



Laboratoire de Géologie, École Normale Supérieure

Ecole Doctorale des Sciences de la Terre et  
de l'Environnement et Physique de l'Univers

Thèse présentée pour obtenir le titre de  
DOCTEUR EN SCIENCES DE LA TERRE

Spécialité : Géophysique

par Emilie KLEIN

---

## Études des déformations post-sismiques après le séisme de Maule (Mw 8.8, 2010) : mesures GPS et modélisations visco-élastiques en éléments finis

---

Soutenue le 10 Décembre 2015 devant le jury composé de

Stéphane MAZZOTTI  
Jean-Mathieu NOCQUET  
Pascal BERNARD  
Onno ONCKEN  
Luce FLEITOUT  
Christophe VIGNY

rapporteur  
rapporteur  
examineur  
examineur  
directrice de thèse  
directeur de thèse

Géosciences, Montpellier  
Géoazur, Nice  
IPGP, Paris  
GFZ, Potsdam  
ENS, Paris  
ENS, Paris





*À mon Papi.*

*Depuis 26 ans, et plus particulièrement depuis le début de ma thèse, tu as sans aucun doute été mon plus fidèle supporter, le plus fier d'entre tous. L'idée que tu ne puisses pas voir la conclusion de ces 3 ans m'arrache le coeur.*

*À Zélie.*

*Un jour peut-être tu jetteras un oeil dans ce manuscrit, et alors j'aimerais que tu saches que ta présence et ton sourire ont fait partie de mes principales sources d'énergie, de courage dans les beaux jours mais aussi de réconfort dans les pires.*



*"Depuis que l'homme, réfléchissant à ce qui l'entoure, veut trouver la raison des choses et s'expliquer l'Univers, nul phénomène naturel n'a eu plus que les tremblements de terre le don de l'émouvoir et d'exciter sa curiosité, sans doute par suite même de la terreur qui les accompagne."*  
Ferdinand de Montessus de Ballore.



# Remerciements

Je fais partie de ces gens qui, lorsqu'ils ouvrent un manuscrit, lisent les remerciements en premier, et qui pensent qu'à travers ces quelques lignes, on apprend énormément sur le déroulement d'une thèse et sur la personnalité de leur auteur. Aujourd'hui, au terme de trois ans d'un travail éprouvant mais passionné, c'est à mon tour de me plier à cet exercice. J'espère trouver les mots justes pour remercier tous ceux qui m'ont accompagnée jusqu'ici.

Les premières personnes que je souhaite remercier sont bien évidemment mes directeurs, sans qui je ne serais pas là aujourd'hui. Merci à vous deux de m'avoir donné ma chance initialement, en vous battant tellement fort pour obtenir mon financement. Merci de m'avoir accompagnée pendant ces trois ans et de m'avoir donné les clés qui m'ont déjà ouvert tant de portes. Merci à Luce, de m'avoir tant apporté, de m'avoir fait découvrir le monde des modélisateurs et d'avoir été aussi patiente face à mes nombreuses incompréhensions.

Merci infiniment, Christophe, en plus de m'avoir appris tant de choses, tu m'as communiqué la passion de ton métier, aussi bien celui de chercheur devant son ordinateur que celui d'homme de terrain au volant de son 4x4 rouge. Merci de m'avoir accordé une telle confiance, en particulier sur le terrain et, en me permettant de partir aussi souvent, de m'avoir offert une si belle thèse. Merci aussi et surtout pour ta patience infinie, ton soutien et ta gentillesse en toutes circonstances, particulièrement face à mes crises de panique, mes doutes et mes angoisses, et ils ont été sacrément nombreux au cours des 6 derniers mois!

Ça a été un énorme plaisir de travailler avec vous 2 pendant ces 3 ans, j'en garderai d'excellents souvenirs. Et j'espère du fond du coeur que la fin de ma thèse ne marque que le début d'une longue collaboration.

Je remercie ensuite chaleureusement mon jury, Onno Oncken, Pascal Bernard, Stéphane Mazzotti et Jean-Mathieu Nocquet, tout d'abord d'avoir accepté de juger mon travail mais surtout pour l'intérêt que vous y avez porté. Thank you sincerely for accepting to evaluate my work and above all for your interest. Discussions during my defense have not only been very interesting but also appeared very constructive. Un merci tout particulier à Jean-Mathieu, qui m'a vu faire mes premiers pas dans ce monde et sans qui je ne serai sans doute jamais arrivé à l'ENS!

Un grand merci à Jean-Didier, qui a été présent à chaque étape. Merci pour sa précieuse aide, merci d'avoir répondu systématiquement à ce que l'on pourrait qualifier de spam et de m'avoir aidé à dompter Zebulon. Dans la même lignée, un grand merci à Marianne, pour son aide précieuse au début de ma thèse et pour notre collaboration. Merci beaucoup à mes différents compagnons de terrain. Arthur tout d'abord, même si la fin de notre mission a été un peu dure, c'était un plaisir pour moi de sillonner les routes Chiliennes à tes côtés. Merci aussi à Jean-Bernard ainsi qu'à mes compagnons chiliens, même s'ils ne liront probablement jamais ces lignes, Alberto et surtout Esteban. *Muchissimas gracias!*

Un grand merci aussi à tous les permanents du labo, avec qui j'ai tant apprécié partager les déjeuners, particulièrement Hélène L.-C., Raul M., Alexis R. et bien sûr tous les autres. Merci infiniment à Soumaya qui a toujours répondu présente pour conseiller, reconforter mais aussi pour rigoler et même chanter des génériques douteux après une journée intense de stage!

Un grand merci aussi à nos chères secrétaires, sans qui nous ne ferions quand même pas grand chose face à la complexité de l'administration : à Micheline et sa bienveillance reconfortante, notre maman à tous, Angélique, sans qui je serais sans doute partie moitié moins à cause des galères de billets, et puis Delphine, Isabelle et Catherine. Enfin, merci beaucoup à Pierpaolo et Nasser, nos informaticiens, votre aide m'a été précieuse pour mener à bien cette thèse!

Grâce à vous tous, j'ai passé trois très belles années au sein d'un laboratoire dans lequel je me suis sentie terriblement bien, et que je quitte avec beaucoup de tristesse.

Je remercie bien sûr mes nombreux camarades, en commençant par les premiers, Olga et Aurélien. Merci infiniment pour votre joie de vivre, votre simplicité, merci d'être restés présents même si on n'a passé qu'un an ensemble. C'était la meilleure! Un mot tout particulier pour Audrey, merci d'être toujours été là, toujours joyeuse et attentive. Merci d'avoir mitigé mes coups de gueule et mes crises plutôt que de les encourager. Même si sur le moment c'est énervant, c'est la meilleure solution! Et puis tous les autres, Aurélien (les étapes finales ont été nettement moins dures en les vivant ensemble), Gianina (j'espère qu'on pourra partager d'autres missions), Ben, Tim, Damian et Jan mes cobureaux d'un temps, Rémi, Thomas, Jacques, Evangelia, François, Amaya, Hélène, JB, et tout ceux que je ne cite pas mais que je n'oublie pas. Une pensée aussi pour Amaury, Lambert ainsi que tous mes camarades de promos de l'IPG.

J'aimerais remercier chaleureusement mes colocataires, Pauline et Lucas d'abord. Merci infiniment d'avoir toujours été là, et de continuer à l'être, pour m'écouter et me conseiller. Merci aussi à Brice, j'ai vraiment apprécié cette année passée ensemble, merci pour tes excellents conseils, ton attention, ta bonne humeur perpétuelle! Je sais que Strasbourg ne te fait pas rêver, mais j'espère bien que tu passeras m'y voir, peut être que je pourrais te faire changer d'avis!

*Last but not least*, une thèse est une sacré épreuve dans une vie. En ce qui me concerne, elle



n'aurait pas pu être menée à bien sans le soutien de mes proches.

Tout d'abord, un grand merci à Sophie, ma plus vieille et meilleure amie, ma confidente, voire ma psychologue! :) Merci d'avoir été disponible, dans les bons comme dans les mauvais jours, merci de toujours répondre à mes SOS! Merci aussi à Laetitia, toujours présente, même d'un peu plus loin.

Et puis pour finir, toute ma famille. Particulièrement mes parents, bien sûr, toujours présents et attentifs. Mes weekends en Alsace ont été et seront toujours sources d'apaisement et de force. Merci à mon frère Grégory et puis surtout à ma soeur, Séverine ainsi que sa merveilleuse petite famille. Merci de m'avoir accueillie si souvent chez vous, de m'avoir écouté, conseillé, encouragé, de m'avoir permis d'oublier mon travail lors de ces moments passés ensemble. Je ne m'en serai sans aucun doute pas sortie aussi forte sans Zélie, Brice et toi.

Merci à Sophie et surtout à mon cher Papa, d'avoir pris autant de temps pour corriger ce manuscrit, malgré la difficulté de l'opération..

Il y a tellement de gens à remercier, que j'en oublie sans aucun doute, pardonnez-moi... C'est moi qui ai passé ces 3 dernières années derrière mon ordinateur ou derrière le volant d'un 4x4, mais je n'aurai rien pu faire sans chacun de vous.



# Abstract

The study of giant earthquakes on subduction zone represents a main interest. They are indeed sufficiently powerful to excite the mantle and trigger its viscoelastic relaxation, over a very large spatial (thousands of kilometers) and temporal (several decades) scale. Postseismic deformation, monitored by spatial geodesy, are a proxy to the geometrical and rheological characteristics of the subduction interface, that will allow us to study the whole seismic cycle.

On February 27th 2010 in the region of Maule, Chile, occurs the  $M_w$  8.8 megathrust earthquake. Yet, the subduction of the Nazca plate beneath the continental South-American plate offers, for the first time, the opportunity to measure continuously and densely the postseismic deformation following the earthquake, over more than 1500 km. Otherwise, more than a decade of GPS repeated measurements allowed to image a very heterogeneous coupling all along the Chilean interface. The visible imbrication between postseismic deformation and interseismic loading, supported by historical and instrumental seismicity, highlights interactions between the segments. Viscoelastic models of seismic cycle appears to be the only way to understand these interactions.

This PhD focused on two main axes, that will lead to the development of viscoelastic models of seismic cycle. The first part was dedicated to the study of postseismic deformation following the Maule earthquake. Therefore, we processed and analyzed very precisely GPS data in order to extract the postseismic pattern and modeled it using the finite elements method. A combined model of afterslip and viscoelastic relaxation in the asthenosphere and in a low viscosity channel, extending deep along the slab, can reproduce the complex deformation pattern, horizontally and in vertically. The amplitude and complexity of the near-field deformation result from aseismic slip on the fault plane, while the great uplift of the Cordillera is reproduced by relaxation in the channel. The far field extension, up to 1600 km, entirely results from relaxation in the asthenosphere. On the other hand, the continuity of campaign measurements was the occasion to fill the ultimate gap of data, and thus estimate a continuous interseismic velocity field from the North of the Maule rupture zone up to North Chile. Finally, even if the final viscoelastic models of seismic cycle could not be processed yet, the present postseismic model already brings new insights on interactions between the different segments of the Chilean interface, following the last Chilean earthquake.



# Résumé

L'étude des séismes géants de subduction présente un intérêt de premier ordre, car ils sont suffisamment puissants pour exciter le manteau et déclencher sa relaxation visco-élastique. Ce phénomène est caractérisé par des déformations à grande échelle spatiale (plusieurs milliers de kilomètres) et temporelle (plusieurs décennies). L'étude des déformations post-sismiques en surface par géodésie spatiale permet de contraindre les caractéristiques géométriques et rhéologiques de l'interface de subduction, ouvrant ainsi la voie à l'étude du cycle sismique dans sa globalité.

Le 27 février 2010 se produit le séisme de  $M_w$  8.8, dans la région du Maule, au large du Chili. La subduction de la plaque Nazca sous la plaque continentale Sud-Américaine offre, pour la première fois, la possibilité de mesurer de manière continue et dense les déformations post-sismiques sur plus de 1500 km. Par ailleurs, plus de 10 ans de campagnes de mesures GPS, ont permis d'imager un couplage très hétérogène tout au long de l'interface de subduction. L'imbrication alors visible entre les déformations post-sismiques et inter-sismiques, appuyée par l'étude de la sismicité historique, met ainsi en évidence les interactions inter-segments que seuls les modèles visco-élastiques de cycle sismique permettront de mieux comprendre.

Cette thèse a été centrée autour de deux axes principaux, qui conduisent vers l'objectif final des modèles visco-élastiques de cycle sismique. Le premier et principal objectif est l'étude des déformations post-sismiques du Maule. J'ai ainsi traité et analysé les cinq ans de données après le séisme afin d'extraire le champ de déformation post-sismique. Ces données ont alors permis de contraindre les modèles visco-élastiques, grâce à la méthode des éléments finis. Un modèle combiné d'afterslip et de relaxation visco-élastique dans l'asthénosphère et dans un chenal à faible viscosité très profond, permet ainsi d'expliquer le champ de déformation horizontal mais aussi vertical observé. L'amplitude et la complexité des déformations en champ proche résulte de "l'afterslip", tandis que la relaxation dans le chenal permet de reproduire le très fort soulèvement de la Cordillère des Andes. Enfin, la relaxation dans l'asthénosphère est responsable de l'extension sur plusieurs milliers de kilomètres des déformations post-sismiques. De plus, la continuité de l'effort de terrain et le traitement des données recueillies a permis de combler l'ultime gap de données. Il a ainsi été possible de déterminer un champ de vitesse inter-sismique continu sur la quasi totalité de l'interface. Finalement, même si un modèle de cycle sismique à l'échelle de la subduction Chilienne n'a pas encore pu être réalisé, le modèle de post-sismique apporte déjà de nouveaux indices sur les interactions entre les différents segments de l'interface Chilienne, suite au dernier séisme.



# Table des matières

<b>Abstract</b>	<b>xi</b>
<b>Résumé</b>	<b>xiii</b>
<b>Table des matières</b>	<b>xv</b>
<b>Introduction</b>	<b>1</b>
Version française : . . . . .	1
English version : . . . . .	4
<b>1 Les grands séismes en zones de Subduction</b>	<b>7</b>
1.1 La tectonique des plaques . . . . .	7
1.1.1 Caractéristiques morphologiques des frontières convergentes . . . . .	9
1.1.2 Le cycle sismique en zone de subduction : notions générales et modèle mécanique . . . . .	10
1.1.2.1 Une vision initialement binaire . . . . .	10
1.1.2.2 Les phases transitoires : complexification du modèle de base . . . . .	12
1.1.2.3 Modèle mécanique de "rate-and-state" et notion de couplage intersismique . . . . .	14
1.1.3 Principales zones de subductions et les méga-séismes qui les ont marquées depuis le 20 <sup>ème</sup> siècle . . . . .	17
1.1.3.1 La subduction Alaska-Aléoutiennes . . . . .	17
1.1.3.2 La subduction Indonésienne . . . . .	18
1.1.3.3 La subduction Japonaise . . . . .	20
1.1.3.4 La subduction Sud-Américaine . . . . .	23
1.2 La subduction Chilienne . . . . .	26
1.2.1 Description géo-morphologique de la marge chilienne . . . . .	26
1.2.2 Segmentation sismotectonique . . . . .	29
1.2.3 Le séisme de Valdivia, Mw9.5, 1960 . . . . .	32

1.2.3.1	Déformations co-sismiques du séisme de Valdivia . . . . .	32
1.2.3.2	Etudes des déformations postsismiques . . . . .	34
1.2.4	Le séisme de Maule, 27 février 2010 . . . . .	38
1.2.4.1	Déformations co-sismiques du Maule . . . . .	40
1.2.4.2	Modèles de déformations post-sismiques . . . . .	41
<b>2</b>	<b>La Mesure de la déformation par GPS</b>	<b>43</b>
2.1	Principes généraux du GPS . . . . .	43
2.1.1	Le positionnement par satellite . . . . .	43
2.1.2	Équation d'observation . . . . .	44
2.1.3	Les postes d'erreurs . . . . .	44
2.1.4	Stratégie de traitement avec GAMIT/GLOBK . . . . .	47
2.1.4.1	Traitement par positionnement relatif avec GAMIT . . . . .	47
2.1.4.2	Combinaison des données . . . . .	51
2.2	Création des séries temporelles pour l'étude du post-sismique . . . . .	52
2.2.1	Une stabilisation journalière . . . . .	52
2.2.2	La nécessité d'une mise en référence mondiale . . . . .	54
2.2.3	Solution journalière vs hebdomadaire . . . . .	57
2.3	Détermination du champ de vitesse inter-sismique . . . . .	59
2.3.1	Acquisition des données - le travail de terrain . . . . .	59
2.3.2	Établissement du champ de vitesse inter-sismique . . . . .	68
2.3.3	Définition d'un référentiel Amérique du Sud stable . . . . .	70
2.3.4	La sismicité intermédiaire, source de perturbation du champ de vitesse inter-sismique : le cas du séisme de Totoral . . . . .	73
<b>3</b>	<b>Méthodologie de modélisation en éléments finis</b>	<b>79</b>
3.1	Modèles en éléments finis . . . . .	79
3.1.1	Construction du maillage . . . . .	80
3.1.2	Paramétrisation . . . . .	82
3.2	Comportements rhéologiques . . . . .	83
3.2.1	Elasticité linéaire . . . . .	84
3.2.2	Viscoélasticité . . . . .	84
3.2.2.1	Modèle de Maxwell . . . . .	84
3.2.2.2	Modèle de Kelvin-Voigt . . . . .	86
3.2.2.3	Modèle de Burger . . . . .	86
3.2.3	Rhéologie long-terme vs transitoire et les déformations post-sismiques . . . . .	88
3.3	Géométrie de l'interface de subduction . . . . .	91
3.3.1	Géométrie du slab, définition de la géométrie du maillage . . . . .	91
3.3.2	Etude 2D des paramètres du modèle - cas du séisme de Valdivia . . . . .	93



TABLE DES MATIÈRES

3.3.3	Effet en surface de la relaxation dans les différentes zones visqueuses de l'interface . . . . .	97
<b>4</b>	<b>Étude des déformations post-sismiques après le séisme de Maule (Mw8.8, 2010)</b>	<b>105</b>
4.1	Modèle combiné de relaxation visco-élastique et afterslip . . . . .	105
4.1.1	Introduction . . . . .	108
4.1.2	Data . . . . .	110
4.1.2.1	GPS processing . . . . .	111
4.1.2.2	Time series analysis . . . . .	111
4.1.2.3	Data description . . . . .	112
4.1.3	Model . . . . .	115
4.1.3.1	Geometrical design of the FE model . . . . .	115
4.1.4	Methodology . . . . .	116
4.1.4.1	Coseismic inversion . . . . .	116
4.1.4.2	The steepest slope method . . . . .	117
4.1.5	Results . . . . .	118
4.1.5.1	Coseismic slip distribution . . . . .	118
4.1.5.2	Impact on surface deformation of relaxation in low viscosity areas .	119
4.1.5.3	Inversion of rheological parameters of a model of pure viscoelastic relaxation . . . . .	120
4.1.5.4	Impact of viscoelastic relaxation vs afterslip . . . . .	122
4.1.6	Discussion . . . . .	124
4.1.6.1	Temporal evolution of the model and need for Burgers rheologies .	124
4.1.6.2	Presence and origin of low viscosity areas . . . . .	127
4.1.6.3	Impact of a Craton in Central Argentina . . . . .	127
4.1.7	Annexes . . . . .	130
4.2	Détails des méthodes et résultats . . . . .	131
4.2.1	Les réseaux de stations permanentes post-Maule . . . . .	131
4.2.2	Champ de vitesse pré-sismique et analyse des séries temporelles post-sismiques	133
4.2.3	Inversion de la distribution co-sismique dans un espace élastique hétérogène réaliste . . . . .	140
4.2.4	Les zones à faible viscosité . . . . .	143
4.2.5	Inversion de l'afterslip sur le plan de faille . . . . .	144
4.2.6	Évolution temporelle du modèle sur 5 ans . . . . .	151
4.2.6.1	Évolution du glissement asismique . . . . .	151
4.2.6.2	L'hypothèse d'un craton Argentin . . . . .	152
4.3	Conclusions . . . . .	160

<b>5 Déformations au Nord du séisme de Maule</b>	<b>161</b>
Enjeux de l'étude : modèles de couplage élastiques vs viscoélastiques . . . . .	161
5.1 Étude des 10 ans de déformations qui ont mené au séisme d'Illapel . . . . .	161
5.1.1 Introduction . . . . .	163
5.1.2 Sismotectonic context . . . . .	164
5.1.3 Data . . . . .	165
5.1.3.1 GPS measurements and processing . . . . .	165
5.1.3.2 Description of the deformation in the Illapel area before the Illapel earthquake . . . . .	168
5.1.3.3 Estimation des déplacements co-sismiques du séisme d'Illapel . . . . .	169
5.1.4 Stress change due to the postseismic deformation following the Maule earth- quake . . . . .	170
5.1.5 Preliminary conclusions and perspectives . . . . .	172
5.2 Études des déformations inter-sismiques dans la région du Petit Nord . . . . .	174
5.2.1 Introduction . . . . .	175
5.2.2 Sismotectonic context . . . . .	175
5.2.2.1 The Atacama Fault Zone . . . . .	175
5.2.2.2 Seismicity and historical main ruptures . . . . .	177
5.2.2.3 Coupling pattern deduced from previous GPS data . . . . .	177
5.2.3 Data . . . . .	178
5.2.3.1 GPS processing . . . . .	178
5.2.3.2 Data description . . . . .	180
5.2.4 Model . . . . .	180
5.2.4.1 Impact of postseismic deformation following the Maule earthquake . . . . .	180
5.2.5 Perspective : les modèles de couplage . . . . .	181
5.3 Conclusions . . . . .	184
<b>Conclusions et Perspectives</b>	<b>185</b>
Version Française : . . . . .	185
English version : . . . . .	191
<b>Table des figures</b>	<b>197</b>
<b>Liste des tableaux</b>	<b>203</b>
<b>Bibliographie</b>	<b>205</b>

# Introduction

## Version française :

Les zones de subductions constituent des laboratoires de choix pour l'étude des séismes géants. La rapidité de convergence des plaques dans ces zones engendre l'occurrence de ces séismes de manière cyclique, mettant ainsi clairement en évidence la notion de lacune sismique. Silencieuses pendant parfois plus d'un siècle, ces zones témoignent d'un niveau de blocage très fort, où donc la déformation s'accumule, jusqu'au prochain séisme. Le positionnement par GPS apparaît alors comme un instrument privilégié pour l'étude des déformations liées à ce cycle sismique. En effet, des plaques qui ont une forte vitesse de convergence avec un fort couplage se déforment intensément et les gradients de déformations sont très forts, ce qui peut être mesuré dès lors qu'on a une précision et une résolution suffisante, sur un grand domaine continental. Présentant un contexte géodynamique relativement simple, par l'absence de faille secondaire très active, sans partitionnement net tout au long d'une interface quasiment rectiligne, le Chili apparaît comme un terrain de jeu parfait pour étudier le cycle sismique et la segmentation, toutes choses égales par ailleurs. Le continent Sud-Américain, situé en moyenne à 100 km de la fosse, rend possible des mesures d'une densité exceptionnelle proches de la zone de couplage.

L'étude des séismes géants (magnitude proche et supérieure à 9) présente alors un intérêt de premier ordre pour mieux comprendre les mécanismes de la subduction. En effet, ils excitent le manteau, déclenchant le mécanisme de relaxation visco-élastique, comme l'a montré le cas du séisme de Valdivia, dont les premières études utilisant la géodésie spatiale datent des années 2000. Cependant, les trois derniers séismes géants du 21<sup>ème</sup> siècle nous ont donné en plus l'occasion de mesurer l'impulsion instantanée, le tremblement de terre, contrairement aux séismes antérieurs et à l'étude du rebond post-glaciaire. Le positionnement par GPS nous a ainsi permis de mesurer en continu la séquence *inter-sismique* → *co-sismique* → *post-sismique* des méga-séismes de Banda-Aceh (2004), Tohoku (2011) et bien sûr de Maule (2010) auquel est dédié cette thèse.

Le premier objectif de ma thèse est ainsi l'analyse précise des déformations post-sismiques de ce séisme de  $M_w$  8.8, mesurées par GPS. Une large partie de ma thèse a été dédiée au traitement

et à l'analyse minutieuse des séries temporelles de position. En effet, d'une part, l'évolution de la courbure du post-sismique se mesure au millimètre près. D'autre part, les déformations en champ lointain sont elles aussi millimétriques et d'autant plus difficiles à extraire à cause des perturbations dues à la qualité des mesures faites par des réseaux dont l'objectif n'est pas nécessairement scientifique, ou des perturbations géophysiques. Enfin, la composante verticale montre elle aussi un champ de déformations que l'on souhaite extraire et étudier, malgré toutes les complexités liées au traitement de cette composante par GPS. Résultantes d'un séisme significativement plus petit que ceux de Banda-Aceh et Tohoku, les déformations post-sismiques du Maule sont elles aussi plus petites et rendent indispensable l'utilisation de données propres et précises. Cela m'a alors permis de retrouver des caractéristiques déjà mises en évidence après les précédents séismes géants, telles que l'extension spatiale sur plus de 2000 km ou encore le soulèvement de plusieurs cm/an de l'arc volcanique. Le continent Sud-Américain permet cependant, pour la première fois, la mesure spatialement continue de ces déformations, l'Indonésie et le Japon étant des archipels, une bonne part de la déformation est sous l'eau. A partir de ce jeu de données exceptionnel, je suis donc repartie des acquis des précédentes modélisations des séismes de Banda-Aceh et de Tohoku, suivant la même méthodologie en éléments finis développée au laboratoire, pour modéliser le séisme de Maule et apporter de nouvelles contraintes sur la structure et la rhéologie du manteau et des divers interfaces impliquées dans la subduction.

De plus, l'étude du séisme de Maule s'intègre dans la continuité d'un chantier qui a commencé au Chili à la fin des années 90. Les missions de mesures ainsi menées depuis plus de deux décennies ont permis de déterminer le champ de vitesse inter-sismique quasiment tout au long de l'interface Chilienne. C'est en partie grâce à ces mesures que la lacune sismique du Maule a pu être mise en évidence deux ans avant que le séisme ne se produise. Ma thèse a ainsi été l'occasion de continuer ce chantier et de combler l'ultime gap de données, la région de Taltal, dont il a été montré qu'elle se trouvait entre deux lacunes sismiques fortement couplées. Loin d'être un travail isolé, cette partie de ma thèse conduit à l'objectif ultime de ce projet qui est la réalisation de modèles visco-élastiques de cycle à l'échelle de l'interface Chilienne. En effet, le modèle géométrique et rhéologique, calé sur le post-sismique du Maule, permettra de faire tourner ces modèles de cycle complet, à la lumière de l'incroyable quantité de données inter-sismiques acquises au terme de quinze ans de campagnes de mesures annuelles. On voit ainsi bien comment les problématiques s'imbriquent quand on observe que le post-sismique de Maule perturbe l'inter-sismique d'Illapel, avant ce dernier très grand séisme. Les segments "se parlent" et seule la modélisation visco-élastique complète à l'échelle de toute la subduction et de plusieurs cycles peut nous permettre de comprendre.

Ce manuscrit, construit autour de cinq chapitres, est le résultat de trois années de travail passionné, qui j'espère aura permis d'apporter quelques modestes briques à la compréhension de ces phénomènes extraordinaires que sont les tremblements de terre.

Le **premier chapitre** sera tout d'abord dédié au contexte général de ce projet. Il s'agira d'une part

## INTRODUCTION

de bien replacer la situation géomorpho-sismo-tectonique des zones de subductions, de rappeler ce que l'on sait déjà des mécanismes qui conduisent aux séismes géants, à la lumière desquels je tente de faire un résumé le plus exhaustif possible des nombreux modèles de post-sismique qui ont été réalisés. Je me concentrerai plus particulièrement sur la subduction Chilienne et ses deux séismes géants de Valdivia (1960) et Maule (2010).

Le **second chapitre** sera dédié au positionnement par GPS, tout d'abord à travers quelques rappels de ces principes généraux. Mais je détaillerai principalement les nombreuses problématiques auxquelles j'ai été confronté, dans le but de traiter les données sur tout le continent Sud-Américain afin de réaliser, d'une part les séries temporelles de position, pour l'étude du post-sismique de Maule, et d'autre part, le champ de vitesse sur la partie Nord de l'interface Chilienne, pour l'étude de l'inter-sismique.

Le **chapitre trois** sera consacré à la méthodologie des modèles en éléments finis mis en oeuvre au cours de cette thèse. Une étude préliminaire en 2D du séisme de Valdivia permettra ainsi de présenter la méthodologie des modèles de cycle, ainsi que l'effet des paramètres généraux du modèle. L'étude en 3D sera l'occasion de comprendre précisément l'effet en surface de la relaxation visco-élastique dans les différentes régions profondes faiblement visqueuses que j'ai été amené à tester pour construire le modèle du Maule.

Cela nous conduit alors au coeur de cette thèse, le modèle de déformations post-sismiques du Maule présenté en **chapitre quatre**. Les résultats majeurs seront présentés sous la forme d'un article, soumis au journal *Geophysical Journal International*, complétés dans une deuxième partie à la fois par des points plus techniques mais aussi au travers d'autres résultats qui feront l'objet de publications à venir.

Enfin, le **chapitre cinq**, est présenté sous la forme de deux articles, en cours de rédaction, l'un traitant de l'étude des dix ans de déformations précédant le séisme d'Illapel (2015), et le second de l'étude des déformations inter-sismiques dans la région Nord du Chili, en posant les problématiques sur les modèles visco-élastiques de cycle qui seront réalisés plus tard.

## English version :

Subduction zones are ideal natural laboratories to study giant earthquakes (of magnitude close of larger than 9). There, the convergence rate is sufficiently fast to generate such events cyclically, highlighting at the same time the notion of seismic gap. Typically silent during sometimes more than a century, these areas show a very high locking level, accumulating deformation until the next earthquake. GPS positioning is as a privileged instrument to study the deformation related to this cycle. Plates with a fast convergence rate and strong coupling deform a lot and gradients of deformation are very intense (several cm/yr per hundred km). They are easily quantified by modern geodetic tools like GPS, which is particularly efficient if the emerged lands reach near enough the subduction trough so that we get resolution on the pattern of accumulation of deformation on the surface.

With a geodynamic context relatively simple, thanks to the absence of active secondary fault zone, without any clear partitioning along an almost straight interface, Chile appears as the perfect playground to study the seismic cycle and the segmentation, all other things being equal. In contrast to the Indonesian of Japanes archipelagos, the South-American continent, located at an average of 100 km from the trench, makes possible ground measurements of a rare density very close from the coupling zone.

The study of giant earthquakes represents a main interest in the quest of a better understanding of the subduction mechanisms. Because they are large enough, they excite the mantle, which triggers the viscoelastic relaxation, as revealed by the first geodetic data at the end of the 90s after the Valdivia earthquake. However, the last three giant earthquakes of the 21<sup>th</sup> century were the first occasions to measure the impulse, meaning the earthquake, contrary to previous earthquakes (Valdivia and Alaska) and contrary to the postglacial rebound. Thanks to GPS positioning, we are now able to monitor continuously the sequence *interseismic*  $\rightarrow$  *coseismic*  $\rightarrow$  *postseismic* of the Banda-Aceh (2004), Tohoku (2011) and of course of the Maule (2010) earthquakes.

The first objective of my PhD is the precise analysis of the postseismic deformation following the Maule (2010)  $M_w$  8.8 earthquake, measured by GPS. A large part of my time was thus dedicated to the processing and analysis of time series of station position. High precision is indeed required for several reasons. Firstly, the evolution of the postseismic curvature has to be measured at the millimeter level. Second, deformation in far-field is very small, and is especially difficult to extract because of different kind of perturbations, like poor quality measurements on non-scientific networks or non-tectonic geophysical sources. Third, we also want to extract and study the vertical component, despite all the complexities related to its processing. Resulting from a significantly smaller earthquake than the Banda-Aceh and the Tohoku events, the postseismic deformation following the Maule earthquake is also smaller and require a clean and very precise processing of the data. I was then able to extract characteristics already brought out following the

## INTRODUCTION

previous giant earthquakes, such as the large spatial extent over more than 2000 km or the uplift of several centimeter per year of the volcanic arc. Nevertheless, in the case of Maule, the existence of a continent close to the trench allows spatially continuous measurements, whereas Indonesia and Japan being Archipelagos, a large part of the deformation is occurring under water. Thanks to this exceptional data set, based on the achievements from previous models of Aceh and Tohoku, I modeled the postseismic deformation of the Maule earthquake, following the same finite elements methodology. These models bring out new constrains on the structure and rheologies of the mantle and other layers involved in the subduction.

Moreover, the study of the Maule earthquake follows on from a project that started in Chile at the end of the 90s. Campaigns of measurements conducted for almost two decades allowed to determine the interseismic velocity field all along the Chilean interface. These measurements, together with seismological studies, highlighted the Maule segment as a mature gap, several years before the earthquake occurred. Part of my PhD was devoted to filling the last gap of data on the Chilean subduction : the region of Taltal, located between two identified seismic gap, highly coupled. This work also contributed to the final objective of my PhD, which is the viscoelastic modeling of the entire seismic cycle, at the scale of the Chilean subduction. The geometrical and rheological models constrained by the postseismic of the Maule earthquake will indeed allow us to build models of the whole cycle, using the incredible density of interseismic data acquired after 15 years of annual campaigns. In addition, segments are undoubtedly interacting, for exemple the postseismic deformation following the Maule earthquake disturbs the interseismic deformation in the region of Illapel, just before the last 2015 major  $M_w$  8,2 event in this region. Modelling over the whole subduction and several seismic cycle, will certainly give us some keys to better understand these interactions.

This manuscript, structured into five chapters, is the result of 3 years of passionate work, which I hope will bring a few modest bricks in the comprehension of these extraordinary phenomena, earthquakes.

The **first Chapter** is dedicated to the general context of this project. The aim is, firstly, to replace the geomorpho-sismo-tectonic situation of subduction zones and remind what we already know about the mechanisms that lead to giant earthquakes, while attempting to make an exhaustive summary of previous postseismic models. I then focus especially on the Chilean subduction zone and its two giant earthquakes, the Valdivia (1960) and the Maule (2010) events.

**Chapter two** focuses on GPS positioning, first through some reminders of general principles. It then details the numerous problematics I encountered while processing data over the whole South-American continent. In a second part, I explain the generation of the position time series, used in the frame of the postseismic study, and the combination of the velocity field, North of the Maule earthquake, in the frame of the interseismic study.

The methodology of finite element models is presented in **Chapter three**. A preliminary 2D study

of the Valdivia earthquake is the occasion to understand the effect of the main parameters of the model. A third part, focused on a 3D study, presents precisely the effect of viscoelastic relaxation in each low viscosity area that I tested to build the final model.

The first three chapters finally lead us to the heart of this work, the postseismic model of the Maule earthquake, presented on **Chapter four** in the format of a publication, submitted to *Geophysical Journal International*. Several technical points that were not included in the paper are added along with an enhanced discussion.

Finally, **Chapter five**, also presented as two contributions. The first one deals with the study of the decade of deformation preceding the Illapel earthquake. The second one deals with interseismic deformation in the so-called Norte Chico region, while attempting to lay the foundations of viscoelastic models of seismic cycle, which remains to be built.



# Chapitre 1

## Les grands séismes en zones de Subduction

### 1.1 La tectonique des plaques

L'étude de la sismicité mondiale met très clairement en évidence la répartition des tremblements de terre le long des frontières de plaques. C'est Alfred Wegener qui, en 1915, propose pour la première fois la théorie de la dérive de continents, associant pour cela géophysique, géodésie et géologie. Il est le premier à tenter d'utiliser la géodésie pour démontrer que l'Amérique s'éloigne de l'Europe, sans succès à cette époque là. Un peu plus tard, en 1929, Holmes propose l'existence d'un mouvement de convection mantellique, appuyé sur des mesures de flux de chaleur. Ce mouvement de convection permet alors d'expliquer les déplacements horizontaux des plaques et d'alimenter les premiers modèles d'expansion des océans. Même si dès 1935, Wadati et Benioff avaient mis en évidence l'alignement caractéristique des séismes selon un plan, zone de contact entre les 2 plaques, ce n'est qu'en 1968 que Le Pichon propose le premier modèle de tectonique des plaques avec un découpage en 7 grandes plaques (Le Pichon [1968]) dont il décrit le mouvement relatif. Entraînées par le mouvement de convection mantellique, les plaques se déplacent et se rencontrent, formant trois types de frontières, les frontières divergentes que constituent les dorsales océaniques, lieux de remontée de matière mantellique responsable de l'expansion océanique, les frontières cisailantes, et enfin les frontières convergentes, les subductions et collisions. Ces dernières sont des lieux de plongement d'une plaque lithosphérique (océanique dans la majorité des cas) sous une plaque appelée chevauchante, océanique ou continentale. Ainsi, les régions présentant une très forte sismicité et où se produisent généralement les plus gros séismes coïncident dans la majorité des cas avec les zones de subductions. Ce sont en effet les frontières de plaques les plus rapides, présentant une grande zone de contact entre les deux plaques et un pendage généralement faible.

Cette zone de contact, si elle est bloquée, accumule les contraintes liées à la convergence des plaques et lorsque ces contraintes accumulées sont supérieures à la capacité de résistance de la friction,

CHAPITRE 1 : Les grands séismes en zones de Subduction

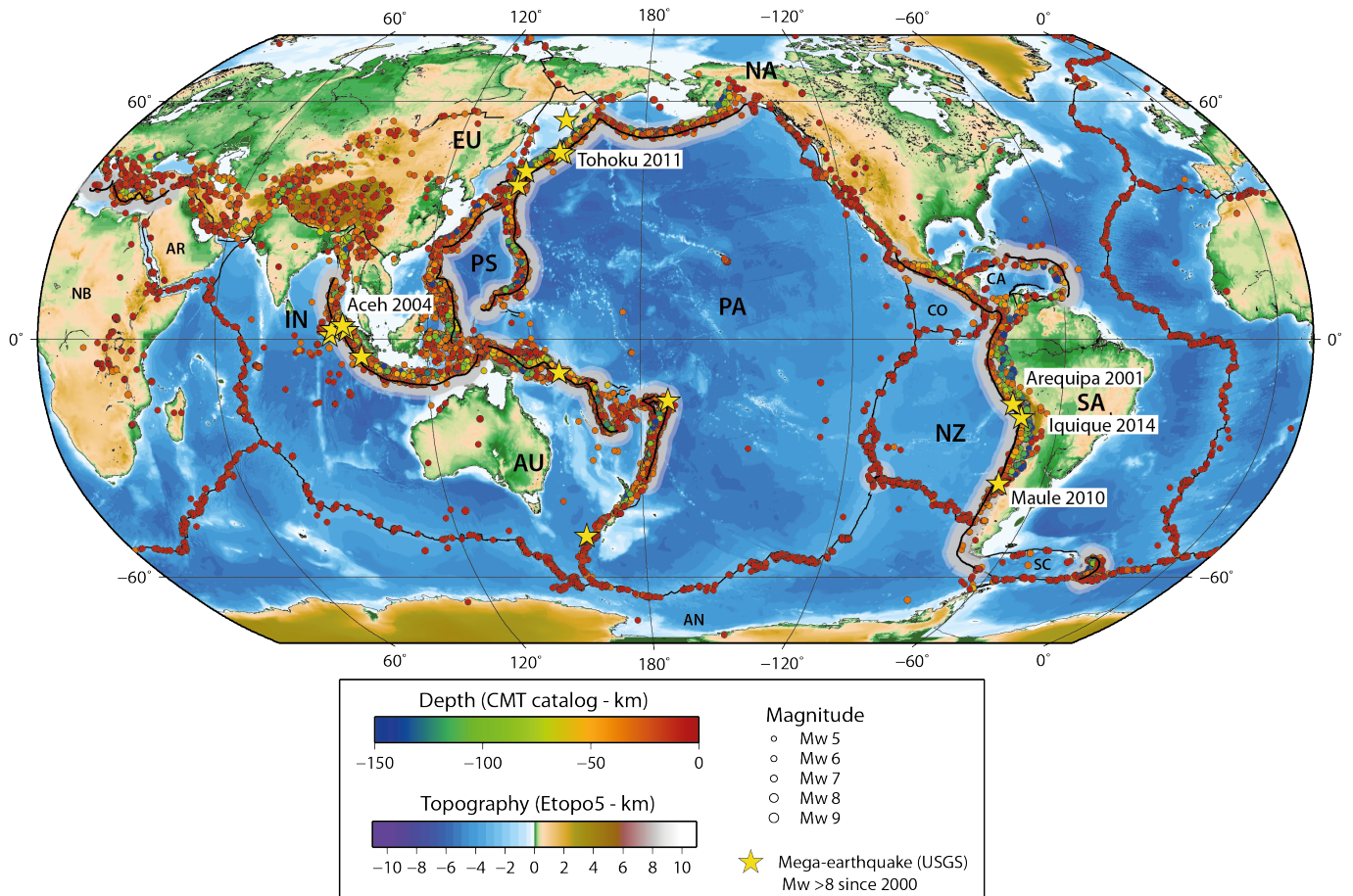


FIGURE 1.1 – Seismicity between 1962 and 2013 for  $M_w > 5$  earthquakes (CMT catalog). Great earthquakes of  $M_w$  larger than 8 that occurred since 2000 are represented by yellow stars (USGS catalog). Topography is based on ETOPO5. Subduction zones are highlighted by a grey area. Main tectonic plates : PA=Pacific, SA=South-American, NZ=Nazca, NA=North-American, PH=Philippine, EU=Eurasian, AU=Australian, IN=Indian (CO=Cocos, CA=Caraïbe, AR=Arabian, NB=African, AN=Antartic, SC=Scotia).

elles sont relâchées brusquement, produisant un séisme géant. Ces zones de subductions sont mises en évidence sur la carte 1.1. Depuis 2000, pas moins d'une quinzaine de séismes de magnitude supérieure à 8 se sont produit au niveau des subductions Indonésiennes, Japonaises, du Vanuatu ou encore Sud-Américaine.

## 1.1 La tectonique des plaques

### 1.1.1 Caractéristiques morphologiques des frontières convergentes

Le plongement de la plaque dite subduite sous la plaque dite chevauchante entraîne leur déformation à toutes les deux. La plaque plongeante présente une courbure extrême au niveau du contact avec la plaque chevauchante, formant la fosse de subduction. La profondeur de celle-ci varie selon les zones de subduction, elle atteint au maximum 11 km dans le cas de la fosse des Mariannes, ce qui en fait le lieu le plus profond de la planète. Le plan sur lequel s'alignent les séismes et mis en évidence en 1935, appelé plan de Wadati-Benioff, est en fait un double plan, espacé de quelques dizaines de kilomètres. Les séismes se produisent jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 700 km et l'enregistrement des ondes sismiques permet, par tomographie, d'imager le profil de la plaque plongeante, appelé slab. La combinaison de différents types de données : sismicité historique de chaque zone de subduction, solutions CMT, profils sismiques, bathymétries et informations liées à l'épaisseur des sédiments, permettent d'établir un modèle de la géométrie des slabs des différentes zones de subductions (i.e., Hayes et al. [2012]).

Au niveau de la plaque chevauchante, un prisme d'accrétion se forme par compression des sédiments présents. Celui-ci est plus ou moins développé selon les types de subduction, et on parlera de marge érosive dans le cas où ce prisme est très peu développé voire absent. Les facteurs pouvant gouverner ces processus d'accrétion ou d'érosion sont attribués le plus souvent à l'épaisseur des sédiments sur la plaque chevauchante, ou à la morphologie de la plaque plongeante. Il n'est pas rare d'observer une transition entre un régime en accrétion et un régime en érosion le long d'une même marge active, comme par exemple celle de Kermadec ou au Chili. En aplomb de la subduction, lorsque le slab atteint des profondeurs de 100 km, on observe du volcanisme calco-alcalin, dont l'origine est la fusion partielle du manteau hydraté. Ce volcanisme est ainsi à l'origine de la formation des chaînes de montagne telles que la Cordillère des Andes.

Plusieurs contextes de subduction sont possibles. L'accrétion peut former un avant-arc devant l'arc volcanique lui-même, les deux étant souvent séparés d'un bassin d'avant-arc (c'est le cas de la zone de subduction de Sumatra avec la ride Mentawai). À l'arrière de l'arc volcanique, bloquée par la plaque plongeante, la convection du coin mantellique situé au dessous de la zone de subduction peut initier la formation d'une ride océanique et donc une zone d'extension à l'origine d'un bassin d'arrière arc, comme la mer du Japon. Le prisme d'accrétion s'accumule au niveau de la marge continentale, dans le cas d'une accrétion, ou vient éroder la marge continentale dans le cas d'une marge érosive. Même si on n'observe pas de vrai bassin arrière-arc, la marge active est marquée par une bande d'effondrement, parallèle à la fosse, dans la région montagneuse, formant une double cordillère. C'est le cas de la zone de subduction Sud-Américaine, au Pérou et Nord Chili, où la Cordillère Orientale est séparée de la Cordillère Occidentale par l'Altiplano.

## 1.1.2 Le cycle sismique en zone de subduction : notions générales et modèle mécanique

Tout au long de cette étude, je traiterai des déformations à grandes échelles. Pour simplifier la description des différents mouvements de régions situées à différentes distances de la fosse, l'aire considérée sera systématiquement divisée en 3 zones, en fonction de la distance à la fosse. Ainsi le *champ proche* comprend la région la plus proche de la fosse, entre 0 et 300 km, le *champ moyen* comprend la zone entre 300 et 500 km de la fosse, et enfin le *champ lointain* contient la zone au delà de 500 km.

### 1.1.2.1 Une vision initialement binaire

La notion de cycle sismique existe depuis le début du 20<sup>ème</sup> siècle mais a initialement été décrite dans le cas de l'étude des déformations des zones de failles continentales, en l'occurrence la faille de San Andreas en Californie. C'est Fedotov [1968] qui l'utilise pour la première fois dans le contexte de la subduction pour l'étude des méga-séismes qui s'y produisent. Pendant longtemps, ce cycle n'était composé que de deux phases, la phase inter-sismique suivie de la phase co-sismique.

**Inter-sismique** La phase inter-sismique est la plus longue, pouvant durer plusieurs dizaines, centaines voire milliers d'années. Pendant cette période, la zone de faille entre les plaques chevauchantes et plongeantes est bloquée. La convergence entre ces plaques induit donc un déficit de glissement et les contraintes sont accumulées de manière élastique au niveau de l'interface. Cette accumulation se traduit en surface par la compression de la plaque chevauchante, à la fois horizontale avec des vitesses de quelques mm/an à quelques cm/an, et verticale, avec la subsidence de la région directement en aplomb de la zone bloquée, appelée zone sismogène, et le soulèvement de la région au-delà. L'amplitude des déformations horizontales est d'autant plus forte que la zone de faille bloquée est large, et diminue en fonction de la distance à la fosse, dans une description simpliste. On observerait ainsi des vitesses a priori constantes tout au long du cycle (fig. 1.3), même si nous ne disposons pas encore de données GPS depuis suffisamment longtemps, à l'échelle du cycle sismique, pour vérifier cette hypothèse.

**Co-sismique** Lorsque les contraintes accumulées sur l'interface dépassent sa résistance, toute la déformation accumulée se relâche brusquement, c'est la phase co-sismique. Ce relâchement se produit en quelques secondes à quelques minutes et se manifeste par un glissement au niveau de la zone auparavant bloquée, la zone sismogène. En surface, on observe des déplacements orientés vers la fosse, donc en sens inverse par rapport à la phase inter-sismique et, on peut mesurer des déplacements décimétriques voire métriques en champ proche. En vertical, on observe une inversion des déformations par rapport à l'inter-sismique : la région en aplomb de la zone de rupture, auparavant en subsidence, se soulève brutalement, ce qui est à l'origine des tsunamis, et on observe

## 1.1 La tectonique des plaques

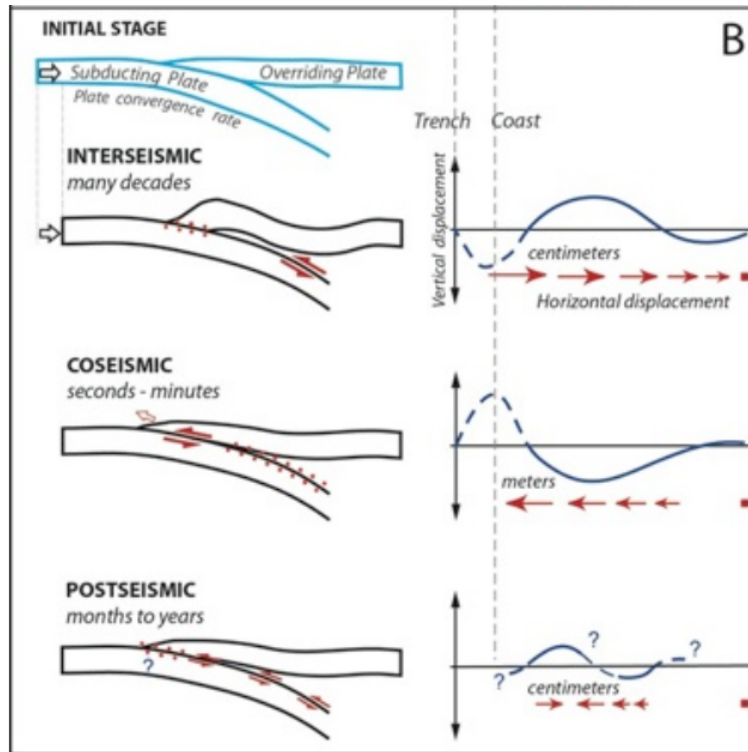


FIGURE 1.2 – Description of the three phases of the seismic cycle and associated horizontal and vertical deformation. Modified from Chlieh [2003].

au delà une importante subsidence. On appelle *hinge line* la limite entre soulèvement et subsidence, celle-ci semblant être constante entre les phases inter-sismiques et co-sismiques. L'amplitude des déformations mesurées en surface dépend bien sûr de la force (la magnitude) du séisme, mais dans le cas des méga-séismes de subduction étudiés ici, des déplacements de l'ordre de 10 millimètres peuvent encore être mesurés à plus de 1000 km de la fosse.

L'énergie relâchée lors d'une rupture, quantifiée par le moment sismique  $M_o$ , est défini comme

$$M_o = \mu S D \quad (1.1)$$

avec  $\mu$  le coefficient de rigidité du milieu, en Pa,  $S$  la surface de rupture en  $m^2$  et  $D$  le glissement moyen sur cette surface, donné en m. De plus, l'étude des catalogues de sismicité mondiale a permis de décrire les caractéristiques physiques des tremblements de terre selon des lois d'échelle. Ces lois impliquent un lien de proportionnalité entre ce moment sismique et la longueur de la rupture  $L$  (en m) ainsi qu'avec la durée caractéristique de la rupture  $T$  (en s). On définit enfin la magnitude

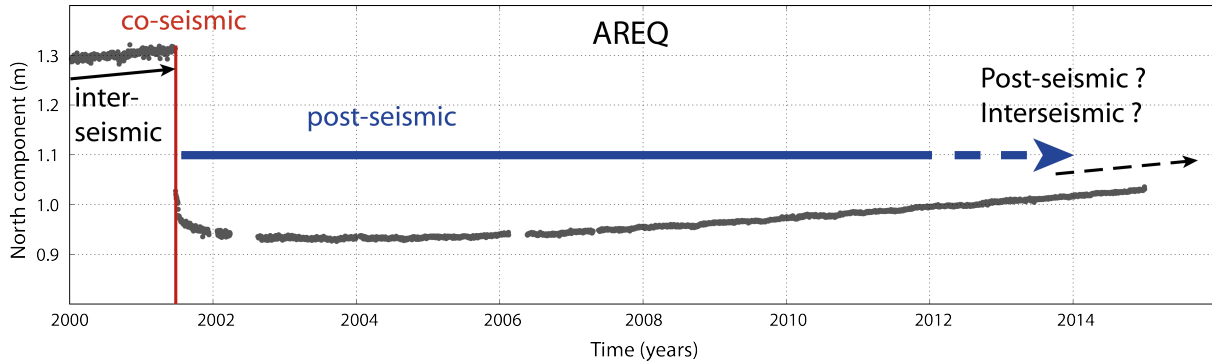


FIGURE 1.3 – GPS time serie illustrating the seismic cycle measured on the Peruvian subduction zone, at the station AREQ which recorded the Arequipa  $M_w$ 8.4 earthquake in 2001.

de moment  $M_w$ , plus communément utilisée, par (Hanks and Kanamori [1979]) :

$$M_w = \frac{\log_{10}(M_o) - 9.1}{1.5} \quad (1.2)$$

Dans la vision initiale du cycle sismique, la phase inter-sismique reprenait immédiatement après le séisme et on y voyait là le moyen de prédire l'occurrence d'un prochain séisme, en se basant sur le principe de répétabilité de ce cycle. Plusieurs modèles sont alors proposés. Le plus simpliste est le modèle strictement périodique, dans lequel chaque événement se produit à intervalle de temps strictement régulier, avec une amplitude similaire, signifiant ainsi que l'intégralité des contraintes accumulées au cours de la phase inter-sismique est relâchée lors du séisme caractéristique. Dans le modèle "prévisible en temps", les événements se produisent toujours à intervalle de temps strictement régulier, mais leurs amplitudes peuvent varier. On peut donc prévoir la date du prochain événement, mais pas sa magnitude. Dans le 3<sup>ème</sup> modèle, dit "prévisible en glissement", les événements peuvent se produire à tout moment, mais la quantité de glissement relâchée est toujours la même (Shimazaki and Nakata [1980]). À la fin, un modèle plus réaliste implique la répétition de séismes de magnitudes variables, à des intervalles de temps irréguliers, mettant un terme aux espoirs de prédiction de séisme.

### 1.1.2.2 Les phases transitoires : complexification du modèle de base

**Post-sismique** Ce n'est que plus tard, dans les années 90, qu'une troisième phase du cycle sismique est mise en évidence, suite à l'étude des séries temporelles GPS après le séisme de Sanruki en 1994 (Heki et al. [1997]). En effet, tout de suite après un séisme, on observe en surface la réponse du transfert de contrainte dans la plaque lithosphérique ainsi que dans le manteau supérieur, engendrée par le séisme. C'est la phase post-sismique. Les déformations en surface sont caractérisées par une direction similaire à celle du co-sismique, dirigées vers la zone de rupture, et donc inverses

## 1.1 La tectonique des plaques

à celle de la phase inter-sismique. On observe un schéma de déformation verticale très complexe en champ proche, avec en partie une nouvelle inversion de signe au niveau de la hinge line, associée à un soulèvement au niveau de l'arc volcanique et à une subsidence générale en champ lointain. En horizontal comme en vertical, on observe une très forte dépendance en temps, avec une amplitude très forte dans les premiers mois après le séisme, décroissant fortement selon une forme logarithmique (fig.1.3). Trois mécanismes sont alors proposés pour expliquer ces déformations.

Le premier mécanisme est le rebond poro-élastique (Jonsson et al. [2003]), dû à la circulation des fluides à l'intérieur des couches superficielles qui conduirait à un rééquilibrage de la pression hydrostatique. Ce mécanisme est caractérisé par des déformations très localisées, dans une zone à moins de 50 km de la fosse et dure quelques mois. Le second mécanisme, utilisé dans la grande majorité des cas pour expliquer les déformations observées après les tremblements de terre, est l'afterslip. Il s'agit d'un glissement asismique sur le plan de faille, lent et continu contrairement au glissement soudain co-sismique (Marone et al. [1991]). Souvent inversé dans un demi-espace élastique, comme la distribution de glissement co-sismique, le glissement afterslip permet en général d'expliquer les déformations qui se produisent au cours des premiers mois voire premières années après le séisme et sont visibles sur des distances relativement faibles, donc en champ proche (Ozawa et al. [2012], Bedford et al. [2013] autre). Le troisième mécanisme, la relaxation viscoélastique dans les couches profondes de la Terre, est à l'inverse un phénomène dont la réponse en surface est visible à très grande échelle (plusieurs milliers de kilomètres) et pendant plusieurs décennies. Les contraintes co-sismiques générées par le séisme se propagent et se relaxent dans ces couches qui se comportent de manière visqueuse (Savage [1983]). La source exacte des déformations post-sismiques, relaxation visco-élastique *vs* afterslip *vs* rebond poro-élastique, reste très discutée, puisqu'il n'est pas possible de les discriminer à partir des données en surface. Pour autant, la densité des mesures faites par des réseaux toujours plus étendus, ainsi que la longueur des séries temporelles apportent aujourd'hui de nouvelles contraintes et il est bien souvent nécessaire de considérer une combinaison de ces mécanismes pour expliquer l'intégralité du champ de déformations observé après les méga-séismes de subduction.

**Les séismes lents** La notion de cycle sismique est d'autant plus complexifiée que l'exploitation accrue du GPS pour le monitoring des zones de subduction a aussi mis en évidence l'occurrence d'événements de glissement lent, asismique sur le plan de faille, pouvant durer plusieurs jours à plusieurs mois. Ce phénomène est en effet mis en évidence dans la région de Tokai, au Sud du Japon (Ozawa et al. [2002]), dans les Cascades (Dragert et al. [2004]), ou encore au Mexique (Larson et al. [2004], Vergnolle et al. [2010]). Ces événements sont souvent associés à un bruit sismique sur la même période, dont la faible intensité ne permet pas d'expliquer le déplacement enregistré en surface, que l'on appelle trémors non-volcaniques, dans des zones bien souvent identifiées comme des lacunes sismiques, c'est-à-dire où aucun séisme majeur ne s'est produit depuis plus d'une centaine d'années et où, le déficit de glissement accumulé par l'interface serait suffisant

pour produire un séisme de magnitude supérieure à 8 (Vergnolle et al. [2010]). Ces événements sont importants, non seulement du point de vue de la compréhension de la physique de la friction, mais aussi puisqu'ils entraînent une diminution de l'aléa sismique dans les régions où ils se produisent. Jusqu'à très récemment, ce phénomène n'avait jamais été observé dans la zone de subduction chilienne. Impossible alors de savoir si les caractéristiques physiques de cette subduction empêchent l'occurrence de tels événements ou si l'instrumentation au sol ne permet pas de les détecter. Ce n'est qu'en 2014, lors de la séquence sismique qui se développe au large d'Iquique, dans le Nord Chili, qu'un événement transitoire durant environ deux semaines est détecté, juste avant le choc principal du 1er Avril (Ruiz et al. [2014]-1.4). Ce glissement pourrait donc avoir joué un rôle dans le déclenchement du séisme d'Iquique, supportant ainsi la thèse d'une phase précurseur aux séismes majeurs dominée par du glissement asismique (Bouchon et al. [2013], même si la nature exacte de ce glissement, asismique ou résultante des sauts co-sismiques des nombreux séismes de  $M_w < 6$  s'étant produit, reste encore très discutée.

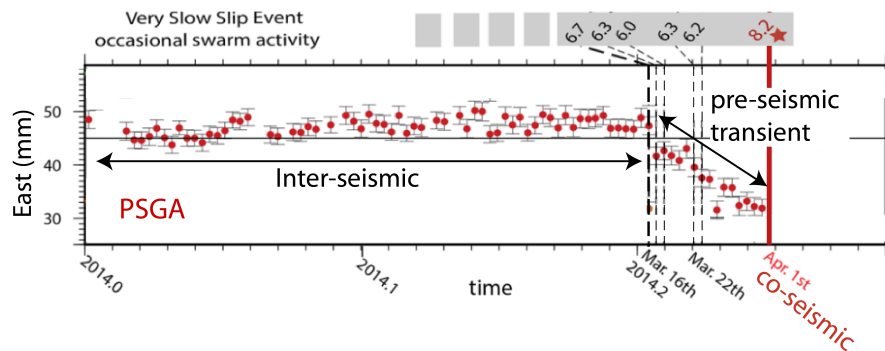


FIGURE 1.4 – East component of the GPS time series of the station PSGA, recorded before the Iquique  $M_w$  8.1 earthquake. Modified from Ruiz et al. [2014].

### 1.1.2.3 Modèle mécanique de "rate-and-state" et notion de couplage inter-sismique

Considérant la vision initiale du cycle sismique en zone de subduction, Scholz [1998] propose une division de l'interface de subduction en 3 zones, en fonction de la profondeur : tout d'abord une zone de glissement libre située juste sous le prisme d'accrétion, suivie d'une zone dite de transition, qui présente un comportement conditionnellement stable, c'est-à-dire qu'elle est stable jusqu'à un niveau de charge quasi-statique, et peut devenir instable sous une charge trop importante. Ces deux zones sont relativement étroites et descendent jusqu'à une profondeur de l'ordre de 5 km. En dessous vient une zone instable, dite zone sismogénique où nucléent en général les séismes. Cette zone est beaucoup plus large et peut atteindre une profondeur de l'ordre de 40 km. On retrouve ensuite une zone conditionnellement stable, zone de transition inférieure, puis une zone



## 1.1 La tectonique des plaques

de glissement libre. D'après ce modèle, appelé "rate and state", le comportement de chacune des zones peut être décrit selon des lois de friction développées par Scholz [1998].

L'étude des déformations inter-sismiques de la plaque chevauchante, mesurées grâce à la densité croissante des réseaux GPS (permanents ou de campagne), a permis de proposer une description cinématique de la phase inter-sismique, via la notion de couplage, représentant le degré de blocage de l'interface. Ces modèles sont, dans la majorité des cas, basés sur le principe de "backslip" élastique (Savage [1983]), qui consiste à soustraire le mouvement long-terme des plaques (mouvement de convergence stable et uniforme en temps sur toute la plaque) du mouvement global afin de ne conserver que les variations dues au cycle sismique. Le cycle est alors modélisé en deux phases, le déplacement co-sismique suivi d'une phase intersismique linéaire. Les déformations en surface prédites par ce modèle sont obtenues selon le formalisme d'Okada [1985], inversées dans un demi-espace élastique uniforme.

Basés sur ce principe, les premiers modèles de couplage représentent un comportement strictement binaire de la phase inter-sismique, soit complètement bloquée (couplage = 100%), soit complètement libre (couplage = 0%) (Mazzotti et al. [2000], Brooks et al. [2003], Khazaradze and Klotz [2003]). Ces modèles permettent d'expliquer les déformations observées en surface au premier ordre, mais la nécessité d'introduire un couplage partiel est rapidement démontrée (Ruegg et al. [2009]). Une représentation continue de ce couplage permet finalement d'imager de très fortes variations latérales de couplage, mettant en évidence une segmentation de l'interface, tout au long de la subduction Sud-Américaine (Métois et al. [2012], Béjar-Pizarro et al. [2013], Nocquet [2014]), mais aussi le long des autres subductions (Indonésie (Chlieh et al. [2008]), Nouvelle-Zélande (Wallace et al. [2004])).

Ces variations de couplage semblent être en accord avec le comportement mécanique proposé dès les années 80 basé sur la présence d'aspérités, plus ou moins grandes, fortement couplées (dites 'velocity-weakening'), dans un milieu dit 'velocity-strengthening', glissant donc librement. La figure 1.5, proposée par Métois [2012], décrit un modèle similaire, composé d'aspérités principales bloquées qui laissent apparaître un couplage apparent en surface plus important, en raison de l'ombre de pression qu'elles créent. La complexité d'un tel modèle vient justement de l'existence de ces ombres, qui empêchent d'imager précisément les aspérités. Des aspérités plus petites sont aussi présentes au sein de la zone qui glisse. Lorsqu'une aspérité majeure rompt, la rupture peut se propager de manière dynamique dans la zone de 'velocity-strengthening' et éventuellement emporter une grosse aspérité voisine, explication proposée pour le séisme de Maule. Les petites aspérités alentours rompent également au moment du séisme ou après, provoquant les répliques.

De plus, le modèle de backslip s'avère efficace dans la mesure où il permet d'expliquer les déformations de la plaque chevauchante en champ proche et contraint un couplage a priori cohérent avec la segmentation sismotectonique. Pour autant, une des caractéristiques de ce modèle est qu'il impose des déformations nulles en champ lointain. Or, que ce soit dans le cas de la subduction Indonésienne ou Sud-Américaine, on observe des vitesses d'amplitude non-négligeable en champ moyen et

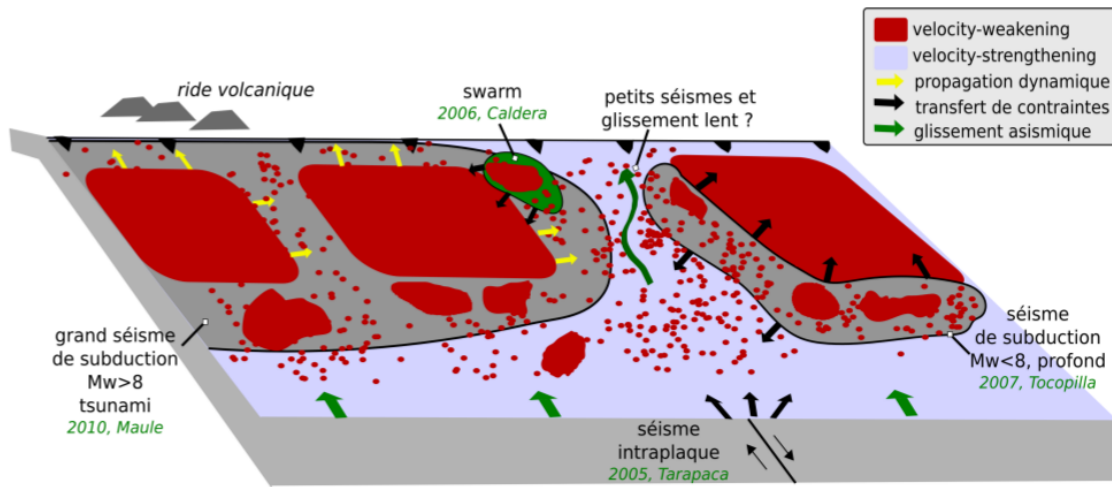


FIGURE 1.5 – Synthetic model of the Chilean subduction mechanical behavior, according to Métois [2012], based on the brittle asperity model, illustrating the main types of rupture observed : giant subduction earthquakes, moderate deep earthquakes, and intraplate earthquakes.

lointain, présentant les mêmes caractéristiques que les vitesses inter-sismiques. Une seconde version du backslip est proposée, pour un modèle de terre élastique/visco-élastique (une lithosphère élastique surplombant une asthénosphère viscoélastique, Savage [1983], Thatcher and Rundle [1984]). Ce modèle prévoit lui, pour un même déplacement co-sismique, une vitesse qui dépend ensuite du temps tout au long du cycle sismique et la vitesse inter-sismique correspond alors à la pente de la courbe linéaire à la fin du cycle et permet de produire des déformations en champ lointain.

## 1.1 *La tectonique des plaques*

### 1.1.3 Principales zones de subductions et les méga-séismes qui les ont marquées depuis le 20<sup>ème</sup> siècle

Les zones de subduction sont les frontières de plaques les plus actives sur Terre et on y enregistre les séismes les plus importants, souvent dévastateurs par le tsunami qu'ils créent. Le 21<sup>ème</sup> siècle a été marqué par un nombre important de ces séismes, parmi lesquels les séismes les plus connus de Banda-Aceh en 2004, ou de Tohoku en 2011, au terme d'une longue période de quiescence dans la deuxième moitié du 20<sup>ème</sup> siècle, après les séismes de 1960 et 1964. Nous dressons dans cette partie un portrait rapide des zones de subduction majeure (Alaska, Indonésie, Japon et Amérique du Sud), à la lumière des derniers méga-séismes qui s'y sont produits. Pour ces différents événements, de nombreuses données géodésiques toujours plus précises et plus denses ont pu être collectées à partir desquelles sont établies les principales caractéristiques des déformations post-sismiques et sont proposés les premiers modèles.

#### 1.1.3.1 La subduction Alaska-Aléoutiennes

La fosse des Aléoutiennes marque l'entrée en subduction de la plaque Pacifique sous la plaque Nord-Américaine, avec un taux de convergence moyen de 5 à 7 cm/an (Mueller et al. [2015]). Au cours du siècle passé, des séismes se sont produits tout au long de son interface, celle-ci s'étendant sur plus de 3000 km. Parmi tous ces événements se trouve le séisme d'Alaska de 1964, d'une magnitude Mw 9.2. Il rompt une zone de 600 à 800 km de long, depuis la baie du Prince William, tout au long de la péninsule de Kenai jusqu'à l'île de Kodiak, sur environ 250 km de large. Le glissement moyen est estimé à plus de 10 m (Suito and Freymueller [2009]). Les premières données GPS dans la région datent de la fin des années 1990, soit 35 ans après le séisme et montrent deux types de signaux. En champ proche, des déformations orientées dans la direction opposée à la fosse témoignent du chargement inter-sismique, tandis qu'en champ moyen, à l'intérieur des terres, des vitesses orientées vers la fosse sont mesurées, traces de signal post-sismique résiduel (fig.1.6-gauche). Avant même les premières observations GPS, les observations des marégraphes, de nivellement et de triangulation ont mis, pour la première fois en évidence un soulèvement important, à la suite d'un méga-séisme de subduction (fig.1.6-droite).

Suito and Freymueller [2009] modélisent ces déformations en éléments finis 3D, par une combinaison de relaxation viscoélastique, d'afterslip et de déficit de glissement inter-sismique. Un maillage non sphérique représentant une géométrie réaliste est utilisé (fig. 1.7). Celui-ci est composé d'un slab élastique avec un très faible pendage, mettant en évidence l'importance de ce paramètre. Les auteurs discutent aussi l'importance du modèle de co-sismique utilisé pour la prédiction du post-sismique. Il est ainsi montré qu'aucun mécanisme seul ne permet de reproduire les déformations observées. Le modèle de relaxation visco-élastique seul a notamment un impact très faible sur le soulèvement cumulé. Bien que l'effet de l'afterslip sur le transfert de contrainte en profondeur et donc sur la relaxation visco-élastique soit mis en évidence et qualifié de non négligeable, le

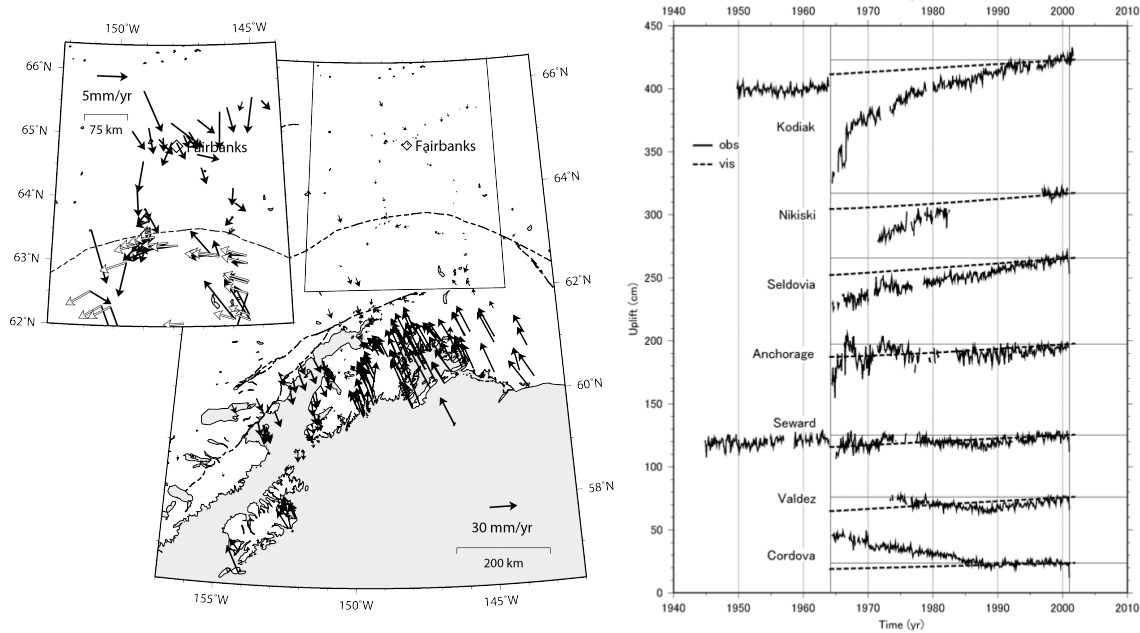


FIGURE 1.6 – Postseismic observations following the Alaska  $M_w$ 9.2 Alaska earthquake, Suito and Freymueller [2009]. **Left** : GPS velocities measured between 1997 and 2007 in South Alaska. Stations located in mid-field (insert) are oriented trenchward, highlighting the postseismic signal. **Right** : Tidal gauge time series showing the postseismic uplift.

glissement afterslip est inversé indépendamment, à partir des déformations résiduelles du modèle de relaxation visco-élastique. Une rhéologie de Maxwell (comportement visco-élastique linéaire simple) dans le manteau est contrainte avec une viscosité préférentiel de  $3.2 \cdot 10^{19}$  Pa.s, avec un temps de relaxation de 20 ans, pour reproduire les déformations en champ lointain.

### 1.1.3.2 La subduction Indonésienne

Les fosses de Java et Sumatra marquent l'entrée en subduction de la plaque Inde/Australie sous le bloc de la Sonde avec une vitesse de convergence de l'ordre de 4.5 cm/an (Chlieh et al. [2007]). Les déformations inter-sismiques observées avant 2004 sont interprétées dans un premier temps par des modèles de backslip élastique, ce qui amène à introduire le bloc de la Sonde, identifié comme un morceau autonome de la plaque Eurasie, nécessaire pour expliquer le mouvement d'ensemble de l'Indochine par rapport à l'Eurasie. En utilisant une variante du modèle de backslip viscoélastique (cf section 3.3.2), modélisée en éléments finis, Trubienko et al. [2013] sont alors capables de reproduire le champ de déformation lointain mesuré avant le séisme de Banda-Aceh, sans pour autant introduire de bloc de la Sonde indépendant de l'Eurasie.

## 1.1 La tectonique des plaques

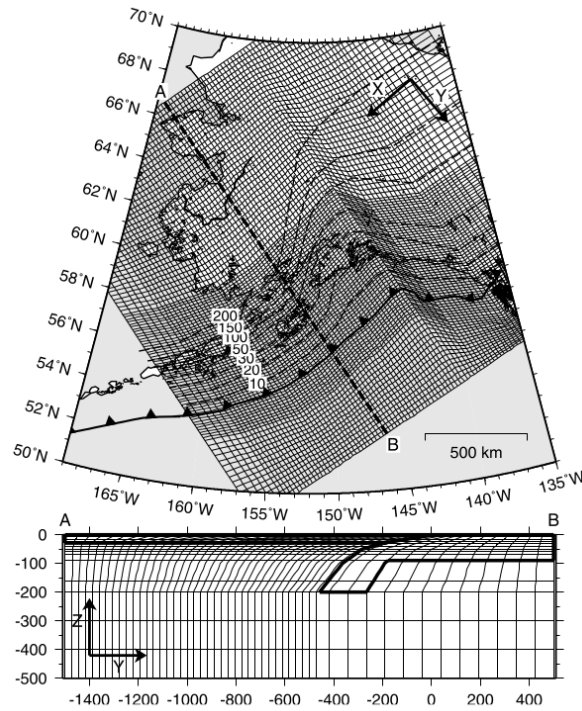


FIGURE 1.7 – FE Mesh Suito and Freymueller [2009]

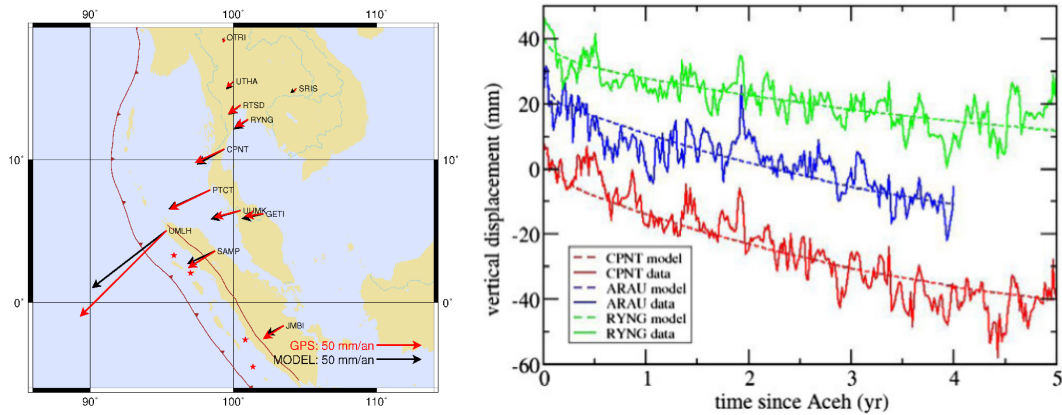


FIGURE 1.8 – Postseismic observations following the  $M_w$  9.2 Aceh earthquake (2004), compared to the RVE model. **Left** : GPS Horizontal velocities measured 6 years after the earthquake vs velocities predicted by a viscoelastic relaxation model (Garaud et al. [prep]). **Right** : GPS time series of vertical component vs RVE model, for 3 stations localised in far field (Satirapod et al. [2012]).

Le 26 Décembre 2004, le séisme de Banda-Aceh se produit rompant un segment de plus de 1000 km à partir du Nord de l'île de Sumatra, et engendre un tsunami destructeur. Les déformations co-sismiques sont mesurées jusqu'à 3000 km de la zone de rupture (Vigny et al. [2005]). Loin d'être un événement isolé, ce séisme entame au contraire une séquence puisqu'il est suivi, quelques mois plus tard par le séisme de Nias-Simeulue de Mw8.6 dont la zone de rupture d'environ 300 km de large s'étend juste sous la terminaison Sud du séisme de 2004, puis par le séisme de Bengkulu de Mw8.4 en 2007, encore plus au Sud. On observe pour la première fois par GPS, des déformations post-sismiques en champ lointain, en Malaisie et en Thaïlande où, 6 ans après le séisme, des vitesses moyennes horizontales comprises entre 1.5 et 4 cm/an sont mesurées, associées à une subsidence générale de l'ordre du cm/an (Satirapod et al. [2012]). Les déformations post-sismiques des trois séismes (Banda-Aces, Nias et Bengkulu) ont été modélisées en 3D éléments finis et ont pu être expliquées par du glissement sur l'interface de subduction, proportionnel au glissement co-sismique, et par la relaxation visco-élastique dans une asthénosphère, de rhéologie de Burger (assemblage d'un modèle Maxwell, traduisant le comportement long terme linéaire visco-élastique et d'un modèle de Kelvin-Voigt, traduisant un comportement transitoire) et dans un coin à faible viscosité (Garaud et al. [prep]- Fig.1.8-droite). Delescluse et al. [2012] montrent aussi l'effet de *booster* joué par le séisme de Sumatra dans le déclenchement des 2 séismes intra-océaniques qui se sont produits en Avril 2012, de Mw8.2 et 8.6, qu'ils expliquent par le transfert des contraintes de Coulomb.

### 1.1.3.3 La subduction Japonaise

La subduction Japonaise se trouve dans une configuration tectonique particulièrement complexe, en présence de 4 plaques : les plaques Eurasienne (ou Amour), Pacifique, Phillipine et Nord Américaine (ou Okhotsk). La plaque océanique subducte sous la plaque continentale Nord-Amérique au niveau de la fosse du Japon-Kouriles à une vitesse de 73-78 mm/yr (i.e., Apel et al. [2006]), et la plaque océanique Phillipine subducte sous la plaque Eurasienne au niveau de la fosse de Nankai. Le Nord-Est de l'archipel est séparé du Sud-Ouest par une triple jonction au niveau des fosses du Japon-Kouriles, de Nankai et de Izu-Bonin, elles-mêmes séparées par la fosse de Sagami. La mer du Japon, ouverte au début du Miocène, constitue le bassin d'arrière arc séparant le Japon de la marge Asiatique.

Le schéma de déformations inter-sismiques observé avant le séisme de Tohoku est très classique, avec un mouvement orienté NO, lorsque représenté dans le référentiel fixé par la plaque Amour, avec des vitesses de l'ordre de 2 cm/an. La face occidentale de l'arc volcanique subsiste avec un maximum de 6 mm/an au niveau de la préfecture de Miyagi, et la face orientale se soulève à des vitesses tout juste inférieures au cm/an. Grâce à des écrits qui remontent au 10<sup>ème</sup> siècle, et à différents travaux de compilation et d'analyse, la sismicité historique au Japon est bien connue

## 1.1 La tectonique des plaques

et plus de 600 événements plus ou moins destructeurs sont identifiés (Usami [1980]). Au large de l'île de Hokkaido, on compte 3 tremblements de terre de  $M_w > 8$  depuis 1950. De plus, des séismes de magnitude 7-7.5 s'y produisent régulièrement, avec une récurrence relativement bien identifiée, comme par exemple au large de Tohoku. Cependant, aucun indice n'est a priori mis en évidence quant à la possibilité d'un séisme de  $M_w > 9$ .

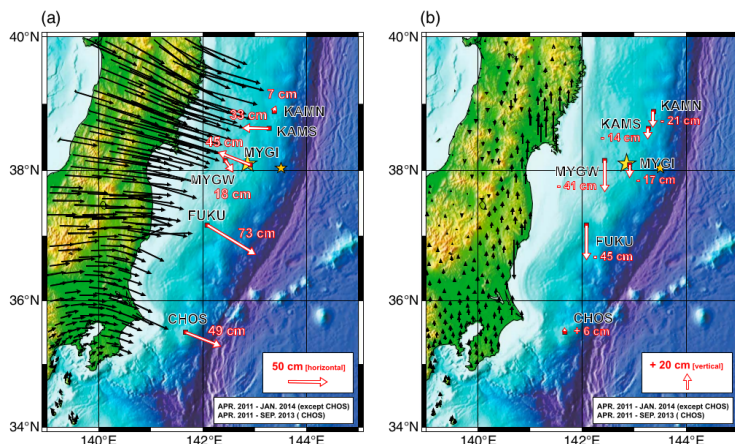


FIGURE 1.9 – a) Horizontal and b) vertical cumulated postseismic displacements following the  $M_w$  9.1 Tohoku earthquake (2011), measured by seafloor geodesy (red) and the terrestrial network GEONET (black), between April 2011 and January 2014, relative to the North-American plate (Watanabe et al. [2014]).

Pourtant, le 11 mars 2011, le séisme géant de Tohoku-Oki se produit. Localisé à  $38.32^\circ\text{N}$   $142.37^\circ\text{E}$ , il a rompu un segment de 200 km qui atteint la fosse et produit un tsunami dévastateur, qui s'est propagé jusqu'à 10 km à l'intérieur des terres. La hauteur moyenne de la vague dépasse les 10 mètres, mais un maximum de 30 mètres est estimé à certains endroits. Même si aucun rapport de probabilité d'occurrence des tremblements de terre n'avait anticipé un tel événement, des études menées a posteriori finissent par le rapprocher d'un événement remontant à 869, le séisme de Jogan, qui semble s'être produit 150 à 200 km au large de Sendai avec une magnitude estimée alors à plus de 8.3 mais dont la hauteur de vague moyenne du tsunami atteignit des hauteurs similaires au tsunami induit par le séisme de Tohoku (Minoura et al. [2001], Sugawara et al. [2013]). Ces deux événements seraient donc les répétitions d'un super-cycle, dont la récurrence serait de plus de 800 ans.

Le gros atout du Japon vient de la diversité et la densité des données dont disposent les scientifiques pour étudier les déformations tectoniques. Développé à partir du début des années 1990, le réseau de stations GPS permanentes GEONET (GPS Earth Observation Network) compte aujourd'hui

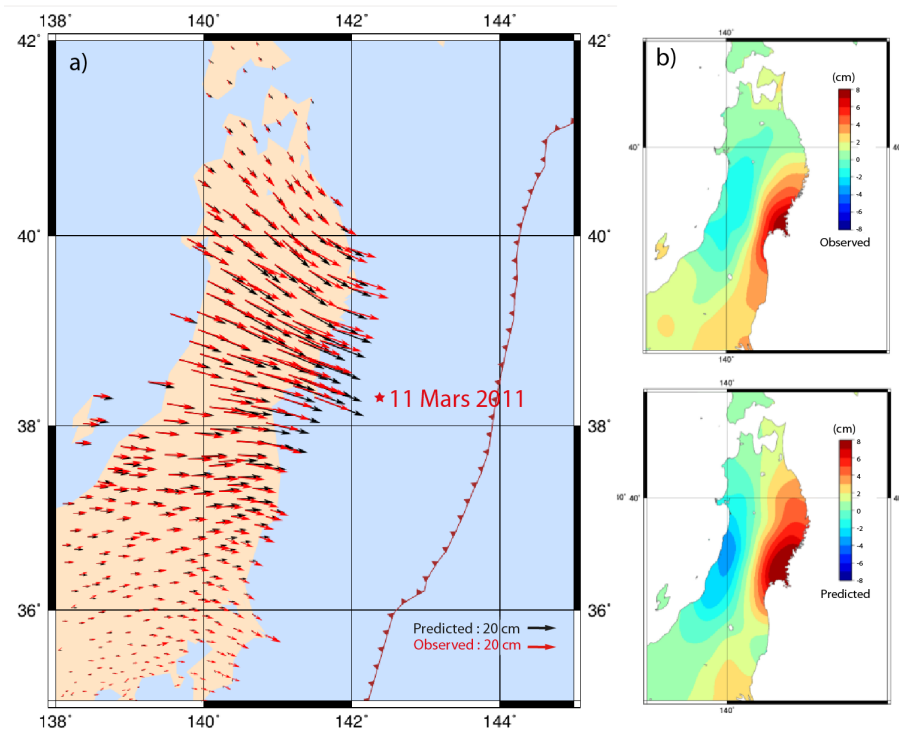


FIGURE 1.10 – Observations vs model of postseismic deformation following the Tohoku earthquake, Trubienko [2013]. a) Horizontal velocities, b) vertical displacements, Trubienko [2013].

plus de 1300 stations réparties sur tout l'Archipel, qui mesurent sur deux fréquences, classiquement à 30 s mais aussi à haute fréquence (1 Hz). Un large réseau d'accéléromètres est aussi en place, le réseau K-NET opéré par l'Institut Nationale de Recherche pour les Sciences de la Terre et la Prévention des Désastre (NIED). Enfin, un réseau d'une douzaine de stations de géodésie fond de mer ont été installées avant 2011 et ont ainsi permis d'enregistrer des déformations co-sismiques et post-sismiques dans les 50 premiers kilomètres depuis la fosse, données rares quelque soit la subduction étudiée (fig. 1.9). Grâce à l'ensemble de ces données, plus de 50 études ont été menées pour déterminer la distribution de glissement, systématiquement inversée dans un demi espace élastique uniforme.

Les déformations post-sismiques du séisme ont aussi très largement été étudiées, offrant une densité sans précédent de données sur l'Archipel. On y observe en effet très bien la très forte amplitude des vitesses horizontales orientées vers la fosse, associée au fort soulèvement mesuré au niveau de la préfecture de Miyagi, décroissant rapidement jusqu'à ce que la tendance ne s'inverse et que l'on mesure une légère subsidence dans la face Ouest de Honshu. Dans les premières années après le séisme, la quasi-totalité des études menées interprétaient les déformations post-sismiques par de



## 1.1 La tectonique des plaques

l'afterslip sur le plan de faille, certains le trouvant au niveau de la zone de glissement co-sismique (Ozawa et al. [2012], [...]), d'autres le localisant down-dip de la rupture co-sismiques (Evans and Meade [2012]). Tous le modélisent en faisant l'hypothèse d'un demi-espace élastique et ne sont pas capables d'expliquer le mouvement de soulèvement. Partant des acquis de la modélisation des déformations post-sismiques de Sumatra, Trubienko [2013] propose un premier modèle de relaxation visco-élastique en éléments finis à partir d'une géométrie complexe 3D sphérique. Ce modèle utilise pour la première fois les déformations enregistrées en champ lointain, en Russie et en Chine (réseau GPS TEONET), où des déplacements de l'ordre de 3 cm sont mesurés après deux ans. Ainsi des rhéologies de Burger pour l'asthénosphère ainsi que pour un coin et un channel peu visqueux, permettent de reproduire le champ de déformations horizontales mais aussi verticales complet (fig. 1.10). L'origine des zones à faible viscosité nécessaires est discutée en chapitre 4 (cf 4.2.4). En 2014, les données fond de mer sont publiées, et les premiers modèles combinant relaxation visco-élastiques et afterslip sont publiés. Deux méthodologies semblent se distinguer, certains considèrent l'étude des deux mécanismes simultanés par inversion dans une géométrie simple à deux couches et sans slab (Yamagiwa et al. [2015], Diao et al. [2014]). D'autres proposent des modèles en éléments finis, dans lesquels la distribution de glissement afterslip et les propriétés du modèle de relaxation viscoélastique sont inversées indépendamment (Sun et al. [2015]).

La densité des données disponibles au Japon semblent en faire un terrain de jeu optimal pour l'étude du cycle sismique. Pourtant, les mesures en champ proche restent éparses et très espacées dans le temps et la mer du Japon constitue un gap de données sur une large portion des champs moyens et lointains. De plus, rares sont encore les études qui regardent au delà de l'Archipel et modélisent aussi les déformations champ lointain observées.

### 1.1.3.4 La subduction Sud-Américaine

La zone de subduction entre les plaques Nazca et Amérique du Sud, qui convergent depuis au moins 40 millions d'années, est l'une des plus rapides de la Terre. La vitesse de convergence entre les deux plaques est estimée à 68 mm/an, orientée N78°E (Angermann et al. [1999], Vigny et al. [2009]) à un point à peu près central du Chili, et tombe à 56 mm/an à la latitude de Quito, en Equateur (Nocquet [2014]). Les vitesses de convergence représentées sur la figure 1.15 ont été calculées à partir du pôle d'Euler ré-estimé au cours de cette thèse (cf 5.1.3.1) mais sont en accord avec ces différentes études. De grands séismes de  $M_w > 7$  se produisent régulièrement tout au long de l'interface de subduction. L'étude de la sismicité historique et instrumentale montre qu'une grande partie d'interface, allant du Sud Chili jusqu'à l'Équateur a déjà rompu lors de séismes de magnitude 8 et plus au cours du 20ème siècle. On observe cependant de grandes disparités du comportement sismique tout au long de l'interface. Par exemple le centre du Pérou est touché beaucoup moins fréquemment et semble apparaître comme une lacune où l'on ne recense que quelques rares événements remarquables, des 'tsunamis-earthquake' de magnitude proche de 7.5, qui se sont produits

sur la partie très superficielle de l'interface et ont engendré des tsunamis importants, en dépit de leur magnitude modérée.

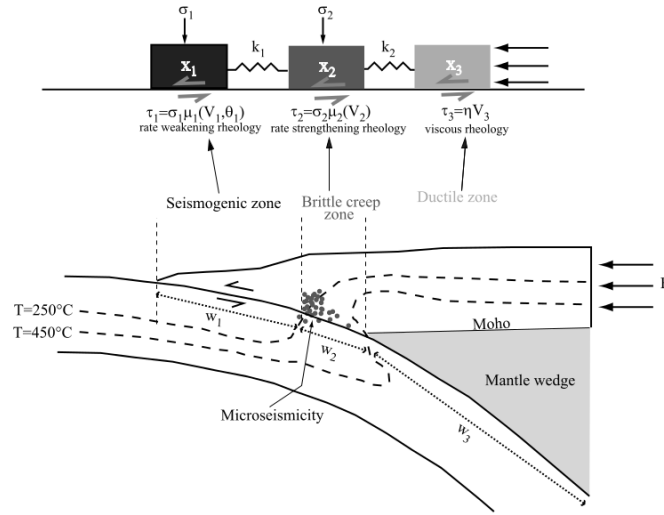


FIGURE 1.11 – **Right** : model of postseismic deformation following the Arequipa earthquake, Perfettini et al. [2005].

Le séisme d'Arequipa qui se produit le 23 Juin 2001 est le premier de la série des événements de magnitude supérieure à 8 du 21<sup>ème</sup> siècle. Avec une magnitude de 8.4, il rompt un segment de  $200 \times 100 \text{ km}^2$  (Ruegg et al. [2001], Perfettini et al. [2005]). Ce séisme se produit dans ce qui avait été identifié comme un gap sismique, n'ayant connu aucun événement majeur depuis 1868 (Comte and Pardo [1991]). C'est à la suite de ce séisme que les premières observations de déformations post-sismiques sont faites de manière continue à partir de 2 stations GPS permanentes. On y observe ainsi un déplacement cumulé de 15 cm mesuré après 2 ans. L'étude de ce séisme est très rapidement délaissée à cause du séisme de Sumatra, 3 ans plus tard. Perfettini et al. [2005] proposent néanmoins un modèle analytique dans lequel la relaxation visco-élastique est nécessaire à l'interprétation des données. Ils divisent ainsi l'interface de subduction en 3 zones, selon le principe de rate-and-state, la zone sismogénique dans les premiers kilomètres, caractérisée par un comportement instable (dite *velocity-weakening*), une zone de fluage cassante, stable (*velocity-strengthening*), puis une zone ductile au comportement visqueux. Ils montrent ainsi que, faisant l'hypothèse que la déformation est accommodée dans tout le coin mantellique, une viscosité de de  $3 \cdot 10^{19} \text{ Pa.s}$  est contrainte.

Enfin, 13 ans après l'occurrence de ce séisme, la série temporelle GPS semble montrer un retour à l'inter-sismique. La discrimination entre régime post-sismique et régime inter-sismique ne

## 1.1 La tectonique des plaques

nécessite pas moins d'une précision millimétrique, illustrant parfaitement l'utilité et l'importance du travail de mesure et de traitement GPS, notamment réalisé au cours de cette thèse.

Finalement, il est tout à fait remarquable de constater que les observations des déformations post-sismiques faites après ces différents séismes de subduction sont tout à fait similaires. En effet, Trubienko et al. [2014] montre que les séries temporelles de position de stations localisées dans 3 zones de subduction différentes (Indonésie, Japon, Chili), situées en champ lointain de la zone de rupture des 3 méga-séismes (Tohoku, Banda-Aceh, Maule), sont homothétiques (fig.1.12). De plus, le champ de déformation verticale des trois zones présente aussi des caractéristiques similaires, typiquement le soulèvement de l'arc volcanique ou la subsidence en champ lointain. On mesure donc la même chose après les trois séismes, indépendamment des particularités locales, âge de subduction, vitesse de convergence, pendage du slab,... etc.

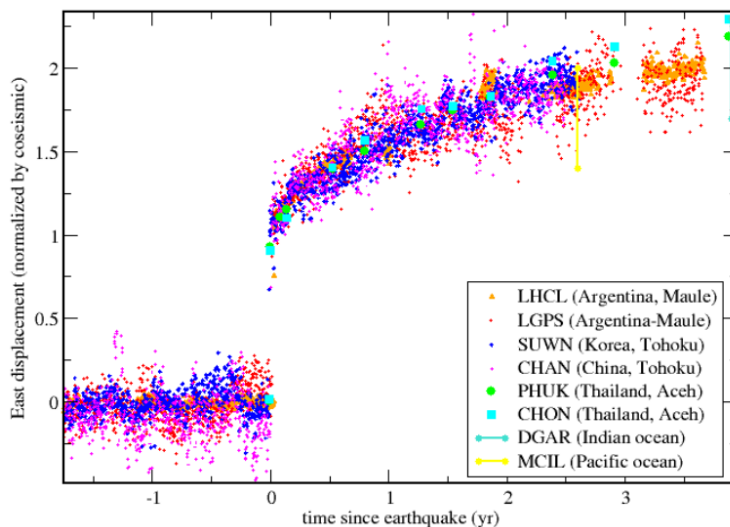


FIGURE 1.12 – East component of GPS time series measured by station PHUK and CHON localised in Thailand (far field of the Aceh earthquake), SUWN and CHAN localised in China (far field of the Tohoku earthquake) and LHCL and LPGS localised in Argentina (far field of the Maule earthquake), normalized by the coseismic of the respective megathrust earthquake, Trubienko et al. [2014].

## 1.2 La subduction Chilienne

Puisque l'objet principal de cette thèse est l'étude et la modélisation des mécanismes responsables des déformations post-sismiques observées après le séisme de Maule, la section suivante est dédiée plus particulièrement à la marge de subduction Chilienne. On s'intéresse tout d'abord à ses caractéristiques morphologiques et sismotectoniques, puis aux deux séismes géants qui ont marqué cette subduction, les séismes de Valdivia et de Maule pour lesquels des modèles en éléments finis ont été réalisés.

### 1.2.1 Description géo-morphologique de la marge chilienne

Le contexte géologique des Andes face à la subduction chilienne est particulièrement compliqué de par sa variation entre le Nord et le Sud (Fig.1.13). Au Nord, la plaque chevauchante est formée d'une double Cordillère séparée par le Plateau Andin Central. Son altitude supérieure à 3 km en fait le second plateau le plus élevé au monde, juste après le plateau Tibétain. Le Plateau Andin Central est divisé en deux segments présentant une topographie différente : au Nord l'Altiplano (AP) est relativement plat avec une altitude moyenne de 3.5 km tandis qu'au Sud, le Plateau de Puna (PP) est globalement plus élevé, (altitude moyenne de 4.5 km) et avec des reliefs beaucoup plus marqués. Sa limite Est est donc définie par la Cordillère Ouest (WC), arc volcanique le plus récent, et à l'Est par la Cordillère Est (EC), ceinture de plissements et chevauchements inactive depuis 40 à 15 Ma. Aux mêmes latitudes, à la côte, la limite entre marge continentale et cordillère côtière est abrupte formant une marche d'environ 1km de haut, appelée escarpement côtier.

Au Sud de 27°S, la chaîne devient plus étroite au niveau d'une zone de chevauchements discontinus, la zone des Sierras Pampeanas (SP). La région située entre 27 et 32°S, à la latitude de La Serena s'avère atypique par rapport au reste de la subduction, et ce pour plusieurs raisons. On y constate tout d'abord l'absence des différentes unités morphologiques (hauts plateaux cernés de la double Cordillère, ou bassin d'avant-arc) et la seule présence de la Cordillère Principale et des Sierras Pampeanas. Cette zone est aussi marquée par la présence d'un flat slab. En effet, au Nord et au Sud, la plaque plonge avec un pendage relativement constant, de l'ordre de 30° sur la partie Nord, 25° sur la partie Sud. Au centre du Chili, au contraire, le slab s'aplatit à une profondeur de 100 km (Cahill and Isacks [1992]- fig.1.14). De nombreuses études tentent de comprendre l'origine de ce flat-slab, souvent attribué à l'entrée en subduction de structures bathymétriques, comme c'est le cas ici avec la Ride Juan Fernandez (Gutscher et al. [2000]). En surface, la région coïncide avec une lacune volcanique. À cette même latitude, on observe enfin une transition entre un régime de subduction en érosion au Nord, vers un régime en accréation au Sud (Oncken et al. [2006]). Cette transition semble correspondre à un changement de morphologie de la plaque océanique, marquée par la présence d'horsts et grabens et de relief intense dans le Nord, alors que le relief est beaucoup plus lisse dans le Sud.

## 1.2 La subduction Chilienne

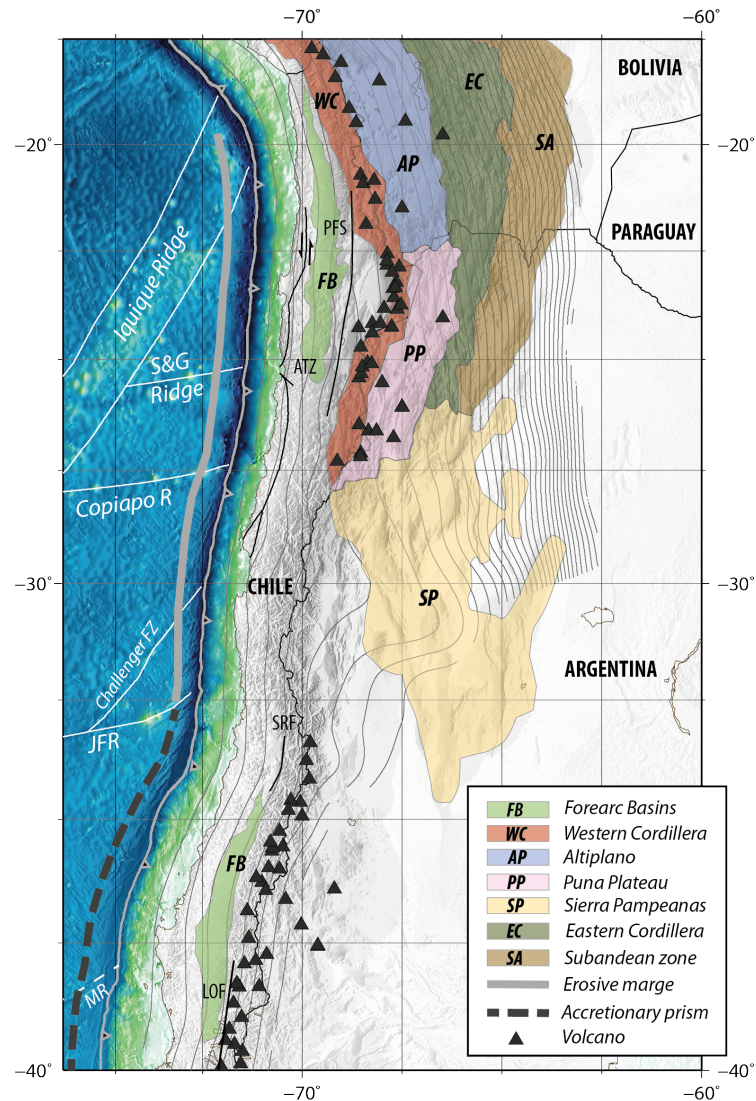


FIGURE 1.13 – Geological context of the Chilean margin. The main faults (ATZ : Atacama Fault Zone, LOF : Lique-Olfqui Fault, SRF : San Ramon Fault, PFS : Precordillera Fault System) and the main morphologic structures have been drawn according to Oncken et al. [2006], Scire et al. [2014], Tassara [2005], Armijo et al. [2010]. Bathymetric anomalies are represented by white lines. Slab profile is extracted from the Slab1.0 database (Hayes et al. [2012].)

Encore plus au Sud, la région des Sierras Pampeanas disparaît et il ne reste plus que la Cordillère Principale jusqu'à 35°S, où se trouve la vallée centrale, un bassin avant-arc (Oncken et al. [2006], Armijo et al. [2010], Scire et al. [2014]).

Les principales failles crustales sont représentées sur la carte 1.13. Elles sont généralement décrochantes et peuvent jouer un rôle dans le processus de subduction, comme le propose Wang et al. [2007] avec le système de faille Liquine-Olfqui dans la partie Sud du Chili. On discutera plus longuement de la zone de faille d'Atacama (ATZ) lors de l'étude des déformations inter-sismiques dans cette zone (cf 5.2.2.1). Cependant, l'activité de ces différentes failles reste très discutée. Dans tous les cas, celle-ci reste très faible en terme de vitesse, rapportée à celle de la subduction (quelques pourcents au maximum), même s'il est possible que la faille de San Ramon, située entre la capitale du Chili Santiago et les Andes, accumule suffisamment de déformations pour produire un séisme de Mw7-7.5 tous les 8000 ans (Vargas et al. [2014]).

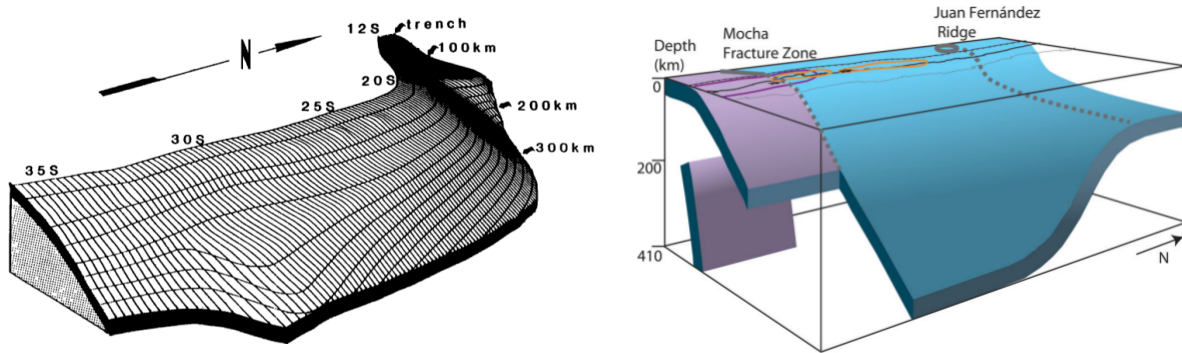


FIGURE 1.14 – Model of slab geometry along the Chilean interface, **left)** Cahill and Isacks [1992] and **right)** Pesicek et al. [2012].

### 1.2.2 Segmentation sismotectonique

Avec une vitesse de convergence entre la plaque Nazca et la plaque Amérique du Sud de 8 cm/an, lorsque défini dans Nuvel-1A DeMets et al. [1990]), un peu moins de 7 cm/an déduit des pôles de rotation contraints à partir des données GPS (Altamimi et al. [2012], Vigny et al. [2009]), la zone de subduction Chilienne fait partie des plus rapides au monde et manifeste une activité sismique très intense. Un séisme de magnitude supérieure à 8 s'y produit en moyenne tous les 10 à 12 ans, le dernier en date s'étant produit en 2014 dans le Nord Chili. Le Chili est aussi connu pour avoir subi le plus gros séisme jamais enregistré, le séisme de  $M_w$  9.5 de Valdivia en 1960, que l'on étudiera plus en détails dans cette section.

La connaissance de la sismicité historique est relativement inégale selon les régions. Avec un climat relativement tempéré, la région centrale est habitée depuis bien plus longtemps que la région d'Atacama et son désert parmi les plus arides au monde. La sismicité est ainsi rapportée plus précisément dans la région centrale que dans le Nord. Pour autant, l'étude des grandes ruptures depuis le 19<sup>ème</sup> siècle semble montrer que la quasi totalité de l'interface a déjà rompu lors d'un séisme de  $M_w \geq 7.5$  (Kelleher [1972], Lomnitz [2004]). Parmi les grands séismes, on trouve celui de  $M_w$  8.4 de Valparaiso en 1906 et le séisme de même magnitude d'Atacama en 1922 pour lesquels on estime une zone de rupture approximative de 300 km (Comte et al. [2002], Lomnitz [2004]). Plus récemment, se sont produits les séismes de  $M_w$  8.1 d'Antofagasta (1995), et tout dernièrement d'Iquique en 2014, de même magnitude. Ce dernier se produit au milieu de la lacune du Grand Nord, où aucun événement majeur n'est recensé depuis 1877. Le séisme de  $M_w$  8.6 en 1977 aurait rompu une zone de plus de 500 km, depuis Mejillones jusqu'à Arica. De plus petits séismes de magnitude 7.5 se produisent aussi plus régulièrement tout au long de l'interface et seule la baie de La Serena semble rester une lacune sismique apparemment éternelle. Non touchée par le méga-séisme de 1922, ni par le plus faible événement de 1943, aucun séisme de  $M_w \geq 7$  n'y est rapporté le long d'une zone d'un peu moins de 100 km. Pour autant, cette région témoigne d'une très forte activité sismique intermédiaire à faible ( $M_w < 7$ ), comme en témoigne le pic de nombre d'événements visibles à 31°S (fig.1.15-c). De manière générale, on observe tout au long de l'interface une activité sismique très dense sur les 100 premiers kilomètres de la fosse (fig.1.15-b, catalogue de sismicité USGS,  $4.5 < M_w < 7$ ). Dans le Nord Chili, de très nombreux séismes sont enregistrés entre 100 et 400 km jusqu'à 24°S et le pendage du slab a pu être déterminé jusqu'à plus de 250 km de profondeur. Plus au Sud, la région de Taltal apparaît tout d'abord comme une anomalie, déjà relevée par Stauder [1973], où la sismicité intermédiaire profonde est très faible voire quasi absente. En effet, de manière tout à fait remarquable, aucun séisme de  $M_w > 6$  ne s'est produit depuis 1973 entre 70 et 500 km de profondeur dans cette région, tandis qu'il s'en produit régulièrement au Nord comme au Sud. Ce cas sera plus longuement discuté en chapitre 5, à l'occasion de l'étude des déformations inter-sismiques de la région (cf 5.2). A 32°S, à la latitude de La Serena, l'occurrence de séismes peu profonds (100 km de profondeur) de l'autre côté de la Cordillère en Argentine, met en évidence la présence du flab slab présenté dans le paragraphe

précédent (Fig.1.15-a).

Enfin, dans la zone du Maule, l'importante sismicité superficielle est la conséquence directe du séisme de Maule de 2010. En effet, le graphe 1.15-c différencie, entre 32°S et 40°S, la sismicité avant 2010 de celle d'après 2010. On voit ainsi qu'avant 2010, l'activité sismique était particulièrement calme, caractéristique typique des zones très couplées. Tous les événements qui se produisent ensuite sont des répliques du séisme de Maule. On observe le même phénomène dans le Nord du Chili, à la latitude d'Iquique (20°S), où la sismicité entre 1973 et fin 2013 a été dissociée de la sismicité à partir de 2014. Avant le séisme du 1er Avril 2014, la sismicité était relativement faible, quoique marquée par l'occurrence de *streaks*, des essaims alignés, en 2008-2009, 2010-2013 et 2014, au terme desquels se produit le séisme d'Iquique. Le pic visible après 2014 est là encore la conséquence directe du séisme d'Iquique. Entre ces deux régions, la sismicité semble beaucoup plus inégale, avec des pics occasionnels résultant d'essaims sismiques, notamment à Caldera (27°S), en 1973, 1979 et 2006, ainsi qu'à Punitaqui (31°S) en 1996-1997 (Holtkamp et al. [2011]).



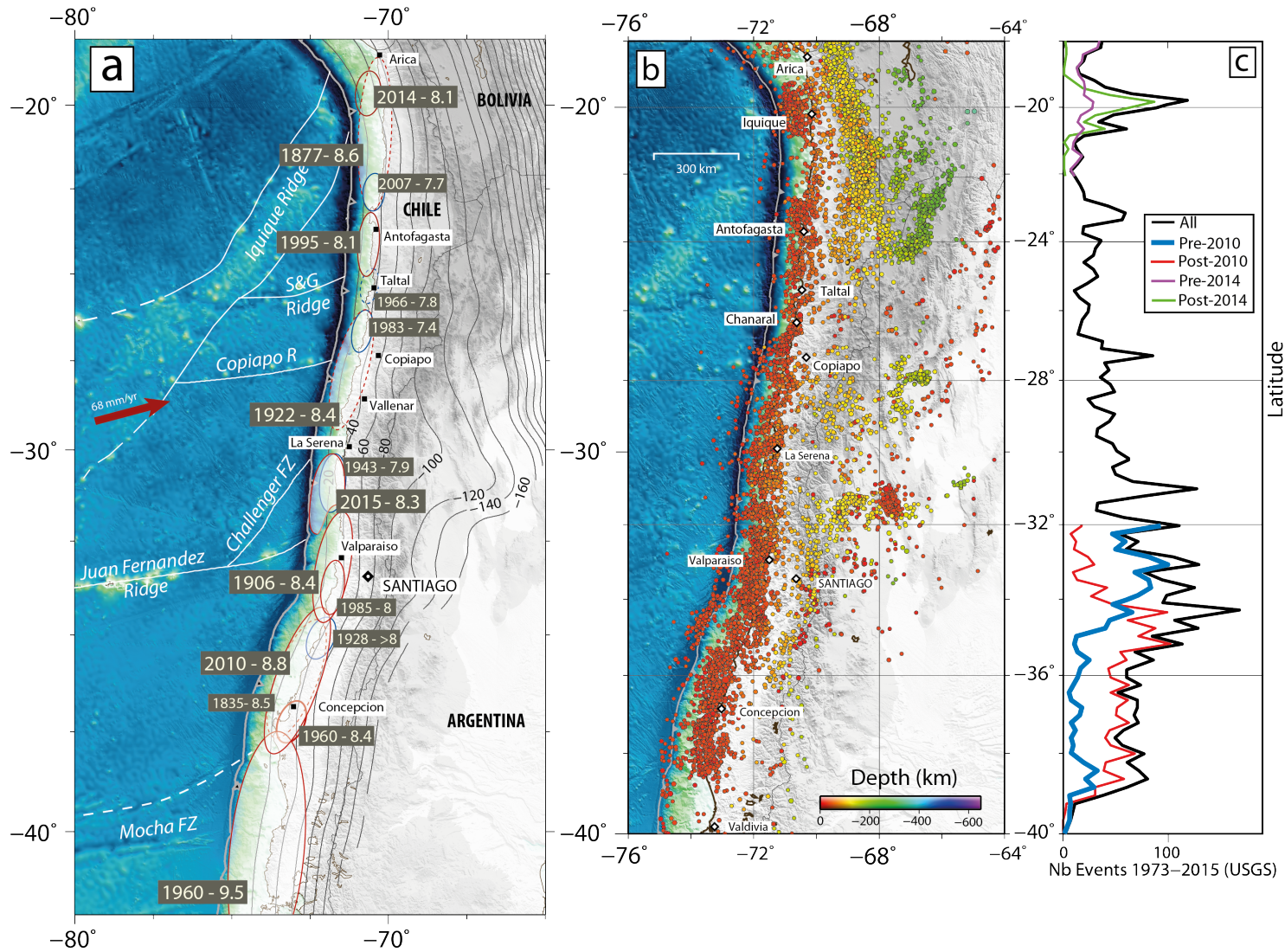


FIGURE 1.15 – **a**) Spatial and temporal distribution of the main ruptures ( $M_w > 7.5$ ) since the 19<sup>th</sup> century. Topography and bathymetry (white lines) are extracted from ETOPO5. The Nazca/South-America convergence rate, constrained in this study, is represented by the red arrow. Red ellipses represent the maximal rupture zones of instrumental (solid) and historical (dashed) earthquakes larger than  $M_w > 8$ . Blue ellipses represent rupture zones of instrumental (solid) and historical (dashed)  $7 < M_w < 8$  earthquakes, (Kelleher [1972], Lomnitz [2004], Beck S. [1998],[...]). Depth contours of the slab is extracted from the Slab1.0 database (Hayes et al. [2012]); **b**) USGS seismicity catalog between 1973 and 2015. The color scale represents depth of hypocenters (km); **c**) Number of events (USGS catalog) as fonction of the latitude, calculated for 0.2° sliding windows. Black curve between 1973 and 2015, blue 1973-2010, red 2010-2015, purple 1973-2014 and green 2014-2015.

### 1.2.3 Le séisme de Valdivia, Mw9.5, 1960

D'aussi loin qu'on ait des traces, le séisme de Valdivia du 22 janvier 1960 est le plus gros tremblement de terre que l'homme ait ressenti et surtout enregistré avec les techniques de mesure moderne. Avec une magnitude de 9.5, il rompt une zone de 1000 km de long, depuis la Péninsule d'Arauco (37.5°S) jusqu'à San Rafael (46°S). Son épïcentre est d'abord localisé en mer, proche de la fosse par Duda [1963] (39.5°S, 74.5°W) puis est relocalisé par Cifuentes [1989] en terre (72.57°W, 38.05°S). On estime à environ 40km la profondeur de l'épïcentre. L'épïcentre se trouve alors au Nord de la zone de rupture, celle-ci s'étant propagée sur près de 900 km vers le Sud. Ce méga-séisme ne s'est pas produit de manière isolée mais au terme d'une séquence de 2 séismes qui a commencé la veille, au cours de laquelle les épïcentres migrent progressivement vers le Sud. Le premier séisme de Mw 7.9 se produit le 21 mai 1960 à 6h02 (heure locale), suivi d'un deuxième séisme de même magnitude, le 22 mai à 14h56 (Lomnitz [2004]). Le choc principal, qui s'avère en fait être 2 séismes distincts, séparés d'à peine 1 minute, se déclenche 15 minutes plus tard, à 15h11 heure locale. Cet événement ainsi que le tsunami qu'il engendre, causent plus de 2000 morts de Concepcion à Chileo. La vague est ressentie jusqu'au Japon causant des centaines de morts supplémentaires (Barrientos and Ward [1990]). Deux jours plus tard, le volcan Puyehue, au Nord de Puerto Montt, entre en éruption pendant 7 jours.

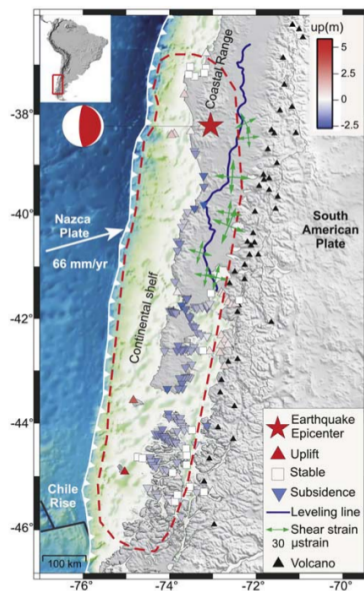


FIGURE 1.16 – Approximate rupture zone of the Valdivia earthquake, geodetic data used by Moreno et al. [2009]

#### 1.2.3.1 Déformations co-sismiques du séisme de Valdivia

Les mesures GPS étant inexistantes en 1960, l'étude de la rupture co-sismique n'a été possible que grâce aux mesures de niveau de la mer, de nivellement ainsi que de triangulation (Fig. 1.16 tiré de

## 1.2 La subduction Chilienne

Moreno et al. [2009], Barrientos and Ward [1990]). Ces données indiquent un uplift maximum de 5 m à la côte et une subsidence allant jusqu'à 2.7 m dans les terres.

La structure du glissement a ainsi été étudiée tout d'abord par Barrientos and Ward [1990] qui utilisent un modèle de dislocation avec une géométrie plane de slab. Ce modèle (Fig.1.17-a) fait apparaître deux patches de glissement supérieur à 35 m sur la partie superficielle du plan de faille, (entre 39 et 40°S) mais aussi trois patches profonds, entre 80 et 110 km de profondeur, isolés du glissement principal sous l'arc volcanique, glissements étonnamment profonds alors interprétés comme asismiques. Moreno et al. [2009] utilise lui un modèle 3D en éléments finis avec une géométrie précise et réaliste du slab ainsi que des données topographiques et bathymétriques. Il démontre alors que les patches de glissement profond sont en fait des artefacts dus au profil de slab simpliste utilisé précédemment. Ce modèle (1.17-b) souligne un très fort glissement superficiel localisé dans la même zone que le précédent modèle, mais aussi deux patches superficiels à 45 et 43.5°S. Ce point est important car la possibilité même de glissement superficiel jusqu'à la fosse, était longtemps considérée comme impossible (Scholz [1998]).

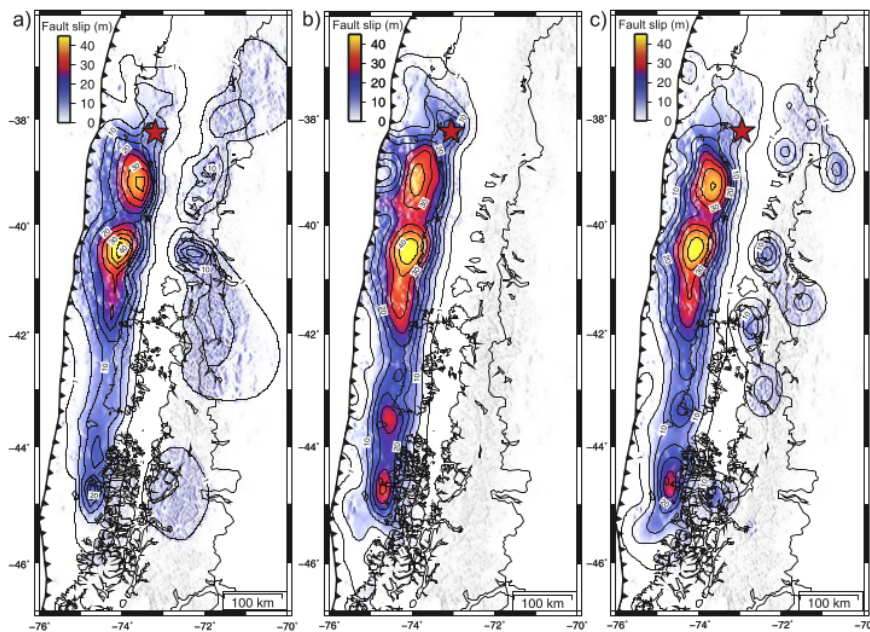


FIGURE 1.17 – Slip distribution of the 1960  $M_w$ 9.5 Valdivia earthquake predicted with a) a planar fault geometry ; b) a precise 3D FEM model ; c) a FEM model with a planar fault. Moreno et al. [2009]

En terme de cycle sismique, il est très difficile d'estimer le temps de récurrence de cet événement. En effet, aucun écrit ne rapporte d'événement de cette magnitude (Kelleher [1972]). De plus, Lomnitz [2004] rapporte que le tsunami engendré par le séisme de Valdivia aurait renversé certaines des statues préhistoriques de l'Île de Pâques. Ces statues ne montrant aucune trace d'un

précédent événement d'une telle magnitude, celui-ci se serait produit avant qu'elles n'aient été érigées. L'occurrence de trois séismes de magnitudes comprises entre 7.5 et 8.5, (1975, Mw8-8.5; 1847, Mw8 et 1737, Mw7.5), localisés entre Castro et Valdivia, semble marquer un cycle sismique de l'ordre de 150 ans. Pour autant, Cisternas et al. [2005] montre à partir de l'étude des dépôts de tsunami, que le séisme de Valdivia achève un cycle qui aurait commencé avec le séisme de 1575 ( $M_w$  8-8.5 Lomnitz [2004]), celui-ci présentant beaucoup de similarités avec le séisme de Valdivia. Entre temps, les événements de 1737 ( $M_w$  7.5) et 1837 ( $M_w$  8, Lomnitz [2004]) auraient relâché peu des contraintes accumulées depuis 1575 et sur des plus petites zones. Le séisme de Valdivia serait alors la répétition d'un super-cycle, rompant plusieurs segments en même temps et ayant un temps de récurrence de l'ordre de 300 à 400 ans. De manière tout à fait curieuse, ce temps est similaire à celui du super-cycle de Sumatra, mis en évidence par des mesures de variation relative du niveau de la mer extraites de coraux de l'île de Mentawai (Meltzner et al. [2010]). Ce type d'étude n'est malheureusement pas réalisable au Chili, puisqu'il n'y a pas de coraux, les seules hypothèses restent donc basées sur l'étude des similitudes avec les séismes historiques. Mais le fait qu'un tel super-cycle soit mis en évidence dans d'autres zones de subduction nous rend confiant sur le bien fondé de cette hypothèse.

A noter que le dernier séisme de magnitude supérieure à 9 s'est produit 300 ans plus tôt, en 1730, un peu plus au Nord, le méga-séisme de Valparaiso (30-36°S). Il est décrit par Montessus de Ballore comme le plus grand séisme Chilien historique (Lomnitz [2004]), et aurait détruit totalement la ville de Valparaiso, même si peu de victimes auraient été à déplorer, grâce à l'important précurseur qui s'est produit, là aussi, 3h plus tôt.

### 1.2.3.2 Etudes des déformations postsismiques

Avant même les premières mesures GPS, Barrientos et al. [1992] et Nelson and Manley [1992] avaient quantifié l'amplitude des déformations post-sismiques suite au séisme de Valdivia grâce à des mesures de soulèvement de la côte faites à Puerto Montt et référencées par rapport au marégraphe de Talcahuano, ainsi que des observations faites sur le terrain (niveau de la végétation), répétées entre 1968 et 1989. Les données de Barrientos et al. [1992] montrent ainsi un soulèvement de la région d'au moins 75 cm au cumulé, avec une vitesse de 4.5cm/an sur les 10 premières années, diminuant jusqu'à 2.2 cm/an entre 1980 et 1990 (fig. 1.18). A partir de ces données, Piersanti [1999] propose un premier modèle 3D sphérique viscoélastique basé sur des techniques spectrales. Il propose une rhéologie de Maxwell avec une viscosité du manteau de l'ordre de  $8.10^{19}$  à  $10^{20}$  Pa.s, valeurs en accord avec celles obtenues dans les études de rebond postglaciaire. Piersanti [1999] mitige cependant cette valeur en raison de l'absence de glissement aismique dans son modèle, ce

## 1.2 La subduction Chilienne

qui aurait pour effet d'augmenter la subsidence à la côte, masquant ainsi une partie du soulèvement. Ce qui conduirait finalement à une surestimation de la viscosité du manteau.

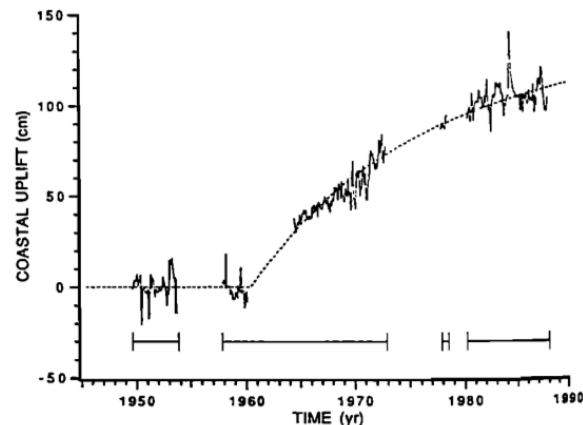


FIGURE 1.18 – Postseismic uplift at the coast of Puerto Montt estimated from the difference between Puerto Montt and Talcahuano tide gauges, Barrientos et al. [1992]. The vertical dashed line represents an exponential curve with decay time constant of 15.6 years.

Les mesures GPS dans la région de Valdivia commencent dans les années 1990 et leur étude avant le séisme de Maule (détails sur les données utilisées section 2.3.3) met en évidence deux états du cycle sismique : les vitesses déterminées au Nord de la zone de rupture de Valdivia (36 à 40°S - vecteurs bleus Fig.1.19), sont orientées Nord-Est avec des amplitudes de l'ordre de 2cm/yr, observation typique du chargement inter-sismique dans les zones qui n'ont pas rompu depuis plusieurs siècles. En effet, toutes les données représentées sont antérieures à 2010 et on observe très clairement, au niveau de la péninsule d'Arauco, l'effet du fort couplage pré-Maule. Au Sud de 40°S, on observe des vitesses orientées NE à la côte mais d'amplitude beaucoup plus faible qu'au Nord, là encore témoins du chargement inter-sismique dans la zone à moins de 150 km de la fosse. En revanche, à l'intérieur des terres, au delà de 150 km de la fosse, on observe des vitesses orientées Sud-Ouest de l'ordre de 5 mm/yr, témoins d'un signal post-sismique non négligeable (vecteurs rouges Fig.1.19). Khazaradze et al. [2002] proposent alors un modèle 3D en éléments finis, contraint à partir d'une partie des données GPS présentées. Ce modèle consiste en une plaque continentale et une plaque océanique (slab) toutes deux élastiques, surplombant un manteau viscoélastique (fig. 1.20-gauche). Le séisme est simulé par un glissement uniforme de 20 m dans la direction de la convergence des plaques sur une faille de 900 km de long par 120 km de large, avec en profondeur mais aussi aux niveaux des terminaisons nord et Sud, des zones de transition afin d'éviter des terminaisons de la rupture co-sismique trop abrupte. Avec un manteau d'une viscosité de  $3 \cdot 10^{19}$  Pa.s cohérente avec les valeurs proposées par Piersanti [1999], il interprète les déformations en surface comme l'effet combiné d'une actuelle accumulation de contrainte, conséquence du couplage de l'interface

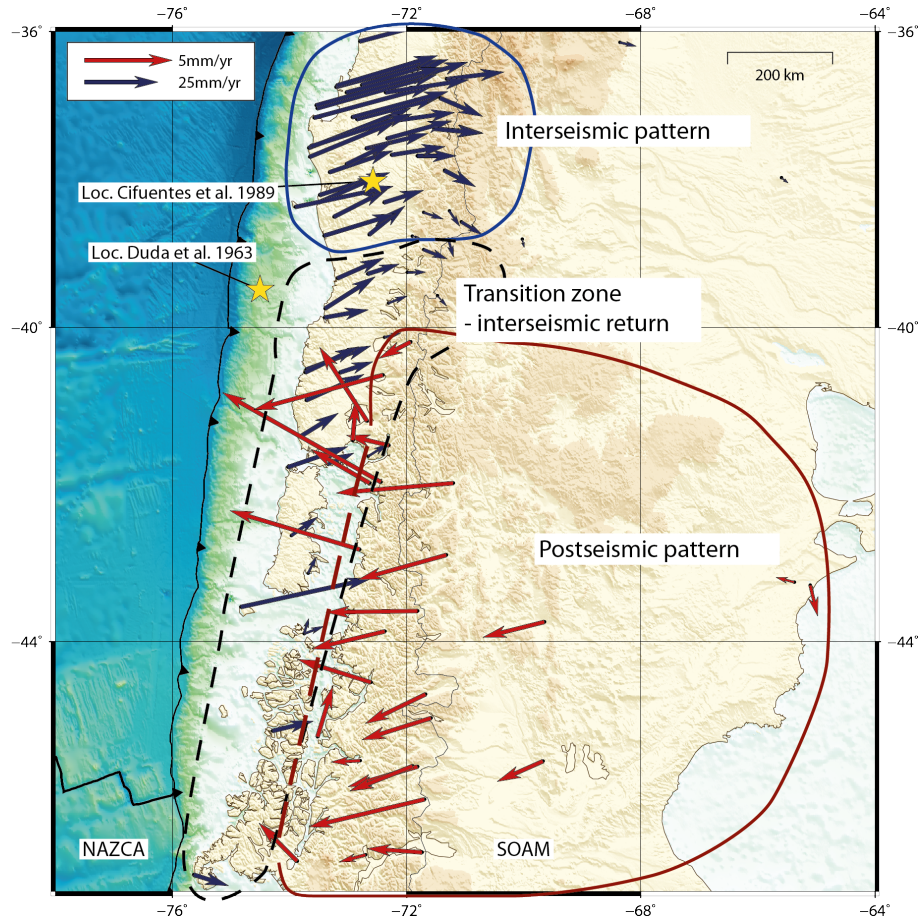


FIGURE 1.19 – Compilation of GPS data published between 1996 and 2005, with respect to stable South-America. Stars represent location of epicenters, according to Cifuentes [1989] and Duda [1963].

de subduction et de la relaxation viscoélastique du manteau suite au séisme de Valdivia.

C'est le cas aussi de Hu et al. [2004] qui reprennent le même type de modèle avec une géométrie très semblable et qui proposent une viscosité de  $2,5 \cdot 10^{19}$  Pa.s pour le manteau continental. Un glissement inverse sur la faille est introduit pour simuler le couplage, à une vitesse égale à celle de convergence de la plaque simulant ainsi un couplage maximum. Leur modèle reproduit bien les déformations en surface observées 35 ans après le séisme et prédit que les déformations post-sismiques orientées vers la mer ne seront plus mesurables 70 ans après le séisme. L'effet du couplage sera alors prédominant. Il est intéressant de remarquer que 20 ans plus tard, et à moins de 15 ans de l'échéance des 70 ans, on mesure toujours des résidus de post-sismique non négligeables. Cela illustre bien le fait que chaque modèle est contraint de sorte à reproduire les observations à un temps  $t$ , mais dont l'évolution est difficile à prédire. Alors que toutes ces études se restreignent à

## 1.2 La subduction Chilienne

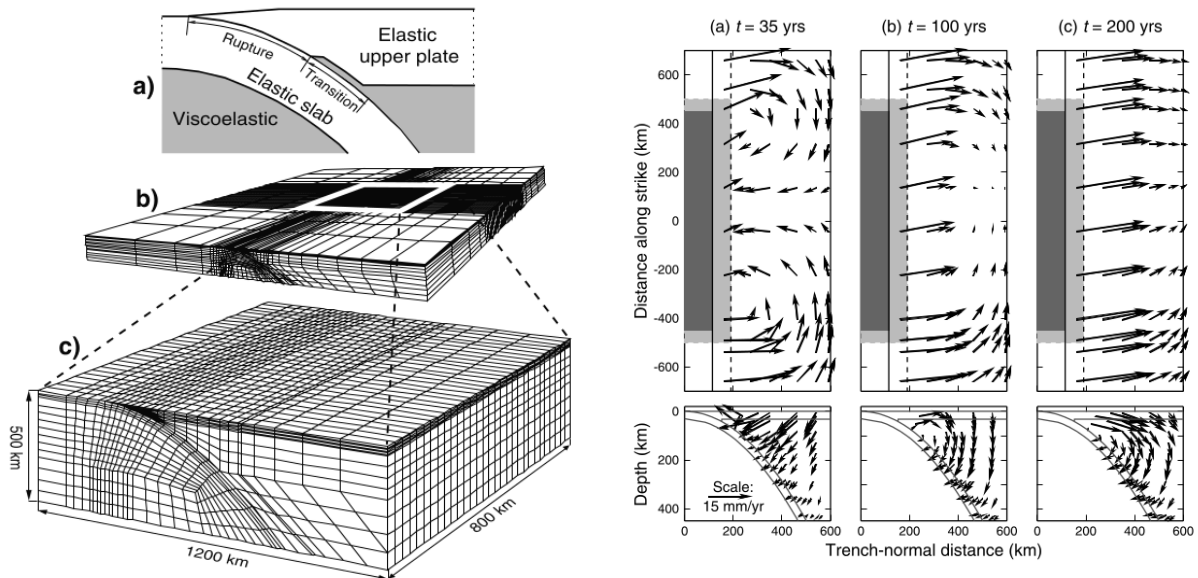


FIGURE 1.20 – Khazaradze et al. [2002] and Hu et al. [2004] FE model. **Left** : a) Conceptual representation of the model; b) central part of the mesh; c) complet FE mesh. **Right** : Velocities in response to the earthquake followed by fault locking. Up : surface velocities with the rupture zone represented in dark grey, the transition zone in light grey, the solid line represents the coupled zone, the dashed line the interseismic transition zone. Down : Cross sections along a trench-normal profile.

la partie la plus au Nord de la zone de rupture du séisme de Valdivia, en s'arrêtant à 42°S, Wang et al. [2007] étendent la zone d'étude plus au Sud, jusqu'à 48°S. Cela a pour conséquence d'intégrer la zone du point triple entre les plaques Nazca, Amérique du Sud et Antarctique ainsi que la zone de faille Liquine-Ofqui (LOFZ) qui, selon l'interprétation de l'auteur, accumule une partie de la déformation mesurée par GPS et explique en particulier les vecteurs orientés pleins Nord à 43°S (fig. 1.21-gauche). Ils utilisent cependant la même rhéologie et les mêmes paramètres de viscosité pour leur modèle 3D que l'étude de Hu et al. [2004].

Enfin, en vue de quantifier le taux de couplage dans la zone du séisme de Valdivia, Moreno et al. [2011] proposent eux aussi un modèle en éléments finis pour lequel les valeurs de viscosité restent très proches des modèles précédents, entre 1 et  $6 \cdot 10^{19}$  Pa.s, sans attribuer de mouvement décrochant à la LOFZ.

En résumé, l'ensemble des travaux menés sur les déformations post-sismiques du séisme de Valdivia proposent des modèles avec des rhéologies de Maxwell avec des viscosités globalement très similaires. En effet, les données disponibles n'apportent pas d'indication de la très forte amplitude et décroissance temporelle que l'on observe dans les premiers mois et années qui suivent les mégaséismes de subduction. Les viscosités proposées sont de l'ordre de  $3 \cdot 10^{19}$  Pa.s, engendrant des

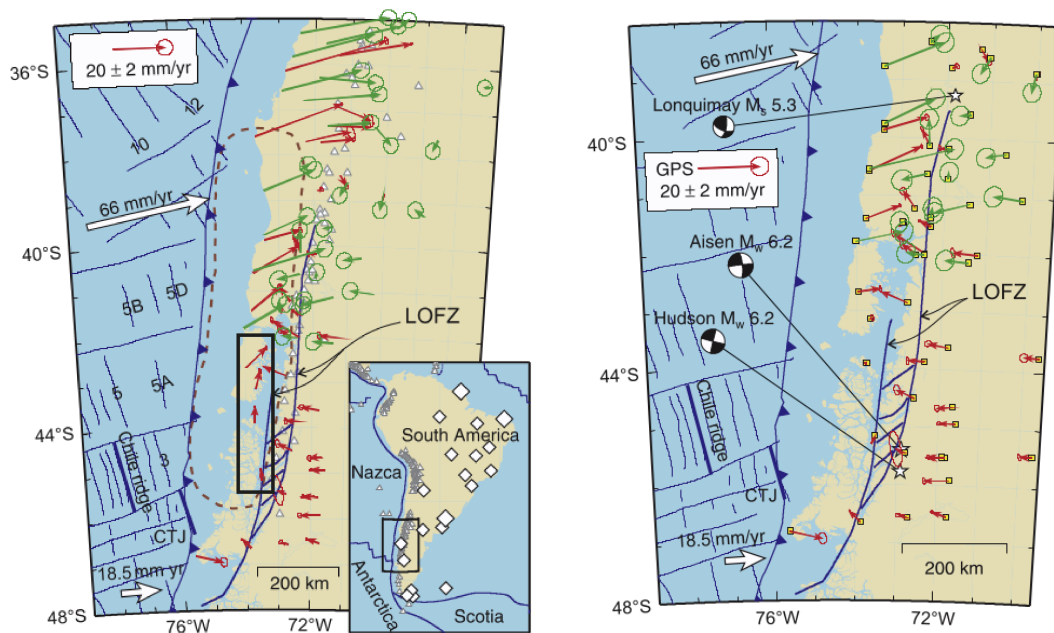


FIGURE 1.21 – Seismotectonic context of the Liquine-Ofqui Fault Zone, modified from Wang et al. [2007] ; **left** : GPS velocities not corrected, with respect to stable South-America ; **Right** : GPS velocities corrected for the strike-parallel motion, in the same referential.

déformations visibles jusqu'à 70 ans après le séisme, après quoi les déformations dues au couplage sont sentées prédominer à nouveau.

Ces études, et surtout leurs limitations, montrent qu'il est crucial, pour bien modéliser les déformations post-sismiques, de disposer :

- 1) d'un modèle de source bien contraint, puisque c'est l'impulsion qui déclenche l'ensemble des déformations (Lorenzo-Martín et al. [2006], Moreno et al. [2011]) ;
- 2) de mesures dès les premiers instants après le séisme, afin de caractériser à la fois l'afterslip et la courbure des premières années ;
- 3) de mesures en champ proche, pour contraindre l'afterslip mais surtout en champ lointain pour contraindre la rhéologie des couches profondes.

#### 1.2.4 Le séisme de Maule, 27 février 2010

Le 27 février 2010, à 3h34 du matin, heure locale, le séisme de Maule se produit au large des VII<sup>ème</sup> et VIII<sup>ème</sup> régions de Maule et de Bío-Bío. Le Centre Sismologique National du Chili (CSN) localise son hypocentre à 73.24°W, 36.29°S, et à une profondeur de 30 km sur le plan de faille, avec



## 1.2 La subduction Chilienne

une magnitude  $M_w$  8.8. La rupture se propage bilatéralement vers le Nord et vers le Sud et les nombreuses études menées estiment qu'un segment de plus de 400 km a finalement rompu, avec une vitesse de l'ordre de 3.1 km/s (Vigny et al. [2011]). La zone de rupture coïncide remarquablement avec celle du séisme de 1835 décrit très précisément par Darwin [1939], dans son livre *Le Voyage du Beagle* et pour lequel on estime une magnitude de 8.5, mais avec une extension vers le Nord, expliquant une magnitude significativement plus grande que le séisme de 1835. Depuis 1835, plus aucun événement majeur ne s'est produit et la région est identifiée comme une lacune sismique quelques années avant le séisme (Ruegg et al. [2009]). Dans cette étude, la quantité de déplacement accumulée sur l'interface depuis le séisme de 1835 est estimée à 10 m. Les modèles de couplages montrent ainsi un segment de taille similaire à la zone de rupture, très couplé (Métois et al. [2012]). Ce segment est entouré de zones apparemment faiblement couplées, relativement étroites, à la latitude de San Antonio (33.5°S) et au niveau de la péninsule d'Arauco (37.5°S). D'après les nombreuses études qui ont été réalisées, ces zones de faibles couplages coïncident remarquablement avec les limites Nord et Sud de la rupture co-sismique de 2010. Ce qui montre que le couplage est l'observation pertinente pour estimer l'aléa, plus que la taille de la lacune historique.

Le 27 février, moins de 30 minutes après le choc principal, un tsunami atteint les côtes. Sur plus de 600 km de côte, on mesure des vagues de 5 à 15 m, le maximum atteint 29 m de *runup* à Constitución et l'inondation dépasse 500 m à l'intérieur des terres (Fritz et al. [2011]). La rivière Maule sort de son lit de plus de 10 m et submerge une petite île, appelée Orrego et située proche de son embouchure dans la mer. Le tsunami se propage dans la rivière à plus de 15 km de celle-ci.

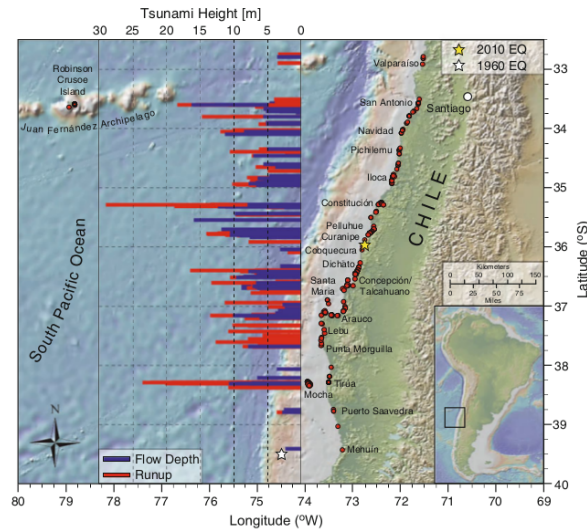


FIGURE 1.22 – Tsunami flow depths and runup heights, measured during a postseismic intervention led by Fritz et al. [2011].

### 1.2.4.1 Déformations co-sismiques du Maule

Comme pour les séismes d'Arequipa (2000) et de Sumatra (2004) avant lui, puis le Tohoku après lui, le séisme de Maule a fait l'objet de très nombreuses études visant à déterminer la distribution de glissement co-sismique, utilisant différents types de données (géodésiques avec le GPS et l'InSAR, sismiques, tsunami...etc). Dans la très large majorité des cas, cette distribution est inversée dans un demi-espace élastique, selon la formulation d'Okada [1985]. De manière générale, les modèles s'accordent tous sur la présence d'un patch de glissement important au Nord de la zone de rupture à environ 35°S, ainsi qu'une deuxième zone de glissement important, plus au Sud, au niveau de la péninsule d'Arauco (37°S).

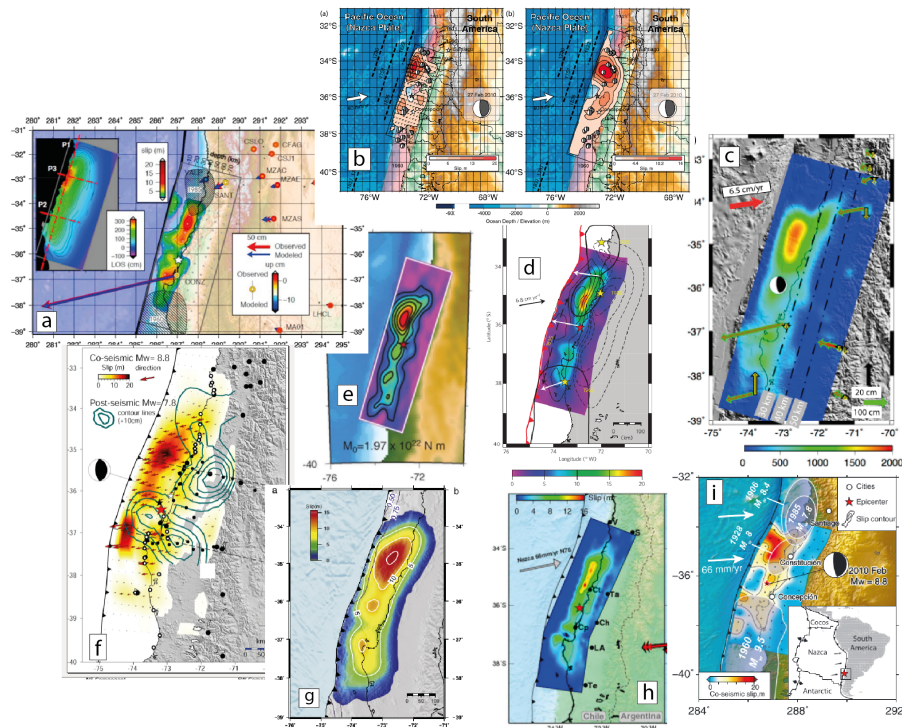


FIGURE 1.23 – Coseismic slip distributions published between 2010 and 2014 : a) Delouis et al. [2010] ; b) Lay et al. [2010] ; c) Tong et al. [2010] ; d) Lorito et al. [2011] ; e) Pollitz et al. [2011] ; f) Vigny et al. [2011] ; g) Moreno et al. [2012] ; h) Lin et al. [2013] et i) Yue et al. [2014].

On peut cependant classer tous ces modèles en deux familles qui se distinguent par la profondeur moyenne du glissement. Ainsi, Lay et al. [2010], Vigny et al. [2011] ou Yue et al. [2014]) proposent des distributions relativement superficielles, qui atteignent la fosse, tandis que Lorito et al. [2011], Delouis et al. [2010] ou Lin et al. [2013] proposent des distributions beaucoup plus profondes. La

## 1.2 La subduction Chilienne

majorité des modèles profonds prédisent bien les données en champ moyen mais montrent de forts résidus sur les points les plus proche de la côte ou sur les déplacements verticaux en champ moyen, souvent peu regardés car considérés, à tort, comme peu précis et peu fiables. De plus, le tsunami qui s'est produit juste après le séisme apparaît comme un argument en faveur de l'hypothèse d'un glissement superficiel qui aurait, par endroit atteint la fosse. Tous proposent deux zones de glissement maximum de part et d'autre de la rupture, avec un maximum de glissement de l'ordre de 20 m, unanimement attribué au patch Nord. Mais Moreno et al. [2012] proposent un modèle où le glissement se situe à une profondeur intermédiaire et pour lequel la quantité de glissement au niveau du patch Sud est beaucoup plus faible que dans les précédents modèles.

### 1.2.4.2 Modèles de déformations post-sismiques

Très peu de modèles de déformations post-sismiques ont été proposés sur ce séisme. Cela s'explique probablement par l'occurrence du séisme de Tohoku en 2011, dont la magnitude, sensiblement plus importante, en fait un sujet a priori plus intéressant et dont les données, en apparence plus massives et nombreuses, paraissent plus à même de contraindre les modèles, à ceci près qu'on ne dispose d'aucune donnée en champ moyen. Bedford et al. [2013] proposent quand même un modèle d'afterslip, variable dans le temps, sur les 300 premiers jours après le séisme, inversé dans un demi-espace élastique uniforme (Okada [1985]) et contraint à partir des séries temporelles des stations GPS localisées exclusivement au Chili, dans la zone de rupture du séisme. Ils déterminent ainsi un glissement asismique majoritairement *downdip* de la rupture co-sismique, qui se développe principalement une centaine de jour après le séisme. Le pic de glissement, de l'ordre de 12 m est atteint 110 jours après le séisme et décroît ensuite. Il met aussi en évidence un glissement au Sud de la Péninsule d'Arauco, ainsi qu'un patch très profond sur le plan de faille (environ 90 km de profondeur), à 35,5°S, qui semble migrer vers le Sud après 150 jours. Aucun glissement n'est détecté *updip* de la rupture co-sismique, dans la partie superficielle du plan de faille. Ils trouvent aussi que les répliques semblent se produire au niveau des régions de glissement asismique maximum et ne seraient pas déclenchées par le transfert de contraintes statiques co-sismiques et post-sismiques. Écartant la responsabilité de la relaxation élastique ou du rebond poro-élastique, ils attribuent cette sismicité à la diffusion de pression de pore dans les interstices ouverts lors du choc principal.

Aucun modèle de relaxation visco-élastique, ni de combinaison de plusieurs mécanismes n'a été proposé à ce jour car, comme dans le cas du séisme de Tohoku, la majorité des études se concentrent sur le champ proche des zones de déformations. Seules quelques rares études commencent aujourd'hui à regarder les déformations à très grande échelle (Sánchez et al. [2015]).



# Chapitre 2

## La Mesure de la déformation par GPS

### 2.1 Principes généraux du GPS

#### 2.1.1 Le positionnement par satellite

Développé par le Département de la Défense américain, le GPS (*Global Positioning System*) est un système permettant de se positionner à tout moment et en tout endroit de la planète. Le principe est la mesure du temps de propagation d'un signal émis par un satellite jusqu'à sa réception par un récepteur au sol. Par cette mesure, on détermine la distance séparant satellite et récepteur. Le positionnement se fait alors par trilatération, c'est à dire intersection des signaux provenant de plusieurs satellites, nécessitant pour cela au minimum 3 satellites. En réalité, un 4<sup>ème</sup> est nécessaire pour gérer les horloges.

Actuellement, la constellation GPS comprend 31 satellites opérationnels (classés FOC : *Full Operational Capability*), 24 d'entre eux sont en fonctionnement, répartis sur 6 plans orbitaux assurant la visibilité de 4 à 8 satellites avec une élévation supérieure à  $15^\circ$  en tout point de la Terre. Les 7 autres sont en réserve.

Les satellites émettent différents types de signaux. Le message de navigation tout d'abord, contient les informations relatives à la constellation GPS : la position des satellites, les orbites radiodiffusées, appelées *broadcast*, les éléments de datation d'émission du signal dans l'échelle de temps du satellite, l'almanach de tous les satellites...etc. Il y a ensuite les codes pseudo-aléatoires, qui sont des signaux créneaux non ambigus. Ils sont générés en internes par le récepteur et cross-corrélés au signal reçu du satellite. La mesure de ces codes permet une précision de positionnement allant de 15 m à 50 cm selon le type de traitement. De plus, ces signaux ne répondant pas aux lois de propagations électromagnétiques, ils ne peuvent pas être directement diffusés par les satellites. Ils doivent donc être modulés par des porteuses.

Un positionnement avec une précision supérieure à 15 cm étant insuffisant pour étudier les défor-

mations d'origine tectonique, les scientifiques ont développé une autre méthode de positionnement basée sur la mesure du déphasage entre les ondes porteuses reçues et générées par le récepteur. Les satellites GPS émettent ainsi sur 3 fréquences d'ondes porteuses, (signaux sinusoidaux ambigus) : L1 à 1.575 GHz, L2 à 1.277 GHz et désormais L5 à 1.176 GHz. Cependant, les récepteurs ne peuvent mesurer que la partie fractionnaire de la durée de propagation du signal entre satellite et récepteur, comptée en nombre de cycles. Mais ce nombre entier de cycles écoulés depuis le début de la mesure est inconnu, et on parle d'ambiguïté de la mesure de phase. Cette ambiguïté doit être fixée en vue d'un traitement de précision. En effet, la mesure de la phase permet une précision de positionnement inférieure au millimètre en planimétrie et de quelques millimètres en vertical, là encore selon le type de traitement.

### 2.1.2 Équation d'observation

Dans le cadre de l'étude de la tectonique, nous étudions des déformations dont l'ordre de grandeur est millimétrique, comme c'est le cas des déformations post-sismiques mesurées en champ lointain, ou pour le vertical. Nous effectuons donc un traitement basé sur la mesure de la phase, dont on définit l'équation d'observation, pour un récepteur  $i$  et un satellite  $j$  par :

$$\lambda \Delta \varphi_i^j(t_r) = r_i^j(t_e, t_r) + c(\delta t_i - \delta t^j) + \tau_i^j(t_e, t_r) - \lambda N_i^j(t_r) + \varepsilon_i^j(t_r) \quad (2.1)$$

avec

- $t_e$  le temps d'émission du signal par le satellite  $j$  (échelle de temps GNSS)
- $t_r$  le temps d'émission du signal par le récepteur  $i$  (échelle de temps GNSS)
- $\lambda$  la longueur d'onde du signal
- $\Delta \varphi_i^j(t_r)$  la partie décimale du déphasage, qui est **mesurée**
- $r_i^j(t_r, t_e) = \sqrt{[x_i(t_r) - x^j(t_e)]^2 + [y_i(t_r) - y^j(t_e)]^2 + [z_i(t_r) - z^j(t_e)]^2}$  la distance géométrique satellite-récepteur
- $\delta t_i$  l'erreur d'horloge du récepteur
- $\delta t^j$  l'erreur d'horloge du satellite
- $\tau_i^j$  les retards de propagation liés à l'atmosphère (tropo et iono)
- $N_i^j(t_r)$  le nombre entier de cycles
- $\varepsilon_i^j$  le bruit de mesure de pseudo distance

L'enjeu du traitement est donc de déterminer la position du récepteur à l'instant  $(t_r)$   $(x_i(t_r), y_i(t_r), z_i(t_r))$  ainsi que le nombre entier de cycles  $N_i^j$ .

### 2.1.3 Les postes d'erreurs

Les mesures GPS sont affectées par un nombre non négligeable d'erreurs qu'il est impératif de corriger précautionneusement dans le cadre d'un traitement précis. Elles proviennent de trois

## 2.1 Principes généraux du GPS

origines distinctes : le satellite, le couple antenne-récepteur, et la propagation des ondes entre les deux.

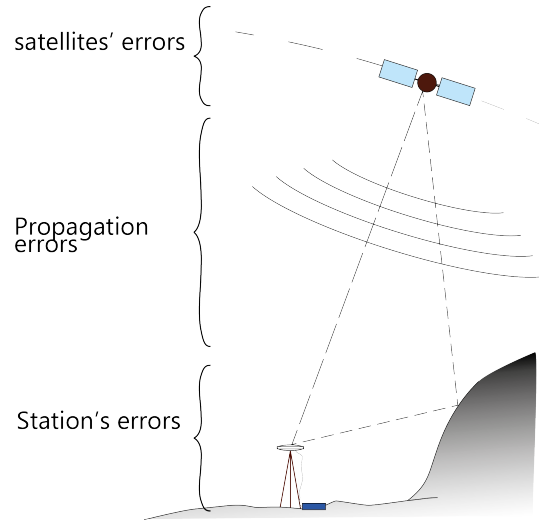


FIGURE 2.1 – Main source of errors affecting the processing of satellite-receiver distance.

**Erreurs liées aux satellites** La précision du positionnement dépend directement de la précision des orbites, autrement dit, l'erreur sur la position du satellite se répercute directement sur la position du satellite. En positionnement relatif, technique utilisée dans notre cas, on peut estimer l'erreur  $\delta l$  sur une ligne de base  $l$  due à l'erreur radiale  $\delta r$  sur l'orbite d'un satellite selon :

$$\frac{\delta l}{l} = \frac{\delta r}{r} \quad (2.2)$$

Pour un positionnement en temps réel, on utilisera les orbites radiodiffusées (*broadcast*), qui ont une précision de l'ordre du mètre, ou les orbites prédites de l'IGS, plus précises, toutes deux permettant ainsi un positionnement à quelques mètres près. Pour un positionnement précis, réalisé a posteriori, on utilisera des orbites plus précises calculées et mises à disposition par le service international IGS (Dow et al. [2009]). Différents produits sont ainsi fournis, dont la précision dépend du délai de mise à disposition. Les orbites ultra-rapides sont disponibles en quelques heures et ont une précision de 3 à 5 cm. Les orbites rapides, disponibles en 36h environ, possèdent une précision de 2.5 cm et une résolution allant jusqu'à 5 min. Dans le cadre de nos calculs, nous utiliserons systématiquement les orbites finales, disponibles en 12 à 18 jours, dont la précision est similaire à celle des orbites rapides mais dont les horloges sont, elles, plus précises.

**Erreurs de propagation des signaux** L'ionosphère étant un milieu dispersif au premier ordre, la propagation de l'onde dépend de sa fréquence. On observe ainsi un allongement du temps de parcours de l'onde entre le satellite et l'antenne, allant de 1 à 100 m en fonction de l'agitation ionosphérique, elle-même dépendant de la latitude du point, de l'activité solaire, du moment de la journée (jour/nuit), et de la période de l'année. Outre l'utilisation possible de modèles plus ou moins fins pour le corriger, la méthode la plus simple et efficace pour éliminer ce délai ionosphérique, dès lors que les récepteurs sont bifréquences, est l'utilisation de la combinaison linéaire des deux fréquences porteuses, appelée *ionosphere-free* (eq. 2.3).

$$\Phi_{LC} = 2.546 \cdot \Phi_{L1} - 1.984 \cdot \Phi_{L2} \quad (2.3)$$

La prise en compte du retard troposphérique est en revanche plus compliquée. Des études sont d'ailleurs en cours pour tester si l'utilisation d'une troisième fréquence et la correction du deuxième ordre de l'effet dispersif peut permettre d'améliorer la qualité du signal ou non. Cet effet dégradant surtout la détermination de la composante verticale, varie en fonction de l'élévation du satellite au dessus de l'horizon. Sa correction se fait par estimation de paramètres troposphériques, que l'on divise en deux composantes. D'une part, le retard hydrostatique, qui est de l'ordre de 2.3 cm au zénith. Il varie très lentement et est calculable à partir des mesures de pression au sol, selon les formules de Saastamoinen [1972] :

$$\begin{aligned} T(z) &= T_{(z=0)} - 0.006z \\ P(z) &= P_{(z=0)} \cdot \left(1 - \left(\frac{6.5 \times 10^{-3}z}{288.15}\right)^{5.256}\right) \end{aligned} \quad (2.4)$$

D'autre part, le retard humide, pouvant aller de 5 à 50 cm au zénith, est lui très variable et donc plus complexe à modéliser. On utilise en général des fonctions de cartographie (*mapping function*) du délai atmosphérique, comme par exemple celle proposée par Niell [1996] qui permet de prendre en compte la position du satellite par rapport à la station, ou d'autres plus complexes comme GMF ou VMF1. A noter que l'utilisation d'un traitement différentiel permet, pour des lignes de bases courtes (inférieures à 30km), de réduire de manière non négligeable l'effet du retard troposphérique.

**Erreurs dues à la station** La station (couple récepteur-antenne) est elle-même affectée par différents types d'erreurs. Les multi-trajets sont des réflexions parasites sur des surfaces proches du récepteur, immeubles, rochers, sol mouillé ou enneigé... qui peuvent entraîner des erreurs de plusieurs centimètres sur le positionnement. Ces multi-trajets sont donc dépendants de l'environnement de la station, mais aussi du type d'antenne et de l'élévation des satellites, les plus bas étant les plus sensibles. Les seuls moyens de minimiser les erreurs dues aux multi-trajets sont de choisir soigneusement l'emplacement de la station, en l'éloignant le plus possible des surfaces réfléchissantes, de faire des sessions longues et de n'enregistrer que les signaux des satellites les



## 2.1 Principes généraux du GPS

plus hauts. C'est la raison pour laquelle on sélectionne en général un angle de coupure de  $10^\circ$ . Si ces moyens ne permettent pas de diminuer l'impact des multi-trajets, la dernière solution réside dans le filtrage des signaux. Les masques constituent un autre élément physique et environnemental qui peuvent faire obstacle à la bonne réception des signaux GPS. La présence d'un arbre ou d'un rocher trop imposant, particulièrement dans notre cas où les stations sont installées au sol, peuvent entraîner l'atténuation du signal, l'empêchant de passer en continu, ou en entraîner la perte totale momentanée, engendrant un saut de cycle et donc une nouvelle ambiguïté. Là encore, le seul moyen de minimiser ce type d'erreur est de choisir judicieusement l'emplacement de la station.

Enfin, il est nécessaire de connaître précisément la position du centre de phase, c'est à dire le point par rapport auquel se fait la mesure, celle-ci variant en fonction de l'incidence du signal. L'IGS met à disposition des tables décrivant les centres de phase de toutes les antennes répertoriées, via leurs valeurs de PCO (*Phase Center Offset*) et PCV (*Phase Center Variation*), directement données en entrée des logiciels de traitement GPS. Il suffit ensuite de faire une mesure précise du vecteur sol-ARP (Point de Référence de l'Antenne), c'est-à-dire la hauteur d'antenne. On oriente aussi systématiquement les antennes dans la même direction, par convention au Nord, pour que toutes les corrections soient identiques et s'éliminent lors d'un calcul en différentiel.

### 2.1.4 Stratégie de traitement avec GAMIT/GLOBK

Il existe deux stratégies de traitement différentes :

- le positionnement absolu, aussi appelé Positionnement Ponctuel Précis (PPP). Il consiste à déterminer les coordonnées d'un récepteur unique, directement à partir des observations et des orbites des satellites, ainsi que l'ensemble des paramètres de rotations des pôles, déterminés en amont par des centres d'analyse à partir du réseau IGS. (Logiciels classiques Gipsy-Oasis Bertiger et al. [2010], GINS Bourda et al. [2006]).
- le positionnement relatif ou différentiel, qui consiste à déterminer le vecteur séparant une antenne de position inconnue d'une ou plusieurs stations de référence. (Logiciels classiques GAMIT/GLOBK, le Bernese Beutler et al. [2001]).

Même si actuellement, ces deux stratégies de traitement permettent d'accéder à des précisions de positionnement très proches, le positionnement relatif présente l'avantage d'éliminer directement les erreurs systématiques sur le positionnement par différence des observations entre des stations. Dans le cadre de cette étude, nous adoptons une stratégie de calcul différentiel avec la suite de logiciel développée par le MIT, GAMIT/GLOBK (King and Bock [2000]) .

#### 2.1.4.1 Traitement par positionnement relatif avec GAMIT

Une stratégie de positionnement relatif implique donc que l'on ne calcule pas directement les coordonnées des stations mais leurs positions les unes par rapport aux autres, en estimant les

valeurs des lignes de base, *ie* la distance entre les récepteurs. Cette méthode présente de nombreux avantages, notamment l'élimination d'un certain nombre d'erreurs. En effet, la simple différence des équations d'observations (2.1) entre 2 récepteurs observant le même satellite permet d'éliminer l'erreur d'horloge de satellite (eq. 2.5), puisque identique pour les 2 récepteurs, et de réduire les effets d'erreurs d'orbite et de propagation de l'onde dans l'atmosphère, surtout dans le cas de stations relativement proches.

**Simple différence :** pour deux récepteurs *i* et *k* et un satellite *j* :

$$\lambda\Delta[L_{i,k}^j] = \Delta[r_{i,k}^j] + c\Delta[\delta t_{i,k}] + \Delta[\Delta L_{i,k}^j] - \lambda\Delta[N_{i,k}^j] \quad (2.5)$$

Ensuite, la différence des simples différences pour 2 récepteurs observant cette fois 2 satellites, appelée double différence (eq. 2.6), permet d'éliminer les erreurs d'horloge des récepteurs.

**Double différence :** pour deux récepteurs *i* et *k* et deux satellites *j* et *l* :

$$\lambda\Delta\{\Delta[L_{i,k}^j]\} = \Delta\{\Delta[r_{i,k}^j]\} + c\Delta\{\Delta[\delta t_{i,k}]\} + \Delta\{\Delta[\Delta L_{i,k}^j]\} - \lambda\Delta\{\Delta[N_{i,k}^j]\} \quad (2.6)$$

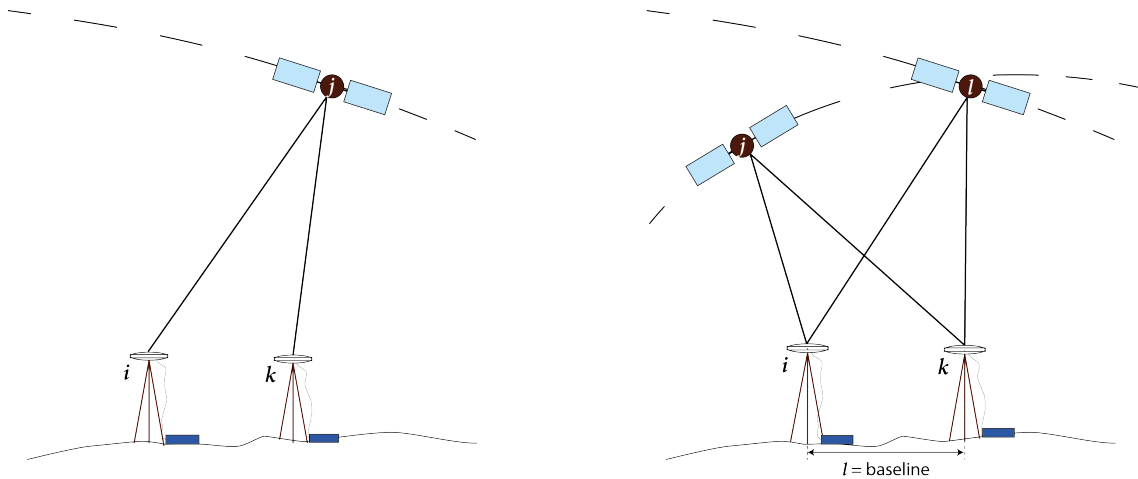


FIGURE 2.2 – **Left :** Simple difference between 2 receivers *i* et *k* ; **Right :** double difference between the same 2 receivers *i* and *k* and 2 satellites *j* and *l*.

Cette méthode impose tout de même un certain nombre de contraintes, notamment la nécessité de faire des observations en simultanément, sur un réseau de stations distantes de moins de 500 km, de sorte qu'un certain nombre de ces stations observent les mêmes satellites en même temps. L'intégration de stations permanentes permet d'avoir en permanence un nombre conséquent de données en simultanément, mais aussi sur l'intégralité de la période de la campagne. De cette manière,

## 2.1 Principes généraux du GPS

on réalise des observations sur un réseau peu dense mais constant tout au long de la campagne, à partir desquelles on peut estimer les lignes de base avec les points de campagne mesurés sur quelques jours seulement. On intègre ainsi les données du réseau permanent Chilien, ainsi que des réseaux Argentins et Brésiliens parmi lesquels certaines stations appartiennent au réseau international IGS. Dans la mesure du possible, les stations intégrées doivent être les mêmes pour toutes les campagnes, afin de stabiliser la grille.

Le principe général du processus opéré par le logiciel utilisé GAMIT est la résolution du système d'équation issu de la méthode des doubles différences décrites plus haut, en inversant la valeur des paramètres inconnus (lignes de bases, délais atmosphériques, ambiguïtés...). Le but est ainsi de déterminer l'ensemble de ces paramètres qui permettent le mieux de reproduire les observations de phases.

**Des données brutes aux RINEX** Chaque marque de récepteur (Ashtech, Leica, Trimble...) crée un fichier d'observations brutes dans un format qui lui est propre, inutilisable en l'état par quelque logiciel de traitement que ce soit. La première étape du processus consiste donc à transformer ces données brutes dans un format indépendant, les RINEX (*Receiver Independant Exchange*) grâce au logiciel TEQC. Les RINEX obtenus sont des fichiers ASCII, dans lesquels on trouve deux types d'informations. Tout d'abord, l'entête qui renseigne l'ensemble des métadonnées, dont les plus importantes sont les marques et numéros de série du couple récepteur/antenne, les coordonnées cartésiennes a priori du point, la hauteur d'antenne, les observables (phases et codes) contenues dans le fichier, l'échantillonnage qui dans notre cas est de 30s. Le corps du RINEX contient ensuite, pour chaque époque, les observations de porteuses (L1 et L2) et de codes (C, éventuellement P1 et P2), faites sur chaque satellite (GPS ou Glonass) visible à cette époque. Puisque les récepteurs sont programmés pour enregistrer sur des sessions journalières, nous obtenons donc des fichiers RINEX journaliers pour chaque station. Ces fichiers RINEX sont transformés par GAMIT en deux fichiers distincts (un pour les métadonnées et données toutes les 30s, le fichier  $x$  et un pour les données d'horloge par station, le fichier  $k$ ).

**Les paramètres de traitement** Ils sont de plusieurs types. Tout d'abord, les paramètres standards contiennent les tables d'éphémérides qui renseignent les paramètres de marées, de rotation terrestre, ainsi que les orbites. Les orbites finales fournies avec un délai de 15 jours par l'IGS (International GNSS Service for Geodynamics) (Dow et al. [2009]) ainsi que les tables IGS décrivant les centres de phase des antennes sont utilisées. Ces paramètres ne sont pas réestimés dans la procédure puisqu'ils sont d'ores et déjà calculés très précisément et que l'inconnue principale que nous cherchons à déterminer ici est la position des stations de notre réseau. La seconde catégorie de paramètres sont ceux propres au réseau, incluant les positions a priori de l'ensemble des stations ainsi que l'historique de l'équipement (*station.info*) qu'il est nécessaire de remettre à jour à chaque

nouveau traitement.

Le délai ionosphérique est éliminé, via le module de GAMIT **LC\_AUTLN**, par calcul de la combinaison *ionosphere-free* (eq. 2.3). GAMIT est paramétré pour estimer un délai troposphérique vertical par station toutes les 4h, en autorisant une variation de 0.5m pour la valeur du délai sec, à partir du modèle du modèle Saastamoinen [1972] (eq. 2.4). Un gradient atmosphérique par session est aussi estimé pour tenir compte de la variabilité spatiale de l'humidité dans l'atmosphère.

**Principe de calcul GAMIT** Un enchaînement de modules, dont on fait ici une rapide description des 3 principaux, permet de déterminer les lignes de base. Tout d'abord, la phase prédite ainsi que la matrice de covariance du système (matrice représentant la sensibilité de la phase prédite à la variation des paramètres) sont calculées (module **MODEL**). Ensuite, un nettoyage des phases mesurées (module **AUTCLN**), permet la suppression des sauts de cycles et autres anomalies potentiellement présentes dans les données. Une table récente de coordonnées a priori est donc nécessaire pour un traitement de qualité. Enfin, les nouvelles coordonnées sont ajustées à partir des coordonnées *a priori* fournies (module **SOLVE**). Ce processus peut être réitéré afin d'affiner l'ajustement des paramètres. On peut enfin réaliser deux solutions, une pour laquelle les ambiguïtés sont fixées à une valeur entière correspondant à un nombre de cycle donnés, la solution *biases fixed* - *X* et une seconde pour laquelle les ambiguïtés sont laissées libres, égales à des nombres réels, la solution *biases free* - *R*. Nous utiliserons systématiquement la solution à ambiguïtés fixées, résolue par GAMIT par utilisation de la combinaison linéaire *Wide Lane* (eq. 2.7) entre P1 et P2, les codes précis portés par les ondes porteuses de fréquence  $f_1$  et  $f_2$ .

$$\Phi_{WL} = \Phi_{L1} - \Phi_{L2} + (P1 + P2) \frac{f_1 - f_2}{f_1 + f_2} \quad (2.7)$$

**Qualité du traitement** Afin de juger de la qualité du traitement ainsi que de la cohérence entre les lignes de base, plusieurs indicateurs sont à notre disposition. Tout d'abord, il est important de vérifier la quantité de données réellement utilisées dans le calcul, afin de s'assurer qu'AUTCLN n'en a pas éliminé une quantité trop importante et pour des raisons non avérées. En effet, si les coordonnées a priori des stations, fournies en entrée du calcul, sont trop éloignées des nouvelles coordonnées (cela peut être le cas en particulier pour les points mesurés pour la première fois et dont les coordonnées peuvent être issues d'un GPS portable monofréquence), AUTCLN peut éventuellement éliminer les données du calcul. Enfin, on teste la répétabilité au cours de la campagne. Chaque ligne de base étant mesurée plusieurs fois, on dispose de mesures redondantes sur chacune de ces lignes de base. On calcule alors la valeur moyenne des mesures ainsi que la dispersion statistique des mesures autour de cette valeur moyenne que l'on peut représenter de manière graphique (Fig. 2.3). En général, on obtient des répétabilités inférieures à 2 mm sur les composantes planimétriques, tandis que la précision sur la composante verticale, plus dégradée,

## 2.1 Principes généraux du GPS

peut aller de 3 à plus de 6 mm.

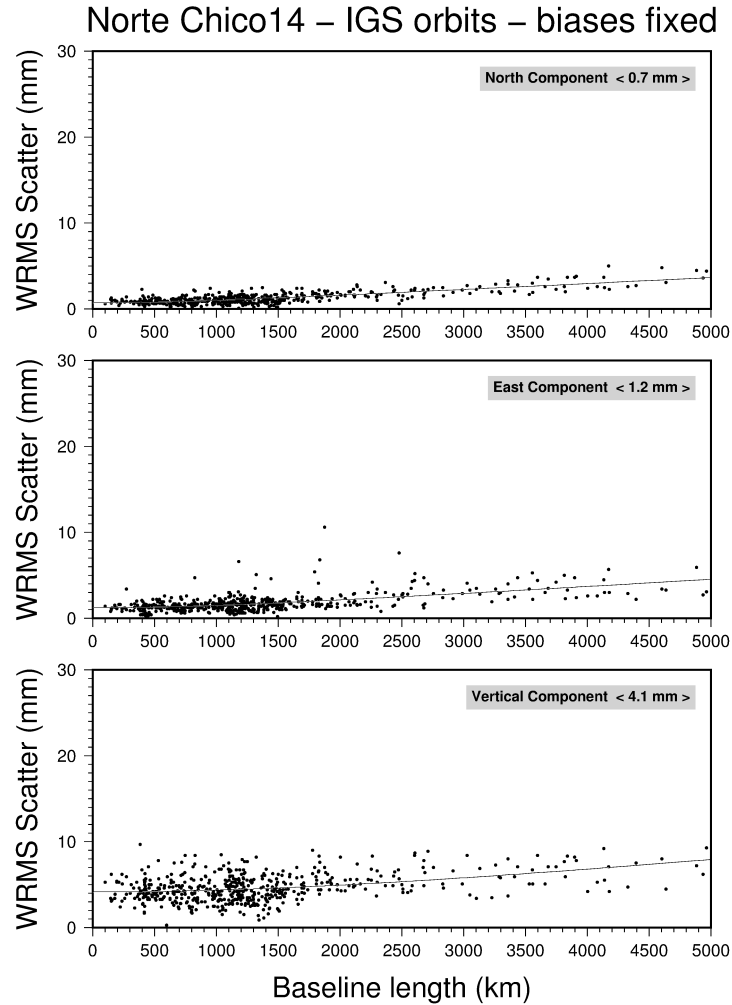


FIGURE 2.3 – Repetabilities of the processing of the 2014 Norte Chico measurement campaign, for a biases fixed solution.

### 2.1.4.2 Combinaison des données

En sortie du traitement GAMIT, des fichiers journaliers, dits fichiers  $h$ , sont créés, contenant les paramètres du modèle, la solution complète de la session ainsi que la matrice de variance-covariance du système. On utilise alors le filtre de Kalman associé à GAMIT pour combiner ces solutions journalières et obtenir différents types de solutions. On peut en effet combiner plusieurs campagnes pour calculer les positions et vitesses des stations du réseau, dans un premier temps sans imposer

de contraintes sur les stations de référence (programme GLOBK). La solution, dite flottante, est ensuite mise en référence, à partir d'un réseau de stations dont les positions et vitesses sont connues et fixées à leur valeur a priori (programme GLORG). On peut aussi calculer des séries temporelles de position en stabilisant chaque solution quotidienne dans le système de référence (programme GLRED).

Quelque soit le type de solution recherché, il est nécessaire de définir un système de référence robuste et fiable. On choisit pour cela un ensemble de stations dont la position et la vitesse sont précisément connues, fournies dans un référentiel international tel que l'ITRF 2008 (International Terrestrial Reference Frame, Altamimi et al. [2011]). Ces stations appartiennent en général au réseau international IGS (International GNSS Service) et sont réparties sur l'ensemble du globe. On ajuste alors les positions de l'ensemble des points du réseau en calculant une translation, une rotation et un facteur d'échelle nécessaires pour que la position des stations fixées coïncident avec celles fournies par l'ITRF. Travaillant sur des périodes de temps relativement courtes et surtout sur un réseau régional, aucun facteur d'échelle n'est estimé. Les paramètres de translation et rotation sont alors appliqués sur l'ensemble du réseau.

Au cours de cette thèse, j'ai travaillé autour de deux grands axes avec le but final de construire des modèles de cycle visco-élastique à l'échelle de la subduction Chilienne. Pour cela, la première étape consiste en l'étude des déformations post-sismiques après le séisme du Maule, afin de caler les paramètres rhéologiques et géométriques de l'interface, à partir de l'analyse des séries temporelles de position des stations GPS. La seconde étape réside dans la détermination du champ de vitesse inter-sismique dans toute la partie Nord de la zone de rupture du Maule, déterminé grâce aux mesures de campagne. La création de ces deux types de solutions implique des problématiques un peu différentes, notamment en ce qui concerne leur mise en référence. Dans la suite de ce chapitre, je détaillerai donc dans une première partie l'établissement des séries temporelles de positions, et dans une deuxième partie l'acquisition des données de campagnes, le traitement et la mise en référence du champ de vitesse inter-sismique.

## **2.2 Création des séries temporelles pour l'étude du post-sismique**

### **2.2.1 Une stabilisation journalière**

L'enjeu de l'établissement de série temporelle de positions réside dans la détermination d'une solution cohérente d'un jour à l'autre. Cela dépend donc directement du nombre et des stations présentes dans le calcul chaque jour. Afin de gérer l'absence aléatoire et ponctuelle de données, on introduit dans le calcul un grand nombre de stations sur tout le continent (fig.2.8). En plus de

## 2.2 Création des séries temporelles pour l'étude du post-sismique

toutes les données des stations permanentes localisées au Chili, on récupère donc les données des réseaux nationaux Argentins (RAMSAC - rinex journaliers cliquables), Brésiliens (RBMC - ftp) et Boliviens (ftp). Parmi ces réseaux un certain nombre de stations font partie du réseau international IGS.

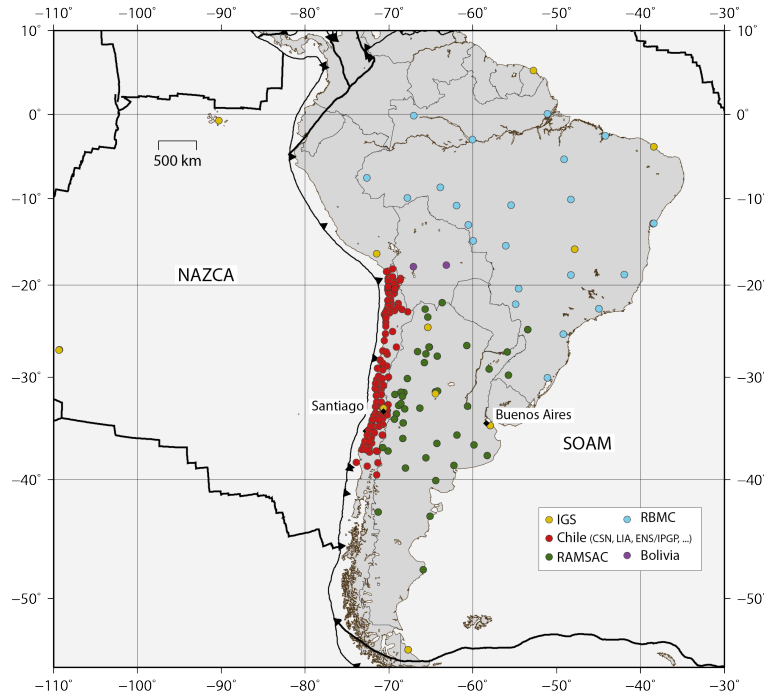


FIGURE 2.4 – Stations integrated to the GAMIT process : IGS network (yellow), Chilean networks (red, different collaborations), RAMSAC network (Argentina, green), RBMC (Brazil, blue), Bolivia (purple).

Au total, quotidiennement, ce sont entre 70 et 140 stations qui sont calculées. Cependant, avec une stratégie de traitement en différentiel, le temps de calcul présente une complexité en  $O(n^3)$ . Même disposant d'un puissant cluster, il n'est pas possible de calculer une telle quantité de données simultanément en différentiel. Le réseau est donc divisé en 3 sous-réseaux (fig.2.5) :

- SAM1 contenant les stations réparties sur tout le continent (contient la majorité des stations Argentines et Brésiliennes),
- CHL1 contenant les stations Chiliennes entre environ 39°S et 29°S - majoritairement le réseau post-sismique de Maule, en plus des stations Argentines proches aux mêmes latitudes,
- CHL2 contenant les stations Chiliennes entre 29°S et 18°S - le réseau Grand Nord, en plus des stations Argentines et Boliviennes proches aux mêmes latitudes.

Malgré une répartition géographique assez précise, on veille à intégrer des stations en commun, entre deux ou les trois sous-réseaux, afin de pouvoir les rattacher lors de la combinaison des solutions journalières. Chaque sous-réseau compte finalement entre 50 et 70 stations en fonction

de la disponibilité des données.

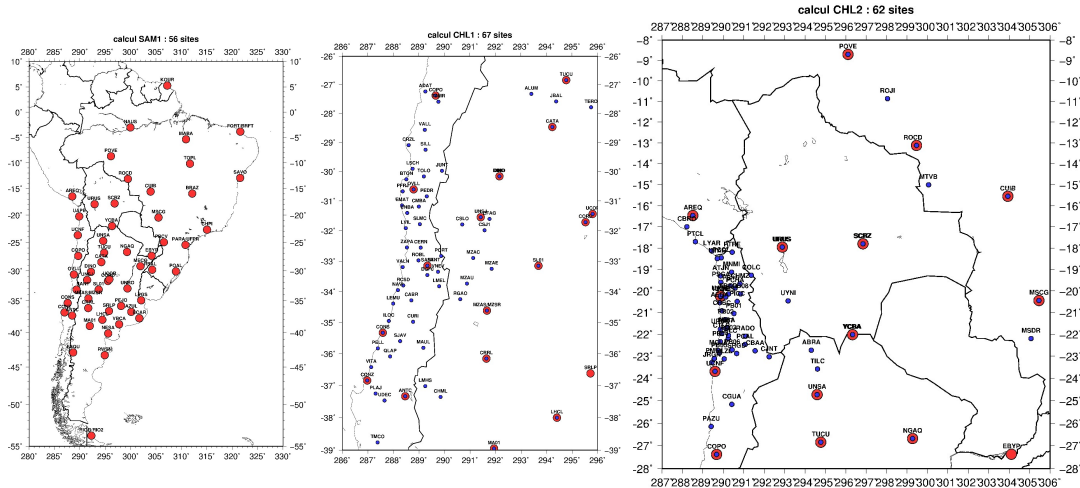


FIGURE 2.5 – Sub-networks designed for the differential processing, from left to right : SAM1, CHL1, CHL2.

## 2.2.2 La nécessité d’une mise en référence mondiale

Quelle que soit la stratégie de traitement adoptée, l’étape primordiale du positionnement consiste en la mise en référence des données. Le choix des stations à fixer pour définir le référentiel doit être adapté au type d’étude réalisée et doit nécessiter une bonne connaissance de ces stations (historique des changements de matériels en l’occurrence). Il n’est pas rare que des signaux détectés à grande échelle sur les séries temporelles, soient interprétés comme des signaux tectoniques (des séismes lents notamment), alors qu’il ne s’agit en fait que d’artefacts dus à une mauvaise mise en référence.

Ces stations doivent, dans la mesure du possible, être stables dans le temps, c’est-à-dire qu’elles fonctionnent de manière ininterrompue depuis un certain temps et dont l’équipement n’est que très peu changé. Il faut aussi qu’elles soient situées loin des frontières de plaques qui se déforment, à moins d’utiliser un modèle de vitesse suffisamment précis, permettant de tenir compte des déformations d’origine tectonique. A partir de là, une dizaine de bonnes stations régionales suffisent a priori à établir un bon système de référence régional. Dans le cas de l’Amérique du Sud, avant le séisme de Maule, une douzaine de stations étaient choisies tout au long de la côte Est du continent ainsi que sur le craton brésilien, supposé fixe. Comme on le montrera plus longuement au cours des chapitres suivants, les déformations post-sismiques suite au séisme de Maule affectent très sévèrement au minimum toute la zone comprise entre 40 et 30°S, éliminant du système deux stations,



## 2.2 Création des séries temporelles pour l'étude du post-sismique

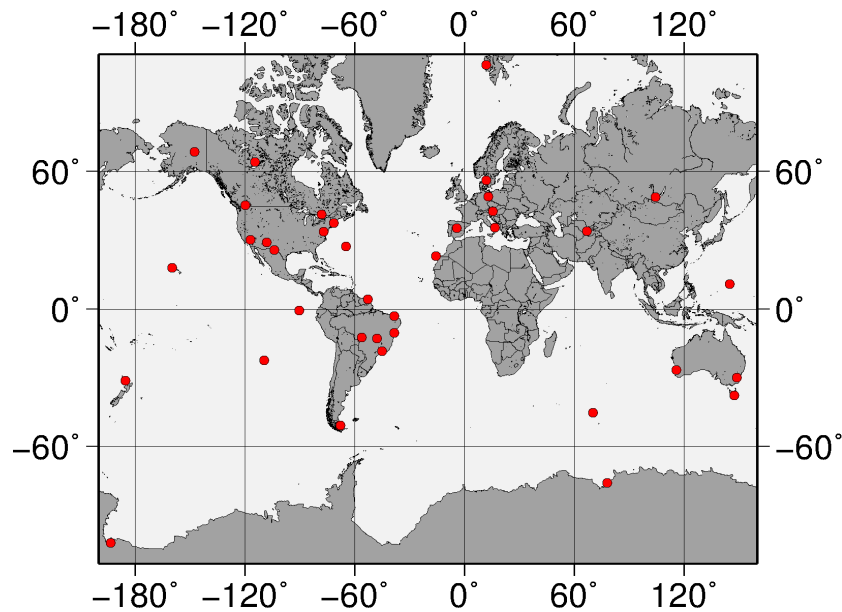


FIGURE 2.6 – Global stations integrated in our new reference frame, listed on table 2.1

SANT et LPGS. En même temps, plusieurs stations, jusqu'alors stables et fiables subissent de très nombreux changements de matériel, comme BRAZ, changements qui entraînent inmanquablement des sauts dans les séries temporelles. Un système composé de relativement peu de stations devient beaucoup plus sensible à n'importe quel type de perturbation. Aussi les fortes variations saisonnières dues aux charges hydrologiques du bassin amazonien affectent énormément l'intégralité du système. Typiquement, il est impératif de sortir des stations telles que celle de POVE, localisée très proche du fleuve Amazone (fig.2.7), du système de référence, présentant non seulement un signal saisonnier très important sur la composante verticale (de l'ordre de 6 cm pic à pic), mais aussi sur la composante Est de manière non négligeable, avec une amplitude supérieure au centimètre pic à pic. Contraindre une telle station dans la combinaison d'une solution en position engendrerait la propagation de ce signal saisonnier sur tout le réseau.

Une fois les stations en post-sismiques, affectées par le saisonnier ou instables techniquement éliminées, Le système de référence ne contient plus que 6 stations stables, au mieux, ce qui est insuffisant. Il faut donc revoir toute notre stratégie de mise en référence. Nous décidons d'adopter une mise en référence globale, en intégrant à la combinaison les fichiers h traités par la SOPAC (Scripps Orbit and Permanent Array Center, <http://sopac.ucsd.edu/>) et contenant l'intégralité des stations mondiales de l'IGS. Un travail minutieux est alors nécessaire pour sélectionner les stations les plus longues, stables et bien réparties sur le globe, pour construire le nouveau système de référence, éliminant les stations affectées par du signal tectonique tel que le post-sismique d'autres tremblements de terre (ex, Japon), mais aussi, là aussi, les stations dont les séries sont

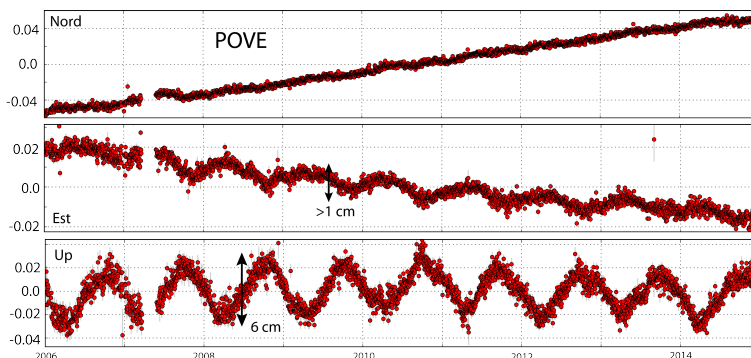


FIGURE 2.7 – GPS time series of station POVE, located in the Amazon basin. Amplitude of the hydrological load is highlighted by black arrows.

très courtes ou trouées, les stations très affectées par des charges hydrologiques...etc. On établit finalement une liste de 43 stations, 6 sur le continent Sud-Américain, 2 sur la plaque Nazca, 33 sur le reste du globe, (table 2.1, fig. 2.6), pour construire notre système de référence.

Lon(°)	Lat(°)	Vlon	Vlat	Station
312.1221	-15.9475	-3.77	12.55	BRAZ
321.5745	-3.8774	-4.68	12.42	FORT/BRFT
307.1940	5.2522	-5.24	12.15	KOUR
321.5677	-12.9392	-4.56	12.30	SAVO
315.0148	-22.6871	-3.64	12.62	CHPI
303.930	-15.555	-3.11	14.18	CUIB
292.2489	-53.7855	3.27	11.98	RIOG/RIO2
250.6556	-27.1250	67.24	-5.99	ISPA
269.6963	-0.7430	51.24	10.28	GLPS

Lat(°)	Lon(°)	Station
40.44	-3.95	VILL
40.43	-4.25	MADR
27.76	-15.63	MASP
-63.32	-57.90	OHIG
32.37	-64.70	BRMU
76.54	-68.83	THU1
42.61	-71.49	WES2
39.02	-76.83	GODE
45.96	-78.07	ALGO
30.68	-104.01	MDO1
34.30	-108.12	PIE1
62.48	-114.48	YELL
35.42	-116.89	GOLD
49.32	-119.63	DRAO
64.98	-147.50	FAIR
22.13	-159.66	KOKB

Lat(°)	Lon(°)	Station
-43.96	-176.57	CHAT
-36.60	174.83	AUCK
-77.84	166.67	MCM4
-54.50	158.94	MAC1
-35.40	148.98	TIDB
-42.80	147.44	HOB2
13.59	144.87	GUAM
-31.80	115.89	PERT
52.22	104.32	IRKT
-68.58	77.97	DAV1
-49.35	70.26	KERG
39.14	66.88	KIT3
40.65	16.70	MATE
47.07	15.49	GRAZ
52.38	13.07	POTS
57.40	11.93	ONSA
78.93	11.87	NYAL

TABLE 2.1 – Stations used to define our reference frame. The first 7 are located in South-America, ISPA and GLPS are located on the Nazca plate. Velocities are indicated with respect to ITRF08. Others stations are located on the rest of the world.

### 2.2.3 Solution journalière vs hebdomadaire

Malgré l'ajout d'un grand nombre de stations dans le calcul et la mise en référence globale, la grande variabilité du nombre de stations dans le calcul engendre un niveau de bruit important sur les séries temporelles journalières (fig.2.8-gauche). L'étude des résidus des solutions de positions journalières par rapport à l'ITRF montre une dispersion assez importante, avec des valeurs comprises entre 3 et 7 mm. Pour diminuer ce niveau de bruit, on combine les données pour créer une solution hebdomadaire, permettant d'obtenir des valeurs de rms comprises entre 2 et 5 mm, considérant un nombre de stations important et relativement stable dans le système (2.8).

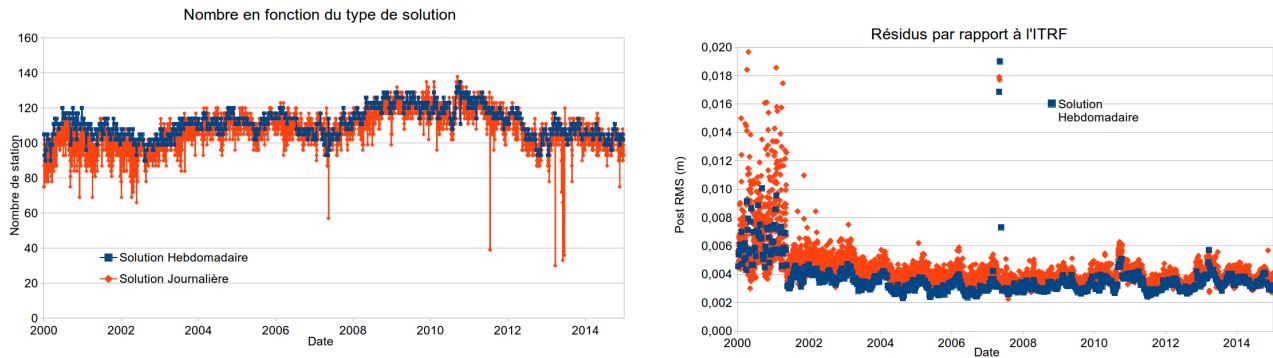


FIGURE 2.8 – Statistical comparison between daily and weekly solutions. **Left** : Number of stations each day (red) or week (blue) ; **right** : residuals for the daily (red) and the weekly (blue) between these solutions and values in the ITRF2008 (m).

A noter qu'on observe bien l'évolution de la qualité et de la stabilité des stations dans le temps. Au cours des deux premières années, le nombre de stations présentes dans les solutions journalières est très variable, pouvant aller de 70 à plus de 110 d'un jour à l'autre. Ces années présentent ainsi des rms particulièrement dispersés et élevés, avec des valeurs supérieures au centimètre. A partir de 2002 le rms diminue et à partir de 2006 se stabilise autour de  $4 \pm 1$  mm pour la solution hebdomadaire. Cette dernière solution permet en plus de "lisser" les séries temporelles en diminuant l'amplitude des variations saisonnières, relativement fortes en Amérique du Sud et particulièrement visibles dans les séries temporelles des stations Argentines. En champ proche, le lissage de la solution hebdomadaire ne permet pas une grande amélioration, mais l'amplitude du post-sismique est telle que tout autre signal est peu discernable et ne perturbe pas son extraction.

Ces séries temporelles sont finalement analysées individuellement, à la main afin d'extraire des vitesses post-sismiques sur différentes fenêtres temporelles. Une analyse automatique n'est

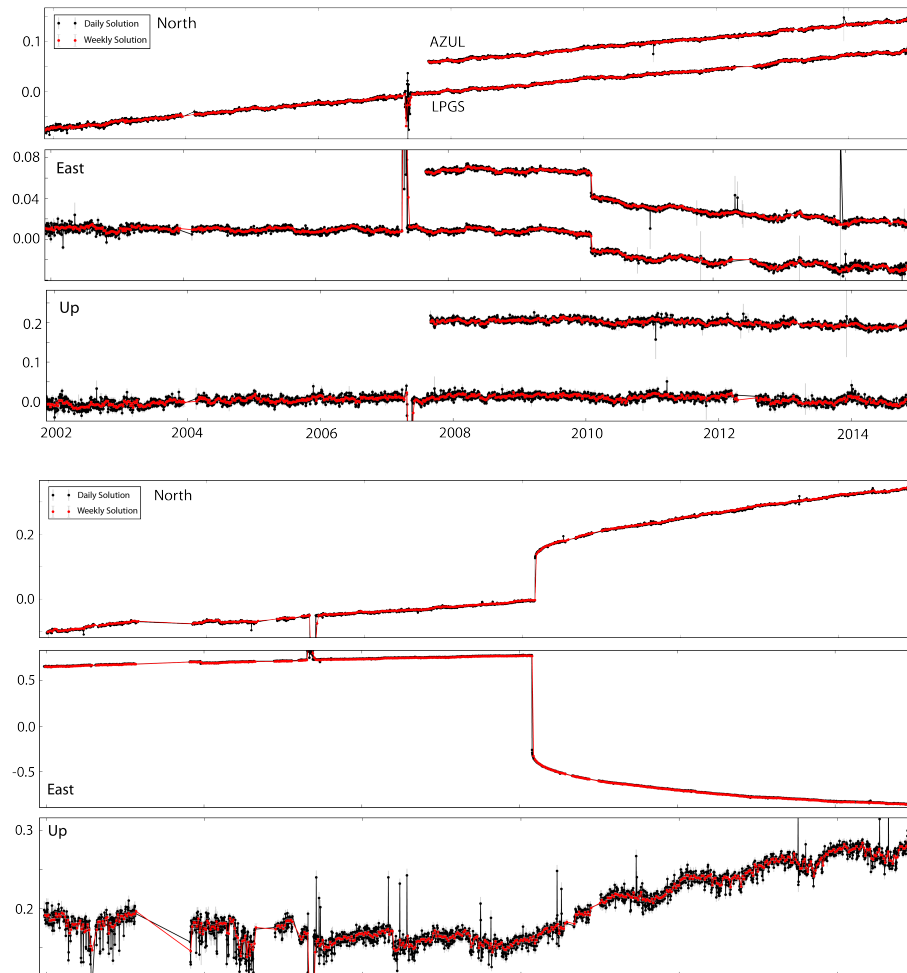


FIGURE 2.9 – Comparison between daily and weekly solutions for **up** : two far field stations LPGA and AZUL, **down** : the station MAUL (near field).

en effet pas envisageable face à la diversité des signaux visibles sur les séries temporelles, sauts inexplicables pouvant être dus à des changements de matériel non répertoriés, des sauts co-sismiques des principales répliques du Maule... etc. La méthodologie de cette analyse est détaillée dans le chapitre 4 (cf.4.1.2.2).

## 2.3 Détermination du champ de vitesse inter-sismique

### 2.3.1 Acquisition des données - le travail de terrain

Bien que centrée sur l'étude des déformations post-sismiques après le séisme de Maule, cette thèse a donc aussi été l'occasion de poursuivre l'étude des déformations inter-sismiques dans le Chili Central et Nord. Dans ce cadre là, j'ai eu l'occasion de participer et d'organiser 6 campagnes de mesure. Trois d'entre elles avaient pour simple objectif la remesure du réseau de la région de Coquimbo, dans la région IV du Chili. Les trois autres missions, qui ont lieu sur les réseaux des régions III (Atacama) et II (Sud d'Antofagasta), ont eu pour objectif, en plus de la remesure des réseaux installés depuis 2010, la densification des réseaux, principalement au niveau de la région de Taltal, où seulement 4 marqueurs allemands existaient jusqu'à 2012, date d'installation des 4 premiers points de mesure français.



FIGURE 2.10 – **Gauche** : Measurement with tripod - marker PTOM; **Droite** : drilled monument in bedrock - marker CZBA

**Technique de mesure** Installés à partir des années 2000, les réseaux en place au Chili sont constitués de deux types de marqueurs. Historiquement, ce sont de simples marqueurs en bronze (type IGN) à l'aplomb desquels l'antenne est installée sur un trépied (Fig. 2.10-gauche). Depuis 2004, on utilise majoritairement des repères scellés à même la roche, munis d'un pas de vis sur lequel l'antenne se visse, appelés repères en centrage forcé (Fig. 2.10-droite). Cette technique présente plusieurs avantages, le premier étant la simplicité d'installation de l'antenne qui est directement vissée sur un adaptateur dont la hauteur est connue et constante, évitant ainsi de nombreuses erreurs dans la détermination de la position verticale dues à des erreurs de mesure de hauteur d'antenne, comme dans le cas de l'utilisation d'un trépied. De plus, l'antenne est automatiquement disposée à l'horizontal, pour peu que le marqueur ait été initialement scellé bien vertical. On

évite ainsi toute erreur de centrage à l'installation de l'antenne, ou de décentrage au cours de la mesure. Installée très proche du sol, l'antenne est de cette manière nettement moins visible que sur un trépied, permettant l'installation de sites relativement proches des routes. Cependant, la mesure est aussi plus sensible aux multi-trajets, ainsi qu'aux masques. Le choix d'un site avec un ciel bien dégagé ainsi que l'utilisation des satellites les plus hauts (angle de coupure de 10°) sont a priori les seuls moyens d'atténuer ces effets.

54 sites				21 récepteurs										
SITE	WGS84		Mark type	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	lat (°)	lon (°)		alt (m)	01/avr. mercredi	02/avr. jeudi	03/avr. vendredi	04/avr. samedi	05/avr. dimanche	06/avr. lundi	07/avr. mardi	08/avr. mercredi	09/avr. jeudi	10/avr. vendredi
BARQ	-27.514361	70.878556	108	Dalmeit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BAR2	-27.600630	70.788120	256	Dalmeit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BING	-27.134111	70.858722	70	GEODYSSSEA	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CAL2	-27.101930	70.725020	247	Dalmeit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CANG	-28.278930	71.176160	20	Dalmeit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CANT	-28.148610	70.995470	194	Dalmeit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CHAR	-28.368780	70.660790	32	Dalmeit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CHRI	-28.356100	70.531250	133	Dalmeit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
COP2	-27.356000	70.823380	183	Dalmeit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
COP3	-27.357900	70.683090	163	Dalmeit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CZBA	-28.003700	71.143210	22	Dalmeit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
DSAL	-28.387000	70.014270	850	Dalmeit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
PLTT	-26.881070	70.799680	83	Dalmeit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
PVEJ	-27.341450	70.939510	40	Dalmeit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SALD	-28.422820	70.341870	403	Dalmeit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FREI	-28.563880	71.019760	343	Dalmeit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FRTN	-28.522500	70.445190	1876	Dalmeit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
HUAD	-28.478600	71.222300	20	Dalmeit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MORO	-27.148720	70.923940	120	Dalmeit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TINC	-26.614760	70.706450	19	Dalmeit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TOTT	-27.832400	71.096080	9	Dalmeit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TOT2	-27.870300	70.988440	108	Dalmeit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TOT3	-27.912220	70.884990	263	Dalmeit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TOT4	-27.977000	70.612590	408	Dalmeit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MCCL	-28.2298	70.8276	338	Dalmeit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

FIGURE 2.11 – Extract of a campaign planning (2015 Norte Chico campaign).

**Planification des campagnes** Grâce à la grande quantité de récepteurs GPS mis à disposition des laboratoires français dans le cadre de l'INSU (Institut National des Sciences de l'Univers), nous pouvons organiser des missions de mesures à 20 ou 25 récepteurs, en général en utilisant toujours le même matériel, évitant ainsi des sauts dans les séries, dus aux changements d'antenne. Bien plus maniables et consommant de moins en moins d'énergie, les récepteurs, équipés de batteries externes, sont installés pendant 3 à 5 jours sur chacun des sites qui sont mesurés sur des sessions journalières. De cette manière, une grande partie des sources d'erreur telles que les conditions météorologiques, ou la mesure du centre de phase de l'antenne se compensent à l'échelle de la journée. Les réseaux de campagnes étant relativement serrés, avec en moyenne 25 km entre chaque site, un grand nombre de récepteurs peut être installé rapidement de sorte qu'ils soient en fonctionnement en simultané (2.11), contrainte essentielle dans le cadre d'un traitement de données en différentiel.

**Remesure du réseau d'Ovalle - La Serena** Installé à partir de 2004, les mesures du réseau d'Ovalle - La Serena (32-29°S, 2.12) ont continué jusqu'à ce jour. Même si les vitesses inter-sismiques ont pu être déterminées avec plus de 3 mesures sur une large majorité des points, un enjeu nouveau est apparu avec le séisme de Maule en 2010. En effet, un signal difficilement détectable après seulement deux ans a pu être extrait après 5 ans de mesure, signal qui sera interprété comme du post-sismique faisant suite au séisme de Maule (cf chap. 5.2). Le réseau étant implanté à partir

### 2.3 Détermination du champ de vitesse inter-sismique

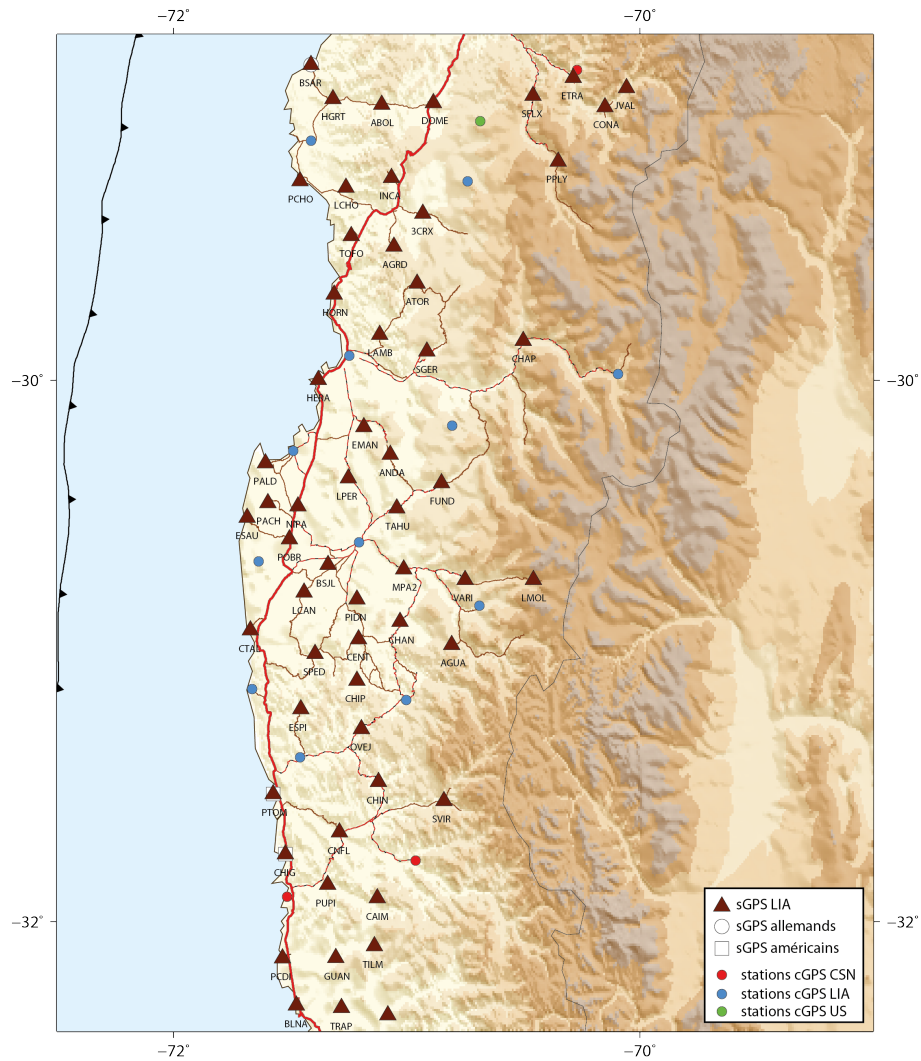


FIGURE 2.12 – Benchmarks network in the IV region (Coquimbo)

de plus de 300 km de la terminaison Nord de la zone de rupture du séisme, ce signal ne présente pas la courbure typique que l'on observe en face de la zone de rupture. On peut donc l'extraire grâce aux mesures de campagne. Le séisme qui s'est produit au cours des derniers mois dans la région d'Illapel confirme le bien fondé de la continuité des mesures annuelles.

**La densification du réseau d'Atacama - Sud Antofagasta** Depuis 2010, et suite au séisme de Maule, de très grands efforts ont été déployés dans la région d'Atacama, située à plus de 700 km de Santiago, pour étendre le réseau de marqueurs existant. Entre 2010 et 2012, 22 nouveaux

## CHAPITRE 2 : La Mesure de la déformation par GPS

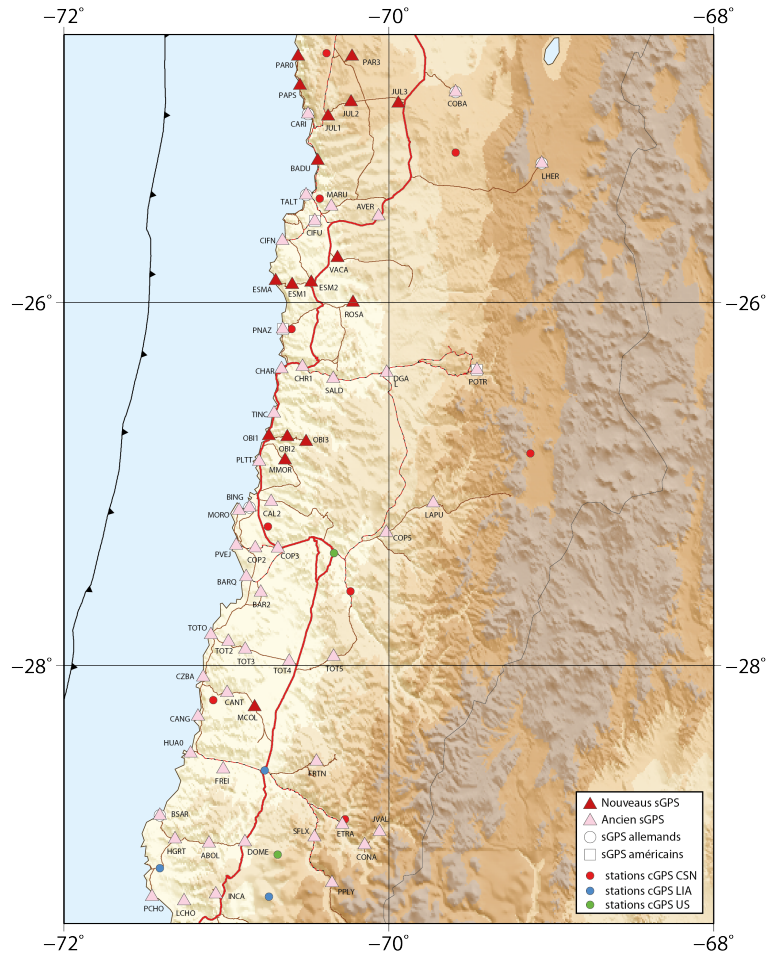


FIGURE 2.13 – Benchmarks network in the III region (Atacama) and South II region (Antofagasta) - Densification led between 2012 and 2015.

marqueurs ont ainsi été installés et mesurés à trois reprises, de sorte que le couplage inter-sismique y a déjà bien été contraint. La densification dans la région de Taltal a commencé en 2012, avec l'installation de 4 nouveaux marqueurs à la latitude de la ville. À partir de 2013, dans le cadre de cette thèse, 17 nouveaux marqueurs ont été installés. 5 d'entre eux, installés dans la région d'Atacama ont pour but de resserrer la maille du réseau aux endroits où les modèles de couplage élastique ont mis en évidence de grosses variations latérales, c'est le cas du profil d'Obispito (OBI), constitué d'un point tous les 10 km en partant de la côte. L'objectif principal étant le comblement de la région de Taltal, zone d'environ 150 km, trois missions d'exploration ont permis d'installer 12 nouveaux points. Un profil relativement étroit entre Chanaral et Taltal (le profil d'Esmeralda), constitué de 5 nouveaux points a ainsi été installé, ainsi que 7 points au Nord de Taltal, jusqu'au



### 2.3 Détermination du champ de vitesse inter-sismique

Cerro Paranal (24.5°S).

Au final, 17 nouveaux marqueurs ont été installés, et l'ensemble du Chili entre 37°S et 18°S est maintenant couvert d'une maille à peu près régulière, avec un point environ tous les 30 km, permettant de quantifier le couplage inter-sismique mais aussi de capturer un prochain séisme, à peu près partout dans cette zone.

#### Récapitulatif des points mesurés lors de chaque campagne et combinés dans cette étude :

Pour chacun des réseaux étudiés, les 'X' indiquent lors de quelle campagne chaque repère (listé dans la 1ère colonne) a été mesuré.

Network Valparaiso - Region V

	04a	04b	05a	05b	05g	06a	06b	07a	07b	07g	08a	08g	08b	08g	09a	09b	10a	10b	10g	11a	11b	11g	12a	12b	12g	13a	13b	14a	14b	14c	15a
BLNA	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	-	-
CAIM	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	-	-
GUAN	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	-	-
PCDI	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-
PEDG	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	-	-
PUPI	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-
TILM	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TRAP	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	-	-

## CHAPITRE 2 : La Mesure de la déformation par GPS

Network Ovalle - Region IV

	04a	04b	05a	05b	05g	06a	06b	07a	07b	07g	08a	08g	08b	08g	09a	09b	10a	10b	10g	11a	11b	11g	12a	12b	12g	13a	13b	14a	14b	14c	15a
3CRX	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	X	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-
ABOL	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-
AGRD	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	X	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-
AGUA	-	-	-	-	-	X	X	X	X	-	X	-	X	-	-	X	-	X	-	-	X	-	-	-	-	-	X	-	-	-	-
ANDA	X	X	X	X	-	X	X	X	X	-	X	-	X	-	-	X	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-
ATOR	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	X	-	X	-	-	X	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-
BSAR	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	X	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-
BSJL	X	X	X	X	-	X	X	X	-	-	-	-	-	-	X	X	-	X	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-
CHAN	X	X	X	X	-	X	X	X	X	-	X	-	X	-	-	X	-	X	-	-	X	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-
CHAP	X	X	X	X	-	X	X	X	X	-	X	-	X	-	-	X	-	X	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-
CHIN	-	-	-	-	-	-	-	X	X	-	X	-	X	-	-	X	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-
CHIP	-	X	X	X	-	X	X	X	X	-	X	-	X	-	-	X	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-
CNFL	-	-	-	-	-	-	-	X	X	-	X	-	X	-	-	X	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-
CTAL	X	X	X	X	-	X	X	X	X	-	X	-	X	-	-	X	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-
DOME	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	X	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-
EMAN	X	X	X	X	-	X	X	X	X	-	X	-	X	-	-	X	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-
ESAU	X	X	X	X	-	X	X	X	X	-	X	-	X	-	-	X	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-
ESPI	X	X	X	X	-	X	X	X	X	-	X	-	X	-	-	X	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-
ETRA	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	X	-	X	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	-	-	-
FRTN	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	-	X	-	-	-	-	X	-	X	-	-	X
FREI	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	X	-	X	-	-	X	-	-	-	-	X	-	X	-	-	X
FUND	X	X	X	X	-	X	X	X	X	-	X	-	X	-	-	X	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-
HERA	X	X	X	X	-	X	X	X	X	-	X	-	X	-	-	X	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-
HGRT	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	X	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-
HORN	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	X	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-
HUAO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	-	X	-	-	-	-	X	-	X	-	-	X
INCA	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	X	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-
JVAL	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	-	-
LAMB	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-
LCAN	-	X	X	X	-	X	X	X	X	-	X	-	X	-	-	X	-	X	-	-	X	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-
LCHO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	X	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-
LMOL	X	X	X	X	-	X	X	X	X	-	X	-	X	-	-	X	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-
LPER	X	X	X	X	-	X	X	X	X	-	X	-	X	-	-	X	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	-	-	-	X	-
MPA2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	-	X	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-
NIPA	-	-	-	-	-	X	X	X	X	-	X	-	X	-	-	X	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-
OVEJ	X	X	X	X	-	X	X	X	X	-	X	-	X	-	-	X	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-
PACH	-	X	X	X	-	X	X	X	X	-	X	-	X	-	-	X	-	X	-	-	X	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-
PALD	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-
PCHO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	X	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-
PIDN	X	X	X	X	-	X	X	X	X	-	X	-	X	-	-	X	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-
POBR	X	X	X	X	-	X	X	X	X	-	X	-	X	-	-	X	-	X	-	-	X	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-
PPLY	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	X	-	X	-	-	X	-	-	-	-	-	-	X	-	-	-
PTOM	X	X	X	X	-	X	X	X	X	-	X	-	X	-	-	X	-	X	-	-	X	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-
SFLX	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	X	-	X	-	-	X	-	-	-	-	X	-	X	-	-	-
SGER	-	-	-	-	-	-	-	X	X	-	X	-	X	-	X	X	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-
SPED	X	X	X	X	-	X	X	X	X	-	X	-	X	-	-	X	-	X	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-
SVIR	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-
TAHU	X	X	X	X	-	X	X	X	X	-	X	-	X	-	-	X	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-
TOFO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	X	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-
VARI	-	-	-	-	-	X	X	X	X	-	X	-	X	-	-	X	-	X	-	-	X	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-

### 2.3 Détermination du champ de vitesse inter-sismique

#### Network Atacama- Region III

	04a	04b	05a	05b	05g	06a	06b	07a	07b	07g	08a	08g	08b	08g	09a	09b	10a	10b	10g	11a	11b	11g	12a	12b	12g	13a	13b	14a	14b	14c	15a	
BAR2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	-	X	
BARQ	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	X	-	X	-	-	X
BING	-	-	-	-	X	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	X	-	X	-	-	X
CAL2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	X	-	-	X	
CANG	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	X	-	X	-	-	X
CANT	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	-	X	
CHAR	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	X	-	X	-	-	X
CHR1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	X	-	X	-	-	X
COP2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	X	-	X	-	-	X
COP3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	X	-	X	-	-	X
COP5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	X	-	X	-	-	-
CZBA	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	X	-	X	-	-	X
DGAL	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	X	-	X	-	-	X
LAPU	-	-	-	-	X	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	X	-	X	-	-	-
MCOL	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	-	X	
MORO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	X	-	-	X	
OBI1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	-	X	
OBI2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	X
OBI3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	X
PLTT	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	X	-	X	-	-	X
PNAZ	-	-	-	-	X	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	X	-	X	-	-	-
POTR	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	X	-	X	-	-	-
PVEJ	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	X	-	X	-	-	X
SALD	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	X	-	X	-	-	X
TINC	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	X	-	X	-	-	X
TOTO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	-	-	-	-
TOT2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	X	-	X	-	-	X
TOT3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	X	-	X	-	-	X
TOT4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	X	-	X	-	-	X
TOT5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	X	-	X	-	-	-

#### Network Antofagasta - Region II

AVER	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X		
CALC	-	-	-	-	X	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	-	-	X	-	-	-	-	-	-		
CARI	-	-	-	-	X	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	X		
CIFU	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	
CIFN	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X	
COBA	-	-	-	-	X	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	X		
DO10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	-	X	-	-	-	-	-	-		
DO20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	X	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	-	X	-	-	-	-	-	-		
DO30	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	X	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	-	X	-	-	-	-	-	-		
DO40	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	X	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	-	X	-	-	-	-	-	-		
DO50	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	X	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	-	X	-	-	-	-	-	-		
DO60	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	X	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
JUL1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	X	
JUL2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	X	
JUL3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	X	
LHER	-	-	-	-	X	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	X	-	-	-	X	
LIVE	-	-	-	-	X	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	-	X	-	-	-	-	-	-	-	
MARU	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	X	-	-	X
MINF	-	-	-	-	X	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	-	-	X	-	-	-	-	-	-	-	
TALT	-	-	-	-	X	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	X	X	-	-	X

**Perspectives des campagnes** A l'issue de cette thèse, dans la continuité d'un chantier qui a démarré dans les années 2000, l'intégralité de la partie Nord du Chili, à partir de Valparaiso et jusqu'à Arica, est maintenant équipée de marqueurs de campagnes, espacés au maximum de 30 km à la côte, tous mesurés au minimum 2 fois pour les plus récents, au minimum 3 fois pour la grande majorité (fig. 2.14-a). La comparaison entre 2012 et 2015 des cartes de sensibilité du réseau au couplage sur l'interface montre l'impact de la densification qui a été menée au cours de 4 dernières années (fig. 2.14-b). (l'échelle de couleur représente la valeur du logarithme du déplacement totale P (en mm/an) généré sur les stations GPS par un glissement unitaire sur le noeud de la grille le plus proche. Loveless and Meade [2011], Pers.comm M.Métois dans le cas du Chili). Seule la région de Santiago reste très peu équipée. Cependant, considérant l'amplitude des déformations post-sismiques qui y sont actuellement mesurées, un réseau de marqueurs de campagne destiné à quantifier l'inter-sismique présente assez peu d'intérêt. L'action du Centre National Sismologique du Chili (CSN) est aussi de première importance puisque déjà 10 stations permanentes ont été installées depuis 2014 entre Vallenar et Antofagasta, qui n'en comptait jusqu'alors que 2. Leur objectif d'installer une station tous les 50 km contribue à soulager notre effort, puisque, dès lors qu'elles sont télémétrées et ne nécessitent qu'une mission de maintenance occasionnelle, elles peuvent être installées dans des endroits difficilement accessibles.

Pour autant, les missions de campagne doivent continuer, d'une part pour contraindre sur tous les points une vitesse sur la base de 3 positions minimum, 4 dans le meilleur des cas, en l'occurrence sur le tout nouveau réseau de la région de Taltal. D'autre part, l'instrumentation de l'intérieur des terres reste un objectif important, bien que particulièrement difficile à mettre en oeuvre. En effet, la densification à la côte est relativement peu coûteuse, le réseau de route y est bon, organisé autour de l'axe autoroutier principal qui traverse tout le Chili du Nord au Sud. A l'intérieur des terres, les routes ne sont souvent que des pistes peu pratiquées et praticables, et il est rarement possible d'accéder d'un point à un autre sans revenir à la route 5. Chaque point nécessite au mieux une demi-journée complète de route, les missions deviennent alors beaucoup plus longues et coûteuses. Mais que ce soit en vue de contraindre un potentiel mouvement de bloc rigide ou de faire des modèles visco-élastique de cycle, les données en champ moyen sont nécessaires.

### 2.3 Détermination du champ de vitesse inter-sismique

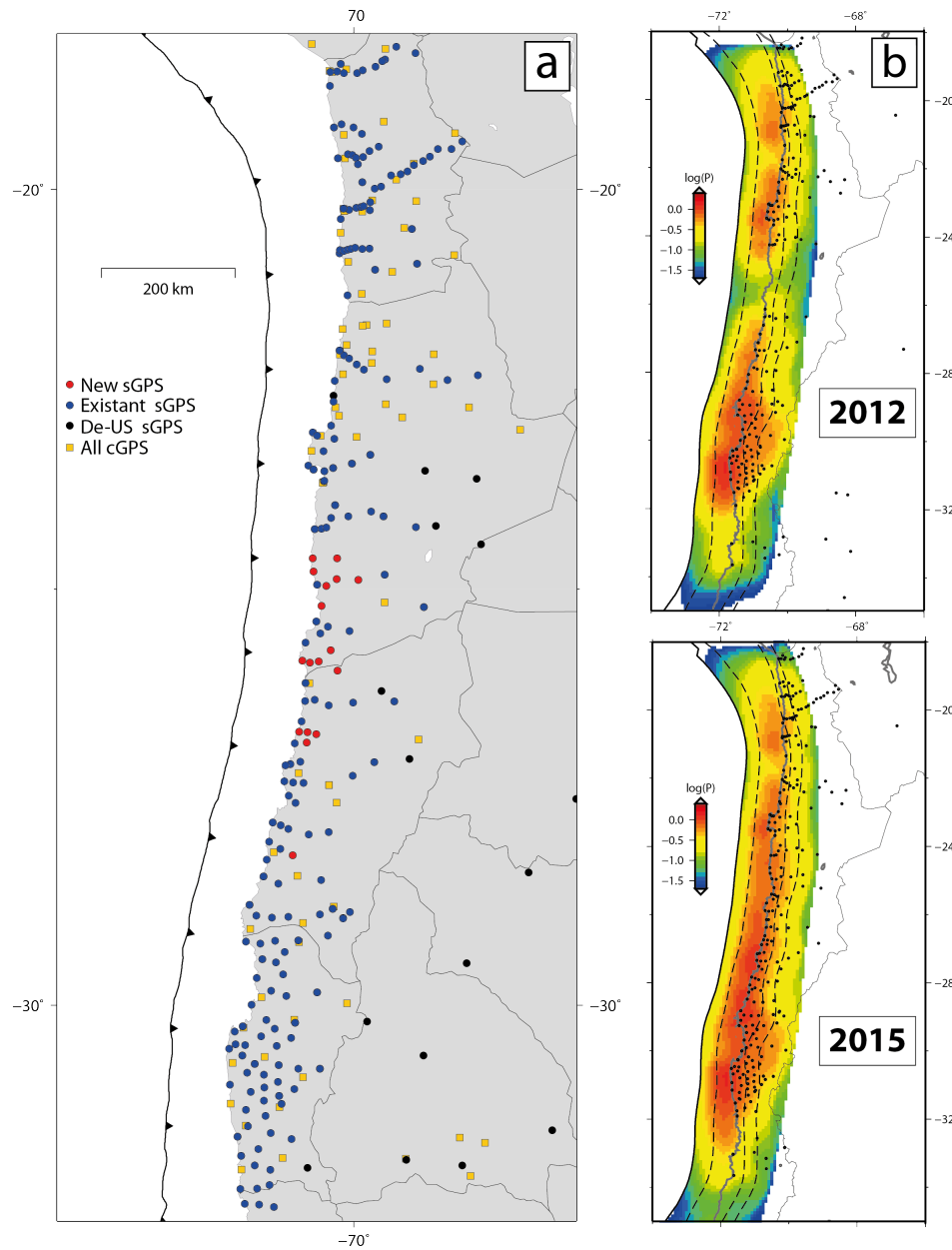


FIGURE 2.14 – a) Permanent and campaign networks between Los Vilos and Arica. b) Sensitivity map (Pers. comm. M.Métois), comparison between the existant networks in 2012 and the current network. Black dots represent GPS stations, the color scale represent the log of the sum of the displacements (in mm/yr) at GPS stations induced by a unit slip on the nearest grid node.

### 2.3.2 Établissement du champ de vitesse inter-sismique

Six campagnes ont ainsi été menées, rien qu’au cours de mes trois ans de thèses, à raison d’une cinquantaine de points mesurés lors de chacune d’elles. Toutes ces données doivent bien sûr être traitées ensuite au laboratoire, afin de déterminer, pour chaque point, une position précise à chaque campagne, puis combiner les campagnes pour déterminer un champ de vitesse exploitable pour des modélisations futures. Comme pour la création des séries temporelles de position, on utilise pour cela la suite de logiciel GAMIT/GLOBK de traitement différentiel, développée par le MIT, suivant une procédure relativement classique dite *procédure MIT*, décrite brièvement dans cette partie, ainsi que résumée dans les articles. Un récapitulatif de chacune des campagnes et de leur traitement est compilé dans un document annexe à ce manuscrit. Pour chacun des calculs, 80% des ambiguïtés sont résolues et les valeurs de répétabilité pour les 6 campagnes traitées selon la procédure décrite sont présentées dans la table 2.2) .

Camapign	Nb-sGPS	Nb-cGPS included	rep <sub>N</sub> (mm)	rep <sub>E</sub> (mm)	rep <sub>U</sub> (mm)
Norte Chico 2013	55	55	0.6	0.9	3.2
Norte Chico 2014	34	75	0.7	1.2	4.1
Norte Chico 2015	49	55	1.0	1.6	5.4
Taltal 2014	22	81	0.6	0.8	3.5
Ovalle 2013	52	68	0.7	1.0	3.6
Ovalle 2014	46	54	1.2	2.0	3.9

TABLE 2.2 – Repetabilities of the 6 campaigns’ processing performed during this PhD.

La mise en référence d’une solution en vitesse relève d’une problématique un peu différente que pour la création de séries temporelles. En l’occurrence, s’il n’est pas possible d’utiliser une station telle que POVE, située en plein milieu du bassin Amazonien, pour la mise en référence des séries temporelles, il est possible de déterminer une vitesse cohérente sur une période d’une quinzaine d’années, suffisamment stable pour être contrainte dans le système de référence. En effet, le signal saisonnier semble être constant sur la période de données utilisées (fig. 2.15). Cependant, avec une plus grande période de données, le problème est à reconsidérer car des variations de période pluri-annuelle (phénomène climatique tel que El Nino), décennale voire l’effet de changement climatique à grande échelle, peuvent éventuellement être visibles et rendre une station inutilisable dans le système de référence.

Cela nous amène finalement au problème de la verticale et de son traitement en campagne. Mettre en référence des données verticales de campagne relève clairement du challenge, dont l’enjeu principal est de trouver un certain nombre de points sur lesquels la déformation verticale est nulle en fonction desquels on peut étudier les mouvements verticaux du réseau. Si ces points existent et peuvent effectivement être contraints pour mettre en référence le jeu de données, il n’en reste pas moins que le nombre de phénomènes physiques pouvant impacter la composante verticale

### 2.3 Détermination du champ de vitesse inter-sismique

est très important, en plus des déformations d'origine tectonique et des charges hydrologiques a priori connues et éventuellement modélisables. Interpréter voire même modéliser un mouvement vertical, par exemple par du chargement inter-sismique élastique, s'avère alors être une tâche particulièrement périlleuse. Aussi, dans le cadre de cette thèse et plus particulièrement de l'étude du champ de vitesse inter-sismique, nous avons décidé de ne pas le tenter et de se concentrer sur les composantes horizontales. La composante verticale sera en revanche utilisée pour l'étude des déformations post-sismiques mais sera largement discutée.

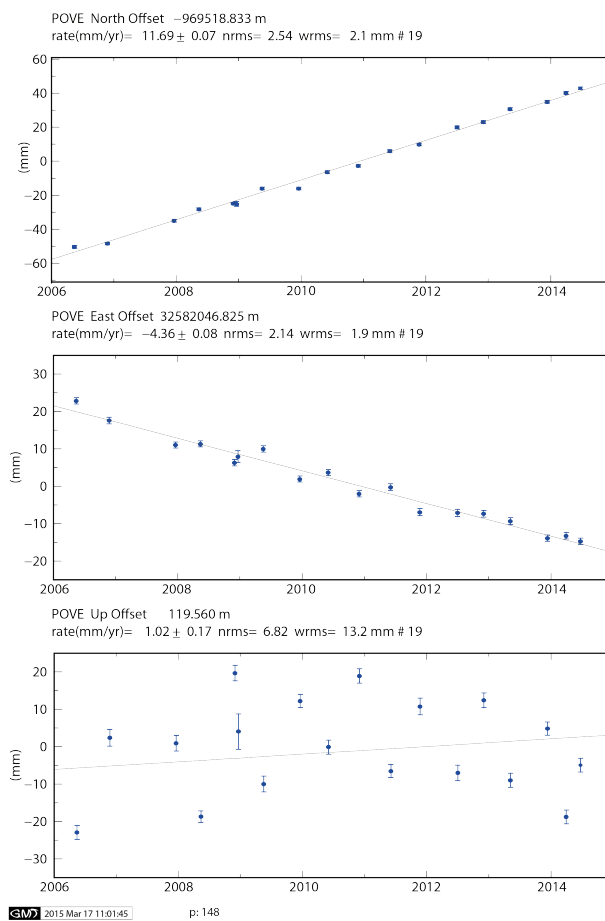


FIGURE 2.15 – GPS time series of the station POVE, extracted from the campaign processing (one position estimated at each campaign's date).

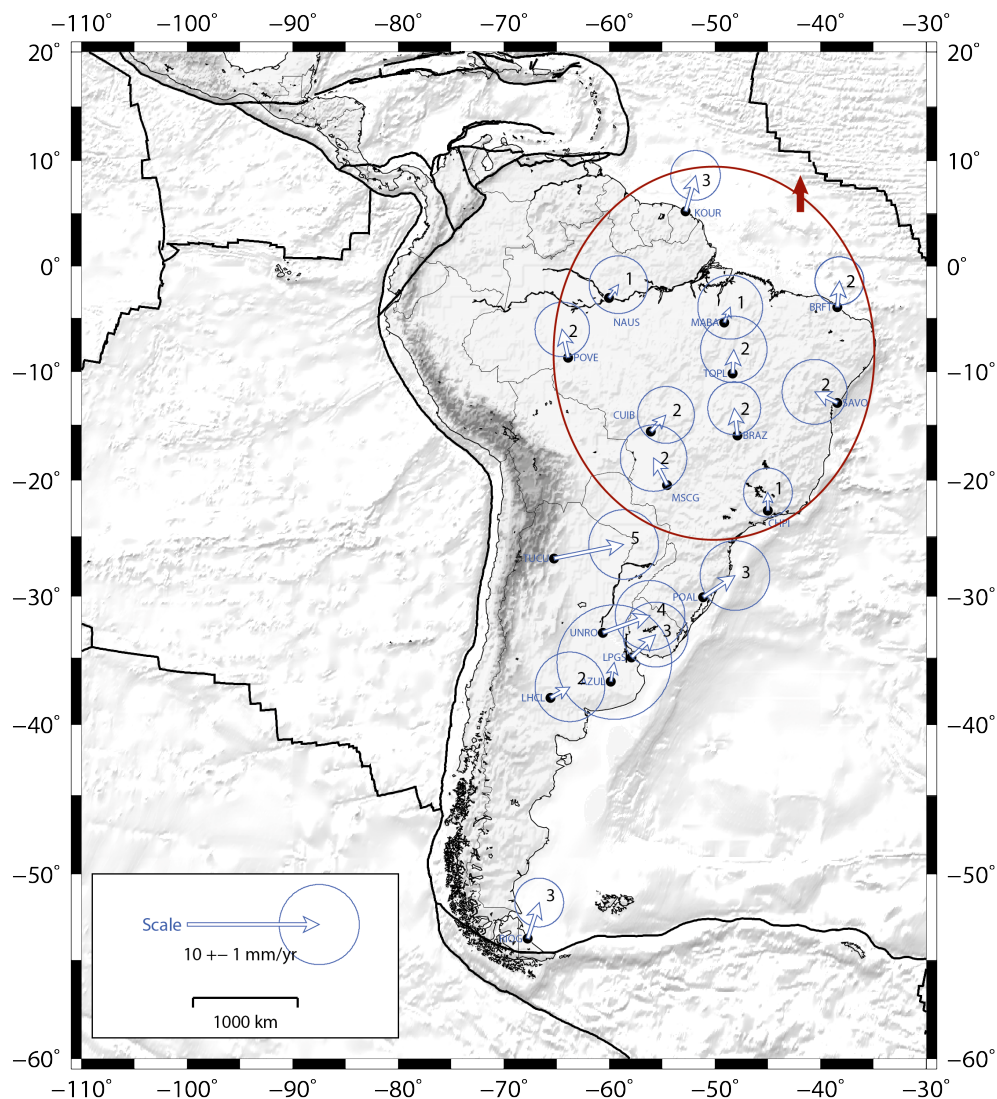


FIGURE 2.16 – Horizontal velocities (mm/yr) with respect to stable South-America defined in NNR-Nuvel-1A.

### 2.3.3 Définition d'un référentiel Amérique du Sud stable

La solution en vitesses calculée et projetée dans l'ITRF présente un résidu de 0.7 mm/an. À partir de là, pour pouvoir extraire des signaux d'origine tectonique, il faut exprimer ces vitesses dans un référentiel Amérique du Sud stable. Jusqu'à présent, on appliquait aux données le pôle de rotation déterminé par le modèle NNR-Nuvel-1A pour la plaque Amérique du Sud (25.4°S; 124.6°W; 0.11°/Ma)(DeMets et al. [1994]). Cependant, ainsi exprimées, les vitesses du craton



### 2.3 Détermination du champ de vitesse inter-sismique

brésilien montrent un mouvement résiduel systématique de l'ordre de 2 mm/an orienté vers le Nord (Fig. 2.16). Au niveau de précision auquel on se trouve aujourd'hui grâce au GPS, le pôle défini par le modèle Nuvel-NNR-1A ne permet pas de minimiser les vitesses sur le craton brésilien et on décide d'inverser notre propre pôle d'Euler afin de redéfinir un référentiel Amérique Sud stable. En cohérence avec le thème principal de ces travaux, les modélisations visco-élastiques, nous choisissons un jeu de stations plus restreint que la majorité des études précédemment menées, avec l'idée que les déformations engendrées par la subduction ne se limitent pas aux 300 premiers kilomètres de la fosse. Nous sélectionnons donc, entre 2004 et 2015, les stations KOUR, BRFT/FORT, SAVO, TOPL, BRAZ, CHPI, CUIB (en raison de problèmes matériels, voire inexplicables au cours des 2 dernières années, les données de BRAZ et CUIB ne sont utilisées que jusqu'à 2013). On estime alors, par moindres carrés, les coordonnées du pôle (eq. 2.8) qui minimise les vitesses sur le craton brésilien. Nous trouvons ainsi un pôle localisé à (20.89°S, 128.57°W) dont la rotation vaut 0.122°/Ma, qui présente des résidus inférieurs ou égaux au mm/an, sans systématisme particulier (Fig. 2.17).

$$\begin{aligned}
 \omega_x &= r \cdot \cos(\lambda) \cdot \cos(\varphi) \\
 \omega_y &= r \cdot \cos(\lambda) \cdot \sin(\varphi) \\
 \omega_z &= r \cdot \sin(\lambda)
 \end{aligned}
 \tag{2.8}$$

**Utilisation de données anciennes** Une fois encore, la mise en référence constitue donc l'étape la plus importante du traitement des données GPS. Cette étape peut devenir particulièrement compliquée lorsqu'il s'agit de compiler et d'utiliser des données anciennes, car la référence de ces données est rarement explicitée par les auteurs. Or, l'étude préliminaire du séisme de Valdivia n'a pu être possible que grâce à l'étude de données anciennes, compilées à partir des travaux de différentes équipes internationales. Nous avons ainsi utilisé les données de campagnes de Moreno et al. [2011], Wang et al. [2007] et Klotz et al. [2001], ainsi qu'un certain nombre de données de stations permanentes argentines entre 2000 et 2010. La provenance, période et référentiel de l'ensemble de ces données sont rassemblés dans le tableau 2.3.

Source	Period	reference frame
Projet SAGA Moreno et al. [2011]	2002-2009	ITRF2005
Projet SAGA Klotz et al. [2001]	1993-1996	'SOAM stable' non explicité
Projet CAP Wang et al. [2007]	1993- 2005	'SOAM stable' non explicité

TABLE 2.3 – GPS data set compiled in the area of the Valdivia earthquake

Puisque ces données ont été mesurées avant le séisme de Maule et la propagation du signal post-sismique conséquente, nous ne prenons pas la peine de définir un référentiel mondial pour ces

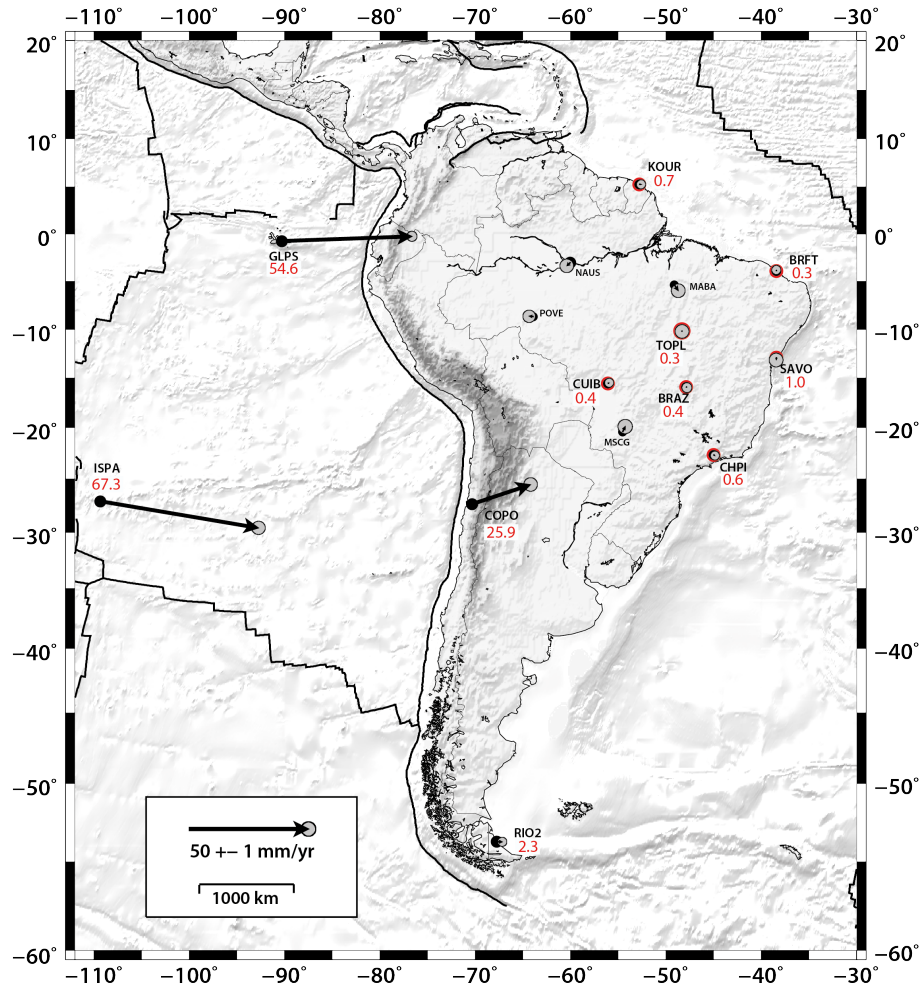


FIGURE 2.17 – Horizontal velocities (mm/yr) with respect to stable South America, which rotation vector was constrained in this study, located at (20,6°S ; 129,9°W ; 0,121 °/Myr).

données. En effet, la quantité de stations stables sur le continent sud-Américain et sur la partie supposée stable (craton brésilien) était alors encore suffisante pour définir une référence stable et cohérente, surtout considérant les données utilisées.

Lorsque le référentiel des données publiées n'est pas explicité, il faut trouver un certain nombre de stations communes entre ces jeux de données et un jeu exprimé en ITRF. On minimise pour ces stations la différence entre leurs vitesses dans les 2 référentiels, afin de déterminer un pôle de rotation entre référentiel non explicité et ITRF, applicable par la suite à tout le jeu de données. La méthode n'est cependant pas efficace dans tous les cas, par exemple les données tirées de Klotz et al. [2001] n'ont pas pu être utilisées car les seules stations communes avec des données connues

### 2.3 Détermination du champ de vitesse inter-sismique

Station	Lon (°W)	Lat (°S)	Vlon (mm/yr)	Vlat (mm/yr)
ASC1	14.41	7.95	11.008	-5.213
BRAZ	47.88	15.95	12.547	-3.852
BRFT	38.43	3.88	13.115	-4.537
FORT	38.43	3.88	12.343	-4.161
KOUR	52.81	5.25	13.332	-4.272
SAVO	38.43	12.94	12.767	-4.912

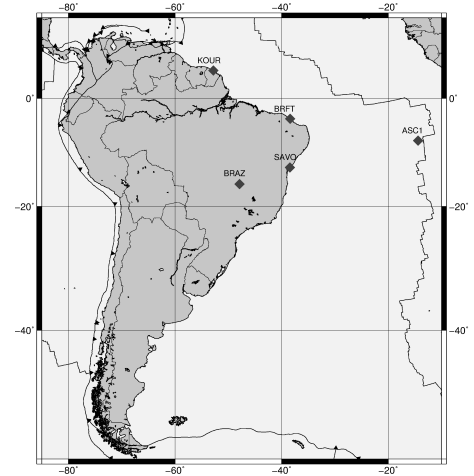


FIGURE 2.18 – Stations used to define the stable South-America reference frame, velocities estimated between 1996 and 2005.

sont des points de campagnes qui ne permettent pas une bonne mise en référence.

#### 2.3.4 La sismicité intermédiaire, source de perturbation du champ de vitesse inter-sismique : le cas du séisme de Totoral

De nombreux séismes de magnitude inférieure à 6.5-7 se produisent très fréquemment sur l'interface et, s'ils se produisent suffisamment proches des stations, ils peuvent être ressentis au niveau d'un ou plusieurs repères de campagne, engendrant un saut dans les séries temporelles. Ces séismes s'avèrent particulièrement difficiles à gérer dans des régions où très peu de stations permanentes sont en fonctionnement et où nous essayons de déterminer des vitesses relativement stables grâce aux mesures de campagnes.

C'est dans ce contexte que se produit, le 30 janvier 2013, un séisme de magnitude 6.8 au Nord de Vallenar, juste sous le profil de Totoral. Malgré une profondeur de l'ordre de 50 km, le saut est visible sur les séries temporelles GPS des marqueurs de la zone, après la campagne d'Avril 2013. La localisation varie fortement selon le centre qui l'a calculé, mettant une fois de plus en évidence l'écart systématique entre la localisation proposée par l'USGS, déterminée à partir des stations sismologiques mondiales, et la localisation proposée par le CSN, déterminée à partir du réseau sismologique national, donc local. Les modèles de dislocations préliminaires ne nous permettent pas de corriger de manière satisfaisante les séries temporelles et les 2 stations permanentes installées dans la région, qui ont enregistré le saut, ne permettent pas d'interpoler un champ de déformations.

L'impact du saut engendré par ce séisme étant relativement fort et clairement visible sur le champ de vitesse (fig. 2.19), il est nécessaire de le corriger. Ayant 3 mesures avant le séisme, et 3

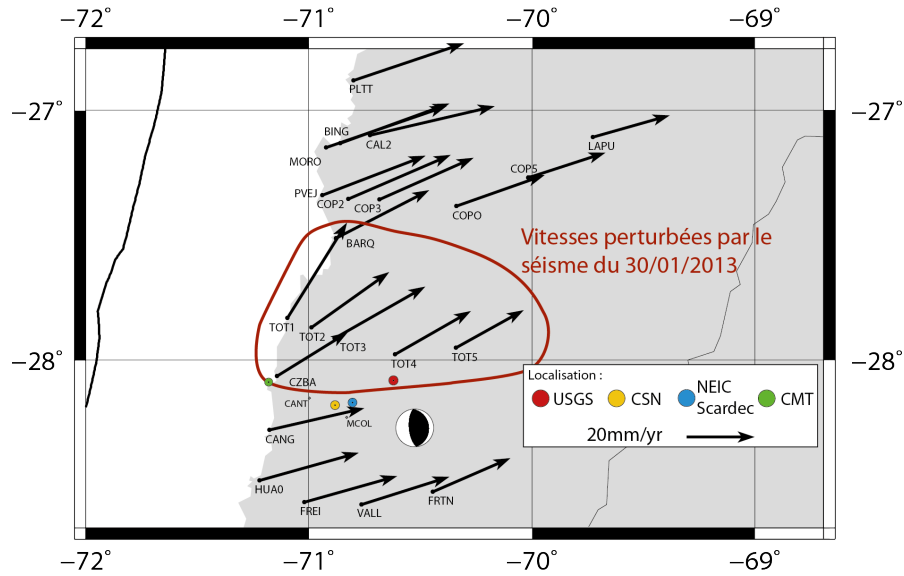


FIGURE 2.19 – Initial velocity combination (mm/yr), with locations of the Totoral earthquake's epicenter ( $M_w$ 6.8, 30/01/2013) estimated by different institutions (USGS, CSN, NEIC, Scardec et CMT).

mesures après, nous faisons l'hypothèse que la vitesse inter-sismique n'a pas changé entre avant et après le séisme. Cette hypothèse semble acceptable considérant sa magnitude relativement faible pour une zone de subduction. On estime, par moindres carrés, l'ordonnée à l'origine qui minimise les écarts entre positions mesurées et prédites par la pente imposée, afin de recalibrer la vitesse pré-sismique sur la période post-sismique (ligne rouge sur la figure 2.20).

Pour une époque  $t$ , appelons  $p^t$  les positions mesurées;  $p_{p-noEQ}^t$  les positions prédites par la vitesse inter-sismique prolongée sur la période "après-séisme", (comme si le séisme ne s'était pas produit, en noir sur la figure);  $p_{p-EQ}^t$  les positions prédites par la vitesse inter-sismique recalibrée par moindres carrés sur la période "après-séisme". Le saut co-sismique est estimé sur les deux composantes horizontales tel que

$$Co_{Tot} = p_{p-EQ}^{2013} - p_{p-noEQ}^{2013} \quad (2.9)$$

On estime une erreur telle que la différence entre la position prédite par la vitesse "réelle" estimée par régression linéaire sur la période "après-séisme" (ligne pointillée bleue sur la figure 2.20), et la position prédite par la vitesse inter-sismique recalibrée, à la date de la première campagne après le séisme. Cette erreur est surtout représentative de l'hypothèse forte, qui est que la vitesse inter-sismique n'a pas changé entre avant et après le séisme. On voit très bien sur la composante Nord de la série temporelle fig. 2.20, que la position estimée en 2015 semble très en dessous de la tendance, entraînant une sous-estimation de la vitesse "après-séisme" et donc une grosse erreur en Nord.

### 2.3 Détermination du champ de vitesse inter-sismique

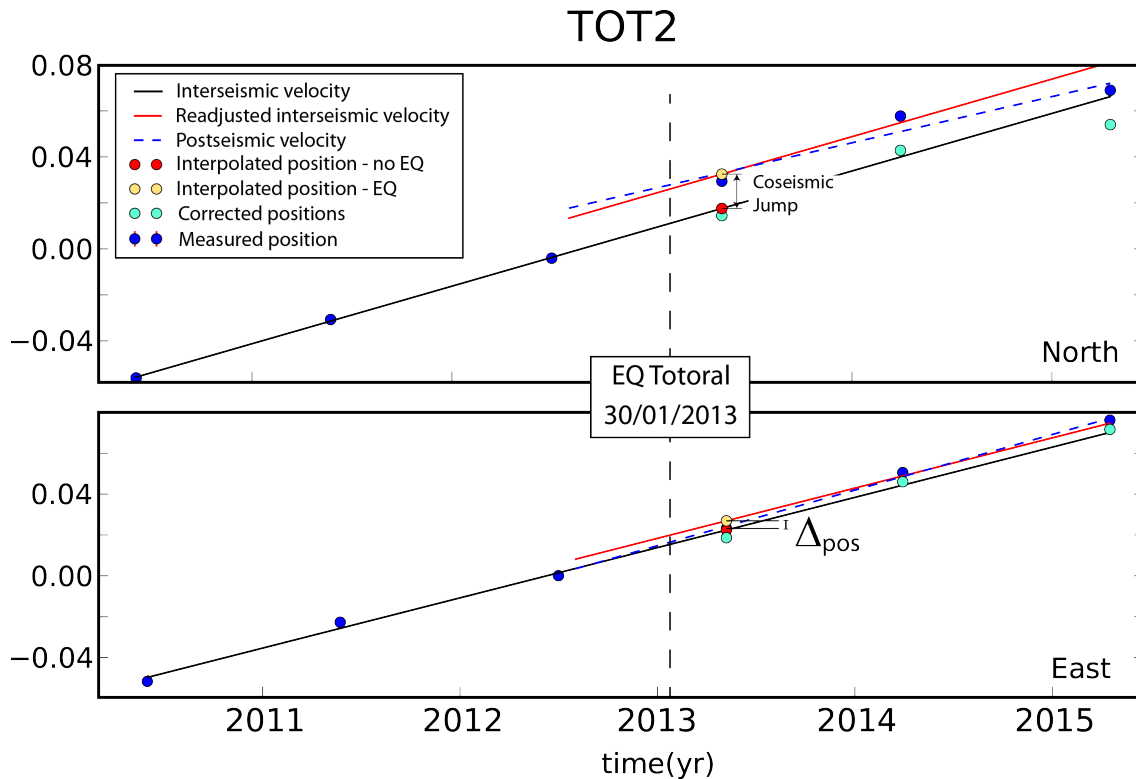


FIGURE 2.20 – GPS time serie (m) of the station TOT2 (located on the map 2.19), illustrating the methodology of estimation and correction of the coseismic displacement of the Totoral earthquake.

Comme c'est souvent le cas, les données en notre possession ne permettent pas de comprendre à quoi est due cette position, ayant exclu une cause sismique (un autre séisme s'est en effet produit en 2015, mais celui-ci étant beaucoup plus petit, Mw 5.3 et à une profondeur de 35 km, il ne peut pas être la cause), un problème matériel à la mesure ou encore un effet du système de référence. L'erreur calculée est aussi dépendante de la précision dans la détermination des vitesses inter et post-sismiques, donc du nombre de mesures dans les 2 cas. On applique la méthode sur les points qui n'ont été mesurés que deux fois avant le séisme, tout en sachant que leur vitesse inter-sismique est bien moins contrainte. C'est le cas du point CZBA, pour lequel l'erreur calculée est assez importante et peut traduire un biais dans l'estimation de l'inter-sismique.

À noter que l'estimation du saut sur les séries temporelles des stations permanentes est ajustée à partir de la série temporelle journalière issue du traitement des données permanentes. On obtient ainsi la table de saut co-sismique 2.4, aussi représentée sur la figure 2.21). Pour en vérifier la fiabilité, je réalise des modèles directs simples de dislocation dans un demi-espace élastique. Je compare ainsi la déformation au sol engendré par le séisme localisé par le CSN, avec celle engendrée par un séisme dont la localisation est variable (2.21). Les tests montrent que le saut co-sismique

## CHAPITRE 2 : *La Mesure de la déformation par GPS*

Longitude	Latitude	saut <sub>N</sub> (mm)	saut <sub>E</sub> (mm)	err <sub>N</sub> (mm)	err <sub>E</sub> (mm)	Station
289.121	-27.514	5.0	-1.0	-0.53	-5.11	BARQ
288.824	-28.277	-10.0	-5.0	-0.84	-1.18	CANG
289.662	-27.385	-2.0	-3.0	-0.45	-0.52	COPO
289.177	-27.357	2.0	-0.0	-0.20	-3.57	COP2
289.317	-27.358	1.0	-1.0	-0.58	-3.64	COP3
289.984	-27.271	-1.0	2.0	-0.46	1.33	COP5
288.857	-28.063	2.0	-6.0	-0.98	7.35	CZBA
288.980	-28.564	-6.0	-7.0	-0.59	-2.38	FREI
288.778	-28.478	-8.0	-4.0	-1.25	-2.50	HUA0
289.012	-27.870	7.0	2.0	-0.48	2.36	TOT2
289.115	-27.912	9.0	2.0	-1.56	0.98	TOT3
289.387	-27.977	3.00	-3.0	-1.20	0.17	TOT4
289.660	-27.951	-1.0	-2.0	0.28	1.65	TOT5
289.236	-28.572	-3.0	-1.0	-0.83	-0.50	VALL

TABLE 2.4 – Table of coseismic displacements estimated on GPS times series

estimé sur les séries temporelles de campagne est relativement constant, y compris pour les points les moins mesurés avant le séisme, pour un épïcêtre localisé une dizaine de kilomètres à l'Ouest de l'épïcêtre du CSN. Considérant l'incertitude sur la localisation, on attribue une confiance raisonnable à l'estimation du co-sismique. On l'utilise finalement pour corriger les séries temporelles via GLOBK, prenant en paramètre d'entrée le fichier ".eq". Ce fichier (fourni en annexe de ce manuscrit) contient tous les rattachements sur les différents réseaux, les corrections dues aux séismes, les suppressions partielles de stations sur une période précise, voire totale, par exemple de stations parasites de l'IGS, dont il faut absolument tenir compte lors du traitement.

### 2.3 Détermination du champ de vitesse inter-sismique

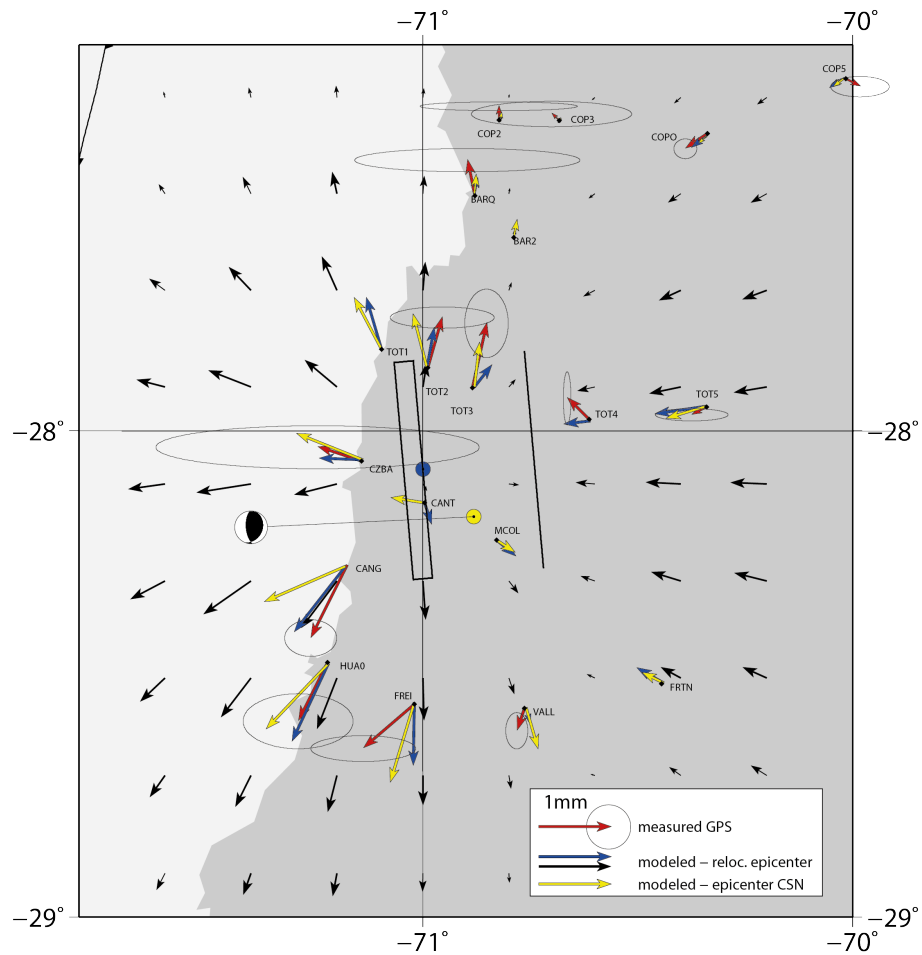


FIGURE 2.21 – Dislocation model for the CSN location (yellow) and for variable locations (blue and black), compared to the coseismic displacements estimated on GPS time series (red).





# Chapitre 3

## Méthodologie de modélisation en éléments finis

Les déformations post-sismiques qui suivent les séismes majeurs peuvent être modélisées de différentes manières. La résolution d'équations analytiques ou la modélisation 3D sphérique basée sur les techniques spectrales sont communément utilisées (Piersanti [1999], Pollitz [1997], Pollitz et al. [1998]). Ces techniques permettent toutes de combiner de manière simple plusieurs mécanismes mais ne permettent pas d'intégrer des variations latérales de viscosités dues à la présence d'un slab ou d'un coin ou channel visqueux. Or la nécessité de la présence d'un slab dans les modélisations post-sismiques a été largement prouvée (Melosh and Raefsky [1983], [...], Trubienko et al. [2014]). Dans cette thèse, nous effectuons des modélisations aux éléments finis (FEM) pour interpréter les observations faites après le séisme de Maule.

Nous verrons donc dans ce chapitre, dans un premier temps, les principes de base et la mise en oeuvre de cette méthode pour étudier la subduction. Nous regarderons ensuite d'un peu plus près l'effet de chaque paramètre sur la réponse post-sismique en surface, tout d'abord les paramètres rhéologiques en commençant par rappeler quelques bases de mécanique des milieux continus. Enfin, l'effet des paramètres géométriques est étudié de plus près, présence et géométrie du slab, effet en surface de la relaxation viscoélastique dans les différentes régions à faible viscosité, à travers des modèles 2D réalisés dans le cadre d'une étude préliminaire du séisme de Valdivia, puis à travers des modèles synthétiques 3D.

### 3.1 Modèles en éléments finis

La méthode des éléments finis (FEM) est utilisée pour résoudre de manière numérique de nombreux problèmes de physique (mécaniques, acoustiques, thermodynamiques, ou comme dans notre cas géodynamiques). Cette méthode permet de déterminer une solution approchée sur un domaine

spatial, découpé en petits éléments, en recherchant une formulation simplifiée du problème sur chacun de ces éléments. On transforme ainsi le système d'équations représentant le comportement mécanique et rhéologique du système étudié, en système d'équations linéaires.

Cette méthode est aujourd'hui largement utilisée pour la modélisation des mécanismes de la subduction et du cycle sismique et nous utilisons dans notre cas le logiciel Zebulon-Zset (<http://www.zset-software.com/products/zebulon/>), développé par l'École des Mines et l'ONERA, qui est capable de résoudre des problèmes mécaniques non linéaires par la méthode des éléments finis.

La procédure de FEM ne sera pas précisément décrite dans ce mémoire, mais le lecteur peut se référer aux ouvrages et articles de Zienkiewicz and Taylor [2000] et Bonnet et al. [2014]. Nous verrons dans cette partie la mise en application de la méthode des éléments finis dans le cadre de la subduction, avec la construction du maillage, la paramétrisation des modèles et la procédure de calcul.

### 3.1.1 Construction du maillage

Le maillage, 2D initialement, est construit à partir de formes géométriques simples, telles que des points, des lignes, des polygones, de façon à représenter les différentes zones de l'interface de subduction : la plaque chevauchante, la plaque plongeante, l'asthénosphère, les éléments du channel et éventuellement du coin (Fig 3.1, dont on fixe la géométrie (épaisseur, forme...)). Les différents maillages réalisés, pour l'étude de Valdivia ou du Maule, sont construits à partir de profils de slab réalistes, d'après la base de données USGS Slab1.0 (Hayes et al. [2012]).

Une fois la géométrie créée, le maillage 3D (Fig 3.2) est construit (MESHER, YAMS (<http://www.distene.com/>)) selon les étapes suivantes :

- Extension le long de la fosse de subduction
- Maillage du complémentaire
- Maillage des bords de la boîte
- Transformation du maillage cubique en sphérique

Le maillage 3D, représentant une portion sphérique de la Terre s'étend sur  $60^\circ$  en longitude et en latitude, ce qui représente environ 6000 km dans les deux directions, et présente une profondeur de 3000 km jusqu'à la limite manteau-noyau. Les frontières sont fixées suffisamment lointaines pour englober toute l'Amérique du Sud et bien au delà, de sorte que le calcul ne soit pas influencé par des effets de bord, et ce sur tout le continent afin de pouvoir exploiter les modèles raisonnablement jusqu'à la côte Est du Brésil. Sur les 4 frontières horizontales (Nord, Sud Est et Ouest) du maillage, les vitesses horizontales sont fixées nulles. Au niveau de la limite profonde (limite manteau-noyau),

### 3.1 Modèles en éléments finis

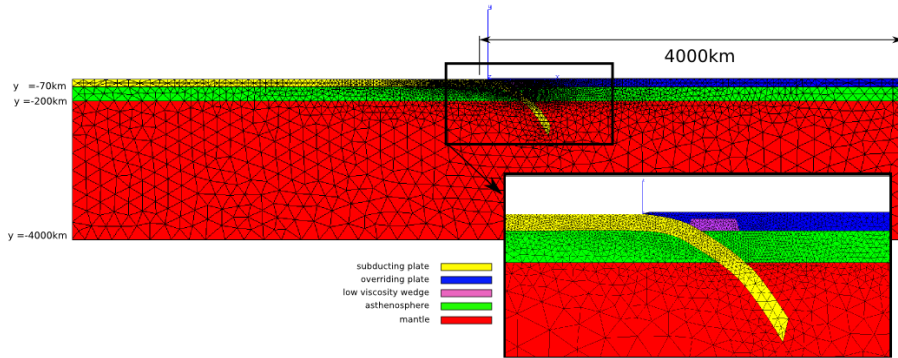


FIGURE 3.1 – 2D finite elements mesh of the subduction interface, featuring the overriding and subducting plates, the asthenosphere, and an area, which size and width can vary to feature either a channel or a wedge.

une condition de glissement libre et vitesse verticale nulle est imposée. Aucune contrainte de cisaillement n'est imposée sur la frontière supérieure mais on tient compte de l'effet gravitationnel en appliquant une force verticale égale à  $(-\rho \cdot g \cdot U_y)$  (avec  $\rho$  la densité du manteau,  $g$  la gravité et  $U_y$  le déplacement vertical en surface).

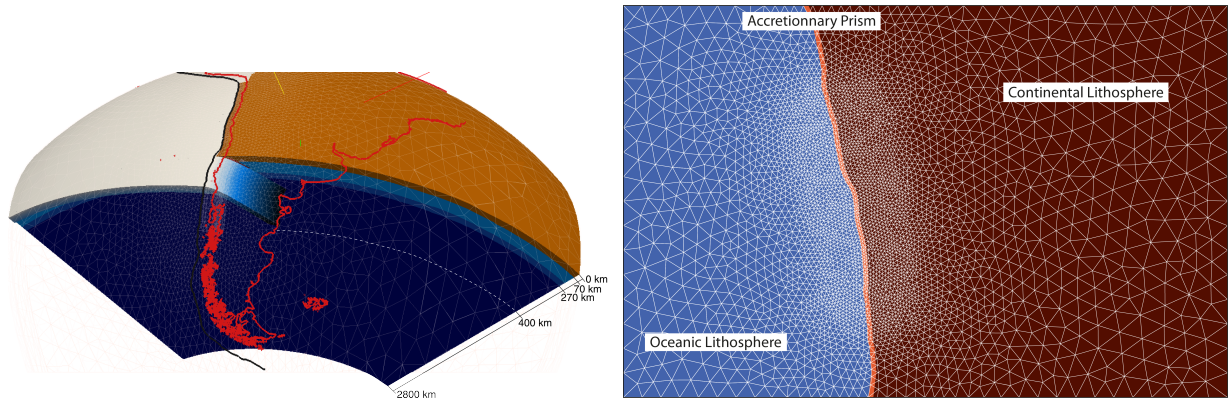


FIGURE 3.2 – **Left** : 3D finite element mesh, featuring a spherical shell portion from the core-mantle boundary to the Earth's surface, extending over  $60^\circ$  in latitude and longitude. **Right** : Planar top surface of the mesh, colors define the different layers (Continental and Oceanic lithosphere, separated by the Accretionary prism), white lines highlight the elements of the mesh.

**Etude de convergence** La résolution optimale du maillage est obtenue grâce une rapide étude de convergence, au cours de laquelle on compare la réponse post-sismique en surface obtenue pour un même glissement avec 3 maillages, aux éléments plus ou moins fins. Une étude approfondie ayant déjà été menée antérieurement, au cours de laquelle ont été testées les contraintes en profondeur, on se contente ici de s'assurer que la réponse en surface est identique quelque que soit la finesse du maillage (communication personnelle J.D.Garaud). Finalement, on construit un maillage dans lequel les éléments sont raffinés au niveau de l'interface, afin d'enregistrer précisément

les déformations en champ proche, tout en gardant des temps de calcul raisonnables grâce à des éléments de plus en plus grands au fur et à mesure qu'on s'éloigne de l'interface. Ce raffinement réalisé impose un facteur 55 entre la taille du plus petit élément au niveau de l'interface, dont la base mesure moins de 0.5 km<sup>2</sup>, et l'élément le plus grand au bord du maillage, dont la base mesure 22 km<sup>2</sup>. Le maillage finale est composé de 252186 éléments tétraédriques 3D, soit 46587 noeuds.

### 3.1.2 Paramétrisation

**Définition des matériaux :** À chaque région du maillage, (plaques, asthénosphère..etc) est associé un matériau. Les plaques chevauchantes et plongeantes sont définies élastiques et sont décrites par les modules G, correspondant au module de cisaillement, et K fonctions de la profondeur (Table 3.1). Nous considérons qu'il convient d'utiliser ici l'épaisseur thermique et non pas l'épaisseur flexurale élastique. Cette dernière reflète les propriétés rhéologiques pour des contraintes de l'ordre de 10<sup>18</sup> Pa et des temps de plusieurs millions d'années. Une épaisseur de plaque de 70 km est donc fixée et les paramètres élastiques sont définis selon la distribution PREM (Dziewonski and Anderson [1981]). Toujours en accord avec la structure de l'interface de subduction au large de Maule (1.13), on introduit un prisme d'accrétion, dont le module de cisaillement est défini à 20 GPa. Les paramètres élastiques des zones visqueuses sont égaux à ceux des matériaux élastiques et les viscosités sont contraintes à partir des données GPS de surface décrites plus loin. Au Chili, la discontinuité du Moho au contact du slab est imagée à environ 30 km de profondeur. Celle-ci descend à 40 km sous l'arc volcanique pour se stabiliser à une profondeur moyenne de 35 km sur le reste du continent (Oncken et al. [2006], Van der Meijde et al. [2013]). Dans le cadre de mes modèles, je fixe une profondeur de Moho à 30 km, afin d'être cohérente au niveau du contact avec le slab (pour les calculs de distributions de glissement), gardée constante sur tout le modèle.

**Simulation du séisme** Afin de générer un séisme, on applique la *slip node method* (Melosh and Raefsky [1983]) qui consiste à dupliquer les noeuds au niveau de l'interface de subduction, formant des paires de noeuds *slave* et *master* (Fig. 3.3). Le séisme est alors simulé comme un glissement soudain et abrupt sur l'interface de subduction entre les paires de noeuds.

### 3.2 Comportements rhéologiques

#### Continental (left) and oceanic (right) lithospheres :

Depth (m)	$G_{cont}$	$K_{cont}$	$G_{ocean}$	$K_{ocean}$
-2, 21.10 <sup>5</sup>	6, 56.10 <sup>10</sup>	1, 27.10 <sup>11</sup>	6, 56.10 <sup>10</sup>	1, 27.10 <sup>11</sup>
-60.10 <sup>3</sup>	68.10 <sup>9</sup>	130.10 <sup>9</sup>	68.10 <sup>9</sup>	130.10 <sup>9</sup>
-30, 1.10 <sup>3</sup>	68.10 <sup>9</sup>	130.10 <sup>9</sup>	68.10 <sup>9</sup>	130.10 <sup>9</sup>
-30.10 <sup>3</sup>	26.10 <sup>9</sup>	52.10 <sup>9</sup>	68.10 <sup>9</sup>	130.10 <sup>9</sup>
1.10 <sup>4</sup>	26.10 <sup>9</sup>	52.10 <sup>9</sup>	68.10 <sup>9</sup>	130.10 <sup>9</sup>

#### Asthenosphere :

Depth (m)	$G$	$K$
-3.10 <sup>6</sup>	2, 94.10 <sup>11</sup>	6, 56.10 <sup>11</sup>
-2, 89.10 <sup>6</sup>	2, 94.10 <sup>11</sup>	6, 56.10 <sup>11</sup>
-1, 25.10 <sup>6</sup>	1, 93.10 <sup>11</sup>	3, 73.10 <sup>11</sup>
-6, 71.10 <sup>5</sup>	1, 55.10 <sup>11</sup>	3.10 <sup>11</sup>
-6, 60.10 <sup>5</sup>	1, 25.10 <sup>11</sup>	2, 42.10 <sup>11</sup>
-4, 06.10 <sup>5</sup>	9, 06.10 <sup>10</sup>	1, 76.10 <sup>11</sup>
-4, 01.10 <sup>5</sup>	8, 24.10 <sup>10</sup>	1, 60.10 <sup>11</sup>
-2, 21.10 <sup>5</sup>	6, 56.10 <sup>10</sup>	1, 27.10 <sup>11</sup>
-60.10 <sup>3</sup>	68.10 <sup>9</sup>	130.10 <sup>9</sup>

#### Accretionary prism :

G	K
20.10 <sup>9</sup>	40.10 <sup>9</sup>

TABLE 3.1 – Shear (G in Pa) and Bulk (K in Pa) moduli as function of depth.

## 3.2 Comportements rhéologiques

Les déformations observées à la surface de la Terre sont la conséquence de différents mécanismes qui se produisent dans les couches profondes de la Terre en réponse à différents types de chargements (tectoniques, hydrologiques...etc). Ces mécanismes peuvent être approximés grâce à la mécanique des milieux continus, pour laquelle on suppose que les hétérogénéités du milieu étudié sont suffisamment petites comparées au volume considéré pour que son comportement rhéologique soit caractéristique du comportement macroscopique moyen du milieu. Bien qu'il en existe d'autres, nous nous concentrons dans cette partie uniquement sur les comportements élastiques et viscoélastiques, pour lesquels on détaillera les équations, dont les variables clé sont contraintes et déformations.

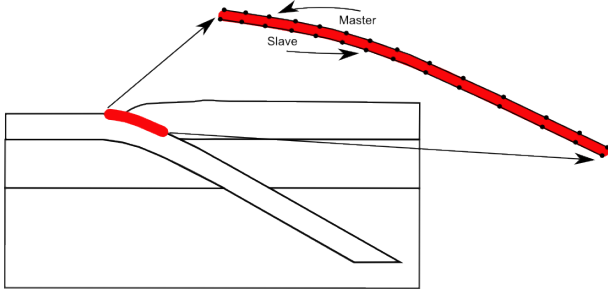


FIGURE 3.3 – Nodes duplication on the fault plane.

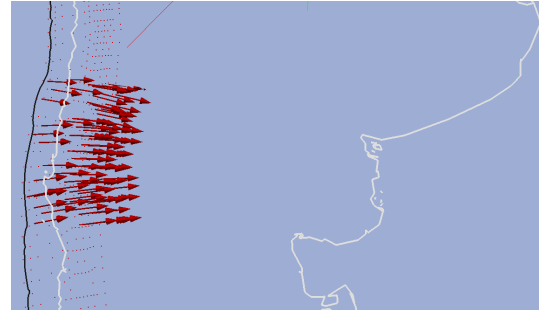


FIGURE 3.4 – 3D representation of the uniform slip vectors on each node of the fault plane.

### 3.2.1 Elasticité linéaire

L'élasticité est un comportement rhéologique réversible. Soumis à une contrainte  $\sigma$ , la déformation élastique  $\varepsilon$  est instantanée et est proportionnelle à la contrainte. Lorsque cette contrainte disparaît, le corps reprend son état initial en relâchant l'énergie stockée sous l'effet de la contrainte. L'équation constitutive entre la contrainte et la déformation est donnée par la loi de Hooke, qui dit que l'allongement est proportionnel à la force (*ut tensio sic vis*). Cette loi est linéaire et est définie telle que

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl}\varepsilon_{kl} \quad (3.1)$$

avec  $C$ , le tenseur d'élasticité d'ordre 4.

### 3.2.2 Viscoélasticité

La réponse d'un milieu viscoélastique est principalement caractérisée par sa dépendance au temps. Il peut être représenté par deux éléments mécaniques de base :

- le ressort (fig. 3.5-gauche), symbolisant l'élasticité linéaire parfaite, c'est-à-dire que la réponse à une sollicitation est entièrement réversible. Contrainte et déformation sont donc définies par la loi de Hooke  $\sigma = \mu\varepsilon$  avec  $\mu$  le module de cisaillement.
- l'amortisseur (fig. 3.5-droite), qui représente la viscosité linéaire et respecte la loi contrainte-déformation  $\sigma = \eta\dot{\varepsilon}$  avec  $\eta$  la viscosité en Pa.s.

Les modèles rhéologiques sont formés par combinaison de ces éléments.

#### 3.2.2.1 Modèle de Maxwell

Le corps de Maxwell est un enchaînement en série d'un ressort et d'un amortisseur, il modélise le comportement d'un corps viscoélastique linéaire simple. La réponse élastique à la contrainte est

### 3.2 Comportements rhéologiques

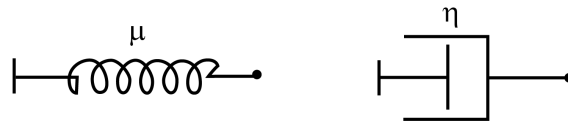


FIGURE 3.5 – Basic mechanical elements : **gauche**) *spring* with  $\mu$ , the shear modulus ; **droite**) : dashpot of viscosity  $\eta$ .

suivie par du fluage stationnaire (Fig. 3.6-droite). A noter que si la contrainte est supprimée, la partie élastique de la déformation est restaurée. La contrainte appliquée au système est la même pour les deux éléments et le taux de déformation du système est égal à la somme des taux de déformation des éléments :

$$\begin{aligned} \varepsilon &= \varepsilon_{ressort} + \varepsilon_{amort} \\ \varepsilon &= \frac{\sigma_0}{\mu} + \frac{\sigma_0}{\eta} \cdot t \end{aligned} \quad (3.2)$$

et

$$\dot{\varepsilon} = \frac{\dot{\sigma}}{\mu} + \frac{\sigma}{\eta} \quad (3.3)$$

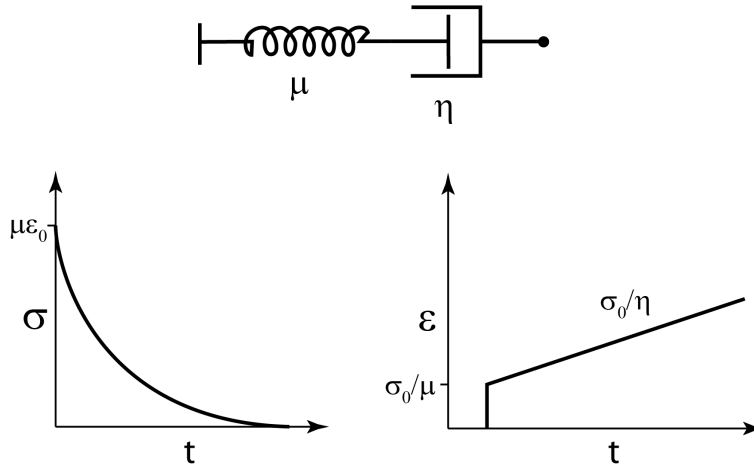


FIGURE 3.6 – Maxwell model. **Left** : stress as function of time ; **Right** : displacement as function of time for a Maxwell model.

A  $t = 0$ , si l'on applique une déformation  $\varepsilon_0$ , maintenue constante au cours du temps, au corps de Maxwell, cette équation devient

$$\frac{\dot{\sigma}}{\mu} + \frac{\sigma}{\eta} = 0 \quad (3.4)$$

La résolution de cette équation différentielle avec pour condition initiale  $\sigma_0 = \mu\varepsilon_0$  donne  $\sigma = \mu\varepsilon_0 \exp \frac{-\mu t}{\eta}$  qui illustre une fonction de décroissance exponentielle. On définit par ailleurs  $T_M$ , le temps de Maxwell caractéristique de relaxation par  $T_M = \frac{\eta}{\mu}$ .

### 3.2.2.2 Modèle de Kelvin-Voigt

Le modèle de Kelvin-Voigt est l'assemblage en parallèle d'un ressort et d'un amortisseur (Fig. 3.7). Exposée à la contrainte, la réponse élastique du ressort est retardée par la réponse visqueuse de l'amortisseur. Une fois la contrainte relâchée, la déformation est entièrement réversible, il se comporte donc comme un matériau élastique à long terme dont la réversibilité est retardée. La contrainte du système est égal à la somme des contraintes des 2 éléments.

$$\begin{aligned} \sigma &= \sigma_{ressort} + \sigma_{amort} \\ \sigma &= \mu\varepsilon + \eta\dot{\varepsilon} \end{aligned} \quad (3.5)$$

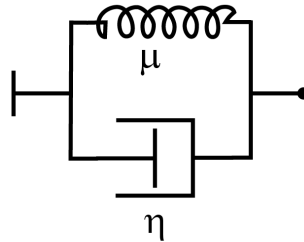


FIGURE 3.7 – Kelvin-Voigt model

### 3.2.2.3 Modèle de Burger

Le modèle de Burger le plus simple est une combinaison en série d'un modèle de Maxwell et d'un modèle de Kelvin-Voigt (Fig. 3.7). Il possède donc deux modules de cisaillement et deux viscosités. Ce modèle de Burger est donc caractérisé par une réponse élastique instantanée (imposée par le module de cisaillement  $\mu_M$ ), suivie de fluage transitoire (imposé par le couple  $\mu_K, \eta_K$  du modèle de Kelvin-Voigt), et enfin d'un comportement long-terme visqueux (de viscosité  $\eta_K$ ).

La contrainte dans les deux modèles de Maxwell et de Kelvin est égale à la contrainte du modèle complet (3.7) et la déformation du système est égale à la somme des déformations des modèles en série de Maxwell et Kelvin-Voigt (3.6 - Fig. 3.9).

$$\varepsilon = \varepsilon_{Max} + \varepsilon_{Kelvin} \quad (3.6)$$



### 3.2 Comportements rhéologiques

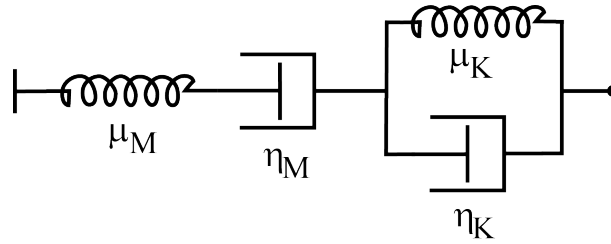


FIGURE 3.8 – Burger model

et

$$\sigma_{Burg} = \sigma_{Max} = \sigma_{Kelvin} \quad (3.7)$$

avec, rappelons, la déformation dans le modèle de Maxwell

$$\dot{\epsilon}_{Max} = \frac{\dot{\sigma}_M}{\mu_M} + \frac{\sigma_M}{\eta_M} \quad (3.8)$$

Le système de Burger est décrit par l'équation différentielle :

$$\eta_K \ddot{\epsilon} + \mu_K \dot{\epsilon} = \frac{\eta_K}{\mu_M} \ddot{\sigma} + \left( \frac{\eta_K}{\eta_M} + \frac{\mu_K}{\mu_M} + 1 \right) \dot{\sigma} + \frac{\eta_K}{\mu_M} \sigma \quad (3.9)$$

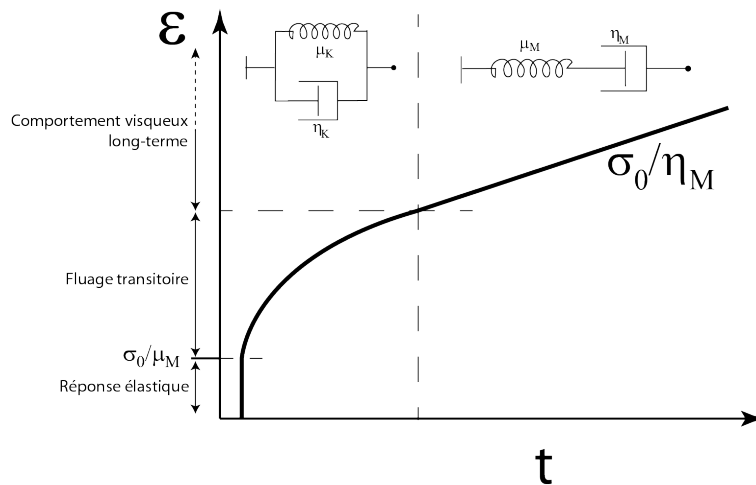


FIGURE 3.9 – Displacement as function of time for a Burger model.

On peut ainsi caractériser certains cas tels que :

1. Si  $\eta_K \rightarrow \infty$ , la phase transitoire est négligeable, on retrouve la réponse dans le cas d'un modèle de Maxwell.

2. Si  $\mu_M \ll \mu_K$ , la phase transitoire est très courte
3. Si  $\eta_M \rightarrow \infty$  et  $\eta_K \rightarrow \infty$ , on retrouve une réponse dans le cas d'un modèle purement élastique.

Appliquée au cycle sismique, la réponse instantanée élastique des modèles de Maxwell et Burger représente le déplacement co-sismique sur une faille. A  $t = t_{eq}$ , une contrainte  $\sigma_0$  est imposée au système, entraînant une réponse élastique instantanée dont la déformation vaut  $\frac{\sigma_0}{\mu_M}$ . Dans le cas d'un modèle de Maxwell, elle évolue ensuite avec le temps à une vitesse constante de  $\frac{\sigma_0}{\eta_M}$  (fig 3.6).

Le temps caractéristique de relaxation de Maxwell est égal à  $\tau = \frac{\eta}{\mu}$  et plus la viscosité est importante et plus le temps de relaxation de Maxwell est long. Typiquement, une viscosité de l'ordre de  $3 \cdot 10^{18}$  Pa.s présente un temps de relaxation de l'ordre de 4 ans. Dans le cas d'un modèle de Burger, on introduit, entre la réponse instantanée et la réponse long terme, la composante transitoire, dont on ajuste le temps caractéristique de relaxation. Par exemple, pour les modèles réalisés dans cette étude, on lui attribue des viscosités de l'ordre de quelques  $10^{17}$  Pa.s, tel que  $\mu_M \ll \mu_K$ . Dans cette situation, le temps de relaxation sera de l'ordre de quelques mois.

Enfin, ce modèle peut être complexifié en ajoutant d'autres éléments de Maxwell et/ou de Kelvin-Voigt, par exemple pour jouer sur les temps de relaxation et donc sur le caractère transitoire, ou plus ou moins long terme des différents éléments.

### 3.2.3 Rhéologie long-terme vs transitoire et les déformations post-sismiques

Que l'on travaille sur le séisme d'Aceh (2004), de Tohoku (2011) ou de Maule (2010), nous disposons de données sur des périodes de temps relativement courtes, au maximum 11 ans dans le cas d'Aceh. Il semble donc impossible de contraindre des rhéologies long-terme, à l'échelle du cycle sismique, en étudiant les données post-sismiques des grands séismes de subduction. La majorité des modèles de post-sismiques publiés proposent des rhéologies de Maxwell alors que l'inversion des données GPS dans le cas du Maule nous permet de contraindre une rhéologie de Burger avec des viscosités *long terme* apparentes très faibles.

Afin de bien comprendre l'effet des différents éléments de rhéologie et ce qui nous a amené à affirmer qu'une rhéologie de Burger est nécessaire pour modéliser les déformations post-sismiques du séisme du Maule, nous testons la réponse en surface de la relaxation dans l'asthénosphère pour différentes rhéologies sur 100 ans, c'est-à-dire, à l'échelle d'un cycle sismique. On teste ainsi les rhéologies définies ici et dont les couleurs de courbes se rapportent à la figure 3.10, commentées à la lumière des données.

### 3.2 Comportements rhéologiques

- **A.** Maxwell :  $\eta = 3,0 \cdot 10^{19}$  Pa.s - *courbe jaune*
- **B.** Maxwell :  $\eta = 4,8 \cdot 10^{18}$  Pa.s - *courbe bleue*
- **C.** Burger sans viscosité long terme :  $\eta_K = 4,8 \cdot 10^{18}$  Pa.s ;  $\mu_K = \mu_M/5$  - *courbe verte*
- **D.** Burger :  $\eta_K = 4,8 \cdot 10^{18}$  Pa.s ;  $\mu_K = \mu_M/5$ ,  $\eta_M = 3 \cdot 10^{19}$  Pa.s - *courbe cyan*
- **E.** Burger :  $\eta_K = 10^{17}$  Pa.s,  $\mu_K = 3,9 * \mu_M$ ,  $\eta_M = 4,8 \cdot 10^{18}$  Pa.s - *courbe rouge* (modèle préféré dans le cadre du Chili)
- **F.** Burger - 2 Kelvin-Voigt :  $\eta_M = 3 \cdot 10^{19}$  Pa.s,  $\eta_{K_1} = 4,8 \cdot 10^{18}$  Pa.s ;  $\mu_{K_1} = \mu_M/5$ ,  $\eta_{K_2} = 10^{17}$  Pa.s,  $\mu_{K_2} = \mu_M * 3,9$  - *courbe noire*

La figure 3.10 représente le déplacement post-sismique à un point situé à 200 km de la fosse en fonction du temps sur 100 ans dans ces 6 cas.

Le modèle de Maxwell (**A**) produit des déplacements quasi linéaires au cours des 100 ans, avec une vitesse de l'ordre de 0.15 cm/an. Comme cela avait été montré dans le cas du Japon et de Sumatra, une rhéologie de Maxwell, avec une telle viscosité, ne permet pas de produire suffisamment de déformations au cours des 30 premières années après le séisme.

Avec une viscosité quasi dix fois plus faible, le modèle de Maxwell **B** reproduit une courbe de forme logarithmique avec plus de 50% des déformations se produisant au cours des 20 premières années. Cependant, des déplacements restent mesurables jusqu'à 100 ans, ce qui, au vu des observations faites 40 ans après le séisme de Valdivia, semble largement surestimé.

On compare ce modèle **B** avec une rhéologie de Burger sans viscosité long terme, le modèle **C**. Les deux modèles produisent la même quantité de déplacement au cours des 5 premières années après le séisme puis divergent. Le modèle de Burger se relaxe beaucoup plus rapidement et on ne mesure quasi plus de déplacement à partir de 40 ans contrairement au modèle de Maxwell.

Le modèle **C** montre donc bien le caractère transitoire imposé par l'élément de Kelvin-Voigt. De plus, une viscosité de l'ordre de  $4 \cdot 10^{18}$  Pa.s semble bien nécessaire pour engendrer des déformations d'une amplitude telle que mesurée dans les premières années qui suivent les grands séismes de subduction.

Cependant, une viscosité aussi faible n'est pas cohérente avec une rhéologie long terme à l'échelle du cycle sismique, l'étude, bien que préliminaire, du séisme de Valdivia permet en effet de contraindre des viscosités beaucoup plus élevées, de l'ordre de  $10^{19}$  Pa.s compatible avec les contraintes apportées par convection. Une viscosité de l'ordre de  $4 \cdot 10^{18}$  Pa.s ne peut donc pas être long terme, mais serait plutôt transitoire, à l'échelle de la décennie.

On teste alors l'effet du modèle **D** de Burger de viscosité long terme de  $3,0 \cdot 10^{19}$  Pa.s et de viscosité transitoire  $\eta_K = 4,8 \cdot 10^{18}$  Pa.s. Celui-ci produit des déplacements équivalents aux modèles dont la viscosité est de  $4 \cdot 10^{18}$  Pa.s (**B** et **C**), au cours des 3 premières années après le séisme puis diverge. La relaxation est beaucoup plus lente et donc longue, produisant des déformations mesurables 100 ans après le séisme.

Nous comparons ensuite ces résultats avec la rhéologie qui a été contrainte par inversion des don-

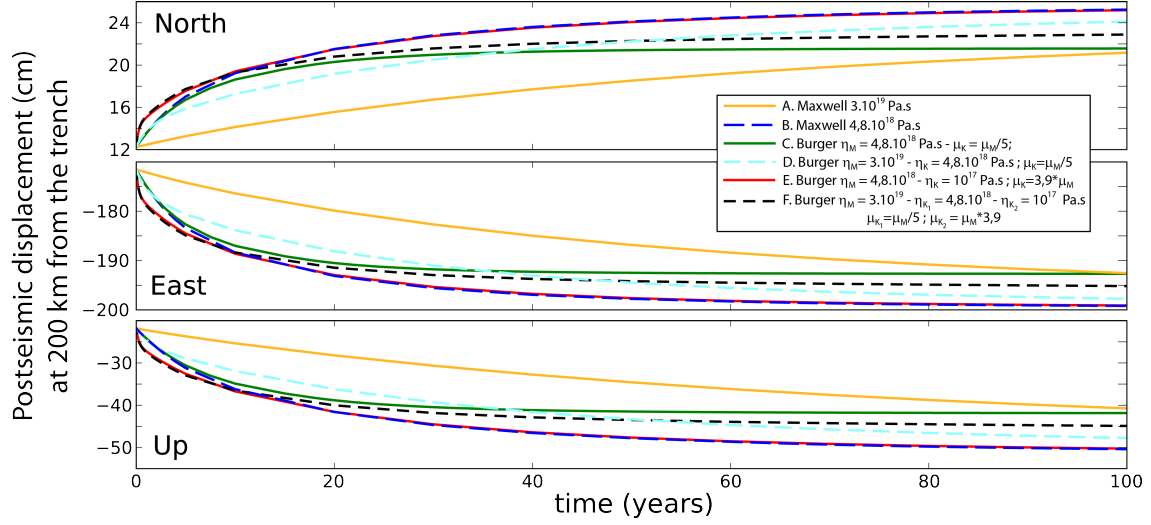


FIGURE 3.10 – Postseismic displacements (cm) as function of the time for a point localised at 200 km from the trench and for different rheologies of the asthenosphere : **Yellow** : A. Maxwell ; **Blue** : B. Maxwell ; **Green** : C. Burger without long term viscosity ; **Cyan** : D. Burger ; **Red** : E. Burger ; **Black** : F. Burger - 2 Kelvin Voigt.

nées GPS dans le cadre du Maule, le modèle **E**, rhéologie de Burger avec une viscosité long terme de  $\eta_M = 4,8.10^{18}$  Pa.s et une viscosité court terme ( $\mu_K = 3.9 * \mu_M$ ) de l'ordre de  $\eta_K = 10^{17}$  Pa.s. Celle-ci produit 50% des déformations au cours des 3 premières années et converge ensuite vers un modèle de Maxwell de viscosité  $4,8.10^{18}$  Pa.s, produisant des déformations mesurables jusqu'à 100 ans après le séisme. Même s'il est difficile, voire impossible à la vue des données actuelles, de discriminer entre ce qui a pour origine la relaxation ou l'afterslip, la combinaison d'un élément de Kelvin-Voigt très court terme avec du glissement supplémentaire semble permettre d'amplifier suffisamment les déformations en champ proche.

On teste finalement un modèle encore plus complexe qui permettrait d'être en accord avec les rhéologies cohérentes à l'échelle du cycle sismique et avec l'amplitude des déformations court/moyen post-sismiques, le modèle optimal pourrait être une rhéologie de Burger avec 2 éléments Kelvin-Voigt. Le modèle **F** est ainsi formé d'un Kelvin-Voigt représentant le très court terme, un deuxième comptant pour une période transitoire de période de l'ordre de la décennie, et enfin une viscosité long terme de l'ordre de  $\eta_M = 3,0.10^{19}$  Pa.s. Ce modèle reproduit les déformations nécessaires au cours des 5 premières années après le séisme mais se relaxe beaucoup plus rapidement que le modèle **E**, ne produisant quasiment plus de déformations à partir de 50 ans après le séisme.

### 3.3 Géométrie de l'interface de subduction

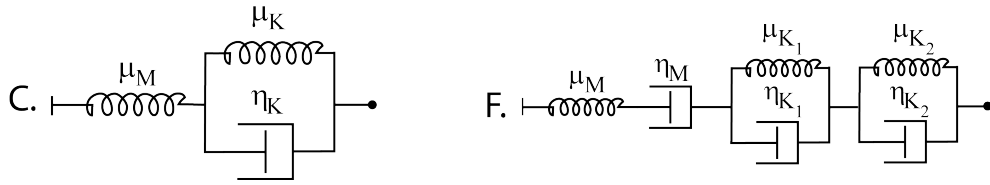


FIGURE 3.11 – Sketch of the tested rheologies **C** and **F** : **C**- Burger without long term viscosity ; **F**- Burger with 2 Kelvin-Voigt.

## 3.3 Géométrie de l'interface de subduction

### 3.3.1 Géométrie du slab, définition de la géométrie du maillage

On donne une importance particulière à la définition de la courbure du slab pour notre maillage puisqu'il a été largement montré que les variations du pendage du slab en surface ainsi qu'à des profondeurs asthénosphériques avait un effet non négligeable sur la réponse post-sismique en surface (Melosh and Raefsky [1983] ; Trubienko et al. [2014] - Fig 3.12).

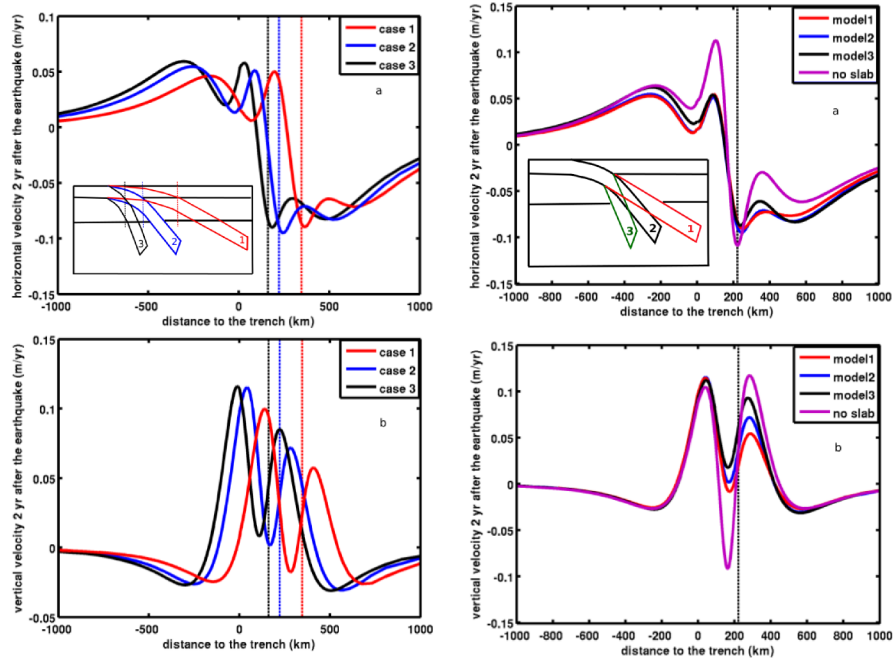


FIGURE 3.12 – Influence of the slab geometry on the postseismic response on surface, Trubienko et al. [2014].

Ce fait étant établi, il est indispensable de définir soigneusement la géométrie du slab. On compare

donc le pendage à des latitudes proches des épicentres des séismes étudiés, à  $39.5^{\circ}\text{S}$  dans le cas du séisme de Valdivia (localisation par Duda [1963]), à  $36^{\circ}\text{S}$  dans le cas du séisme de Maule. Même en dehors de la zone de flat slab, les variations restent non négligeables entre la région de Maule et la région de Valdivia. Il est donc impératif de redéfinir le pendage du slab en fonction du séisme étudié. Pour autant, les variations latérales de pendage du slab dans la zone comprise entre  $34$  et  $38^{\circ}\text{S}$ , correspondant à la zone de rupture du Maule, sont très faibles. On peut donc raisonnablement faire l'hypothèse d'un pendage constant sur cette zone. Cependant, il sera montré plus loin dans ce mémoire que les déformations se propagent bien au delà de la zone de rupture, au Nord et au Sud. Il est donc nécessaire de tester l'impact que peut avoir une forte variation de pendage en dehors de la zone de rupture, sur les déformations en surface. On simule pour cela un flat slab dans la région Nord de la zone de rupture (région de La Serena), de manière simpliste dans un premier temps, en supprimant le slab aux profondeurs asthénosphériques (70-200 km de profondeur) et en ajoutant un morceau de craton (zone ayant des propriétés élastiques) entre  $28^{\circ}\text{S}/69^{\circ}\text{W}$  et  $32^{\circ}\text{S}/64^{\circ}\text{W}$ . L'effet sur les déformations en surface est négligeable, quasiment invisible. Les nombreux tests réalisés semblent finalement montrer que toutes les modifications imposées en dehors de la zone de rupture, qu'elles concernent la géométrie ou les paramètres rhéologiques n'ont quasiment aucun effet sur les déformations en surface, y compris dans la région en aplomb des zones dont on fait varier les paramètres. Après avoir réalisé ces tests, on décide de garder un pendage strictement constant sur tout le maillage.

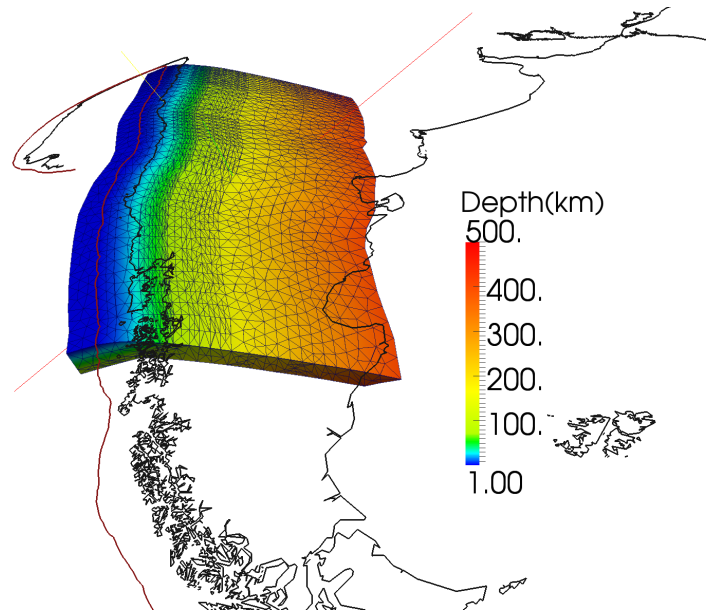


FIGURE 3.13 – 3D geometry of the slab, extracted from the Slab1.0 database (Hayes et al. [2012] - represented on fig 1.15), taken at the latitude of the Maule earthquake.

#### 3.3.2 Etude 2D des paramètres du modèle - cas du séisme de Valdivia

Afin de mieux comprendre l'effet des paramètres géométriques et rhéologiques sur les déformations en surface engendrées par la relaxation visco-élastique dans les régions profondes visqueuses, ainsi que son évolution temporelle, nous travaillons dans un premier temps avec des modèles en 2D sur un cas particulier, le séisme de Valdivia (cf 1.2.3). Étudier un séisme vieux de 50 ans, avec des données GPS qui commencent dans les années 90, soit 30 ans après le séisme de Valdivia, présente un gros intérêt pour mieux comprendre l'évolution long terme des déformations post-sismiques, et ainsi mieux contraindre les rhéologies. Pour autant, la faible quantité et la qualité discutable des données GPS (car anciennes) limitent le potentiel d'une étude fine en 3D et il est difficile de conclure avec certitude sur la géométrie mais surtout sur les rhéologies. Je tire donc profit de ces données pour explorer, en 2D, l'effet en surface de la variation d'un certain nombre de paramètres du modèle, la rhéologie, la présence d'un coin visqueux et la profondeur de couplage.

**Principe de Superposition** Le post-traitement des modèles 2D est basé sur le principe de superposition, détaillé par Trubienko et al. [2013]. Celui-ci permet en effet d'obtenir les mêmes résultats qu'un modèle "réaliste" de *backslip* mais avec des temps de calcul beaucoup plus raisonnables que ce dernier. Ce modèle de superposition est tel que, à tout moment, la réponse en surface est proportionnelle à la force appliquée. Le principe est de calculer la réponse d'un seul séisme sur une période équivalente à N cycles sismiques et d'additionner l'impact de la relaxation durant chacune des N périodes. Cela revient à additionner les vitesses dues à chacun des séismes qui se seraient produits lors de chaque cycle. On retire finalement la tendance linéaire afin d'obtenir le déplacement durant un cycle sismique respectivement à la plaque chevauchante. Considérant l'hypothèse d'un super-cycle dans le cas du séisme de Valdivia, un temps caractéristique de récurrence de 300 ans est fixé, similairement à Moreno et al. [2011].

On impose pour le moment des rhéologies de Maxwell dans les zones visqueuses et on fait varier les paramètres suivants :

- valeur de viscosité de l'asthénosphère,
- présence du coin visqueux ou non,
- épaisseur de ce coin.
- profondeur de blocage (locking depth),

**Impact de la viscosité - rhéologie simple de Maxwell** On fait tout d'abord des modèles sans coin visqueux, ayant une profondeur de couplage de 15 km, et pour lesquels on teste trois valeurs de viscosité,  $1 \cdot 10^{19}$  Pa.s,  $1,5 \cdot 10^{19}$  Pa.s et  $3 \cdot 10^{19}$  Pa.s (Fig. 3.15). On compare les résultats à deux époques, 3 ans après le séisme et 45 ans après celui-ci, cette dernière période coïncidant avec l'époque des données GPS. Peu de temps après le séisme, l'effet d'une variation de la viscosité est visible sur les premiers 1000 km de la fosse, mais au delà, on ne distingue plus de différence entre les modèles. La conclusion logique est que plus la viscosité est faible plus l'amplitude des

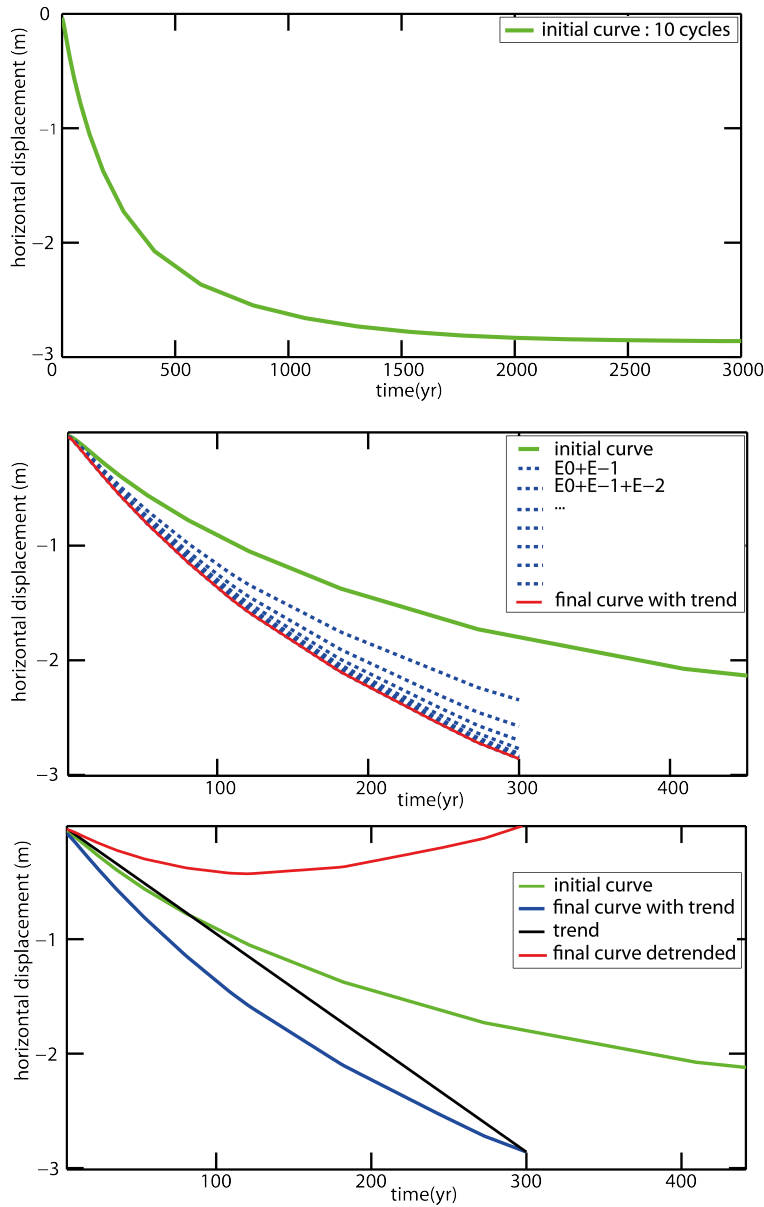


FIGURE 3.14 – Superposition principle proposed by Trubienko et al. [2013].

déformations est importante. Au bout de 45 ans, les différences entre les modèles en champ proche se sont clairement atténuées, on ne les distingue qu'à partir de 150 km de la fosse. Les viscosités égales à  $1 \cdot 10^{19}$  Pa.s et  $1,5 \cdot 10^{19}$  Pa.s semblent donner des résultats cohérents avec les données GPS.



### 3.3 Géométrie de l'interface de subduction

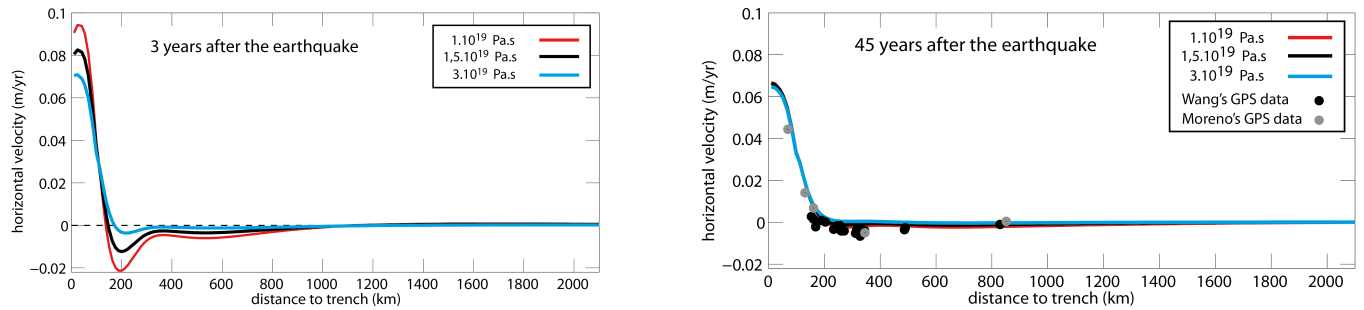


FIGURE 3.15 – Horizontal velocities (m/yr) as function of the distance from trench for 3 different viscosities, **left)** 3 years after the Valdivia earthquake and **right)** 45 years after, compared to GPS velocities measured at stations located between 42 and 47°S.

**Impact de la présence d'un coin visqueux et de son épaisseur** On fixe donc pour les tests suivants une viscosité de  $1,5 \cdot 10^{19}$  Pa.s et on ajoute un coin visqueux au modèle, caractérisé par une rhéologie de Maxwell lui aussi, de viscosité  $\eta = 0,5 \cdot 10^{19}$  Pa.s, pour lequel on fait varier l'épaisseur. La relaxation dans le coin faiblement visqueux a un effet majoritairement sur le champ moyen, correspondant à la région en surface située directement en aplomb du coin. Plus ce coin est épais, plus les déformations sont amplifiées sur cette région. Les vitesses du modèle ayant le coin le plus épais sont jusqu'à 5 fois supérieures à celles du modèle sans coin. 45 ans après le séisme, l'effet s'est là encore beaucoup atténué, on observe moins d'un facteur 2 entre le modèle ayant le coin le plus épais et le modèle sans coin. Il n'y a quasiment plus de différence entre le modèle avec un coin de 40 km de large et le modèle avec un coin de 50 km. Cependant, au vu des données, ce sont ces deux modèles qui présentent le meilleur fit aux données.

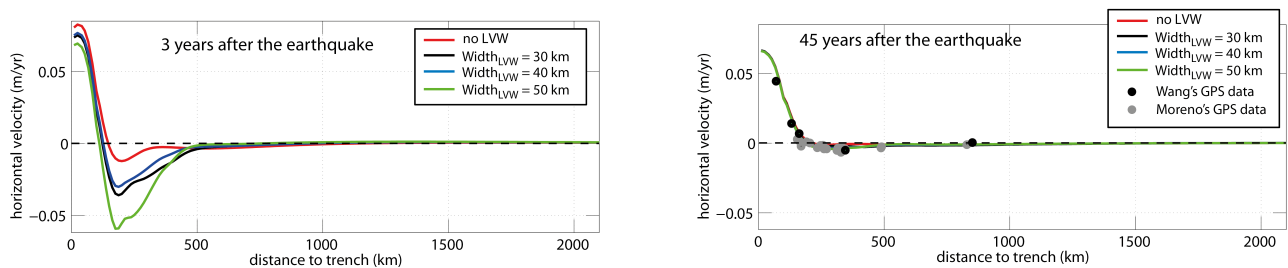


FIGURE 3.16 – Horizontal velocities (m/yr) as function of distance from trench for a viscosity of  $1,5 \cdot 10^{19}$  and for different thickness of low viscosity wedge (which viscosity is  $\eta = 0,5 \cdot 10^{19}$  Pa.s), **left)** 3 years after the Valdivia earthquake and **right)** 45 years after, compared to GPS velocities measured at stations located between 42 and 47°S.

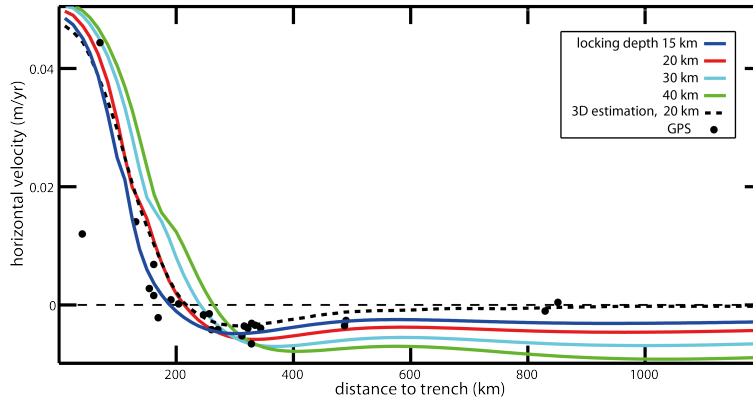


FIGURE 3.17 – Horizontal velocities (m/yr) as function of distance from trench for different locking depth, compared to GPS velocities measured at stations located between 42 and 47°S.

**Impact de la profondeur de blocage** Les tests présentés ont tous été réalisés avec une profondeur de couplage de 15 km. Cela semble très peu profond, mais les modèles permettent malgré tout un bon fit aux données. Trubienko et al. [2014] montre que cela s’explique en partie par le fait que les vitesses en 2D sont surestimées par rapport à la 3D. Basé sur ces travaux, on estime un ratio 3D/2D que l’on applique aux modèles 2D. On compare alors différentes profondeurs de couplage, gardant une viscosité de l’asthénosphère de  $1.5 \cdot 10^{19}$  Pa.s et un coin visqueux d’une épaisseur de 40 km. On constate alors que le modèle 3D estimé pour une profondeur de couplage de 20 km reproduit bien les données, particulièrement en champ lointain, au delà de 800 km de la fosse. Une profondeur de couplage de 20 km reste encore relativement faible, mais cela peut témoigner de la reprise progressive du couplage dans la zone, plus de 45 ans après le séisme de Valdivia. En effet, Hu et al. [2004] introduisent dans leurs modèles un glissement inverse (modèle de backslip) sur la faille pour simuler ce couplage.

**Conclusion - meilleur modèle dans le cas du séisme de Valdivia** Lors de tous ces tests, nous n’avons utilisé que des rhéologies de Maxwell. En effet, en l’absence de données mesurées dans les mois-années qui ont directement suivis le séisme, il est impossible de contraindre une rhéologie de Burger et de déterminer une viscosité court terme.

Cette étude reste finalement très préliminaire et, considérant la faible densité des données en notre possession, ne permet pas de conclure. Au delà de l’intérêt pédagogique révélé par cette étude en 2D, le véritable intérêt scientifique résiderait dans la réalisation d’un modèle complexe, intégrant les deux séismes, Valdivia et Maule. En effet, dans le cas du séisme de Maule, grâce aux données sur les cinq premières années suivant le séisme, nous sommes en mesure de contraindre la composante transitoire du modèle de Burger, mais pas la composante long terme.

### 3.3 Géométrie de l'interface de subduction

#### 3.3.3 Effet en surface de la relaxation dans les différentes zones visqueuses de l'interface

Les modèles 2D précédents nous ont permis de mieux comprendre la nécessité d'ajuster au mieux les paramètres géométriques tels que le pendage du slab, la profondeur de couplage, l'effet de la présence et de la géométrie des zones à faible viscosité, le tout dans un cas relativement simple, de rhéologie de Maxwell.

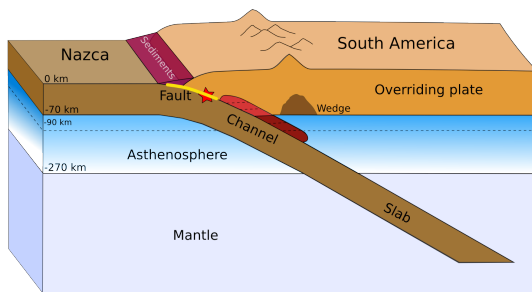


FIGURE 3.18 – Sketch of the Chilean subduction interface, featuring the different viscous elements.

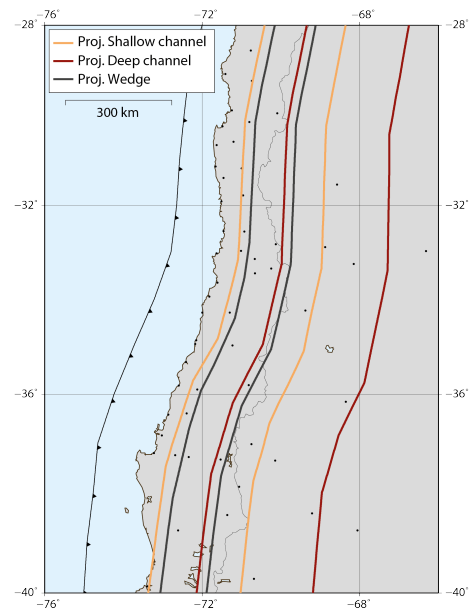


FIGURE 3.19 – Surface projections of the limits of the low viscosity shallow channel (light red), its deep extension (dark red) and of the wedge (grey). Black dots represent the location of GPS stations.

L'étude des déformations post-sismiques du séisme de Maule nous a conduit à contraindre une interface relativement complexe, composée de différentes zones visqueuses dans lesquelles se propagent les contraintes brusquement relâchées lors du choc principal. La relaxation dans chacune de ces régions engendre un schéma de déformations en surface bien particulier. Pour comprendre le cheminement qui, partant des précédents modèles construits dans les cas de Sumatra et du Japon, nous a conduit au modèle présenté dans le chapitre 4, il est essentiel de bien comprendre l'effet de chacune de ces régions sur les déformations en surface.

On réalise des modèles synthétiques dans lesquels seule une zone est visqueuse et se relaxe, le reste étant maintenu élastique. On teste donc l'effet de la relaxation dans l'asthénosphère, les couches

lithosphère-asthénosphère continentales et océaniques, les channels (superficiels et profonds) et le coin, dont la figure 3.19 représente les limites projetées en surface. Dans tous les cas, nous observerons les déformations en surface engendrées au cours de la première année après le séisme, celles-ci étant les plus fortes et les plus marquées.

**Relaxation dans l’asthénosphère** La relaxation viscoélastique dans l’asthénosphère, pour laquelle on impose ici une viscosité de  $3 \cdot 10^{18}$  Pa.s, est responsable de la très large extension spatiale des déformations, sur plusieurs milliers de kilomètres. Dans le cadre de ces tests synthétiques, on s’intéresse à la déformation engendrée en surface par la relaxation dans l’asthénosphère, de part et d’autre de la fosse, aussi bien sur la terre que sur le plancher océanique. La partie océanique est représentée moins contrastée sur les cartes 3.20, pour différencier les deux régions. L’observation de la déformation à très grande échelle engendrée par la relaxation dans l’asthénosphère permet de mettre en évidence deux zones de vitesse maximale. La première zone, au niveau de la fosse, engendre des vitesses orientées vers l’Est, dont l’amplitude maximale est proche de 60 mm/an. Ayant très peu de moyens d’instrumenter les premiers kilomètres de la fosse, sous l’eau, on dispose de très peu d’observations de ces déformations inverses, si ce n’est dans le cas du Japon, ou quelques stations fond de mer, bien que beaucoup moins précises que les stations terrestres, semblent montrer un déplacement orienté vers l’Archipel Japonais (Yamagiwa et al. [2015]). La deuxième zone de vitesse maximale, située sous la Cordillère, engendre des vitesses orientées vers l’Ouest, du même ordre de grandeur. Les vecteurs convergent de part et des zones de vitesses maximales et forment un mouvement de retour de flux au Nord et au Sud de la zone de rupture du séisme. L’amplitude des vitesses décroît ensuite dans toutes les directions et on observe la présence de zones de vitesse quasiment nulle, correspondant aux centres des flux circulaires.

En vertical, une zone faisant face à la zone de rupture du séisme d’environ 200 km de large, subside à un taux de plus de 20 mm/an. Sur terre, le mouvement s’inverse au niveau de la Cordillère qui se soulève, sur une distance d’environ 200 km, ainsi qu’au Nord et Sud de la zone de rupture. La relaxation dans l’asthénosphère est à l’origine de la subsidence générale de l’ordre de 5 mm/an au maximum, décroissant vers l’Est mais visible quasiment jusqu’à la côte Est de l’Argentine.

**Effet en profondeur** Afin de mieux observer l’effet de la relaxation dans l’asthénosphère en profondeur, on regarde les contraintes équivalentes Von Mises, correspondant au 2nd invariant de la contrainte déviatorique (représente l’amplitude de la contrainte). On voit ainsi les très fortes contraintes relâchées par le séisme, qui se relaxent au cours du temps jusqu’à disparaître de l’asthénosphère et pour se concentrer dans les couches élastiques.

### 3.3 Géométrie de l'interface de subduction

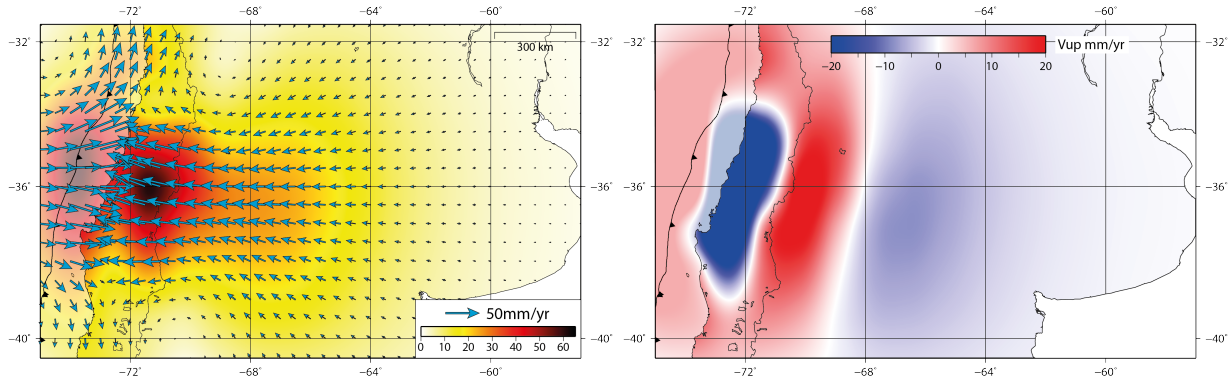


FIGURE 3.20 – Effect on surface velocities over the first year after the earthquake of relaxation in the asthenosphere, **right**) in horizontal : vectors represent the orientation of deformation, the color scale its amplitude (mm/yr) ; **left**) in vertical (mm/yr), blue indicates subsidence, red uplift.

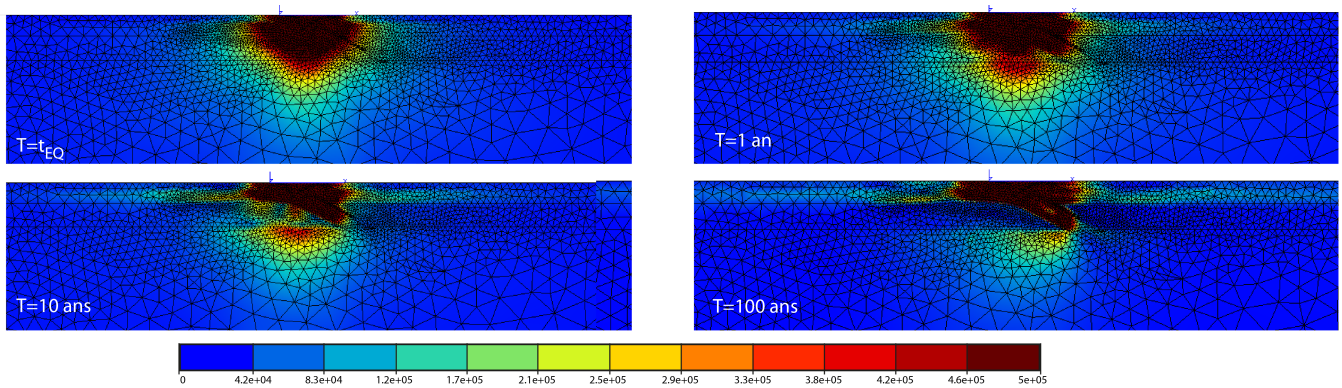


FIGURE 3.21 – Von Mises stresses evolution for the relaxation in the asthenosphere, at the time of the earthquake, 1 year after, 10 years after and 100 years after.

**Couches Lithosphère-Asthénosphère continentale et océanique** Parce que les épaisseurs des lithosphères océaniques et continentales ne sont pas nécessairement les mêmes, une couche intermédiaire entre 70 et 90 km est définie entre la lithosphère et l’asthénosphère (délimitation indiquée par la ligne pointillée dans la zone asthénosphérique représentée en dégradé de bleu fig. 3.18), nous permettant de jouer sur l’épaisseur des lithosphères. Nous imposons une même viscosité de  $3 \cdot 10^{18}$  Pa.s dans ces 2 couches afin de comparer leur effet et amplitude, avec celles de l’asthénosphère.

Dans le cas de la relaxation dans la couche continentale, on observe en horizontal des vitesses de l’ordre de 10 mm/an au maximum. La zone de vitesse maximale se trouve face à la zone de

rupture, en champ moyen, et la relaxation dans cette couche n'a plus aucun effet visible au delà de 800 km de la fosse. De plus, les vitesses des régions situées au Nord-Est et Sud-Est convergent vers le centre de la zone de rupture. En vertical, la relaxation dans la couche continentale produit du soulèvement en champ moyen, jusqu'au delà de la face orientale de la Cordillère.

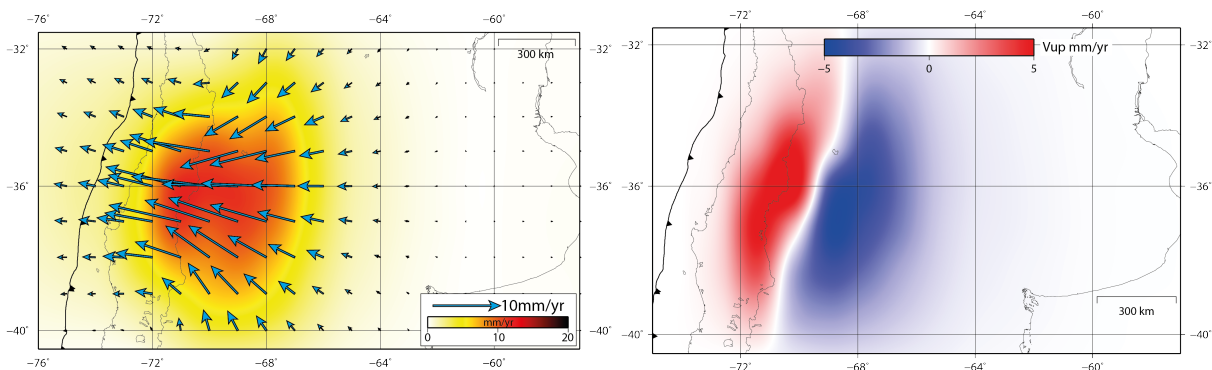


FIGURE 3.22 – Effect on surface velocities over the first year after the earthquake, of relaxation in the lithosphere-asthenosphere Continental layer, **right**) in horizontal : vectors represent the orientation of deformation, the color scale its amplitude (mm/yr) ; **left**) in vertical (mm/yr), blue indicates subsidence, red uplift.

Dans le cas de la relaxation dans la couche océanique, l'effet est maximal au niveau de l'Océan Pacifique, donc sous la couche testée et face à la zone de rupture du séisme. Les vecteurs convergent vers la zone de vitesse maximale. L'amplitude des vitesses décroît très rapidement et passe de moins de 10 mm/an au maximum à 5 mm/an à la côte, et moins de 1 mm/an au niveau de la Cordillère. En vertical, la relaxation dans la couche océanique produit un soulèvement de la plaque océanique dont l'amplitude est maximale à l'Ouest de la fosse. Plus aucune déformation verticale n'est visible au delà de 100 km de la fosse, au niveau du continent.

Que ce soit dans la couche continentale ou océanique, la relaxation produit des déformations de manière générale relativement faibles. Nous avons testé ici leur effet avec une viscosité de  $3 \cdot 10^{18}$  Pa.s, mais des viscosités réalistes seraient beaucoup plus élevées, diminuant d'autant plus l'effet en surface. Finalement, on impose dans la couche océanique une viscosité plus forte que dans la couche continentale pour tenir compte du fait que la lithosphère océanique est vraisemblablement plus âgée que la lithosphère continentale. L'effet de la relaxation dans la couche océanique devient alors presque négligeable, tandis que la couche continentale permet d'amplifier très légèrement les déformations en surface.

**Relaxation dans le coin** On impose une viscosité de  $4,5 \cdot 10^{18}$  Pa.s dans une zone localisée dans la lithosphère continentale juste sous l'arc volcanique (voir schéma 3.18). La réponse en surface de la relaxation dans ce coin est bien sûr dépendante de sa taille, mais la relaxation dans le coin (Fig.

### 3.3 Géométrie de l'interface de subduction

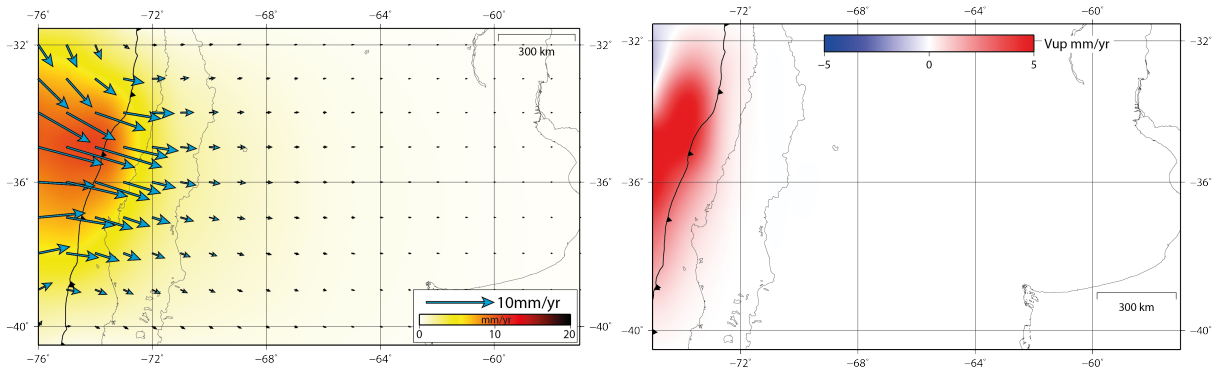


FIGURE 3.23 – Effect on surface velocities over the first year after the earthquake of relaxation in the lithosphere-asthenosphere Oceanic layer, **right**) in horizontal : vectors represent the orientation of deformation, the color scale its amplitude (mm/yr) ; **left**) in vertical (mm/yr), blue indicates subsidence, red uplift.

3.24) engendre des déformations relativement localisées au dessus de la Cordillère, directement en aplomb du coin. L'amplitude des vitesses horizontales est modérée, par rapport à l'asthénosphère, seulement une vingtaine de mm/an au niveau du champ proche, début du champ moyen. La décroissance est très rapide et des vitesses quasiment nulles sont prédites en dehors de la région en aplomb du coin, faisant face à la zone de rupture du séisme. En vertical, la relaxation dans le coin entraîne un soulèvement de l'ordre de 8 mm/an sur la face occidentale de la Cordillère et de la subsidence sur la face orientale, d'une amplitude équivalente. La limite entre soulèvement et subsidence se situe exactement au niveau de la limite orientale du coin projeté en surface (fig. 3.19). Tout comme en horizontal, la déformation engendrée reste localisée dans la zone face à la rupture mais ne s'étend pas plus loin.

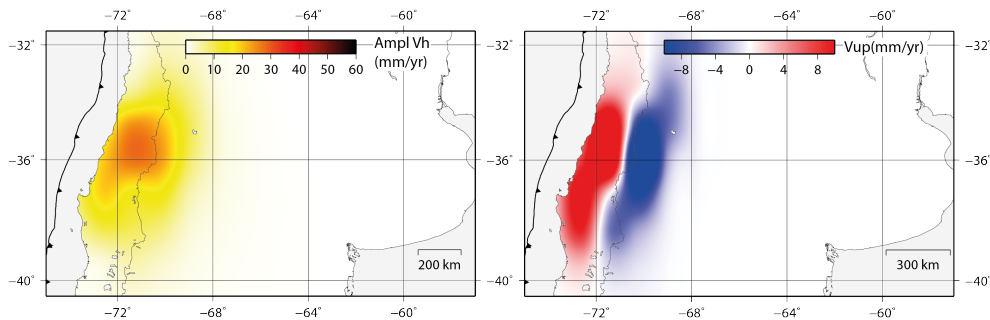


FIGURE 3.24 – Effect on surface velocities over the first year after the earthquake of relaxation in the low viscosity wedge, **right**) in horizontal : the color scale the velocity amplitude (mm/yr) ; **left**) in vertical (mm/yr), blue indicates subsidence, red uplift.

**Relaxation dans le channel** On dissocie pour ces tests l'effet de la relaxation du channel superficiel de celui du channel profond. La relaxation dans la partie superficielle du channel (de viscosité équivalente à celle du coin  $4,5 \cdot 10^{18}$  Pa.s. Fig. 3.25) produit un effet comparable à celui produit par la relaxation dans le coin, en tout cas pour le champ de déformation vertical. En horizontal, l'amplitude des vitesses est plus importante, de l'ordre de 30 mm/yr et dans une zone plus étendue, jusqu'à la côte.

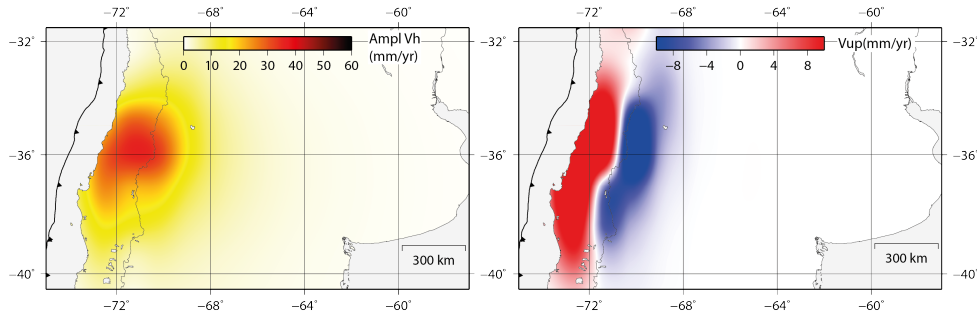


FIGURE 3.25 – Effect on surface velocities over the first year after the earthquake of relaxation in the shallow low viscosity Channel, which depth is defined between 55 and 70 km.

**Prolongation en profondeur** L'extension profonde se situant entre 70 et 135 km de profondeur environ (Fig. 3.26), la relaxation visco-élastique qui s'y produit n'engendre que très peu de déformations horizontales, avec les vitesses tout juste sont inférieure à 5 mm/an. En revanche, son effet en vertical n'est pas négligeable, puisque la ligne de zéro-déformation, limite entre soulèvement et subsidence, est décalée vers l'Est, élargissant la zone de soulèvement sur quasiment toute la Cordillère. L'amplitude des vitesses est toutefois légèrement plus faible que dans le cas du channel superficiel, toujours en raison de sa profondeur, mais est aussi dépendante de la viscosité dans le channel. Dans ce cas, nous imposons une viscosité proche de  $0,5 \cdot 10^{18}$  Pa.s, comme requise dans le modèle présenté dans le chapitre suivant.

Finalement, l'extension du coin pourrait permettre d'atteindre une amplitude de vitesses équivalente à celle engendrée par la relaxation dans le channel superficiel, mais le seul moyen d'étendre la zone de subsidence est de prolonger le channel en profondeur. Le coin visqueux ne présente donc pas d'intérêt particulier par rapport au channel, qui lui peut être prolongé en profondeur. C'est pour cela que nous avons décidé de ne plus considérer le coin dans les modèles de déformations post-sismiques du séisme de Maule, afin de ne pas multiplier inutilement le nombre de paramètres du système.



### 3.3 Géométrie de l'interface de subduction

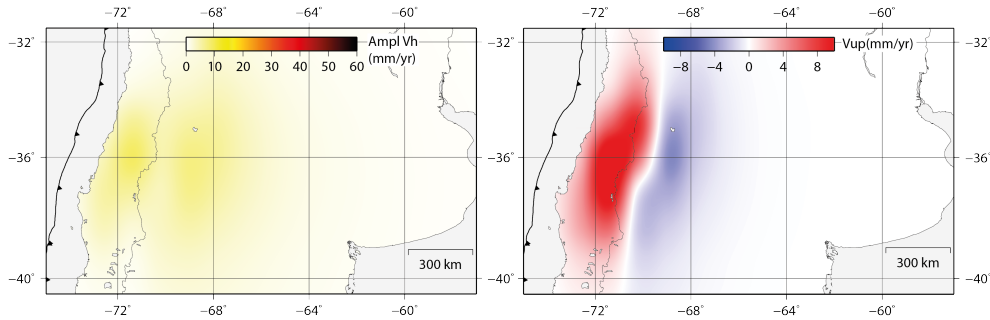


FIGURE 3.26 – Effect on surface velocities over the first year after the earthquake of relaxation in the deep extension of the low viscosity channel, up to 135 km depth.

**Méthodologie de la détermination des viscosités** Nous avons ainsi vu l'effet en surface de la relaxation dans chacune des régions visqueuses indépendamment. Afin de reproduire les déformations en surface, la relaxation simultanée dans plusieurs de ces régions est nécessaire, et l'enjeu est de déterminer les viscosités de chacune d'elles. Or, il est important de remarquer que le problème est non linéaire, puisque la réponse totale en surface n'est pas égale à la somme des réponses dues à la relaxation dans chaque région. Nous utilisons ici la *steepest descend method*, basée sur le calcul itératif des dérivées partielles de la déformation produite par la relaxation dans chaque région, due à une faible variation de viscosité. Ces dérivées partielles sont calculées par la différence entre le modèle de référence et le modèle pour lequel on impose une faible variation de viscosité. On calcule une dérivée partielle par région visqueuse, ainsi que pour les coefficients entre les paramètres élastiques et les paramètres visqueux des rhéologies de Burger. En effet, on rappelle que la rhéologie de Burger est un assemblage en série d'un élément *steady-state* de Maxwell, caractérisé par son module de cisaillement  $\mu_M$  et sa viscosité  $\eta_M$  et d'un élément transitoire de Kelvin-Voigt, caractérisé par son module élastique  $\mu_K$  et sa viscosité  $\eta_K$ . Les ratios  $\mu_K/\mu_M$  et  $\eta_M/\eta_K$  sont gardés constants pour toutes les régions, afin de conserver un nombre raisonnable d'inconnues dans le système. À chaque itération, les paramètres sont ajustés afin de réduire le misfit entre données et modèles. La figure 3.27 montre que ces dérivées partielles sont peu corrélées entre elles, nous permettant ainsi de déterminer sans ambiguïté la viscosité de chacune des régions visqueuses. Cette méthode, développée par Trubienko [2013] pour la modélisation des déformations post-sismiques après le séisme de Tohoku, sera plus longuement développée dans le chapitre suivante (cf 4.1.3.1).

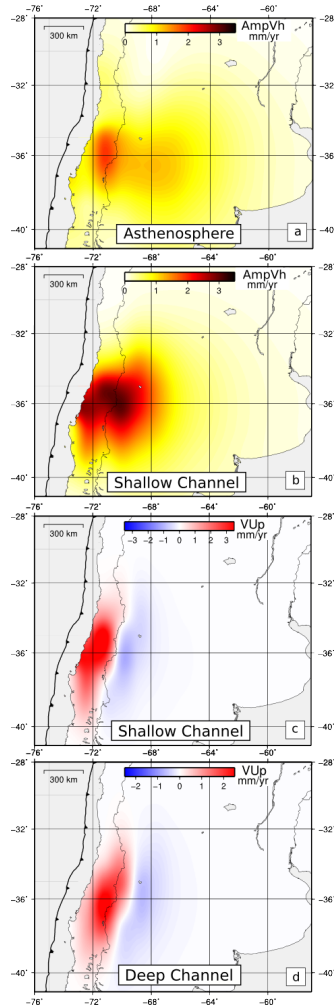


FIGURE 3.27 – Partial derivative of the computed velocities with respect to the viscosities of the reference model in **a)** the asthenosphere (amplitude of horizontal velocities mm/yr); **b)** the shallow channel (amplitude of horizontal velocities mm/yr); **c)** in the shallow channel (Vertical velocities mm/yr); **d)** in the deep extension of the deep channel (Vertical velocities mm/yr);

## Chapitre 4

# Étude des déformations post-sismiques après le séisme de Maule (Mw8.8, 2010)

### 4.1 Modèle combiné de relaxation visco-élastique et afterslip

Sujet central de ma thèse, les travaux de modélisation des déformations post-sismiques font l'objet d'une publication acceptée avec révisions mineures par le journal *Geophysical Journal International*, intitulée *Afterslip and viscoelastic relaxation model inferred from the large scale post-seismic deformation following the 2010 Mw 8,8 Maule earthquake (Chile)*. Elle regroupe ainsi les principaux résultats obtenus pendant cette thèse et présente notamment le modèle de déformations post-sismiques combinant les mécanismes de relaxation viscoélastique et d'afterslip. Nous avons ainsi décidé de construire cette publication autour de deux points qui nous paraissaient être de première importance.

Tout d'abord, cette étude a permis, pour la première fois, d'extraire le champ de déformations post-sismiques d'un méga-séisme de subduction de manière continue sur plus de 1500 km, étant en présence d'une subduction continentale. Les données Japonaises ou Indonésiennes ne permettent en effet que de dégager les déformations au niveau des archipels d'île, en champ moyen. Dans le cas du Japon, les stations fond de mer apportent aussi des données capitales sur champ proche, mais elles sont très peu nombreuses (6 stations) et, s'agissant de données de campagne, sont beaucoup moins précises que les données issues des stations permanentes.

Ensuite, l'utilisation d'une combinaison de plusieurs mécanismes pour modéliser les déformations post-sismiques en surface est relativement fréquente. Plusieurs combinaisons sont d'ailleurs possibles, en fonction des données utilisées : RVE + afterslip comme ici étant en possession de données à grandes échelles, poroélasticité + afterslip en présence de données en champ proche, etc, voire la combinaison des trois mécanismes. Cependant, les modèles sont soit analytiques, donc

## CHAPITRE 4 : *Étude des déformations post-sismiques après le séisme de Maule (Mw8.8, 2010)*

relativement simplistes (géométrie simple à 2 couches, absence de slab dans la majorité des cas (Yamagiwa et al. [2015]), soit ils considèrent les phénomènes indépendamment (Suito and Freymueller [2009]). Dans cette étude, nous inversons simultanément les deux mécanismes, les paramètres inversés étant les viscosités des régions visqueuses pour le mécanisme de relaxation et la distribution de glissement pour le mécanisme d'afterslip. L'intérêt d'une telle méthode est de prendre en compte la relaxation visco-élastique engendrée par l'afterslip lui-même. Celle-ci se manifeste principalement en champ moyen-lointain et représente tout de même environ 10% de la relaxation due au co-sismique. Cette composante n'est donc pas négligeable.

Afin de ne pas brouiller le message de cette publication, certains aspects du processus de modélisation n'ont pas été intégrés à la publication elle-même, mais sous la forme de Suppléments Électroniques. Ces points sont ici détaillés dans une deuxième partie du chapitre. On développera donc plus largement sur la méthodologie utilisée pour analyser précisément les séries temporelles ainsi que la description de l'évolution des déformations sur cinq ans. Une étude approfondie est ensuite menée sur la distribution de glissement afterslip, sa localisation par rapport à la distribution de glissement co-sismique ainsi que sa corrélation avec la localisation des répliques du Maule. On discutera ensuite plus largement l'évolution temporelle du modèle, dont les paramètres ont été calés sur les données des deux premières années après le séisme uniquement, à la lumière des 5 ans de données analysées. On s'intéressera donc tout d'abord au glissement asismique sur le plan puis aux raisons qui nous ont poussé à émettre l'hypothèse de la présence d'un craton ainsi que les tests réalisés pour déterminer les propriétés du craton qui permettraient d'améliorer le fit aux données en Argentine Centrale.

# **Afterslip and viscoelastic relaxation model inferred from the large scale postseismic deformation following the 2010 Mw 8,8 Maule earthquake (Chile)**

**E.Klein<sup>(1)</sup>, L.Fleitout<sup>(1)</sup>, C.Vigny<sup>(1)</sup>, J.D.Garaud<sup>(2)</sup>**

<sup>(1)</sup> Laboratoire de Géologie, UMR8538, Ecole Normale Supérieure, 75005 Paris, France

<sup>(2)</sup> ONERA, F-92322 Châtillon, France

Accepted with minor revisions in *Geophysical Journal International*

## **Abstract**

Megathrust earthquakes of magnitude close to 9 are followed by large scale (thousands of km) and long-lasting (decades), significant crustal and mantelic deformation. This deformation can be observed at the surface and quantified with GPS measurements. Here we report deformation observed during the 5-years time span after the 2010  $M_w$ 8.8 Maule Megathrust Earthquake (February 27, 2010) over the whole South American continent. With the first two years of those data, we use finite element modeling (F.E.M.) to relate these deformation to slip on the plate interface and relaxation in the mantle, using a realistic layered Earth model and Burger's rheologies. The horizontal deformation pattern requires relaxation both in the asthenosphere and in a Low Viscosity Channel along the deepest part of the plate interface but no Low Viscosity Wedge is required by the data. The vertical velocity pattern (intense and quick uplift over the Cordillera) is well fitted only when the channel extends deeper than 100km. Additionally, viscoelastic relaxation alone cannot explain the characteristics and amplitude of displacements over the first 200 km from the trench and aseismic slip on the fault plane is needed. This aseismic slip on the interface generates stresses, which induce additional relaxation in the mantle. In the final model, all three components (relaxation due to the coseismic slip, aseismic slip on the fault plane and relaxation due to aseismic slip) are taken into account. Our best-fit model uses slip at shallow depths on the subduction interface decreasing as function of time and includes (i) an asthenosphere extending down to 270km, with a steady-state Maxwell viscosity of  $4.75 \times 10^{18}$  Pa.s; and (ii) a Low Viscosity Channel along the plate interface extending from depths of 55 to 135 km with viscosities below  $10^{18}$  Pa.s.

**Keywords** Maule Earthquake, large scale postseismic deformation, GPS, viscoelastic relaxation, afterslip, FEM

### 4.1.1 Introduction

Postseismic deformation can be explained by three different mechanisms, with different temporal and spatial scales : i) poroelastic rebound, (Jonsson et al. [2003]), ii) afterslip on the main rupture zone (Marone et al. [1991] , Hsu et al. [2006], Chlieh et al. [2007]) , and iii) viscoelastic relaxation in the mantle (Thatcher and Rundle [1984], Savage [1983], Melosh and Raefsky [1983]). The occurrence of megathrust earthquakes during the last decade provided unprecedented dataset to better understand those mechanisms and a combination of at least 2 of those mechanisms is often invoked to reproduce the observed deformation pattern. Forty years after the 1960  $M_w$  9.5 Valdivia earthquake (Chile) or the 1964 Alaska earthquake, trenchward motion are still observed on sites located 300-400 km away from the ruptured area. This indicates long-term stress relaxation in the mantle (Khazaradze et al. [2002], Suito and Freymueller [2009]). For Chile, a viscoelastic finite element model suggesting a continental upper mantle with a viscosity between  $3 \times 10^{19}$  and  $2.5 \times 10^{19}$  Pa.s and an oceanic mantle with a viscosity of  $10^{20}$  Pa.s explains well the trenchward motion of inland sites as well as the uplift visible 200 km away from the trench (Hu et al. [2004]). However, for both earthquakes, we lack data over the first years immediately after the events, crucial to discriminate between the different phenomena and constrain their mechanisms. Six years after the  $M_w$  9.2 Sumatra-Andaman earthquake, large scale subsidence was reported all over Thailand with a rate of the order of 1 cm/yr and was attributed to postseismic relaxation in the asthenosphere (Satirapod et al. [2012]). Three years after the 2011  $M_w$  9.0 Tohoku earthquake, combinations of afterslip and viscoelastic relaxation (Sun and Wang [2015], Diao et al. [2014], Yamagiwa et al. [2015]) or of poroelastic rebound and viscoelastic relaxation (Hu et al. [2014]) are used to explain the postseismic deformation occurring very close from the trench and detected by seafloor stations. The very dense available dataset also allows to better study on one hand the effects of structural characteristics on the postseismic response on surface (Trubienko et al. [2014]), on another hand, interactions between different mechanisms, highlighting for example the overestimation of afterslip when using pure elastic models Sun and Wang [2015]).

Thanks to a better comprehension of the role of various rheological and geometrical parameters of the subduction zone detailed in (Trubienko et al. [2014]), we focus here on the post-seismic deformation following the  $M_w$  8.8 2010 Maule megathrust earthquake (February 27, Chile), developing the same methodology. This earthquake produced a maximum of horizontal coseismic displacement of about 5 m at the coast, and detectable coseismic deformation across the continent up to Buenos Aires in Argentina, where 15 mm of coseismic displacement were recorded. Though only the near-field deformation have been studied through time-variable afterslip models (Bedford et al. [2013]), the Maule earthquake offers the unique advantage to have occurred at the border of the South American continent which is not covered by sea, unlike Tohoku or Aceh earthquakes for which large portions of the overriding plate cannot be monitored. Distinct patterns of the postseismic deformation established over 150 sites spanning the whole continent, during the 5 years following the earthquake (Fig. 4.1) allow to quantify the combination of afterslip and viscoelastic relaxation

#### 4.1 Modèle combiné de relaxation visco-élastique et afterslip

occurring in specific deep layers of the mantle. Since we are specifically looking at the large scale and long term deformation, meaning at the scale of the seismic cycle, we are not considering here poroelastic rebound, which produces small-scale deformation (Jonsson et al. [2003]).

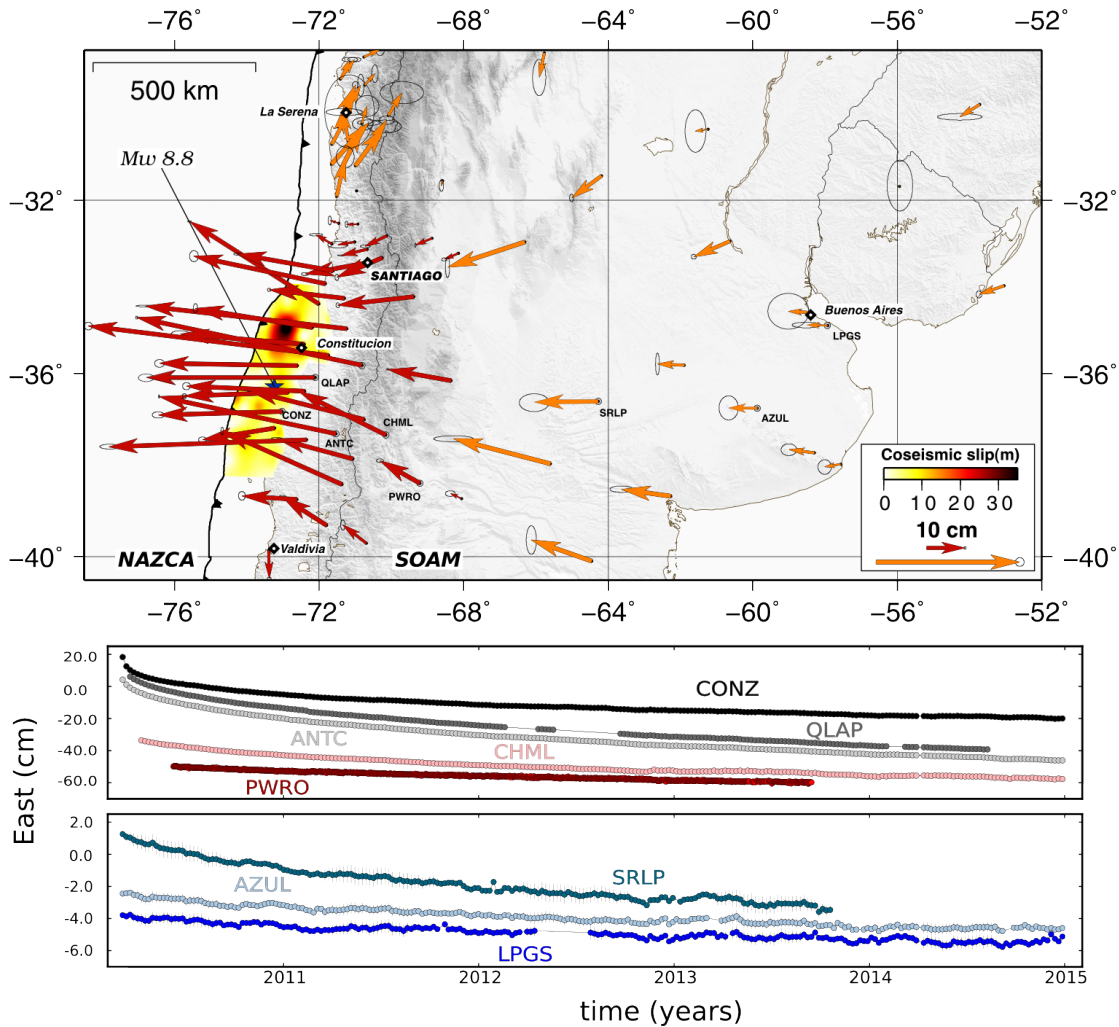


FIGURE 4.1 – **Top** : Horizontal cumulated displacements over 5 years, in cm, (between 2010 and end of 2014). Two different scales have been used depending on the amplitude. The coseismic slip distribution is the one inverted in this study (in m) and the blue star depicts the epicenter of the earthquake located by the National Sismological Center of Chile (CSN). **Bottom** : East component of GPS time series of stations identified on the map, sorted by distance to trench, as a function of time (cm).

This study has two purposes. We first present the surface postseismic pattern, measured using

the Global Positioning System (GPS), over five years following the Maule earthquake. Secondly, we propose a state-of-the-art method using a FE model of combining viscoelastic relaxation and afterslip, which allows to deal with the component of relaxation generated by the aseismic slip on the fault plane. We then discuss the geometry of the subduction interface and the rheologies of the low viscosity zones constrained using the first two years of data. Section 2 describes the GPS data processing, the analysis of time series and finally the extracted postseismic pattern on the whole continent. The finite element model set-up and modeling methodologies are described in section 3. In section 4, we report our different results such as our coseismic slip distribution, the impact on surface deformation of relaxation in the various low viscosity areas, and the rheologies constrained by the inversion without afterslip. The necessity of adding shallow afterslip is then discussed and its impact on surface deformation vs the impact of viscoelastic relaxation are compared. In section 5, we discuss several implication of our best fit model : the impact of using Burgers rheologies, the geometry and origin of low viscosity areas, the possible existence of a cold and more rigid cratin in Central Argentina. Finally, the model presented in this paper was constrained using the first two years of GPS data. Though, having analyzed 5 years of data, we compare and discuss this model's prediction over those 5 years and also at the scale of the seismic cycle.

### 4.1.2 Data

The Maule region (32-37° S) was known as a mature seismic gap since it last ruptured in 1835 (Ruegg et al. [2009]). There, the accumulation of deformation was monitored closely since the first GPS campaigns of 1996 (Ruegg et al. [2009]). Also, several permanent stations were installed in the early 2000's. In the first weeks following the 2010 Maule earthquake, many new continuous GPS stations have been installed in and around the rupture area to complete the existant network. Today, more than 30 stations monitor very precisely the postseismic deformation in the first 200 kilometers from the trench. Previous studies have highlighted that post-seismic deformation following megathrust earthquakes are significant several thousands of kilometers away from the rupture zone (Satirapod et al. [2012], Trubienko et al. [2014]). To monitor this continental scale deformation, we use a selection of about 100 stations spanning the South-American continent : in Chile (LIA MdB, IPOC, CANTO, CAP networks), in Argentina (RAMSAC network), Brazil (RBMC network) and IGS stations. Finally, we distinguish stations in three zones depending on their distance from the trench : near-field corresponding to the first 300 kilometers from trench, mid-field : the area between 300 and 500 km, and far-field : the area more than 500 km away from the trench.



## 4.1 Modèle combiné de relaxation visco-élastique et afterslip

### 4.1.2.1 GPS processing

We reduce 24-hour sessions to daily site positions using the GAMIT software (King and Bock [2000]). The ionosphere-free combination is chosen, and ambiguities are fixed to integer values. We use precise orbits from the International GNSS Service for Geodynamics (IGS) (Dow et al. [2009]) and the phase centers of the antennae are described using IGS Tables. One tropospheric vertical delay parameter per station is estimated every 3 hours. The horizontal (resp. vertical) components of the calculated relative position vectors have repeatabilities of 1-3 (resp. 3-5) mm. We then produce weekly time series using the GLOBK software (Herring et al. [2010]). Because the deformation induced by the earthquake affects a very large area, a "regional stabilization" approach (in which only continental stations are used to constrain the reference frame) is insufficient to provide a stable reference frame and the realisation of a global reference frame is necessary. To do so, we combine our daily solutions with daily global H-files produced at SOPAC, using globally distributed IGS stations. We produce weekly coordinates, mapped into the ITRF 2008 (Altamimi et al. [2011]) using a set of regional and global stations with well known coordinates in the ITRF08 (table 2.1). Residuals are typically of the order of 3-5 mm, indicating the level of precision of the mapping in the ITRF. The weekly combination also considerably lowers the high frequency noise ( $\pm 3$  days) in the time series.

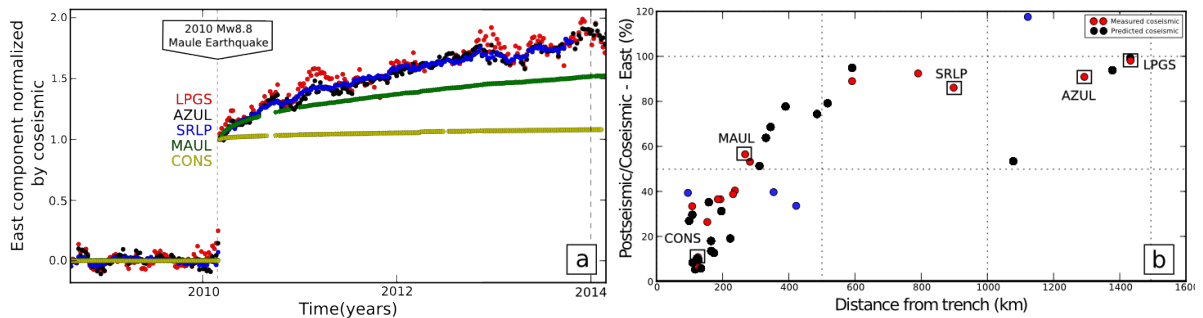


FIGURE 4.2 – **a)** East component of GPS time series normalized by the coseismic displacements as function of time, for stations indicated by black square on graph **b)**; **b)** Cumulated postseismic displacement on the east component between 2010/02/27 and 2014 normalized by the coseismic motion (in %), as function of the distance from the trench. Red dots are for stations that measured the coseismic jump, the black dots are for stations installed after the earthquake (coseismic jump estimated from our coseismic slip model). Blue dots represent station located outside the area in front of the rupture zone

### 4.1.2.2 Time series analysis

Our modeling is based on the best possible fit on post-seismic trends. Therefore, the quality of the model relies on extracting the most precise and purest post-seismic signals from the observed

deformations. The first step is to correctly quantify the pre-seismic signal, so that this signal can be removed from post-earthquake observations, yielding pure post-seismic deformations. North of 38° S, since no major earthquake occurred there for at least a century, the pre-earthquake signal is supposedly purely inter-seismic : the steady state accumulation that prevails (assuming the interface is always locked) before the earthquake and eventually leads to the seismic rupture when too much deformation has been accumulated. The stability of velocities measured there with GPS over almost 2 decades (i.e. Klotz et al. [2001], Brooks et al. [2003], Ruegg et al. [2009], Vigny et al. [2009]) support this hypothesis. In contrast, south of 38° S, the pre-earthquake signal shows clear post-Valdivia 1960 trends, with trenchward velocities still observed 50 years after the earthquake. However, such a long time after the event, deformations appear to be quasi-linear in time rendering their precise estimation and removal from the post-earthquake time-series possible. For this work, we compiled available data from various different studies (Brooks et al. [2003], Ruegg et al. [2009], Moreno et al. [2011], Métois et al. [2012]) to get a pre-earthquake velocity field as dense as possible. In order to combine the different solutions we rotated them in one single consistent reference frame using common stations. In case of large discrepancies between solutions at the same station, we did not compute an average but rather keep the most recent, and supposedly most precise, velocity determination. To avoid contaminating our velocity field with unreliable velocities, we systematically reject vertical velocities determined from benchmark surveys, and only keep the vertical velocities determined at continuous sites with long records. Finally, because many new stations were installed after the earthquake, at locations where the pre-earthquake velocity was unknown, we interpolate the pre-earthquake velocity field (using cubic spline) at these new localisations. Attributed uncertainties take into account the distances to stations with known velocities. This pre-earthquake velocity or trend is then simply subtracted from the complete time-series, so that post-earthquake trends are representative of the pure post-seismic deformation only. Then, these trends are fitted by exponential functions, which allow to fill small data-gaps and filter seasonal variations (Supp. Material, fig S2). Several tests confirmed that modeling of the seasonal variations allow to reduce the uncertainty of the long term velocity determination, but yield the same values this simple fit does. Only, on two specific occasions, an additional correction is necessary : Two large aftershocks occurred (Pichilemu 2010, Ryder et al. [2012], Ruiz et al. [2014] and Constitución, 2012 Ruiz et al. [2013]) and displaced nearby stations with an additional large co-seismic step. These steps were also estimated from the time-series themselves and removed from the post-seismic time-series. Finally, we generate average annual values of the post-seismic velocities over yearly time windows, the model being constructed to fit these. (A table of velocities estimated over the 2<sup>nd</sup> after the earthquake is provided on Annexe)

#### 4.1.2.3 Data description

The first observation is that the post-seismic horizontal deformation extends more than 2000 km away from the trench in every direction (Fig 4.1), as it was already observed in Japan after

#### 4.1 *Modèle combiné de relaxation visco-élastique et afterslip*

the Tohoku-Oki earthquake (Trubienko et al. [2014]), and in SE Asia after the Sumatra-Andaman earthquake (Satirapod et al. [2012]), although not with such spatial continuity. Large scale trenchward motion is observed across the continent, decreasing with distance from the trench. In the near-field, the postseismic motions are perpendicular to the trench in front of the rupture zone of the earthquake, which differs from the coseismic displacements aligned with the plates convergence direction. On the contrary, in the far-field, the postseismic motions are parallel to the coseismic displacement. This difference in alignment in near-field vs far-field coseismic displacements comes from the fact that the slip on the plate interface does keep the same direction as it deepens, suggesting that the deviatoric stresses are parallel to the relative plate direction at shallow depth but remain perpendicular to the trench at larger depth (on the origin and transmission of deviatoric stresses in the lithosphere, i.e. Bai et al. [1992]).

South and North of the rupture zone, vectors are rotating, diverging from the rupture, until having a North-East orientation in the region of La Serena ( $31^\circ$  S) and a South-East orientation in the region of Valdivia ( $40^\circ$  S). Finally, with almost 5 years of data after Maule earthquake, we can quantify the time dependance of the postseismic deformation (Fig.4.15). While near-field deformation decreases very quickly over the first 18 months following the earthquake (almost one order of magnitude), far field deformation is initially smaller but is more constant over time. The second observation is that the ratio between the cumulated postseismic displacement after almost 5 years, and the respective coseismic displacement, for stations located directly in front of the rupture zone, increases with distance from the trench (Fig. 4.2-a), from 5% to 100% of the coseismic jump (Fig. 4.2-b). This ratio is not random, but rather seems to follow a distinct trend, but does not apply to stations located outside from the area in front of the rupture zone (highlighted by blue circles (Fig. 4.2-b)). Similar trends were observed after both the Aceh and Tohoku earthquakes (Trubienko et al. [2014]), indicating their dependance on global properties of the mantle, regardless of local particularities.

The vertical pattern is much more complicated (Fig. 4.3). In the near-field, close to the coast, the sign of the vertical motion depends on the latitude. First, at the latitude of Constitucion ( $35.5^\circ$  S) there is subsidence to the South and uplift to the North, which is remarkably the exact opposite of the coseismic motion (Vigny et al. [2011]) (Fig. 4.3-c). Further North, in the area of Pichilemu ( $34^\circ$  S) where several intraplate earthquakes occurred during the days following the Maule event (Ryder et al. [2012]), together with consequent afterslip (Vigny et al. [2011], Bedford et al. [2013]), stations are again subsiding, probably due to longer-lasting afterslip. This pattern is decreasing with time, but does not significantly reverse after 5 years. On the contrary, in the region of Valparaiso ( $33^\circ$  S), we observe uplift that is quickly decreasing over the first 3 years after the earthquake, until complete reversal (Fig. 4.16). Over the 4th year after the earthquake, we then observe small but significant subsidence in this region ( $5\pm 2$  mm/yr). We also clearly notice an extremely large uplift of some 3 cm/yr that starts immediately after the earthquake, along

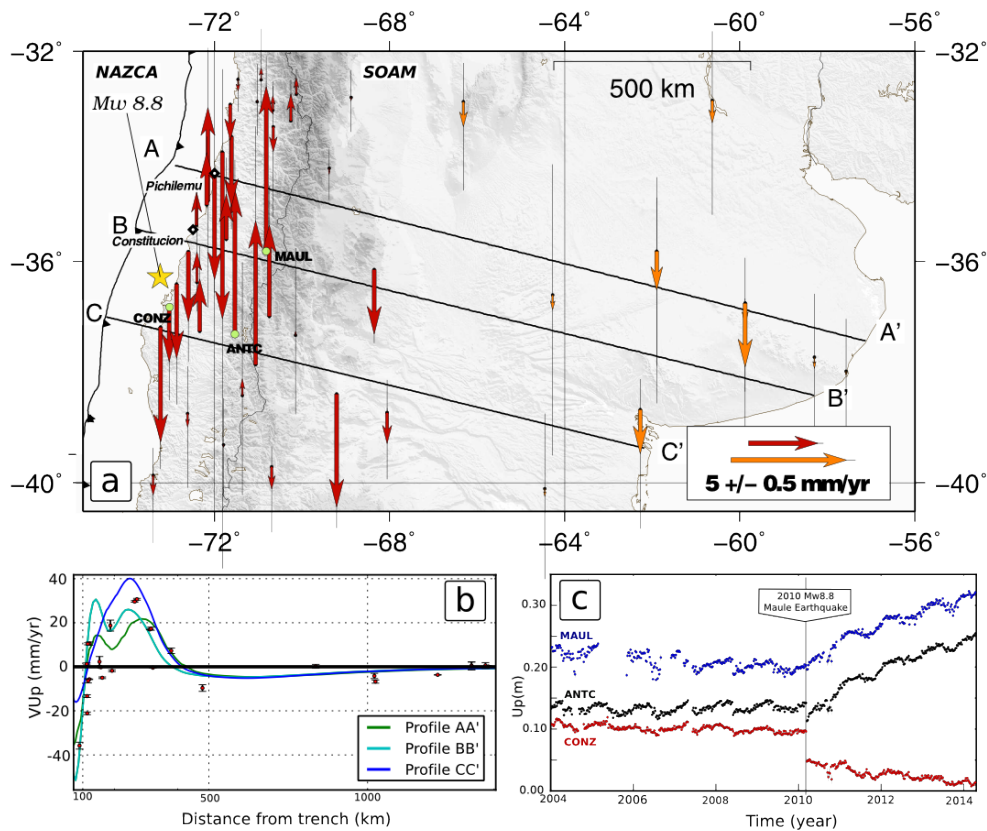


FIGURE 4.3 – Vertical postseismic velocities estimated from the GPS time series between 2011.2 and 2012.2 **a)** Mean vertical velocities (in mm/yr), ellipses depict the region of 70% confidence. The yellow star depicts the epicenter of the earthquake (CSN). **b)** Mean vertical velocities (in mm/yr) as function of the distance from the trench. Lines represent the preferred model along the profiles AA', BB' and CC' represented on the map. **c)** Vertical component of GPS time series for stations located on the map a)

the volcanic arc, where very little coseismic vertical motion was registered (Fig. 4.3-c, stations MAUL, ANTC). Such behavior cannot be attributed to the reversal of the interseismic elastic accumulation, because it would then be at least one order of magnitude smaller than what is observed here (Savage [1983]). This uplift pattern, located significantly far from the trench is more likely to be due to mantelic processes. In the far-field, we don't dispose of a very dense data-set and signal is smaller, but most stations show subsidence ( $3 \pm 2$  mm/yr). Similarly to (although less clearly than) the case of the 2004  $M_w$  9.2 Sumatra-Andaman earthquake, after which a large scale subsidence at a rate of 1 cm/yr over 6 years was highlighted (Satirapod et al. [2012]). Because Maule earthquake has a significantly smaller magnitude, far-field vertical motion is expected to be of a few mm/yr only, which makes it more difficult to extract from relatively short time series affected

## 4.1 *Modèle combiné de relaxation visco-élastique et afterslip*

by strong seasonal variations. Nevertheless, 3 years after the earthquake, subsidence is measurable in the eastern part of Argentina (Fig 4.16). The vertical velocities that are presented here show high uncertainties, sometimes (not always) higher than the extracted signal. Those uncertainties reflect not only the strong seasonal signal but also the intrinsic quality of the GPS stations and the high level of noise which is known to be much stronger on the vertical component of GPS, because of atmospheric effects but difficult to quantify precisely. Moreover, there might be other geophysical processes going on and influencing the vertical component at different time scales (i.e. rebound due to isostatic readjustments, induced by various phenomena like glacial melt or erosion or slab detachment...). In any case, those data can hardly be interpreted confidently, and will need confirmation. However, overall pattern is consistent with large scale subsidence induced by the earthquake.

### 4.1.3 **Model**

#### 4.1.3.1 **Geometrical design of the FE model**

Our FE model, schematically presented in (Fig. 4.4) features an overriding plate and a subducting plate (both are 70km thick, which is typical lithosphere thermal thickness) which penetrates into the mantle down to 500 km depth. Above the plate interface, our model includes a thin layer between depth of 70 and 90 km. Geophysical evidence images the MOHO discontinuity close to 30 km at the slab contact, going down to about 40 km beneath the Andes (Oncken et al. [2006]). We thus define a depth of 30 km for this discontinuity, in order to impose coherent shear moduli for the slip distribution estimation. The two plates are above a 200km thick asthenosphere and a sub-asthenospheric mantle extending down to 2800 km depth. The overriding and subducting plates and the mantle are modeled with a linear elastic behavior. We also introduce an accretionary prism, with low elastic parameters accordingly with refraction seismics studies (Oncken et al. [2006]). We divide each viscous region in several small areas to try to account for variations of viscosities depending on depth. The channel is initially decomposed in 6 sections. Finally, the asthenosphere is divided in two layers, the first between 90 and 200 km depth, the second between 200 and 270 km depth. The relevance of each of these areas will be discussed at the light of the results of the inverse problem determining the viscosity in the various areas. To model the postseismic deformation, we use a Finite Element software Zset/Zebulon [<http://www.zset-software.com/products/zebulon/>] in its 3D version. The 3D mesh (Fig 3.2) features a spherical shell-portion from the core-mantle boundary to the Earth's surface, extending over more than 60 degrees in latitude and longitude, sufficiently large so that boundary conditions do not influence the computation results. The slab profile is based on the USGS Slab 1.0 database, taken at the latitude of the Maule earthquake. Variations of the slab geometry along the rupture zone of the earthquake are sufficiently small to consider it constant for the mesh definition (Hayes et al. [2012]). A vertical force equal to  $(-\rho \cdot g \cdot U_y)$  (where  $\rho$  is the density of the mantle,  $g$  the gravity

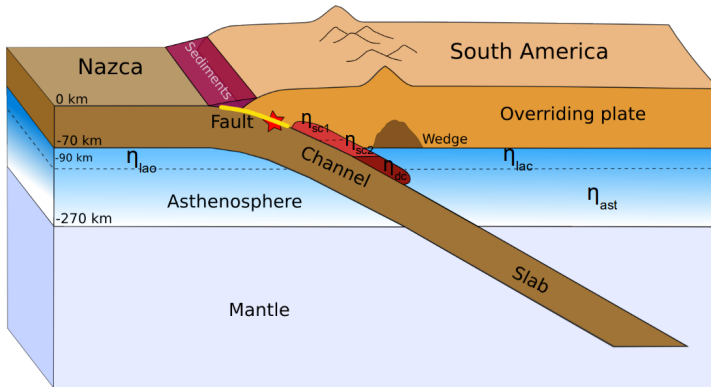


FIGURE 4.4 – Geometry of the subduction interface : the elastic overriding and subducting plates are 70 km thick, the slab profile is based on the USGS Slab 1.0 database, the asthenosphere is 200 km thick and is viscoelastic. The low viscosity channel above the slab extends down to 135 km. The fault plane is represented in yellow, and the red star depicts the location of the typical epicenter of megathrusts earthquake.

and  $U_y$  the vertical displacement of the surface) is applied on the upper surface in order to account for gravitational forces due to vertical uplift or downlift (Winkler condition). The domain is discretized by 4-nodes 3D tetrahedral elements (Zienkiewicz and Taylor [2000]). The mesh of 46587 nodes is refined near the fault to properly capture the strong variations of stress in this region, and the element size increases away from subduction zone by up to a factor 35, to keep an overall reasonable computational time. The mesh refinement was determined from a convergence study in which we compared results of this mesh with those of a more refined grid.

The shear and bulk moduli increase with depth according to the Preliminary Reference Earth Model (PREM) in the whole model box (Dziewonski and Anderson [1981], all elastic parameters are provided on table 3.1). The particularity of our geometry is the addition of two potential low viscosity areas : i) a wedge above the subducting slab, extending beneath the volcanic arc, ii) a channel extending along the subduction interface from a depth of 55 km down to 90 km, with 40 km width. We also test deeper extensions of the channel down to 135 km, with decreasing width to 25 km. The relevance of these areas in the final model will be discussed in this paper. The asthenosphere, the wedge and the channels have a viscoelastic behavior, and the estimated viscosities are directly dependent on the shape of those areas (especially the width).

To allow slip on the fault, the nodes are duplicated along the subduction interface using the split node method (Melosh and Raefsky [1983]) and the earthquake is simulated by the relative displacement of the coupled nodes tangentially to the interface (Trubienko et al. [2013]).

## 4.1.4 Methodology

### 4.1.4.1 Coseismic inversion

The coseismic stresses generated by the slip on the interface are the source of the postseismic deformation. Many different coseismic slip models were published, based on different datasets and using different geometries but generally assuming uniform elastic parameters (eg. Moreno et al.

#### 4.1 *Modèle combiné de relaxation visco-élastique et afterslip*

[2012], Delouis et al. [2010], Vigny et al. [2011],...). Coseismic slip patterns inverted from models with uniform elastic parameters differ indeed significantly from those derived from more realistic models. Previous studies showed that the slip distribution is one of the major input for the post-seismic modeling (Sun and Wang [2015]). So for consistency, we realize our own inversion of the coseismic slip on the nodes of the fault plane with the geometry and realistic elastic parameters used afterwards for the postseismic modeling. To determine the coseismic slip pattern, we use all coseismic displacements measured at campaign benchmarks and at permanent stations published by (Vigny et al. [2011]). We also add a few GPS sites published by Delouis et al. [2010], Tong et al. [2010], Moreno et al. [2012] and Lin et al. [2013]). Because surveys are conducted several days (or weeks) after the earthquake, many of these measurements are contaminated with early postseismic deformation. We homogenize the data-set by integrating the first 12 days of displacements to the purely coseismic motions, at all sites.

Along dip and along strike Green functions are calculated for each node of the grid. The coseismic slip distribution is determined using a least-square technique. We limit the zone of possible slip to 55km depth, and latitudes between 32 and 39° S, corresponding to the area of aftershocks (Lange et al. [2012]). We allow the rake angle to vary between +/- 56 °. The relative weight of near-field versus mid-field and far-field data has been adjusted so that the final fit (in percentage) is similar for the three types of data. Typically, we impose a coefficient 1/20 on far-field data in order to take into account the relative error over amplitudes drastically different between near/mid field and far field. A slight damping is introduced through a term in the penalty function proportional to the square of the amplitude of the slip on each node (one peak slip of 33 m on one node has the same cost as a misfit of 0.7 m on one data point).

##### 4.1.4.2 **The steepest slope method**

We impose a Burger's rheology (which will be discussed later in this paper) to all viscous areas. The response of a Burger body to a sudden increase of stress is characterized by an instantaneous elastic strain (proportional to  $1/\mu_M$ ), a long-term viscous strain rate (proportional to  $1/\eta_M$ ) and transient creep which decreases as a function of time (Kelvin-Voigt block where  $1/\mu_K$  governs the total amplitude of the transient phase and where  $\eta_K$  is the short-term viscosity). Each area is characterized by its own steady-state Maxwell viscosity  $\eta_M$ . We keep the ratio between the two viscous parameters constant as well as the ratio between the modulus of the Kelvin-Voigt element and the elastic modulus ( $\mu_K/\mu_M$ ), in order to limit the number of free parameters to estimate by inversion. We initially have a set of 12 free parameters : the long term viscosity of 10 areas, and the 2 ratio  $\mu_K/\mu_M$  and  $\eta_M/\eta_K$ , the latter allowing to determine the Kelvin-Voigt viscosities of each viscous area. Finally, for reasons that will be detailed on section 4.3, we restricted the number of viscous areas to 6. We search for the set of those parameters which allow to achieve the best fit to the postseismic velocities determined over the first two years after the earthquake,

adding a weight three times larger on the 2nd year. We use these first two years only because signal over noise ratio is maximum over this time window, especially on the vertical velocities. For this inversion, we use for that a steepest slope method, which is based on iterative computations of the partial derivatives of the produced deformation with respect to the free parameters of the system. Note that this is a non linear problem since the total response on surface is not equal to the sum of responses due to relaxation in each viscous area. The partial derivative computation consists on the difference between postseismic velocities predicted by the reference model and velocities predicted by a model for which we impose a slight variation of one of the free parameters. One partial derivative is thus calculated per unknown. This method leads to adjustments of initial values and misfit reduction (Trubienko [2013]). Finally, we invert simultaneously for the multiplicative factors of viscosity parameters in the different zones and the afterslip on the fault plane, which unknowns are the Green functions previously calculated, using a standard least-square algorithm, with a weighted L2 norm cost function. We decide to invert simultaneously both the aseismic slip on the fault plane and the rheology parameters, in order to account for the amount of viscoelastic relaxation induced by the afterslip. We limit the zone of possible slip to a depth of 55km, as for the coseismic distribution. Below this depth lies the channel. The steepest slope method is cost effective compared to a Monte Carlo approach which needs to explore systematically and blindly the entire parameter space, which is not appropriate for a heavy 3D FEM. The known drawback of this method is that it can lead to local rather than global minima. We reiterated our computations beginning with different initial viscosity values and reached the same minimum.

## 4.1.5 Results

We present in this section the main results of this study, with first the coseismic slip distribution that was inverted. We then focus on postseismic deformation and the effect on surface of the relaxation in the different viscous areas leading to the preferred model of viscoelastic relaxation only. We finally show why a viscoelastic relaxation alone cannot reproduce the surface deformation and present the effect of afterslip on the fault plane, compared to viscoelastic relaxation.

### 4.1.5.1 Coseismic slip distribution

The obtained slip distribution is represented on fig.4.1. Having heterogeneous elastic parameters, we compute two values of the seismic moment, the first one using the elastic parameters distribution from the oceanic plate, the second one using the elastic parameters distribution from the continental plate. We obtain values of  $M_0 = 4.44 \cdot 10^{22}$  N.m, respectively  $M_0 = 1.9 \cdot 10^{22}$  N.m, corresponding to equivalent magnitudes of 9.0, respectively 8.78. (Remember that our 'coseismic' also includes 12 days of postseismic deformation so that it is expected to be larger than the seismological moment. The seismic moment for our model corresponds to a value in between those



#### 4.1 *Modèle combiné de relaxation visco-élastique et afterslip*

two and is coherent with the seismological estimate of  $2.39 \cdot 10^{22}$  N.m (Hayes et al. [2012]). Our coseismic slip distribution presents a maximum slip of the order of 30 m in the hypocentral area which is larger than previously published values (close to 20 m, i.e. Vigny et al. [2011], Moreno et al. [2012], ...), which mainly comes from the fact that we do not use a smoothing function in our inversion. The damping function aims indeed at penalizing high slip on localized node, but we did not impose any cut-off which explains the larger local maximum slip compared to previous studies. Otherwise our slip model is consistent with previous models, with the maximum slip area in the north of the rupture area, near  $35^\circ$  S, and a second zone of large slip south of the epicenter, near  $37^\circ$  S which reaches the surface, consistent with the large tsunami induced in the area (Vargas et al. [2011]). Modeled displacements fit well the observations with a mean horizontal residual of 12 cm (2.5% of the signal) and mean vertical residual of less than 3 cm. Maximum residuals are all found on the Arauco Peninsula, especially on campaign markers (Fig.4.18 and fig 4.19), which could be explained by either additional displacements on local faults (Melnick et al. [2012]) or local afterslip. Obviously, and because it is largely under-constrained, the coseismic slip distribution is not unique. The obtained source model depends on parameters like chosen geometry, elastic parameters, variable relative weight of near-field versus far-field data, damping or smoothing, maximum depth of slip, etc... Finally, we propose here an average model with a slip distribution not as deep as in Lorito et al. [2011], Lin et al. [2013] but deeper than in Vigny et al. [2011], Yue et al. [2014], that appears very similar to the one proposed by Moreno et al. [2012], with one maximum slip patch in the North of the epicenter and significantly smaller patches in the South.

##### 4.1.5.2 **Impact on surface deformation of relaxation in low viscosity areas**

The necessity of several different low viscosity zones comes from the fact that relaxation in each of them does not produce surface deformation with the same spatial pattern. To test the effect of relaxation in each and every zone, we compute synthetic models in which all layers are purely elastic except the tested one. Relaxation in the asthenosphere induces deformation over more than 2000 km away from the trench in all directions. Oceanic and continental sides of the asthenosphere were not dissociated in this model, and have the same rheological characteristics and viscosities. Relaxation in the asthenosphere produces two main deformation spots, with velocities of 60 mm/yr over the first year after the earthquake. The first spot is localised at the level of the trench and is controlled by the oceanic side of asthenosphere featuring landward deformation, along the first 70 km from the trench. The second spot of major slip is localised inland, still on the western side of the Cordillera, featuring trenchward deformation (Fig.4.5-a). South, respectively North of the rupture zone, the convergence between the landward, respectively trenchward orientation generated by the relaxation of the oceanic, respectively continental asthenosphere, induces a 'return flow' : diverging motion from the rupture zone up to a complete rotation inland towards South-East in the South, and North East in the North (Fig.4.5-a and b, fig. S7 in Suppl.). Concerning vertical displacements, relaxation in the asthenosphere induces subsidence in the first 300 km from the trench, directly

in front of the rupture zone, uplift of a belt 200 km wide in all directions, particularly marked on the East side of the Andes, and finally, general subsidence in far field (Fig.4.5-b). Relaxation in the asthenosphere is required to fit the observed far-field deformation. However, the amplitude of the deformation it generates in mid-field is not sufficient compared to the observations and it predicts a landward orientation in the near-field which is not consistent with the observed pattern (Fig.4.5-a). We thus test the presence of a shallow channel, meant to increase relaxation in a given and limited area.

Relaxation in a shallow channel induces deformation mainly localized in the mid-field (fig 4.5-c-d) but with very limited effect in the far-field. Therefore, relaxation in a channel alone would also not fit the data. Both the asthenosphere and the channel are necessary to fit the far-field deformation pattern on one hand, and to boost the horizontal mid-field deformation on the other hand. This model, with relaxation in a low viscosity channel no deeper than 70 km, also predicts a line of zero-vertical motion on the Western side of the Cordillera, before the border Chile-Argentina, with uplift to the west of this line and subsidence to the east (Fig. 4.5-d). However, one of the remarkable features of the postseismic deformation pattern is the uplift of 3 cm/yr in mid-field. Extending the channel deeper, down to 135 km depth, has very little effect on horizontal deformation (Fig. 4.5-e) but shifts the zero-vertical motion line eastward, broadens the uplift zone, and reproduces the observed pattern over the volcanic arc (Fig. 4.5-f).

#### 4.1.5.3 Inversion of rheological parameters of a model of pure viscoelastic relaxation

In a first step, we try to reproduce the postseismic pattern using a model of pure viscoelastic relaxation, without taking afterslip into account. We test a rheological model in which the asthenosphere and the channel are viscous and we invert for their viscosities. The effect of relaxation in those different areas is not linear, i.e. the total response is not the sum of the responses due to relaxation in each of them, (other regions being assigned purely elastic behavior). We tested the possibility of a low viscosity wedge but this did not improve the fit to the data, so the models presented here do not include relaxation in a low-viscosity wedge. During the inversion procedure, we find that the viscosity difference between adjacent areas of the channel are poorly defined, so channels sections are groupe two by two. Moreover, the viscous layers at depth 70-90 km below the ocean has no impact on the predicted postseismic deformation on land. So in the final inversion procedure, the viscosity to the oceanic sublithospheric is fixed to  $7.5 \cdot 10^{18}$  Pa.s. In that case, testing only relaxation (not taking afterslip into account), the preferred model features finally an asthenosphere with a steady-state Maxwell viscosity of  $3 \times 10^{18}$  Pa.s to account for the large scale postseismic deformation, and a low viscosity channel extending down to 135 km depth, for which the viscosity of the shallow part, between  $1.3 \times 10^{18}$  Pa.s and between  $3 \cdot 10^{17}$  Pa.s, is constrained by the horizontal data in mid-field and the viscosity of the deep part, decreasing to  $6 \times 10^{17}$  Pa.s, constrained by the vertical mid-field pattern. The ratio between the viscous parameters is set to

#### 4.1 Modèle combiné de relaxation visco-élastique et afterslip

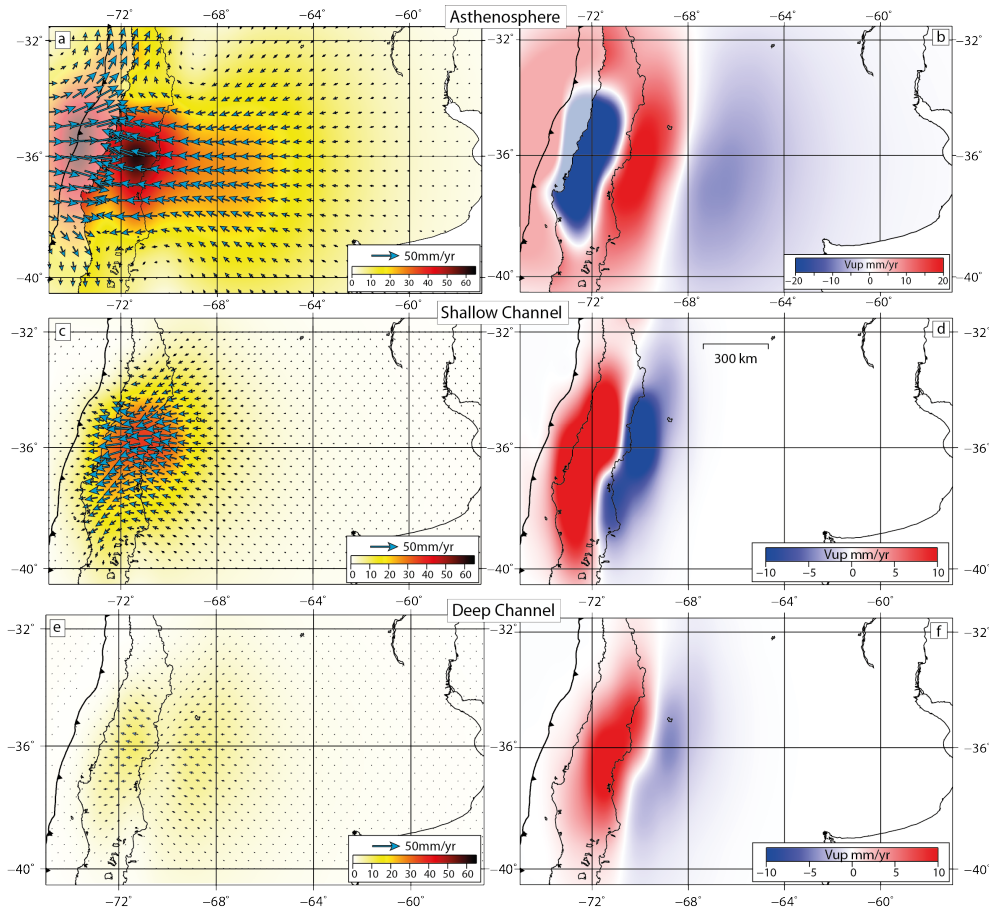


FIGURE 4.5 – Effect on surface velocities of relaxation in different viscous areas : **a)** Horizontal velocities (in mm/yr, color scale represents amplitude) due to relaxation in the asthenosphere only ; **b)** Vertical velocities ( $V_{up}$  in mm/yr) due to relaxation in the asthenosphere ; **c)** Horizontal velocities (in mm/yr, color scale represents amplitude) due to relaxation in the shallow channel only ; **d)** Vertical velocities ( $V_{up}$  in mm/yr) due to relaxation in the shallow channel ; **e)** Horizontal velocities (in mm/yr, color scale represents amplitude) due to relaxation in the deep extension of the deep channel (down to 135 km) ; **f)** Vertical velocities ( $V_{up}$  in mm/yr) due to relaxation in the deep extension of the deep channel (down to 135 km) ;

$\eta_M/\eta_K = 6.5$ . The relaxed modulus of the Kelvin-Voigt part is 3.9 times stiffer than the elastic modulus ( $\mu_K = 3.9 \times \mu_M$ ). Due to the large value found for  $\mu_K$ , the Kelvin-Voigt element mainly affects the first months of the postseismic evolution.

This model reproduces both horizontal and vertical postseismic patterns in the mid- and far-field directly in front of the rupture zone (Fig. 4.6) over the first two years after the earthquake. It

## CHAPITRE 4 : Étude des déformations post-sismiques après le séisme de Maule (Mw8.8, 2010)

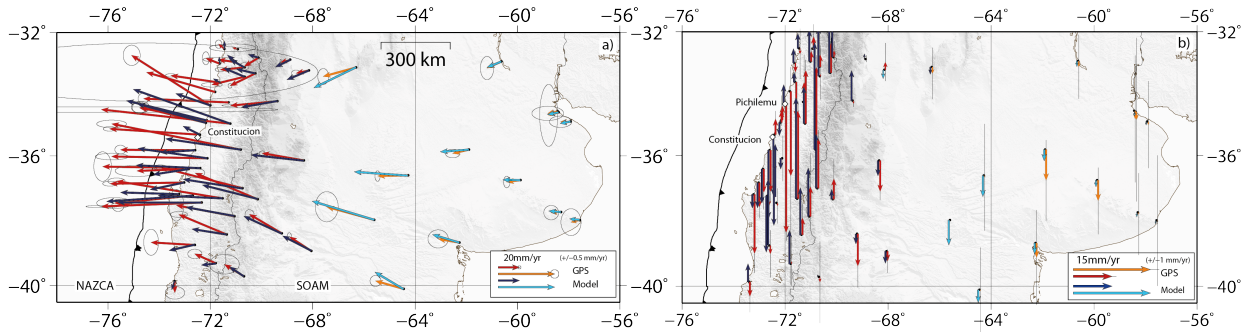


FIGURE 4.6 – Modeled vs measured mean velocities (mm/yr) between 2011.2 and 2012.2, in the case of a pure viscoelastic relaxation model (viscosities indicated on section 4.1.5.3) : a) horizontal velocities, b) vertical velocities.

also predicts well the North-East trending motion that is visible in the region of La Serena, north of 32° S , a pattern entirely due to the relaxation in the asthenosphere and its "return flow" (Fig.4.5-a - 3.20). Nevertheless it fails to explain the very large amount of slip measured in the near-field (Fig. 4.6-a), including the region of Pichilemu. Additionally, relaxation only cannot explain the change of sign of the vertical velocities along the coast (Fig. 4.6-b).

### 4.1.5.4 Impact of viscoelastic relaxation vs afterslip

Numerous studies try to reproduce postseismic deformation with either afterslip or viscoelastic relaxation independently (Han et al. [2014], Bedford et al. [2013]). Others consider both mechanisms but first correct data from the viscoelastic relaxation effect, and then invert in a second step for the amount of shallow afterslip necessary to reproduce the near-field data (Suito and Freymueller [2009]). Our main point here is to invert for both phenomena simultaneously. Moreover, aseismic slip on the fault plane also generates additional viscoelastic relaxation in the viscous layers of the Earth, which will show mostly in the mid- and far-field. It is then necessary to consider not only the viscoelastic relaxation response to the coseismic slip and the elastic aseismic slip on the fault plane but also the viscoelastic relaxation response to this shallow afterslip. In the case of our inverted slip models (coseismic and afterslip), the relaxation induced by afterslip on the fault plane represents up to 10 % of the relaxation induced by the coseismic slip. This has sizable effect on horizontal deformation, even in far-field (Fig. 4.8 - GPS time serie of station LPGS). Studies accounting simultaneously for those three components are generally using inversion analysis with simple two-layers geometry, featuring an elastic lithosphere, without slab, overlying a homogeneous Maxwell asthenosphere (Yamagiwa et al. [2015],Diao et al. [2014]). However, we believe that effects of the viscoelastic relaxation (both of coseismic slip and afterslip) are biased because of the simplicity of such a geometry.

#### 4.1 Modèle combiné de relaxation visco-élastique et afterslip

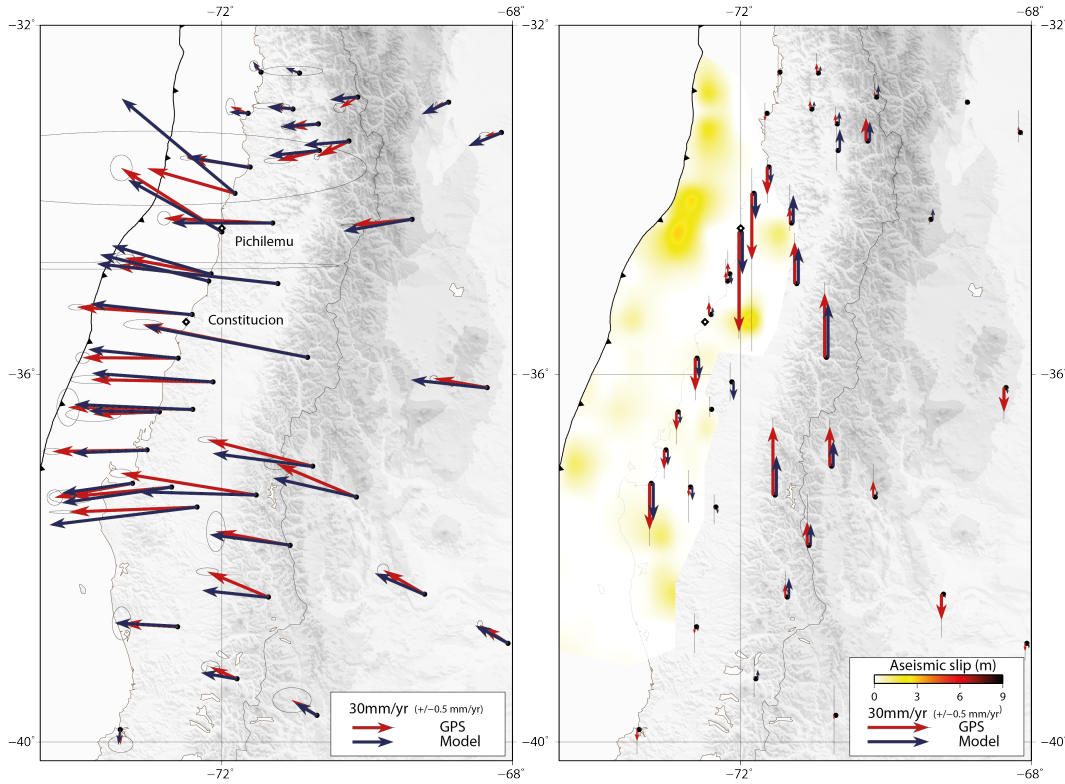


FIGURE 4.7 – Modeled vs measured mean velocities (mm/yr) between 2011.2 and 2012.2, in the case of a combined model of viscoelastic relaxation and afterslip : **Left**) horizontal velocities, **Right**) vertical velocities. The slip distribution of afterslip is represented in color scale (in m).

The simultaneous inversion of afterslip on the fault plane and the rheological parameters led to the preferred model presented in (Fig. 4.7), with the rheological parameters reported in table (Table 4.1) and the afterslip distribution presented in (Fig. 4.7-b). The correlations between the effects of inverted viscosities (See Correlation matrix, table 4.2. Fig 3.27) are relatively small, supporting the fact that there is little trade of between the viscosities of these areas and that they can be determined independantly. We also estimate an error of 5% over the global amplitude of slip (see Suppl. for more details). Note that, the main difference between the set of viscosities which provides the best fit to postseismic velocities without afterslip (section 4.3) concerns the upper channel where the viscosity has been multiplied by 5. The asthenosphere is also slightly more viscous. Our model puts afterslip mostly updip the coseismic rupture zone, since a large part of the possible downdip slip is taken into account by the relaxation in the channel. The same deformation pattern at the surface can be attributed to either dip afterslip or relaxation in a low viscosity channel along the subduction interface, or any combination of the two. Note

that the relaxation in the channel implies a deformation proportional to the stress induced by Maule earthquake, while the geometric pattern of the afterslip implies a much larger number of free parameters. However, the pattern of afterslip determined here makes sense. In particular, we find a large patch of afterslip off Navidad and Pichilemu (34° S), where repeated seismic swarms occurred over the following 2 years after Maule earthquake (fig.7 - Fig.S9 in Suppl. for the 1st year). We also find an isolated patch at the latitude of Constitucion (35° S), immediately below the epicentral area of a large aftershock which occurred afterwards, the Constitucion earthquake of 2012 (Ruiz et al. [2013]).

TABLE 4.1 – Table of the steady-state viscosities of our preferred model, with  $\eta_M/\eta_K = 6.5$  and  $\mu_K = 3.9 \times \mu_M$ . Initials of areas refer to the sketch, fig.4.4.

Area		$\eta_M \times 10^{\sigma_M}$ (Pa.s)
SC1	shallow channel 1 (55-70 km)	$6.7 \times 10^{18} \times 10^{\pm 0.21}$
SC2	shallow channel 2 (70-105 km)	$3.35 \times 10^{17} \times 10^{\pm 0.19}$
DC	deep channel (105-135 km)	$7.15 \times 10^{17} \times 10^{\pm 0.5}$
LAC	Lithosphere-Asthenosphere Continental layer (70-90 km)	$5.6 \times 10^{18} \times 10^{\pm 0.5}$
Asthenosphere	90-200km	$4.75 \times 10^{18} \times 10^{\pm 0.03}$
Asthenosphere	200-270km	$1.9 \times 10^{19} \times 10^{\pm 0.6}$
Slab		elastic
Overriding plate		elastic

## 4.1.6 Discussion

We have explored the effect on surface displacements of relaxation in the different viscous layers introduced in our model, and highlighted the fact that viscoelastic relaxation cannot be the only mechanism ongoing after the Maule earthquake since it cannot predict the near-field postseismic pattern, horizontal nor vertical. Below, in this discussion section, we discuss the found rheologies in all viscous areas. We also discuss potential heterogeneities in the asthenosphere linked to the presence of a cratonic tectosphere.

### 4.1.6.1 Temporal evolution of the model and need for Burgers rheologies

The viscosity of the asthenosphere inverted in this study appears to be higher than predicted by previous finite element models that do not feature any channel but only a mantle and an oceanic mantle wedge (Sun and Wang [2015], Hu and Wang [2012]). As a matter of fact, the channel allows to account for a large part of deformation in mid-field and thus explains our higher asthenosphere's viscosity. On the contrary, models using inversion analysis with a more simple two-layer geometry yield Maxwell rheologies with even higher viscosities of the order of  $10^{19}$  Pa.s (Yamagiwa et al.

#### 4.1 Modèle combiné de relaxation visco-élastique et afterslip

[2015]). Note that the amplitude of the short-term Kelvin-Voigt deformation used here is rather modest ( $\mu_K = 3.9 \times \mu_M$ ). However, without this transient creep, a larger slip would be needed in order to fit the postseismic displacements during the first year in the mid-field, inducing too large near-field displacements (fig 4.8-station MAUL).

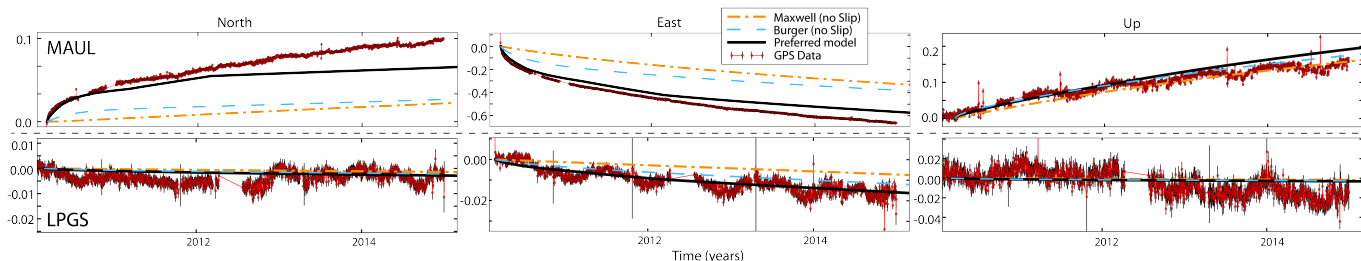


FIGURE 4.8 – GPS Time series vs 3 models : **blue** model of viscoelastic relaxation only with Maxwell rheologies (viscosities equal to the steady state viscosity of our preferred Burger model) ; **black** viscoelastic relaxation only with Burgers rheologies ; **green** preferred combined model of viscoelastic relaxation with Burgers rheologies and afterslip (aseismic elastic slip + viscous relaxation induced), for a near-field station MAUL (up), and a far-field station LPGS (down)

The model proposed in this study was built using the first two years of data, but its prediction over a longer time period can be tested and compared with the GPS data. Our model predicts well horizontal deformation in mid and far field beyond the two years over which it has been adjusted, at the exception of Central Argentina, that will be discussed a bit further (fig S10 in Suppl.). Five years after the earthquake, the discrepancy between model and predictions is less than 20% of the signal on the east component. For example, at the station RGAO (located in mid-field), which has a horizontal velocity of 22 mm/yr after 3 years, the discrepancy with the model is of 3 mm/yr. At the station VBCA (located in far-field), which has a horizontal velocity of 6 mm/yr, the discrepancy is of 1 mm/yr. However, it does not predict the right deformation in near-field where additional aseismic slip on the fault plane is necessary over a longer time period than 2 years and should be inverted. For the following years, our model over 2 years does not reproduce the vertical pattern in far-field, because it predicts a decrease of the subsidence, not yet observed (fig. 4.28). Nevertheless, this signal is very small with high uncertainties. Longer time series will help resolve this question.

A very important comment : values of several  $10^{18}$  Pa.s can hardly account for a steady-state, long term viscosity, at the scale of the seismic cycle. They yield horizontal deformation larger than 2 mm/yr up to 90 years after the earthquake (fig. 4.9). If this was true, present-day postseismic deformation following the Valdivia earthquake would be 10 times larger than observed presently,

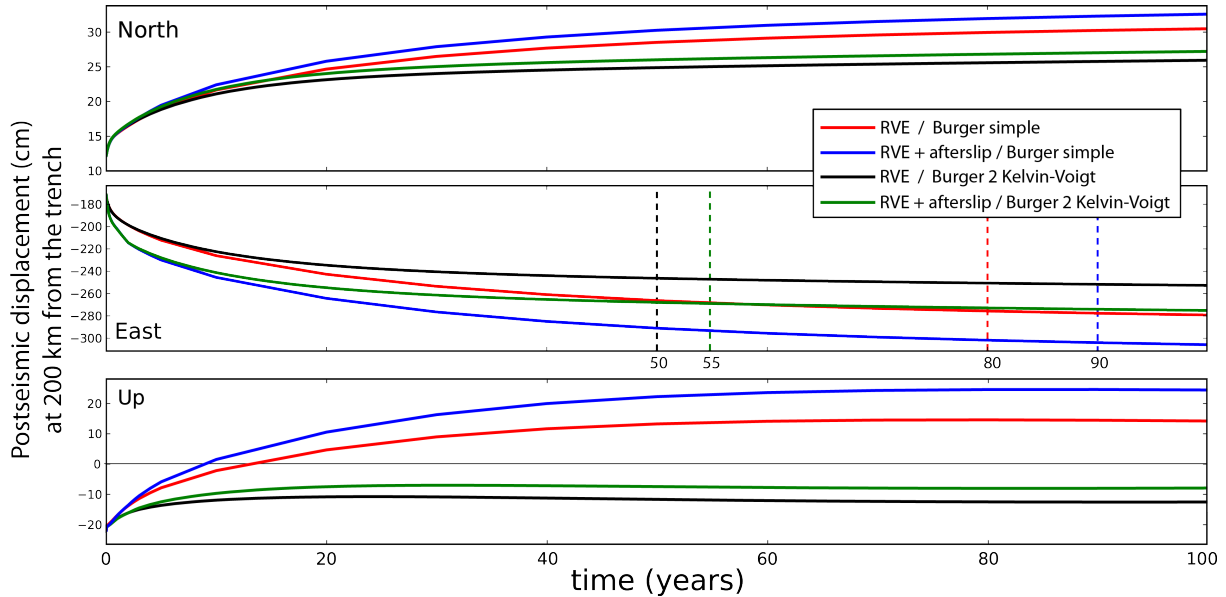


FIGURE 4.9 – Postseismic response on surface at a point located at 200 km from the trench for 4 models : **red** viscoelastic relaxation only for the preferred model ( $\eta_M = 4,8 \cdot 10^{18}$  Pa.s), **blue** combined model for the preferred model ; **black** viscoelastic relaxation only for a more complex model with steady-state viscosity of  $3 \cdot 10^{19}$  Pa.s ; **green** combined model for the same complex model. The dashed lines on East component mark the approximate date at which less than 2 mm/yr is predicted, the colors are respective to the curves.

considering that the magnitude of the Valdivia earthquake was almost ten times higher than the Maule event. The viscosities inverted in the present study could rather correspond to transient viscosities over maybe a decade, before revealing a "real" steady-state viscosities of the order of  $10^{19}$  Pa.s. Such values would then be in agreement with studies based on the Valdivia earthquake data (Khazaradze et al. [2002], Hu et al. [2004]). More complex rheologies, with several Kelvin-Voigt elements could represent such a behavior. Such a model with a steady-state viscosity of  $3 \cdot 10^{19}$  Pa.s with  $\mu_K = \mu_M/5$  and predicts, more reasonably, deformation measurable up to 55 years after the earthquake, while the first 5 years remains similar as the current model presented here (fig 4.9). Once again, longer time series are needed to solve this problem. Discrepancies between long-term and Kelvin-Voigt rheologies reach 6 cm only 10 years after the earthquake, 10 cm 20 years after.

The use of Burgers rheologies in the Tohoku case was already discussed in Trubienko et al. [2014], and the conclusion in the case of Chile is the same. Non-Newtonian rheologies fail to reproduce the large scale deformation pattern. As a matter of fact, the moment of the three megathrusts of Banda-Aceh, Maule and Tohoku differ by a factor of 5, but the comparison of their far-field postseismic deformation, normalized by the respective coseismic, show that viscosities do not differ



#### 4.1 *Modèle combiné de relaxation visco-élastique et afterslip*

by a factor of 25, which would be the case for non-Newtonian rheologies ( $\eta \propto 1/\sigma_{\text{deviatoric}}^2$ ) (Trubienko et al. [2014]). Also, such rheologies would predict much smaller deformation than observed on the sides of the rupture zone, having smaller stresses.

##### 4.1.6.2 **Presence and origin of low viscosity areas**

Our model yields the presence of a channel extending from the inferior limit of the seismogenic zone down to 135 km, which raises two questions. The first one is whether its existence is substantiated and whether its effect could be replaced by some afterslip deeper on the fault plane. As a matter of fact, both mechanisms would generate the same surface deformation, as long as the slip is introduced over the same time-span and at similar depths. In the viscous relaxation model, the relaxation is simply proportional to the local deviatoric stress and is thus physically predicted while the "slip" is imposed without explicit link with the stress induced by the megathrust earthquake. We propose here a simple model that nicely predicts the correct postseismic pattern.

The second important question relates to the plausible cause of the low viscosity in the channel. The shallow part of the channel can be explained by the presence of serpentinized mantle with 20-30 % serpentinization (Oncken et al. [2006], Peacock and Hyndman [1999], Kawakatsu and Watada [2007]) just above the slab interface. At depth between 70 and 135 km down, it can no longer be due to serpentinization but rather to hydrated mantle (Agard et al. [2009]). Moreover, in North Chile, Martin et al. [2003] highlighted a lower-velocity zone relative to the surrounding mantle, above the slab, going down to at least 160 km. We did not find any clear seismological evidence of such zone in South Chile, but it might be possible that such a layer still exists in the South more or less thick and more or less difficult to image. We also explored the possibility of relaxation in a wedge at depth between 50 km and 70 km above the subducting plate, potentially extending beneath the volcanic arc. The effect of this low viscosity wedge, also localized in mid-field, is comparable to that of the shallow channel, although weaker in the horizontal direction but it does not produce the desired vertical velocity (Fig.3.24). Therefore we consider that the existence of such a low viscosity wedge is not supported by the data. Finally, in the Maule area, there are very few seismological observations that could help to constrain the geometry of the low viscosity areas and support their presence, but observations made in other subduction zones or in North Chile provide good reasons to consider them.

##### 4.1.6.3 **Impact of a Craton in Central Argentina**

Our best-fit model, involving combined viscoelastic relaxation and afterslip predicts more deformation in the center of Argentina than observed and a subsidence not yet detected in the GPS data. This could be due to the existence of a craton in the area, known as the Rio de la Plata craton, located directly in front of the flat slab zone (30° S). Tomographic studies image a zone of high seismic velocity at 200 km depth, that could indicate the remaining of a cratonic lithosphere

in this area (Heintz et al. [2005], Ritsema et al. [2011]), west of the Parana flood basalt volcanism consequent to the opening of the Atlantic (Thiede and Vasconcelos [2010]). Attempts to explain the origin of the flat slab zone in the area of La Serena (30° S) brought out a mechanism combining trenchward motion of a craton and trench retreat (Manea et al. [2012]). So, we tested the effect of various mechanical properties and size and location of such a cold, elastic craton on the postseismic deformation predicted in central Argentina. It appears that the presence of a stiff craton in Central Argentina (between 36 and 38° S and between 62 and 68° W) reduces significantly horizontal velocities in this area and produces a slight rotation of velocities located directly North and South of it (Fig.4.37). It also reduces the vertical deformation in the same area. Different tests show that the thickness of this craton has to be at least 100 km. The presence of this craton allows to fine tune the residual velocities observed in Central Argentina, but the geological evidence for such a craton remains scarce. We thus consider this hypothesis simply as a plausible explanation for the small differences between observations and predictions of our model. This hypothesis will be further tested with longer time series, providing better signal/noise ratio, increasing discrepancies between observation and model prediction, and an increased number of GPS station included in the processing.

## Conclusion

We analyzed almost 5 years of GPS data since the Maule earthquake in order to extract very precisely the post-seismic pattern following the 2010 Maule earthquake. This analysis sheds light on various characteristics of the deformation pattern that had already been observed after the Sumatra-Andaman earthquake (2004) and the Tohoku-Oki earthquake (2011) such as large scale subsidence and measurable horizontal trenchward motion up to 2000 km away from the trench. Yet, the Chilean earthquake of 2010 offers, for the first time, the opportunity to quantify postseismic deformation not only very precisely but also continuously across the continent. Our preferred model, built using the first two years of data after the earthquake, features relaxation in a  $4.75 \times 10^{18}$  Pa.s asthenosphere constrained by the far-field deformation, and in a low viscosity channel extending up to 135 km depth with viscosities close to  $10^{17}$  Pas, constrained by the mid-field pattern of both horizontal and vertical deformation. Shallow afterslip appears to last over a longer period than expected and is necessary to reproduce the very particular near-field pattern. Because this large amount of slip at shallow depth can account for most of the fast displacements during the first year, even in the far-field, the role of a short time-scale (1yr) transient rheology implying short-term asthenospheric viscosities of the order of some  $10^{17}$  Pa.s seems rather limited. On the other hand, although modeled here as a long-term viscosity, we do not know whether the  $4.75 \times 10^{18}$  Pa.s obtained here for the asthenosphere correspond indeed to a long-term viscosity or to a transient viscosity modeled by a Kelvin-Voigt element with a low relaxed modulus as proposed on the basis of the response to Sumatra earthquake (Satirapod et al. [2012]). Future work on the longer time-scale response to Maule earthquake and examining the long-term postseismic response

#### 4.1 *Modèle combiné de relaxation visco-élastique et afterslip*

to Valdivia earthquake should help clarifying this point.

Understanding the postseismic deformation opens new perspectives in the understanding of the interseismic phase, since the geometry and the rheological parameters constrained with the first two years of postseismic deformation following the Maule earthquake clearly demonstrate that the elastic rheology is inappropriate. In the case of Sumatra, purely elastic models based on the elastic backslip assumption, imply the introduction of a rigid micro-plate (the Sunda block) to reproduce the observed interseismic velocity pattern. On the opposite, models involving a viscoelastic asthenosphere explain the observed velocity pattern before the earthquake without the need for this independent block (Trubienko et al. [2013]). In the case of the subduction of the Nazca plate, elastic models also need the introduction of a sliver to reproduce the interseismic velocity pattern (Brooks et al. [2003], Métois et al. [2013], Nocquet [2014]). In turn, viscoelastic models reproducing the entire seismic cycle may not require the introduction of an independent rigid block and rather impute the gradients of deformation at rather large distance from the trench to the last stage of the seismic cycle. 20 years of GPS observations, particularly after mega-earthquakes such as the Maule earthquake, highlight some transitory stage of the plate tectonic, during which the viscous response to such major events propagate through the whole plate, first stretching the plate for several decades, then compressing it back during the 'interseismic stage'. Consequently, GPS measurements made during any period of time, relatively short compared to the seismic cycle or other present-day indicators of the strain-rate such as earthquake focal mechanisms may not completely reflect long-term 'geologic' deformation. Caution needs to be taken especially when dealing with smaller plates (<3000km) lined up with subduction, capable of producing magnitude 9 earthquakes.

## **Acknowledgments**

We thank the International (Chilean-German-French) Plate boundary Observatory Chile (IPOC) and LIA 'Montessus de Ballore' International Laboratory, the Chilean "Centro Sismologico Nacional" (CSN), The US Tectonics Observatory at Caltech CANTO, Ohio State University CAP projects, and french "Institut pour la Recherche et le développement" (IRD) for sharing GPS data acquired in Chile, the "Instituto Geografico Nacional" (IGN) for Argentinian RAMSAC data and the "Instituto Brasileiro de Geografia e Estatistica" (IBGE) for Brazilian RBMC data. We warmly thank CSN personnel, and among them M.C. Valderas-Bermejo and I. Ortega-Navarete for the maintenance of our common cGPS network in Chile. This work received partial support from ANR-2011-BS56-017 and ANR-2012-BS06-004 grants of the French "Agence Nationale de la Recherche". We finally sincerely thank one of our reviewer, Dr. Moreno for his extremely thorough and constructive review.

### 4.1.7 Annexes

**Correlation of the partial derivatives** The matrix 4.2 represents the correlation matrix (normalized covariance matrix) of the partial derivatives with respect to the viscosities of the different regions (fig 3.27). Notice the large correlation coefficient between the partial derivatives concerning the deepest and middle part of the channel which indicates that a certain trade-off exists between the viscosities of these two regions. The presence of a very low viscosity in the middle channel (between 70 and 100 km depth) seems however very well constrained. From the inversion of the covariance matrix, one may obtain formal confidence interval for the viscosity coefficients using the classical formulas for errors in least-square estimates.

$$\widehat{se}(\hat{\eta}_j) = \sqrt{s^2(X^T X)^{-1}_{jj}} \quad (4.1)$$

where  $(X^T X)^{-1}_{jj}$  represents the diagonal elements of the inverse of the covariance matrix.  $\widehat{se}(\hat{\eta}_j)$  the standard error on the coefficient by which we have to multiply the partial derivative in order to reach the best fit and  $s^2$  the standard error estimated from the residuals of the least-square inversion.

The partial derivatives are computed for an increase of viscosity of 20% (i.e. a variation equal to  $\log(1.2)$  of the logarithm of the viscosity). From there, one can compute the confidence intervals for each parameter. Those given in table 1 correspond to a confidence level of 90% on the decimal logarithm of the viscosity.

When we add in the covariance matrix a term propostional to the global amplitude of the displacements induced by the slip on the interface, we estimate an error of 5% over this global amplitude.

	SC1	SC2	DC	LAC	Ast(90-200)	Ast(200-270)
SC1	1.00	0.547	0.345	0.508	-0.189	-0.256
SC2	0.547	1.00	0.927	0.744	0.437	-0.533
DC	0.345	0.927	1.00	0.819	0.599	-0.566
LAC	0.508	0.744	0.819	1.00	0.612	-0.601
Ast(90-200)	-0.190	0.436	0.599	0.612	1.00	-0.326
Ast(200-270)	-0.256	-0.533	-0.566	-0.601	-0.326	1.00

TABLE 4.2 – Correlation matrix of the viscous parameters inversion

## 4.2 Détails des méthodes et résultats

### 4.2.1 Les réseaux de stations permanentes post-Maule

Avant 2010, la région comprise entre 32°S et 40°S du Chili était très peu équipée de stations GPS permanentes et seuls deux réseaux de campagnes très denses étaient alors en place. L'un est installé et mesuré par les équipes françaises de l'ENS/IPGP, entre Constitucion et Concepcion, avec notamment deux profils Est-Ouest aux latitudes des 2 villes. Le deuxième est mis en place et mesuré par les équipes allemandes du GFZ, plus au Sud, au niveau de la péninsule d'Arauco et sur la partie Nord de la zone de rupture du séisme de Valdivia (entre 40°S et 36°S). En dehors de ces deux réseaux, on ne compte qu'une dizaine de stations permanentes dans la région Centrale du Chili, opérées par le Laboratoire International Associé Franco-Chilien Montessus de Ballore (Fig. 4.10-haut).

Au lendemain du séisme de Maule, une intervention post-sismique est organisée pour remesurer le réseau de campagne français, mais aussi installer de nouvelles stations permanentes. La mesure des déformations post-sismiques, non linéaires montrant une forme logarithmique, n'est en effet plus possible par campagne. La région de Maule devient de premier intérêt pour de nombreux groupes de recherches internationaux (Fig. 4.10-bas). En moins de 3 ans, plus de 120 stations sont installées dans le cadre des réseaux américains CTO (Caltech Tectonic Observatory), germano-américano-chiliens FENIX. Le groupe français complète lui aussi le réseau actuel dans la zone de rupture du séisme. En parallèle, le réseau Argentin RAMSAC (opéré par l'Institut Géographique National Argentin) s'étend considérablement (toutes les stations ne sont d'ailleurs pas représentées, seules celles intégrées dans le calcul fait au laboratoire y figurent, leur nombre double donc), et l'Uruguay développe son propre réseau national (SGM-UY).

L'utilisation de l'intégralité des mesures ne nous semble pas indispensable, puisque la longueur d'onde des déformations post-sismiques est relativement grande. De plus, chaque station présentant ses propres particularités (longueur de la période pré-sismique, sauts, amplitude du saisonnier...etc), une analyse automatique n'est pas envisageable pour dégager un champ de déformation très précis. Il est donc nécessaire de ne sélectionner qu'une partie de stations utilisées parmi les nombreux réseaux. La carte (Fig. 4.10-bas) indique les stations finalement utilisées dans l'analyse. En ce qui concerne les données au Chili, au Nord de la Péninsule d'Arauco, les stations permanentes installées dans le cadre de l'intervention post-sismique française et celles opérées par le CSN sont réparties de manière uniforme, avec un point tous les 40 à 50 km environ. Nous estimons la densité de données produites par ces réseaux suffisante pour ne pas avoir à intégrer d'autres stations, d'autant que la majorité de ces stations ont pu être maintenues et ont produit des données de manière continue sur au moins 4 ans. Les quelques stations pour lesquelles ce n'est pas le cas n'ont simplement pas été intégrées au jeu de données. Au niveau de la Péninsule d'Arauco, où très peu de stations françaises ont été installées, nous sélectionnons une quinzaine de stations des

CHAPITRE 4 : Étude des déformations post-sismiques après le séisme de Maule (Mw8.8, 2010)

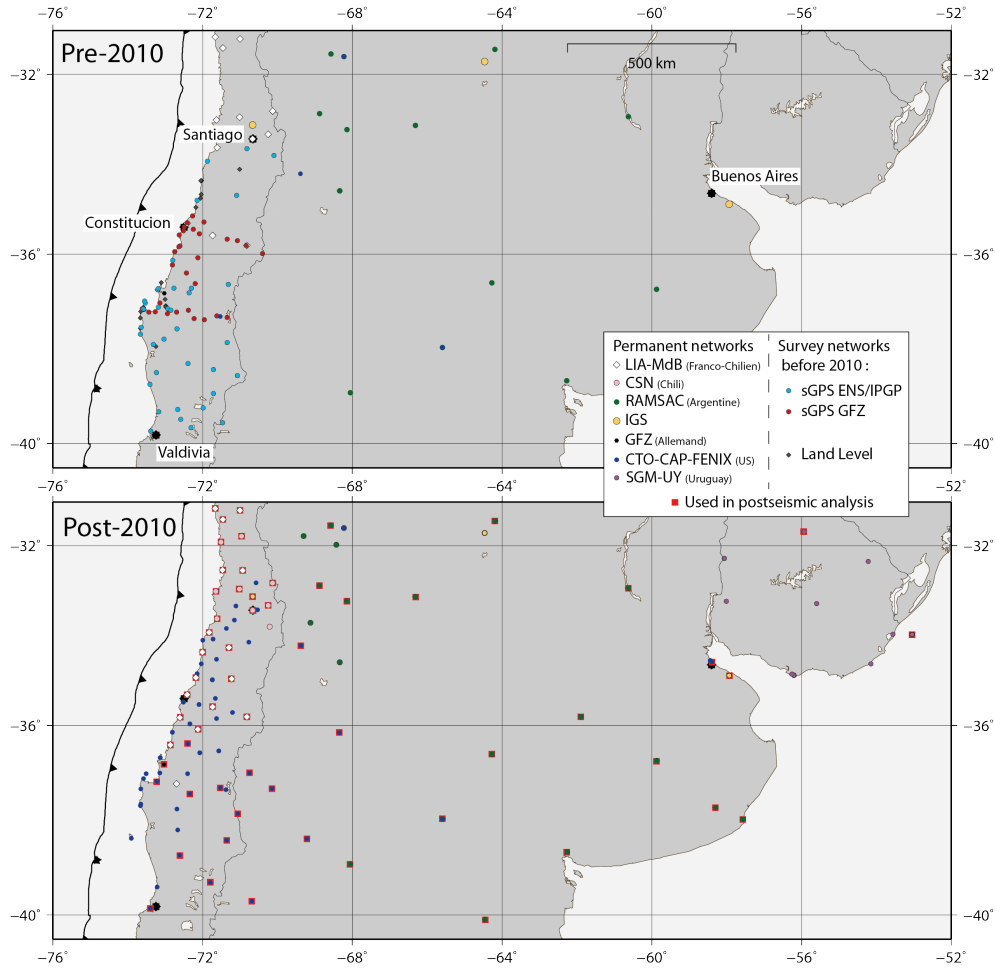


FIGURE 4.10 – Evolution of GPS networks between before (**up**) and after (**down**) the Maule earthquake.

réseaux Américains. Pour une grande partie d'entre elles nous disposons des données, elles sont donc calculées au laboratoire, quant au autres, elles sont calculées et mises à disposition librement par le Nevada Geodetic Laboratory. Nous intégrons aussi deux stations uruguayennes calculées par le même centre. L'utilisation de ces données se fait avec beaucoup de précaution, le calcul réalisé étant automatique et global à l'échelle terrestre, les paramètres de traitement ne sont pas forcément adaptés au type d'étude réalisé. Une étude de la qualité et de la cohérence des séries temporelles choisies est donc réalisée à chaque fois. Le reste des données, intégrant celles des stations Argentines, brésiliennes et Boliviennes, est calculé au laboratoire de Géologie (cf 2.2). L'analyse est finalement faite sur les données d'une centaine de stations, dont environ 85% sont calculées en interne.

### 4.2.2 Champ de vitesse pré-sismique et analyse des séries temporelles post-sismiques

Afin d'étudier précisément l'évolution des déformations post-sismiques après le séisme, il est impératif d'avoir en premier lieu une bonne connaissance du champ de déformation pré-sismique, ce qui n'est pas le cas des stations installées après le séisme. Il est donc nécessaire de rassembler le maximum de données pré-sismiques existantes pour interpoler les vitesses sur les nouvelles stations. On compile donc l'ensemble des données calculées dans le cadre de l'étude des déformations inter-sismiques menées au sein du laboratoire, ainsi que les données publiées par les équipes internationales (table 4.3). On rappelle que parmi ces données se trouvent des résidus post-sismiques au séisme de Valdivia au Sud de 40°S. 40 ans après le séisme, ces déformations sont linéaires à l'échelle de quelques années et peuvent donc être traitées de la même manière que les déformations inter-sismiques.

Source	Period	Reference frame
Métois et al. [2012]-solutions calculées à l'ENS	2004-2010	ITRF2008
Ruegg et al. [2009]	1996-2002	ITRF2005
Moreno et al. [2011]	2002-2009	ITRF2005
Klotz et al. [2001]	1993-1996	'SOAM stable' non explicité
Brooks et al. [2003]	1993- 2001	'SOAM stable' non explicité

TABLE 4.3 – Preseismic GPS dataset compiled between 40°S and 20°S

On interpole donc les vitesses inter-sismiques aux stations installées après le séisme ou moins de deux avant. En effet, de fortes variations saisonnières sont enregistrées en Amérique du Sud, en particulier dans le bassin amazonien, où elles peuvent atteindre une moyenne de 10 mm pic à pic en horizontal, 5 cm en vertical. Il n'est donc pas possible d'estimer une vitesse long terme robuste avec moins de 2 ans de données. Les détails de cette étape sont donnés dans l'article (cf.4.1.2.2) et nous n'y reviendrons pas plus longuement ici. Cette méthode fournit finalement un champ de vitesse pré-sismique exprimé dans l'ITRF08 tout à fait cohérent (fig. 4.11). On y observe très clairement le chargement inter-sismique tout au long de l'interface de subduction chilienne, malgré une composante Nord légèrement plus marquée dans la partie la plus au Sud du réseau, conséquence du post-sismique de Valdivia. On observe aussi le mouvement de bloc de l'Amérique du Sud avec la vitesse orientée plein Nord de l'ordre de 10 mm/yr en champ lointain.

Le processus d'analyse est lui aussi décrit dans l'article, la figure 4.12 permet d'en rappeler les principales étapes. A noter que lors de l'estimation d'une tendance globale sur la série post-sismique au moyen d'une fonction exponentielle, je n'ai à aucun moment cherché à interpréter les coefficients obtenus en terme de post-sismique (temps de relaxation par exemple). Cette tendance m'a uniquement permis d'estimer des vitesses moyennes sur différentes fenêtres temporelles sans

## CHAPITRE 4 : Étude des déformations post-sismiques après le séisme de Maule (Mw8.8, 2010)

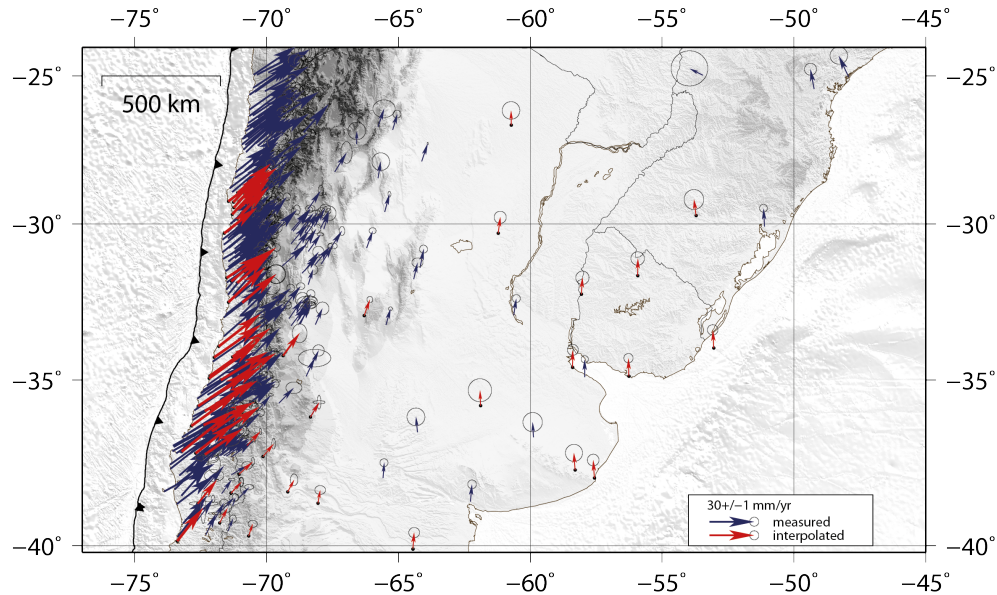


FIGURE 4.11 – Interseismic velocity field across the whole area expressed in ITRF08 (International Terrestrial Reference Frame). Known velocities are obtained from our own GPS processing upgraded with published data [Brooks et al.,2003, Ruegg et al., 2009, Moreno et al.,2011]. Blue vectors represent the measured velocities, the red ones are interpolated using cubic function.

souffrir des éventuels trous dans les données, si tant est qu'ils soient raisonnablement courts, et surtout pour s'affranchir au mieux des variations saisonnières.

Les incertitudes calculées à certaines époques sont relativement grandes, notamment en Argentine, et nécessitent d'être un peu plus longuement discutées. Estimées sur un intervalle d'époques autour des dates utilisées, ces incertitudes sont très sensibles d'une part au bruit intrinsèque des séries temporelles, malgré la combinaison hebdomadaire, mais surtout aux variations saisonnières. Malgré la stabilisation du système de référence grâce à l'intégration des stations IGS du reste du monde, les variations saisonnières restent difficilement modélisables de manière simple entre avant et après le séisme. L'utilisation de séries temporelles hebdomadaires permet aussi de diminuer le niveau de bruit et d'affiner l'estimation des vitesses post-sismiques, nous évitant un filtrage systématique.

Cependant, afin de vérifier la robustesse de la méthode d'analyse, nous avons quand même procédé au filtrage de certaines stations d'Argentine centrale, là où très peu de données sont disponibles et où le signal est relativement faible (ex. station AZUL fig.4.13). Le filtrage permet de diminuer les incertitudes, mais comme attendu, l'estimation des vitesses change très peu.

Avec cinq ans de données après le séisme de Maule, il est maintenant possible de suivre l'évolution temporelle des déformations post-sismiques. En horizontal (fig.4.15), outre les très fortes



## 4.2 Détails des méthodes et résultats

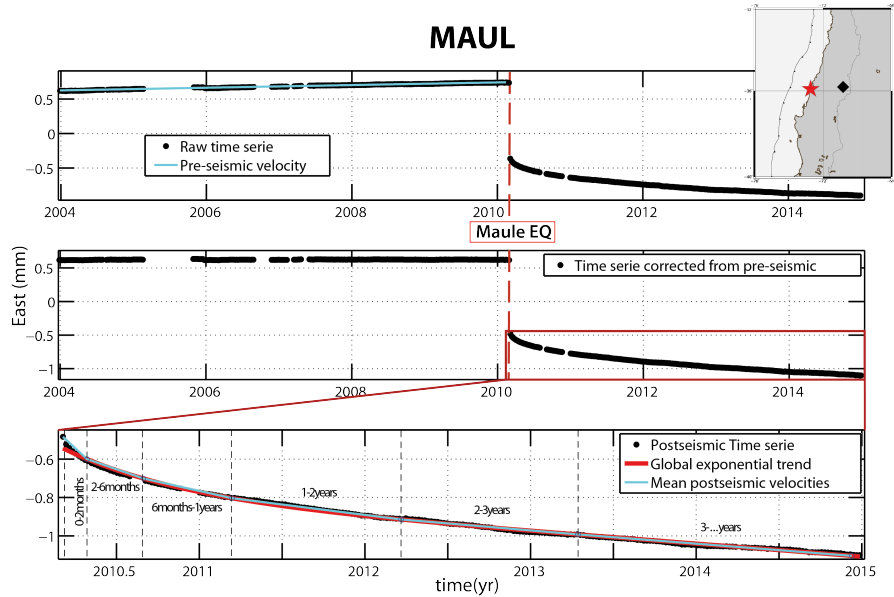


FIGURE 4.12 – Analysis process of GPS time series, here on the north component of the station of Maule, MAUL, at different stage of the analysis. Insert map shows the location of the station (black diamond) and the Maule earthquake epicenter, from CSN (red star). **Up)** Complete raw time serie, the interseismic velocity (black line) is estimated between the beginning of the time serie and 2010. **Middle)** Complete time serie corrected from the interseismic velocity previously estimated. The residual velocity before the Maule earthquake is then null and only the postseismic signal remains. **Bottom)** Postseismic time serie (from the earthquake to beginning of 2014). A global trend is estimated using an exponential function (black curve). The use of this global trend helps to minimize the impact of noise and seasonal variations. The postseismic velocity is estimated over different temporal windows, here the first year (cyan line) and second year (dark blue line) after the earthquake.

vitesse orientées plein Est dans toute la région face à la zone de rupture, depuis la côte chilienne jusque la côte argentine, décroissante en fonction du temps (cf 4.1.2.3), on observe très bien la rotation anti-horaire au Sud, horaire au Nord, très marquée des stations situées en dehors de la zone de rupture. Ainsi, la station de Temuco (40°S) initialement orientée vers l'Ouest retrouve une composante Est trois ans après le séisme de Maule.

En vertical, en champ proche, en plus du schéma de déformation très complexe dépendant de la latitude (cf 4.1.2.3), on peut très bien suivre l'évolution des vitesses au Nord de la zone de rupture, dans la région de Valparaiso (Nord de 33°S). On mesure très clairement un soulèvement dans les premiers mois après le séisme, qui décroît avec le temps, jusqu'à ce qu'aucun mouvement ne soit détectable au cours de la troisième année après le séisme. Enfin, au cours de la quatrième année,

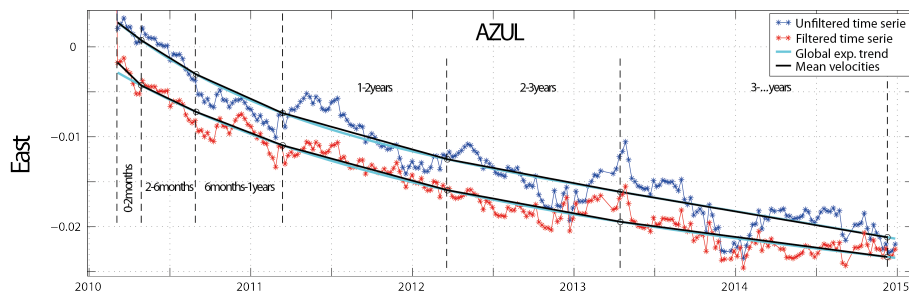


FIGURE 4.13 – Comparison of the east component of the station AZUL filtered (red) and unfiltered (blue). The global trends (cyan) are estimated using an exponential function and annual mean velocities are represented in black.

on commence à mesurer de la subsidence sur certaines stations. En champ moyen, on observe la diminution du très fort soulèvement avec le temps, passant de 3 cm/an entre 2011 et 2012 à moins de 2 cm/an entre 2013 et 2014 (Fig 4.16, et 4.3). On observe en revanche une augmentation de la subsidence en champ très lointain, au delà de  $60^{\circ}\text{W}$ , où des vitesses de l'ordre du mm/an étaient tout juste détectables dans les premiers mois après le séisme et où l'on estime une vitesse supérieure à 5 mm/an trois ans après. Au centre de l'Argentine, on ne détecte pas de mouvement mesurable significatif, ce qui reste relativement surprenant dans la mesure où les stations à l'Ouest de la Cordillère subsident elles aussi. Plusieurs hypothèses sont possibles, tout d'abord un 'bruit' sur les séries temporelles GPS qui serait trop important pour permettre l'extraction d'un signal, (par exemple, l'existence de phénomène climatique créant des surcharges,...) Nous explorons aussi l'hypothèse de la présence d'un morceau de craton situé en Argentine qui entraînerait l'atténuation des déformation. Dans tous les cas, la qualité toute relative de la composante verticale mesurée sur ces stations, les nombreuses incertitudes liées au traitement GPS (erreurs induits par les phénomènes de troposphère), la très faible densité de stations dans toute la région, ainsi que le nombre de phénomènes physiques pouvant influencer sur la composante verticale, la rendent particulièrement difficile à étudier. Il est même périlleux de tenter de les interpréter avec certitude.

## 4.2 Détails des méthodes et résultats

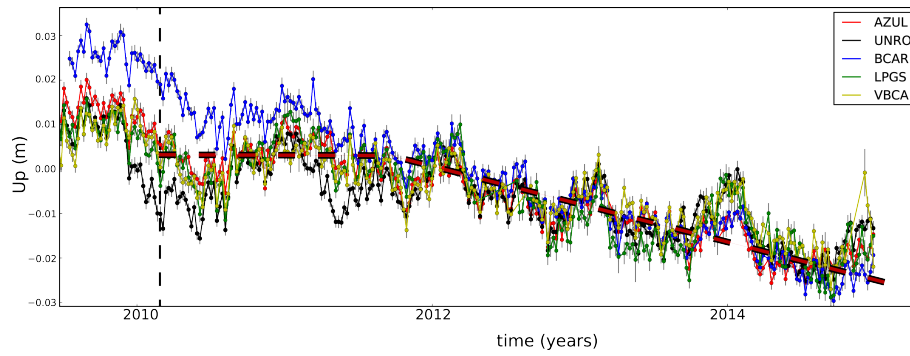


FIGURE 4.14 – GPS vertical time series corrected from the preseismic trend, over 5 years after the earthquake, for stations localised in the far field (more than 1000 km, in front of the rupture zone). Black and red dashed lines highlight the two different visible trends but are not issued from model.

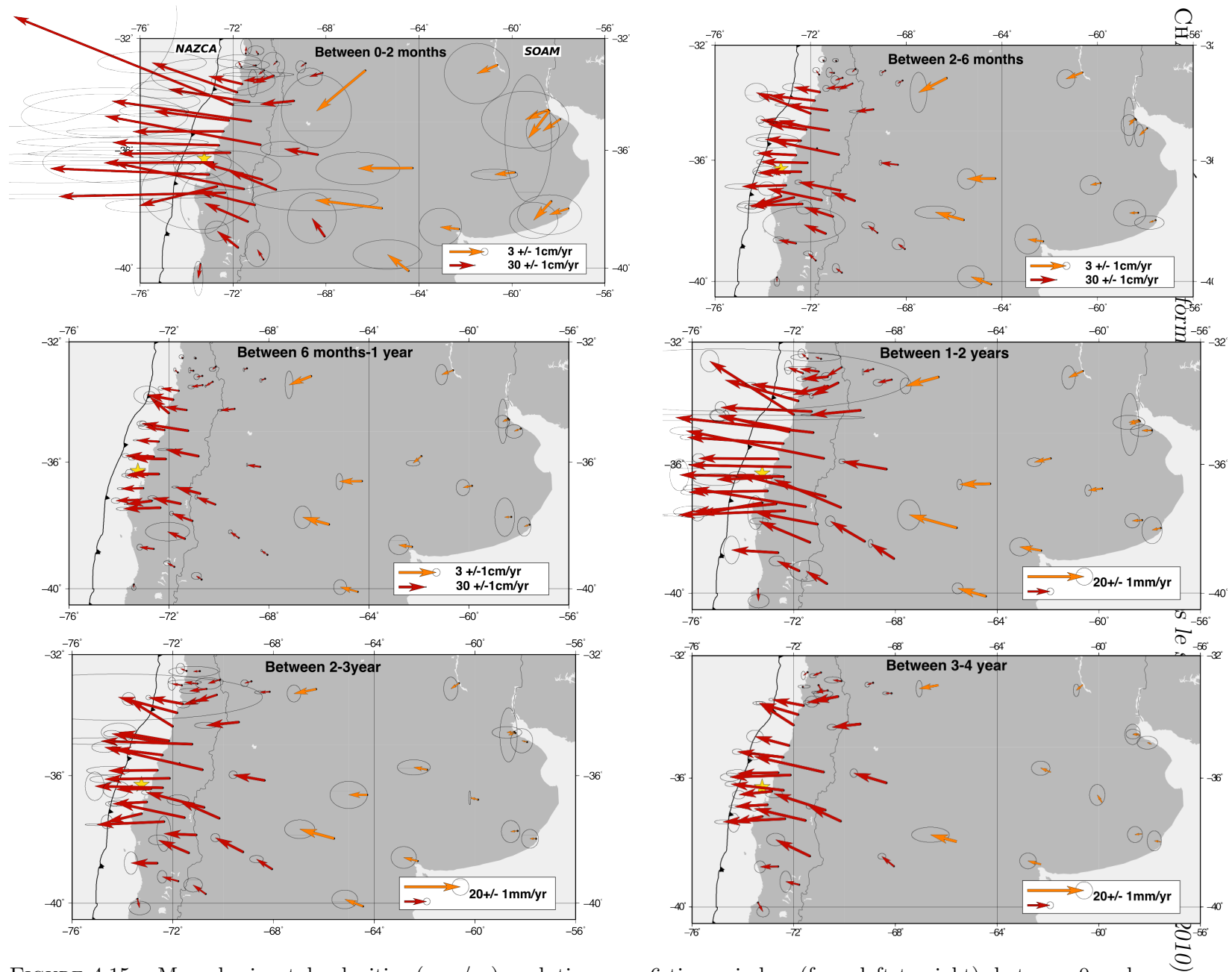


FIGURE 4.15 – Mean horizontal velocities (mm/yr) evolution over 6 time window (from left to right), between 0 and 2 months after the earthquake ; between 2 and 6 months after ; between 6 months and 1 year ; between 1 and 2 years ; between 2 and 3 years ; between 3 and the end of time series (4-5 years). Because of strong variations between the first two years and beyond, different scales are used depending on time.

## 4.2 Détails des méthodes et résultats

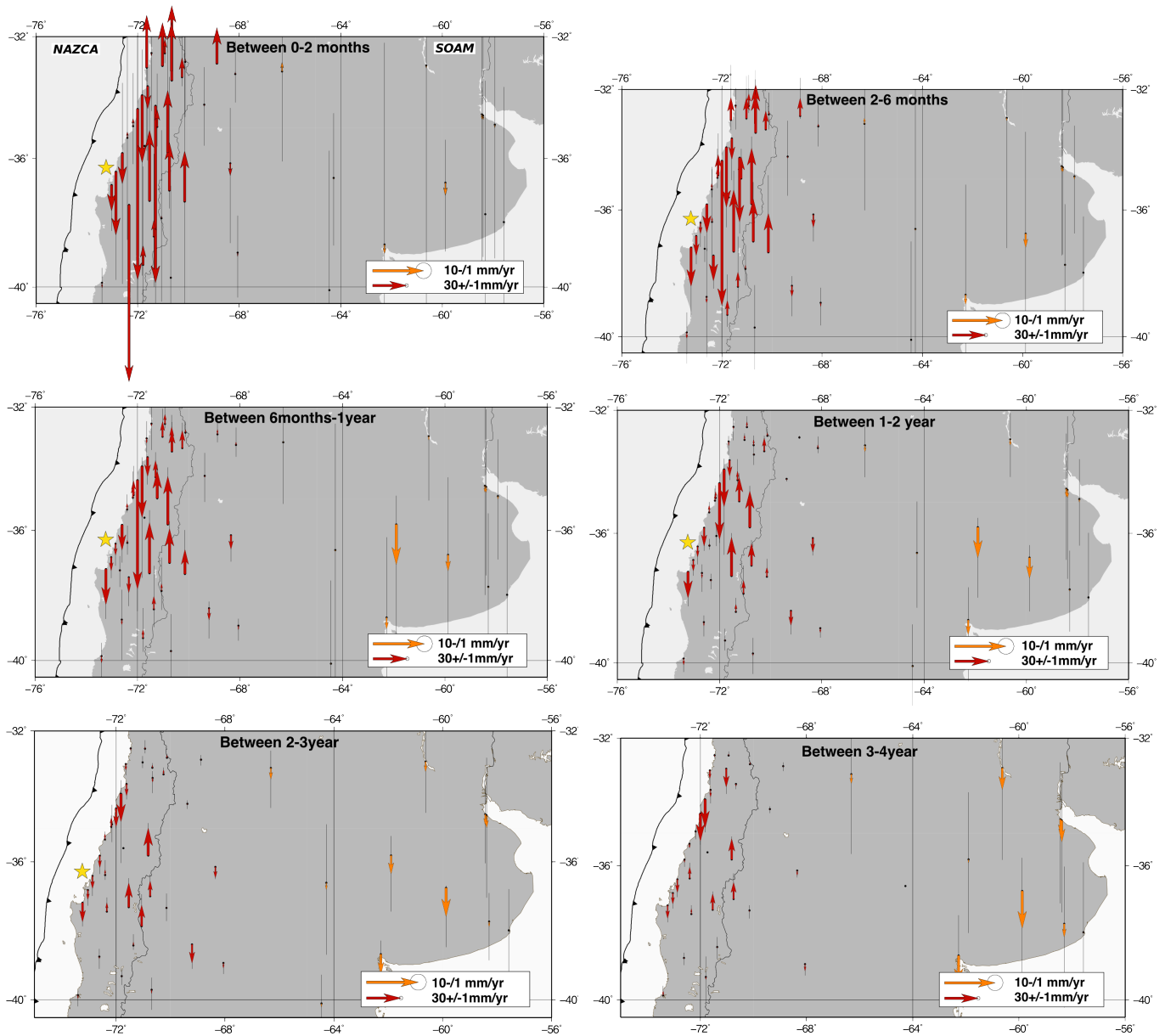


FIGURE 4.16 – Mean vertical velocities (mm/yr) evolution over 6 time window (from left to right), between 0 and 2 months after the earthquake; between 2 and 6 months after; between 6 months and 1 year; between 1 and 2 years; between 2 and 3 years; between 3 and the end of time series (4-5 years). Scale does not change.

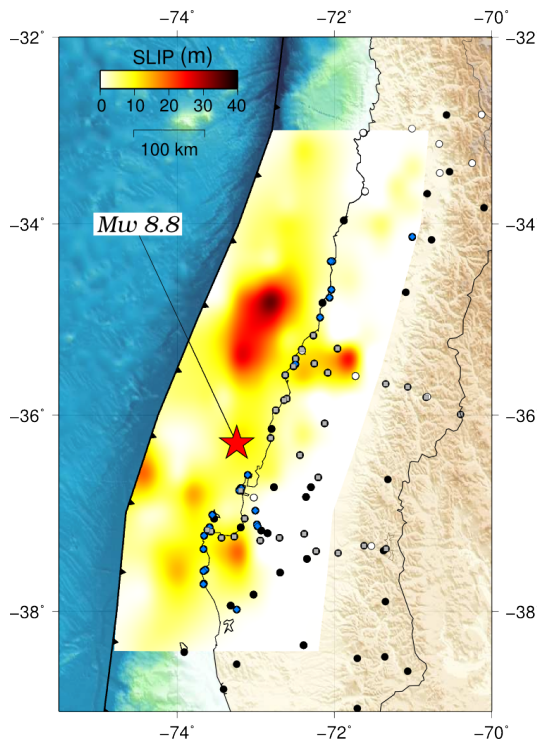


FIGURE 4.17 – Inverted coseismic slip distribution (Pers.Comm. L.Fleitout). The color scale represents the slip (m). Data used are represented by different symbols : sGPS (grey dots) and cGPS (white dots), Vigny et al. [2011], cGPS from other studies (black dots), land level changes (blue dots), Farias et al. [2010]. Epicenter (CSN) is represented by the red star.

### 4.2.3 Inversion de la distribution co-sismique dans un espace élastique hétérogène réaliste

**Données utilisées** Toutes les données de sauts co-sismiques disponibles et suffisamment fiables sont compilées. L'intégralité des données, permanentes mais aussi de campagnes, publiées par Vigny et al. [2011] sont utilisées, augmentées d'un certain nombre de mesures publiées par Moreno et al. [2011], Tong et al. [2010], Lin et al. [2013]. On ajoute initialement les données de soulèvement proposées par Farias et al. [2010] pour densifier le champ de données vertical à la côte (Fig. 1.23). Cependant, elles s'avèrent très bruitées et on ne les a finalement pas utilisées. Dans la mesure où l'intervention post-sismique de remesure des réseaux de campagne a été menée plusieurs jours après le séisme, les données contiennent une quantité non négligeable de post-sismique rapide. On homogénéise donc le jeu de données "co-sismiques" en intégrant la déformation mesurée au cours des 12 premiers jours après le séisme par les stations permanentes.

Les raisons qui nous ont décidé à ré-inverser un modèle de glissement co-sismique, ainsi que les paramètres de cette inversion sont détaillés en section 4.1.4.1. La distribution (Com.Pers. par L.Fleitout) présente une zone de glissement maximum localisée à 35°S, en accord avec les précédents modèles publiés (Fig. 4.17), mais à une profondeur intermédiaire par rapport à certains modèles ou très profonds ou très superficiels (cf 1.2.4.1). Puisque nous utilisons un modèle de Terre réaliste

## 4.2 Détails des méthodes et résultats

avec des paramètres élastiques hétérogènes fonctions de la profondeur, il est nécessaire de calculer le moment sismique en tenant compte de la variation du module de cisaillement en fonction de la profondeur, mais aussi de tenir compte du fait que les paramètres élastiques ne sont pas les mêmes dans la lithosphère continentale que dans le slab. On calcule donc deux valeurs de moment sismique, en fonction des 2 paramètres élastiques (cf tables 3.1). En prenant les modules de la plaque continentale, on détermine un moment sismique  $M_0 = 1.9 \cdot 10^{22}$  N.m, soit une magnitude de 8.78. En prenant le module du slab, nous déterminons un moment sismique  $M_0 = 4.44 \cdot 10^{22}$  N.m, soit une magnitude équivalente à 9.03. Cette valeur sensiblement plus élevée qu'attendue peut s'expliquer par la simplicité du modèle, dans le sens où la limite du Moho, déterminée à 7 km sur la plaque Nazca (Oncken et al. [2006]), est en dessous de la résolution du maillage. On impose donc un module de cisaillement constant sur toute la longueur de la faille, dont la valeur est de 68 GPa. Le moment sismique effectif de ce modèle se situe donc entre ces deux valeurs, de manière cohérente avec les estimations des sismologues. Enfin, la différence d'amplitude du glissement maximum (20 m pour tous les modèles publiés, contre plus de 30 m dans notre cas) est finalement la seule conséquence du lissage réalisé à l'inversion.

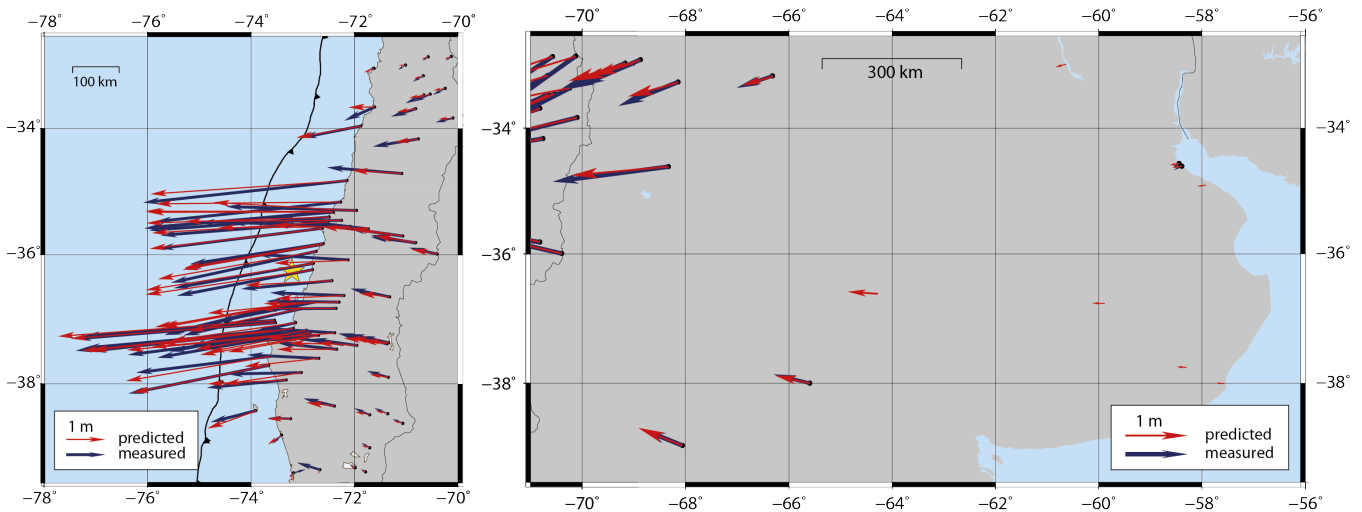


FIGURE 4.18 – Horizontal coseismic displacements measured (blue) vs modeled (red). The scale (m) changes between **left**) near and **right**) mid/far field.

### Impact de la distribution de glissement co-sismique sur les déformations post-sismiques

La variation de différents paramètres, tels que la distribution des paramètres élastiques, la présence ou non d'un prisme d'accrétion, ou encore la géométrie du slab, ont un impact non négligeable sur la distribution de glissement co-sismique. Il apparaît évident que le modèle co-sismique aura lui-même un impact sur les déformations post-sismiques en champs proche et donc sur les distri-

## CHAPITRE 4 : Étude des déformations post-sismiques après le séisme de Maule (Mw8.8, 2010)

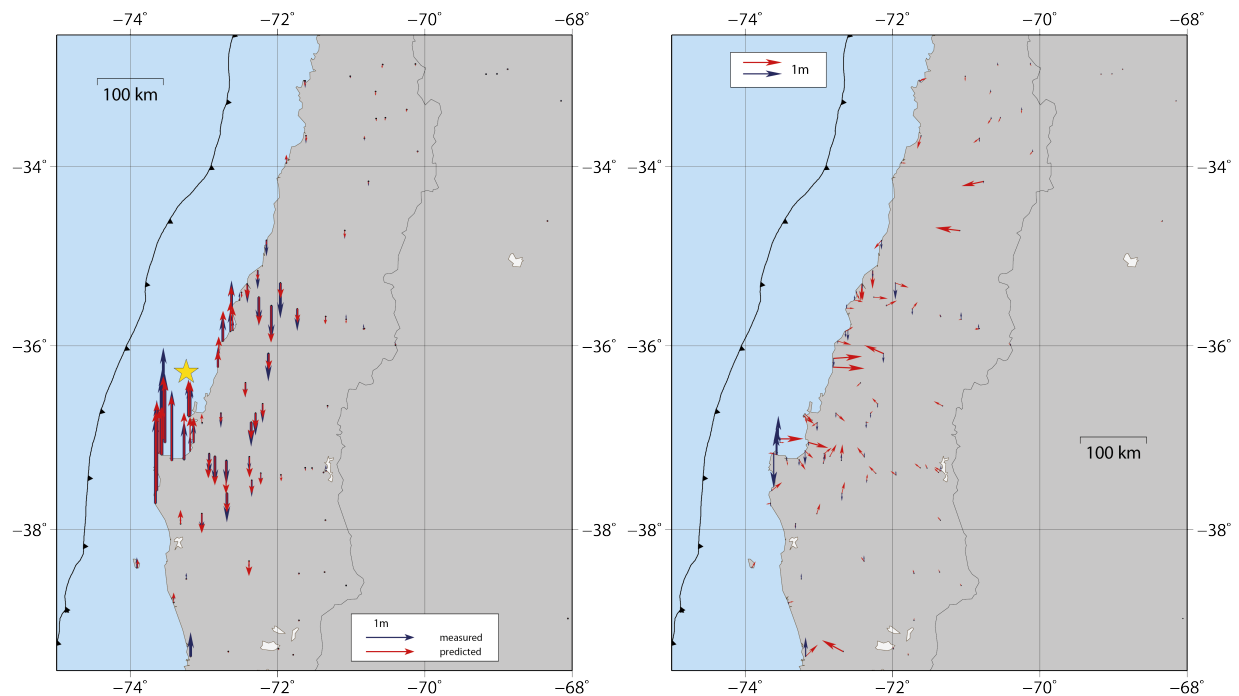


FIGURE 4.19 – **Left** : vertical coseismic displacements measured (blue) vs modeled (red) (m). **Right** : horizontal (red) and vertical (blue) residuals between data and model (m).

butions de glissement post-sismique sur le plan de faille. Il en va de même pour l'intégration des 12 premiers jours après le séisme dans le jeu de données co-sismiques, qui aura pour effet de minimiser la quantité de glissement post-sismique. Cependant, les tests montrent que dès lors que le modèle co-sismique reproduit les données dans les trois champs (proche, moyen et lointain), ce qui implique que le glissement est réparti de manière cohérente sur le plan de faille, la réponse post-sismique visqueuse (en champ moyen et lointain), et donc les paramètres rhéologiques inversés, sont robustes quelques soient les hétérogénéités du glissement sur le plan de faille.



#### 4.2.4 Les zones à faible viscosité

Le meilleur modèle expliquant les déformations post-sismiques après le séisme de Maule nécessite la présence d'un channel à faible viscosité, le long du slab sous la zone sismogénique, pouvant s'étendre jusqu'à des profondeurs de 135 km. Une telle zone était déjà nécessaire à la modélisation des déformations post-sismiques du séisme de Tohoku, bien que plus superficiel que dans le cas présent (Trubienko [2013]-Fig.1.10). Dans le cas de Sumatra, c'est un coin à faible viscosité qui a été proposé, localisé au dessus du slab (Garaud et al. [prep]-Fig.1.8). Mais les données en champ moyen sont dans ce cas très peu nombreuses. Comment expliquer l'existence de ces zones et la faible viscosité nécessaires à l'amplification locale des déformations post-sismiques ?

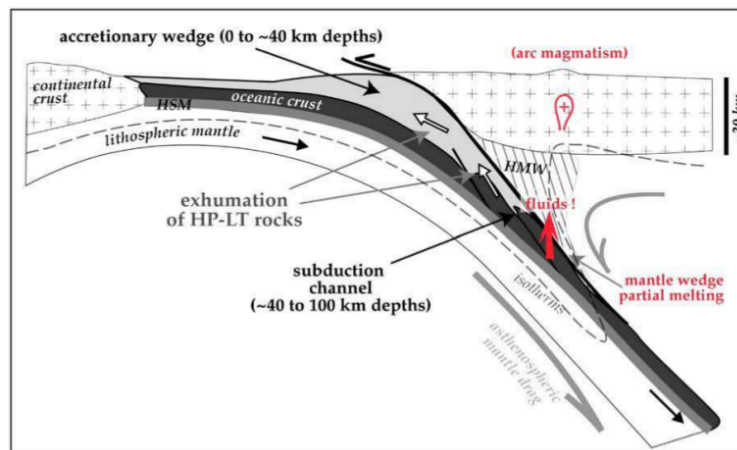


FIGURE 4.20 – Sketch of the subduction interface, illustrating the dehydration of the subducting plate and the mantle serpentinization, Agard et al. [2009].

Situé sous l'arc volcanique, la présence du coin faiblement visqueux peut trouver deux explications. Il peut tout d'abord être du à l'hydratation du manteau continental, initialement composé principalement d'olivine, dont l'hydratation forme des minéraux de serpentine. Il peut aussi s'expliquer par la fusion partielle du manteau, nécessitant aussi la présence d'eau, à conditions de température et de pression donnée (Wada et al. [2008], Agard et al. [2009]-fig. 4.20). Ces zones à faibles vitesses mantelliques ont été mises en évidence dans nombre de subduction, NE Japon, Mariannes, Alaska, Costa Rica et Chili (Zhao [2001]).

D'autre part, l'existence d'un chenal de subduction a été montrée dans de nombreuses zones de subduction, au Japon (Matsuzawa et al. [1987], Kawakatsu and Watada [2007]), dans les Aléoutiennes (Helffrich and Abers [1997]), etc (Abers [2000]). Au Nord Chili, Martin et al. [2003] met en évidence cette couche présentant une faible vitesse d'onde à la surface du slab, jusqu'à des

profondeur de 160 km, probablement plus. Malgré l'absence de preuve de son existence au Sud Chili à de telles profondeurs, il peut être envisageable que cette région soit présente tout au long de l'interface, à la surface du slab, mais avec une épaisseur plus ou moins importante, la rendant ainsi difficilement détectable. Par ailleurs, cette hypothèse est supportée par la présence même du slab, jusqu'à 160 km de profondeur, dans la région du Maule (fig. 1.13-a). Tant que le slab est en mouvement, cette zone - frontière d'endommagement - entre le slab et le manteau continentale continue vraisemblablement d'exister aussi. La présence de serpentine, créée par l'apport en eau contenue dans le slab peut aussi contribuer à faire baisser la viscosité du channel mais cela ne peut être vrai que jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 80 km. En effet, la présence d'un tel chenal serpentinsé à des profondeurs de 80 km a été mise en évidence par la découverte de roches exhumées dans les Alpes (Hermann et al. [2000]). Dans la partie Sud-Centrale du Chili, Haberland et al. [2009] image ainsi une zone à faible vitesse à la surface du slab à des profondeurs de l'ordre de 80 km (zone indiquée D fig.4.21) qu'il interprète comme une région mantellique localement serpentinsée. Les études de tomographie ne permettent cependant pas de l'imager plus profondément.

Finalement, les observations géophysiques sont clairement insuffisantes pour contraindre précisément la géométrie et la profondeur de ces zones à faible viscosité. Les quelques preuves de leur existence nous permettent de les introduire dans notre modèle. Nous fixons ensuite leur géométrie de manière plus ou moins arbitraire, en fonction des données en notre possession, en surface.

#### **4.2.5 Inversion de l'afterslip sur le plan de faille**

Malgré le prolongement du channel en profondeur avec des viscosités relativement faibles, le modèle de relaxation visco-élastique ne permet pas de reproduire le champ de déformation post-sismique en champ proche, à la fois la très large amplitude des déformations horizontales mais aussi le schéma très complexe de déformations verticales (cf. 4.1.2.3). Ces déformations ne peuvent être expliquées que par du glissement asismique sur le plan de faille. Les données en surface sont donc inversées (comm.personnelle L.Fleitout) pour déterminer simultanément la distribution de glissement sur le plan de faille et les viscosités des régions visqueuses, afin de tenir compte de la composante de relaxation engendrée par ce glissement asismique. Afin de tenir compte de l'évolution temporelle du glissement, celui-ci est déterminé au cours de la première année après le séisme, ainsi qu'au cours de la deuxième année.

Il apparaît cependant évident, au moins sur la première année, que le glissement ne se produit pas de manière linéaire au cours du temps. Sur la base d'une estimation faite au premier ordre sur un échantillon de série temporelle, j'impose à Zebulon de relâcher plus de 50% du glissement au cours des 50 premiers jours, puis un relâchement plus progressif sur le reste de l'année. On constate alors que l'on obtient un bon fit aux vitesses moyennes annuelles, cependant, le glissement ne se produit pas non plus en même temps sur toute l'interface. Par exemple, la fonction de glissement appliquée

## 4.2 Détails des méthodes et résultats

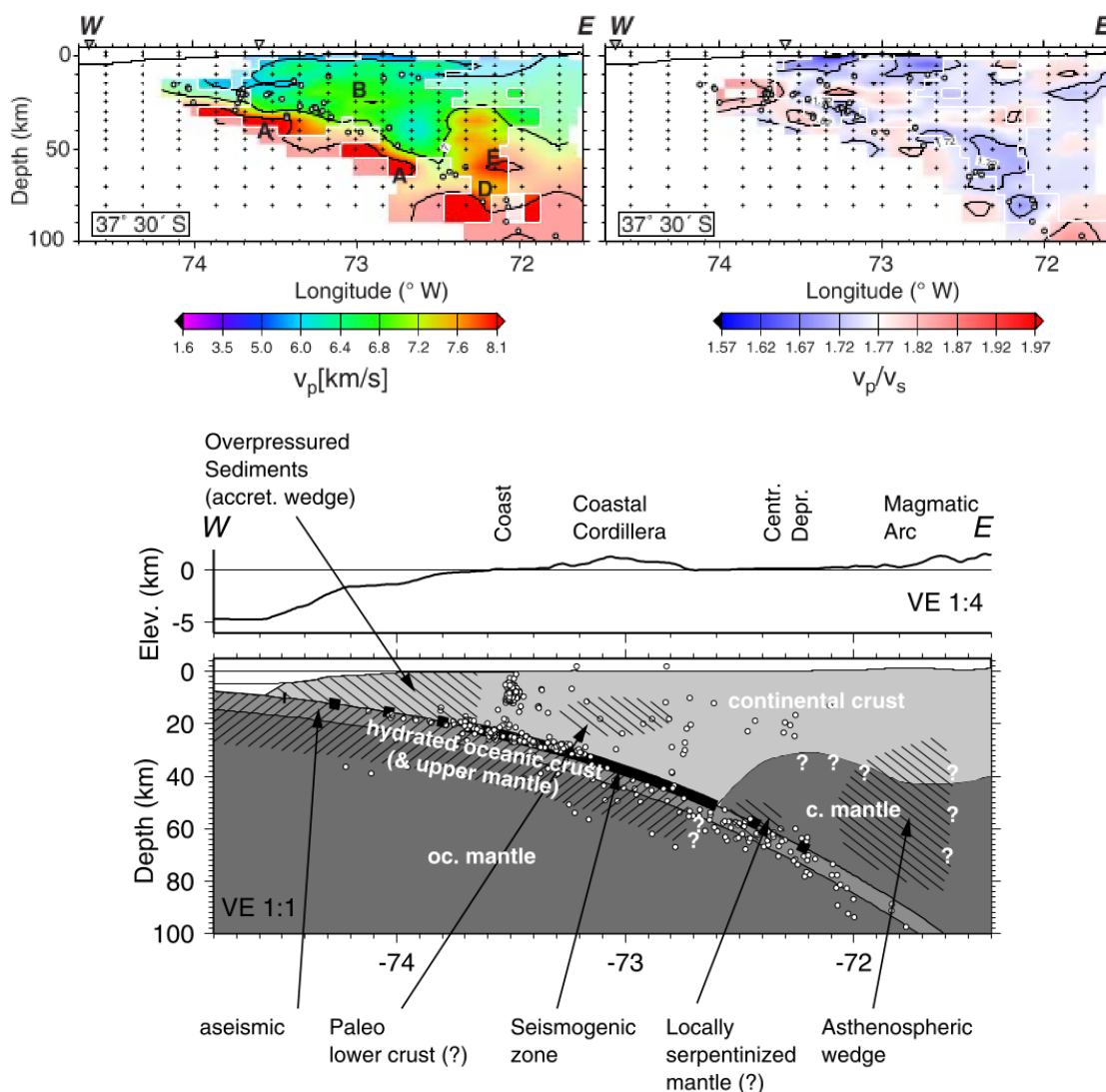


FIGURE 4.21 – Velocity model, Haberland et al. [2009]. **Up** : along a section of the 3D final model at 37.5°S (**left**  $V_p$  and **right**  $V_p/V_s$ , color coded). **Down** : model interpretation along a section at 38°S. Dashed zones feature high  $V_p/V_s$  ratio area. Earthquakes that occurred at  $\pm 0.5^\circ$  are represented by white dots.

reproduit relativement bien les composantes Est et verticale des séries temporelles de MAUL, QLAP, ou encore CURI, mais pas les séries temporelles de CONS, NAVI ou PELL (fig. 4.23). En revanche, la composante Nord est plus difficile à reproduire, avec une quantité de glissement très variable. Finalement, le glissement se produit de manière très inégale, aussi bien en espace qu'en

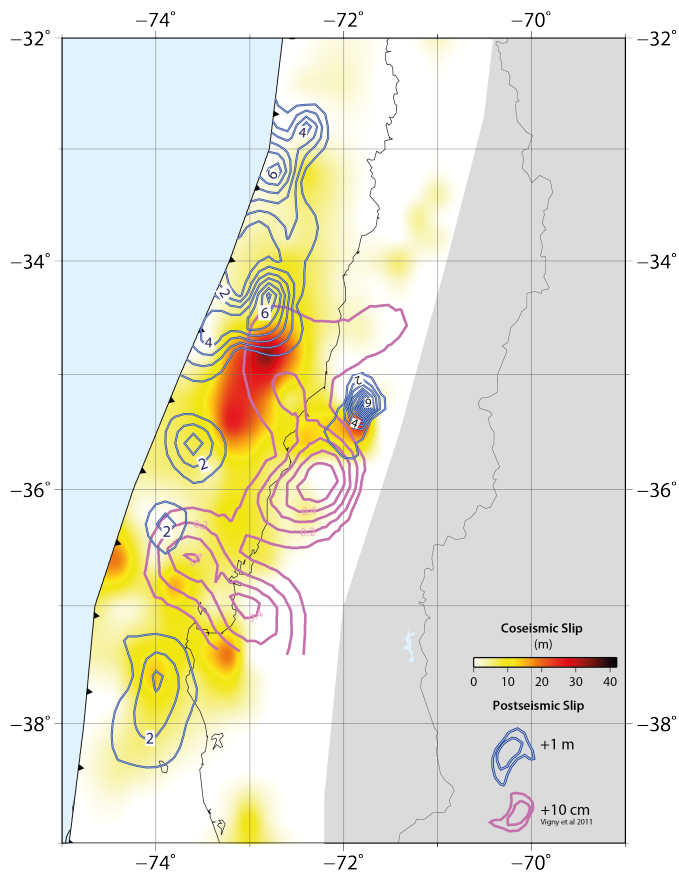


FIGURE 4.22 – Coseismic slip distribution (color scale in m) compared to the afterslip distribution 12 days after the earthquake (pink contours : +10cm) and the afterslip distribution inverted over the first year after the earthquake (blue contours : +1 m)

## 4.2 Détails des méthodes et résultats

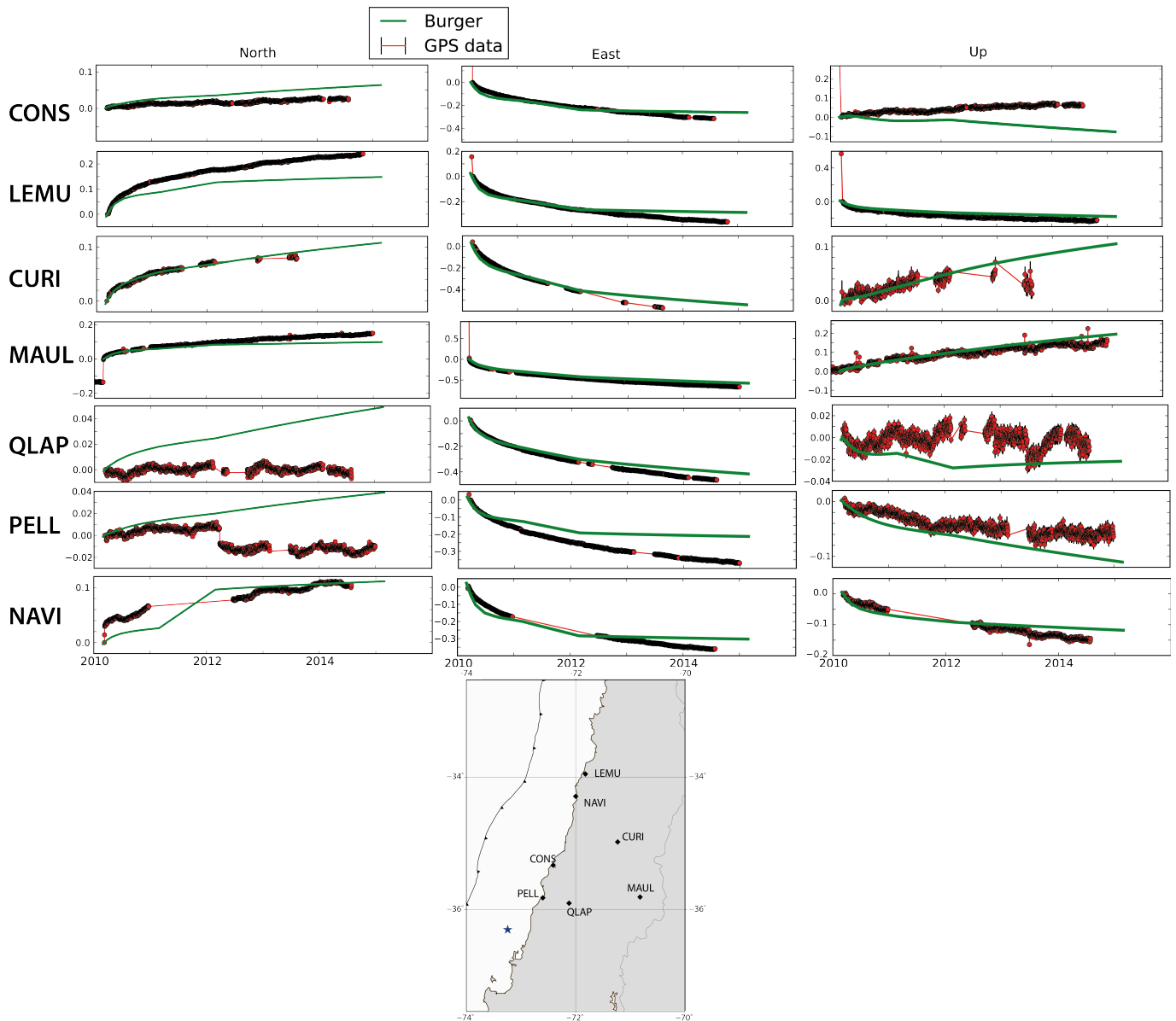


FIGURE 4.23 – GPS time series (red) vs preferred model (green) for near field stations, located on the map.

temps, de manière cohérente avec la proposition d'un modèle d'afterslip en fonction du temps par Bedford et al. [2013]. Le seul moyen de capter ces variations latérales et temporelles est d'inverser le glissement au cours de la premières années sur des fenêtres temporelles plus petites, typiquement entre 0 et 2 mois, 2 mois et 6 mois...etc.

De plus, On voit que l'impact de l'ajout de l'afterslip est visible jusqu'à environ 750 km de la

CHAPITRE 4 : Étude des déformations post-sismiques après le séisme de Maule (Mw8.8, 2010)

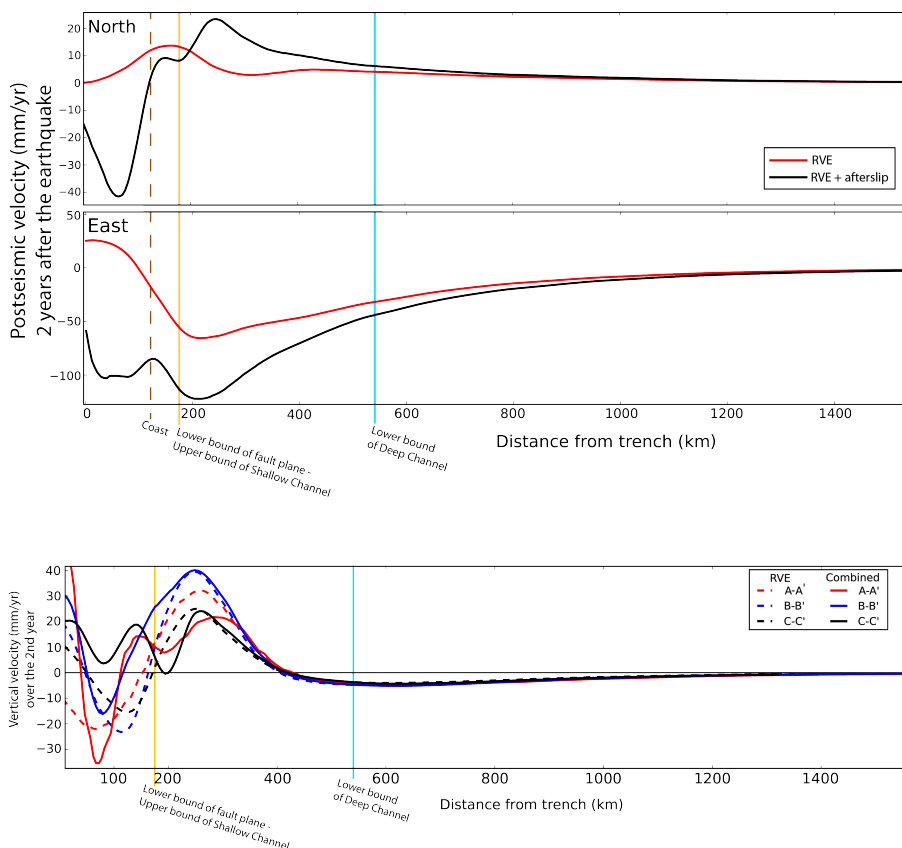


FIGURE 4.24 – Mean horizontal (up) and vertical (down) postseismic velocities (mm/yr) between 2011.5 and 2012.5, predicted by the pure RVE model (dashed) and the combined model (solid line) for the 3 profiles represented on fig.4.3. Updip and downdip limits of the channel are represented by yellow and blue vertical lines (in reference of fig.3.19). The updip limit of the channel corresponds to the downdip limit of the fault plane. Dashed line represents the coast line.

fosse où les vitesses horizontales prédites par le modèle combiné sont supérieures à celles prédites par le modèle de relaxation seule (Fig. 4.24-haut). Au delà, les deux modèles sont difficilement discernables, l'ajout d'afterslip n'impacte plus beaucoup les déformations en surface en champ très lointain. En vertical, au delà des 400 premiers kilomètres, les deux modèles sont indiscernables (Fig. 4.24-bas), le glissement asismique n'a donc aucun impact sur la subsidence en champ lointain.

**Distribution des glissements co-sismique vs afterslip** La distribution de glissement fait apparaître un glissement majoritairement au niveau de la partie plus superficielle du plan de faille. La comparaison entre cette distribution de glissement asismique et la distribution de glissement

## 4.2 Détails des méthodes et résultats

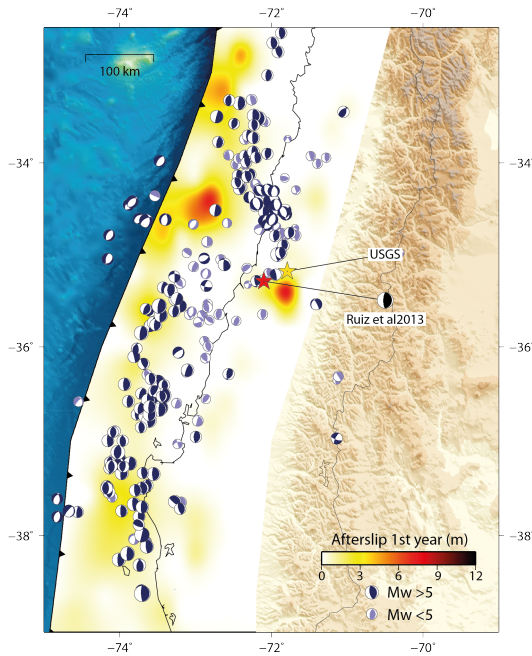


FIGURE 4.25 – Afterslip distribution on the fault plane (color scale in m) during the first year after the Maule earthquake, vs aftershocks distribution. Aftershocks are extracted from the relocated catalog of (Agurto et al. [2012]) over the same time window. This catalog is complete for  $M_w > 5$  (color discrimination). Location and focal mechanism of the Constitucion earthquake (25/03/2012,  $M_w$  7.1 is according to Ruiz et al. [2013], represented by the red star, the USGS location is represented by a yellow star.

co-sismique (Fig. 4.22) montre des zones de recouvrement entre les deux, mais l'afterslip s'étend plus superficiellement, *updip* de la rupture. Le peu de glissement *asismique downdip* de la rupture peut s'expliquer par la présence du Channel. En effet, la relaxation viscoélastique qui s'y produit remplace un éventuel glissement sur un plan de faille plus profond. On observe un patch de glissement important à la latitude de Constitucion, dans la partie plus profonde du plan de faille, à environ 55 km de profondeur. La comparaison de notre distribution avec celle des 12 premiers jours de glissement proposée par Vigny et al. [2011] montre que le glissement au large de Navidad semble avoir commencé dès les premiers jours après le séisme. Il se serait alors développé et étendu vers la fosse au cours des 2 années suivantes. On estime un moment sismique de  $2.44 \cdot 10^{21}$  à  $5.86 \cdot 10^{21}$  N.m (en prenant à nouveau la composition de la plaque chevauchante et du slab défini par PREM), soit une magnitude comprise entre 8.2 et 8.4 au cours de la première année. La magnitude décroît au cours de la deuxième année, avec des valeurs comprises entre 7.9 à 8.2.

Cette distribution de glissement s'avère assez différente du modèle proposé précédemment, (Bedford et al. [2013]). Ces 2 modèles sont cependant difficilement comparables puisque d'une part, l'inversion des données GPS faite par Bedford et al. [2013] est réalisée dans un demi-espace élastique uniforme (Okada [1971]). D'autre part, dans le cadre de cette étude, la totalité du signal post-sismique est expliquée par de l'afterslip seul, sans prise en compte du mécanisme de relaxation viscoélastique. La distribution de glissement ainsi inversée montre des patches de glissement beaucoup plus étendus, localisés majoritairement *downdip* de la zone de glissement co-sismique

maximale (Moreno et al. [2011]), corrélés aussi avec les zones de sismicité maximale (catalogue USGS).

**Corrélation entre afterslip et aftershocks** On superpose la distribution de glissement avec un catalogue des répliques qui se sont produites entre le choc principal et 2011 (même période que le glissement asismique). Ce catalogue, publié par Agurto et al. [2012], a été relocalisé à la main et est complet pour les magnitudes supérieures ou égales à 5. On remarque alors que le patch de glissement à la latitude de Constitucion semble localisé dans une zone où aucune réplique ne s'est produite (Fig. 4.25). De la même manière, très peu d'événements se produisent au large de Navidad. On remarque très bien la faille de Pichilemu où se trouve une forte concentration de séisme et sur laquelle se sont produit les principales répliques, des séismes intraplaques de  $M_w$  7.0 et 6.9 (Ryder et al. [2012], Ruiz et al. [2014]) dans le mois suivant le Maule. Mais il n'y a presque aucun séisme au Sud de la faille, ni sur la partie plus superficielle du plan de faille tout au long de l'interface, spécialement entre 35 et 33°S où l'on trouve le maximum de glissement asismique. Considérant l'incertitude sur la localisation des patches de glissement sur le plan faille, conséquence de la distribution des noeuds du maillage, il est délicat de conclure avec certitude à partir de cette comparaison. Pour autant on semble observer une certaine anti-corrélation entre les deux phénomènes : les répliques se produisent là où l'interface est bloquée, comme le propose Das and Henry [2003]. A l'inverse, là où l'interface glisse librement, il ne se produit que très peu de répliques.

**Glissement asismique précédant la réplique de Constitucion** On s'intéresse maintenant de plus près au patch de glissement localisé à la latitude de Constitucion. Celui-ci a une amplitude d'environ 6 m entre 2010.2 et 2011.2, diminuant à moins de 3 m la deuxième année. Localisé sur le plan de faille à environ 55 km de profondeur, il se produit exactement sous la zone de rupture estimée d'une des plus grosses répliques du séisme de Maule, le séisme de Constitucion du 25 Mars 2012 (Ruiz et al. [2013], Fig 4.26). Disposant d'un profil de stations GPS à cette latitude, ainsi que d'un autre profil plus au Sud, à la latitude de Conception, nous comparons l'amplitude des déformations post-sismiques entre ces deux profils.

La différence est majoritairement visible au niveau de stations situées à l'intérieur des terres (PLAJ vs SJAV). On dispose malheureusement d'assez peu de données sur ces stations, puisque la station PLAJ s'est arrêtée de fonctionner début 2012 et la station SJAV a elle aussi cessé de fonctionner entre 2011 et 2012.5. Les quelques mois enregistrés montrent tout de même moins de déformations à la station PLAJ qu'à la station SJAV, a priori située juste en aplomb du glissement. Les stations situées à la côte (CONZ) et à la Cordillère (MAUL) peuvent y être moins sensibles de par leur éloignement à la zone de glissement, qui est en plus assez profonde. On distingue néanmoins une amplification des déformations post-sismiques au niveau des stations du profil Nord, principalement sur la composante Est, par rapport aux stations ANTC et dans une moindre mesure CONS, situées



## 4.2 Détails des méthodes et résultats

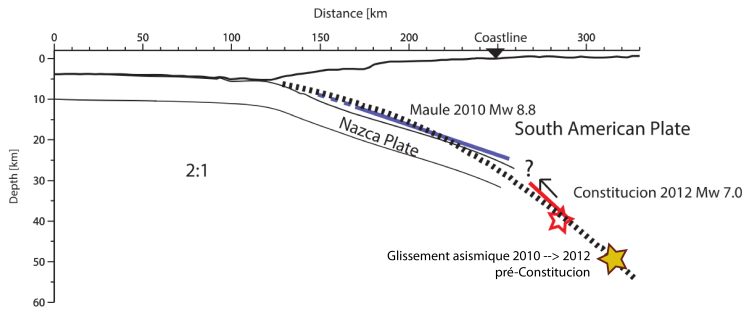


FIGURE 4.26 – Geometry of the subducting Nazca plate, on which is located the hypocenter of the  $M_w$  7.1 Constitución earthquake. The approximate location of the inverted aseismic slip is indicated by the yellow star. Modified from Ruiz et al. [2013]

sur le profil Sud. On constate assez peu de différences entre les stations sur la composante verticale, ce qui peut, là aussi être du à l'importante profondeur du glissement. Là encore, il est difficile de conclure à la vue des nombreuses incertitudes : distribution de noeuds du maillage, trous dans les données GPS, ...etc. Pour autant ce patch de glissement semble consistant entre les 2 années qui suivent le séisme de Maule. De plus, la localisation sous la zone de rupture d'une réplique majeure laisse la porte ouverte à l'interprétation d'un glissement précurseur au séisme de Constitución, comme cela est proposé dans d'autres régions du monde (Bouchon et al. [2013]).

### 4.2.6 Évolution temporelle du modèle sur 5 ans

Les paramètres du modèle combiné proposé dans cette étude sont contraints uniquement à partir des deux premières années après le Maule. Même si l'intégralité des paramètres n'a pas été inversée sur plus que deux ans, il est intéressant d'analyser l'évolution du modèle sur 5 ans à la lumière des données en notre possession. En effet, on observe qu'il présente un fit aux données en champ moyen et lointain relativement bon sur la composante horizontale, à l'exception de la zone d'Argentine centrale, que l'on discutera un peu plus loin. Mais ce modèle ne permet pas de reproduire le champ vertical ni le champ proche.

#### 4.2.6.1 Évolution du glissement asismique

On constate en effet, en champ proche, un déficit de glissement non négligeable (fig.4.30), signifiant que le glissement asismique sur le plan de faille continue au delà de 2 ans. L'inversion sur toute la période de l'ensemble des paramètres est un processus itératif long, puisque l'ajout de glissement asismique entraîne la surestimation des déformations en champ moyen et lointain, nécessitant un rééquilibrage des viscosités. A ce jour, ce travail n'a pu être réalisé mais il représente un intérêt de premier importance, principalement dans la région de Constitución. On pourra alors déterminer si le glissement asismique plus le séisme de 2012 ont relâché l'intégralité des contraintes, et si le glissement asismique s'est interrompu après le séisme, ou si au contraire il continue plus longtemps.

## CHAPITRE 4 : Étude des déformations post-sismiques après le séisme de Maule (Mw8.8, 2010)

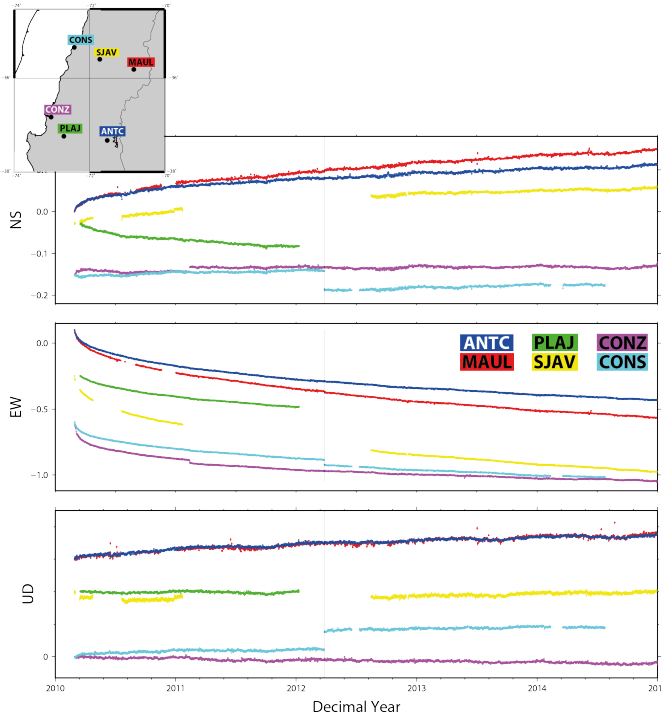


FIGURE 4.27 – Comparison between GPS time series of stations of the Constitución profile (Nord) (CONS - PLAJ - MAUL) and of the Concepción profile (South) (CONZ - SJAV - ANTC), located on insert.

Néanmoins, les zones de glissement maximum (*updip* au large de Navidad et *downdip* à Constitución) semblent, au premier ordre au moins, être très similaires entre les 2 premières années, manifestant simplement la décroissance de son amplitude. J'ai testé (résultat non présenté) donc un modèle direct simple sur cinq ans, pour lequel j'impose, en plus du modèle actuel, un glissement asismique sur la troisième année, proportionnel à celui de la deuxième année. Cela permet en effet d'approcher la quantité de glissement au cours de la troisième année sur certaines stations, telle que MAUL. Cependant, ce modèle n'est pas satisfaisant car le glissement se produit de manière très irrégulière, comme au cours des deux premières années. Par exemple, l'apparition ou l'évolution des patches au niveau de la Péninsule d'Arauco (37°S) semble assez chaotique 4.29. Un glissement proportionnel peut donc permettre de mieux reproduire l'amplitude des déformations au niveau de certaines stations, comme MAUL, mais il est nécessaire d'inverser l'ensemble des données pour déterminer une distribution plus fine, variable dans le temps, reproduisant les variations latérales de glissement.

### 4.2.6.2 L'hypothèse d'un craton Argentin

Avec ou sans glissement afterslip, les modèles prédisent de la subsidence à partir du flan Est de la Cordillère, dont l'amplitude décroît de manière relativement linéaire en fonction de la distance à la fosse et en fonction du temps. Cependant, l'étude des données montre un tout autre com-

## 4.2 Détails des méthodes et résultats

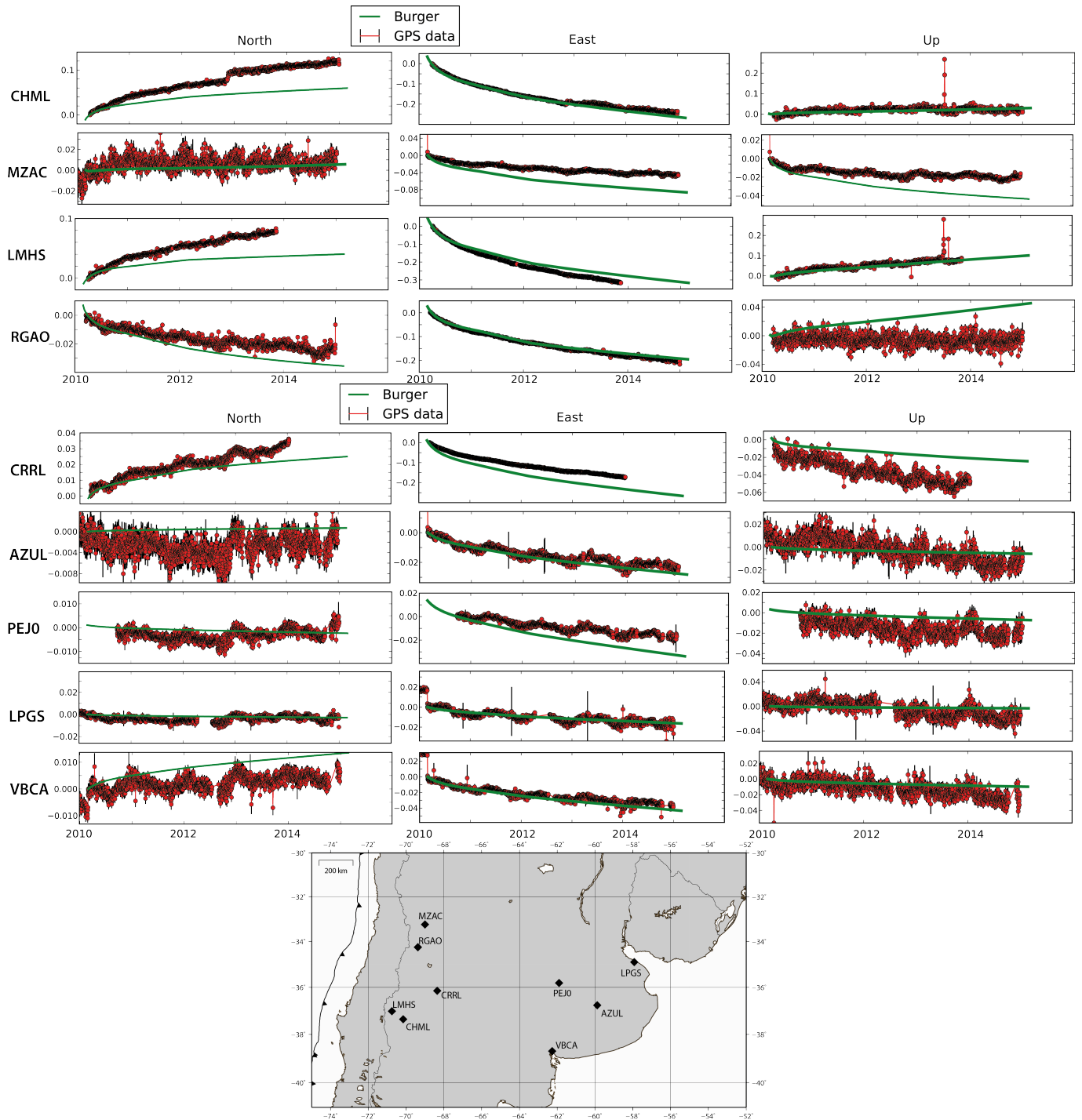


FIGURE 4.28 – GPS time series (red) vs preferred model (green) for stations in mid (**up**) and far field (**down**). The preferred model is the combined model of RVE and afterslip over the first 2 years.

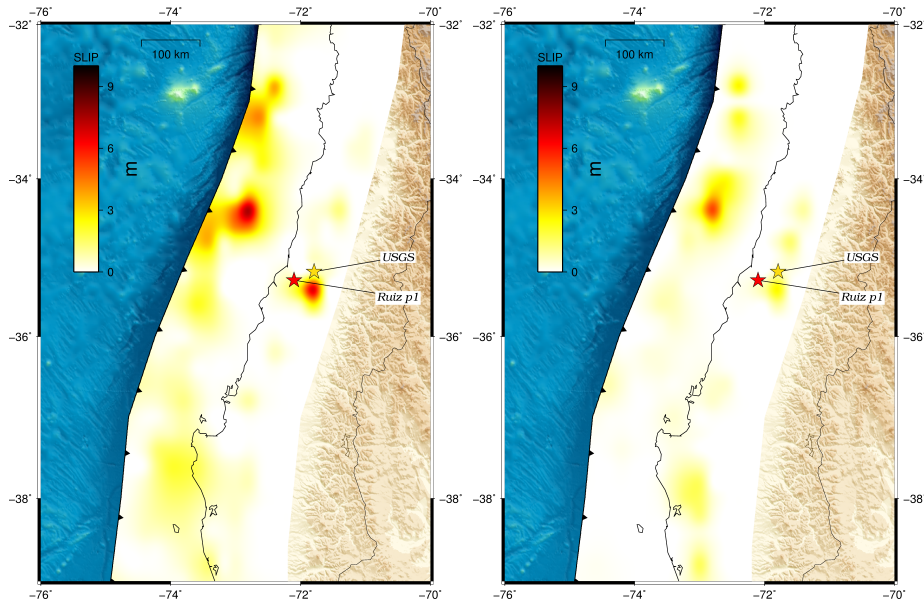


FIGURE 4.29 – Afterslip distribution (color scale in m) over the first (**left**) and second (**right**) year after the earthquake, inverted from GPS data. Epicenter from USGS (yellow) and Ruiz et al. [2013] (red).

portement. En effet, presque aucun signal post-sismique n'est détectable en champ lointain (au delà de 1000 km) sur les deux premières années, la subsidence semble démarrer à partir de 2012 et s'amplifier ensuite (Fig. 4.16). La superposition des séries temporelles de stations localisées à l'Est de l'Argentine (Fig.4.14) montre bien ces deux tendances. A noter que les lignes pointillées rouges et noires ne sont pas issues d'un modèle mais ont été dessinées pour mettre en évidence ces tendances. Ce comportement, qui semble être visible sur toute la zone de l'Est Argentin, est difficile à expliquer. Il pourrait être lié à une charge hydrologique particulière et localisée, une sécheresse durant quelques années, un phénomène du type El Nino mais au niveau de l'Océan Atlantique? Les modèles de relaxation visco-élastique ne permettent en tout cas pas de l'expliquer.

Le centre de l'Argentine se comporte encore différemment puisque quasiment aucun mouvement verticale n'est observé sur toute la période étudiée. De plus, l'ajout du glissement sur le plan de faille permet d'augmenter les déplacements en champ proche/moyen pour expliquer les observations, mais il engendre une augmentation importante des déplacements en champ lointain. Le glissement sur le plan de faille et les viscosités des régions visqueuses sont inversées simultanément pour gérer cette augmentation. Néanmoins, on n'arrive pas à obtenir un bon fit aux données GPS en Argentine Centrale (Fig.4.37). L'amplitude des déplacements dans cette zone semblent atténuées, aussi bien en horizontal qu'en vertical, par rapport à la décroissance linéaire en fonction de la distance attendue. On explore alors l'hypothèse de la présence d'un morceau de craton dans la zone Argentine centrale, qui pourrait expliquer localement les différences entre

## 4.2 Détails des méthodes et résultats

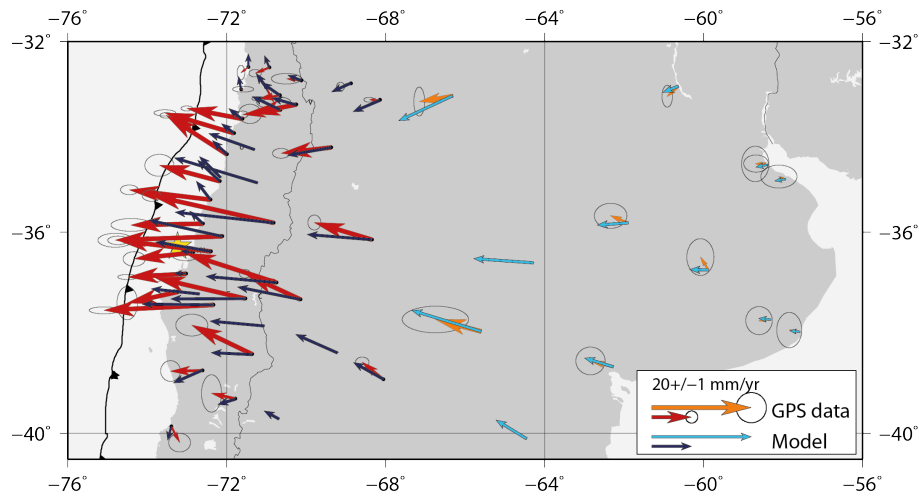


FIGURE 4.30 – Mean horizontal velocities between 2013 and 2014 measured (red) vs predicted by the preferred model (blue).

modèle et données.

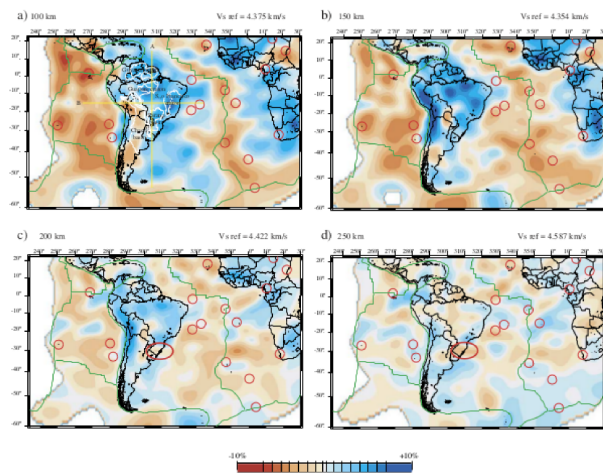


Fig. 11. SV wave heterogeneity maps at 100 km (a), 150 km (b), 200 km (c), 250 km (d) and 300 km (e) depth with two cross sections (f) at 305° E longitude (A) and 20° S latitude (B). For each map, the hotspots are plotted as open circles, and the tectonic plates are delimited by green lines. Regions in white correspond to areas with a lack of resolution. The red circle on figures c, d and e, outlines the low velocity anomaly imaged under the Paraná large igneous province discussed in the text.

FIGURE 4.31 – Seismic velocity anomaly of the Craton Rio de la Plata, seismic tomography, Heintz et al. [2005].

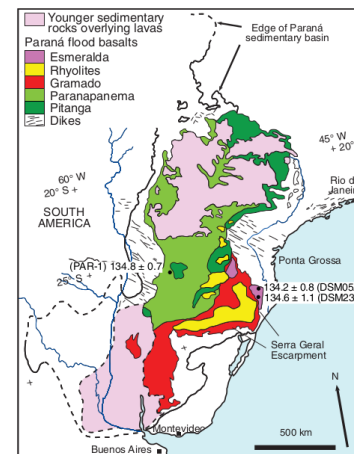


Figure 1. Map of eastern South America showing extent of Paraná magmatism relative to Paraná sedimentary basin (after Stewart et al., 1996). Localities and ages of samples dated are shown.

FIGURE 4.32 – Volcanic floods of the Rio de la Plata, Thiede and Vasconcelos [2010].

## CHAPITRE 4 : Étude des déformations post-sismiques après le séisme de Maule (Mw8.8, 2010)

Différentes études peuvent laisser penser qu'il existe un Craton, dit du Rio de la Plata. Les études tomographiques de Heintz et al. [2005] et Ritsema et al. [2011] révèlent des variations de vitesses à des profondeurs de l'ordre de 200 km (Fig.4.31), avec une anomalie négative au nord de Buenos Aires, positive plus à l'Ouest, alors que Thiede and Vasconcelos [2010] apportent des preuves de la présence de trappes volcaniques dans la zone de faible  $V_s$  (fig.4.32). Enfin, Manea et al. [2012] démontrent par modèles numériques un effet de suction du slab engendré par l'avancée vers la fosse d'un morceau cratonique, mécanisme qui pourrait être à l'origine d'un *flat slab*. La présence du flat slab au niveau de la région de La Serena est bien connue et pourrait alors être cohérent avec l'hypothèse de la présence de craton sous le continent à des latitudes proches.

On teste alors l'effet sur les déformations post-sismiques de différentes géométries et localisations d'un craton en définissant une zone directement dans le maillage, à la fois dans l'asthénosphère et dans la couche entre 70 et 90 km de la lithosphère. On représente, dans différents cas, la différence des déformations en surface entre le modèle standard sans craton et le même modèle avec craton, pour mieux en comprendre l'impact. Cela signifie que plus la différence obtenue est grande, plus l'atténuation est importante.

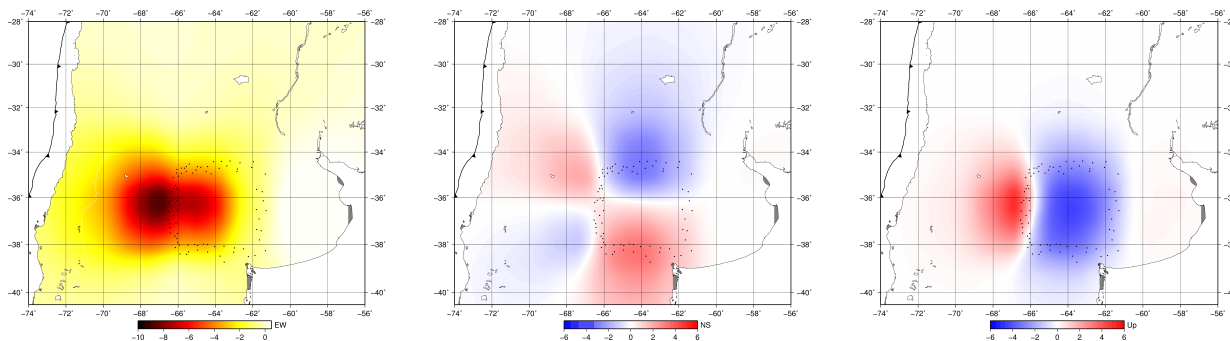


FIGURE 4.33 – Effect on surface of an elastic craton (defined by the dotted area) on the asthenosphere and the lithosphere layer (between 70 and 90 km depth), **left** : East-West ; **center** : North-South ; **right** : vertical.

## 4.2 Détails des méthodes et résultats

En vertical (Fig.4.33, droite), la présence d'un craton élastique (repéré par la zone en pointillée sur les figures) entraîne une atténuation du soulèvement (rouge) dans la zone juste à l'Ouest du craton et une atténuation de la subsidence (bleu) directement en aplomb de la zone du craton. En Est-Ouest (4.33, gauche), on observe une très forte atténuation dans la zone juste devant le craton ainsi que sur la première moitié du craton. L'effet se dissipe très rapidement autour et devient quasiment négligeable. En Nord-Sud (Fig.4.33, centre), on observe une déformation ressemblant aux cadrans de mécanisme au foyer en sismologie.

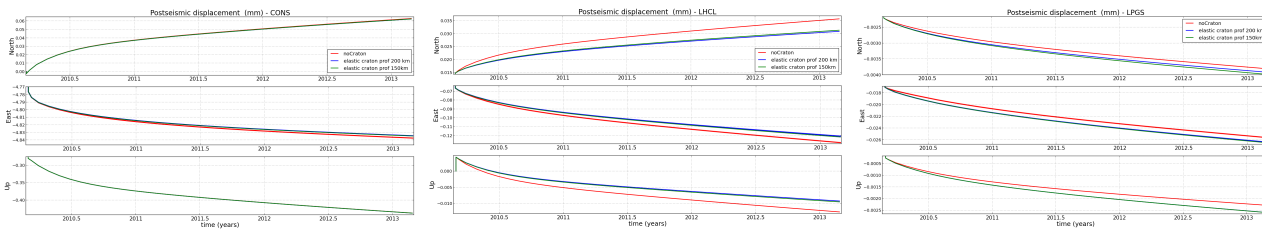


FIGURE 4.34 – GPS times series of near-field (CONS), mid-field (LHCL) and far-field (LPGS) stations vs 3 models : no craton (red), an 80 km thick craton (blue), a 100 km thick craton (green).

**Effet de l'épaisseur** Je teste tout d'abord l'effet d'une variation d'épaisseur du craton sur les déplacements post-sismiques en surface, entre des épaisseurs de 20, 80 ou 110 km. On note assez peu de différence entre les 2 modèles de craton très épais (80 et 110km), le craton le plus épais atténue un peu plus les déformations en champ moyen, mais pas de manière très significative. En revanche, un craton fin de 20 km seulement, c'est-à-dire seulement au niveau de la couche entre 70 et 90 km (Fig.4.35) entraîne une très faible diminution du déplacement, de l'ordre du mm/an, beaucoup trop peu par rapport à ce que l'on cherche. Cet exercice permet cependant de réfléchir à l'effet de variations latérales de viscosité dans l'asthénosphère.

**Effet de la localisation** On teste ensuite l'effet de la variation de localisation du craton (Fig. 4.36). On simule pour cela un craton élastique dont la taille ne change pas mais que l'on déplace par rapport à la fosse. Plus le craton se situe loin de la fosse, plus l'atténuation est faible. Dans tous les cas, l'effet en champ proche reste négligeable par rapport à l'amplitude des déformations observées.

**Effet de la taille** Un allongement du craton en longitude permet d'amplifier l'effet du craton et de diminuer significativement les déformations en champ moyen, en particulier sur les stations LHCL et LPGS. Il permet aussi de corriger le modèle de la composante Nord légèrement trop forte par rapport aux observations dans la zone au Sud de 35°S.

## CHAPITRE 4 : Étude des déformations post-sismiques après le séisme de Maule (Mw8.8, 2010)

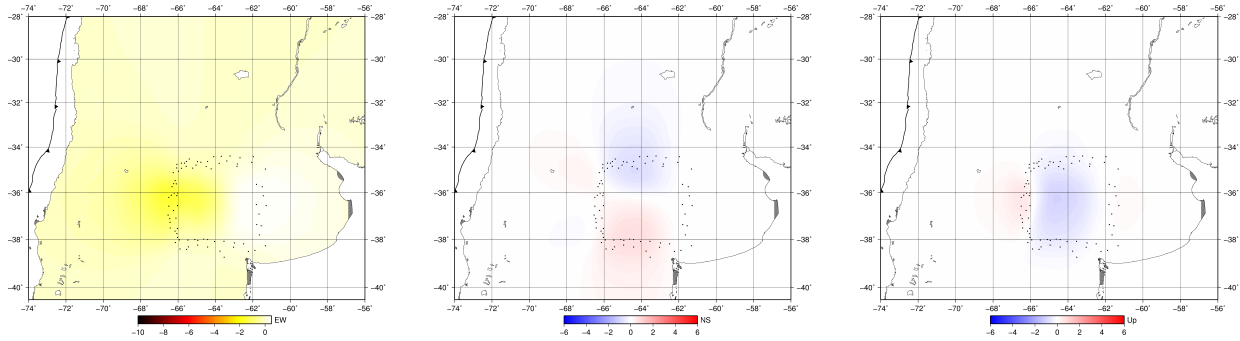


FIGURE 4.35 – Effect on surface of a 20 km thick craton (between 70 and 90 km depth) ; **left** : East-West ; **center** : North-South ; **right** : vertical.

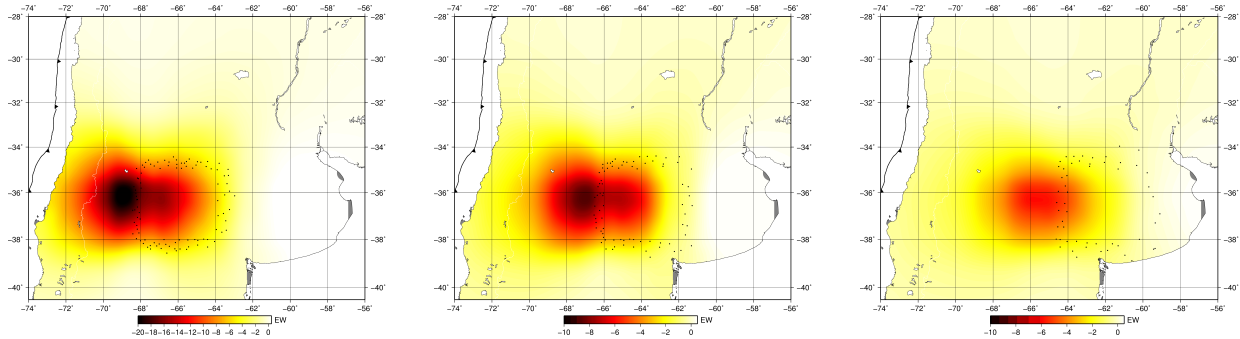


FIGURE 4.36 – Effect on the east component of an elastic craton as function of distance from trench (defined by the dotted area), depth is constant.

Il reste toujours une légère composante Sud des vecteurs en champ très lointain (côte Est de l'Argentine) que nous ne comprenons pas. Or la région à l'Est, en dehors du craton, n'est pas du tout affectée quelque soient les modifications géométriques testées. Pour avoir un effet sur les vecteurs champ lointain, il faudrait prolonger le craton jusqu'à la côte Est de l'Argentine, mais l'atténuation engendrée annulerait probablement tout déplacement.

**Modèle préférentiel** Finalement, le meilleur fit aux données est discuté dans l'article (Fig. 4.37). Celui-ci permet d'atténuer significativement la composante Est ainsi que verticale. Cependant, il ne me semble pas possible de conclure quand à la présence de ce craton. Les évidences géologiques restent trop minces et surtout ne le localisent pas au même endroit que ce dont nous avons besoin pour améliorer le fit aux données. Enfin, avec seulement 4 stations dans toute la région concernée, stations qui s'avèrent en plus ne pas être très stables ni fiables, il est difficile de savoir si les déformations sont effectivement atténuées, et auquel cas d'en définir l'origine, ou si les données ne permettent simplement pas d'extraire le vrai signal.



## 4.2 Détails des méthodes et résultats

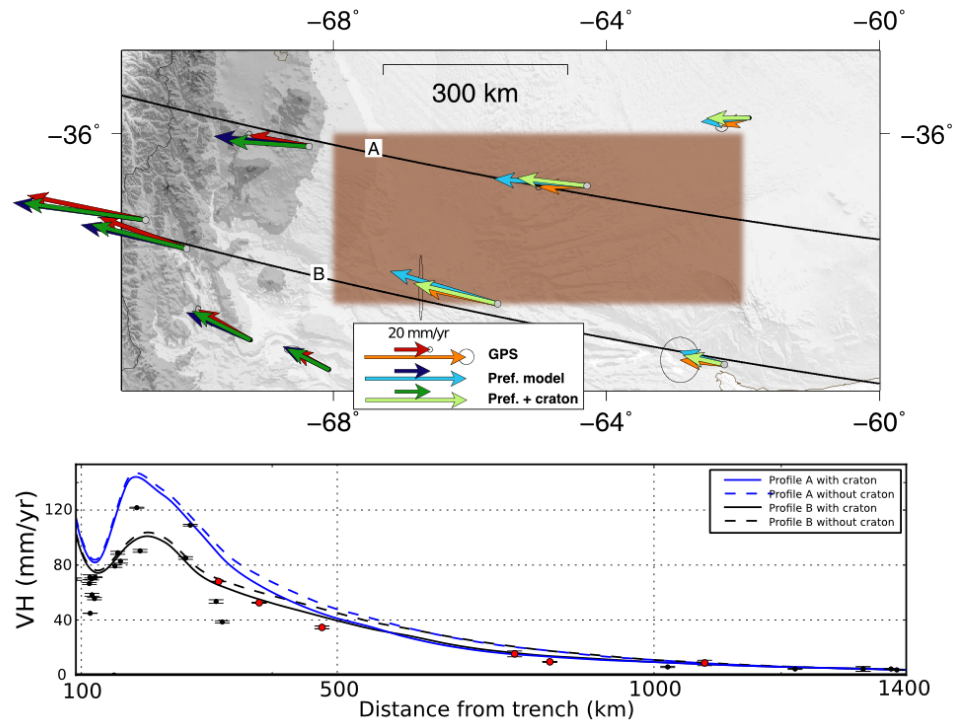


FIGURE 4.37 – Impact of an elastic craton in central Argentina on horizontal deformation in surface : top) Zoom over Central Argentina : Measured vs modeled horizontal velocities (mm/yr) of the preferred model without craton (blue) and the same model with a craton (green) ; bottom) Profile of horizontal velocities (mm/yr) as function of distance from trench. Dots represent horizontal velocities (mm/yr) measured at GPS stations, red dots are GPS stations located on the map b, around and over the craton along the profiles. The 2 lines represent the models with (solid lines) and without craton (dashed lines), along the profiles A (blue) and B (black).

### 4.3 Conclusions

La grande densité de données GPS m'a finalement permis, par un processus d'analyse fine, d'extraire un champ de déformation post-sismique précis à très grande échelle, depuis la côte Chilienne ( $\sim 100$  km de la fosse), jusqu'à la côte Est de l'Argentine, à plus de 1600 km, et sur 5 ans.

A partir des deux premières années, nous avons pu contraindre les paramètres rhéologiques ainsi qu'une distribution de glissement sur le plan de faille qui reproduit remarquablement bien le champ complet de déformation sur ces deux ans. La relaxation dans l'asthénosphère est la source des déformations à grande échelle et l'introduction d'un channel à faible viscosité relativement profond permet de reproduire l'extraordinaire soulèvement de la Cordillère. Bien que contraint sur deux ans, ce modèle semble permettre un bon fit aux données horizontales en champ lointain sur cinq ans. Cependant, le champ vertical est beaucoup difficile à étudier et le modèle ne permet pas, pour le moment, de le reproduire au delà des 2 premières années. Le glissement asismique continue vraisemblablement au delà de deux ans et il est nécessaire de procéder à l'inversion des données des 3 années suivantes pour reproduire la variabilité latérale des déplacements en champ proche.

La distribution de glissement inversée sur seulement deux ans montre déjà des choses très intéressantes. Sur toute la zone, on semble observer une anti-corrélation entre la distribution de glissement asismique et la distribution des répliques. Celles-ci se produisant apparemment majoritairement dans les régions de faible glissement. On détecte de plus un glissement que l'on pourrait qualifier de précurseur au séisme de Constitución du 25 mars 2012, principale réplique du Maule. L'inversion et l'analyse de l'évolution de ce glissement au delà de 2012 est une perspective de premier ordre.

Cinq ans de données sont insuffisantes pour contraindre une rhéologie long terme, cohérente à l'échelle du cycle sismique. Mais sans construire un modèle complet intégrant les deux séismes de Valdivia et de Maule, j'ai pu tirer des informations utiles de l'étude préliminaire du séisme de Valdivia. Aussi, le test d'une rhéologie complexe de Burger, avec deux éléments de Kelvin-Voigt semble être un bon moyen pour expliquer les fortes déformations et leur dépendance au temps au cours des premières années après le séisme, et une viscosité cohérente à l'échelle du cycle sismique.

# Chapitre 5

## Déformations au Nord du séisme de Maule

### Enjeux de l'étude : modèles de couplage élastiques vs viscoélastiques

Nous avons vu au fil des chapitres précédents que l'étude des déformations post-sismiques engendrées par le séisme de Maule ainsi que par le séisme de Valdivia, permet de contraindre la rhéologie des couches profondes de la terre et de mettre en lumière l'existence et l'effet de zones à faible viscosité le long du slab. Au delà de la compréhension des phénomènes post-sismiques, un gros intérêt de cette étude réside dans une meilleure compréhension du cycle sismique à l'échelle de la subduction Chilienne, à partir des paramètres géométriques et rhéologiques de l'interface de subduction, calibrés sur le post-sismique.

### 5.1 Étude des 10 ans de déformations qui ont mené au séisme d'Illapel

#### Avant propos

Le séisme d'Illapel, offre une nouvelle occasion d'étudier les interactions entre deux segments proches, se trouvant a priori à des stades différents du cycle sismique. Ce séisme se produit en effet à plus de 300 km de la zone de rupture du Maule. Or, une telle séquence, séisme de  $M_w > 8$  quelques années seulement après un séisme géant, n'est pas rare. En Indonésie par exemple, le séisme de Bengkulu s'est produit pas loin de 3 ans après le séisme géant de Banda-Aceh en 2004.

Des séquences de séismes de magnitude supérieure à 8 à quelques années d'écart ont également affecté la zone des Aléoutiennes dans les années 80. Le cas du Chili apporte, là encore, une densité exceptionnelle de données puisque la région d'Illapel est instrumentée et mesurée annuellement depuis 2004. Il a donc été possible d'étudier la déformation avant le séisme de Maule, considéré comme du chargement inter-sismique pur. De plus, on a vu dans le chapitre précédent, que les déformations post-sismiques du séisme de Maule se propagent vers le Nord et sont très nettement visibles dans la région. Finalement, le champ de déplacements co-sismiques du séisme d'Illapel pourra être estimé précisément après la re-mesure du réseau de campagne.

Cette partie est donc concentrée sur l'étude des dix ans de déformations précédant le séisme d'Illapel, que la répétition des mesures du réseau de campagne d'Ovalle, implanté depuis 2004, a permis de capturer dans son ensemble. On regarde donc l'évolution des déformations mesurées par GPS entre avant et après le séisme de Maule, puis, grâce aux modèles de post-sismique précédemment construits, on étudie les changements de contraintes occasionnés par ses déformations post-sismiques afin de discuter dans quelle mesure il a pu accélérer l'occurrence du séisme d'Illapel. Puisque le séisme s'est produit très peu de temps avant la date de rendu de ce manuscrit, cette partie est rédigée majoritairement sous la forme d'un article en préparation, mais certaines parties, tout à fait préliminaires sont introduites en français.

## **A decades of deformation prior the $M_w$ 8.4 of Illapel, monitored by GPS**

### **5.1.1 Introduction**

The Chilean subduction is among the most seismogenic zone on Earth, with a convergence rate of almost 7 cm/yr between the Nazca plate subducting beneath the South American plate. The intermediate seismicity ( $5 < M_w < 7$ ) is there denser than along the Peruvian and Ecuadorian interface and one major earthquake of magnitude larger than 8 occurs about every 10 years. In this study, we focus on the region of Ovalle, starting in the South of Los Vilos ( $32.5^\circ\text{S}$ ) up to Punta Choros ( $28.9^\circ\text{S}$ ). This region is known to have experienced 3 majors earthquakes, before the 2015 Illapel earthquake, in 1730, 1880 and 1943. Starting in 1997, the seismicity shows a peculiar increase, with the occurrence of six shallow thrusts, located between  $30.5^\circ\text{S}$  and  $31.5^\circ\text{S}$  during the month of July 1997 (Gardi et al. [2006], Vigny et al. [2009]), until the Punitaqui earthquake occurs at 56 km depth, two months later (Lemoine et al. [2002]). This 'slab-push event', of  $M_w$  7.3, was proposed to be due to a tear in the slab because of the strong accumulation of stresses in the transition zone of the seismogenic interface (Gardi et al. [2006]). Ever since the Punitaqui earthquake, 17  $M_w > 6$  events occurred in the whole area, together with regular seismic swarms. A simple model of stress transfer was able to explain the triggering of the Punitaqui earthquake but also of the July sequence with aseismic slip (Gardi et al. [2006]). A small scale GPS network of more than 30 benchmarks is deployed. Therefore, the first years of measurements allowed to quantify the locking rate on the interface, and Vigny et al. [2009] showed that 40 to 45 % of the total convergence rate between the Nazca and South American plates were accumulated in the upper plate. The follow on of GPS survey confirmed the presence of a highly coupled segment, correlating relatively well with the estimated rupture zone of the 1943 earthquake (Métois et al. [2012]). In 2010, the Maule megathrust earthquake occurs more than 300 km further South. Nevertheless, its postseismic deformation is observed over a very large part of the continent, including in the Region of La Serena, where increased velocities are measured by GPS (Klein et al. [Subm]). Such a sequence of major earthquakes occurring few years after a giant one, is not exceptionnal. In Indonesia, the  $M_w$  8.4 Bengkulu earthquake indeed occurred almost 3 years after the Banda-Aceh (2004) and Nias (2005) earthquakes. This new example highlights once again the very interesting question of earthquake triggering along subduction zone. But in Chile, contrarily to Indonesia, we dispose of a very dense data set that monitors the whole sequence and should provide new insights on this problematic.

In this paper, we relate the last decade of GPS measurements on the small scale network, implanted ever since 2004. We especially focus on implications of the spreading of the postseismic deformation following the Maule earthquake, using stress change calculations extracted from

viscoelastic modeling using finite element models.

### 5.1.2 Sismotectonic context

The region of La Serena is notably atypical compared to the rest of the Chilean interface at different levels. South of 27°S, the Cordillera narrows, revealing a discontinuous area of overlaps, the Sierras Pampeanas. The region is also known for the lack of volcanic activity correlated to a 'flat slab' at a depth of 100 km (Pesicek et al. [2012], Gutscher et al. [2000]). In terms of seismicity, the whole area shows two very different behaviors. The bay of La Serena is regularly affected by  $M_w$  5 to 6 earthquakes on the subduction but, as long as we know, has never experienced a major earthquake. On the opposite, the Southern region of Ovalle experienced 4 great earthquakes, in 1730, 1880, 1943 and the latest in 2015. The magnitude of the largest one, in 1730, is estimated to lie between 8.5 and 9, with a rupture zone of some 600 km, extending more or less from 30 to 35°S, known as the Great Valparaiso Earthquake (Beck S. [1998], Lomnitz [2004]). The following two events are significantly smaller with estimated magnitude of about 7.5 for the 1880 earthquake and 7.9 for the 1943 earthquake (Beck S. [1998]). The latest event of 2015, ruptured a segment of about 150 km long (to be confirmed), from Los Vilos up to the Peninsula of La Serena. It appears as a repetition of the 1943  $M_w$  7.9 earthquake, though significantly larger. Strangely, the Northernmost limit of the 2015 earthquake is more or less where the Juan Fernandez Ridge subducts, and the Southern limit where the Challenger Fracture Zone subducts. Finally, it occurred at a latitude close from the epicenter of the 1997 Punitaqui slab-push earthquake, and the preceding very dense seismic swarm (Gardi et al. [2006]).

Thanks to the numerous GPS campaigns conducted between 2004 and 2010, a very dense inter-seismic velocity field was estimated along almost the whole Chilean interface. A very heterogenous coupling pattern was highlighted, with strong lateral variations (Métois et al. [2013], Fig. 5.1, Béjar-Pizarro et al. [2013]). Based on the elastic backslip assumption, these coupling models define one large highly coupled segment, the Metropolitan segment, starting South of the Bay of La Serena going down to the South of Valparaiso. On the contrary, the Bay of La Serena features a rather low coupling level, characterized by a dense intermediate seismicity, occasionally the occurrence of swarms. This coupling pattern seems to correlate well with historical ruptures (Fig 5.1), since the 1943 and 2015 earthquakes both occurred on the Metropolitan coupled segment. Moreover, the decoupled area of La Serena corresponds with the Northern limit of both events, but no major earthquake ever occurred. Its Northern limit corresponds with the Southern limit of the rupture zone the 1922  $M_w$  8.4 Atacama earthquake.

## 5.1 Étude des 10 ans de déformations qui ont mené au séisme d'Illapel

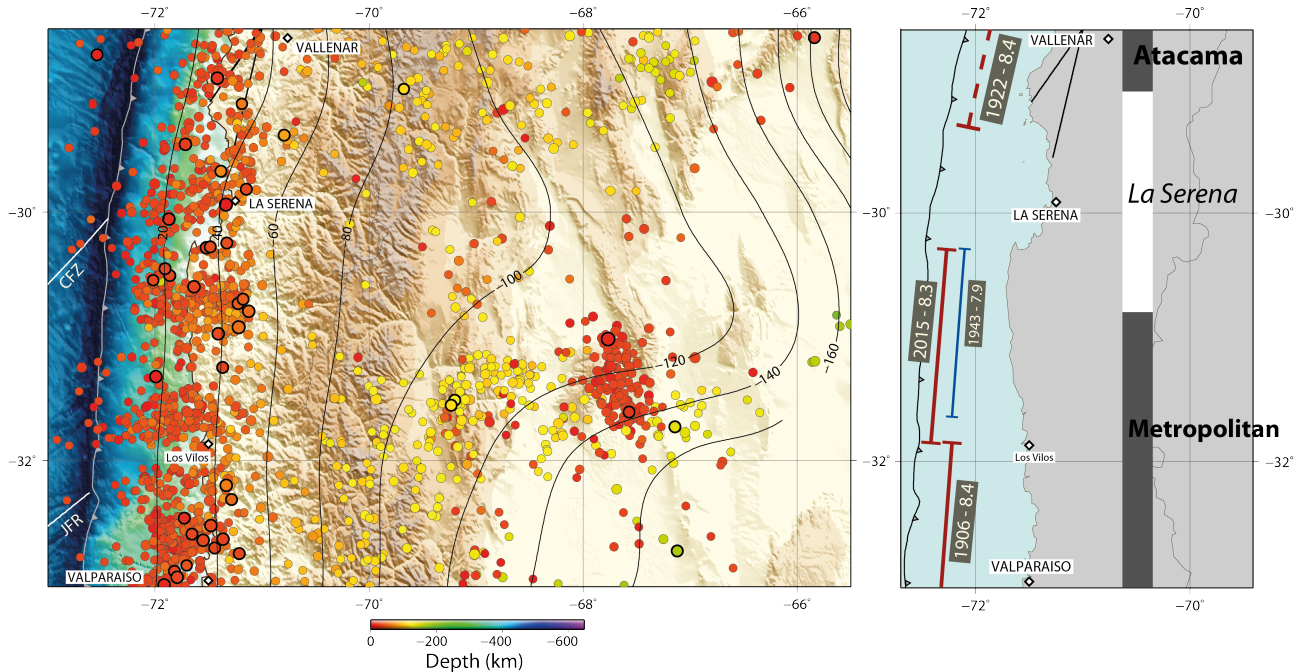


FIGURE 5.1 – Seismotectonic background of the region of La Serena : **Left** : USGS seismicity catalog between 1973 and 2015. The color scale represents depth of hypocenters between 0 and 600 km,  $M_w > 6$  are highlighted by darkened contour. Topography and bathymetry are from ETOPO1, white lines represent the main bathymetric features of the Nazca plate (CFZ : Challenger Fracture Zone, JFR : Juan Fernandez Ridge). Depth contours of the slab is extracted from the Slab1.0 database (Hayes et al. [2012]). **Right** : Red lines represent  $M_w > 8$  historical (dashed) and instrumental (solid) earthquakes since 1922 from (Kelleher [1972], Beck S. [1998], Lomnitz [2004]). Blue line represent rupture zones of  $7 < M_w < 8$  historical (dashed) and instrumental (solid) earthquakes since 1966 from (Arabasz [1968], Lemke et al. [1968], Holtkamp et al. [2011]). Coupling segmentation defined by (Métois et al. [2012], Métois et al. [2013]) from GPS data : dark grey represents highly coupled segments and light grey low coupled intersegments.

### 5.1.3 Data

#### 5.1.3.1 GPS measurements and processing

For this study, we collected data on the french network of the Coquimbo region ( $32.5^{\circ}\text{S}$ - $28.5^{\circ}\text{S}$ , Vigny et al. [2009]), measured once a year starting in 2004. All together, benchmarks were measured at least up to five times. We also remeasured 4 CAP (Brooks et al. [2003]) and 9 SAGA (Khazaradze and Klotz [2003]) markers, forming a dataset of more than sixty points measured. The process includes data from 25 regional continuous stations of the French-Chilean network and 15 stations from the Chilean National Seismological Center (CSN) network. We also include data from a selection of more than 50 well distributed permanent stations in South America, 14 of them

from the IGS network (Beutler et al. [1999]), 28 belonging to RAMSAC (Argentina), 25 to RBMC (Brazil). Two IGS stations also sample the Nazca plate. We reduce 24-hour sessions to daily site positions using the GAMIT software ([King and Bock, 2000]), choosing the ionosphere-free combination, and fixing ambiguities to integer values. We use precise orbits from the International GNSS Service for Geodynamics (IGS) (Dow et al. [2009]) and IGS Tables to describe the phase centers of the antennae. One tropospheric vertical delay parameter per station was estimated every 3 hours. The horizontal (resp. vertical) components of the calculated relative position vectors have repeatabilities of 1-3 (resp. 3-5) mm.

We combine daily solution using the GLOBK software (Herring et al. [2010]). Because the post-seismic deformation induced by the Maule earthquake (Mw8,8 2010) contaminates a very wide area, including almost the whole Argentina, Uruguay and Southern Brazil (Klein et al. [Subm]), a "regional stabilization" approach is no longer sufficient to provide a stable reference frame. We then choose to map our solution in a global reference frame, by combining our daily solutions with daily global H-files produced at SOPAC using globally distributed IGS stations. To do so, we add 35 world wide stations geographically well distributed and selected for the length and the stability of their measurements (complete list on table 2.1). The daily solution is combined using Helmert transformations to estimate translation, and rotation. This stabilization procedure defines a reference frame by minimizing, in the least-square sense, the differences with the a priori values determined in the International Terrestrial Reference Frame 2008 (ITRF, Altamimi et al. [2012]). This procedure estimates the positions and velocities for a set of 10 well-determined stations unaffected by the Maule earthquake in the stable part of the South American Continent and 35 world wide stations. The misfit to these "stabilization" stations is less than 4 mm in position and 0,6 mm/yr in velocity.

When this interseismic field in the ITRF08 is plotted relative to the South American Plate defined by the NNR-Nuvel-1A model (DeMets et al. [1994]; 25.4°S, 124.6°W, 0.11°/Myr), velocities of stations located on the stable part of the South American Continent present a systematic northward residual of about 2 mm/yr (fig.2.16). Having a solution over more than 10 years, we estimate a new relative Nazca/South America rotation rate vector using a subset of 8 sites that behave rigidly together. This pole, located at (53,9°N, 86,1°W), presents a rotation rate of 0,605°/Myr, which is coherent with the rate proposed by the ITRF08 (Altamimi et al. [2012]) and previous studies (Vigny et al. [2009], Nocquet [2014]) but significantly slower than the Nuvel-1A rate (0,72°/Myr). The residuals on the Brazilian craton are less than 1 mm/yr with no systematic direction (fig.5.2). Finally, as most of previous geodetic study, our Nazca/South America angular velocity predicts a plate convergence rate of the order of 67 mm/yr at the latitude of the network considered here (table 5.1). The azimuth predicted by our pole, 82°N, is slightly different from the one predicted by most previous studies (78°N), but this may come from the selection of stations used in the rate estimation. As a matter of fact, unlike most cases where stations in the West of Brazil and in the



## 5.1 Étude des 10 ans de déformations qui ont mené au séisme d'Illapel

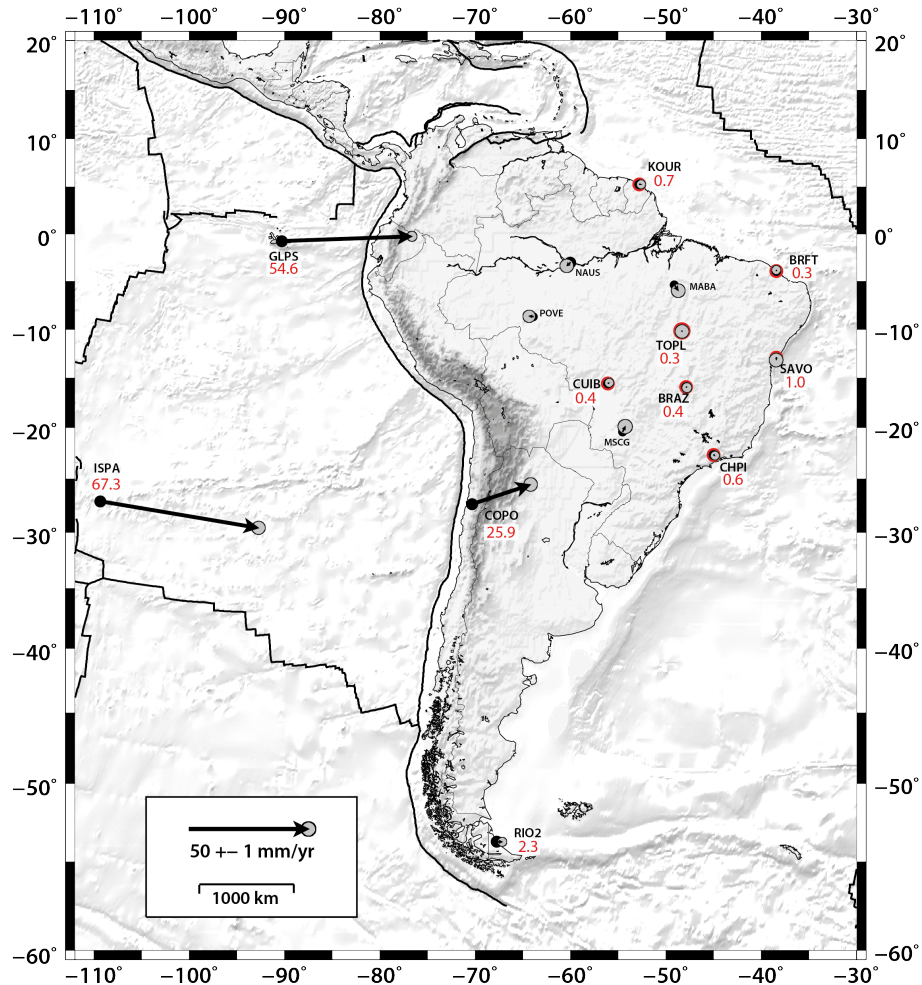


FIGURE 5.2 – Large scale network and far field horizontal velocities, plotted in our stable South-American reference frame ( $20,6^{\circ}\text{S}$ ;  $129,9^{\circ}\text{W}$ ;  $0,121^{\circ}/\text{Myr}$ ). Red numbers indicate the velocity in mm/yr, red dots highlight the stations used to estimate the rotation vector (KOUR, BRFT/FORT, SAVO, TOPL, BRAZ, CHPI, CUIB), ellipses depict the region of 99 % confidence.

South of Brazil-North Argentina (South of  $25^{\circ}\text{S}$ ) are used, we decided to use only stations located in the Eastern part of Brazil (cf fig 3). The very broad propagation of the postseismic deformation following the Maule earthquake (2010) tends indeed to show that the rigid block of South America is smaller than suggested by previous studies.

	Angular velocity			Predicted velocity at 28°S	
	Latitude	Longitude	Rotation	Convergence	Azimet
Nuvel-1A	56°N	94°W	0.72°/Myr	80 mm/yr	78°N
Larson et al. [1997]	43.8°N	84.8°W	0.74°/Myr	79 mm/yr	80°N
Angermann et al. [1999]	48.8°N	91.7°W	0.59°/Myr	64 mm/yr	77°N
Norabuena et al. [1998]	47.4°N	93.7°W	0.624°/Myr	68 mm/yr	75°N
SellaGF and REVEL [2002]	52.1°N	91.2°W	0.633°/Myr	70 mm/yr	78°N
Kendrick et al. [2003] Brooks et al. [2003]	61°N	94.4°W	0.57°/Myr	63 mm/yr	79°N
ITRF2005 Altamimi et al. [2011]	53.9°N	87.5°W	0.605°/Myr	67 mm/yr	81°N
Vigny et al. [2009]	55.9°N	95.2°W	0.61°/Myr	68 mm/yr	77°N
ITRF2008 Altamimi et al. [2012]	55.1°N	94°W	0.603°/Myr	67 mm/yr	78°N
Marotta et al. [2013]	61°N	91.4°W	0.569°/Myr	63 mm/yr	81°N
Kreemer et al. [2014]	59.7°N	84.3°W	0.57°/Myr	68 mm/yr	77°N
Nocquet [2014]	54.5°N	92.6°W	0.601°/Myr	67 mm/yr	78°N
This study	53.9°N	86.1°W	0.605°/Myr	67 mm/yr	82°N

TABLE 5.1 – Nazca-South America relative angular velocities and respective predicted velocities on the Chilean trench at 28°S.

### 5.1.3.2 Description of the deformation in the Illapel area before the Illapel earthquake

Velocities are then plotted on our stable South America reference frame (fig.5.3-left). Before 2010, velocities combined feature a quite typical interseismic pattern with Eastward direction, roughly parallel to the plate convergence. They also show some gradient going inland, of about 8mm/yr at the latitude of Ovalle (31°S), decreasing to a bit more than 2mm/yr at the latitude of La Serena and in the North.

The comparison of this pre-2010 solution with a solution combined after 2010 highlights a significant change of direction, with increased velocities up to the North of the Bay of La Serena, as well on permanent station as on campaign measurements. Profiles show that both the East and the North component are increased, but the effect is more important on the North component (fig 5.4). This change of direction is the consequence of the postseismic deformation triggered by the 2010 Maule megathrust earthquake. This deformation is shown to extend over the whole continent in front of the earthquake rupture zone but also North and South of it (Klein et al. [Subm]). If this postseismic signal is more difficult to extract precisely on campaign data, we can study it precisely on time series measured at permanent stations of the regions. Typically, the cumulated postseismic displacement 5 years after the Maule earthquake represents slightly less than 3 cm at the station of Los Vilos, decreasing to 2 cm in La Serena, where 8 mm of coseismic displacements were estimated.

## 5.1 Étude des 10 ans de déformations qui ont mené au séisme d'Illapel

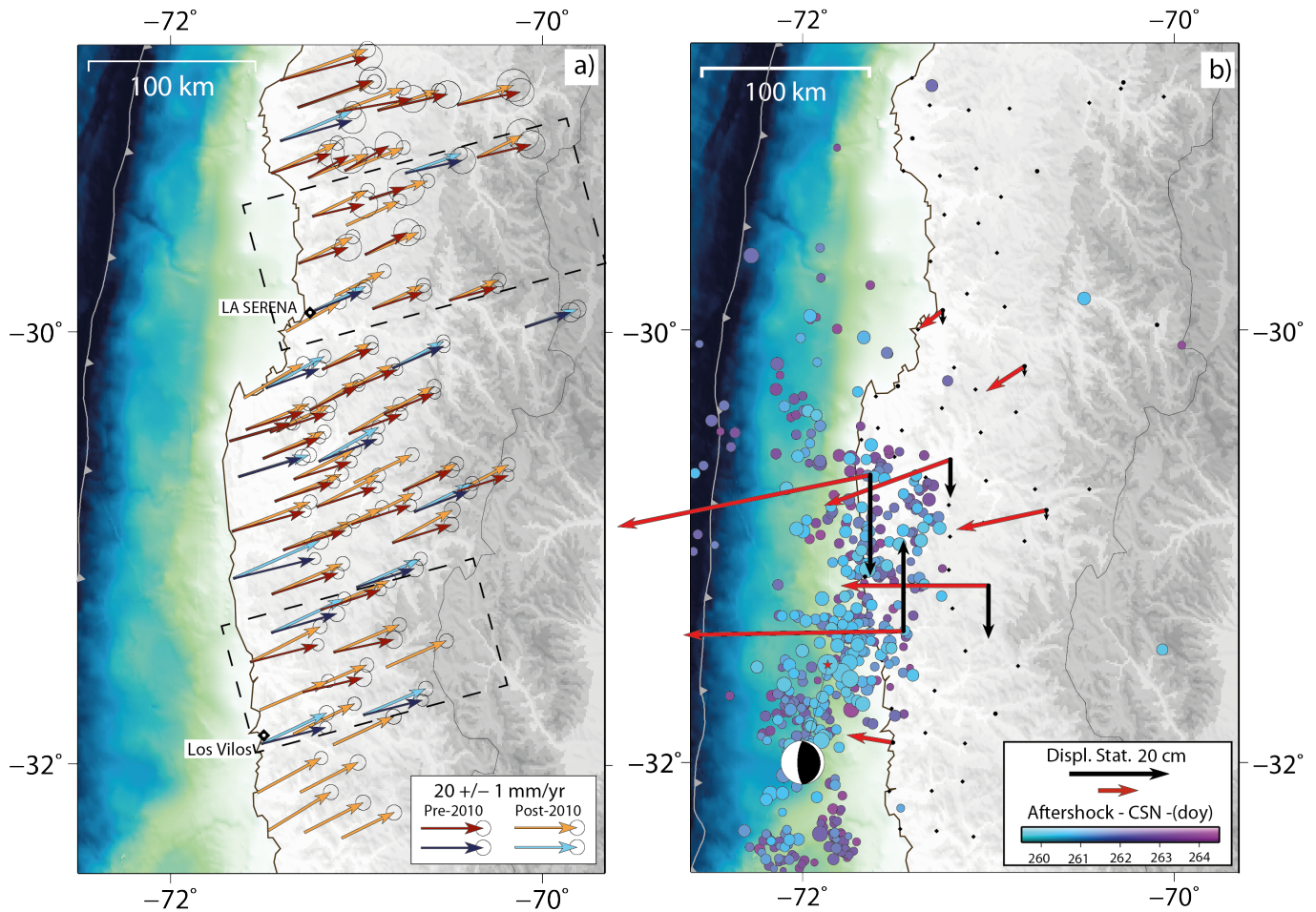


FIGURE 5.3 – **a)** Horizontal interseismic velocity field (mm/yr), combined between 2004 and 2010 : sGPS (red) and cGPS (dark blue), and between 2010 and 2015 : sGPS (orange) and cGPS (light blue), both plotted in our stable South America reference frame. **b)** Coseismic displacements (cm) of the 2015 Illapel earthquake, estimated on cGPS stations, from a preliminary cinematic process. black dots represent benchmarks. Distribution of aftershocks over the first 5 days following the earthquake is from CSN.

### 5.1.3.3 Estimation des déplacements co-sismiques du séisme d'Illapel

S'agissant d'un calcul tout à fait préliminaire, la partie méthodologie, amenée à évoluer, est rédigée en français.

Au cours des 15 premiers jours qui suivent le séisme d'Illapel du 16 Septembre 2015, seules les données d'une dizaine de stations permanentes de la région sont récupérées. On choisit donc, dans un premier temps, de réaliser un traitement différentiel cinématique (logiciel TRACK de la suite GAMIT/GLOBK). Beaucoup plus rapide qu'un traitement différentiel statique, ce type de traite-

ment permet de calculer les mouvements d'une ou plusieurs stations, par rapport à une seule station de référence, supposée fixe. La précision d'un tel calcul dépend directement de la distance entre les stations dont on cherche à estimer la position et la station de référence. Cette distance doit en effet être relativement faible, pour que le calcul ne soit pas trop affecté par des effets troposphériques importants, particulièrement en l'absence de filtrages supplémentaires. Mais dans le cas du calcul des déplacements co-sismiques d'un séisme d'une telle magnitude, la station de référence doit être prise suffisamment loin de la zone de rupture pour ne pas avoir ressenti le séisme. On choisit ici la station de Santiago, SANT, dont le saut co-sismique horizontal est estimé à moins d'un centimètre. Une mission de remesure du réseau de campagne et de visite des stations permanentes pour lesquelles les données n'ont pas encore pu être récupérées, est organisée en urgence. Une fois ce manuscrit soumis, je prends part à cette mission. Un calcul précis statique ne sera donc mis en oeuvre qu'à notre retour.

The coseismic displacements induced by the 2015 Illapel earthquake are quite typical of megathrust earthquake on the interface, with a clear Westward direction. With the station SANT fixed, we estimate a maximum coseismic displacement of 115 cm at the station of Canela, located directly in front of the earthquake's epicenter. The general motion extracted show a clear convergence to 31°S which tends to highlight a rupture zone very localized between 32 and 30°S. This observation also correlates with the distribution of aftershocks, confined in this area for the first 20h after the earthquake (fig.5.3-right). The clear subsidence of most of the stations suggests a maximum slip area very shallow, close to the trench.

#### **5.1.4 Stress change due to the postseismic deformation following the Maule earthquake**

The data show that even if it happened far South of the region of Ovalle, the Maule earthquake and especially the postseismic deformation it induced, severely impacted the region of Ovalle. Combined models of viscoelastic relaxation and afterslip are computed using the very dense permanent GPS data set available across the whole South American continent. These models show that the viscoelastic relaxation in the deeper layer of the Earth induces consequent deformation at very large scale, up to 1600 km from the trench in front of the earthquake rupture zone. Postseismic deformation is also extending North and South of it this rupture zone (Klein et al. [Subm]). This postseismic deformation can be explained by the relaxation in a viscous asthenosphere of  $4,75 \cdot 10^{18}$  Pa.s, and in a low viscosity channel of some  $10^{17}$  Pa.S. The model predicts post-seismic deformation at a rate of more than 7 mm/yr, representing a cumulated displacement after 5 years of about 3.5 cm near Los Vilos, thus coherent with the data.

The 3D FE model built features a spherical shell-portion from the core-mantle boundary to the Earth's surface, extending over more than 60 degrees in latitude and longitude. Therefore we can process the Coulomb stress change in the region of Ovalle. We analyze the evolution of the Von

## 5.1 Étude des 10 ans de déformations qui ont mené au séisme d'Illapel

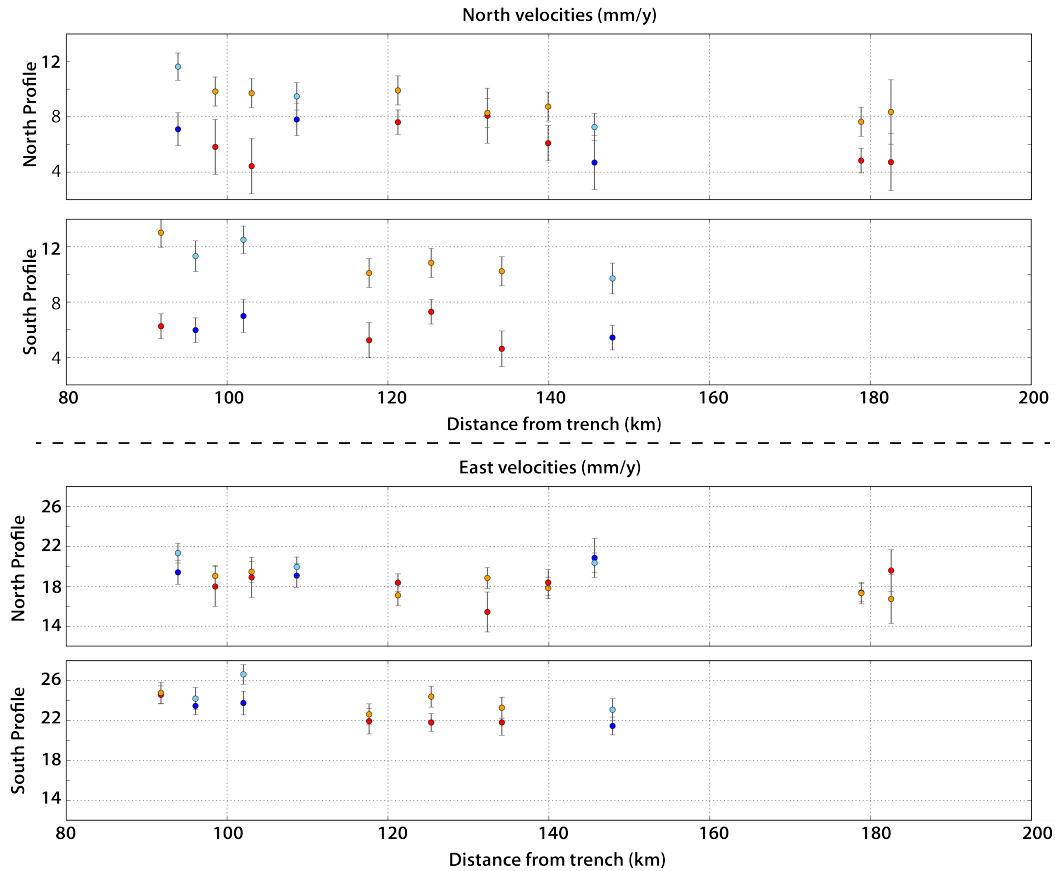


FIGURE 5.4 – Velocity profiles (North (**up**) and East component (**bottom**)) with respect to stable South America for 2 profiles represented by the black squares on fig 5.3-a. Dark blue (cGPS) and red (sGPS) represent pre-Maule velocities and light blue (cGPS) and orange (sGPS) dots represents postseismic velocities (mm/yr) respectively as colors in the fig 5.3.

Mises stresses (deviatoric stresses) between the day following the Maule earthquake and 5.6 years after, corresponding to the date of the Illapel earthquake (fig 5.5). We observe a clear spreading of deviatoric stresses in all direction and in particular an increasing of some  $10^4$  Pa in the region of Ovalle. Considering the stress state on day one after the Maule earthquake, we can also say that this increase of Von mises stresses is indeed mainly due to the postseismic, and more specifically to viscous relaxation in the asthenosphere. However, the amplitude of postseismic in this region and the subsequent stress change remain small. In what extent could they have contributed to accelerate the occurrence of the Illapel earthquake ?

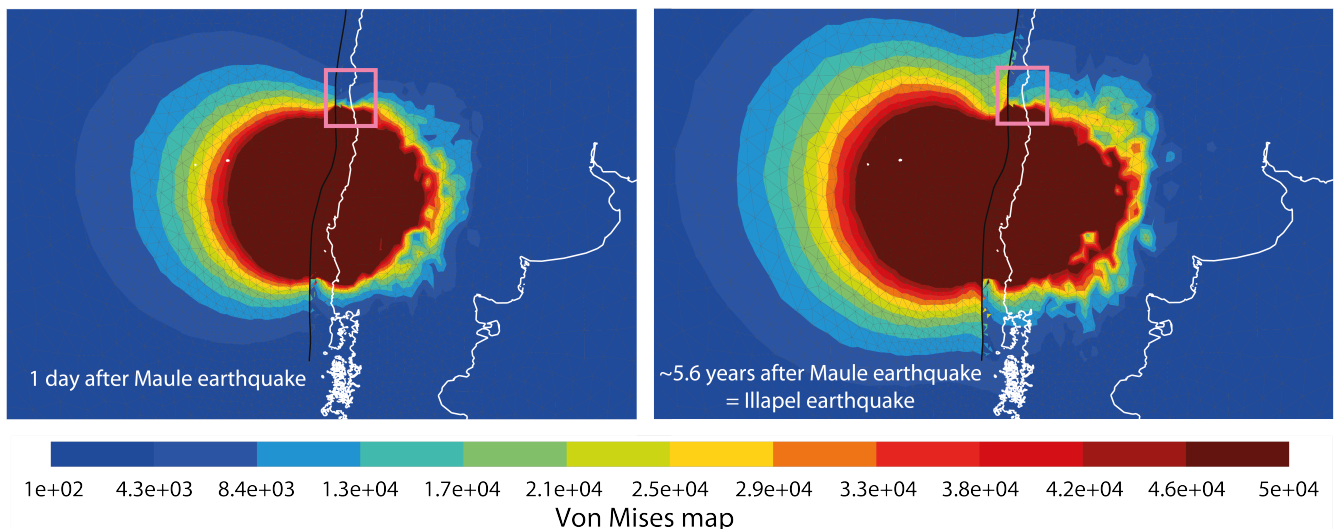


FIGURE 5.5 – Von mises stresses (in Pa) 1 day (**left**) and 5.6 years (**right**) after the Maule earthquake. The second date corresponds the date of the Illapel earthquake. The area of the Illapel earthquake is highlighted by a pink square.

### 5.1.5 Preliminary conclusions and perspectives

A more thorough study of the Coulomb stress evolution after Maule earthquake should be realized. Compared to the convergence rate, the velocity increase due to the postseismic remains really small. But the models of postseismic deformation following the Maule earthquake already prove that stresses did increase during the last five years in the region of the Illapel earthquake. We have here very dense datasets of the inter-, co- and postseismic phases for two segments of the Chilean interface, relatively close to each other. Therefore we will be able to study very precisely interactions that occurred between the two earthquakes. Moreover once we will dispose of the complete coseismic data set acquired after the Illapel earthquake, we will be able to compute a static precise coseismic solution. Therefore, having already the proper 3D mesh, we will be able to invert for the coseismic slip distribution, considering an heterogeneous elastic medium. It may allow us to quantify in what extent the postseismic following the Maule earthquake could have triggered the Illapel earthquake.

This study will also be the occasion to raise questions about seismic hazard in the area located between the Maule and the Illapel regions. There, the last major earthquake occurred in 1906 and had a magnitude estimated of 8.4 and only a smaller event of  $M_w$  8 occurred in 1985 in the Southernmost part of the segment. 15 years of GPS measurements also revealed a strong apparent coupling (Métois et al. [2012]). Though, the 2015 Illapel rupture did not connect to the 2010 rupture area, leaving an even more coupled 200km-long section unbroken in front of Valparaiso.

### 5.1 *Étude des 10 ans de déformations qui ont mené au séisme d'Illapel*

There again, such a context is observed along the Sumatran trench, where a similar highly coupled and mature seismic gap remains indeed unbroken between the Banda-Aceh and Nias earthquakes of 2004 and 2005 on one side and the Bengkulu earthquake of 2007 on the other side : the Padang gap. In Chile, we can now confirm that stresses have increased in the region of Coquimbo-La Serena, due to the postseismic of the Maule earthquake. Did they increase also in the Metropolitan region, where lies the 2<sup>nd</sup> main Chilean city, Valparaiso ? Or did the postseismic deformation in this region, oriented mostly trenchward, contribute on the contrary to release strain, thus preventing, for now, a major event in this region ?

## 5.2 Études des déformations inter-sismiques dans la région du Petit Nord

### Avant propos

De nombreuses études ont été menées sur l'estimation du taux de couplage entre la plaque Nazca et la plaque Amérique du Sud, basé sur le modèle de backslip élastique. Ces différentes études ont révélé un couplage très hétérogène tout au long de l'interface Chilienne, avec une alternance entre segments très couplés et intersegments faiblement couplés. Ces modèles ont montré une bonne corrélation entre zones fortement couplées et zones de ruptures de séismes majeurs, notamment pour les trois derniers séismes Chiliens. Cependant, dans quasiment toutes ces études (Chlieh et al. [2004], Métois et al. [2012], Béjar-Pizarro et al. [2013]), un modèle simple à 2 plaques ne permet pas d'expliquer toutes les déformations mesurées, particulièrement en champ moyen. Il est nécessaire d'introduire une troisième plaque, appelé *sliver andin*, permettant d'accommoder les vitesses résiduelles, par partitionnement. Dans les derniers mois, de nouveaux modèles émergent, basés sur le principe de backslip visco-élastique. Li et al. [2015] proposent une étude comparée des modèles de backslip élastique et visco-élastique dans le Grand Nord Chili. Comme déjà montré par Trubienko et al. [2013], ils concluent que les modèles visco-élastiques permettent d'expliquer des déformations inter-sismiques loin de la fosse, contrairement aux modèles élastiques qui nécessitent l'introduction d'une micro-plaque. Finalement, dans le cas traité du Grand Nord Chili, l'aspect des distributions de couplages, élastiques d'une part (Métois et al. [2013]) et visco-élastiques d'autre part (Li et al. [2015]), présente assez peu de différences. Dans les deux cas, les zones de couplage maximum correspondent aux zones de rupture de précédents séismes, comme le séisme d'Iquique (2014), et une zone de découplage apparaît au Sud d'Iquique.

La partie suivante concerne l'étude des déformations inter-sismiques dans la région du Petit Nord, et surtout sur la région de Taltal, où aucun marqueur n'existait avant 2012. Cette partie est aussi écrite sous la forme d'un article en préparation, dans lequel on présente un champ de vitesse désormais continu sur toute la région étudiée, modélisé dans un premier temps selon le principe de backslip élastique pour déterminer le taux de couplage dans la région de Taltal. Une fois les modèles visco-élastiques de cycle sismique réalisés, il sera intéressant de comparer la définition des segments et intersegments mais surtout de discuter les vitesses à beaucoup plus grande échelle, comme ce qui a pu être fait dans le cas de l'Indonésie (Trubienko et al. [2013]).



## **Updated interseismic velocity solution in Central-North Chile (25°S-29°S) : Focus on the area of Taltal**

### **5.2.1 Introduction**

On this paper, we focus on the so-called region Norte Chico, together with the area of the Antofagasta region, meaning from 29°S up to 23°S. We present here an updated data set in the region of Atacama, where measurements campaigns are conducted ever since 2010. The solution is also upgraded with additional measurements made on about 20 new benchmarks deployed during the last 3 years, mainly in the area of Taltal (25.5°S), where no data were existing before 2012. Previous studies aiming at quantify the elastic coupling pattern using GPS data in the whole area, highlighted 2 highly coupled segments where no major earthquakes occurred for almost a century. Therefore we propose here a continuous coupling model based on the elastic backslip assumption, over the whole area from 29°S up to 23°S.

### **5.2.2 Sismotectonic context**

#### **5.2.2.1 The Atacama Fault Zone**

The studied area is characterized by the presence of one of the main fault system in Chile, which is the Atacama Fault Zone (ATZ). Extending over more than 1000 km and separated into two main segments, it separates the uplifting Coastal Cordillera from the compressional fore-arc. The mechanism of this fault system has been widely debated. Some studies proposed two faults completely independant that have opposite sense of motion (Bowes et al. [1961]), whereas others proposed a unique fault that was cut and offset westward at the latitude of the bay of Taltal by the eponym NW-SE fault. A 10 km left-lateral motion was indeed detected on the Taltal Fault (Armijo and Thiele [1990], Arabasz [1968]). The North segment of the ATZ, that starts at the latitude of Paposo and is known as the Salar del Carmen, was more thoroughly studied. It was first thought to accomodate vertical motion (Arabasz [1971], Okada [1971]), then right-lateral motion (St. Amand and Allen [1960]), and finally left-lateral motion (Armijo and Thiele [1990]). The latter found on the field evidences of a mainly strike-slip component that was active during the Quaternary. But it seems that the whole fault system has not been active since the Miocene (Oncken et al. [2006]). No significant earthquake on the fault was indeed registered over the last century but breaks were found all along the fault, which size could correspond to  $M_w$  7 events. The whole segment seems to have the same regime since no lateral offset has been found. The South segment, called El Salado, Manto Atacama or Manto Verde, has been a lot less studied but was considered active, because of scarps observed all along the fault (Arabasz [1968]). Moreover, several studies from the end of the 60's, meaning contemporary of the Plate Tectonic theory, attempted unsuccessfully to attribute

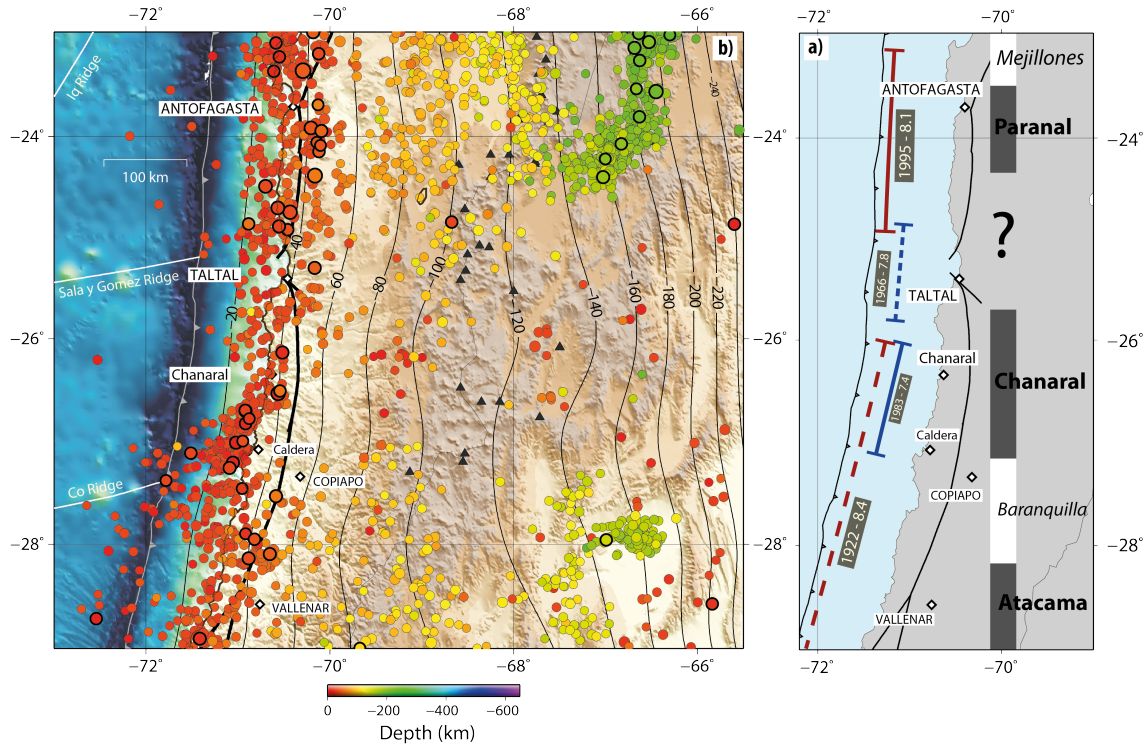


FIGURE 5.6 – Seismotectonic background of the Norte Chico region : **a)** USGS seismicity catalog between 1973 and 2015. The color scale represents depth of hypocenters between 0 and 600 km,  $M_w > 6$  are highlighted by black contour. Topography and bathymetry are from ETOPO1, white lines represent the main bathymetric features of the Nazca plate (Iq : Iquique Ridge; Co : Copiapo ridge;). Depth contours of the slab is extracted from the Slab1.0 database (Hayes et al. [2012]). Black triangles represent volcanos. Black lines represent the Taltal Fault (c) and Atacama Fault Zone with a) El Salado or Manto Atacama segment ; b) Salar Del Carmen segment ; extracted from (Lemke et al. [1968], Armijo and Thiele [1990], Oncken et al. [2006]). **b)** Red lines represent  $M_w > 8$  historical (dashed) and instrumental (solid) earthquakes since 1922 from (Kelleher [1972], Beck S. [1998], Lomnitz [2004]). Blue line represent rupture zones of  $7 < M_w < 8$  historical (dashed) and instrumental (solid) earthquakes since 1966 from (Arabasz [1968], Lemke et al. [1968], Holtkamp et al. [2011]). Coupling segmentation defined by (Métois et al. [2012], Métois et al. [2013]) from GPS data : dark grey represents highly coupled segments and light grey low coupled intersegments.

the 1966  $M_w$  7,8 earthquake of Taltal to this fault.

## 5.2 *Études des déformations inter-sismiques dans la région du Petit Nord*

### 5.2.2.2 **Seismicity and historical main ruptures**

Most of the northernmost part of the area shows very little background seismicity since 1922, at the exception of several swarms at the latitude of Caldera (27°S) in 1973, 1979 and 2006. Over the last century, only two great earthquakes occurred in this area : the  $M_w$  8,4 Atacama earthquake in 1922 in the eponym region and the  $M_w$  8,1 Antofagasta earthquake in 1995 in the North (Delouis et al. [1997]). The rupture length of the 1922 earthquake was estimated to about 300 km but the exact location of this rupture remains unclear since most of previous studies place it between 29,6°S (Punta Choros) to 26,1°S (North of Chanaral) (Lomnitz [2004], Kelleher [1972], Beck S. [1998]) when few others place it more South (Comte et al. [2002]).

The Northern limit of this rupture is one of the features studied in this paper, especially because the bay of Taltal shows a particular behavior, with a more intense moderate seismicity. As a matter of fact, several earthquakes of magnitude close to 7 occurred in 1909, 1925, 1936, 1942, 1956 and 1966. The 1909, 1936 and 1966 events appeared to present similar characteristics, suggesting a recurrence time of 30 years (Deschamps et al. [1980]). At this time, authors estimated that the total mean slip of those earthquakes corresponds to the slip rate between the Nazca and the South America plates, meaning that this area was not part of the gap of the North nor of the south segment but showed a very localised decoupling (Deschamps et al. [1980]). There is no evident along strike variations of the slab geometry over the first hundred kilometers from the trench. Nevertheless, the study of the  $M_w$  7.7 Tocopilla earthquake and its aftershocks distribution pointed out the existence of an abrupt change in dip at a depth of 30 km, from about 10° to more than 20° at the latitudes of the earthquake (22°S) (Contreras-Reyes et al. [2010], Fuenzalida et al. [2013]). No such feature is detected further South, in the region of Taltal, except a slight increase of the dip but a lot deeper on the interface (a bit less than 200 km) between the latitudes of 24°S and 26°S (Hayes et al. [2012], Scire et al. [2014]). This region suffers of a poor coverage of seismologic stations, however the study of intermediate seismicity between 1973 and 2015 reveals a very interesting feature. A very clear seismic gap is visible, not only on the shallow part of the interface but also deeper, between 25 and 28°S. We can thereby see that no  $M_w > 6$  occurred, deeper than 40 km (fig.5.6). What could be the reason of such an anomaly, considering that volcanic activity is there no different from further North and South ?

### 5.2.2.3 **Coupling pattern deduced from previous GPS data**

Thanks to the numerous GPS campaigns led since 2004, a very dense interseismic velocity field was estimated along almost the whole Chilean interface. A very heterogenous coupling pattern was thereby highlighted, with strong lateral variations (Métois et al. [2013], Fig 5.6, Béjar-Pizarro et al. [2013]). Based on the elastic backslip assumption, those coupling models indeed presented an alternance of highly coupled segments and low coupled intersegments. In the studied area, this coupling pattern seems to correlate well with the seismicity (Fig 5.6). Two segments were constrained in the

region of Atacama, the Atacama and Chanaral segments, separated by the large Baranquilla inter-segment. Both segments are apparently within the rupture zone of the 1922 earthquake. But this earthquake, together with the previous 1918 earthquake were described as very complex ruptures, with three different shocks felt by the population (Lomnitz [2004]). Those earthquakes may have then ruptured several segments. In the North of the Bay of Taltal, another highly coupled segment is imaged, the Paranal, coinciding with the rupture zone of the  $M_w$ 8.1 Antofagasta earthquake (1995). Nevertheless, this earthquake did not release the whole accumulated deformation (Métois et al. [2013]). Up to now, very few GPS data were available in the area of Taltal, leaving both limits of the Chanaral and Paranal segments unclear, as well as the coupling pattern in the Bay of Taltal. This is the main question raised in this study. Are the Paranal and Chanaral segments shaping a single 500 km-long highly coupled segment, able to produce a giant earthquake and the consequent disastrous tsunami? Or is the bay of Taltal locally decoupled? That hypothesis could be supported by the geological structure of the area with the Sala y Gomez Ridge subducting beneath the South American plate off Taltal. Such a correlation between bathymetric structures and decoupled area was already observed, off Caldera with the Copiapo Ridge and off La Serena with the Challenger Fracture Zone (Métois et al. [2013]).

## 5.2.3 Data

### 5.2.3.1 GPS processing

For this study, we collected data on the french network of the Atacama and South Antofagasta regions (29°S - 24°S, Métois et al. [2013]), measured once a year starting in 2010. 9 benchmarks deployed during the last two years were measured only twice, all others benchmarks were measured at least three times. We also remeasured 3 CAP (Brooks et al. [2003]) and 8 SAGA (Khazaradze and Klotz [2003]) markers, forming a dataset of almost seventy points measured. The process includes data from 25 regional continuous stations of the French-Chilean network and 15 stations from the Chilean National Seismological Center (CSN) network. We also include data from a selection of more than 50 well distributed permanent stations in South America, 14 of them from the IGS network (Beutler et al. [1999]), 28 belonging to RAMSAC (Argentina), 25 to RBMC (Brazil) that are spanning the South American craton. Two IGS stations also sample the Nazca plate.

*Data are processed following the same methodology as described on the previous part, it will thus not be more detailed here.*

The horizontal (resp. vertical) components of the calculated relative position vectors have repeatabilities of 1-3 (resp. 3-5) mm.

We finally upgraded the solution with data (not remeasured) from the SAGA (Klotz et al. [2001], Khazaradze and Klotz [2003], Moreno et al. [2008]) and CAP (Kendrick et al. [2001], Brooks et al. [2003]) projects in order to get velocities in the mid-field of our working area, on the other side

## 5.2 Études des déformations inter-sismiques dans la région du Petit Nord

of the Cordillera in Argentina. We rotate these data set in our reference frame, using common stations where the residuals between the two reference frame can be minimized. We finally add the data from North Chile (Métois et al. [2013]), in order to integrate the velocities in the Peninsula of Mejillones. If large discrepancies are found between solutions at a same station, we keep the most recent velocity determination, supposedly the most precise.

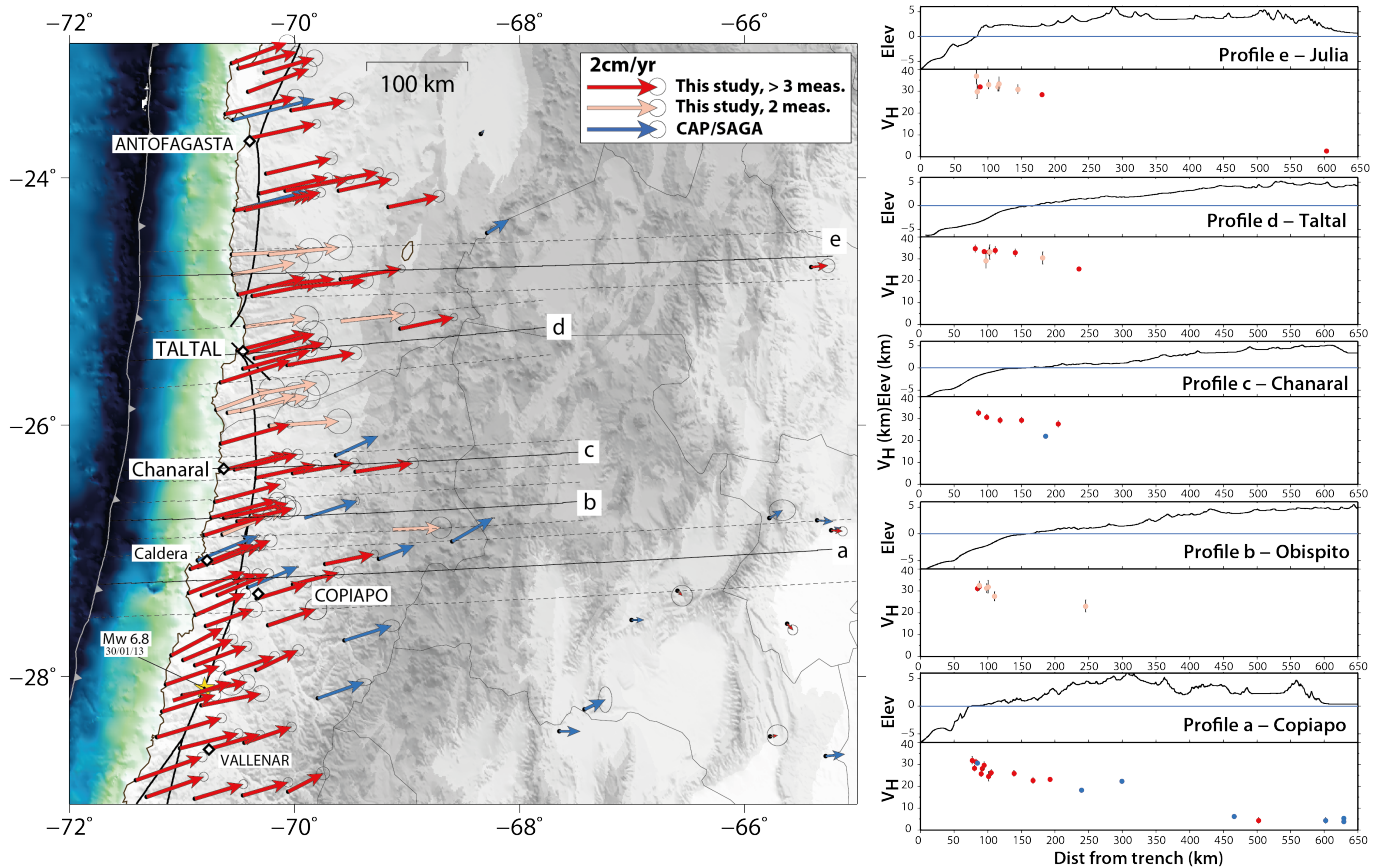


FIGURE 5.7 – **Left** : Horizontal interseismic velocity field (mm/yr) in Norte Chico, combined between 2010 (beginning of measurements) and 2015, plotted in our stable South America reference frame. Red vectors are determined using more at least 3 measurements, pink ones only two ; blue are extracted from previous studies Brooks et al. [2003], Khazaradze and Klotz [2003]. **Right** : Horizontal velocities plotted as function of distance from the trench. The corresponding profiles of velocities are represented on the map. Elevation profiles are extracted from Etopo1.

### 5.2.3.2 Data description

Generally speaking, velocities show a rather classical case of interseismic loading, with a North-East orientation. Coastal vectors are roughly parallel to the plate convergence. They show a clockwise rotation going inland together with a strong gradient, greater than 5 mm/yr, between Caldera and Chanaral (profiles a, c 5.7). This gradient is not constant over the whole area. For example it looks slightly stronger on the profile b, at 27°S, with a strong shortening over only 30 km (profile b 5.7). This statement confirms strong lateral coupling variation at a very small scale. Directly at the latitude of Taltal, velocities keep on showing an important shortening but the rotation is less obvious (profile d). New vectors acquired in the Northernmost part of the region of Taltal show a more complex behavior. Noevertheless, since they have been measured only twice up to now, they should be considered with more care, until the next measurement. North of Taltal, coastal velocities present very strong velocities, greater than 30 mm/yr but have a very small North component and almost no rotation going inland is observed, nor evident shortening. This could be due to local decoupling or coupling extending deeper on the interface. In any case, velocities determined with only two measurements are not integrated on the model. They only will be analyzed and discussed at the light of the prediction from the model, constrained with longer data.

## 5.2.4 Model

### 5.2.4.1 Impact of postseismic deformation following the Maule earthquake

In order to model the interseismic pattern over the studied area, we have to quantify very precisely the postseismic effect due to the Maule earthquake (2010). As a matter of fact, evidence about its very large extension across the whole continent and in the North (region of Ovalle), were brought out (Klein et al. [Subm]). There, postseismic deformation was clearly measurable and the induced increase of Coulomb stress could have accelerate the occurrence of the 2015 Illapel earthquake (5.1). Combined models of viscoelastic relaxation and afterslip were computed using the very dense permanent GPS data set available across the whole South American continent. These models showed that the viscoelastic relaxation in a viscous asthenosphere of  $4,75 \cdot 10^{18}$  Pa. induces large deformation at very large scale, up to 1600 km from the trench in front of the earthquake rupture zone and also North of the rupture zone.

Therefore, we process this model over 5 years, on a 0.25° grid over the whole region considered in this study (fig.5.8), to predict the amplitude of horizontal velocities. Note that we do not take into account, in this model, the first months following the earthquake in order to compute velocities over the same period as the campaign data, that were first remeasured in May 2010. We can thus predict until what latitude postseismic deformation is still measurable, considering the campaign precision, and could contaminate measurements. The model predicts postseismic deformation of about 2 mm/yr around Vallenar (28,5°S), going down to 1 mm/yr in Copiapo (27,1°S). Finally, we are pretty confident in interpreting observed deformation starting at Copiapo, as entirely due

## 5.2 Études des déformations inter-sismiques dans la région du Petit Nord

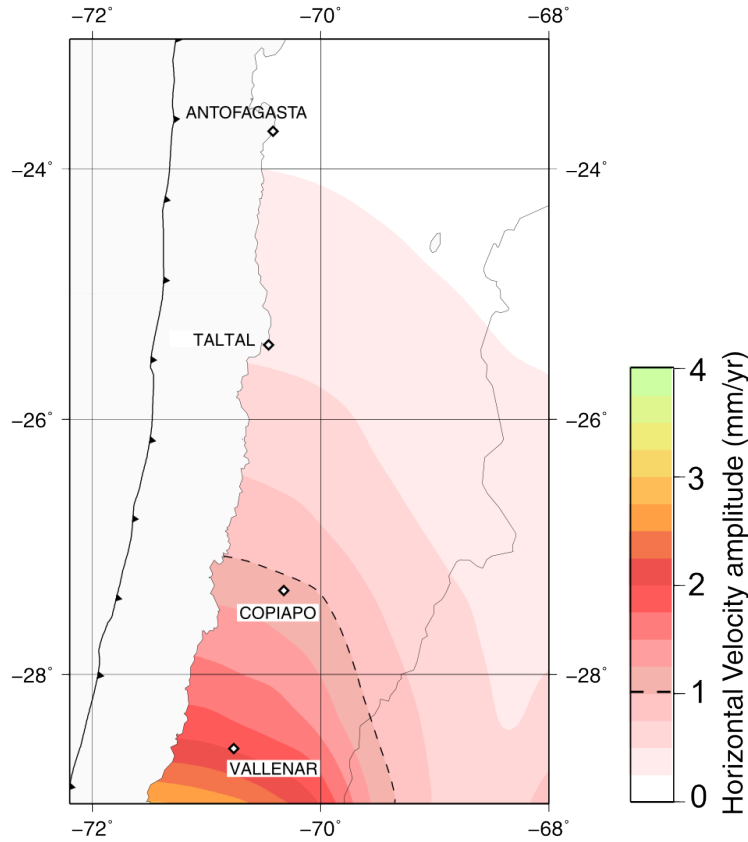


FIGURE 5.8 – Horizontal amplitude of postseismic velocity (mm/yr) following the Maule 2010 earthquake, predicted by a viscoelastic relaxation model (Klein et al. [Subm]).

to interseismic loading on the interface. More care should be taken using data from the South of Copiapo, especially since another small earthquake occurred in 2013. The Totoral earthquake, of  $M_w$  6.8, did not induce postseismic deformation but, occurring very close from the coast, did induce coseismic displacements on nearby benchmarks. These displacements were corrected using simple dislocation models. Nevertheless, without any permanent data in the affected region, the correction may not be perfect and alter the interseismic signal.

### 5.2.5 Perspective : les modèles de couplage

Cette étude encore préliminaire permet de compléter le trou dans les modèles de couplage élastique, mis à jour aussi dans la région d'Atacama, grâce aux 3 dernières années de campagnes. Les modèles préliminaires permettent déjà de tirer quelques conclusions. D'une part, les vitesses

obtenues avec moins de 3 mesures, issues de la densification menée au cours de cette thèse dans la région de Taltal, présentent de très forts résidus dans tous les cas. Il est donc plus sage de ne pas les introduire dans l'inversion des modèles, même si finalement, au vue des tests réalisés, le couplage en lui-même ne change quasiment pas avec ou sans ces données. D'autre part, il apparaît très vite avec les modèles élastiques préliminaires que même un modèle à 3 plaques ne permet pas de reproduire le champ de déformation inter-sismique mesuré (fig. 5.9-haut). Les résidus montrent un mouvement de convergence vers 26°S, au Sud de Taltal vers le Nord-Est et au Nord vers le Sud-Est. Au regard du type de déformations étudiées au cours de cette thèse, on ne peut pas envisager une source d'origine post-sismique. Mais cette hypothèse paraît peu vraisemblable en l'absence de quelque événement que soit, dont la localisation et la période pourraient expliquer de telles orientations et amplitudes. D'autres hypothèses sont envisagées, gonflement d'un volcan majeur pouvant entraîner une déformation visco-élastique, l'effet d'une faille, ... etc.

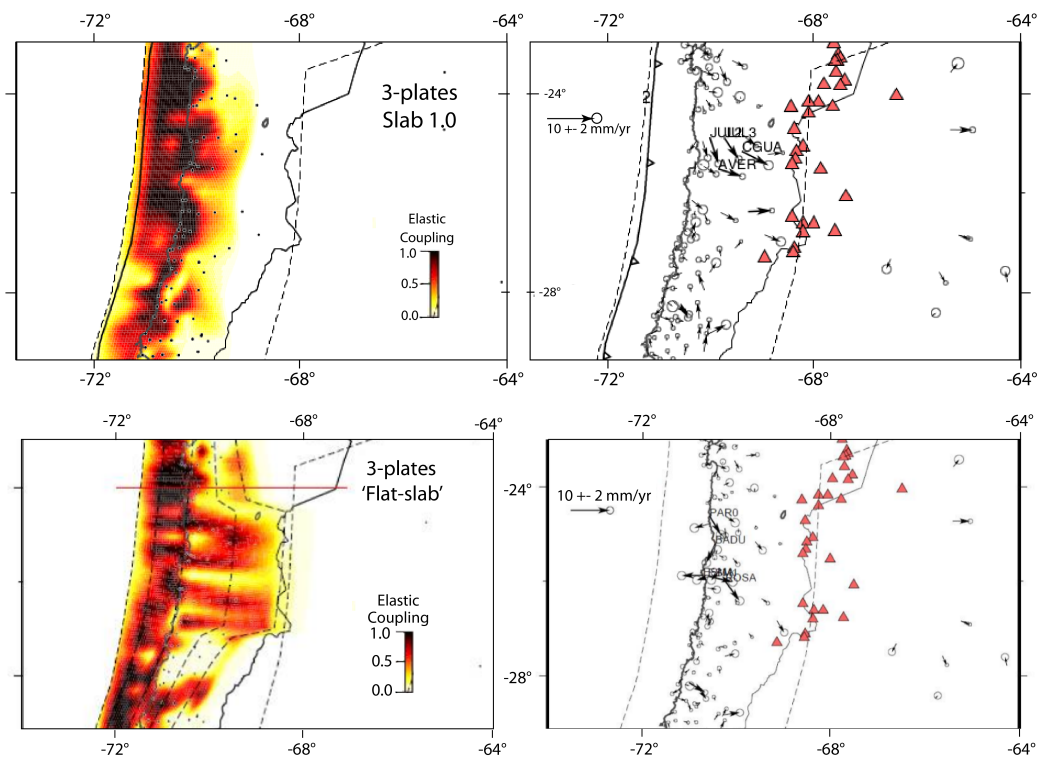


FIGURE 5.9 – Preliminary elastic coupling models (Pers.Comm. M.Métois), **up** : Slab profile extracted from Slab1.0 - 3 plates models. **Bottom** : simulated flat slab - 3 plates models.

Au regard de l'orientation et l'amplitude des vecteurs, appuyé par l'anomalie sismologique dans la région et l'entrée en subduction de deux rides (Copiapo et Salar & Gomez), comme dans la ré-



## 5.2 Études des déformations inter-sismiques dans la région du Petit Nord

gion de La Serena, on envisage l'hypothèse de l'aplatissement très local du slab. Celui-ci pourrait permettre un couplage plus "loin" sur l'interface sans pour autant être trop profond. Aucune étude n'était cette hypothèse, mais les données sismologiques sont en fait très peu nombreuses et souffrent de la faible couverture en stations sismologiques dans la région. Des tests sont donc menés dans ce sens, en introduisant un flat-slab à 40 km de profondeur, dont le pendage est fixé à 5°, inspiré des résultats sur le kink mis en évidence un peu plus au Nord suite au séisme de Tocopilla (Fuenzalida et al. [2013]). Les résultats sont encourageants puisque les modèles permettent de prédire un peu mieux les données mais restent encore très préliminaires.

Tout cela nous ramène finalement à la problématique élastique *vs* visco-élastique. Les modèles visco-élastiques de cycle sismique ont en effet déjà fait leur preuve. En Indonésie, un micro-bloc rigide dit de la Sonde, doit être introduit dans les modèles élastiques pour expliquer la totalité du champ de déformation inter-sismique avant le séisme de Banda-Aceh. Au Chili, l'aspect des résidus du modèle élastique standard nous oriente vers la nécessité des modèles visqueux et un modèle plus ou moins complexe, dans lequel la présence du chenal et pourquoi pas d'un coin, pourront sans doute permettre d'expliquer le champ de déformations sans introduire ni flat-slab ni micro-plaque.

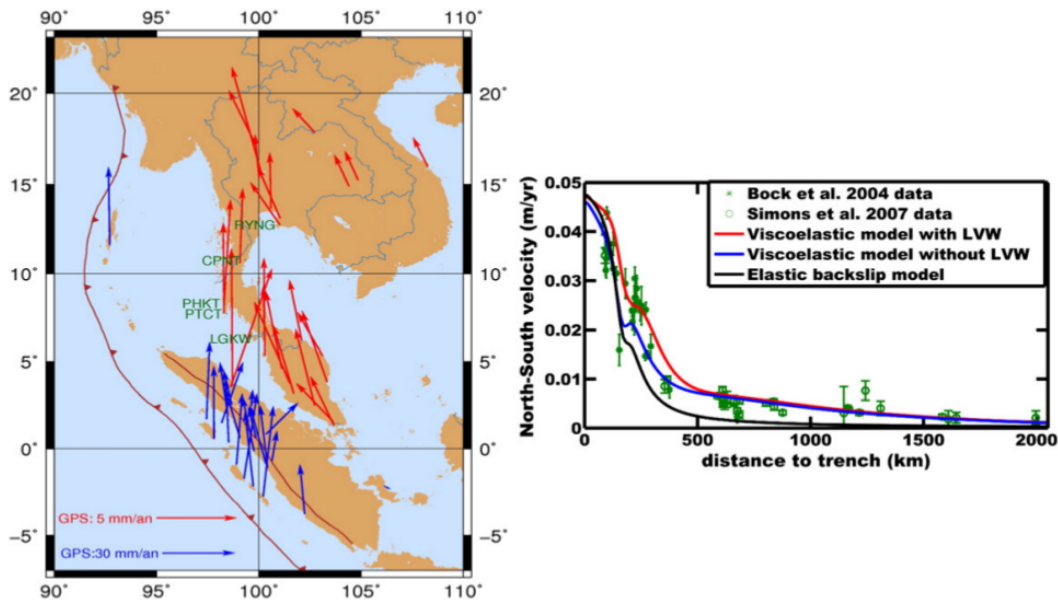


FIGURE 5.10 – 2D viscoelastic models of seismic cycle in Indonesia, Trubienko et al. [2013] : **left** : interseismic velocity field of Sumatra before the Aceh earthquake relative to South China reference frame ; **right** : prediction of viscoelastic and elastic models.

### 5.3 Conclusions

Une thèse ne durant que 3 ans, les modèles visco-élastiques de cycle sismique n'auront pas encore pu être réalisés et les deux études présentées dans ce chapitre sont pour le moment inachevées. Pour autant, les résultats du modèle de déformations post-sismiques du séisme de Maule nous apportent déjà des indices concernant les interactions entre les segments imagés par les modèles de couplage. En particulier, nous pouvons déjà quantifier l'augmentation des contraintes engendrée par le post-sismique du séisme de Maule, augmentation dont on peut, à juste titre, se demander si elle a pu contribuer à accélérer l'occurrence du séisme d'Illapel. L'étude de ce nouveau séisme, 5 ans après le Maule, grâce à la quantité et la qualité des données en notre possession, amène de nombreuses perspectives sur la problématique du déclenchement des méga-séismes le long d'une même subduction. D'autres questions s'ajoutent aussi, en particulier en terme d'aléa sismique sur la région de Valparaiso, chargée par le Sud et maintenant par le Nord, dont toute la partie Nord du segment n'a pas rompu depuis plus de 100 ans. Le dernier événement remarquable est un séisme de  $M_w$  8 en 1985 dans la partie Sud de la région Métropolitaine. La modélisation visco-élastique de ces deux séismes ensemble, situés à plus de 600 km l'un de l'autre apportera sans doute de nouveaux éléments sur cette question.

D'autre part, ce modèle est indispensable pour quantifier l'extension spatiale des déformations post-sismiques encore plus au Nord, afin d'interpréter avec certitude les données GPS recueillies sur le terrain comme étant typiques du chargement inter-sismique. Il est maintenant possible de compléter les modèles de couplages élastiques, et donc de d'apporter des réponses en ce qui concerne le caractère couplé ou non de la région de Taltal, particulièrement sensible puisque située entre deux segments fortement couplés. Cependant, les modèles élastiques nécessitent à nouveau de grosses hypothèses, difficiles à défendre en l'absence d'un certain nombre de preuves géophysiques. À terme, les modèles visco-élastiques de cycle permettront sans doute de mieux comprendre le champ de déformations atypique en champ proche, tout en expliquant les déformations en champ moyen et lointain, sans faire intervenir de micro plaque.

Finalement, ce chapitre livre un état des chantiers engagés au cours de cette thèse, inachevé au moment de rendre ce mémoire. Il permet non seulement de faire un constat de ce qui a déjà été fait, de présenter et de discuter les données recueillies au cours de thèse. Mais il permet aussi de soulever un grand nombre de questions et perspectives qui continueront bien sûr d'être étudiées dans le futur, à travers des modèles visco-élastiques de cycle sismique à l'échelle de la subduction Chilienne.

# Conclusions et Perspectives

## Version Française :

### Ce qu'on a appris à partir des déformations associées au séisme de Maule

Bien qu'étant le plus "petit" des trois méga-séismes du 21<sup>ème</sup> siècle, le séisme de Maule présente un intérêt de premier ordre pour la compréhension des mécanismes de la subduction, grâce à la qualité et à la continuité spatiale des données offertes par la subduction de la plaque Nazca sous la plaque continentale Sud-Américaine. Mais son étude a révélé une complexité inattendue de par la densité des aspects à explorer. Au cours de cette thèse, j'ai ainsi été amenée à collecter et traiter des données GPS, les analyser encore et encore, pour finalement avoir une vision globale des déformations post-sismiques sur les 5 années de données analysées. Ces données ont alors mis en évidence de nombreux phénomènes différents, rendant la modélisation des déformations post-sismiques très complexe.

À la fin, je présente dans ce manuscrit un modèle encore très imparfait, à différents points de vue, mais qui donne quand même de nombreuses clés pour comprendre les mécanismes qui se sont mis en marche à la suite du séisme de Maule. Ces modèles ont ainsi permis d'établir que seule une combinaison des mécanismes de relaxation visco-élastique et d'afterslip peut expliquer l'intégralité du champ de déformations, depuis la côte Chilienne jusqu'à la côte Argentine, en horizontal et en vertical.

En ce qui concerne la composante de relaxation visco-élastique, le simple calage du modèle sur les deux premières années après le séisme, permet de tirer un certain nombre de conclusions.

1) **Une viscosité 'long terme' de presque  $5 \cdot 10^{18}$  Pa.s** dans l'asthénosphère permet de reproduire le champ de déformations horizontal en champ lointain au delà des deux premières années. En revanche, le champ de déformation vertical au delà de 3 ans semble plus complexe. Mais le signal extrait des séries temporelles en champ lointain, est vraiment très petit (quelques mm/yr). Il me semble avoir pu dégager une tendance à relativement grande échelle au delà de 3 ans, cohérente avec

ce que l'on attend du post-sismique. Mais avec finalement assez peu de stations sur une si grande surface, il est pour l'instant difficile de les interpréter avec confiance. Une plus longue période de mesure s'avère indispensable pour s'assurer que ce signal est vrai, qu'il représente effectivement la réponse en surface de la relaxation visco-élastique, et être capable de mieux évaluer à quel point il peut être affecté, pour ne pas dire altéré, lors du traitement GPS (effets de troposphère ou autre), ou par d'autres phénomènes géophysiques externes du type des charges hydrologiques.

2) L'amplitude des vitesses horizontales ( $\simeq 30$  cm/an) et le très fort soulèvement (3 cm/an) en champ moyen (entre 300 et 500 km de la fosse) m'ont permis de mettre en évidence la présence d'un **channel à faible viscosité** le long du slab, et de contraindre sa géométrie, avec une extension jusqu'à environ 135 km de profondeur, ainsi que sa rhéologie, avec des viscosités de l'ordre de  $\eta_M < 10^{17}$  Pa.s.

3) Seule la relaxation dans ce channel a pu reproduire les observations en surface, me permettant de conclure sur l'absence d'un coin à faible viscosité, sous l'arc volcanique, contrairement aux précédents modèles réalisés dans le cas du Japon. La grande profondeur, nécessaire pour placer le vertical prédit par le modèle là où on l'observe, est une découverte encore inconnue.

4) Les viscosités, contraintes à partir de 2 ans de données, ne peuvent pas être attribuées à un comportement long terme à l'échelle du cycle sismique. Même l'utilisation des 5 ans ne le permettrait pas. J'ai pour le moment testé un modèle rhéologique à deux éléments de Kelvin-Voigt, de viscosité *steady state* de l'ordre de quelques  $10^{19}$  Pa.s, sur la base des conclusions de l'étude préliminaire du séisme de Valdivia,. Mais une perspective intéressante réside en fait dans l'intégration du séisme de Valdivia dans un unique modèle beaucoup plus complexe. La modélisation des deux événements ensemble pourra sans doute permettre de tirer des conclusions concernant les rhéologies des couches profondes, aussi bien à court/moyen terme grâce au séisme de Maule, qu'à l'échelle du cycle sismique grâce au séisme de Valdivia.

En ce qui concerne la composante d'afterslip, je propose ici un modèle au premier ordre, déterminé sur deux ans, sur des fenêtres temporelles annuelles, qui me permet là aussi de conclure sur un certain nombre de points :

1) **Deux zones de glissement très important** sont mises en évidence, la première au large de Navidad (34°S), au Nord de la zone de rupture co-sismique, et la seconde sous de la zone de rupture du séisme de Constitución (2012), principale réplique du Maule.

2) Le glissement asismique sur le plan de faille génère lui aussi de la relaxation visco-élastique, principalement visible en champ lointain. Il est donc nécessaire de considérer les trois composantes de post-sismique et donc d'inverser simultanément les paramètres rhéologiques et les distributions de glissement asismique.

3) Le glissement asismique sur le plan de faille dure **plus de 2 ans**, en témoigne l'important déficit de glissement en champ proche prédit par le modèle actuel au delà de la deuxième année. Cela est un peu inattendu, dans le sens où l'on attribue généralement une période de quelques mois à ce mécanisme, mais rarement plus de deux ans. Cela constitue aussi une difficulté puisque cela

## CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

implique le rééquilibrage des viscosités, tout en augmentant le nombre de paramètres du système.

4) Les fenêtres annuelles ne permettent pas de représenter les très fortes variabilités spatiales et temporelles visibles dans les données, au moins au cours de la première année.

Une étude plus approfondie de ce glissement, à la fois sur des plus petites fenêtres temporelles au cours de la première année, mais aussi sur une plus longue période, présente à elle seule un axe de recherche particulièrement intéressant. À l'heure où de nombreux glissements précurseurs sont détectés avant des événements majeurs dans toutes les zones de subduction, le glissement sous Constitución mérite que l'on s'y intéresse. L'afterslip précède en effet la rupture. A-t-il contribué à la déclencher ? On pourra ainsi préciser sa relation avec la localisation des aftershocks, ce que j'ai tout juste commencé à faire dans cette étude, mais aussi étudier le transfert de contraintes, qui permettrait éventuellement de mettre en évidence le lien entre les deux phénomènes.

## Modélisation du cycle sismique à l'échelle de la subduction Chilienne

Par ailleurs, j'ai dédié une partie importante de ma thèse au terrain. Arrivée au milieu d'un chantier colossal commencé 10 ans plus tôt, j'ai consacré pas loin de 4 mois au cumulé aux routes Chiliennes, avec le double objectif de perpétuer la mesure des réseaux existants mais aussi de combler la région de Taltal, qui était encore un gap de données en 2012. Loin d'être un objectif isolé, ma contribution à cet effort de longue haleine permettra non seulement d'achever les modèles élastiques de couplage, mais surtout de mettre en oeuvre ce que je crois être l'une des perspectives la plus excitante de ce projet : la réalisation d'un modèle de cycle à l'échelle de la subduction Chilienne. L'utilisation des modèles visco-élastiques de couplage commence tout juste à se répandre, permettant d'étendre notre compréhension du cycle sismique au delà des 500 premiers kilomètres de la fosse. Une conséquence tout à fait imprévue de ces modèles est de montrer que comme les vitesses varient tout au long du cycle sismique et ne se linéarisent qu'à la toute fin, une vitesse quasi-linéaire n'est pas forcément représentative d'un *steady-state* égal à la tectonique des plaques. En d'autres mots, là où on introduisait des micro-plaques destinées à expliquer des vitesses différentes de la tectonique attendue, on peut aujourd'hui introduire le post-sismique d'un très grand séisme.

Les modèles de couplage élastique antérieurs avaient permis de mettre en évidence une segmentation de ce couplage assez marquée, qui corrèle remarquablement bien avec les zones de ruptures historiques et actuelles, en tout cas pour les trois derniers événements majeurs au Chili : les séismes de Maule (2010), d'Iquique (2014) et tout dernièrement d'Illapel (2015), en ce qui concerne la segmentation latérale. C'est en effet un peu moins clair en profondeur. Néanmoins, il y a fort à croire qu'un certain nombre d'interactions existent entre ces segments, et le séisme d'Illapel qui s'est produit dans les derniers mois de ma thèse en est un excellent exemple. En effet, même si peu

de modèles ont encore pu être fait au moment où j'écris ces lignes, toutes les données recueillies (notamment géodésiques GPS et InSAR) semblent montrer que la zone de rupture co-sismique est restreinte à une zone très nette entre 30 et 32°S, correspondant à un segment identifié précédemment. La distribution des répliques semble confirmer cette hypothèse, restée cantonnée dans cette zone au cours des 15 premières heures après le séisme. Ce n'est que bien plus tard que des séismes commencent à se propager au Nord mais surtout au Sud, dans ce qui a été identifié comme le segment Métropolitain, fortement couplé, laissé intact par le séisme de 2015. Répliques ou sismicité induite ? Malgré la présence d'intersegments peu couplés supposés contenir les ruptures dans les segments couplés, il y a bel et bien des interactions entre ces segments. Un modèle de cycle visco-élastique à l'échelle de la subduction Chilienne, dont les paramètres géométriques et rhéologiques ont été calés sur le post-sismique de Maule, éventuellement aussi de Valdivia, intégrant les différents segments ainsi que les ruptures qui les ont marquées, devrait permettre d'étudier ces interactions. Outre l'aspect scientifique, cela constitue un enjeu de premier ordre en terme d'aléa sismique, particulièrement dans des régions fortement peuplées comme c'est le cas de la région Métropolitaine du Chili, dans laquelle se trouve la ville de Valparaiso, premier port et deuxième ville du pays, classée au patrimoine culturel de l'humanité par l'Unesco (2013).

Par ailleurs, l'analyse très fine des déformations post-sismiques du Maule a permis de confirmer la similitude de la réponse post-sismique en champ lointain avec celle des séismes de Banda-Aceh et Tohoku, indépendamment de la différence de magnitude ou des particularités locales (âge de plaque, vitesse de subduction, pendage,...). Mais pourquoi ces déformations n'ont-elles pu être mises en évidence que pour ces trois séismes ainsi que les séismes de Valdivia et d'Alaska, et non après des séismes de magnitudes proches de 8, qui se produisent plus régulièrement, tels que le séisme d'Arequipa en 2001, ou le séisme d'Iquique en 2014 ? Le séisme d'Arequipa est difficilement exploitable car très peu de stations permanentes existaient en 2001. La densification des réseaux permanents n'a en effet commencé qu'à partir de 2007, il n'est donc pas possible d'observer l'expansion spatiale du post-sismique. En revanche, des déformations post-sismiques ont bien été observées après le séisme d'Iquique, mais seulement au niveau des stations localisées dans les 300 premiers kilomètres de la zone de rupture. Une étude rapide permet de constater que le signal post-sismique est visible dans les séries temporelles de certaines stations Boliviennes, mais que plus rien n'est visible au-delà. Cette étude devra bien sûr être approfondie pour les deux séismes d'Iquique et plus tard d'Illapel, en mettant en oeuvre la même méthodologie d'analyse des séries temporelles que ce qui a été réalisé pour le Maule, à partir d'un minimum de deux ans de données. À noter que cette analyse peut cependant être délicate en raison de la présence du très fort signal post-sismique de Maule. Les modèles du Maule, une fois contraint sur une plus longue période, pourront éventuellement être utilisés pour mener à bien cette analyse. Finalement, si l'hypothèse se confirme et qu'aucun signal post-sismique des séismes d'Iquique ou d'Illapel n'est détectable en champ lointain, on peut alors faire l'hypothèse que le signal observé en champ proche-moyen dans le cas des séismes de  $M_w \sim 8$  résulte de glissement asismique sur le plan de faille.

## CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Mais le déclenchement de la réponse visco-élastique des couches profondes ne peut se faire qu'à partir d'une magnitude seuil, comprise entre  $\sim 8.2$  (Iquique ou Illapel) et 8.8 (Maule). Ainsi, même si l'étude individuelle de chaque zone de subduction présente un intérêt certain, et nous permet d'apprendre à chaque fois de nouvelles choses, il y a un véritable intérêt à considérer les zones subductions de manière plus globale.

## Modélisation du cycle sismique à l'échelle continentale

Enfin, le traitement des données GPS que j'ai réalisé au cours de cette thèse, et surtout le sinueux travail que constitue la mise en référence des vitesses inter-sismiques, m'a permis de constater que les déformations inter-sismiques ne se restreignent pas qu'aux 500 premiers kilomètres de la fosse. Une mise en référence appropriée permet en effet de mettre en évidence des signaux non négligeables caractéristiques du chargement inter-sismique à plus de 1500 km de la fosse. Or, l'effort de mesure des déformations inter-sismiques n'est pas mené qu'au Chili, de nombreuses campagnes de répétition sont aussi menées au Pérou, en Équateur et en Colombie. La carte 6.1 représente les déformations horizontales *long terme* exprimées dans le référentiel Amérique du Sud stable déterminé au cours de cette étude. A noter que les données des stations localisées dans la zone de déformation post-sismique de Maule ne sont utilisées que jusqu'en 2010. La compilation d'une partie des vitesses Péruviennes et Colombiennes proposées par Nocquet [2014], de celles provenant du Sud Chili proposées par Moreno et al. [2011] ainsi que des données Chiliennes, dont une partie a été traitée au cours de cette thèse, permet de mettre en évidence un schéma de déformations inter-sismiques à l'échelle continentale.

La modélisation de l'intégralité de ces données, avec un modèle de Terre réaliste visco-élastique, révèle un potentiel énorme pour étudier la déformation de la plaque Sud-Américaine dans son intégralité. Il sera alors possible de démontrer ce que les résultats de cette thèse permettent déjà de pointer du doigt. Les mesures faites par géodésie spatiale imagent un comportement des plaques sur des périodes de temps relativement courtes, qui peut, finalement, ne pas correspondre à leur comportement long-terme, à des échelles de temps géologiques. Le bloc 'rigide' à partir duquel on définissait jusqu'à présent le référentiel Amérique du Sud stable s'avère en fait beaucoup plus restreint et une très grande partie du continent, que l'on pensait stable au regard de la subduction, se déforme en fait, très faiblement mais certainement. (À noter que les zones mises en évidence sur la carte ont été tracées de manière approximative et restent discutables.) Si cela se confirme et est observé au niveau des autres zones de subduction, c'est le modèle purement rigide de la tectonique des plaques qui est affecté.

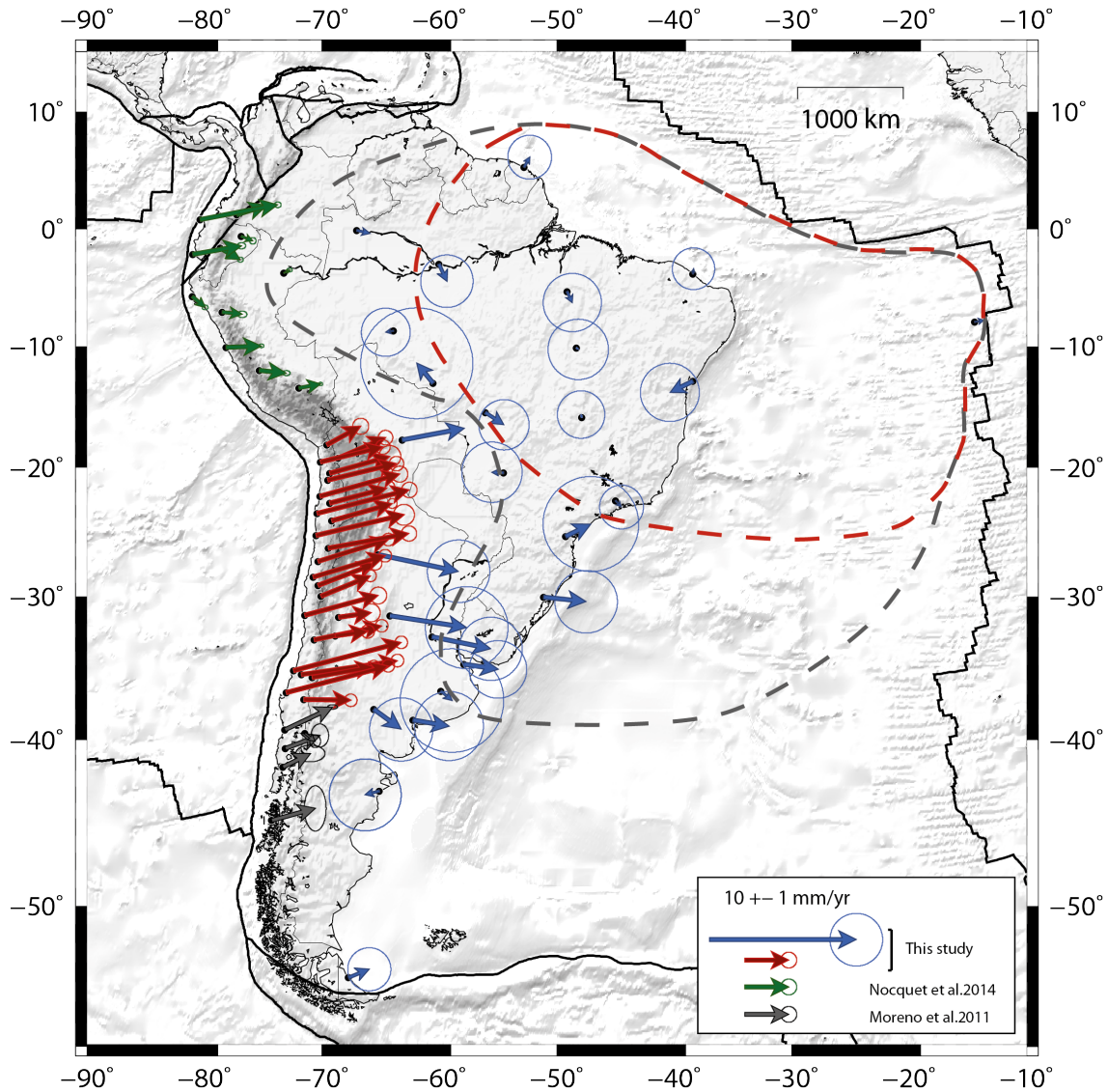


FIGURE 6.1 – Horizontal velocities estimated between 2000 and 2015 (2010 for stations located in the postseismic deformation area of the Maule earthquake), plotted with respect to stable SOAM, which Euler pole was estimated in this study. Grey dashed line represents the approximative rigid area used to define the stable SOAM reference frame in previous studies, the red dashed line represents the approximative apparent rigid area revealed by this dataset.



## English version :

# What we did learn from the postseismic deformation induced by the Maule earthquake

Although it is the "smallest" of the three megathrusts earthquakes of the 21<sup>th</sup> century, the Maule earthquake is of major interest for the comprehension of the subduction mechanisms, thanks the quality and the spatial continuity of data offered by the subduction of the Nazca plate beneath the South America continental plate. However, and as should be expected, many complexities and difficult issues arised. During this PhD, I acquired GPS data on the field, processed and analyzed them, in order to get a general outlook of the postseismic deformation over the 5 years following the earthquake. These data highlighted many different phenomena, making the model of postseismic deformation very complicated.

At the end, I present in this manuscript a still imperfect model, at different point of view, though it gives numerous keys for the understanding of mechanisms that started right after the Maule earthquake. These models show that only a combination of the mechanisms of viscoelastic relaxation and afterslip is able to reproduce the observed deformation pattern across the three fields, from the Chilean West-coast (near-field) to the Argentinian East-coast (far-field), both in horizontal and in vertical.

Concerning the component of viscoelastic relaxation, using only the first two years of data to constrain the whole set of parameters, I reached substantiated conclusions over several points.

1) A **steady state viscosity of almost  $5 \cdot 10^{18}$  Pa.s** in the asthenosphere can predict the right horizontal pattern in far-field, beyond the first two years after the earthquake. In contrast, the vertical pattern beyond these two years is way more complex and the difficulty of its analysis is enhanced by the fact that the extracted signal is very small in far field (a few mm/yr). However, a relatively large scale trend, coherent with expected postseismic deformation can be seen, although there are few stations in a quite large area. A longer time span is essential to make sure this signal is truly the response at the surface of the viscoelastic relaxation, and also to be able to evaluate how badly the signal can be altered by the processing itself (tropospheric errors) or by other geophysical phenomena such as hydrological loads.

2) The horizontal velocity amplitude ( $\simeq 30$  cm/yr) and the strong uplift (3cm/yr) along the volcanic arc (mid-field) highlight the presence of a **low viscosity channel along the slab**, which has to extend deeply (down to 135 km) and have relatively low viscosity ( $\eta_M < 10^{17}$  Pa.s).

3) Only relaxation in this channel can fit the observations and seems preferable to a low viscosity wedge below the volcanic arc, contrarily to previous models of the postseismic deformation of the Aceh earthquake. The large extension at depth of the low viscosity channel, necessary to shift the

vertical pattern to fit the data, remains a puzzling finding.

4) Viscosities, constrained with only two years, cannot be attributed to a real long term behavior, at the scale of the seismic cycle. Even the use of the five years of data would not resolve that matter. In the framework of this PhD, I only tested slightly more complex rheological models with two Kelvin-Voigt elements which leads to a steady state viscosity of several  $10^{19}$  Pa.s. But a really interesting perspective would be to integrate all major earthquakes, and in particular the Valdivia earthquake, in a single model. The modeling of the two events together should allow us to draw conclusions about the short term rheologies of the deep layers, thanks to the Maule earthquake, as well as at the scale of the seismic cycle, thanks to the Valdivia earthquake.

Concerning the afterslip component, the model presented here is coarse, constrained using averaged annual velocities on only the first two years of data. However, we can still conclude that :

1) **Two spots of very large slip** are highlighted, the first one off Navidad ( $34^{\circ}\text{S}$ ), in the North of the coseismic rupture zone, and the second one beneath the rupture zone of the largest aftershock of the Maule earthquake, the  $M_w$  7.0 Constitucion earthquake (2012).

2) Aseismic slip on the fault plane generates viscoelastic relaxation, mainly visible in far-field. Having now three sources of postseismic deformation (relaxation induced by coseismic, afterslip and relaxation induced by afterslip), rheological parameters together with afterslip distribution have to be simultaneously inverted.

3) Aseismic slip on the fault plane **last longer than two years**, as shown by the consequent slip deficit predicted by the preferred model in near-field, beyond the 2<sup>nd</sup> year. This point is quite surprising, a typical time scale between a few months and a couple of years is usually assigned to this mechanism. It also is a real difficulty, since it implies to re-balance rheological parameters, while increasing the number of parameters of the system.

4) Velocities determined over annual time windows cannot reproduce the strong variability in time and in space of the afterslip that is visible on data. Afterslip did indeed not occur at the same time and the same velocity over the whole fault plane.

This aseismic slip will have to be studied more closely, over smaller time windows and also beyond the first two years. Cases of transient precursory aseismic slip preceding major events are more and more frequently detected with GPS. In our case, strong afterslip precedes the Constitucion earthquake. Did the aseismic slip contribute to trigger the earthquake? Further research could then precise the relationship between afterslip and aftershock distribution, what I just started in this PhD, but also be the occasion to study the stress transfert and conclude about the relationship between afterslip and posterior seismic rupture evidenced by the Constitucion earthquake.

## Model of seismic cycle at the scale of the Chilean subduction

A large part of this PhD was devoted to field work. I spent more than 4 months in total on the Chilean tracks, with the double objective of repeating measurements of existant networks but also to fill gaps like in the Taltal area, where there were no markers in 2012. Far from being an isolated objective, my contribution to such a long-term effort was to complete the vision we had built on many portions of the chilean trench, but also to implement what may be the most exciting perspective of this project : a viscoelastic seismic cycle model at the scale of the Chilean subduction. These viscoelastic coupling models just begin to take up space in the scientific landscape, enhancing our understanding of deformation beyond the first 500 kilometers. Such models show that velocities vary during the whole seismic cycle, becoming linear only at the very end of the cycle, meaning that even a quasi-linear velocity is not necessarily representative of a steady state (the long term plate tectonics). In other words, the interseismic of a strongly coupled subduction zone can explain the residual motion that used to be explained by the introduction of rigid microblocks with distinct motion in purely elastic models.

In Chile, previous elastic models highlighted a segmentation of the coupling, that is now defined, and correlates remarkably well with historical and instrumental rupture zones. At least it is the case of the three last great Chilean events : the Maule (2010), Iquique (2014) and Illapel (2015) earthquakes. The correlation between coupling and seismic ruptures is less clear at depth. Nevertheless, interactions between differents segments must occur, and the earthquake of Illapel, that occurred during the last months of my PhD, may be an excellent example. Very few models have been proposed at the time I am writing these lines, less than two weeks after the event. But most of the data already collected (especially geodetic, GPS and InSAR) suggest that the coseismic rupture zone is very narrow, between 30 and 32°S, corresponding with a previously identified coupled segment. The aftershock distribution during the first 15h after the earthquake supports that hypothesis since it remains confined into the rupture area. It is only later that earthquakes start propagating North of the rupture and also South, into another identified coupled seismic gap : the Metropolitan segment, left intact by the main shock rupture. Aftershocks or induced seismicity? So, segments are interacting despite the presence of low coupled intersegments between them. A viscoelastic model of the seismic cycle along the whole Chilean interface, whose geometrical and rheological parameters have been constrained using the postseismic of the Maule, but maybe also of the Valdivia earthquake, integrating all segments and respective known ruptures, should make possible the study of those interactions. In addition to the scientific interest, this study is a prime issue in terms of seismic hazards, especially in densely populated area, like the Chilean Metropolitan region, in which lies the city of Valparaiso, first harbor and second city of the country, listed as Cultural Heritage of Humanity by UNESCO (2013).

Furthermore, the very precise analysis of the deformation following the Maule earthquake confirms similarities of the postseismic response in far field with those of the Banda-Aceh and Tohoku

earthquakes, regardless of their magnitude and local particularities (plate ages, subduction rate, slab dip...). But why such behavior could be highlighted only for those giant earthquakes (meaning close or larger than Mw 9), including the Valdivia and Alaska earthquakes, and not after smaller events, of magnitude close of 8 that are occurring more regularly, such as Arequipa 2001, or Iquique 2014? The Arequipa earthquake is difficult to consider because very few permanent stations were operating in 2001. Therefore, the spatial extension of its deformation is poorly constrained. On the contrary, postseismic deformation following the Iquique earthquake are well monitored. A quick analysis shows that postseismic deformation are still recorded at several Bolivian stations (about 600 km from the rupture zone), but not beyond. This study will have to be carried out precisely, adopting the same methodology as used for the Maule, having at least 2 years of data. The model of the Maule earthquake should probably be used to deal with its own consequent postseismic signal, that still remains visible on time series. Finally, if this hypothesis is true and that no far-field postseismic signal is detectable following the Iquique and Illapel earthquakes, we can conclude that the observed signal in near/mid field following  $M_w \sim 8$  results from aseismic slip on the fault plane, but that the viscoelastic response of deep layers can only be triggered from a threshold magnitude, between 8.2 (Iquique or Illapel) and 8.8 (Maule). The individual study of each earthquake presents thus a real interest, that leads to new discovery in each case. But there is also a true interest considering subduction zones in a global way.

## Model of seismic cycle at the continental scale

Finally, the GPS processing done during this PhD, and especially the tricky task of referencing the interseismic velocities, led me to observe that interseismic deformation is not restricted to the first 500 kilometers from trench. An appropriate reference frame highlights non negligible signals, characteristics of interseismic loading, up to 1500 km away from trench. A compilation of data, measured between 2000 and 2015 all along the South-America subduction, plotted in our stable South America reference frame (fig. 6.1.) brings out a continental pattern of interseismic deformation. (Note that, for stations located in the area of deformation postseismic of the Maule earthquake, data until 2010 only are used. South Chilean velocities extracted from Moreno et al. [2011], Peruvian and Colombian velocities extracted from Nocquet [2014]). Modeling all these data, with a realistic viscoelastic Earth model, reveals a huge potential to study the complete deformation of the South American plate. It will then be possible to bring evidence of what we can already point out with the results of the postseismic models. Geodetic measurements image a plate behavior over relatively short time scale, that may finally not correspond to their long term behavior, at the geological time scale. The rigid block, that was used to estimate the stable South America reference frame appears much smaller, and a very large part of the continent, that was believed to represent the stable tectonic plate, actually deforms, weakly but surely (note that areas represented on the map have been drawn approximatively, and remain debatable). If this

## *CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES*

hypothesis can be confirmed and above all observed on other subductions zones, it affects the purely rigid model of plate tectonic.



# Table des figures

1.1	Seismicity between 1962 and 2013, CMT catalog . . . . .	8
1.2	Description of the three phases of the seismic cycle and associated horizontal and vertical deformation. Modified from Chlieh [2003]. . . . .	11
1.3	GPS time serie illustrating the seismic cycle measured on the Peruvian subduction zone. . . . .	12
1.4	East component of the GPS time series of the station PSGA, recorded before the Iquique $M_w$ 8.1 earthquake. Modified from Ruiz et al. [2014]. . . . .	14
1.5	Synthetic model of the Chilean subduction mechanical behavior, according to Métois [2012] . . . . .	16
1.6	Postseismic observations following the Alaska $M_w$ 9.2 Alaska earthquake, Suito and Freymueller [2009] . . . . .	18
1.7	FE Mesh Suito and Freymueller [2009] . . . . .	19
1.8	Postseismic observations following the $M_w$ 9.2 Aceh earthquake (2004), vs RVE model	19
1.9	Cumulated postseismic displacements following the $M_w$ 9.1 Tohoku earthquake (2011)	21
1.10	Observations vs model of postseismic deformation following the Tohoku earthquake Trubienko [2013] . . . . .	22
1.11	Model of postseismic deformation Perfettini et al. [2005] . . . . .	24
1.12	Superposition of postseismic time series of far field station from the 3 megathrusts of Aceh, Maule and Tohoku. . . . .	25
1.13	Geological context of the Chilean margin . . . . .	27
1.14	Model of slab geometry along the Chilean interface, <b>left</b> ) Cahill and Isacks [1992] and <b>right</b> ) Pesicek et al. [2012]. . . . .	28
1.15	Spatial and temporal distribution of the seismicity along the Chilean interface . . .	31
1.16	Approximate rupture zone of the Valdivia earthquake, geodetic data used by Moreno et al. [2009] . . . . .	32
1.17	Slip distribution of the 1960 Valdivia earthquake . . . . .	33
1.18	Uplift data from tide gauges, Barrientos et al. [1992] . . . . .	35
1.19	Compilation of GPS data published between 1996 and 2005, with respect to stable South-America. . . . .	36

*TABLE DES FIGURES*

1.20	3D FEM model, Khazaradze et al. [2002] and Hu et al. [2004]	37
1.21	Seismotectonic context of the Liquine-Ofqui Fault Zone, Wang et al. [2007]	38
1.22	Tsunami flow depths and runup heights, measured during a postseismic intervention led by Fritz et al. [2011].	39
1.23	Coseismic slip distributions published between 2010 and 2014	40
2.1	Main source of errors affecting the processing of satellite-receiver distance.	45
2.2	Differential processing	48
2.3	Repetabilities of the processing of the 2014 Norte Chico measurement campaign, for a biases fixed solution.	51
2.4	Stations integrated to the GAMIT process	53
2.5	Sub-networks designed for the differential processing	54
2.6	Global stations integrated in our new reference frame, listed on table 2.1	55
2.7	GPS time series of station POVE, located in the Amazon basin. Amplitude of the hydrological load is highlighted by black arrows.	56
2.8	Statistical comparison between daily and weekly solutions	57
2.9	Comparison between daily and weekly solutions	58
2.10	Differents type of instrumentation in Chile, for the campaign benchmarks	59
2.11	Extract of a campaign planning (2015 Norte Chico campaign).	60
2.12	Benchmarks network in the IV region (Coquimbo)	61
2.13	Benchmarks network in the III region (Atacama) and South II region (Antofagasta) - Densification led between 2012 and 2015.	62
2.14	Permanent and campaign networks between Los Vilos and Arica - sensitivity map	67
2.15	GPS time series of the station POVE, extracted from the campaign processing (one position estimated at each campaign's date).	69
2.16	Horizontal velocities (mm/yr) with respect to stable South-America defined in NNR-Nuvel-1A.	70
2.17	Large scale network and far field horizontal velocities on a Stable SOAM reference frame	72
2.18	Reference frame stable SOAM in the case of the Valdivia earthquake	73
2.19	Initial velocity combination (2013), area of Totoral	74
2.20	Methodology of estimation and correction of the coseismic displacement of the Totoral earthquake	75
2.21	Dislocation model of the Totoral earthquake	77
3.1	2D FE Mesh	81
3.2	3D FE Mesh	81
3.3	Nodes duplication on the fault plane.	84
3.4	3D representation of the uniform slip vectors on each node of the fault plane.	84



TABLE DES FIGURES

3.5	Basic mechanical elements . . . . .	85
3.6	Maxwell model. <b>Left</b> : stress as function of time; <b>Right</b> : displacement as function of time for a Maxwell model. . . . .	85
3.7	Kelvin-Voigt model . . . . .	86
3.8	Burger model . . . . .	87
3.9	Displacement as function of time for a Burger model. . . . .	87
3.10	Postseismic displacements (cm) as function of time for a point located at 200 km from the trench and for different rheologies of the asthenosphere . . . . .	90
3.11	Sketch of the tested rheologies <b>C</b> and <b>F</b> : <b>C</b> - Burger without long term viscosity; <b>F</b> - Burger with 2 Kelvin-Voigt. . . . .	91
3.12	Influence of the slab geometry on the postseismic response on surface, Trubienko et al. [2014]. . . . .	91
3.13	3D geometry of the slab, extracted from the Slab1.0 database (Hayes et al. [2012] - represented on fig 1.15), taken at the latitude of the Maule earthquake. . . . .	92
3.14	Superposition principle proposed by Trubienko et al. [2013]. . . . .	94
3.15	Horizontal velocities as function of distance from trench, viscosity variations . . . . .	95
3.16	Horizontal velocities as function of distance from trench, LVW thickness variation . . . . .	95
3.17	Horizontal velocities (m/yr) as function of distance from trench for different locking depth, compared to GPS velocities measured at stations located between 42 and 47°S. . . . .	96
3.18	Sketch of the Chilean subduction interface, featuring the different viscous elements. . . . .	97
3.19	Surface projections of the limits of low viscosity areas . . . . .	97
3.20	Effect on surface velocities of relaxation in the asthenosphere . . . . .	99
3.21	Von Mises stresses evolution . . . . .	99
3.22	Effect on surface velocities of relaxation in the lithosphere-asthenosphere Continental layer . . . . .	100
3.23	Effect on surface velocities of relaxation in the lithosphere-asthenosphere Oceanic layer . . . . .	101
3.24	Effect on surface velocities of relaxation in the low viscosity wedge . . . . .	101
3.25	Effect on surface velocities over the first year after the earthquake of relaxation in the shallow low viscosity Channel, which depth is defined between 55 and 70 km. . . . .	102
3.26	Effect on surface velocities over the first year after the earthquake of relaxation in the deep extension of the low viscosity channel, up to 135 km depth. . . . .	103
3.27	Partial derivative of the computed velocities with respect to the viscosities of the reference model . . . . .	104
4.1	Cumulated horizontal postseismic displacements between the earthquake and 2015 . . . . .	109
4.2	Horizontal postseismic deformation normalized by the coseismic . . . . .	111
4.3	Vertical postseismic deformation . . . . .	114
4.4	3D geometry of the chilean subduction interface . . . . .	116

*TABLE DES FIGURES*

4.5	Effect on surface velocities of relaxation in different viscous areas . . . . .	121
4.6	Modeled vs measured mean velocities (mm/yr) between 2011.2 and 2012.2, in the case of a pure viscoelastic relaxation model . . . . .	122
4.7	Modeled vs measured mean velocities (mm/yr) between 2011.2 and 2012.2, in the case of a combined model of viscoelastic relaxation and afterslip . . . . .	123
4.8	GPS Time series compared with a simple VER-Burger, a simple VER-Maxwell and a combined model . . . . .	125
4.9	Postseismic response over 100 years on surface at a point located at 200 km from the trench . . . . .	126
4.10	Evolution of GPS networks between before ( <b>up</b> ) and after ( <b>down</b> ) the Maule earthquake. . . . .	132
4.11	Preseismic velocity field before the Maule earthquake . . . . .	134
4.12	Methodology of the GPS time series analysis . . . . .	135
4.13	Filtering test of the east component of the station AZUL . . . . .	136
4.14	GPS vertical time series corrected from the preseismic trend over 5 years after the earthquake, for stations localised in the far field . . . . .	137
4.15	Mean horizontal velocities (mm/yr) evolution . . . . .	138
4.16	Mean vertical velocities (mm/yr) evolution . . . . .	139
4.17	Coseismic slip distribution . . . . .	140
4.18	Horizontal data fit of the inverted coseismic model . . . . .	141
4.19	Vertical data fit of the inverted coseismic model and residuals . . . . .	142
4.20	Sketch of the subduction interface, Agard et al. [2009] . . . . .	143
4.21	Velocity model, Haberland et al. [2009] . . . . .	145
4.22	Coseismic vs afterslip slip distributions . . . . .	146
4.23	GPS time series (red) vs preferred model (green) for near field stations, located on the map. . . . .	147
4.24	Mean postseismic velocities (mm/yr) between 2011.15 and 2012,15, predicted by both pure RVE and combined model . . . . .	148
4.25	Afterslip distribution vs relocalised aftershocks (Agurto et al. [2012]) between 2010 and 2011 . . . . .	149
4.26	Geometry subducting Nazca plate, modified from Ruiz et al. [2013] . . . . .	151
4.27	GPS time series of Constitucion and Concepcion profiles . . . . .	152
4.28	GPS time series (red) vs preferred model (green) for stations in mid ( <b>up</b> ) and far field ( <b>down</b> ). The preferred model is the combined model of RVE and afterslip over the first 2 years. . . . .	153
4.29	Afterslip distribution over the first and second years after the earthquake . . . . .	154
4.30	Mean horizontal velocities between 2013 and 2014 measured (red) vs predicted by the preferred model (blue). . . . .	155
4.31	Seismic tomography Heintz et al. [2005] . . . . .	155

4.32	Volcanic floods of the Rio de la Plata, Thiede and Vasconcelos [2010]. . . . .	155
4.33	Effect (mm) on surface displacements over the first year after the earthquake, of an elastic craton of 130 km depth . . . . .	156
4.34	Time series for 3 models . . . . .	157
4.35	Effect on surface of a 20 km thick craton (between 70 and 90 km depth); <b>left</b> : East-West ; <b>center</b> : North-South ; <b>right</b> : vertical. . . . .	158
4.36	Effect on the east component of an elastic craton as function of distance from trench (defined by the dotted area), depth is constant. . . . .	158
4.37	Effect of a craton in Central Argentina on postseismic deformation . . . . .	159
5.1	Seismotectonic background of the studied area . . . . .	165
5.2	Large scale network and far field horizontal velocities on a Stable SOAM reference frame . . . . .	167
5.3	Deformation between 2004 and 2015 in the region of Ovalle . . . . .	169
5.4	Velocity profiles interseismic vs postseismic in the region of Illapel . . . . .	171
5.5	Von mises stresses one day and 5.6 years after the Maule earthquake . . . . .	172
5.6	Seismotectonic background of the Norte Chico region . . . . .	176
5.7	Horizontal interseismic velocity field (mm/yr) in Norte Chico, plotted in our stable South America reference frame . . . . .	179
5.8	Horizontal amplitude of postseismic velocity (mm/yr) following the Maule 2010 earthquake, predicted by a viscoelastic relaxation model (Klein et al. [Subm]). . . . .	181
5.9	Preliminary elastic coupling models (Pers.Comm. M.Métois) . . . . .	182
5.10	2D viscoelastic models of seismic cycle in Indonesia, Trubienko et al. [2013] . . . . .	183
6.1	Horizontal velocities estimated between 2000 and 2015 with respect to stable South-America . . . . .	190

*TABLE DES FIGURES*

# Liste des tableaux

2.1	Stations of our reference frame . . . . .	56
2.2	Repetabilities of the 6 campaigns' processing performed during this PhD. . . . .	68
2.3	GPS data set compiled in the area of the Valdivia earthquake . . . . .	71
2.4	Table of coseismic displacements estimated on GPS times series . . . . .	76
3.1	Shear (G in Pa) and Bulk (K in Pa) moduli as function of depth. . . . .	83
4.1	Table of the steady-state viscosities of our preferred model, with $\eta_M/\eta_K = 6.5$ and $\mu_K = 3.9 \times \mu_M$ . Initials of areas refer to the sketch, fig.4.4. . . . .	124
4.2	Correlation matrix of the viscous parameters inversion . . . . .	130
4.3	Preseismic GPS dataset compiled between 40°S and 20°S . . . . .	133
5.1	Nazca-South America relative angular velocities and respective predicted velocities on the Chilean trench at 28°S. . . . .	168



# Bibliographie

- Abers, G. A. (2000). Hydrated subducted crust at 100–250 km depth. *Earth and Planetary Science Letters*, 176(3–4) :323 – 330.
- Agard, P., Yamato, P., Jolivet, L., and Burov, E. (2009). Exhumation of oceanic blueschists and eclogites in subduction zones : timing and mechanisms. *Earth-Science Reviews*, 92(1) :53–79.
- Agurto, H., Rietbrock, A., Ryder, I., and Miller, M. (2012). Seismic-afterslip characterization of the 2010 mw 8.8 maule, chile, earthquake based on moment tensor inversion. *Geophysical Research Letters*, 39(20).
- Altamimi, Z., Collilieux, X., and Métivier, L. (2011). ITRF2008 : An improved solution of the International Terrestrial Reference Frame. *Journal of Geodesy*, 85(8) :457–473.
- Altamimi, Z., Métivier, L., and Collilieux, X. (2012). ITRF2008 plate motion model. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 117(B7) :n/a–n/a. B07402.
- Angermann, D., Klotz, J., and Reigber, C. (1999). Space-geodetic estimation of the Nazca-South America euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(3) :329 – 334.
- Apel, E., Bürgmann, R., Steblov, G., Vasilenko, N., King, R., and Prytkov, A. (2006). Independent active microplate tectonics of northeast asia from gps velocities and block modeling. *Geophysical Research Letters*, 33(11).
- Arabasz, W. (1971). *Geological and geophysical studies of the Atacama Fault Zone in northern Chile*. PhD thesis, California Institute of Technology.
- Arabasz, W. J. (1968). Geologic structure of the Taltal area, northern Chile, in relation to the earthquake of December 28, 1966. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58(3) :835–842.
- Armijo, R., Rauld, R., Thiele, R., Vargas, G., Campos, J., Lacassin, R., and Kausel, E. (2010). The west andean thrust (wat), the san ramón fault and the seismic hazard for santiago (chile). *Tectonics*, 29.

- Armijo, R. and Thiele, R. (1990). Active faulting in northern Chile : ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary? *Earth and Planetary Science Letters*, 98(1) :40 – 61.
- Bai, W., Vigny, C., Ricard, Y., and Froidevaux, C. (1992). On the origin of deviatoric stresses in the lithosphere. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 97(B8) :11729–11737.
- Barrientos, S. E., Plafker, G., and Lorca, E. (1992). Postseismic coastal uplift in southern Chile. *Geophysical Research Letters*, 19(7) :701–704.
- Barrientos, S. E. and Ward, S. N. (1990). The 1960 Chile earthquake : inversion for slip distribution from the surface deformation. *Geophysical Journal International*, 103(3) :589–598.
- Beck S., Barrientos S., K. E. R. M. (1998). Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction zone. *Journal of South American Earth Sciences*, 11 :115–129.
- Bedford, J., Moreno, M., Baez, J. C., Lange, D., Tilmann, F., Rosenau, M., Heidbach, O., Oncken, O., Bartsch, M., Rietbrock, A., Tassara, A., Bevis, M., and Vigny, C. (2013). A high-resolution, time-variable afterslip model for the 2010 Maule Mw = 8.8, Chile megathrust earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 383(0) :26 – 36.
- Béjar-Pizarro, M., Socquet, A., Armijo, R., Carrizo, D., Genrich, J., and Simons, M. (2013). Andean structural control on interseismic coupling in the north Chile subduction zone. *Nature Geosciences*.
- Bertiger, W., Desai, S. D., Haines, B., Harvey, N., Moore, A. W., Owen, S., and Weiss, J. P. (2010). Single receiver phase ambiguity resolution with gps data. *Journal of Geodesy*, 84(5) :327–337.
- Beutler, G., Bock, H., Brockmann, E., Dach, R., Fridez, P., Gurtner, W., Hugentobler, U., Ineichen, D., Johnson, J., Meindl, M., et al. (2001). Bernese gps software version 4.2. *Astronomical Institute, University of Berne*, 515.
- Beutler, G., Rothacher, M., Schaer, S., Springer, T., Kouba, J., and Neilan, R. (1999). The international gps service (igs) : an interdisciplinary service in support of earth sciences. *Advances in Space Research*, 23(4) :631–653.
- Bonnet, M., Frangi, A., and Rey, C. (2014). McGraw Hill Education.
- Bouchon, M., Durand, V., Marsan, D., Karabulut, H., and Schmittbuhl, J. (2013). The long precursory phase of most large interplate earthquakes. *Nature geoscience*, 6(4) :299–302.
- Bourda, G., Bellanger, A., Biancale, R., and Charlot, P. (2006). The gins software for vlbi analyses and geodetic technique combinations : Eop and reference systems determination. In *Geophysical Research Abstracts*, pages 8–04087.



## BIBLIOGRAPHIE

- Bowes, W., Knowles, P., Moraga, A., and Serrano, M. (1961). *Reconnaissance for uranium in the Chanaral-Taltal area, Provinces of Antofagasta and Atacama (Chile)*.
- Brooks, B. A., Bevis, M., Smalley, R., Kendrick, E., Manceda, R., Lauría, E., Maturana, R., and Araujo, M. (2003). Crustal motion in the southern Andes (26°–36°s) : Do the Andes behave like a microplate? *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(10).
- Cahill, T. and Isacks, B. L. (1992). Seismicity and shape of the subducted nazca plate. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 97(B12) :17503–17529.
- Chlieh, M. (2003). *Le cycle sismique décrit avec les données de la géodésie spatiale (interférométrie SAR et GPS différentiel) : variations spatio-temporelles des glissements stables et instables sur l'interface de subduction du Nord Chili*. PhD thesis, Paris, Institut de physique du globe.
- Chlieh, M., Avouac, J.-P., Hjorleifsdottir, V., Song, T., Ji, C., Sieh, K., Sladen, A., Hebert, H., Prawirodirdjo, L., Bock, Y., and Galetzka, J. (2007). Coseismic slip and afterslip of the great Mw 9.15 Sumatra-Andaman earthquake of 2004. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(1A) :S152–S173.
- Chlieh, M., Avouac, J.-P., Sieh, K., Natawidjaja, D. H., and Galetzka, J. (2008). Heterogeneous coupling of the sumatran megathrust constrained by geodetic and paleogeodetic measurements. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 113(B5).
- Chlieh, M., de Chabaliér, J., Ruegg, J., Armijo, R., Dmowska, R., Campos, J., and Feigl, K. L. (2004). Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the north Chile subduction zone, from GPS and InSAR observations. *Geophysical Journal International*, 158 :695–711.
- Cifuentes, I. L. (1989). The 1960 Chilean earthquakes. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 94(B1) :665–680.
- Cisternas, M., Atwater, B., Torrejon, F., Sawai, Y., Machuca, G., Lagos, M., Eipert, A., Youlton, C., Salgado, I., Kamataki, T., Shishikura, M., Rajendran, C., Malik, J., Rizal, Y., and Husni, M. (2005). Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake. *Nature*, 437 :404–407.
- Comte, D., Haessler, H., Dorbath, L., Pardo, M., Monfret, T., Lavenu, A., Pontoise, B., and Hello, Y. (2002). Seismicity and stress distribution in the Copiapo, northern Chile subduction zone using combined on- and off-shore seismic observations. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 132(1–3) :197 – 217. Subduction Zone Structure and Megathrust Earthquakes.
- Comte, D. and Pardo, M. (1991). Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps. *Natural hazards*, 4(1) :23–44.

- Contreras-Reyes, E., Flueh, E. R., and Grevemeyer, I. (2010). Tectonic control on sediment accretion and subduction off south central Chile : Implications for coseismic rupture processes of the 1960 and 2010 megathrust earthquakes. *Tectonics*, 29(6) :n/a–n/a.
- Darwin, C. (1939). *The voyage of the Beagle*.
- Das, S. and Henry, C. (2003). Spatial relation between main earthquake slip and its aftershock distribution. *Reviews of Geophysics*, 41(3).
- Delescluse, M., Chamot-Rooke, N., Cattin, R., Fleitout, L., Trubienko, O., and Vigny, C. (2012). April 2012 intra-oceanic seismicity off Sumatra boosted by the banda-aceh megathrust. *Nature*, 490(7419) :240–244.
- Delouis, B., Monfret, T., Dorbath, L., Pardo, M., Rivera, L., Comte, D., Haessler, H., Caminade, J., Ponce, L., Kausel, E., and Cisternas, A. (1997). The Mw = 8.0 Antofagasta (northern Chile) earthquake of 30 July 1995 : A precursor to the end of the large 1877 gap. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(2) :427–445.
- Delouis, B., Nocquet, J.-M., and Vallée, M. (2010). Slip distribution of the February 27, 2010 Mw = 8.8 Maule earthquake, central Chile, from static and high-rate GPS, InSAR, and broadband teleseismic data. *Geophysical Research Letters*, 37(17).
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D., and Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophysical journal international*, 101(2) :425–478.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., and Stein, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, 21(20) :2191–2194.
- Deschamps, A., Lyon-Caen, H., and Madariaga, R. (1980). Etude du tremblement de terre de Taltal (Chili, 1966) à partir des ondes sismiques de longue période. *Ann. Geophys*, 36(2) :179–190.
- Diao, F., Xiong, X., Wang, R., Zheng, Y., Walter, T. R., Weng, H., and Li, J. (2014). Overlapping post-seismic deformation processes : afterslip and viscoelastic relaxation following the 2011 Mw 9.0 Tohoku (Japan) earthquake. *Geophysical Journal International*, 196(1) :218–229.
- Dow, J., Neilan, R., and Rizos, C. (2009). The international GNSS service in a changing landscape of Global Navigation Satellite Systems. *Journal of Geodesy*, 83(3-4) :191–198.
- Dragert, H., Wang, K., and Rogers, G. (2004). Geodetic and seismic signatures of episodic tremor and slip in the northern cascadia subduction zone. *Earth, planets and space*, 56(12) :1143–1150.

## BIBLIOGRAPHIE

- Duda, S. J. (1963). Strain release in the circum-pacific belt, Chile : 1960. *Journal of Geophysical Research*, 68(19) :5531–5544.
- Dziewonski, A. M. and Anderson, D. L. (1981). Preliminary reference earth model. *Physics of the earth and planetary interiors*, 25(4) :297–356.
- Evans, E. L. and Meade, B. J. (2012). Geodetic imaging of coseismic slip and postseismic afterslip : Sparsity promoting methods applied to the great tohoku earthquake. *Geophysical Research Letters*, 39(11).
- Farias, M., Vargas, G., Tassara, A., Carretier, S., Baize, S., Melnick, D., and Bataille, K. (2010). Land-level changes produces by the Mw 8.8 Chilean earthquake. *Science*.
- Fedotov, S. (1968). The seismic cycle, quantitative seismic zoning, and long-term seismic forecasting. *Seismic Zoning of the USSR*, pages 133–166.
- Fritz, H. M., Petroff, C. M., Catalán, P. A., Cienfuegos, R., Winckler, P., Kalligeris, N., Weiss, R., Barrientos, S. E., Meneses, G., Valderas-Bermejo, C., et al. (2011). Field survey of the 27 february 2010 chile tsunami. *Pure and Applied Geophysics*, 168(11) :1989–2010.
- Fuenzalida, A., Schurr, B., Lancieri, M., Sobiesiak, M., and Madariaga, R. (2013). High-resolution relocation and mechanism of aftershocks of the 2007 tocopilla (chile) earthquake. *Geophysical Journal International*, 194(2) :1216–1228.
- Garaud, J.-D., Fleitout, L., Cailletaud, G., Vigny, C., Simons, W., Ambrosius, B., Satirapod, C., Panumastrakul, E., and Trisirisatayawong, I. (in prep). Long-term deformation in South-East Asia following the 2004 Sumatra earthquake. *in preparation*.
- Gardi, A., Lemoine, A., Madariaga, R., and Campos, J. (2006). Modeling of stress transfer in the coquimbo region of central chile. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 111(B4).
- Gutscher, M., Spakman, W., Bijwaard, H., and Engdahl, E. R. (2000). Geodynamics of flat subduction : Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, 19(5) :814–833.
- Haberland, C., Rietbrock, A., Lange, D., Bataille, K., and Dahm, T. (2009). Structure of the seismogenic zone of the southcentral chilean margin revealed by local earthquake traveltime tomography. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 114(B1).
- Han, S., Sauber, J., and Pollitz, F. (2014). Broadscale postseismic gravity change following the 2011 Tohoku-Oki earthquake and implication for deformation by viscoelastic relaxation and afterslip. *Geophysical Research Letters*, 41.

- Hanks, T. C. and Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research B*, 84(B5) :2348–2350.
- Hayes, G. P., Wald, D. J., and Johnson, R. L. (2012). Slab1. 0 : A three-dimensional model of global subduction zone geometries. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 117(B1).
- Heintz, M., Debayle, E., and Vauchez, A. (2005). Upper mantle structure of the South American continent and neighboring oceans from surface wave tomography. *Tectonophysics*, 406(1–2) :115 – 139.
- Heki, K., Miyazaki, S., and Tsuji, H. (1997). Silent fault slip following an interplate thrust earthquake at the japan trench.
- Helffrich, G. and Abers, G. A. (1997). Slab low-velocity layer in the eastern aleutian subduction zone. *Geophysical Journal International*, 130(3) :640–648.
- Hermann, J., Müntener, O., and Scambelluri, M. (2000). The importance of serpentinite mylonites for subduction and exhumation of oceanic crust. *Tectonophysics*, 327(3–4) :225 – 238.
- Herring, T., King, R., and McClusky, S. C. (2010). *GLOBK : Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program release 10.4*.
- Holtkamp, S. G., Pritchard, M. E., and Lohman, R. B. (2011). Earthquake swarms in south america. *Geophysical Journal International*, 187(1) :128–146.
- Hsu, Y., Simons, M., Avouac, J.-P., Galetzka, J., Sieh, K., Chlieh, M., Natawidjaja, D., Prawirodirdjo, L., and Bock, Y. (2006). Frictional afterslip following the 2005 Nias-Simeulue earthquake, Sumatra. *Science*, 312(5782) :1921–1926.
- Hu, Y., Bürgmann, R., Freymueller, J., Banerjee, P., and Wang, K. (2014). Contributions of poroelastic rebound and a weak volcanic arc to the postseismic deformation of the 2011 Tohoku earthquake. *Earth, Planets and Space*, 66(1).
- Hu, Y. and Wang, K. (2012). Spherical-earth finite element model of short-term postseismic deformation following the 2004 Sumatra earthquake. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 117(B5) :n/a–n/a.
- Hu, Y., Wang, K., He, J., Klotz, J., and Khazaradze, G. (2004). Three-dimensional viscoelastic finite element model for postseismic deformation of the great 1960 Chile earthquake. *Journal of geophysical research*, 109(B12) :B12403.

## BIBLIOGRAPHIE

- Jonsson, S., Segall, P., Pedersen, R., and Bjornsson, G. (2003). Post-earthquake ground movements correlated to pore-pressure transients. *Nature*, 424.
- Kawakatsu, H. and Watada, S. (2007). Seismic evidence for deep-water transportation in the mantle. *Science*, 316(5830) :1468–1471.
- Kelleher, J. (1972). Earthquakes and some predictions. *Journal of Geophysical Research*, 77.
- Kendrick, E., Bevis, M., Jr., R. S., Brooks, B., Vargas, R. B., Lauria, E., and Fortes, L. P. S. (2003). The nazca–south america euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(2) :125 – 131.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R., and Brooks, B. (2001). An integrated crustal velocity field for the central Andes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(11) :n/a–n/a.
- Khazaradze, G. and Klotz, J. (2003). Short-and long-term effects of GPS measured crustal deformation rates along the south central Andes. *Journal of Geophysical Research*, 108(4) :1–13.
- Khazaradze, G., Wang, K., Klotz, J., Hu, Y., and He, J. (2002). Prolonged post-seismic deformation of the 1960 great Chile earthquake and implications for mantle rheology. *Geophysical Research Letters*, 29(22).
- King, R. and Bock, Y. (2000). *Documentation for the GAMIT Analysis Software, release 10.0*.
- Klein, E., Fleitout, L., C., Garaud, J., and Vigny (Subm.). Afterslip and viscoelastic relaxation model inferred from the large scale postseismic deformation following the 2010 Mw 8,8 Maule earthquake (Chile). *Geophysical Journal International*.
- Klotz, J., Khazaradze, G., Angermann, D., Reigber, C., Perdomo, R., and Cifuentes, O. (2001). Earthquake cycle dominates contemporary crustal deformation in central and southern Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 193(3) :437–446.
- Kreemer, C., Blewitt, G., and Klein, E. C. (2014). A geodetic plate motion and global strain rate model. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, pages n/a–n/a.
- Lange, D., Tilmann, F., Barrientos, S. E., Contreras-Reyes, E., Methe, P., Moreno, M., Heit, B., Agurto, H., Bernard, P., Vilotte, J.-P., and Beck, S. (2012). Aftershock seismicity of the 27 February 2010 Mw 8.8 Maule earthquake rupture zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 317–318 :413 – 425.
- Larson, K., Freymuller, J., and Philipson, S. (1997). Global consistent rigid plate velocities from gps. *J. Geophys. Res*, 102 :9961–9981.

- Larson, K. M., Lowry, A. R., Kostoglodov, V., Hutton, W., Sánchez, O., Hudnut, K., and Suárez, G. (2004). Crustal deformation measurements in Guerrero, Mexico. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 109(B4).
- Lay, T., Ammon, C. J., Kanamori, H., Koper, K. D., Sufri, O., and Hutko, A. R. (2010). Teleseismic inversion for rupture process of the 27 February 2010 Chile (Mw 8.8) earthquake. *Geophysical Research Letters*, 37(13) :L13301.
- Le Pichon, X. (1968). Sea-floor spreading and continental drift. *Journal of Geophysical Research*, 73(12) :3661–3697.
- Lemke, R. W., Dobrovolsky, E., Alvarez S., L., and Ortiz O., F. (1968). Geologic and related effects of the Taltal earthquake, Chile, of December 28, 1966. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58(3) :851–859.
- Lemoine, A., Madariaga, R., and Campos, J. (2002). Slab-pull and slab-push earthquakes in the Mexican, Chilean and Peruvian subduction zones. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 132(1) :157–175.
- Li, S., Moreno, M., Bedford, J., Rosenau, M., and Oncken, O. (2015). Revisiting visco-elastic effects on interseismic deformation and locking degree : a case study of the Peru-North Chile subduction zone. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*.
- Lin, Y.-n. N., Sladen, A., Ortega-Culaciati, F., Simons, M., Avouac, J.-P., Fielding, E. J., Brooks, B. A., Bevis, M., Genrich, J., Rietbrock, A., Vigny, C., Smalley, R., and Socquet, A. (2013). Coseismic and postseismic slip associated with the 2010 Maule earthquake, Chile : Characterizing the Arauco peninsula barrier effect. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 118(6) :3142–3159.
- Lomnitz, C. (2004). Major earthquakes of Chile : A historical survey, 1535–1960. *Seismological Research Letters*, 75 :368–378.
- Lorenzo-Martín, F., Roth, F., and Wang, R. (2006). Inversion for rheological parameters from post-seismic surface deformation associated with the 1960 Valdivia earthquake, Chile. *Geophysical Journal International*, 164(1) :75–87.
- Lorito, S., Romano, F., Atzori, S., Tong, X., Avallone, A., McCloskey, J., Cocco, M., Boschi, E., and A., P. (2011). Limited overlap between the seismic gap and coseismic slip of the great 2010 Chile earthquake. *Nature Geoscience*.
- Loveless, J. P. and Meade, B. J. (2011). Spatial correlation of interseismic coupling and coseismic rupture extent of the 2011 Mw = 9.0 Tohoku-Oki earthquake. *Geophysical Research Letters*, 38(17) :n/a–n/a.

## BIBLIOGRAPHIE

- Manea, V. C., Pérez-Gussinyé, M., and Manea, M. (2012). Chilean flat slab subduction controlled by overriding plate thickness and trench rollback. *Geology*, 40(1) :35–38.
- Marone, C. J., Scholtz, C. H., and Bilham, R. (1991). On the mechanics of earthquake afterslip. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 96(B5) :8441–8452.
- Marotta, G. S., França, G. S., Monico, J. F. G., Fuck, R. A., and de Araújo Filho, J. O. (2013). Strain rate of the South American lithospheric plate by sirgas-con geodetic observations. *Journal of South American Earth Sciences*, 47(0) :136 – 141.
- Martin, S., Rietbrock, A., Haberland, C., and Asch, G. (2003). Guided waves propagating in subducted oceanic crust. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 108(B11).
- Matsuzawa, T., Umino, N., Hasegawa, A., and Takagi, A. (1987). Estimation of thickness of a low-velocity layer at the surface of the descending oceanic plate beneath the northeastern japan arc by using synthesized ps-wave.
- Mazzotti, S., Le Pichon, X., Henry, P., and Miyazaki, S.-I. (2000). Full interseismic locking of the nankai and japan-west kurile subduction zones : An analysis of uniform elastic strain accumulation in japan constrained by permanent gps. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 105(B6) :13159–13177.
- Melnick, D., Moreno, M., Motagh, M., Cisternas, M., and Wesson, R. (2012). Splay fault slip during the Mw8.8 2010 Maule Chile earthquake. *Geology*, 40(3) :251–254.
- Melosh, H. J. and Raefsky, A. (1983). Anelastic response of the earth to a dip slip earthquake. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 88(B1) :515–526.
- Meltzner, A. J., Sieh, K., Chiang, H.-W., Shen, C.-C., Suwargadi, B. W., Natawidjaja, D. H., Philibosian, B. E., Briggs, R. W., and Galetzka, J. (2010). Coral evidence for earthquake recurrence and an ad 1390–1455 cluster at the south end of the 2004 aceh–andaman rupture. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 115(B10).
- Métois, M., Socquet, A., Vigny, C., Carrizo, D., Peyrat, S., Delorme, A., Maureira, E., Valderas-Bermejo, M.-C., and Ortega, I. (2013). Revisiting the north Chile seismic gap segmentation using GPS-derived interseismic coupling. *Geophysical Journal International*, 194(3) :1283–1294.
- Métois, M., Vigny, C., and Socquet, A. (2012). Interseismic coupling, segmentation and mechanical behavior of the central Chile subduction zone. *Journal of Geophysical Research*, 662 :120–131.
- Minoura, K., Imamura, F., Sugawara, D., Kono, Y., and Iwashita, T. (2001). The 869 jogan tsunami deposit and recurrence interval of large-scale tsunami on the pacific coast of northeast japan.

- Moreno, M., Melnick, D., Rosenau, M., Baez, J., Klotz, J., Oncken, O., Tassara, A., Chen, J., Bataille, K., Bevis, M., Socquet, A., Bolte, J., Vigny, C., Brooks, B., Ryder, I., Grund, V., Smalley, B., Carrizo, D., Bartsch, M., and Hase, H. (2012). Toward understanding tectonic control on the Mw 8.8 2010 Maule Chile earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 321-322 :152–165.
- Moreno, M., Melnick, D., Rosenau, M., Bolte, J., Klotz, J., Echtler, H., Baez, J., Bataille, K., Chen, J., Bevis, M., Hase, H., and Oncken, O. (2011). Heterogeneous plate locking in the south–central Chile subduction zone : Building up the next great earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 305.
- Moreno, M. S., Bolte, J., Klotz, J., and Melnick, D. (2009). Impact of megathrust geometry on inversion of coseismic slip from geodetic data : Application to the 1960 Chile earthquake. *Geophysical Research Letters*, 36(16) :n/a–n/a.
- Moreno, M. S., Klotz, J., Melnick, D., Echtler, H., and Bataille, K. (2008). Active faulting and heterogeneous deformation across a megathrust segment boundary from GPS data, south central Chile (36–39 s). *Geochem. Geophys. Geosyst*, 9 :Q12024.
- Mueller, C. S., Briggs, R. W., Wesson, R. L., and Petersen, M. D. (2015). Updating the {USGS} seismic hazard maps for alaska. *Quaternary Science Reviews*, 113 :39 – 47. Megathrust Earthquakes and Sea-level Change : a Tribute to George Plafker.
- Métois, M. (2012). *Quantification du couplage au long de la subduction Chilienne*. PhD thesis, Laboratoire de géologie, ENS, Paris.
- Nelson, A. R. and Manley, W. F. (1992). Holocene coseismic and aseismic uplift of Isla Mocha, south-central Chile. *Quaternary International*, 15–16(0) :61 – 76.
- Niell, A. (1996). Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 101(B2) :3227–3246.
- Nocquet, J.-M. (2014). Motion of the continental slivers and creeping subduction in the northern Andes. *Nature Geosciences*.
- Norabuena, E., Leffler-Griffin, L., Mao, A., Dixon, T., Stein, S., Sacks, I. S., Ocola, L., and Ellis, M. (1998). Space geodetic observations of Nazca-South America convergence across the central Andes. *Science*, 279(5349) :358–362.
- Okada, A. (1971). On the neotectonics of the Atacama Fault Zone region. preliminary notes on late Cenozoic faulting and geomorphic development of the coast range of northern Chile. *Bulletin of the Department of Geography Kyoto University*, 3 :47–65.



## BIBLIOGRAPHIE

- Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the seismological society of America*, 75(4) :1135–1154.
- Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V. A., Strecker, M. R., and Wigger, P. (2006). *The Andes : active subduction orogeny*. Springer Science & Business Media.
- Ozawa, S., Murakami, M., Kaidzu, M., Tada, T., Sagiya, T., Hatanaka, Y., Yarai, H., and Nishimura, T. (2002). Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the tokai region, central japan. *Science*, 298(5595) :1009–1012.
- Ozawa, S., Nishimura, T., Munekane, H., Suito, H., Kobayashi, T., Tobita, M., and Imakiire, T. (2012). Preceding, coseismic, and postseismic slips of the 2011 tohoku earthquake, japan. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 117(B7).
- Peacock, S. M. and Hyndman, R. D. (1999). Hydrous minerals in the mantle wedge and the maximum depth of subduction thrust earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 26(16) :2517–2520.
- Perfettini, H., Avouac, J.-P., and Ruegg, J.-C. (2005). Geodetic displacements and aftershocks following the 2001 mw= 8.4 peru earthquake : Implications for the mechanics of the earthquake cycle along subduction zones. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 110(B9).
- Pesicek, J. D., Engdahl, E. R., Thurber, C. H., DeShon, H. R., and Lange, D. (2012). Mantle subducting slab structure in the region of the 2010 Mw8.8 Maule earthquake (30–40°s), Chile. *Geophysical Journal International*, 191(1) :317–324.
- Piersanti, A. (1999). Postseismic deformation in Chile : Constraints on the asthenospheric viscosity. *Geophysical Research Letters*, 26(20) :3157–3160.
- Pollitz, F. F. (1997). Gravitational viscoelastic postseismic relaxation on a layered spherical Earth. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 102(B8) :17921–17941.
- Pollitz, F. F., Brooks, B., Tong, X., Bevis, M. G., Foster, J. H., Bürgmann, R., Smalley, R., Vigny, C., Socquet, A., Ruegg, J.-C., et al. (2011). Coseismic slip distribution of the february 27, 2010 mw 8.8 maule, chile earthquake. *Geophysical Research Letters*, 38(9).
- Pollitz, F. F., Bürgmann, R., and Segall, P. (1998). Joint estimation of afterslip rate and postseismic relaxation following the 1989 loma prieta earthquake. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 103(B11) :26975–26992.

- Ritsema, J., Deuss, A., van Heijst, H. J., and Woodhouse, J. H. (2011). S40rts : a degree-40 shear-velocity model for the mantle from new Rayleigh wave dispersion, teleseismic traveltime and normal-mode splitting function measurements. *Geophysical Journal International*, 184(3) :1223–1236.
- Ruegg, J., Olcay, M., and Lazo, D. (2001). Co-, post-and pre (?) seismic displacements associated with the mw 8.4 southern peru earthquake of 23 june 2001 from continuous gps measurements. *Seismological Research Letters*, 72(6) :673–678.
- Ruegg, J., Rudloff, A., Vigny, C., Madariaga, R., de Chabalier, J., Campos, J., Kausel, E., Barrientos, S., and Dimitrov, D. (2009). Interseismic strain accumulation measured by GPS in the seismic gap between constitucion and conception in Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, pages 78–85.
- Ruiz, J. A., Hayes, G. P., Carrizo, D., Kanamori, H., Socquet, A., and Comte, D. (2014). Seismological analyses of the 2010 march 11, piChilemu, Chile Mw 7.0 and Mw 6.9 coastal intraplate earthquakes. 197(1) :414–434.
- Ruiz, S., Grandin, R., Dionicio, V., Satriano, C., Fuenzalida, A., Vigny, C., Kiraly, E., Meyer, C., Baez, J., Riquelme, S., Madariaga, R., and Campos, J. (2013). The Constitución earthquake of 25 March 2012 : A large aftershock of the Maule earthquake near the bottom of the seismogenic zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 377–378(0) :347 – 357.
- Ryder, I., Rietbrock, A., Kelson, K., Bürgmann, R., Floyd, M., Socquet, A., Vigny, C., and Carrizo, D. (2012). Large extensional aftershocks in the continental forearc triggered by the 2010 Maule earthquake, Chile. *Geophysical Journal International*, 188(3) :879–890.
- Saastamoinen, J. (1972). Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging satellites. *The use of artificial satellites for geodesy*, pages 247–251.
- Sánchez, L., Drewes, H., and Schmidt, M. (2015). A post-seismic deformation model after the 2010 earthquakes in latin america. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, volume 17, page 14559.
- Satirapod, C., Trisirisatayawong, I., Fleitout, L., Garaud, J., and Simons, W. (2012). Vertical motions in thailand after the 2004 Sumatra–Andaman earthquake from GPS observations and its geophysical modelling. *Advances in Space Research*.
- Savage, J. C. (1983). A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 88(B6) :4984–4996.
- Scholz, C. H. (1998). Earthquakes and friction laws. *Nature*, 391(6662) :37–42.

## BIBLIOGRAPHIE

- Scire, A., Biryol, C. B., Zandt, G., and Beck, S. (2014). Imaging the nazca slab and surrounding mantle to 700 km depth beneath the central andes (18° s to 28° s). *Geological Society of America Memoirs*, 212 :MWR212–02.
- SellaGF, D. and REVEL, M. (2002). A model for recent plate velocities from space geodesy. *Journal of Geophysical Research*, 107(B4) :1.
- Shimazaki, K. and Nakata, T. (1980). Time-predictable recurrence model for large earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 7(4) :279–282.
- St. Amand, P. and Allen, C. R. (1960). Strike-slip faulting in northern Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 71(12).
- Stauder, W. (1973). Mechanism and spatial distribution of Chilean earthquakes with relation to subduction of the oceanic plate. *Journal of Geophysical Research*, 78(23) :5033–5061.
- Sugawara, D., Imamura, F., Goto, K., Matsumoto, H., and Minoura, K. (2013). The 2011 tohoku-oki earthquake tsunami : similarities and differences to the 869 jogan tsunami on the sendai plain. *Pure and Applied Geophysics*, 170(5) :831–843.
- Suito, H. and Freymueller, J. T. (2009). A viscoelastic and afterslip postseismic deformation model for the 1964 Alaska earthquake. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 114(B11) :n/a–n/a.
- Sun, T. and Wang, K. (2015). Viscoelastic relaxation following subduction earthquakes and its effects on afterslip determination. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, pages n/a–n/a.
- Sun, T., Wang, K., Linuma, T., Hino, R., He, J., Fujimoto, H., Kido, M., Osada, Y., Miura, S. Ohta, Y., and Hu, Y. (2015). Prevalence of viscoelastic relaxation after the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Nature*, (514) :pp.84–87.
- Tassara, A. (2005). Interaction between the nazca and south american plates and formation of the altiplano–puna plateau : Review of a flexural analysis along the andean margin (15–34 s). *Tectonophysics*, 399(1) :39–57.
- Thatcher, W. and Rundle, J. B. (1984). A viscoelastic coupling model for the cyclic deformation due to periodically repeated earthquakes at subduction zones. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 89(B9) :7631–7640.
- Thiede, D. S. and Vasconcelos, P. M. (2010). Paraná flood basalts : Rapid extrusion hypothesis confirmed by new 40ar/39ar results. *Geology*, 38(8) :747–750.

- Tong, X., Sandwell, D., Luttrell, K., Brooks, B., Bevis, M., Shimada, M., Foster, J., Smalley Jr, R., Parra, H., and Soto, J. C. B. (2010). The 2010 Maule, Chile earthquake : Downdip rupture limit revealed by space geodesy. *Geophysical Research Letters*, 37(24) :L24311.
- Trubienko, O. (2013). *Interseismic and postseismic deformations and the seismic cycle associated with large subduction earthquakes*. PhD thesis, Laboratoire de géologie, ENS, Paris.
- Trubienko, O., Fleitout, L., Garaud, J.-D., and Vigny, C. (2013). Interpretation of interseismic deformations and the seismic cycle associated with large subduction earthquakes. *Tectonophysics*, 589(0) :126 – 141.
- Trubienko, O., Garaud, J.-D., and Fleitout, L. (2014). Models of postseismic deformation after megathrust earthquakes : the role of various rheological and geometrical parameters of the subduction zone. *Solid Earth Discussions*, 6(1) :427–466.
- Usami, T. (1980). Study of historical earthquakes in japan.
- Van der Meijde, M., Julià, J., and Assumpção, M. (2013). Gravity derived moho for south america. *Tectonophysics*, 609 :456–467.
- Vargas, G., Farias, M., Carretier, S., Tassara, A., Baize, S., and Melnick, D. (2011). Coastal uplift and tsunami effects associated to the 2010 Mw8.8 Maule earthquake in central Chile. *Andean Geology*, 38 :219–238.
- Vargas, G., Klinger, Y., Rockwell, T., Forman, S., Rebolledo, S., Baize, S., Lacassin, R., and Armijo, R. (2014). Probing large intraplate earthquakes at the west flank of the Andes. *Geology*.
- Vergnolle, M., Walpersdorf, A., Kostoglodov, V., Tregoning, P., Santiago, J. A., Cotte, N., and Franco, S. I. (2010). Slow slip events in mexico revised from the processing of 11 year GPS observations. *Journal of Geophysical Research*, 115(B8).
- Vigny, C., Rudloff, A., Ruegg, J. C., Madariaga, R., Campos, J., and Alvarez, M. (2009). Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo Gap, Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175(1) :86–95.
- Vigny, C., Simons, W. J., Abu, S., Bamphenyu, R., Satirapod, C., Choosakul, N., Subarya, C., Socquet, A., Omar, K., Abidin, H., et al. (2005). Insight into the 2004 sumatra–andaman earthquake from gps measurements in southeast asia. *Nature*, 436(7048) :201–206.
- Vigny, C., S. A., Peyrat, S., Ruegg, J.-C., Metois, M., Madariaga, R., Morvan, S., Lancieri, M., Lacassin, R., Campos, J., Carrizo, D., Béjar-Pizarro, M., Barrientos, S., Armijo, R., Aranda, C., Valderas-Bermejo, M.-C., Ortega, I., Bondoux, F., Baize, S., Lyon-Caen, H., Pavez, A., Vilotte, J. P., Bevis, M., Brooks, B., Smalley, R., Parra, H., Baez, J.-C., Blanco, M., Cimbaro, S., and

## BIBLIOGRAPHIE

- Kendrick, E. (2011). The 2010 Mw 8.8 Maule megathrust earthquake of central Chile, monitored by GPS. *Science*, 332(6036) :1417–1421.
- Wada, I., Wang, K., He, J., and Hyndman, R. D. (2008). Weakening of the subduction interface and its effects on surface heat flow, slab dehydration, and mantle wedge serpentinization. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 113(B4) :n/a–n/a.
- Wallace, L. M., Beavan, J., McCaffrey, R., and Darby, D. (2004). Subduction zone coupling and tectonic block rotations in the north island, new zealand. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 109(B12) :n/a–n/a.
- Wang, K., Hu, Y., Bevis, M., Kendrick, E., Smalley, J. R., Vargas, R. B., and Lauria, E. (2007). Crustal motion in the zone of the 1960 Chile earthquake : Detangling earthquake-cycle deformation and forearc-sliver translation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8.
- Watanabe, S.-i., Sato, M., Fujita, M., Ishikawa, T., Yokota, Y., Ujihara, N., and Asada, A. (2014). Evidence of viscoelastic deformation following the 2011 tohoku-oki earthquake revealed from seafloor geodetic observation. *Geophysical Research Letters*, 41(16) :5789–5796.
- Yamagiwa, S., Miyazaki, S., Hirahara, K., and Fukahata, Y. (2015). Afterslip and viscoelastic relaxation following the 2011 Tohoku-Oki earthquake (Mw9.0) inferred from inland GPS and seafloor GPS/Acoustic data. *Geophysical Research Letters*, pages n/a–n/a.
- Yue, H., Lay, T., Rivera, L., An, C., Vigny, C., Tong, X., and Baez Soto, J. (2014). Localized fault slip to the trench in the 2010 Maule Chile Mw8.8 earthquake from joint inversion of high-rate GPS, teleseismic body waves, InSAR, campaign GPS, and tsunami observations. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 119.
- Zhao, D. (2001). New advances of seismic tomography and its applications to subduction zones and earthquake fault zones : A review. *Island Arc*, 10(1) :68–84.
- Zienkiewicz, O. and Taylor, R. (2000). *The finite element method : solid mechanics*, volume 2.