4.25 years and the onset of the last event in April 2006 [Cotte *et al.*, 2009; Vergnolle *et al.*, 2010]. In fact, data obtained in 2010 showed that this SSE had already commenced in July 2009. This is significantly earlier than the predicted time, $T = 3.25$ years after the 2006 SSE. Therefore, the Guerrero SSEs appear to be aperiodic. However, we can check if the reduced inter-SSE interval leads to a comparably reduced amount of slip, suggesting that the SSEs are somewhat slip-predictable. With an inter-SSE interval reduced by 20–30% with respect to the average interval, we observe a general decrease of station displacements. The decrease varies from 8% (MEZC) to 38% (CPDP) with respect to slip in 2006 (Table 1). The weak decrease of slip at stations IGUA and MEZC means for example that slip at these stations is relatively high in 2009/2010. Some extreme values in Table 1 are obtained for stations at the limits of the slipping patches (e.g. increase of ZIHP displacement by 373%). The decrease for a number of stations in the core of Guerrero is relatively coherent with the reduced loading time, with 21–34% for ACYA, CAYA, COYU, YAIG and ACAP. There is certainly a relation between shorter loading time and less released slip, but the highly variable surface displacement reduction suggests that the slip distribution on the subduction interface in successive SSEs is too different to conclude that the Mexican SSEs are slip-predictable over the entire area of the previous SSEs.

[18] A remarkable feature of the 2009/2010 event comparing it with the previous SSEs is that it comprises two sub-events separated in time by 7 months. The first event is located in the NW part of Guerrero, while the second event covers the SE part. The relation between consequent SSEs on neighboring segments of the subduction zone (e.g., Guerrero and Oaxaca SSEs) has already been discussed [e.g., Franco *et al.*, 2005; Correa-Mora *et al.*, 2009; Vergnolle *et al.*, 2010], but here we present evidence for two transient events following each other shortly in adjacent but distinct regions of the same segment of the subduction interface. The denser GPS network of 2009/2010 helps to identify a more heterogeneous slip behavior of the subduction interface. Persistent slip gradients have been identified by comparing the three slip events that could be related to asperities or segmentation of the interface. One strong slip gradient is between CAYA/COYU and ACYA/ACAP stations. With the shorter loading time for the 2009/2010 event, the asperity responsible for this slip gradient seemed to act like a barrier and prohibited the slip to propagate into the eastern part of the Guerrero segment. Slip in this part then seems to have been triggered as a separate slow event 7 months later.

[19] Modeling the SSE sub-events requires slip on the downdip part of the seismogenic zone and the upper part of the transition zone (segments 3 and 4). To fit the observed surface displacements of the 2009/2010 SSE it is not necessary to apply any slip on the flat, lower part of the

transition zone of the subduction interface (segment 5) as was done in the case of the 2002 and 2006 SSEs. Splitting up the 2009/2010 event in two sub-events reduces the residuals between models and observations, and helps in particular to explain the anomalously large displacements of inland stations MEZC and IGUA. To efficiently reduce the residuals it is necessary that the two sub-events affect different sets of stations and not twice the same ensemble of stations. We observe that the western coastal stations move in the first sub-event and the eastern coastal stations in the second. This conserves maximum displacement amplitudes close to the coast in both sub-events, while displacement amplitude is reduced inland because the total displacement of inland stations is distributed over the two events. The resulting different evolution of surface displacement along the coast perpendicular transect (with decreasing amplitudes between coast and inland) is more consistent with our dislocation model. The comparison of surface displacement and the model is therefore in favor of slip on two distinct patches on the subduction interface. Nevertheless, the denser GPS network in 2009 provides additional constraints with respect to the 2002 and 2006 events that are difficult to satisfy completely by the simple 2D dislocation model.

7. Conclusions

[20] Our 2009/2010 SSE observations indicate that some features like asperities, tectonic segmentation and barriers may be important factors in SSE nucleation and propagation, similar to classical earthquakes. The Guerrero SSEs develop slip of the order of 10–25 cm on very large areas of the plate interface. The equivalent moment of these events corresponds to magnitudes of ~ 7.5 . The relatively very short average recurrence time of ~ 4 years have encouraged attempts at predicting future transient events [Cotte *et al.*, 2009]. However, our detailed observation of the fourth major event in 2009/2010 does not confirm a precise recurrence interval for SSEs in Guerrero.

[21] We observe generally reduced surface displacements in the 2009/2010 event after a reduced loading time since the 2006 SSE. Nonetheless, the 2009/2010 displacement field is too complex to be described by a simple model of slip prediction.

[22] The complexity of the 2009/2010 SSE requires the 4D inversion of the observations of this event that will corroborate our hypothesis of two separate sub-events. The relation between Guerrero SSEs and nonvolcanic tremor (NVT) has already been examined for the previous events [e.g., Payero *et al.*, 2008; Vergnolle *et al.*, 2010; Kostoglodov *et al.*, 2010]. The signature of NVT data during the 2009/2010 event could provide additional credits for a discontinuous evolution of the event and is under study. For monitoring the next Guerrero SSE, which remains, nevertheless, expected to start between 2012 and 2014, six new CGPS stations have been installed in 2010 in the Guerrero area.

[23] **Acknowledgments.** This work could be realized thanks to the support of the SSN staff, in particular, Sarah Ivonne Franco Sanchez and Luis Edgar Rodriguez. Funding was contributed by Mexican CONACYT

(84544) and UNAM PAPIIT (IN103808) projects and by the French programs 3F (INSU), G-GAP (ANR), and PICS (CNRS). Many thanks to Felicity Lodge, who took care of the final linguistic touch of the manuscript, and to two anonymous reviewers for their constructive comments.

[24] The Editor thanks Charles Demets and an anonymous reviewer for their assistance in evaluating this paper.

References

- Altamimi, Z., X. Collilieux, and L. Métivier (2011), ITRF2008: An improved solution of the international terrestrial reference frame, *J. Geod.*, doi:10.1007/s00190-011-0444-4, in press.
- Correa-Mora, F., C. DeMets, E. Cabral-Cano, O. Diaz-Molina, and B. Marquez-Azua (2009), Transient deformation in southern Mexico in 2006 and 2007: Evidence for distinct deep-slip patches beneath Guerrero and Oaxaca, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10, Q02S12, doi:10.1029/2008GC002211.
- Cotte, N., A. Walpersdorf, V. Kostoglodov, M. Vergnolle, J.-A. Santiago, I. Manighetti, and M. Campillo (2009), Anticipating the next large silent earthquake in Mexico, *Eos Trans. AGU*, 90(21), 181–182, doi:10.1029/2009EO210002.
- DeMets, C., R. G. Gordon, and D. F. Argus (2010), Geologically current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 181, 1–80, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x.
- Franco, S. I., V. Kostoglodov, K. M. Larson, V. C. Manea, M. Manea, and J. A. Santiago (2005), Propagation of the 2001–2002 silent earthquake and intraplate coupling in the Oaxaca subduction zone, *Earth Planets Space*, 57, 973–985.
- Herring, T. A., R. W. King, and S. C. McClusky (2006), *Introduction to GAMIT/GLOBK*, release 10.3, report, *Dep. of Earth Atmos. and Planet. Sci.*, Mass. Inst. of Technol., Cambridge.
- Kim, Y., R. W. Clayton, and J. M. Jackson (2010), Geometry and seismic properties of the subducting Cocos plate in central Mexico, *J. Geophys. Res.*, 115, B06310, doi:10.1029/2009JB006942.
- Kostoglodov, V., S. K. Singh, J. A. Santiago, S. I. Franco, K. M. Larson, A. R. Lowry, and R. Bilham (2003), A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 30(15), 1807, doi:10.1029/2003GL017219.
- Kostoglodov, V., A. Husker, N. M. Shapiro, J. S. Payero, M. Campillo, N. Cotte, and R. Clayton (2010), The 2006 slow slip event and nonvolcanic tremor in the Mexican subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L24301, doi:10.1029/2010GL045424.
- Larson, K. M., V. Kostoglodov, A. Lowry, W. Hutton, O. Sanchez, K. Hudnut, and G. Suárez (2004), Crustal deformation measurements in Guerrero, Mexico, *J. Geophys. Res.*, 109, B04409, doi:10.1029/2003JB002843.
- Lowry, A., K. M. Larson, V. Kostoglodov, and R. Bilham (2001), Transient slip in Guerrero, southern Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3753–3756, doi:10.1029/2001GL013238.
- Payero, J. S., V. Kostoglodov, N. Shapiro, T. Mikumo, A. Iglesias, X. Pérez-Campos, and R. W. Clayton (2008), Nonvolcanic tremor observed in the Mexican subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L07305, doi:10.1029/2007GL032877.
- Radiguet, M., F. Cotton, M. Vergnolle, M. Campillo, B. Valette, V. Kostoglodov, and N. Cotte (2011), Spatial and temporal evolution of a long term slow slip event, the 2006 Guerrero Slow Slip Event, *Geophys. J. Int.*, 184, 816–828, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04866.x.
- Savage, J. (1983), A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone, *J. Geophys. Res.*, 88(B6), 4984–4996, doi:10.1029/JB088iB06p04984.
- Vergnolle, M., A. Walpersdorf, V. Kostoglodov, P. Tregoning, J. A. Santiago, N. Cotte, and S. I. Franco (2010), Slow slip events in Mexico revised from the processing of 11 year GPS observations, *J. Geophys. Res.*, 115, B08403, doi:10.1029/2009JB006852.

M. Campillo, N. Cotte, M. Radiguet, and A. Walpersdorf, Institut des Sciences de la Terre, Université Joseph Fourier, CNRS UMR 5275, Maison des Géosciences, BP 53, F-38041 Grenoble, Cedex 9, France. (awalpers@ujf-grenoble.fr)

V. Kostoglodov and J. A. Santiago, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria Del. Coyoacán, México City, D. F. 04510, Mexico.

M. Vergnolle, Géoazur, Université de Nice, CNRS UMR 6526, Bât. 4, 250 rue Albert Einstein, Les Lucioles 1, Sophia Antipolis, F-06560 Valbonne, France.

Short Note

Dependency of Near-Field Ground Motions on the Structural Maturity of the Ruptured Faults

by M. Radiguet, F. Cotton, I. Manighetti, M. Campillo, and J. Douglas

Abstract Little work has been undertaken to examine the role of specific long-term fault properties on earthquake ground motions. Here, we empirically examine the influence of the structural maturity of faults on the strong ground motions generated by the rupture of these faults, and we compare the influence of fault maturity to that of other source properties (slip mode, and blind versus surface rupturing). We analyze the near-field ground motions recorded at rock sites for 28 large (M_w 5.6–7.8) crustal earthquakes of various slip modes. The structural maturity of the faults broken by those earthquakes is classified into three classes (mature, intermediate, and immature) based on the combined knowledge of the age, slip rate, cumulative slip, and length of the faults. We compare the recorded ground motions to the empirical prediction equation of [Boore *et al.* \(1997\)](#). At all frequencies, earthquakes on immature faults produce ground motions 1.5 times larger than those generated by earthquakes on mature faults. The fault maturity appears to be associated with larger differences in ground-motion amplitude than the style of faulting (factor of 1.35 between reverse and strike-slip earthquakes) and the surface rupture occurrence (factor of 1.2 between blind and surface-rupturing earthquakes). However, the slip mode and the fault maturity are dependent parameters, and we suggest that the effect of slip mode may only be apparent, actually resulting from the maturity control. We conclude that the structural maturity of faults is an important parameter that should be considered in seismic hazard assessment.

Online Material: List of ground-motion records.

Introduction

The level and variability in earthquake ground motions depend on three main factors: the earthquake source properties, the details of the wave propagation through the heterogeneous transmission medium, and the local site effects (e.g., [Douglas, 2003](#); [Mai, 2009](#)). While many studies have been conducted in the last couple of decades to quantify the role of local site effects and to improve our understanding of wave propagation, little work has been done to examine which source properties, other than the earthquake size, may have a strong effect on the ground motions. The only additional source properties that have so far been included in ground-motion studies are the earthquake slip mode (normal, reverse, or strike slip; e.g., [Bommer *et al.*, 2003](#)), the regional tectonic setting (e.g., [Spudich *et al.*, 1999](#)), and the presence or lack of significant coseismic slip at surface (e.g., [Somerville, 2003](#); [Kagawa *et al.*, 2004](#)). On the other hand, several studies have suggested that some of the earthquake source properties strongly depend on some of the intrinsic

properties of the long-term faults on which the earthquakes occur. The plate tectonic context (intraplate versus interplate faults; e.g., [Scholz *et al.*, 1986](#)), the long-term slip rate (e.g., [Anderson *et al.*, 1996](#)), the geometry (e.g., [Stirling *et al.*, 1996](#)), and the structural maturity of the long-term faults ([Manighetti *et al.*, 2007](#)) have all been recognized as major fault properties having a significant effect on earthquake variability (i.e., variability in stress drop, slip amplitude, rupture length, and magnitude). Because structural maturity depends together on the age, slip rate, cumulative slip, and length of the faults ([Manighetti *et al.*, 2007](#)), and hence is an integrated property, it may be the fault property to have the largest impact on the earthquake source. Our specific objective is to examine whether the fault structural maturity has an influence on the near-field ground-motion variability. If such an influence is demonstrated, it may allow significant improvement of the available ground-motion prediction equations (GMPEs), (e.g., [Douglas, 2003](#)) mainly by

permitting a better discrimination of the factors responsible for the variability of ground motions between earthquakes.

We analyze near-field ground motions recorded at rock sites for 28 large (M_w 5.6–7.8) shallow crustal earthquakes of various slip modes. Meanwhile, we examine the structural maturity of the long-term faults broken by the analyzed earthquakes. Following [Manighetti *et al.* \(2007\)](#), we assign the faults three different degrees of structural maturity (mature, intermediate, and immature), defined from the combined knowledge of the age, slip rate, cumulative slip, and length of the long-term faults. We then analyze the ground motions as a function of the fault structural maturity but also as a function of the earthquake slip mode and of the existence or absence of coseismic slip at surface. The ground-motion variations are discussed with respect to the empirical prediction equations of [Boore *et al.* \(1997\)](#) as these equations were derived for crustal earthquakes in the same range of magnitude as the events that we analyze. Choice of a different GMPE should not have a significant impact on the conclusions drawn.

Data

A large quantity of high quality near-field seismological records of strong earthquakes is now available (e.g., the Consortium of Organizations for Strong Motion Observation Systems [COSMOS] database, for access information see the [Data and Resources](#) section), making it possible to analyze the ground-motion variability in great detail. We found 28 crustal earthquakes for which near-field seismological records are available (Table 1). Those earthquakes are all shallow (i.e., having broken the first 20 km of the crust), so that the depth dependency of the ground motions may be ignored. Consequently, we do not include any subduction event in our analysis. The 28 selected earthquakes span a magnitude M_w between 5.6 and 7.8 and have various slip modes (13 reverse, 12 strike-slip, and 3 normal mechanisms). We do not consider the moderate magnitude earthquakes ($M_w < 6.5$) in our study of surface rupture occurrence because the lack of surface slip for these earthquakes might be a size effect only. Among the 16 earthquakes of magnitude larger than 6.5, 10 earthquakes have clearly broken the surface and 6 are blind rupture earthquakes. To limit the impact of possible local site effects on the ground-motion variability, we only consider records from rock and stiff soil sites from stations less than 80 km away from the earthquake source (to reduce the effect of possible differences in attenuation, as discussed in [Boore *et al.* \[1997\]](#)). Our total database contains 375 horizontal strong-motion records (Table E1 in the electronic edition of *BSSA*). The source-station distance distribution as a function of magnitude is shown in Figure 1. Note that most of the studied earthquakes occurred in the western United States, so that the results of this study may preferentially apply for tectonic settings similar to this region.

Then, following the approach proposed by [Manighetti *et al.* \(2007\)](#), we have examined the structural maturity of

the long-term faults ruptured by the 28 selected earthquakes. In the regions where the earthquakes occurred, the long-term active faults are generally well known with the geometry of their surface trace (total length, major segmentation, strike variations, and associated secondary fault networks), initiation age, maximum long-term slip rate, and total cumulative displacements generally already determined. We have thus gathered from the literature all information documenting the total length, initiation age, maximum cumulative displacement, and maximum slip rate on the long-term faults under analysis and used these four long-term parameters (when available) to qualify the structural maturity of the faults (Table 1). This caused us to classify the broken faults into the three classes proposed by [Manighetti *et al.* \(2007\)](#): immature, intermediate, and mature. Details on the way those three classes are defined are given in a footnote of Table 1. We end up with our fault population including 64% of immature faults, 21% of intermediate-maturity faults, and 15% of mature faults. While defining the maturity of the faults, we note that because they are young, thus small and not generally having a clear surface expression, the immature faults are often less documented than the mature and intermediate faults (Table 1). In the absence of other clear evidence, we consider that a fault that was unknown before an earthquake is an immature fault. All in all, the immature faults, which basically are young and/or slow-slipping faults, form a population that markedly differs from the long-established and generally well-known intermediate and mature faults. At some points of our study, this will make us analyze the intermediate and mature faults together, in order to the clearly different the population of immature faults.

Analysis

We determine the pseudoacceleration response spectra of the ground motions in the period range 0.1–2 sec and compare them to the empirical ground-motion predictions previously proposed by [Boore *et al.* \(1997\)](#) for nonspecified style of faulting. The model of [Boore *et al.* \(1997\)](#) predicts response spectral pseudoacceleration as a function of moment magnitude, distance, and site condition. We selected this equation as a reference because it was derived from shallow crustal earthquakes in the same range of magnitude (M_w 5.3–7.7) as the events of our database (M_w 5.6–7.8), and it additionally allows the specification of the site conditions. We set the shear-wave velocity averaged over the upper 30 m of the ground (V_{S30}) to 620 m/sec as suggested by [Boore *et al.* \(1997\)](#) for generic rock sites.

For each period and station, we determine the residual as the difference between the common logarithm of the response spectra of recorded horizontal motion and the logarithm of the horizontal acceleration predicted using the GMPEs of [Boore *et al.* \(1997\)](#). Figure 2 shows the separate data analysis for earthquakes having occurred on immature (Fig. 2a–c), intermediate-maturity (Fig. 2d), and mature (Fig. 2e) faults. Each line on the plots in Figure 2 represents

Table 1
Structural Maturity of the Long-Term Faults Broken by the Analyzed Earthquakes and Characteristics of the Earthquakes

Number	Date (dd/mm/yyyy)	Earthquake Name	Country	M_w	Style of Faulting	Style of Rupture	Fault Name	L^* (km)	I-Age ^e (m.y)	D_{total} ^f (km)	MR ^g (cm/yr)	Maturity ^h	References ⁱ
1	09/02/1971	San Fernando	USA	6.6	reverse	surface	Transverse Ranges fault zone: San Fernando fault	<200	6		~0.5	1	31, 43, 18
2	01/08/1975	Oroville	USA	6	normal	—	Sierra Nevada fault system: small, secondary fault	~10			<0.1	1	31
3	13/08/1978	Santa Barbara	USA	5.8	reverse	—	fault	<100			0.01	1	31, 46
4	16/09/1978	Tabas	Iran	7.3	reverse	surface	north ending of Nayband fault: Tabas fault					1	4, 45
5	06/08/1979	Coyote Lake	USA	5.7	strike-slip	—	Calaveras fault	200		24	1.5 ± 0.4	2	18, 36, 41
6	15/12/1979	Imperial Valley	USA	6.5	strike-slip	surface	Imperial Valley fault (south part of San Jacinto fault)	>300		24	1.5–2	2	18, 19, 31
7	25/05/1980	Mammoth Lake	USA	6.2	normal	—	Hilton Creek fault zone	~20			~0.1	1	1, 5, 14
8	02/05/1983	Coalinga	USA	6.3	reverse	—	Coalinga thrust fault	~110			0.1–0.2	1	40
9	24/04/1984	Morgan Hill	USA	6.1	strike-slip	—	Calaveras fault	200		24	1.5 ± 0.4	2	18, 36, 41
10	23/12/1985	Nahanni	Canada	6.7	reverse	buried	south Mackenzie fold belt: English Chief anticline	~60			<0.1	1	22, 48
11	08/07/1986	North Palm Spring	USA	6	reverse	—	San Geronimo fault zone: Banning and Garnet Hill faults	~100			<0.2	1	18, 30
12	21/07/1986	Chalfant Valley	USA	6.2	strike-slip	—	White Mountain fault zone	~100			0.05–0.12	1	8, 12, 39
13	02/03/1987	Edgecumbe	USA	6.5	normal	surface	Edgecumbe fault (Whakatane graben)	~10			0.1–0.2	1	3, 29
14	01/10/1987	Whittier Narrows	USA	5.9	reverse	—	Transverse Ranges fault zone: Elysian Park thrust		2–4	10	0.17–0.53	1	10, 31
15	18/10/1989	Loma Prieta	USA	6.9	reverse	buried	Sargent fault	<100			0.3	1	18, 31
16	28/06/1991	Sierra Madre	USA	5.6	reverse	—	Transverse Range region, Sierra Madre fault zone, Clamshell–Sawpit faults	15–20			<0.1	1	15, 17, 19
17	19/10/1991	Uttarkashi	India	6.8	reverse	buried	Main Central thrust zone	>1000				3	9, 24
18	13/02/1992	Erzincan	Turkey	6.6	strike-slip	surface	central section of North Anatolian fault	1000–1500	11–13	~100	1.5–3	3	20, 35, 47
19	28/06/1992	Landers	USA	7.3	strike-slip	surface	eastern California shear zone: Johnson Valley–Emerson–Camprock fault system	<200			0.05–0.1	1	18, 19, 31, 32, 33

(continued)

Table 1 (Continued)

Number	Date (dd/mm/yyyy)	Earthquake Name	Country	M_w	Style of Faulting	Style of Rupture	Fault Name	L^* (km)	I-Age ^e (m.y.)	D_{total}^f (km)	MR ^g (cm/yr)	Maturity ^h	References ^g
20	17/01/1994	Northridge	USA	6.6	reverse	buried	Transverse Ranges fault zone : Northridge fault (eastern extension of Oak Ridge fault)	<100	2.3-0.5		0.1-0.5	1	11, 15, 18, 19, 21, 43
21	16/01/1995	Kobe ^{**}	Japan	6.9	strike-slip	surface	Nojima fault	~10	<5	85	0.05-0.1	1	6, 28
22	17/08/1999	Izmit	Turkey	7.6	strike-slip	surface	western tip of North Anatolian fault	1000-1500	~5		~1.5	2	2, 20, 42
23	20/09/1999	Chi-Chi	Taiwan	7.6	reverse	surface	Chelungpu fault	100-200	0.7	~14	1.3 ± 0.5	2	7, 38, 49
24	16/10/1999	Hector Mine	USA	7.1	strike-slip	surface	eastern California shear zone: Lavis Lake fault, Bullion fault	<200			0.05-0.1	1	18, 19, 32, 33, 34
25	12/11/1999	Duzce	Turkey	7.1	strike-slip	surface	western tip of North Anatolian fault	1000-1500	~5	85	~1.5	2	2, 20, 42
26	03/11/2002	Denali	USA	7.8	strike-slip	surface	Denali fault system	~2000	>30	~130	0.9-1.3	3	13, 25, 27
27	22/12/2003	San Simeon	USA	6.6	reverse	buried	Oceanic fault or adjacent blind thrust	<100			<0.1	1	16, 23, 26
28	28/09/2004	Parkfield	USA	6	strike-slip	—	San Andreas fault	>1000		>150	~3	3	37, 41, 18

^a L is the long-term fault length.

^bI-Age is the age of fault initiation in millions of years (m.y.).

^c D_{total} is the maximum cumulative displacement.

^dMR is the maximum long-term slip rate.

^eNumbers in this column define the classes of fault maturity: 1 is immature, 2 is intermediate, and 3 is mature. These three classes of structural maturity are based on the criteria L , I-Age, D_{total} , and MR (see Manighetti *et al.*, 2007 for details). Immature: $L < 300$ km, and/or I-Age < 5 m.y., and/or MR < 1 cm/yr, and/or $D_{total} < 10$ km. Intermediate: $300 < L < 1000$ km, and/or $5 < I\text{-Age} < 10$ m.y., and/or MR ≈ 1 cm/yr, and/or $D_{total} = 10\text{--}100$ km. Mature: $L > 1000$ km, and/or I-Age > 10 m.y., and/or MR > 2 cm/yr, and/or $D_{total} > 100$ km. A fault does not need to satisfy all of the previous criteria for its maturity to be defined, as the criteria values depend on the fault slip mode. The slip mode of each earthquake is determined according to the classification proposed by Boore *et al.* (1997). Only earthquakes with $M_w \geq 6.5$ that have not broken the ground surface are considered as blind. Others are labeled surface for surface-breaking earthquakes.

^f(1) Archuleta *et al.* (1982); (2) Armijo *et al.* (1999); (3) Beal and Nanson (1994); (4) Berberian (1979); (5) Berry (1997); (6) Boullier *et al.* (2004); (7) Chen *et al.* (2001); (8) Cockerham and Corbett (1987); (9) Cotton *et al.* (1996); (10) Davis *et al.* (1989); (11) Davis and Nanson (1994); (12) dePolo and Ramelli (1987); (13) Doig (1998); (14) Given *et al.* (1982); (15) Griffith and Cook (2005); (16) Hardebeck Hyndman *et al.* (2005); (17) Hauksson (1994); (18) U.S. Geological Survey (2009); (19) Southern California Earthquake Data Center (2009); (20) Hubert-Ferrari *et al.* (2002); (21) Hufnagle and Yeats (1996); (22) (1989); (30) Nicholson (1996); (31) Petersen and Wesnousky (1994); (32) Rockwell *et al.* (2000); (33) Rubin and Sieh (1997); (34) Rymer *et al.* (2002); (35) Sengor *et al.* (2004); (36) Schaff *et al.* (2002); (37) Sieh and Jahns (1984); (38) Simoes *et al.* (2007); (39) Smith and Priestley (2000); (40) Stein and Ekstrom (1992); (41) Stirling *et al.* (1996); (42) Talebian and Jackson (2002); (43) Tsutsumi and Yeats (1999); (45) Walker *et al.* (2003); (46) Wallace *et al.* (1981); (47) Westaway (1994); (48) Wetmiller *et al.* (1988); (49) Yue *et al.* (2005).

^{**}The Kobe earthquake was blind where the strong motions have been measured.

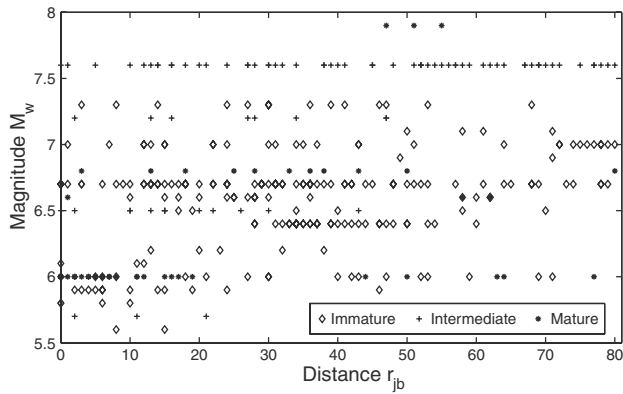


Figure 1. Distribution of recordings in magnitude and distance (r_{jb} is the Joyner and Boore distance). The data are separated into three classes depending on the structural maturity of the faults broken by the analyzed earthquakes.

the residuals for one earthquake averaged over all the recording stations. As a large number of earthquakes have occurred on immature faults, for clarity, we discriminate their ground-motion records as a function of the number of recording stations. Plots in Figure 2a,b that include earthquakes recorded at more than 10 and at 3–10 stations, respectively, are thus the best constrained. The zero line is where there is no bias with respect to the model of *Boore et al. (1997)*. Lines above the zero reference indicate earthquakes whose ground mo-

tions exceed the model predictions. Note that a 0.1 unit of common logarithm equals a factor of nearly 1.26.

In the period range considered, the ground motions generated by earthquakes on immature faults (best-constrained plots in Fig. 2a,b) generally exceed the model level, while those generated by earthquakes on mature faults (plot in Fig. 2e) are systematically lower than the prediction level. The ground motions produced by earthquakes on immature faults are therefore larger than those generated by earthquakes on mature faults. The earthquake rupturing faults of intermediate maturity (plot in Fig. 2d) have ground motions on both sides of the reference level but most of them (four out of six) have motions below this level.

To compare the influence of fault structural maturity with other source parameters, we then classify the recorded ground motions according to (1) the structural maturity of the long-term ruptured faults; (2) the faulting mechanism of the earthquakes (reverse and strike-slip categories as defined by *Boore et al. [1997]*, normal events are too few to be analyzed separately); and (3) the existence or absence of significant surface slip. Because there are few earthquakes on mature faults and because, as discussed before, intermediate and mature faults are in any case far more mature than any immature fault, we analyze together the earthquakes that occurred on intermediate and mature faults in the following. All the parameters eventually assigned to the earthquakes are reported in Table 1.

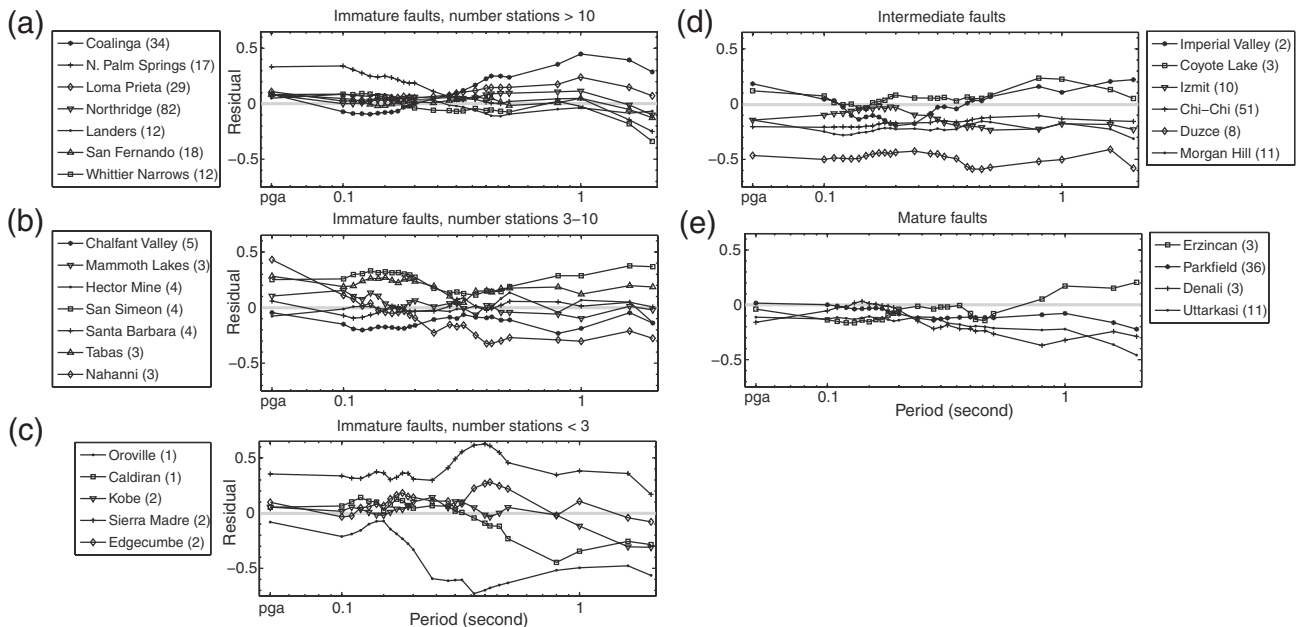


Figure 2. Ratio of response spectral amplitude of individual earthquakes averaged over recording sites to that of the GMPEs of *Boore et al. (1997)*. The zero line represents no bias with respect to the GMPE. The residuals represent the common logarithm of the event/model ratio: +0.1 indicates that the average event ground motion exceeds the model by a factor of 1.26 and -0.1 indicates event ground motion at 0.79 of model value. The number of recording stations for each earthquake is indicated in the legend. (a), (b), and (c) show residuals for earthquakes on immature faults; (d) and (e) show earthquakes on intermediate and mature faults, respectively.

To examine how the strong motions vary as a function of the parameters defined previously, we use two different methods. First, following *Kagawa et al. (2004)*, we average the residuals for all earthquakes pertaining to any of the categories defined previously. Figure 3a–c shows the averaged residuals as a function of the structural maturity of the broken fault (Fig. 3a), the slip mode of the earthquakes (Fig. 3b), and the existence or lack of significant surface break (Fig. 3c). It confirms that motions produced by the rupturing of immature faults are systematically higher by a factor of 1.35 (0.13 units of common logarithm) than motions generated by earthquakes on mature faults. When earthquakes are distinguished by their mechanism, the same order of difference is observed (factor 1.35), with ruptures on reverse faults producing larger strong motions than earthquakes on strike-slip faults. By contrast, we observe a smaller difference (factor of 1.12) in the ground motions produced by blind and surface-breaking earthquakes.

Then following *Spudich et al. (1999)*, we use a more sophisticated method to determine the mean value of the residuals (called the bias) and its standard deviation for each group of earthquakes. This method allows the residuals to be weighted by the number of records. Figure 3d–f confirms the

previous observations. As a matter of fact, the ground motions generated by earthquakes on immature faults are systematically higher by a factor of 1.5 (0.18 units of common logarithm) than the ground motions generated by earthquakes on mature faults at all frequencies. The difference in the weighted mean (bias) between the two categories is increased compared to the case where residuals are not weighted (Fig. 3a). The ground-motion difference due to the style of faulting is the same as in Figure 3b (unweighted average) with ground motions on reverse faults that are 1.35 times higher than those on strike-slip faults. The surface rupture occurrence seems to have less influence on the ground motions as blind earthquakes apparently generate ground motions 1.2 times higher than surface-breaking earthquakes for periods lower than 1 sec (the difference is slightly increased compared to Fig. 3c).

When we determine the bias following the *Spudich et al. (1999)* approach (weighted average), a larger difference is observed in the average of residuals on mature versus immature faults, compared to the unweighted study. The ground-motion differences due to the fault maturity are thus larger than those due to the style of faulting. Our results also show that the standard deviations associated with the fault maturity

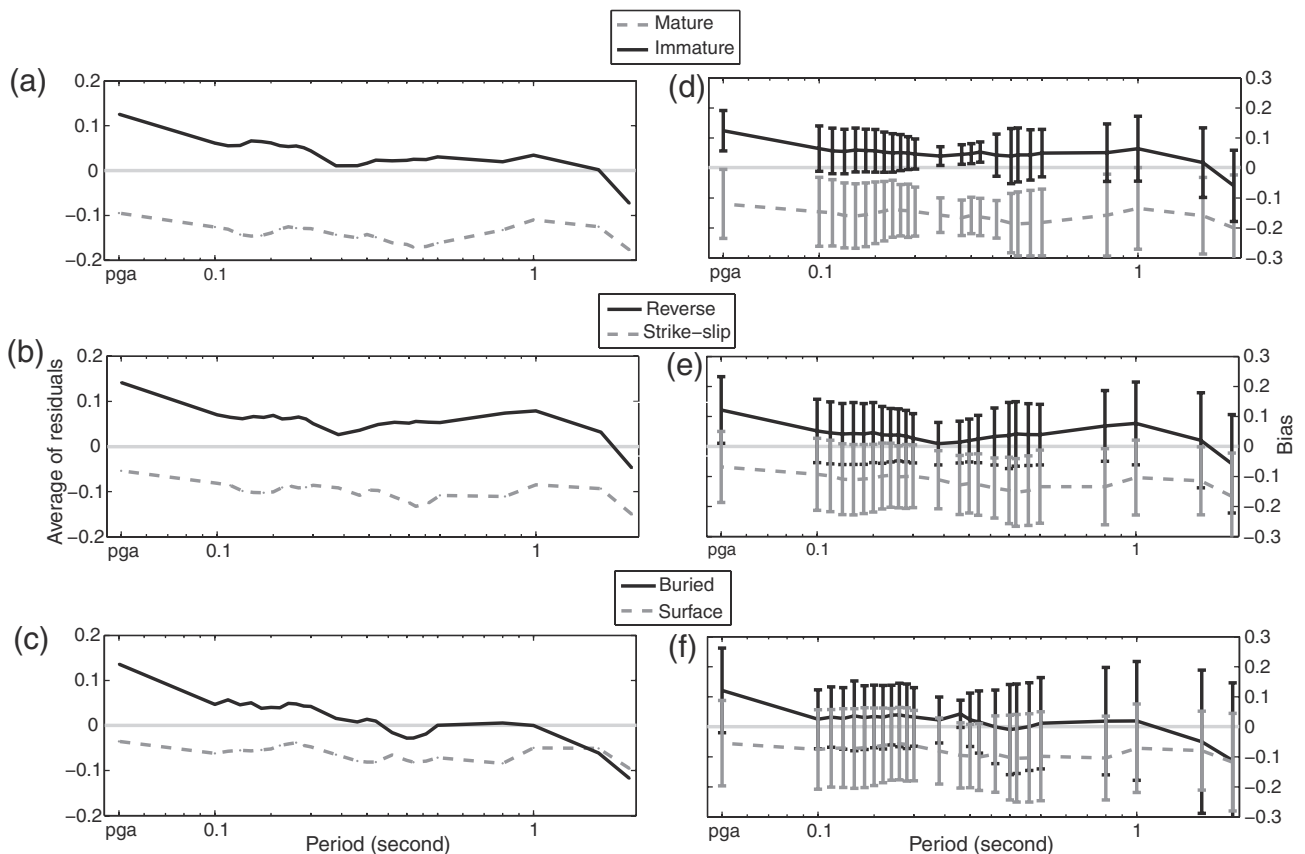


Figure 3. Comparison of the influence of different source factors on the ground motions. (a), (b), and (c) Plots showing the average of residuals (the common logarithm of the event/model ratio) for events following *Kagawa et al.*'s method; (d), (e), and (f) plots show weighted average of residuals and standard deviation following *Spudich et al.*'s method. The source parameters considered are (a) and (d) fault maturity; (b) and (e) style of faulting; (c) and (f) existence or absence of surface break.

classification (Fig. 3d) are lower than the standard deviations associated with the other classifications (style of faulting or surface rupture occurrence), where most error bars overlap.

Our results thus suggest that among the parameters studied, the fault structural maturity is the one to have the most influence on ground motions because it generates the largest differences and the lowest standard deviations. The style of faulting also appears to have a significant effect on ground motions. Yet, it is important to note that there is a dependency between the two factors in our data set as 11 out of 13 of the reverse faults are immature while 8 out of 12 of the strike-slip faults are intermediate or mature. To check whether the effect of fault maturity on ground motions is real or apparent, we test the influence of fault maturity on earthquakes having the same style of faulting. Figure 4a,b shows the averaged residuals computed following Kagawa *et al.* (2004) and Spudich *et al.* (1999), respectively, for strike-slip earthquakes discriminated from the structural maturity of their broken faults. The difference between ground motions on immature and mature faults still appears, though it is smaller than before (averaging a factor of 1.18 for the unweighted average and 1.25 for the bias). Going back to the entire earthquake population, we note that the only two reverse earthquakes that have occurred on mature and intermediate faults (1991 Uttarkashi and 1999 Chi-Chi earthquakes) do not have residuals particularly higher than those of the other earthquakes having broken mature and intermediate faults (Fig. 2d,e). Thus, the low residuals observed for these two earthquakes do not result from the style of faulting only. Together these results make us suggest that the fault structural maturity is likely the parameter accounting for those low residuals.

Our observations thus show that independently of the style of faulting, the fault structural maturity has an influence on the earthquake ground motions. The two parameters are not independent, however, and they both affect the earthquakes ground motions. We suggest that the effect on ground motions commonly attributed to the faulting mechanism is only apparent and more likely results from the fault structural maturity control.

Discussion and Conclusions

Since the 1930s when the first strong-motion networks were installed, the ground-motion records have been used to derive empirical GMPEs that describe how ground motions vary as a function of a limited number of independent parameters, namely the earthquake magnitude, the source-site distance, and some site-specific parameters.

Most of the available equations are summarized and compared in the review article of Douglas (2003). This synthesis highlights that available equations significantly differ from one to the other and that the uncertainties in all equations have not decreased in the last 30 yr. The large uncertainties suggest that some of the factors that govern the ground-motion variability have not been included in the GMPEs.

Reducing both the aleatory and the epistemic uncertainties that affect the ground-motion predictions is thus a key challenge for engineering seismologists. Following Douglas (2003), we suggest that the large intrinsic and epistemic uncertainties partly result from our incomplete understanding of the factors that govern the ground-motion variability and that adding more independent parameters to the GMPEs should reduce the ground-motion variability. In addition to the path and site effects, the few sources parameters (other than the earthquake size) that have been included in the equations are the earthquake mechanism (normal, reverse, or strike-slip; e.g., Bommer *et al.*, 2003), the regional tectonic setting (commonly defined by the earthquakes' geographical location; e.g., Spudich *et al.*, 1999), and the presence or lack of significant coseismic slip at surface (e.g., Somerville, 2003; Kagawa *et al.*, 2004). Recent reviews suggest other parameters that could be included in GMPEs: Douglas (2003) suggests considering the static stress drop and Anderson *et al.* (2000) suggest the total fault offset.

Though the earthquake static stress drop varies in a narrow range, its variation generates large differences in the radiated energy and displacement produced on the rupture plane (for a given length). It is thus likely that stress-drop variations have significant effects on ground-motion variability. Recently, it has been shown that the earthquake static stress drop strongly depends on the structural maturity of

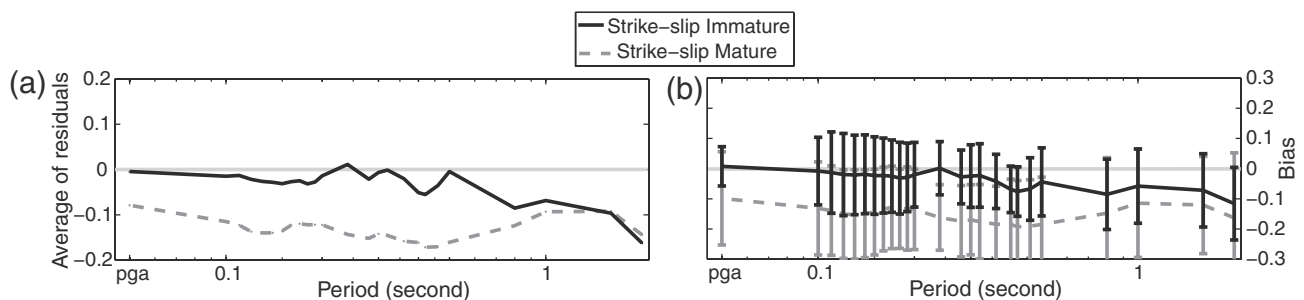


Figure 4. Influence of fault maturity with a constant style of faulting (strike slip). (a) Average of residuals (using the approach of Kagawa *et al.*, 2004). (b) Weighted average of residuals (using the approach of Spudich *et al.*, 1999).

the broken faults (Choy and Kirby, 2004; Manighetti *et al.*, 2007); faults that have been slipping for long and/or slipping at a fast rate obviously break in lower stress-drop earthquakes than young, immature faults (Scholz *et al.*, 1986; Anderson *et al.*, 1996; He *et al.*, 2003). The stress-drop difference would result from the strength and friction on the fault plane reducing as the fault accumulates more slip in time (Ben-Zion and Sammis, 2003; Choy and Kirby, 2004; Choy *et al.*, 2006). Manighetti *et al.* (2007) propose a way through which the structural maturity of the long-term faults can be assessed before those faults break in an earthquake. This offers the possibility of including the fault structural maturity in GMPEs and to use it as an independent parameter that basically describes the expected earthquake static stress drop.

This is what we have done in the present analysis. Using the criteria proposed by Manighetti *et al.* (2007), we have determined the degree of structural maturity of the long-term faults broken by the earthquakes under analysis. We have then used the maturity parameter to classify the ground-motion records and analyze their behavior separately in each of the maturity classes. The results show (Fig. 3a) that, at all frequencies, the ground motions produced by earthquakes having broken immature faults are 1.5 times larger than those generated by earthquakes on mature faults. This suggests that the structural maturity of the long-term faults broken by the earthquakes is an important factor that governs, at least partly, the variability of the near-field strong ground motions. The observed reduction of ground motions with increasing fault maturity is coherent with a lower stress drop for earthquakes on mature faults than on immature faults. These results are also in agreement with the suggestion of Anderson *et al.* (2000) that the low accelerations recorded during the 1999 Izmit and Chi-Chi earthquakes compared to the 1992 Landers and 1994 Northridge earthquakes may be related to characteristics of the broken fault; they suggest that the low accelerations produced are related to smooth fault traces resulting from large geological offsets.

When earthquakes are distinguished by their faulting mechanism (Fig. 3b), we find that ruptures on reverse faults produce ground motions about 1.35 times larger than earthquakes on strike-slip faults. This result is coherent with the range of 1.2–1.4 proposed by Bommer *et al.* (2003) for the ratio of reverse to strike-slip ground motions. The fault maturity thus generates larger difference in the ground motion than the style of faulting. Yet, there is a dependency between the two factors, because most of the mature earthquakes of our data set are strike slip. This may be due to the fact that strike-slip earthquakes are more likely to extend in length and accumulate large offsets than dip-slip earthquakes and, thus, are more likely to become mature faults. When only strike-slip earthquakes are considered (Fig. 4), a difference in the strong-motion amplitude (averaging a factor 1.25) is still observed between earthquakes on immature and mature faults. This suggests that the effect on ground motions commonly attributed to the faulting mechanism may only be

apparent and more likely result from the fault maturity control.

Finally, our data show smaller differences in the amplitude of ground motions produced by blind and surface-breaking earthquakes, compared to the results of Somerville (2003) and Kagawa *et al.* (2004), who found that ground motions from buried ruptures are 1.8 times larger than motions produced by surface-breaking earthquakes (in the period range around 1 sec). Our results show, in the same frequency range, that ground motions from buried earthquakes are only 1.25 times (~ 0.09 units of common logarithm) larger than surface-rupturing earthquakes. Because our results arise from an updated denser dataset that includes only rock and stiff soil sites (contrary to Somerville [2003] and Kagawa *et al.* [2004] studies), we suggest that our data are less likely to be biased by site effects and that they are better constrained than before. This makes us conclude that, for large shallow earthquakes ($M \geq 6.5$), the way the rupture terminates upward has little effect on the ground-motion variability.

We conclude that the degree of structural maturity of the long-term faults is a factor that likely plays a significant role in the strong ground motion variability; when rupturing in large earthquakes, immature faults obviously produce larger ground motions than would mature faults breaking in a similar magnitude earthquake. The structural maturity of a fault can be assessed *a priori* and independently of any knowledge of either the past or future earthquakes. It is thus an independent parameter that should be included in the GMPEs, in addition to the common parameters describing the expected earthquake size, wave propagation path, and site characteristics. One simple way to include the effect of fault structural maturity in the available equations is to apply them with an adjustment factor. Provided that the equation chosen for calculation includes no style of faulting parameter, we suggest that the equation be lowered by a factor of 0.7 when the earthquake is expected to occur on a mature fault and be increased by a factor of 1.12 when the earthquake is expected to occur on an immature fault.

Data and Resources

Accelerograms used in this study are available via the COSMOS online database (<http://db.cosmos-eq.org>, last accessed May 2009). © The list of records used is available in the electronic edition of BSSA.

Acknowledgments

The work has been done in the framework of a scientific project (QUAKonSCARPS) funded by the French ANR (Grant Number ANR-06-CATT-008-01). John Douglas's contributions to this study were supported by internal BRGM projects. Fabrice Cotton and Michel Campillo benefited from Institut Universitaire de France support. We thank an anonymous reviewer for useful comments on an earlier version of this article.

References

- Anderson, J. G., J. N. Brune, R. Anoshehpour, and S. D. Ni (2000). New ground motion data and concepts in seismic hazard analysis, *Curr. Sci.* **79**, 1278–1290.
- Anderson, J. G., S. G. Wesnousky, and M. W. Stirling (1996). Earthquake size as a function of fault slip rate, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **86**, 683–690.
- Archuleta, R. J., E. Cranswick, C. Mueller, and P. Spudich (1982). Source parameters of the 1980 Mammoth Lakes, California, earthquake sequence, *J. Geophys. Res.* **87**, 4595–4607.
- Armijo, R., B. Meyer, A. Hubert, and A. Barka (1999). Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: Timing and kinematics, *Geology* **27**, 267–270.
- Beanland, S., G. H. Blick, and D. J. Darby (1990). Normal faulting in a back arc basin—geological and geodetic characteristics of the 1987 Edgecumbe earthquake, New Zealand, *J. Geophys. Res.* **95**, 4693–4707.
- Ben-Zion, Y., and C. G. Sammis (2003). Characterization of fault zones, *Pure Appl. Geophys.* **160**, 677–715.
- Berberian, M. (1979). Earthquake faulting and bedding thrust associated with the Tabas-e-Golshan (Iran) earthquake of September 16, 1978, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **69**, 1861–1887.
- Berry, M. E. (1997). Geomorphic analysis of late Quaternary faulting on Hilton Creek, Round Valley, and Coyote warp faults, east-central Sierra Nevada, California, USA, *Geomorphology* **20**, 177–195.
- Bommer, J. J., J. Douglas, and F. O. Strasser (2003). Style-of-faulting in ground-motion prediction equations, *Bull. Earthq. Eng.* **1**, 171–203.
- Boore, D., W. Joyner, and T. Fumal (1997). Site amplifications for generic rock sites, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **87**, 327–341.
- Boullier, A. M., K. Fujimoto, H. Ito, T. Ohtani, N. Keulen, O. Fabbri, D. Amitrano, M. Dubois, and P. Pezard (2004). Structural evolution of the Nojima fault (Awaji Island, Japan) revisited from the GSI drill hole at Hirabayashi, *Earth Planets Space* **56**, 1233–1240.
- Chen, Y. G., W. S. Chen, J. C. Lee, Y. H. Lee, C. T. Lee, H. C. Chang, and C. H. Lo (2001). Surface rupture of 1999 Chi-Chi earthquake yields insights on active tectonics of central Taiwan, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **91**, 977–985.
- Choy, G. L., and S. H. Kirby (2004). Apparent stress, fault maturity, and seismic hazard for normal-fault earthquakes at subduction zones, *Geophys. J. Int.* **159**, 991–1012.
- Choy, G., A. McGarr, S. H. Kirby, and J. Boatwright (2006). An overview of the global variability in radiated energy and apparent stress, in *Earthquakes: Radiated Energy and the Physics of Faulting*, R. Abercrombie, A. McGarr, and G. Di Toro (Editors), American Geophysical Monograph, **170**, 43–57.
- Cockerham, R. S., and E. J. Corbett (1987). The July 1986 Chalfant Valley, California, earthquake sequence—preliminary results, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **77**, 280–289.
- Cotton, F., M. Campillo, A. Deschamps, and B. K. Rastogi (1996). Rupture history and seismotectonics of the 1991 Uttarkashi, Himalaya earthquake, *Tectonophysics* **258**, 35–51.
- Davis, T. L., and J. Namson (1994). A balanced cross-section of the 1994 Northridge earthquake, southern California, *Nature* **372**, 167–169.
- Davis, T. L., J. Namson, and R. F. Yerkes (1989). A cross-section of the Los-Angeles area—seismically active fold and thrust belt, the 1987 Whittier-Narrows earthquake, and earthquake hazard, *J. Geophys. Res.* **94**, 9644–9664.
- dePolo, C. M., and A. R. Ramelli (1987). Preliminary-report on surface fractures along the White Mountains fault zone associated with the July 1986 Chalfant Valley earthquake sequence, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **77**, 290–296.
- Doig, R. (1998). Paleoseismological evidence from lake sediments for recent movement on the Denali and other faults, Yukon Territory, Canada, *Tectonophysics* **296**, 363–370.
- Douglas, J. (2003). Earthquake ground-motion estimation using strong-motion records: A review of equations for the estimation of peak ground acceleration and response spectral ordinates, *Earth Sci. Rev.* **61**, 43–104.
- Given, J. W., T. C. Wallace, and H. Kanamori (1982). Teleseismic analysis of the 1980 Mammoth Lakes earthquake sequence, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **72**, 1093–1109.
- Griffith, W. A., and M. L. Cooke (2005). How sensitive are fault-slip rates in the Los Angeles basin to tectonic boundary conditions?, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **95**, 1263–1275.
- Hardebeck, J. L., J. Boatwright, D. Dreger, R. Goel, V. Graizer, K. Hudnut, C. Ji, L. Jones, J. Langbein, J. Lin, E. Roeloffs, R. Simpson, K. Stark, R. Stein, and J. C. Tinsley (2004). Preliminary report on the 22 December 2003, *M* 6.5 San Simeon, California, earthquake, *Seism. Res. Lett.* **75**, 155–172.
- Hauksson, E. (1994). The 1991 Sierra-Madre earthquake sequence in southern California—seismological and tectonic analysis, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **84**, 1058–1074.
- He, C., T.-F. Wong, and N. M. Beeler (2003). Dynamics of a spring-slider system with rate and state dependent friction: Numerical simulations of the effects of loading velocity and recurrence time for two different evolution laws, *J. Geophys. Res.* **108**, no. B1, 2037.
- Hubert-Ferrari, A., R. Armijo, G. King, B. Meyer, and A. Barka (2002). Morphology, displacement, and slip rates along the North Anatolian fault, Turkey, *J. Geophys. Res.* **107**, no. B10, 2235, doi 10.1029/2001JB000393.
- Huflite, G. J., and R. S. Yeats (1996). Deformation rates across the placentia (Northridge M_w 6.7 aftershock zone) and Hopper Canyon segments of the western transverse ranges deformation belt, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **86**, S3–S18.
- Hyndman, R. D., P. Fluck, S. Mazzotti, T. J. Lewis, J. Ristau, and L. Leonard (2005). Current tectonics of the northern Canadian Cordillera, *Can. J. Earth Sci.* **42**, 1117–1136.
- Kagawa, T., K. Irikawa, and P. G. Somerville (2004). Differences in ground motion and fault rupture between the surface and buried rupture earthquakes, *Earth Planets Space* **56**, 3–14.
- Lettis, W. R., K. L. Hanson, J. R. Unruh, M. McLaren, and W. U. Savage (2004). Quaternary tectonic setting of south-central coastal California, *U.S. Geol. Surv. Bull.* **1995**, no. AA, 21 pp.
- Mai, P. M. (2009). Ground motion: Complexity and scaling in the near field of earthquake ruptures, in *Encyclopedia of Complexity and Systems Science*, R. Meyers (Editor), Springer, Berlin (in press).
- Manighetti, I., M. Campillo, S. Bouley, and F. Cotton (2007). Earthquake scaling, fault segmentation, and structural maturity, *Earth Planet. Sci. Lett.* **253**, 429–438.
- Matmon, A., D. P. Schwartz, P. J. Haeussler, R. Finkel, J. J. Lienkaemper, H. D. Stenner, and T. E. Dawson (2006). Denali fault slip rates and Holocene-late Pleistocene kinematics of central Alaska, *Geology* **34**, 645–648.
- McLaren, M. K., J. L. Hardebeck, N. van der Elst, J. R. Unruh, G. W. Bawden, and J. L. Blair (2008). Complex faulting associated with the 22 December 2003 M_w 6.5 San Simeon, California, earthquake, aftershocks, and postseismic surface deformation, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **98**, 1659–1680.
- Miller, M. L., D. C. Bradley, T. K. Bundtzen, and W. McClelland (2002). Late Cretaceous through Cenozoic strike-slip tectonics of southwestern Alaska, *J. Geol.* **110**, 247–270.
- Murata, A., K. Takemura, T. Miyata, and A. Lin (2001). Quaternary vertical offset and average slip rate of the Nojima fault on Awaji island, Japan, *The Island Arc* **10**, 360–367.
- Nairn, I. A., and S. Beanland (1989). Geological setting of the 1987 Edgecumbe earthquake, New Zealand, *N. Z. J. Geol. Geophys.* **32**, 1–13.
- Nicholson, C. (1996). Seismic behavior of the southern San Andreas fault zone in the northern Coachella valley, California: Comparison of the 1948 and 1986 earthquake sequences, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **86**, 1331–1349.
- Petersen, M. D., and S. G. Wesnousky (1994). Fault slip rates and earthquake histories for active faults in Southern California, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **84**, 1608–1649.
- Rockwell, T. K., S. Lindvall, M. Herzberg, D. Murbach, T. Dawson, and G. Berger (2000). Paleoseismology of the Johnson Valley, Kickapoo,

- and Homestead Valley faults: Clustering of earthquakes in the eastern California shear zone, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **90**, 1200–1236.
- Rubin, C. M., and K. Sieh (1997). Loop dormancy, low slip rate, and similar slip-per-event for the Emerson fault, eastern California shear zone, *J. Geophys. Res.* **102**, 15,319–15,333.
- Rymer, M. J., G. G. Seitz, K. D. Weaver, A. Orgil, G. Faneros, J. C. Hamilton, and C. Goetz (2002). Geologic and paleoseismic study of the Lavic Lake fault at Lavic Lake playa, Mojave Desert, southern California, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **92**, 1577–1591.
- Schaff, D. P., G. H. R. Bokelmann, G. C. Beroza, F. Waldhauser, and W. L. Ellsworth (2002). High-resolution image of Calaveras fault seismicity, *J. Geophys. Res.* **107**, no. B9, 2186, doi [10.1029/2001JB000633](https://doi.org/10.1029/2001JB000633).
- Scholz, C. H., C. Aviles, and S. Wesnousky (1986). Scaling differences between large intraplate and interplate earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **76**, 65–70.
- Sengor, A. M. C., O. Tuysuz, C. Imren, M. Sakinc, H. Eyidogan, N. Gorur, X. Le Pichon, and C. Rangin (2004). The North Anatolian fault: A new look, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **33**, 1–75.
- Sieh, K. E., and R. H. Jahns (1984). Holocene activity of the San Andreas fault at Wallace Creek, California, *Geol. Soc. Am. Bull.* **95**, 883–896.
- Simoes, M., J. P. Avouac, and Y. G. Chen (2007). Slip rates on the Chelungpu and Chushiang thrust faults inferred from a deformed strath terrace along the Dzungpuna river, west central Taiwan, *J. Geophys. Res.* **112**, B03S10, doi [10.1029/2005JB004200](https://doi.org/10.1029/2005JB004200).
- Smith, K. D., and K. F. Priestley (2000). Faulting in the 1986 Chalfant, California, sequence: Local tectonics and earthquake source parameters, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **90**, 813–831.
- Somerville, P. G. (2003). Magnitude scaling of the near fault rupture directivity pulse, *Phys. Earth Planet. Interiors* **137**, 201–212.
- Southern California Earthquake Data Center (2009). Chronological earthquake index, http://www.data.scec.org/chrono_index/quakedex.html (last accessed May 2009).
- Spudich, P., W. B. Joyner, A. G. Lindh, D. M. Boore, B. M. Margaris, and J. B. Fletcher (1999). SEA99: A revised ground motion prediction relation for use in extensional tectonic regimes, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **89**, 1156–1170.
- Stein, R. S., and G. Ekstrom (1992). Seismicity and geometry of a 110-km-long blind thrust-fault. 2. Synthesis of the 1982–1985 California earthquake sequence, *J. Geophys. Res.* **97**, 4865–4883.
- Stirling, M. W., S. G. Wesnousky, and K. Shimazaki (1996). Fault trace complexity, cumulative slip, and the shape of the magnitude-frequency distribution for strike-slip faults: A global survey, *Geophys. J. Int.* **124**, 833–868.
- Talebian, M., and J. Jackson (2002). Offset on the Main Recent fault of NW Iran and implications for the late Cenozoic tectonics of the Arabia-Eurasia collision zone, *Geophys. J. Int.* **150**, 422–439.
- Tsutsumi, H., and R. S. Yeats (1999). Tectonic setting of the 1971 Sylmar and 1994 Northridge earthquakes in the San Fernando Valley, California, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **89**, 1232–1249.
- U.S. Geological Survey (2009). Cooperator California Geological Survey, <http://earthquake.usgs.gov/regional/qfaults/ca/index.php> (last accessed May 2009).
- Walker, R., J. Jackson, and C. Baker (2003). Surface expression of thrust faulting in eastern Iran: source parameters and surface deformation of the 1978 Tabas and 1968 Ferdows earthquake sequences, *Geophys. J. Int.* **152**, 749–765.
- Wallace, T. C., D. V. Helmberger, and J. E. Ebel (1981). A broadband study of the 13 August 1978 Santa-Barbara earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **71**, 1701–1718.
- Westaway, R. (1994). Present-day kinematics of the Middle-East and Eastern Mediterranean, *J. Geophys. Res.* **99**, 12,071–12,090.
- Wetmiller, R. J., R. B. Horner, H. S. Hasegawa, R. G. North, M. Lamontagne, D. H. Weichert, and S. G. Evans (1988). An analysis of the 1985 Nahanni earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **78**, 590–616.
- Yu, G., K. N. Khattri, J. G. Anderson, J. N. Brune, and Y. Zeng (1995). Strong ground motion from the Uttarkashi, Himalaya, India, earthquake—comparison of observations with synthetics using the composite source model, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **85**, 31–50.
- Yue, L. F., J. Suppe, and J. H. Hung (2005). Structural geology of a classic thrust belt earthquake: The 1999 Chi-Chi earthquake, Taiwan (M_w 7.6), *J. Struct. Geol.* **27**, 2058–2083.

Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique
Centre Nationale de la Recherche Scientifique (CNRS), Observatoire de Grenoble
Université J. Fourier
LGIT, Maison des Géosciences, BP 53
38041 Grenoble Cedex 9, France
(M.R., F.C., I.M., M.C.)

Bureau de recherches géologiques et minières (BRGM)—ARN/RIS
3 avenue C. Guillemin, BP 36009
45060 Orleans Cedex 2, France
(J.D.)

Manuscript received 26 November 2008

Bibliographie

- Ampuero, J.-P., and A. M. Rubin (2008), Earthquake nucleation on rate and state faults - aging and slip laws, *J. Geophys. Res.*, *113*(B1), doi :10.1029/2007JB005082. (Cité en page 137.)
- Anderson, J., J. Brune, J. Prince, R. Quaas, S. Singh, D. Almora, P. Bodin, M. Onate, R. Vásquez, and J. Velasco (1994), The Guerrero accelerograph network, *Geofis. Int.*, *33*, 341–371. (Cité en page 24.)
- Anderson, J. G., S. K. Singh, J. M. Espindola, and J. Yamamoto (1989), Seismic strain release in the Mexican subduction thrust, *Phys. Earth Planet. Inter.*, *58*(4), 307 – 322, doi :10.1016/0031-9201(89)90102-7. (Cité en pages 23 et 24.)
- Andreani, L. (2008), Contraintes structurales et cinématiques sur une frontière de plaque récente : La limite nord du Bloc Sud Mexicain, Ph.D. thesis, Université Paul Cézanne, Aix-Marseille II. (Cité en page 17.)
- Audet, P., M. G. Bostock, N. I. Christensen, and S. M. Peacock (2009), Seismic evidence for overpressured subducted oceanic crust and megathrust fault sealing, *Nature*, *457*(7225), 76–78. (Cité en pages 14, 132 et 134.)
- Beck, J. L., and J. F. Hall (1986), Factors contributing to the catastrophe in Mexico City during the earthquake of September 19, 1985, *Geophys. Res. Lett.*, *13*(6), 593–596, doi :10.1029/GL013i006p00593. (Cité en page 25.)
- Beroza, G., and S. Ide (2009), Deep Tremors and Slow Quakes, *Science*, *324*(5930), 1025. (Cité en page 46.)
- Beroza, G. C., and S. Ide (2011), Slow Earthquakes and Nonvolcanic Tremor, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *39*(1), 271–296, doi :10.1146/annurev-earth-040809-152531. (Cité en pages 9, 10, 11 et 13.)
- Bouchon, M. (1981), A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *71*(4), 959. (Cité en page 36.)
- Bouchon, M. (2003), A review of the discrete wavenumber method, *Pure App. Geophys.*, *160*(3), 445–465. (Cité en page 36.)
- Brace, W., and J. Byerlee (1966), Stick-Slip as a Mechanism for Earthquakes, *Science*, *153*, 990–992, doi :10.1126/science.153.3739.990. (Cité en page 2.)

- Brantut, N., J. Sulem, and A. Schubnel (2011), Effect of dehydration reactions on earthquake nucleation : Stable sliding, slow transients, and unstable slip, *J. Geophys. Res.*, *116*(B5), doi :10.1029/2010JB007876. (Cité en page 14.)
- Brown, J. R., G. C. Beroza, S. Ide, K. Ohta, D. R. Shelly, S. Y. Schwartz, W. Rabbel, M. Thorwart, and H. Kao (2009), Deep low-frequency earthquakes in tremor localize to the plate interface in multiple subduction zones, *Geophys. Res. Lett.*, *36*(19), doi :10.1029/2009GL040027. (Cité en page 11.)
- Brown, K. M., M. D. Tryon, H. R. DeShon, L. M. Dorman, and S. Y. Schwartz (2005), Correlated transient fluid pulsing and seismic tremor in the Costa Rica subduction zone, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *238*(1-2), 189 – 203, doi :10.1016/j.epsl.2005.06.055. (Cité en pages 9 et 11.)
- Brudzinski, M., E. Cabral-Cano, F. Correa-Mora, C. DeMets, and B. Márquez-Az a (2007), Slow slip transients along the Oaxaca subduction segment from 1993 to 2007, *Geophys. J. Int.*, *171*(2), 523–538. (Cité en pages 119 et 133.)
- Brudzinski, M. R., H. R. Hinojosa-Prieto, K. M. Schlanser, E. Cabral-Cano, A. Arciniega-Ceballos, O. Diaz-Molina, and C. DeMets (2010), Nonvolcanic tremor along the Oaxaca segment of the Middle America subduction zone, *J. Geophys. Res.*, *115*, doi :10.1029/2008JB006061. (Cité en page 130.)
- Byrne, D. E., D. M. Davis, and L. R. Sykes (1988), Loci and maximum size of thrust earthquakes and the mechanics of the shallow region of subduction zones, *Tectonics*, *7*(4), 833–857, doi :10.1029/TC007i004p00833. (Cité en page 4.)
- Campillo, M., J. C. Gariel, K. Aki, and F. J. Sanchez-Sesma (1989), Destructive strong ground motion in Mexico city : Source, path, and site effects during great 1985 Michoacan earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *79*(6), 1718–1735. (Cité en page 25.)
- Cattin, R., P. Briole, H. Lyon-Caen, P. Bernard, and P. Pinettes (1999), Effects of superficial layers on coseismic displacements for a dip-slip fault and geophysical implications, *Geophys. J. Int.*, *137*(1), 149–158. (Cité en pages 36 et 66.)
- Chevez-Garcia, F. J., and P.-Y. Bard (1994), Site effects in Mexico City eight years after the September 1985 Michoacan earthquakes, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, *13*(4), 229–247. (Cité en page 25.)
- Chlieh, M., J. Avouac, V. Hjorleifsdottir, T. Song, C. Ji, K. Sieh, A. Sladen, H. Hebert, L. Prawirodirdjo, Y. Bock, and J. Galetzka (2007), Coseismic Slip and Afterslip of the Great Mw 9.15 Sumatra-Andaman Earthquake of 2004, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *97*(1A), S152–173, doi :10.1785/0120050631. (Cité en page 6.)

- Chlieh, M., J. P. Avouac, K. Sieh, D. H. Natawidjaja, and J. Galetzka (2008), Heterogeneous coupling of the Sumatran megathrust constrained by geodetic and paleogeodetic measurements, *J. Geophys. Res.*, *113*(B5), doi :10.1029/2007JB004981. (Cité en pages 6 et 26.)
- Collettini, C., A. Niemeijer, C. Viti, and C. Marone (2009), Fault zone fabric and fault weakness, *Nature*, *462*(7275), 907–910, doi :10.1038/nature08585. (Cité en page 15.)
- Correa-Mora, F., C. DeMets, E. Cabral-Cano, B. Marquez-Azua, and O. Diaz-Molina (2008), Interplate coupling and transient slip along the subduction interface beneath Oaxaca, Mexico, *Geophys. J. Int.*, *175*(1), 269–290. (Cité en page 119.)
- Correa-Mora, F., C. DeMets, E. Cabral-Cano, O. Diaz-Molina, and B. Marquez-Azua (2009), Transient deformation in southern Mexico in 2006 and 2007 : Evidence for distinct deep-slip patches beneath Guerrero and Oaxaca, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *10*(2). (Cité en page 119.)
- Cotte, N., A. Walpersdorf, V. Kostoglodov, M. Vergnolle, J. Santiago, I. Manighetti, and M. Campillo (2009), Anticipating the next large silent earthquake in Mexico, *Eos Trans. AGU*, *90*(21), 181–182. (Cité en pages 12, 25, 30, 81 et 102.)
- Cotton, F., and M. Campillo (1995), Frequency domain inversion of strong motions : Application to the 1992 Landers earthquake, *J. Geophys. Res.*, *100*(B3), 3961–3975, doi :10.1029/94JB02121. (Cité en pages 39, 40, 54 et 62.)
- Coutant, O. (1989), Programme de simulation numerique AXITRA, *Rapport LGIT*. (Cité en page 36.)
- Currie, C. A., R. D. Hyndman, K. Wang, and V. Kostoglodov (2002), Thermal models of the Mexico subduction zone : Implications for the megathrust seismogenic zone, *J. Geophys. Res.*, *107*(B12), doi :10.1029/2001JB000886. (Cité en page 27.)
- Dascalu, C., I. R. Ionescu, and M. Campillo (2000), Fault finiteness and initiation of dynamic shear instability, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *177*(3-4), 163–176. (Cité en page 131.)
- Delahaye, E., J. Townend, M. Reyners, and G. Rogers (2009), Microseismicity but no tremor accompanying slow slip in the Hikurangi subduction zone, New Zealand, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *277*(1-2), 21 – 28, doi :10.1016/j.epsl.2008.09.038. (Cité en page 11.)
- DeMets, C., R. Gordon, D. Argus, and S. Stein (1994), Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, *21*(20), 2191–2194. (Cité en pages 18, 48 et 117.)

BIBLIOGRAPHIE

- DeMets, C., R. G. Gordon, and D. F. Argus (2010), Geologically current plate motions, *Geophys. J. Int.*, *181*(1), 1–80, doi :10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x. (Cité en pages 18, 19, 102 et 116.)
- Douglas, A., J. Beavan, L. Wallace, and J. Townend (2005), Slow slip on the northern Hikurangi subduction interface, New Zealand, *Geophys. Res. Lett.*, *32*(16), doi : 10.1029/2005GL023607. (Cité en pages 8 et 9.)
- Dragert, H., K. Wang, and T. S. James (2001), A Silent Slip Event on the Deeper Cascadia Subduction Interface, *Science*, *292*(5521), 1525–1528, doi : 10.1126/science.1060152. (Cité en pages 7, 8 et 62.)
- Dragert, H., K. Wang, and G. Rogers (2004), Geodetic and seismic signatures of episodic tremor and slip in the northern Cascadia subduction zone, *Earth Planets Space*, *56*(12), 1143–1150. (Cité en pages 11 et 12.)
- Fagereng, A., and R. H. Sibson (2010), Melange rheology and seismic style, *Geology*, *38*(8), 751–754, doi :10.1130/G30868.1. (Cité en pages 14, 15 et 134.)
- Ferrari, L., M. López-Martínez, G. Aguirre-Díaz, and G. Carrasco-Núñez (1999), Space-time patterns of cenozoic arc volcanism in central Mexico : from the sierra madre occidental to the Mexican volcanic belt, *Geology*, *27*(4), 303. (Cité en page 16.)
- Ferrari, L., C. Petrone, and L. Francalanci (2001), Generation of oceanic-island basalt-type volcanism in the western Trans-Mexican volcanic belt by slab rollback, asthenosphere infiltration, and variable flux melting, *Geology*, *29*(6), 507. (Cité en page 16.)
- Franco, S., V. Kostoglodov, K. Larson, V. Manea, M. Manea, and J. Santiago (2005), Propagation of the 2001-2002 silent earthquake and interplate coupling in the Oaxaca subduction zone, Mexico, *Earth Planets Space*, *57*(10), 973–985. (Cité en pages 22, 100 et 118.)
- Freed, A. M., R. Burgmann, E. Calais, J. Freymueller, and S. Hreinsdóttir (2006), Implications of deformation following the 2002 Denali, Alaska, earthquake for post-seismic relaxation processes and lithospheric rheology, *J. Geophys. Res.*, *111*(B1), doi :10.1029/2005JB003894. (Cité en page 5.)
- Hansen, P. (1992), Analysis of discrete ill-posed problems by means of the L-curve, *SIAM review*, *34*(4), 561–580. (Cité en page 51.)
- Heki, K., S. Miyazaki, and H. Tsuji (1997), Silent fault slip following an interplate thrust earthquake at the Japan Trench, *Nature*, *386*(6625), 595–598. (Cité en pages 5, 6 et 101.)

- Hernandez, B., F. Cotton, and M. Campillo (1999), Contribution of radar interferometry to a two-step inversion of the kinematic process of the 1992 Landers earthquake, *J. Geophys. Res.*, *104*(B6), 13,083–13,099. (Cité en pages 39 et 62.)
- Hernandez, B., N. Shapiro, S. Singh, J. Pacheco, F. Cotton, M. Campillo, A. Iglesias, V. Cruz, J. Gómez, and L. Alc ntara (2001), Rupture history of September 30, 1999 intraplate earthquake of Oaxaca, Mexico (MW= 7.5) from inversion of strong-motion data, *Geophys. Res. Lett.*, *28*(2), 363–366. (Cité en pages 36, 39, 47, 50 et 107.)
- Herring, T., R. King, and S. McClusky (2006), Introduction to GAMIT/GLOBK, release 10.3, *Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences, MIT*. (Cité en pages 30 et 103.)
- Hilaret, N., B. Reynard, Y. Wang, I. Daniel, S. Merkel, N. Nishiyama, and S. Petitgirard (2007), High-Pressure Creep of Serpentine, Interseismic Deformation, and Initiation of Subduction, *Science*, *318*(5858), 1910–1913, doi :10.1126/science.1148494. (Cité en pages 14 et 134.)
- Hirose, H., and K. Obara (2005), Repeating short-and long-term slow slip events with deep tremor activity around the Bungo channel region, southwest Japan, *Earth Planets Space*, *57*(10), 961–972. (Cité en pages 62, 121 et 122.)
- Hirose, H., and K. Obara (2006), Short-term slow slip and correlated tremor episodes in the Tokai region, central Japan, *Geophys. Res. Lett.*, *33*(17), L17,311. (Cité en page 11.)
- Hsu, Y.-J., M. Simons, J.-P. Avouac, J. Galetzka, K. Sieh, M. Chlieh, D. Natawidjaja, L. Prawirodirdjo, and Y. Bock (2006), Frictional Afterslip Following the 2005 Nias-Simeulue Earthquake, Sumatra, *Science*, *312*(5782), 1921–1926, doi : 10.1126/science.1126960. (Cité en pages 5, 6 et 101.)
- Hyndman, R., M. Yamano, and D. Oleskevich (1997), The seismogenic zone of subduction thrust faults, *The Island Arc*, *6*, 244–260. (Cité en page 4.)
- Ide, S., G. Beroza, D. Shelly, and T. Uchide (2007), A scaling law for slow earthquakes, *Nature*, *447*(7140), 76–79. (Cité en pages 9, 12, 13, 27 et 63.)
- Igarashi, T., T. Matsuzawa, and A. Hasegawa (2003), Repeating earthquakes and interplate aseismic slip in the northeastern japan subduction zone, *J. Geophys. Res.*, *108*(B5), doi :10.1029/2002JB001920. (Cité en page 26.)
- Iglesias, A., S. Singh, A. Lowry, M. Santoyo, V. Kostoglodov, K. Larson, and S. Franco-Sánchez (2004), The silent earthquake of 2002 in the Guerrero seismic gap, Mexico (Mw= 7.6) : Inversion of slip on the plate interface and some implications, *Geofis. Int.*, *43*(3), 309. (Cité en pages 100 et 118.)

- Jödicke, H., A. Jording, L. Ferrari, J. Arzate, K. Mezger, and L. Rüpke (2006), 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, *J. Geophys. Res.*, *111*(B8), doi :10.1029/2005JB003739. (Cité en pages 129, 132, 133, 134 et 135.)
- Jonsson, S., H. Zebker, P. Segall, and F. Amelung (2002), Fault Slip Distribution of the 1999 Mw 7.1 Hector Mine, California, Earthquake, Estimated from Satellite Radar and GPS Measurements, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *92*(4), 1377–1389, doi : 10.1785/0120000922. (Cité en page 73.)
- Kanamori, H., and D. Anderson (1975), Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *65*(5), 1073. (Cité en page 62.)
- Kanamori, H., and M. Kikuchi (1993), The 1992 Nicaragua earthquake : a slow tsunami earthquake associated with subducted sediments, *Nature*, *361*(6414), 714–716. (Cité en page 7.)
- Kaneko, Y., J.-P. Avouac, and N. Lapusta (2010), Towards inferring earthquake patterns from geodetic observations of interseismic coupling, *Nature Geosci*, *3*(5), 363–369. (Cité en page 26.)
- Kao, H., S.-J. Shan, H. Dragert, G. Rogers, J. F. Cassidy, and K. Ramachandran (2005), A wide depth distribution of seismic tremors along the northern Cascadia margin, *Nature*, *436*(7052), 841–844. (Cité en page 11.)
- Kao, H., S.-J. Shan, H. Dragert, G. Rogers, J. F. Cassidy, K. Wang, T. S. James, and K. Ramachandran (2006), Spatial-temporal patterns of seismic tremors in northern Cascadia, *J. Geophys. Res.*, *111*(B3), doi :10.1029/2005JB003727. (Cité en page 11.)
- Kato, A., T. Iidaka, R. Ikuta, Y. Yoshida, K. Katsumata, T. Iwasaki, S. Sakai, C. Thurber, N. Tsumura, K. Yamaoka, T. Watanabe, T. Kunitomo, F. Yamazaki, M. Okubo, S. Suzuki, and N. Hirata (2010), Variations of fluid pressure within the subducting oceanic crust and slow earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, *37*(14), doi :10.1029/2010GL043723. (Cité en pages 132 et 134.)
- Kim, M. J., S. Y. Schwartz, and S. Bannister (2011), Non-volcanic tremor associated with the March 2010 Gisborne slow slip event at the Hikurangi subduction margin, New Zealand, *Geophys. Res. Lett.*, *38*(14), doi :10.1029/2011GL048400. (Cité en page 11.)
- Kim, Y., R. W. Clayton, and J. M. Jackson (2010), Geometry and seismic properties of the subducting Cocos plate in central Mexico, *J. Geophys. Res.*, *115*, doi : 10.1029/2009JB006942. (Cité en pages 15, 16, 19, 20, 47, 106, 129, 132 et 134.)

- Kodaira, S., T. Iidaka, A. Kato, J.-O. Park, T. Iwasaki, and Y. Kaneda (2004), High Pore Fluid Pressure May Cause Silent Slip in the Nankai Trough, *Science*, *304*(5675), 1295–1298, doi :10.1126/science.1096535. (Cité en page 132.)
- Konca, A. O., J.-P. Avouac, A. Sladen, A. J. Meltzner, K. Sieh, P. Fang, Z. Li, J. Galetzka, J. Genrich, M. Chlieh, D. H. Natawidjaja, Y. Bock, E. J. Fielding, C. Ji, and D. V. Helmberger (2008), Partial rupture of a locked patch of the Sumatra megathrust during the 2007 earthquake sequence, *Nature*, *456*(7222), 631–635, doi :10.1038/nature07572. (Cité en page 26.)
- Kositsky, A. (2010), PCAIM User’s Manual. (Cité en page 41.)
- Kositsky, A. P., and J. P. Avouac (2010), Inverting geodetic time series with a principal component analysis-based inversion method, *J. Geophys. Res.*, *115*(B3), doi :10.1029/2009JB006535. (Cité en pages 40 et 41.)
- Kostoglodov, V., W. Bandy, J. Dominguez, and M. Mena (1996), Gravity and seismicity over the Guerrero seismic gap, Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, *23*(23), 3385–3388. (Cité en pages 19, 47, 102 et 105.)
- Kostoglodov, V., S. Singh, J. Santiago, S. Franco, K. Larson, A. Lowry, and R. Bilham (2003), A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(15), 1807, doi :10.1029/2003GL017219. (Cité en pages 9, 25, 46, 48, 100, 101, 103 et 118.)
- Kostoglodov, V., A. Husker, N. M. Shapiro, J. S. Payero, M. Campillo, N. Cotte, and R. Clayton (2010), The 2006 slow slip event and nonvolcanic tremor in the Mexican subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, *37*(24), doi :10.1029/2010GL045424. (Cité en pages 11, 95, 128, 129 et 136.)
- LaBonte, A., K. Brown, and Y. Fialko (2009), Hydrologic detection and finite element modeling of a slow slip event in the Costa Rica prism toe, *J. Geophys. Res.*, *114*. (Cité en page 101.)
- Larson, K., A. Lowry, V. Kostoglodov, W. Hutton, O. Sánchez, K. Hudnut, and G. Suárez (2004), Crustal deformation measurements in Guerrero, Mexico, *J. Geophys. Res.*, *109*, B04,409, doi :10.1029/2003JB002843. (Cité en pages 25, 100, 101, 103 et 118.)
- Larson, K., V. Kostoglodov, J. Shin’ichi Miyazaki, et al. (2007), The 2006 aseismic slow slip event in Guerrero, Mexico : New results from GPS, *Geophys. Res. Lett.*, *34*(13), L13,309, doi :10.1029/2007GL029912. (Cité en pages 25, 45, 46, 47, 49 et 103.)
- Lin, Y., A. Kositsky, and J. Avouac (2010), PCAIM joint inversion of InSAR and ground-based geodetic time series : Application to monitoring magmatic inflation

BIBLIOGRAPHIE

- beneath the Long Valley Caldera, *Geophys. Res. Lett.*, *37*(23), L23,301. (Cité en page 41.)
- Linde, A. T., M. T. Gladwin, M. J. S. Johnston, R. L. Gwyther, and R. G. Bilham (1996), A slow earthquake sequence on the San Andreas fault, *Nature*, *383*(6595), 65–68. (Cité en page 7.)
- Liu, P., S. Custodio, and R. Archuleta (2006), Kinematic inversion of the 2004 M 6.0 Parkfield earthquake including an approximation to site effects, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *96*(4B), S143. (Cité en pages 39, 55 et 62.)
- Liu, Y., and J. Rice (2005), Aseismic slip transients emerge spontaneously in three-dimensional rate and state modeling of subduction earthquake sequences, *J. Geophys. Res.*, *110*(B9), B08,307. (Cité en pages 13, 27 et 63.)
- Liu, Y., and J. Rice (2009), Slow-slip predictions based on granite and gabbro friction data compared to GPS measurements in northern Cascadia, *J. Geophys. Res.*, *114*(B9), B09,407. (Cité en pages 14 et 137.)
- Liu, Y., and J. R. Rice (2007), Spontaneous and triggered aseismic deformation transients in a subduction fault model, *J. Geophys. Res.*, *112*(B9), doi :10.1029/2007JB004930. (Cité en pages 14 et 26.)
- Liu, Y., and A. M. Rubin (2010), Role of fault gouge dilatancy on aseismic deformation transients, *J. Geophys. Res.*, *115*(B10), doi :10.1029/2010JB007522. (Cité en page 14.)
- Liu, Y., J. Rice, and K. Larson (2007), Seismicity variations associated with aseismic transients in Guerrero, Mexico, 1995–2006, *Earth and Planetary Science Letters*, *262*(3-4), 493–504. (Cité en pages 27 et 59.)
- Lowry, A., K. Larson, V. Kostoglodov, and R. Bilham (2001), Transient slip on the subduction interface in Guerrero, southern Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, *28*(19), 3753–3756. (Cité en pages 8, 9, 25 et 46.)
- Mainprice, D., Y. L. Page, J. Rodgers, and P. Jouanna (2008), Ab initio elastic properties of talc from 0 to 12 GPa : Interpretation of seismic velocities at mantle pressures and prediction of auxetic behaviour at low pressure, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *274*(3-4), 327 – 338, doi :10.1016/j.epsl.2008.07.047. (Cité en pages 15 et 134.)
- Manea, V., and M. Gurnis (2007), Subduction zone evolution and low viscosity wedges and channels, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *264*(1-2), 22 – 45, doi :10.1016/j.epsl.2007.08.030. (Cité en page 20.)

- Manea, V., and M. Manea (2011), Flat-Slab Thermal Structure and Evolution Beneath Central Mexico, *Pure and Applied Geophysics*, 168, 1475–1487, doi : 10.1007/s00024-010-0207-9. (Cité en pages 16 et 134.)
- Manea, V., M. Manea, V. Kostoglodov, C. Currie, and G. Sewell (2004), Thermal structure, coupling and metamorphism in the Mexican subduction zone beneath Guerrero, *Geophys. J. Int.*, 158(2), 775–784. (Cité en pages 27, 117 et 129.)
- Manighetti, I., M. Campillo, C. Sammis, P. Mai, and G. King (2005), Evidence for self-similar, triangular slip distributions on earthquakes : Implications for earthquake and fault mechanics, *J. geophys. Res.*, 110, B05,302. (Cité en pages 59 et 62.)
- Manighetti, I., M. Campillo, S. Bouley, and F. Cotton (2007), Earthquake scaling, fault segmentation, and structural maturity, *Earth and Planetary Science Letters*, 253(3-4), 429–438. (Cité en page 59.)
- Marone, C., and E. Richardson (2010), Learning to read fault-slip behavior from fault-zone structure, *Geology*, 38(8), 767. (Cité en page 121.)
- Marone, C., and D. Saffer (2007), Fault friction and the upper transition from seismic to aseismic faulting, *The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults*, pp. 346–369. (Cité en pages 3 et 4.)
- Marquez-Azua, B., and C. DeMets (2003), Crustal velocity field of Mexico from continuous GPS measurements, 1993 to June 2001 : Implications for the neotectonics of Mexico, *J. Geophys. Res.*, 108(B9), doi :10.1029/2002JB002241. (Cité en page 16.)
- Marquez-Azua, B., and C. DeMets (2009), Deformation of Mexico from continuous GPS from 1993 to 2008, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10, doi :10.1029/2008GC002278. (Cité en page 16.)
- McCaffrey, R., L. M. Wallace, and J. Beavan (2008), Slow slip and frictional transition at low temperature at the Hikurangi subduction zone, *Nature Geosci.*, 1(5), 316–320. (Cité en page 11.)
- McCann, W. R., S. P. Nishenko, L. R. Sykes, and J. Krause (1979), Seismic gaps and plate tectonics : Seismic potential for major boundaries, *Pure App. Geophys.*, 117, 1082–1147, 10.1007/BF00876211. (Cité en page 23.)
- McCausland, W., S. Malone, and D. Johnson (2005), Temporal and spatial occurrence of deep non-volcanic tremor : From Washington to northern California, *Geophys. Res. Lett.*, 32(24), doi :10.1029/2005GL024349. (Cité en page 11.)

- Melbourne, T. I., F. H. Webb, J. M. Stock, and C. Reigber (2002), Rapid postseismic transients in subduction zones from continuous GPS, *J. Geophys. Res.*, *107*(B10), doi :10.1029/2001JB000555. (Cité en pages 6 et 7.)
- Miyazaki, S., P. Segall, J. Fukuda, and T. Kato (2004), Space time distribution of afterslip following the 2003 Tokachi-oki earthquake : Implications for variations in fault zone frictional properties, *Geophys. Res. Lett.*, *31*(6), doi : 10.1029/2003GL019410. (Cité en page 6.)
- Miyazaki, S., P. Segall, J. McGuire, T. Kato, and Y. Hatanaka (2006), Spatial and temporal evolution of stress and slip rate during the 2000 Tokai slow earthquake, *J. Geophys. Res.*, *111*, 1997–2002. (Cité en pages 62 et 121.)
- Mor n-Zenteno, D., M. Cerca, and J. Keppie (2007), The Cenozoic tectonic and magmatic evolution of southwestern Mexico : Advances and problem of interpretation, in *Geology of Mexico : Celebrating the Centenary of the Geological Society of Mexico*, vol. 422, edited by S. A. Alaniz-Álvarez and A. F. Nieto-Samaniego, pp. 71–91, doi :10.1130/2007.2422(03). (Cité en page 16.)
- Nieto-Samaniego, A., S. Alaniz-Álvarez, G. Silva-Romo, M. Eguiza-Castro, and C. Mendoza-Rosales (2006), Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern Sierra Madre del Sur, Mexico, inferred from the geometry and age of major structures, *Geological Society of America Bulletin*, *118*(1-2), 238. (Cité en page 16.)
- Nishenko, S., and S. Singh (1987a), Conditional probabilities for the recurrence of large and great interplate earthquakes along the Mexican subduction zone, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *77*(6), 2095. (Cité en pages 23 et 117.)
- Nishenko, S. P., and S. K. Singh (1987b), The Acapulco-Ometepec, Mexico, earthquakes of 1907-1982 : Evidence for a variable recurrence history, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *77*(4), 1359–1367. (Cité en page 24.)
- Obara, K. (2002), Nonvolcanic Deep Tremor Associated with Subduction in Southwest Japan, *Science*, *296*(5573), 1679–1681, doi :10.1126/science.1070378. (Cité en page 11.)
- Obara, K., H. Hirose, F. Yamamizu, and K. Kasahara (2004), Episodic slow slip events accompanied by non-volcanic tremors in southwest Japan subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, *31*(23), L23,602. (Cité en pages 8 et 11.)
- Ohta, Y., J. Freymueller, S. Hreinsdottir, and H. Suito (2006), A large slow slip event and the depth of the seismogenic zone in the south central Alaska subduction zone, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *247*(1-2), 108–116. (Cité en page 9.)
- Okada, Y. (1992), Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *82*(2), 1018. (Cité en pages 36 et 41.)

- Olsen, K. B., 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 (2009), ShakeOut-D : Ground motion estimates using an ensemble of large earthquakes on the southern San Andreas fault with spontaneous rupture propagation, *Geophys. Res. Lett.*, *36*(4), doi :10.1029/2008GL036832. (Cité en page 126.)
- Ortiz, M., S. Singh, V. Kostoglodov, and J. Pacheco (2000), Source areas of the acapulco-san marcos, mexico earthquakes of 1962 (m 7.1 ; 7.0) and 1957 (m 7.7), as constrained by tsunami and uplift records, *Geofis. Int.*, *39*(4), 337–348. (Cité en pages 23, 24, 102 et 117.)
- Outerbridge, K. C., T. H. Dixon, S. Y. Schwartz, J. I. Walter, M. Protti, V. Gonzalez, J. Biggs, M. Thorwart, and W. Rabbel (2010), A tremor and slip event on the Cocos-Caribbean subduction zone as measured by a global positioning system (GPS) and seismic network on the Nicoya Peninsula, Costa Rica, *J. Geophys. Res.*, *115*(B10), doi :10.1029/2009JB006845. (Cité en page 9.)
- Ozawa, S., M. Murakami, and T. Tada (2001), Time-dependent inversion study of the slow thrust event in the Nankai trough subduction zone, southwestern Japan, *J. Geophys. Res.*, *106*(B1). (Cité en pages 8 et 9.)
- Ozawa, S., S. Miyazaki, Y. Hatanaka, T. Imakiire, M. Kaidzu, and M. Murakami (2003), Characteristic silent earthquakes in the eastern part of the Boso peninsula, Central Japan, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(6), doi :10.1029/2002GL016665. (Cité en pages 9, 11 et 62.)
- Ozawa, S., H. Suito, and M. Tobita (2007), Occurrence of quasi-periodic slow-slip off the east coast of the Boso peninsula, Central Japan, *Earth, Planets, and Space*, *59*, 1241–1245. (Cité en pages 11 et 12.)
- Pacheco, J. F., and S. K. Singh (2010), Seismicity and state of stress in Guerrero segment of the Mexican subduction zone, *J. Geophys. Res.*, *115*, doi :10.1029/2009JB006453. (Cité en pages 16, 19, 20, 21, 105 et 106.)
- Page, M., S. Custódio, R. Archuleta, and J. Carlson (2009), Constraining Earthquake Source Inversions with GPS Data 1 : Resolution Based Removal of Artifacts, *J. Geophys. Res.*, *114*, B01,314. (Cité en pages 37 et 54.)
- Pardo, M., and G. Suarez (1995), Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico : Seismic and tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, *100*(B7), 12,357–12,373. (Cité en pages 16, 19, 47, 48, 52, 102 et 105.)
- Payero (2008), Nonvolcanic tremor observed in the Mexican subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, *35*. (Cité en pages 11, 95, 128 et 130.)

- Peng, Z., and J. Gomberg (2010), An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena, *Nature Geosci.*, *3*(9), 599–607. (Cité en pages 12, 13 et 120.)
- Pérez-Campos, X., Y. Kim, A. Husker, P. Davis, R. Clayton, A. Iglesias, J. Pacheco, S. Singh, V. Manea, and M. Gurnis (2008), Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, *35*(18), L18,303. (Cité en pages 19, 20, 21, 47, 48, 50, 102, 105, 106 et 134.)
- Perfettini, H., J. P. Avouac, H. Tavera, A. Kositsky, J. M. Nocquet, F. Bondoux, M. Chlieh, A. Sladen, L. Audin, D. L. Farber, and P. Soler (2010), Seismic and aseismic slip on the Central Peru megathrust, *Nature*, *465*(7294), 78–81, doi : 10.1038/nature09062. (Cité en pages 5, 6, 41 et 101.)
- Protti, M., V. Gonzalez, T. Kato, T. Inuma, S. Miyazaki, K. Obana, Y. Kaneda, P. LaFemina, T. Dixon, and S. Schwartz (2004), A creep event on the shallow interface of the Nicoya Peninsula, Costa Rica seismogenic zone, *Eos Trans. AGU*, *85*(S441D-07). (Cité en page 9.)
- Radiguet, M., F. Cotton, M. Vergnolle, M. Campillo, B. Valette, V. Kostoglodov, and N. Cotte (2011), Spatial and temporal evolution of a long term slow slip event : the 2006 Guerrero Slow Slip Event, *Geophys. J. Int.*, *184*(2), 816–828, doi :10.1111/j.1365-246X.2010.04866.x. (Cité en pages 103, 106, 107 et 115.)
- Rivet, D., M. Campillo, N. M. Shapiro, V. Cruz-Atienza, M. Radiguet, N. Cotte, and V. Kostoglodov (2011), Seismic evidence of nonlinear crustal deformation during a large slow slip event in Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, *38*(8), doi :10.1029/2011GL047151. (Cité en pages 124, 125, 127, 128 et 136.)
- Rogers, G., and H. Dragert (2003), Episodic Tremor and Slip on the Cascadia Subduction Zone : The Chatter of Silent Slip, *Science*, *300*(5627), 1942–1943, doi : 10.1126/science.1084783. (Cité en page 11.)
- Rosen, P., S. Hensley, G. Peltzer, and M. Simons (2004), Updated repeat orbit interferometry package released, *Eos Trans. AGU*, *85*(5), 47. (Cité en page 33.)
- Rubin, A. M. (2008), Episodic slow slip events and rate-and-state friction, *J. Geophys. Res.*, *113*(B11), doi :10.1029/2008JB005642. (Cité en page 14.)
- Rubinstein, J. L., J. Gomberg, J. E. Vidale, A. G. Wech, H. Kao, K. C. Creager, and G. Rogers (2009), Seismic wave triggering of nonvolcanic tremor, episodic tremor and slip, and earthquakes on Vancouver Island, *J. Geophys. Res.*, *114*, doi :10.1029/2008JB005875. (Cité en page 96.)
- Ruina, A. (1983), Slip Instability and State Variable Friction Laws, *J. Geophys. Res.*, *88*(B12), 10,359–10,370, doi :10.1029/JB088iB12p10359. (Cité en page 2.)

- Sacks, I., S. Suyehiro, A. Linde, and J. Snoke (1982), Stress redistribution and slow earthquakes, *Tectonophysics*, *81*(3-4), 311 – 318, doi :10.1016/0040-1951(82)90135-4, geophysics final symposium. (Cité en page 7.)
- Sagiya, T. (2004), Interplate Coupling in the Kanto District, Central Japan, and the Boso Peninsula Silent Earthquake in May 1996, *Pure and Applied Geophysics*, *161*, 2327–2342, doi :10.1007/s00024-004-2566-6. (Cité en pages 9 et 101.)
- Savage, J. (1983), A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone, *J. Geophys. Res.*, *88*(B6), 4984–4996. (Cité en pages 99, 107 et 116.)
- Savage, J. C. (1998), Displacement field for an edge dislocation in a layered half-space, *J. Geophys. Res.*, *103*(B2), 2439–2446, doi :10.1029/97JB02562. (Cité en page 36.)
- Schmidt, D., and H. Gao (2010), Source parameters and time-dependent slip distributions of slow slip events on the Cascadia subduction zone from 1998 to 2008, *J. Geophys. Res.*, *115*, B00A18. (Cité en pages 62 et 63.)
- Scholz, C. (1998), Earthquakes and friction laws, *Nature*, *391*(6662), 37–42. (Cité en pages 2 et 4.)
- Schwartz, S., and J. Rokosky (2007), Slow slip events and seismic tremor at circum-Pacific subduction zones, *Rev. Geophys.*, *45*, 3004. (Cité en pages 9, 10, 13, 28, 46, 62, 101, 121 et 141.)
- Segall, P., A. M. Rubin, A. M. Bradley, and J. R. Rice (2010), Dilatant strengthening as a mechanism for slow slip events, *J. Geophys. Res.*, *115*, doi : 10.1029/2010JB007449. (Cité en page 14.)
- Semmane, F., M. Campillo, and F. Cotton (2005a), Fault location and source process of the Boumerdes, Algeria, earthquake inferred from geodetic and strong motion data, *Geophys. Res. Lett.*, *32*(1), doi :10.1029/2004GL021268. (Cité en page 39.)
- Semmane, F., F. Cotton, and M. Campillo (2005b), The 2000 Tottori earthquake : A shallow earthquake with no surface rupture and slip properties controlled by depth, *J. Geophys. Res.*, *110*(B3), doi :10.1029/2004JB003194. (Cité en page 39.)
- Shelly, D. R., G. C. Beroza, S. Ide, and S. Nakamura (2006), Low-frequency earthquakes in Shikoku, Japan, and their relationship to episodic tremor and slip, *Nature*, *442*(7099), 188–191. (Cité en pages 11 et 14.)
- Shelly, D. R., G. C. Beroza, and S. Ide (2007), Non-volcanic tremor and low-frequency earthquake swarms, *Nature*, *446*(7133), 305–307. (Cité en page 11.)
- Shibazaki, B., and Y. Iio (2003), On the physical mechanism of silent slip events along the deeper part of the seismogenic zone, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(9), doi : 10.1029/2003GL017047. (Cité en page 13.)

BIBLIOGRAPHIE

- Singh, S., and M. Pardo (1993), Geometry of the Benioff zone and state of stress in the overriding plate in central Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, *20*(14), 1483–1486. (Cité en pages 19 et 105.)
- Singh, S., L. Astiz, and J. Havskov (1981), Seismic gaps and recurrence periods of large earthquakes along the Mexican subduction zone : a reexamination, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *71*(3), 827. (Cité en pages 23 et 24.)
- Singh, S. K., E. Mena, and R. Castro (1988), Some aspects of source characteristics of the 19 September 1985 Michoacan earthquake and ground motion amplification in and near Mexico City from strong motion data, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *78*(2), 451–477. (Cité en page 25.)
- Singh, S. K., A. Mori, E. Mena, F. Krüger, and R. Kind (1990), Evidence for anomalous body-wave radiation between 0.3 and 0.7 Hz from the 1985 September 19 Michoacan, Mexico earthquake, *Geophys. J. Int.*, *101*(1), 37–48, doi : 10.1111/j.1365-246X.1990.tb00756.x. (Cité en page 25.)
- Song, T., D. Helmberger, et al. (2009), Subducting slab ultra-slow velocity layer coincident with silent earthquakes in southern Mexico, *Science*, *324*(5926), 502. (Cité en pages 14, 27, 120, 132, 133, 134, 135 et 136.)
- Suárez, G., T. Monfret, G. Wittlinger, and C. David (1990), Geometry of subduction and depth of the seismogenic zone in the Guerrero gap, Mexico, *Nature*, *345*(6273), 336–338. (Cité en pages 19, 102 et 105.)
- Tarantola, A. (2005), *Inverse problem theory and methods for model parameter estimation*, Society for Industrial Mathematics. (Cité en pages 38, 40, 50 et 107.)
- Tarantola, A., and B. Valette (1982), Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion, *Rev. Geophys.*, *20*(2), 219–232, doi :10.1029/RG020i002p00219. (Cité en pages 40, 54 et 55.)
- Uenishi, K., and J. R. Rice (2003), Universal nucleation length for slip-weakening rupture instability under nonuniform fault loading, *J. Geophys. Res.*, *108*(B1), doi :10.1029/2001JB001681. (Cité en page 131.)
- Vergnolle, M., A. Walpersdorf, V. Kostoglodov, P. Tregoning, J. Santiago, N. Cotte, and S. Franco (2010), Slow slip events in Mexico revised from the processing of 11-year GPS observations, *J. Geophys. Res.*, *115*(B08403), doi :10.1029/2009JB006852. (Cité en pages 12, 25, 30, 31, 45, 46, 47, 49, 57, 100, 102, 103, 104, 118, 130 et 141.)
- Voisin, C. (2001), Dynamic triggering of earthquakes : The linear slip-dependent friction case, *Geophys. Res. Lett.*, *28*(17), 3357–3360, doi :10.1029/2001GL013101. (Cité en page 131.)

- Voisin, C. (2002), Dynamic triggering of earthquakes : The nonlinear slip-dependent friction case, *J. Geophys. Res.*, *107*(B12), doi :10.1029/2001JB001121. (Cité en page 131.)
- Vrolijk, P. (1990), On the mechanical role of smectite in subduction zones, *Geology*, *18*(8), 703. (Cité en page 4.)
- Wald, D., and T. Heaton (1994), Spatial and temporal distribution of slip for the 1992 Landers, California, earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *84*(3), 668. (Cité en page 62.)
- Wallace, L. M., and J. Beavan (2010), Diverse slow slip behavior at the Hikurangi subduction margin, New Zealand, *J. Geophys. Res.*, *115*(B12), doi : 10.1029/2010JB007717. (Cité en pages 11, 101, 121 et 122.)
- Walpersdorf, A., N. Cotte, V. Kostoglodov, M. Vergnolle, M. Radiguet, J. Santiago, and M. Campillo (2011), Two successive slow slip events evidenced in 2009-2010 by a dense GPS network in Guerrero, Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, *38*(15), doi : 10.1029/2011GL048124. (Cité en pages 30, 31, 81, 83 et 103.)
- Wesnousky, S. (2006), Predicting the endpoints of earthquake ruptures, *Nature*, *444*(7117), 358–360. (Cité en page 59.)
- Yagi, Y., M. Kikuchi, and T. Nishimura (2003), Co-seismic slip, post-seismic slip, and largest aftershock associated with the 1994 Sanriku-haruka-oki, Japan, earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(22), doi :10.1029/2003GL018189. (Cité en page 6.)
- Yoshioka, S., T. Mikumo, V. Kostoglodov, K. Larson, A. Lowry, and S. Singh (2004), Interplate coupling and a recent aseismic slow slip event in the Guerrero seismic gap of the Mexican subduction zone, as deduced from GPS data inversion using a Bayesian information criterion, *Phys. Earth Planet. Inter.*, *146*(3-4), 513–530. (Cité en pages 25, 103 et 118.)
- Zigone, D., 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 (in prep.), Triggering of Tremors and Slow Slip event in Guerrero (Mexico) by the 2010 Mw 8.8 Maule, Chile, Earthquake, ?, in prep. (Cité en pages 82, 92, 93, 94, 95, 128 et 131.)