



HAL
open science

Quantification du couplage au long de la subduction Chilienne

Marianne Métois

► **To cite this version:**

Marianne Métois. Quantification du couplage au long de la subduction Chilienne. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Paris 7 - Denis Diderot; Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP), France, 2012. Français. NNT: . tel-01360635

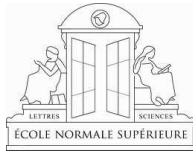
HAL Id: tel-01360635

<https://hal.science/tel-01360635v1>

Submitted on 8 Sep 2016

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

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



université
PARIS
PARIS 7
DIDEROT



Université Paris Diderot, Sorbonne Paris Cité,
Ecole doctorale des Sciences de la Terre,
Laboratoire de géologie, École Normale Supérieure

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

Spécialité : Géophysique

par

Marianne MÉTOIS

Quantification du couplage au long de la subduction Chilienne

Soutenue le 13 décembre 2012 devant le jury composé de

Jean-Philippe AVOUAC
Stéphane MAZZOTTI
Rolando ARMIJO
Raul MADARIAGA
Anne SOCQUET
Christophe VIGNY

rapporteur
rapporteur
examineur
examineur
co-directrice de thèse
directeur de thèse

Caltech University, California
Géosciences Montpellier
IPGP, Paris
ENS, Paris
ISTerre, Grenoble
ENS, Paris



Laboratoire de géologie
Ecole Normale Supérieure
FRANCE

© Marianne Métois, décembre 2012

Edité par : Université Paris Diderot

Table des matières

Table des matières	i
Résumé	v
Abstract	vii
Introduction générale	ix
1 Le cycle sismique en zone de subduction	1
1.1 Les subductions, des frontières de plaques singulières	2
1.1.1 De Pachacamac au plan de Benioff	2
1.1.2 Caractéristiques physiques d'une zone de subduction	6
1.2 Cycle sismique et comportement mécanique de l'interface	9
1.2.1 Le cycle sismique	9
1.2.2 Des grandes ruptures aux séismes lents	12
1.2.3 Modèle mécanique du cycle sismique	13
1.2.4 Des questions toujours en suspens	16
1.3 La phase intersismique	18
1.3.1 La déformation de la plaque supérieure	18
1.3.2 Le couplage : une description cinématique	21
1.4 La zone de convergence Nazca-Amérique du Sud	25
1.4.1 Cinématique de la convergence Andine	25
1.4.2 Morphologie et structure de la marge chilienne	27
1.4.3 Le Chili, terre de séismes	28
1.4.4 Segmentation sismotectonique de la marge chilienne	31
1.4.5 Le couplage sur la subduction chilienne	31
2 De la mesure GPS à la vitesse intersismique	35
2.1 Quantifier la déformation : l'outil GPS	36
2.1.1 Histoire et principe du positionnement par satellite	36
2.1.2 Le GPS de haute précision	37
2.2 Le GPS au Chili : 20 ans d'instrumentation	41
2.2.1 De la déformation andine à la déformation intersismique	41
2.2.2 Le développement des réseaux permanents	43
2.3 L'acquisition de nouvelles données : le travail de terrain	44
2.3.1 Les mesures de campagne et les nouveaux réseaux	44
2.3.2 La mission postsismique de Maule (février 2010)	50

2.3.3	Perspectives instrumentales	52
2.4	Stratégie de traitement : le travail de laboratoire	53
2.4.1	Des données brutes à la position : la procédure de traitement GAMIT	53
2.4.2	De la position à la vitesse : combiner des campagnes via GLOBK	61
3	Couplage au long de la subduction Chilienne	67
3.1	Stratégie de modélisation	69
3.1.1	Le choix des données	69
3.1.2	Les choix de modélisation dans DEFNODE	72
3.1.3	Connaître et représenter la résolution des inversions	76
3.1.4	Trouver l'équilibre entre lissage et détails	80
3.1.5	Contraintes <i>a priori</i> sur le couplage	81
3.2	Couplage dans le Chili Central	88
3.2.1	Introduction	89
3.2.2	Seismotectonic context	90
3.2.3	GPS data compilation	93
3.2.4	Modelling strategy : from surface deformation to coupling distribution	95
3.2.5	Pattern of interseismic coupling	98
3.2.6	Discussion	100
3.2.7	Detail of GPS data set	109
3.2.8	Technical choices for modeling	114
3.2.9	Alternative models	116
3.3	Couplage dans le Grand Nord du Chili	122
3.3.1	Introduction	125
3.3.2	GPS measurements	127
3.3.3	Data analysis	129
3.3.4	Modeling strategy	129
3.3.5	Discussion	133
3.3.6	Detail of GPS data set	139
3.3.7	Technical choices for modeling	146
3.3.8	Alternative models	148
3.4	Couplage dans le Centre-Nord du Chili	164
3.4.1	Introduction	165
3.4.2	GPS measurements	168
3.4.3	Data analysis	170
3.4.4	Modeling strategy	170
3.4.5	Discussion	173
3.4.6	Detail of GPS data set	178
3.4.7	Technical choices for modeling	186
3.4.8	Alternative models	187
4	Vision d'ensemble : conclusions et perspectives	193
4.1	La cinématique de la subduction andine : l'existence d'un bloc Andin	194
4.1.1	La déformation de surface : marqueur de la cinématique globale	195
4.1.2	Modèle cinématique de la subduction Chilienne	198
4.2	Variations latérales du couplage : la segmentation	201
4.2.1	Segmentation de couplage et segmentation tectonique	201

4.2.2	La segmentation en profondeur	204
4.3	Du couplage cinématique à l'interprétation frictionnelle	207
4.3.1	Modèle "rate-and-state" et notion de couplage apparent	207
4.3.2	Sismicité de fond et aspérités	209
4.3.3	Expliquer les variations spatiales du couplage	210
4.4	Perspectives : comprendre le cycle sismique au Chili	212
4.4.1	Le couplage est-il stable dans le temps ?	212
4.4.2	Chercher les événements transitoires	218
4.4.3	Cycle sismique et aléa sismique au Chili	220
	Conclusion générale	229
	Liste des figures	232
	Bibliographie	237

Résumé

La zone de subduction entre les plaques Nazca et Amérique du Sud constitue, aux latitudes du Chili, un laboratoire naturel d'exception pour étudier les processus qui permettent d'accommoder la convergence sur l'interface de subduction. En particulier, la mesure par GPS de la déformation de la plaque supérieure pendant la phase intersismique sur la subduction permet de quantifier l'intensité du blocage sur l'interface via le coefficient de couplage cinématique. Ce dernier peut être déterminé en utilisant un modèle de dislocation simple dans un milieu homogène élastique sur laquelle on applique la théorie du backslip.

Cette thèse a pour objectif de déterminer la valeur de ce couplage intersismique au long de la subduction chilienne (18°S-38°S) et d'analyser ces variations en relation avec la segmentation sismotectonique et la sismicité historique. Pour cela, les vitesses intersismiques collectées au cours de ces 20 dernières années ont été combinées dans un même référentiel et de nouvelles données GPS ont été acquises sur des réseaux installés ou rénovés par les équipes franco-chiliennes depuis 2009. Cet effort instrumental associé au travail de traitement des données que j'ai réalisé conduit à un jeu de vitesses intersismiques sur plusieurs centaines de points et quasi continu sur la marge chilienne. Ces données ont été utilisées pour élaborer une cartographie précise du couplage au long de la subduction chilienne. La distribution de couplage qui est présentée dans ce manuscrit montre d'importantes variations latérales et en profondeur de la valeur du couplage et dessine ainsi une segmentation de la marge. Les segments fortement couplés semblent corrélés aux grandes ruptures historiques, tandis que les intersegments découplés semblent se comporter comme des barrières à leur propagation. Les zones d'intersegments correspondent à des zones atypiques de la subduction, souvent associées à des anomalies du trait de côte (baies, péninsules), à l'entrée en subduction de structures bathymétriques (rides, fractures) et à une sismicité de fond importante. Le séisme de Maule du 27 février 2010 (Mw 8.8) qui a rompu un segment fortement couplé et qui s'est arrêté dans des zones de faible couplage a permis de proposer un lien entre le couplage apparent et le comportement mécanique de l'interface.

Sur la base de cette analyse, il semble possible d'utiliser les cartes de couplage intersismique pour mieux estimer l'aléa sismique au Chili. Dans ce travail, nous apportons notamment un éclairage nouveau sur la lacune du Grand Nord Chili en montrant que le segment couplé du Loa est nettement plus restreint que la lacune en elle-même et qu'un large intersegment découplé s'y développe autour d'Iquique. Une attention particulière est donc portée aux régions de l'Atacama, du Paranal et du Loa qui correspondent à des zones très fortement couplées, chacune susceptibles de produire un grand séisme de subduction potentiellement associé à un tsunami, et un séisme géant en cas de rupture collective.

Abstract

The Chilean part of the subduction zone between the Nazca and South American plates is an ideal laboratory to understand the seismic and aseismic processes that take place on such a plate boundary. For instance, measuring the elastic deformation of the upper plate during the interseismic loading phase using GPS can help assessing the degree of locking between both plates. We calculate the kinematic coupling coefficient using a simple elastic modeling in which a backslip motion is applied on a buried dislocation in a semi-infinite elastic half-space. During this PhD, my aim was to obtain the coupling distribution along the entire Chilean trench (18°S-38°S) and to compare it to seismotectonic segmentation of the megathrust. Therefore I collected all the previously published interseismic velocities and combined them into a single coherent data set. New data were also collected and processed since 2009 on new or renovated campaign networks. We obtain a new data set that covers almost all the subduction zone on more than a hundred benchmarks.

Those data were used to map precisely the coupling distribution on the interface. Coupling strongly varies both along strike and along dip and draws a segmentation of the megathrust. The highly coupled segments correlate well with the rupture zones of historical megathrust earthquakes and intersegments, that are low coupled areas, correlate with zones that behave as barriers to the seismic propagation. Furthermore, intersegments often correlate with anomalies in the coastline (bays, peninsulas), subducting bathymetric features (ridges, fracture zones) and with a high-rate of moderate-magnitude subduction earthquakes. The Maule earthquake that occurred on February 27, 2010 ruptured a highly locked segment and stopped in low coupled intersegment areas. This earthquake gave us new insights on the relationship between apparent coupling coefficient and mechanical behavior of the subduction interface.

Therefore, coupling maps should help estimating the seismic hazard along the Chilean subduction zone. In particular, we show here that the North Chile seismic gap is not formed of one single highly coupled segment and that it is cut in two by a large intersegment zone where coupling is low around Iquique. Finally, Loa, Paranal and Atacama highly coupled segments are identified as zones that may rupture alone with a $M_w > 8$ subduction earthquake, or with a megathrust earthquake in case of collective rupture, and where the seismic hazard is high.

Introduction générale

Le manuscrit de thèse que vous tenez entre les mains est le fruit d'un travail de longue haleine mené par les équipes de géodésie franco-chiliennes au Chili et du travail que j'ai mené pendant ces trois dernières années.

Le lancement du système GPS a révolutionné en profondeur les pratiques géodésiques en ouvrant la voie à la mesure de la déformation d'un objet à la surface de la terre au millimètre par an près. Dès la fin des années 80, les scientifiques ont entrevu la possibilité d'utiliser cette technique nouvelle pour connaître le mouvement des plaques tectoniques et leur déformation aux frontières. Depuis lors, le GPS et les méthodes de positionnement géodésique en général se sont affirmées comme étant des outils indispensables à la compréhension des mécanismes à l'oeuvre au cours du cycle sismique et notamment dans les zones de subduction sur lesquelles des séismes et des événements de glissements asismiques ont été détectés [p.ex. *Dragert et al.*, 2004]. L'origine et la mécanique de ces événements de glissements lents et autres phénomènes transitoires sont encore mal comprises et ce d'autant plus qu'ils n'ont pas encore été détectés sur l'ensemble des subductions du monde.

La subduction chilienne qui marque la zone de convergence entre la plaque Nazca et la plaque Amérique du Sud fait partie de ces subductions sur lesquelles aucun glissement lent ou événement transitoire n'a encore été détecté, peut être faute d'instrumentation adéquate. Elle constitue pourtant un laboratoire naturel qui présente de nombreux avantages pour étudier en détails le cycle sismique sur la subduction. En effet, la vitesse de convergence élevée entre les deux plaques en contact (environ 7 cm/an) et le contexte tectonique simple sans partitionnement net de la convergence sur plusieurs structures, impliquent que l'accommodation de la convergence par la subduction produise une sismicité importante et qu'un séisme de magnitude supérieure à 8 s'y produise tous les 10 ans environ. La côte chilienne présente l'avantage considérable d'être relativement proche de la fosse de subduction (environ 100 km en moyenne, parfois moins) ce qui permet de mesurer la déformation élastique associée au chargement tectonique en champ proche de la faille, au contraire de la majeure partie des subductions du monde où la fosse est située à plus de 200 km de la côte souvent constituée d'un chapelet discontinu de petites îles (Japon, Sumatra p. ex.).

Ainsi, dès les années 90, les équipes de l'IPGP emmenées notamment par Jean-Claude Ruegg ont installé les premiers réseaux de mesure GPS au Chili afin de mesurer la déformation élastique générée par le cycle sismique sur cette subduction très active. Depuis, ces réseaux de campagnes ou de stations permanentes s'y sont développés pour mieux comprendre le fonctionnement de cette frontière de plaque. Le travail de thèse que j'ai commencé en 2009 avait pour objectif principal d'analyser les données GPS acquises sur la marge chilienne pendant la phase intersismique du cycle sismique dans laquelle se trouvait alors la subduction chilienne depuis le coude d'Arica (18°S) jusqu'à la péninsule d'Arauco (38°S). En entamant ce travail, nous voulions cartographier et quantifier le couplage intersismique, c-à-d le degré de blocage entre les deux plaques sur l'in-

terface de subduction pendant cette phase de chargement et d'accumulation de contraintes avant le prochain grand séisme. Déterminer la valeur du couplage intersismique permet d'apporter un éclairage nouveau sur plusieurs aspects mal compris de la subduction.

(1) Qu'est-ce que le couplage exactement ? S'agit-il d'une réelle variable physique du système ou un paramètre équivalent, efficace mais dépendant du modèle utilisé (à l'image de l'épaisseur élastique de la lithosphère par exemple) ? Quels sont les autres paramètres physiques qui contrôlent la valeur du couplage apparent ?

(2) Peut-on interpréter ce couplage en termes de comportement frictionnel ? Quel est le comportement mécanique des zones partiellement couplées ? Quels paramètres physiques contrôlent la valeur du couplage ?

(3) Que se passe-t-il sur l'interface de subduction au cours du cycle sismique ? Quelles sont les zones où l'on devrait enregistrer des événements transitoires asismiques ? Quel est le lien entre couplage intersismique et glissement cosismique ? Quelle est la périodicité du cycle sismique ?

(4) Quelle est la segmentation de la marge chilienne ? Y a-t-il un lien entre la segmentation élaborée à partir des ruptures historiques et les variations du couplage ? Les zones de barrières aux séismes ont-elles une signature singulière en termes de couplage intersismique ?

(5) Peut-on utiliser le couplage pour estimer l'aléa sismique au Chili ? Si oui, quel est le potentiel sismique de chaque zone de la subduction chilienne ?

J'ai, dans un premier temps, combiné l'ensemble des vitesses intersismiques disponibles au Chili dans un unique jeu de données pour inverser la distribution de couplage intersismique. Ce travail préliminaire a permis d'imager les variations du coefficient de couplage en profondeur et le long de la fosse dans le Chili Central et la région Métropolitaine, là où des données exploitables étaient disponibles. Il a mis en évidence que certaines zones manquaient de mesures pour obtenir la distribution de couplage intersismique localement, et nous avons décidé sur cette base du développement des réseaux et des mesures nécessaires à mettre en place pour obtenir une distribution de couplage sur l'ensemble de la subduction. Nous avons commencé ce travail d'expansion des réseaux de mesures de campagnes dans le petit Nord du Chili dès décembre 2009.

Le séisme de Maule, de magnitude 8.8, a frappé la région du Chili central le 27 février 2010 en causant d'importants dégâts liés principalement au tsunami produit par la secousse. Ce séisme a rompu entièrement la lacune sismique du séisme de Darwin (1835) que nous avons identifiée au préalable comme une zone très fortement couplée. En plus de l'étude détaillée de la rupture rendue possible par l'analyse des données collectées lors de la mission postsismique franco-chilienne, l'occurrence de ce séisme majeur a permis de comparer en détails le comportement mécanique de cette zone de la subduction au cours des phases intersismique, cosismique et postsismique.

Par la suite, nous avons amplifié l'effort d'instrumentation du reste de la marge chilienne dans le but d'accumuler des données avant la prochaine grande rupture, en conduisant 6 campagnes de terrain dans le Grand Nord et le petit Nord du pays. J'ai participé depuis 2009 à 6 de ces missions de terrain et traité l'ensemble des données collectées depuis lors. Le jeu de vitesses intersismiques obtenues est continu sur la quasi totalité de la subduction du Chili à l'exception de la région de Taltal (25°S) qui est encore en cours d'instrumentation. Le travail que j'ai conduit ensuite sur la base de ces nouvelles données a consisté à inverser le couplage intersismique sur l'ensemble de la subduction.

Je présente dans ce manuscrit la distribution de couplage sur l'interface de subduction telle qu'elle nous apparaît à l'heure actuelle via les données GPS acquises et traitées au cours de cette

thèse. Ce travail met en évidence une segmentation de la subduction du Chili. La comparaison de cette segmentation basée sur le couplage avec celle qui a été décrite sur des bases sismotectoniques montre que les séismes de subduction majeurs rompent les segments fortement couplés et s'arrêtent généralement dans les intersegments où le couplage est très faible. Les nouvelles données acquises dans la lacune du Grand Nord Chili démontrent notamment que cette lacune est elle-même segmentée par une zone de très faible couplage en face de la ville d'Iquique, ce qui permet de formuler de nouvelles hypothèses sur la sismicité historique de la zone. Je propose ici de pousser l'interprétation du couplage intersismique jusqu'à sa signification en terme d'aléa sismique puis en termes de comportement mécanique de la zone de subduction du Chili.

Ce manuscrit est organisé en quatre chapitres distincts :

- Le premier chapitre propose une introduction générale à la mécanique des zones de subduction et aux questions soulevées sur le cycle sismique par la découverte récente des glissements lents et autres ruptures atypiques. Il définit le couplage intersismique et dresse le contexte tectonique et cinématique de la convergence Nazca-Amérique du Sud.

- Le second chapitre revient rapidement sur le principe du GPS avant de détailler le travail de terrain, les réseaux chiliens et les procédures de traitement qui ont été utilisées au cours de cette thèse. Ce chapitre est complété par l'annexe technique qui a été séparée du corps de la thèse pour plus de lisibilité.

- Le troisième chapitre est une compilation des distributions de couplage obtenues sur les trois zones géographiques du Chili où j'ai travaillé : le Chili Central, le Centre-Nord, et le Grand Nord du Chili. Ces résultats sont présentés séparément sous forme de trois articles écrits en anglais et de leurs annexes techniques. Parmi eux, l'article concernant le Chili Central a été publié dans la revue *Journal of Geophysical Research*, tandis que les deux articles les plus récents ont été préparés pour une soumission à l'automne au journal *Geophysical Journal International*. Ils sont précédés d'une section plus technique qui permet de comprendre la démarche globale utilisée dans chacun des articles.

- Enfin, le quatrième chapitre réalise une synthèse de ces observations sur l'ensemble de la marge chilienne tant du point de vue cinématique que frictionnel. Il présente la segmentation à grande échelle de la subduction chilienne et propose un modèle de cycle sismique et une estimation de l'aléa sismique sur cette frontière de plaques.

Chapitre 1

Etat de l'art : le cycle sismique en zone de subduction

1.1 Les subductions, des frontières de plaques singulières

Il est difficile de concevoir qu'aucune explication rationnelle solide n'existait il y a 50 ans pour expliquer la très forte sismicité enregistrée sur les pourtours du Pacifique (figure 1.1). La théorie de la tectonique des plaques en était alors à ses balbutiements. Ses bases ne seront clairement posées qu'en 1968, date à laquelle *Le Pichon* [1968] propose le premier découpage de la "tectosphère" en plaques lithosphériques rigides dont les mouvements relatifs sont à l'origine des tremblements de terre et du volcanisme observés à leurs frontières. Même à ce stade, le fonctionnement des frontières en convergence entre ces plaques est inconnu, et il faudra attendre les premières "images" tomographiques de l'intérieur de la Terre dans les années 70 pour comprendre la nature des zones de subduction. Cette introduction revient brièvement sur l'histoire de la découverte des zones de subduction et sur leurs principales caractéristiques, puisqu'il s'agit de l'objet d'étude central dans cette thèse.

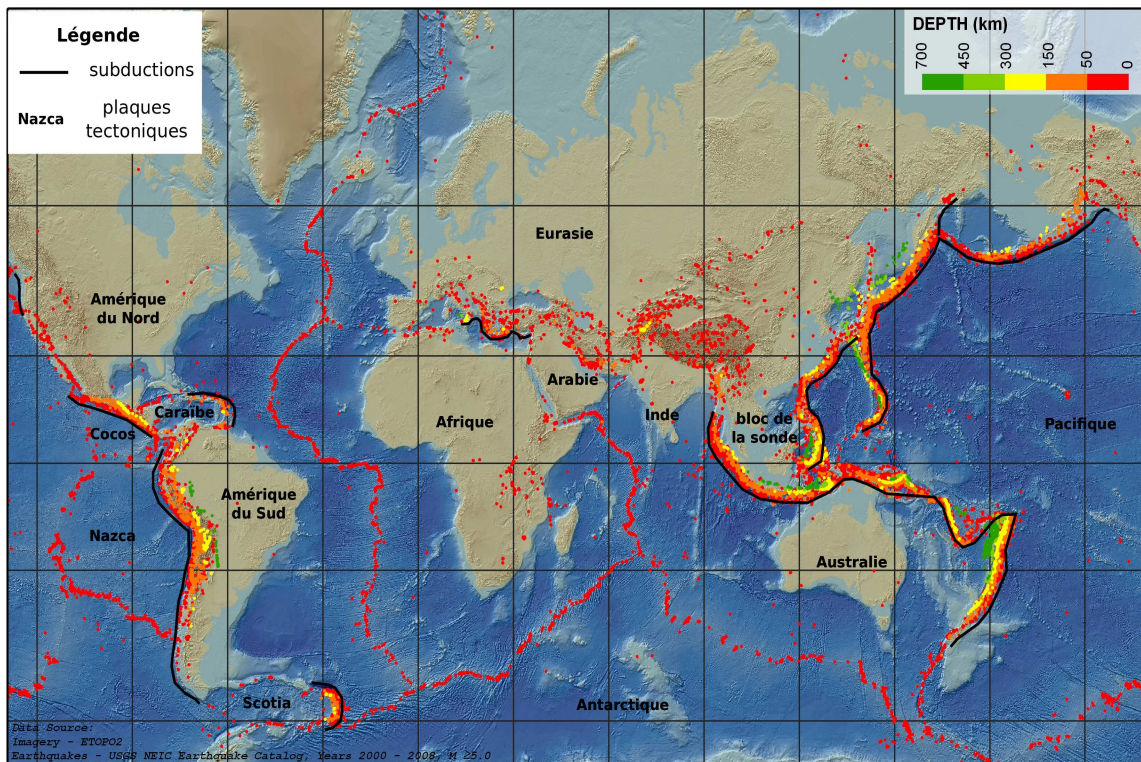


FIGURE 1.1: Carte de la sismicité mondiale modifiée à partir d'une image originale produite par l'Université de Caltech. Les principales zones de subductions ont été soulignées en noir.

1.1.1 De Pachacamac au plan de Benioff

Les populations qui habitent sur les côtes du Pacifique ont souffert des effets des grands tremblements de terre et des éruptions des volcans de la ceinture de feu du pacifique bien avant la naissance de la théorie de la tectonique des plaques. Elles ont développé des mythologies permettant d'expliquer ces phénomènes de part et d'autre de l'océan (figure 1.2). Ainsi, une des légendes japonaises rapporte que lorsque le dieu *Kashima* chargé de contrôler le *Namazu* (un gros poisson chat) a un moment d'inattention, le poisson s'échappe et ses mouvements de nage font

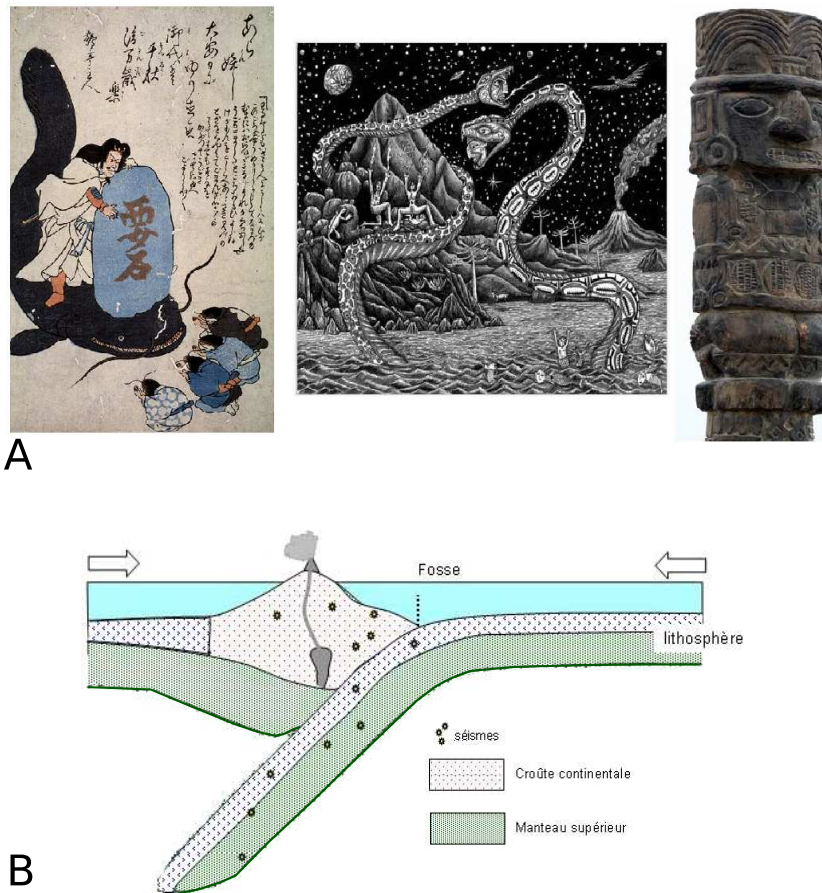


FIGURE 1.2: A- Divinités responsables des séismes dans les cultures Japonaises, Mapuche et Inca (de gauche à droite). A gauche, le *Numuza* (poisson-chat) peut s'échapper du contrôle du dieu *Kashima* et générer des séismes. Au centre, les serpents *Cai-Cai* et *Trentren* secouent terre et mer lors de leurs affrontements. A droite, les colères du dieu *Pachacamac* font trembler la terre. B- Vision actuelle simplifiée de la subduction (figure extraite du site de l'académie de Dijon, destinée à des élèves de terminale S).

trembler l'archipel. Dans la culture Mapuche, le peuple du Sud du Chili, ce sont les mouvements de deux serpents frères et colériques *Cai-Cai* et *Trentren*, qui génèrent les grands tremblements de terre et les tsunamis associés. Dans le Nord du Chili, ce sont les colères de *Pachacamac*, mari de la *Pacha Mama*, qui sont invoquées pour expliquer les secousses telluriques. L'Europe ne manque pas non plus d'imagination, et le monde antique a longtemps vénéré *Poséïdon* dieu de la mer et également considéré comme responsable des nombreux séismes ressentis dans la péninsule hellénique. Ces légendes n'expliquent pas grand chose des séismes, mais permettent de faire perdurer le souvenir des événements les plus dramatiques et de véhiculer une certaine sagesse populaire. Au Chili par exemple, où les tsunamis frappent régulièrement les côtes, les anciennes villes sont souvent construites sur les hauteurs à l'image de la vieille ville de La Serena construite sur une terrasse surplombant la baie dans laquelle se développe maintenant la ville nouvelle, au mépris des risques de ras-de-marée. Depuis, notre compréhension des séismes et notamment de la sismicité des zones de subduction s'est considérablement améliorée, et on explique ce phénomène par l'accumulation et le relâchement des contraintes sur l'interface entre deux plaques tectoniques qui convergent l'une vers l'autre (figure 1.2-B). La découverte des zones

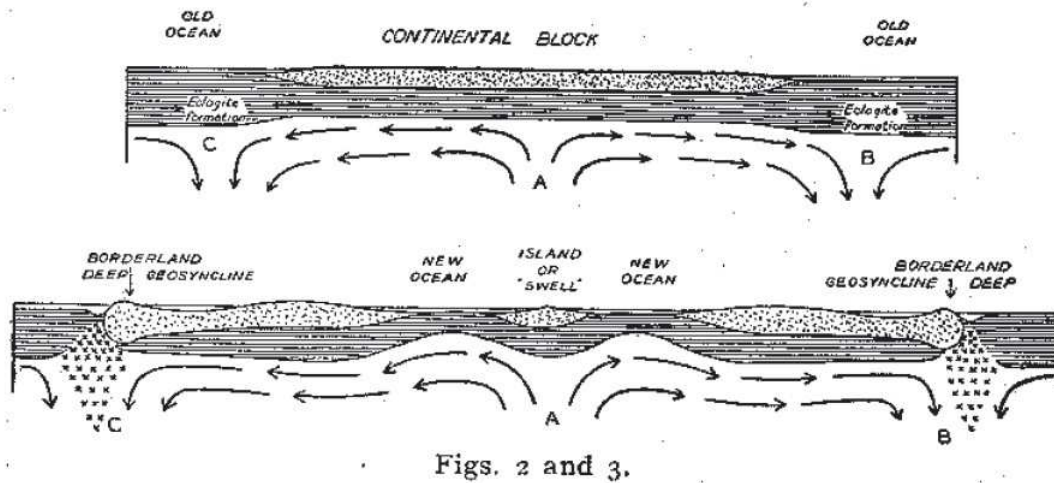


FIGURE 1.3: Modèle de convection simple proposé par Holmes en 1929 pour expliquer la perte de la chaleur de la Terre produite par radioactivité. Les principaux ingrédients de la théorie de la tectonique des plaques sont présents dans ce modèle d'expansion océanique, à l'exception de la subduction et de la prise en compte des différentes enveloppes terrestres.

de subduction et de leur fonctionnement est le résultat d'un long cheminement scientifique.

Au tout début du 20^{ème} siècle, la théorie de la dérive des continents se propage en Europe, menée notamment par Alfred Wegener. Alors que la sismologie se développe et améliore nos connaissances sur la structure interne de la Terre, les mesures de flux de chaleur menées par Holmes en 1929 le conduiront à proposer l'existence d'un mouvement de convection dans le manteau terrestre (figure 1.3). Cette convection profonde permet d'expliquer les déplacements horizontaux observés dans les océans par Vine et Wilson en 1965, déjà anticipés par le modèle d'expansion océanique proposé par Hess (1962). Si la branche ascendante de telles cellules de convection est à ce moment identifiée comme étant située au niveau des dorsales, aucune structure connue ne permet de concevoir la plongée du matériel dans les profondeurs mantelliques. Dans un des articles fondateurs de la théorie de la tectonique des plaques, *Le Pichon* [1968] identifie sept grandes plaques tectoniques limitées par des frontières en divergence (les dorsales), en coulissage (les failles décrochantes), ou en convergence.

Mais encore une fois, la nature des frontières en convergence est limitée à des connaissances parcellaires et encore confuses. Wadatti et Benioff avaient pourtant mis en évidence dès les années 1940 que la sismicité dans ces zones s'alignait sur un plan qui plongeait dans le manteau sous le Japon et la Californie. Ces marges actives sont des zones où la bathymétrie et la topographie sont anormales : elles sont caractérisées par un approfondissement marqué du plancher océanique au niveau des "fosses océaniques", et par une chaîne de volcans imposante à l'aplomb du plan de Benioff. La découverte de l'existence d'une anomalie gravitaire forte au niveau de ces marges, fut interprétée par *Hess et al.* [1933] comme résultant d'un défaut de masse localisé sous les fosses océaniques (figure 1.4). A l'aide d'analyse des vitesses de propagation des ondes sismiques sous les îles Tonga, *Oliver and Isacks* [1967] sont les premiers à imaginer qu'une des plaques plonge dans le manteau sous-jacent dans ces zones de convergence. Ils permettent ainsi de mieux comprendre l'origine du défaut de masse sous les fosses océaniques (la croûte océanique légère s'enfonce dans un manteau plus lourd, figure 1.4-B). Dans les années 70 et 80, l'utilisation d'une

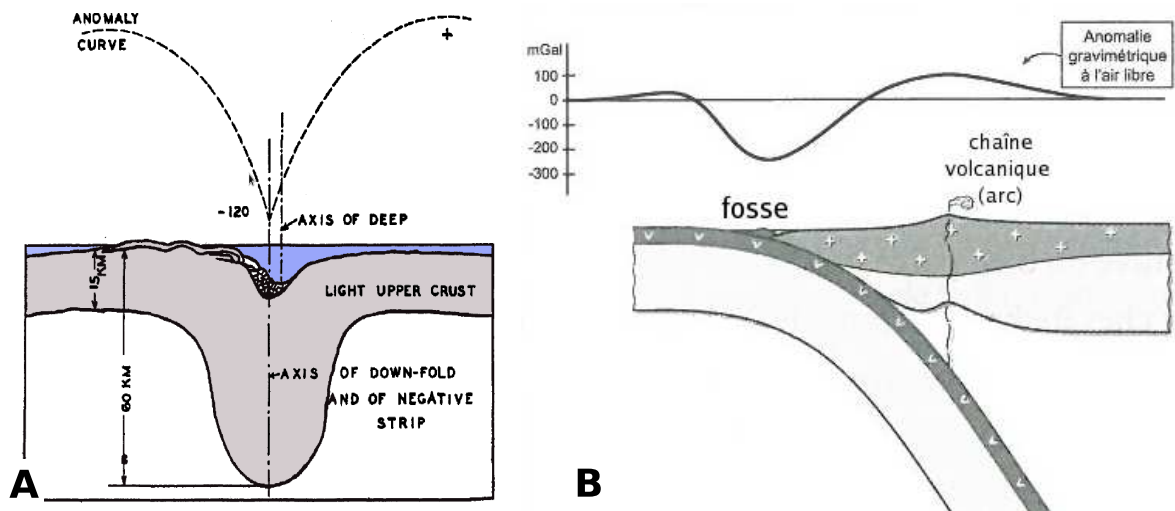


FIGURE 1.4: Interprétations actuelles (B) et passées (A) de l'anomalie gravitaire observée au niveau des zones de subduction. A - figure extraite de [Hess *et al.*, 1933], expliquant cette anomalie par un excès de croûte légère en profondeur sous les fosses océaniques, sans conceptualiser l'existence de deux plaques lithosphériques distinctes. B - vision actuelle de la subduction : l'anomalie gravitaire est causée par l'enfoncement de la plaque océanique sous la plaque chevauchante, créant ainsi un défaut de masse (extrait de Lallemand *et al.* [2005]).

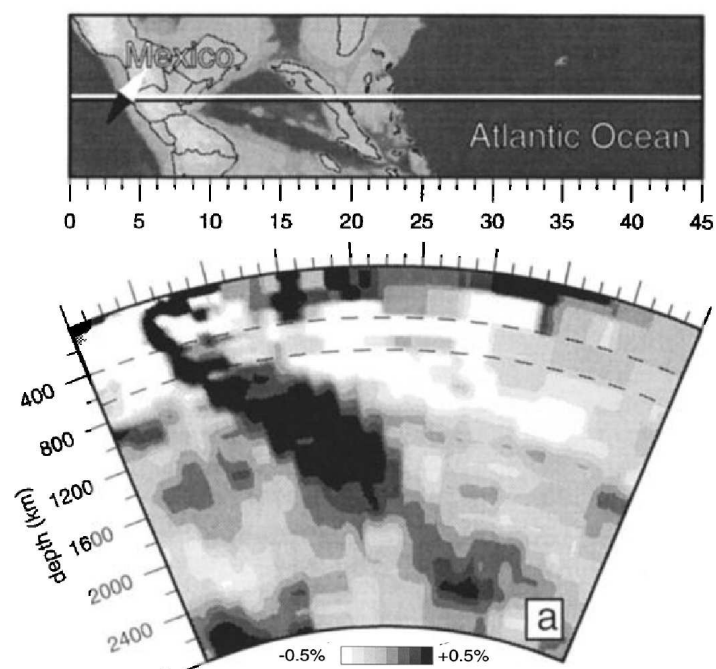


FIGURE 1.5: Image de tomographie sismique sous la zone de subduction du Mexique extraite de Bijwaard *et al.* [1998]. L'écart entre les vitesses des ondes inversées et les vitesses prédites par le modèle PREM est représenté selon l'échelle de gris. Au premier ordre, plus l'anomalie est positive, et plus la structure est dense, donc froide.

technique de sondage médical, la tomographie, appliquée à l'exploration de l'intérieur de la Terre, permet d'obtenir les premières images en deux dimensions de sa structure interne. Certaines anomalies de vitesse sismique visibles dans ces images, sont interprétées comme des marqueurs des plaques océaniques plongeant dans le manteau (figure 1.5). L'interface entre les deux plaques où sont localisés les séismes majeurs est également mieux définie. De nombreuses questions sur la structure et le fonctionnement des zones de subduction persistent encore aujourd'hui. Néanmoins, la mise en évidence d'une interface de contact entre deux plaques lithosphériques sur laquelle s'accumule les contraintes dues au mouvement de convergence à grande échelle, fournit une explication rationnelle à la forte sismicité observée dans les zones de subduction. Il est alors plus raisonnable de voir dans les tsunamis l'impact d'une rupture superficielle de cette interface provoquant un brusque soulèvement du fond des océans, plutôt que le mouvement furieux du serpent *Cai-cai*.

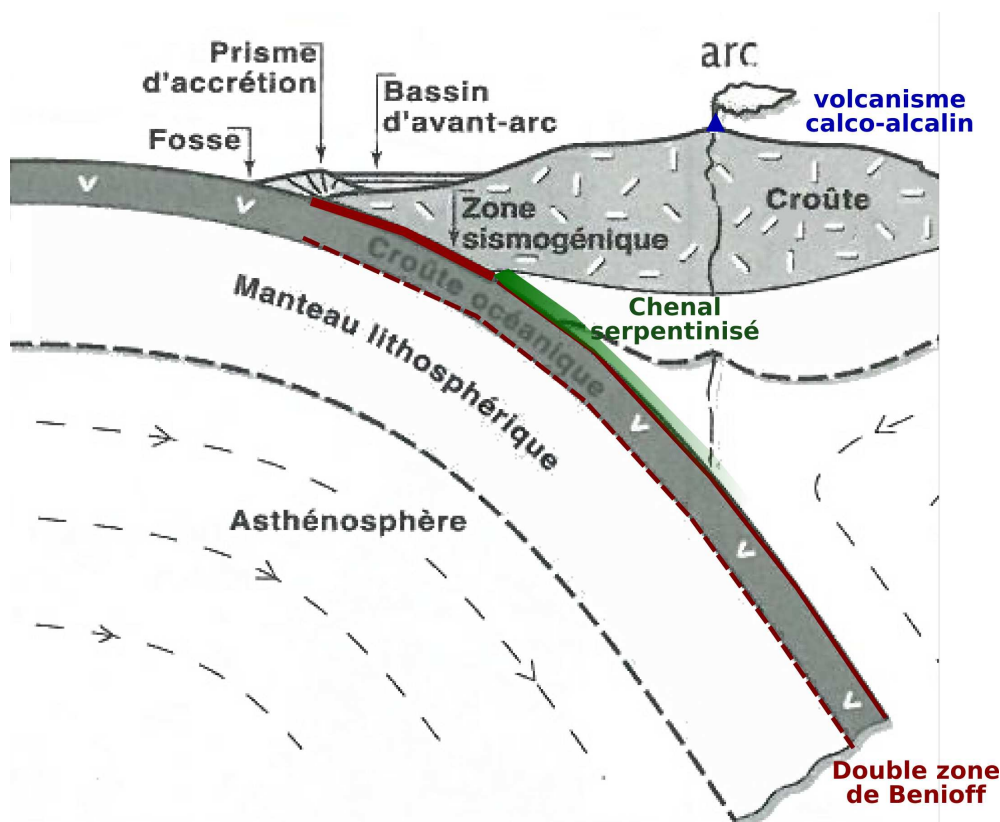


FIGURE 1.6: Principales caractéristiques physiques d'une zone de subduction (d'après *Lallemand et al.* [2005])

1.1.2 Caractéristiques physiques d'une zone de subduction

Les zones de subduction sont donc d'abord des frontières de plaques tectoniques en convergence, qui sont considérées comme étant la branche plongeante de la convection mantellique. Le plongement de la plaque océanique sous la plaque chevauchante (océanique ou continentale) affecte durablement la morphologie des plaques autour de la zone de contact (figure 1.6) : la plaque océanique, courbée à l'extrême, forme une fosse océanique qui peut atteindre 11 km de

profondeur dans la fosse des Mariannes (Micronésie), et les sédiments qui tapissent la surface des océans s'accumulent par effet de rabot en un prisme d'accrétion plus ou moins développé selon les types de subductions (on parle de marge érosive lorsque le prisme d'accrétion est absent). La plaque supérieure est, quant à elle, affectée par un volcanisme calco-alkalin caractéristique de la fusion partielle d'un manteau hydraté qui forme l'arc volcanique et contribue à la construction d'une chaîne de montagnes. Ces frontières de plaques se traduisent donc par une anomalie gravitaire négative au-dessus de la fosse et positive au dessus de l'arc volcanique (figure 1.4). Dans le cas d'une plaque supérieure de nature océanique, une zone d'extension peut se développer dans la région d'arrière-arc.

Les contraintes appliquées sur l'interface de subduction par le mouvement de convergence des plaques sont libérées en partie lors des tremblements de terre qui rompent l'interface de contact ou la plaque océanique elle-même jusqu'à des profondeurs de près de 700 km. Ces séismes définissent le plan de Wadatti-Benioff qui marque le contact entre les deux plaques et qui s'avère en fait être formé de deux plans parallèles séparés par quelques dizaines de kilomètres de profondeur (double zone de Benioff, détectée notamment sur la subduction Aléoutienne [Engdahl and Scholz, 1977]). La zone de contact entre les deux plaques est donc plus complexe qu'une simple interface planaire. L'effet du métamorphisme de la plaque plongeante conduit à une déshydratation de la croûte océanique au profit du coin mantellique serpentinisé (figure 1.6). Plusieurs auteurs proposent que ce matériel mantellique hydraté agisse comme un lubrifiant sur la zone de contact, lui donnant ainsi une épaisseur non négligeable et permettant l'exhumation de roches profondes [Guillot et al., 2009].

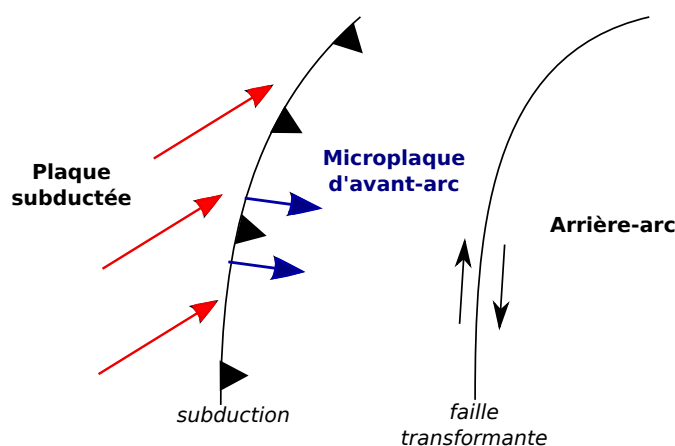


FIGURE 1.7: Représentation schématique du partitionnement de la convergence dans le cas d'une subduction oblique.

Dans certains cas comme celui de la subduction de Sumatra, la convergence entre les plaques est oblique par rapport à la fosse (c-à-d la fosse n'est pas perpendiculaire à la direction de convergence), et les séismes de subduction ne relâchent les contraintes que dans la direction perpendiculaire à la fosse. La composante résiduelle de la convergence s'accumule alors sur une grande faille d'arrière-arc qui rompt en décrochement, à l'image de la faille de Sumatra [Fitch, 1972]. On définit alors une troisième plaque (ou "sliver") qui correspond à la zone d'avant-arc (figure 1.7) et qui est comprise entre les deux structures tectoniques. L'obliquité ne semble pourtant pas être forcément associée à ce partitionnement de la déformation, à l'image de la subduction chilienne où aucune structure de partitionnement de cette envergure n'a été mise en

évidence et où le glissement cosismique lors des séismes de subduction est parallèle à la direction de convergence [McCaffrey, 2002].

Les caractéristiques physiques des zones de subduction que nous avons brièvement rappelées ici font de ces frontières de plaques des zones où l'aléa sismique et volcanique est fort. En effet, les séismes localisés sur l'interface de subduction sont les plus grands séismes enregistrés au monde (le plus fort séisme jamais enregistré étant le séisme de Valdivia, au Chili en 1960, Mw 9.5) et sont fréquemment associés à des tsunamis dévastateurs (tsunami de Sumatra en 2004, de Maule en 2010, de Tohoku en 2011, ...). Les tsunamis sont d'ailleurs généralement plus meurtriers que la secousse en elle-même. Dans le cas du séisme de Tohoku qui a frappé le Japon le 11 mars 2011, près de 90% des 23 500 morts et disparus sont directement liés au tsunami qui a frappé les côtes dans les heures suivant la secousse principale [Koketsu et al., 2011]. Les "volcans gris" qui constituent l'arc volcanique des subductions tirent leur nom de la couleur du panache de cendres qu'ils émettent lors des phases éruptives. Il s'agit de volcans de type explosif car la lave arrivant en surface est riche en eau et donc en gaz. Ces volcans libèrent une énergie colossale lors de leurs éruptions qui produisent fréquemment des nuées ardentes dévastatrices. Au Chili, l'éruption du volcan *Cordón Caulle* en juin 2011 a conduit à l'évacuation de 4000 habitants de la région et a paralysé le trafic aérien pendant plusieurs semaines. Deux jours après le grand séisme de 1960 au Chili, ce même volcan est entré en éruption. Le lien entre les séismes de subduction et l'activité volcanique est cependant loin d'être systématique. L'enjeu de compréhension du processus de subduction dépasse donc la stricte connaissance scientifique et s'inscrit dans la tentative d'évaluation de l'aléa et des risques¹ naturels dans les pays concernés.

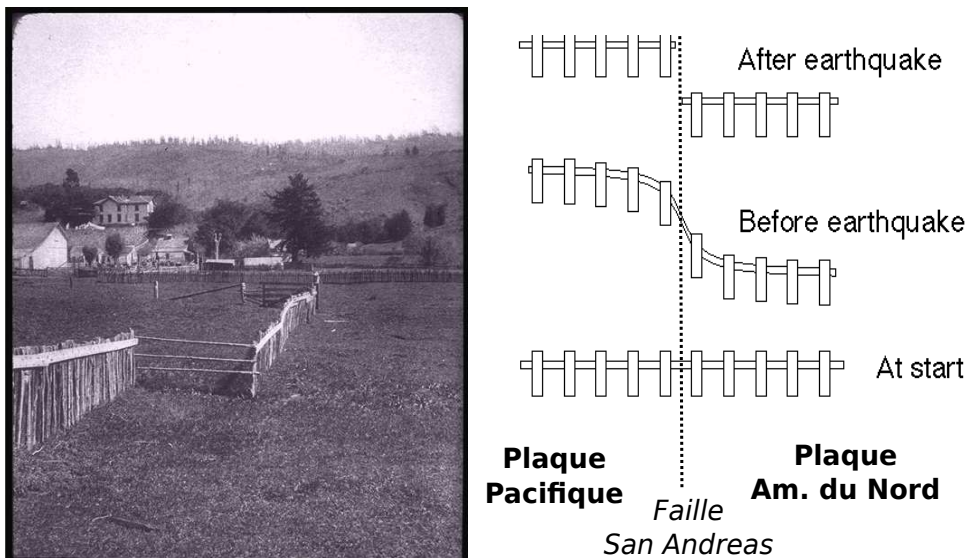


FIGURE 1.8: Photo d'observation d'une clôture décalée par le séisme de 1906 sur la faille de San Andreas (gauche), et interprétation de Reid [1910] (droite) en terme de déformation autour de la faille (figures issues de <http://earthquake.usgs.gov>).

1. On rappelle que l'aléa correspond uniquement à la probabilité d'occurrence d'un séisme, tandis que le risque égal au produit de l'aléa et de la vulnérabilité de la zone est un concept centré autour des dégâts matériels et humains causés par cet événement.

1.2 Cycle sismique et comportement mécanique de l'interface

Estimer l'aléa sismique d'une zone est bien différent de la tâche de prédiction que prêtent souvent les médias aux scientifiques. Savoir quand et où arrivera le prochain séisme, quelle sera sa magnitude, son étendue, restent malgré tout les objectifs à long terme des sismologues. Reste à savoir si de tels phénomènes sont prédictibles et si nous connaissons suffisamment la physique qui les soutend pour pouvoir espérer les anticiper. Ici, on revient sur les différents modèles de comportement mécanique des failles, et plus particulièrement des zones de subduction, et sur l'évolution des connaissances au cours du 20ème siècle.

1.2.1 Le cycle sismique

Dès le début du 20ème siècle, *Reid* [1910] pose les bases de la théorie du rebond élastique et propose d'expliquer ses observations de terrain après le séisme de San Fransisco en 1906 par une déformation graduelle élastique de la croûte autour de la faille décrochante de San Andreas (qui marque la limite entre la plaque Pacifique et la plaque Nord-Américaine, figure 1.8). Il faudra attendre plus de 50 ans avant que *Fedotov* [1968] emploie pour la première fois l'expression "cycle sismique" pour qualifier ce cycle de déformation élastique et de déformation cassante qui sépare les séismes sur une même faille. Il applique ce nouveau concept à l'estimation de l'aléa sismique sur la zone de subduction du Kamchatka [*Fedotov et al.*, 1977] et adapte le modèle de Ried au contexte de la subduction. Ce cycle sismique est à cette époque divisé en seulement deux phases de déformation différente (figure 1.9). La phase intersismique, la plus longue (plusieurs

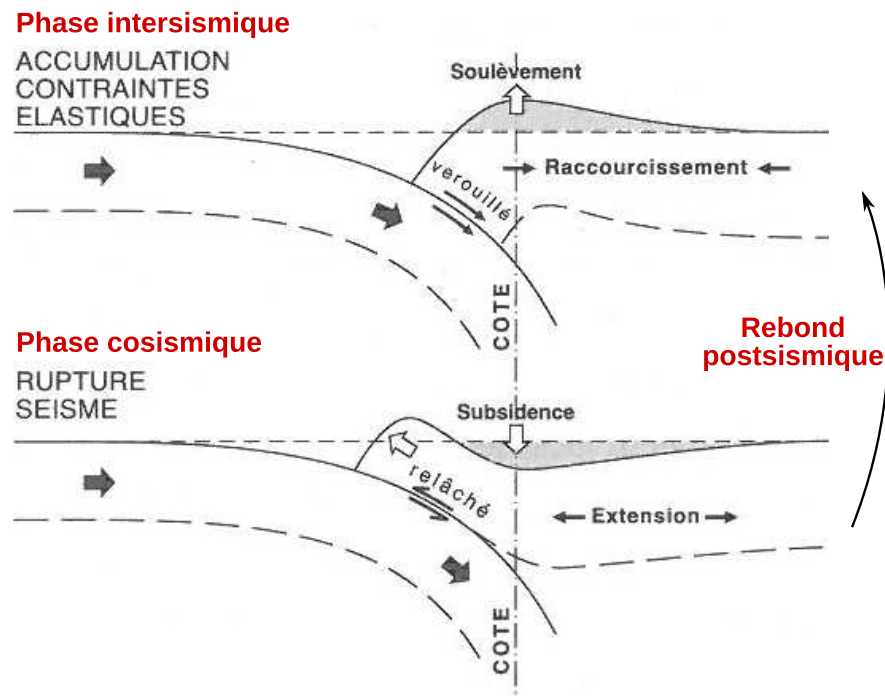


FIGURE 1.9: Schéma des deux phases principales du cycle sismique (intersismique et cosismique) dans le cas d'une zone de subduction (modifié d'après *Lallemand et al.* [2005]). La phase cosismique est suivie par un rebond postsismique.

dizaines voire centaines d'années), est la période pendant laquelle la convergence entre les deux plaques est accommodée par une accumulation de déformation élastique autour de la zone de faille bloquée. Lorsque les forces qui s'appliquent sur l'interface dépassent la résistance de celle-ci, la déformation accumulée est relâchée brutalement (en quelques minutes) par un glissement rapide sur la faille préalablement bloquée : c'est la phase cosismique.

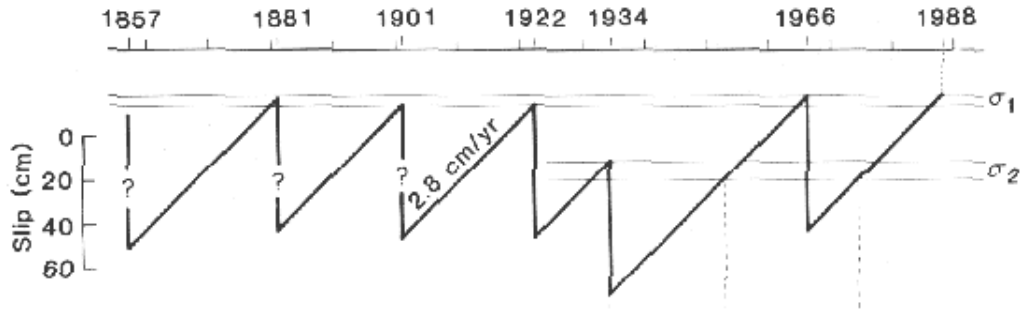


FIGURE 1.10: Interprétation par *Bakun and Lindh* [1985] des événements historiques décrits sur le segment de Parkfield de la faille de San Andreas en terme d'accumulation de glissement sur la faille (glissement en fonction du temps). Il prédit sur cette base l'arrivée imminente d'un séisme identique avant 1993.

De l'autre côté du Pacifique, l'analyse de la sismicité historique enregistrée sur la faille de San Andreas conduit *Bakun and Lindh* [1985] à considérer le cycle sismique comme étant périodique, ce qui permet de prévoir *a priori* l'occurrence d'événements majeurs. *Bakun and Lindh* [1985] identifient un cycle de 28 ans en moyenne sur le segment de Parkfield de cette faille décrochante (figure 1.10) et prédisent l'arrivée d'un séisme important avant 1993. Les années 80 marquent donc l'essor d'une tentative de prédiction des séismes sur la base de plusieurs modèles de répétabilité du cycle sismique décrits notamment par *Shimazaki and Nakata* [1980] à partir de l'étude de la subduction japonaise. Trois modèles principaux sont proposés (figure 1.11) :

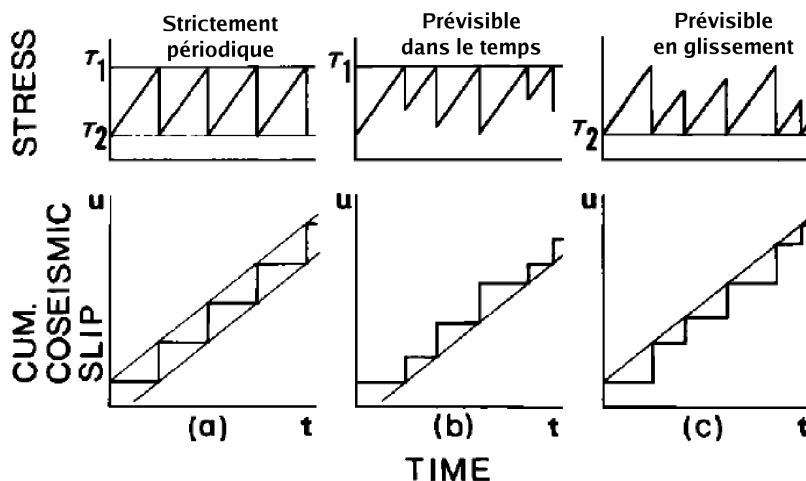


FIGURE 1.11: Modèles de cycles sismiques, d'après *Shimazaki and Nakata* [1980]. A gauche, modèle dit strictement périodique ou de type "séisme caractéristique" ; au centre, modèle prévisible dans le temps ; à droite, modèle de cycle prévisible en glissement.

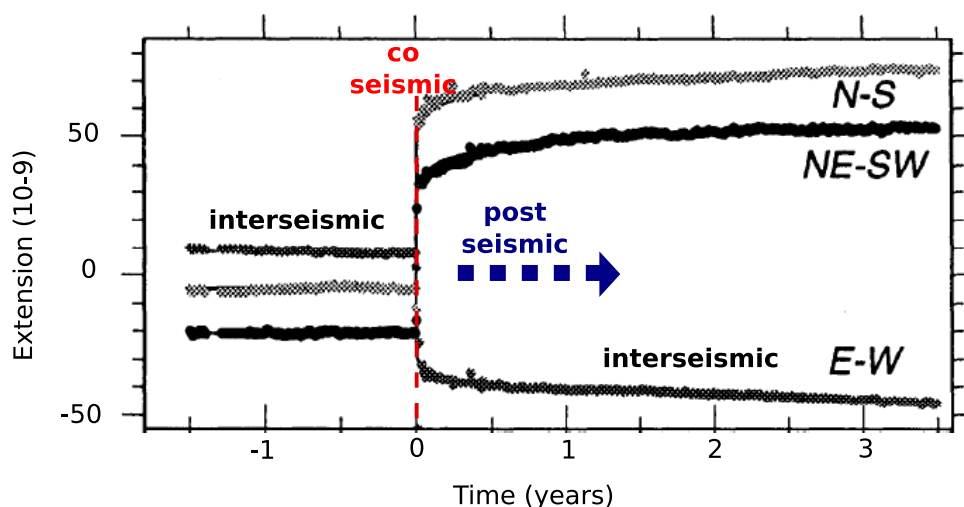


FIGURE 1.12: Mesure du mouvement postsismique suite au séisme de Sanriku, modifiée à partir de *Heki and Tamura* [1997]. Extension mesurée à la station ETTS (située à 200 km de l'épicentre) avant, pendant et après le séisme de Sanriku en 1994. Enregistrement d'un point toutes les 10 minutes selon les directions Nord-Sud (gris clair), Est-Ouest (gris foncé) et Nord Est-Sud Ouest (noir).

(i) dans le modèle de “séisme caractéristique” la portion de faille rompt de façon régulière avec un séisme identique à chaque rupture, tant en terme de quantité de glissement que de contraintes relâchées; (ii) dans le cas du modèle “prévisible en temps” (c-à-d qui permet de prédire la date d'arrivée d'un séisme), la faille rompt de façon régulière une fois le seuil de résistance du milieu atteint, mais l'amplitude du séisme et ses caractéristiques diffèrent à chaque rupture; (iii) enfin, dans le modèle “prévisible en glissement” (c-à-d qui permet de prédire l'ampleur du séisme à tout moment), les séismes peuvent arriver à tout moment, mais leur glissement associé est connu car la contrainte finale après rupture est identique pour chaque rupture.

Les années 90 marquent la fin de l'illusion de la prévision des séismes, au sens strict du terme. Le premier accroc aux modèles simples présentés ci-dessus apparaît en 1993, lorsque la prédiction du séisme de Parkfield sur les bases du modèle de séisme caractéristique ne se réalise pas. Il faudra attendre 2004 pour que le séisme tant attendu ($M_w \sim 6$) sur ce segment de faille arrive et libère les contraintes avec près de 10 ans de retard [Bakun et al., 2005]. Le découpage du cycle sismique en une phase intersismique et une phase cosismique bien distincte est également remis en question par de nouvelles observations dans les années 2000 issues de stations GPS permanentes. L'étude par GPS du séisme de Sanriku (1994) permet notamment de montrer que la phase cosismique est suivie d'une période pendant laquelle le glissement se poursuit de façon sismique et asismique sur la faille, et pendant laquelle le manteau rebondit de façon visco-élastique. Cette phase, dite “postsismique” est plus ou moins longue suivant la magnitude du séisme de la phase cosismique précédente (elle est généralement faible dans le cas de petits séismes et peut atteindre des siècles suite aux grands séismes comme celui de Valdivia en 1960 de M_w 9.5), et fait le lien avec la reprise du chargement intersismique sur la faille (figures 1.9 et 1.12). *Ruegg and Olcay* [2001] mettent en évidence l'existence d'une possible phase de glissement pré-sismique avant le séisme Péruvien d'Arequipa en 2001, tandis que l'étude du grand séisme de subduction de Tohoku semble mettre en évidence des phénomènes d’“over-shoot” lors de la phase cosismique (i.e. le glissement relâché lors de la rupture est plus important que le glissement

théorique accumulé depuis le dernier séisme, [*Ide et al.*, 2011]).

Finalement, le modèle simple de cycle sismique ne permet pas de reproduire la complexité des observations réalisées autour des grandes failles. Il offre néanmoins un cadre d'étude qui permet de décrire au premier ordre les variations de la déformation avant, pendant et après un séisme. Les modèles des années 80 permettant de prédire la magnitude des séismes et/ou leur date d'occurrence sont jugés trop simplistes et ont été peu à peu remplacés par une vision plus chaotique du cycle sismique. Ces nouveaux modèles permettent notamment d'expliquer l'existence de séquences de séismes (ou "clusters", [*Wallace*, 1987]) de taille variable qui alternent avec des séquences plus classiques de "séismes caractéristiques". Une des limites des modèles prévisibles en temps ou en glissement réside également dans le fait de considérer la phase intersismique comme une phase de quiescence sismique pendant laquelle le chargement élastique sur la faille est constant et identique d'un cycle à l'autre. L'analyse que nous proposons dans cette thèse de la déformation durant la phase intersismique sur la subduction chilienne montre que la réalité est plus complexe.

1.2.2 Des grandes ruptures aux séismes lents

Dans les années 2000, les progrès de l'instrumentation sismologique et du Global Positioning System (GPS) ont conduit les scientifiques à revisiter en profondeur nos connaissances sur le mécanisme même de la rupture sismique. Jusqu'alors, les catalogues de sismicité mondiale (p. ex. *Engdahl and Villaseñor* [2002]) avaient permis d'élaborer des lois physiques empiriques reliant les caractéristiques des ruptures de type lois d'échelle [*Aki*, 1972]. Le moment sismique M_o (en N.m) qui permet de quantifier l'énergie relâchée lors des ruptures est défini comme

$$M_o \equiv \mu SD,$$

où μ est le coefficient de rigidité du milieu (en Pa), S est la surface de la rupture (en m²) et D le glissement moyen sur cette surface (en m). L'analyse des caractéristiques des séismes enregistrés a permis de montrer que $M_o \sim \Delta\sigma L^3$, avec $\Delta\sigma$ la chute de contrainte (en Pa), et L la longueur caractéristique de la rupture (en mètres). On observe également un lien de proportionnalité entre le moment M_o et la durée caractéristique de la rupture T (en secondes) tel que $M_o \simeq T^3 \times 10^{15-16}$ (figure 1.14 et [*Houston*, 2001]). Ces lois d'échelles se déclinent souvent en fonction de la magnitude de moment M_w définie empiriquement comme

$$M_w = \frac{\log_{10}(M_o) - 9.3}{1.5}.$$

Cependant, ces lois d'échelles ne s'appliquent pas à la description des événements de glissements lents enregistrés dans les années 2000 par les réseaux très denses de GPS continus, d'extensiomètres et d'inclinomètres, déployés notamment autour des zones de subduction de Nankai (Ouest du Japon) et des Cascades (Nord-Ouest des Etats-Unis, figure 1.14). Dans les Cascades, *Dragert et al.* [2004] mettent en évidence l'existence simultanée de tremors non-volcaniques (séismes peu puissants généralement regroupés dans le temps) et de glissements lents sur l'interface de subduction. Ce phénomène dure une dizaine de jours et se répète tous les 13-16 mois environ (figure 1.13). Le même type d'événement basse fréquence ont été enregistrés sur les subductions de Nankai et du Mexique. Regroupés sous la terminologie de "ETS" ou "Episodic Tremor and Slip", ils sont caractérisés par des moments sismiques variant entre 10^{11} et 10^{18} N.m environ et peuvent durer de quelques secondes à plusieurs années. Parmi eux, les "séismes-tsunami" correspondent à des séismes relativement lents qui rompent l'interface la plus superficielle de la zone de subduction et peuvent conduire à la formation de tsunamis malgré leur faible

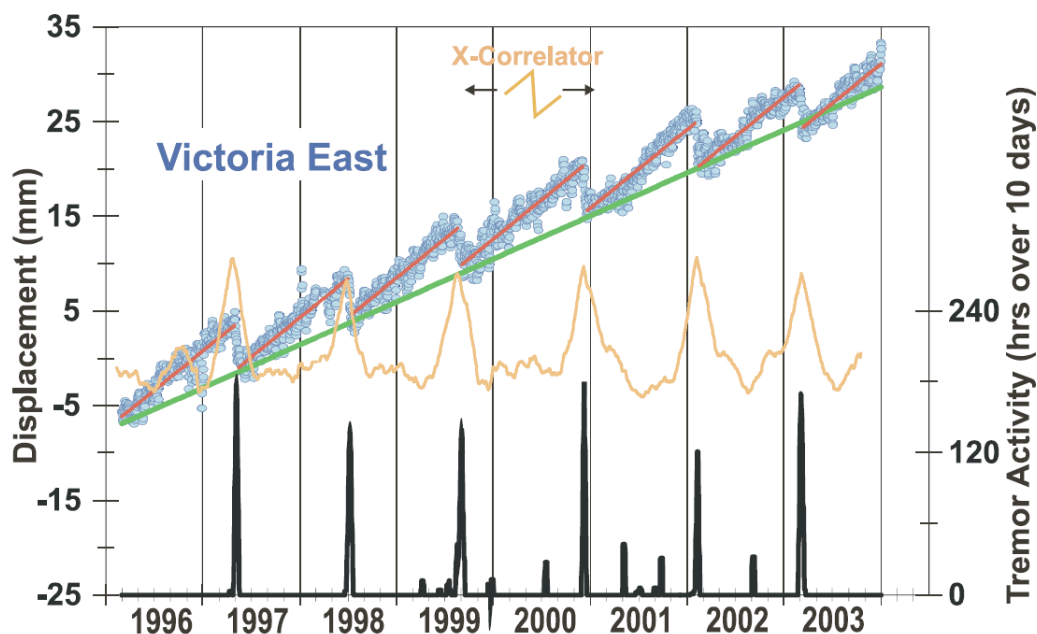


FIGURE 1.13: Trémors non-volcaniques et glissements lents associés mesurés sur la zone de subduction des Cascades par *Dragert et al.* [2004]. Le déplacement de la station Victoria par GPS vers l'Est (points bleus), et le taux de sismicité (trait noir) sont représentés en fonction du temps. La corrélation entre les deux quantités est représentée par la courbe orange. La ligne verte représente le déplacement enregistré sur le long terme, la ligne bleue représente le déplacement à moyen terme.

puissance [*Kanamori, 1972*]. La découverte de ces séismes a donc entraîné la mise en place de nouvelles lois d'échelle, formalisées par *Ide et al.* [2007], parmi lesquelles on trouve la relation $M_o \simeq T^3 \times 10^{12-13}$ (figure 1.14). La physique de ces ruptures lentes et complexes reste très mal comprise pour l'instant, et leurs liens avec les ruptures "classiques" demeurent flous. Si les ETS ont été enregistrés dans la majeure partie des zones de subductions dans le monde, la zone de subduction chilienne fait de la résistance. Aucun événement de ce type n'y a pour l'instant été mis en évidence. La question demeure donc de savoir si cette absence d'enregistrement est liée à une particularité physique de la subduction qui empêcherait l'existence d'ETS, ou si c'est le défaut d'instrumentation sur le long terme qui biaise nos observations.

En une vingtaine d'années, le monde de la sismologie s'est donc radicalement transformé. La transition entre le modèle physique simple des années 80 décrivant les ruptures classiques par un ensemble de lois d'échelle connues et par un modèle de cycle sismique idéal, et le modèle en construction qui permettrait d'expliquer la grande diversité des ruptures et des cycles sismiques, est encore en cours.

1.2.3 Modèle mécanique du cycle sismique

Les séismes "classiques" correspondent à des ruptures d'une zone limitée de l'interface de subduction. On les décrit généralement en utilisant la loi de friction dite "rate-and-state" et en modélisant le cycle sismique par la réponse d'un patin soumis à des contraintes tangentielles et normales variables (figure 1.15 et [*Burridge and Knopoff, 1967*]). L'élasticité des lithosphères en contact peut être modélisée par un ressort lié au patin, et la faille en elle même correspond

à l'interface de contact entre le patin rigide et la surface sur laquelle il est posé. Les forces exercées sur ce système correspondent dans la réalité à la convergence long-terme entre les deux plaques lithosphériques. Si la force tangentielle τ est suffisante (*c.-à-d.* que $\tau \geq \sigma\mu_s$, avec μ_s le coefficient de friction statique), le patin peut glisser sur l'interface de contact. Ce glissement peut être saccadé ou continu selon le type de variation en fonction de la vitesse du coefficient de friction dynamique μ_d . Dans le formalisme présenté par *Scholz* [1998] pour un régime “steady-state”, ce coefficient est donné par

$$\mu_d = \mu_s + (a - b) \ln(V/V_0),$$

où V est la vitesse de glissement et a , b et V_0 sont des paramètres dépendant des caractéristiques physiques des matériaux en contact (la rugosité de l'interface, l'élasticité des matériaux, ou la température par exemple). Si μ_d augmente lors du glissement (*c.-à-d.* que $(a-b)$ est positif), alors la résistance au glissement sera plus importante et le glissement sera stable et continu. On parle alors de comportement “velocity-strengthening”, qui permet de décrire correctement les glissements lents observés sur les failles. Dans le cas contraire où μ_d diminue lors du glissement, la résistance au glissement est de plus en plus faible et permet une accélération du mouvement

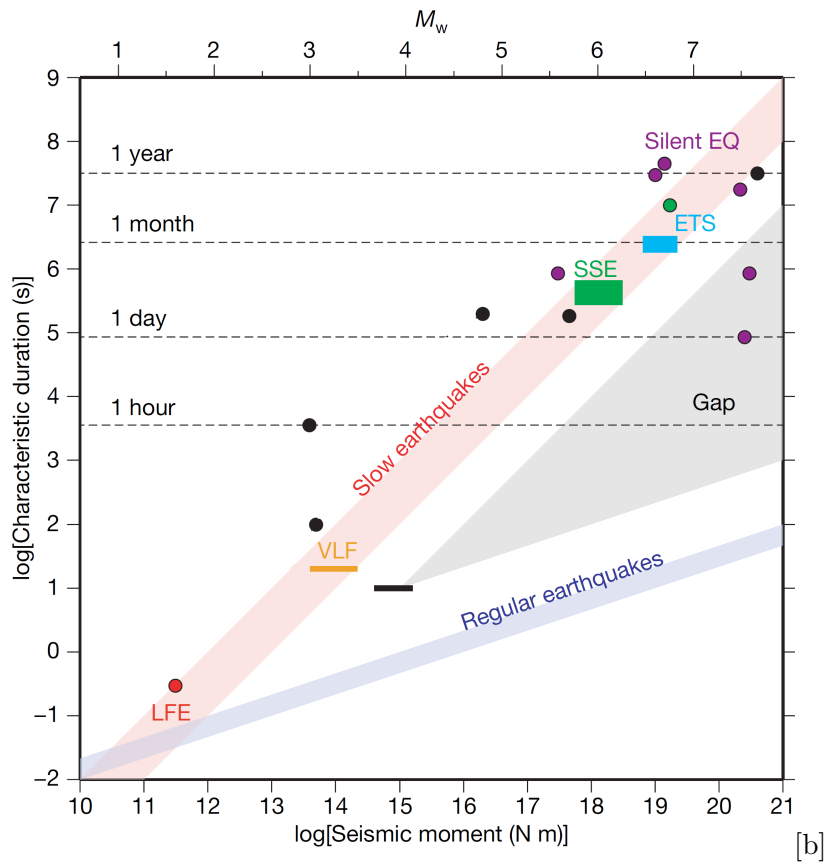


FIGURE 1.14: Durée caractéristique des événements en fonction de leur moment sismique (en log), d'après *Ide et al.* [2007]. La loi d'échelle pour les événements classique est représentée par la zone bleue claire, celle pour les ETS (Episodic Tremor and Slip) par la zone rose claire. Plusieurs types d'ETS sont représentés. LFE (en rouge) : Low Frequency Earthquakes ; VLF (orange) : Very Low Frequency events ; SSE (vert) : Silent Slip Events ; Silent earthquake (violet, voir *Schwartz and Rokosky* [2007]).

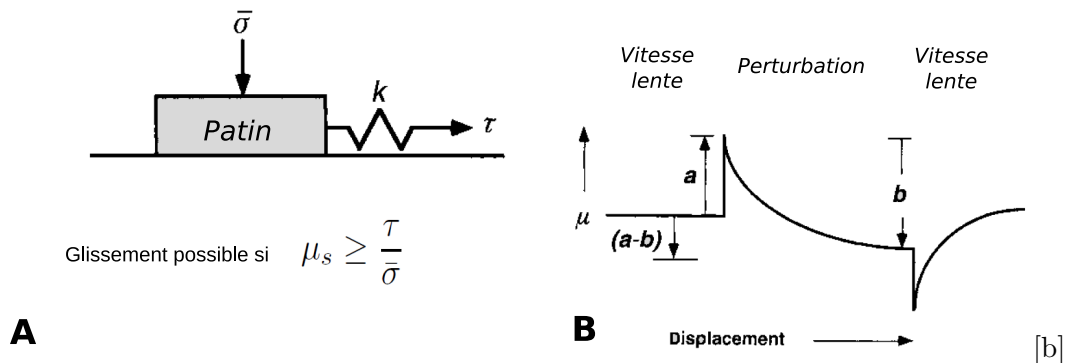


FIGURE 1.15: Figure modifiée d'après [Scholz, 1998]. A- Modèle simple d'un patin tiré par un ressort de rigidité k et soumis à une contrainte normale σ et une contrainte tangentielle τ . Dans ce cas, μ_s est la valeur critique du coefficient de friction qui marque le passage de la friction statique à la friction dynamique. B- Variation du coefficient de friction élastique μ soumis à une augmentation de la vitesse de glissement V . Le cas présenté ici correspond à un comportement de type "velocity-weakening" où $a-b < 0$, dans lequel la perturbation de vitesse peut déclencher une instabilité de glissement.

qui conduit à un glissement saccadé instable (voir Scholz [1998] pour le détail des équations). Ce comportement est appelé "velocity-weakening" et correspond dans la nature aux ruptures sismiques. Il faut néanmoins noter que ce comportement "velocity-weakening" peut produire également un glissement conditionnellement stable si la contrainte normale effective est plus faible qu'une valeur critique σ_c . Dans ce cas, le patin peut glisser de façon aisé et l'instabilité de glissement ne se produira que sous l'effet d'un fort saut de vitesse.

La localisation précise des séismes, des glissements lents et des ETS en général dans les zones de subduction permet de proposer une zonation mécanique de l'interface de contact sur la base du modèle "rate-and-state". Scholz [1998] a synthétisé l'ensemble des travaux publiés sur cette question dans un modèle en deux dimensions où le comportement mécanique de l'interface de subduction varie avec la profondeur (figure 1.16). On peut distinguer plusieurs zones : de haut en bas on trouve une zone de glissement libre sous le prisme d'accrétion, une zone à comportement conditionnellement stable dite zone de transition supérieure, une zone à comportement "velocity-weakening" dite également "zone sismogénique", et enfin une zone de transition inférieure conditionnellement stable qui rejoint la zone de glissement libre en profondeur. Les ruptures sismiques "classiques" sont supposées rompre la zone sismogénique tandis que les ETS semblent plutôt localisés dans la zone de transition inférieure [Schwartz and Rokosky, 2007].

Ce modèle en deux dimensions suggère l'existence d'une zone sismogénique continue et homogène, ce qui est peu probable au vu des variations latérales de la sismicité de fond sur les zones de subduction et de l'existence de zones de barrières aux grands séismes. Ruff [1983] propose que cette zone sismogénique soit en fait discontinue et composée de plusieurs aspérités sismiques à comportement "velocity-weakening" entourées par un matériau moins apte à la rupture (figure 1.17). La nature physique de telles aspérités n'est pas encore clairement déterminée et elles pourraient être dues à des anomalies bathymétriques de la plaque plongeante comme des monts sous-marins [Wang and Bilek, 2011; Scholz and Small, 1997], ou à des modifications locales de la contrainte normale [Scholz and Campos, 2012]. Ces dernières peuvent être associées à des complexités structurales de la plaque supérieure comme des failles crustales liées à la subduction [Armijo, 1990], ou à des variations de pression de fluide et de perméabilité de la plaque supérieure [Reyners and Eberhart-Phillips, 2009]. Les limites supérieures et inférieures de la zone

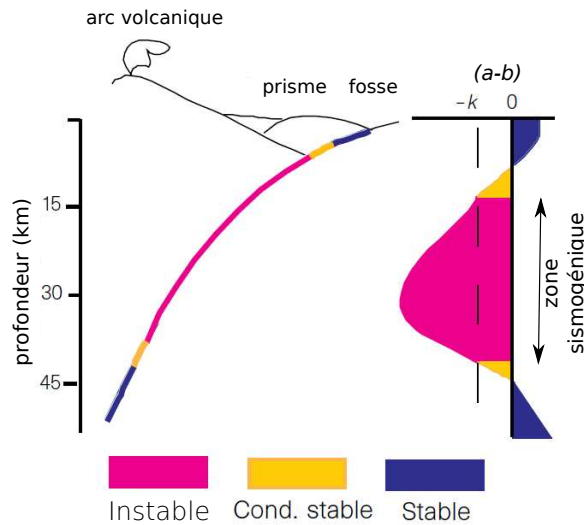


FIGURE 1.16: Figure issue de *Scholz* [1998], schématisant le comportement mécanique sur l'interface de subduction en fonction de la profondeur et de la valeur du paramètre $(a-b)$ qui contrôle la réponse à la friction du matériel.

sismogénique sont marquées par des zones où le style des ruptures et des glissements (séismes tsunami, SSE, ETS, etc) suggère un comportement mécanique plus complexe. Les paramètres contrôlant les variations en profondeur du comportement mécanique sont encore mal connus et dépendent de la zone de subduction étudiée. La limite supérieure de la zone sismogénique pourrait ainsi être contrôlée par la transition de phase entre la smectite et l'illite [*Hoffmann-Rothe et al.*, 2006, p.ex.], le premier étant un minéral argileux présent en abondance dans les sédiments charriés en profondeur par la plaque plongeante. La limite profonde de la zone bloquée pourrait, quant à elle, être contrôlée par la température et notamment par le passage de l'isotherme 350° qui marque le seuil de plasticité du quartz et donc un changement radical de comportement mécanique des roches crustales. *Hyndman and Wang* [1993] proposent que la zone de transition inférieure de la zone de subduction des Cascades soit contrôlée thermiquement et comprise entre les isothermes 350° et 450° . Pour d'autres auteurs, c'est le passage du Moho continental qui permettrait la transition d'un comportement mécanique cassant à un comportement de glissement stable en profondeur. Sous le Moho de la plaque supérieure, le contact entre la croûte océanique et le coin mantellique hydraté et serpentinisé serait plus propice à un glissement asismique [*Hoffmann-Rothe et al.*, 2006; *Oleskevich et al.*, 1999]. Dans cette hypothèse, la zone sismogénique ne s'étendrait donc pas au delà de 50 km de profondeur environ.

1.2.4 Des questions toujours en suspens

La découverte des ETS et autres glissements lents dans les années 2000, a posé la question du comportement mécanique des zones de subduction sous un jour nouveau. L'interface de subduction est assez bien décrite au premier ordre par un modèle mécanique de type "rate-and-state" et par une succession d'aspérités dites sismogènes. L'ensemble dessine une segmentation de la subduction en profondeur et potentiellement latéralement avec des variations probables de la taille et du comportement des aspérités. Les paramètres physiques qui régissent ces variations de comportement frictionnel sont cependant mal connus et aucun d'entre eux (température,

contrainte normale, pression de fluide, transition de phase, complexités structurales) ne permet d'expliquer seul les variations de comportement mécanique. Le modèle mécanique présenté en figure 1.16 doit également être confronté aux observations qui sont parfois contradictoires. Par exemple, lors du séisme de Tohoku qui a frappé le Nord Est du Japon en 2011, la rupture s'est propagée en surface en provoquant un tsunami dévastateur, et un maximum local de plus de 40 m de glissement est nécessaire pour expliquer la déformation cosismique mesurée par GPS en mer [Simons *et al.*, 2011; Ide *et al.*, 2011]. Cette zone est pourtant censée glisser de façon asismique d'après les modèles mécaniques, et elle devrait donc ralentir la propagation de la rupture générée dans la zone sismogénique, et non l'intensifier. De la même façon, les paramètres physiques contrôlant les glissements lents et les tremors qui y sont parfois associés restent mal connus et le fait que ce type d'événement ne soit pas enregistré dans certaines zones de subduction pose à nouveau la question de leur origine physique.

Le cycle sismique sur les zones de subduction ne peut se résumer au modèle simple du séisme caractéristique et strictement périodique qui prévalait dans les années 80, puisque les nouveaux événements de glissement ou les ruptures atypiques ne peuvent s'y inscrire. La question du lien entre les événements de glissement lent et les ruptures classiques reste entière. La théorie des lacunes sismiques formalisée par Nishenko [1991] est une conséquence directe du modèle de cycle sismique simple. A partir de l'analyse des grandes ruptures historiques, Nishenko [1991] identifie les portions de subduction qui n'ont pas rompu depuis longtemps et qui sont donc susceptibles d'avoir accumulé suffisamment de déformation élastique pendant la phase intersismique pour rompre à nouveau. Ces lacunes sismiques sont donc, selon lui, des zones où le risque sismique est le plus important. Parmi les zones identifiées au début des années 90, certaines ont effectivement rompu lors d'un séisme majeur ($M_w > 8$), tandis que d'autres sont toujours intactes comme le Grand Nord du Chili qui a connu sa dernière grande rupture en 1877. D'autres zones, non-

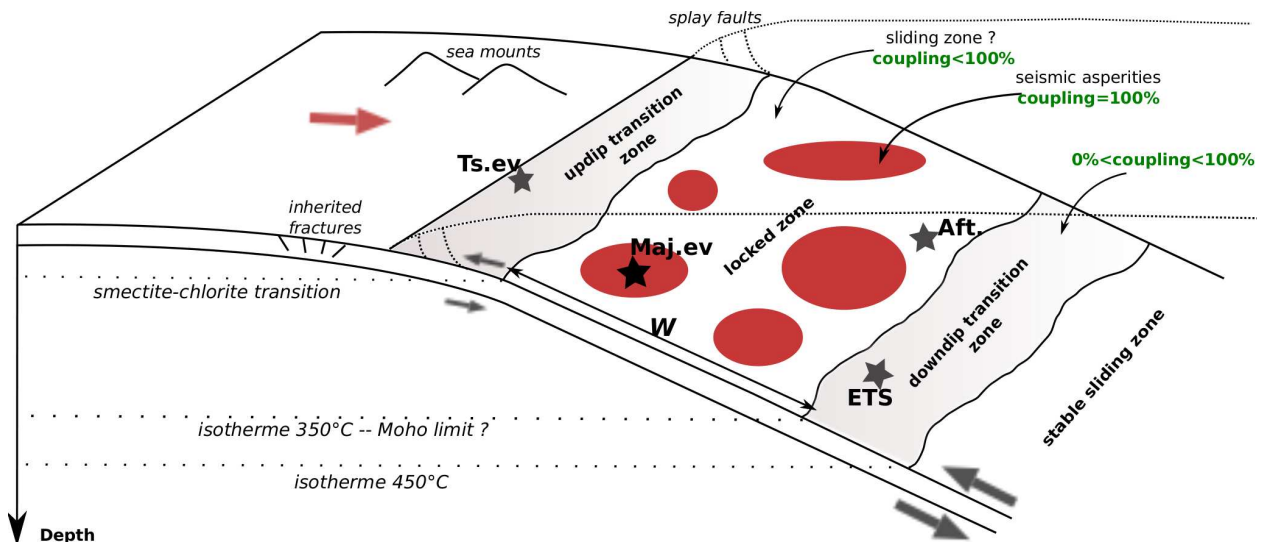


FIGURE 1.17: Représentation schématique de l'interface de subduction et de son comportement mécanique, réalisée d'après Ruff [1983]. Le type d'événement de glissement le plus fréquent dans chaque zone est indiqué par des étoiles. Maj. ev : événement majeur, rupture classique de la zone sismogénique ; Aft. : répliques ; ETS : Episodic Tremor and Slip, événements lents ; Ts. ev : séismes tsunami. La valeur supposée du couplage cinématique (cf équation (1.1) et section 1.3.2) est indiquée en vert dans chaque zone.

identifiées comme des lacunes sismiques du fait de l'existence de séismes modérés ($M_w \sim 7$) dans la période récente, ont également produit des grands séismes comme celui de Tohoku en 2011 ou le séisme de Maule en 2010.

Cette théorie a donc ses limites : il est effectivement possible que certaines zones de lacunes soient en fait des zones qui glissent librement et qui n'accumulent pas ou peu de déformation élastique. Bien qu'intactes depuis longtemps, elles ne peuvent pas libérer suffisamment d'énergie pour générer un grand séisme. Au contraire, certaines zones rompent régulièrement avec des séismes de taille modérée ($M_w \leq 7$) et ne sont donc pas identifiées *a priori* comme des lacunes sismiques par *Nishenko* [1991]. Rien ne prouve cependant que l'accumulation élastique dans ces zones ne soit pas suffisante pour générer à la fois des petits séismes peu puissants, et des séismes "géants". L'absence d'informations précises sur les séismes historiques et le manque de recul sur l'activité sismique des subductions sont les principaux obstacles à la compréhension du cycle sismique.

1.3 Que se passe-t-il entre les séismes ? La phase intersismique

La phase la plus longue du cycle sismique tel qu'il est présenté dans la figure 1.9 est la phase intersismique qui sépare deux grands séismes de subduction. C'est donc logiquement celle qui devrait être la plus étudiée et la mieux connue, puisque la majeure partie des zones de subductions sont actuellement dans cette phase de chargement. La découverte des événements lents et des épisodes réguliers de tremors dans certaines zones de subduction a mis en évidence que cette phase, longtemps considérée comme une période de chargement élastique monotone et continue, était au contraire une période d'activité intense. Contrairement à la rupture en elle-même qui dure quelques minutes, les glissements qui se produisent au cours de la phase intersismique se manifestent à des échelles de temps longues, allant du jour à l'année qui nécessitent une instrumentation adaptée. Le GPS est particulièrement apte à mesurer des mouvements à ces échelles de temps et permet de quantifier la déformation de surface accumulée pendant cette période. La description cinématique est donc particulièrement adaptée à l'étude de la phase intersismique.

1.3.1 La déformation de la plaque supérieure

Contrairement aux grandes failles crustales qui sont facilement accessibles, l'ensemble du bloc subductant et donc le voisinage de la faille sont sous-marins dans les zones de subduction et sont donc difficilement observables. Les GPS "fond-de-mer", peu développés et très coûteux, commencent à être déployés à proximité des fosses de subduction [*Gagnon et al.*, 2005; *Sato et al.*, 2011]. Ils peuvent enregistrer des mouvements de grande ampleur (au moins centimétriques) notamment lors des grands séismes et permettent ainsi de mieux connaître la partie superficielle de la rupture. Malgré tout, la précision des mesures est encore insuffisante pour espérer obtenir des mesures fiables de la déformation intersismique en champ proche. Il faut donc se contenter de mesurer et d'interpréter la déformation de surface de la plaque supérieure.

1.3.1.1 Que mesure-t-on ?

Les mesures de position et de vitesse par GPS ont commencé dans les années 90 et se poursuivent depuis sur la majeure partie des subductions du monde. Elles ont donc au maximum donné accès à la déformation de la lithosphère chevauchante sur les 20 dernières années, soit sur un temps caractéristique bien inférieur à la durée estimée de la phase intersismique

de chargement sur l'interface, et *a fortiori* bien inférieur au temps géologique permettant de connaître la vitesse moyenne sur plusieurs cycle sismiques. La question de la signification de la vitesse mesurée est donc primordiale. Premièrement, nous manquons de recul pour savoir si la déformation mesurée en surface est stable à l'échelle d'une phase intersismique. Autrement dit, on ne sait pas si la vitesse de chargement intersismique sur l'interface est stable dans le temps entre deux grandes ruptures puisque nous n'avons accès pour l'instant qu'à une vitesse de très court terme déjà moyennée sur cette période par le biais d'échantillonnage induit par les mesures de campagnes. Deuxièmement, même si nous avons mesuré la vitesse de surface sur l'ensemble de la phase intersismique, il nous serait impossible de dire si elle correspond à un taux de chargement qui est identique lors de chaque cycle sismique, puisqu'à priori les modèles de cycles strictement périodiques sont peu probables. La vitesse mesurée est donc une vitesse instantanée, qui est potentiellement différente de celle qui serait mesurée sur des temps bien plus longs. Cette différence entre les échelles de temps et la signification des vitesses intersismiques que nous mesurons est illustrée dans la série temporelle d'une station GPS permanente de la zone de subduction des Cascades (figure 1.13).

1.3.1.2 Le modèle élastique

La déformation intersismique de surface correspond principalement à la réponse élastique de la lithosphère au blocage sur l'interface de subduction. Le formalisme le plus couramment utilisé est celui d'*Okada* [1985] qui calcule la déformation produite par une dislocation rectangulaire profonde dans un espace élastique semi-infini et homogène (figure 1.18). Développé en coordonnées cartésiennes, il reste valide pour calculer la déformation d'un point en surface situé à moins de 20° de la dislocation sur le globe terrestre.

La principale limite des équations d'*Okada* [1985] est l'hypothèse de milieu élastique homogène. En effet, si la déformation en champ proche de la faille est effectivement dominée par la réponse élastique de la lithosphère, la déformation en champ lointain va être sensible au comportement visqueux du matériel mantellique notamment aux échelles de temps du chargement intersismique. *Trubienko et al.* [2011] et *Fleitout et al.* [2011] utilisent des codes complexes en éléments finis basés sur une rhéologie visco-élastique pour reproduire la déformation co- ou intersismique sur plusieurs zones de subduction (Sumatra et Japon notamment). La déformation

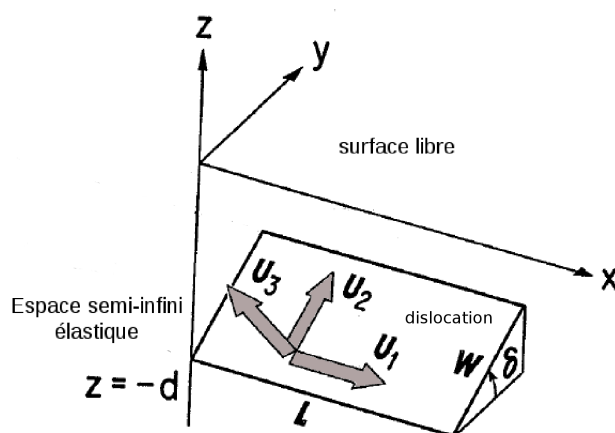


FIGURE 1.18: Géométrie du modèle de dislocation d'*Okada* [1985]

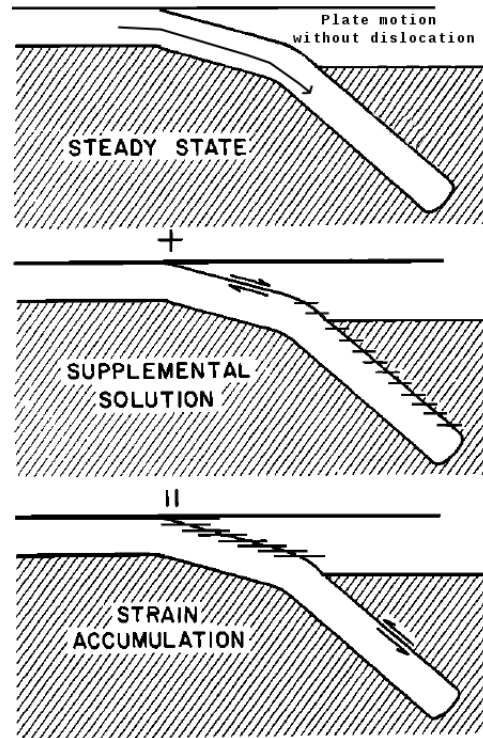


FIGURE 1.19: Méthode du backslip utilisé pour calculer la déformation du milieu lors de la phase de chargement intersismique. Figure modifiée à partir de *Savage* [1983].

prédite par leur modèle est proche de celle calculée *via* les modèles simples basés sur le formalisme élastique d’Okada dans les 200 premiers kilomètres de distance de la fosse, mais la déformation produite en champ lointain est bien plus importante dans le cas visco-élastique. L’utilisation de cette rhéologie remet notamment en question l’existence d’un microbloc “Japon-Mer de Chine” qui avait été défini à partir des vitesses mesurées en champ lointain, et prédit un rebond post-sismique non-négligeable en champ très lointain à la suite des séismes de subduction géants (p.ex. Sumatra, 2004). Il faut donc limiter l’utilisation des équations élastiques au calcul de la déformation de champ proche et se méfier des interprétations hâtives concernant le champ lointain.

1.3.1.3 L’hypothèse du backslip

Le formalisme d’Okada [1985] a été développé pour calculer la déformation cosismique produite par un glissement sur la dislocation profonde. *Savage* [1983] l’a adapté au cas du chargement intersismique sur une zone de subduction, en démontrant que la déformation prédite par une dislocation bloquée pendant la phase intersismique était équivalente à la déformation produite par un glissement de cette déformation en faille normale auquel s’ajoute le mouvement des plaques lithosphériques prédits par leur pôle de rotation relatif (figure 1.19). Ce dernier terme simule le mouvement horizontal “long-terme” des deux plaques en contact et ne doit pas être confondu avec un éventuel mouvement des blocs le long de l’interface qui conduirait à une discontinuité à la fosse [*Vergne et al.*, 2001; *Kanda and Simons*, 2010]. Le premier terme de dislocation en faille normale est appelé “backslip” et donne son nom à la méthode de calcul qui

est largement utilisée pour reproduire la déformation intersismique autour des zones de subduction. La méthode du backslip est simple mais est souvent considérée comme inutilisable dans le cas de dislocations à géométrie complexe (p.ex. *Vergne et al.* [2001]), comme c’est généralement le cas des interfaces de subduction qui sont courbes et peuvent présenter des changements de pendages assez abruptes avec la profondeur [*Contreras-Reyes et al.*, 2012; *Fuenzalida et al.*, 2012]. En réponse, *Kanda and Simons* [2010] ont récemment démontré la validité de l’hypothèse de backslip même dans le cas de géométries courbes, ce qui nous a confortés dans l’utilisation de codes basés sur cette hypothèse.

1.3.1.4 Aspect de la déformation de surface

On présente sur la figure 1.20 la déformation dans les directions horizontales et verticales produite en surface par une dislocation bloquée plus ou moins large, profonde et pentue. Les vitesses intersismiques horizontales sont parallèles à la vitesse de convergence des plaques dans la partie la plus proche de la fosse, puis elles diminuent et tournent à l’aplomb de la limite inférieure de la zone bloquée, pour atteindre une direction perpendiculaire à la fosse en champ lointain (figure 1.20-A). Cette évolution se traduit par un palier net dans la composante perpendiculaire à la fosse à l’aplomb de cette limite. Plus la zone bloquée s’étendra en profondeur, ou moins le pendage sera fort, et plus ce palier sera observé loin de la fosse.

Pour ce qui est de la déformation verticale (déterminée plus difficilement par GPS), la surface subside puis se soulève à l’aplomb de la zone bloquée et atteint un maximum de soulèvement sous sa limite inférieure, avant de diminuer à nouveau en champ lointain. En surface, le passage de la région en subsidence à la région en surrection est appelé “hinge-line” et il est situé approximativement à l’aplomb de la limite inférieure de la zone bloquée (en réalité, au milieu de la zone de transition inférieure). A première vue, la connaissance précise de la déformation de la plaque supérieure devrait donc nous permettre de connaître la profondeur et la largeur de la zone bloquée, ainsi que la géométrie du plan de faille.

1.3.2 Le couplage : une description cinématique

Dans les paragraphes précédents, nous avons considéré un cas simple de chargement élastique pendant la période intersismique, dans lequel la totalité de la convergence entre les deux plaques est accommodée par l’accumulation de déformation élastique dans la plaque supérieure. De nombreux codes numériques ont été développés en considérant que l’interface avait un comportement bimodal pendant la phase intersismique : soit elle est totalement bloquée, soit elle glisse de façon totalement libre. Ce comportement binaire est décrit par le coefficient de couplage Φ défini comme

$$\Phi = 1 - \frac{V_{\text{dislocation}}}{V_{\text{convergence}}} \quad (1.1)$$

où $V_{\text{dislocation}}$ est la vitesse de glissement sur la dislocation qui peut être soit nulle soit égale à $V_{\text{convergence}}$, qui est la vitesse de convergence des plaques sur le long terme. Le couplage Φ peut alors prendre deux valeurs : 100% (la convergence est accommodée uniquement par accumulation de déformation) ou 0% (la convergence est accommodée uniquement par glissement libre). Les modèles élaborés sur ces bases permettent généralement d’expliquer le premier ordre de la déformation intersismique mesurée par GPS [*Khazaradze*, 2003; *Bevis et al.*, 1999; *Brooks*, 2003]. Néanmoins, les observations de surface sont généralement bien mieux reproduites par des modèles dans lesquels Φ est continu et peut prendre toutes les valeurs comprises entre 0% et

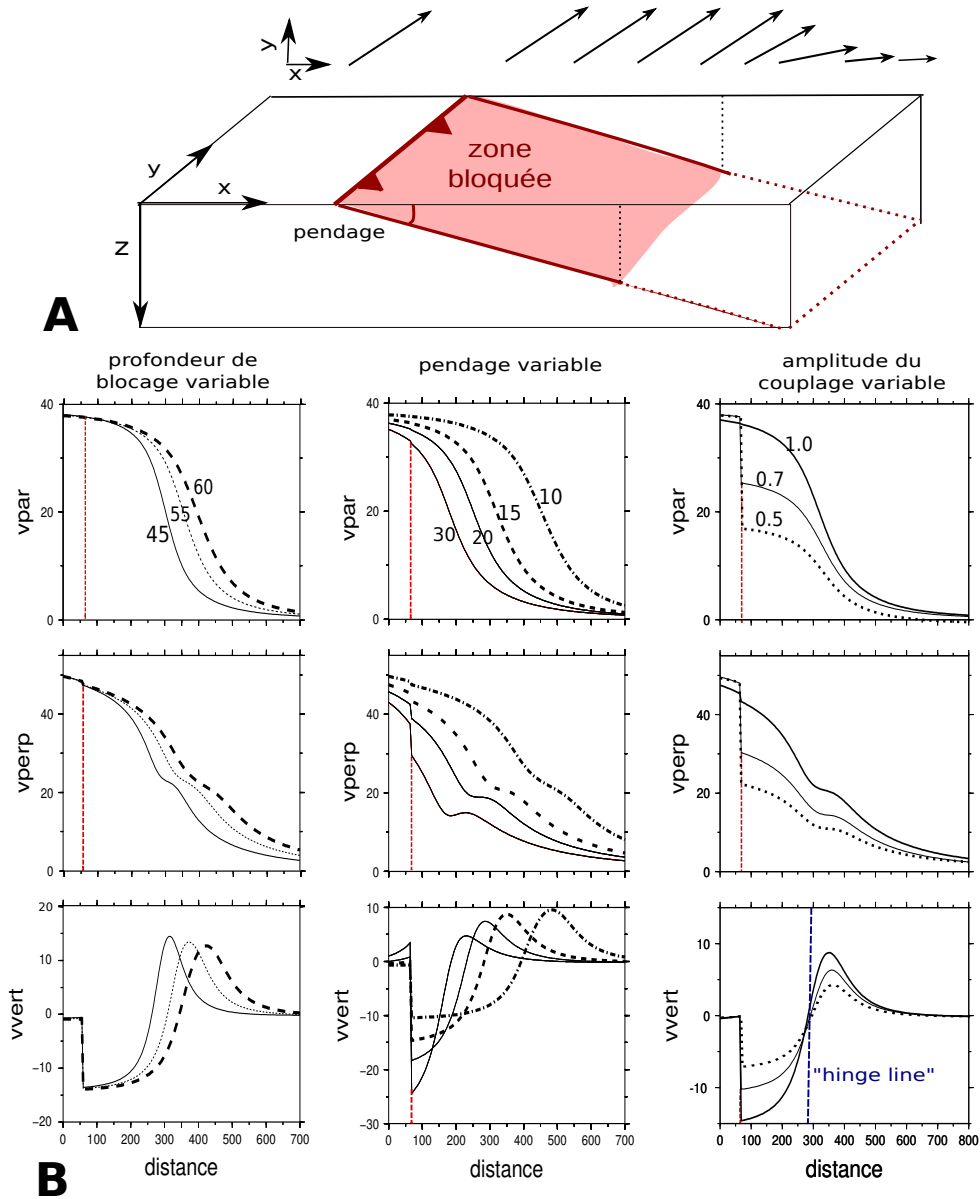


FIGURE 1.20: Déformation de surface générée par le blocage total ($\Phi = 100\%$) ou partiel ($0\% < \Phi < 100\%$) d'une portion de l'interface de subduction pendant la phase intersismique, calculée d'après l'hypothèse du backslip [Savage, 1983]. A- Bloc diagramme de la géométrie de la dislocation (bas), et aspect général de la déformation horizontale produite (haut). B- déformation théorique sur les trois composantes de la déformation (vitesse parallèle à la fosse, perpendiculaire à la fosse, et verticale en mm/an) produite sur un profil perpendiculaire à la fosse (distance en km, la position de la fosse est indiquée par un tireté rouge). Colonne de gauche : déformation générée par une dislocation de pendage 10° , totalement bloquée depuis la surface jusqu'à une profondeur variable indiquée sur la composante parallèle à la fosse (en km). Colonne centrale : déformation générée par une dislocation totalement bloquée depuis la surface jusqu'à 60 km de profondeur, dont le pendage varie de 10° à 30° . Colonne de droite : déformation générée par une dislocation partiellement bloquée jusqu'à 60 km de profondeur (la valeur du couplage sur la zone couplée est indiquée sur la composante parallèle à la fosse) et de pendage 20° . Le pointillé bleu sur la composante verticale de la déformation marque la position de la "hinge-line"

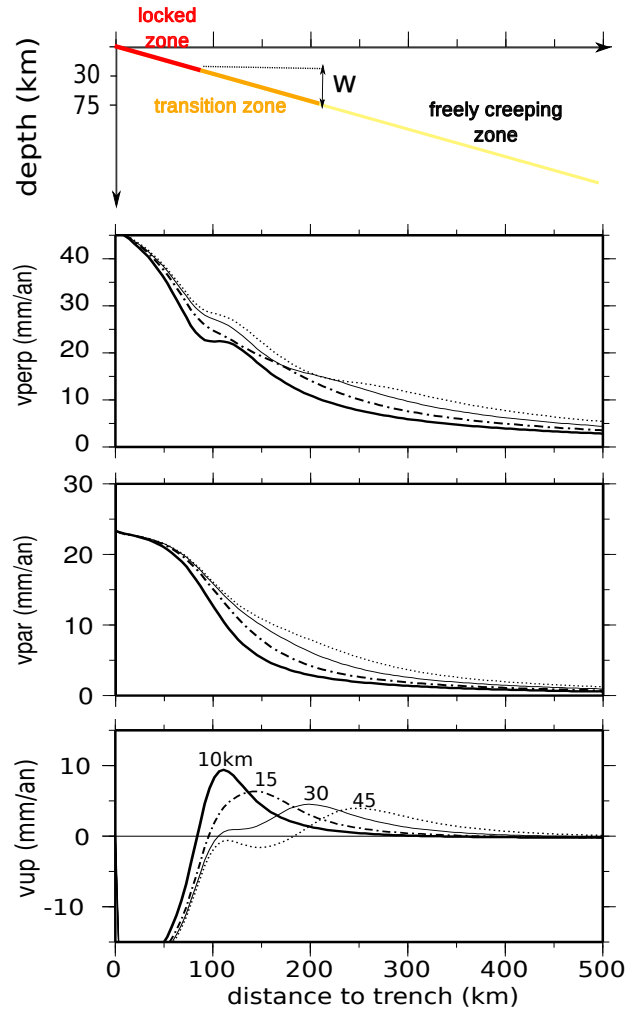


FIGURE 1.21: Déformation de surface générée par une dislocation totalement bloquée ($\Phi = 100\%$) sous laquelle se développe une zone de transition dans laquelle le couplage est partiel (50%). Les trois composantes de la vitesse (parallèle et perpendiculaire à la fosse, verticale) sont représentées en fonction de leur distance à la fosse et de la largeur de la zone bloquée. Le paramètre W qui varie selon les différents modèles entre 10 km et 45 km est indiquée sur les courbes de vitesse verticales, qui sont les plus affectées par l'existence d'une zone de transition.

100%. Ainsi, *Norabuena* [1998]; *Ruegg et al.* [2009] et *Vigny et al.* [2009] démontrent que le couplage doit être partiel pour reproduire au mieux la déformation de surface mesurée au Chili. De la même façon, la déformation intersismique mesurée dans le Grand Nord du Chili requiert l'existence d'une zone de transition inférieure sous la zone totalement bloquée, dans laquelle le couplage diminue progressivement avec la profondeur [*Chlieh et al.*, 2004]. L'impact sur la déformation de surface d'une diminution du couplage ou de l'existence d'une zone de transition est non négligeable (figures 1.20 et 1.21 [*Mazzotti et al.*, 2003]). Le code DEFNODE, que nous utilisons dans cette thèse, a été développé par *McCaffrey* [2002] justement pour inverser la valeur du couplage sur les zones de subduction à partir de la déformation de surface. Il discrétise l'interface de subduction en une grille de dislocations rectangulaires, auxquelles est associé un coefficient de couplage Φ (voir section 3.1).

Le couplage partiel reflète donc la portion de la convergence qui est accommodée par accumulation de déformation élastique. Une dislocation couplée à 80% dans le cas de la subduction chilienne où la vitesse de convergence des plaques est d'environ 7 cm/an, signifie que 5.6 cm/an sont stockés sous forme de déformation élastique dans la lithosphère supérieure, tandis que 1.4 cm/an doivent être libérés par glissement sismique ou asismique pendant la phase intersismique sur cette même dislocation. Néanmoins, il n'est pas évident d'interpréter mécaniquement un tel couplage partiel. Tout comme l'existence des glissements lents et des clusters de petits séismes (trémors ou swarms) sur l'interface de subduction a remis en cause la vision binaire du comportement mécanique de l'interface (voir section 1.2), ces comportements atypiques pourraient être la signature de ces zones de couplage partiel dont la cinématique est visiblement complexe. Ainsi, la segmentation mécanique des zones de subductions devrait logiquement se traduire dans la description cinématique par des variations de couplage en profondeur et le long de la faille (figure 1.17) : les zones de transition supérieures et inférieures ainsi que les interstices entre les aspérités sismogéniques pourraient correspondre à des zones partiellement couplées.

La signification mécanique et physique d'une dislocation sur laquelle le couplage serait partiel, qui pourrait donc à la fois glisser pendant la phase intersismique et rompre pendant la phase cosismique, reste à définir. Une même portion de la subduction peut-elle simultanément rompre et glisser asismiquement ? Ou rompre, puis glisser asismiquement ? Correspond-elle en fait à deux sous-régions de comportement mécanique différent ? A l'heure actuelle, aucune étude suffisamment détaillée du couplage intersismique n'a permis de répondre à ces questions. Nous abordons dans cette thèse le problème de l'interprétation mécanique du couplage cinématique à partir de l'exemple de la subduction Nazca-Amérique du Sud le long des côtes chiliennes.

Il est nécessaire de différencier le couplage cinématique que nous utiliserons largement ici et qui est basé sur une description de la déformation, du couplage "sismique" χ_S utilisé par les sismologues. Ce dernier est défini sur la base de l'énergie sismique libérée pendant la phase intersismique [Scholz and Campos, 2012] comme

$$\chi_S = \frac{\dot{M}_o^S}{\dot{M}_o^T}$$

où \dot{M}_o^S est le taux de moment relâché par les séismes enregistrés durant la phase intersismique, et \dot{M}_o^T est le taux de moment théorique accumulé par la convergence des plaques. Le calcul de ce coefficient le long des principales subductions permet donc de comparer l'énergie libérée par les séismes sur un temps donné à l'énergie cinétique apportée par la convergence des plaques sur cette même période. Ainsi, un couplage sismique proche de 1 témoigne d'une frontière de plaque qui libère autant d'énergie par les séismes qu'elle ne peut en accumuler. Seule une faible portion de la convergence peut être accommodée par des glissements lents. Au contraire, un couplage sismique proche de zéro équivaut à une zone de convergence où l'intégralité de la convergence est accommodée par ces glissements asismiques. L'interprétation de cette quantité est fortement dépendante de la fenêtre de temps considérée. Sur un seul cycle sismique par exemple, un couplage sismique faible peut signifier la présence de glissements lents, mais peut aussi être le résultat d'une interface totalement bloquée prête à rompre avec un séisme majeur. On ne peut donc pas utiliser cette quantité seule pour estimer l'aléa sismique d'une région. Il est par exemple étonnant que Scholz and Campos [2012], qui ont fait un effort de calcul du couplage sismique sur des temps longs en replongeant dans la sismicité historique de plusieurs zones de subduction, trouvent des valeurs de couplage sismique très proches de celles du couplage cinématique qui est par définition instantané. On pourrait interpréter cette observation comme étant le signe d'une relative stabilité du couplage cinématique à l'échelle de plusieurs cycles sismiques.

1.4 La zone de convergence Nazca-Amérique du Sud

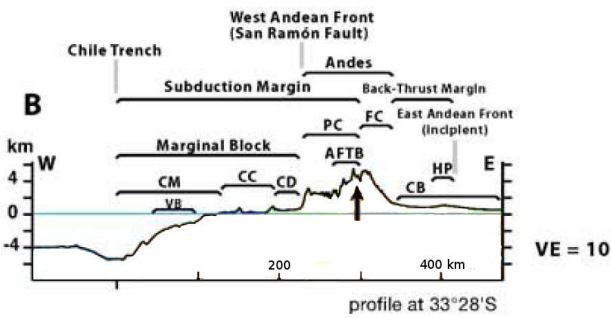
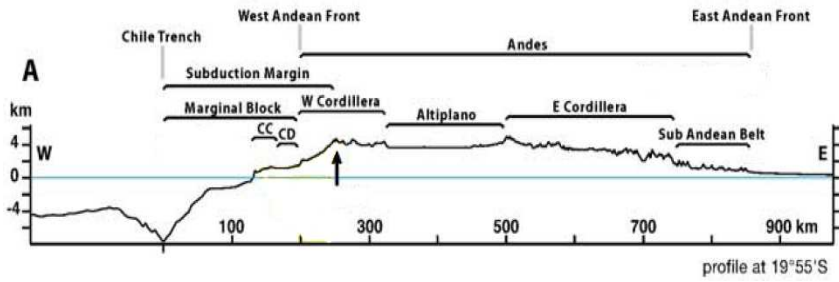
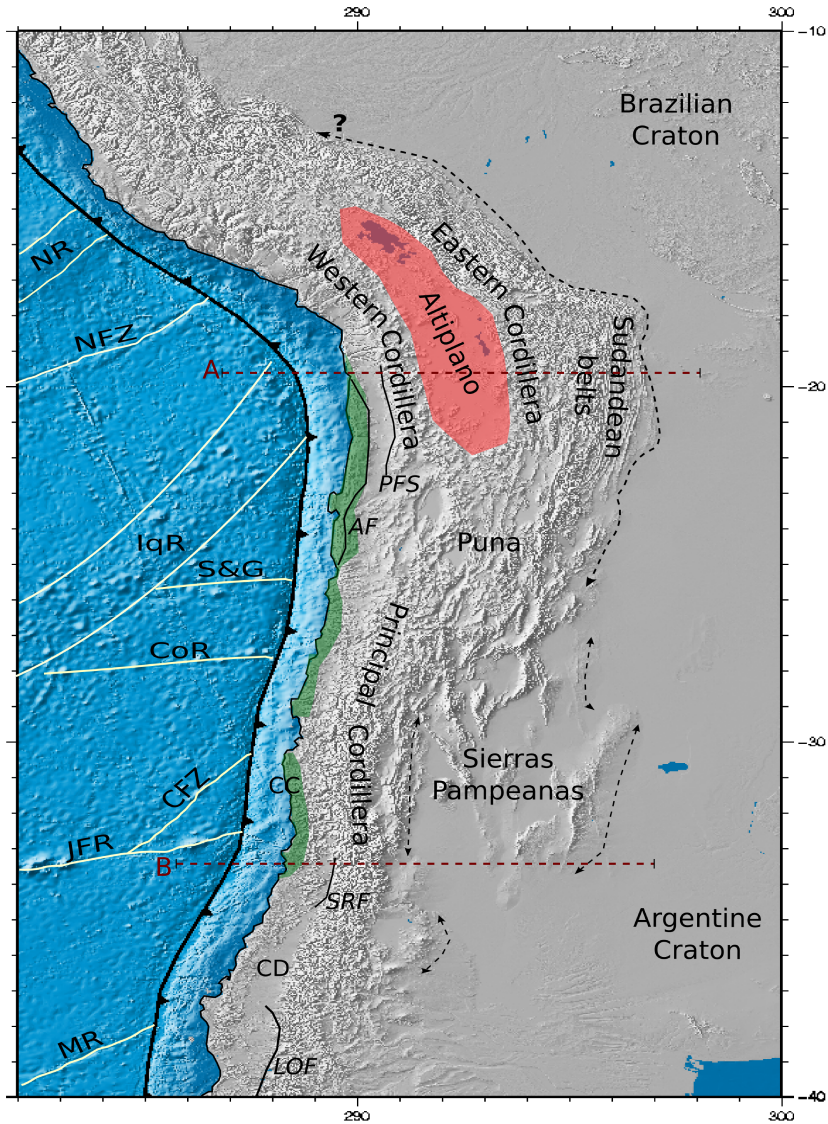
Le Chili est le pays le plus long du monde. Sur plus de 5000 km, depuis la Patagonie et les grands glaciers, jusqu'au coude d'Arica qui marque la frontière avec le Pérou dans l'aride désert d'Atacama, le pays s'étire entre le Pacifique et la cordillère des Andes. A quelques centaines de kilomètres de ses côtes, de 45°S à 18°S, la fosse du Chili marque l'entrée en subduction de la plaque Nazca sous la plaque Amérique du Sud. C'est cette zone de convergence, une des plus rapides du monde, que nous étudions dans cette thèse et qui est brièvement présentée dans cette section.

1.4.1 Cinématique de la convergence Andine

Les plaques Nazca et Amérique du Sud convergent depuis au moins 40 millions d'années et leur mouvement relatif, orienté N78°E, est un des plus rapides au monde puisqu'il a été estimé à 68 mm/an à l'heure actuelle [Angermann and Klotz, 1999; Vigny et al., 2009]. Le modèle Nuvel-1A [DeMets, 1994] surestime la valeur de la convergence de 20%, et de nombreuses études ont été nécessaires pour converger vers la vitesse actuelle à cause notamment de l'implantation tardive de stations IGS permanentes sur le continent Sud Américain. Le mouvement de la plaque Nazca est également difficile à contraindre, puisque la plaque est presque entièrement océanique. Les reconstructions paléogéographiques indiquent que le taux et l'orientation de la convergence entre les deux plaques a varié au cours des 20 derniers millions d'années et que la vitesse de convergence maximale, de l'ordre de 150 mm/an dans le Chili central, a été atteinte il y a 20-25 Ma [Somoza, 1998]. Kendrick et al. [2003] estiment que le vecteur Nazca-Amérique du Sud a diminué d'environ 0.05°/Ma sur les 10 derniers millions d'années.

Le pôle relatif entre les deux plaques, déterminé par Vigny et al. [2009] et utilisé dans cette étude, est donné par (55.9°N, 95.2°W, 0.610°/Ma) ce qui le situe en Russie, très loin de la frontière en subduction. La vitesse et l'orientation de la convergence varie donc très peu du Nord au Sud du Chili, et Kendrick et al. [2003] estiment cette variation inférieure à 4 mm/an sur l'ensemble du Chili. La subduction chilienne étant approximativement orientée Nord-Sud, la convergence est oblique à la fosse. Comme l'obliquité est généralement associée à un partitionnement de la convergence entre la subduction et une structure décrochante dans l'avant-arc, plusieurs auteurs ont émis l'hypothèse d'un partitionnement de la convergence dans le cas chilien, mais ont peiné à identifier une structure sur laquelle une portion significative de la convergence était accumulée au vue des faibles vitesses des failles décrochantes d'Atacama ou de Liquiñe-Olfqui. Si la subduction chilienne ne semble pas partitionnée au sens strict du terme, la convergence entre les deux plaques se distribue partiellement sur le chevauchement subandin à hauteur de 4 mm/an au moins [Khazaradze, 2003; Bevis et al., 1999], et jusqu'à 15 mm/an pour certaines études [Norabuena, 1998; Brooks et al., 2011], dans le Grand Nord du Chili. La situation est nettement plus complexe dans la région du Norte Chico et dans le Chili Central, où ce front subandin se morcèle en plusieurs fronts de chevauchement dans les Sierras Pampeanas, puis disparaît plus au Sud.

Dans cette thèse, nous apportons de nouvelles contraintes sur la cinématique d'un éventuel bloc rigide Andin limité à l'Ouest par la subduction et à l'Est par les fronts de chevauchement d'arrière-arc.



1.4.2 Morphologie et structure de la marge chilienne

La chaîne des Andes est généralement considérée comme le modèle de chaîne de montagnes associée à une zone de subduction. Il s’agit d’un orogène complexe à double vergence (chevauchement subandin à l’Est et subduction à l’Ouest) dont l’histoire de la mise en place reste débattue [Armijo *et al.*, 2010], et qui présente des variations structurales importantes. En effet, la morphologie des Andes change radicalement du Nord au Sud du Chili. Dans le Grand Nord (18°S-24°S), la chaîne est large (plus de 1000 km du coude d’Arica au coude de Santa Cruz) et elle est caractérisée par la présence de l’altiplano (haut plateau situé à 4000 m d’altitude en moyenne) et d’une chaîne d’arrière-arc qui chevauche le craton brésilien. La chaîne devient plus étroite en allant vers le Sud : à la place de la chaîne d’arrière-arc se développent d’abord les Sierras Pampeanas (de 24°S à 34°S) caractérisées par de nombreux chevauchements discontinus, puis la chaîne se réduit à la seule cordillère principale qui culmine à plus de 7000 m avec le sommet de l’Aconcagua, et chevauche directement le craton argentin.

D’Ouest en Est, on rencontre les structures typiques des zones de subduction, à quelques nuances près. On trouve d’abord, au Sud du Chili, un prisme d’accrétion peu épais, qui disparaît au Nord de 32°S, latitude à laquelle la subduction devient érosive au passage de la zone de fracture de Challenger [Hoffmann-Rothe *et al.*, 2006]. Le bassin d’avant-arc est constitué de plusieurs unités dont certaines sont immergées (la marge continentale par exemple), et d’autres émergées comme le bassin Andin qui est formé de roches volcaniques (notamment dans la cordillère côtière) et sédimentaires (dans la dépression centrale, figure 1.4.1). Dans le Grand Nord, la limite entre la marge continentale et la cordillère côtière est abrupte et forme une marche de près d’un kilomètre de haut qu’on appelle “escarpement côtier” et dont l’origine (tectonique s’il s’agit d’une faille, ou érosive s’il s’agit d’une terrasse soulevée) est fortement discutée. La bathymétrie de la marge continentale est cependant largement méconnue dans le cas de la marge chilienne, et il est possible que des structures sous-marines d’une telle ampleur existent au large des côtes du Chili central. L’ensemble des unités situées entre la fosse de subduction et la marge Ouest des Andes où se situe l’arc volcanique, constituent le bloc Marginal. Celui-ci présente des complexités tectoniques qui ont été identifiées comme étant des failles “actives” à l’échelle des temps géologiques (millier ou million d’années) mais qui accumulent une déformation imperceptible à l’heure actuelle (moins d’un millimètre par an). Les principales failles crustales identifiées au Chili et pouvant jouer un rôle dans le processus de subduction, tant au niveau du partitionnement de la déformation [Moreno *et al.*, 2008] qu’en terme de contraintes [Armijo, 1990], sont généralement décrochantes et sont indiquées sur la figure 1.4.1 (p.ex. failles d’Atacama, de Liquiñe-Olfqui).

La portion centrale de la marge chilienne, dans la région du Centre-Nord Chili (ou petit

FIGURE 1.22: Page précédente. Contexte géologique de la marge chilienne, figure modifiée d’après Armijo *et al.* [2010]. Haut : principales unités morphologiques des plaques Nazca et Amérique du Sud, et structuration de la chaîne andine. CC, Cordillère Côtière (en vert); CD, Dépression ou vallée Centrale. Les principales failles crustales du bloc d’avant-arc aussi appelé bloc marginal sont indiquées en italiques : PFS, Système de Failles Précodillères; AF, Faille d’Atacama; LOF, Faille de Liquiñe-Olfqui; SRF, Faille San Ramón. Les anomalies bathymétriques les plus importantes de la plaque Nazca sont signalées par des traits blancs : NR, Ride Nazca; IqR, Ride d’Iquique; S&G, Ride Salar y Gómez; Co.R, Ride Copiapó; CFZ, Zone de Fracture Challenger; JFR, Ride Juan Fernandez; MR, Ride Mocha. Bas : profils topographiques extraits de Armijo *et al.* [2010] à la latitude 19.9°S (A) et 33.5°S(B), l’exagération verticale (VE) est indiquée dans chaque cas.

Nord, 34°S-25°S), est anormale par plusieurs aspects. Premièrement, la chaîne andine à proprement parler se rétrécit drastiquement à ces latitudes avec la naissance en arrière-arc des Sierras Pampeanas. La structure du bloc Marginal change également dans cette région puisque la vallée centrale est inexistante à 30°S et qu'un continuum montagneux s'étend depuis la côte jusqu'à la cordillère principale. Ensuite, les études géophysiques ont montré que la plaque plongeante s'horizontalise à 100 km de profondeur sous cette région du Chili et forme ainsi une zone dite de "flat-slab" similaire à celle décrite au Pérou ou au Mexique [Tassara et al., 2006; Hoffmann-Rothe et al., 2006]. En surface, le volcanisme récent s'interrompt dans la région du Norte Chico créant une lacune volcanique.

La géométrie de la plaque plongeante a été étudiée localement par tomographie ou par localisation précise des petits séismes de subduction [entre autres *ANCORP et al.*, 2003; *Comte et al.*, 2002; *Contreras-Reyes et al.*, 2012; *Fuenzalida et al.*, 2012] mais les détails de cette géométrie restent mal connus et les variations sont importantes entre les différentes études. La compilation la plus complète de l'ensemble de ces résultats a été réalisée par *Tassara et al.* [2006], et nous nous référons généralement à cette étude dans la suite de nos travaux.

1.4.3 Le Chili, terre de séismes

1.4.3.1 Zoologie des séismes chiliens

Les chiliens sont coutumiers des séismes, et les ont intégrés dans leur culture. Il existe ainsi pas moins de trois mots différents pour les qualifier, selon l'intensité de la secousse et sa durée (*temblor*, *sismo*, *terremoto*) et les chiliens vivent à leur rythme : chaque chef d'Etat est ainsi censé avoir à gérer un très grand séisme pendant son mandat, ce qui s'est vérifié précocement dans le cas du séisme de Maule de février 2010. Effectivement, le Chili est secoué par au moins un séisme de magnitude ≥ 8 tous les 10 ans [Lomnitz, 2004; Beck et al., 1998] qui rompt une portion de l'interface de subduction (figure 1.23). Les Chiliens sont également coutumiers des phénomènes de *tsunami* qui accompagnent parfois ces grandes ruptures et qui sont généralement très destructeurs. Ceux-ci se propagent généralement à travers le Pacifique jusqu'aux côtes hawaïennes et japonaises où l'arrivée des vagues est enregistrée depuis des siècles. La sismicité historique du Chili est relativement bien connue dans la région métropolitaine, habitée depuis longtemps, mais les informations concernant la sismicité du Grand Nord et du petit Nord sont nettement plus parcellaires puisque la région a longtemps été inhabitée (figure 1.23). Parmi les grands séismes qui ont frappé le Chili, le séisme de Valdivia, en 1960 est le plus important et un des plus destructeurs. C'est aussi le plus grand séisme enregistré au monde avec une magnitude de moment estimée à 9.5 [Engdahl and Villaseñor, 2002]. Ce séisme est particulier par bien des aspects : de magnitude étonnamment élevée (en comparaison, le séisme de Tohoku est de $M_w \sim 9$), il a été précédé par une forte rupture deux jours auparavant juste au Nord de la péninsule d'Arauco (M_w 8.4) et semble avoir rompu l'interface de subduction jusqu'à des profondeurs étonnamment importantes [Barrientos and Ward, 1990] générant ainsi un mouvement de rebond postsismique qui domine encore le champ de déformation actuellement.

Si les grands séismes de subduction sont de loin les plus spectaculaires et les plus fréquents, la sismicité du Chili ne peut s'y résumer. Des événements atypiques et en général de magnitude plus faible comme le séisme de Chillán en 1939 (M_w 7.8) ou de Tarapacá en 2005 (M_w 7.8) peuvent rompre la plaque océanique à des profondeurs variables (entre 40 et 100 km) et causer d'importants dégâts dans les villages de la vallée centrale construits sur des bassins sédimentaires où les ondes sont localement amplifiées. Le séisme de Chillán a ainsi été un véritable traumatisme

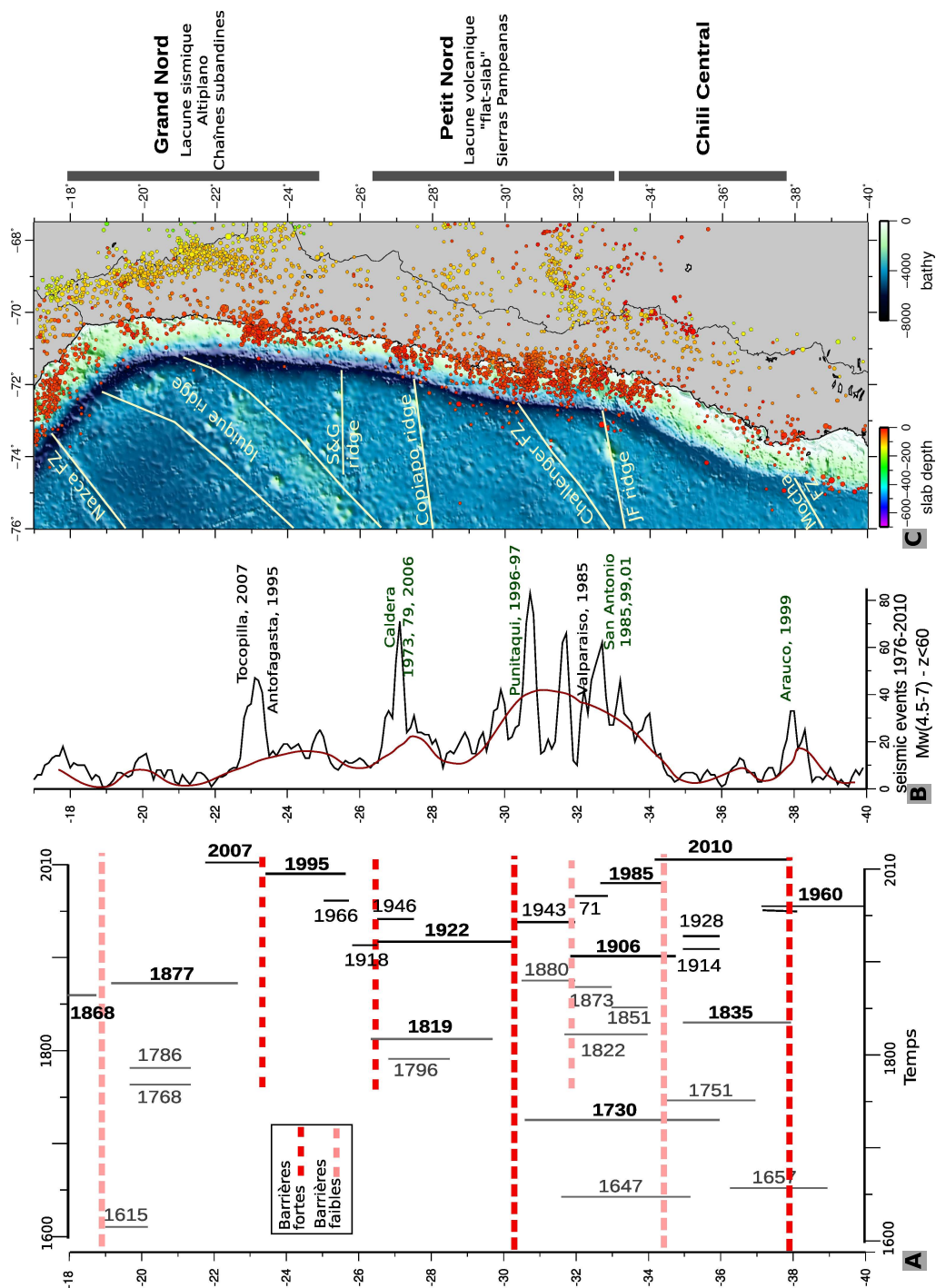


FIGURE 1.23: Segmentation sismotectonique de la marge chilienne. A, zones de ruptures estimées pour les séismes de subduction majeurs depuis 1600 [Beck et al., 1998; Lomnitz, 2004; Comte, 1991]. Les zones considérées comme des barrières plus ou moins efficaces à la propagation des ruptures sont indiquées en pointillés de couleur. B, nombre de séismes de $4.5 < Mw < 7$ enregistrés par l'USGS de 1973 à 2010 calculés sur des fenêtres glissantes de 0.2° de large [Engdahl and Villaseñor, 2002]. La courbe bordeaux représente la tendance moyenne. Les ruptures sismiques (noir) et les événements de swarms (vert) responsables de certains pics de sismicité sont indiqués à droite. C, carte de la sismicité enregistrée par l'USGS pour la même période. Les événements de magnitude inférieure à 4.5 ne sont pas représentés. Le nom et le tracé approximatif des accidents bathymétriques de la plaque Nazca sont indiqués en blanc.

pour le pays : 28 000 personnes y ont trouvé la mort et la ville de Chillán construite en *adobe*, a été largement détruite [Lomnitz, 2004].

Entre les grands séismes qui rompent l'interface de subduction, celle-ci ne reste pas silencieuse comme en témoigne la sismicité "de fond" enregistrée par l'USGS [Engdahl and Villaseñor, 2002] depuis 1973 et qui est particulièrement importante dans la région métropolitaine (figure 1.23). Ces "petits" séismes de magnitude inférieure à 7 peuvent se produire de façon isolée ou sous forme d'essaim (ou "swarms") dont certains ont été listés par Holtkamp *et al.* [2011] (figure 1.23). Ce crépitement en bruit de fond de la subduction reste mal connu au Chili. Le développement des réseaux sismologiques mondiaux a permis de détecter les plus gros événements et de les localiser grossièrement, mais le catalogue de l'USGS a longtemps été incomplet pour les séismes de magnitude inférieure à 4.5 et localise toujours les épicentres avec des erreurs importantes du fait du manque de stations dans l'hémisphère Sud. Par exemple, l'épicentre du récent séisme de Maule en février 2010, de magnitude pourtant importante et donc facilement détectable, a été localisé par l'USGS dans les heures et jours qui suivirent à plus de 50 km de la localisation précise obtenue avec les réseaux locaux. Il faut donc s'attendre à cette marge d'erreur sur la sismicité de fond, et il est essentiel d'entreprendre des travaux de localisation et relocalisation précise de chaque événement pour analyser précisément cette sismicité à l'aide des réseaux régionaux. Le développement de réseaux locaux de GPS continus est également crucial pour espérer résoudre un des mystères qui entoure la subduction chilienne : aucun glissement lent associé ou non à des tremors non-volcaniques n'y a été enregistré jusqu'à présent pendant la phase intersismique.

1.4.3.2 Les lacunes sismiques du Chili

Dans son analyse des grandes ruptures et de l'aléa sismique des zones de subduction à l'échelle mondiale, Nishenko [1991] identifie deux portions de la subduction chilienne comme étant des "lacunes" n'ayant pas rompu depuis suffisamment longtemps pour être considérées comme des zones à fort aléa sismique. La région du Grand Nord, intacte depuis les grands séismes de 1868 et 1877, et une partie de la région métropolitaine, de Los Vilos à La Serena (entre 30°S et 33°S) qui a pourtant rompu lors du séisme de 1943. Nishenko [1991] produit une évaluation de l'aléa sismique erronée dans le cas de la marge chilienne notamment à cause de la mauvaise connaissance de la sismicité historique sur certains segments et de la confusion entre les séismes profonds, parfois intraplaques et modérés $M_w < 8$, et les grands séismes de subduction qui rompent la totalité de l'interface. La probabilité de rupture dans la région de Maule était ainsi estimée à moins de 20% alors qu'elle vient de produire un des plus gros séismes du siècle. Il faudra attendre la réévaluation de l'ensemble de la sismicité de cette région et notamment l'analyse plus détaillée du séisme intraplaque de Chillán par Campos *et al.* [2002], pour identifier avec certitude cette région comme étant une lacune sismique intacte depuis le séisme de 1835 décrit par Darwin [1851]. Ruegg *et al.* [2009] ont ensuite confirmé que la région de Maule était presque totalement bloquée et que cette zone était bien une zone de chargement intersismique et non de glissement asismique.

De la même façon, la région d'Atacama qui a rompu lors du séisme de 1922 a rapidement été considérée par Nishenko [1991] comme une zone de faible probabilité de rupture sur la base de l'occurrence de séismes profonds de magnitude proche de 7. Il s'agit pourtant d'une zone où la sismicité de fond est très faible et où le couplage est inconnu. Elle pourrait donc également être considérée comme une lacune sismique. Le cas de la région métropolitaine identifiée comme une lacune sismique par Nishenko [1991] est bien plus complexe puisque la sismicité de fond y est importante, le couplage relativement méconnu et que le dernier séisme à avoir rompu l'interface

est le séisme de 1943. Nous apportons dans cette thèse de nouveaux éléments permettant de discuter l'aléa sismique dans cette zone de la subduction.

L'identification de lacunes sismiques à fort aléa sismique ne peut être menée en se basant uniquement sur la sismicité historique qui est trop mal connue et sans une quantification du degré de couplage sur l'interface pendant la phase intersismique, comme l'a fait *Nishenko* [1991]. Sans savoir si l'interface est couplée, comment distinguer une zone qui glisse librement, qui n'a donc pas rompu depuis fort longtemps et qui n'est pas proche de la rupture, d'une zone totalement bloquée ?

1.4.4 Segmentation sismotectonique de la marge chilienne

L'analyse conjointe de la tectonique des plaques Nazca et Amérique du Sud et des grandes ruptures historiques enregistrées sur la subduction chilienne a conduit plusieurs auteurs [notamment *Beck et al.*, 1998] à proposer une segmentation de la marge basée sur ces deux critères et donc dite "sismotectonique". Les segments de la subduction (représentés en figure 1.23), correspondent généralement à des portions de l'interface qui rompent régulièrement avec des séismes assez similaires, et dont le cycle sismique se rapproche d'un cycle simple type "strictement périodique". Ils sont limités par des zones étroites qui semblent se comporter comme des barrières à la propagation de la rupture sismique et qui semblent être généralement assez stables dans le temps. Certaines de ces barrières qui n'ont jamais été traversées par une rupture semblent plus efficaces que d'autres qui arrêtent certains séismes mais qui peuvent être traversées par d'autres. Parmi ces barrière "fortes", beaucoup correspondent également à la localisation de complexités structurales et/ou morphologiques dans les plaques en contact. Par exemple, la zone de barrière de La Serena (30°S) n'a jamais été traversée par un séisme depuis le 16ème siècle et correspond à l'entrée en subduction de la zone de fracture Challenger de la plaque Nazca. Cette baie est également bordée par deux péninsules importantes : les péninsules de Tongoy et de Choros dont la tectonique locale est complexe (figure 1.23).

L'identification de ces segments de la subduction pose la question de leur comportement mécanique, et notamment de leur potentielle rupture. Les modèles simples de cycle sismique présentés dans cette section ont conduit certains auteurs à estimer l'aléa sismique sur chaque segment [p.ex. *Nishenko*, 1991], mais à l'heure actuelle, la nature physique de ces segments, leur histoire et leur comportement restent à découvrir et à comprendre.

1.4.5 Le couplage sur la subduction chilienne

Dans cette thèse, nous étudions la subduction chilienne en utilisant une description cinématique basée sur le concept de couplage intersismique. L'analyse de la déformation de la plaque supérieure apporte des éclairages nouveaux sur le comportement et la structure de cette subduction, en quantifiant notamment l'accumulation de glissement intersismique sur chaque segment et sur chaque zone de barrière. Jusqu'alors, la grande majorité des études publiées sur le chargement intersismique le long du Chili étaient basées sur une vision binaire du couplage intersismique. Celui-ci ne pouvait être que nul sur l'interface la plus superficielle ou la plus profonde, ou égal à 1 dans la zone bloquée. La seule variation acceptée, notamment dans le modèle de *Khazaradze* [2003], était celle de la profondeur et de la largeur de cette zone bloquée. Les autres études [*Bevis et al.*, 1999; *Brooks*, 2003] supposent que la zone bloquée est continue et homogène sur toute la région concernée et reproduisent de façon insatisfaisante les variations de la déformation intersismique en champ proche.

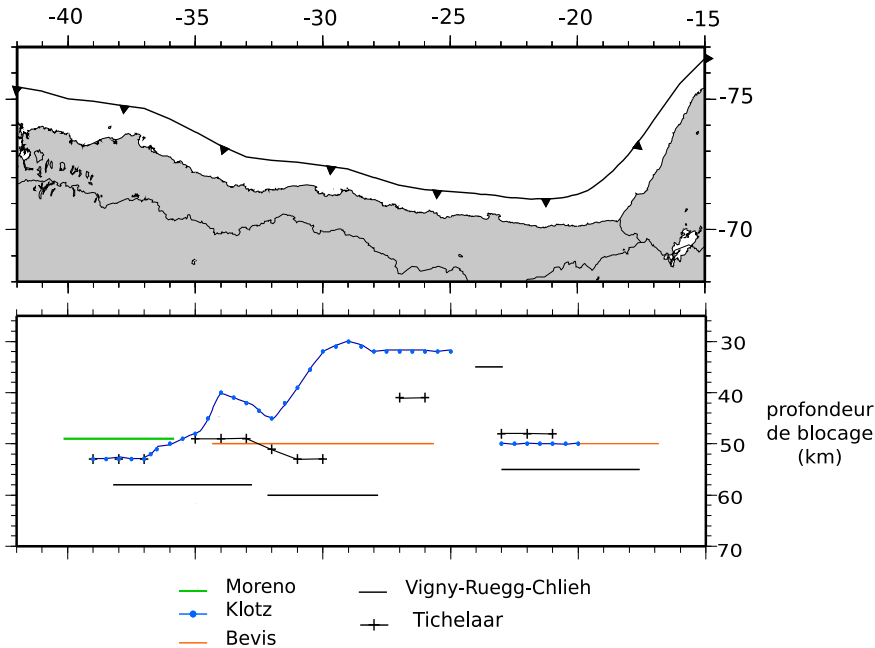


FIGURE 1.24: Synthèse des estimations de la profondeur de la limite inférieure de la zone fortement couplée selon diverses études. Seule l'estimation de *Tichelaar* [1991] ne se base pas sur le couplage cinématique mais est une estimation de la limite inférieure de la zone sismogénique par relocalisation des répliques associées aux grands séismes.

D'autres études admettent des valeurs intermédiaires du couplage et proposent donc que le blocage soit partiel. *Norabuena* [1998], par exemple, estime que l'interface de subduction du Grand Nord Chili et du Sud Pérou ne peut être couplée qu'à 60%. Dans la région du Maule, *Ruegg et al.* [2009] trouvent que des valeurs de couplage de l'ordre de 98% sur la partie la plus bloquée de l'interface, permettent de reproduire au mieux la déformation de surface. *Vigny et al.* [2009] démontrent que la faible déformation mesurée dans la zone du petit Nord et notamment de La Serena, ne peut être reproduite qu'en utilisant une valeur de couplage très faible, de l'ordre de 50% sur l'ensemble de l'interface. Enfin, *Chlieh et al.* [2004] montrent que la déformation enregistrée par l'InSAR dans le Grand Nord Chili est mieux reproduite en imposant une zone de transition profonde entre la zone bloquée et la zone de glissement libre sur l'interface, où le couplage est partiel.

La profondeur de la zone bloquée (ou dans tous les cas fortement couplée) varie selon les auteurs et les régions étudiées entre 30 et 60 km de profondeur environ (figure 1.24). Elle a été également estimée sur la base des répliques associées aux grands séismes par *Tichelaar* [1991]. Toutes les études, à l'exception de celles qui n'admettent aucune variation latérale dans la profondeur ou l'amplitude du couplage [p.ex. *Brooks*, 2003], montrent une anomalie dans la région du petit Nord qui se traduit soit par une diminution forte du couplage [*Vigny et al.*, 2009], soit par sa superficialisation [*Khazaradze*, 2003]. Il semble donc que la distribution du couplage sur l'interface et sa valeur même varient le long de l'interface de subduction du Nord au Sud du Chili.

L'objectif principal de cette thèse est, dans un premier temps, de compiler l'ensemble des données GPS disponibles pour établir une cartographie précise de la déformation de surface de la plaque supérieure, et d'obtenir la distribution de couplage qui permet de la reproduire

au mieux en autorisant le couplage à varier à la fois en amplitude et en profondeur. Dans un deuxième temps, nous avons entrepris de densifier les mesures dans les régions du petit Nord et du Grand Nord afin de déterminer précisément la valeur du couplage dans ces zones qui sont potentiellement des lacunes sismiques. Enfin, le séisme de Maule, qui a perturbé le fil de ce travail en février 2010, a permis d'étudier dans le détail le lien entre couplage cinématique et comportement mécanique.

Chapitre 2

De la mesure GPS à la vitesse intersismique

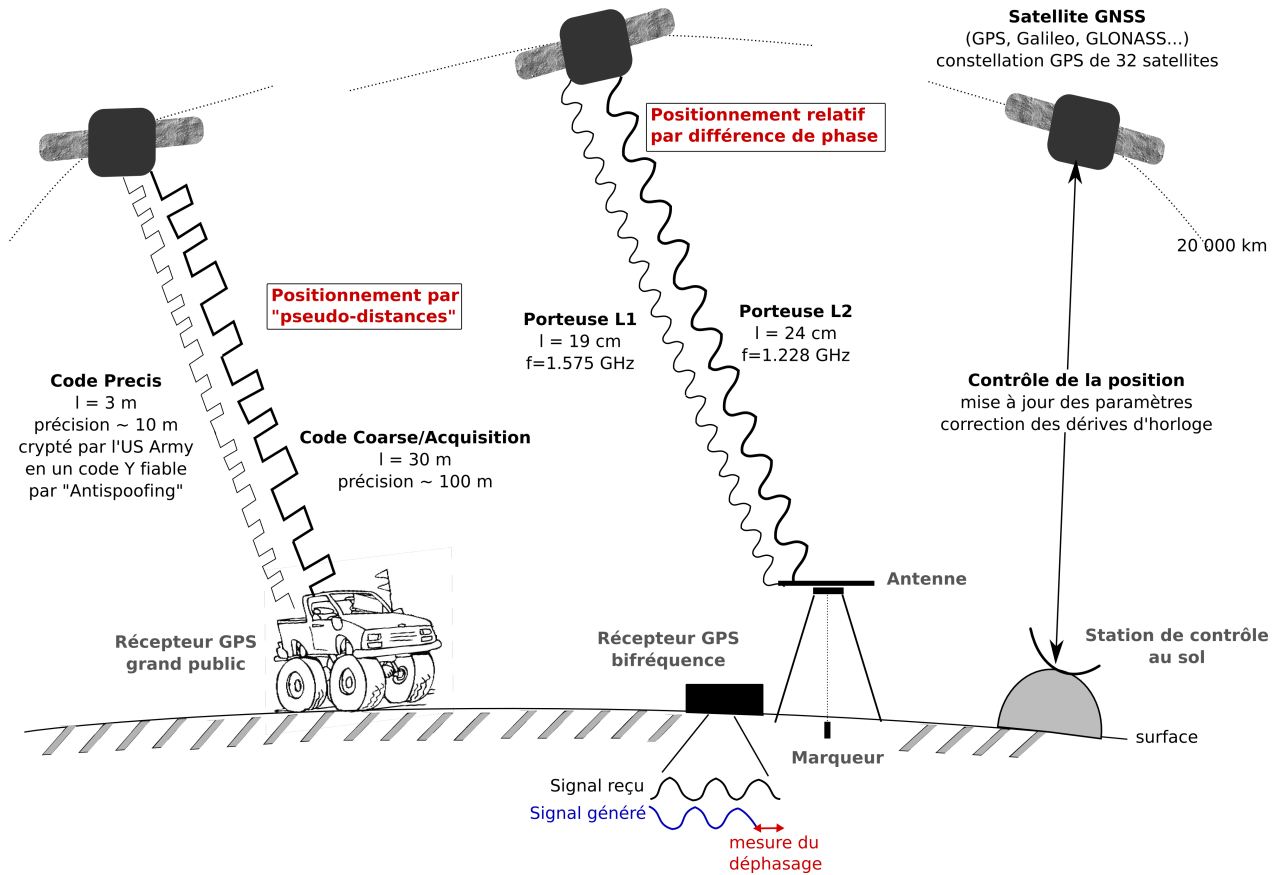


FIGURE 2.1: Schéma de fonctionnement du système GPS.

2.1 Quantifier la déformation : l'outil GPS

2.1.1 Histoire et principe du positionnement par satellite

Les navigateurs des siècles derniers rêvaient sans doute de pouvoir connaître à tout instant leur position exacte sur la surface de la Terre en n'ayant d'autre effort à faire que d'appuyer sur le bouton d'un petit appareil portable. Cela aurait avantageusement remplacé les sextants et les tables d'éphémérides qui permettaient à la nuit tombée d'obtenir une estimation convenable de sa position. A partir des années 60, le développement des satellites artificiels a permis de mettre en place des constellations de satellites spécialisés dans le positionnement, remplaçant les systèmes de localisation au sol. Parmi l'ensemble des systèmes de localisation par satellite (regroupés sous l'appellation GNSS ou *Global Navigation Satellite System*), le premier système opérationnel et le mieux connu a été développé par les services de défense des USA dans les années 70 à des fins militaires : c'est le GPS (ou *Global Positioning System*). Il a ensuite été rejoint dès les années 90 par des systèmes concurrents moins connus du grand public développés par l'ex-URSS (GLONASS), l'Europe (Galileo) ou encore l'Inde (IRNSS) et la Chine (Compass).

L'accès au positionnement GPS a longtemps été réservé à l'usage militaire, même si les premiers récepteurs grand public apparaissent dès 1995. En pleine guerre froide, les Etats-Unis décident de brouiller partiellement une partie du signal GPS afin d'interdire l'accès à un position-

nement trop précis pour les civils potentiellement mal intentionnés. Ce processus de “selective availability” est levé en 2000, permettant ainsi aux récepteurs civils de calculer leur position avec une précision de 10 m environ contre 100 m auparavant.

Le principe du positionnement par satellite est relativement simple, et s’inspire des méthodes de triangulation classiques. Il s’agit de mettre en place une constellation de satellites suffisante pour qu’à chaque instant et quel que soit l’endroit du monde où est placée l’antenne du récepteur, celle-ci puisse recevoir un signal provenant d’au moins trois satellites lui permettant de calculer la distance qui la sépare de chaque satellite. L’intersection des cercles d’équidistance centrés sur les satellites donne la position de l’antenne. Pour être opérationnelle en tout point du globe, la constellation doit être composée d’au moins 24 satellites qui gravitent à une distance d’environ 20 000 km de la surface terrestre. La communication entre le satellite (qu’on appelle aussi “segment spatial”) et le récepteur (ou “segment utilisateur”) se fait au moyen d’ondes ultra-haute fréquence qui transmettent au récepteur les données concernant le satellite (heure, position, état de fonctionnement). Ces données sont mises à jour en permanence via des stations de contrôle terrestre en lien constant avec la constellation (ces stations constituent le “segment de contrôle”, voir figure 2.1).

Le satellite envoie deux types de signaux : les “codes” qui sont des signaux créneaux non-ambiguës et qui portent les informations propres à chaque satellite, et les ondes porteuses sinusoïdales et ambiguës de fréquence 1.575 GHz et 1.228 GHz respectivement (on dit que le système GPS est “coloré” puisqu’il est bifréquence, figure 2.1). Les récepteurs commerciaux utilisent uniquement les “codes” pour calculer leur position en calculant le délai entre l’arrivée du signal du satellite et le signal généré par le récepteur en lui même. Les distances calculées sont appelées “pseudo-distances”. Le code C/A ou *Coarse Acquisition* qui permet de se positionner avec une précision de 100 m environ est attaché à la porteuse L1, tandis que le code P ou *Precise*, porté à la fois par l’onde L1 et par l’onde L2, donne une position précise à la dizaine de mètres près (lorsqu’il n’est pas brouillé par le système de défense américain). Le code P est protégé des faux signaux GPS qui pourraient le corrompre en étant crypté sous forme d’un code Y qui est indéchiffrable par les récepteurs classiques. Cette protection appelée “anti-spoofing” limite l’utilisation civile au code C/A, mais peut être contournée par l’utilisation des récepteurs munis de la technique de *Z-tracking* qui permet de calculer la pseudo-distance L2 malgré le cryptage [Ashjaee, 1993]. Quoi qu’il en soit, même avec ces techniques toujours plus complexes de contournement des obstacles à la lisibilité du signal, le calcul des pseudo-distances conduit à une précision largement insuffisante pour des applications scientifiques, notamment dans le champ de la tectonique des plaques puisqu’on cherche à détecter des mouvements de l’ordre de quelques centimètres par an et donc à positionner des marqueurs avec une précision de l’ordre du mm/an.

2.1.2 Le GPS de haute précision

Afin d’améliorer la précision de la position calculée par le système GPS, les scientifiques ont développé des méthodes d’analyse et de corrections du signal GPS qui permettent aujourd’hui un positionnement au millimètre près après traitement. Dans ces calculs, on utilise le signal sinusoïdal des ondes porteuses qui a l’avantage de ne pas être affecté par les cryptages à la différence des codes créneaux. On peut calculer, de la même manière que dans le cas des pseudo-distances, le déphasage entre le signal reçu et le signal généré par le récepteur mais cette différence de phase est ambiguë car déterminée à un nombre inconnu de cycles de phases près (figure 2.1). On ne peut résoudre cette ambiguïté X, qui constitue une des principales limites de

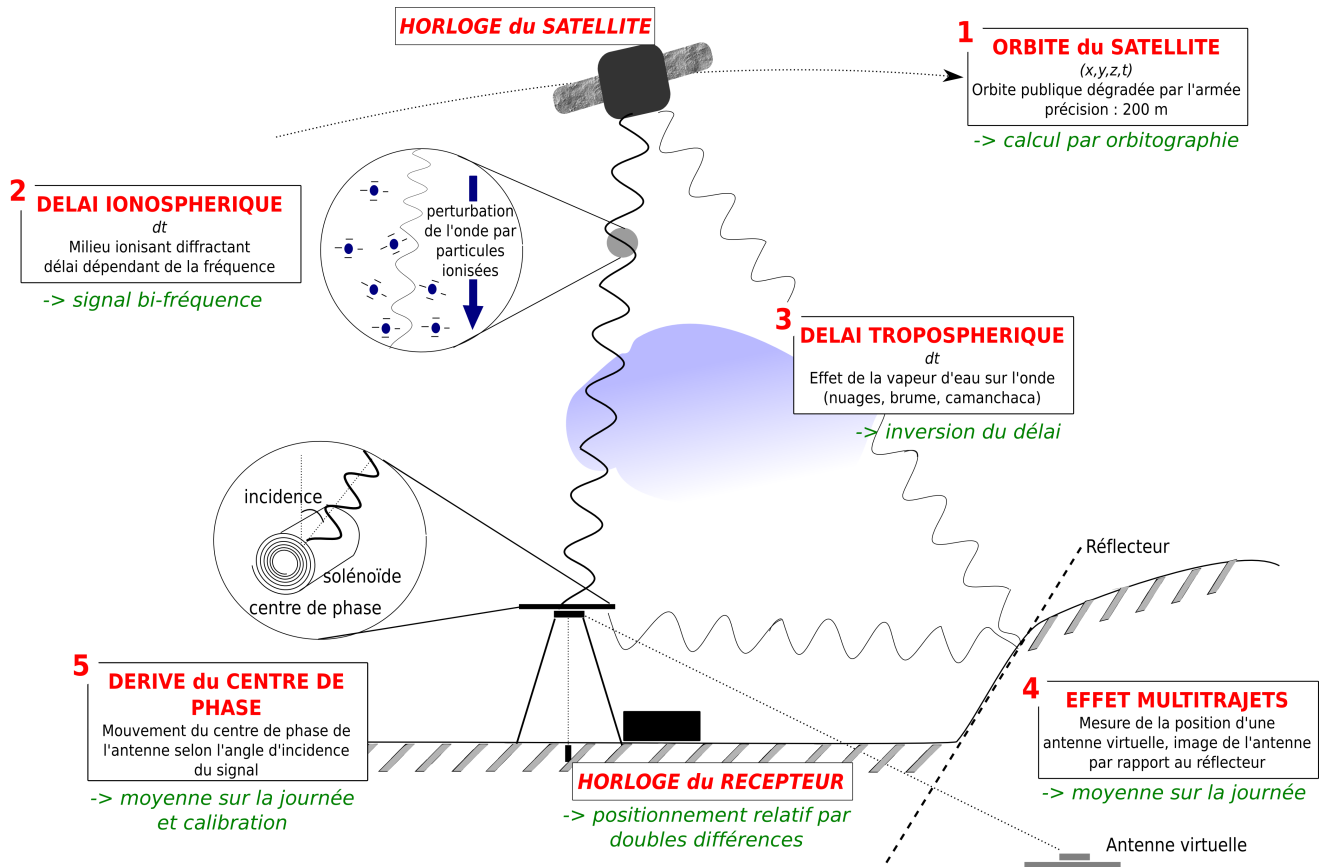


FIGURE 2.2: Représentation schématique des différentes sources d'erreur (en rouge) qui affectent le calcul de la distance satellite-récepteur, et donc la détermination de la position du marqueur. Quelques techniques permettant de diminuer l'impact de ces erreurs ou de s'en affranchir sont indiquées en vert.

la méthode, qu'en l'inversant dans la phase de traitement. Ainsi,

$$d_{\text{satellite-antenne}} = (\Phi_{\text{reçue}} - \Phi_{\text{générée}} + \Phi_{\text{bruit}} + X) \times v_{\text{onde}}$$

où d est la distance entre le satellite et la station, $X/2\pi$ est un nombre entier de phases, et v_{onde} est la vitesse des ondes le long du trajet satellite-antenne. Φ_{bruit} regroupe l'ensemble des erreurs qui affectent la mesure de la phase et qui sont schématisées sur la figure 2.2. Chacune des sources d'erreurs est considérée comme une inconnue dans le système d'équations à résoudre, dont on peut parfois s'affranchir en combinant différents signaux.

Une des erreurs les plus importantes affecte la mesure du temps de réception du signal satellitaire dont dépend directement la mesure du déphasage entre les signaux. Cette erreur est due à la précision limitée et à la dérive instrumentale des horloges des récepteurs (horloges classiques à quartz, capables de dérives importantes de l'ordre de la seconde/jour) et dans une moindre mesure de celles des satellites (généralement pourvus d'une horloge atomique contrôlée et très précise dont la dérive est d'environ 10^{-9} s/jour). La dérive des horloges des récepteurs est du même ordre de grandeur que le temps de parcours de la distance entre le satellite et le récepteur qui est de 60 ms environ : il est donc crucial de la corriger. On peut supprimer l'effet de ces erreurs via le calcul en doubles-différences qui suppose de mesurer le déphasage

observé entre deux couples de stations et de satellites (figure 2.3). Cette technique donne accès au positionnement relatif entre deux récepteurs et non à la position absolue : on calcule donc une “ligne de base” qui correspond à la distance entre les deux récepteurs. Le calcul en doubles-différences est très utilisé car il permet un gain non négligeable en précision, notamment via le logiciel GAMIT que nous utilisons ici [King and Bock, 2002]. Les logiciels de Precise Point Positioning (ou PPP), à l’image de GIPSY [Lichten et al., 2005], ne corrigent pas des erreurs d’horloges par les doubles-différences et calculent la position d’un marqueur indépendamment du reste du réseau. Ils sont donc plus rapides, mais nettement moins précis.

La position du satellite déterminée par son orbite est disponible avec une précision de 200 m pour le grand public (erreur 1 dans la figure 2.2). Cette erreur se répercute sur le calcul des lignes de base : une distance de 10 km entre deux récepteurs sera affectée par une erreur de 10 cm environ ! Il est donc nécessaire de passer par des services d’orbitographie qui recalculent les orbites des satellites avec une précision de 20 cm mais avec des délais de plusieurs semaines [p.ex. Beutler et al., 1999a].

Lors du trajet satellite-récepteur, le signal peut être retardé ou modifié par l’environnement qu’il traverse. Tout d’abord, lors de son passage dans l’ionosphère qui est un milieu diffractant, l’onde est ralentie et prend donc du retard : c’est le délai ionosphérique (erreur 2 dans la figure 2.2). Ce délai dépend de la fréquence de l’onde et l’on peut s’en affranchir aisément en combinant

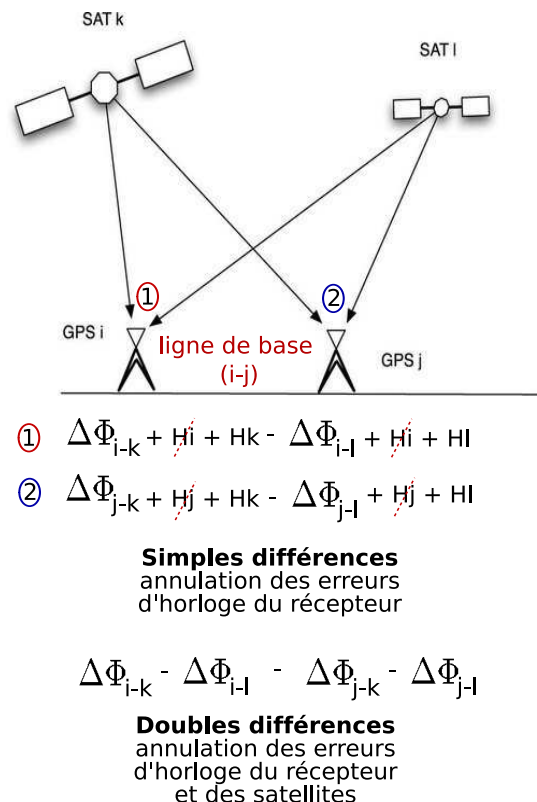


FIGURE 2.3: Principe du positionnement relatif par doubles-différences par combinaison des déphasages $\Delta\Phi_{i-j}$ mesurés entre chaque satellite j et chaque station i . Le terme H présent dans les équations représente l’erreur produite sur la mesure du déphasage par les imprécisions ou les dérives des horloges des satellites ou des récepteurs.

les déphasages mesurés sur les deux porteuses L1 et L2 dont les fréquences sont différentes. On peut également estimer ce délai lors de l'inversion de la ligne de base et estimer le TEC (ou "Total Electron Content") de l'ionosphère traversée par le signal à tout instant.

La troposphère n'est pas diffractante, mais son humidité est fortement variable dans le temps. Or, le temps de trajet de l'onde dans ce milieu est dépendant de l'épaisseur de l'atmosphère traversée (qui produit un délai "sec" stable dans le temps et facilement calculable) mais surtout de la teneur en vapeur d'eau. Des atmosphères riches en eau ralentissent les ondes porteuses : c'est le délai troposphérique humide (erreur 3 dans la figure 2.2). Celui-ci dépend de la météo locale et peut être estimé à partir des modèles météorologiques régionaux. Il est néanmoins susceptible de varier selon les saisons, les semaines, et à l'échelle d'une seule journée par l'alternance jour-nuit. Du fait de sa sensibilité à l'humidité de la troposphère, le signal GPS est utilisé en météorologie pour connaître la composition locale de l'atmosphère. En tectonique, on inverse généralement la valeur de ce délai humide considéré comme une inconnue du problème, car les modèles d'atmosphère globaux (par exemple, le modèle ERA-Interim [*Simmons et al.*, 2007]) ne sont généralement pas assez précis pour pouvoir le corriger.

Le bruit de mesure le plus difficile à corriger et à comprendre est lié au fait que l'antenne du récepteur GPS ne peut distinguer le signal direct en provenance du satellite d'un signal réfléchi sur les surfaces environnantes. Si on utilise ces signaux annexes aussi appelés "multi-trajets" pour déterminer la position du récepteur, on va en réalité mesurer la position de l'image de l'antenne du récepteur par rapport à l'objet réflecteur (erreur 4 dans la figure 2.2). La surface du sol peut se comporter comme un réflecteur du signal GPS et il est donc très difficile de pallier à ce bruit de fond. On peut utiliser des caches pour les antennes qui ne sont pas très efficaces, ou simplement tenter de positionner les récepteurs dans des endroits dégagés sans trop de masques et de réflecteurs potentiels.

Enfin, la dernière source d'erreur potentielle sur le positionnement est liée à la nature de l'antenne du récepteur. En effet, le signal GPS est réceptionné par un solénoïde situé au cœur de l'antenne et qui va transformer l'onde en signal électrique émergeant du centre de phase de l'antenne (erreur 5 dans la figure 2.2). C'est la position de ce centre de phase, qui est dépendante de l'incidence du signal GPS par rapport à l'orientation du solénoïde, que l'on mesure effectivement. Au cours de la journée, le satellite se déplace dans le ciel, l'angle d'incidence du signal émis par rapport à l'antenne varie donc fortement et produit une dérive de la position du centre de phase. Plus le satellite sera visible longtemps par le récepteur, et plus cet effet de dérive pourra être moyenné sur une session de 24 h. Il est donc crucial d'orienter systématiquement les antennes (et donc les solénoïdes) dans la même direction lors de la mesure d'un réseau (généralement le Nord) et de faire des mesures longues pour s'affranchir un maximum de ces sources d'erreurs instrumentales.

L'analyse de la phase du signal GPS et la correction des multiples sources d'erreurs exige une procédure de traitement complexe et assez longue, à la différence du positionnement grossier mais immédiat des récepteurs grand public. C'est le prix à payer pour obtenir des positions précises au millimètre près, et donc des mesures de la déformation de surface déterminées à quelques millimètres par an près. De nombreuses innovations technologiques (comme la procédure de *Z-tracking*) permettent d'améliorer les performances des récepteurs et des antennes, et la multiplication des satellites type-GPS dans les prochaines années permettra sans doute d'améliorer encore la précision des mesures.

2.2 Le GPS au Chili : 20 ans d'instrumentation

2.2.1 De la déformation andine à la déformation intersismique

Dès les années 90, la marge chilienne a été instrumentée par GPS par plusieurs équipes internationales afin de mesurer précisément la déformation autour de la chaîne des Andes. Parmi elles, les équipes américaines (réseau CAP) et allemandes (réseau SAGA) ont opté pour le développement de réseaux de marqueurs fixes mesurés lors de campagnes régulières à l'échelle de l'ensemble de la marge [Bevis *et al.*, 1999; Brooks, 2003; Khazaradze, 2003]. Ces réseaux sont assez lâches (un point tous les degrés de latitude et de longitude environ, figure 2.4) et ont été conçus pour mieux connaître le soulèvement andin et la cinématique de la zone. Ils sont donc tournés vers le coeur de la chaîne andine et se développent également sur son côté argentin. Les vitesses mesurées sur ces réseaux à l'aide d'instruments maintenant obsolètes, ont une incertitude trop forte pour réellement quantifier le lent processus de soulèvement et de construction de la chaîne de montagne, mais elles ont permis de mettre en évidence l'existence d'un mouvement de l'ensemble de la chaîne et du bloc marginal vers l'Est [Norabuena, 1998; Brooks, 2003]. Dans ces articles, les données acquises du côté chilien sont reproduites en utilisant un modèle simple et assez homogène de couplage sur l'interface de subduction qui génère de forts résidus sur les points du littoral.

Les réseaux de campagnes développés dès 1991 par les équipes franco-chiliennes dans le Grand Nord du Chili et la région de Maule (figure 2.4) ont au contraire pour objectif d'étudier plus précisément la déformation produite par le cycle sismique sur la subduction. Ils sont donc plus denses à la côte (un point tous les 50 km dans la région de Maule notamment), et sont composés de quelques profils perpendiculaires à la fosse constitués d'un marqueur tous les 25 km environ. Cette géométrie des réseaux permet d'inverser la valeur du couplage et ses variations sur l'interface de subduction bien plus précisément qu'avec les réseaux développés à l'échelle de la chaîne de montagne. Ils permettent également de mesurer la déformation cosismique en champ proche lors des séismes majeurs.

Pour mesurer précisément ces deux déformations liées au cycle sismique, on peut mettre en place des techniques assez différentes. En effet, l'amplitude du déplacement horizontal produit en surface par un fort séisme de subduction est de l'ordre du mètre. Malgré toutes les erreurs qui peuvent altérer la précision du positionnement par GPS, il suffira de mesurer même brièvement la position d'un marqueur avant et après le séisme pour obtenir des vitesses de déplacement cosismique bien contraintes (avec une précision de l'ordre du centimètre). Il est bien plus difficile de mesurer la déformation pendant la phase intersismique puisqu'elle est de l'ordre de la dizaine de millimètres par an et qu'elle est susceptible soit de varier légèrement dans le temps, soit d'être affectée à tout moment par une déformation co- ou postsismique. Idéalement, il faut donc soit mesurer une à deux fois par an la position des marqueurs pour obtenir une vitesse statistiquement juste à l'échelle de quelques années, soit mesurer ce même réseau tous les 5 ou 10 ans. Cette seconde stratégie de mesure est moins coûteuse et a été longtemps privilégiée (le réseau de la région de Maule a ainsi été mesuré seulement trois fois : en 1996, partiellement en 1999 et 2006 [Ruegg *et al.*, 2009]), mais elle est risquée : la probabilité qu'un fort séisme se produise entre les deux mesures est élevée au Chili puisqu'un séisme de magnitude supérieure à 8 rompt l'interface tous les 10 ans environ. Par exemple, le séisme d'Antofagasta en 1995 (Mw 8.1, figure 2.4) a ainsi perturbé pendant plusieurs années la déformation de surface dans cette région du Chili où le réseau de campagne avait été développé. Si le mouvement cosismique a bien été enregistré [Ruegg *et al.*, 1996], la vitesse intersismique sur le profil situé dans la zone

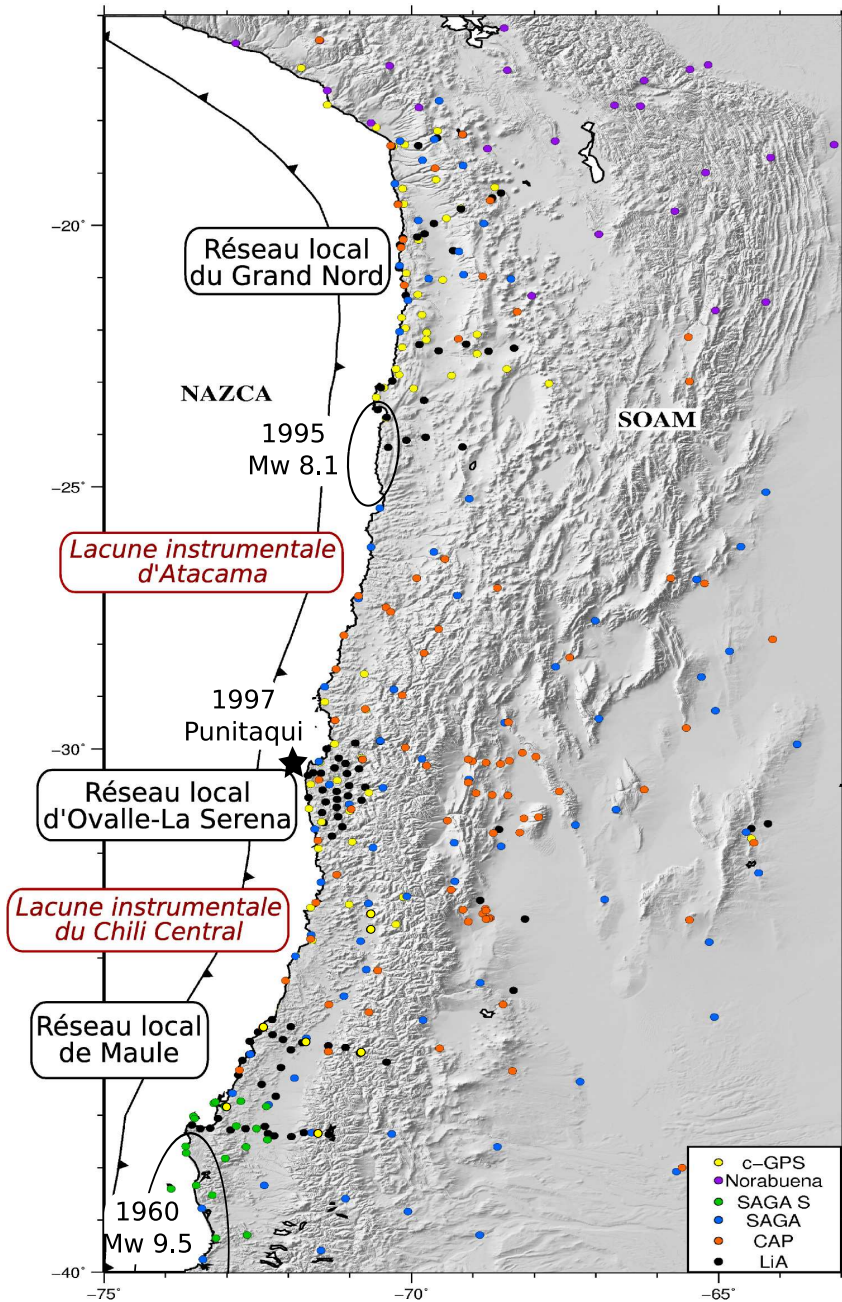


FIGURE 2.4: Réseaux GPS permanents et de campagne installés sur la plaque Amérique du Sud en 2008 et sur lesquels une vitesse intersismique a été calculée et publiée. Points noirs : réseau de campagnes développé par les équipes franco-chiliennes du LiA Montessus de Ballore [Chlieh *et al.*, 2004; Ruegg *et al.*, 2009; Vigny *et al.*, 2009]; points bleus et verts : réseau de campagnes développé par le GFZ [Khazaradze, 2003; Moreno *et al.*, 2008]; points oranges : réseau de campagnes développé par l'équipe américaine en collaboration avec le réseau national argentin RAMSAC [Bevis *et al.*, 1999; Brooks, 2003]; points violets : réseau de campagnes développé par l'IGP Pérou [Norabuena, 1998]; points jaunes : réseau de station permanentes (c-GPS) installé par l'université de Caltech (dans le Grand Nord) et par l'équipe du LiA Montessus de Ballore (dans le Grand Nord et dans la région d'Ovalle-La Serena). Le nom des réseaux locaux denses en champ proche de la subduction est indiqué, ainsi que les zones où l'instrumentation GPS était insuffisante à l'époque. Le séisme d'Antofagasta en 1995 a perturbé la mesure de la vitesse intersismique, et celui de Valdivia en 1960 a produit un mouvement de rebond postsismique qui domine la déformation mesurée dans cette zone.

même du séisme et qui a également été affecté par la rupture de Tocopilla en 2007, n'a pas pu être déterminée. La mesure du chargement intersismique est donc une véritable course contre la montre, et la stratégie de mesure régulière semble plus adaptée à l'étude de cette zone.

En 1997, la séquence de séismes de Punitaqui qui se développe au large de Coquimbo et de La Serena ($\sim 30^\circ\text{S}$, figure 2.4) est suivie d'un séisme en "slab-push" à 40 km de profondeur [Gardi *et al.*, 2006]. Cette sismicité atypique intrigue les scientifiques et un dense réseau de marqueurs GPS est installé à partir de 2004 par les équipes du LiA "Montessus de Ballore" (collaboration franco-chilienne) dans la région (figure 2.4). Les premières vitesses intersismiques obtenues montrent que le couplage y est localement très faible (50% selon Vigny *et al.* [2009]), et la baie de La Serena est alors identifiée comme une des zones de la marge chilienne où des épisodes de glissements lents pourraient être détectés. Il devient alors crucial d'y déterminer très précisément les variations du couplage sur l'interface de subduction. Le réseau de campagnes auquel s'ajoute un réseau d'une dizaine de stations permanentes se densifie encore un peu plus (un marqueur tous les 25 km environ, figure 2.4). Dans le même temps, l'IPGP et l'université de Caltech développent un réseau assez dense de stations GPS permanentes dans le Grand Nord, particulièrement développé à la côte.

Alors que dans les années 90 le GPS était surtout utilisé pour comprendre la déformation andine, il est actuellement considéré comme un des instruments clés pour comprendre le cycle sismique sur la subduction et les réseaux se sont principalement densifiés dans la partie chilienne de l'orogène. Pourtant, en 2008 de nombreuses régions du Chili n'étaient pas encore instrumentées et les réseaux préexistants étaient trop lâches pour déterminer précisément le couplage intersismique. Un des objectifs majeur de cette thèse a été de développer les réseaux de campagnes chiliens dans les régions de La Serena et du Grand Nord, mais surtout dans la région d'Atacama où très peu de vitesses intersismiques étaient disponibles (figure 2.4).

2.2.2 Le développement des réseaux permanents

L'utilisation du GPS pour mesurer la déformation au Chili a longtemps pâti de la mauvaise connaissance du mouvement relatif des plaques Nazca et Amérique du Sud. En effet, peu de stations GPS permanentes étaient installées dans les années 90 sur la côte Ouest du continent et sur les cratons argentins et brésiliens, et celles qui existaient étaient opérationnelles depuis trop peu de temps pour être intégrées dans les référentiels publiés par l'ITRF (*International Terrestrial Reference Frame*). Le développement des réseaux nationaux RAMSAC (Argentine) et RBMC (Brésil), ainsi que la mise en place de stations permanentes au Chili incluses dans l'IGS (p.ex. à Santiago ou Copiapó) ont permis de converger vers une estimation de la vitesse Nazca-Amérique du Sud proche de 7 cm/an [p.ex. Angermann and Klotz, 1999; Kendrick *et al.*, 2003; Vigny *et al.*, 2009].

Les stations GPS permanentes présentes au Chili au début des années 2000 étaient concentrées principalement dans les régions de Santiago et du Grand Nord (figure 2.4) mais restaient peu nombreuses. Elles sont pourtant nécessaires pour détecter d'éventuels glissements lents sur l'interface de subduction au cours de la phase intersismique (voir section 1.2). C'est pourquoi les équipes franco-chiliennes ont commencé l'installation d'un nouveau réseau de stations permanentes dans les régions d'Ovalle-La Serena (à partir de 2006) et du Grand Nord (à partir de 2007). Les stations permanentes sont des installations coûteuses qui demandent un effort de maintenance régulier. En 2009, j'ai eu l'occasion de participer à une mission de maintenance des stations continues du réseau du Grand Nord maintenu par l'Institut de Physique du Globe de Paris (figure 2.9). Outre les contrôles de routine, l'objectif de cette mission était de remplacer les

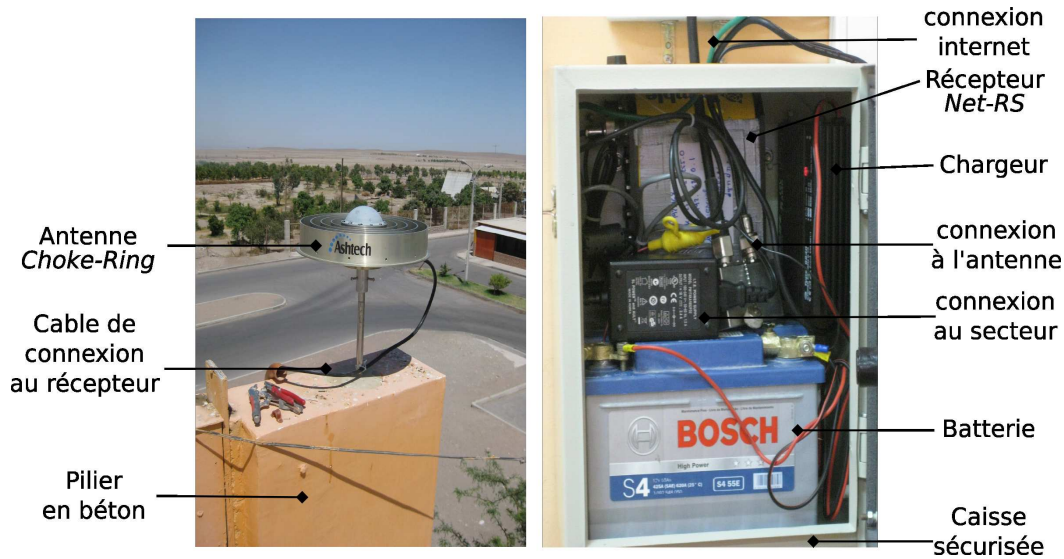


FIGURE 2.5: Photographies de la station permanente PICC située dans l'école élémentaire de la ville de Pica dans le Grand Nord.

récepteurs préexistants (notamment des TOPCON-GB1000) par des récepteurs Trimble Net-RS, de solidifier les installations et de connecter un maximum de stations au réseau Internet afin de pouvoir établir une procédure simple d'archivage des données (figure 2.5).

Les quelques stations permanentes maintenues par l'équipe franco-chilienne dans la région de Maule ont enregistré le séisme du 27 février 2010 à haute fréquence (1 Hz) et ont ainsi permis de pallier à l'arrêt ou la saturation des stations sismologiques locales [Vigny *et al.*, 2011]. Depuis, un programme d'envergure a été initié par le gouvernement chilien pour installer des stations multiparamètres pourvues d'un récepteur GPS tous les 50 km, le long de la côte chilienne.

2.3 L'acquisition de nouvelles données : le travail de terrain

2.3.1 Les mesures de campagne et les nouveaux réseaux

Au cours de ces trois années de thèse, j'ai eu l'occasion de participer à l'organisation et à la réalisation de 6 missions de terrain sur les réseaux du LiA "Montessus de Ballore" et suis restée plus de 5 mois sur place. Ces missions étaient généralement destinées à remesurer ou rénover des réseaux de marqueurs de campagnes préexistants et à agrandir ou installer des réseaux entièrement nouveaux dans les zones non-instrumentées du Chili (l'extension des réseaux réalisée depuis 2009 est représentée sur la figure 2.6). De nouvelles vitesses intersismiques ont ainsi pu être obtenues et analysées en terme de couplage intersismique (voir section 3).

2.3.1.1 Technique de mesure

Les réseaux développés au Chili avant les années 2000 étaient principalement constitués de marqueurs en inox scellés dans l'affleurement dont la position exacte était mesurée par trépied. Dans ce dispositif de mesure, présenté en figure 2.7, l'antenne GPS est placée horizontalement à l'aplomb du marqueur à l'aide d'une embase solidaire d'un trépied. Elle est reliée au récepteur GPS situé dans une caisse de plastique pour le protéger des intempéries. Celui-ci est alimenté

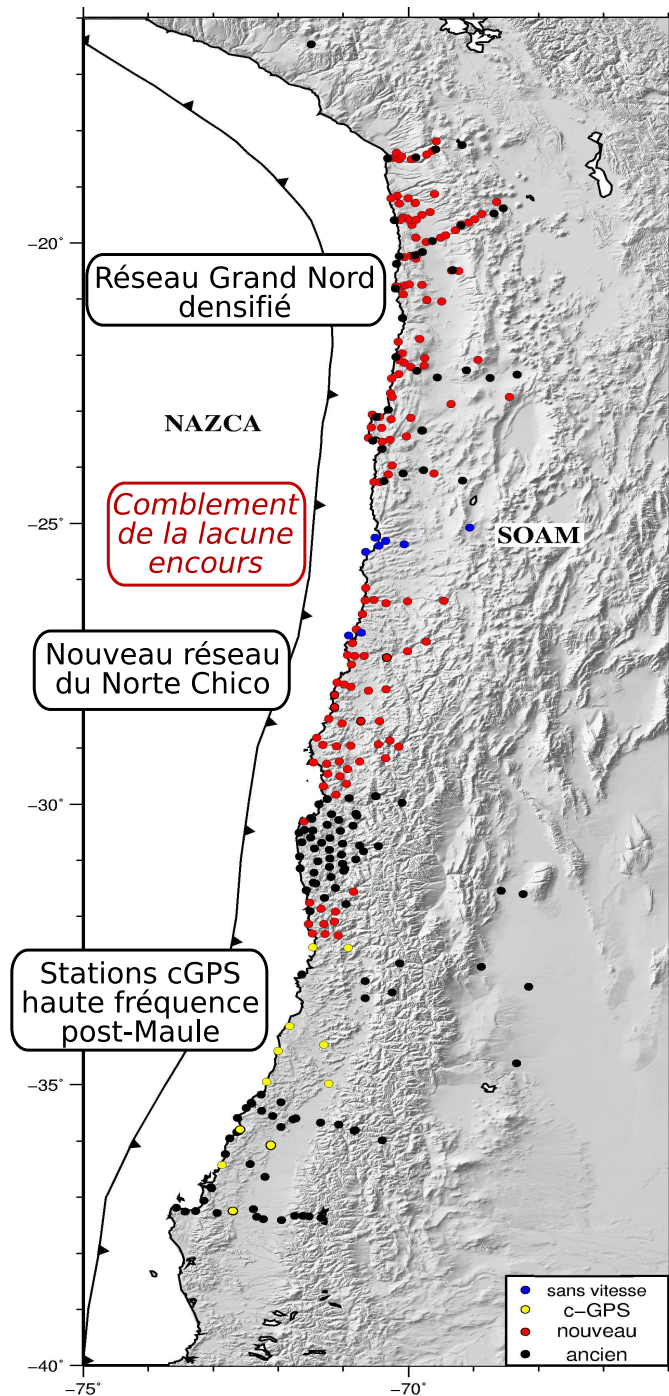


FIGURE 2.6: Réseau franco-chilien de campagne préexistant (points noirs) et nouveaux réseaux installés au cours de la thèse (points rouges). Les points bleus sont des marqueurs installés en 2012 sur lesquels aucune vitesse intersismique n'a encore été calculée. Les points jaunes marquent les nouvelles stations permanentes installées dans la région de Maule suite au séisme du 27 février 2010.

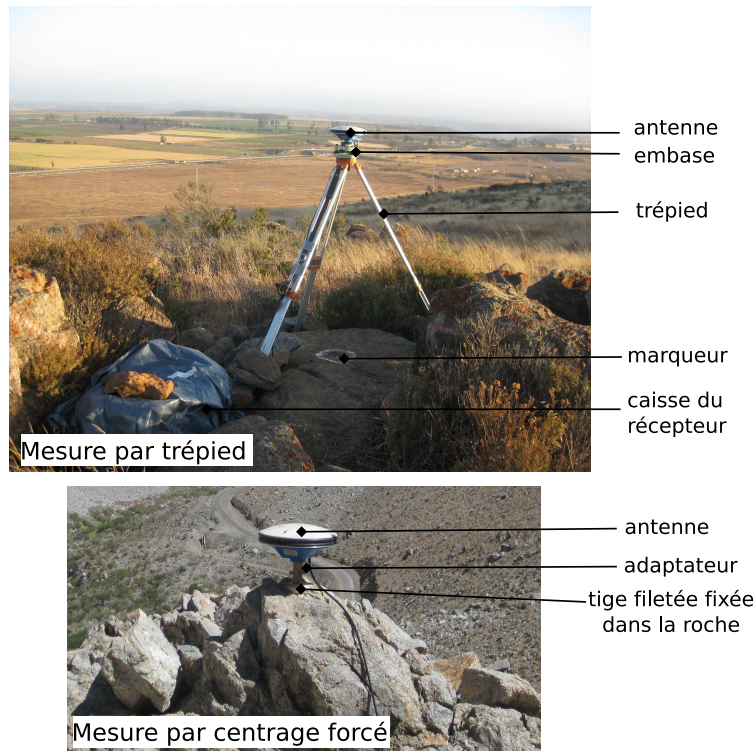


FIGURE 2.7: Photographies de deux types d’installations de mesure de la position d’un marqueur : cas d’une mesure par trépied (haut) ou par centrage forcé (bas).

pendant la durée de la mesure par une batterie. Les premières campagnes de mesure menées au Chili dans les années 90 par les équipes de l’IPGP (notamment JC Ruegg) disposaient d’une poignée de récepteurs seulement, assez lourds et peu autonomes car les batteries de l’époque ne pouvaient les alimenter que pendant quelques heures. Il s’agissait alors de mesurer la position du point pendant des sessions courtes de quelques heures au moment où un maximum de satellites de la constellation GPS étaient visibles, ce qui était très contraignant et affectait la précision des mesures. Aujourd’hui, les récepteurs sont bien plus maniables et les batteries fournissent une autonomie de plusieurs jours, ce qui permet de mesurer la position du marqueur par des sessions de 24 h continues sur 4 à 5 jours. Ces mesures permettent de s’affranchir d’une partie des sources d’erreurs qui se compensent à l’échelle d’une journée (effets météo, centre de phase de l’antenne etc). La mesure par trépied permet également de limiter l’effet des multitrajets sur la détermination de la position. En effet, à chaque mesure, la hauteur de l’antenne par rapport au marqueur sera différente *a priori* et les multitrajets seront donc différents d’une mesure à l’autre. Ils s’annuleront donc théoriquement sur une longue série de mesures. Néanmoins, cette technique de mesure est contraignante. Premièrement, le dispositif de mesure est très vulnérable car il est visible de loin et peut susciter de la curiosité chez des promeneurs ou les habitants de la région. Deuxièmement, il est impératif que le trépied ne bouge pas ni ne se décentre au cours de la mesure pour être certain de bien mesurer la position exacte du marqueur. Or le vent, les curieux ou les animaux peuvent faire facilement bouger l’ensemble du dispositif. Enfin, la mesure manuelle de la hauteur d’antenne introduit une source d’erreur supplémentaire sur la détermination de la position verticale.

La mesure par “centrage forcé” pallie à un certain nombre de ces inconvénients (figure 2.7). Son principe est simple : au lieu de graver une croix sur l’affleurement ou d’y sceller un clou géodésique comme dans la technique de mesure par trépied, on scelle dans la roche un marqueur muni d’un pas de vis femelle rigoureusement vertical. Il suffit ensuite de visser un adaptateur dont la hauteur est connue dans ce pas-de-vis et d’y visser ensuite l’antenne. Celle-ci est donc disposée exactement à l’horizontale et à une hauteur fixe du marqueur. Elle est également peu visible car assez proche du sol ce qui permet d’installer ce dispositif de mesure en bord de route par exemple. L’effet des multitrajets est cependant décuplé car la hauteur d’antenne est inchangée d’une campagne à l’autre. Par souci de moindre visibilité et de légèreté de l’installation, tous les nouveaux marqueurs que nous avons installés au cours de cette thèse sont des marqueurs de mesure par centrage forcé. Entre les campagnes, l’écrou est protégé par un cache en plastique et est généralement retrouvé intact lors de la mesure suivante.

La mesure des réseaux se fait en général sur des périodes courtes de moins d’un mois. Il est essentiel de mesurer simultanément un certain nombre de points du réseau pour stabiliser la procédure de traitement en multipliant les lignes de base. On adopte donc des plannings de mesure qui permettent un roulement des récepteurs sur l’ensemble du réseau.

2.3.1.2 L’extension du réseau du petit Nord

Le réseau d’Ovalle-La Serena a été largement étendu vers le Nord à partir de 2008 pour acquérir de nouvelles vitesses intersismiques et mieux définir les limites de la zone partiellement couplée. De décembre 2008 à décembre 2009, le réseau s’est ainsi enrichi de 15 nouveaux sites localisés dans la baie de La Serena, autour de la péninsule de Choros et jusqu’aux villes de Huasco et de Vallenar ($\sim 28.5^\circ\text{S}$, figure 2.8). Plusieurs marqueurs préexistants installés par les équipes CAP et SAGA ont été intégrés dans les mesures du réseau, notamment dans la cordillère.

Au Nord de 28°S , le désert de l’Atacama se fait nettement plus aride et les affleurements corrects et accessibles se font plus rares, à l’image des lieux habités. Cette région est également difficile d’accès car il faut près de 10h de route depuis Santiago pour atteindre Vallenar, et 7h depuis Antofagasta environ. L’acheminement du matériel est donc plus compliqué. En juin 2010, quelques mois après le séisme de Maule qui toucha durement la partie la plus peuplée du Chili, un réseau entièrement nouveau est pourtant installé dans cette région jusqu’au port de Taltal ($\sim 25^\circ\text{S}$). Il est constitué de 22 nouveaux marqueurs et s’articule autour de trois grands profils perpendiculaires à la fosse (les profils de Totoral, Copiapó et Chañaral, figure 2.8) et d’un profil côtier. Les points les plus éloignés de la fosse sont situés à ~ 150 km de la côte, dans le contreforts des Andes et sont assez difficiles d’accès. La mise en place de marqueurs au delà de ces points nécessiterait un investissement en temps et en argent bien supérieur au gain scientifique dans le cadre de la problématique qui nous intéresse ici qui est celle du couplage intersismique. Le réseau est donc assez dense à la côte et dans les 200 premiers kilomètres (un point tous les 25 km à la côte, puis tous les 50 km dans l’intérieur des terres).

Ce nouveau réseau a été mesuré entièrement à trois reprises en juin 2010, 2011 et 2012. Il continue à être densifié avec l’installation de deux nouveaux points côtiers en 2011 et l’installation récente d’un profil de 6 points à la latitude de Taltal sur lequel les vitesses intersismiques ne sont pas encore connues (figure 2.8). L’effort instrumental mené dans cette région depuis 2008 permet d’apporter des connaissances entièrement nouvelles sur la déformation dans une des zones les moins instrumentées du Chili.

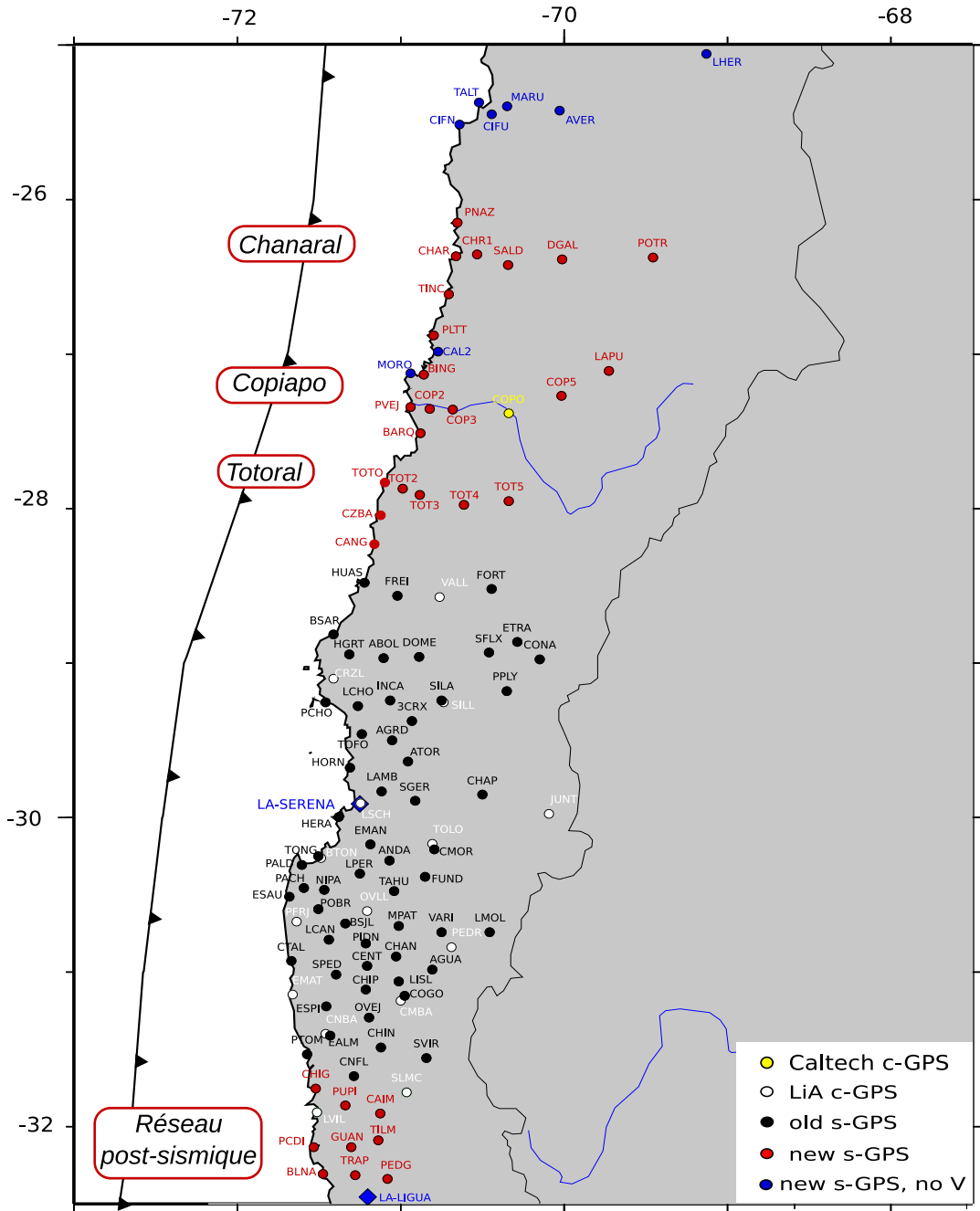


FIGURE 2.8: Etat actuel du réseau c- et s-GPS dans la région du petit Nord (ou Centre-Nord Chili). Le nom des nouveaux profils est indiqué dans des rectangles rouges.

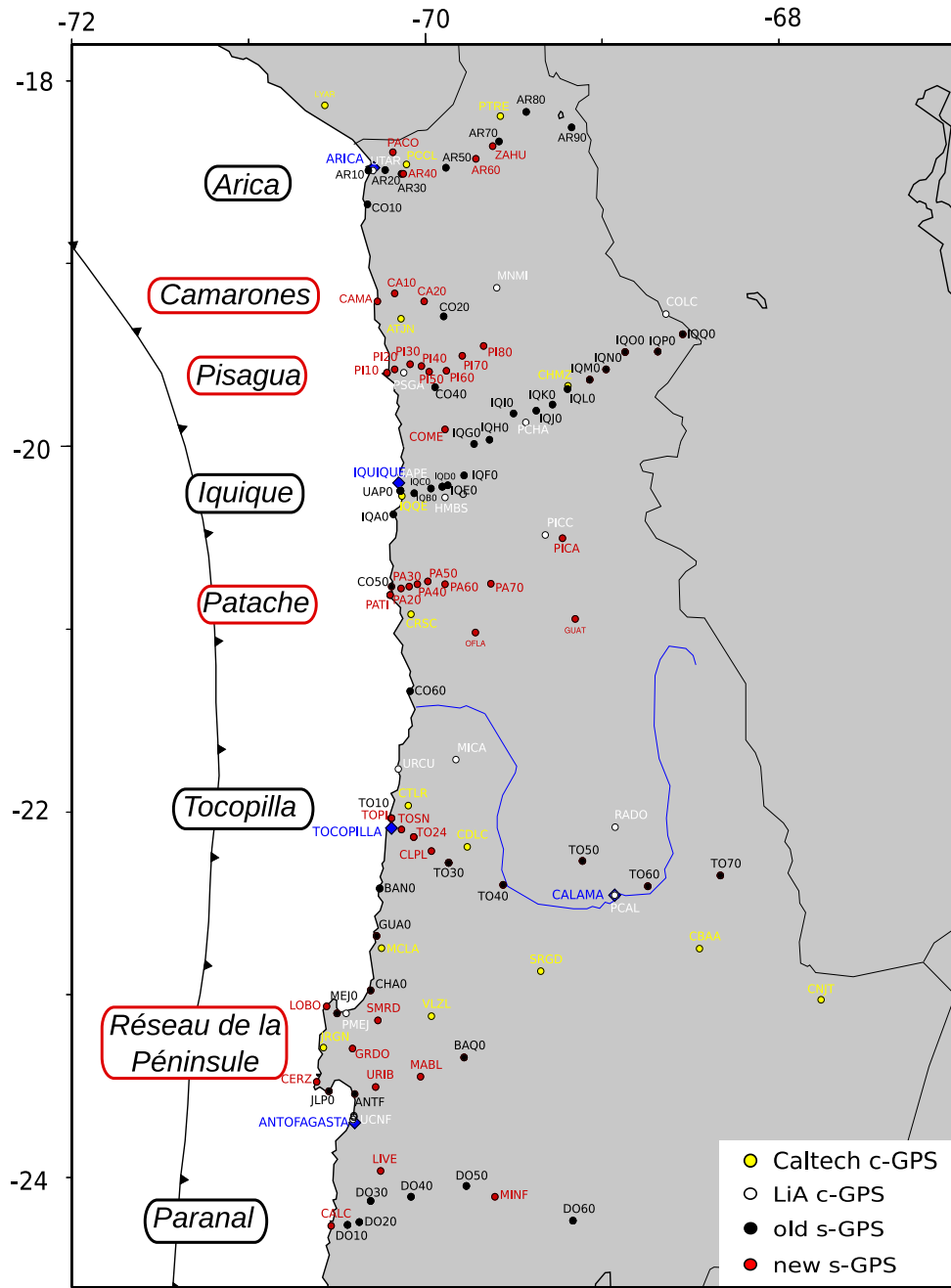


FIGURE 2.9: Etat actuel du réseau c- et s-GPS dans le Grand Nord. Le nom des anciens et des nouveaux profils est indiqué dans des rectangles respectivement noirs et rouges.

2.3.1.3 La densification du réseau du Grand Nord

Le réseau du Grand Nord est un des premiers réseaux de mesures dédié à l'étude de la subduction mis en place au Chili dans les années 90. La base de ce réseau est constituée d'un profil côtier de 9 points et de quatre profils perpendiculaires à la fosse : les profils d'Arica, d'Iquique, de Tocopilla et de Paranal (figure 2.9). Le profil d'Iquique est particulièrement dense (17 points), mais peu de vitesses intersismiques ont été publiées sur les points le constituant, du fait notamment des difficultés techniques de mesure et du faible nombre de campagnes réalisées avant le séisme de Tarapacá qui a affecté la région en 2005 [Chlieh *et al.*, 2004]. Ces profils sont espacés de près de 200 km et sont insuffisamment denses dans la région côtière pour contraindre précisément les variations du couplage intersismique [Chlieh *et al.*, 2011].

En juin 2010, nous avons donc décidé de densifier ce réseau et d'installer de nouveaux profils intermédiaires aux latitudes de Camarones (19.2°S), Pisagua (19.5°S) et Punta Patache (20.7°S). 23 nouveaux points à centrage forcé et parfois situés sur des monuments en béton construits dans le désert, viennent donc s'ajouter aux 43 anciens points du réseau de mesure par trépied (figures 2.6 et 2.9). Certains marqueurs, installés il y a près de 20 ans, étaient endommagés ou introuvables et ont du être remplacés par la mesure d'un des points auxiliaires, ou dans le pire des cas par l'installation d'un marqueur entièrement nouveau. De nombreux problèmes de rattachements ont du être résolus afin d'établir une série temporelle fiable sur ces points. 17 marqueurs des équipes CAP et SAGA ont été intégrés dans le nouveau réseau, notamment dans la région de la péninsule de Mejillones et du profil de Paranal.

L'ensemble du réseau a été mesuré en juin 2010 et juin 2012, et la partie Sud du réseau (au Sud de Tocopilla, 22°S) a été également mesurée en juin 2011. De nouvelles vitesses intersismiques sont donc d'ores et déjà disponibles sur ce nouveau réseau et ont vocation à être affinées lors de prochaines campagnes de mesure.

2.3.2 La mission postsismique de Maule (février 2010)

Le séisme de Maule a rompu l'interface de la subduction sur plus de 400 km de long le 27 février 2010 et sa magnitude de moment est estimée à 8.8 [Vigny *et al.*, 2011]. Ce séisme était attendu car la région de Maule avait été préalablement identifiée comme une zone de lacune sismique depuis 1835 dans laquelle la sismicité instrumentale était faible [Campos *et al.*, 2002] et où le couplage intersismique était fort [Ruegg *et al.*, 2009]. Un réseau de campagne de 40 points avait été installé dès 1996 par l'équipe de tectonique de l'IPGP dans cette région, et avait été mesuré trois fois depuis lors (en 1996, 1999 et 2006 [Ruegg *et al.*, 2009]). Ce réseau est composé de deux profils perpendiculaires à la fosse aux latitudes de Concepción (37°S) et de Constitución (35.2°S) et d'un profil côtier de 15 points (figure 2.10). Il était donc indispensable de remesurer rapidement la position des points du réseau encore intacts afin de déterminer le mouvement cosismique de l'ensemble de la zone. D'autre part, les quelques stations permanentes présentes et fonctionnelles dans la région, c-à-d les stations MAUL, ROBL, RCSD, SJAV, CONZ, CONS et ANTC, avaient été configurées pour enregistrer leur position à haute fréquence (1 Hz, figure 2.10). Les perturbations fortes du réseau internet engendrées par le séisme ont empêché le téléchargement à distance de ces données continues et il était donc important de les récupérer en allant directement sur le terrain.

Une mission postsismique a été organisée et largement appuyée par le Ministère des Affaires Etrangères français (MAE) et par la cellule postsismique de l'INSU. Cette mission à laquelle j'ai participé s'est déroulée 15 jours après le choc principal et son volet géodésique avait pour

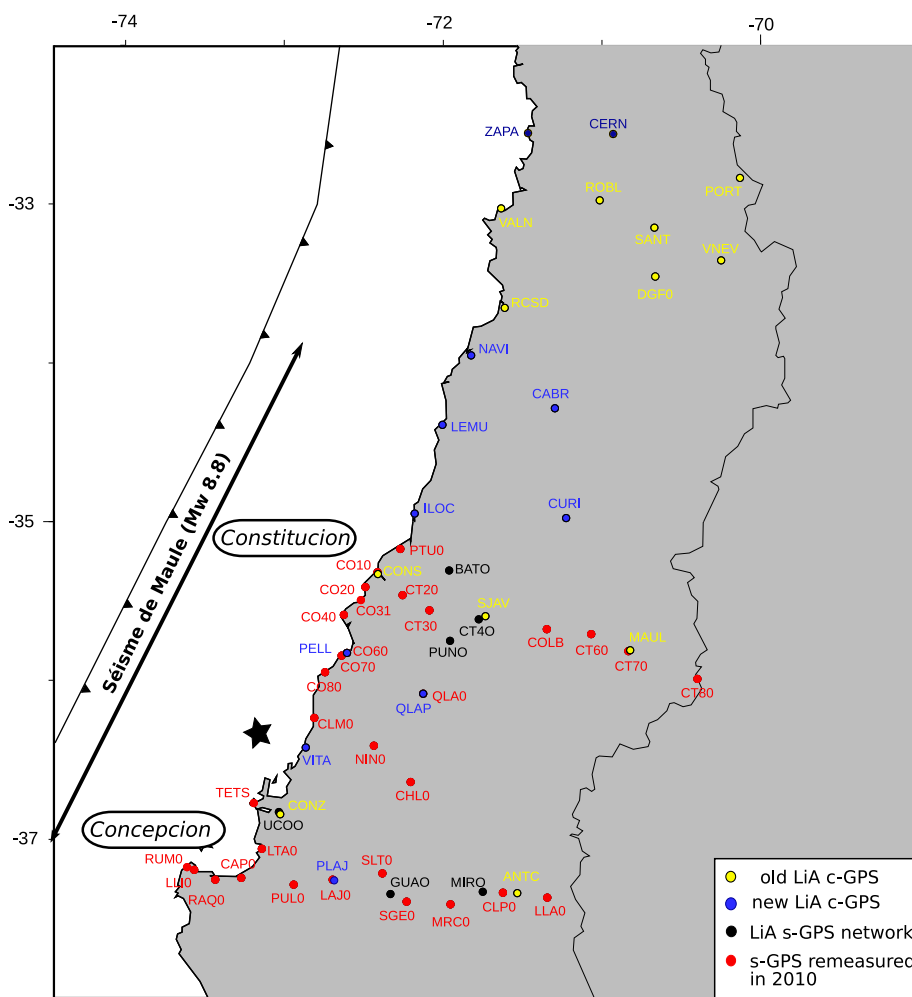


FIGURE 2.10: Etat actuel du réseau s-GPS et c-GPS du LiA Montessus de Ballore dans la région de Maule. Les nouvelles stations semi-permanentes installées lors de la mission post-sismique sont indiquées en bleu, tandis que les stations préexistantes sont en jaune. Les marqueurs de campagne qui ont pu être retrouvés en 2010 et remesurés pour déterminer le saut cosismique local sont indiqués en rouge. Les vieux marqueurs introuvables ou remplacés par des stations permanentes sont en noir. Le nom des deux profils perpendiculaires à la fosse est indiqué dans des rectangles noirs.

objectif de remesurer le réseau de campagne GPS et d'installer une dizaine de stations semi-permanentes dans la moitié nord de la zone épiscopale. Le réseau de campagne installé par *Ruegg et al.* [2009] avait été endommagé localement et seuls 35 points ont pu être remesurés (figures 2.10 et 2.11) permettant ainsi le calcul du saut cosismique sur une grande partie du réseau [*Vigny et al.*, 2011]. Onze stations semi-permanentes ont été installées au cours de cette mission par les équipes du LiA et la majeure partie d'entre elles ont été consolidées en stations permanentes par la suite et colocalisées avec des accéléromètres (figure 2.11). Les données issues de ces stations permanentes ont permis de mesurer le mouvement postsismique précoce [*Vigny et al.*, 2011] et le mouvement cosismique associé aux principales répliques à haute fréquence (*travail en cours de Meyer [2012]*). Le c-GPS haute fréquence peut dans ce cadre être considéré comme un nouvel instrument sismologique.



FIGURE 2.11: Photographies des installations réalisées pendant la mission postsismique française. Gauche : station semi-permanente de Zapallar (32.5°S) au Nord de la terminaison de la rupture, équipée de panneaux solaires. Droite : mesure du point du réseau de campagne CO10 situé sur les falaises de Constitución (35.2°S). La large baie visible en arrière plan et où une papeterie était installée a été dévastée par le tsunami.

En juin 2010, quelques mois après le séisme de Maule, la mission de déploiement des nouveaux réseaux du Norte Chico et du Grand Nord a été couplée à l'installation d'un réseau de neuf marqueurs de campagne entre les villes de Los Vilos (31.8°S) et de La Ligua (32.5°S) dans une zone fortement affectée par le mouvement postsismique du séisme de Maule (figure 2.8). Ce réseau a été remesuré en juin 2011, mais les vitesses obtenues contiennent trop de mouvement postsismique pour pouvoir en extraire le signal de chargement intersismique.

2.3.3 Perspectives instrumentales

Depuis les années 2000, le réseau de mesures GPS (qu'il soit de campagnes ou de stations permanentes) n'a cessé de se développer au Chili. Des réseaux denses à la côte et adaptés à la mesure du couplage intersismique sur la subduction sont maintenant déployés sur l'ensemble du territoire chilien à l'exception notable de la région désertique comprise entre Antofagasta (23.6°S) et Taltal (25.5°S). Un nouveau profil vient d'y être installé en juin 2012, mais la couverture de mesures reste insuffisante pour cartographier en détail les variations de couplage dans cette zone.

De la même façon, les mesures GPS effectuées dans la région métropolitaine (de 33°S à 35°S) proviennent uniquement du réseau de stations permanentes déployées à proximité de Santiago puisque le réseau de campagnes est inexistant (figure 2.6). Elles sont donc largement insuffisantes pour déterminer précisément l'intensité du couplage local. Or, le séisme de Maule qui a affecté la région du même nom au Sud de Santiago est associé à un rebond postsismique important et à une intense activité sismique qui vont affecter pendant plusieurs dizaines d'années le champ de déformation de surface. A titre de comparaison, le mouvement postsismique associé au grand séisme de Valdivia en 1960 (M_w 9.5) est encore assez fort aujourd'hui pour perturber très nettement la déformation intersismique au sud de la péninsule d'Arauco [Moreno et al., 2008]. Il est donc aujourd'hui peu utile d'installer un réseau dense de mesures de campagnes dans la région métropolitaine puisque le chargement intersismique est masqué par le rebond postsismique.

Suite au séisme de Maule le 27 février 2010, de nombreuses équipes internationales ont installé des réseaux de stations permanentes ou semi-permanentes dans la région. Celle-ci est donc maintenant très bien instrumentée pour enregistrer et comprendre le comportement de l'interface pendant la phase postsismique. Désormais, la région de l'Atacama (29°S-25°S) reste donc la seule région du Chili très peu pourvue en stations permanentes puisque seules deux stations sont en activité aujourd'hui (COPO et VALL). Une des priorités d'instrumentation dans le futur serait d'y installer un nouveau réseau de stations permanentes.

Les réseaux installés au Chili à l'heure actuelle sont tournés vers la subduction et ont été dessinés pour fournir le maximum d'informations sur le couplage intersismique. Ils sont donc très lâches en champ intermédiaire et peu de mesures sont disponibles dans les contreforts de la cordillère. Les conditions d'installation et de mesure y sont difficiles et le réseau routier restreint l'accessibilité aux zones montagneuses. Le développement des réseaux nationaux brésiliens et argentins a permis de mieux connaître la déformation en champ lointain de l'autre côté des Andes, mais une lacune de mesures existe encore au niveau de la cordillère principale. Ce manque de données est problématique lorsqu'on cherche à identifier un possible mouvement d'un bloc rigide andin. Il serait par exemple nécessaire de remesurer le réseau de campagnes bolivien mesuré dans les années 90 par *Norabuena* [1998].

2.4 Stratégie de traitement : le travail de laboratoire

Au cours des six missions de terrain qui ont eu lieu pendant cette thèse, nous avons acquis un nombre considérable de nouvelles mesures. Ces données brutes doivent être traduites en positions précises, puis combinées entre elles pour obtenir des vitesses intersismiques exploitables et interprétables. Ce processus de traitement long et relativement complexe permet de corriger un certain nombre d'erreurs et de biais de mesures présentés dans la section 2.1, et d'accéder à un positionnement au millimètre près. Le principe des logiciels de traitement des données GPS par positionnement relatif GAMIT/GLOBK, largement utilisés dans ce travail de thèse, est rappelé brièvement dans cette partie. Le détail de l'ensemble des campagnes traitées au cours de cette thèse et des séries temporelles obtenues est disponible dans un document annexe au manuscrit pour plus de lisibilité.

2.4.1 Du fichier rinex à la position : la procédure de traitement GAMIT

2.4.1.1 Principe du traitement

Le logiciel GAMIT¹, développé principalement au *Massachusetts Institute of Technology* (MIT), est un logiciel complexe de positionnement relatif. Il calcule la longueur des lignes de base d'un réseau pour accéder dans un second temps à la position exacte de chaque marqueur contrairement aux logiciels de type PPP (*Precise Point Positioning*) qui calculent la position de chaque marqueur de façon indépendante du reste du réseau. GAMIT est constitué d'une série de routines qui permettent de résoudre le système d'équations issu de la technique des doubles-différences en inversant la valeur des paramètres inconnus qui constituent le modèle \bar{m} (lignes

1. GAMIT ou *Global Positioning System At Massachusetts Institute of Technology* est un logiciel libre accessible sur internet et mis à jour régulièrement par les différents contributeurs au code. La documentation complète ainsi que les exécutable sont téléchargeables à cette adresse : <http://www-gpsg.mit.edu/~simon/gtgk/index.html>. Dans cette étude, nous avons utilisé les version 10.35 et 10.4 du programme.

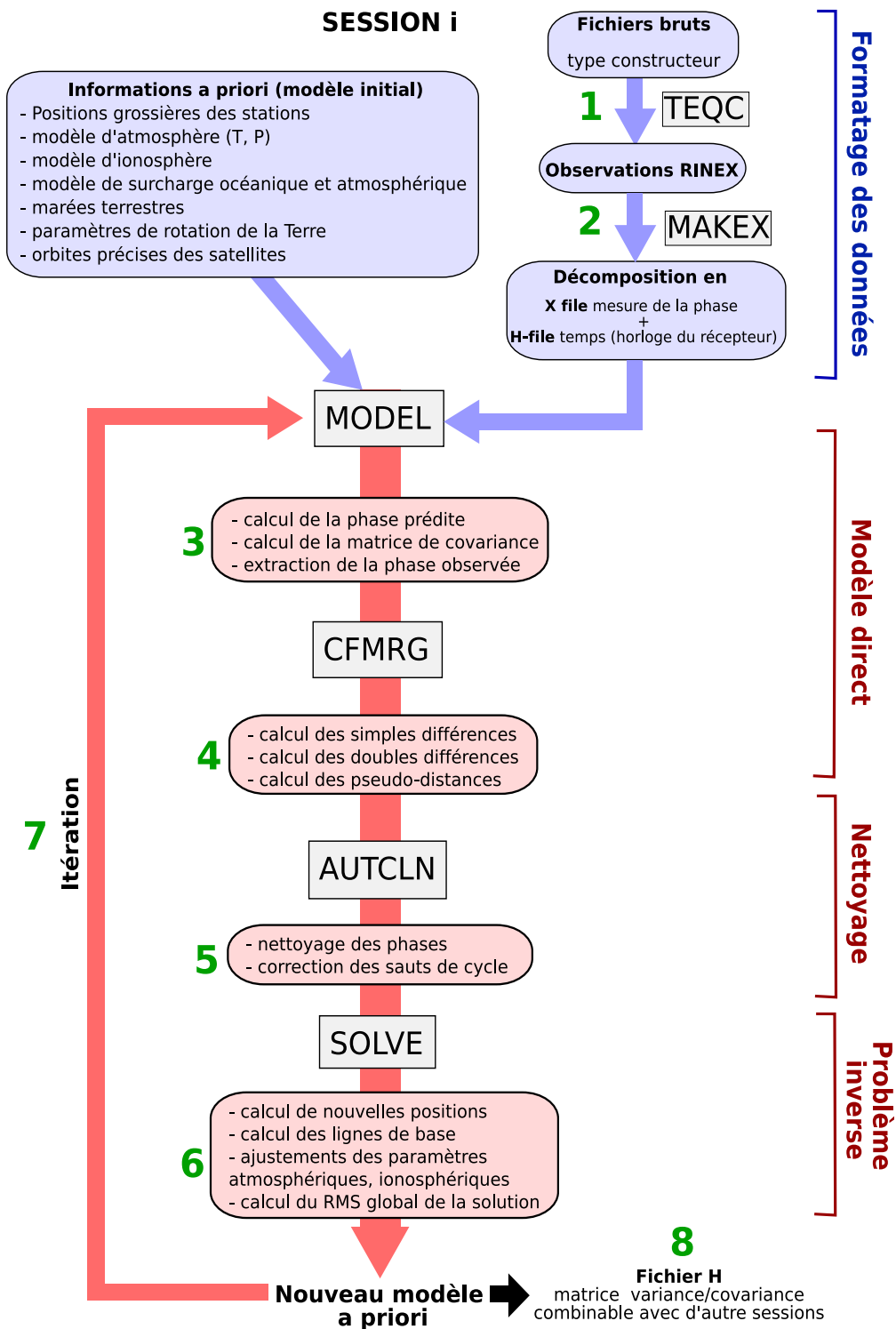


FIGURE 2.12: Chaîne de traitement des données GPS via le logiciel GAMIT. Les différents modules de GAMIT sont indiqués dans les rectangles gris.

de base, délais troposphériques ou atmosphériques, ambiguïtés, etc). On pose généralement

$$\bar{d}_{\text{phases observées}} = G(\bar{m}_{\text{paramètres du modèle}}),$$

où \bar{d} est le vecteur des différences de phases observées entre chaque station et chaque satellite, \bar{m} est le vecteur contenant l'ensemble des paramètres du modèle, et G est l'opérateur théorique permettant de calculer les observations à partir des paramètres du modèle. Il s'agit donc de déterminer l'ensemble de paramètres permettant de reproduire au mieux les observations de phases. On utilise pour cette inversion la méthode des moindres carrés et GAMIT procède à plusieurs itérations successives pour converger vers le meilleur modèle. Les différentes étapes de ce processus sont schématisées sur la figure 2.12.

[1] Les données brutes ramenées du terrain se présentent sous la forme de fichiers binaires dont le format dépend du récepteur utilisé (généralement les récepteurs ZX utilisés ici fournissent un format de sortie brut ou *raw file* de type U) et qui sont produits pour chaque session de mesure. On programme généralement les récepteurs par session de 24 h ce qui permet de télécharger un fichier de données par jour. Ces fichiers bruts peuvent être convertis via le programme TEQC (*Translation, Editing and Quality Check*) en fichiers textes lisibles généralement formatés en RINEX (format d'échange libre standard, *Receiver INdependent Exchange Format*).

[2] A l'intérieur du fichier RINEX d'une station et d'une session données, on trouve pour chaque satellite la mesure des phases des porteuses L1 et L2, le code C et parfois le code P si le récepteur est de type Z, les pseudo-distances et la date d'enregistrement. Dans notre cas, les mesures de campagnes sont effectuées toutes les 30 secondes. On transforme ce fichier RINEX en deux fichiers binaires distincts (le fichier X qui contient les mesures de phase et le fichier K qui contient la mesure du temps) via le programme MAKEX qui corrige le fichier RINEX grâce aux informations fournies dans son entête (biais de l'antenne, correction d'horloge du récepteur etc).

[3] Les observations sont ensuite associées pour chaque session (dans notre cas pour chaque jour) à un modèle initial qui contient un ensemble de valeurs *a priori* pour chaque paramètre qui intervient dans le calcul de la position. Certains de ces paramètres comme l'orbite des satellites ou les marées terrestres ne seront pas inversés dans la procédure car on les connaît de façon très précises via des tables d'éphémérides et les orbites recalculées par l'IGS. D'autres par contre vont être ajustés lors de l'inversion comme la position des stations (c-à-d la géométrie globale du réseau) ou les délais ionosphériques et troposphériques. Le module MODEL calcule donc pour chaque station les phases prédites sur la base de ces paramètres initiaux ainsi que la sensibilité de cette phase à la variation des paramètres (c-à-d la matrice de covariance du système).

[4] Les fichiers issus de ce premier calcul direct (ou fichiers C) sont alors combinés par le module CFMRG qui calcule les différences simples ou doubles prédites entre chaque station du réseau, ainsi que les combinaisons LC ou LG qui donnent accès au délai ionosphérique. Cette étape est d'autant plus longue que le nombre de stations incluses dans le réseau est important puisque toutes les doubles-différences doivent être calculées.

[5] Le module AUTCLN permet un nettoyage automatique des fichiers C combinés qui assure notamment la suppression des sauts de cycles et autres anomalies courantes dans les données.

[6] Enfin, le système d'équations établi par l'ensemble des combinaisons linéaires via le module CFMRG va être résolu par le module SOLVE. Ce dernier ajuste les paramètres du modèle par itérations successives et estime la qualité de la solution proposée en calculant son nRMS (normalized Root Mean Square). Ce nouveau modèle *a posteriori* peut ensuite être réinjecté dans le module MODEL pour affiner les paramètres [7]. Dans notre chaîne de traitement, on procède généralement à une itération.

Le résultat du calcul GAMIT sur l'ensemble d'un réseau et pour un jour donné (session de 24 h) est stocké dans un fichier H qui contient plusieurs solutions déterminées avec des contraintes différentes sur les paramètres du modèle et les ambiguïtés. Selon la finalité du traitement des données GPS, on choisira l'une des solutions proposées dans ce fichier H et on pourra modifier les paramètres d'entrée de GAMIT.

2.4.1.2 Choix de traitement

Dans le cas du traitement dans un objectif tectonique, l'inconnue principale du problème est la valeur des lignes de base entre tous les points du réseau et donc indirectement leurs positions. Nous allons donc fixer un maximum de paramètres du modèle à leur valeur *a priori* lorsqu'elle est connue avec suffisamment de précision : par exemple, l'orbite des satellites et les paramètres orbitaux de la Terre ne sont pas inversés dans le mode BASELINE de GAMIT que nous utilisons.

De la même façon, le délai troposphérique est estimé dans un premier temps à partir d'un modèle simple d'atmosphère sèche qui constitue le modèle *a priori*. On utilise ici le modèle de *Saastamoinen* [1972] qui décrit la température et la pression en tout point de l'atmosphère comme

$$T(z) = T_{(z=0)} - 0.006z,$$

$$P(z) = P_{(z=0)} \cdot \left(1 - \frac{6.5 \times 10^{-3}z}{288.15}\right)^{5.256}$$

avec $T_{(z=0)} = 20^\circ$ et $P_{(z=0)} = 1$ atm. Ce modèle simple nous permet d'estimer le délai zénithal sec mais ne donne aucune information sur la valeur du délai humide ou sur celle du délai total lorsque le satellite n'est pas au zénith. Or le délai atmosphérique peut produire des erreurs de localisation de l'ordre de la centaine de centimètres, il est donc impératif de raffiner les modèles d'atmosphère pour l'inversion. On utilise ici la fonction de cartographie du délai atmosphérique (ou *mapping function*) proposée par *Niell* [1996] (NFM) qui permet de prendre en compte la position du satellite dans le ciel par rapport à la station, mais qui reste assez simpliste (d'autres *mapping functions* comme la GMF ou VMF1 peuvent être maintenant incluses dans GAMIT). La partie humide du délai atmosphérique reste cependant mal connue et dépend des conditions météorologiques locales de la mesure. Nous avons décidé de laisser le logiciel GAMIT estimer ce paramètre toutes les 4 heures pendant une session en autorisant des variations de 0.5 m autour de la valeur du délai sec. Afin de tenir compte de la variabilité spatiale de l'humidité de l'atmosphère, on estime un gradient atmosphérique par session.

Cette approche semble validée par la comparaison entre les délais zénithaux totaux estimés par GAMIT et ceux prédits par le modèle météorologique global ERA-Interim ([*Simmons et al.*, 2007] figure 2.13). L'amplitude des variations du délai et leur périodicité sont globalement conservées à quelques nuances près. On observe effectivement un léger déphasage entre les deux méthodes de calcul et un biais systématique non négligeable de l'ordre de 4 cm entre les valeurs du délai moyen équivalent au délai sec. Ce dernier biais s'explique simplement par l'utilisation de deux formalismes différents pour calculer la valeur du délai sec : GAMIT utilise les équations de *Saastamoinen* [1972] développées plus haut tandis que le calcul basé sur ERAI que nous présentons ici a été réalisé à l'aide des équations proposées par *Doin et al.* [2009] (communication personnelle de R. Grandin). La corrélation entre les deux délais calculés de façon totalement indépendante est cependant satisfaisante. Le délai zénithal estimé par GAMIT peut néanmoins être surestimé par le modèle afin d'accommoder d'autres sources d'erreur du calcul global de position.

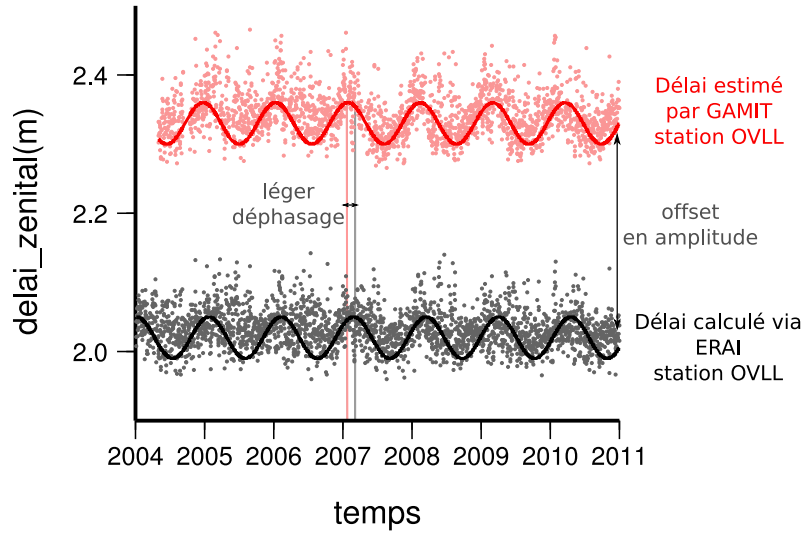


FIGURE 2.13: Evolution des délais zénithaux issus du traitement GAMIT des données de la station permanente OVLL (Ovalle, 30.5°S en rose) et calculés via le modèle ERA-Interim [Simmons *et al.*, 2007] pour cette même station (en gris) au cours du temps. Les courbes rouge et noire sont les sinusoides qui reproduisent au mieux la variation saisonnière et annuelle des délais calculés.

Le délai ionosphérique est lui résolu d'emblée via le mode de calcul LC_AUTCLN de GAMIT qui utilise directement comme observation la combinaison linéaire LC entre les phases porteuses L1 et L2 donnée par

$$\Phi_{LC} = 2.546\Phi_{L1} - 1.984\Phi_{L2},$$

et qui permet d'éliminer d'office le délai ionosphérique qui dépend de la fréquence de l'onde porteuse. Dans ce mode de calcul, on impose à GAMIT de résoudre les ambiguïtés (la principale source de problème du traitement GPS) en utilisant la combinaison linéaire de type *Wide Lane*

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

où $P1$ et $P2$ sont les codes précis portés par les ondes porteuses de fréquence f_1 et f_2 respectivement. Les codes P sont disponibles dans notre cas car nous utilisons majoritairement des récepteurs de type Z. GAMIT va alors proposer deux solutions distinctes : une dans laquelle les ambiguïtés sont fixées à une valeur entière correspondant à un nombre de cycles donné (solution X), et une dans laquelle les ambiguïtés sont dites libres et sont égales à des nombres réels (solution R). Pour plus de cohérence avec la théorie physique que l'on utilise, on préfère généralement la solution ambiguïtés fixées.

Une fois le calcul de GAMIT terminé pour l'ensemble d'une campagne de mesure constituée de N sessions, il faut tester la qualité du calcul et sa cohérence jour par jour sur l'ensemble de la campagne. Une première étape consiste à vérifier que toutes les données de toutes les stations ont bien été utilisées. Il peut arriver que la qualité du RINEX soit très mauvaise pour une station donnée du fait de la perte systématique de L1 par exemple ou de la trop courte période de mesure. Le programme AUTCLN considère alors que les données sont corrompues et les élimine d'emblée du calcul. Dans ce cas, si l'utilisation de cette station est essentielle, il faut assouplir les paramètres d'AUTCLN qui conduisent au rejet des données de mauvaise

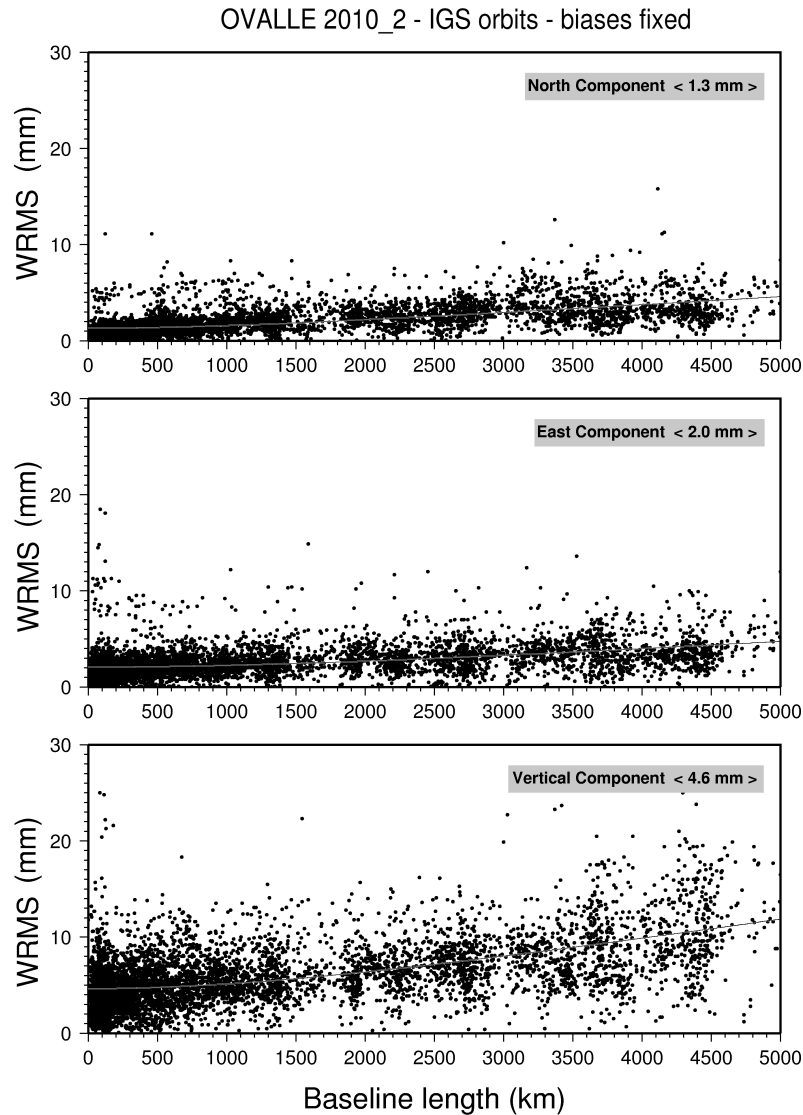


FIGURE 2.14: Exemple de test de répétabilité réalisé sur les trois composantes des lignes de base du réseau d'Ovalle (300 km de long pour 150 km de large) mesuré en 2010.

qualité. Un autre cas de figure est souvent rencontré pour les nouveaux points de mesure dont la position est mal connue. La position *a priori* généralement estimée à partir des GPS portables monofréquences est trop éloignée de la position réelle et SOLVE n'arrive pas à converger vers une position convenable. Il rejette alors l'ensemble des données. On peut dans ce cas tenter de ré-estimer la position *a priori* avec le programme TEQC.

La seconde étape doit permettre de vérifier si les positions et les lignes de base estimées pour chaque session sont cohérentes entre elles. On teste alors la répétabilité des lignes de base calculées au cours de la campagne en calculant le RMS (Root Mean Square) pondéré par l'incertitude sur les lignes de base (wRMS) pour chaque composante de celles-ci (Nord, Est, Vertical). Pour les composantes horizontales, on s'attend généralement à une répétabilité moyenne inférieure à 4 mm tandis que la composante verticale est plus sensible aux variations

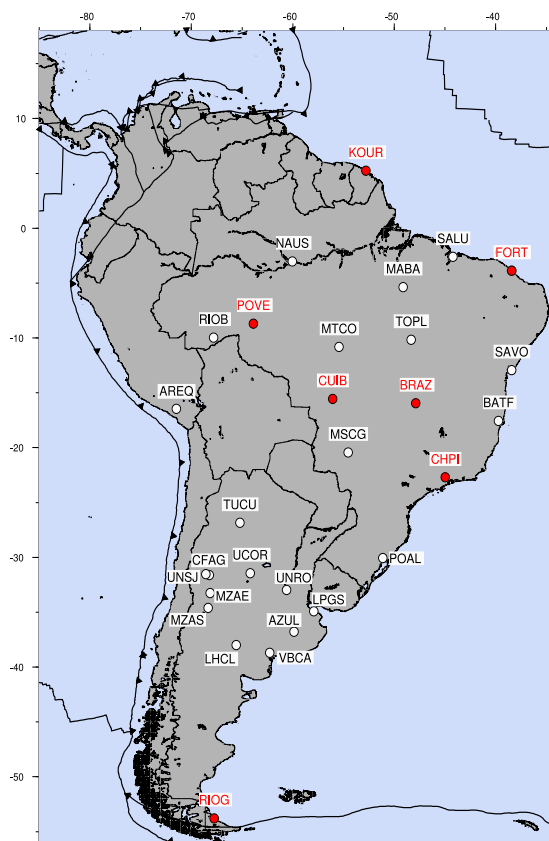


FIGURE 2.15: Stations permanentes des réseaux de l'IGS, du Brésil (RBMC) et d'Argentine (RAMSAC) incluses dans les calculs des campagnes chiliennes. Les stations indiquées en rouge constituent le système de référence.

journalières atmosphériques et peut présenter des répétabilités moyennes supérieures à 5 mm mais qui restent acceptables (figure 2.14).

2.4.1.3 Les campagnes chiliennes

Au cours de cette thèse, j'ai traité les données acquises lors des 6 campagnes de terrain réalisées depuis 2009, à l'exception de la campagne postsismique de Maule. Nous avons également entrepris un travail de retraitement des données préalablement acquises depuis 1996 dans la région du Grand Nord afin d'homogénéiser les procédures de traitement et de définir un référentiel commun à l'ensemble des campagnes. En effet, le principe du positionnement relatif par GAMIT impose de traiter simultanément des données provenant des marqueurs du réseau local et de données acquises sur des stations permanentes réparties sur l'ensemble du continent. Nous avons donc inclus dans les traitements des anciennes campagnes des données provenant de stations permanentes disponibles à l'époque sur les cratons argentins et brésiliens. Les tailles des lignes de bases du réseau sont donc très variables (figure 2.14).

Ces stations permanentes nécessaires pour définir le référentiel des mesures, étaient très peu nombreuses dans les années 90 mais on en décompte une cinquantaine à l'heure actuelle sur le continent américain. Afin d'en inclure le plus grand nombre sans trop alourdir les calculs, nous avons traité séparément les mesures acquises au Chili selon trois zones géographiques distinctes :

la région d’Ovalle-La Serena (de 28.5°S à 32°S), la région du petit Nord (de 26°S à 28.5°S), et la région du Grand Nord (de 18°S à 26°S). Les campagnes de mesures les plus récentes ont été effectuées avec un grand nombre de récepteurs qui pouvaient mesurer simultanément plus de 20 points du réseau. En plus de ces mesures locales, nous avons ajouté au moins une quarantaine de stations permanentes des réseaux locaux, régionaux et continentaux pour stabiliser le calcul lorsqu’elles étaient disponibles. Certaines sessions peuvent ainsi calculer les lignes de base séparant plus de 70 points, ce qui augmente considérablement le temps de calcul. A l’opposé, les campagnes des années 90 se réduisent à une trentaine de points de mesure au total. On représente sur la figure 2.15 les stations permanentes non chiliennes que nous avons incluses dans nos calculs. Le document annexe de cette thèse détaille les caractéristiques du traitement pour chaque campagne et liste notamment les stations permanentes disponibles et utilisées dans les calculs.

Lors du traitement, nous avons systématiquement utilisé les orbites précises fournies par l’IGS² avec un délai d’environ 15 jours. On convertit ensuite ces orbites en fichiers “T” qui donnent la position du satellite toutes les 15 mn par rapport à la Terre via le module ARC de GAMIT.

Chaque campagne a donc été traitée suivant la même procédure et les répétabilités associées aux lignes de base pour chaque campagne sont listées dans la table 2.1. On constate sans surprise que les répétabilités sont généralement moins bonnes sur la composante verticale tandis qu’elles sont systématiquement inférieures à 4 mm sur les composantes horizontales.

Campagnes Grand Nord	1996	1997	2000	2002	2005	2007	2008	2008-2	2010	2011	2012
Nord	2.5	0.7	1.2	0.6	1.0	1.2	0.6	1.0	0.7	0.8	1.4
Est	0.9	1.7	3.5	1.0	0.6	1.6	0.9	1.2	0.8	1.0	1.8
Vert	9.2	6.0	9.1	4.4	3.2	3.8	2.8	4.3	3.9	2.8	5.3

Campagnes petit Nord	2010	2011	2012
Nord	1.0	0.9	0.8
Est	1.6	1.7	1.3
Vert	4.8	3.5	4.5

Campagnes Ovalle	2009	2010	2011
Nord	1.2	1.3	1.3
Est	1.7	2.0	2.0
Vert	4.7	4.6	4.6

TABLE 2.1: Répétabilités pour les campagnes du Grand Nord, du petit Nord et du réseau d’Ovalle retraitées avec la même procédure.

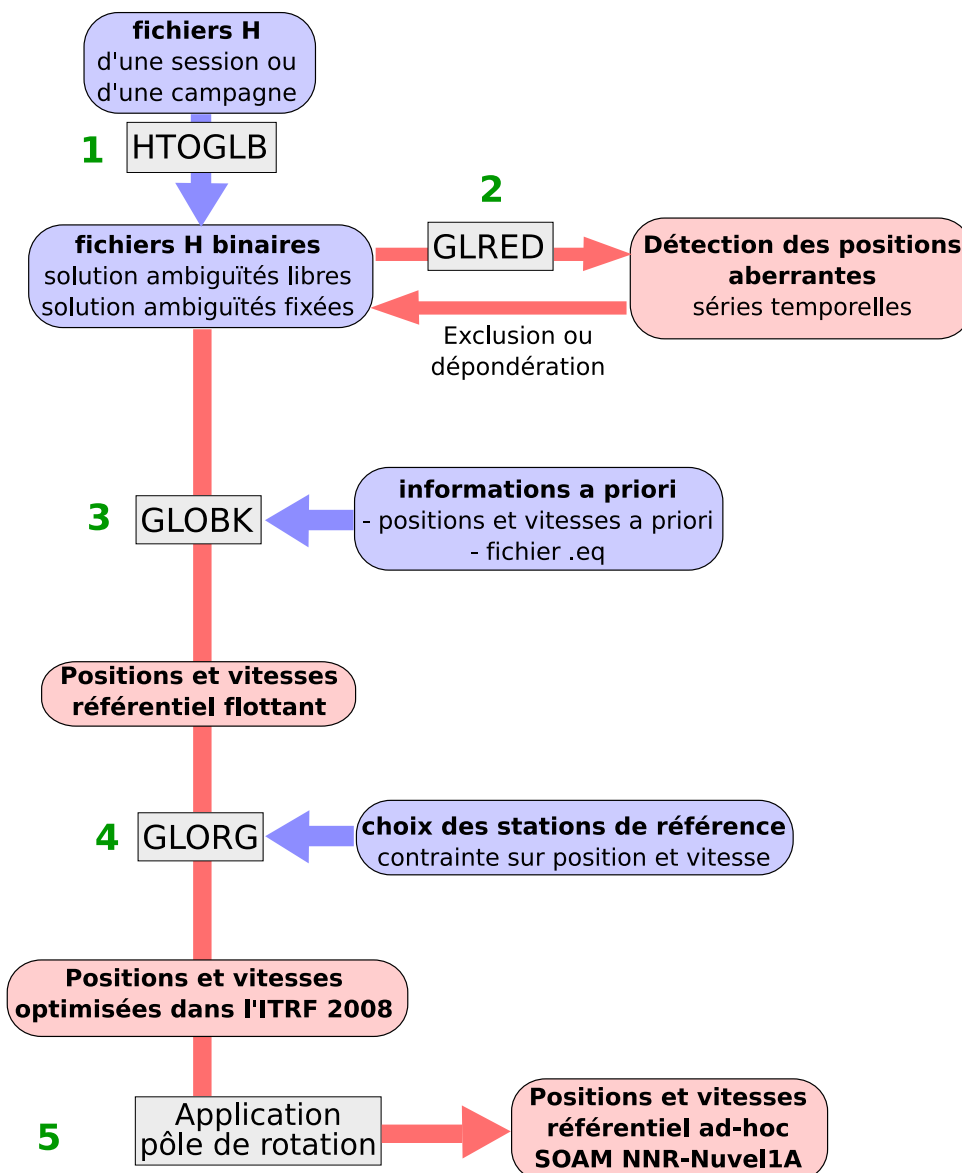


FIGURE 2.16: Combinaison des solutions de campagne ou de session via le logiciel GLOBK. Les différents modules associés sont indiqués dans les rectangles gris.

2.4.2 De la position à la vitesse : combiner des campagnes via GLOBK

2.4.2.1 Principe de la combinaison et définition du référentiel

GAMIT permet de déterminer précisément la longueur des lignes de base d'un réseau et les positions relatives des marqueurs pour chaque session journalière. Les paramètres du modèle et l'ensemble de la solution sont stockés dans un fichier H propre à chaque session et contenant la matrice de variance-covariance du système. Dans un premier temps, on cherche à obtenir une solution unique pour l'ensemble de la campagne qui est composée d'une dizaine de sessions, afin

2. Les orbites sont téléchargeables via le serveur ftp <ftp.igs.ensg.ign.fr>

de connaître la position moyenne de chaque point à cette époque dans un référentiel donné. On utilise pour cela le filtre de Kalman associé à GAMIT : le programme GLOBK³ et ses programmes associés HTOGLB, GLRED et GLOGR, qui permettent de combiner différents fichiers H et de définir précisément un référentiel (figure 2.16).

Pour ce faire, on sélectionne au moins 3 stations GPS dont la position et la vitesse sont bien connues. On choisit généralement des stations “stables” qui sont situées loin des limites de plaques qui se déforment, et donc localisées sur des cratons dont le mouvement général est faible. L’idéal est de placer l’ensemble du réseau dans un référentiel standard type ITRF (International Reference Frame, <http://itrf.ensg.ign.fr>) qui fournit des coordonnées et vitesses précises pour un grand nombre de stations permanentes souvent opérées par l’IGS (International GNSS Service <http://igsb.jpl.nasa.gov>) sur l’ensemble du globe. Pour cela, il faut fixer la position *a priori* des stations permanentes incluses dans le calcul GAMIT à leur valeur estimée par l’ITRF. GLOBK va alors ajuster les positions de l’ensemble des points du réseau en calculant la translation et éventuellement le facteur d’échelle à imposer au réseau pour que la position des stations de référence soit celle donnée par l’ITRF. Le résultat de ce traitement sur une campagne peut être stocké dans un fichier H unique pour l’ensemble de la campagne.

Pour combiner plusieurs campagnes et déterminer la vitesse et la position de chaque point du réseau, on utilise d’abord le programme GLOBK [3] sans imposer de contraintes sur les stations de référence, puis le programme GLOGR [4] qui permet la mise en référence à partir des stations permanentes dont la position et la vitesses sont connues et fixées à leur valeur *a priori*. On estime par itérations successives les paramètres de transformation du référentiel au cours du temps en dépendant généralement les vitesses et positions verticales qui sont fortement sujettes aux variations saisonnières. Dans notre cas, on considère que le référentiel se déplace en translation au cours du temps sans dilatation possible puisque nous travaillons sur des temps relativement courts (c-à-d à l’échelle du cycle sismique) : nous n’estimons donc pas de facteur d’échelle. A la fin de la combinaison, on obtient une solution de positions et de vitesses pour l’ensemble des points du réseau.

En général, on procède au préalable à une vérification de la qualité et de la compatibilité des fichiers H (de session ou de campagne) entre eux via le programme GLRED [2] qui permet de tracer les séries temporelles de chaque marqueur sur les trois composantes de la vitesse. Les positions “anormales”, c-à-d sortant de la tendance globale à cause d’une erreur de mesure ou issues de sauts connus liés à des séismes, peuvent alors être exclues du processus de traitement ou voir leur poids dans l’inversion être réduit. On peut également corriger certains sauts liés à des changements d’antenne ou à des mouvements connus liés au cycle sismique en imposant des corrections *a priori* dans le fichier “.eq”.

Finalement, on peut appliquer un pôle ad-hoc aux vitesses issues du traitement pour placer le jeu de données dans un référentiel adéquat [5]. Dans notre cas, on veut obtenir des vitesses intersismiques relatives à l’Amérique du Sud stable.

2.4.2.2 Définir un référentiel pour les mesures chiliennes

Un des problèmes majeurs qui a longtemps prévalu dans le traitement des données GPS au Chili a été la mauvaise connaissance du mouvement relatif des plaques Nazca et Amérique du Sud, mais également l’absence relative de stations permanentes sur les cratons argentins et brésiliens pour servir de référence. Ainsi, un grand nombre d’études préalablement publiées

3. Nous avons utilisé les versions 10.35 et 10.4 du programme GLOBK pour traiter les campagnes chiliennes

proposaient des jeux de vitesses intersismiques dans un référentiel ad-hoc de l'Amérique du Sud stable qui n'était pas explicité par rapport à un référentiel standard [p.expl *Norabuena*, 1998; *Bevis et al.*, 1999; *Khazaradze*, 2003]. C'est justement pour obtenir des vitesses dans un référentiel bien défini et homogène que nous avons choisi de retraiter les campagnes de mesure des années 90 dans le Grand Nord du Chili, et que nous avons combiné l'ensemble des campagnes menées sur le territoire chilien depuis 1996 dans un même système de référence.

Pour cela, nous avons utilisé comme référence huit stations permanentes brésiliennes, argentine et guyanaises situées sur les cratons stables du continent Américain (stations rouges sur la figure 2.16), et une station sur la plaque Nazca. Six d'entre elles sont des stations de l'IGS incorporées dans la dernière version de l'ITRF que nous utilisons (c-à-d l'ITRF 2008) : ISPA (île de Pâques), KOUR, FORT (ex- BRFT), BRAZ, CHPI et RIOG. Leurs positions et vitesses sont donc bien connues mais elles ne suffisent pas tout à fait à définir de façon stable un référentiel pour toutes les campagnes de mesure. En effet, certaines d'entre elles n'ont pas fonctionné de façon continue depuis 1996 et sont donc absentes de certaines campagnes tandis que d'autres ont été affectées par le séisme de Maule en 2010 qui a produit un mouvement postsismique fort sur les stations argentines situées entre 30°S et 40°S. Nous avons donc choisi d'incorporer d'autres stations permanentes dans l'élaboration de notre référentiel pour le stabiliser. Il s'agit des stations brésiliennes CUIB et POVE qui sont stables depuis les années 2000. La table 2.2 donne les valeurs des positions et des vitesses de ces stations de base qui ont permis de placer nos données dans l'ITRF 2008.

Stations	ISPA	KOUR	FORT	BRAZ	CHPI	RIOG	CUIB	POVE
Latitude	-27.12	5.25	-3.87	-15.94	-22.68	-53.78	-15.55	-8.70
Longitude	250.65	307.19	321.57	312.12	315.01	292.24	303.93	296.10
Vlat.	64.2	5.59	-2.08	-0.62	0.15	7.9	1.51	-0.97
Vlon.	20.0	1.3	4.32	-0.49	-0.67	-9.1	-10.6	-11.7

TABLE 2.2: Positions et vitesses *a priori* (en mm/an) des stations définissant le référentiel et fixées au cours de sa définition par GLORG.

Une fois l'ensemble des données combinées dans ce référentiel, nous leur avons appliqué le pôle de rotation déterminé par le modèle NNR Nuvel-1A pour la plaque Amérique du Sud (-25.4°N,-124.6°E,0.11°/Ma). De cette façon, les vitesses sont exprimées par rapport à cette Amérique du Sud stable.

2.4.2.3 Corrections et rattachements effectués

Afin de combiner l'ensemble des campagnes de mesure dans un unique jeu de vitesses intersismiques cohérentes, nous avons dû faire de nombreuses corrections et exclure un certain nombre de données en utilisant le fichier ".eq" comme paramètre d'entrée du calcul de GLOBK. Le fichier complet est inclus dans l'annexe de cette thèse et l'on peut s'y reporter pour connaître les corrections appliquées à chaque point du réseau. On prend ici deux exemples de corrections pour illustrer la structure du fichier ".eq".

Au cours de ma thèse, j'ai été amenée à regarder dans le détail les séries temporelles des stations permanentes du réseau du Centre-Sud Chili, et notamment leur composante verticale. Nous avons remarqué que certains sauts centimétriques inattendus dans ces séries sont concomitants des changements d'antenne opérés en maintenance. On présente par exemple sur la figure 2.17

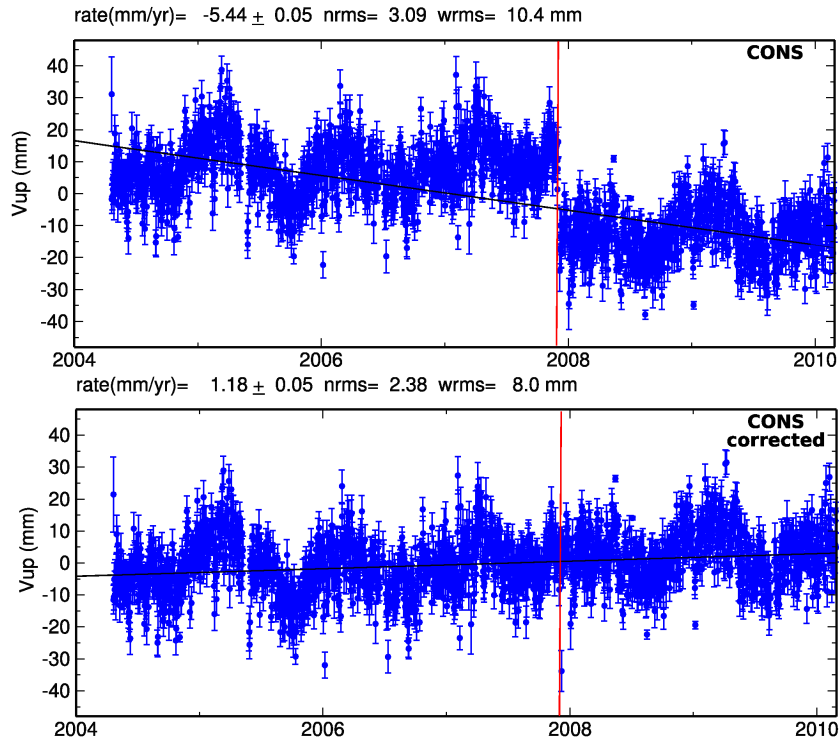


FIGURE 2.17: Série temporelle de la composante verticale de la position de la station CONS située dans la ville de Constitución. Haut : série temporelle brute sans correction, la vitesse moyenne estimée est indiquée en mm/an. Bas : série temporelle corrigée du saut introduit par le changement d’une antenne Géodetic IV à une antenne Zephyr (ligne rouge), la vitesse moyenne estimée après correction est également indiquée en mm/an.

Station	Vz pré mm/an	Saut cm	Vz post mm/an	Antennes	Date
CONS	-5.5	2,51	1.2	Geo IV-Zephyr	2007.93
EMAT	-8	1.42	-3.7	Geo IV-Zephyr	2007.34
MAUL	-3.0	1.63	2.1	Geo IV-Zephyr	2007.19
OVLL	10.3	-1.61	5.8	Geo IV-Zephyr	2007.31
SJAV	2.0	1.66	5.9	Geo IV-Zephyr	2007.92
TOLO	2.2	2.09	8.66	Geo IV-Zephyr	2007.34

TABLE 2.3: Impact d’un changement de type d’antenne sur la série temporelle verticale de six stations permanentes du réseau Centre-Sud Chili. La vitesse moyenne estimée avant (pré) et après (post) correction (en mm/an) ainsi que l’amplitude estimée du saut dû au changement d’antenne (en cm) sont indiquées.

l'effet du passage d'une antenne Geodetic IV à une antenne Zephyr sur la station permanente de Concepción (CONS 36°S). Ce saut peut être corrigé grossièrement pour ces stations car il est assez important, et permet de rétablir la continuité de la série temporelle. Néanmoins, il est impossible de corriger de tels effets dans le cas de mesures de campagnes, sauf si le passage d'un type d'antenne à un autre entraînait un saut systématique. Ce pourrait être le cas à première vue d'après les exemples présentés en table 2.3 pour le passage de Geodetic IV à Zephyr, mais une analyse statistique sérieuse devrait être menée pour en être certains. Nous avons donc appliqué ces corrections sur la composante verticale des stations permanentes concernées via la commande *rename* dans le fichier ".eq" du type :

```
rename cons_gps cons_gps 2007 12 06 00 00 2099 01 01 00 00 0.000 0.000 0.0251 NEU
```

Lors des campagnes de remesure de l'ancien réseau du Grand Nord, nous avons souvent été contraints de mesurer un des points auxiliaires puisque le marqueur principal avait été soit endommagé, soit détruit. Dans ce cas, on doit procéder à des rattachements entre les différentes mesures pour obtenir une série temporelle cohérente et une vitesse intersismique correcte. Le point D010 par exemple a été mesuré plusieurs fois avant d'être endommagé en 2008 (figures 2.9 et 2.18) : le marqueur a complètement disparu et on trouve un trou relativement circulaire en son lieu et place. En 2008, l'équipe qui a constaté le dommage a préféré mesurer un point auxiliaire, le point DO12 situé à quelques mètres du marqueur principal. Mais en 2010 et 2011, les équipes ont mesuré par trépied le centre approximatif du trou restant à la place de DO10 puisque le marqueur DO12 avait été également endommagé. On opère donc le rattachement de la mesure de 2008 aux mesures du point DO10 d'après les mesures de rattachement faites à l'époque de l'installation des marqueurs par la commande :

```
rename do12_gps do10_gps 2008 01 01 00 00 2008 12 31 23 59 -0.9603 8.6740 2.0028 NEU
```



FIGURE 2.18: Photographie du site principal DO10 et des deux sites auxiliaires lors d'une mesure commune permettant d'établir précisément la distance de rattachement entre les marqueurs.

Pour combiner dans un même jeu de données les campagnes menées avant et après le séisme de Maule en février 2010, nous avons exclu de nos calculs l'ensemble des stations permanentes fortement affectées par les mouvements cosismiques et postsismiques associés au séisme. Nous avons ainsi exclu un grand nombre de stations argentines de la combinaison finale à partir de 2010. En revanche, pour combiner les données acquises sur la partie nord du réseau d'Ovalle-La Serena juste avant et juste après le séisme, nous avons calculé le saut cosismique généré par le séisme dans cette région du Chili et nous avons estimé que le mouvement postsismique y était négligeable. Nous avons donc intégré la correction de saut cosismique dans la combinaison via le fichier ".eq". Le détail de cette procédure est fourni dans la section 3.4.

2.4.2.4 Modèle de bruit et incertitudes

Nous avons choisi de calculer les incertitudes associées aux vitesses en imposant *via* le logiciel GLORG un bruit de Markov de 2 mm/an sur chacune des composantes horizontales.

Chapitre 3

Détermination du couplage au long de la subduction Chilienne (38°S-18°S)

Avant-propos

Dans ce chapitre, le lecteur trouvera le détail de l'obtention des distributions de couplage au long de la marge chilienne. Au fil de la thèse et de l'acquisition de nouvelles données, mon étude a porté sur trois zones géographiques distinctes qui possèdent des caractéristiques géologiques spécifiques. Chacune de ces zones fait l'objet d'une section qui inclut un résumé des enjeux scientifiques discutés, les résultats marquants rédigés en anglais sous forme d'article, ainsi que plusieurs paragraphes techniques annexes. Le lecteur non anglophone trouvera également une conclusion rédigée en français dans chaque cas et peut se reporter au chapitre 4, qui réunit les travaux détaillés ici dans une vision globale à l'échelle du Chili. On présente auparavant dans la section 3.1 la technique générale qui a permis de mener à bien ces études.

Premièrement (section 3.2), la compilation d'anciennes données GPS a permis de contraindre les variations du couplage sur l'interface de subduction dans la partie Sud-Centre du Chili (38°S à 25°S) où environ 80% des Chiliens résident, et où la question de l'aléa sismique est de fait plus brûlante. Le séisme de Maule qui a frappé la côte Chilienne au Sud de Santiago en février 2010 (de 38°S à 34°S environ) a permis de discuter en détail des relations entre couplage intersismique, rupture cosismique et mouvements postsismiques. Cette étude a donné lieu à une publication dans *Journal of Geophysical Research* en janvier 2012.

Dans un second temps (section 3.3), l'acquisition de données entièrement nouvelles sur la période récente (2008-2012) a permis d'analyser en détail le champ de déformation intersismique dans la région du Grand Nord. Cette zone désertique est considérée comme une lacune sismique où la probabilité d'un séisme géant générant un tsunami similaire à celui de 1877 est élevée. L'inversion du couplage sur la subduction dans cette région permet de revisiter l'histoire sismologique de la lacune, d'envisager en détail l'aléa sismique actuel, et de mieux contraindre la cinématique du bloc Andin à cette latitude. Ce travail est présenté sous la forme d'un papier court qui sera soumis à l'automne au *Geophysical Journal International*.

Enfin, grâce au développement d'un dense réseau de campagnes dans le désert d'Atacama, de nouvelles vitesses intersismiques sont présentées dans la section 3.4. Elles permettent d'imager en détail la transition d'une zone découplée dans la baie de La Serena vers un segment bloqué au Nord de celle-ci, et ce dans une région où très peu d'études ont été menées jusqu'à présent. Cette partie, présentée également sous forme d'un article court préparé pour GJI, fait le lien entre les deux études précédentes menées dans le Grand Nord et le Chili central, et pose les premiers jalons d'une compréhension du couplage et de la cinématique sur l'ensemble du Chili.

3.1 Stratégie de modélisation

Dans cette section, on présente de façon concrète les problèmes méthodologiques auxquels nous avons été confrontés et les choix qui ont été faits pour inverser au mieux le couplage sur la subduction. Les détails propres à chaque zone d'étude sont explicités au sein des parties correspondantes.

3.1.1 Le choix des données

Il est nécessaire de s'attarder sur le choix des vitesses GPS que l'on s'apprête à inverser, pour mieux pouvoir ensuite choisir le modèle de couplage adéquat et l'interpréter. On pointe ici quelques problèmes que nous avons rencontrés au cours de cette étude et qui méritent d'être résolus avant chaque inversion.

3.1.1.1 Mise en référence

Dans beaucoup d'études, seules les vitesses GPS horizontales sont utilisées du fait de leur plus grande fiabilité (voir section 2.1 et 3.1.1.2), et il est fréquent de combiner plusieurs jeux de données différents. Après s'être assurés que ces vitesses ne sont pas affectées par des mouvements cosmiques ou postsismiques (comme c'est le cas par exemple au sud de la péninsule d'Arauco, encore sujet au rebond postsismique du séisme de Mw 9.5 en 1960, voir figure 3.15), il faut replacer l'ensemble des vitesses dans le même référentiel. En effet, de nombreux jeux de données sont publiés dans des référentiels ad-hoc, non explicités. Dans le cas du Chili, certains auteurs choisissent de définir leur propre référence en forçant les stations permanentes situées sur le craton Brésilien ou Argentin à avoir une vitesse nulle [Klotz *et al.*, 2001; Brooks, 2003]. Dans ce cas, la définition de l'Amérique du Sud stable est donc fortement dépendante du traitement et de la date des mesures. Nous avons donc choisi dans cette étude de publier nos données dans l'ITRF 2005 ou 2008 [Altamimi *et al.*, 2007, 2011] et de considérer comme fixe l'Amérique du Sud définie par le modèle NNR Nuvel-1A (25.4°S, 124.6°W, 0.11°/Ma) [DeMets, 1994].

Dans les sections 3.2 et 3.3, où l'on combine différentes données GPS, on utilise un procédé simple pour remettre en référence au mieux les différents jeux de données par rapport à l'Amérique du Sud ainsi définie. Il s'agit de trouver au moins quatre points de mesure communs à la fois aux jeux de données à remettre en référence et à notre propre jeu de données déjà dans le référentiel choisi. Dans la majeure partie des cas, les stations permanentes fiducielles de l'IGS d'Argentine ou du Brésil (KOUR, BRFT, RIOG, LPGS, BRAZ entre autres) servent de points d'accroche car elles sont fréquemment utilisées pour définir le craton stable. Ensuite, on recherche le pôle de rotation Eulérien qui permet de minimiser la différence de vitesse entre le jeu à adapter et notre jeu de référence. Ce pôle sera ensuite appliqué à l'ensemble du jeu de données pour le replacer dans le référentiel Amérique du Sud qui nous convient (voir table 3.3). Il s'agit donc uniquement d'une rotation sans effet d'échelle, afin d'éviter d'introduire des biais systématiques. Dans quelques cas cependant, notamment pour le jeu de données publié par Khazaradze [2003], aucun site de mesure n'est commun avec le jeu de référence et l'opération est plus délicate. Il faut alors faire l'hypothèse que deux sites de mesures proches de quelques dizaines de kilomètres doivent avoir la même vitesse intersismique, ce qui est loin d'être une évidence si les deux jeux de données ont été acquis à des époques très différentes.

Cette étape de mise en référence est essentielle pour s'assurer de la cohérence des jeux de données les uns avec les autres, et pour que le couplage inversé ait un sens réel. Néanmoins,

la rotation appliquée ne peut tenir compte d'éventuels facteurs d'échelle introduits lors de la définition du référentiel ad-hoc, et cette correction a donc ses limites. Il semble par exemple que le jeu de données publié par *Khazaradze* [2003] ne soit pas tout à fait cohérent avec ceux de *Brooks* [2003] et *Vigny et al.* [2009] publiés sur la même zone, même après correction du référentiel. Il est donc crucial pour la communauté scientifique de veiller à toujours publier des jeux de données dans un référentiel connu et défini avec soin.

3.1.1.2 L'utilisation des vitesses verticales

Si les vitesses horizontales calculées par GPS sont généralement précises à quelques millimètres près, la composante verticale du déplacement est déterminée de façon beaucoup plus incertaine (voir section 2.1). En effet, de multiples sources d'erreur, instrumentales ou dues au traitement, peuvent affecter de façon non négligeable la position verticale d'un marqueur :

Les erreurs de mesure

- Intrinsèquement, la mesure GPS donne la position du centre de phase de l'antenne, et non celle du marqueur en lui-même. Cette position du centre de phase dépend au premier ordre de l'incidence du signal direct et du type d'antenne utilisé. Comme la constellation de satellites GPS est importante et que chaque satellite parcourt l'ensemble du ciel sur une journée, l'effet de l'angle d'incidence du signal est moyenné efficacement dans le plan horizontal, et la position horizontale du centre de phase est donc correcte. Ce n'est pas le cas pour la position verticale du centre de phase puisqu'aucun signal ne provient d'une source située sous l'antenne. La variabilité de la position verticale est donc plus importante que pour la position horizontale du centre de phase.

- La position du centre de phase de l'antenne dépend également des signaux indirects, appelés multi-trajets, qui sont réfléchis par des objets ou des irrégularités du sol. Finalement, la position mesurée est celle de l'image du centre de phase par rapport au réflecteur, et non celle du centre de phase en lui-même. Comme précédemment, la course du satellite dans le ciel va permettre d'éliminer les erreurs dues aux multi-trajets plus facilement sur la position horizontale que sur la position verticale.

- Les marqueurs de campagnes classiques imposent l'utilisation d'un trépied. Dans ce cas, le lien entre la position horizontale du centre de phase et celle du marqueur est direct. Au contraire, pour établir le lien entre la position verticale du centre de phase et celle du marqueur, on doit retrancher la hauteur d'antenne. Or, celle-ci est généralement élevée (de l'ordre du mètre), sujette à des erreurs de mesure, et varie de plusieurs centimètres entre les différentes campagnes de mesure. Théoriquement, dans le cas d'un grand nombre de mesures répétées régulièrement, la mesure par trépied permet de diminuer l'effet des multi-trajets et est donc censée améliorer la détermination de la position. En effet, la hauteur de l'antenne étant différente à chaque mesure, elle reçoit des signaux réfléchis par l'environnement légèrement différents qui sont susceptibles de s'annuler lors de la combinaison des campagnes. Mais dans le cas de quelques mesures isolées, la position verticale sera fortement affectée par les changements de hauteur d'antenne. L'utilisation de marqueurs à centrage forcé (comme c'est le cas de la majeure partie de nos nouvelles données), permet théoriquement de conserver une hauteur d'antenne stable, mais ne permet pas de moyenniser les multi-trajets même sur une longue série de mesures.

- La position verticale est également fortement dépendante du type d'antenne utilisé et de la calibration de son centre de phase. Or, le type d'antenne peut changer d'une campagne à l'autre et peut produire des sauts instrumentaux dans les séries temporelles qui n'ont aucune

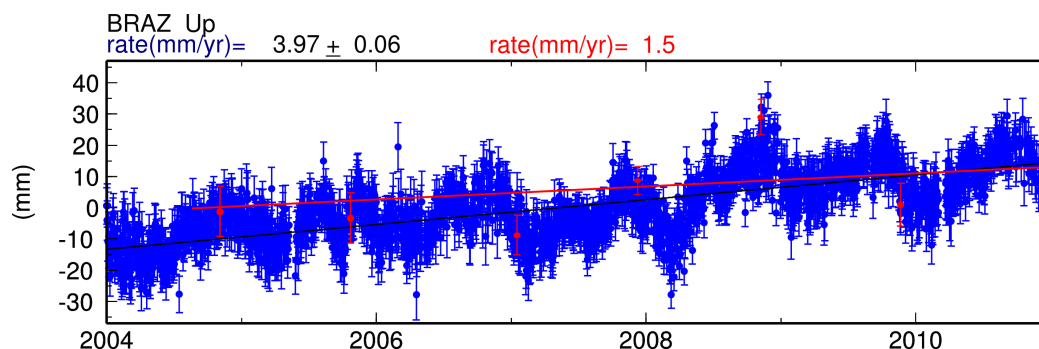


FIGURE 3.1: Série temporelle continue (bleu) de la composante verticale de la position de la station BRAZ (Brasilia) utilisée pour contraindre le système de référence à l'échelle du continent. Les points rouges correspondent à la position verticale déterminée pour la station BRAZ lors de campagnes de mesures annuelles sur le réseau Central du Chili effectuées à la même saison. La vitesse de surrection estimée avec une mesure par jour (bleu) ou une mesure par an (rouge) est indiquée au dessus du graphique.

signification tectonique (voir section 2.1).

Les erreurs de traitement

- La position verticale est la plus largement affectée par les signaux météo et saisonniers qui peuvent varier fortement d'un jour à l'autre, ou d'une année sur l'autre. Il faut donc un nombre suffisant de mesures pour sortir la tendance moyenne du signal sinusoïdal qui peut être saisonnier, mais également pluriannuel (cycle de 5 ans pour le phénomène El Nino qui touche le Nord du Chili). La figure 3.1 permet d'illustrer ce biais d'observation sur la station permanente de l'IGS BRAZ dont la série temporelle est longue et la vitesse verticale bien connue. Le sous-échantillonnage de cette série temporelle produit par l'acquisition d'une unique mesure par an à la même saison, induit une diminution de la vitesse verticale d'un facteur 2.

- Lors de la mise en référence des vitesses, la contrainte sur la composante verticale des stations fiducielles est dépondérée au moins d'un facteur 10 par rapport aux composantes horizontales (paramètre modifiable dans le fichier de commande de GLOGR). Cela permet d'éviter la propagation d'erreurs dues à une mauvaise estimation des vitesses verticales des stations de références qui pourraient se propager à l'ensemble du réseau si leurs vitesses verticales étaient fortement contraintes.

Tirer les informations utiles des données verticales

Il semble donc délicat d'utiliser les vitesses verticales déterminées lors de campagnes de mesures sans prendre un minimum de précautions. Néanmoins, si l'on suppose que le mouvement vertical observé est réel et dû majoritairement au chargement élastique sur la subduction (ce qui semble remis en cause par l'étude récente de *Trubienko et al.* [2011] sur l'impact du comportement visco-élastique sur la déformation de surface), les vitesses verticales apportent une contrainte forte sur l'extension en profondeur de la zone fortement couplée et la largeur de la zone de transition (figure 3.12). Cet effet est notamment spectaculaire dans la zone d'Ovalle-La Serena où une dizaine de vitesses verticales sont disponibles, et où leur inclusion dans l'inversion a imposé une zone de transition inférieure bien plus superficielle et abrupte, laissant un couplage nul dès 60 km de profondeur à la latitude de $30^{\circ}S$ (figure 3.2).

Dans les sections 3.2 et 3.4, les jeux de données verticales ont été "nettoyés" suivant un certain nombre de critères qui permettent d'exclure les vitesses affectées par les erreurs listées

ci-dessus (voir figure 3.3). Sont considérées comme non valables les vitesses :

- obtenues sur moins de 3 ans de mesure
- dont l'incertitude est supérieure à 5.5 mm/an
- dont le nRMS (normalized root-mean-square) est supérieur à 1.7
- supérieures à 10 mm/an pour des sites Andins
- incohérentes avec la vitesse d'une station permanente voisine

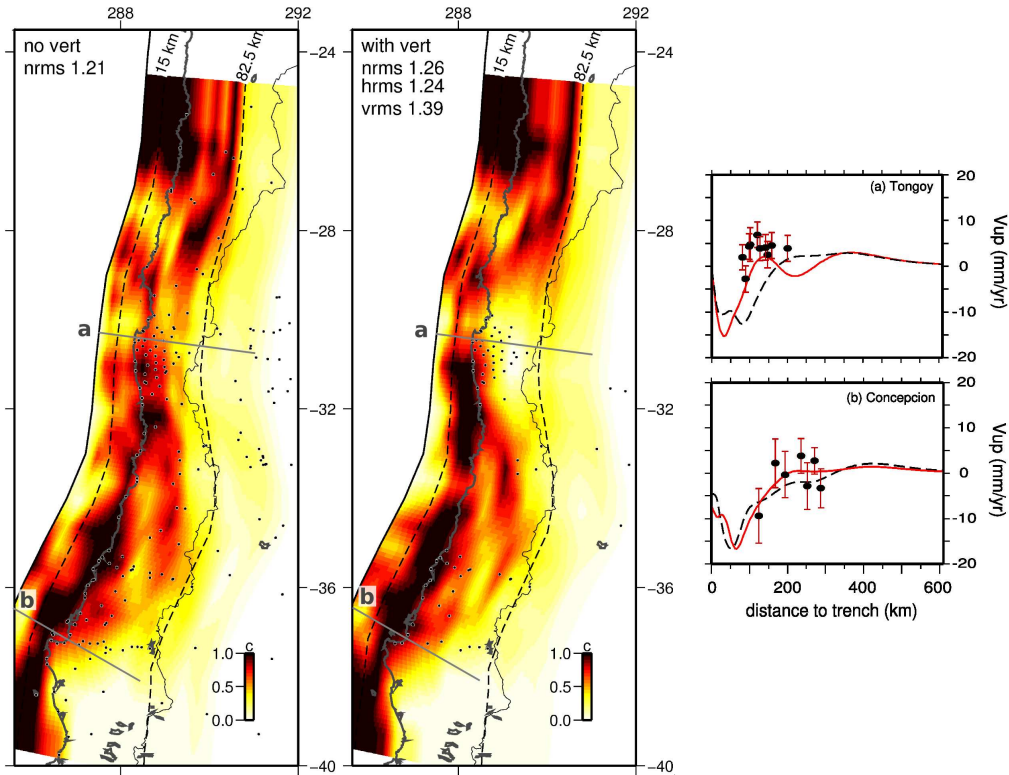


FIGURE 3.2: Inversions du couplage dans la région du Chili Central (voir section 3.2) avec les seules vitesses horizontales (gauche), ou en y ajoutant les données verticales (centre). Les points noirs marquent les positions respectives des vitesses horizontales et verticales. Lignes tiretées noires : courbes d'isoprofondeur de l'interface de subduction. Le RMS normalisé total (nRMS), associé aux vitesses horizontales (hRMS) ou verticales (vRMS) est indiqué en haut à gauche des figures. Droite : déformation verticale prédite par les deux modèles avec (ligne rouge) ou sans (tireté noir) inclure les données verticales dans l'inversion, le long des deux profils a et b représentés sur les figures de gauche. Les points noirs représentent les vitesses verticales observées sur ces deux profils de 20 km de large.

3.1.2 Les choix de modélisation dans DEFNODE

Pour obtenir la distribution de couplage qui reproduit au mieux la déformation intersismique, nous avons utilisé dans cette thèse le code DEFNODE mis à disposition par *McCaffrey* [2007, 2002]. Ce programme fortran permet d'inverser le couplage sur des frontières de blocs rigides, et d'évaluer leur mouvement sur la sphère. La documentation en ligne fournie par son auteur est amplement suffisante pour comprendre les grandes lignes du programme, et nous ne revenons ici que sur les principes de base de celui-ci avant d'aborder plus en détail nos propres choix de modélisation [*McCaffrey*, 2007].

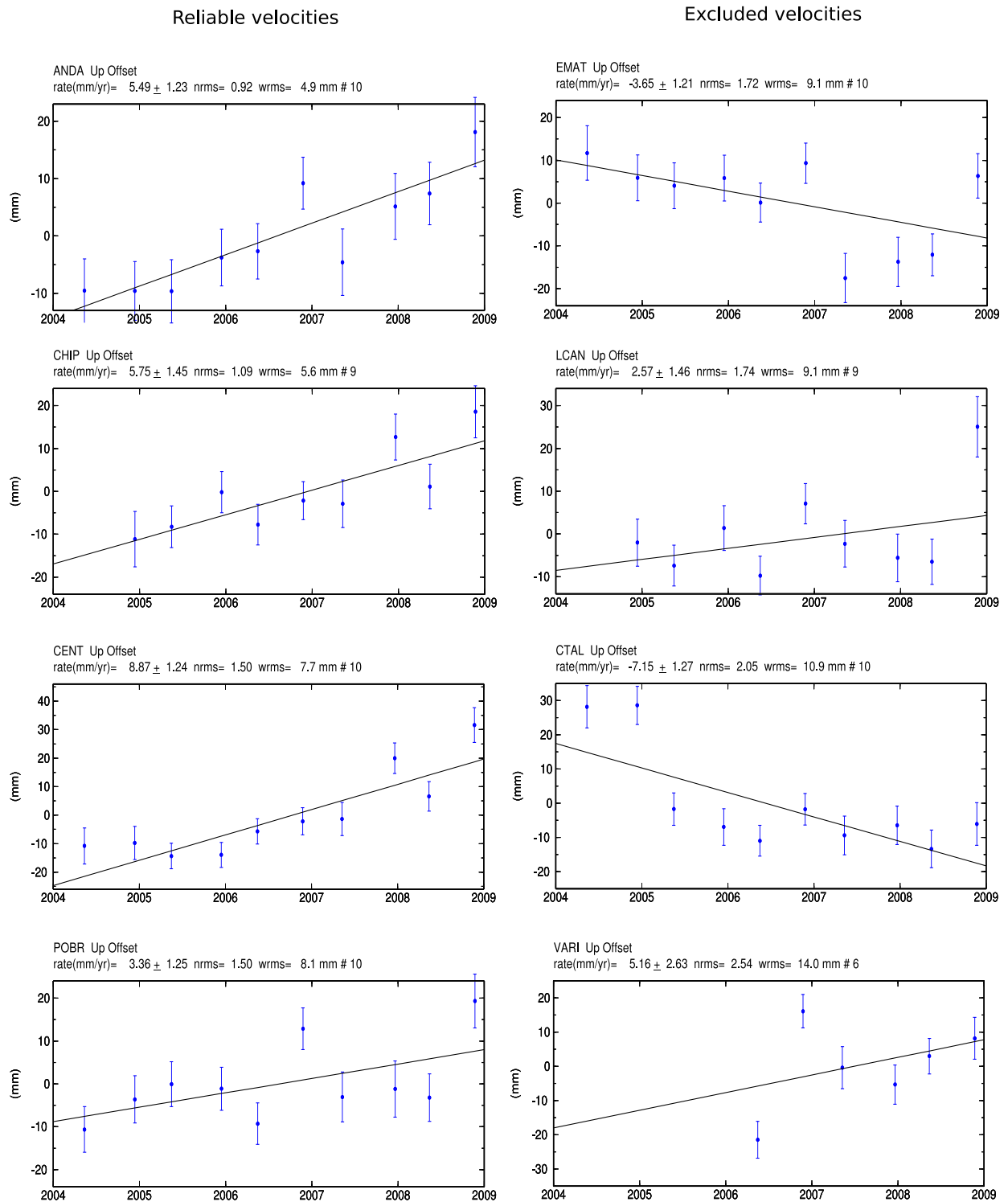


FIGURE 3.3: Echantillon de séries temporelles verticales de points du réseau central du Chili qui sont considérées comme fiables (gauche) ou à rejeter (droite). Les vitesses verticales des stations de la colonne de droite sont rejetées sur la base de leur nRMS supérieur à 1.7.

Le programme DEFNODE reprend les équations développées par *Okada* [1985] dans un espace homogène élastique et semi-infini (voir section 1.3.1.2) et applique l’hypothèse du backslip formulée par *Savage* [1983] pour reproduire la déformation intersismique qui lui est fournie par les données GPS horizontales et/ou verticales. Pour ce faire, il faut définir l’interface de faille et le mouvement des blocs rigides en présence. Le plan de faille est discrétisé par l’utilisateur en une grille de nœuds qui se comportent comme des points sources. La contribution à la déformation de surface d’un déplacement unitaire de type pyramidal sur chaque nœud (figure 3.4) est décrite par une fonction de Green, qui dépend de la géométrie de la faille et du réseau de mesures en surface. La déformation prédite en surface par une distribution de couplage complexe est donc obtenue en sommant les contributions de chaque fonction de Green pondérée par la valeur du couplage en ce nœud.

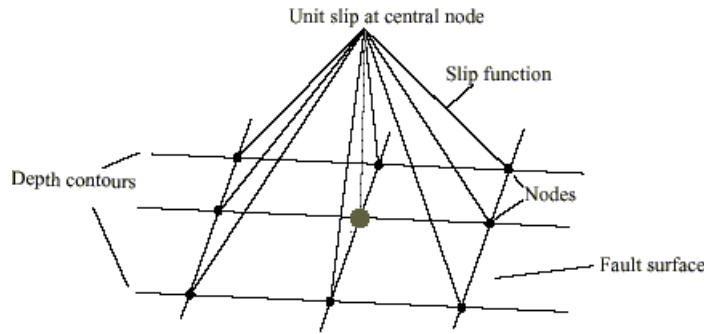


FIGURE 3.4: Représentation schématique de la fonction de glissement pyramidale centrée sur le nœud principal (gris), extrait du manuel d’utilisation *McCaffrey* [2007].

L’inversion de la valeur de couplage sur les nœuds s’effectue selon la méthode “downhill simplex”, et converge vers la “meilleure” distribution de couplage, c’est à dire celle qui minimise la fonction χ_n^2 (ou “chi2 normalisé”) définie comme

$$\chi_n^2 = (n - P)^{-1} \sum_{i=1, n} \left(\frac{r_i}{f \sigma_i} \right)^2 \quad (3.1)$$

où n est le nombre d’observations (chaque composante de vitesse GPS est considérée comme une observation indépendante), P est le nombre de paramètres libres de l’inversion, r_i est le résidu entre modèle et observation en chaque point d’observation, σ_i est l’incertitude des observations et f est le paramètre de pondération des données. P correspond donc par la suite au nombre de points sources de la grille indépendant auquel s’ajoute dans les modèles à trois plaques les trois composantes du pôle de rotation inversé. Le rake du glissement sur l’interface n’est pas inversé et est considéré parallèle à la direction de convergence. On parlera souvent par la suite du normalized root-mean-square ou nRMS qui correspond à la racine carré du χ_n^2 . Dans ce code, le couplage cinématique Φ est défini sur chaque nœud de la grille comme $V_{\text{backslip dislocation}} = -\Phi \cdot V_{\text{convergence}}$, où $V_{\text{backslip dislocation}}$ correspond à la vitesse de glissement en backslip de la dislocation unitaire centrée sur le nœud (figure 3.4).

Ce programme permet également d’inverser le mouvement d’un bloc rigide. Pour cela, il suffit de définir les frontières d’un bloc et de chercher quel pôle Eulérien permet de reproduire au mieux le champ de données situées sur ce bloc. On rajoute donc trois paramètres dans l’inversion par bloc considéré (latitude, longitude du pôle et vitesse de rotation). Cela ne peut se faire que si

l'on possède suffisamment de données à l'intérieur de ce bloc, et qu'elles sont suffisamment loin des frontières du bloc se déformant de façon élastique. Dans le cas contraire, comme dans le cas du Chili qui se déforme de façon élastique par le chargement sur la subduction, il faut inverser simultanément le mouvement de bloc et le couplage élastique sur la frontière en chargement.

Les principales limites de ce type d'inversion élastique résident dans le fait que la bathymétrie et la topographie des blocs ne sont pas prises en compte, que la géométrie de l'interface de subduction reste relativement simple (voir section 1.3.1.3), que le milieu est un demi-espace homogène sans prise en compte des rhéologies complexes pouvant exister et qu'aucun effet visco-élastique ne peut donc être reproduit. Néanmoins, ce type de modélisation est suffisant pour reproduire les données au premier ordre et en champ proche, ainsi que pour estimer les variations de couplage le long de la subduction.

On présente par la suite les choix de paramétrisation qui ont été faits pour l'étude du couplage au long de la subduction Chilienne.

3.1.2.1 Définir la géométrie de la grille

Le maillage et la géométrie de la dislocation sont des paramètres qui influent fortement sur le résultat de l'inversion. On a vu en section 1.3.1.2, qu'une variation de 5° du pendage de la dislocation avait des conséquences mesurables sur la déformation produite en surface, notamment sur la composante verticale. Il est donc important d'utiliser un pendage moyen satisfaisant pour notre objectif de modélisation et cohérent avec les données géophysiques indépendantes.

Une façon d'estimer cette géométrie revient à explorer manuellement l'espace des pendages et donc à réaliser des inversions de couplage pour des géométries différentes sur chaque segment de la subduction. La "meilleure" géométrie sera donc celle qui sera la plus à même d'expliquer les données et qui donnera donc le nRMS le plus faible. Cette exploration du pendage a été conduite sur les trois zones de la région du Maule, d'Ovalle-La Serena, et du Grand Nord (figure 3.5). S'il semble assez net qu'un pendage de 15° permet d'obtenir le meilleur fit aux données pour la région de Maule, l'analyse des courbes de nRMS permet uniquement de définir une large gamme de pendages possibles dans les deux autres zones. De plus, les "meilleurs" pendages trouvés pour la zone d'Ovalle-La Serena sont très faibles (10° environ) et incompatibles avec les données géophysiques locales qui donnent un pendage de 20° et décrivent un aplatissement du slab à partir de 100 km de profondeur. Il nous a semblé raisonnable, au vu de ces explorations, de considérer que nos données GPS ne peuvent pas contraindre précisément la géométrie du slab et qu'il valait donc mieux utiliser des valeurs de pendages indépendantes.

Pour établir le maillage de l'interface, nous avons tout d'abord tenu compte de la géométrie du réseau de données GPS en surface. En effet, dans la partie la plus dense du réseau (i.e dans la zone d'Ovalle-La Serena, à environ 30° S), les marqueurs sont disposés de façon relativement régulière et sont distants d'environ 15 km. A priori, ce type de réseau peut donc contraindre des variations de couplage de longueur d'onde d'environ 30 km. Nous avons donc choisi un pas de maillage latitudinal de 0.5° et d'environ 30 km le long de la plaque plongeante. Afin d'éviter au maximum les effets de bords, nous avons suivi les recommandations de *McCaffrey* [2002] : nous avons élargi la grille d'environ 200 km au Sud et au Nord de notre réseau et fixé la dernière ligne de nœuds à une profondeur de 120 km environ, soit une distance à la fosse minimale de 450 km. A chaque extrémités de la grille, les deux dernières colonnes de nœuds sont forcées à avoir un couplage identique, tandis qu'on impose un couplage nul pour les nœuds les plus profonds. Pour finir, on construit une articulation 3D assez lisse qui permet le passage entre deux zones de pendage moyen différent, sans transition abrupte.

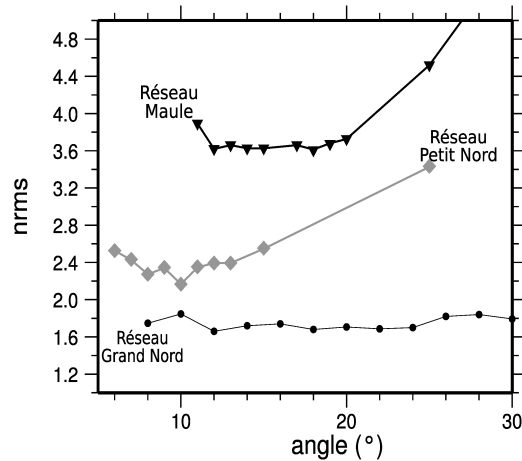


FIGURE 3.5: Evolution du nRMS en fonction du pendage de l'interface de subduction. L'inversion est réalisée sans contrainte de lissage particulière pour la zone du Grand Nord, avec un coefficient de lissage de $0.3/^\circ$ pour la zone du petit Nord et avec un lissage de $0.7/^\circ$ pour la région de Maule.

Nous avons tenu, pour rester dans le cadre connu et bien défini du modèle en backslip (voir section 1.3.1.3), à rester dans le cas de géométries simples, avec des variations de pendage latérales, et peu de variations de pendage en profondeur (à l'exception du flat-slab profond de la zone de La Serena). Il est évident que ces géométries sont peu réalistes, car elles ignorent notamment la courbure superficielle de la plaque plongeante dans les 15 premiers kilomètres de profondeur. Néanmoins, l'utilisation d'une géométrie simple conduit principalement à une modification de la déformation en champ très proche et à une légère variation de la profondeur de blocage, mais son impact sur les variations latérales de couplage (le cœur de cette étude) reste relativement faible.

3.1.3 Connaître et représenter la résolution des inversions

L'estimation de la résolution du modèle est une étape fondamentale de l'inversion. Elle permet d'une part de ne pas surinterpréter ou sous interpréter certains aspects du "meilleur" modèle trouvé, mais également de raffiner les paramètres de l'inversion comme le maillage ou le lissage. Il s'agit de trouver une manière explicite et compréhensible de représenter la matrice de covariance issue de l'inversion. Dans cette thèse, nous avons utilisé deux méthodes différentes qui permettent de mieux cerner le problème.

Dans un premier temps (voir section 3.2), nous avons utilisé des tests en damiers pour tester la résolution du modèle [p.ex. *McCaffrey, 2002; Wallace et al., 2004*]. L'objectif de cette méthode est de tester la capacité de la géométrie du réseau et du processus d'inversion à retrouver la distribution de couplage qui a permis de produire un jeu de données synthétique. Le principe du test en damier est d'utiliser une distribution de couplage régulière et tout à fait irréaliste où des rectangles totalement découplés alternent avec des rectangles couplés à 100% (la dimension des rectangles correspond ici aux dimensions du maillage), pour générer un champ de vecteurs synthétique qui pourra ensuite être à nouveau inversé.

Le résultat de l'inversion de ces données permet donc d'identifier rapidement les zones où la distribution en damier est reproduite, et les zones où le couplage inversé diffère par plus de 30% du couplage théorique. Ces dernières sont jugées mal résolues et doivent être masquées dans la

présentation des résultats pour ne pas en altérer la lecture. Afin de se rapprocher au maximum de la situation de l'inversion réelle, nous avons réalisé plusieurs tests en damiers en introduisant un bruit aléatoire dans le jeu de données synthétique et en imposant des contraintes de lissages dans l'inversion (voir figure 3.6). Finalement, sans surprise, les zones les moins résolues sont les parties superficielles et profondes de l'interface où la présence ou l'absence de couplage a peu d'impact sur la déformation de surface, du fait de la distance trop importante entre la fosse et la

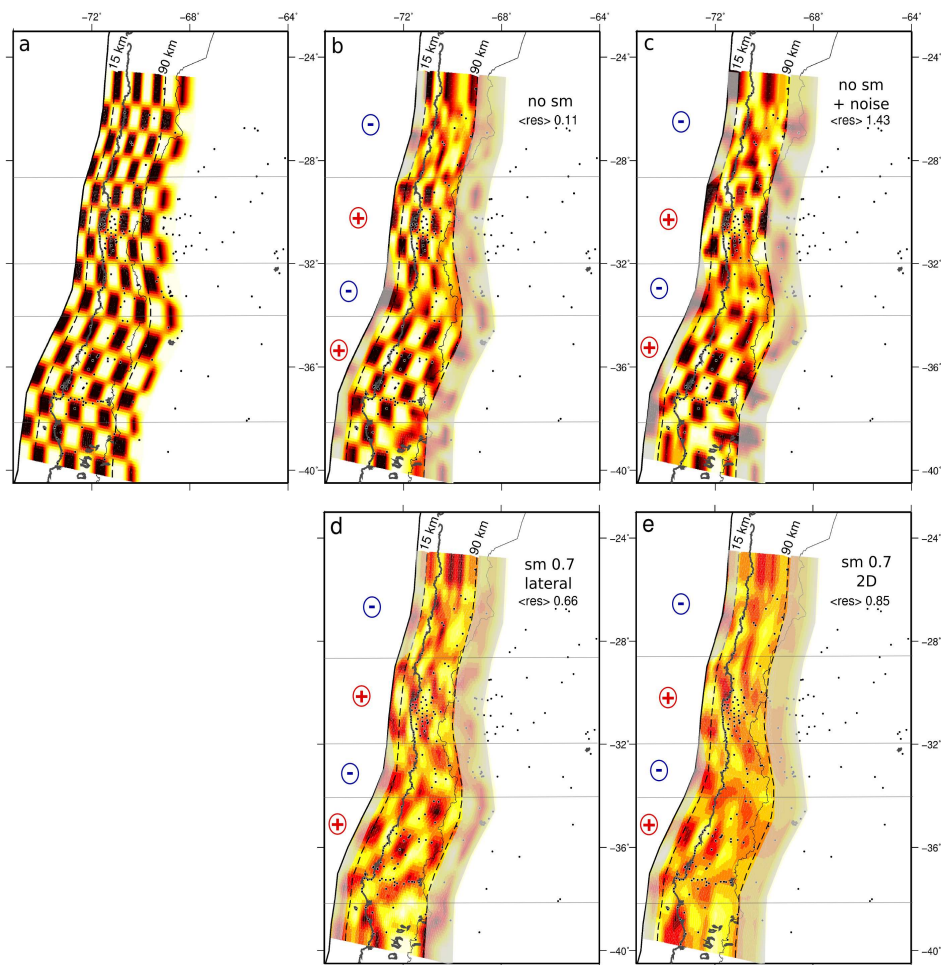


FIGURE 3.6: Tests de résolution en damier, exemple de la zone du Chili Central (voir section 3.2). (a) Distribution de couplage synthétique alternant patchs couplés à 100% (rouge) et patchs découplés (jaune clair) sur l'interface de subduction. (b) Distribution de couplage inversée sans contrainte de lissage à partir du champ de vecteurs brut généré par la distribution en damier synthétique. (c) Distribution de couplage inversée sans lissage à partir du jeu de données dégradé artificiellement par un bruit aléatoire. (d) et (e), distributions de couplage obtenues par l'inversion du champ synthétique non bruité respectivement avec un lissage homogène de 0.7° ou qui décroît avec la profondeur. Les lignes d'isoprofondeur sont marquées en trait pointillé. Les cercles noirs marquent les points du réseau. La moyenne des résidus (en mm/an) est indiquée en haut à droite de chaque inversion. Les zones bien ou moins bien résolues sont marquées par un + ou un - respectivement. Les régions grisées correspondent aux zones non résolues très superficielles ou très profondes du slab.

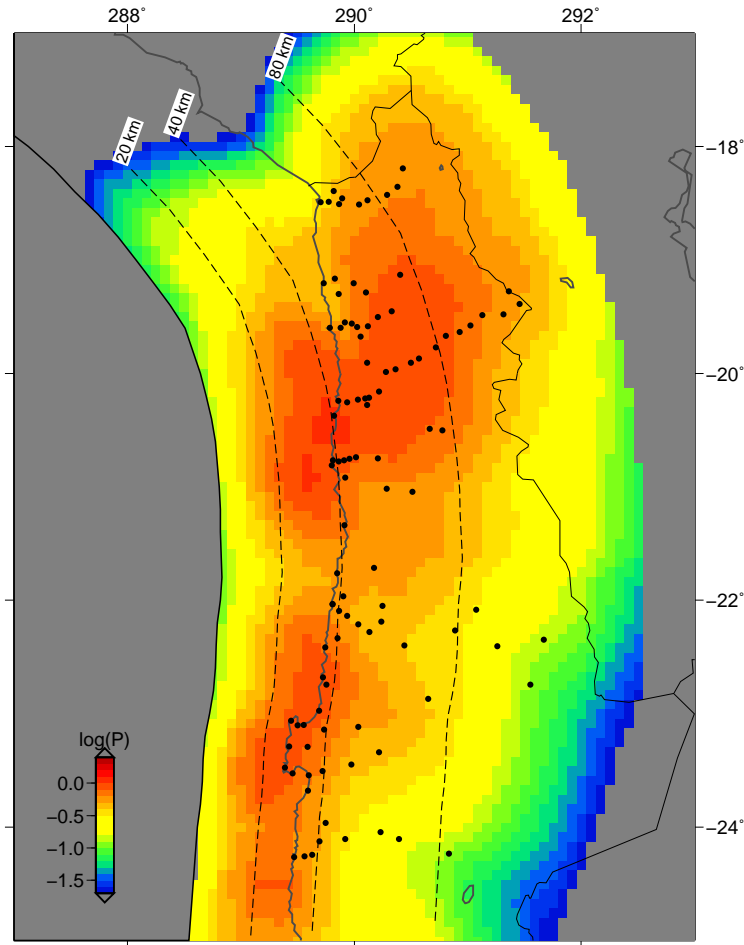


FIGURE 3.7: Sensibilité du réseau du Grand Nord Chili (voir section 3.3) à l'application d'un couplage unitaire sur l'interface de subduction (ici plongeant à 20°). Chaque élément de l'interface est coloré selon la valeur du logarithme du déplacement total P (en mm/an) généré sur les stations GPS (points noirs) par un glissement unitaire sur le nœud de la grille le plus proche.

côte (de 70 à 130 km au Chili) et de l'atténuation de la déformation élastique avec la profondeur respectivement. De la même manière, les zones où le champ de vitesses est clairsemé apportent moins de contraintes sur la valeur du couplage et sont donc moins résolues.

La technique des damiers n'est cependant pas idéale : elle est coûteuse en temps et dépend largement de la taille caractéristique des rectangles et des contraintes imposées sur l'inversion. Dans la section 3.3, nous avons donc envisagé une seconde méthode utilisée notamment par [Loveless and Meade, 2011], qui consiste à représenter la "sensibilité" du réseau au couplage. Il s'agit d'estimer la déformation produite en surface sur l'ensemble des points de mesure du réseau par un glissement unitaire sur chaque nœud du maillage (c'est à dire la fonction de Green calculée pour une fonction de glissement pyramidale sur le nœud, voir figure 3.4). De fait, cette déformation représente la sensibilité du réseau au couplage en ce point et traduit donc la capacité de résolution du jeu de données sur la valeur locale du couplage. On propose sur la figure 3.7 de représenter la sensibilité P du réseau en terme de puissance d'impact sur la déformation prédite en surface (définie comme le logarithme de la somme des déformations générées sur l'ensemble

du réseau par un glissement unitaire sur l'interface [Loveless and Meade, 2011]). On retrouve comme dans le cas de l'utilisation des damiers, une mauvaise résolution dans les zones profondes et superficielles, ainsi qu'à l'aplomb des zones où les données sont éparées. Les régions qui ont le plus d'impact sur les données sont sans surprise les sections de l'interface situées sous les profils de mesures les plus denses. Une façon de prendre en compte ces différences de sensibilité serait d'associer à chaque noeud de la grille une pondération proportionnelle à sa sensibilité [Mazzotti et al., 2000]. Ces deux techniques sont finalement équivalentes puisque les mêmes zones de faible et de forte résolution sont imagées (on peut comparer par exemple la figure 3.6 à la figure 3.59). Le calcul de sensibilité est plus rapide et plus facile à représenter que les tests en damier, nous l'avons donc préféré pour les études les plus récentes portant sur les régions du Grand Nord et du petit Nord.

Dans tous les cas, il existe une méthode directe assez simple pour tester la résolution des inversions aux noeuds les plus superficiels de l'interface. Il s'agit de procéder à des inversions en imposant un couplage de 100% sur les lignes de noeuds superficiels (de 0 à 20 km de profondeur) et de comparer les résidus produits par ces modèles avec ceux produits par une inversion sans contrainte. On présente en figure 3.8 ces inversions menées pour la partie centrale du Chili. Le fit aux données n'est pas dégradé par des blocages superficiels jusqu'à 7.5 km de profondeur,

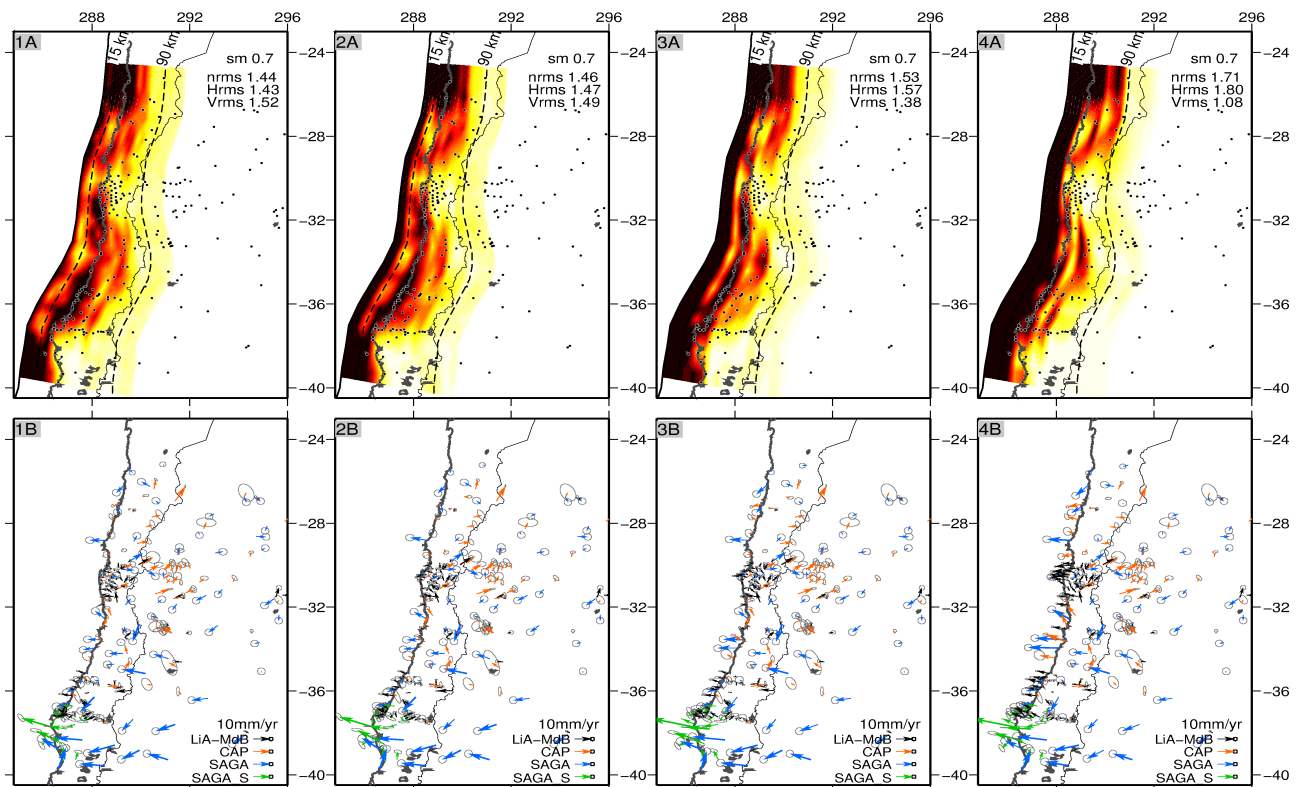


FIGURE 3.8: Distributions de couplage inversées en imposant un couplage de 100% de la surface jusqu'à une profondeur variable (ligne A), et résidus associés (ligne B). Le lissage imposé est homogène et de $0.7/^{\circ}S$. Le coefficient de lissage, ainsi que les RMS relatifs aux données horizontales (Hrms) ou verticales (Vrms) sont indiqués dans l'encart en haut à droite de chaque figure. Un couplage de 100% est imposé uniquement pour les noeuds de surface (1A-1B), jusqu'à 7 km (2A-2B), 15 km (3A-3B) et 22.5 km (4A-4B) de profondeur.

mais on observe des résidus systématiques lorsqu'on impose un couplage total à des profondeurs plus importantes. Cela implique donc que la résolution de notre modèle est très faible dans les 10 premiers kilomètres de profondeur et qu'il nous est donc difficile de discriminer entre un couplage total ou un découplage dans ces régions superficielles. Dans l'étude du petit Nord (section 3.4), nous avons fixé les noeuds les plus superficiels à un couplage de 100% (c-à-d leur valeur maximale). De façon générale, cette zone superficielle est systématiquement masquée puisqu'elle n'est pas interprétable.

3.1.4 Trouver l'équilibre entre lissage et détails

Une des difficultés classiques des inversions consiste à éviter les instabilités numériques. Une façon de les limiter est de se prémunir des effets de bords et de faire intervenir un paramètre de lissage. Le code DEFNODE propose une option de lissage de type gradient qui s'applique sur une même ligne de noeuds et qui limite les variations de couplage en fonction de la distance entre deux noeuds voisins [McCaffrey, 2007]. Nous avons conduit des inversions avec différentes valeurs de lissage sur les trois zones du Chili afin de déterminer celle qui permet le meilleur équilibre entre limitation des instabilités numériques et fit aux données (voir par exemple la figure 3.10). On choisit donc la valeur à partir de laquelle aucune amélioration significative du nRMS n'est observée d'après la courbe RMS versus lissage. Néanmoins, cette procédure de lissage s'impose uniquement sur une même ligne de noeuds et aucune variation du lissage avec la profondeur n'est appliquée a priori. Certains patchs de couplage forts restent présents dans ces inversions alors même qu'ils sont dans une zone profonde mal résolue de l'interface. Nous avons donc cherché à les éliminer.

DEFNODE met à disposition des utilisateurs une option sévère dans laquelle le couplage est forcé à décroître avec la profondeur, appelée "down-dip decrease" (ddc). Cette option permet d'obtenir une distribution de couplage très lissée et empêche donc toute ré-augmentation du couplage en profondeur. Nous l'avons utilisée largement pour contraindre le premier-ordre de nos modèles, mais il nous a semblé qu'elle donnait lieu cette fois à des distributions de couplage trop simplistes compte tenu de la densité de données dont nous disposons et par conséquent de la bonne résolution de nos modèles sous la côte (voir figure 3.9-c). Nous avons donc introduit

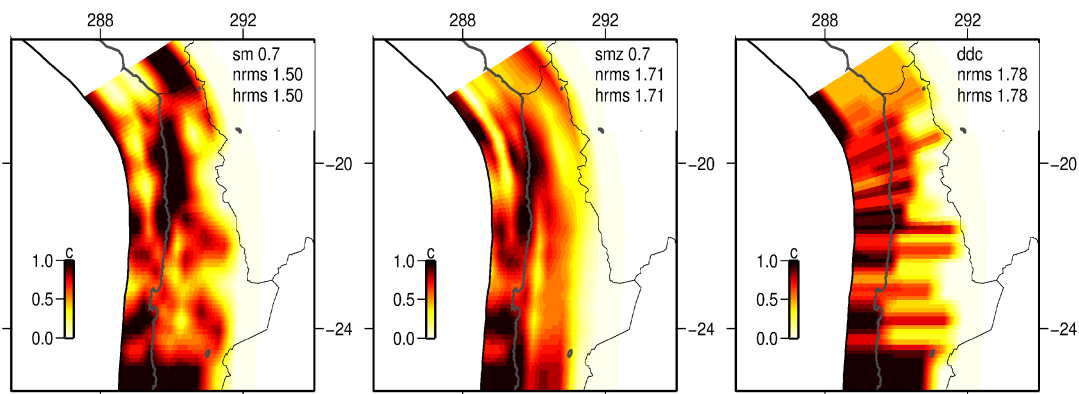


FIGURE 3.9: Distributions de couplage inversée sur la zone du Grand Nord sans microplaque andine avec différentes options de lissage. De gauche à droite : lissage homogène de 0.7° (sm), lissage augmentant linéairement avec la profondeur avec une valeur initiale de 0.7° (smz), option "ddc" imposant une décroissance du couplage avec la profondeur.

dans le code un lissage latéral couplé à une option permettant d'augmenter graduellement le lissage avec la profondeur. De ce fait, plus la profondeur augmente (et donc moins la résolution est bonne), moins le couplage pourra varier latéralement et tendra vers un couplage nul. Cette option admet à la fois suffisamment de variations latérales dans les zones bien contraintes des modèles et permet d'éviter les artefacts ponctuels dans les zones profondes non contraintes. De la même façon que précédemment, plusieurs inversions ont été menées pour connaître la meilleure valeur de lissage initial pour cette option, et il semble que la valeur de 0.7 par degré de latitude présente un bon compromis dans toutes les régions étudiées (c-à-d deux noeuds voisins distants d'un degré de latitude ne peuvent avoir des degrés de couplage qui diffèrent de plus de 0.7). La figure 3.9 illustre ces trois options de lissage dans la zone du Grand Nord du Chili.

3.1.5 Contraintes *a priori* sur le couplage

La notion de couplage étant basée sur la cinématique des plaques et non directement sur un modèle mécanique type rate-and-state, il est difficile de savoir si une distribution de couplage est physiquement possible ou non. Plusieurs auteurs qui voient dans le couplage cinématique le reflet du comportement mécanique frictionnel sur l'interface de subduction, jugent ainsi qu'un couplage non nul sur la partie profonde de l'interface n'a aucune signification physique [p.ex. *Moreno et al.*, 2010]. En effet, passé l'isotherme 350° située généralement vers 45 km de profondeur et marquant le seuil de plasticité du quartz, ou en deçà du Moho continental en fonction des modèles, le comportement des roches n'est plus cassant et le mouvement des deux plaques est accommodé par du glissement libre [*Hyndman et al.*, 1997]. Si généralement on impose un couplage nul en profondeur, c'est donc pour la simple raison qu'on ne sait pas l'expliquer physiquement. De la même manière, la signification physique d'un couplage ou d'un découplage partiel dans la zone la plus superficielle de la subduction est sujette à débats [p.ex. *Wang and Dixon*, 2004a; *Lay and Schwartz*, 2004; *Wang and Dixon*, 2004b].

Dans cette partie, on présente les contraintes *a priori* imposées à nos inversions concernant la valeur du couplage et leurs effets sur la distribution de couplage et la reproduction des données.

3.1.5.1 Le problème du couplage superficiel

La partie la plus superficielle de l'interface en mer et généralement loin de réseaux de mesure est logiquement peu étudiée. Son comportement mécanique pendant le cycle sismique est mal connu mais la majorité des auteurs supposent que la présence de fluides et de sédiments peu consolidés en contact de l'interface (prisme d'accrétion) favorise un comportement de glissement stable [*Lay and Schwartz*, 2004, p.ex.]. Néanmoins, pendant la phase intersismique, la portion superficielle de l'interface peut se retrouver masquée par l'existence d'une zone bloquée sous-jacente qui l'empêcherait d'accommoder la convergence par glissement continu. Cette théorie, développée par *Wang and Dixon* [2004a], voit donc une incohérence mécanique dans l'existence d'une zone partiellement couplée au dessus d'une zone fortement couplée. *Lay and Schwartz* [2004], qui s'appuient sur un modèle de l'interface en trois dimensions, prévoient au contraire des zones superficielles de découplage possibles dans lesquelles le mouvement serait entraîné par une portion voisine de la subduction totalement découplée.

Cette discussion ne peut être tranchée pour le moment puisque la résolution des réseau GPS actuels est trop faible au Chili et ailleurs. Nous avons donc tenu, dans un premier temps, à laisser libre de toute contrainte *a priori* la zone la plus superficielle de notre grille (de 0 à 10 km de profondeur). Le séisme de Tohoku en 2011 illustre parfaitement la problématique du couplage

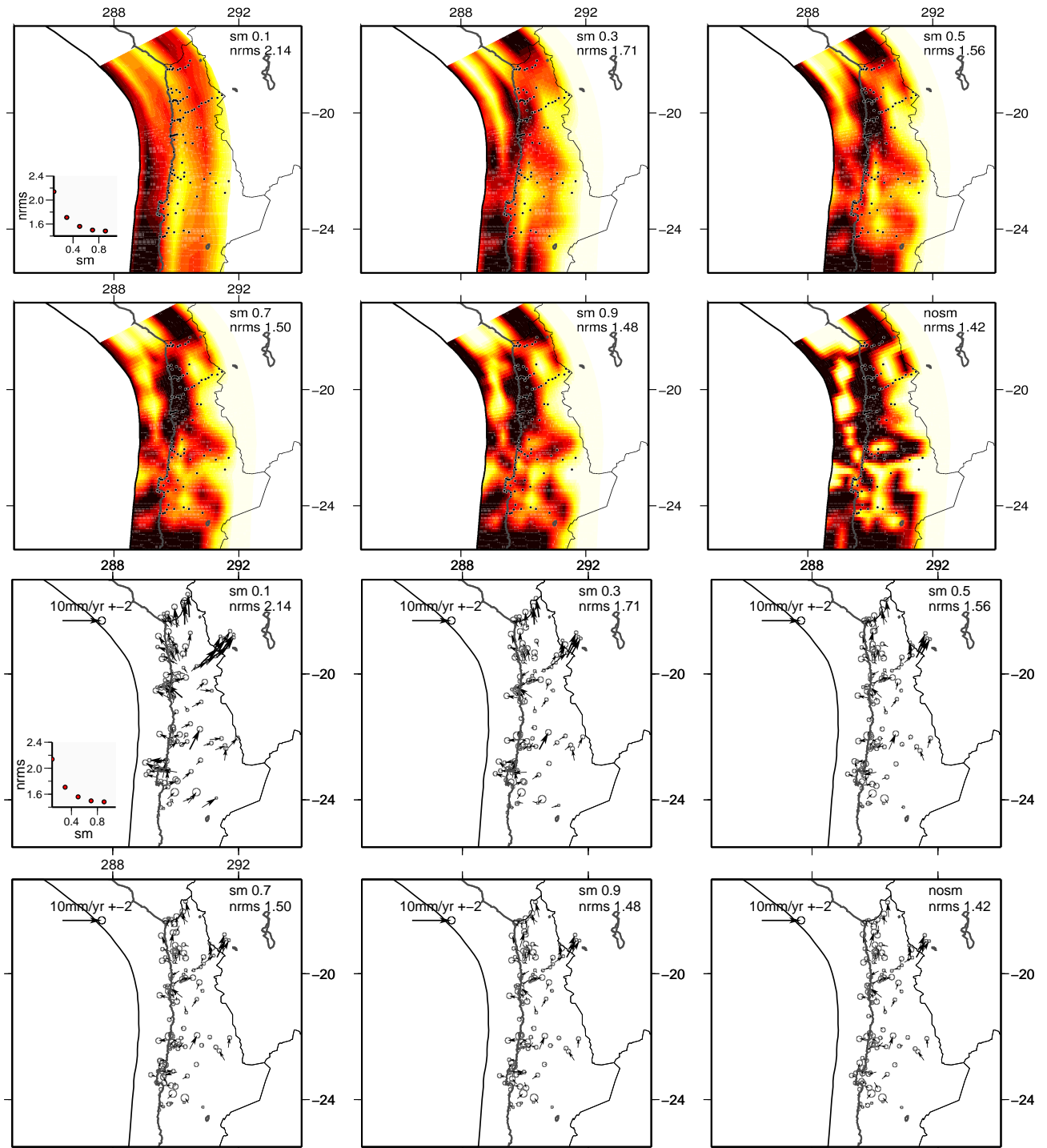


FIGURE 3.10: Effet d'un lissage homogène sur toute l'interface, exemple de la région du Grand Nord dans cas d'un modèle sans microplaque. Haut : distributions de couplage obtenues en imposant différentes valeurs de lissage. Bas : résidus associés à ces distributions. La valeur du lissage (sm) et le nRMS utilisés dans l'inversion sont indiqués dans l'encart en haut à droite de chaque figure. La courbe de variation du nRMS en fonction du lissage est présentée en bas de la distribution de couplage la plus lisse.

superficiel. En effet, le premier modèle de couplage présenté pour cette zone par *Hashimoto et al.* [2009] avait été réalisé en imposant un couplage nul sur la partie superficielle de l'interface (jusqu'à 20 km de profondeur) et présentait une zone fortement couplée en profondeur ce qui avait conduit notamment à écarter un peu vite un potentiel risque de tsunami. On sait depuis que la rupture de Tohoku a produit de très forts glissements dans cette zone superficielle [*Ide et al.*, 2011]. Le nouveau modèle de couplage présenté par *Hashimoto et al.* [2012] à la suite de ce tremblement de terre lève cette contrainte *a priori* sur le couplage superficiel. Sans surprise, la zone fortement couplée prédite est alors bien plus superficielle et coïncide correctement avec le tracé de la rupture cosismique. Dans le cas du Chili et du segment de Maule en particulier, le modèle de couplage préliminaire qui avait été élaboré dès 2009 sans contraindre la valeur du couplage superficiel laissait présager d'une future rupture sur ce segment [*Madariaga et al.*, 2010].

Forts de ces expériences, nous n'avons pas imposé de contrainte particulière sur la valeur du couplage sur cette partie superficielle pourtant mal contrainte (sections 3.2 et 3.3). L'interprétation physique d'un découplage local est cependant difficile dans le cas où une zone profonde fortement couplée se développe. Par la suite, dans la section 3.4, nous avons contraint les 10 premiers kilomètres de l'interface à être totalement bloqués ce qui n'affecte pas la distribution de couplage inversée au delà du bruit numérique puisqu'au Chili, nos réseaux sont insensibles au couplage dans cette zone (figure 3.8). Cette contrainte *a priori* a l'avantage de réduire considérablement le nombre de paramètres libres de l'inversion et de n'affecter en rien la distribution de couplage sous jacente puisque les noeuds de la grille de sont pas liés entre eux par un lissage en profondeur. Dans nos figures d'interprétation, nous veillons à masquer cette zone non résolue pour éviter toute interprétation erronée du couplage superficiel.

3.1.5.2 Le problème du couplage profond

Impact sur la déformation horizontale en champ lointain. Si l'existence d'un couplage profond résiduel ne modifie pas l'allure générale de la déformation horizontale de façon significative, elle induit par contre un mouvement d'ensemble vers le Nord-Est. Ce mouvement qui s'apparente à une translation vers l'Est et à une légère rotation des vecteurs vers le Nord (figure 3.11), varie en fonction de la profondeur et de l'amplitude du couplage profond, et peut atteindre 5 mm/an dans le cas d'une zone de transition où le couplage moyen est de 50% et qui s'étend de 30 à 75 km de profondeur (figure 3.11-c). Ce mouvement peut donc être confondu avec le mouvement produit par la rotation d'ensemble du bloc andin de l'ordre de 4 à 5 mm/an, ce qui introduit une forte ambiguïté (ou "trade-off") entre les deux phénomènes.

Dans le Grand Nord du Chili (section 3.3), cette ambiguïté est limitée par le très fort mouvement du bloc Andin vers l'Est (de l'ordre du centimètre) qui ne peut pas être compensé par du couplage profond. Le fait d'admettre l'existence de couplage profond résiduel ne fausse donc pas les grandes lignes du modèle. Mais dans le cas du Petit Nord (section 3.4), le mouvement possible du bloc est réduit de moitié (environ 4 à 5 mm/an) selon certaines études [*Brooks*, 2003], et peut donc être totalement reproduit par un couplage résiduel profond. L'ambiguïté entre ces deux quantités est donc importante à cette latitude, et il est très difficile de séparer l'effet d'une rotation de bloc d'un couplage plus profond sur l'interface.

Finalement, cette problématique de l'existence ou non d'un couplage résiduel profond est complexe. Les choix de modélisation sur les zones d'étude vont dépendre de leurs caractéristiques cinématiques et de l'existence de vitesses verticales fiables à insérer dans l'inversion. Si nous

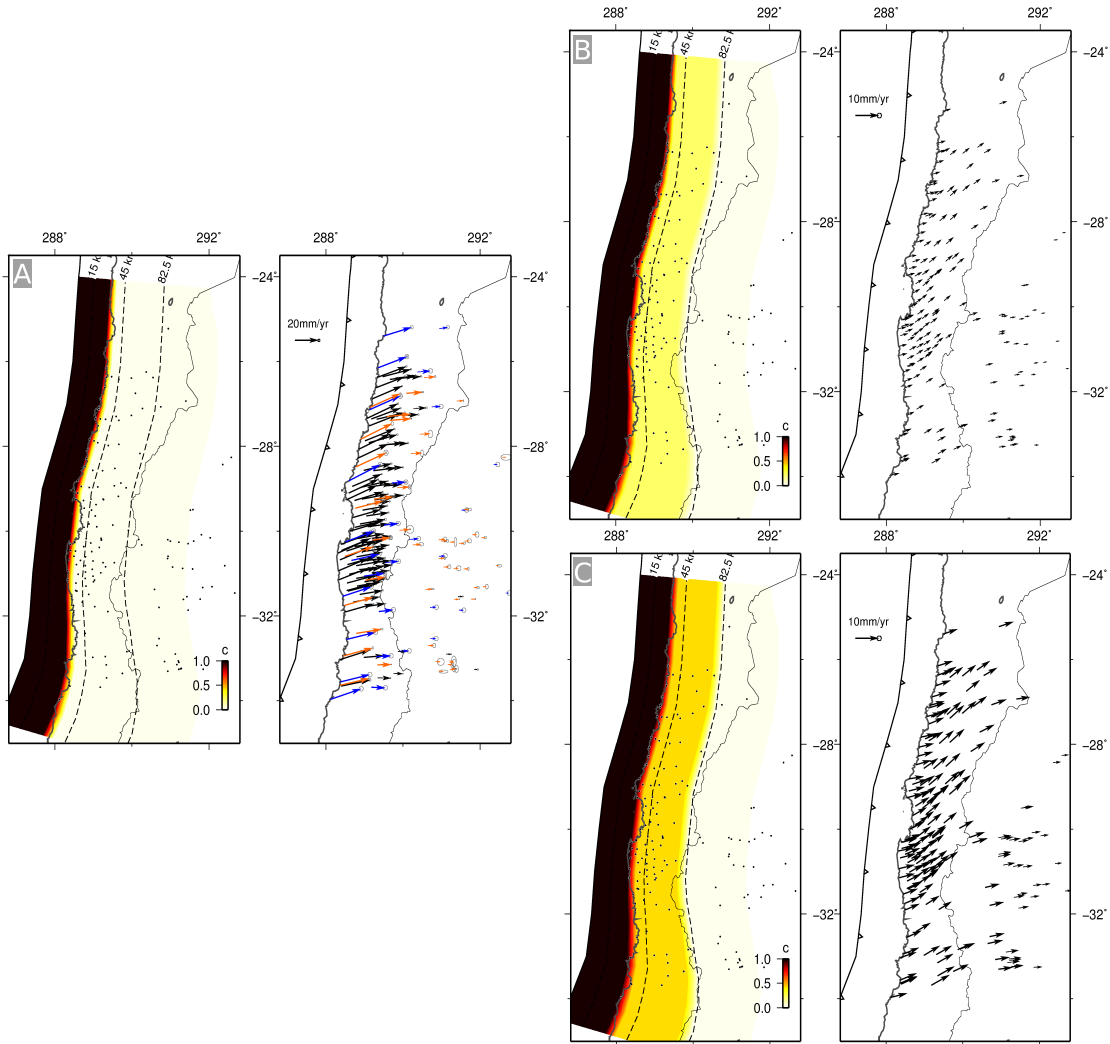


FIGURE 3.11: Effet d'un couplage résiduel profond sur la déformation horizontale prédite en surface. A- gauche : distribution de couplage du modèle direct présentant une zone totalement bloquée jusqu'à 30 km de profondeur et une transition abrupte sur 10 km de profondeur vers un couplage nul. Droite : déformation produite sur le réseau du Petit Nord, les vecteurs sont colorés en fonction du jeu de données dont ils sont issus (voir section 3.4). B et C - gauche : distributions de couplage montrant une zone de transition s'étendant de 30 à 75 km de profondeur pour un couplage de respectivement 20% et 50%. Droite : différence de déformation prédite par ces modèles et le modèle présenté en A sans zone de transition large.

préférons en règle générale imposer peu de contraintes a priori sur nos inversions pour explorer tout le champ des possibles, il semble malgré tout relativement raisonnable de fixer un couplage nul au moins à partir de 80 km de profondeur pour éviter un trade-off trop fort avec un mouvement de bloc.

Impact sur la déformation verticale. Dans tous les modèles présentés dans la section 3.2 sur le Chili Central, on observe un couplage résiduel profond (20 à 30% sous 80 km de

profondeur), formant une zone de transition inférieure extrêmement large. Or, l'ampleur de cette zone de transition entre zone totalement bloquée et zone découplée influence considérablement l'aspect de la déformation élastique verticale en surface (voir section 1.3.1.2 et figure 3.12), tandis qu'elle a peu d'impact sur la déformation horizontale prédite (quelques mm/an). Les courbes de déformation verticales élastiques présentées dans la figure 3.12 pour des largeurs de zones de transition variables, montrent bien que l'existence d'un couplage résiduel profond produit une déformation verticale atypique avec des ondulations en champ lointain, et une amplitude de surrection moindre.

Le fait d'inclure des données verticales précises dans l'inversion, devrait donc permettre de mieux contraindre la transition en profondeur du couplage. C'est ce qui est observé lors de l'inversion conjointe des données verticales et horizontales disponibles dans la zone d'Ovalle-La Serena (figure 3.2), alors même qu'aucune contrainte n'est imposée sur le couplage profond. A l'inverse, dans la zone du grand Nord où nous ne disposons pas de vitesses GPS verticales fiables, le fait de proscrire le couplage profond en imposant un couplage nul sous 80 km de profondeur permet d'améliorer le fit aux données verticales alors même que celles-ci ne sont pas incluses dans l'inversion.

Par la suite, nous avons choisi de ne pas imposer de contrainte sur l'ampleur du couplage profond pour la phase d'exploration des paramètres (géométrie, lissage, sliver etc). Cependant, pour obtenir un modèle plus raffiné et plus compatible avec les connaissances naissantes sur la déformation verticale dans les zones de subduction (notamment via des données Insar [Bejar, 2011]), nous imposons aux meilleurs modèles présentés dans les sections 3.3 et 3.4 un couplage nul sous 80 km de profondeur. Cette contrainte améliore le fit aux données verticales lorsqu'elles sont disponibles et diminue légèrement celui aux données horizontales.

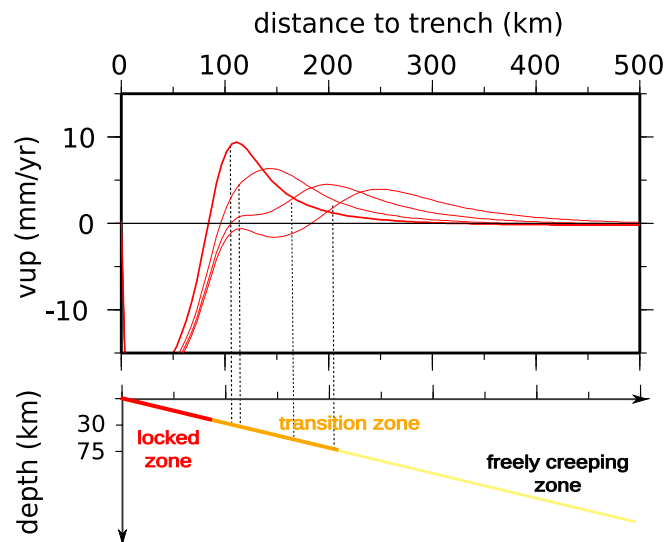


FIGURE 3.12: Comparaison de la déformation verticale prédite en surface sur un profil perpendiculaire à la fosse pour des modèles directs dans lesquels la zone bloquée s'étend de 0 à 30 km de profondeur, mais où la limite profonde de la zone de transition varie ($\Phi = 50\%$ dans cette zone). Courbe rouge épaisse : déformation prédite avec une zone de transition relativement abrupte s'étendant de 30 à 40 km de profondeur. Courbes rouges fines : déformation prédite avec des zones de transitions s'étendant entre 30 km et 45, 60 ou 75 km de profondeur.

Couplage dans le Chili Central



3.2 Couplage dans le Chili Central

Enjeux et contexte de l'étude

En 2009, lorsque j'ai commencé ce travail de thèse, la connaissance du couplage le long de la subduction chilienne était parcellaire. Certaines études régionales, dans des zones où les données GPS intersismiques étaient en nombre suffisant pour mener des inversions de couplage, avaient démontré que celui-ci semblait varier au long de la fosse mais sans pouvoir décrire précisément ces transitions [Ruegg *et al.*, 2009; Vigny *et al.*, 2009]. D'autres auteurs avaient choisi de développer des réseaux GPS à l'échelle du continent et proposaient soit d'inverser une profondeur de blocage homogène sur l'ensemble de la subduction du Chili [Brooks, 2003], soit d'admettre des variations latérales de cette profondeur de blocage mais sans jamais autoriser l'amplitude du couplage à diminuer localement [Khazaradze, 2003]. Nous avons donc voulu tirer parti de la masse de données collectées au cours des 20 dernières années par ces différentes équipes sur le Chili Central (38°S-25°S) afin de cartographier de façon précise les variations en profondeur et en amplitude du couplage au long de cette subduction.

Un des enjeux majeurs de cette étude est d'établir le lien entre la région du Maule (38°S-34°S) où Ruegg *et al.* [2009] ont montré que le couplage était proche de 100% et la région d'Ovalle-La Serena (32°S-30°S), affectée en 1997 par un événement de swarm, où le couplage moyen était estimé à 50% [Vigny *et al.*, 2009]. Il s'agit aussi de dépasser la vision binaire du couplage cinématique qui n'admettait souvent que des valeurs de 0% ou 100%, et d'essayer de mieux comprendre la signification mécanique des zones partiellement couplées. La cartographie du couplage obtenue lors de cette inversion permet de mettre en évidence une segmentation de la marge chilienne basée sur l'alternance de longs segments fortement couplés (plusieurs centaines de kilomètres) et d'intersegments courts dans lesquels le couplage chute fortement. Cette segmentation de couplage est discutée et comparée à d'autres segmentations basées soit sur la sismicité (grands séismes historiques, sismicité de fond), soit sur les structures morphotectoniques des plaques en contact. Cette comparaison permet de lancer des pistes pour l'interprétation du couplage en terme de comportement mécanique de l'interface de subduction.

La majeure partie de cette étude a été menée au cours de l'année 2009 précédant le séisme de magnitude 8.8 qui a frappé la région de Maule le 27 février 2010. Elle confirmait alors l'étude de Ruegg *et al.* [2009] qui démontrait que la région de Maule était fortement couplée et possédait les caractéristiques propres à une lacune sismique mature n'ayant pas rompu depuis le séisme de 1835 décrit par Darwin [1851]. La comparaison entre l'étendue de la zone couplée cartographiée dans notre étude et les premières inversions du glissement cosismique e.g. [Lay *et al.*, 2010], ont permis rapidement de montrer que c'est l'ensemble du segment de Maule qui a rompu en 2010, s'arrêtant dans les zones découplées d'intersegments qui le bordaient. Les nouvelles données GPS de champ proche collectées lors de la mission post-sismique franco-chilienne en mars 2010, ont permis de connaître précisément la distribution de glissement lors du séisme et celle du glissement post-sismique rapide [Vigny *et al.*, 2011]. Nous avons donc pu analyser en détail le comportement du segment de Maule lors d'un cycle sismique presque complet, et nous tentons ici de comprendre le lien entre couplage intersismique et glissement cosismique ou postsismique sur l'interface. L'établissement de ce lien physique est indispensable pour pouvoir, à terme, interpréter le couplage intersismique en terme d'aléa.

Interseismic coupling, segmentation and mechanical behavior of the central Chile subduction zone

M. Métois^(1,2), A. Socquet⁽²⁾ and C. Vigny⁽¹⁾

⁽¹⁾Laboratoire de Géologie, UMR 8538, École Normale Supérieure, 75005 Paris, France

⁽²⁾Laboratoire de Tectonique et Mécanique de la lithosphère, UMR 7154, IPGP, U. Paris-Diderot, 75005 Paris, France

Published in J. Geoph. Research (2012), **662**, 120-131.

Abstract

Global Positioning System (GPS) measurements carried out in Chile over the last two decades showed that an entire portion of the Nazca-South America subduction zone (38°S-24°S) was locked over this period of time. The induced accumulation of elastic deformation in the upper-plate was not released until the recent Maule earthquake of 27 February 2010 (M_w 8.8) that ruptured the southern part of this subsubsection. Locking or coupling between the two plates varies both with depth and along strike. Here we use our own GPS data (an updated solution of our extended network in central Chile), combined with other published data sets, to quantify the spatial variations of the coupling that prevailed before the Maule earthquake. Using a simple elastic model based on the back-slip assumption, we show that coupling variations on the subduction plane are sufficient to explain the observed surface deformation, with no need of a sliver in central Chile. We identify four segments characterized by higher coupling and separated by narrow areas of lower coupling. This segmentation is in good agreement with historical and recent seismicity in Chile. In particular the narrow zones of lower coupling seem to have stopped most large seismic ruptures, including Maule's. These zones are often associated with irregular bathymetric or coastal features (fracture zones or peninsulas). Finally, coseismic and early post-seismic slip distribution of the Maule earthquake, occurring either in previously highly or weakly coupled zones, map a complex distribution of velocity-weakening and velocity-strengthening patches on the subduction interface.

3.2.1 Introduction

Many major earthquakes have occurred along the Chile subduction zone, where the Nazca and the South-America plates converge at rates among the highest on Earth (68 mm/yr e.g. [Altamimi *et al.*, 2007]). The most significant events are the M_w 9.5 1960 Valdivia earthquake [Plafker and Savage, 1970; Cifuentes, 1989; Campos *et al.*, 2002] and the more recent M_w 8.8 February 2010 Maule event (e.g. [Delouis *et al.*, 2010; Vigny *et al.*, 2011], Figure 3.13). Between two successive earthquakes at the same location, i.e., during the “interseismic phase” of the seismic cycle, full or partial coupling on the subduction interface accumulates elastic strain energy in both plates, which can be released during the coseismic phase. Here coupling is defined as the ratio between interseismic slip rate of the subduction interface and the plates convergence velocity.

Models dividing subduction interface into four along-dip zones have been proposed [Hyndman *et al.*, 1997; Oleskevich *et al.*, 1999]. First, in these models, an updip zone near the trench is characterized by a velocity-strengthening behavior controlled by the presence of fluid-rich sediments at the interface. Recent studies showed that megathrust rupture can propagate updip through this area [Lay *et al.*, 2010; Vigny *et al.*, 2011; Ide *et al.*, 2011]. Second, the “locked” or “seismogenic” zone is composed of seismic asperities that rupture during the coseismic phase with a velocity-weakening behavior [Ruff, 1983]. Third, the downdip zone is seen as an intermediate area between the locked zone and the deep creep zone, although its mechanical behavior is still poorly understood. Lastly, the deepest part of the interface steadily creeps at the plate convergence rate.

Validating this zonation model requires more observational constraints. In particular, dense geodetic measurements are needed to image the along-trench and along-dip variability of the interseismic coupling. Together with seismological and structural data, accurate maps of the interseismic coupling should improve our understanding of the connection between the segmentation of the megathrust and its behavior during the whole seismic cycle. Furthermore, assessing the interseismic coupling in zones identified as “seismic gaps” should clarify whether those gaps are permanent aseismic creeping areas where seismic hazard is low, or fully locked zones where seismic hazard is high.

The Chilean subduction zone is an ideal natural laboratory to quantify the spatial variations of interseismic coupling, because of its fast convergence rates, its relatively simple structure (e.g. no slip partitioning in its central part [Hoffmann-Rothe *et al.*, 2006]), and dense GPS monitoring since the 1990s. To study these spatial variations, we use a kinematic approach in which we invert all available GPS data depicting interseismic deformation in central Chile (between 38°S and 24°S) [Klotz *et al.*, 2001; Khazaradze, 2003; Brooks, 2003; Ruegg *et al.*, 2009; Vigny *et al.*, 2009]. In north-central Chile, we use an updated solution from Vigny *et al.* [2009] that includes additional measurements in 2007 and 2008 on an otherwise extended network (see Auxiliary Material). This study allows us (i) to inspect the correlation between interseismic coupling and seismic ruptures along the Chilean subduction zone, (ii) to assess the coupling distribution on the former Maule seismic gap, (iii) to investigate which physical parameters control interseismic coupling, and (iv) to identify zones that experience both aseismic and coseismic slip. We show that the interseismic coupling is segmented along the Chilean subduction zone. We discuss the relationship between those coupling variations and other segmentation markers, namely : the occurrence of structural complexities along the Chilean coast, the subduction of bathymetric features on the subducting plate, the distribution of previous large earthquakes, and lateral variations in the seismicity rate. We propose a first-order mechanical interpretation of the kinematic coupling and its potential role in promoting or stopping seismic propagation. In particular we perform a detailed comparison of interseismic loading versus co- and post- seismic moment release in the Maule segment.

3.2.2 Seismotectonic context

The Nazca and South American plates converge with an average velocity of 68 mm/yr (e.g. [Altamimi *et al.*, 2007]). The convergence is oblique, but in central Chile this obliquity does not generate slip partitioning, which is the opposite of what is observed in Sumatra [Fitch, 1972]. South of the Arauco peninsula (38°S), partitioning exists where the Liquiñe-Ofqui strike-slip fault system accommodates a resolvable motion (more than 4mm/yr) [Moreno *et al.*, 2008; Melnick *et al.*, 2009]. In the Altiplano area (north of 24°S), the active Argentine subandean fold

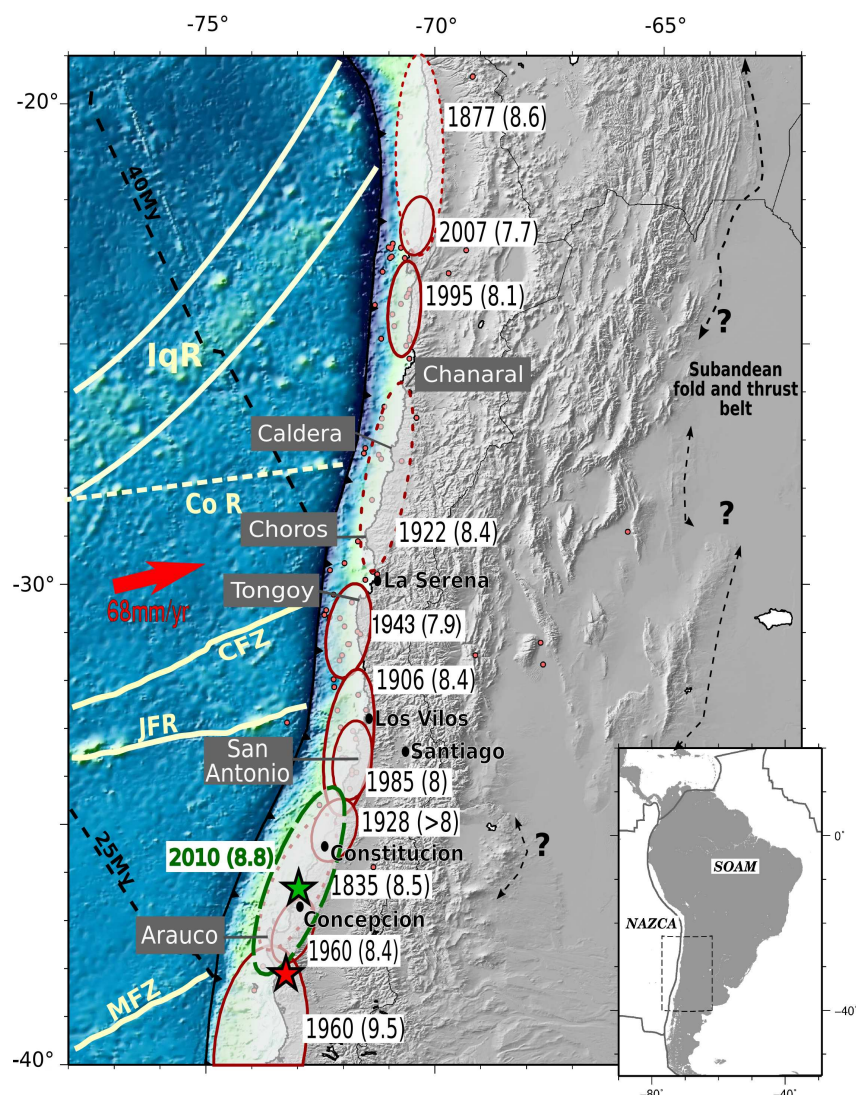


Figure 3.13: Seismotectonic background of the NAZCA-SOAM convergence zone and main geological features. Topography and bathymetry are from ETOPO1. The possible fronts of the subandean fold and thrust belt are marked with black dashed lines. White lines : contours of bathymetric features of the Nazca subducting plate. IqR : Iquique ridge, Co R : Copiapo Ridge, CFZ : Challenger fracture zone, JFR : Juan Fernandez ridge, MFZ : Mocha Fracture Zone. Black dashed lines : isochrons of Nazca plate ocean floor extracted from *Muller and Roest* [1997]. The bold red arrow represents the convergence of NAZCA plate with respect to SOAM plate. Red contoured ellipses : maximal rupture zones of the $M > 7.5$ historical (dashed) and instrumental (solid) earthquakes since 1830 (from Servicio Sismológico Nacional catalog (<http://ssn.dgf.uchile.cl/>) and [*Beck et al.*, 1998; *Comte*, 1991; *Biggs et al.*, 2009; *Engdahl and Villaseñor*, 2002]). Green ellipse : rupture zone of the 2010 Maule earthquake. Green star : relocated hypocenter for the Maule event [*Vigny et al.*, 2011]. Red circles : $M_w > 6$ events since 1976 [*Harvard*]. Peninsulas and coastal features are named on the grey rectangles.

and thrust belt may accommodate part of the convergence (up to 10mm/yr [*Norabuena*, 1998; *Bevis et al.*, 2001], see Figure 3.13).

The historical seismicity of the Chilean subduction zone has been unevenly recorded since the 16th century, but much more evenly and hence more reliably since the 1850's [Lomnitz, 2004]. The analysis of these records outlines a segmentation based on the recurrence of subduction earthquakes that repeatedly rupture roughly the same areas (see Figures 3.13 and 3.14) [Lomnitz, 2004; Comte, 1991; Beck et al., 1998; Biggs et al., 2009]. For example, the North Chile segment (19°S to ~24°S [Nishenko, 1991]) or the Maule segment (38°S to 34°S [Campos et al., 2002]) were identified as seismic gaps that had not experienced a large megathrust earthquake since 1877 and 1835, respectively. In addition, these two segments have experienced less intermediate-magnitude seismicity on the subduction interface since 1976 (the start of the U.S. Geological Survey USGS catalog) than the adjacent segments [Campos et al., 2002] (Figure 3.14). The segment at the latitude range of the Metropolitan area (34°S to 30°S) was most probably fully ruptured by the M_w 8.4 Valparaíso earthquake in 1906, and then partially broken in 1943, 1971 and 1985. Further north, from 30°S to 25°S, the last major subduction earthquake occurred in 1922.

Singular coastal features, such as bays and peninsulas associated with dense crustal fault

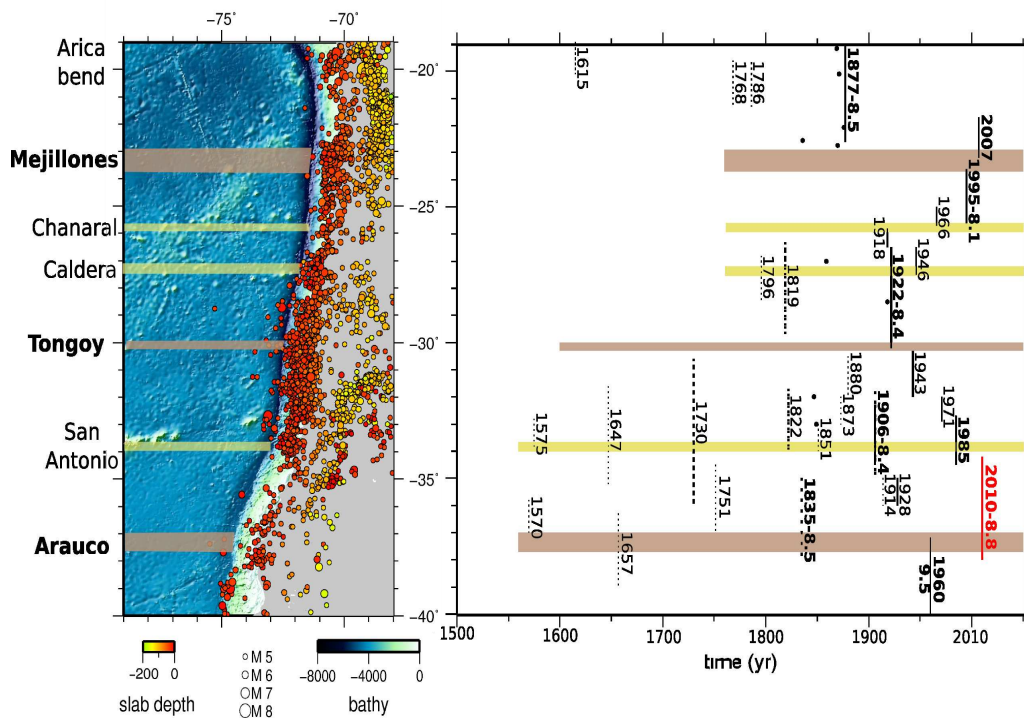


Figure 3.14: Historical and instrumental seismicity along the Chilean trench. Left : dots depict the seismicity ($M_w > 5$) recorded since 1990 (CMT catalog). Magnitude and depth (in km) of the epicenters are coded by the dot's size and color, respectively. Right : largest estimated rupture lengths of the main identified historical earthquakes since 1500 against time. Dashed and solid lines mean high and low uncertainty on those ruptures, respectively [Beck et al., 1998; Campos et al., 2002; Lomnitz, 2004; Engdahl and Villaseñor, 2002]. M_w is indicated for well studied major events. Red solid line : recent 2010 Maule rupture zone. Black circles : epicenters of less important and documented events. Brown and green horizontal strips underline the seismic segmentation. Brown lines are intersegment barriers that are rarely crossed by the seismic ruptures, whereas green ones are less persistent barriers.

networks, often correlate with the termination or nucleation of major ruptures (see Figures 3.13 and 3.14) [Armijo, 1990; Moreno *et al.*, 2008; Audin *et al.*, 2008; Melnick *et al.*, 2009]. For example, in northern Chile, the Mejillones peninsula coincided with the end of the 2007 Tocopilla rupture [Béjar-Pizarro *et al.*, 2010; Peyrat *et al.*, 2010] and is just north of the start of the 1995 Antofagasta event [Ruegg *et al.*, 1996; Chlieh *et al.*, 2004; Pritchard and Simons, 2006]. Another example is the Arauco peninsula where the 1960 Valdivia main rupture started [Plafker and Savage, 1970; Cifuentes, 1989; Campos *et al.*, 2002]. Many of those peninsulas correlate with the subduction of irregular bathymetric features of the downgoing oceanic plate (ridges and fracture zones) : the Mocha Fracture Zone (MFZ) subducts just south of the Arauco peninsula (38°S); the Challenger fracture zone (CFZ) -which separates two seafloor subsections of different ages ([Muller and Roest, 1997], Figure 3.13)- subducts in front of the Tongoy peninsula (30°S); the Nazca ridge subducts south of the Pisco peninsula (15°S) and the large Iquique Ridge (IqR) subducts in the North Chile gap (from 18 to 21 °S) (Figure 3.13).

This apparent correlation between morphologic features of the involved plates and the rupture zones of past earthquakes outlines a possible seismotectonic segmentation of the Chilean trench. However, no single physical parameter commonly invoked as controlling factor of subduction behavior (e.g. rheology and crustal faulting of the upper plate, depth of the continental Moho, bathymetry, age and density of the subducting plate, sediment or fluids amount, thermal variations) is sufficient to explain this segmentation pattern. This implies that the physical nature of the segments, their boundaries, interaction and behavior remain poorly understood.

3.2.3 GPS data compilation

Previous studies have attempted to quantify coupling on the subduction interface, as constrained from the surface deformation measured by GPS. Klotz *et al.* [2001] and Khazaradze [2003] assume 100% uniform locking and invert for depth variations of the locked zone only. Bevis *et al.* [2001] and Brooks [2003] use a 100% locked interface, fix the downdip extent of this locked zone and invert for the motion of an Andean sliver included in a 3-plate model. These previous studies, which use very large-scale networks with distances of ~ 100 km or more between GPS sites, lack the resolution necessary to resolve heterogeneous coupling on the subduction interface. These models show large residuals at many coastal sites (more than 10 mm/yr at some sites for Klotz *et al.* [2001] and more than 5 mm/yr for Bevis *et al.* [2001]). This reveals short-scale lateral variations of the coupling coefficient that were yet underlined by previous local studies [Ruegg *et al.*, 2009; Vigny *et al.*, 2009].

Here, we combine published French-Chilean measurements (LiA, International Associated Laboratory) in southern Chile [Ruegg *et al.*, 2009] with those of the SAGA [Klotz *et al.*, 2001; Khazaradze, 2003; Moreno *et al.*, 2008] and CAP [Bevis *et al.*, 2001; Kendrick *et al.*, 2001; Brooks, 2003] teams. We add to those data sets an extended and improved version of the French-Chilean central network data set originally published by Vigny *et al.* [2009] (see Auxiliary Material). We thus gather 263 horizontal GPS velocities into a single data set. Because the older data sets were published in various and sometimes unclear reference frames, we invert rotation poles for each data set to minimize the residuals between these solutions and values in the International Terrestrial Reference Frame (ITRF-2005) [Altamimi *et al.*, 2007] at common fiducial stations located on the Brazil-Argentina craton (see Auxiliary Material). Once all data sets have been rotated into ITRF-2005, we plot GPS horizontal velocities with respect to the South-American plate (as defined in the robust NNR-Nuvel1-A model [DeMets, 1994]) by applying a rotation pole of (25.4°S, 124.6°W, 0.11°/Myr, see Figure 3.15).

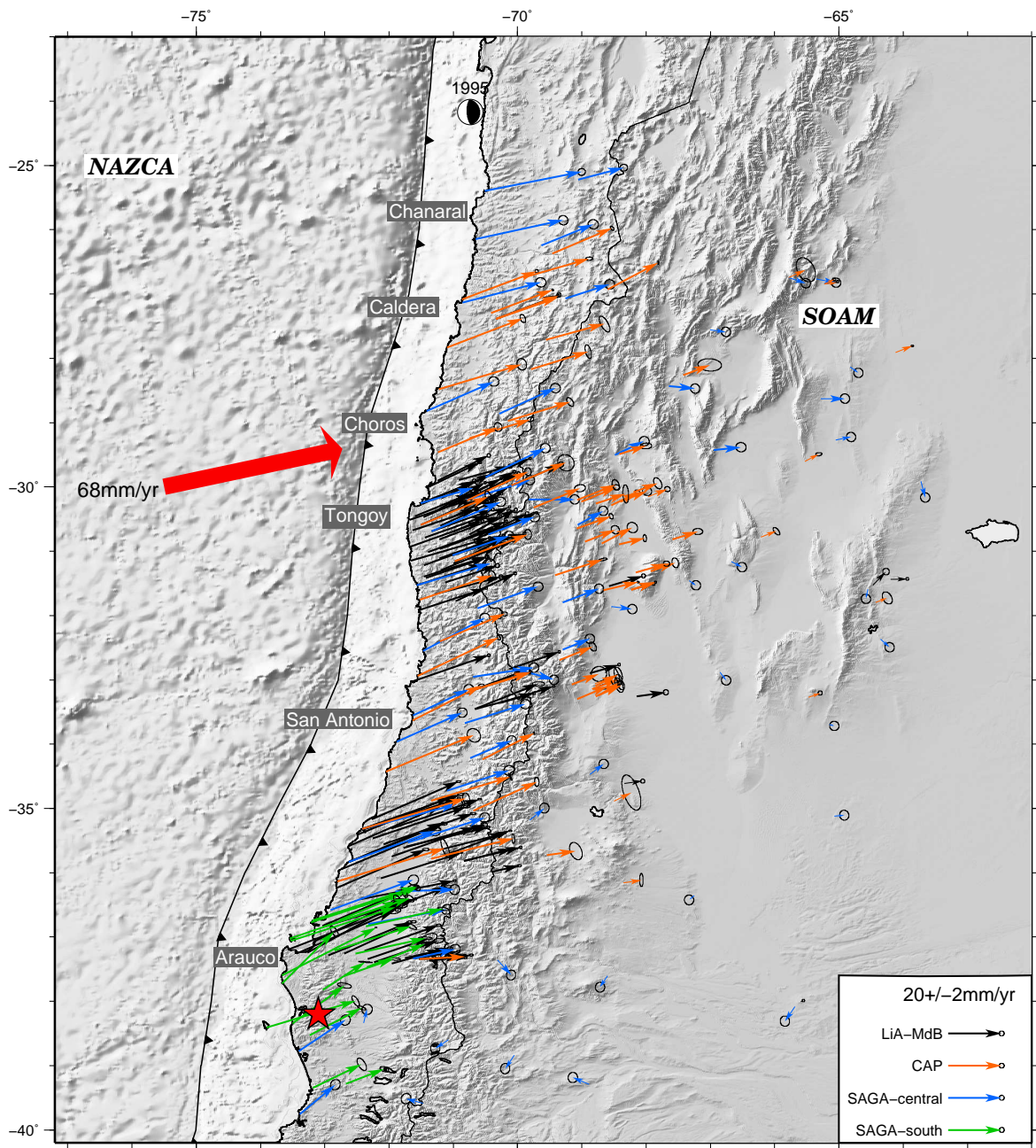


Figure 3.15: Final compiled data set of the upper-plate interseismic surface deformation relative to a fixed South-American plate defined by the NNR-Nuvel1A model. Different colors depict different data sets (detailed in table S3). LiA-MdB [Ruegg *et al.*, 2009; Vigny *et al.*, 2009]; CAP [Bevis *et al.*, 1999; Brooks, 2003]; SAGA-central [Khazaradze, 2003; Klotz *et al.*, 2001]; SAGA-south [Moreno *et al.*, 2008]. The hypocenter of the 1960 M_w 9.5 Valdivia earthquake is plotted as a red star. The CMT focal mechanism of the 1995 Antofagasta earthquake is plotted as a beach ball. The bold red arrow shows the Nazca plate convergence with respect to the stable South America (68 mm/yr). Major coastal features are named in gray rectangles.

We add to these horizontal velocities the vertical velocities from the French-Chilean southern network (LiA-MdB-South, [Ruegg *et al.*, 2009]). We complete this data set with vertical velocities obtained in the updated French-Chilean central data set (see Auxiliary Material). We discarded unreliable velocities based on the following criteria : velocities based on less than 2-year time span measurements, velocities with uncertainties larger than 5.5 mm/yr or with normalized RMS (Root Mean Square) greater than 1.7, unrealistically high velocities (uplift larger than 10 mm/yr for Andean sites), velocities from survey sites that differ significantly from those of nearby cGPS stations. The final vertical velocity field includes 81 sites (Figure 3.16 and table S1). These selected vertical velocities are consistent with the horizontal velocity field (see Auxiliary Material) and provide constraints for retrieving the downdip extent of the highly coupled zone [McCaffrey, 2002].

Uncertainties are difficult to estimate and previous works differ in the manner of doing so. Some give only 1σ formal values, or rescale formal uncertainties to a conservative a-priori value, while others use complex noise models. In order to balance the weights in our inversion, we scale the published uncertainties of each data set so that their associated χ^2 value is close to 1 in our best-fitting inversions (see Auxiliary Material and Modelling subsection). The vertical data uncertainties extracted from Ruegg *et al.* [2009] are also scaled up to a mean σ of 4mm/yr in order to take into account the realistic errors associated with vertical GPS measurements.

This compiled data set is limited to the south by the Arauco peninsula (38°S), south of which the deformation pattern is dominated by the postseismic rebound generated by the 1960 Valdivia earthquake [Moreno *et al.*, 2008]. To the north, our data set ends at the latitude of the Chañaral peninsula (24°S), north of which the deformation pattern is affected by the 1995 Antofagasta earthquake and associated postseismic processes. The pattern of interseismic deformation defined by our horizontal and vertical velocity fields changes from south to north in Central Chile. In particular, the “hinge line” (surface boundary between subsidence and uplift) is well constrained by the vertical data. South of 34°S, it is located 120 km from the trench (profiles b and c in Figure 3.16) and further north, it is offset 20 km closer to the trench in La Serena bay (30°S, profiles a1 and a2 in Figure 3.16). In addition, the horizontal deformation decreases by half from south to north (Figures 3.15 and 3.18). Together, these observations indicate along-strike variations of coupling.

3.2.4 Modelling strategy : from surface deformation to coupling distribution

During the interseismic phase of the seismic cycle, convergent plate motion generates elastic deformation in the upper plate. We invert measured interseismic surface deformation using the DEFNODE program developed by McCaffrey [2002], which is based on Okada [1985]’s solution for a buried dislocation in an elastic half space and on the “backslip” method [Savage, 1983]. The “best-model” is the coupling distribution that best reproduces the surface velocity fields, i.e the model that minimizes the reduced χ^2 value (see Auxiliary material). We fix the rigid rotation of the Nazca plate with respect to the South-American plate to the pole (55.9°N, 95.2°W, 0.610 °/My) published by Vigny *et al.* [2009], as it reconciles both the NNR-Nuvel1A and ITRF2005 relative poles.

The interseismic coupling coefficient Φ is defined by Hyndman *et al.* [1997] and McCaffrey [2002] so that :

$$V_{\text{interseismic}} = (1 - \Phi)V_{\text{convergence}},$$

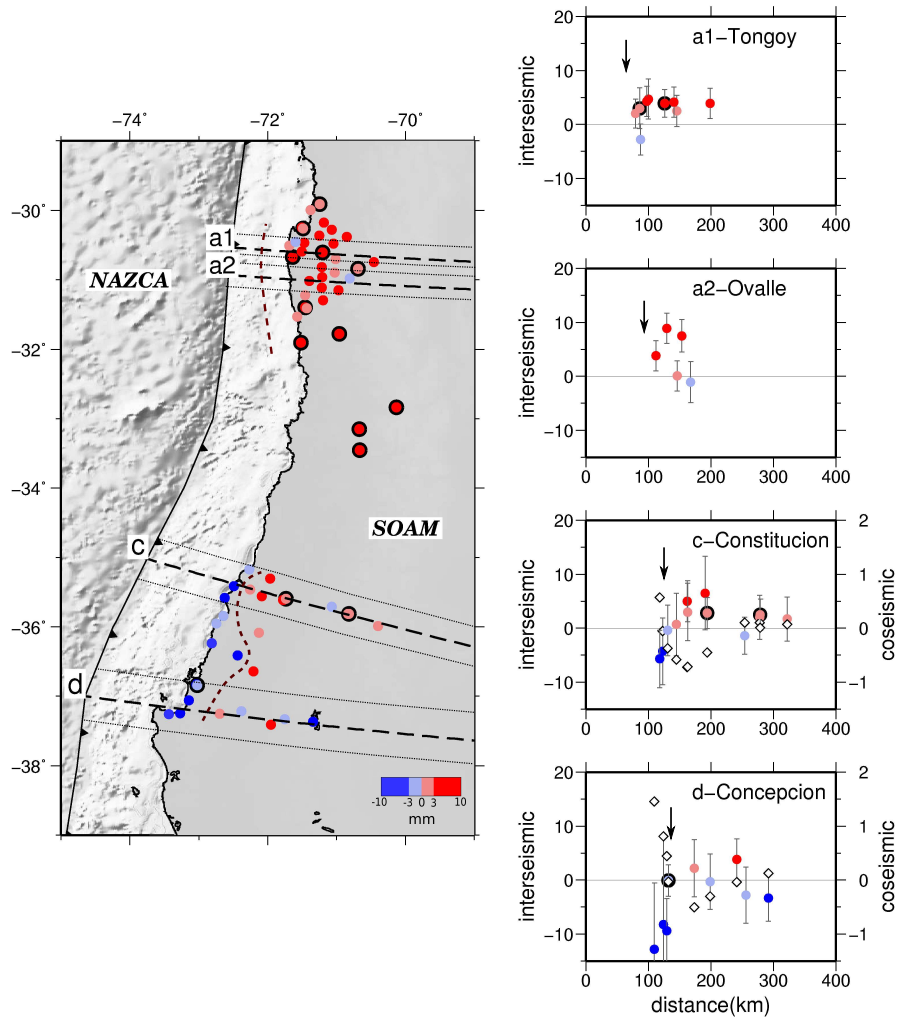


Figure 3.16: Left : vertical data set used in this study. Uplift (red) and subsidence (blue) amplitudes are color coded (mm/yr). Bold contoured dots are continuous cGPS stations. Dashed profiles and dotted rectangles underline the location of the 4 profiles plotted on the right panel. Brown dashed curves indicate probable location of the hinge line. Right : vertical deformation in mm/yr along the four profile lines plotted on the map (dashed lines). Tick marks : scaled uncertainties. Diamonds are coseismic vertical displacements in meters caused by the Maule earthquake on those profile lines. The black arrow indicates the probable location of the hinge line for each profile.

$V_{\text{interseismic}}$ being the interseismic slip rate of the interface and $V_{\text{convergence}}$ the plates convergence velocity. A 0% coupling coefficient stands for a freely creeping interface that accommodates the contemporary convergence by aseismic creep (via either steady creep or pulses of aseismic slip). On the contrary, a 100% coupling coefficient represents a locked interface that accommodates no motion during the current interseismic period and causes build-up of elastic strain in the surrounding lithosphere. Intermediate values for the coupling coefficient indicate complex zones that accommodate convergence by both seismic rupture and creep, or spatial heterogeneity of locked patches and creeping patches.

3.2.4.1 Interface geometry

The geometry of the subduction fault used in backslip models has a crucial impact on the pattern of upper-plate deformation. In Central Chile, the slab geometry has been constrained by microseismicity [Tichelaar, 1991; Pardo *et al.*, 2002], gravity measurements [Hackney *et al.*, 2006], seismic profiles [Bohm *et al.*, 2002; Asch *et al.*, 2006; Contreras-Reyes *et al.*, 2010], and tomography, leading to a compiled geometry proposed by Tassara *et al.* [2006]. Despite differences depending on the authors and methodology, some large-scale features are shared by all proposed geometries. The most striking feature is the abrupt change in slab geometry between the Maule gap area (from 40°S to 34°S), where the slab invariantly dips at 15°-18°, and the northern La Serena area (from 32.5°S to 24°S). In the latter area, some authors assume a complex geometry with an average slab dip of 20° until 100km depth followed by slab flattening [Pardo *et al.*, 2002; Tassara *et al.*, 2006; Hoffmann-Rothe *et al.*, 2006], and other authors assume a very low (10°) dipping slab [Vigny *et al.*, 2009].

In this study, we prescribe a slab geometry that is coherent with the geometry proposed by Tassara *et al.* [2006]. Our model is composed of a 15° dipping slab in the Maule gap area and of a 20° dipping plane in the La Serena area with flattening (10° dipping) beyond 100km depth (see Figure 3.18). We construct a three-dimensional smooth transition between the two zones with a across-dip grid step of 0.5° and an in-depth grid step of 7.5 km for the densest part of the grid. We do not take into account small perturbations induced by topographic and bathymetric effects. These may have significant effects on surface deformation near the trench where there are no measurements [Masterlark, 2003].

3.2.4.2 Spatial resolution and constraints on inversion

We conduct checkerboard tests to assess the resolution of our model (supplementary Figure S2) and determine the areas where the inverted coupling coefficient differs by more than 30% from the initial forward value (gray shaded areas in Figure 3.17). These unresolved areas correspond to low measurement-density zones like the offshore shallowest part of the slab (0 to 15 km depth), as the GPS data set is not able to discriminate between full locking or creeping near the trench (see Auxiliary Material and Figure 3.8). Coupling on the deepest parts of the plate interface (deeper than 80 km) is also poorly resolved because it generates only small-amplitude, long-wavelength variations of the surface deformation. Resolution decreases in the San Antonio area (between 33.5°S and 34.5°S) where the coast is far from the trench (~200 km) and north of the Caldera peninsula (27.5°S), where the GPS coverage is sparse. Everywhere else, the resolution is sufficient to retrieve complex coupling patterns. In general terms, this study has more resolution than previously published ones for several reasons : (i) we combine all available data for a total of 263 GPS vectors; (ii) the LiA-MdB central data set includes 30 continuous (cGPS) stations and 60 survey sites frequently remeasured (10 times over 5 years) with an average spacing of ~25 km; (iii) we use vertical displacements where they are reliable. Finally, in several specific areas where the coast comes very close to the trench (i.e., the Tongoy peninsula), the resolution is unusually good (see Auxiliary Material).

We propose in Figure 3.17 two coupling distributions that reasonably fit the data set, and we show alternative models in the Auxiliary Material. The first-order pattern of the data is captured by a very smoothed coupling distribution in which we impose a decrease of the coupling coefficient with depth (normalized RMS=2.15, see Figure 3.17(a-b)). The details of the data set are retrieved by our “best-model” where the constraint on variability of Φ is released

(normalized RMS=1.26, see Figure 3.17(c-d)). In the “first-order” model, we impose an along-strike roughness coefficient of $0.2/^\circ$ of latitude that decreases with depth in order to reduce numerical instabilities, whereas in our best-model, this roughness coefficient is equal to $0.7/^\circ$ of latitude (see Auxiliary Material). We estimate the uncertainty on the coupling distribution by calculating the variations of average coupling $\langle \Phi \rangle$ with latitude for every alternative model that reproduces the data with a nRMS lower than 1.5. This set of reasonable models draws an uncertainty envelope for both average coupling (Figure 3.20) and equivalent moment (Figure 3.21) of our preferred model.

3.2.5 Pattern of interseismic coupling

The first-order smoothed model presented in Figure 3.17-a captures the main trends of the coupling variations along trench and in depth. Nevertheless, westward systematic residuals remain, in particular in the Maule gap area. Near San Antonio (33.5°S) the coupling obtained in this first-order model is greater than shown by the data (residual arrows point toward the west, see Figure 3.17-b). On the contrary, along the coast between Arauco and San Antonio, this smoothed model underestimates the coupling (Figure 3.17-b). Those discrepancies are well illustrated in Figure 3.18 that shows the fit of this smoothed model to each velocity components on four profiles perpendicular to the trench (Concepción 37°S , Constitución 35°S , Los Vilos 33°S and Tongoy 30°S). The larger misfits are observed on the two southernmost profiles, in particular on the velocity components that are vertical and parallel to the trench. However, the data north of San Antonio (33.5°S) are well retrieved.

The GPS data set, and notably the vertical components, requires more abrupt changes in the coupling distribution. Our favorite model is less smoothed and allows for both along-strike and along-dip coupling variations (Figure 3.17-c). With the exception of the area south of Arauco (38°S) that is affected by post-seismic deformation of the 1960 earthquake, residuals are small (Nrms 1.26), below GPS formal uncertainties, and non-systematic (Figures 3.17 and S6). In this refined model, the three components of the velocities are well reproduced (Figure 3.18). Our results demonstrate that the upper-plate deformation in Central Chile can be modelled by coupling variations on the subduction interface. The implementation of an Andean sliver rigid block, as suggested by *Brooks* [2003], does not change the coupling distribution pattern. It neither improves the fit to the data (Nrms 1.28) nor reduces the residuals in the Andean and sub-Andean region. Thus the possible sliver motion is not resolvable with the available GPS data.

The robust feature shared by both models, and by many alternative models presented in Auxiliary Material, is the decrease of the coupling coefficient associated with the narrowing of the coupled zone from South to North, with a minimum in the La Serena bay, where coupling no longer exceeds 60%. Our preferred coupling model (Figures 3.17 and 3.19) shows that the highly coupled zone ($\Phi > 70\%$) is generally well developed, though discontinuous, along the subduction interface. We identify three segments where coupling is intense and one segment where postseismic rebound still occurs. **(1)** The Valdivia segment that starts south of the Arauco peninsula (38°S) is still experiencing the postseismic deformation caused by the 1960 9.5 event [*Wang et al.*, 2007; *Moreno et al.*, 2008]. **(2)** The Maule segment that spreads from the Arauco peninsula (38°S) to the San Antonio bay (33.5°S) is characterized by a highly coupled zone that extends down to 45 km depth. **(3)** The Metropolitan segment, where the highly coupled zone narrows and where the coupling vanishes at 30 km depth, extends from San Antonio bay (33.5°S) to the Tongoy peninsula (30°S). **(4)** The smaller Atacama segment extends from the Choros

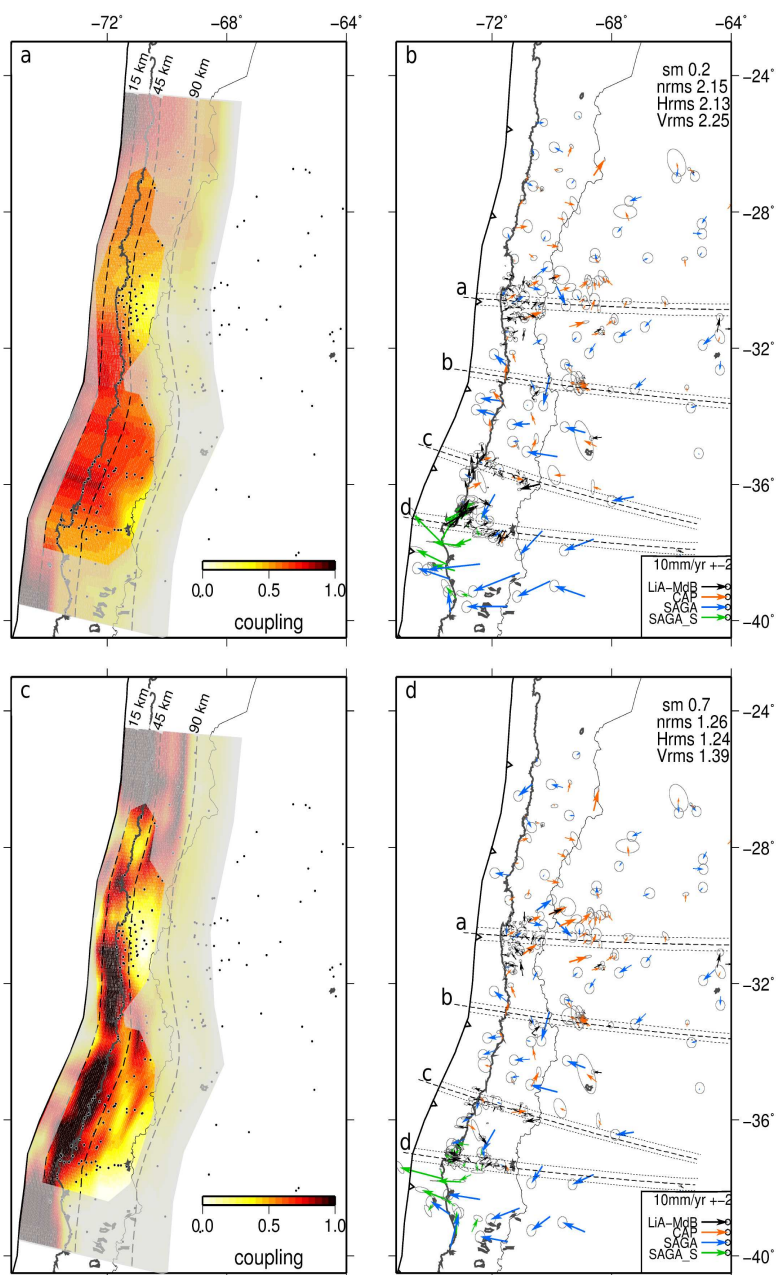


Figure 3.17: Coupling distributions (left) and associated residuals (right) of the smoothed first-order model (a-b) and precise “best” model (c-d). Left : the coupling coefficient value (from 0% to 100%) is color-coded from white to black through yellow and red. Dashed curves are slab isodepths whose values are indicated at the northern end of the slab (km). Grayish areas are poorly resolved as defined by checkerboard tests (i.e. areas where the discrepancy between the initial checkerboard coupling distribution and the inverted one is greater than 30%). Black dots show the locations of GPS sites. Right : residuals relative to each data set (color coded as in Figure 3.15). Dashed black lines indicate the four profiles perpendicular to the trench presented in fig 3.18. They span a 20km width area around the profile line (dashed-dotted rectangles).

peninsula (29.2°S) to the Caldera peninsula (27.5°S) and is characterized by a very shallow highly locked zone that is confined between the trench and 20 km depth. These segments are bounded by narrow areas where the coupling coefficient decreases sharply and where the average coupling coefficient $\langle\Phi\rangle$ (calculated for the first 60 km of the subducting slab, see Figure 3.20) is lower than 60% : at 38°S (South of Arauco peninsula), at 33.5°S (San Antonio bay), 30°S (La Serena bay, between Tongoy and Choros peninsulas) and 27.5°S (Caldera peninsula).

The extent of the downdip transition zone, where coupling is lower than 70% and decreases with depth, also varies along-strike (roughly following the shape of the locked zone). It spreads down to 60 km in the Maule segment (from 38°S to 33.5°S) and down to 90 km (although it is poorly resolved) in the Choros to Caldera area (29.2°S to 27.5°S). The downdip transition zone narrows from San Antonio to the Tongoy Peninsula (33.5°S to 30°S) and reaches the freely creeping zone at 45 km depth only. The downdip limit of the locked zone differs from the depth of the continental Moho (Figure 3.19) [Tassara *et al.*, 2006]. Except in the Tongoy peninsula where the coast is not far from the trench (~ 70 km) and the GPS coverage is dense, we have no resolution on the shallowest part of the slab (from surface to 15 km depth) where an upper transition zone may develop (Figure S2).

3.2.6 Discussion

3.2.6.1 Coupling segmentation and seismic behavior

Ruptures of historical large earthquakes in central Chile often stopped at intersegment areas characterized by low average coupling. They generally ruptured within the areas that are highly coupled during the interseismic period ($\Phi > 70\%$, Figures 3.14 and 3.19). The background seismicity recorded by the USGS since 1976 underlines changes in the rate and amount of moderate size earthquakes along the subduction zone. The seismicity complements the average coupling $\langle\Phi\rangle$ to define four different “coupled segments” (Figure 3.20). In the following, we jointly describe the interseismic coupling pattern of each segment and its seismic behavior.

- The Valdivia segment **(1)** ruptured entirely during the 1960 sequence [Plafker and Savage, 1970; Cifuentes, 1989]. Its northern limit appears to be the Arauco peninsula, a complex tectonic coastal feature, where the 1960 M_w 9.5 rupture and its M_w 8.4 foreshock nucleated, and where the Mocha Fracture Zone subducts. It is now affected by post-seismic processes following this major seismic event, and the measured deformation there reflects not only interseismic loading. We therefore refrain from any interpretation of the coupling pattern in this area.

- The Maule segment **(2)** ruptured almost entirely in 1835 (from 34.9°S to 38°S [Darwin, 1851; Lomnitz, 2004; Kelleher, 1972]) and completely during the Maule 27 February 2010 event (M_w 8.8) [Vigny *et al.*, 2011]. We find that this area was highly coupled, with a well developed locked zone going down to 45 km depth prior to the 2010 earthquake, similar to Ruegg *et al.* [2009] results. The average coupling was high ($>75\%$) in the Maule segment whereas very few moderate earthquakes occurred between 1976 and 2010 [Campos *et al.*, 2002] (Figure 3.20). The highly coupled zone ($\Phi > 100\%$) narrows below the Arauco peninsula, i.e. the southern boundary for this segment. The northern boundary, as visible in the coupling distribution (Figures 3.19, 3.20 and 3.21), is located at 33.5°S (San Antonio Bay) and corresponds to a low average coupling area. This limit corresponds to the northern extent of the 2010 Maule earthquake (Figure 3.21-a).

- The Metropolitan segment **(3)** shows a more complex behavior. Two $M_w \sim 8$ earthquakes occurred within this segment in 1943 and 1985 [Beck *et al.*, 1998; Comte *et al.*, 1986]. An earlier

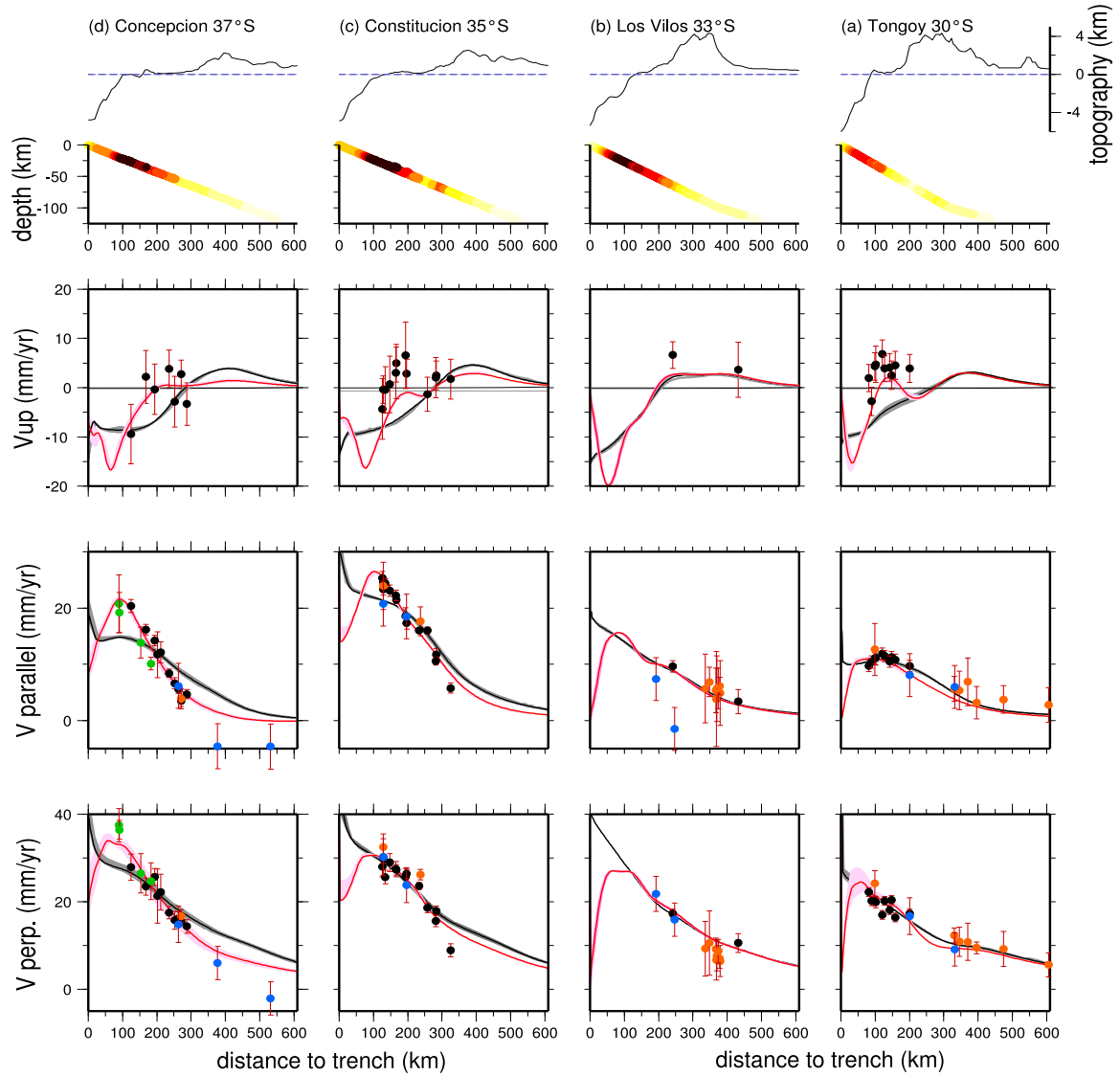


Figure 3.18: Fit of the smoothed first-order model (black curves) and of the second-order “best” model (pink-red curves) to the data on four 20km width trench-normal profiles shown on Figure 3.17. The calculated surface deformation (in mm/yr) is plotted against the distance to the trench (in km). Because the trench is roughly North-South oriented, an increase of the “parallel to the trench” component indicates more northerly motion, while the “perpendicular to the trench” component is positive landward. The pink and gray shaded areas around the red and black plain line represent the lateral variability of the deformation of our favorite model and the first-order smooth model respectively along those 20km wide profiles. Different colors depicts different data sets (see legend of Figure 3.15) plotted with their rescaled uncertainty (red tick marks). The topography (in km) and the variation with depth (in km) of the coupling coefficient in our second-order “best-model” are plotted in the upper graphs. The color code for the coupling coefficient is identical to Figure 3.17.

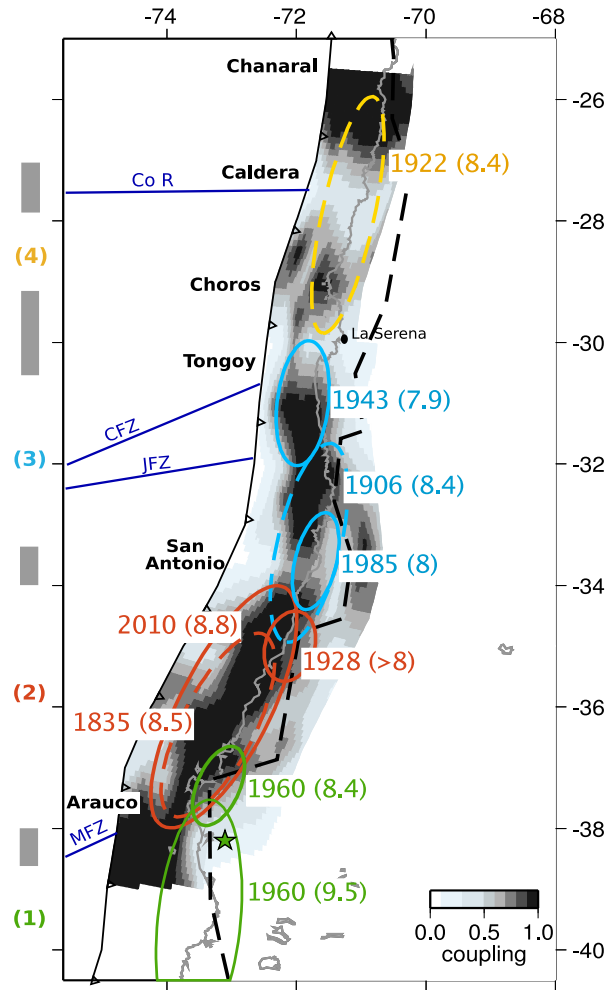


Figure 3.19: Coupling pattern and segmentation. Coupling distribution is color coded and superimposed by rupture zones of major instrumental or historical earthquakes (solid or dotted ellipses respectively). Dashed black line : intersubsection of the continental Moho with the plunging slab following *Tassara et al.* [2006]. Green star : epicenter of the 1960 M_w 9.5 earthquake (CMT). Coloured ellipses depict rupture zones of major historical earthquakes that are well (solid line) or poorly (dashed line) resolved. Their color code corresponds to the segment they broke. Those segments are numbered on the left : (1) Valdivia segment (green), (2) Maule segment (red), (3) Metropolitan segment (blue), (4) Atacama segment (yellow). Grey rectangles : intersegment zones. Names of peculiar coastal features are indicated. Dark blue solid lines : bathymetric features Co R-Copiapo ridge, CFZ-Challenger fracture zone; JFR-Juan Fernandez Ridge; MFZ-Mocha Fracture Zone.

larger event (the poorly studied M_w 8.4 1906 Valparaiso earthquake) ruptured its southern part and may have crossed the San Antonio barrier to the south but failed to rupture a significant length to the north [Okal, 2005]. To first-order, $\langle \Phi \rangle$ slightly decreases from south to north of this segment as reflected in the strain decrease observed in Figures 3.15 and 3.18. The whole segment is characterized by an unusually high intermediate-magnitude seismicity rate. Part of this seismicity probably comes from the aftershock activity following the 1985 earthquake. More specifically, $\langle \Phi \rangle$ varies along this segment and exhibits two peaks of higher coupling that may suggest the existence of two smaller asperities (Figure 3.20). The southern asperity may have

ruptured during the 1985 and 1906 events while the northern asperity ruptured during the 1943 earthquake. This segment is affected by the subduction of two irregular bathymetric features, the Juan Fernandez ridge (JFR) and the Challenger fracture zone (CFZ) (see Figures 3.13 and 3.19). Both are correlated with a decrease of $\langle\Phi\rangle$ in Figure 3.20 : between the two small scale asperities at 32°S, and at the northern end of the segment at 30°S. The northern boundary for this segment is La Serena bay, bounded by the Tongoy and Choros peninsulas, where the average coupling is as low as 30%.

- The smaller Atacama segment (4) is much less constrained by the inversion due to sparse GPS networks. It is characterized by a narrow locked zone ($\langle\Phi\rangle > 70\%$). The seismic activity in this segment since 1976 is lower than in the Metropolitan segment but still higher than in the Maule seismic gap. Although poorly defined, this segment may end to the north at the Caldera peninsula at 27.5°S. It has probably been ruptured by the 1922 (M_w 8.4) earthquake that may have extended further north than the peninsula and therefore have broken more than a single segment (Figure 3.19).

Thus, in central Chile, interseismic loading since 1990 can be described by four “coupled segments” ($\langle\Phi\rangle > 70\%$), each of them long enough to produce a $M_w \sim 9$ if they were fully locked (Figure 3.19). Those segments are bounded by low coupling areas ($\langle\Phi\rangle < 60\%$) that often correlate with distinct seismic behavior (a barrier to dynamic rupture propagation of major historical and instrumental earthquakes - $M_w > 7$) and with changes in the intermediate-magnitude seismicity rate.

3.2.6.2 Mechanical interpretation of the interseismic coupling coefficient

Recent publications relate the apparent coupling Φ to the spatial distribution of velocity-weakening and velocity-strengthening patches on the subduction interface [Kaneko *et al.*, 2010; Hetland and Simons, 2010]. According to these studies, the value of Φ depends on the number, size and spacing of velocity-weakening asperities.

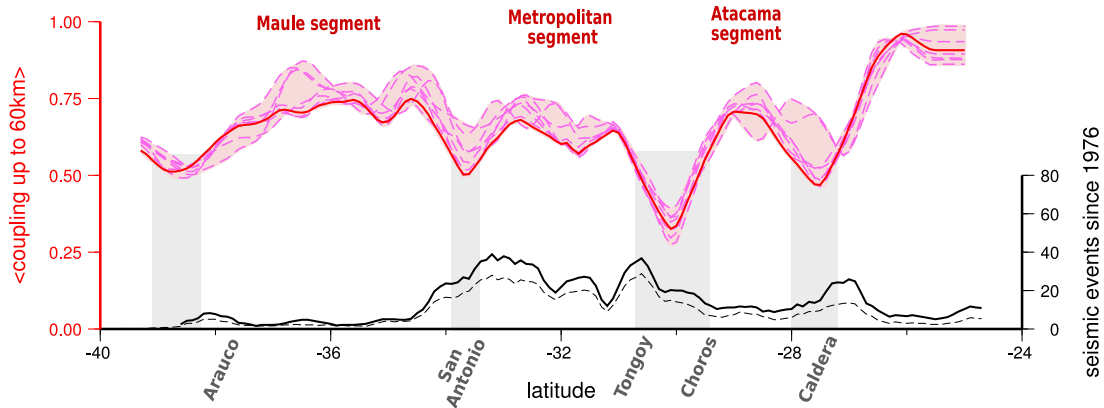


Figure 3.20: Average coupling coefficient versus latitude. $\langle\Phi\rangle$ is calculated for 0.2° sliding windows sampling the first 60km depth of the slab for our favorite model (red bold line) and a subset of alternative models that fit the data with a n_{rms} lower than 1.5 (dashed pink lines). The pink shaded area is the uncertainty zone of our favorite coupling distribution. Black lines indicate the number of earthquakes from the USGS catalog (1976-2009, crustal earthquakes excluded) : solid line = $M_w < 6.5$ events, $z < 60$ km; dashed line = $M_w < 5$ earthquakes. Grey shaded area are the intersegment zones that bound the four “coupling segments”.

To first-order, the highly locked zones ($\Phi > 70\%$, i.e close to full locking), can be interpreted as velocity-weakening asperities that may rupture during the coseismic phase, although small-scale velocity-strengthening areas may be hidden in the stress shadow of neighbouring velocity-weakening asperities. The intersegment areas, characterized by a lower apparent coupling coefficient, can reflect either a velocity-strengthening patch surrounded by two large velocity-weakening asperities (e.g [Kaneko *et al.*, 2010]), or a patchwork of very small scale velocity-weakening asperities that may produce small-magnitude seismicity surrounded by creep during the interseismic phase (e.g [Hetland and Simons, 2010]). Both scenarios involve a simple relationship between the amplitude of the apparent coupling coefficient and the spacing between neighbouring velocity-weakening asperities : the larger the spacing, the lower the coupling. We observe the same kind of relation in the Chilean case. In the large La Serena intersegment zone (between Tongoy and Choros peninsulas, see Figure 3.20) that extends over ~ 100 km along strike, $\langle \Phi \rangle$ decreases to 30% at the center of the barrier. Note that this is independent of the roughness coefficient applied to the inversion (Figure 3.20). In the Caldera intersegment area (about 80 km wide) it reaches 46%, and in the narrow San Antonio intersegment area (less than 50 km width) $\langle \Phi \rangle$ reaches 50% or more depending on the roughness coefficient used. Kaneko *et al.* [2010] also demonstrate that a wide velocity-strengthening area (between two velocity-weakening asperities) with low apparent coupling coefficient has a high probability of acting as a barrier to rupture propagation. The wider the area and the lower the apparent coupling, the higher this probability. This idea seems to match the historical seismicity of Chile reported since the 16th century (Figure 3.14). The widest intersegment area is the La Serena bay area (from Tongoy to Choros peninsulas), which stopped several major events (1730, 1819, 1880, 1922 and 1943 events), while no recorded event since the 16th century seems to have propagated through it (Figure 3.14). In contrast, the narrow San Antonio barrier that stopped the Maule event only stopped two historical earthquakes, in 1822 and 1851, while several major ruptures propagated through it (1730, 1647 and possibly 1906 events).

These four intersegment zones exhibit a rate of background seismicity (interplate or intraslab events) that is generally higher than in the coupled segments (Figure 3.20). This could be compatible with interfingering of velocity-strengthening patches (prone to creep) with small-scale stick-slip asperities that would be continuously charged by the surrounding interseismic creep. In this case, between large megathrust earthquakes, these low coupling areas may creep with an associated microseismicity rather than accumulate elastic deformation. Those barriers should be regarded as places where the subduction accommodates the convergence by a combination of intermediate magnitude seismic swarms and creep. However, so far, no transient creep pulses have been detected in those areas.

3.2.6.3 Tectonics of intersegment zones

The four intersegment zones defined in this work are often associated with coastal features like bays, peninsulas, or faulting of the continental crust and less often with subduction of bathymetric features such as fracture zones or topographic highs (Figures 3.13 and 3.19). A similar correlation has been made in other subduction zones : (i) in the Nazca-South America subduction, the Pisco peninsula where the Nazca ridge subducts, correlates with a decrease in interseismic coupling and with a zone that acts as a barrier for great earthquakes [Perfettini, 2005; Perfettini *et al.*, 2010]; (ii) in the Nankai trench, the Kii peninsula is associated with low coupling, with the subduction of an oceanic fracture zone, and correlates with a barrier for seismic events [Cummins *et al.*, 2002]; (iii) in the Sumatra subduction, Batu island correlates

with the subduction of the Investigator fracture zone and constitutes a very low coupling zone between two major asperities that can be considered as a barrier for several seismic events [Konca *et al.*, 2008].

Several mechanisms can be invoked to support such correlations. First, the subduction of major bathymetric features can modify the normal stress which in turn affects fluid pressure on the megathrust interface [Liu and Rice, 2005; Reyners and Eberhart-Phillips, 2009; Sparkes *et al.*, 2010], or modify the slab bending and fracturing of the plates in contact [Wang and Bilek, 2011]. Those effects can play an important role in the existence of the La Serena and Arauco barriers, where bathymetric features (CFZ and MFZ) subduct (Figures 3.13 and 3.19). Subduction of bathymetric features may be the primary factor, since the barriers seem to be the most efficient in this case. Second, geometrical complexities can damage the upper plate, generate crustal faults networks and affect the mechanical behavior of the interface [Armijo, 1990; Melnick *et al.*, 2009]. This may concern at least the Arauco peninsula and the Mejillones peninsula in North Chile (23°S) [Béjar-Pizarro *et al.*, 2010; Motagh *et al.*, 2010; Comte *et al.*, 2010]. Third, the change in obliquity of the trench may produce geometrical boundaries that affect rupture propagation. It is possible that those areas undergo a local accumulation of strain that cannot be released by typical subduction events for a certain amount of time.

3.2.6.4 From interseismic loading to seismic rupture and aseismic transient slip : the case of the Maule segment

Three lines of evidence suggested that the Maule segment was near failure before the 2010 event : (i) unusually low seismic activity since at least 1976 [Campos *et al.*, 2002], (ii) intense elastic deformation of the upper-plate revealing high coupling of the subduction interface [Ruegg *et al.*, 2009], (iii) and 175 years of latency since the last major earthquake with up to 12 m of accumulated slip deficit, assuming full coupling of the interface. The Maule rupture that occurred on February 27th 2010 (M_w 8.8), broke the area that was interseismically coupled with $\Phi > 70\%$ (see Figure 3.21 and [Vigny *et al.*, 2011]).

The patches of highest coseismic slip in the model of Vigny *et al.* [2011] correlate to zones of high coupling in our interseismic coupling model. Both ends of the rupture correspond to areas where the locked zone vanishes (San Antonio, 33.5°S) or narrows (south of Arauco peninsula, 38°S) and where both the average coupling coefficient and the amount of coseismic slip decrease (Figure 3.21). The lesser slip area (i.e. the area corresponding to a local coseismic slip minimum, from 36.2°S to 36.7°S) that separates the two main coseismic slip asperities (35°S and 37°S), does not appear in the coupling distribution. More specifically, the coseismic motion measured by GPS requires more than 15 m of coseismic slip in the shallowest zone of the interface where the resolution of our interseismic model is poor : it is therefore difficult to assert whether there is a correlation between coupling and coseismic slip in this area. One can therefore not rule out the hypothesis that this shallow coseismic slip may have been accumulated by elastic deformation during the interseismic phase.

The early post-seismic signal reported by Vigny *et al.* [2011] mostly occurred in the downdip transition zone (with a maximum slip of 0.6 m over 12 days) and at the northern end of the rupture. These two areas correspond to intermediate to low interseismic coupling zones where $\langle \Phi \rangle < 60\%$ (Figure 3.21). On the other hand, significant postseismic slip also occurred in the lesser coseismic slip region, where the apparent coupling is close to 100%.

Several important conclusions result from this comparison. First, as previously shown by Moreno *et al.* [2010] and to first-order, the latitudinal extension of high coupling zones ($\Phi >$

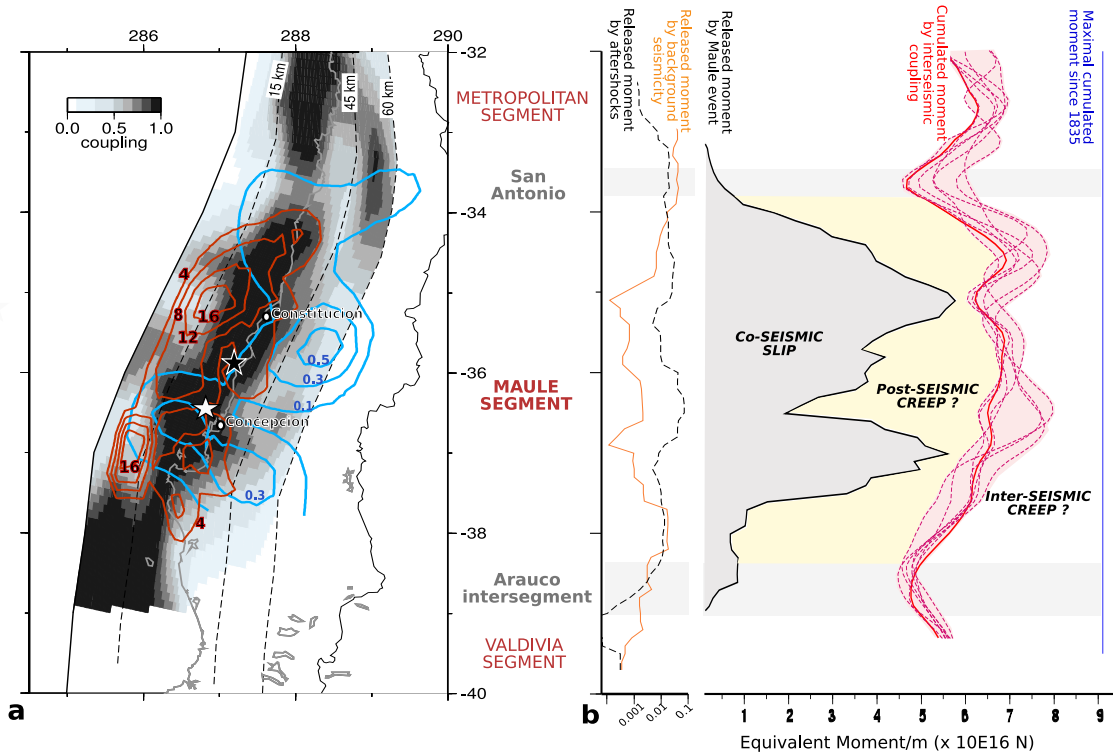


Figure 3.21: (a) Left : co-seismic slip distribution (4 m isoslip contour-lines in red) and postseismic rapid afterslip (0.2 m isoslip contour-lines in blue) [Vigny *et al.*, 2011], superimposed on our coupling distribution. White star : relocated epicenter [Vigny *et al.*, 2011]. Black star : NEIC-USGS epicenter. (b) Right : slip budget of the seismic cycle along the Maule segment (2). Moment scale is $\times 10^{16}$ N per meter of subduction. The released or cumulated moment is calculated for the first 232 km of the slab (i.e from 0 to 60 km depth for a 15° dipping slab). Blue line : maximal local moment accumulated since 1835; red plain curve : local moment accumulated by elastic deformation during the interseismic phase of the cycle (best model). Pink shaded area : uncertainty of our favorite coupling model. Black solid line : moment released by the Maule event [Vigny *et al.*, 2011]. Dashed black curve : moment released per subduction unit by the first month of aftershock, excepting the Pichilemu M_w 6.8 aftershock (USGS). Orange plain curve : moment released by the intermediate magnitude seismicity from 1990 until the Maule event. Grey shaded areas : intersegment zones.

70%) correlates well with the extent of the zones that experience significant slip during the co-seismic phase.

Second, intermediate coupling zones are correlated either along the trench and in depth, with zones that experience less coseismic slip and that could stop the dynamic rupture propagation. Third, those intermediate coupling zones experience significant postseismic transient slip.

Nevertheless, the correlation between highly coupled interseismic areas and high slip coseismic patches is far from perfect. The lesser slip area (from 36.2°S to 36.7°S) located between the two main coseismic slip asperities, experienced both coseismic slip and important postseismic afterslip and is a good example of this imperfection. Following *Hetland and Simons* [2010], we conclude that this area might be made of isolated velocity-strengthening patches surrounded by numerous velocity-weakening asperities. The former would appear artificially locked by the neighbouring velocity-weakening asperities and unable to creep during the interseismic period,

leading to an apparent coupling coefficient close to 100%. The rupture of the surrounding locked asperities would enable stress loading and result in triggered post-seismic creep [Hetland and Simons, 2010]. Such narrow areas located in the stress shadow of large locked asperities have been identified in the Sumatra trench after the Mentawai 2007 earthquake [Konca *et al.*, 2008], but also in the Peruvian part of the Nazca-South America subduction trench after the Pisco earthquake. There, Sladen *et al.* [2010] and Perfettini *et al.* [2010] showed that the zone of limited slip between the two major coseismic slip patches was not detected in the interseismic coupling distribution and appeared as an intermediate to high coupling zone.

Furthermore, the lesser-coseismic slip area in the Maule earthquake underwent a high rate of aftershocks in the first month following the main-shock corresponding to an important moment release (Figure 3.21), as previously observed in the case of the Pisco earthquake [Sladen *et al.*, 2010]. This area also experienced a M_w 6.8 earthquake that occurred on February 11th of 2011 and that is one of the largest aftershocks recorded for this earthquake. On the contrary, fewer aftershocks occurred within the main coseismic slip areas. The distribution of the moment released by aftershocks is thus consistent with the distribution of moment released by background seismicity during the interseismic loading phase (Figure 3.21). The moment released by seismicity is obtained assuming that the present seismicity rate (inferred over 30 years from the NEIC-USGS catalogue) has been constant since 1835. This correlation suggests that (i) the same small scale velocity-weakening asperities may rupture during both phases of the seismic cycle, (ii) the main coseismic asperities correspond to large velocity-weakening areas, and (iii) the lesser coseismic slip area in between is a patchy zone of the subduction interface composed of both velocity-weakening and velocity-strengthening patches that experience relatively more aftershocks and background seismicity than the neighbouring large velocity-weakening asperities that rupture during megathrust earthquakes only.

If the coupling were homogeneous and equal to 100% everywhere along the Maule segment, the cumulative moment over the entire interseismic period (from 1835 to 2010) would have been $\sim 4.0 \times 10^{22}$ Nm. Assuming that the coupling pattern deduced from 10 years of GPS measurement prevailed over this period, we find a reduced cumulated moment of 2.8×10^{22} Nm (i.e 70% of the fully locked cumulative moment). The remaining 30% should have been released mainly by aseismic creep while less than 1% was released by intermediate-magnitude seismicity during the interseismic period. This interseismic creep component is low compared to the estimates of Perfettini *et al.* [2010] in the Peru megathrust where it accounts for 41 to 62% of the long term interplate slip. Using the slip-distribution model for the Maule event of Vigny *et al.* [2011] we estimate the moment released by the coseismic rupture (Figure 3.21). The Maule main shock moment is 1.73×10^{22} N.m, implying that the coseismic rupture of the Maule segment released on average 60% of the cumulated moment caused by elastic strain accumulation during the interseismic period, while the contribution of aftershocks is negligible. In front of Constitución (35°S) and Concepción (37°S), the moment released by coseismic slip reaches $\sim 88\%$ of the accumulated moment during interseismic loading.

3.2.6.5 Conclusion

We demonstrate in this study that it is possible to fit the interseismic deformation pattern along the South-America and Nazca plate boundary in central Chile (38°S to 24°S), with a simple elastic model of a locked subduction interface with varying coupling, both along strike and dip. An important consequence is that neither secondary faults nor tectonic sliver are needed to explain the surface deformation field at these latitudes. Our data do not rule out their

existence, but imply that if they exist, the current GPS configuration can not detect them. The best model obtained for a simple geometry of the plate interface shows significant along-strike variations in the amount of coupling and extent of both the highly coupled zone and the downdip transition zone, as well as along-dip variations. Wide highly coupled areas (average coupling lower than 70%) separated by narrow zones of low coupling define four segments that correlate with the seismic history of central Chile. Narrow intersegment zones where the mean coupling is lower than 60% are associated with subduction of major bathymetric features (ridges or fracture zones), changes in thrust orientations and/or local continental fault systems associated with coastal peninsulas. The wider and the less coupled those intersegment zones are, the more likely they are to stop large earthquake ruptures.

The Maule segment, where the 27th February 2010 M_w 8.8 earthquake occurred, was one of these highly coupled areas. The lateral extent and downdip limit of the Maule's coseismic slip distribution correlate with the coupling pattern that prevailed there before the earthquake. At both ends, the rupture was stopped by the presence of low coupling areas. The rapid postseismic aseismic motion and major aftershocks following this event occurred preferentially in areas where the interseismic coupling was low. The analysis of this megathrust event and of the interseismic coupling distribution enables us to propose a first-order relation between the apparent kinematic coupling parameter and the mechanical behavior of the interface during the interseismic, coseismic and postseismic phases of the seismic cycle. This apparent coupling, Φ , can thus be regarded as a proxy for the spatial distribution of velocity-weakening and velocity-strengthening patches on the subduction plane that can be combined with detailed seismotectonic studies to help assess seismic hazard along subduction zones.

Acknowledgments

This work was performed in the frame of the French-Chilean LiA "Montessus de Ballore" with financial support of the ANR. We would like to thank R. McCaffrey for freely providing the DEFNODE code. Most Figures of this paper were generated using the free Generic Mapping Tools software (GMT). We would like to thank R. Madariaga, R. Armijo, P. Bernard and R. Grandin for constructive discussions, anonymous reviewers for a very thorough and constructive review, and the whole LIA team for its support. Special thanks to Wayne Crawford for his thorough editing of our paper. This is IPGP contribution 3268.

Annexes

3.2.7 Detail of GPS data set

3.2.7.1 New interseismic velocities

Since 2007, the french-chilean central Chile network described in details by *Vigny et al.* [2009] was remeasured 4 times at 6 months intervals (May 2007, December 2007, May 2008 and December 2008). Thus, surveys cover the period ranging from May 2004 to December 2008. Several sites have been added over the years, but most of the 33 sites have been surveyed 10 times over this 4 year-period. All sites of this network but 2 are equipped with bolts sealed in bedrock outcrops that enable direct antenna centering with sub-millimeter accuracy. They were all measured using a single type of Ashtech ZXtreme dual-frequency receivers equipped with the same type of antennae (Ashtech Geodetic IV). During all campaigns, at least four cGPS sites (LVIL and SLMC in the south and OVLL and TOLO in the north) were included. All survey sites were measured for at least three 12 to 24 hours sessions (often more).

We publish here an update of this network interseismic velocities including 5 new sites. Data processing was done using exactly the same procedure as described in *Vigny et al.* [2009]. We use GAMIT software to reduce 24-h sessions to daily estimates of station positions, using the ionosphere free L3 observable and fixing ambiguities to integer values whenever possible. We estimate one tropospheric vertical delay parameter per station every 3 h.

In the second step, we combine the daily solutions using the GLOBK software [*Herring, 2002*]. To define a consistent reference frame for all epochs, we include tracking data from a selection of permanent stations (19) in South America, some of them belonging to the IGS. Seven stations are within or very close to the deformation area, 10 more span the South-American craton in Brazil, Guyana and Argentina, and the remaining two sample the Nazca plate. We combine daily solutions using Helmert-like transformations to estimate translation, rotation, scale and Earth orientation parameters (polar motion and UT1 rotation via GLORG software). This stabilization procedure defines a reference frame by minimizing (in the least-square sense) the departure from a-priori values, here given by the International Terrestrial Reference Frame (ITRF) 2005 [*Altamimi et al., 2007*]. This procedure estimates the positions and velocities for a set of ten well-determined stations in and around our study area (BRAZ, FORT, KOUR, LPGS, RIOG, SANT, CHPI, CONZ, ISPA, GLPS). The misfit to these stabilization stations is 0.41mm in position and 2.4 mm/yr in velocity. This procedure leads to horizontal and vertical velocities defined in the ITRF2005. Then, we compute velocities relative to the South-American plate by using the angular velocity of this plate (25.4°S , 124.6°W , $0.11^{\circ}/\text{Myr}$) given in the NNR-Nuvel-1A model [*DeMets, 1994*].

The new velocities published in table 3.1 differ from the previously published ones by no more than 1-2 millimeters per year on each components. Opposite to *Vigny et al.* [2009], we decided to publish also vertical velocities to which we assign a 2σ uncertainty. To exclude noisy and incoherent velocities, we reject some of them based on the quality criteria detailed in section 3.1. This corresponds to average residuals greater than 3 times the average data uncertainties.

We used the GLRED software and procedures to estimate time-series for those vertical data. Time-series of four rejected and four accepted vertical velocities are plotted on figure 3.3 (see section 3.1).

SITE	Position		Velocity			Uncertainties			r
	Lon.	Lat.	Vlon	Vlat	Vup	σ_{lon}	σ_{lat}	σ_{up}	
AGUA	289.193	-30.982	21.91	6.16	-1.13	1.33	1.33	3.78	0.000
ANDA	288.930	-30.278	19.53	9.81	5.94	1.01	1.01	2.78	0.000
AZUL	300.119	-36.767	2.46	0.83	5.75	2.14	2.12	5.62	0.003
BSJL	288.662	-30.687	22.83	8.09	-3.94	1.22	1.22	3.5	-0.001
BTON*	288.513	-30.263	19.53	8.55	2.61	1.48	1.48	3.9	0.000
CENT	288.793	-30.962	21.84	7.97	8.92	1.01	1.01	2.82	0.000
CFAG*	291.767	-31.602	8.44	2.17	1.75	1.01	1.00	2.66	0.000
CHAN	288.972	-30.897	20.45	8.68	0.10	1.01	1.01	2.82	0.000
CHAP	289.500	-29.853	16.74	7.12	-	1.01	1.01	-	-0.001
CHIN	288.877	-31.488	19.43	6.32	-	1.70	1.70	-	0.004
CHIP	288.786	-31.115	24.00	8.58	5.61	1.08	1.08	2.98	0.000
CMBA*	289.001	-31.188	18.91	9.31	-	1.69	1.69	-	0.001
CMOR	289.204	-30.205	19.50	9.98	-	1.25	1.24	-	0.002
CNBA	288.542	-31.398	23.55	7.51	4.04	1.48	1.48	3.82	0.000
CNFL	288.711	-31.672	24.73	6.57	-	1.68	1.68	-	0.000
COGO	289.025	-31.153	21.93	7.64	7.55	1.07	1.07	2.98	0.000
CONS*	287.588	-35.331	35.96	11.74	-0.39	1.02	1.02	5.64	0.001
CONZ*	286.975	-36.844	34.50	10.45	-0.10	0.91	0.90	2.9	0.000
COPO*	289.662	-27.385	23.55	8.89	-	1.64	1.63	-	0.000
CORD	295.530	-31.528	4.85	5.06	-	2.72	2.67	-	0.001
CTAL	288.330	-30.929	27.01	9.59	-	1.14	1.13	-	0.000
DGF1*	289.338	-33.457	22.10	5.93	6.36	1.13	1.13	3	0.001
EALM	288.570	-31.413	22.83	7.68	1.31	1.08	1.08	3.08	0.001
EMAN	288.815	-30.175	18.49	9.04	3.61	1.01	1.01	2.8	0.000
EMAT*	288.337	-31.147	29.41	8.55	-	1.01	1.01	-	0.001
ESAU	288.316	-30.511	23.00	7.74	1.96	1.01	1.01	2.74	0.000
ESPI	288.545	-31.220	24.76	8.99	2.25	1.01	1.01	2.82	0.000
FUND	289.149	-30.383	17.27	9.35	4.53	1.01	1.01	2.86	0.000
HERA	288.621	-29.998	19.16	9.17	2.12	1.02	1.01	2.86	0.000
JUNT*	289.906	-29.977	18.42	7.78	-	2.23	2.18	-	0.000
LCAN	288.560	-30.789	23.40	8.30	-	1.08	1.08	-	0.000
LHCL	294.405	-38.003	1.02	0.35	3.73	1.03	1.03	3.02	0.000
LISL	288.989	-31.061	21.43	6.94	-	1.51	1.49	-	0.005
LMOL	289.542	-30.742	18.07	8.14	3.94	1.01	1.01	2.84	0.000
LPER	288.749	-30.365	17.93	10.32	6.88	1.01	1.01	2.82	0.000
LPGS	302.068	-34.907	1.62	1.22	4.00	0.87	0.87	2.92	0.000
LSCH*	288.754	-29.908	19.10	9.52	0.73	1.48	1.47	3.76	0.000
LVIL*	288.486	-31.909	24.61	8.03	3.19	1.01	1.01	2.72	0.000
MAUL*	289.179	-35.810	20.87	4.92	2.50	1.07	1.07	2.92	0.000
MECO	301.924	-29.185	3.83	1.07	6.45	1.48	1.47	3.78	-0.001

MPAT	288.987	-30.702	21.29	9.40	2.53	1.02	1.02	2.88	-0.001
MZAC*	291.124	-32.895	10.92	3.16	1.58	1.13	1.13	2.94	0.000
MZAE*	291.850	-33.255	10.98	1.48	3.63	2.11	2.11	5.58	0.000
MZAS*	291.665	-34.615	6.78	0.94	4.43	1.67	1.66	4.28	0.000
NIPA	288.534	-30.469	20.80	9.37	4.74	1.33	1.33	3.66	0.000
OVEJ	288.806	-31.293	21.38	8.81	6.76	1.01	1.01	2.84	0.000
OVLL*	288.796	-30.604	21.11	9.65	3.87	1.01	1.00	2.64	0.000
PACH	288.405	-30.457	21.01	8.60	-2.78	1.08	1.07	2.9	0.000
PEDR*	289.311	-30.839	20.09	10.20	0.99	1.48	1.48	3.94	0.000
PFRJ*	288.365	-30.675	23.90	7.97	3.01	1.48	1.48	3.82	0.000
PIDN	288.786	-30.815	22.74	8.61	4.27	1.01	1.01	2.88	0.000
POBR	288.496	-30.591	20.95	9.22	4.32	1.01	1.01	2.8	0.000
PORT*	289.870	-32.835	18.71	6.48	6.65	1.01	1.01	2.72	0.000
PTOM	288.428	-31.532	25.09	8.07	1.20	1.04	1.03	3.02	0.003
SANT*	289.331	-33.150	20.77	6.79	3.22	0.91	0.90	2.72	0.000
SGER	289.087	-29.892	19.19	5.16	-	1.68	1.68	-	-0.001
SJAV*	288.267	-35.595	30.68	7.24	2.84	1.07	1.07	2.92	0.000
SLMC*	289.037	-31.777	22.23	10.35	5.16	1.10	1.08	2.86	0.001
SPED	288.606	-31.015	23.80	8.60	3.81	1.01	1.01	2.78	0.000
TAHU	288.958	-30.477	18.97	8.86	4.11	1.01	1.01	2.82	0.000
TOLO*	289.194	-30.170	18.17	9.71	-	1.13	1.13	-	0.000
TONG	288.498	-30.249	20.93	8.42	3.84	1.10	1.09	3.22	0.009
TUCU	294.770	-26.843	5.10	0.89	-1.53	1.00	1.00	2.56	0.000
UCOR	295.806	-31.435	6.19	0.10	1.60	1.13	1.13	3.24	0.001
UNRO	299.372	-32.959	2.82	1.15	6.62	1.14	1.13	3	0.001
UNSJ	291.423	-31.541	12.86	3.78	0.41	1.66	1.66	4.12	0.000
VALN*	288.365	-33.028	28.48	9.82	-	1.14	1.13	-	0.001
VARI	289.250	-30.741	17.30	9.25	-	1.33	1.33	-	0.000
VBCA	297.731	-38.701	3.67	1.50	4.08	1.16	1.15	3.22	0.001
VNEV*	289.751	-33.354	19.50	6.15	-	1.01	1.01	-	0.000
ANTC*	288.468	-37.339	15.90	0.74	2.72	1.02	1.02	2.9	0.001

Table 3.1: Horizontal and vertical velocities in mm/yr obtained from our own calculation on LiA-Central network measured from May 2004 to December 2008. Those velocities are relative to the fixed South America reference frame defined by NNR-Nuvel1A. Sites marked with star are permanent stations.

3.2.7.2 Combination of previously published horizontal data sets

We present in table 3.2 the previously published data sets in the Central Chile area that we combine in this study in one single coherent data set. As explained in further details in section 3.1, we decide to rotate the compiled data-set in the well known NNR-NUVEL1A South American fixed reference frame defined by the SOAM rotation pole (25.4°S, 124.6°W, 0.11°/Myr [DeMets, 1994]). Data-sets published in this NNR-Nuvel1A reference frame [Ruegg *et al.*, 2009] and [this study] are used as reference and we compute the difference between these and the other data-sets at common points. For each data-set, we invert for the rotation pole that minimizes the residuals at 4 fiducial stations at least, and apply it to the data (see details of the inversion

and rotation in table 3.3). Unfortunately, we lack common measurements at fiducial stations for the SAGA-Central-2 data-set [Khazaradze, 2003]. We use the residuals between the LiA-MdB-Central [*this study*] and the SAGA-Central-2 velocities at four pairs of very close stations to invert for the rotation pole (i.e LCHU/AR90, ZAHU/AR70, PATI/CO50 and TOPI/TO10).

Set	Reference	Time span	Area	ITRF	Reference frame	$\langle\sigma\rangle$	obs.
CAP-South	[Brooks, 2003]	93-01	26-36°S	97	SOAM GPS1	3.2	68
CAP-North	[Bevis et al., 1999]	93-97	10-40°S	97	SOAM GPS2	1.5	6
SAGA-Central-1	[Klotz et al., 2001]	94-96	22-42°S	97	SOAM GPS3	3.9	66
SAGA-Central-2	[Khazaradze, 2003]	94-97	17-42°S	97	SOAM GPS4	2.9	2
SAGA-South	[Moreno et al., 2008]	02-07	36-39°S	00	ITRF00	3.0	19
LiA-MdB-South	[Ruegg et al., 2009]	96-02	35-37°S	05	SOAM N1A	1.8	37
LiA-MdB-Central	[<i>this study</i>]	04-08	30-32°S	05	SOAM N1A	1.2	71

Table 3.2: Previously published data-sets used in our global compilation. The time span corresponds to the measurement period, the ITRF and reference frame columns correspond to the ITRF used in the calculation process and to the reference frame in which the data were effectively published respectively. “SOAM GPSX” means that authors published their data in an unclear South America-fixed reference frame formed by minimization procedure of fiducial cratonic stations, whereas “SOAM N1A” is the Nuvel1A model inspired reference frame defined by [DeMets, 1994] using the “no net rotation” hypothesis. The SAGA-South data-set was published in an unspecified SOAM reference frame, but the authors provided us with the ITRF00 solution. The mean uncertainty after scaling up for modelling purpose is indicated and last column presents the number of observation points in central Chile (40 to 24° S) for each data-set.

Set	Minimized stations	Applied pole lat-lon-° /Myr	mean residual mm/yr
CAP-South	TUCU-COPO-CFAG-SANR	-48.53, -31.90, 0.04	0.13
CAP-North	FORT-SANT-KOUR-LHCL-COPO CFAG-TUCU-BRAZ-LPGS	-46.19, 42.42, 0.026	0.17
SAGA-Central-1	BSJL-CONS-LISL-CMOR MAUL-PTOM-TONG	-36.57, -68.85, 0.50	0.28
SAGA-Central-2	LCHU/AR90-ZAHU/AR70 PATI/CO50-TOPI/TO10	7.16, 104.4, 0.36	0.24
SAGA-South	-	-25.4, -124.6, 0.11	-

Table 3.3: Rotation applied to individual data-sets to map them in the same reference frame. Data-sets, name of stations used to infer the rotation, position (deg) and angular velocities (°/Myr) of applied rotations, average residual (mm/yr) computed over the minimization stations, are presented there. The pairs of stations indicated for the rotation of the SAGA-North set are close enough to make the reasonable assumption that their velocities must be the same (supposing that the interseismic loading rate is constant).

While most of the data-sets are compatible, this work underlies some inherent discrepancies between the SAGA data-set and the other data-sets : the SAGA velocity field is coherent with the other sets near the coast but not in the intermediate to far-field area where the SAGA

velocities are systematically lower (up to ~ 5 mm/yr in some places, see figure 3.18). In other words, the gradient of deformation is larger in the SAGA set than in any other one. This observation could result either from the data processing, definition of the SOAM referential used in [Klotz *et al.*, 2001; Khazaradze, 2003], scaling issues, or less probably from a tectonic behavior. We did not find any rigid rotation that enables the original data-set to become fully coherent with the other studies.

SITE	Position		Velocity	Uncertainties
	Lon.	Lat.	Vup	σ_{up}
BAT0	288.038	-35.307	4.98	1.28
CAP0	286.728	-37.245	-8.24	5.27
CHL0	287.795	-36.639	7.16	2.34
CLM0	287.188	-36.236	-13.90	1.78
CO20	287.509	-35.412	-4.34	2.06
CO40	287.374	-35.586	-5.65	1.78
CO70	287.361	-35.843	-2.74	1.92
CO80	287.256	-35.949	-2.77	2.18
CT20	287.745	-35.464	0.68	1.92
CT30	287.914	-35.558	3.05	1.75
CT40	288.223	-35.616	6.55	2.25
CT60	288.931	-35.709	-1.36	1.15
CT70	289.166	-35.815	2.04	1.35
CT80	289.601	-35.991	1.74	1.35
LAJ0	287.303	-37.255	2.18	1.78
LLA0	288.656	-37.369	-3.33	1.44
LTA0	286.858	-37.059	-9.44	2.01
MIR0	288.250	-37.330	-2.82	1.72
MRC0	288.045	-37.411	3.84	1.28
NIN0	287.563	-36.410	-7.27	1.16
PTU0	287.731	-35.172	-0.43	1.58
PUN0	288.043	-35.750	-1.87	0.98
QLA0	287.875	-36.085	1.74	0.85
RAQ0	286.564	-37.256	-12.80	4.10
SANT	289.331	-33.150	2.39	0.71
SLT0	287.616	-37.216	-0.33	1.70
UCO0	286.965	-36.829	-5.80	3.17

Table 3.4: Vertical velocities (in mm/yr) on the LiA South network that were published in *Ruegg et al.* [2009]. We excluded several sites on different criteria to enhance the robustness of the data set. Uncertainties are original published uncertainties, before scaling procedure.

3.2.7.3 Vertical velocities

Because vertical motion measured by GPS are usually less precisely determined than horizontal velocities (see section 3.1), most studies refrain from publishing campaign-mode vertical velocities, with the notable exception of *Ruegg et al.* [2009]. We use in this study a subset of those published velocities based on several quality criteria that are extensively detailed in section

3.1. This way, only six velocities were excluded from the original data set, and the final set is presented in table 3.4.

3.2.8 Technical choices for modeling

3.2.8.1 Weighting of data sets

The inversion procedure is conducted using 620 independent observations to determine 420 parameters (coupling on nodes). In order to get for every data-set a nRMS value close to their average uncertainty, we “scaled up” the CAP, SAGA and LiA-MdB-south data-set uncertainties. To do so, we multiply their published uncertainties by a scaling factor detailed in table 3.5. The formal uncertainties of *Ruegg et al.* [2009] vertical velocities were increased by a factor of 3. This leads to reasonable χ^2 values in our favorite model (close to 1).

We plot on figure 3.22 the orientation and amplitude of the residuals produced by our best model on each data set. This procedure enable us to detect if systematic residuals exist in either one data set alone (which weight in the inversion should thus be decreased), or in the whole combined data set. Here, this weighted procedure conducts to no systematic residuals, but the largest ones are observed for the SAGA data-sets, either due to postseismic motion for the SAGA-south data-set, or to partial incompatibility with other data-sets (see section 3.2.7).

3.2.8.2 Spatial resolution and constraints on the inversion

We estimate the resolution of our inversion with checkerboard tests, with or without random noise added to the synthetic data-set, and with or without roughness coefficient imposed (figure 3.6). We have no resolution for the shallowest part of the interface (from 0 to 15 km depth) except in the La Serena area (30°S) where the distance between the coast and the trench is ~ 70 km and allows for better insight of the shallow interface. We also conducted inversions forcing the shallow interface to be 100% coupled (figure 3.8). In these tests, if the interface is locked down to 7 km depth or less (figures 3.8-1 and 2), the coupling distributions reproduce the data with good RMS (lower than 1.5) and depict the same lateral variations than in our favorite model. If the interface is locked down to 15 km or deeper (figures 3.8-3 and 4), the normalized RMS increases significantly and the residuals are pointing westward in a systematic way, notably in the La Serena area. This implies that in general we are not able to conclude whether the shallow interface (down to 15 km depth) is locked during the interseismic loading or is freely creeping. In the La Serena area (30°S), the vicinity between the trench and the coast

Set	scaling factor	rescaled $\langle \sigma \rangle$
CAP-South	4	3.2
CAP-North	3	1.5
SAGA-Central-1	1	3.9
SAGA-Central-2	2	2.9
LiA-MdB-South	3	1.8
LiA-MdB-North	1	1.2

Table 3.5: Details of the rescaling procedure. Data-sets (first column), applied scaling coefficient f (second column), average σ after rescaling in mm/yr (third column).

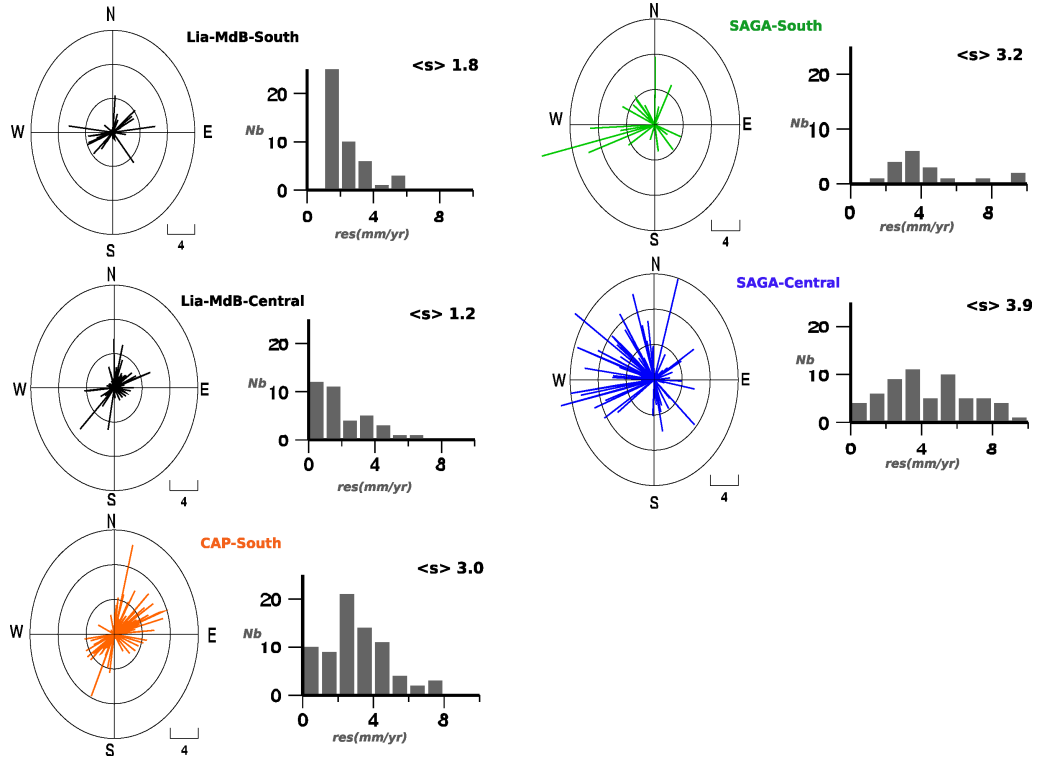


Figure 3.22: Detailed analysis of residuals. For each data-set, wind roses depict amplitude and orientation, histograms depict residuals distributions (scale is in mm/yr). The average uncertainty of each data-set after uncertainty rescaling is indicated by the $\langle s \rangle$ value plotted in the upper right corner of the graphs.

(70 km locally) and the high density of our measurements increase the resolution up to ~ 10 km depth. Deepest parts of the interface are homogeneously unresolved (more than 80 km depth).

As suggested by *McCaffrey* [2002] to avoid lateral effects, we impose a similar coupling value for the last two nodes at both fault ends and we fix the deepest line of nodes to a zero coupling value. We minimize the numerical instabilities by introducing an along strike roughness coefficient of $0.7/^\circ$ for the surface nodes (i.e. the coupling value between nodes distant of 111 km is not allowed to differ by more than 0.7) which decreases indepth linearly towards a 0 roughness for the deepest nodes (120 km depth). We chose this roughness value as it yields the best compromise between smoothing and RMS (see insert in figure 3.24), i.e highest roughness values don't yield significant improvement of the fit. Imposing this along strike and along dip smoothing leads to an overall underestimate of the amount of coupling due to the softening of sharp contrasts, but the general pattern is reasonably well retrieved (see figure 3.6). Furthermore, the decrease of the roughness coefficient with depth does not allow for sharp lateral variations at depth greater than 60 km.

3.2.9 Alternative models

3.2.9.1 Inversion without vertical data

We present in supplementary figure 3.23 the coupling distribution obtained without including the vertical data in the inversion, and the fit of the predicted deformation to these vertical data on four profile lines. The interseismic coupling pattern is very similar to the one determined in our “best-model” presented in figure 3.17-c (which uses the vertical data), and the fit to the horizontal data is good (hrms 1.2). This coupling distribution yields a good fit to the vertical data set, except in the Tongoy area where it underestimates the observed surrection. Thus, we are confident that those vertical velocities are fully coherent with the horizontal ones and impose few additional constrains on the inversion.

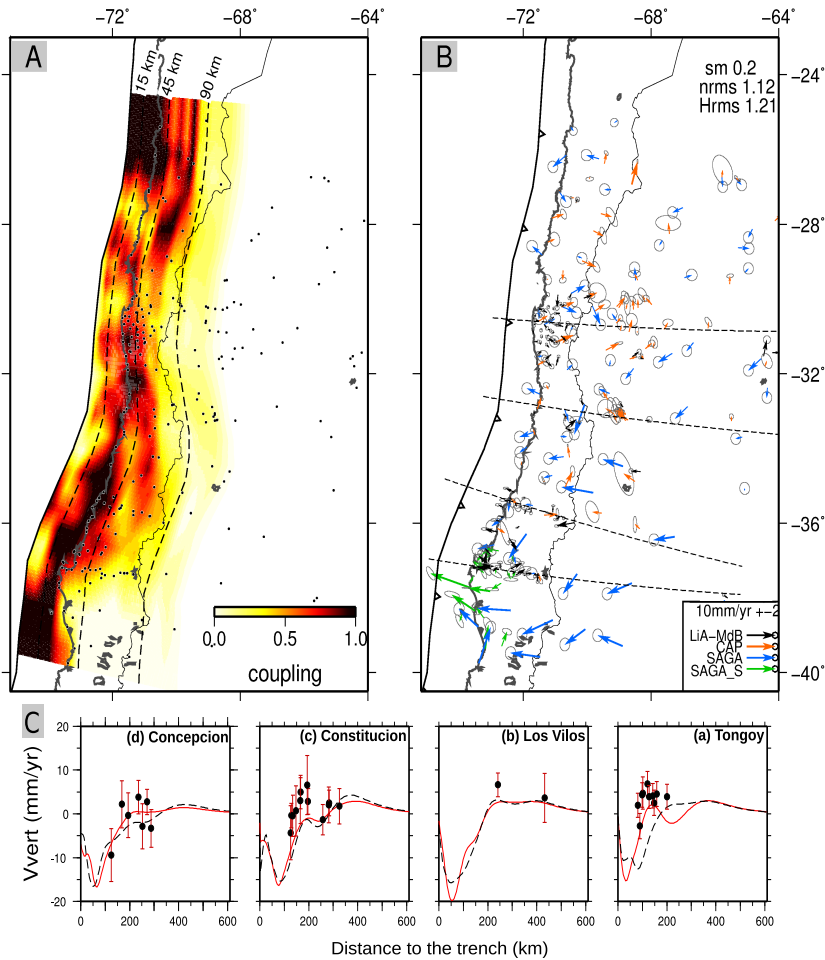


Figure 3.23: Coupling distribution obtained by the inversion of horizontal GPS data only (A) and associated residuals (B) with a smoothing coefficient of 0.7. The fit of this model to the vertical data set is plotted along four profile lines (dark dotted line in C) against with the surface deformation predicted by our “best-fit” model including the vertical data in the inversion (red plain line in C). Profil width is 20km.

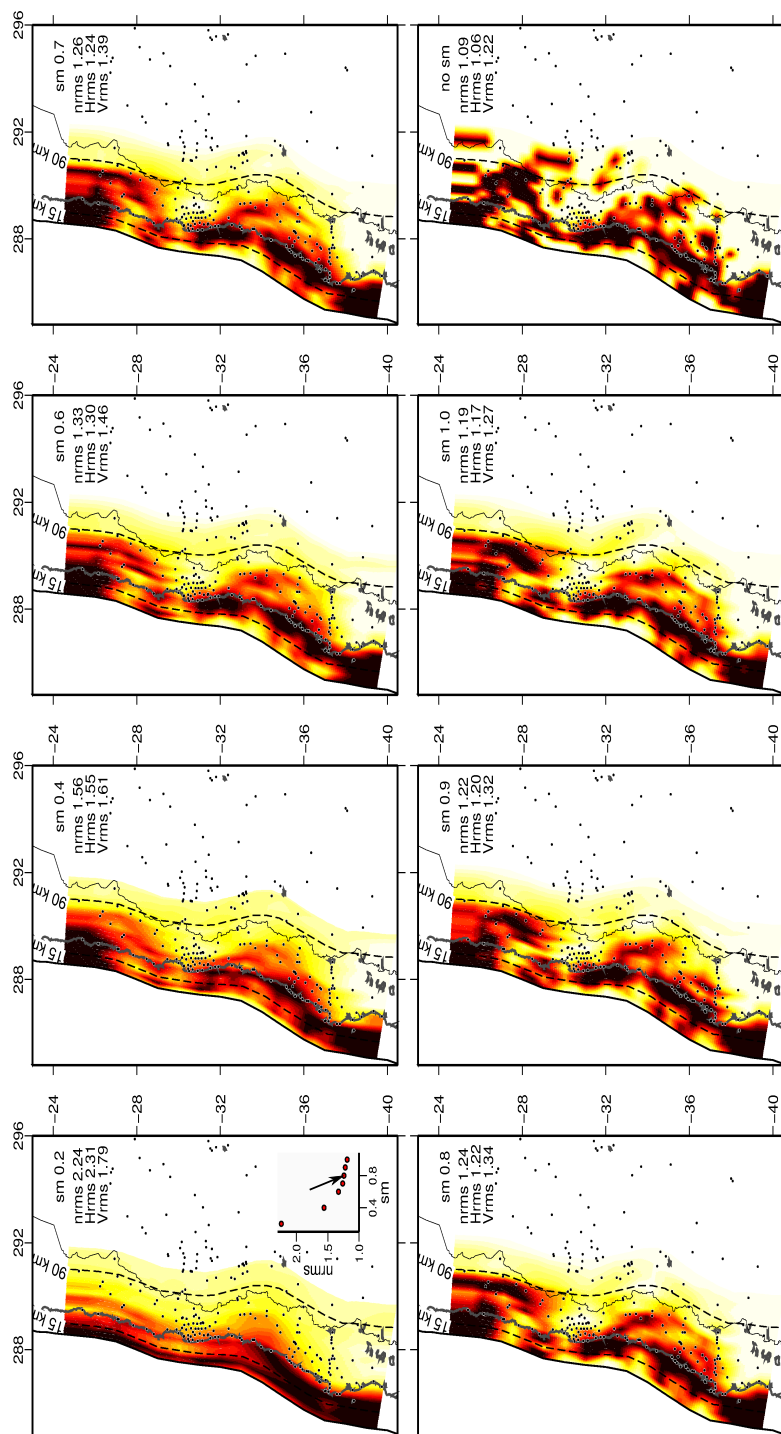


Figure 3.24: Coupling patterns inverted using different roughness values. Coupling is color coded as in figure 3.17 and dashed curves are isodepth of the plunging slab. The roughness value, the whole root mean square (Nrms), the root mean square on horizontal data (Hrms) and on vertical data (Vrms) are indicated in the upper right corner of each plot. We plot the variations of Nrms with roughness in the bottom right corner of the smoothest inversion. The model with roughness coefficient 0.7 is the preferred model also shown in figure 3.17.

3.2.9.2 Inversions with varying constrains

The physical meaning of a low coupled updip transition zone is still debated [McCaffrey, 2002; Wang and Dixon, 2004a; Lay and Schwartz, 2004; Wang and Dixon, 2004b]. This is mostly due to the fact that anywhere on Earth, the distance between the trench and the coast is too large (more than 70 km) and prevents us to have sufficient resolution to image the shallow interface (from surface to 15 km depth). Thus, several modelling strategies were used in previous studies : most of them fix the shallowest part of the interface to a coupling coefficient of 100%, whereas McCaffrey [2002] and Wallace *et al.* [2004] proposed to force the coupling coefficient to decrease with depth (“ddc” or down-dip decrease option implemented in DEFNODE). In this study, we chose to present in the main text a very smoothed first-order model in which we used the down-dip decrease constraint, side by side with our favorite model in which neither the amplitude of the shallow coupling nor its downdip variation was constrained (figure 3.17). Here, we present alternative models that reproduce reasonably the data set and that include a-priori constraints on the coupling of the shallow interface. Among those models, those which reproduce the data with a normalized RMS lower than 1.5 were used to characterized the latitudinal variations of the average coupling coefficient presented in figure 3.20. All together, they show similar pattern and define the large scale variations of the coupling coefficient along Central Chile.

First, we conduct inversions in which coupling is artificially set to 100% for the shallowest nodes of the grid (figure 3.8 in section 3.1). When the shallow locked zone extent down to 7 km depth or less (figure 3.8-1 and 2), the fit to the whole data set is good and the normalized RMS is lower than 1.5. The robust features of our favorite model are persistent in those models : the coupling distribution is again characterized by four segments and associated intersegments.

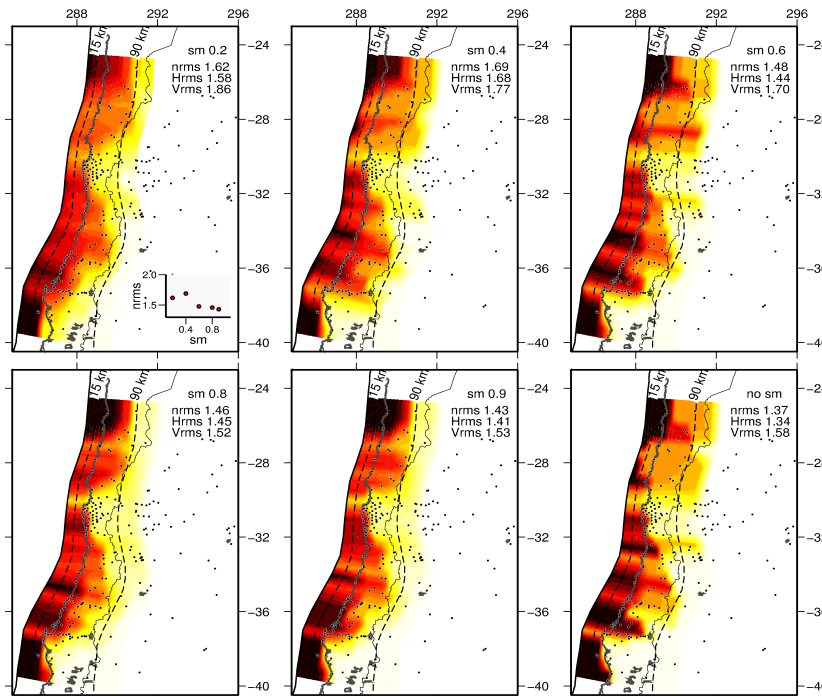


Figure 3.25: Same than figure 3.24 but for inversions made with the down-dip decrease constrain on the coupling values.

Second, we tested the effect of changing the initial value of the roughness coefficient apply to the coupling distribution (see figure 3.24). Finally, we tested the effect of imposing a downdip decrease in coupling coefficient as suggested by *McCaffrey* [2002] and *Wallace et al.* [2004] in the inversion of the coupling distribution. We present several models obtained with this constraint using variable roughness values in the supplementary figure 3.25. All those models fit the first order of the data set but fail in retrieving the coastal deformation in the Concepción-Constitución area and the whole deformation pattern of the San Antonio region ($\sim 34^\circ$). Nevertheless, the general pattern in the coupling distribution is still persistent.

Résumé

Dans cette étude, l'ensemble de la déformation de surface mesurée par le GPS au cours des 20 dernières années sur le Chili Central est reproduite par un modèle simple de chargement élastique sur l'interface de subduction, à condition d'admettre des variations latérales et en profondeur du coefficient de couplage. Il n'est pas nécessaire d'introduire un mouvement de bloc rigide comme proposé par *Brooks* [2003] pour reproduire les données dans la limite de leurs incertitudes. Nous ne concluons pas ici qu'il n'existe aucun mouvement sur les chevauchements subandins à cette latitude mais bien qu'il nous est impossible de les mettre en évidence sur la base des données GPS actuellement disponibles.

Nous mettons en évidence pour la première fois une segmentation de la marge chilienne basée sur les variations latérales du couplage moyen. Quatre longs segments caractérisés par un couplage moyen supérieur à 70% et une zone bloquée large et continue, sont séparés par d'étroites zones d'intersegment où le couplage moyen chute sous les 60% (jusqu'à 40% dans la baie de La Serena). Cette segmentation est fortement corrélée avec la segmentation sismotectonique basée sur les grandes ruptures et les anomalies bathymétriques ou topographiques des plaques. Ainsi, les zones d'intersegments sont souvent associées à l'entrée en subduction de rides ou de fractures océaniques, mais également à la présence de péninsules ou de baies qui marquent des singularités dans le trait de côte. Ces dernières sont souvent associées à des réseaux complexes de failles crustales. Certaines de ces zones découplées, et notamment la baie de La Serena (30°S), semblent se comporter comme des barrières pour la propagation de la rupture sismique.

Parmi ces segments, le segment de Maule (33.5°S-38°S) a rompu totalement lors du séisme du 27 février 2010 de magnitude Mw 8.8, qui a généré un important tsunami. L'étendue latérale et en profondeur du glissement cosismique associé à cette rupture majeure est bien corrélée à celle de la zone fortement couplée lors de la phase intersismique. La rupture s'arrête au contraire dans les zones d'intersegments d'Arauco (38°S) et de San Antonio (34°S). Le glissement postsismique lors des 15 premiers jours suivant le séisme est localisé majoritairement dans la zone de couplage intermédiaire profonde et dans les zones d'intersegments. La comparaison détaillée de cet événement avec la distribution de couplage lors de la phase intersismique, permet donc au premier ordre de proposer une corrélation entre le couplage apparent et le comportement mécanique de l'interface de subduction sur l'ensemble du cycle sismique. On propose ici de considérer le couplage apparent Φ comme un indicateur de la distribution complexe sur l'interface d'aspérités "velocity-weakening" (qui répondent à la contrainte par une rupture sismique) et d'aspérités "velocity-strengthening" (qui répondent à la contrainte par un glissement asismique).

Couplage dans le Grand Nord du Chili



3.3 Couplage dans le Grand Nord du Chili

Enjeux et contexte de l'étude

Non rompue depuis le grand séisme de 1877 (Mw 8.7), la lacune sismique du Grand Nord Chili est un lieu d'attention privilégiée de la communauté scientifique qui s'attend à voir se reproduire cet événement majeur d'un moment à l'autre. Identifiée bien avant la lacune de Maule [Kelleher, 1972], les équipes de recherche internationales (Caltech, GFZ, IRD, IPGP) y ont installé des réseaux d'instrumentation de pointe (stations multiparamètres incluant sismomètre large bande, accéléromètres, inclinomètres et GPS) dans l'optique d'enregistrer la rupture à venir et les phénomènes associés avec une précision et une couverture sans précédent. Mais celle-ci tarde à venir et en 2010, c'est le Chili Central qui rompt lors du séisme de Maule, comblant ainsi une des lacunes sismiques du Chili.

L'attente de ce "big-one" chilien est d'autant plus forte que plusieurs séismes de magnitude modérée ont rompu les extrémités de cette lacune. Au Nord, le séisme d'Arequipa en 2001 (Mw 8.4) a rompu une partie de l'interface de la subduction péruvienne déjà affectée par le séisme de 1868. Le séisme en slab-pull de Tarapacá en 2005, de magnitude 7.7, rompt la plaque océanique à 100 km de profondeur au Nord d'Iquique et provoque d'importants dégâts. Le transfert de contraintes associé a sans doute augmenté l'état de contrainte sur l'interface superficielle de la subduction [Peyrat *et al.*, 2006]. Le séisme de Tocopilla en 2007 est également un événement atypique. D'une magnitude modérée (Mw 7.7), il rompt la zone profonde de la zone sismogénique (30-50 km de profondeur [Béjar-Pizarro *et al.*, 2010]) en deux temps, et se propage vers la fosse en finissant sa course au large de la péninsule de Mejillones [Peyrat *et al.*, 2010]. La lacune sismique du Grand Nord a donc théoriquement été chargée par sa terminaison sud (séismes d'Antofagasta en 1995 et de Tocopilla en 2007), sa terminaison Nord (Arequipa en 2001) et sa terminaison profonde (Tarapacá en 2005).

Un des indices d'une lacune sismique dite "mature", c'est à dire proche de la rupture, est son degré de couplage intersismique (voir section 3.2). Or, celui-ci est mal connu et les modèles disponibles à l'heure actuelle sont basés sur d'anciennes mesures GPS de campagne (datant des années 90 et 2000), trop dispersées pour contraindre des variations latérales précises du couplage et qui pâtissent également de problèmes de mise en référence [Norabuena, 1998; Khazaradze, 2003; Bevis *et al.*, 1999; Kendrick *et al.*, 2001; Chlieh *et al.*, 2004, 2011]. De plus, les séismes qui ont eu lieu en bordure de la lacune depuis 2005 ont provoqué une déformation de surface cosismique et postsismique qui a brouillé le signal intersismique long terme. Enfin, pour compliquer encore la tâche, la cinématique du Grand Nord du Chili est bien plus complexe que celle du Chili Central où la subduction est supposée accommoder l'ensemble du mouvement de convergence entre l'Amérique du Sud et la plaque Nazca. Ici, la chaîne de chevauchement subandine est une structure active, relativement continue, qui accommode entre 5 et 15 mm/an de raccourcissement selon les études [Norabuena, 1998; Bevis *et al.*, 1999; McQuarrie, 2002a; Brooks *et al.*, 2011], et qui est donc susceptible de former la limite Est d'un bloc rigide Andin limité à l'Ouest par la subduction.

Dans cette étude, nous présentons de nouvelles vitesses intersismiques horizontales acquises sur une période récente (2008-2012 pour la plupart) et sur un réseau dense composé de points de campagne et de stations permanentes. Ce jeu de données permet de visualiser la déformation intersismique de surface avec une précision et une couverture sans précédent. Il nous permet ici de contraindre à la fois le mouvement de translation vers l'Est du bloc Andin et la distribution de couplage sur l'interface de subduction. Cela nous conduit à revisiter largement l'histoire de

cette lacune qui semble avoir un comportement mécanique plus complexe qu'il n'y paraît.

Interseismic coupling on the North Chile seismic gap (18°S-25°S)

M. Métois^(1,2), A. Socquet⁽³⁾, C. Vigny⁽¹⁾, D. Carrizo^(4,5), S. Peyrat⁽⁶⁾,
A. Delorme⁽²⁾, E. Maureira⁽⁷⁾, M.-C Valderas-Bermejo⁽⁷⁾ and I. Ortega⁽⁷⁾

⁽¹⁾Laboratoire de Géologie, UMR 8538, École Normale Supérieure, 75005 Paris, France

⁽²⁾Laboratoire de Tectonique et Mécanique de la lithosphère, UMR 7154, IPGP, U. Paris-Diderot, Paris, France

⁽³⁾ISTerre, UMR 5275, Université Joseph Fourier - Grenoble I

⁽⁴⁾Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

⁽⁵⁾Advanced Mining Technology Center AMTC, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

⁽⁶⁾DGF, Universidad de Chile, Santiago, Chile; now at Géosciences Montpellier UMR 5243, France

⁽⁷⁾Servicio Sismológico Nacional, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

Prepared for Geophysical Journal International

Abstract

The North Chile area did not rupture since the 1877 Mw 8.6 earthquake that produced a huge tsunami. Considering that upper plate deformation measured there by modern geodetic tools is due to some degree of locking on the subduction interface and the long elapsed time since 1877, many consider this area is a mature seismic gap where seismic hazard is high. We present here a new GPS velocity field that describes in some detail the interseismic deformation between 18°S and 24°S. We invert for coupling distribution on the subduction interface using elastic modeling. Our measurements require that, at these latitudes, 10 to 12 mm/yr (i.e. $\sim 15\%$ of the whole convergence rate) are taken up by the clockwise rigid rotation of an Andean block bounded to the East by the subandean fold-and-thrust belt. This reduces the accumulation rate on the subduction interface to ~ 56 mm/yr in this area. Coupling variations on the subduction interface both along-strike and along-dip are described. We find that this gap is segmented in at least two highly locked segments and two narrow low coupled intersegment zones (Iquique and Mejillones areas). This coupling segmentation is consistent with our knowledge of the historical ruptures and of the instrumental seismicity of the region. Intersegments correlate with high background seismic rate and local tectonic complexities on the upper or downgoing plates. The rupture of either the Paranal or the Loa segment alone could easily produce a Mw 8.0-8.3 rupture, and we propose that the Loa segment (from 22.5°S to 20.8°S) may be the one that ruptured in 1877.

3.3.1 Introduction

The North Chilean part of the central Andes subduction zone (24°S to 18°S) did not break since the 1877 Mw 8.6 Iquique megathrust earthquake [Kausel, 1986; Lomnitz, 2004; Comte, 1991]. At these latitudes, the Nazca and South American plates converge at a high rate of 67

mm/yr [Angermann and Klotz, 1999; Kendrick et al., 2003; Vigny et al., 2009], and assuming full coupling on the plate interface, around 9 m of deformation have been accumulated there since 1877. The background seismicity rate ($M_w < 7$) registered by the USGS catalog since 1973 is very low on the shallowest part of the slab interface and increases with depth (NEIC catalog, figure 3.26). This apparent lack of both recent low magnitude earthquake and megathrust event since more than a century led various authors to consider this area a mature seismic gap where the seismic and tsunami hazards are high [Kelleher, 1972; Nishenko, 1991]. Moreover, several intermediate magnitude earthquakes occurred at the edges of the gap and may have increased the stress in it. The 1995 M_w 8.6 Antofagasta earthquake [Ruegg et al., 1996; Delouis et al., 1997; Chlieh et al., 2004; Pritchard and Simons, 2006] and the 2007 M_w 7.7 Tocopilla earthquakes [Delouis et al., 2009; Peyrat et al., 2010; Béjar-Pizarro et al., 2010] occurred South of the North Chilean gap, on both sides of the Mejillones peninsula (figure 3.27). The Arequipa 2001 M_w 8.4 Peru earthquake ruptured North of the gap in the rupture zone of the 1868 megathrust earthquake [Perfettini, 2005], and the 2005, M_w 7.7 Tarapacá deep slab-pull event affected its central part [Peyrat et al., 2006].

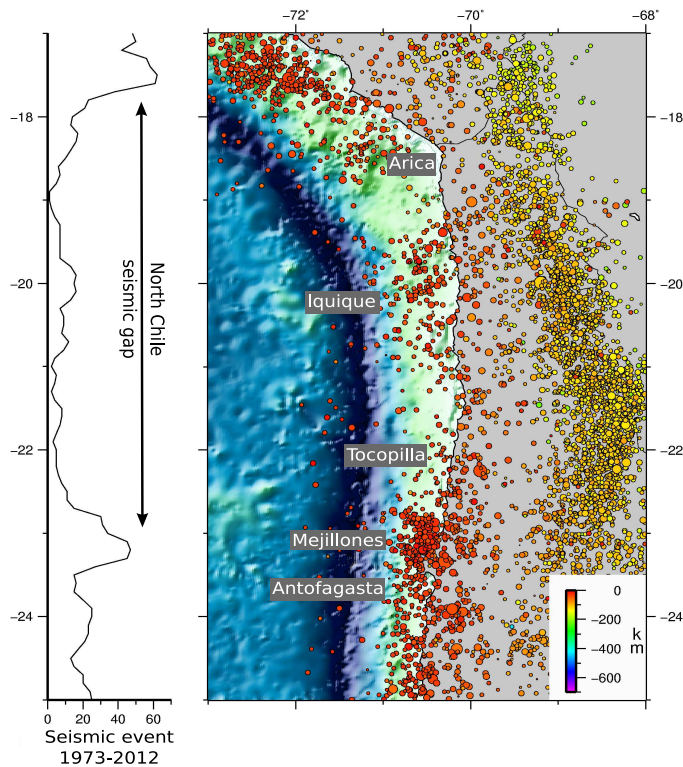


Figure 3.26: Left: number of $M_w < 7$ shallow earthquakes (lower than 60 km depth) recorded by the USGS catalog from 1973 to 2012 in Northern Chile calculated on 0.2° of latitude sliding window. Right : map of all earthquakes registered by USGS for the same period of time.

However, one can not rule out the hypothesis that all or part of the convergence between both plates has been taken up by a given amount of sliding on the interface since 1877. In this case, a lesser amount of slip deficit would have been accumulated and the seismic hazard in this region would be lower than anticipated. Furthermore, the rupture zone of the 1877 earthquake is poorly known and this uncertainty makes the estimate of the seismic hazard in this area a

real challenge (see discussion section).

In addition, in this Central Andes area the Altiplano develops, the mountain range widens and the backarc subandean fold-and-thrust belt is an active structure that could accommodate part of the convergence between the Nazca and South American plates [McQuarrie, 2002b; Arriagada *et al.*, 2008] (figure 3.27). Whether this structure acts as the eastern boundary for an andean microplate that behaves as a rigid block, and what amount of the total convergence is taken up there are still open questions. In North Chile, recent estimates of the backarc shortening rate vary from 5 mm/yr to 15 mm/yr depending on the authors [Norabuena, 1998; Bevis *et al.*, 2001; Kendrick *et al.*, 2001; Khazaradze, 2003; Chlieh *et al.*, 2011; Brooks *et al.*, 2011]. Actually, the long-term back-arc shortening rate gradually decreases from North to South [McQuarrie, 2002a]. Assessing the seismic hazard on the trench in North Chile implies to quantify the partitionning of the convergence between both structures, since there is a large trade-off between the coupling amount on the subduction interface and the Andean sliver block motion [Chlieh *et al.*, 2011].

Since the beginning of the 90's, international teams installed campaign GPS networks and permanent stations to measure the interseismic deformation of the upper plate near the subduction zone [Ruegg *et al.*, 1996; Norabuena, 1998; Bevis *et al.*, 1999; Chlieh *et al.*, 2004; Klotz *et al.*, 2001; Khazaradze, 2003]. Unfortunately, those measurements were affected by several problems : each data set was published in an unknown singular reference frame leading to combination issues [Kendrick *et al.*, 2001] and the networks were too sparse to give a good resolution of the coupling distribution on the interface and of the motion of the sliver. Moreover, several Mw > 7 earthquakes occurred in the North Chile area in the time window of these measurements and introduced both coseismic and postseismic motions in the deformation field. Recently, Chlieh *et al.* [2011] recombined together several of these old data sets and inverted for interseismic coupling on Northern Chile and Southern Peru areas, but their models still lack resolution in the North Chile area, in particular south of 22°S.

Therefore, we reinstalled and remeasured a denser benchmark network in North Chile since 2008. Our new horizontal velocity field covers the whole North Chile seismic gap area, is denser than earlier solutions and depicts the present day interseismic deformation with no coseismic or postseismic transients. We invert this velocity field for the motion of a rigid andean sliver and for the coupling distribution on the subduction interface simultaneously.

3.3.2 GPS measurements

In 2010, we restored the preexistent French-Chilean network in North Chile [Ruegg *et al.*, 1996] and installed 23 new bedrock-sealed benchmarks with accurate direct antenna centering. We completed this 66 benchmarks network by including 16 SAGA [Khazaradze, 2003] and 1 CAP [Kendrick *et al.*, 2001] markers. We measured the whole network in June 2010 and May 2012, and part of it in June 2008, June 2009 and June 2011. We also included previous measurements conducted since 2000 where convenient. In our processing, we included data from 28 regional continuous stations from French-Chilean (13), IPOC (3), and Caltech networks (12, see supplementary table 3). All together, every point has been measured at least twice in a two-year time span and as much as five times in twelve years in specific areas.

We reduce 24-h sessions to daily estimates of station positions using the GAMIT software (release 10.4 [King and Bock, 2002]), choosing the ionosphere-free combination, and fixing the ambiguities to integer values. We use precise orbits from the International GNSS Service for Geodynamics (IGS, [Dow *et al.*, 2009]). We also use IGS tables to describe the phase centers

of the antennae. We estimate one tropospheric vertical delay parameter per station every 3 h. The horizontal components of the calculated relative position vectors are precise to within a few millimeters for all pairs of stations, as estimated by the root mean square (RMS) scatter about the mean (so-called baseline repeatability, see supplementary table 1).

We combine daily solutions using the GLOBK software [Herring, 2002] in a regional stabilization approach. To define a consistent reference frame for all epochs, we include tracking data from a selection of 33 permanent stations in South America, 14 of them belonging to IGS [Beutler *et al.*, 1999a]. Three stations are within or very close to the deformation area, 30 more span the South-American craton in Brazil (RBMC network), Guyana and Argentina (RAMSAC network), and two stations sample the Nazca plate (see supplementary table 3). We combine daily solutions using Helmert-like transformations to estimate translation, rotation, scale and Earth orientation parameters (polar motion and UT1 rotation). This “stabilization” procedure defines a reference frame by minimizing, in the least-square sense, the departure from the prior

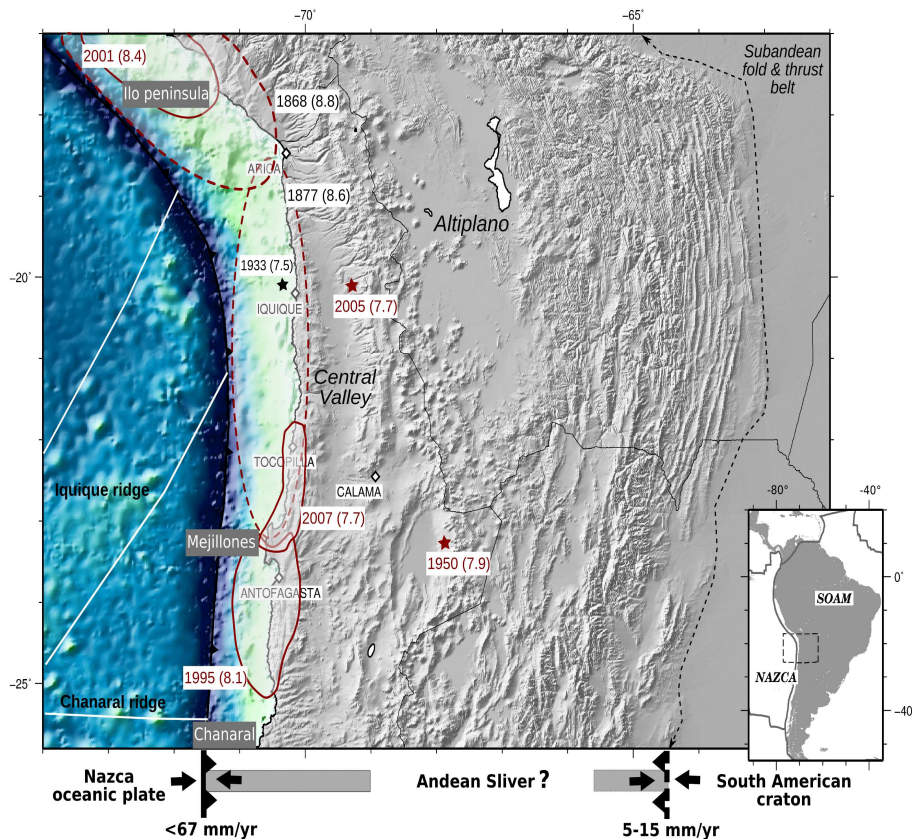


Figure 3.27: Seismotectonic background of the North Chile area and main geological features. Topography and bathymetry are from ETOPO1. The main front of the subandean fold-and-thrust belt is marked with black dashed lines. White lines : contours of bathymetric features of the Nazca subducting plate. Red contoured ellipses : maximal rupture zones of the main historical (dashed) and instrumental (solid) megathrust earthquakes since 1830 (from [Comte, 1991; Béjar-Pizarro *et al.*, 2010]). Red star : hypocenter of the 2005 slab-push Tarapaca event Peyrat *et al.* [2006]. Peninsulas and coastal features are named on the grey rectangles. The bottom diagram represent the 3-plates model and indicate the supposed relative velocities of Nazca plate and sub-Andean Sliver relative to fixed South America. Grey area mark the supposed extent of elastic deformation.

values determined in the International Terrestrial Reference Frame (ITRF) 2008 [Altamimi *et al.*, 2011]. This procedure estimates the positions and velocities for a set of height well-determined stations in and around our study area (KOUR, POVE, CUIB, CHPI, RIO2, BRAZ, BRFT, ISPA). The misfit to these “stabilization” stations is 2 mm in position (POVE is excluded from this calculation because its position is affected by a strong seasonal signal) and 1.2 mm/yr in velocity (see supplementary figure 3).

We obtain a horizontal velocity field in the ITRF-2008 that we compute relative to the South American plate defined by the NNR-Nuvel-1A model [DeMets, 1994] (25.4°S, 124.6°W, 0.11°/My, see supplementary table 2 and figure 3.28). We choose not to use the vertical velocities as the associated baseline repeatabilities are higher than 3 mm and GPS accuracy is lower on vertical components for campaign measurements (see Auxiliary Material for further details).

3.3.3 Data analysis

In North Chile, the horizontal velocity field relative to the stable South-America craton exhibits an unusual deformation pattern (figure 3.28). Along the coast, horizontal velocities are roughly parallel to the plate convergence direction, but going inland, there is no clear rotation of the deformation towards a more trench-perpendicular orientation as observed in Central or Southern Chile [e.g Ruegg *et al.*, 2009; Vigny *et al.*, 2009; Métois *et al.*, 2012]. Additionally, ~ 10 mm/yr of eastward motion are detected 300 km away from the trench. Accordingly, the amount of shortening (ϵ) calculated along four profiles perpendicular to the trench is lower than expected (figure 3.28). Finally and surprisingly, there is almost no shortening at the latitude of Iquique ($\sim 20^\circ$ S).

We compare these horizontal velocities to the theoretical deformation generated by the first-order bimodal coupling model proposed by Chlieh *et al.* [2004] that uses a $\sim 20^\circ$ dipping slab fully locked from surface to 40 km depth and a transition zone underneath. Overall, this model reproduces quite well the data in the first 200 km from the trench, but fails in fitting the inland velocities by more than 10 mm/yr (figure 3.28). These findings support the hypothesis of the existence of a subandean tectonic block that would accommodate part of the convergence by rigid block rotation motion. To evaluate the robustness of this hypothesis, we test both 2-plate and 3-plate models in this study.

3.3.4 Modeling strategy

We quantify the coupling coefficient Φ following the method described in [Métois *et al.*, 2012], using the DEFNODE code developed by McCaffrey [2002] based on the Okada [1985] equations and on the backslip hypothesis from Savage [1983]. In all models, we fix the rigid rotation of the Nazca plate with respect to the South-American plate to the pole (55.9°N, 95.2°W, 0.610 °/My) published by Vigny *et al.* [2009], as it reconciles both the NNR-Nuvel1A and ITRF2005 relative poles. Our GPS measurements do not allow us to invert for the “best” geometry, since there is a trade-off between the slab dip and the coupling amount on the interface (see Auxiliary Material). Thus, we chose to use a simple planar geometry for the slab interface with an homogeneous 20° dipping slab that reproduces well our data set and that is coherent with local geophysical studies [e.g ANCORP *et al.*, 2003; Husen *et al.*, 2000; Peyrat *et al.*, 2010; Patzwahl *et al.*, 1999]. We chose not to use the complex slab geometry proposed by Contreras-Reyes *et al.* [2012] as it may introduce artifacts due to the abrupt kink in the slab at 30 km depth and does not impact the overall coupling pattern (see Auxiliary Material). We divide this interface into a regular grid

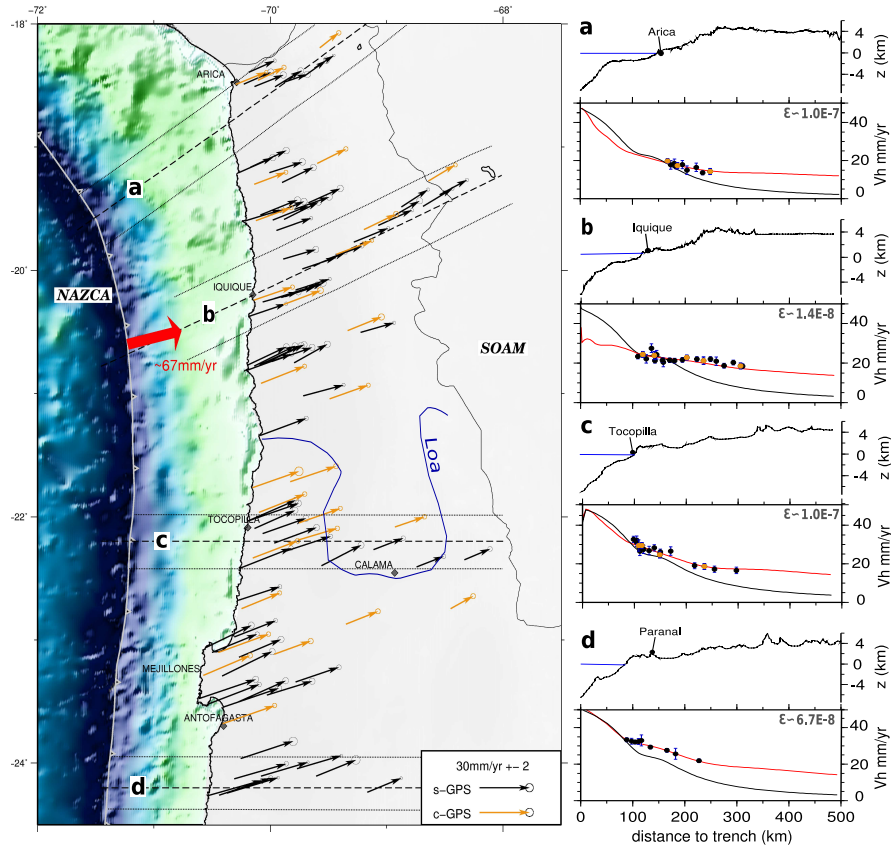


Figure 3.28: New interseismic data set acquired from 2000 to 2012 on campaign benchmark (black arrows) and permanent stations (orange arrows). Velocities are plotted in the NNR-Nuvel1A fixed South-America reference frame (supplementary table 2). To the right, the topography (in km) and the horizontal velocities (in mm/yr) are plotted against the distance to the trench (in km) along four 30 km-width trench-normal profile lines (dotted lines and dashed-dotted rectangles on the map). The black line is the theoretical deformation predicted by the simple first-order model proposed by *Chlieh et al.* [2004] where the slab bends 20° and the interface is fully locked down to 40km depth. The red line is the theoretical deformation predicted by our preferred 3-plate model presented in figure 3.29. The shortening amount ϵ is indicated for each profile (from a to d).

of nodes that behave as sources points (0.2° along-strike and 27 km across-dip grid-step). We impose an along-strike smoothing coefficient increasing with depth in our inversions to avoid numerical instabilities. We also chose to taper the coupling coefficient to zero for the nodes deeper than 80 km depth in all models. Both our 2-plate and 3-plate preferred models are obtained using a smoothing coefficient of 0.7 that gradually increases with depth as it yields the best compromise between smoothing and normalized RMS (see Auxiliary Material). As suggested by *McCaffrey* [2002] to avoid edges effects, we impose similar coupling on the last two columns of nodes on the grid tips. We estimate the sensitivity of our network to each node using the *Loveless and Meade* [2011] method (supplementary figure 7). Because our network is located far from the trench (more than 90 km), it is poorly sensitive to coupling at the shallowest nodes (from surface to ~ 10 km depth) that are thus unresolved (see Auxiliary material). Furthermore, in the area where we lack measurements (i.e between 22° S and 21° S, and North of 19° S), the sensitivity to coupling on the interface is decreased. In the Iquique area ($\sim 20^\circ$ S), the dense

network and the 21-point profile running from the coast to the Altiplano, enable sensitivity to deep coupling (down to 60 km depth).

3.3.4.1 2-plate models

We first try to fit our data set using a simple 2-plate model that reproduces the deformation field for South and Central Chile [Métois *et al.*, 2012]. In a first step we build forward models testing bimodal coupling distribution (with full coupling from surface to a fixed locking depth and zero underneath) with varying locking depth. The “best” bimodal model is obtained for a

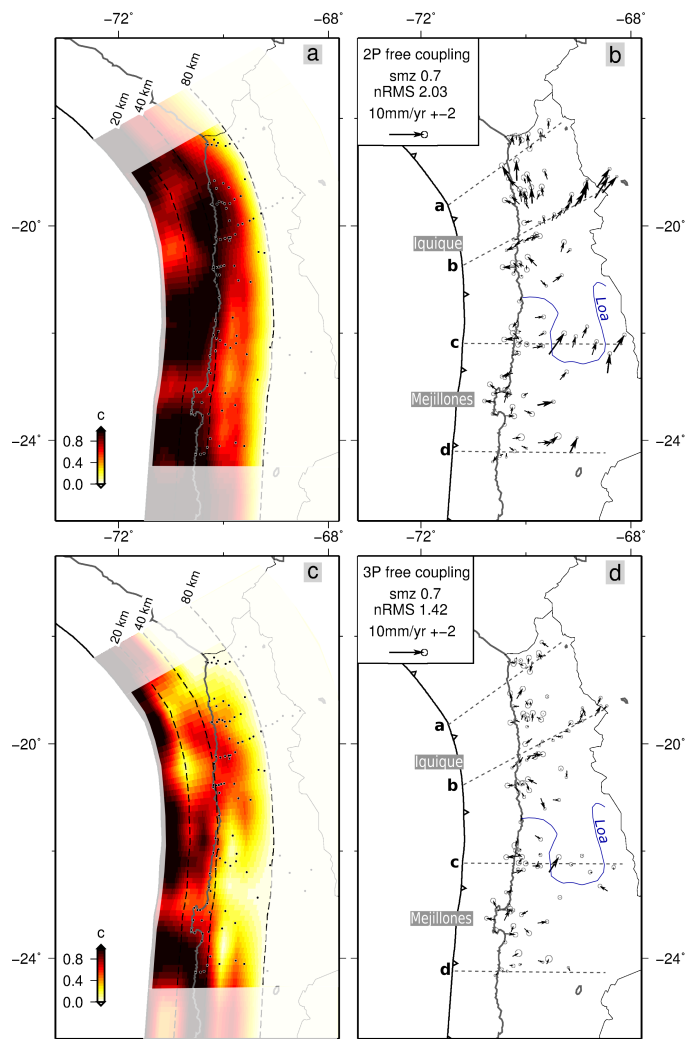


Figure 3.29: Coupling distributions (left) and associated residuals (right) of the 2-plate first-order model (a-b) with down-dip constrain, and of the 3-plate preferred model (c-d). In both cases, coupling is forced to zero for nodes deeper than 80 km depth. The smoothing coefficient and the normalized RMS are indicated in the left corner box. Left : the coupling coefficient value (from 0% to 100%) is color-coded from white to black through yellow and red. Grayish areas are zones where we lack resolution. Dashed curves are slab isodepths whose values are indicated at the northern end of the slab (km). Black dots show the locations of GPS sites. Right : residuals relative to our new data set, same profiles as in figure 3.28 are indicated.

55 km locking depth but the normalized root mean square (nRMS, i.e the square of the data set normalized χ^2) is high (2.8) and systematic eastward pointing residuals (in the precordillera area) and westward pointing residuals (in the Mejillones peninsula) are observed (see Auxiliary Material). Those first-order models do not fit the complexity of the horizontal deformation pattern (figure 3.28).

Second, we invert for varying coupling along-trench and along-dip using different smoothing coefficients and imposing or not a downdip decrease constrain on the coupling coefficient. Our best 2-plate model (nRMS 2.04) is obtained with a smoothing coefficient of 0.7 increasing with depth and zero coupling deeper than 80 km depth (figure 3.29(a-b)). It emphasizes the large-scale coupling variations shared by all 2-plate models we conducted (see Auxiliary Material). Whatever the smoothing and the constrains used, all models produce systematic ~ 5 mm/yr residuals North of 22°S (see figure 3.29b). The 2-plate model can reproduce the observed far-field eastward motion only by the means of very deep locking, that is quite unrealistic (see Auxiliary Material).

3.3.4.2 3-plate models

In order to explore the 3-plate hypothesis supported by several observations [Norabuena, 1998; McQuarrie, 2002b; Arriagada *et al.*, 2008; Brooks *et al.*, 2011], we invert simultaneously for coupling variations on the subduction interface and for the rotation pole of a rigid andean sliver bounded to the East by the subandean fold-and-thrust belt [Brooks *et al.*, 2011] and to the west by the Nazca trench (see figure 3.27).

Our preferred model has an improved nRMS of 1.42. It is obtained using a 0.7 roughness coefficient decreasing with depth and coupling is forced to zero deeper than 80 km depth. Associated residuals show no systematic pattern (figure 3.29(c-d)). In this model, the andean sliver rotates clockwise around an Eulerian pole located very far away in the South Atlantic ocean (54.5°S , 37.5°W , $-0.15^\circ/\text{Myr}$), meaning its motion is almost an eastward translation of ~ 10.9 mm/yr with a slight decrease of 2 mm/yr from North to South of our network. The shortening amount between the andean sliver and the South-America craton varies from 10 to 12 mm/yr in all alternative models (see Auxiliary Material). This is consistent with geodetic and geological previous works that estimate a shortening range of 9-13 mm/yr [Brooks *et al.*, 2011] and identify a decrease of the subandean thrust activity from North to South [McQuarrie, 2002a]. The joint inversion of our data and Brooks *et al.* [2011] far-field data results in a similar sliver motion and coupling distribution (see supplementary figure 16). Furthermore, the small amount of clockwise rotation is coherent with the long-term motion of the region [Arriagada *et al.*, 2008, 2000]. The sliver motion is roughly collinear to the large scale convergence direction implying no partitioning of the obliquity. Therefore, following Norabuena [1998]; Kendrick *et al.* [2001] and Chlieh *et al.* [2011], we conclude that a resolvable andean block motion occurs in North Chile.

The introduction of a sliver plate in the model decreases the amount of coupling on the subduction interface with respect to a 2-plate model. Alternative models with different constrains on shallow locking, roughness and andean sliver pole are presented in Auxiliary Material. They are used to estimate the variability of the preferred coupling distribution (see figure 3.30).

3.3.4.3 Pattern of interseismic coupling

Since part of the convergence motion is taken up in the subandean thrust for the 3-plate models, the averaged amount of coupling along the whole trench decreases from 0.78 for the 2-plate models to 0.52 for the 3-plate models (see figure 3.30). This is the reason why a reliable estimation of the seismic potential of such area is strongly dependent on the determination of the andean sliver motion [Chlieh *et al.*, 2011].

Set aside this difference in intensity of average coupling, both models show similar along-trench coupling variations. A highly coupled zone ($\Phi > 80\%$) is well developed from 24.5°S to 23.3°S , South of the Mejillones peninsula and extends down to almost 40 km depth. The northernmost half of the Mejillones peninsula is located above a zone where the coupling coefficient decreases strongly ($\langle\Phi\rangle \leq 60\%$ for all models) and reaches values as low as 40% locally for the 3-plate model. This low coupled zone extends between 23.3°S and 22.5°S . North of Mejillones, from 22.5°S to 20.8°S , the coupling increases again and a highly locked zone develops, down to 30 km for the 3-plate model and even 40 km in the 2-plate model near 22.5°S . In both cases, the coupling amount is higher than 60% down to 40 km depth and forms a well-developed transition zone. Then, between 20.8°S and 20.2°S , where our inversion is well constrained by the network geometry, coupling decreases again dramatically. Because our resolution is good there, we are confident that a zone of intermediate coupling develops in this generally low coupled zone, beneath Iquique (see supplementary figure 7). Finally, North of Iquique, in the Arica bend (20.2°S to 18.5°S), locking resumes under the shape of a shallow highly coupled zone down to 20 km depth that is poorly constrained by our data.

3.3.5 Discussion

Following Métois *et al.* [2012] for the central part of the Chilean subduction zone, we correlate the variations of the average coupling with the segmentation of the megathrust. Thus, based on figure 3.30, we define three long segments (where $\langle\Phi\rangle$ is high) : the Paranal, Loa and Camarones segments; and two narrow associated intersegments (where $\langle\Phi\rangle$ is low) : the Mejillones and the Iquique intersegments. Despite our scant knowledge of historical seismicity in North Chile due to late colonization of the area and the brief span of historical data compared to seismic cycles of many centuries, this segmentation makes sense.

3.3.5.1 Seismic cycle on the coupled segments

The only known major earthquake that ruptured the Paranal segment where the highly coupled zone is wide, is the 1995, Mw 8.1 Antofagasta earthquake. This event nucleated South of the Mejillones peninsula and propagated southward up to 24.8°S , North of the Chañaral peninsula (figure 3.27). No coseismic slip has been detected in the northernmost half of the Mejillones peninsula [Delouis *et al.*, 1997; Chlieh *et al.*, 2004]. Thus, the northern tip of the rupture correlates well with the decrease in coupling coefficient in the Mejillones intersegment, and the bulk of the coseismic slip is located in the deepest part of the locked zone (figure 3.30). In the following years, several Mw>6 aftershocks occurred west of the Mejillones peninsula and deeper than the main shock coseismic slip area. Depending on the authors, as much as 40 to 200 cm of aseismic afterslip have been released in these areas [Delouis *et al.*, 1997; Chlieh *et al.*, 2004; Pritchard and Simons, 2006]. Because few instruments recorded the near-field motion during the earthquake and the related aftershocks, whether the Antofagasta earthquake ruptured up

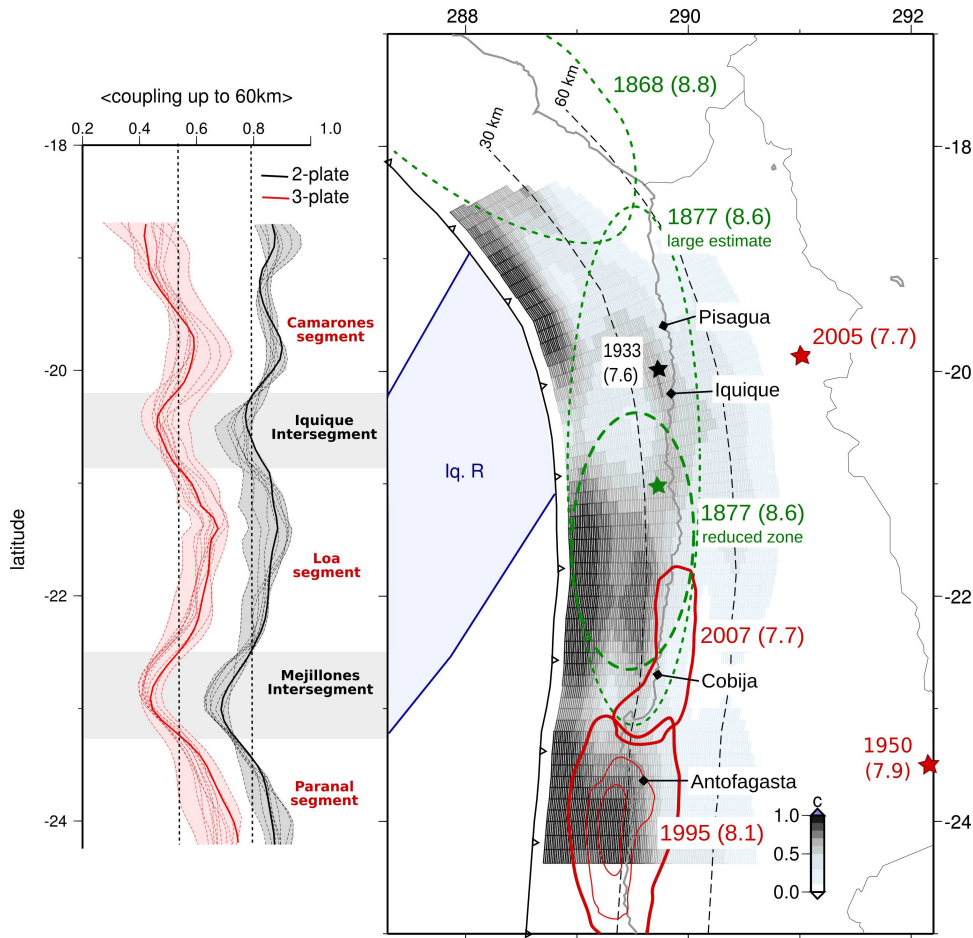


Figure 3.30: Left : average coupling coefficient versus latitude. $\langle \Phi \rangle$ is calculated for 0.2° sliding windows sampling the first 60 km depth of the slab for our favorite 2-plate (black bold line) and 3-plate models (red bold line), and a subset of alternative models that fit the data with a nRMS lower than 3 for 2-plate models and 1.5 for the 3-plate models (dashed black and pink lines respectively). The black and pink shaded areas are the uncertainty zones of our preferred coupling distributions. Black dotted lines mark the mean value of coupling for each case. Segments ($\langle \Phi \rangle$ larger than the mean value) and intersegment zones ($\langle \Phi \rangle$ lower than the mean value) are named on the right side of the graph. Right : Coupling distribution is color coded and superimposed by largest estimates of the rupture zones of major instrumental or historical earthquakes (solid red or green dotted ellipses respectively). Bold green dotted ellipse is the reduced rupture zone we propose for the 1877 earthquake based on [Kausel, 1986]. Green star : epicenter of the 1877 earthquake [Comte, 1991]. Black star : epicenter of the 1933, Mw 7.5 Iquique earthquake. Thin red ellipses : 2m slip contours of 1995 Antofagasta earthquake [Chlieh *et al.*, 2004]. Dark blue solid line : rough contours for the Iquique Ridge.

to the surface and is a megathrust earthquake that released all the accumulated deformation is still an open question.

Since no major tsunami event occurred (only minor waves and damages were reported [Ramirez *et al.*, 1997]) and the bulk of the slip is located few kilometers west of the coast-line, we assume that the shallowest part of the interface remained unbroken. Since coupling is high there, this would mean that the 1995 Mw 8.1 Antofagasta earthquake did not release

the whole elastic deformation accumulated since the last unknown megathrust earthquake that ruptured the entire segment. The southern limit for this segment remains unclear, and new measurements in the Taltal (24°S to 25°S) area are required there to quantify the coupling and to estimate more precisely the possible magnitude of a future event.

The Loa segment extends over ~ 200 km, from the Mejillones intersegment (22.5°S) to the Iquique intersegment (20.8°S). The only known historical event that may have ruptured this segment is the poorly constrained 1877 Mw 8.6 earthquake that produced extended damages and a large tsunami [Kausel, 1986; Lomnitz, 2004] (probable epicenter is 21.0°S, 70.25°W [Comte, 1991]). This massive tsunami is coherent with our finding of a shallow locking there, whatever the constrain imposed to the shallow nodes coupling (see Auxiliary Material). Very little is known about this megathrust earthquake. However, Kausel [1986] gathered the sparse observations of the damages on the field (collected from testimonies of inhabitants) and produced an earthquake intensity map that has been extensively used to estimate the earthquake rupture zone. Kausel [1986] estimated that the core of the rupture is limited to the area that extends from 19.6°S (Pisagua) to 22.6°S (Cobija, the only sizable settlements at this epoch) where intensity is larger than VIII. For unknown reasons, this rupture zone has been extended further North up to the Arica bend in several studies spreading the idea that the 1877 earthquake ruptured the interface from Arica to Mejillones [e.g Comte, 1991; Delouis *et al.*, 1997; Chlieh *et al.*, 2004]. Moreover, Kausel [1986] indicates that the isointensity VIII area has been extended to the North up to Pisagua based on a single and questionable testimony even though damages there did not seem to have reached the intensity VIII. Thus, we consider that the rupture zone supported by solid data (tsunami and damages) seems to be limited to the area going from 20.3°S (Iquique) to 22.6°S (Cobija). The larger rupture zone proposed by Kausel [1986] seemed necessary at that time to produce a Mw 8.7 earthquake because of the scaling law used then ($Mw = 2 \cdot \log(L) + 3.73$, where L is the rupture length [Abe, 1975]). The Tohoku earthquake of 2011 demonstrated that rupture zones shorter than expected can generate large magnitude earthquakes associated to a very large amount of localized coseismic slip. Therefore, we postulate that the 1877 earthquake rupture zone could be limited to the Loa segment only that ruptured with shallow and large amount of slip. In this case, the rupture would have propagated into the Iquique intersegment and stopped before crossing it.

The 2007 Mw 7.6 Tocopilla earthquake ruptured the intermediate coupling zone that is supposed to be associated to the mechanical transition zone [Delouis *et al.*, 2009; Peyrat *et al.*, 2010], and could thus have loaded the upper locked zone. Therefore, if we consider (i) that the 200 km long segment of the interface has been entirely locked from surface to 30-35 km depth since 1877, (ii) that no major earthquake has released a significant portion of the accumulated deformation since then, and that (iii) the convergence between the Nazca plate and the Andean sliver is 56 mm/yr locally; then the rupture of the Loa segment alone can produce a Mw 8.2-8.3 event if all and no more of the deformation accumulated since 1877 is released at once ($M_0 \sim 4 \times 10^{21}$ N.m).

North of the Loa segment, the coupling distribution in the Camarones segment (from 20.2°S to 18.3°S) is less well constrained as the trench moves away from the coast and our network, and as we miss measurements in Peru. However, high coupling on the first 30 km depth of the interface is needed to explain the deformation pattern in this area and could be a potential source for another Mw ~ 8 subduction earthquake.

All three segments defined in this study are sufficiently coupled to produce major seismic events that are likely to produce significant tsunamis. Each of them has already accumulated enough deformation to produce a megathrust earthquake of magnitude ~ 8.3 only. However,

it seems that only overshoot on a single segment or collective failure of those segments could presently generate an earthquake of magnitude approaching 9 in this gap.

3.3.5.2 Mechanical behavior and tectonics of intersegments

The three segments we defined are bounded by narrow zones of low average coupling that seem to have peculiar mechanical behavior and are correlated with local tectonic complexities.

The Mejillones intersegment, with a width of ~ 80 km, covers the northern half of the Mejillones peninsula up to 22.5°S . This is where aseismic afterslip followed the Antofagasta event [Chlieh *et al.*, 2004; Pritchard and Simons, 2006], and where the 2007 Mw 7.7 Tocopilla rupture started to propagate trenchward [Béjar-Pizarro *et al.*, 2010; Peyrat *et al.*, 2010]. In 1950, a Mw 7.9 slab pull earthquake occurred at 100 km depth in the Salar del Carmen area (23°S to 23.8°S area) that was studied in details by Kausel and Campos [1992] who supposed that slow earthquakes must occur on the shallow interface due to specific stress distribution in this region. These events underline a complex behavior of the subduction in this intersegment area, with possible stress transfers from deep to shallow part of the downgoing slab. The fact that the shallow interface can either break coseismically with moderate earthquakes or creep aseismically, suggests an interfingering of velocity-strengthening and velocity-weakening patches (producing aftershocks and background seismicity, see figure 3.26). The velocity-strengthening patches may be sufficient to stop megathrust rupture propagation. However, so far, no clear transient phenomenon has been observed in this area during the interseismic loading phase.

Whether the Mejillones low coupled area is a stable or transient feature of the subduction is still an open question. This zone was found highly coupled up to 50 km depth before the Tocopilla event in 2007 [Chlieh *et al.*, 2011]. This would mean that the intersegment was previously locked and that the Tocopilla earthquake triggered a change of the coupling there. In this case, the 1995 Antofagasta earthquake would not have been stopped by a low coupled area but rather by a highly coupled zone, which is difficult to understand. We conclude that the sparse measurements used in Chlieh *et al.* [2011] did not have the resolution to detect this small-scale coupling anomaly. If the Mejillones local decoupling is a stable feature, then it could behave as a barrier to the propagation of megathrust earthquakes [Béjar-Pizarro *et al.*, 2010]. Furthermore, in this case, the postseismic silent slip modeled by Pritchard and Simons [2006] following the Antofagasta earthquake is likely overestimated, since the authors assumed a uniform locked zone from surface to 40 km depth to model interseismic velocities. This decoupled intersegment could result from local interaction between the complex upper plate crustal faults system of the peninsula and the subduction plane, as suggested by [Armijo, 1990; Contreras-Reyes *et al.*, 2012; Bejar, 2011].

North of the Loa segment, the Iquique intersegment exhibits an even more complex behavior. In this 70 km long area where the resolution of our model is good, a low coupled ($\Phi < 50\%$) offshore patch and an intermediate coupling ($\Phi > 60\%$) deep patch beneath the Iquique coast are imaged (figure 3.30). Both patches have yet been underlined by Chlieh *et al.* [2011] with an independent data set that covers a different time span (1993-2003), and could thus be interpreted as stable features (at least for the past 20 years). Several Mw <6 shallow subduction type events were reported in the USGS catalog in this area since 1976, that could be linked to this deep coupled patch (figure 3.26). Moreover, one Mw 7.6 subduction type earthquake ruptured the interface beneath Iquique in 1933 [Comte, 1991]. One hypothesis would be that the large Iquique ridge that subducts from Iquique to Arica (21°S to 19°S) produces a decrease in the coupling coefficient but that several bathymetric complexities in it could behave as asperities able to

produce Mw 6 to 7 repeated subduction earthquakes. Whether a subducting seamount produces a deformation pattern reflecting high or low coupling coefficient is still an open question, and to solve this ambiguity, precise tomographic and seismological studies of the area should be conducted. However, like the Mejillones intersegment where deep/shallow stress interactions were proposed by *Kausel and Campos* [1992], the Iquique intersegment is located at the latitude of a slab-pull event occurring at depth (Tarapacá, 2005 [*Peyrat et al.*, 2006]). This singular event might be caused by unusual stress conditions in depth that could be related to the seismic cycle and plate geometry on the shallow interface.

Finally, both intersegment zones are characterized not only by unusual seismic behavior at depth (with intra-slab events) but also by a high level of seismicity at shallow depth during interseismic phase. Thus, both places are good candidates for slow slip events.

3.3.5.3 Conclusion

The North Chile gap did not rupture since 1877, and is generally considered a mature gap where seismic hazard is high. Our new data allow us to invert for the interseismic coupling distribution on the slab interface with better precision and resolution than earlier GPS data sets. Following others, we find that the pattern of deformation of the upper plate can not be explained by elastic loading on the subduction interface only, and that a rigid motion of the Andean sliver is required to fit the data. This block motion, consistent with geological evidences of backarc shortening, deprives 11 ± 1 mm/yr of the convergence localized on the subduction, thus reevaluated at 56 mm/yr. Our preferred coupling distribution fits well both the near field and far field data and shows clear along strike variations in the average coupling. We define three segments (Paranal, Loa and Camarones segments) where average coupling is higher than the mean value, and two intersegment zones (Mejillones and Iquique) where average coupling is lower. Considering the coupling coefficient as a proxy for the mechanical behavior of the subduction interface, we estimate that each segment alone can produce a Mw > 8 event with associated tsunami. Intersegment areas have a complex seismic behavior with both deep intra-slab and moderate magnitude subduction-type shallow earthquakes, and postseismic creep has been documented for the Mejillones intersegment. Those local decreases of the coupling amount are correlated with structural complexities either in the subducting plate (possible subduction of a seamount in the Iquique intersegment), or in the upper plate (peninsula crustal-fault system for the Mejillones intersegment). Those zones may be able to stop or slow the propagation of seismic ruptures.

The North Chile seismic gap which produced the 1877, Mw 8.7 earthquake is not formed of a single segment but of 2 segments that could interact throughout various phases of the seismic cycle. They are separated by a low coupled zone in front of Iquique, that seems to have a complex seismic behavior. Whether a large rupture coming either from South or North would go across this area would be a clue for understanding the physical phenomena that governs the rupture process. The 2007 Tocopilla moderate size earthquake that occurred in the deep part of the Loa segment should have increased the stress on the shallowest part of the subduction and promoted future rupture there. However, should this happen soon, and should the rupture be stopped at Iquique, we find that the deformation accumulated since 1877 would account for a Mw 8.1-8.3 only. However, overshoot or collective failure of Loa and Camarones segments cannot be discarded and this could produce a much larger event.

South of the North Chile gap, the 1995 Mw 8.1 Antofagasta earthquake did not released the whole accumulated deformation in the Paranal segment and the well developed locked zone

there suggests a high potential for major rupture. However, the absence of historical records there makes it an impossible task to formulate an hypothesis on the cycle duration.

Acknowledgments

This work was performed in the frame of the French-Chilean LiA “Montessus de Ballore” with financial support of the CNRS, MAE, IGP and ANR. We would like to thank R. McCaffrey for freely providing the DEFNODE code. Most figures of this paper were generated using the free Generic Mapping Tools software (GMT). We are grateful to many people who participated in measurement campaigns, especially students from DGF, IGP and ENS. We would like to thank IRD Chile and M. Olcay from UNAP Iquique for providing us with facilities on the field and J. Genrich for helping us in collecting the data from our permanent stations. We would like to thank R. Madariaga and R. Armijo for constructive discussions.

Annexes

3.3.6 Detail of GPS data set

3.3.6.1 New data set

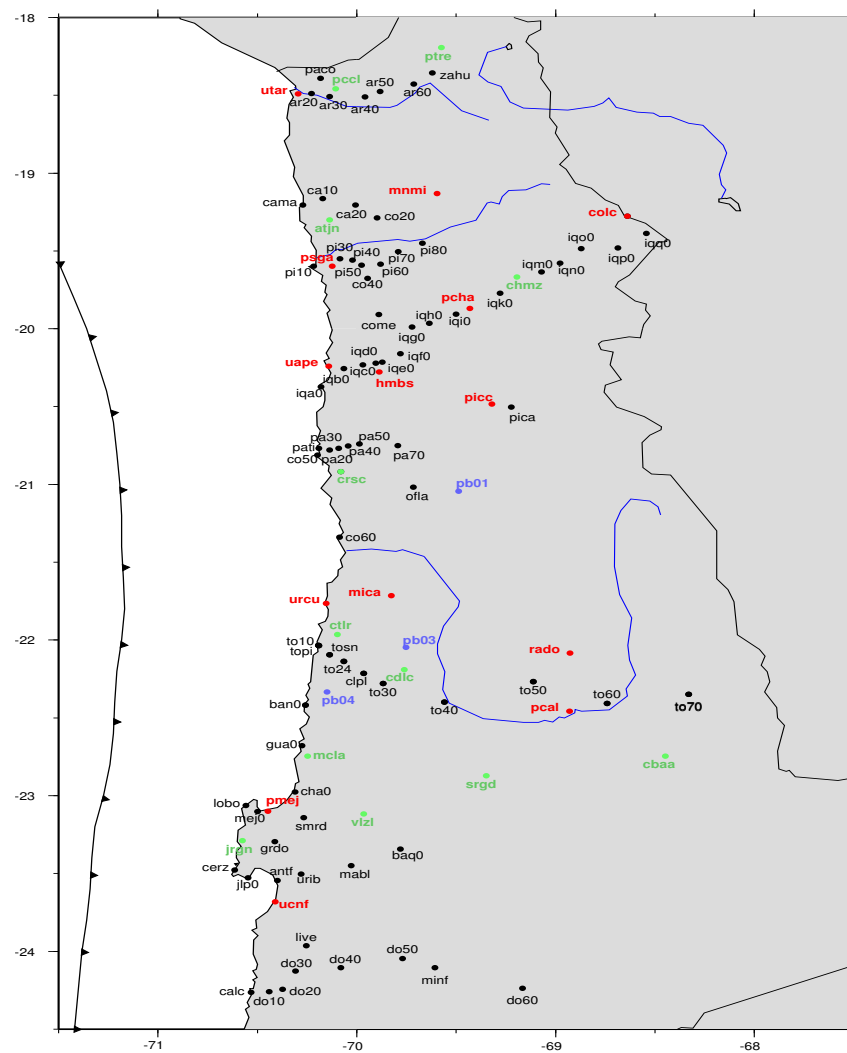


Figure 3.31: International network of c-GPS and s-GPS stations used in our processing. Black dots : Franco-Chilean campaign benchmarks. Red dots : Franco-Chilean permanent stations. Blue dots : GFZ German permanent stations. Green dots : Caltech permanent stations.

For the purpose of this study, we reprocessed several campaign measurements conducted since 2000 and combined those with recent measurements conducted in 2010, 2011 and 2012.

YEAR	00	05	07	08	08-2	10	11	12
----- Profile Arica -----								
AR20	-	-	-	-	-	X	-	X
PACO	-	X	-	-	-	X	-	X
AR30	-	-	-	-	-	X	-	X
AR40	-	-	-	-	-	X	-	X
AR50	-	-	-	-	-	X	-	X
AR60	-	-	-	-	-	X	-	X
ZAHU	-	X	-	-	-	X	-	X
----- Profile Pisagua -----								
CAMA	-	-	-	-	-	X	-	X
CA10	-	-	-	-	-	X	-	X
CA20	-	-	-	-	-	X	-	X
CO20	-	-	-	-	-	X	-	X
CO40	-	X	-	-	-	X	-	X
PI10	-	-	-	-	-	X	-	X
PI30	-	-	-	-	-	X	-	X
PI40	-	-	-	-	-	X	-	X
PI50	-	-	-	-	-	X	-	X
PI60	-	-	-	-	-	X	-	X
PI70	-	-	-	-	-	X	-	X
PI80	-	-	-	-	-	X	-	X
----- Profile Iquique -----								
COME	-	-	-	-	-	X	-	X
IQA0	-	X	-	-	-	X	-	X
IQB0	-	-	-	-	-	X	-	X
IQC0	-	-	-	-	-	X	-	X
IQD0	-	X	-	-	-	X	-	X
IQE0	-	-	-	-	-	X	-	X
IQF0	-	X	-	-	-	X	-	X
IQG0	-	X	-	-	-	X	-	X
IQH0	-	X	-	-	-	X	-	X
IQI0	-	X	-	-	-	X	-	X
IQK0	-	X	-	-	-	X	-	X
IQM0	-	X	-	-	-	X	-	X
IQN0	-	-	-	-	-	X	-	X
IQO0	-	X	-	-	-	X	-	X
IQP0	-	X	-	-	-	X	-	X
IQQ0	-	X	-	-	-	X	-	X
----- Profile Pica -----								
CO50	-	-	-	X	X	X	-	X
CO60	-	-	-	X	X	-	-	X
OFLA	-	X	-	-	-	X	-	X
PA20	-	-	-	-	-	X	-	X
PA30	-	-	-	-	-	X	-	X
PA40	-	-	-	-	-	X	-	X
PA50	-	-	-	-	-	X	-	X
PA70	-	-	-	-	-	X	-	X
PATI	-	-	-	-	-	X	-	X
PICA	-	X	-	-	-	X	-	X
----- Profile Tocopilla -----								
BANA	-	-	-	X	X	X	X	X
CLPL	-	-	-	-	-	X	-	X
TO1A	-	-	-	X	X	X	-	X
TO2A	-	-	-	-	-	X	X	X
TO3A	-	-	-	X	X	X	X	X
TO40	-	-	-	-	-	X	X	X
TO5A	-	-	-	X	X	X	X	X
TO6A	-	-	-	-	-	X	X	X
TO7A	-	-	-	-	-	X	X	X
TOPI	-	-	-	-	-	X	X	X
TOSN	-	-	-	-	-	X	X	X
----- Mejillones area -----								
CHAA	-	-	-	X	X	X	X	X
GUA0	-	-	X	X	X	X	X	X
LOBO	-	-	-	-	-	X	X	X
MEJ0	-	-	-	X	-	X	X	X
SMRD	-	-	-	-	-	X	X	X
GRDO	-	-	-	-	-	X	X	X
CERZ	-	-	-	-	-	X	X	X
JLPA	-	-	-	X	X	X	X	X
ANVA	-	-	-	-	-	X	X	X
URIA	-	-	-	-	-	X	X	X
BAQA	-	-	-	-	X	X	X	X
MABL	-	-	-	-	-	X	X	X
----- Profile Domeyko -----								
DO10	-	-	X	X	X	X	X	-
DO20	X	-	X	X	X	X	X	-
DO30	-	-	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	X	-
CALC	-	X	-	-	-	X	X	-
LIVE	-	-	-	-	-	X	X	-
MINF	-	-	-	-	-	X	X	-

Figure 3.32: Table of measurement for each campaign since 2000.

The regional network obtained is presented in figure 3.31 and includes several permanent stations of Caltech University and GFZ. Each point of the network has a singular measurement history (see table 3.32) and the interseismic velocities are obtained on varying time spans. For instance, the southernmost Paranal profile has been measured six times in a eleven years time-span (2000-2012), and because no major earthquake occurred there since 2000, the velocity on those points is purely interseismic and very well constrained. On the contrary, the interseismic velocity on the new benchmarks installed in 2010 (Pisagua or Pica profiles in table 3.32 and figure 2 in the main text) are based on only two measurements on a two years time-span (2012-2012). The Tocopilla and Mejillones area were affected by the 2007 Mw 7.7 Tocopilla earthquake. Therefore, we use only measurements acquired since 2008. No clear postseismic motion associated to this event is registered in the campaign time-series (see figure 3.34). Similarly, the 2005 Tarapaca earthquake produced coseismic deformation all along the Iquique profile, that leads us to exclude pre-Tarapaca measurements on this profile to get the interseismic velocity. On most of the points, the velocity is constrained by three measurements on a seven years time span.

Finally, data from 83 regional permanent stations and campaign benchmarks were processed together with 28 continuous stations located either on the South-America craton or in the Nazca plate. The baselines repeatabilities associated to each campaign (see table 3.6) indicate that the horizontal components of the relative position vectors are precise to within 2 or 3 millimeters whereas vertical component are no more precise than 3.5 mm. We combined the daily solutions using GLOBK and we present in table 3.7 and table 3.8 the interseismic velocities both in the

ITRF 2008 and in the fixed NNR-Nuvel1A South America. We plot in figure 3.33 the stations used in the stabilization procedure and some of the Brazilian and Argentine permanent stations that help constraining the fixed South America craton.

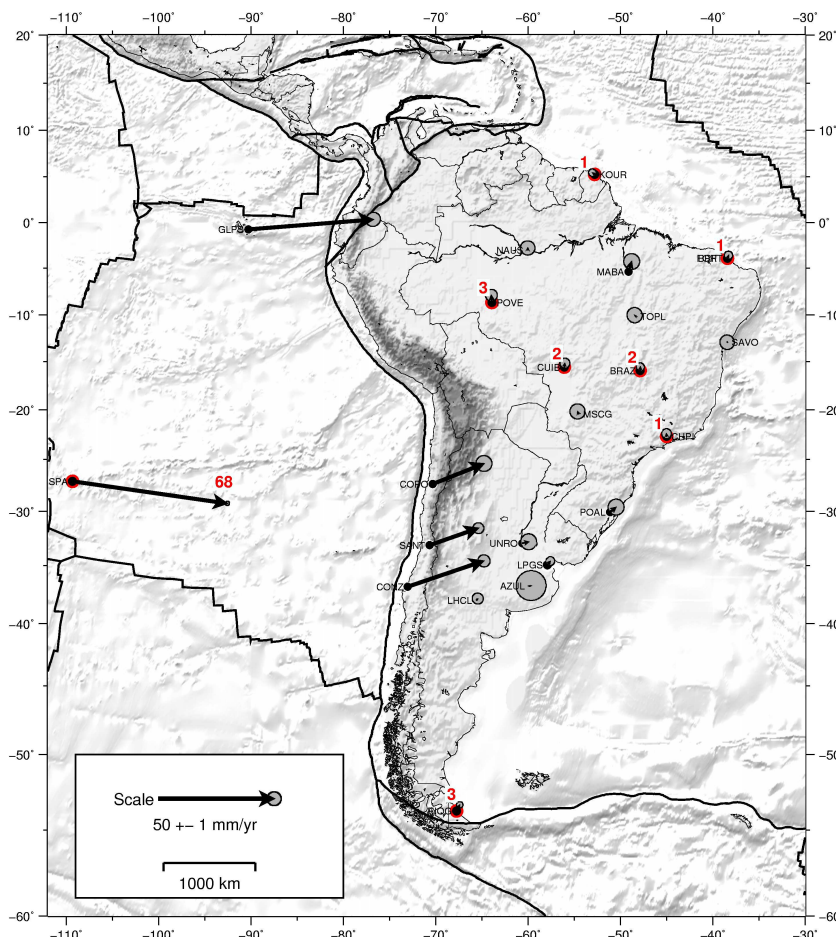


Figure 3.33: Large scale network and far field velocities. Dots show locations of GPS stations. Arrows depict their horizontal velocities with respect to a reference frame fixed on the South-America plate thighted by the red-dot stations. Bold numbers aside the arrows indicate the velocity in mm/yr. Ellipses depict the region of 99% confidence.

Campaign	2000	2005	2007	2008	2008-2	2010	2011	2012
North	1.2	1.0	1.2	0.6	1.0	0.7	0.8	1.4
East	3.5	0.6	1.6	0.9	1.2	0.8	1.0	1.8
Vert	9.1	3.2	3.8	2.8	4.3	3.9	2.8	5.3

Table 3.6: Repeatability for each campaign on North, East and vertical components.

SITE	Position		Velocity-ITRF08		Velocity-NNR		Uncertainties		r
	Lon.	Lat.	Vlon	Vlat	Vlon	Vlat	σ_{lon}	σ_{lat}	
ANTF	289.599	-23.544	30.91	19.57	33.14	10.61	1.54	1.54	-0.005
AR20	289.772	-18.489	13.43	15.76	16.36	6.78	1.63	1.60	-0.001
AR30	289.864	-18.508	14.41	15.56	17.35	6.57	1.61	1.58	0.000
AR40	290.042	-18.510	12.49	18.03	15.44	9.02	1.54	1.54	-0.002
AR50	290.117	-18.475	11.25	13.66	14.20	4.64	1.60	1.57	-0.004
AR60	290.287	-18.427	10.65	18.23	13.62	9.19	1.57	1.56	-0.003
BAN0	289.742	-22.417	28.21	20.34	30.60	11.36	1.15	1.15	-0.005
BAQU	290.219	-23.342	23.74	17.39	26.03	8.36	1.14	1.14	-0.006
CA10	289.828	-19.164	18.78	18.51	21.63	9.52	1.66	1.61	0.007
CA20	289.993	-19.206	16.95	15.20	19.80	6.19	1.61	1.58	0.004
CALC	289.468	-24.264	30.03	17.53	32.15	8.58	0.75	0.75	-0.006
CAMA	289.729	-19.206	17.65	17.50	20.48	8.52	1.60	1.57	-0.014
CERZ	289.386	-23.476	31.97	19.86	34.19	10.92	1.55	1.54	-0.004
CHA0	289.690	-22.976	22.60	18.15	24.91	9.18	1.08	1.09	-0.006
CLPL	290.035	-22.214	22.94	17.82	25.38	8.81	1.54	1.54	-0.003
CO20	290.103	-19.288	15.87	17.60	18.71	8.58	1.59	1.57	-0.001
CO40	290.054	-19.677	18.04	16.00	20.83	6.99	0.82	0.83	-0.002
CO50	289.802	-20.812	24.12	18.17	26.74	9.19	1.08	1.08	-0.004
CO60	289.913	-21.340	25.20	18.72	27.75	9.72	1.08	1.08	-0.005
COME	290.111	-19.908	16.88	14.45	19.64	5.43	1.55	1.53	-0.002
DO10	289.560	-24.260	28.98	18.69	31.11	9.73	1.13	1.13	-0.007
DO20	289.627	-24.244	28.72	17.76	30.85	8.80	0.68	0.68	-0.005
DO30	289.692	-24.127	29.09	17.45	31.24	8.48	1.14	1.14	-0.002
DO40	289.920	-24.105	26.06	16.86	28.23	7.86	0.68	0.68	-0.004
DO50	290.231	-24.045	24.34	16.42	26.54	7.39	0.68	0.69	-0.004
DO60	290.834	-24.236	18.18	17.09	20.39	7.99	0.68	0.68	-0.005
GRDO	289.588	-23.294	27.71	22.84	29.97	13.88	1.56	1.55	-0.004
GUA0	289.724	-22.679	22.78	16.71	25.14	7.73	1.02	1.02	-0.006
IQA0	289.820	-20.373	19.48	16.09	22.16	7.10	0.83	0.83	-0.003
IQB0	289.936	-20.256	18.67	14.71	21.37	5.71	1.55	1.54	-0.003
IQC0	290.031	-20.231	23.63	16.87	26.34	7.86	1.56	1.55	-0.003
IQD0	290.096	-20.221	17.63	15.07	20.35	6.05	0.83	0.83	-0.003
IQE0	290.128	-20.214	20.24	16.69	22.96	7.67	1.56	1.55	-0.003
IQF0	290.219	-20.160	17.75	15.30	20.48	6.27	0.83	0.83	-0.003
IQG0	290.277	-19.988	17.64	15.55	20.40	6.51	0.82	0.83	-0.003
IQH0	290.364	-19.964	17.04	16.55	19.81	7.50	0.82	0.83	-0.003
IQI0	290.499	-19.907	17.57	16.22	20.35	7.16	0.83	0.83	-0.003
IQK0	290.720	-19.771	17.75	16.98	20.56	7.89	0.82	0.83	-0.003
IQM0	290.930	-19.636	17.36	17.79	20.20	8.68	0.82	0.83	-0.002
IQN0	291.022	-19.579	15.50	19.17	18.35	10.05	1.54	1.53	-0.002
IQO0	291.129	-19.485	13.06	18.91	15.93	9.78	0.82	0.83	-0.002
IQP0	291.314	-19.481	14.76	19.17	17.64	10.02	0.82	0.82	-0.002
IQQ0	291.456	-19.387	13.55	17.56	16.45	8.39	0.82	0.83	-0.002
JLP0	289.454	-23.526	29.45	20.44	31.67	11.49	1.08	1.08	-0.007
LIVE	289.747	-23.964	29.31	18.82	31.49	9.84	2.11	2.10	-0.003
LOBO	289.443	-23.062	25.32	21.60	27.61	12.66	1.55	1.54	-0.004
MABL	289.972	-23.448	24.89	16.90	27.15	7.90	1.54	1.54	-0.004
MEJ0	289.501	-23.102	24.79	19.37	27.07	10.42	1.08	1.08	-0.006
MINF	290.394	-24.105	21.76	18.21	23.96	9.16	2.13	2.11	-0.003
OFLA	290.284	-21.018	21.62	15.18	24.24	6.14	0.84	0.85	-0.004
PA20	289.863	-20.778	21.87	20.43	24.50	11.44	1.55	1.55	-0.002
PA30	289.909	-20.768	22.43	19.93	25.06	10.93	1.55	1.54	-0.003
PA40	289.956	-20.753	20.84	19.47	23.48	10.47	1.55	1.54	-0.002
PA50	290.013	-20.740	21.65	17.06	24.29	8.05	1.54	1.53	-0.002
PA70	290.206	-20.750	17.24	19.53	19.89	10.50	1.62	1.59	0.008
PACO	289.817	-18.391	12.54	15.50	15.49	6.51	0.84	0.85	0.000
PATI	289.810	-20.768	20.40	19.19	23.03	10.20	1.55	1.55	-0.004
PI10	289.783	-19.598	19.12	15.34	21.90	6.36	1.58	1.56	-0.002
PI30	289.915	-19.551	19.51	17.56	22.31	8.56	1.62	1.60	0.000
PI40	289.978	-19.560	19.08	17.37	21.88	8.37	1.57	1.56	-0.006
PI50	290.023	-19.592	18.46	17.03	21.26	8.02	1.58	1.57	-0.003
PI60	290.120	-19.586	17.91	18.84	20.71	9.82	1.58	1.56	0.000
PI70	290.208	-19.505	18.16	16.02	20.98	6.99	1.59	1.56	-0.001
PI80	290.330	-19.451	16.19	17.14	19.02	8.10	1.62	1.59	-0.002
PICC	290.665	-20.490	17.63	16.97	20.34	7.89	1.52	1.52	-0.002
SMRD	289.733	-23.140	22.87	19.07	25.16	10.09	1.57	1.56	-0.002
TO10	289.808	-22.035	26.31	20.79	28.76	11.81	1.51	1.51	-0.005
TO24	289.935	-22.137	23.64	17.67	26.08	8.67	1.54	1.54	-0.003
TO30	290.133	-22.279	24.55	17.40	26.99	8.38	1.10	1.09	-0.006
TO40	290.440	-22.398	21.44	20.76	23.88	11.70	1.56	1.55	-0.003
TO50	290.889	-22.267	15.38	15.63	17.86	6.53	1.09	1.09	-0.005
TO60	291.259	-22.407	13.63	15.14	16.12	6.00	1.16	1.16	-0.006
TO70	291.670	-22.349	12.86	15.34	15.38	6.15	1.16	1.16	-0.006
TOPI	289.806	-22.034	28.10	18.94	30.55	9.96	1.57	1.56	-0.005
TOSN	289.864	-22.095	21.97	19.24	24.42	10.25	1.56	1.56	-0.001
URIB	289.720	-23.505	26.60	21.16	28.84	12.18	1.54	1.54	-0.004
ZAHU	290.380	-18.357	8.59	16.15	11.57	7.10	0.72	0.72	0.005

Table 3.7: Horizontal velocities in mm/yr on the campaign network. Vlat and Vlon are given either in the ITRF 2008 reference frame (columns 3 and 4), or in the NNR-Nuvel1A South-America fixed reference frame (columns 5 and 6).

SITE	Position		Velocity-ITRF08		Velocity-NNR		Uncertainties		r
	Lon.	Lat.	Vlon	Vlat	Vlon	Vlat	σ_{lon}	σ_{lat}	
ANTC ⁱ	288.468	-37.339	15.70	10.12	15.84	1.29	0.87	0.86	-0.032
ATJN ^c	289.863	-19.301	16.19	15.80	19.02	6.81	1.01	1.01	-0.002
AZUL ^a	300.119	-36.767	-0.55	10.10	0.83	0.11	2.14	2.13	0.005
BATF ^b	320.257	-17.555	-12.56	15.90	-7.86	4.90	1.56	1.58	-0.006
BRAZ ^{i*}	312.122	-15.947	-4.22	12.38	0.13	1.63	0.58	0.58	-0.017
BRFT ^{i*}	321.574	-3.877	-4.68	12.24	0.50	1.22	0.60	0.59	-0.048
CBAA ^c	291.552	-22.746	10.99	16.28	13.45	7.10	1.21	1.22	-0.004
CDLC ^c	290.238	-22.190	21.26	15.71	23.71	6.68	1.12	1.12	-0.004
CEEU ^b	321.574	-3.878	-2.88	11.97	2.30	0.95	1.10	1.11	-0.041
CFAG ⁱ	291.767	-31.602	6.02	11.38	7.28	2.18	0.71	0.71	-0.022
CHMZ ^c	290.806	-19.669	16.49	17.91	19.32	8.81	1.30	1.31	-0.001
CHPI ^{i*}	315.015	-22.687	-4.20	12.03	-0.13	1.16	0.69	0.70	0.001
COLC ^f	291.361	-19.276	13.19	18.32	16.10	9.16	1.01	1.01	-0.002
CONZ ^g	286.975	-36.844	32.91	19.85	32.99	11.19	0.87	0.87	-0.034
COPO ⁱ	289.662	-27.385	20.57	17.80	22.26	8.83	1.14	1.14	-0.010
CRSC ^c	289.920	-20.918	23.63	18.78	26.24	9.78	1.01	1.01	-0.004
CTLR ^p	289.903	-21.964	25.06	19.32	27.53	10.32	1.12	1.12	-0.004
CUIB ^{b*}	303.930	-15.555	-3.76	11.90	0.21	1.62	0.72	0.72	-0.001
GLPS ⁱ	269.696	-0.743	49.01	10.52	54.14	4.29	1.03	1.00	0.061
HMBS ^f	290.112	-20.278	19.71	17.03	22.42	8.01	1.48	1.48	-0.002
ISPA ^{i*}	250.656	-27.125	67.35	-6.70	67.16	-9.61	0.30	0.30	0.008
JRGN ^c	289.425	-23.289	25.91	20.25	28.16	11.31	1.21	1.22	-0.005
KOUR ^{i*}	307.194	5.252	-6.46	11.17	-0.92	0.67	0.56	0.53	-0.055
LHCL ⁱ	294.405	-38.003	-0.06	10.13	0.57	0.66	0.80	0.79	-0.023
LPGS ⁱ	302.068	-34.907	-0.50	11.71	1.30	1.56	0.64	0.64	0.004
MABA ^b	310.878	-5.362	-3.62	15.14	1.34	4.44	1.14	1.13	-0.019
MCLA ^c	289.753	-22.746	20.64	17.84	22.99	8.86	1.01	1.01	-0.006
MICA ^f	290.173	-21.715	24.96	17.79	27.48	8.76	1.21	1.22	-0.004
MNMI ^f	290.404	-19.131	14.37	17.21	17.25	8.16	1.08	1.08	-0.002
MSCG ^b	305.459	-20.441	-4.06	11.55	-0.46	1.16	1.08	1.08	-0.002
MTCO ^b	304.544	-10.804	-4.17	10.50	0.25	0.17	1.54	1.53	-0.007
MZAC ^a	291.124	-32.895	10.15	13.31	11.18	4.18	1.14	1.14	-0.010
MZAE ^a	291.850	-33.255	7.03	20.40	8.07	11.19	2.13	1.98	-0.001
MZAS ^a	291.665	-34.615	3.87	11.19	4.70	2.00	2.13	2.12	-0.003
NAUS ^b	299.945	-3.023	-4.96	10.99	0.03	1.01	1.04	1.01	-0.003
PB01 ^g	290.512	-21.044	20.57	16.86	23.20	7.80	1.01	1.01	-0.004
PB03 ^g	290.248	-22.049	22.39	17.20	24.86	8.17	1.01	1.01	-0.005
PB04 ^g	289.850	-22.335	24.56	18.75	26.97	9.76	1.12	1.12	-0.004
PCCL ^c	289.893	-18.458	12.78	16.28	15.72	7.29	1.12	1.12	-0.001
PCHA ^f	290.568	-19.869	18.68	16.76	21.47	7.69	0.84	0.84	-0.002
PICA ^f	290.777	-20.503	17.34	14.51	20.06	5.42	0.84	0.84	-0.003
PMEJ ^f	289.552	-23.101	28.04	19.33	30.33	10.37	1.08	1.08	-0.006
POAL ^b	308.880	-30.074	-0.35	12.74	2.62	2.15	1.14	1.14	0.002
POVE ^{b*}	296.104	-8.709	-4.69	12.86	-0.32	3.22	0.85	0.84	0.004
PSGA ^f	289.877	-19.597	18.35	16.33	21.14	7.34	1.01	1.01	-0.002
PTRE ^c	290.426	-18.194	8.39	17.55	11.40	8.50	1.12	1.12	0.000
RADO ^f	291.073	-22.083	15.19	14.86	17.71	5.74	1.07	1.08	-0.005
RIOB ^b	292.197	-9.965	-4.04	11.75	0.08	2.50	1.02	1.01	0.006
RIOG ^{i*}	292.249	-53.785	3.17	11.87	1.39	2.62	0.47	0.46	-0.011
SALU ^b	315.788	-2.593	-4.19	11.25	0.97	0.36	1.04	1.03	-0.034
SANT ⁱ	289.331	-33.150	20.34	16.33	21.18	7.40	0.77	0.78	-0.025
SAVO ^b	321.568	-12.939	-5.05	11.00	-0.10	-0.02	1.02	1.04	-0.021
SRGD ^c	290.652	-22.871	16.79	16.30	19.18	7.22	1.21	1.22	-0.004
TOPL ^b	311.669	-10.171	-5.24	11.22	-0.54	0.49	1.09	1.09	-0.016
TUCU ^a	294.770	-26.843	2.05	10.79	4.19	1.28	0.77	0.77	-0.007
UAPE ^f	289.859	-20.243	20.54	16.49	23.24	7.50	1.01	1.01	-0.003
UCNF ^f	289.591	-23.679	29.03	19.16	31.24	10.20	1.07	1.08	-0.007
UCOR ^a	295.806	-31.435	3.21	10.89	4.84	1.28	1.15	1.14	-0.006
UNRO ^a	299.372	-32.959	1.01	10.52	2.77	0.59	1.14	1.14	-0.003
UNSJ ^a	291.423	-31.541	8.37	12.11	9.61	2.95	2.12	2.12	0.000
URCU ^f	289.847	-21.764	25.48	18.26	27.97	9.27	2.12	2.12	0.001
UTAR ^f	289.703	-18.491	15.49	16.01	18.42	7.04	0.82	0.82	0.000
VALL ^f	289.236	-28.572	22.74	18.81	24.23	9.89	1.09	1.08	-0.013
VBCA ^a	297.731	-38.701	2.10	10.80	2.99	1.01	0.79	0.77	-0.013
VLZL ^c	290.035	-23.117	19.59	16.54	21.90	7.53	1.30	1.31	-0.004

Table 3.8: Horizontal velocities in mm/yr on permanent stations used to stabilize the processing. Sites used to constrain the reference frame are marked by the * symbol. Stations are either from IGS network ⁱ, French-Chilean network ^f, German IPOC network ^g, CAnTO (Caltech Andean Tectonic OBS) GPS network ^c, RAMSAC Argentine network ^a, or RBMC Brazilian network ^b.

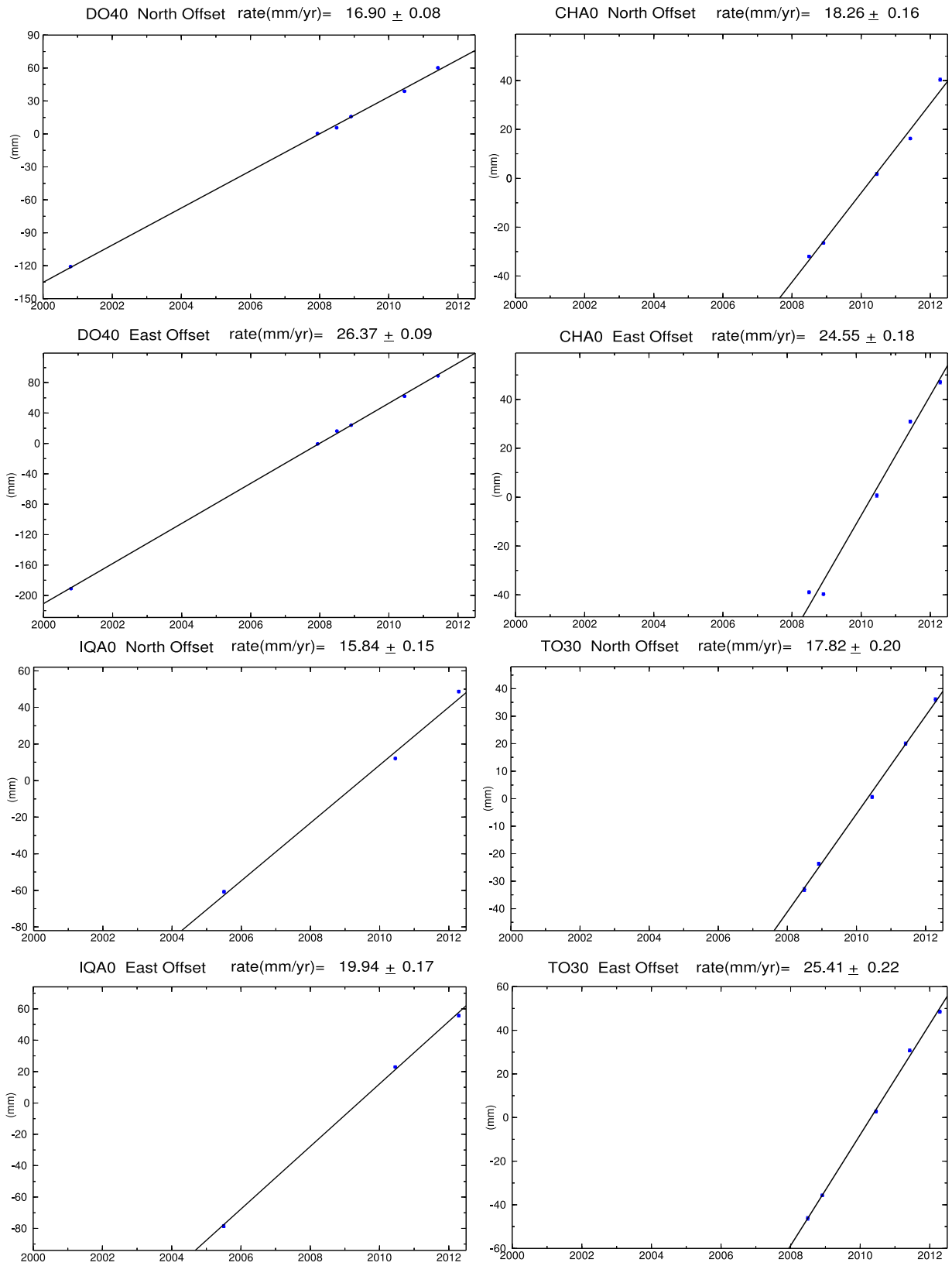


Figure 3.34: Time series of horizontal components of the interseismic velocity of DO40 (Domeyko profile), CHA0 (Mejillones peninsula), TO30 (Tocopilla profile), IQA0 (Iquique profile).

3.3.6.2 Combining with inland data

Brooks et al. [2011] published recently a new GPS data set that measures the backarc shortening along two East-West profile lines through the subandean fold-and-thrust belt in the central Andes area. Those data were collected from 2000 to 2003 and can help greatly in constraining the amount of backarc shortening as 12 measurements are far enough from the main thrust to sample both the stable core of the Andean block, and the South American craton without being impacted by the elastic deformation. In this Auxiliary Material, we invert jointly those data with ours in order to test the validity of our 3-plate models (see Modeling subsection).

However, *Brooks et al.* [2011] published their interseismic velocities in a South-America fixed unknown reference frame, that complicates the comparison with our data. We use our own data set in the NNR-Nuvel1A fixed South America as the reference and we compute the difference between our own data set and the *Brooks et al.* [2011] set at common points. We then invert for a rotation pole that minimizes the residuals and apply this pole to the [*Brooks et al.*, 2011] data set in order to place it relative to the NNR-Nuvel1A South America. Finally, we find that the pole ($3.970^{\circ}\text{N } 102.32^{\circ}\text{W } -0.017^{\circ}/\text{Myr}$) gets low residuals at the common reference stations (BRAZ, FORT, KOUR, LPGS). We summarize the final velocities on the 12 points that are on the stable part of both blocks in table 3.9.

SITE	Position		Velocity		Uncertainties		r
	Lon.	Lat.	Vlon	Vlat	σ_{lon}	σ_{lat}	
BLSK	295.290	-21.560	8.77	3.75	0.22	0.28	-0.083
CCDO	297.610	-19.430	1.50	1.91	0.81	0.97	-0.168
DRDO	295.650	-19.290	9.31	3.26	0.76	1.19	-0.156
M009	297.110	-21.570	3.36	1.40	1.03	0.66	0.287
M010	297.240	-21.640	0.67	1.20	1.03	0.66	0.287
PBOL	297.370	-21.560	2.25	0.90	0.20	0.16	-0.560
SUCE	294.690	-19.000	7.81	4.44	0.10	0.07	-0.174
SUCR	294.790	-18.990	11.01	1.16	0.77	0.70	-0.012
TARI	294.950	-21.630	10.27	1.15	0.52	0.51	-0.051
TRJA	295.280	-21.540	7.17	1.45	0.25	0.20	-0.293
UYNI	293.170	-20.460	11.76	3.39	0.08	0.08	-0.262
ZDNZ	295.300	-19.120	10.31	3.75	0.81	0.72	-0.089

Table 3.9: GPS data from *Brooks et al.* [2011] rotated in the NNR-Nuvel1A South-American fixed reference frame.

3.3.6.3 Vertical interseismic motion

We decided in this paper not to use the vertical velocities from our calculation as : (i) recent measurements are made with different antennae types than in the first 2000 campaign and that important biases can be due to instrumental changes, and (ii) because the repeatability associated to the vertical component of relative position vectors is more than 3 mm/yr (see table 3.6). This is mainly due to the fact that most of the new benchmarks were measured only twice on quite short sessions that disable us to capture the vertical trend. We also had to perform numerous ties between old damaged benchmarks and new ones that cause loss in the vertical position accuracy.

However, the interseismic vertical motion is a precious information that helps constraining the downdip limit of the highly locked zone, independently of the reference frame issues and of the block motion amount. We show the global pattern of the vertical motion of stations that sample more than 2 years of interseismic loading in figure 3.35.

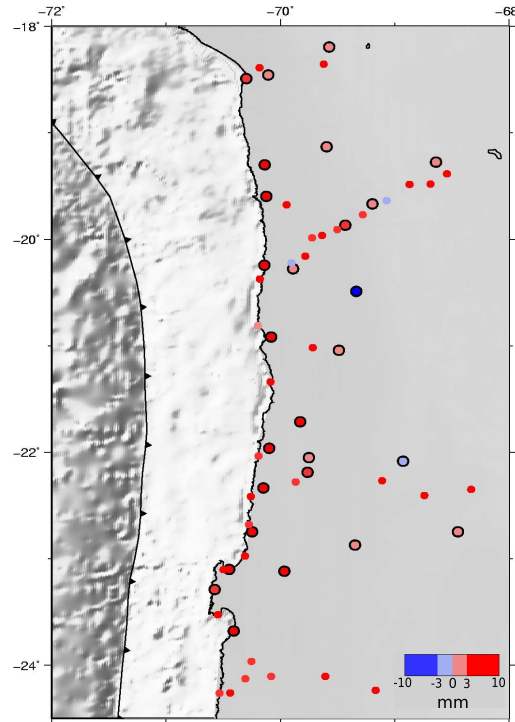


Figure 3.35: Vertical interseismic motion on the c-GPS network (bold contoured dots) and s-GPS campaign benchmarks that were measured at least twice in more than two years time-span. Subsidence (blue) and uplift (red) are color-coded.

The general pattern of those preliminary interseismic vertical velocities underlines the fact that very few points are subsiding while the bulk of the data is uplifted by more than 3mm/yr (a resolvable motion). Among the subsiding points, two of them are campaign points of the Iquique profile that are very close from permanent sites that are registering uplift. Therefore, we are not at all confident in those measurements. The two remaining subsiding points are permanent stations PICA and RADO that are located in an oasis and a mining area respectively. Therefore, it is very probable than human activities of pumping or mining influence the vertical motion of those stations.

Referring to those data, the whole North Chile is uplifted during the interseismic loading phase. If we assume that the vertical motion is well retrieved by elastic modeling, this regional uplift would imply that the locked zone can not extend far under the continent [Savage, 1983]. However, vertical velocities may be more sensitive to viscous deformation. The general pattern of those data are supported by recent InSAR data processed in the area that show interseismic uplift on the whole area with maximal uplift near the coast [Bejar, 2011].

3.3.7 Technical choices for modeling

The inversion procedure of the best model presented in figure 3.29 is conducted using 264 independant observations to determine 207 (3 plate model with zero coupling down 80 km depth) or 204 parameters (2-plate model with zero coupling down 80 km depth).

3.3.7.1 Slab geometry

The geometry of the plunging plate in North Chile has been explored by the *ANCORP et al.* [2003] tomography study but is still poorly known. Recently, [*Peyrat et al.*, 2010; *Contreras-Reyes et al.*, 2010; *Fuenzalida et al.*, 2012] used relocated seismicity following the Mw 7.7 Tocopilla earthquake to assess for precise slab geometry north of Mejillones peninsula. They demonstrate that the slab dips at 30 km depth from $\sim 18^\circ$ to $\sim 25^\circ$, forming a kink in the interface. However, in this study, we prefer to use a simple planar geometry adapted to the backslip assumption. As others did [*Chlieh et al.*, 2011], we tried to constrain the dip of the slab using our GPS data set. We thus invert for coupling distribution using different dip values ranging from 10° to 30° , with a 0.7 roughness coefficient decreasing with depth, and without sliver block motion. The results are presented in figure 3.36. We conclude from these tests that it is difficult to invert for the slab geometry using our GPS measurements, as we can not discriminate between 12° and 24° dipping slabs on the base of the nRMS. Therefore, we adopt an average value of 20° for the slab geometry, also used by [*Chlieh et al.*, 2004, 2011] and coherent with the geophysical and seismological studies in the area.

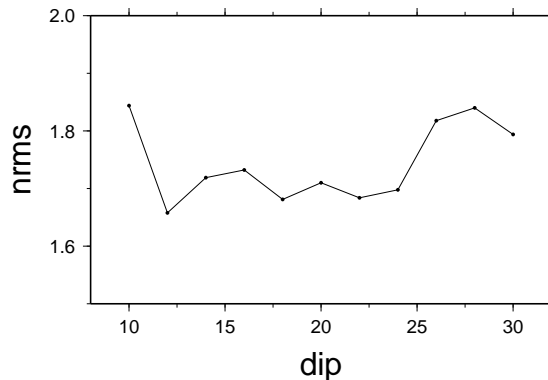


Figure 3.36: Normalized RMS versus dip of the slab in $^\circ$.

3.3.7.2 Sensitivity and resolution

We calculate the sensitivity of our network to unit displacement on each node of the grid by summing the horizontal deformation on the whole network as suggested by *Loveless and Meade* [2011] (see figure 3.7). The “power” of our network to constrain the coupling on the interface is high under the area where our network is dense. This is particularly true for the Iquique zone that extends from 21°S to 19°S . There, the sensitivity is high even for nodes located deeper than 80km depth. However, such deep coupling on the interface is quite unlikely and impacts the vertical deformation pattern predicted (see section 3.1). Thus, we impose zero coupling for depth larger than 80 km depth in our ‘best’ models. The sensitivity is high in general along the coast (i.e down to $\sim 40\text{km}$ depth), notably near the Mejillones peninsula but the sensitivity to coupling slightly decreases at 21.5°S because our network is locally sparse. The sensitivity to shallow nodes is low and the first 10km depth are thus poorly constrained except in front of the Mejillones peninsula where the coastal points are closer to the trench than usual (90 km) and are a little more sensitive to shallow locking. This is why constraining the coupling value on those nodes to 100% does not impact the nRMS of the inversion (see figures 3.43 and 3.46). The sensitivity decreases strongly on the network edges, in particular close to the Chile-Peru

border (North of 18.3°S) where the distance between the coast and the trench increases to 150 km and because measurements in South Peru are missing.

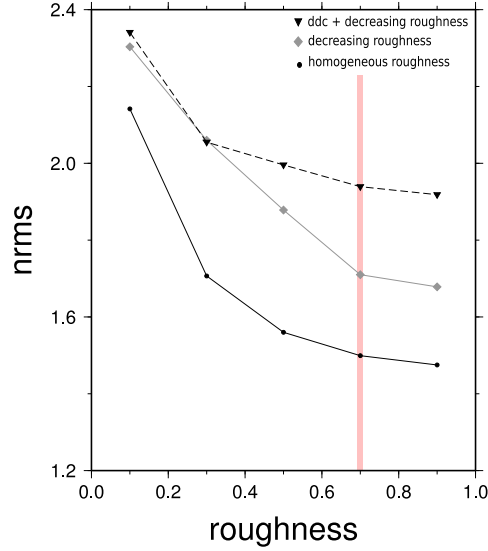


Figure 3.37: Normalized RMS for homogeneous smoothing (plain black line), increasing smoothing with depth (plain grey line), and down-dip decrease option with increasing smoothing with depth (dashed black line), versus smoothing (in $^\circ$).

3.3.7.3 Smoothing constrain

We test both smoothing options presented in section 3.1 (homogeneous “sm” or increasing with depth “smz”) in order to reduce numerical instabilities and unlikely deep coupling patches. We plot the normalized RMS associated to data versus smoothing amount in figure 3.3.7.2. We also combine the increasing smoothing option “smz” with the down-dip decrease option (or “ddc”) that constrain the coupling coefficient to decrease with depth along one column of nodes. In the following, we prefer to use the “smz” option with a 0.7° surface smoothing, as it yields the best compromise between between smoothing and RMS (i.e no significant improvement of the RMS is obtained using higher smoothing coefficient, see also figure 3.10).

3.3.8 Alternative models

3.3.8.1 Bimodal models

We tested bimodal simple coupling distributions in forward tests as previously done by *Chlieh et al.* [2004, 2011]. In those runs, we impose a fully locked zone ($\Phi = 1$) that extends from surface to a locking depth z . Therefore, we impose a 20km wide transition zone toward the freely creeping deep interface where Φ is zero. We test for variable locking depths in order to determine the first-order coupling pattern (see figure 3.38), and find that the best bimodal model is obtained for a downdip limit of the locked zone at 50 to 55 km depth. This is 10 km deeper than the best bimodal model found by *Chlieh et al.* [2011], but this may be due to the fact that he uses a 18° dipping slab in this region. However, our “preferred” bimodal model is not satisfactory as the fit to the data is poor and residuals are systematics along the whole

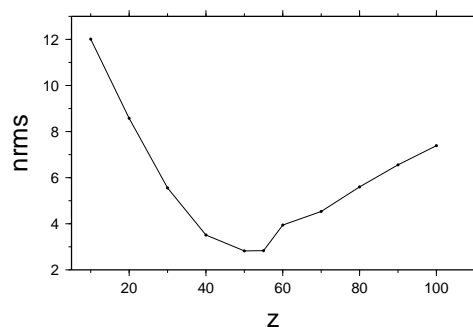


Figure 3.38: Normalized RMS versus depth of the downdip limit of the locked zone in km.

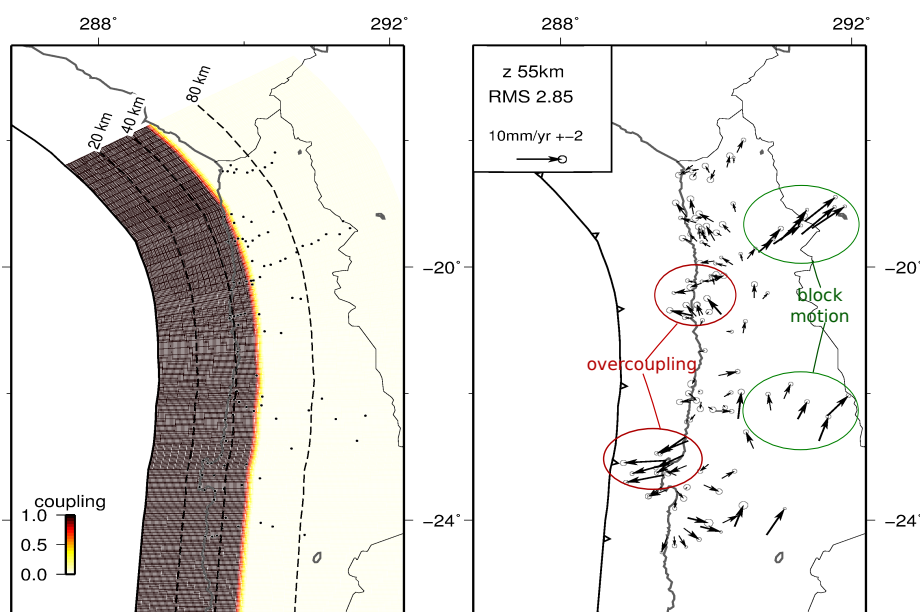


Figure 3.39: Right : best bimodal coupling distribution for $z=55$ km. Left : associated residuals.

network (see figure 3.39). Residuals that are pointing trenchward in the Mejillones peninsula suggest that coupling is higher than needed. On the other hand, eastward pointing residuals in the inland part of the Iquique profile indicate that a large-scale eastward motion is taken place there that could be the rigid rotation of the Andean rigid bloc. Those significant residuals demonstrate that a simple bimodal model is not sufficient to reproduce the data and that lateral variations in the coupling amount is needed.

3.3.8.2 2-plate alternative models

We conduct several inversions of the coupling distribution in the case of a simple convergence between the Nazca plate and the South-American plate. For many of them, the normalized RMS is higher than 1.8, with systematic residuals, and the coupling distributions are either patchy or with very deep coupling. This did not convince us that such a 2-plate description could reproduce our data. However, we present in the following several models with varying constrains : smoothing coefficient (figures 3.10 and 3.41), “ddc” option (figure 3.42), artificial shallow locking (figures 3.43 and 3.44), and zero coupling deeper than 80 km depth.

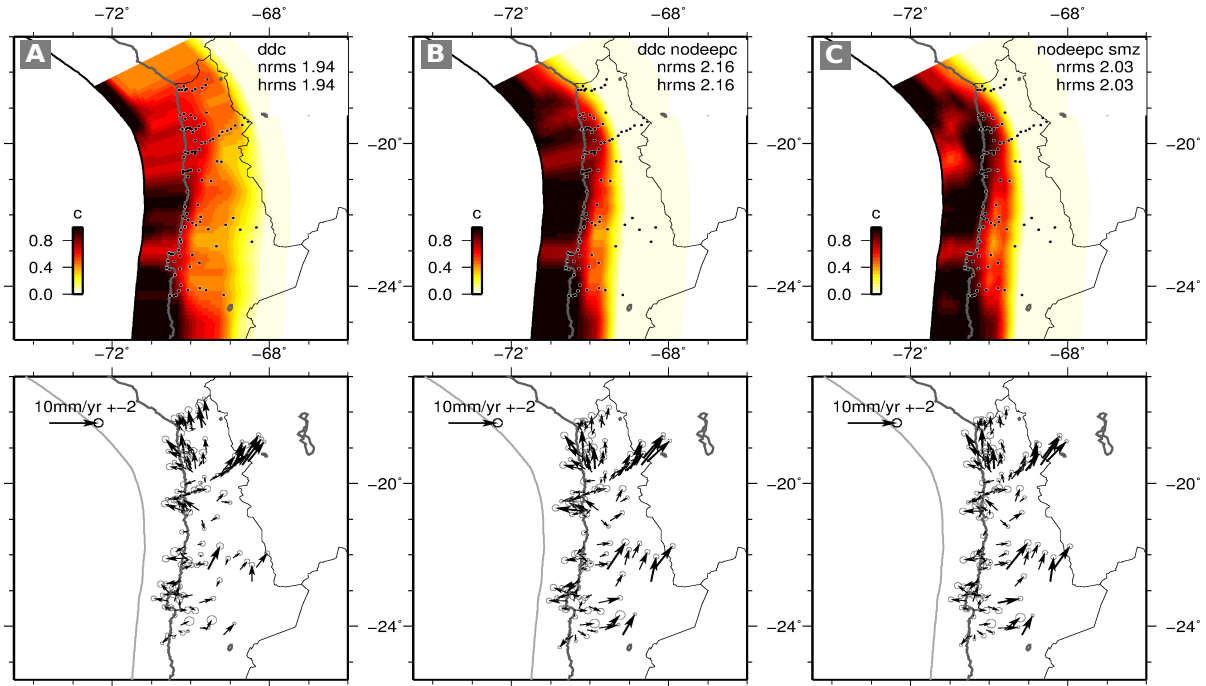


Figure 3.40: Examples of coupling distributions obtained using a simple 2-plate kinematic for the convergence (top row) and associated residuals (bottom row). A- Model obtained using down-dip decrease option; B- same than A but with coupling fixed to zero down 80 km depth; C- ‘best’ coupling distribution obtained without down-dip decrease constrain but with zero coupling down 80 km depth. All inversions were conducted with a $0.7/^\circ$ smoothing coefficient increasing with depth.

Among all the models we tested, the most coherent ones are the inverted coupling distribution presented in figure 3.44 where the smoothing coefficient is set to $0.7/^\circ$. Imposing or not the down-dip decrease constrain on the coupling does not impact the nRMS, but models in which non-zero coupling is allowed down 80 km depth improve the fit to the data. Models in which coupling is allowed to increase with depth differ from the ‘‘ddc’’ constrained models mainly by a deep locked patch under the Iquique coast (20°S). We prefer to present in the main text the model presented in figure 11c where deep coupling is fixed to zero, as it points up the main trends of all the 2-plate models. However, all those preferred 2-plate models, even the models in which deep coupling is allowed and that are thus able to reproduce part of the far-field eastward motion, produce large residuals in the northern part of our network that are systematics and point toward the East. This indicates that coupling variations on the subduction interface are not sufficient to explain the deformation in North Chile.

3.3.8.3 3-plate alternative models

Since the publication of the first interseismic velocities in the North Chile - South Peru area of the Nazca subduction zone, *Norabuena* [1998] proposed that a certain amount of the convergence between the Nazca and South American plate is taken up by crustal shortening localized on the front of the subandean fold-and-thrust belt. They estimated a 10-15 mm/yr shortening rate there and proposed a relative rotation pole between Nazca and South American plate that was confirmed since then. On the other hand, *Bevis et al.* [2001] used an ad-hoc

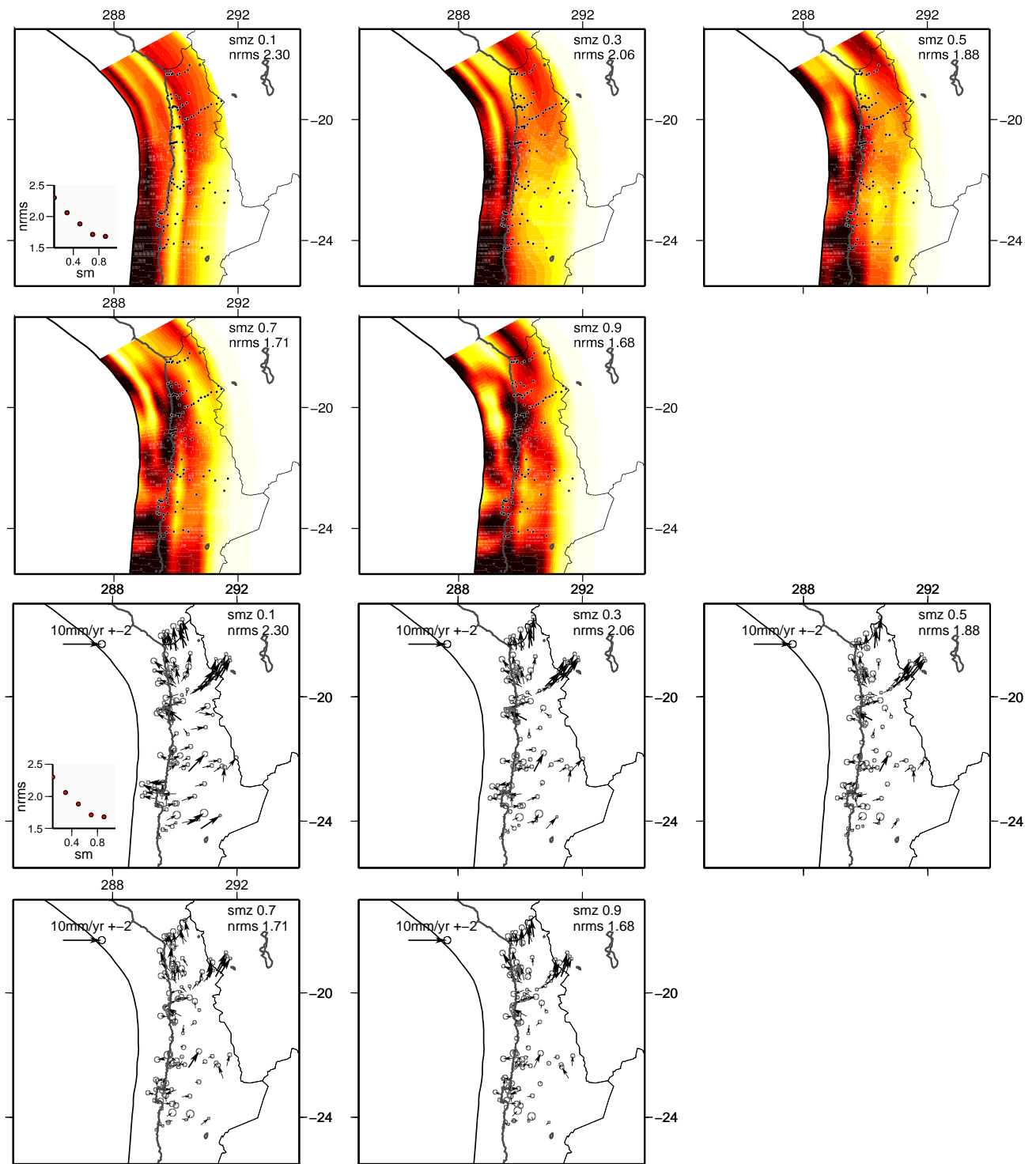


Figure 3.41: **2-Plate model / increasing smoothing / no ddc.** Up : coupling patterns inverted using different values for increasing with depth smoothing coefficient. Coupling is color coded as in Figure 4. Bottom : residuals associated to the coupling distributions presented above. The smoothing value and the normalized root mean square relative to data (nrms) are indicated in the upper right corner of each plot.

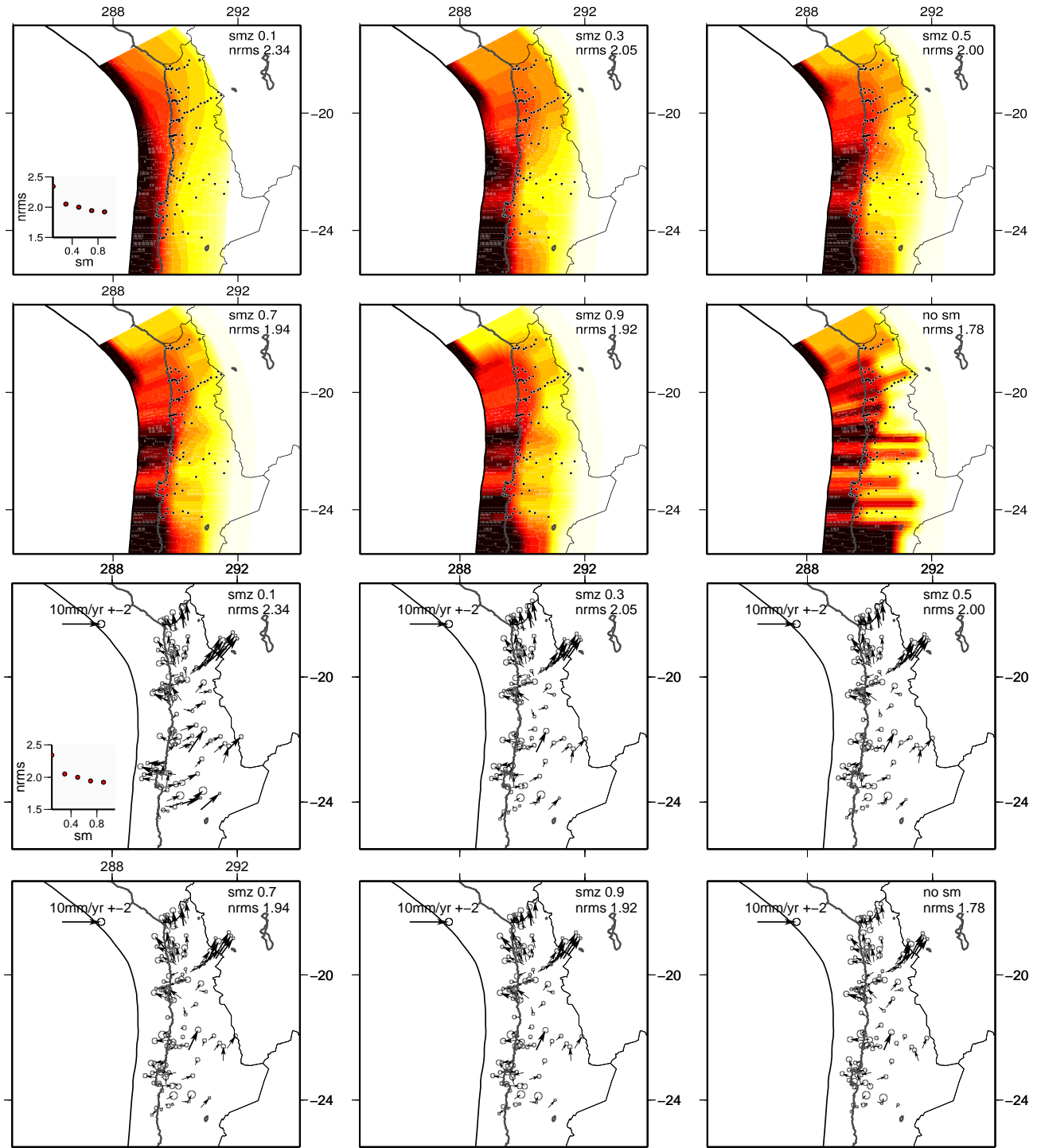


Figure 3.42: 2-Plate model / increasing smoothing / ddc. Same caption as figure 3.41 but with “smz” and “ddc” options.

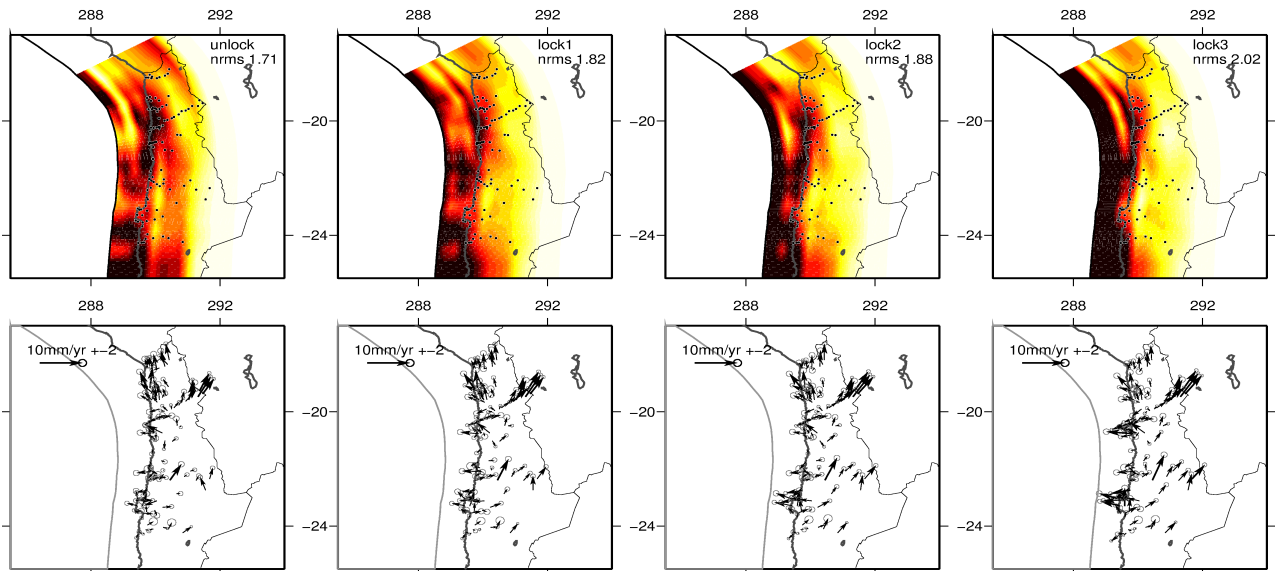


Figure 3.43: 2-Plate models / “smz”=0.7 / no ddc / varying locking. Coupling patterns inverted with different constrain on the shallow coupling and with increasing smoothing with depth (“smz”=0.7). From left to right : no constrain on coupling, locking of the surface node only, locking of the whole interface from 0 to 10km depth, locking of the whole interface from 0 to 20 km depth. The normalized root mean square relative to data (nRMS) is indicated in the upper right corner of each plot.

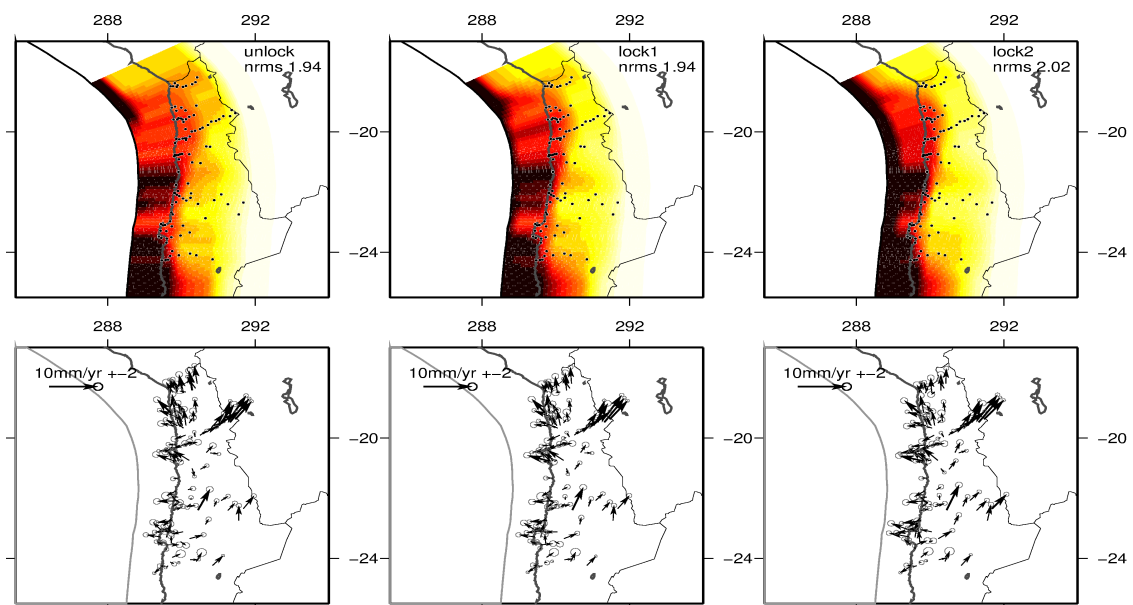


Figure 3.44: 2-Plate models / “smz”=0.7 / ddc / varying locking. Same caption as figure 3.43 but with “ddc” constrain.

combination of their own data set with the data from [Norabuena, 1998] and find that full locking between 10 and 50 km depth on the interface and only 5-6 mm/yr of backarc shortening were necessary to explain the interseismic GPS velocities. Recently, Brooks *et al.* [2011] published new measurements along two profile lines across the Bolivian orocline and conclude that a 9-13 mm/yr of shortening are accumulated there. Therefore, if there is little doubt that a resolvable shortening motion takes place in the andean backarc, rates estimates can double depending on the studies with consequences on the seismic potential assesment on the backarc region. In this study, we roughly define the Eastward limit of the Andean sliver block as the eastern Andes topographic scarp (see figure 3.27 in the main text), and consider that the backarc shortening can be modeled using a rigid block motion hypothesis. Here, we decide to invert simultaneously for the Andean sliver motion, and for the coupling distribution on the subduction interface. Because even small amount of very deep coupling are quite unrealistic and may strongly affect the predicted surface deformation, we impose zero coupling down to 80 km depth in all the 3-plate models.

We present in figure 3.45 the coupling distribution and associated residuals for varying “smz” smoothing coefficient, and list in table 3.10 the associated Eulerian poles between the Andean sliver and the stable South America.

smoothing (/°)	nRMS	rotation pole (N,E,°/Myr)	⟨rot⟩ (mm/yr)
0.1	2.37	28.68 270.38 0.212	18.93
0.3	1.71	-67.05 357.07 -0.148	14.49
0.5	1.53	-56.60 323.55 -0.159	12.10
0.7	1.45	-54.50 322.51 -0.148	10.87
0.9	1.42	-57.09 330.81 -0.126	10.18

Table 3.10: Normalized RMS, Andean sliver pole and average horizontal motion produced by block rotation on the entire network, depending on the smoothing coefficient “smz” imposed in our 3-plate models presented in figure 3.45.

Except for the smoothest models (0.1 and 0.3 smoothing coefficient “smz”), the nRMS is lower or equal to 1.5 and the residuals are no more systematic compared to the 2-plate models. All models share the same pattern of interseismic coupling : coupling decreases in average from South to North of the network, two low average coupling zones (in front of Mejillones and Iquique) separate three locked shallow patches, and coupling tends to deepen beneath Iquique. All models except the smoothest ones are used to define the segments and intersegment areas in figure 5 of the main text. In these models, the sliver pole is located far away in the Southern Hemisphere and the rotation rate generates an averaged convergence rate lower than 13 mm/yr on average on the entire network. The sliver motion is very similar to an homogeneous translation towards the East, but with slight decrease from North to South of our network.

We then tested the effect of the downdip decrease constrain (“ddc”), and of superficial locking on the coupling coefficient with “smz” equal to 0.7 (see figure 3.46). All those models fit well the data (nRMS~1.4) with slightly different estimates of the sliver motion (see table 3.11). Thus, it is very difficult to discriminate between them. This variability in the best models is used to define the segmentation of the margin by locking to the along-strike variations of the average coupling ⟨Φ⟩ (see figure 3.30). As presented in table 3.11, the average horizontal motion produced in our network by the sliver motion is of 9-11 mm/yr for our preferred models. This is thus coherent with the Norabuena [1998] and Brooks [2003] estimates, and more than twice

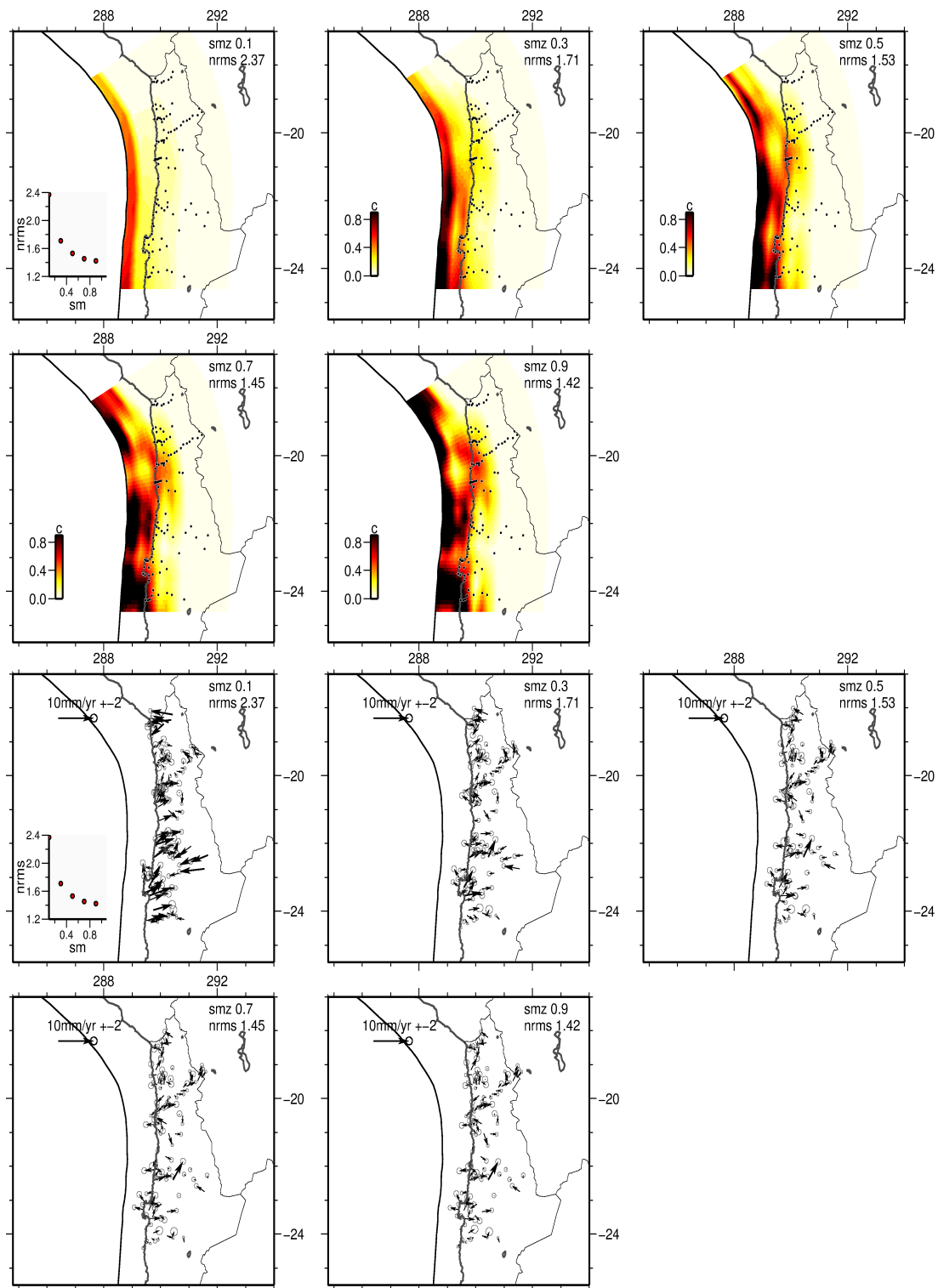


Figure 3.45: Up : coupling patterns inverted for a 3-plate model using different values for the smoothing coefficient, and inverting for the Andean sliver block motion. Smoothing coefficient varies from 0.1 to 0.7°. Bottom : residuals associated to the coupling distributions presented above. The smoothing coefficient and the normalized root mean square relative to data (nRMS) are indicated in the upper right corner of each plot. We plot the variations of nRMS with rotation rate in the bottom right corner of the smoothest inversion

the shortening amount proposed by *Bevis et al.* [2001]. However, we know that an important trade off exists between the amount of coupling in the interface and the amount of backarc shortening in the subandean fold-and-thrust belt. We thus invert for the coupling distribution only while fixing the Andean sliver Eulerian pole to $(-61.20^{\circ}\text{N}, 13.67^{\circ}\text{E})$, with varying rotation rates (see figure 3.47). The best fit is obtained for rotation rates going from 0.6 to $0.9^{\circ}/\text{Myr}$, and no systematic residuals are observed. There is no clear change in the coupling pattern while increasing or decreasing this rotation rate, but a change in the amount of coupling. Finally, because even small amount of very deep coupling are quite unrealistic and may strongly affect the predicted surface deformation, we impose zero coupling down to 80 km depth in our 3-plate preferred best model presented in figure 3.29-c.

constrain	NRMS	rotation pole (N,E, $^{\circ}$ /Myr)	$\langle \text{rot} \rangle$ (mm/yr)
0.7 z	1.42	-54.50 322.51 -0.148	10.87
0.7 z + ddc	1.48	-51.96 316.64 -0.176	11.76
0.7 z + lock1	1.44	-48.61 312.21 -0.19	11.45
0.7 z + lock2	1.46	-45.26 308.89 -0.21	11.17

Table 3.11: Normalized RMS, Andean sliver pole and average horizontal motion produced by block rotation on our network, depending on the constrains imposed in our 3-plate models (figure 3.46).

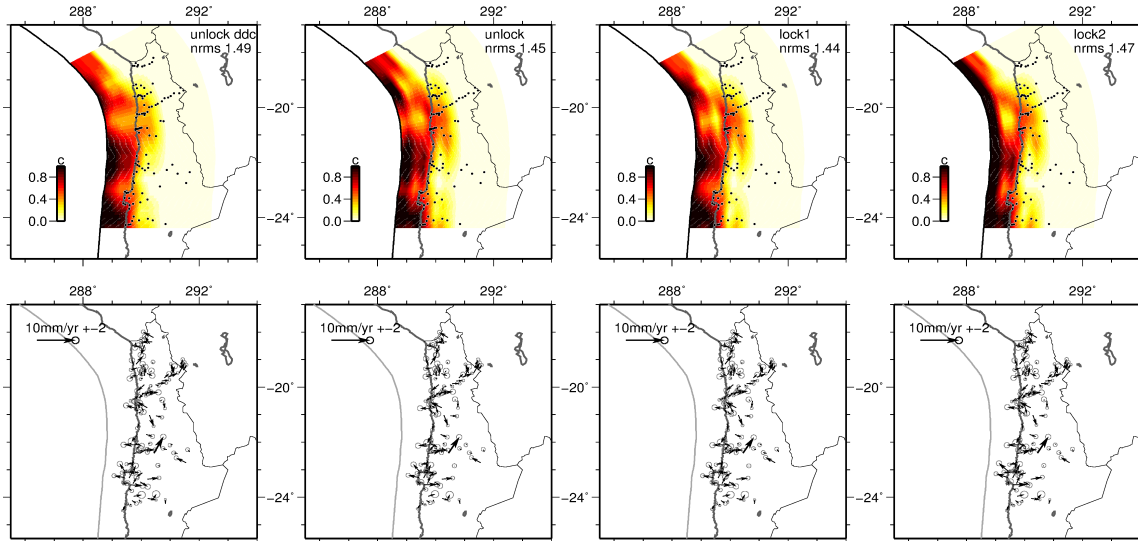


Figure 3.46: Coupling patterns inverted for a 3-plate model and with different constrains on the shallow coupling. The smoothing coefficient is fixed to 0.7° , and no coupling is allowed under 80 km depth. From left to right : no constrain on coupling, “ddc” constrain on the coupling coefficient, locking of the surface node only, locking of the whole interface from 0 to 10km depth. The normalized root mean square (nRMS) is indicated in the upper right corner of each plot.

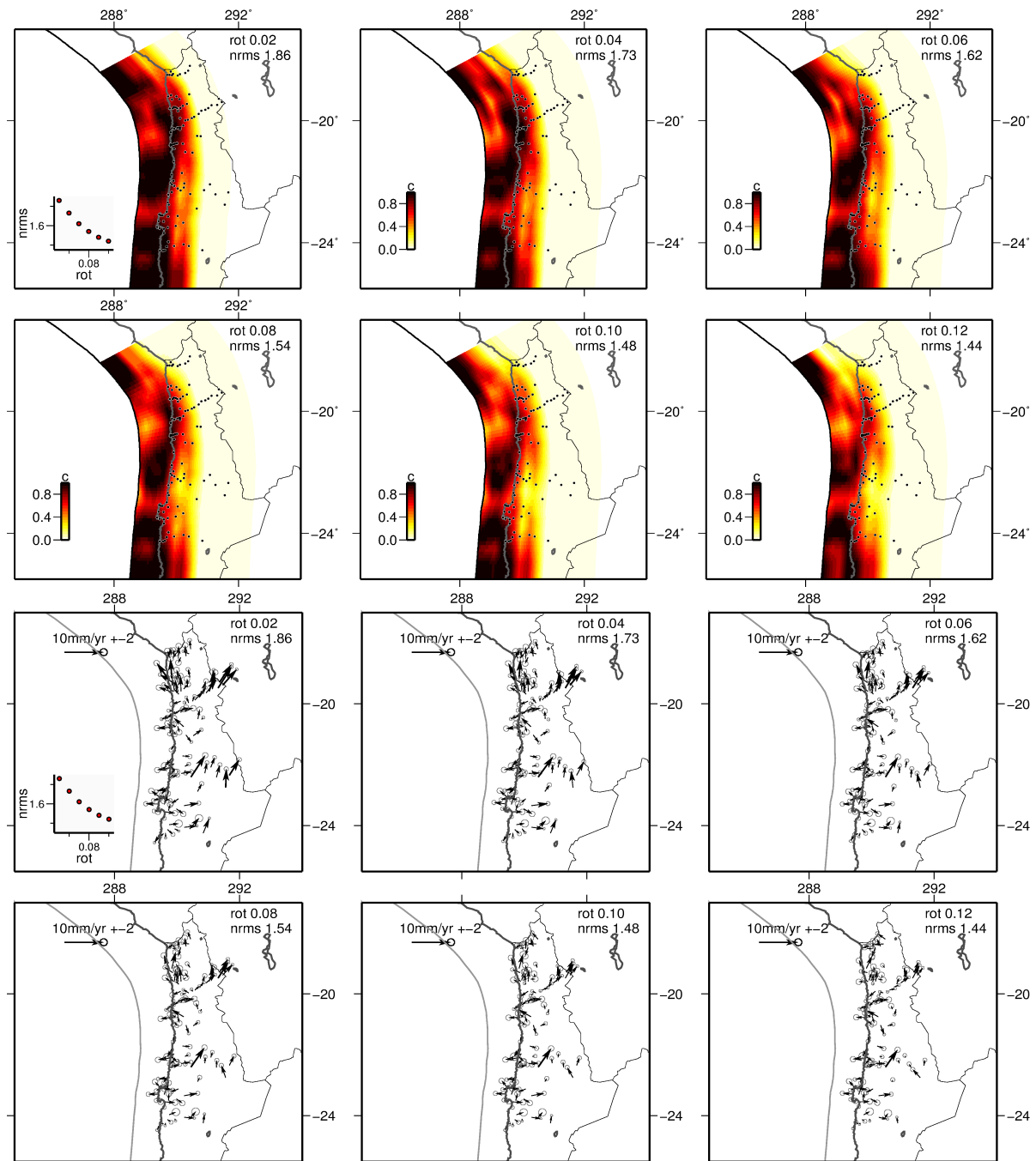


Figure 3.47: Same caption as figure 3.45, but for fixed sliver motion rates (from 0.02 to 0.12 °/Myr) around the (-54.50°N, 322.51°E) Eulerian pole (i.e the pole inverted for 0.7° smoothing coefficient and no superficial locking).

3.3.8.4 Influence of complex geometry on coupling

We present in figure 3.48 the coupling distribution inverted with the slab geometry proposed by *Contreras-Reyes et al.* [2012] around the Mejillones peninsula, $0.7/^\circ$ increasing with depth smoothing coefficient, and impeded coupling down 80 km depth. It implies an abrupt change in the dip angle of the slab at 30 km depth that increases from 10° to 22° . No obvious change is observed in the lateral variations of the coupling coefficient, but coupling is overall lower than in our preferred 3-plate model. Using this geometry impose a higher rotation rate around the eulerian pole of the sliver that is located (65.2°S , 348.9°E) and produces an eastward motion of 14 mm/yr in average over the entire network. Therefore, the slab geometry used in our inversion is crucial to precisely determine the amount of slip accumulated during the interseismic period on the subduction thrust but does not dramatically change the coupling segmentation, i.e the core of our study.

3.3.8.5 Compatibility with regional GPS data sets

In order to test whether this ~ 11 mm/yr shortening amount is realistic, we include in the inversion recent inland data from *Brooks et al.* [2011] rotated in our reference frame (see section 3.3.6.2). The coupling distribution is very similar to the models obtained without those inland data (see figure 3.49) and the sliver block rotation produces an eastward displacement of 10.7

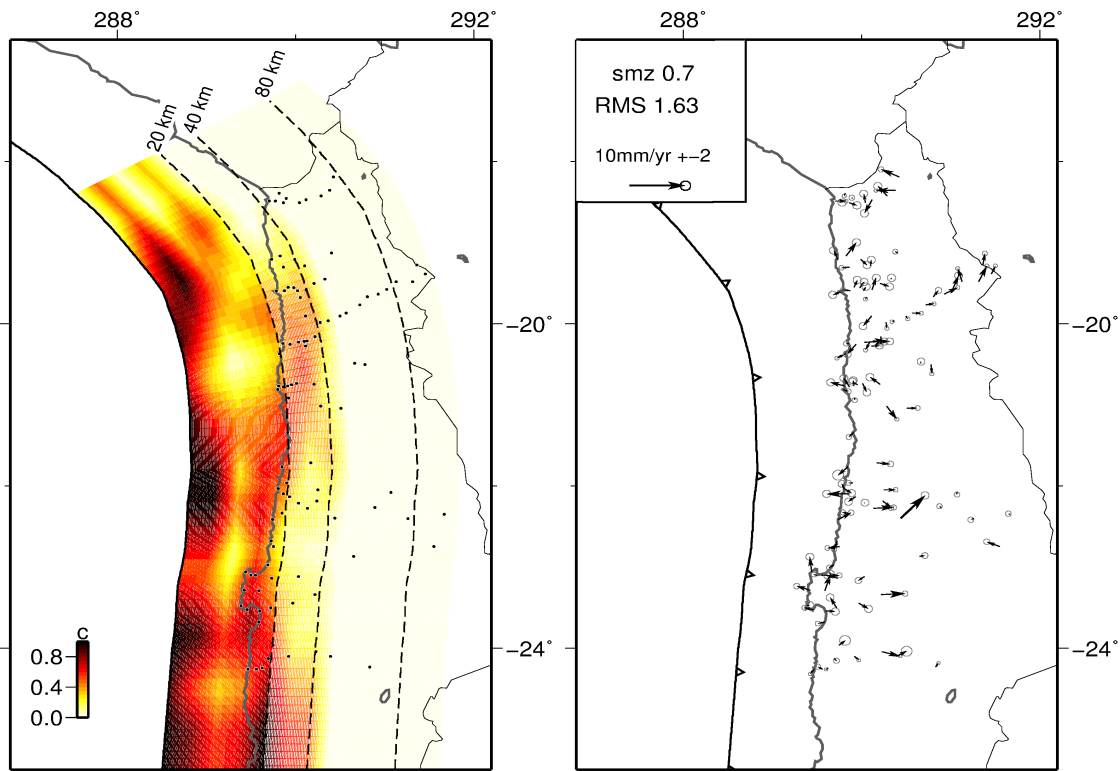


Figure 3.48: Coupling distribution inverted using the complex slab geometry proposed by *Contreras-Reyes et al.* [2012], with $0.7/^\circ$ smoothing coefficient that increases with depth and no coupling allowed under 80 km depth. Residuals associated to this coupling distribution are shown on the right, together with the nRMS value.

mm/yr in average all over our network.

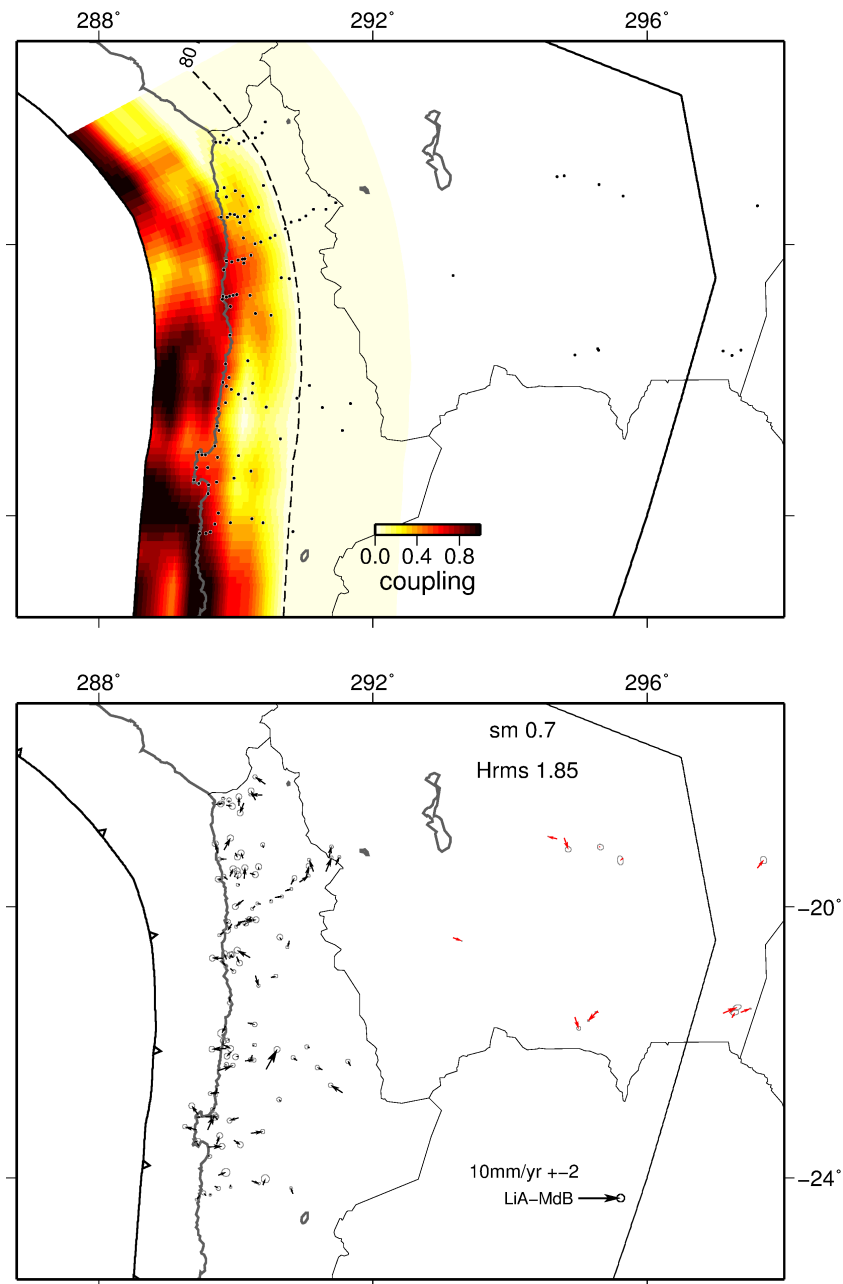


Figure 3.49: Up: coupling distribution inverted using our own data set and the data from *Brooks et al.* [2011]; “ smz ”= $0.7/^\circ$, without constrain on shallow locking, and with zero coupling under 80 km depth. Bottom : residuals associated to our data set (black) and *Brooks et al.* [2011] data (red).

3.3.8.6 Compatibility with vertical data sets

We show the fit of our preferred model (in which vertical data were not included in the inversion) to the vertical velocities of continuous GPS stations (figure 3.35) on four profile lines

normal to the trench (figure 3.50). We compare it to the vertical deformation predicted by a model where coupling can be positive deeper than 80 km depth. In agreement with the data, our best model predicts uplift everywhere except in some coastal areas, where the trend in the continuous stations is supposed to be uplift (Iquique and Arica profiles). This local misfit is higher for the coupling distribution where deep coupling is allowed, since the vertical elastic deformation is very sensitive to the width of the intermediate coupling area (i.e the transition zone beneath the highly locked zone). Therefore, the misfit of our model to vertical trends there could be due to overestimate of the width of the downdip transition zone.

The result of the inversion of both our reliable horizontal velocities and the vertical velocities estimated for continuous stations shows a very similar coupling distribution, and the fit to horizontal data is slightly decreased. In any case, vertical data of higher quality, spanning longer time windows are required to make this kind of inversion. For instance, interseismic deformation depicted in InSAR data may help constraining the uplift pattern [Bejar, 2011].

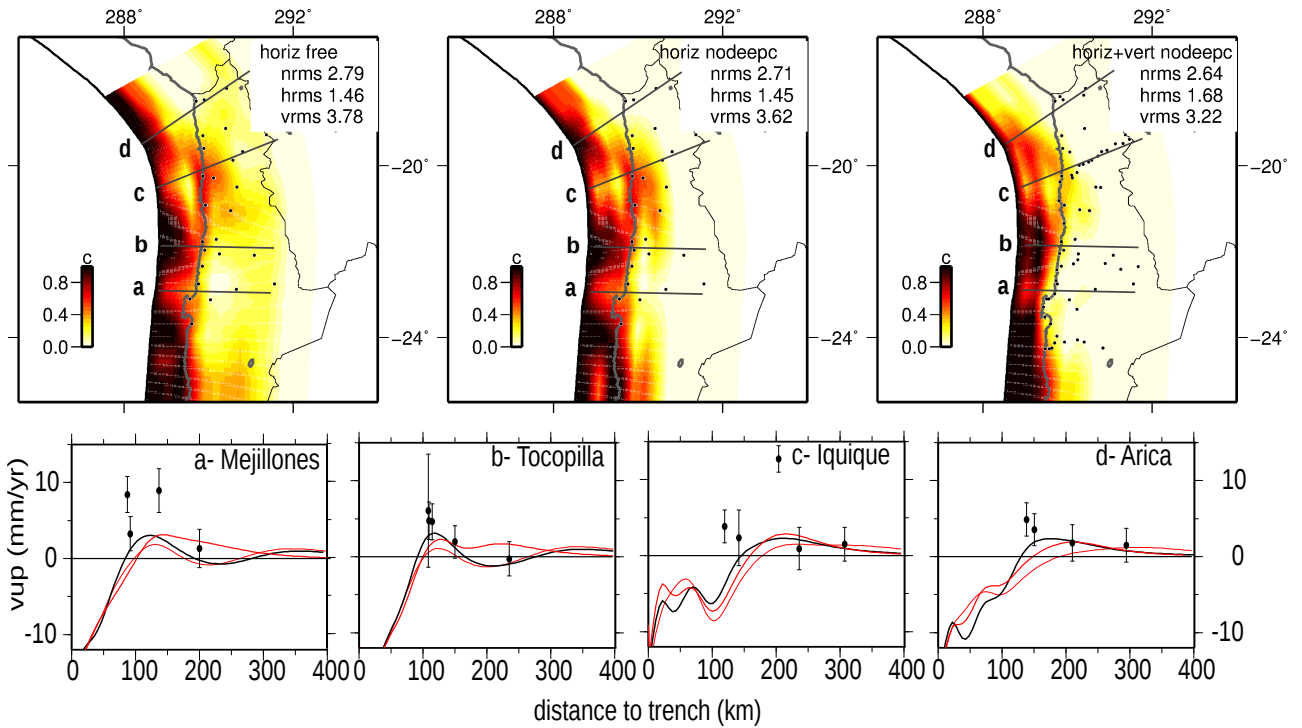


Figure 3.50: Up, left : coupling distributions inverted using only horizontal data for increasing with depth smoothing of 0.7 and with full locking imposed on the most superficial nodes. Center : same but with coupling set to zero down 80 km depth. Right : couplign distribution obtained with deep coupling set to zero and including both horizontal and vertical velocities. The normalized RMS relative to horizontal (hRMS), vertical (vRMS) and whole data set (nRMS) are indicated in the upper right corner of each plot. Dots are permanent stations where vertical velocities are available. Bold gray lines mark the four profile lines. Bottom : vertical deformation (in mm/yr) against distance to the trench plotted along four normal to the trench profile lines predicted by the three models presented above (from left to right : light red, bold red and black lines). Black dots : velocities observed at permanent stations.

Résumé

Les nouvelles vitesses intersismiques GPS présentées dans cette étude permettent de cartographier en détail les variations du couplage dans la lacune du Grand Nord Chili, et de préciser la cinématique de la région. En accord avec d'autres études préalables, nous montrons qu'il est impossible de reproduire le champ de déformation intersismique sans faire entrer en jeu un mouvement d'ensemble du bloc Andin limité à l'Est par les chaînes subandines. Nous modélisons cette translation par un mouvement d'environ 1 cm/an autour d'un pôle Eulérien lointain qui génère une légère diminution du raccourcissement d'environ 2 mm/an du Nord au Sud de notre réseau, en accord avec les récentes estimations du raccourcissement d'arrière-arc [Arriagada *et al.*, 2008; Brooks *et al.*, 2011]. La convergence accommodée par la subduction est donc réévaluée à environ 57 mm/an dans le Grand Nord du Chili.

La distribution de couplage de notre meilleur modèle met en évidence une alternance de segments et d'intersegments comparables à ceux déjà définis dans le Chili Central (voir section 3.2) à partir des variations latérales du couplage moyen. Contrairement à l'image d'une lacune sismique constituée d'une large zone continue fortement couplée, le Grand Nord du Chili se découpe en deux segments principaux (Loa et Camarones) où le couplage moyen est nettement plus important que la moyenne, et deux zones d'intersegments (sous les villes de Mejillones et Iquique) où le couplage diminue fortement. Au Sud de la péninsule de Mejillones on définit le segment fortement couplé de Paranal. Si l'on suppose que le couplage intersismique est le reflet du comportement mécanique de l'interface de subduction, et donc que les zones bloquées sont susceptibles de rompre sismiquement, alors la rupture de chaque segment de façon isolée peut générer un séisme de magnitude supérieure à 8, probablement associé à un tsunami. Comme dans le cas du Chili Central, les zones d'intersegments se révèlent être associées à des complexités géométriques des plaques en contact (subduction de la ride d'Iquique, réseau de failles crustales de la péninsule de Mejillones), et sont corrélées avec des zones de sismicité singulière (forte sismicité de fond et présence de séismes intraplaque profonds).

Loin d'être donc le segment unique simple que l'on pouvait imaginer, la lacune du Grand Nord est composée d'au moins deux segments qui peuvent interagir pendant le cycle sismique. Ils sont séparés par une large zone découplée à la latitude d'Iquique dont le comportement mécanique semble complexe et qui peut être le lieu d'événements transitoires lors de la phase intersismique (glissements lents, trémors). Cet intersegment est également susceptible d'agir comme une barrière à la propagation des ruptures sismiques, tout comme l'intersegment de Mejillones. Le segment du Loa est fortement couplé et a sans doute été chargé par la rupture de la zone de couplage intermédiaire profonde lors du séisme de Tocopilla en 2007. En supposant que ce segment est mature, qu'il n'a pas rompu depuis 1877 et qu'une éventuelle rupture ne traversera pas la zone d'intersegment d'Iquique, le potentiel sismique du segment Loa est limité à un séisme de Mw 8.1 à 8.3 (c-à-d en deçà de la magnitude estimée à 8.7 pour le séisme de 1877). Si le segment de Loa est bien le segment qui a rompu en 1877, plusieurs hypothèses sont envisageables : soit la rupture de 1877 s'est limitée à ce segment (comme le suggère la zone d'intensité maximale) et sa magnitude a été surévaluée sur la base des enregistrements tsunami; soit le segment n'est pas encore proche de la rupture et peut accumuler de la déformation élastique sur une zone de couplage allant s'approfondissant avec le temps. Enfin, il est possible que le séisme de 1877 corresponde à une rupture collective de plusieurs segments de la zone et qu'il s'inscrive dans un super-cycle sismique dont le temps de récurrence reste à déterminer. En effet, ce scénario de rupture collective des segments définis dans le Grand Nord du Chili donnerait lieu à un événement d'une magnitude bien plus importante (potentiellement 9).

L'autre avancée importante de ce travail a été de montrer que le séisme d'Antofagasta (Mw 8.1) en 1995 n'a pas libéré l'ensemble de la déformation accumulée sur le segment du Paranal, au Sud de la péninsule de Mejillones. L'amplitude du couplage et l'étendue de la zone bloquée en profondeur suggèrent un fort potentiel sismique. Malheureusement, l'histoire sismique de ce segment est totalement méconnue, et sa limite sud fait partie des zones les moins instrumentées de l'ensemble du territoire Chilien. Il est donc extrêmement complexe d'établir les caractéristiques du cycle sismique dans cette région et à fortiori d'anticiper le temps de récurrence d'une rupture totale du segment.

Couplage dans le Centre-Nord du Chili



3.4 Couplage dans le Centre-Nord du Chili

Enjeux et contexte de l'étude

Située entre le Grand Nord aride où l'attente du "big one" chilien focalise l'attention des scientifiques et la zone métropolitaine du Chili central où se concentre 80% de la population et dans laquelle le séisme de Maule a eu lieu en 2010, la région du Petit Nord (ou du Centre-Nord Chili, de 32°S à 25°S), peu peuplée et difficile d'accès, est le parent pauvre de la subduction chilienne. La sismicité historique et instrumentale y est mal connue, et l'instrumentation scientifique quasi inexistante jusqu'en 2004, date à laquelle la première station GPS permanente a été installée à Copiapó (27.5°S).

Pourtant cette région minière au coeur du désert d'Atacama est une zone charnière de la marge Chilienne qui marque la transition entre deux régimes tectoniques très différents. Au Nord, la subduction n'accommode pas la totalité du mouvement entre les plaques Nazca et Amérique du Sud car près d'un centimètre par an de raccourcissement a lieu dans les chaînes Boliviennes d'arrière pays (voir section 3.3). Plus au Sud, où les Andes sont plus étroites, aucune structure continue nette ne semble marquer un raccourcissement de ce type, et le mouvement des plaques est accommodé par la seule subduction (voir section 3.2). Dans la région du petit Nord, cette transition se traduit par une large zone de déformation diffuse où plusieurs chevauchements de taille réduite forment les Sierras Pampeanas. Ces chevauchements actifs peuvent produire des séismes superficiels de magnitude modérée ($M_w < 7$) mais dévastateurs, comme celui de Cauçete en 1977 [Kadinsky-Cade *et al.*, 1985]. Cette zone de transition cinématique se distingue également par une large lacune volcanique dans la cordillère principale, et par un aplatissement de la plaque plongeante en profondeur (ou "flat-slab").

Les modèles de couplage réalisés dans cette zone avec les mesures GPS existantes, comme celui présenté en section 3.2, sont mal résolus principalement au nord de l'intersegment de La Serena (30°S), là où commence le segment d'Atacama. Ce segment n'a pas rompu depuis le séisme de 1922 de M_w 8.4 qui a produit un tsunami destructeur et qui semble être une rupture complexe similaire à celle de 1819 [Lomnitz, 2004]. Depuis, deux événements plus profonds et de moindre magnitude ($M_w < 7.5$) ont rompu l'interface entre les péninsules de Chañaral et Caldera, et trois événements de swarms ont été détectés au large de Caldera, dans une zone où le couplage semble diminuer. En plus de n'avoir pas rompu depuis 90 ans, le segment d'Atacama est caractérisé par une faible sismicité de fond. Il est donc crucial de déterminer en détail le couplage intersismique dans cette zone pour déterminer si ce segment correspond à la troisième lacune sismique mature du Chili.

Depuis 2008, le réseau de campagne d'Ovalle a été étendu et mesuré jusqu'à Huasco (28.5°S). En 2010, nous avons décidé de commencer à instrumenter le petit Nord et nous avons mis en place un réseau de 37 nouveaux points de mesure qui s'étend de Huasco jusqu'à Chañaral. Les nouvelles vitesses intersismiques sont présentées dans cette section et combinées aux données anciennes afin d'inverser simultanément le détail des variations du couplage sur l'interface et le mouvement d'un éventuel bloc andin à cette latitude.

New insights on interseismic coupling in the North-Central Chile area, Chile (34°-25°S)

M. Métois^(1,2), C. Vigny⁽¹⁾, A. Socquet⁽³⁾, A. Delorme⁽²⁾, S. Morvan⁽⁴⁾, I. Ortega⁽⁵⁾
and C.-M Valderas-Bermejo⁽⁵⁾

⁽¹⁾Laboratoire de Géologie, UMR 8538, École Normale Supérieure, 75005 Paris, France

⁽²⁾Laboratoire de Tectonique et Mécanique de la lithosphère, UMR 7154, IPGP, U. Paris-Diderot, Paris, France

⁽³⁾ISTerre, UMR 5275, Université Joseph Fourier - Grenoble I

⁽⁴⁾Laboratoire de Géologie, UMR 8538, École Normale Supérieure, Paris, now at EOST, Université de Strasbourg

⁽⁵⁾Servicio Sismológico Nacional, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

Prepared for Geophysical Journal International

Abstract

Located between the North Chile area where the Andean sliver absorbs more than a centimeter per year of the convergence and the Central Chile where no or few backarc shortening exists, the North-Central Chile region (34°-25°S) is a complex transition zone that did not experience any megathrust rupture since 1922. Deformation there is due mainly to elastic loading on the subduction interface but also to diffuse shortening in the Sierras Pampeanas. We use GPS data acquired between 2010 and 2012 to invert simultaneously for the motion of an Andean sliver at these latitudes and for variable coupling in the subduction interface. We find that only 8% of the whole convergence motion is taken up on average by an eastward rotation of the rigid sliver. We identify two areas of low coupling near the La Serena (30°S) and the Baranquilla bays (27.5°S). Both are correlated with the subduction of singular bathymetric features, and seem to behave as velocity-strengthening zones during the seismic cycle. They separate two seismic segments : the Atacama segment between 29°S and 28.5°S, and the Chañaral segment between 27.5°S and 25°S. The two northernmost segments (Atacama and Chañaral) could produce Mw~8 events alone. The 1922 and 1819 megathrust earthquakes which produced important tsunami may correspond to collective rupture of those segments that may occur once a century.

3.4.1 Introduction

The Norte Chico area (34°-25°S) is a singular portion of the rapid subduction zone between the Nazca and South American plates (~68 mm/yr [*Angermann and Klotz, 1999; Vigny et al., 2009*]) that remains largely unknown (specifically north of 30°S) since few geological and geophysical studies were conducted there. This zone stands for a kinematic and tectonic transition between Central Chile where the subduction zone accommodates the plate convergence entirely, and North Chile where backarc shortening in the Subandean fold-and-thrust belt accommodates 15% of the plate motion. In the North-Central Chile area, the continuous and well marked subandean front vanishes and a series of thrusts develop to form the Sierras Pampeanas,

that narrow South of 34°S (figure 3.51). Even if some of those thrusts are active structures that ruptured during the last century and still experience seismicity (figures 3.51 and 3.52), it is not clear whether this large zone of diffuse deformation accommodates a significant part of the plate convergence motion generating an Andean sliver with a distinct motion from the Argentine craton [Brooks, 2003; Vigny *et al.*, 2009; Métois *et al.*, 2012]. Should this sliver exist, its motion would be difficult to individualize and quantify within the interseismic period since this signal of only several mm/yr would be hidden, or at least altered, by coupling variations on the trench.

The North-Central Chile area is also characterized by an unusual behavior of the subduction zone itself since the slab flattens at ~100 km depth from 32° to 26° [Tassara *et al.*, 2006], and that no volcanic activity is observed in this so called “flat slab” area (figure 3.51). Four

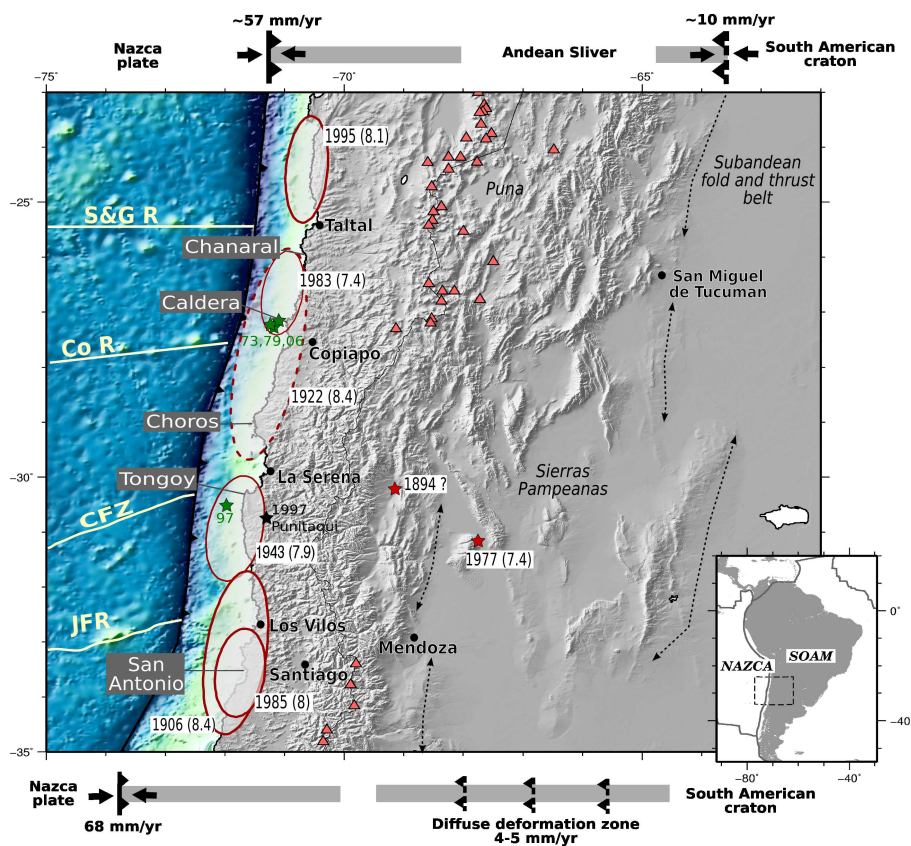


Figure 3.51: Seismotectonic background of the North-Central Chile area and main geological features. Topography and bathymetry are from ETOPO1. The multiple fronts of the Sierras Pampeanas are marked with black dashed lines. White lines : contours of bathymetric features of the Nazca subducting plate. S&G R : Salar y Gómez ridge, Co R : Copiapo Ridge, CFZ : Challenger Fracture Zone, JFR : Juan Fernandez Ridge. Red contoured ellipses : maximal rupture zones of the main historical (dashed) and instrumental (solid) megathrust earthquakes since 1800 (from [Comte, 1991; Lomnitz, 2004; Comte *et al.*, 2002]). Green stars : hypocenter of the main shock of detected seismic swarms [Holtkamp *et al.*, 2011; Ducret *et al.*, 2012]. Black star : hypocenter of the slab-push 1997 Punitaqui event [Gardi *et al.*, 2006; Vigny *et al.*, 2009]. Red stars : epicenters of the 1894 San Juan and 1977 Caucete earthquakes. Peninsulas and coastal features are named on the grey rectangles. The upper and bottom diagrams represent the 3-plates model configuration North and South of this transition zone, respectively. Grey area mark the supposed extent of elastic deformation.

bathymetric features (ridges or fracture zones) are subducting within the area that could also play a role in the subduction process.

No megathrust earthquake has ruptured the subduction interface in North-Central Chile since the 1985 and 1922 $M_w > 8$ events that broke the southern and northern part of our studied area, respectively. Several moderate size earthquakes and swarms episodes were registered since then (figure 3.52). The area that ruptured in 1922, the Atacama segment [Métois *et al.*, 2012], did not rupture since then and experienced little background seismicity since 1973. It could thus be considered as a mature seismic gap but new insights on interseismic coupling would help assessing the seismic hazard there.

Earlier studies identified strong coupling variations along south-central Chile [Métois *et al.*, 2012]. In particular, a large zone of weak coupling had been identified near 30°S (La Serena) that bounds two highly coupled segments (Metropolitan and Atacama). However, sparse data north of 30°S impeded from determining the northward continuation of the segmentation. In this study, we use new GPS data acquired since 2008 between 30°S and 24°S (figure 3.53) to invert for coupling variations with good resolution all over the Atacama segment, and to picture

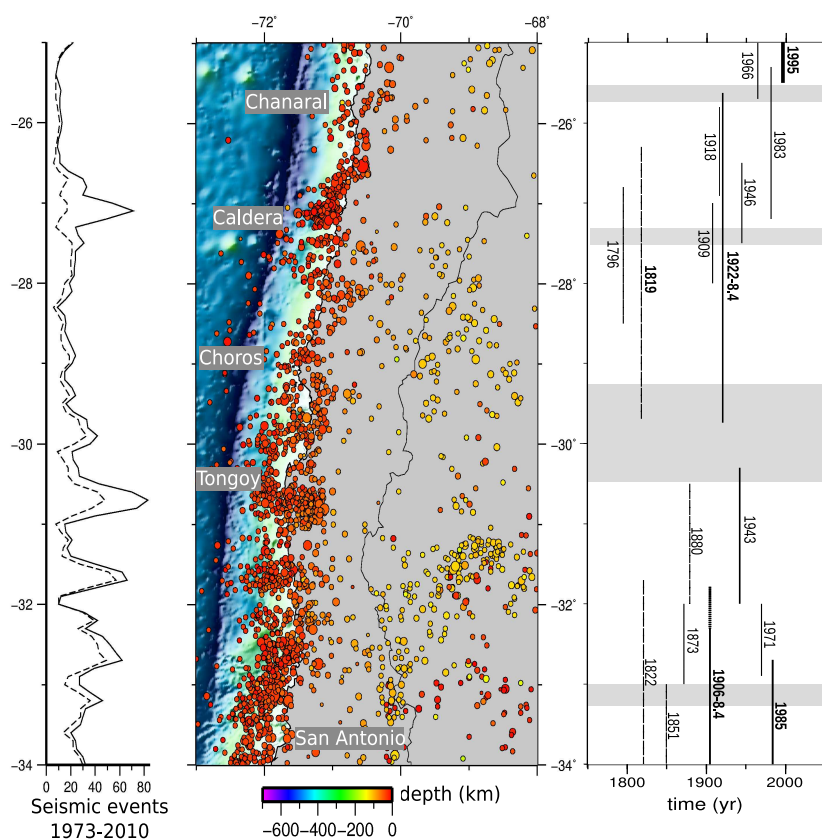


Figure 3.52: Left: plain line depicts the number of $4.5 < M_w < 7$ shallow earthquakes (lower than 60 km depth, upper plate crustal earthquakes excluded) recorded by the USGS catalog from 1973 to 2010 in North-Central Chile area, calculated on 0.2° of latitude sliding windows. Dashed line : same but excluding swarms-related events and aftershocks of the 1985 earthquake. Center : map of $4.5 < M_w < 7$ earthquakes registered by USGS for the same period of time. Right : estimated rupture zones of major subduction earthquakes since 1800. Grey areas mark potential barriers to seismic propagation.

local decrease in the coupling amount in front of Copiapó (28°S). We test the hypothesis of an Andean microplate by inverting simultaneously for the Eulerian pole of this rigid block, and for the coupling distribution on the slab interface using an elastic backslip code [McCaffrey, 2002] and the methodology described in Métois *et al.* [2012].

3.4.2 GPS measurements

For this work, we collected additional data (four campaigns in 2008, 2009, 2010 and 2011) on the network used by Vigny *et al.* [2009] and Métois *et al.* [2012] between 33°S and 30°S. In addition, we installed a new network between 30°S and 24°S made of 32 new sites surveyed in 2010, 2011 and 2012. We include in this new network 2 SAGA [Khazaradze, 2003] and 3 CAP markers [Brooks, 2003]. We also include data from 19 regional continuous stations from French-Chilean network (see Auxiliary Material).

We reduce these data in 24-h sessions to daily estimates of station positions using the GAMIT software (release 10.4 [King and Bock, 2002]), choosing the ionosphere-free combination, and fixing the ambiguities to integer values. We use precise orbits from the International GNSS Service for Geodynamics (IGS) [Beutler *et al.*, 1999b]. We use IGS tables to describe the phase centers of the antennae. We estimate one tropospheric vertical delay parameter per station every 3 h. The horizontal components of the calculated relative position vectors are precise to within a few millimeters for all pairs of stations, as measured by the root mean square (RMS) scatter about the mean (so-called baseline repeatability, see supplementary table 3.16).

We combine daily solutions using the GLOBK software [Herring, 2002] in a “regional stabilization” approach. To define a consistent reference frame for all epochs, we include tracking data from a selection of 35 permanent stations in South America, 10 of them belonging to the IGS [Beutler *et al.*, 1999a]. Thirty one stations span the South-American craton in Brazil (RAMSAC network), Guyana and Argentina (RBMC network), and two stations sample the Nazca plate (see supplementary table 3.13). This combination step is more complex than usual because the 2010 Mw 8.8 Maule earthquake affected part of the North-Central Chile area. Coseismic jump of several millimeters was detected at all sites, but postseismic rebound is negligible north of 30°S (supplementary figure 3.4.6 and [Vigny *et al.*, 2011]). Therefore, we decided not to include the post-Maule measurements in our velocity combination for benchmarks located south of 30°S. Furthermore, they were often measured before the earthquake and their interseismic velocity was yet determined with sufficient accuracy. North of 30°S, we apply the coseismic jumps estimated by [Vigny *et al.*, 2011] on the permanent stations of our network, and compute the theoretical deformation produced on each benchmark using triangulation interpolation (see Auxiliary Material). We could thus combine all surveys together from 2004 to 2012 and constrain an interseismic velocity on all points. We reject the majority of the post-2010 data coming from the southern Argentine permanent stations since they are experiencing large postseismic trenchward motion.

We combine daily solutions using Helmert-like transformations to estimate translation, rotation, scale and Earth orientation parameters (polar motion and UT1 rotation). This “stabilization” procedure defines a reference frame by minimizing, in the least-square sense, the departure from the prior values determined in the International Terrestrial Reference Frame (ITRF) 2008 [Altamimi *et al.*, 2011]. This procedure estimates the positions and velocities for a set of nine well-determined stations unaffected by the Maule earthquake around our study area (KOUR, POVE, CUIB, CHPI, RIO2, BRAZ, BRFT, ISPA). The misfit to these “stabilization” stations is 0.3 mm in position and 2.1 mm/yr in velocity (see supplementary figure 3.58). Finally, we

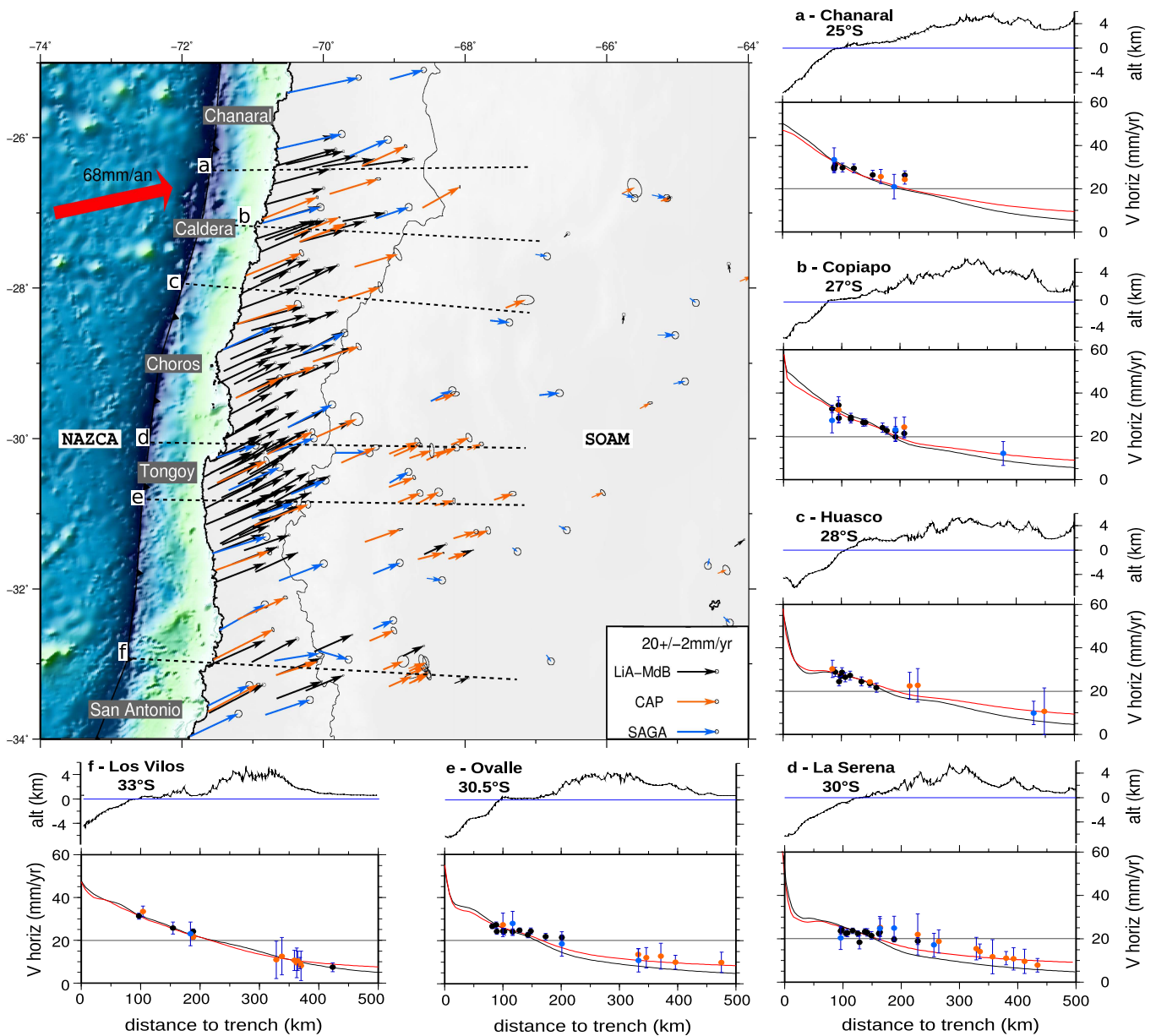


Figure 3.53: New interseismic data set acquired from 2004 to 2012 on campaign benchmarks and permanent stations (black arrows), together with previously published data sets (orange : CAP, blue : SAGA). Velocities are plotted in the NNR-Nuvel1A fixed South-America reference frame (supplementary table 3.12). Around the map, the topography (in km) and the horizontal velocities (in mm/yr) are plotted against the distance to the trench (in km) along five 30 km-width trench-normal profile lines (dotted lines on the map). Black curve : deformation predicted by the 2-plate model; red curve : deformation predicted by our preferred 3-plate model presented in figure 3.55.

obtain a horizontal velocity field in the ITRF 2008 that we compute relative to the South American plate defined by the NNR-Nuvel-1A model [DeMets, 1994] (25.4°S , 124.6°S , $0.11^{\circ}/\text{Myr}$, see figure 3.53). We selected 61 reliable vertical velocities based on the quality criteria detailed in [Métois *et al.*, 2012] (figure 3.54 and Auxiliary Material).

We combine this new GPS data set with previously published SAGA and CAP GPS velocities in the area [Khazaradze, 2003; Brooks, 2003], that we rotate in our reference frame following [Métois *et al.*, 2012]. On the few common markers shared with CAP and SAGA data sets, the interseismic velocities have in general the same orientation but oldest data sets exceed our velocities by as much as 5 mm/yr in some places and by 3 mm/yr in average. This discrepancy is observed mainly for the most inland points of our network, while velocities are very similar at the coast. Furthermore, north of our network, the CAP and SAGA velocities exhibit a more northward pattern for the inland points than ours. This may be due to the fact that these data were acquired during the 1993-2001 and 1994-1997 time spans, respectively, and the northernmost points could have been affected by the coseismic motion of the 1995 Antofagasta earthquake (figure 3.51). Therefore, we decided to include these oldest measurements in our inversion since they measure the far-field deformation, but we decrease their weight in the inversion relative to our recent and reliable interseismic data.

3.4.3 Data analysis

The general pattern of the horizontal surface deformation near the trench is typical of interseismic loading on the subduction interface : horizontal velocities decrease rapidly in the first 200 km from the trench, and slowly tend to zero going inland with a clockwise rotation toward a trench-normal direction (figure 3.53). The main variation to this scheme is observed in the La Serena bay (30°S) where the horizontal coastal velocities are lower than elsewhere by almost 10 mm/yr and almost no shortening is observed. This pattern indicates that coupling decreases in the La Serena area, and is higher elsewhere. All the far field horizontal velocities are higher than 5 mm/yr and could be due to a small motion of the Andean sliver. However, this far field pattern is much less clear than what is observed in North Chile where block motion is necessary to fit the horizontal data [Chlieh *et al.*, 2011; Métois *et al.*, 2012].

The vertical surface displacements (figure 3.54) indicate that the hinge line (i.e the line that marks the change from subsidence to uplift at surface) is off shore south of 30°S, and comes inland again North of 30°S. Before the 2010 Mw 8.8 megathrust earthquake, a similar hinge line was also observed in the Maule segment and was indicating the downdip limit of the highly coupled zone there. We therefore interpret the coastal subsidence from Choros up to Huasco (29.2°S to 28.5°S) as the sign of a large and deep locked zone there. Therefore, the northern limit of the La Serena low coupling intersegment correlates clearly with the end of the bay, near Choros.

3.4.4 Modeling strategy

We quantify the coupling coefficient Φ following the method described in [Métois *et al.*, 2012], based on the DEFNODE code developed by McCaffrey [2002]. In all models, we fix the rigid rotation of the Nazca plate with respect to the South-American plate to the pole (55.9°N, 95.2°W, 0.610 °/My) published by Vigny *et al.* [2009], as it reconciles both the NNR-Nuvel1A and ITRF2005 relative poles. We use the simple planar geometry from Métois *et al.* [2012] that assess a 20° dipping slab down to 100 km depth for the flat-slab area (from 32° to 26°), and a smooth transition toward a 15° dipping slab in the southernmost part of the region (34°S). The interface is divided into a grid of nodes that behave as point sources with a 0.5° latitudinal and 22 km along-dip grid-steps. We estimate the sensitivity of our network to interseismic coupling on each node using the method of Loveless and Meade [2011] (see Auxiliary Material). The new

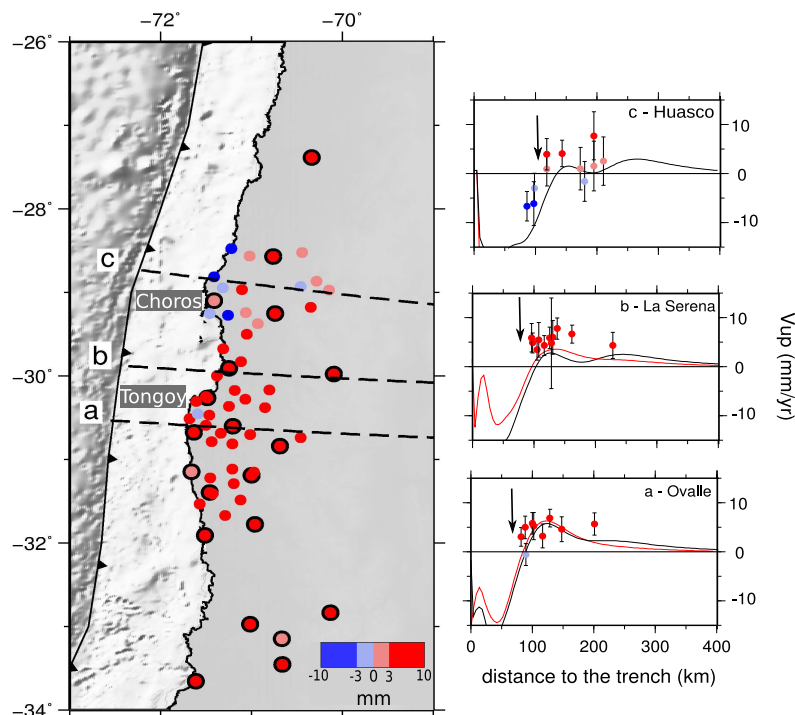


Figure 3.54: Left : vertical data set used in this study. Uplift (red) and subsidence (blue) amplitudes are color coded (mm/yr). Bold contoured dots are continuous cGPS stations. Right : vertical deformation in mm/yr along three profile lines plotted on the map (dashed lines). Tick marks : scaled uncertainties. Predicted vertical deformation is plotted for our preferred 3-plate (red bold curve) model and 2-plate (thin black curve) models. Black arrow : location of the hinge line.

interseismic velocities in the northern part of our network improve the sensitivity to coupling between 10 and 60 km depth, while the resolution decreases beneath the main Cordillera where few GPS data are available. In North-Central Chile, the coast is relatively close to the trench compared to other subduction zones (70 km in the Tongoy and Choros peninsulas), and therefore the sensitivity of our network is good up to ~ 7 km depth. Unresolved regions of the interface, such as edges of the grid, are masked in figure 3.55.

To avoid numerical instabilities, we impose depth-increasing along-strike smoothing coefficient in our inversions, and chose to taper the coupling coefficient to zero at all depth larger than 80 km. The preferred models presented in figure 3.55 are obtained using a smoothing coefficient of 0.7 that gradually increases with depth since it yields the best compromise between smoothing and normalized RMS (see Auxiliary Material). As suggested by *McCaffrey* [2002] to reduce edge effects, we impose similar coupling on the last two columns of nodes of the grid edges. Since the inversion is not sensitive to very shallow coupling on the interface (i.e the deformation in our network does not depend on the coupling on the shallow interface), we artificially lock the surface nodes in the preferred models (see Auxiliary material).

3.4.4.1 2- and 3-plate models

We first invert the coupling coefficient on the subduction interface in a simple 2-plate model where there is no rigid sliver. This model fails in retrieving simultaneously the horizontal defor-

mation in the far field (normalized RMS for horizontal data is 2.26) and the vertical velocities (normalized RMS for vertical data is 1.9, see figure 3.55-a and b). This model produces resolvable (more than 5 mm/yr) and systematic north-eastward residuals starting 200 km far from the trench until the Sierras Pampeanas easternmost front (66°W). This residual pattern was similar but slightly lower in [Métois *et al.*, 2012] as very deep coupling is allowed (20 to 30% beneath 80 km depth) that resulted in far-field eastward motion, and use less and less well constrained vertical data (see section 3.2). These deep coupling patches are therefore most probably artifacts.

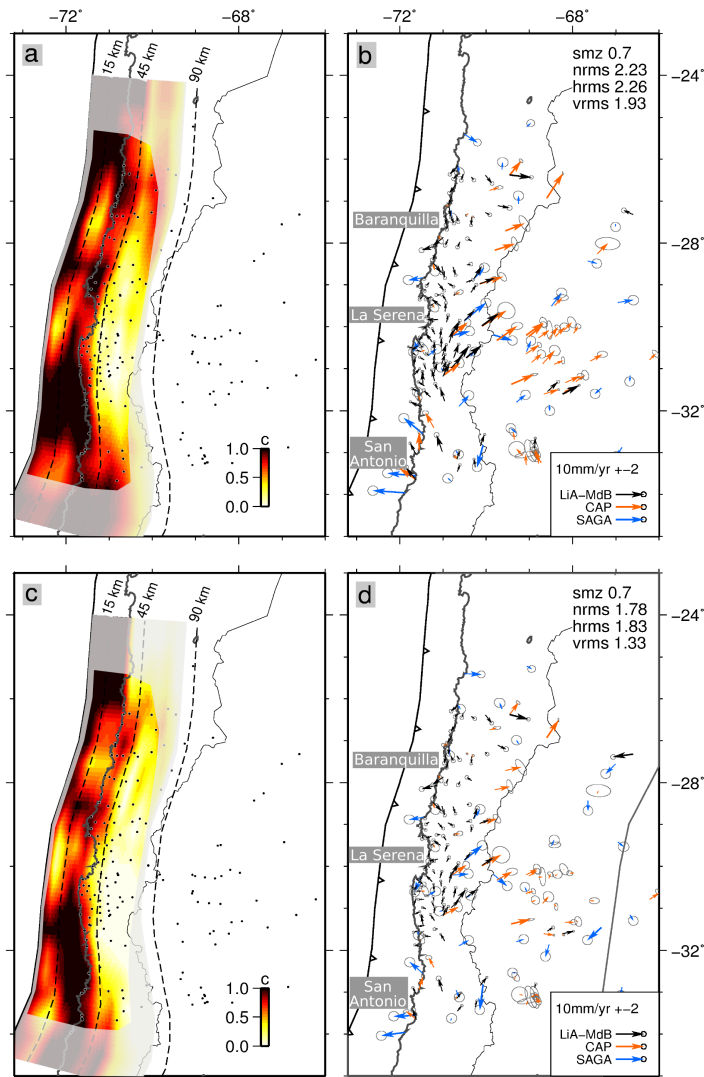


Figure 3.55: Coupling distributions (left) and associated residuals (right) of the 2-plate (a-b) and 3-plate preferred models (c-d). In both cases, the surface nodes are artificially locked. The smoothing coefficient and normalized RMS (relative to horizontal hRMS or vertical vRMS data) are indicated in the right corner box. Left : the coupling coefficient value (from 0% to 100%) is color-coded from white to black through yellow and red. Grayish areas are zones where we lack resolution. Dashed curves are slab isodepths whose values are indicated at the northern end of the slab (km). Black dots show the locations of GPS sites. Right : residuals are color coded relative to their data set.

Then an Andean sliver is introduced. It is bounded by the subduction trench to the West and by the most eastward thrust front of the Sierras Pampeanas ($\sim 66^\circ\text{W}$) that connects with the subandean fold-and-thrust belt at 25.6°S to the East (figure 3.51). Our purpose here is not to identify the boundaries of this block and to determine the distribution of the convergence on the numerous fold and thrusts in Argentina where we have few data. It is simply to remove the contribution of this sliver to the net budget of the velocity field in Chile. We invert simultaneously for the coupling distribution on the plate interface and for the rotation motion of such a theoretical sliver (figures 3.55-c and d). Our preferred 3-plate model yields a much better fit to both vertical and horizontal data sets (hRMS is 1.8 and vRMS is 1.3), even if some north eastward residuals are still observed inland north of 32°S , and more specially in the SAGA and CAP data sets. These residuals may be associated to elastic loading on local thrusts of the diffuse deformation zone. The sliver motion is best described by the Eulerian pole (46.6°S , 52.5°W , $-0.15^\circ/\text{Myr}$) located in the South Atlantic ocean, that is very close to the one inverted for the Andean sliver in North Chile (48.6°S , 47.8°W , $-0.19^\circ/\text{Myr}$, see section 3.3). This motion is thus almost a North-Eastward translation that produces ~ 6 mm/yr of shortening in average, with a slight decrease of 2 mm/yr from North to South of our network that yields almost no shortening in the Metropolitan area (34°S). These findings are consistent with geodetic studies in the Sierras Pampeanas that estimate a shortening rate of 4-10 mm/yr at 31°S [Brooks, 2003; Reilinger and Kadinsky-Cade, 1985], and with geological long-term reconstructions that predict an important decrease in the shortening amount from North to South [Arriagada et al., 2008; McQuarrie, 2002b].

3.4.4.2 Pattern of interseismic coupling

Since 8% of the whole convergence motion (68 mm/yr at this latitude) is accommodated elsewhere than on the subduction, the average coupling coefficient there is lower for the 3-plate model (61%) than in the 2-plate case (72%). However, beside this discrepancy, strong similarities exist between the lateral variations of the average coupling $\langle\Phi\rangle$ in both models (figure 3.56). Overall, coupling is high from 34°S to 31°S , extends down to 40 km depth (more than the average value) and decreases gradually going North. Then, at 31°S , beneath the Tongoy peninsula, $\langle\Phi\rangle$ becomes lower than average and decreases dramatically as low as 40% in the center of the La Serena bay (30°S). Symmetrically, coupling increases again up to the average value beneath Choros (29°S). There, a narrow highly coupled zone develops down to 35-40 km depth with a 5-10 km wide intermediate coupling zone. This high coupling patch ends at 28.2°S where coupling decreases again and reaches a minimum of 50% in front of Copiapó and the bay of Baranquilla (27.5°S). Going North, a highly coupled zone develops again North of the Caldera peninsula, from surface to 30 km depth, and extends at least up to 25°S . Its northern limit is still out of the resolved portion of our model.

3.4.5 Discussion

Based on the along-strike variations of the average interseismic coupling $\langle\Phi\rangle$, we define a segmentation of the megathrust that completes the one published by [Métois et al., 2012] (figure 3.56). We confirm the existence and limits of the Metropolitan segment and find two new segments (where $\langle\Phi\rangle$ is high), the Atacama and Chañaral segments. The three associated intersegments (where $\langle\Phi\rangle$ is low) are the San Antonio, La Serena and Baranquilla intersegments. In the following, we discuss their mechanical behavior based on the correlation between historical

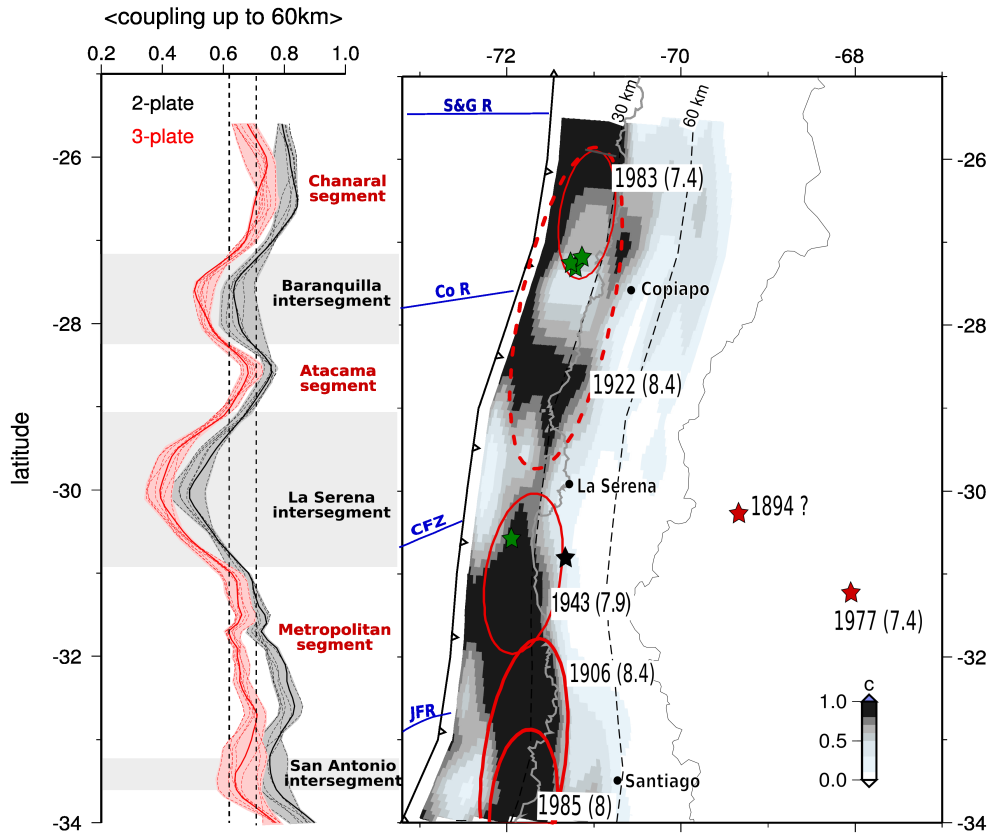


Figure 3.56: Left : average coupling coefficient versus latitude. $\langle \Phi \rangle$ is calculated for 0.2° sliding windows sampling the first 60 km depth of the slab for our favorite 2-plate (black bold line) and 3-plate models (red bold line), and a subset of alternative models that fit the data with a nRMS lower than 2.4 for 2-plate models and 1.8 for the 3-plate models (dashed black and pink lines, respectively). The black and pink shaded areas are the uncertainty zones of our preferred coupling distributions. Black dotted lines mark the mean value of coupling for each case. Segments ($\langle \Phi \rangle$ larger than the mean value) and intersegment zones ($\langle \Phi \rangle$ lower than the mean value) are named on the right side of the graph. Right : Coupling distribution is color coded and superimposed by rupture zones of major instrumental or historical earthquakes (solid or dotted red ellipses respectively). Green stars : swarm events registered since 1970; red stars : major shallow thrust earthquakes in the Sierras Pampeanas; black star : 1997 Punitaqui slab-push earthquake. Dark blue solid line : rough contours for the Salar y Gómez Ridge (S&G R), Copiapó Ridge (Co. R), Challenger Fracture Zone (CFZ), and Juan Fernandez Ridge (JFR).

ruptures and recent interseismic coupling. We focus mainly on the northern most part of our model (north of 30°S) since the interpretation of [Métois *et al.*, 2012] remains valid for the southern part.

3.4.5.1 Seismic cycle on the coupling segments

The wide Metropolitan segment extends from 34°S (i.e the San Antonio intersegment zone in the southern edge of our model) to 31°S where coupling decreases abruptly. Opposite to the lack of background seismicity observed in both the Maule (before 2010) and northern Loa seismic gaps (section 3.3), the rate of background seismicity registered by USGS is important and varies along this segment (figure 3.52). The southern most part of the segment experienced

high seismicity and associated postseismic motion following the Maule earthquake even though it did not break north of 34°S. Therefore, even if the Metropolitan segment did not experience a major rupture since 1906 and is highly coupled, it is difficult to consider it as a mature seismic gap near failure. However, if megathrust rupture seems unlikely in this segment, some moderate subduction earthquakes ($M_w \sim 8$) could rupture parts of it in the coming years.

Our new data also confirm that the so-called “Atacama segment” is in fact a narrow highly coupled zone of approximately 100 km, between 29°S and 28.2°S, where present day seismicity is low (figure 3.52). This segment did not rupture since the 1922 M_w 8.4 earthquake that produced an important tsunami. Assuming it has been fully coupled from surface to 40-45 km depth since then, the rupture of the Atacama segment alone could produce a M_w 8.0-8.1 subduction earthquake.

The third segment of the North-Central Chile area is the Chañaral segment that remains poorly resolved, since very few interseismic velocities are available in its northern termination (25.5°S). New measurements are needed there to assess whether this segment ends in the Taltal bay where deep moderate-size earthquakes occurred (e.g 1966 M_w 7.5 [*Deschamps et al.*, 1980]) and where the 1995 megathrust stopped, or if it is continuous with the Paranal segment defined in section 3.3. Part of this segment was ruptured during the 1922 megathrust earthquake, and the 1918, 1946 and 1983 moderate size events ($M_w < 7.5$) ruptured within the segment [*Beck et al.*, 1998]. However, these moderate events did not produce any tsunami, indicating they ruptured only the deepest part of the highly locked zone (similarly to the 2007 M_w 7.7 Tocopilla earthquake), while large events similar to 1922 earthquake can rupture the shallow interface. Rather than contributing to accumulation release, the three moderate earthquakes of the 20th century brought the overall segment closer to failure by adding to the stress of the shallower part of the interface.

3.4.5.2 Mechanical behavior of intersegments

The large intersegment zone located beneath the bay of La Serena correlates with the stop of several major earthquakes (the 1922, 1943, 1880 and possibly 1819 and 1796 events [*Lomnitz*, 2004; *Comte et al.*, 2002; *Beck et al.*, 1998]). It is also the place where the Challenger Fracture Zone enters into subduction. This very low coupled zone is bounded by a singular coastal feature to the South, the Tongoy peninsula, and to the North by the Choros area. The Tongoy peninsula experienced a large swarm event in 1997 (figure 3.51) that triggered an unusual slab-push earthquake in Punitaqui [*Gardi et al.*, 2006]. This may be an indication that this low apparent coupling area reflects a subduction interface composed in majority of velocity-strengthening patches that could stop seismic propagation, and of few small-scale velocity-weakening patches. These latter may exist on the edges of the intersegment where we observe a transition between high and very low coupling, and could rupture during swarms events.

The Baranquilla intersegment that forms the northern limit of the Atacama segment, is twice narrower than the La Serena intersegment but is also a bay. The Copiapó ridge described by [*Comte et al.*, 2002] subducts in front of it, and correlates with the southern limit of the 1983, 1946, 1918 moderate earthquakes. There, seismicity relocated by [*Comte et al.*, 2002] suggests that a conical seamount subducts beneath the bay of Baranquilla and could explain the morphology of the coastline. Therefore, following others [*Scholz and Small*, 1997; *Wang and Bilek*, 2011], we could explain this low in coupling coefficient by changes in the frictional properties of the interface due to seamount subduction (e.g fluid pressure, normal strain). Furthermore, three seismic swarms occurred at the northern limit of the intersegment, where coupling increases in

front of the Caldera peninsula, in 1973, 1979 and 2006 (figure 3.51, [Comte *et al.*, 2002; Holtkamp *et al.*, 2011]). The most recent 2006 swarm episode is associated with important postseismic slip on the interface (figure 3.51 and [Ducret *et al.*, 2012]). In the Baranquilla intersegment, as for the La Serena intersegment, the low apparent coupling value may be due to dominant velocity-strengthening patches on the interface (possibly linked to subducting seamounts) that may act as barrier for seismic propagation and could creep during interseismic and postseismic phases of the seismic cycle. On the edges of this intersegment and in particular beneath the Caldera peninsula where coupling is intermediate, an increasing number of small-scale velocity-weakening patches could explain the occurrence of seismic swarms.

Finally, north of 30°S, the interface is segmented into two ~200 km wide small segments, Atacama (29°S to 28.2°S) and Chañaral (27.2°S to 25.5°S), limited by the Baranquilla intersegment. According to historical seismicity, each of them is able to rupture alone with subduction earthquakes ($7 < M_w < 8$) whose propagation is stopped by the neighboring intersegments. Such events seem to occur every 30 to 40 years in the Chañaral segment, while few are reported in the Atacama segment. The 1819 and 1922 megathrust earthquakes that produced devastating tsunamis must have ruptured more than a single segment, and they could have crossed the Baranquilla intersegment by dynamic propagation, without stopping. Those major events were described as complex ruptures since three different shocks were felt by the population for each of them [Willis and Macewane, 1929; Lomnitz, 2004]. This is consistent with a successive rupture of Atacama and Chañaral segments, with possible changes in the rupture velocity. The fact that tsunamis were triggered is also consistent with the shallow coupling observed in both segments.

3.4.5.3 Conclusion

New horizontal and vertical data in the North-Central Chile area (34°S to 25°S) are used together with older data sets to invert simultaneously for along-strike coupling variations on the subduction plane and for the motion of an Andean rigid block relative to stable South America. We find that implementing a rigid sliver block that moves ~6 mm/yr toward North-East improves the fit to the data, and that important lateral variations in the coupling amount are needed to fit the near-trench velocities, whatever the rigid block motion is. Therefore, we define a coupling segmentation based on the along-strike changes in the average coupling, and describe three highly coupled segments (Metropolitan, Atacama and Chañaral) and intersegments (San Antonio, La Serena and Baranquilla).

At the first order, this segmentation is consistent with the seismotectonic segmentation of the margin : highly coupled segments correlate with historical megathrust ruptures, while low coupled intersegments correlate with zones that behave as barriers to the seismic propagation and with the subduction of fracture zones or seamounts. Those intersegments are often correlated with bays in the coastal shape, while intermediate coupling zones that bound the intersegments are associated with peninsulas that experience seismic swarms and where the background seismicity is high. Therefore, if the apparent coupling reflects the mechanical behavior of the interface, intersegments would stand for velocity-strengthening patches able to creep and slow (or stop) major ruptures, while segments would stand for velocity-weakening patches able to rupture coseismically. Peninsulas would correlate therefore with a patchwork of small-scale asperities able to generate swarms.

The Metropolitan segment does not match the standard description of a “seismic gap” that should release all the cumulated deformation and break with a megathrust earthquake, because the present-day background seismicity rate is high and has been increased by the postseismic

motion triggered by the Maule earthquake. Nonetheless, it can still generate smaller subduction earthquakes ($M_w < 8$) that correspond to the rupture of one single asperity.

Similarly, based on the historical seismicity in the northern part of our network (north of 30°S) and following [Beck *et al.*, 1998], we propose that the northern most Atacama and Chañaral segments can either rupture alone with 1983-type intermediate depth $M_w < 8$ earthquakes that occur every ~ 40 years, or rupture together with a 1922-type megathrust $M_w > 8$ earthquake. In this case, the rupture would be complex as it would propagate through the Baranquilla intersegment, and should rupture the shallowest part of the slab producing important tsunamis. Therefore, it is plausible that these multiple-segment ruptures are part of a “super-cycle” of megathrust earthquakes that would occur only once a century in the North-Central Chile, on top of the shorter cycle of moderate earthquake.

Acknowledgments

This work was performed in the frame of the French-Chilean LiA “Montessus de Ballore” with financial support of the CNRS/INSU. We would like to thank R. McCaffrey for freely providing the DEFNODE code. Most figures of this paper were generated using the free Generic Mapping Tools software (GMT). We are grateful to many people who participated in measurement campaigns, especially students from DGF, IPGP and ENS. We would like to thank IRD Chile for providing us with facilities on the field.

Annexes

3.4.6 Detail of GPS data set

We combine data from nine different surveys conducted every six months from May 2004 to December 2011, and once in 2012. Because the network is large and composed of 80 benchmarks, only parts of it were measured during the surveys (see details of the measurements on table 3.4.6). We process every survey independently and calculate the repeatabilities on each component of the benchmarks position (table 3.16) : repeatabilities on the horizontal components are hardly higher than 2 mm/yr, but they are generally higher than 4.5 mm/yr for the vertical component

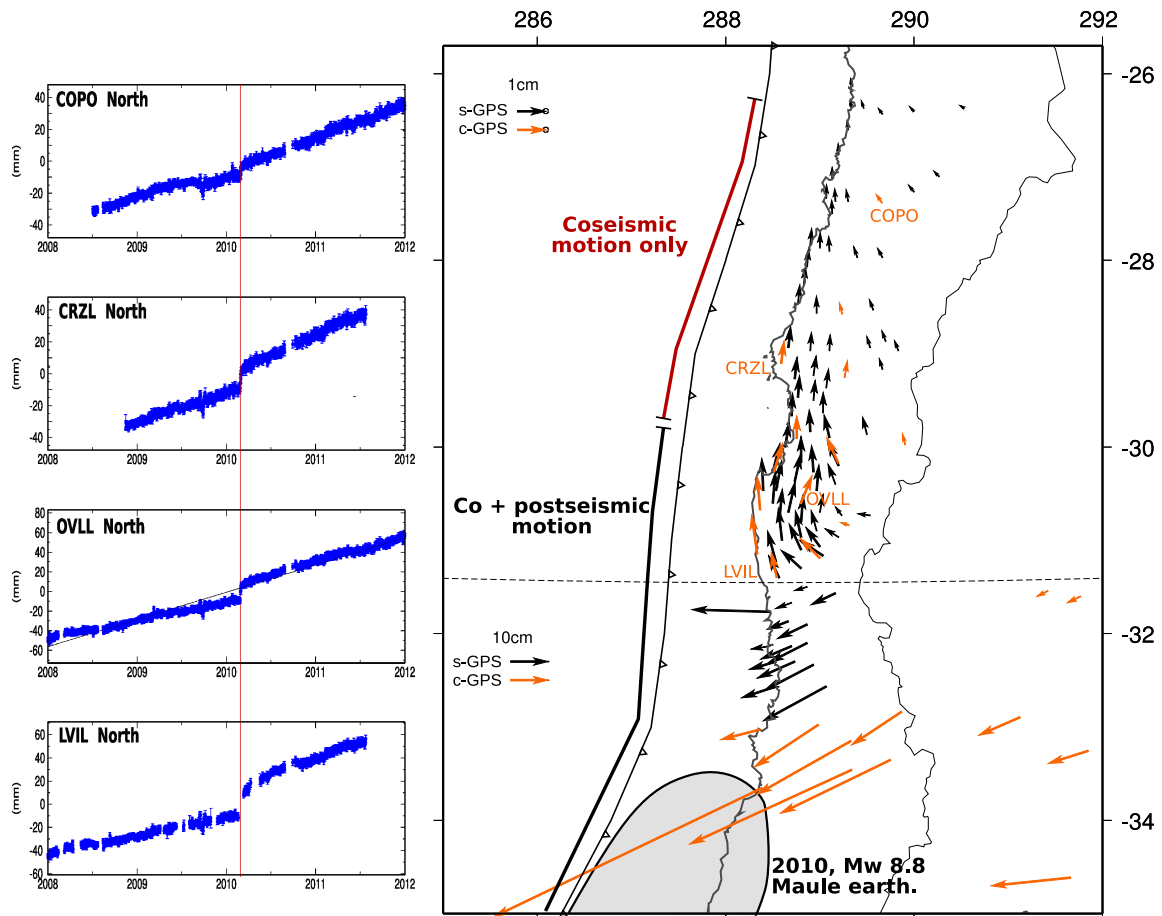


Figure 3.57: Left : time series of four continuous stations of our Norte Chico network imaging the coseismic and postseismic signal associated to Maule event on the East component, if so. Right : coseismic jump measured on permanent stations by *Vigny et al.* [2011] (orange vectors), and theoretical interpolated jump on each benchmark (black arrows).

due to tropospheric effects. The 2011b survey has unusually high repeatabilities that must be due to the fact that we remeasured in particular the southern part of the network (from Los Vilos to Ovalle) that was affected at this time by postseismic motion.

To combine of all these surveys and get purely interseismic velocities, we reject the positions that were affected by either coseismic or postseismic motion south of La Serena (30°S) since most of the benchmarks therein were sufficiently measured before 2010 to obtain accurate interseismic velocities. We started measuring the central part of the network (from La Serena to Vallenar, 30°S to 28.5°S) in 2008 and the Atacama network (28.5°S to 25.5°S) since 2010. Therefore, we calculate the theoretical coseismic jumps associated with the Maule earthquake on the benchmarks of the central network in order to combine the pre-Maule surveys with the post-Maule ones. We used the published coseismic jumps on permanent GPS stations of the French-Chilean network [Vigny *et al.*, 2011] and estimate the jump on each benchmark by interpolation of those data (figure 3.57). Finally, we apply this coseismic motion in our global combination (table 3.4.6). We used nine continuous stations from IGS (International GNSS Service), RAMSAC (Red Argentina de Monitoreo Satelital Continuo) or RBMC (Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo) networks to define the stable South America, and we fix their velocities to the ITRF08 estimates *Altamimi et al.* [2007] (see table 3.13 and figure 3.58). We then rotate the horizontal interseismic velocities into the stable South America reference frame

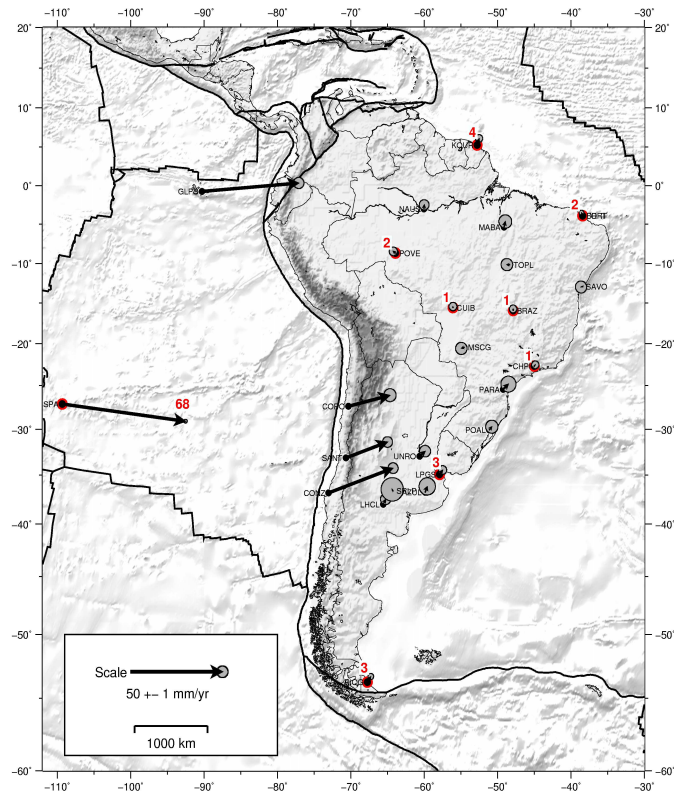


Figure 3.58: Large scale network and far field velocities. Dots show locations of GPS stations. Arrows depict their horizontal velocities with respect to a reference frame fixed on the South-America plate thighted by the red-dot stations. Bold numbers aside the arrows indicate the velocity in mm/yr. Ellipses depict the region of 99% confidence.

defined by the NNR-Nuvel1A pole (25.4°S, 124.6°S, 0.11°/Myr) [*DeMets, 1994*] (tables 3.12 and 3.13).

We selected the more reliable vertical velocities based on the quality criteria detailed by [*Métois et al., 2012*]. We rejected the velocities based on less than 2-year time span measurements, the velocities with uncertainties larger than 5.5 mm/yr or with normalized RMS (Root Mean Square) greater than 1.7, unrealistic high velocities (uplift larger than 10 mm/yr for Andean sites), and velocities from survey sites that differ significantly from those of nearby cGPS stations (see table 3.14).

We combined our new data set with the older CAP and SAGA velocities [*Brooks, 2003; Khazaradze, 2003*]. We rotate them in the same reference frame, i.e the South American plate defined by NNR-Nuvel1A. We apply the poles published by [*Métois et al., 2012*] to each data set, as we share a common reference frame.

SITE	Position		Velocity-ITRF08		Velocity-NNR		Uncertainties		r
	Lon.	Lat.	Vlon	Vlat	Vlon	Vlat	σ_{lon}	σ_{lat}	
3CRX	289.068	-29.376	18.45	18.23	19.81	9.33	1.32	1.32	-0.007
ABOL	288.893	-28.967	25.25	16.94	26.66	8.06	1.21	1.21	-0.007
AGRD	288.946	-29.500	16.67	19.58	18.00	10.69	1.32	1.32	-0.007
AGUA	289.193	-30.982	21.47	18.38	22.61	9.46	1.11	1.11	-0.007
ALUM	293.403	-27.323	-0.14	11.16	1.83	1.79	1.97	1.97	-0.001
ANDA	288.930	-30.278	19.39	19.82	20.61	10.93	0.90	0.91	-0.010
ATOR	289.045	-29.638	19.17	19.11	20.49	10.21	1.22	1.21	-0.008
BARQ	289.121	-27.514	23.31	18.88	24.94	9.97	1.49	1.48	-0.007
BATF	320.257	-17.555	-11.22	12.09	-6.51	1.09	1.32	1.34	-0.016
BING	289.141	-27.134	27.35	16.81	29.04	7.90	1.45	1.45	-0.006
BSAR	288.589	-28.816	29.20	20.16	30.61	11.31	1.21	1.21	-0.007
BSJL	288.662	-30.687	21.09	18.21	22.23	9.36	0.91	0.91	-0.010
CANG	288.824	-28.277	27.42	18.85	28.92	9.98	1.97	1.97	-0.007
CATA	294.226	-28.471	-1.34	13.66	0.55	4.21	1.98	1.98	-0.001
CENT	288.793	-30.962	21.98	19.01	23.09	10.14	0.91	0.91	-0.010
CHAN	288.972	-30.897	21.45	18.86	22.58	9.97	0.91	0.91	-0.010
CHAP	289.500	-29.853	16.77	16.96	18.10	8.02	0.91	0.91	-0.010
CHAR	289.339	-26.369	28.17	16.80	29.98	7.87	1.47	1.46	-0.007
CHIN	288.877	-31.488	21.87	16.19	22.91	7.32	1.29	1.29	-0.004
CHIP	288.786	-31.115	23.47	19.41	24.57	10.55	0.95	0.95	-0.009
CHR1	289.469	-26.357	27.28	15.29	29.10	6.35	1.45	1.45	-0.006
CMOR	289.204	-30.205	18.87	20.26	20.12	11.35	1.24	1.24	-0.004
CNFL	288.711	-31.672	22.13	17.16	23.13	8.30	1.29	1.29	-0.005
COGO	289.025	-31.153	21.40	17.94	22.50	9.05	1.06	1.06	-0.007
CONA	289.850	-28.975	18.76	15.62	20.24	6.63	1.49	1.48	-0.009
COP2	289.177	-27.357	25.41	18.40	27.07	9.49	1.46	1.46	-0.007
COP3	289.317	-27.358	23.78	18.45	25.45	9.52	1.47	1.47	-0.008
COP5	289.984	-27.271	19.83	14.69	21.56	5.69	1.49	1.47	-0.007
CTAL	288.330	-30.929	27.41	22.18	28.49	13.36	0.79	0.79	-0.014
CZBA	288.857	-28.063	21.94	19.41	23.47	10.53	2.01	2.00	-0.008
DGAL	289.986	-26.387	24.30	12.51	26.15	3.51	1.51	1.53	-0.008
DOME	289.114	-28.959	24.06	16.00	25.47	7.09	1.21	1.21	-0.007
EALM	288.570	-31.413	22.43	17.91	23.46	9.08	1.07	1.06	-0.007
EMAN	288.815	-30.175	18.52	19.44	19.75	10.57	0.90	0.91	-0.010
ESAU	288.316	-30.511	22.70	20.82	23.84	12.01	0.79	0.79	-0.014
ESPI	288.545	-31.220	24.09	19.52	25.14	10.69	0.91	0.91	-0.010
ETRA	289.714	-28.865	18.55	19.09	20.03	10.12	1.49	1.48	0.000
FREI	288.980	-28.564	26.35	16.17	27.81	7.28	1.32	1.32	-0.006
FRTN	289.555	-28.522	21.21	16.65	22.73	7.69	1.51	1.50	-0.005
FUND	289.149	-30.383	17.97	19.62	19.19	10.71	0.91	0.91	-0.010
HERA	288.621	-29.998	18.79	19.14	20.03	10.29	0.91	0.91	-0.010
HGRT	288.684	-28.944	24.81	19.70	26.19	10.84	1.21	1.21	-0.007
HORN	288.688	-29.679	19.06	18.81	20.35	9.95	1.23	1.21	-0.006
HUA0	288.778	-28.478	31.92	17.20	33.39	8.33	1.51	1.51	-0.006
INCA	288.935	-29.242	19.62	17.97	20.99	9.08	1.22	1.22	-0.007

LAMB	288.884	-29.830	15.07	17.35	16.35	8.47	2.17	2.14	-0.008
LAPU	290.273	-27.109	20.10	13.08	21.87	4.04	2.00	1.99	-0.007
LCAN	288.560	-30.789	21.36	18.73	22.48	9.90	0.95	0.95	-0.009
LCHO	288.739	-29.277	19.52	19.10	20.87	10.24	1.32	1.32	-0.007
LISL	288.989	-31.061	21.73	18.43	22.84	9.55	1.21	1.20	-0.003
LMOL	289.542	-30.742	18.35	17.66	19.55	8.72	0.91	0.91	-0.009
LPER	288.749	-30.365	17.87	20.71	19.06	11.86	0.91	0.91	-0.010
MPAT	288.987	-30.702	20.75	19.70	21.91	10.81	1.01	1.01	-0.009
NIPA	288.534	-30.469	20.86	18.85	22.03	10.02	1.11	1.11	-0.007
OVEJ	288.806	-31.293	21.73	19.12	22.79	10.25	0.91	0.91	-0.010
PACH	288.405	-30.457	21.16	18.37	22.31	9.56	0.95	0.95	-0.009
PALD	288.394	-30.309	23.99	18.49	25.16	9.67	2.17	2.14	-0.006
PCHO	288.542	-29.254	23.15	19.74	24.49	10.90	1.21	1.21	-0.008
PIDN	288.786	-30.815	21.79	19.05	22.92	10.18	0.91	0.91	-0.010
PLTT	289.200	-26.881	27.11	16.56	28.84	7.64	1.48	1.47	-0.008
PNAZ	289.346	-26.148	27.51	15.25	29.35	6.32	1.47	1.46	-0.006
POAL	308.880	-30.074	-1.62	12.25	1.33	1.66	1.11	1.11	-0.003
POBR	288.496	-30.591	20.88	19.35	22.02	10.52	0.90	0.91	-0.010
POTR	290.542	-26.374	24.13	12.48	26.02	3.41	1.47	1.46	-0.005
PPLY	289.649	-29.180	16.80	16.42	18.23	7.45	1.25	1.24	-0.008
PTOM	288.428	-31.532	24.68	18.11	25.68	9.29	0.92	0.91	-0.010
PVEJ	289.060	-27.341	25.95	17.27	27.60	8.37	1.46	1.46	-0.007
SALD	289.658	-26.423	26.82	15.60	28.65	6.63	1.47	1.47	-0.006
SFLX	289.542	-28.933	20.24	15.56	21.70	6.61	1.23	1.23	-0.011
SGER	289.087	-29.892	18.21	18.03	19.50	9.13	1.29	1.29	-0.006
SPED	288.606	-31.015	22.68	18.87	23.77	10.02	0.90	0.91	-0.010
TAHU	288.958	-30.477	19.05	19.04	20.24	10.15	0.91	0.91	-0.010
TINC	289.294	-26.615	26.72	16.00	28.49	7.07	1.45	1.45	-0.006
TOFO	288.762	-29.459	19.92	18.86	21.25	9.99	1.21	1.21	-0.007
TONG	288.498	-30.249	20.32	18.61	21.52	9.77	1.09	1.08	0.002
TOT2	289.012	-27.870	20.90	18.51	22.47	9.62	1.47	1.47	-0.008
TOT3	289.115	-27.912	22.68	19.30	24.26	10.39	1.47	1.47	-0.008
TOT4	289.387	-27.977	21.21	17.71	22.80	8.77	1.48	1.47	-0.008
TOT5	289.660	-27.951	17.91	18.23	19.52	9.26	1.48	1.48	-0.006
VARI	289.250	-30.741	18.05	19.22	19.23	10.31	1.11	1.11	-0.006

Table 3.12: Horizontal velocities in mm/yr on our campaign network. V_{lat} and V_{lon} are given either in the ITRF 2008 reference frame (columns 3 and 4), or in the NNR-Nuvel1A South-America fixed reference frame (columns 5 and 6).

SITE	Position		Velocity-ITRF08		Velocity-NNR		Uncertainties		r
	Lon.	Lat.	Vlon	Vlat	Vlon	Vlat	σ_{lon}	σ_{lat}	
AZUL ^a	300.119	-36.767	-0.21	12.95	1.17	2.96	1.47	1.47	-0.001
BRAZ ^{*i}	312.122	-15.947	-4.40	11.62	-0.05	0.87	0.67	0.67	-0.002
BRFT ^{*i}	321.574	-3.877	-5.75	12.54	-0.57	1.52	0.43	0.42	-0.006
BTON ^f	288.513	-30.263	20.28	20.07	21.47	11.23	0.90	0.90	-0.013
CEEU ^b	321.574	-3.878	-7.05	8.24	-1.86	-2.77	1.57	1.55	-0.031
CFAG ⁱ	291.767	-31.602	11.23	13.43	12.49	4.23	0.84	0.84	-0.012
CHPI ^{*i}	315.015	-22.687	-3.59	11.48	0.48	0.61	0.66	0.66	0.000
CMBA ^f	289.001	-31.188	23.18	19.58	24.27	10.69	1.05	1.05	-0.009
CNBA ^f	288.542	-31.398	24.53	21.69	25.56	12.85	1.00	1.00	-0.010
COPO ⁱ	289.662	-27.385	21.02	14.61	22.71	5.64	1.10	1.10	-0.008
CRZL ^f	288.590	-29.102	25.23	20.40	26.58	11.55	1.11	1.11	-0.010
CUIB ^{*b}	303.930	-15.555	-4.04	10.79	-0.07	0.51	0.71	0.71	-0.001
DGF1 ^f	289.338	-33.457	22.12	17.10	22.91	8.18	0.99	0.99	-0.008
EMAT ^f	288.337	-31.147	29.61	20.85	30.66	12.04	0.82	0.82	-0.013
GLPS ⁱ	269.696	-0.743	47.68	10.55	52.80	4.30	0.94	0.95	-0.016
ISPA ^{*i}	250.656	-27.125	67.44	-5.97	67.25	-8.88	0.32	0.32	0.011
JUNT ^f	289.906	-29.977	16.07	16.29	17.41	7.29	1.13	1.13	-0.008
KOUR ^{*i}	307.194	5.252	-4.42	13.84	1.12	3.34	0.65	0.64	0.001
LHCL ⁱ	294.405	-38.003	0.66	11.99	1.28	2.53	0.92	0.91	-0.011
LPGS ^{*i}	302.068	-34.907	-0.06	12.38	1.74	2.23	0.74	0.74	0.000
LSCH ^f	288.754	-29.908	19.82	19.68	21.08	10.81	0.90	0.90	-0.013
LVIL ^f	288.486	-31.909	23.80	17.80	24.75	8.97	0.90	0.91	-0.010
MABA ^b	310.878	-5.362	-4.27	13.60	0.70	2.90	1.16	1.14	-0.016
MSCG ^b	305.459	-20.441	-5.22	9.77	-1.62	-0.61	1.03	1.03	-0.006
MTCO ^b	304.544	-10.804	-5.75	8.20	-1.33	-2.13	1.32	1.31	-0.011
MZAC ^a	291.124	-32.895	9.55	14.09	10.58	4.96	0.99	0.99	-0.009
MZAE ^a	291.850	-33.255	5.92	11.81	6.96	2.60	1.46	1.46	-0.004
NAUS ^b	299.945	-3.023	-4.80	12.11	0.19	2.13	0.88	0.87	0.001
OVLL ^f	288.796	-30.604	20.74	20.52	21.90	11.65	0.79	0.79	-0.014
PARA ^b	310.769	-25.448	-0.71	13.42	2.82	2.72	1.36	1.35	-0.008
PEDR ^f	289.311	-30.839	20.35	19.85	21.52	10.92	1.19	1.19	-0.009
PFRJ ^f	288.365	-30.675	23.68	20.27	24.80	11.45	1.00	1.00	-0.010
PORT ^f	289.870	-32.835	18.34	17.05	19.27	8.07	0.90	0.90	-0.010
POVE ^{*b}	296.104	-8.709	-5.64	10.62	-1.27	0.98	0.74	0.73	-0.001
RCSDF ^f	288.387	-33.654	26.98	22.44	27.66	13.63	1.98	1.98	-0.003
RIOG ^{*i}	292.249	-53.785	3.65	12.10	1.87	2.85	0.52	0.52	-0.006
ROBL ^f	288.985	-32.976	22.33	20.12	23.15	11.24	1.98	1.97	-0.002
SALU ^b	315.788	-2.593	-6.46	9.14	-1.30	-1.75	1.35	1.34	-0.037
SANT ⁱ	289.331	-33.150	21.85	17.09	22.69	8.17	0.90	0.91	-0.010
SAVO ^b	321.568	-12.939	-5.75	10.83	-0.79	-0.20	1.01	1.02	-0.022
SILL ^f	289.261	-29.255	19.45	15.65	20.84	6.73	1.10	1.10	-0.010
SLMC ^f	289.037	-31.777	20.43	18.16	21.44	9.27	0.76	0.76	-0.017
SRLP ^a	295.720	-36.621	-1.28	10.30	-0.33	0.71	2.00	1.99	0.000
TERO ^a	295.743	-27.789	-2.79	13.55	-0.70	3.95	1.98	1.97	-0.001
TOLO ^f	289.194	-30.170	18.89	18.68	20.15	9.76	0.81	0.81	-0.014
TOPL ^b	311.669	-10.171	-6.30	10.78	-1.60	0.06	1.05	1.04	-0.018
TUCU ^a	294.770	-26.843	2.98	11.37	5.11	1.86	0.90	0.90	-0.008
UCOR ^a	295.806	-31.435	3.36	12.86	4.98	3.25	0.99	0.99	-0.007
UNRO ^a	299.372	-32.959	1.23	12.48	2.98	2.55	0.99	0.99	-0.006
UNSJ ^a	291.423	-31.541	9.83	13.99	11.07	4.84	1.28	1.28	-0.005
VALN ^f	288.365	-33.028	28.02	21.04	28.79	12.22	0.99	0.99	-0.009
VALL ^f	289.236	-28.572	24.15	15.34	25.64	6.42	1.11	1.11	-0.009
VBCA ^a	297.731	-38.701	2.25	13.28	3.13	3.50	1.00	1.00	-0.007
VNEV ^f	289.751	-33.354	18.16	16.28	19.00	7.31	0.90	0.91	-0.011

Table 3.13: Horizontal velocities in mm/yr on permanent stations used to stabilize the processing. Sites used to constrain the reference frame are marked by the * symbol. Stations are either from IGS network ⁱ, French-Chilean network ^f, RAMSAC Argentine network ^a, or RBMC Brazilian network ^b.

SITE	Position		Vup mm/yr	σ_{up}
	Lon.	Lat.		
3CRX	289.068	-29.376	0.12	1.69
ABOL	288.893	-28.967	3.90	1.60
AGRD	288.946	-29.500	5.97	1.72
ANDA	288.930	-30.278	7.78	1.08
BSAR	288.589	-28.816	-6.66	1.50
BSJL	288.662	-30.687	3.22	1.21
BTON	288.513	-30.263	4.84	1.02
CHIN	288.877	-31.488	8.21	1.77
CHIP	288.786	-31.115	9.07	1.16
CMBA	289.001	-31.188	6.94	1.21
CNBA	288.542	-31.398	9.12	1.15
CNFL	288.711	-31.672	5.36	1.63
COGO	289.025	-31.153	9.78	1.30
CONA	289.850	-28.975	2.54	2.46
COPO	289.662	-27.385	4.25	1.20
EALM	288.570	-31.413	3.63	1.35
EMAN	288.815	-30.175	5.88	1.09
EMAT	288.337	-31.147	1.56	0.96
ESAU	288.316	-30.511	3.06	0.95
ESPI	288.545	-31.220	4.28	1.09
ETRA	289.714	-28.865	1.54	2.54
FREI	288.980	-28.564	0.91	1.71
FRTN	289.555	-28.522	0.99	2.17
FUND	289.149	-30.383	7.73	1.13
HERA	288.621	-29.998	3.49	1.08
HGRT	288.684	-28.944	-2.98	1.52
HORN	288.688	-29.679	5.47	1.76
HUAO	288.778	-28.478	-6.13	2.23
INCA	288.935	-29.242	0.05	1.73
JUNT	289.906	-29.977	4.35	1.34
LAMB	288.884	-29.830	4.77	4.62
LCAN	288.560	-30.789	6.20	1.13
LCHO	288.739	-29.277	-5.82	1.68
LMOL	289.542	-30.742	5.69	1.13
LPER	288.749	-30.365	7.71	1.10
LSCH	288.754	-29.908	4.30	1.02
LVIL	288.486	-31.909	6.11	1.05
MPAT	288.987	-30.702	4.59	1.26
MZAC	291.124	-32.895	4.58	1.13
MZAE	291.850	-33.255	3.72	1.71
NIPA	288.534	-30.469	5.24	1.37
OVEJ	288.806	-31.293	7.27	1.10
OVLL	288.796	-30.604	6.88	0.90
PACH	288.405	-30.457	-0.57	1.13
PALD	288.394	-30.309	5.15	4.98
PCHO	288.542	-29.254	-1.73	1.46
PFRJ	288.365	-30.675	4.99	1.15
PIDN	288.786	-30.815	6.48	1.14
POBR	288.496	-30.591	5.79	1.09
PPLY	289.649	-29.180	7.70	2.45
PTOM	288.428	-31.532	3.98	1.12
RCSD	288.387	-33.654	7.14	2.38
ROBL	288.985	-32.976	8.32	2.40
SFLX	289.542	-28.933	-1.58	2.03
SILL	289.261	-29.255	5.90	1.21
TOLO	289.194	-30.170	6.66	0.92
TONG	288.498	-30.249	5.87	1.45
VALL	289.236	-28.572	4.07	1.35
PEDR	289.311	-30.839	7.84	1.14
SLMC	289.037	-31.777	9.52	0.87
CRZL	288.590	-29.102	0.44	1.25

Table 3.14: Vertical velocities in mm/yr on the campaign network selected on the quality criteria described by [Métois *et al.*, 2012], for the inversion process.

SITE	04a	04b	05a	05b	06a	06b	07a	07b	08a	08b	09a	09b	10a	10b	11a	11b	12
3CRX	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	X	-	X	-	X	-
ABOL	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	X	-	X	-
AGRD	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	X	-	X	-	X	-
AGUA	-	-	-	-	X	X	X	X	X	X	-	X	-	-	-	-	-
ALUM	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	X	X	-	-	-	-	-
ANDA	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	-	X	-	-	-	-	-
ATOR	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	X	X	-	X	-	X	-
AZUL	-	-	-	-	-	-	-	X	X	X	X	X	-	-	-	-	-
BARQ	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	X
BATF	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	X	X	X	X	X
BING	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	X
BSAR	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	X	X	-	X	-	X	-
BSJL	X	X	X	X	X	X	X	-	-	-	-	X	-	-	-	-	-
CANG	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X
CATA	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	X	X	-	-	-	-	-
CENT	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	-	X	-	-	-	-	-
CHAN	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	-	X	-	-	-	-	-
CHAP	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	-	X	-	-	-	-	-
CHAR	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	X
CHIN	-	-	-	-	-	-	X	X	X	X	-	X	-	-	-	-	-
CHIP	-	X	X	X	X	X	X	X	X	X	-	X	-	-	-	-	-
CHR1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	X
CMOR	X	X	X	-	-	-	X	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CNFL	-	-	-	-	-	-	X	X	X	X	-	X	-	-	-	-	-
COGO	X	X	X	X	X	X	X	X	X	-	-	-	-	-	-	-	-
CONA	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	X	X	-	X	-	-	-
COP2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	X
COP3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	X
COP5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	X
CTAL	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	-	X	-	X	-	X	-
CZBA	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X
DGAL	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	X
DOME	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	X	X	-	X	-	X	-
EALM	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	-	X	-	-	-	-	-
EMAN	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	-
ESPI	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	-	X	-	-	-	-	-
ETRA	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	X	X	-	X	-	-	-
FREI	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	X	-	X	-	X	-
FRTN	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	X	-
FUND	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	-	X	-	-	-	-	-
HERA	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	-	X	-	-	-	-	-
HGRT	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	X	X	-	X	-	X	-
HORN	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	X	X	-	X	-	X	-
HUA0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	X	-
INCA	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	X	X	-	X	-	X	-
LAMB	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-
LAPU	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X
LCAN	-	X	X	X	X	X	X	X	X	X	-	X	-	-	-	-	-
LCHO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	X	-	X	-	X	-
LISL	-	-	-	-	-	X	X	X	X	X	-	X	-	-	-	-	-
LMOL	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	-	X	-	-	-	-	-
LPER	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	-	X	-	-	-	-	-
MPAT	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	-	-	-	-	-	-	-
NIPA	-	-	-	-	X	X	X	X	X	X	-	X	-	-	-	-	-
OVEJ	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	-	X	-	-	-	-	-
PACH	-	X	X	X	X	X	X	X	X	X	-	X	-	-	-	-	-
PALD	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-
PCHO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	X	X	-	X	-	X	-
PIDN	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	-	X	-	-	-	-	-
PLTT	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	X
PNAZ	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	X
POAL	-	-	-	-	X	X	X	X	X	X	X	X	-	-	-	-	-
POBR	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	-	X	-	-	-	-	-
POTR	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	X
PPLY	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	X	X	-	X	-	X	-
PTOM	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	-	X	-	-	-	-	-
PVEJ	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	X
SALD	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	X
SFLX	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	X	X	-	X	-	X	-
SGER	-	-	-	-	-	-	X	X	X	X	X	X	-	-	-	-	-
SPED	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	-	X	-	-	-	-	-
TAHU	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	-	X	-	-	-	-	-
TINC	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	X
TOFO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	X	X	-	X	-	X	-
TONG	X	X	X	X	X	X	X	X	X	-	-	-	-	-	-	-	-
TOT2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	X
TOT3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	X
TOT4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	X
TOT5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	-	X
VARI	-	-	-	-	X	X	X	X	X	X	-	X	-	-	-	-	-

Table 3.15: Table of measurement for each campaign since 2004.

Campaign	04a	04b	05a	05b	06a	06b	07a	07b	08a	08b	09a	09b	10a	10b	11a	11b	12
North	1.4	1.2	1.2	2.0	0.7	1.3	0.9	1.4	0.8	1.4	1.1	1.2	1.0	1.3	0.9	2.1	0.8
East	1.4	1.6	2.6	2.4	1.6	1.9	1.4	2.4	1.2	1.5	1.5	1.7	1.6	2.0	1.7	3.7	1.3
Vert	4.4	4.8	5.3	7.3	3.2	5.4	3.8	6.2	4.0	5.2	4.3	4.7	4.8	4.6	3.5	7.3	4.5

Table 3.16: Repeatability for each campaign on North, East and vertical components.

SITE	Lon.	Lat.	North	East	Up
3CRX	289.068	-29.376	-6.67	-0.79	-1.6
ABOL	288.893	-28.967	-6.44	-0.39	-4.7
AGRD	288.946	-29.500	-7.17	-0.58	1.2
ATOR	289.045	-29.638	-7.17	0	2.6
BARQ	289.121	-27.514	-4.77	0.19	-2.7
BING	289.141	-27.134	-4.42	0	-2.4
BSAR	288.589	-28.816	-7.47	-0.86	-6.33
CANG	288.824	-28.277	-6.44	-0.51	-5
CHAR	289.339	-26.369	-3.06	0.39	-0.7
CHR1	289.469	-26.357	-2.64	0.86	0
COP2	289.177	-27.357	-4.53	0.25	-2.4
COP3	289.317	-27.358	-4.11	0.72	-1.8
COP5	289.984	-27.271	-2.5	1.95	-0.2
CZBA	288.857	-28.063	-6.14	-0.48	-4.6
DGAL	289.986	-26.387	-1.66	1.51	0.3
DOME	289.114	-28.959	-5.7	-0.25	-2.2
ETRA	289.714	-28.865	-3.67	1.32	0
FREI	288.980	-28.564	-6.11	0	-4.8
FRTN	289.555	-28.522	-3.64	1.35	-1.3
HGRT	288.684	-28.944	-7.59	-0.8	-6.4
HORN	288.688	-29.679	-8.03	-0.35	0
HUA0	288.778	-28.478	-6.84	-0.66	-5.5
INCA	288.935	-29.242	-7.01	-0.93	-1.3
LAPU	290.273	-27.109	-1.96	1.88	-0.5
LCHO	288.739	-29.277	-7.65	-0.82	-3.5
PCHO	288.542	-29.254	-8.41	-0.79	-5.53
PLTT	289.200	-26.881	-3.95	0.14	-1.8
PNAZ	289.346	-26.148	-2.84	0.28	-0.5
POTR	290.542	-26.374	-0.95	1.52	-0.2
PPLY	289.649	-29.180	-3.88	1.11	-0.7
PVEJ	289.060	-27.341	-4.82	-0.11	-2.9
SALD	289.658	-26.423	-2.12	1.51	0.7
SFLX	289.542	-28.933	-3.87	1.12	-1.8
TINC	289.294	-26.615	-3.39	0.37	-1.1
TOFO	288.762	-29.459	-7.67	-0.57	-1
TOT2	289.012	-27.870	-5.53	-0.1	-3.7
TOT3	289.115	-27.912	-5.25	0.25	-3.3
TOT4	289.387	-27.977	-3.9	1.32	-2.4
TOT5	289.660	-27.951	-3.25	1.74	0

Table 3.17: Applied coseismic jump (in mm) on North, East and Vertical direction on campaign points located north of 30deg. Estimations from interpolation of coseismic jump measured at permanent stations [Vigny *et al.*, 2011].

3.4.7 Technical choices for modeling

3.4.7.1 Sensitivity and resolution

We estimate the sensitivity of both our horizontal and vertical data sets to unit displacements on each node of the grid, by summing the horizontal deformation on the whole network as suggested by *Loveless and Meade* [2011] (see figure 3.59). The “power” of our horizontal data to constrain the coupling on the interface is high from 7 km depth to more than 80 km depth, in the densest part of our network, i.e from 33°S to 26°S. There, the sensitivity to coupling is maximal under the Tongoy peninsula where the coast is very near the trench (70 km), and minimal under the main Cordillera, since there is a gap of measurements between the Chilean network and the Argentine one. Vertical data increase the sensitivity to coupling under the Tongoy peninsula and to deep coupling. This is coherent with the fact that the vertical elastic deformation is mainly constrained by the width of the intermediate coupling zone beneath the locked zone [*Okada, 1985; McCaffrey, 2002*].

We lack resolution mainly in the edges of our model (from 26°S to 25°S, and south of 33°S) and in the very shallow part of the subduction interface (from surface to ~7 km depth). Therefore, we chose to lock artificially the first line of nodes, as this does not impact the fit to the data.

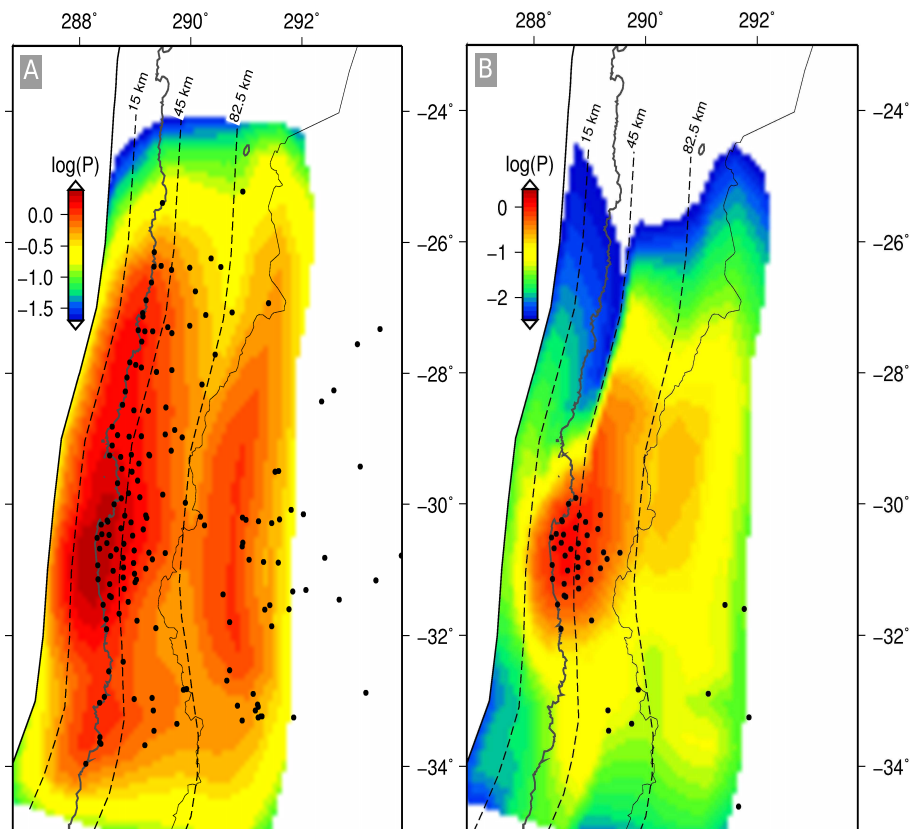


Figure 3.59: Sensitivity of our network of horizontal (left) and vertical (right) data to unit coupling on the 20° dipping slab. Each element of the interface is colored by the log of the sum of the displacements (P in mm/yr) at GPS stations (dots) due to unit slip on the nearest grid node.

3.4.7.2 Smoothing constrains

To reduce numerical instabilities, we apply a smoothing coefficient (gradient type) along each line of nodes that reduces the lateral variability of coupling. A $0.7/^\circ$ smoothing coefficient means that the coupling variation between two nodes distant by 1° of latitude should not be more than 0.7. Following [Métois *et al.*, 2012], we impose a higher coupling constrain with depth by using a smoothing coefficient that decreases linearly towards $0/^\circ$ on the deepest line of nodes. We tested several initial values for this smoothing constrain (see figures 3.60, 3.61, and 3.62) and conclude that the $0.7/^\circ$ surface smoothing yields the best compromise between between smoothing and RMS (i.e no significant improvement of the RMS is obtained using rougher solutions).

3.4.8 Alternative models

We use the subset of alternative models that fit the data with a nRMS better than 1.85 for the 3-plate model and 2.4 for the 2-plate models, to define the uncertainty on the along strike variations of the average coupling $\langle \Phi \rangle$ in figure 6. First, we used the “down-dip decrease” option

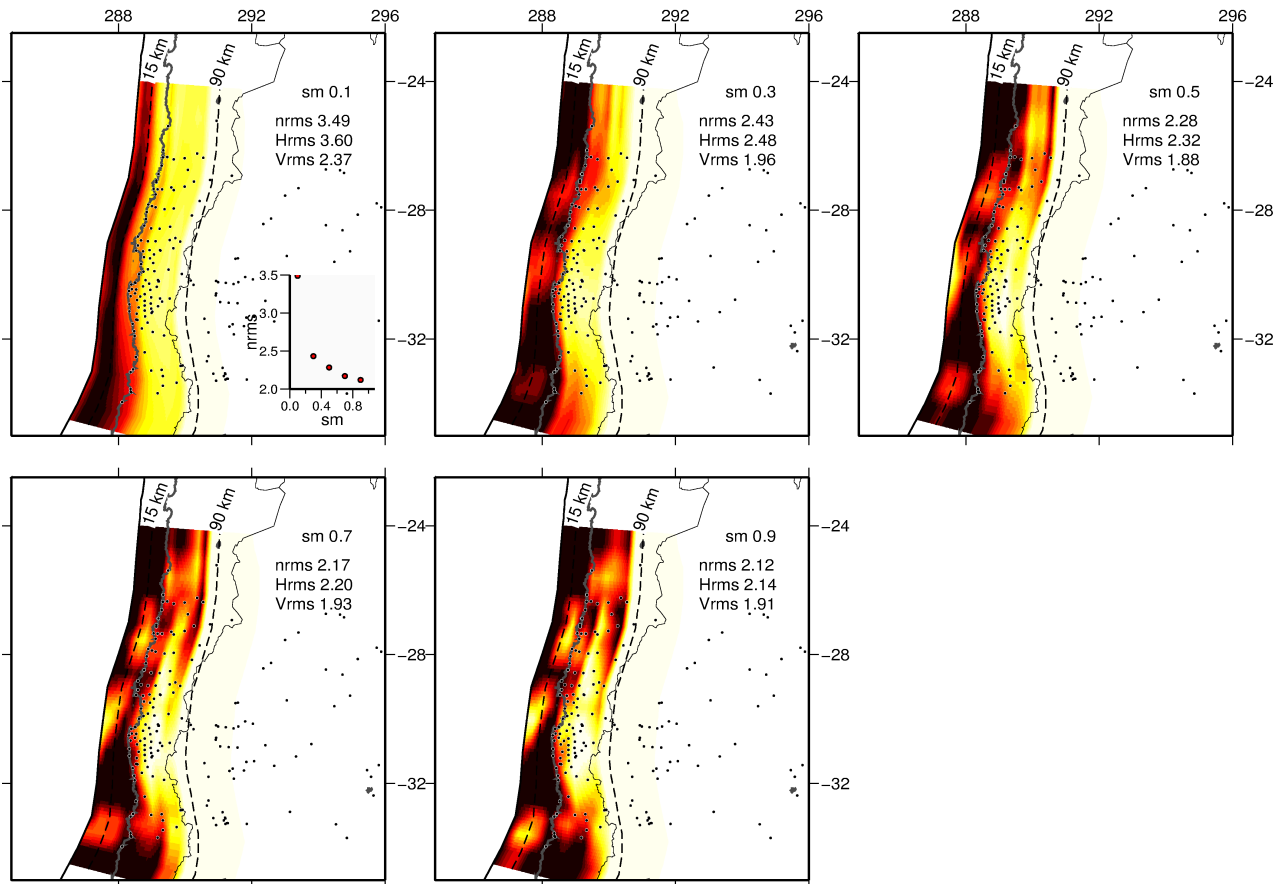


Figure 3.60: **2-Plate model / varying smoothing values** Coupling patterns inverted using different initial smoothing values. Coupling is color coded as in Figure 5. The smoothing value and the normalized root mean square relative to horizontal (hRMS) or vertical (vRMS) data are indicated in the upper right corner of each plot. We plot the variations of nRMS with smoothing in the bottom right corner of the smoothest inversion

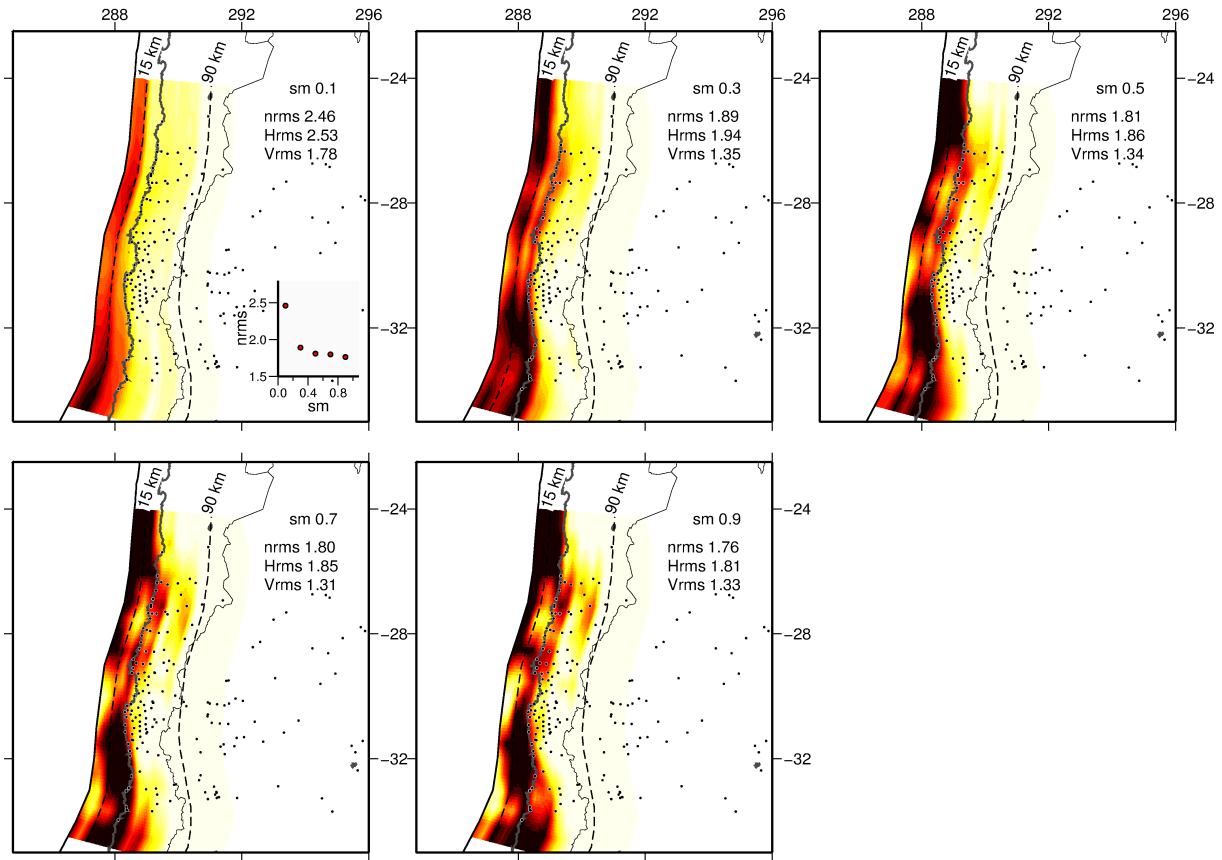


Figure 3.61: **3-Plate model / varying smoothing values** Same caption as figure 3.60 but for 3-plate models. The sliver poles found for each inversion are listed in table 3.18.

of the DEFNODE code to constrain the coupling coefficient to decrease with depth [McCaffrey, 2007], in order to get the very first order of the coupling distribution for the 3-plate models (figure 3.63). We also use the 2-plate and 3-plate models inverted using varying smoothing coefficient presented in figure 3.60 and figure 3.61.

The alternative models obtained in the 3-plate configuration allow us to estimate the variability of the inverted rotation pole for the Andean sliver at these latitudes (table 3.18). We find that the rotation pole is located in a quite narrow area located in the South Atlantic ocean, in the vicinity of the Falkland islands, and that the rotation motion around it produces 5.5-6.5 mm/yr of deformation in average in our network, with a slight decrease of 2mm/yr from North to South of our network.

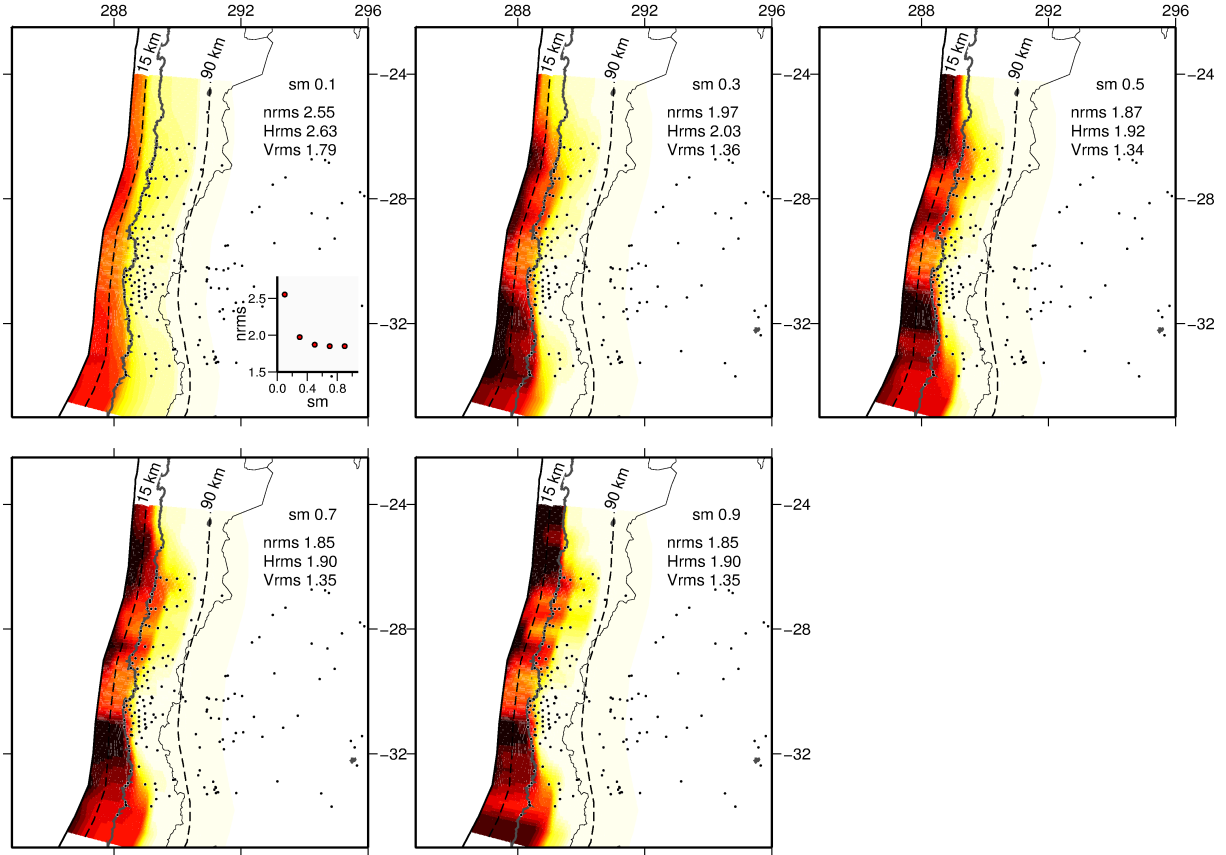


Figure 3.62: **3-Plate model / varying smoothing values / ddc constrain** Same caption as figure 3.61, but with “ddc” constrain that forces coupling to decrease with depth.

smoothing	constrain	NRMS	rotation pole (N, W, °/Myr)	$\langle \text{rot} \rangle$ (mm/yr)
0.1		2.45	-44.6 58.77 -0.31	10.47
0.3		1.88	-42.5 57.16 -0.20	6.57
0.5		1.80	-45.2 53.96 -0.15	5.99
0.7		1.79	-46.6 52.53 -0.14	5.97
0.9		1.75	-50.1 48.17 -0.11	5.75
0.7	lock1	1.77	-45.1 54.22 -0.15	5.95
0.1	ddc	2.53	-43.9 59.74 -0.35	10.96
0.3	ddc	1.95	-41.8 58.7 -0.25	7.36
0.5	ddc	1.85	-42.9 56.85 -0.19	6.4
0.7	ddc	1.84	-44.8 54.21 -0.16	6.2
0.9	ddc	1.83	-49.4 47.34 -0.12	6.03

Table 3.18: Normalized RMS, Andean sliver pole and average horizontal motion produced by block rotation on our network, depending on the constrains imposed in each 3-plate model tested.

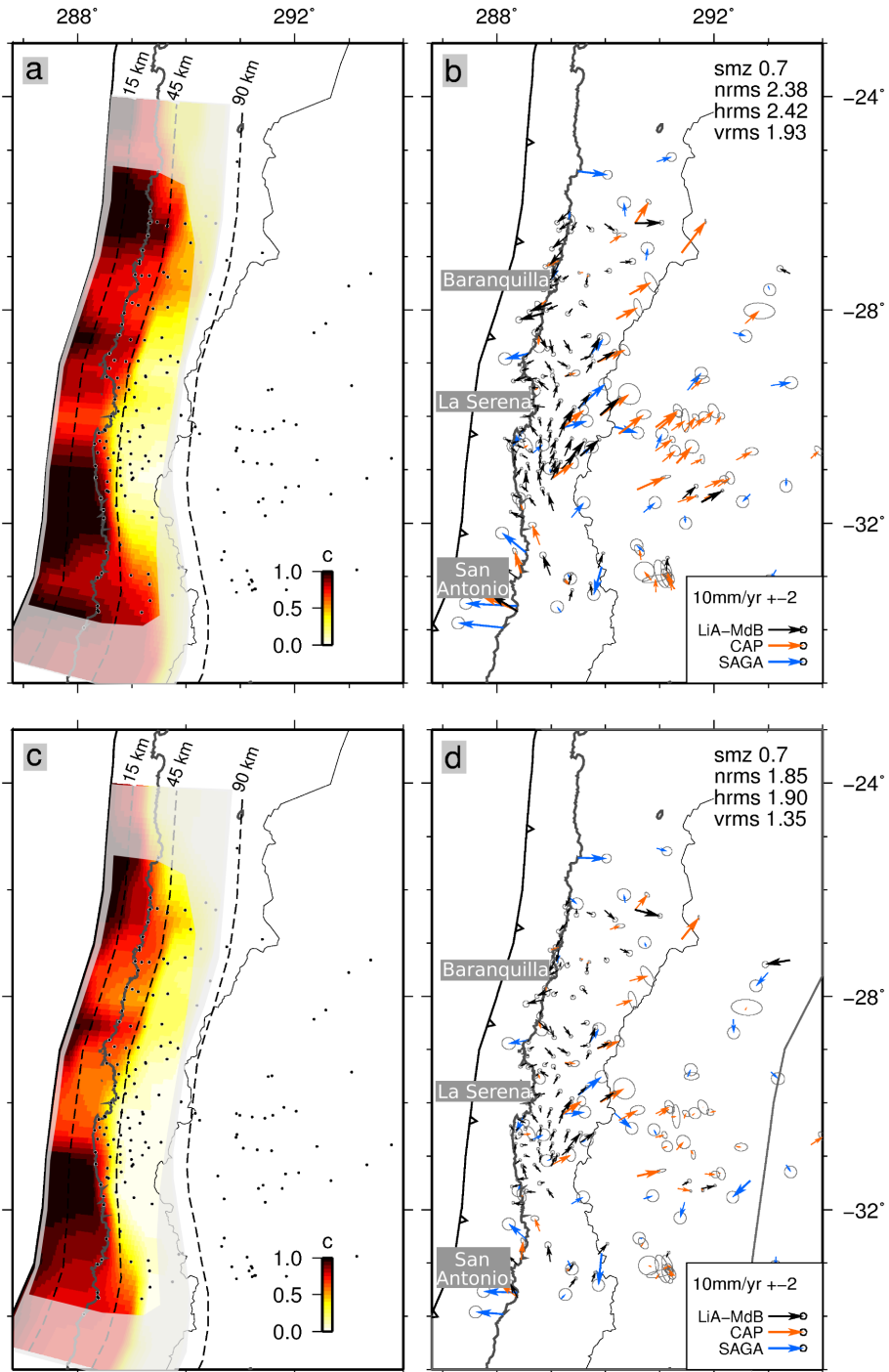


Figure 3.63: Preferred 2-plate (a-b) and 3-plate (c-d) models obtained with an initial smoothing value of 0.7° , and with down-dip decrease constrain. Same caption as figure 5.

Résumé

Le développement d'un nouveau réseau de campagne dans le Petit Nord du Chili depuis 2008 (de 30°S à 25.5°S), permet d'analyser en détails la déformation intersismique qui affecte le Chili depuis La Serena jusqu'à Chañaral. Le couplage intersismique dans cette zone du désert d'Atacama est peu contrainte par les jeux de données plus anciens et son comportement mécanique est également mal connu [Beck *et al.*, 1998]. L'inversion de ces nouvelles vitesses intersismiques permet d'imager les variations du couplage sur l'interface de subduction dans cette région, et d'estimer parallèlement l'amplitude du mouvement de rotation du microbloc Andin. Or, à cette latitude, les meilleurs modèles imposent un mouvement de bloc vers le Nord-Est de 5.5 à 6.6 mm/an autour d'un pôle Eulérien qui induit une diminution de ce raccourcissement du Nord au Sud du réseau d'environ 2 mm/an. Ce pôle est très proche de celui qui a été inversé dans la partie du Grand Nord (section 3.3) et se situe dans l'Atlantique Sud.

Les variations latérales du couplage moyen au long de la subduction permettent de définir trois segments (caractérisés par un couplage fort) et intersegments (caractérisés par un couplage faible) qui découpent la zone du Norte Chico, quel que soit le mouvement du microbloc Andin. Cette segmentation est cohérente avec la segmentation sismotectonique définie préalablement et suggère une corrélation de premier ordre entre le couplage intersismique et le comportement mécanique sur l'interface de subduction. En effet, les segments Métropolitain, d'Atacama et de Chañaral correspondent aux zones de rupture des séismes historiques, tandis que de nombreuses ruptures s'arrêtent dans les intersegments de La Serena et de Baranquilla où des événements de swarms sismiques ont également été enregistrés. Ces intersegments découplés sont corrélés avec l'entrée en subduction d'anomalies bathymétriques de la plaque Nazca (rides, zones de fractures), et avec l'existence de péninsules ou de baies (péninsules de Tongoy et Choros, ou de Caldera, respectivement). Ainsi, comme dans le Grand Nord ou le Chili central (sections 3.3 et 3.2), les zones d'intersegments où le couplage est faible signeraient la présence de patches à comportement "velocity-strengthening" sur l'interface de subduction, capables de glisser librement pendant la phase intersismique. En bordure de ces intersegments, l'augmentation du couplage est peut être le reflet d'aspérités sismiques de petite taille à comportement velocity-weakening, qui seraient capables de rompre sous forme d'essaim (type Punitaqui en 1997 ou Caldera en 2006). Enfin, dans les segments fortement couplés, l'interface de subduction serait composée majoritairement d'aspérités sismiques capables de rompre conjointement en un seul séisme de magnitude supérieure à 7.

La région du Norte Chico a été identifiée, à partir des enregistrements historiques disponibles [Beck *et al.*, 1998], comme une zone où le cycle sismique est complexe et variable. La distribution de couplage confirme cette analyse et permet de l'affiner. Les segments d'Atacama et de Chañaral sont suffisamment couplés pour produire un séisme de $M_w \sim 8$ en rompant seul, et en étant limité par les intersegments voisins. Néanmoins, les ruptures de ce type enregistrées dans le segment de Chañaral sont de magnitude plus faible ($M_w \sim 7.5$) et pourraient correspondre à des séismes rompant la partie profonde de la zone bloquée, à la manière des séismes de Tocopilla (2005) et de Taltal (1966). Le temps de récurrence associé à un tel cycle sismique serait alors relativement court (30 à 40 ans). La partie superficielle de ces segments ne serait rompue que lors d'une rupture conjointe, de magnitude supérieure à 8, qui se propagerait de façon dynamique à travers la zone découplée de Baranquilla. Ce grand séisme, du type de ceux de 1819 ou 1922, formerait la phase cosismique d'un "super-cycle" sismique dont le temps de récurrence serait de l'ordre du siècle. Le fait que la sismicité de fond enregistrée par le catalogue de l'USGS soit faible au Nord de la baie de La Serena, est une indication forte pour considérer que la zone du Norte

Chico allant de 30°S à 25.5°S est une lacune sismique mature où peut se produire un séisme superficiel et de forte magnitude associé à un tsunami.

Chapter 4

Vision d'ensemble : conclusions et perspectives

Avant propos

Ce chapitre regroupe les principaux résultats obtenus sur trois zones distinctes de la subduction Chilienne qui sont décrits en détails dans le chapitre 3 : le Grand Nord du Chili (de 18°S à 25°S), le Centre-Sud du Chili ou petit Nord (de 25°S à 34°S), et le Chili Central (de 34°S à 38°S). Dans la section 4.1, on propose un modèle cinématique à grande échelle pour cette zone de convergence, qui permet de décrire au premier ordre le mouvement du bloc Andin limité à l'Est par les chevauchements d'arrière-arc boliviens et argentins.

La distribution de couplage sur l'interface de subduction obtenue en appliquant ce modèle cinématique, couvre l'ensemble de la marge chilienne (à la zone de Taltal près, 24.5°S-25.5°S) et met en évidence une alternance de segments couplés et d'intersegments partiellement couplés qui sont décrits dans la section 4.2. Cette segmentation de couplage intersismique semble avoir de nombreux points communs avec la segmentation sismo-tectonique déjà établie, et permet de définir des segments et intersegments dans des zones peu instrumentées et peu étudiées jusqu'à présent.

Cette corrélation entre segmentations sismotectonique et cinématique pose plusieurs questions cruciales. Par exemple, le fait que les segments définis sur la base des grandes ruptures correspondent aux segments fortement couplés suggère l'existence d'un lien entre la cinématique de l'interface pendant la phase intersismique, et son comportement mécanique. L'analyse conjointe de la sismicité de fond enregistrée depuis les années 70, des grandes ruptures historiques et du récent séisme de Maule, permet d'interpréter le couplage apparent en termes mécaniques (section 4.3).

La corrélation entre des structures tectoniques stables à grande échelle de temps (baies et péninsules, subduction de rides ou de fractures de la plaque Nazca) et le couplage cinématique qui est intrinsèquement défini sur un temps court (la phase intersismique du cycle sismique), pose la question de la variation temporelle du couplage et de sa pérennité sur plusieurs cycles sismiques. Nous présentons en section 4.4 quelques éléments de réponse, notamment en comparant le couplage avant et après les séismes de Tocopilla et Tarapacá dans le Grand Nord. Finalement, l'ensemble de ces observations permet d'estimer l'aléa actuel au Chili et de proposer un modèle de cycle sismique global pour l'interface de subduction.

4.1 La cinématique de la subduction andine : l'existence d'un bloc Andin

Le fait que la convergence entre les plaques Nazca et Amérique du Sud soit oblique à la fosse, pose nécessairement le problème du partitionnement du mouvement de convergence. Ce concept de partitionnement a été défini notamment à partir de l'étude de la subduction de Sumatra où la convergence est également oblique. Dans ce cas, l'interface de subduction accomode principalement la déformation dans une direction perpendiculaire à la fosse, tandis qu'une faille décrochante située à l'arrière-arc permet le coulissement de la plaque parallèlement à la subduction (la faille décrochante de Sumatra par exemple).

Au Chili cependant, aucune structure décrochante active susceptible de jouer ce rôle n'a été mise en évidence, à l'exception de la faille de Liquiñe-Ofqui qui n'accomode que quelques millimètres par an dans la partie Sud du pays. Même si certains auteurs admettent un certain degré de partitionnement de la convergence à plus grande échelle [Norabuena, 1998], il est communément admis que l'obliquité de la subduction n'entraîne pas de partitionnement stricto

sensu d'ampleur au Chili. Les directions de glissement des principaux séismes de subduction sont notamment parallèles à la direction de la convergence. En revanche, le chevauchement frontal des chaînes subandines, parallèle à la fosse de subduction et actif depuis environ 10 Ma, est susceptible d'accommoder une partie de la convergence entre les plaques Nazca et Amérique du Sud. Les différentes études géologiques et géodésiques ont jusqu'à présent estimé un raccourcissement pouvant aller de 4 mm/an à 13 mm/an sur cette structure. Les données GPS acquises au cours de cette thèse apportent de nouvelles contraintes sur la cinématique de cette zone de convergence.

4.1.1 La déformation de surface : marqueur de la cinématique globale

Au Chili, la déformation de surface mesurée par GPS (figure 4.1) est dominée par le signal de déformation élastique associé au cycle sismique sur la subduction. Avant le séisme de Maule du 27 février 2010, la majeure partie du Chili était affectée par une déformation typique du chargement élastique intersismique, exception faite du Sud du pays qui est encore affecté par un mouvement postsismique d'ampleur suite au séisme de Valdivia en 1960 (à partir de 38°S). Cette déformation se traduit par des déplacements vers le Nord-Est à la côte, parallèles à la direction de convergence, puis une diminution progressive des vitesses vers l'intérieur des terres qui s'accompagne d'une rotation horaire (figure 4.2 et section 1.3.1.2).

Cette déformation élastique en frontière de plaque ne permet pourtant pas de reproduire totalement le champ de vitesse observé dans le Grand Nord du Chili, et dans une moindre mesure dans la région du petit Nord (ou du centre-Nord du Chili). Les mesures en champ lointain montrent effectivement que les points Andins, situés pourtant à plus de 400 km de la subduction, se déplacent vers l'Est avec une direction proche de celle de la convergence et une amplitude supérieure à la résolution du GPS (4 mm/an). *Norabuena* [1998] fut le premier géodésien à mettre en évidence l'amplitude de ces mouvements dans les Andes centrales et à proposer l'idée qu'une partie de la convergence entre les deux plaques lithosphériques était accommodée par le chevauchement sub-andin (de 10 à 15 mm/an), ce qui fut confirmé par *Bevis et al.* [2001] (~ 9 mm/an), et qui l'est à nouveau dans cette étude.

L'ampleur de ce mouvement de rotation (s'apparentant ici à une translation vers le Nord Est) le rend détectable même sur des observations en champ proche de la subduction, comme celles présentées dans cette thèse. La figure 4.2 illustre la déformation observée sur les profils de vitesses du Grand Nord (voir section 3.3), qui résulte de la combinaison d'une rotation rigide et du signal élastique intersismique. Un couplage fort en profondeur sur l'interface de subduction permet également de reproduire un tel mouvement de translation en surface (figure 4.2). Cette ambiguïté entre couplage profond et rotation de bloc a conduit *Brooks* [2003] à expliquer la déformation du petit Nord par un mouvement de bloc de 4-5 mm/an, tandis que *Vigny et al.* [2009] reproduisent le champ de vecteurs en utilisant un plan de subduction couplé à 50% jusqu'à 100 km de profondeur. Dans cette région, le mouvement de translation en champ lointain n'est pas suffisant pour permettre de discriminer clairement entre les deux options. Néanmoins, la présence d'un couplage fort ($>50\%$) à grande profondeur (>80 km) est peu probable. Le fait d'imposer un couplage nul en profondeur permet de diminuer l'ambiguïté entre les deux processus, notamment dans le cas où la composante de translation est assez forte. Dans tous les cas, l'existence d'un couplage résiduel ($<30\%$) profond peut conduire à sous-estimer le mouvement du bloc Andin de quelques millimètres par an.

La grande majorité des modèles cinématiques publiés dans les années 2000 sur le Chili considèrent que l'interface de subduction est totalement bloquée (couplage $\sim 100\%$) jusqu'à une

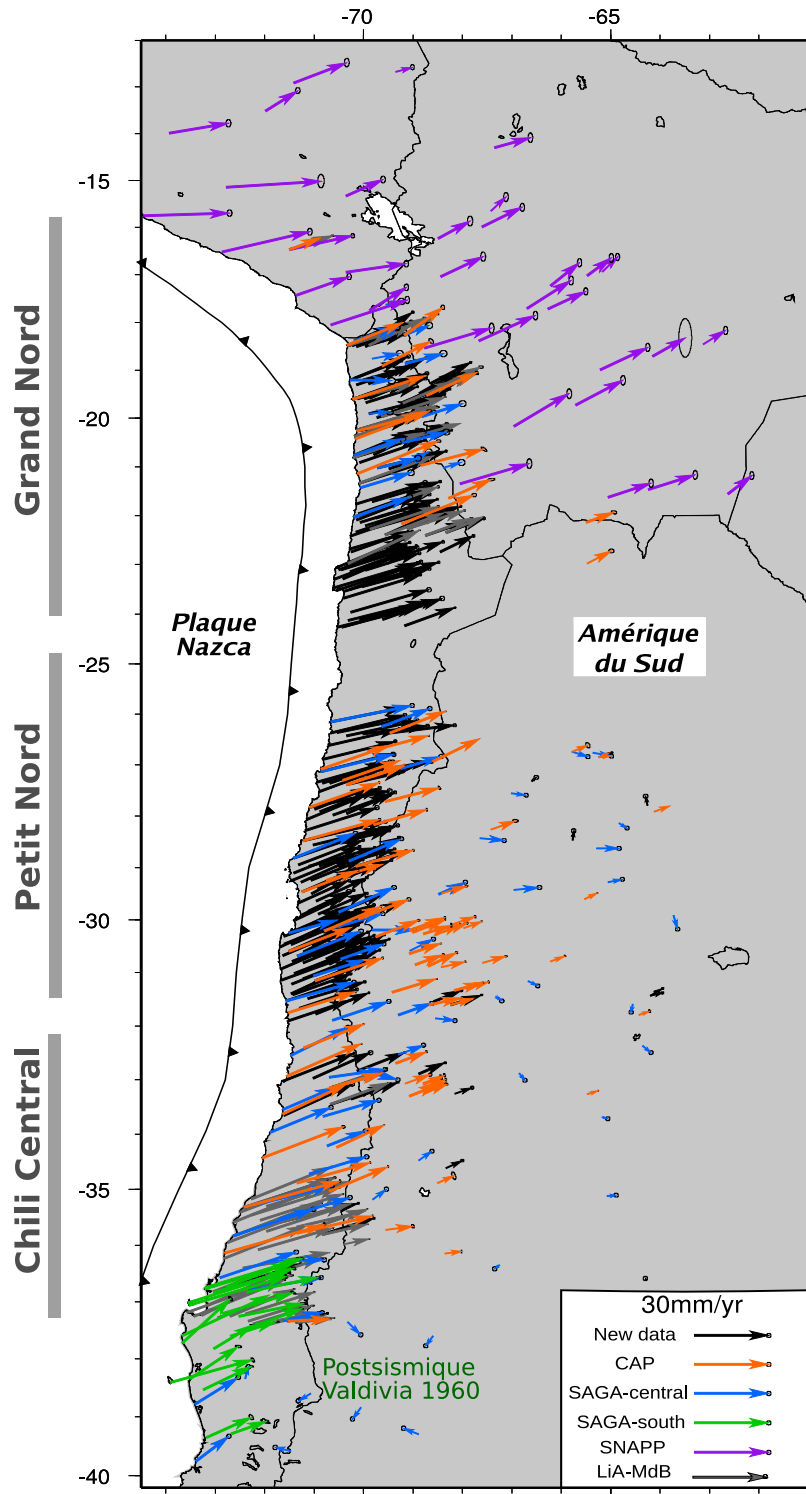


Figure 4.1: Compilation des différents jeux de vitesses intersismiques disponibles à l'heure actuelle sur la marge Chilienne par rapport à l'Amérique du Sud fixe définie par le modèle NNR-Nuvel1A. Les nouvelles données acquises pendant cette thèse sont dessinées en noir. Les trois zones d'étude sont indiquées sur la gauche de la figure.

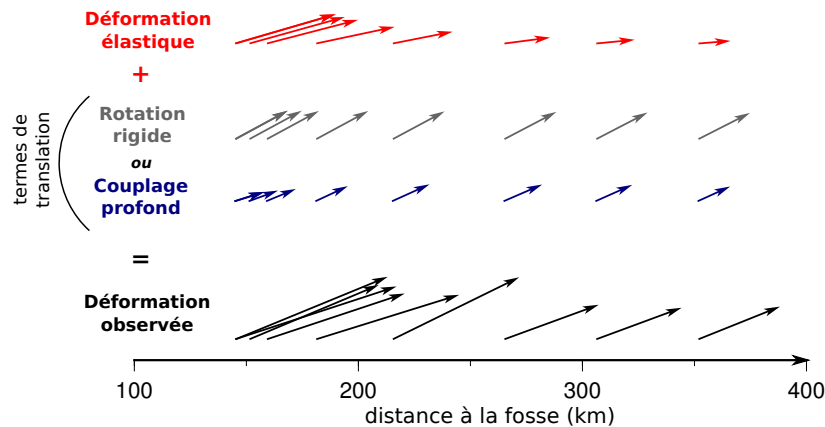


Figure 4.2: Décomposition de la déformation horizontale de surface (vecteurs noirs) observée le long du profil de Tocopilla (22°S) en différents termes. Déformation élastique produite par le couplage sur la subduction (rouge), déformation produite par la rotation du bloc Andin (gris), et éventuel effet d'un couplage profond (bleu, couplage de 30% de 30 à 100 km de profondeur).

profondeur variable [Khazaradze, 2003] ou fixe [Brooks, 2003], au-delà de laquelle le couplage est nul. Ces modèles produisent des résidus non négligeables en champ proche de la subduction, notamment sur la composante Nord. *Norabuena* [1998] interprète ces résidus comme étant la preuve de l'existence d'un partitionnement de la convergence faible (5-10 mm/an), sur une structure localisée entre la subduction et la cordillère principale. *Bevis et al.* [2001], qui observent la même tendance dans les résidus, y voient plutôt l'effet d'un changement de direction de la convergence avec la latitude, ce qui est peu probable aux échelles concernées (de l'ordre de 100 km). La figure 4.3 illustre cette ambiguïté entre une modification de l'amplitude ou de la profondeur du couplage, et un possible mouvement décrochant parallèle à la subduction. Vu l'absence de structure décrochante active similaire aux grandes structures de partitionnement type Sumatra au Chili, il semble plus raisonnable d'invoquer des variations latérales de la profondeur ou de la quantité de couplage sur la subduction pour expliquer la déformation de champ proche plutôt qu'une structure décrochante non détectée par les tectoniciens.

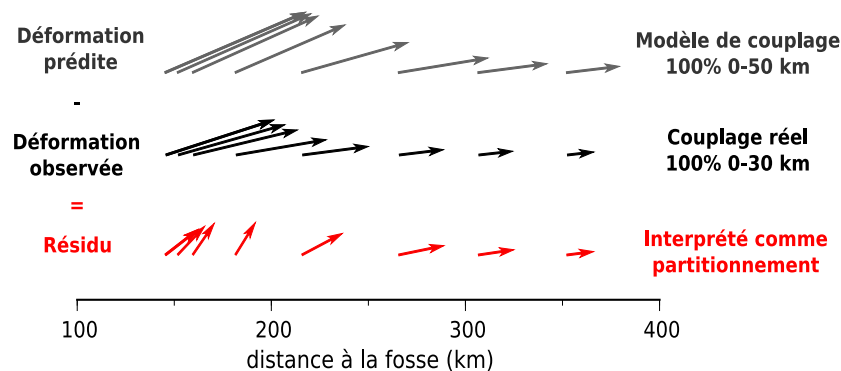


Figure 4.3: Effet de la surestimation du couplage sur l'interface de subduction sur les résidus (rouge), qui peuvent être alors interprétés comme de la déformation associée à une structure décrochante en champ proche [p.ex. *Norabuena*, 1998], ou comme étant dus à des variations d'orientation de la convergence [*Bevis et al.*, 2001].

4.1.2 Modèle cinématique de la subduction Chilienne

L'acquisition de nouvelles vitesses intersismiques en champ proche de la subduction et leur modélisation (présentée en détail dans le chapitre 3), nous ont permis d'apporter de nouvelles contraintes sur la cinématique de la subduction Nazca-Amérique du Sud. Ainsi, si près de 90% de la déformation observée en champ proche est associée aux variations de couplage le long de la subduction, les 10% restants nous donnent de précieuses informations sur les autres sources de déformation interne ou de possibles mouvements des blocs en présence. Dans cette étude, nous avons principalement cherché à définir et à interpréter les variations latérales de l'amplitude et de la profondeur du couplage intersismique sur l'interface de la subduction. Elles permettent de reproduire les variations d'orientation des vitesses intersismiques à la côte, sans invoquer un mouvement décrochant sur une faille crustale, contrairement à ce qui a été proposé

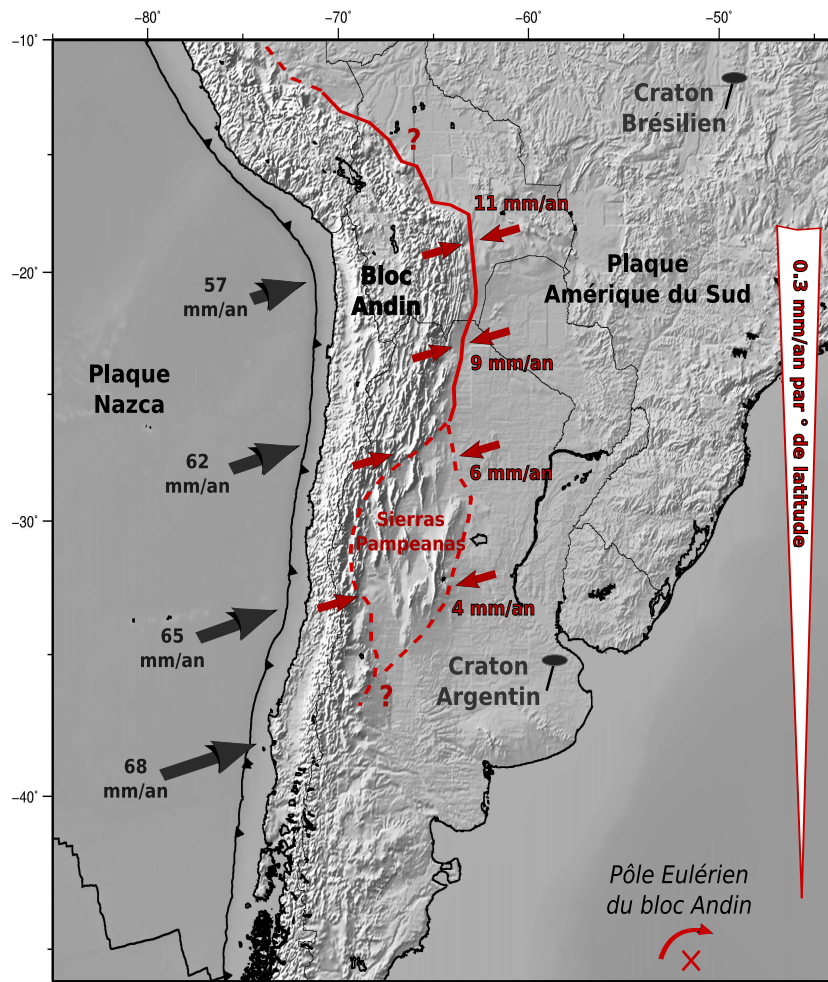


Figure 4.4: Synthèse des résultats obtenus lors de cette thèse sur la cinématique de la zone de convergence entre les plaques Nazca et Amérique du Sud. Le front des chaînes subandines qui forme la limite Est du bloc rigide Andin est indiquée en trait rouge plein. La zone de transition des Sierritas Pampeanas où la déformation est diffuse est indiquée en traits rouge pointillés. La vitesse de raccourcissement est indiquée en rouge et décroît vers le Sud, tandis que l'amplitude de la convergence augmente sur l'interface de subduction.

par *Norabuena* [1998]. Nos données démontrent qu’il n’existe pas de partitionnement de la déformation entre la subduction et une telle structure, ou tout du moins, si ce partitionnement existe, il n’est pas détectable par GPS et sa vitesse serait inférieure au mm/an.

Les nouvelles données intersismiques acquises dans la région du Grand Nord (voir section 3.3) mettent en évidence l’existence d’un mouvement de rotation centimétrique d’un “bloc” andin (entre 33°S et 18°S) que nous avons modélisé par une rotation autour d’un pôle lointain localisé dans l’Atlantique Sud (figure 4.4). A ces latitudes, cette rotation horaire est équivalente à une translation de l’ensemble des Andes vers le craton Brésilien, suivant une direction \sim N67°E. Cette orientation diffère de 10° seulement de celle de la convergence entre les plaques Nazca et Amérique du Sud (N78°E [*DeMets*, 1994]), et implique qu’une faible composante décrochante dextre est possible sur le front subandin (\sim 4 mm/an). L’ampleur de l’ensemble du mouvement décroît du Nord au Sud, et perd environ 0.3 mm/an par degré de latitude. Dans la région du petit Nord, l’inversion des nouvelles vitesses intersismiques combinées aux données de champ lointain acquises par *Brooks* [2003] (voir section 3.4), met en évidence une rotation similaire autour d’un pôle quasi-identique (voir table 4.1 et les annexes des sections 3.3 et 3.4 dans lesquelles on montre que la composante de rotation des pôles inversés pour les modèles alternatifs présentés peut varier de $\pm 0.1^\circ/\text{Myr}$). L’amplitude du mouvement généré par ce pôle diminue de moitié de 18°S à 33°S (\sim 6 mm/an en moyenne à 30°S). Dans le Chili Central, au sud de notre zone d’étude, les profils de déformation intersismiques ne montrent pas clairement de mouvement vers l’Est en champ lointain, et si ce mouvement existe, il semble être dans la limite des incertitudes du GPS. De plus, si on considère que la valeur du raccourcissement sur le front subandin décroît d’environ 0.3 mm/an par degré de latitude et que celui-ci est d’environ 1 cm/an à la latitude d’Arica (18°S), il devrait être inférieur à 4 mm/an à la latitude d’Arauco (38°S) et donc difficilement détectable par GPS.

région	bloc mobile	bloc fixe	pole relatif (N,E,°/Myr)
-	NAZCA	SOAM	55.9, 95.2, 0.610
Grand Nord	ANDES	SOAM	-48.60, 312.21, -0.19
Grand Nord	NAZCA	ANDES	39.56, 277.09, -0.56
Chili Central et petit Nord	ANDES	SOAM	-51.34, 318.51, -0.10
Chili Central et petit Nord	NAZCA	ANDES	47.88, 272.58, -0.57

Table 4.1: Mouvements relatifs estimés entre les trois blocs rigides dans notre meilleur modèle à trois plaques présenté en figure 4.6. Du fait du manque de données GPS entre 25°S et 26°S, deux modèles différents ont été établis pour la zone du Grand Nord d’une part, et les zones du Chili Central et du Norte Chico d’autre part.

Finalement, bien qu’acquises en champ proche de la subduction, ces nouvelles vitesses intersismiques démontrent l’existence d’un mouvement des Andes chiliennes vers le Nord-Est, dans une direction proche de celle de la convergence Nazca-Amérique du Sud (avec pas ou peu partitionnement), assimilable au premier ordre à une rotation autour d’un pôle situé au Nord des îles Fakland. Ce mouvement horaire, décroissant du Nord au Sud du Chili avec un gradient de l’ordre de 0.3 mm/an par degré de latitude est cohérent avec les études géologiques et

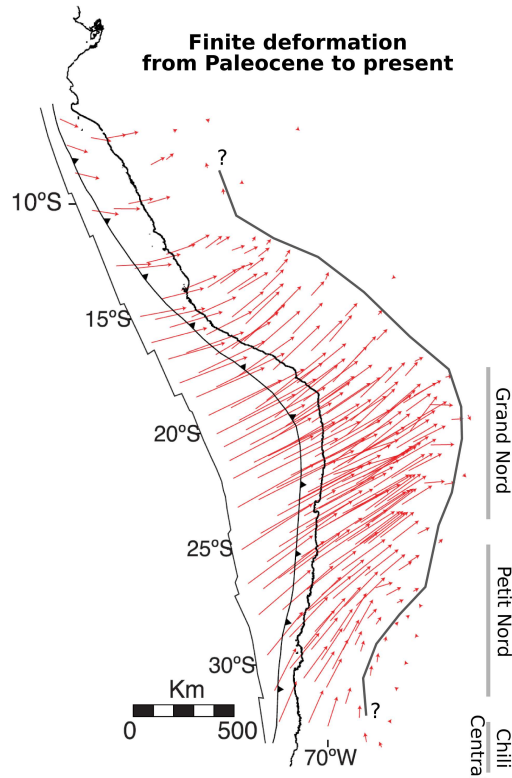


Figure 4.5: Figure modifiée d'après [Arriagada et al., 2008]. Champ de déformation long terme des Andes depuis le Paléocène jusqu'à aujourd'hui, d'après des études paléomagnétiques [Arriagada et al., 2000] et géologiques [McQuarrie, 2002b, p.ex.].

paléomagnétiques menées au Chili [Arriagada et al., 2008; McQuarrie, 2002a]. Un tel modèle de bloc rigide permettant de décrire le raccourcissement en arrière arc de la chaîne Andine (synthétisé sur le figure 4.4), pose cependant de nombreuses questions.

En effet, la frontière Est du bloc rigide est marquée par le chevauchement frontal subandin dans le Grand Nord du Chili qui s'estompe et se complexifie au niveau des Sierras Pampeanas dans la région du Petit Nord. A ces latitudes (32°S à 24°S), on ne peut plus réellement parler de frontière de plaque nette mais bien d'une zone où la déformation finie se répartit sur plusieurs chevauchements parallèles. Plus au Sud, à la latitude du Chili central, aucune structure tectonique ne peut être clairement identifiée comme une frontière de plaque. Les frontières Nord et Sud de ce bloc sont également inconnues et aucune faille de grande ampleur permettant de faire la jonction entre le chevauchement d'arrière arc et la subduction n'a été identifiée pour le moment. D'autre part, s'il est possible de modéliser le champ de déformation observé au Chili par le mouvement d'un bloc rigide, il serait impossible d'en faire de même si l'on considérait la partie Péruvienne de la subduction comme faisant partie du même bloc tectonique. En effet, au Nord du coude d'Arica (18°S), l'orientation de la subduction et du chevauchement d'arrière arc tourne de près de 45° et la rotation induite par le raccourcissement sur le front subandin devient anti-horaire (figure 4.5). Ce dernier semble en fait être maximal à 18°S et diminue progressivement lorsqu'on s'éloigne du coude d'Arica [McQuarrie, 2002a; Bevis et al., 2001], créant nécessairement une zone de cisaillement diffuse.

Ainsi, ce “bloc rigide Andin”, considéré comme une micro-plaque tectonique par certains auteurs [Brooks, 2003], ne correspond pas à la définition classique d’une plaque tectonique puisque ses frontières sont parfois diffuses et que son mouvement ne peut être décrit entièrement par une rotation eulérienne. Le mouvement long-terme d’ensemble décrit par *Arriagada et al.* [2008] s’apparente plutôt à l’effet d’un poinçon rigide au niveau de l’Altiplano. La chaîne Andine est une structure jeune et en cours de formation, qui semble se développer progressivement du Nord (où la croissance en hauteur et en largeur de la chaîne est maximale) au Sud du Chili (où la chaîne est étroite et moins élevée). Le chevauchement d’arrière arc s’étend donc peu à peu vers le Sud. On pourrait alors supposer qu’une fois la chaîne mature sur toute sa longueur, le bloc Andin se comportera comme une microplaque tectonique bien délimitée par un chevauchement d’arrière-arc continue et linéaire. A l’heure actuelle, si pour des raisons de modélisation on peut au premier ordre considérer que les Andes chiliennes se déplacent comme un bloc rigide autour d’un pôle de rotation eulérien, il n’en demeure pas moins que le bloc andin est en réalité une zone de déformation diffuse et distribuée par définition non rigide.

4.2 Variations latérales du couplage : la segmentation

Si les nouvelles vitesses acquises au cours de la thèse peuvent apporter des contraintes sur la cinématique à grande échelle de la zone de convergence, elles sont surtout sensibles aux variations de couplage sur l’interface de subduction. La mise en place d’un réseau de campagne très dense dans la première centaine de kilomètres du Chili (un point tous les 10 km à la côte) permet d’accroître la sensibilité des modèles aux variations latérales de la déformation en champ proche tout en s’affranchissant en grande partie de la cinématique qui affecte principalement le champ lointain. Le résultat de l’inversion du couplage intersismique dépend des paramètres de modélisation (lissage, conditions de bords, mouvements de blocs) qui influent principalement sur l’amplitude et l’étendue en profondeur du couplage, mais qui ont peu d’effet sur les variations latérales du couplage moyen $\langle \Phi \rangle$. Ainsi, les variations de $\langle \Phi \rangle$ par rapport à sa valeur moyenne dessinent une segmentation de la marge chilienne qui est indépendante du modèle cinématique utilisé (avec ou sans bloc Andin, voir figure 4.6).

4.2.1 Segmentation de couplage et segmentation tectonique

Les variations latérales du couplage moyenné sur les 60 premiers kilomètres de profondeur $\langle \Phi \rangle$ permettent de mettre en évidence six segments (où $\langle \Phi \rangle$ est fort) et six intersegments (où $\langle \Phi \rangle$ est anormalement faible) qui découpent la subduction Chilienne. Cette segmentation basée sur le couplage présente des similitudes avec la segmentation “sismotectonique” définie sur la base des grandes ruptures et des anomalies structurales de la marge (voir section 1.4.4 et figure 4.6). On présente dans les tableaux 4.2 et 4.3 les caractéristiques géologiques et sismologiques de chaque segment et intersegment “de couplage”.

Les segments fortement couplés (table 4.2) sont généralement corrélés avec des zones de faible sismicité de fond pendant la période séparant deux grands séismes de subduction (figure 4.6). Seul le segment Métropolitain a enregistré une forte activité sismique au cours des dernières années, mais sa proximité avec la capitale fait qu’il est également mieux instrumenté, et cette relative activité pourrait être due à un biais instrumental local. A l’exception du petit segment d’Atacama (qui s’étend sur 90 km seulement), les segments couplés couvrent près de 200 km de long, et la zone bloquée ($\Phi > 80\%$) s’étend en général de la surface à 30 km de profondeur au

moins. Ils ont tous rompu totalement ou partiellement lors de séismes de magnitude supérieure à 7 au cours des derniers 150 ans.

Si les segments fortement couplés sont relativement similaires en terme de dimensions, d'histoire et de comportement sismique, les zones d'intersegments sont bien plus diverses. Ces zones de découplage partiel sont généralement plus courtes que les segments qu'elles limitent (de l'ordre de 60 km de long), exception faite des intersegments de Baranquilla et de La Serena qui s'étendent sur plus de 100 km. Le couplage moyen y est d'ailleurs généralement plus faible que dans les autres intersegments (table 4.3). Ces zones de découplage partiel sont généralement corrélées avec l'arrêt ou la nucléation de certains séismes de subduction, mais elles peuvent parfois être traversées par des grandes ruptures comme le séisme de 1922 qui rompit l'intersegment de Baranquilla. Pendant la phase intersismique, la sismicité de fond est particulièrement importante dans les intersegments, et les événements de swarms décrits par *Holtkamp et al.* [2011] à partir du catalogue de l'USGS sont tous situés dans le pourtour de ces zones. Dans le Grand Nord, des événements de slab-pull profonds sont situés sur la partie profonde de l'interface au niveau des intersegments. Les répliques et le glissement asismique produits par les séismes de subduction les plus récents sont particulièrement forts dans les intersegments voisins de la rupture cosismique. Tous les intersegments décrits dans cette étude, à l'exception de l'intersegment de Mejillones, sont associés à l'entrée en subduction d'une structure bathymétrique singulière de la plaque Nazca (ride ou fracture), et seul l'intersegment d'Iquique ne correspond à aucun changement local du trait de côte (baie, péninsule). Plus précisément, il semblerait que le coeur des intersegments (c-à-d la zone de couplage minimum) soit localisé sous de larges baies tandis que les zones de couplage partiel qui assurent la jonction avec les segment sont situées sous des péninsules.

Segment	Etendue	$\langle\Phi\rangle$	Zone bloquée	Zone de transition	Ruptures historiques	Sismicité de fond
Camarones	18.3°S - 20°S	60%	0-20 km	20-30 km	1868, 1877 ?	minimum local
Loa	20.8°S - 22.5°S	65%	0-30 km	30-40 km	Rupture totale en 1877, partielle en 2007	minimum local
Paranal	23.2°S - ?	70%	0-35 km	35-40 km	Rupture partielle en 1995	modérée
Chañaral	? - 27.2°S	70%	0-30 km	30-40 km	1922, 1983	minimum local
Atacama	28.2°S - 29°S	65%	0-40 km	40-50 km	1922	minimum local
Metropolitan	30.8°S - 33.5°S	65%	10-35 km variable	35-40 km	1943, 1906	élevée
Maule	34°S - 38°S	75%	10-45 km	45-55 km	1835, 2010	faible avant 2010

Table 4.2: Principales caractéristiques des segments de la marge Chilienne

Intersegment	Etendue	$\langle \Phi \rangle$	Barrière	Sismicité	Glissement	Intra-plaques	Trait de côte	Bathymétrie
Iquique	20.2°S - 20.6°S 45km	45%	1877 ?	sismicité anormale sous Iquique	-	2005 (7.7)	-	ride d'Iquique
Mejillones	22.5°S - 23.2°S 75km	40%	1877, 1995, 2007	répliques	post- sismique 1995	1950 (7.9)	péninsule majeure	-
Baranquilla	27.2°S - 28.2°S 100km	50%	1946, 1983 (Mw<8)	swarms de 1973,79 et 2006	post- sismique de 2006	-	Baie et péninsule mineure	ride de Copiapó
La Serena	29°S - 31°S 220km	40%	1922, 1943	séquence de Punitaqui (1996,97)	-	-	Baie et péninsules majeures	fracture Challenger
San Antonio	33.5°S - 33.9°S 45km	60%	1851, 2010	swarms de 1985, 1999, 2001	post- sismique de 2010	-	Baie et péninsule	mont Topocalma et ride Juan Fernandéz
Arauco	38.2°S - 38.8°S 65km	50%	1835, 1960, 2010 ?	swarm de 1999	post- sismique de 1960 et 2010	-	Baie et péninsule majeure	fracture de Mocha

Table 4.3: Principales caractéristiques des intersegments de la marge Chilienne

Finalement, l'inversion du couplage intersismique sur l'ensemble de la subduction chilienne a permis de dégager une segmentation complexe, basée sur l'alternance entre de longs segments fortement couplés et de courts intersegments partiellement découplés. Les grandes lignes de cette segmentation semblent être corrélées à la segmentation sismotectonique définie à partir des grandes ruptures historiques [Beck *et al.*, 1998; Ruff, 1983] (figure 1.23). Au premier ordre, les segments fortement couplés sont les segments sismiques qui rompent lors des grands séismes de subduction, tandis que les zones d'intersegments sont plutôt des zones de barrières pour la rupture sismique. Ces intersegments sont associés à des structures tectoniques complexes en surface qui se traduisent par la présence de péninsules ou de baies. L'activité sismique entre deux grands séismes de subduction y est intense.

Une des zones d'ombre qui persiste dans cette étude se situe au coeur du désert d'Atacama, dans une des régions les moins peuplées du pays, au niveau de la péninsule de Chañaral et de la ville de Taltal (25.5°S). L'absence de vitesses intersismiques dans cette zone (figures 4.1 et 4.6) proscrit l'inversion du couplage local et rompt donc l'alternance segment/intersegment entre le petit Nord et le Grand Nord. Au vu des caractéristiques singulières des zones d'intersegments, il est probable que le couplage diminue sous la baie de Taltal et sépare ainsi le segment du Paranal (au Nord), du segment de Chañaral (au Sud). La région de Taltal correspond en effet à l'entrée en subduction de la ride Salar y Gómez, à la terminaison sud de la faille crustale d'Atacama, et la sismicité de fond y est relativement importante. Elle marque également la fin des ruptures de 1966 et de 1995, et pourrait donc correspondre à un intersegment. Trop peu de données sont cependant disponibles pour conclure aujourd'hui, et il est également possible que les segments du Paranal et de Chañaral soient les extrémités Nord et Sud d'un unique segment fortement couplé.

4.2.2 La segmentation en profondeur

Nous avons déjà évoqué le fait que les variations latérales du couplage moyen sont très peu dépendantes de notre procédure d'inversion. En revanche, la "segmentation" en profondeur de l'interface de subduction est beaucoup plus sensible à la paramétrisation du modèle. Cette variabilité du couplage avec la profondeur peut être réduite par l'utilisation de données verticales dans l'inversion, mais celles-ci sont sujettes à de plus fortes erreurs de mesures et sont beaucoup plus sensibles aux paramètres environnementaux que les données horizontales. L'évolution du couplage en profondeur dans notre meilleur modèle (figure 4.6) doit donc être interprétée avec précautions.

Il est difficile, par exemple, de savoir si la diminution du couplage à la fosse présente dans la région du Chili central est un artefact de la modélisation induit par une trop faible résolution; ou si au contraire, on peut interpréter ce faible couplage comme étant une zone de transition supérieure dans laquelle les plaques pourraient glisser relativement librement. Le seul endroit où une telle zone de découplage superficiel peut être identifiée de façon nette, se situe au large de la péninsule de Tongoy, dans la partie Sud de l'intersegment de La Serena ($\sim 30^\circ\text{S}$). La distance entre la côte et la fosse n'est ici que de 70 km, ce qui permet au modèle d'être sensible au couplage superficiel. Cependant, à cet endroit, la zone bloquée est fortement réduite et il est inapproprié de parler de "zone de transition superficielle". Il s'agit finalement d'une zone partiellement couplée depuis la surface jusqu'à 30 km de profondeur. Comme nous avons fait le choix dans le modèle à grande échelle qui est présenté en figure 4.6 de bloquer de façon artificielle l'interface de 0 à 7 km de profondeur, il est impossible de conclure sur l'existence d'une zone

découplée superficielle suggérée pourtant par de nombreux auteurs (e.g [Scholz and Campos, 2012]).

La zone bloquée ($\Phi > 80\%$) s'étend au moins jusqu'à 30 km de profondeur dans tous les segments, à l'exception du segment mal contraint de Camarones où seuls les 20 premiers kilomètres de profondeur semblent bloqués. Dans le segment du Maule, la base de la zone bloquée (bien contrainte par l'utilisation de vitesses verticales) se situe à près de 45 km de profondeur, tandis qu'elle se superficialise légèrement dans les segments du petit Nord. Aucune corrélation nette entre la profondeur de la zone bloquée et les paramètres physiques susceptibles de la contrôler (profondeur du Moho continental, isotherme 350° marquant le seuil de plasticité du quartz) n'est observée au Chili (figure 4.6). Il est toutefois probable que ces paramètres contrôlent l'étendue maximale du couplage puisque la zone bloquée ne s'étend jamais en deçà du Moho continental lorsque sa profondeur est connue.

Enfin, le couplage diminue à nouveau sous la zone bloquée de façon régulière et atteint des valeurs proches de zéro vers 60 km de profondeur. Néanmoins, l'étendue en profondeur de cette zone de transition inférieure est peu contrainte par les données horizontales GPS en surface. En effet, un faible couplage sur l'interface profonde produit un mouvement de translation relativement faible en surface (voir figure 4.2), mais modifie fortement l'aspect de la déformation verticale. La zone de transition inférieure est donc bien contrainte dans les zones où des vitesses verticales sont incluses dans l'inversion, notamment dans le réseau d'Ovalle-La Serena (entre 32°S et 30°S). Dans cette région, le couplage diminue rapidement de 35 à 45 km de profondeur et reste nul sur toute la partie profonde de l'interface.

Notre modèle est donc peu résolu dans la partie superficielle de l'interface et il est impossible de définir de façon certaine une zone de faible couplage entre la zone bloquée et la fosse. Au Chili, la zone fortement couplée ne s'étend pas au delà des 45 km de profondeur et son développement maximal pourrait être limité en profondeur soit par l'interface avec le Moho continental, soit par l'isotherme 350° . Ces paramètres physiques semblent cependant insuffisants pour expliquer les variations latérales de la profondeur du couplage et d'autres mécanismes comme l'existence de complexités géométriques sur la subduction ou dans son environnement direct pourrait alors rentrer en jeu. Une zone de transition inférieure étroite située entre la zone bloquée et l'interface en glissement libre peut être mise en évidence avec précision dans les zones où des données verticales sont disponibles.

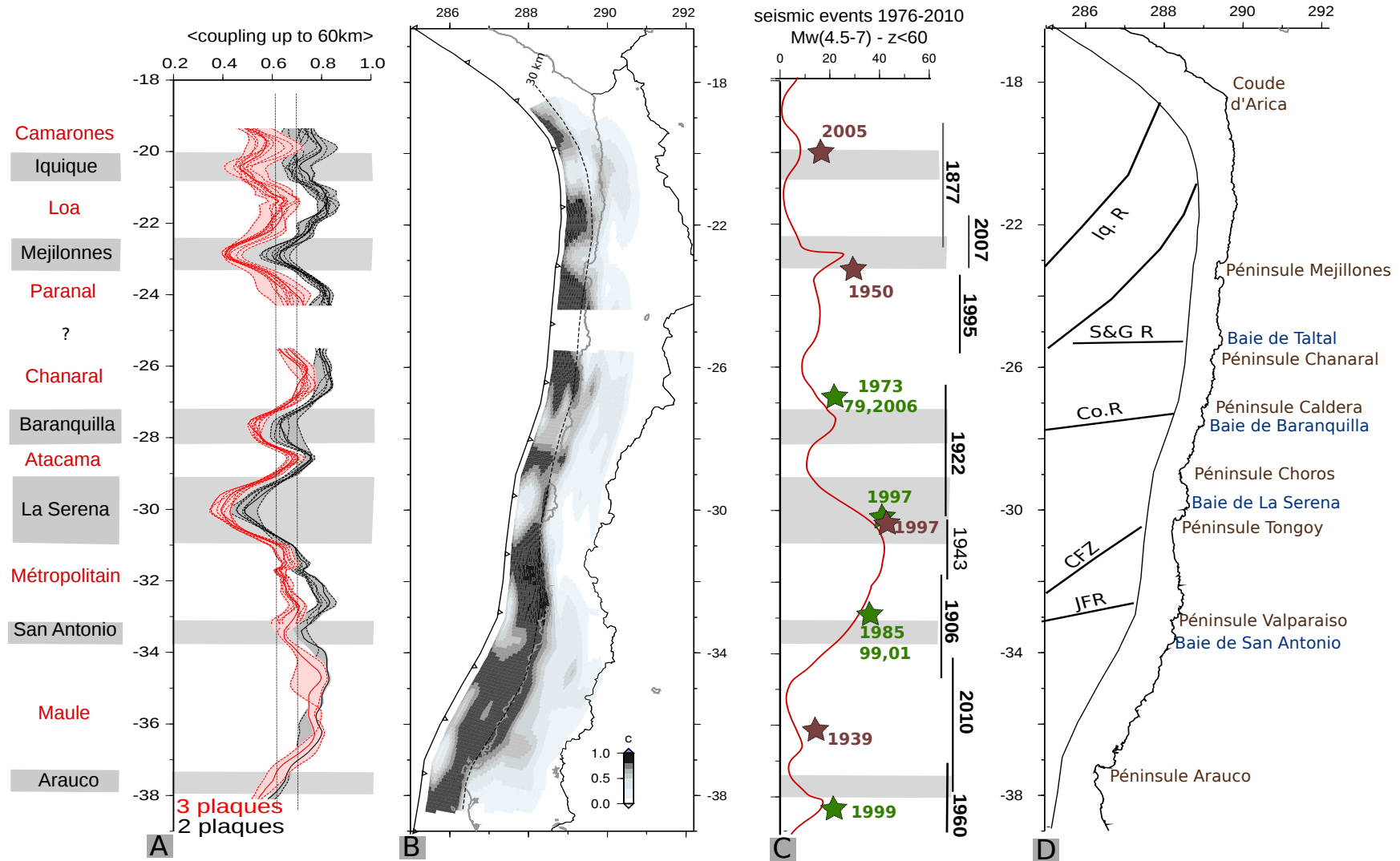


Figure 4.6: B- Distribution de couplage combinée sur l'ensemble du Chili. La partie la plus superficielle de l'interface est non résolue par l'inversion et n'est donc pas représentée. A- Variations latérales de $\langle \Phi \rangle$ associées au modèle avec ou sans bloc rigide Andin (courbes rouge et noire). $\langle \Phi \rangle$ est calculé sur les 60 premiers kilomètres de profondeur par fenêtres glissantes de 0.2° de latitude. Courbes tiretées : couplage moyen pour divers modèles alternatifs qui reproduisent les données de façon acceptable définissant la variabilité du meilleur modèle (courbe pleine rouge ou noire dans chaque cas). Droites pointillées : valeur moyenne des meilleurs modèles. Les noms des segments (rouge) et intersegments (noir) sont indiqués à gauche de la figure A. C- Variations du taux de sismicité de fond de 1976 à février 2010 lissé à partir de la figure 1.23. Etoiles vertes : principaux événements de swarms. Etoiles marrons : séismes intraplaques. Traits noirs pleins : ruptures majeures de subduction les plus récentes. D- principales structures bathymétriques de la plaque Nazca (Iq R: ride d'Iquique, S&G R : ride Salar y Gómez; CoR : ride de Copiapo; CFZ : zone de fracture Challenger; JFR : ride Juan Fernandez) et anomalies du trait de côte (péninsules et baies).

4.3 Du couplage cinématique à l'interprétation frictionnelle

Les corrélations frappantes entre la segmentation sismotectonique et la segmentation de couplage de la marge chilienne démontrent à nouveau qu'il existe un lien fort entre le comportement mécanique de l'interface de subduction et l'accumulation de déformation élastique pendant la phase intersismique. Si ce lien a déjà été établi et discuté sur d'autres subductions par plusieurs auteurs [Konca et al., 2008; Perfettini et al., 2010; Bürgmann et al., 2005; Chlieh et al., 2011; Reyners and Eberhart-Phillips, 2009; Wallace et al., 2004], il était encore mal connu au Chili du fait de la méconnaissance du couplage intersismique. La distribution de couplage détaillée qui a été obtenue lors de cette thèse (figure 4.6) permet d'éclaircir la nature du lien entre couplage et comportement frictionnel, notamment à la lumière de l'analyse de la rupture de l'interface lors du séisme de Maule le 27 février 2010 dans le segment du même nom.

4.3.1 Modèle "rate-and-state" et notion de couplage apparent

En général, les segments dans lesquels la zone bloquée est continue et bien développée correspondent aux ruptures des grands séismes historiques, tandis que les intersegments faiblement couplés correspondent à des zones de barrières. Ces observations peuvent être expliquées par un modèle frictionnel de type "rate and state" où le signe du paramètre (a-b) détermine le comportement de l'interface en réponse à une contrainte [Scholz, 2002]. Un fort couplage correspond alors à une partie de l'interface capable de rupture soudaine (c-à-d "velocity-weakening", $(a-b) < 0$), tandis qu'un couplage nul correspond à une zone qui accommode la convergence par glissement asismique (c-à-d "velocity-strengthening", $(a-b) > 0$). Ce modèle binaire simple (figure 4.7) est une approximation de premier ordre qui peut être efficace pour l'anticipation de l'étendue des futures ruptures. Ainsi, l'étendue latérale et en profondeur de la zone bloquée du segment de Maule ($\Phi > 80\%$ de 38°S à 34°S et jusqu'à 45 km de profondeur) [Ruegg et al., 2009; Moreno et al., 2010; Métois et al., 2012] est similaire à celle de la zone de glissement cosismique lors du séisme du 27 février 2012. La rupture de Maule s'arrête dans les zones d'intersegments d'Arauco et de San Antonio où se développe un fort glissement postsismique compatible avec un comportement "velocity-strengthening" (figure 3.21).

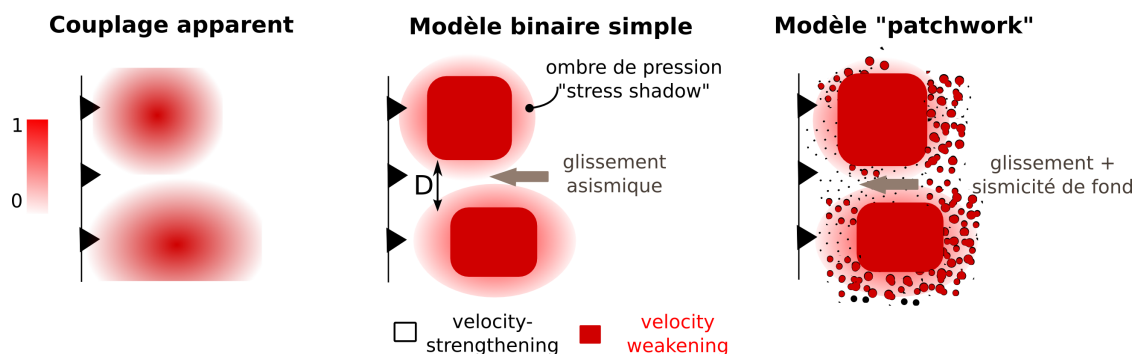


Figure 4.7: Représentation schématique d'une distribution de couplage (à gauche) et de son interprétation mécanique dans le cas d'un modèle binaire simple (centre) ou d'un modèle en patchwork où toutes les tailles d'aspérités sont possibles (à droite). Les aspérités rouges ont un comportement "velocity-weakening", tandis que les aspérités blanches sont "velocity-strengthening". Figure modifiée d'après Hetland and Simons [2010].

Ce modèle de zones ou d'aspérités à comportement frictionnel différent, permet de mieux comprendre le lien entre couplage et comportement de l'interface de subduction, mais plusieurs points restent inexpliqués. Par exemple, quelle est la signification mécanique d'un couplage intermédiaire (entre 0 et 1) ? Comment expliquer qu'une même zone de l'interface de subduction qui était totalement couplée pendant la phase intersismique (située sous Constitución, 37°S) puisse rompre pendant la phase cosismique du séisme de Maule, glisser de façon aisé pendant la phase post-sismique et produire de nombreuses répliques (section 3.2 et figure 3.21) ? Pourquoi certains intersegments semblent-ils se comporter comme des barrières fortes à la rupture, et d'autres peuvent-ils être traversés par des séismes de grande ampleur ?

Plusieurs modèles mécaniques théoriques basés sur la loi de friction de rate-and-state ont été développés pour mieux comprendre l'impact de l'aterrance des aspérités sur la déformation observée en surface. *Kaneko et al.* [2010] et *Hetland and Simons* [2010] démontrent que deux aspérités "velocity-weakening" totalement bloquées pendant la phase intersismique et séparées par une zone de glissement "velocity-strengthening" peuvent bloquer de façon artificielle cette zone interstitielle si elle est suffisamment étroite et donc assez sensible à l'ombre de pression (ou "stress shadow") créée par ses voisines (figure 4.7). Cet effet se traduit en surface par une déformation similaire à celle produite par une interface totalement bloquée, et le couplage observé n'est pas le reflet direct du comportement mécanique. La valeur de ce couplage apparent dépend de l'étendue de l'ombre de pression exercée par les aspérités bloquées qui est notamment fonction de la largeur de la zone de glissement potentiel (D sur la figure 4.7). Plus celle-ci sera large, plus le couplage apparent sera inférieur à 100%, et plus elle sera susceptible de se comporter comme une barrière à la propagation de la rupture d'une aspérité voisine (c-à-d moins la propagation dynamique à travers cette zone "velocity-strengthening" sera probable).

Nos observations au Chili sont cohérentes avec un tel modèle qui prend en compte l'effet d'ombre de pression d'une aspérité sur ses voisines et permet d'expliquer physiquement une valeur intermédiaire de couplage. En effet, les intersegments qui présentent le plus fort couplage apparent sont généralement les plus étroits et ont été traversés à plusieurs reprises par des grandes ruptures. Ainsi, l'intersegment de San Antonio ($\Phi \sim 60\%$) long de seulement 70 km a rompu lors des séismes de 1906 et de 1985, tandis que l'intersegment de La Serena, qui s'étend sur

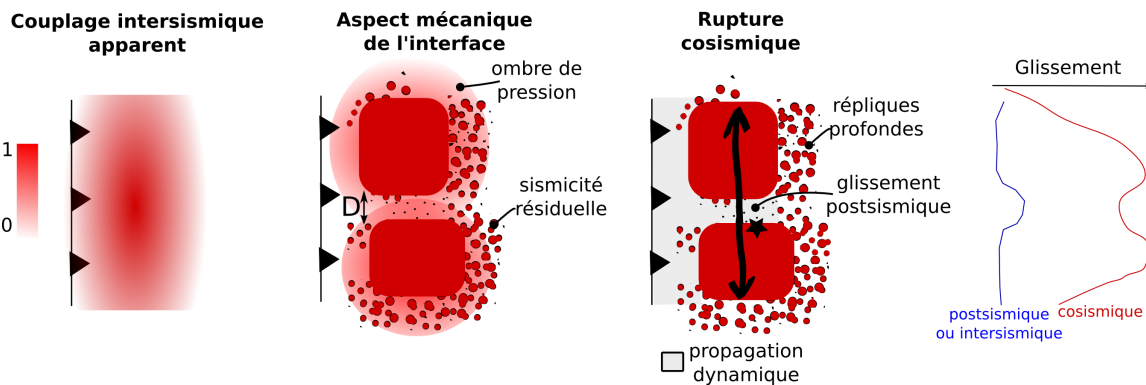


Figure 4.8: Représentation schématique du couplage intersismique sur le segment de Maule avant 2010 (gauche) et de son interprétation en terme de répartition d'aspérités sur l'interface. La carte de droite illustre la propagation bidirectionnelle de la rupture de février 2010 (flèche noire) notamment par propagation dynamique, et son hypocentre (étoile noire). Le graphique de droite représente le glissement cosismique observé le long de ce segment (noir) et le glissement postsismique (bleu).

plus de 200 km avec un couplage apparent minimal de 40% n'a été traversé par aucune rupture connue. De la même manière, le couplage apparent de 100% dans le segment de Maule provenait sans doute de deux aspérités *velocity-weakening* séparées par une étroite zone de glissement potentiel masquée par leurs ombres de pression (figure 4.8). Lors du séisme, la rupture s'est propagée de façon dynamique dans cette zone "*velocity-strengthening*", qui a ensuite pu glisser librement pendant la phase post-sismique (voir section 3.2 et [Métois *et al.*, 2012]). Le séisme de Pisco en 2007 au Pérou possède des caractéristiques semblables : la rupture est localisée principalement dans deux aspérités "*velocity-weakening*" dont la limite était invisible dans le couplage intersismique apparent [Perfettini *et al.*, 2010]. L'effet de l'ombre de pression associée à une aspérité bloquée va également se faire sentir dans la partie superficielle de l'interface. Celle-ci est plutôt censée se comporter en "*velocity-strengthening*" du fait de la présence de sédiments et de fluides, mais pourrait apparaître artificiellement couplée dans la majeure partie des cas. La propagation des ruptures des séismes de Maule (2010) et de Tohoku (Japon, 2011) dans cette partie superficielle de l'interface semble d'ailleurs caractérisée par un "*overshoot*" typique d'une propagation dynamique dans une zone "*velocity-strengthening*" [Vigny *et al.*, 2011; Ide *et al.*, 2011].

Cette notion de couplage apparent est donc une sérieuse limite à l'utilisation du couplage intersismique pour comprendre les détails du comportement mécanique de l'interface. Pour ce faire, il faut pouvoir observer le comportement de l'interface pendant toutes les phases du cycle sismique. Le couplage intersismique n'est finalement que l'image floutée des complexités mécaniques de l'interface de subduction.

4.3.2 Sismicité de fond et aspérités

On peut aller plus loin dans l'interprétation du couplage apparent en terme de comportement mécanique, car d'autres observations restent pour l'instant inexplicées. En effet, comment expliquer l'anticorrélation apparente entre la sismicité de fond et le couplage moyen (figure 4.6) ? Pourquoi observe-t-on des événements de swarms dans les zones de couplage intermédiaire en bordure des intersegments ?

La sismicité de fond enregistrée pendant la phase intersismique notamment dans les zones intersegments correspond à des "petits" séismes de magnitude inférieure à 7 qui peuvent parfois s'associer dans le temps et l'espace (swarms). Il ne peut donc s'agir que de ruptures d'aspérités de taille limitée à 10 km environ, et plutôt "*velocity-weakening*". Une manière simple de pallier aux limites du modèle binaire classique est d'y inclure des aspérités "*velocity-weakening*" de taille réduite et de considérer ainsi l'interface de subduction comme un patchwork d'aspérités de toutes tailles dont l'espacement et la densité varie avec la latitude (figure 4.7). Hetland and Simons [2010] montrent que des petites aspérités de ce type produisent un effet d'ombre de pression similaire à celui déjà décrit précédemment dans le cas de grosses aspérités "*velocity-weakening*". On peut alors imaginer une diminution progressive de la densité des aspérités "*velocity-weakening*" depuis le centre d'un segment où la densité est de 100% de l'interface, vers le centre de l'intersegment qui est purement "*velocity-strengthening*". Les zones de transitions entre segment et intersegments (comme par exemple la péninsule de Tongoy, 31°S) sont donc à la fois chargées par le glissement dans le centre de l'intersegment et bloquées par l'ombre de pression du segment voisin. Cet équilibre entre l'effet d'ombre de pression générée par les aspérités bloquées voisines et le glissement asismique permet le chargement et la rupture des petites aspérités localisées en bordure de l'intersegment à l'origine de la forte sismicité de fond observée entre deux grands séismes de subduction. Il permet aussi le chargement progressif des

aspérités formant les segments voisins et prépare ainsi leur prochaine rupture. Une diminution progressive de la densité et de la taille des aspérités “velocity-weakening” semblable à celle proposée pour passer du centre d’un intersegment au segment voisin pourrait également avoir lieu en profondeur, dans la zone de transition où le couplage diminue progressivement.

4.3.3 Expliquer les variations spatiales du couplage

Le modèle de patchwork d’aspérités qui est proposé ici pour comprendre le comportement de l’interface pendant les différentes phases du cycle sismique, pose le problème du contrôle physique du couplage. Quels sont les paramètres environnementaux qui peuvent influencer sur le comportement mécanique de l’interface ?

On peut penser, dans un premier temps, que les aspérités bloquées ont une existence physique réelle et qu’elles correspondent par exemple à la rugosité de la topographie de la plaque plongeante. Les variations latérales du couplage sur la marge chilienne seraient donc dues principalement à des changements dans la bathymétrie de la plaque Nazca. Nous avons déjà noté que l’entrée en subduction d’anomalies bathymétriques comme des monts sous-marins ou des zones de fractures est bien corrélée avec les zones de découplage dans les intersegments. Cependant, aucune structure inhérente à la plaque plongeante ne permet d’expliquer le large intersegment de Mejillones et l’imposante ride Juan Fernandez n’est pas directement corrélée avec une diminution locale du couplage. Il est également difficile de concevoir des variations d’aspect de l’interface en profondeur assez brutales pour expliquer le passage d’une large aspérité bloquée (la zone sismogénique) aux multiples aspérités formant la zone de transition inférieure. La bathymétrie de la plaque plongeante ne peut donc pas être le seul facteur contrôlant les variations du couplage sur l’interface.

Plusieurs auteurs [p.ex. *Liu and Rice*, 2005; *Scholz and Campos*, 2012] expliquent les variations de la valeur du couplage par une variation de la contrainte normale s’appliquant sur l’interface. Une diminution de cette contrainte abaisserait effectivement le seuil de contrainte pour la rupture, et des zones de l’interface à comportement “velocity-weakening” deviendraient conditionnellement stables et seraient capables de glisser au moins partiellement pendant la phase intersismique. De telles variations latérales de contrainte normale ont des sources multiples. La pression de fluide sur l’interface peut par exemple abaisser fortement la contrainte normale et conduire à un couplage faible. Des variations bathymétriques de la plaque plongeante comme l’entrée en subduction d’un mont sous-marin, pourraient accroître la contrainte normale et donc augmenter le couplage intersismique selon *Scholz and Small* [1997]. Enfin, l’existence de structures tectoniques crustales connectées avec l’interface de subduction, comme la grande faille normale proposée par *Armijo* [1990] dans le Grand Nord du Chili (et potentiellement à l’origine de l’escarpement côtier), peuvent également modifier les contraintes s’appliquant sur l’interface.

Les limites de cette hypothèse de contrôle du couplage par la contrainte normale sont nombreuses. Premièrement, ce modèle prédit une augmentation du couplage avec la profondeur, et donc une zone découplée superficielle surplombant la zone fortement couplée (ce qui est dans la limite de résolution de nos inversions). Ce découplage superficiel pose un problème physique : quelle est la force qui permet à cette zone de glisser puisque le chargement près de la surface est amorti par la zone bloquée sous-jacente ? Actuellement, la question est toujours débattue, certains auteurs évoquant l’existence d’un glissement hérité de la dernière phase postsismique [*Scholz and Campos*, 2012] ou la force de poussée à la fosse pour expliquer un faible couplage superficiel.

L'effet produit par la subduction d'anomalies bathymétriques sur la contrainte normale est également discuté notamment dans le cas des monts sous-marins. En effet, contrairement à *Scholz and Small* [1997], le modèle physique proposé par *Wang and Bilek* [2011] pour un mont sous-marin subducté prédit un découplage local dû notamment au réseau complexe de failles formées par le mont sous-marin dans son voisinage immédiat, et un impact négligeable sur la contrainte normale (figure 4.9). Ce modèle permet d'expliquer les anomalies du trait de côte observées lors de la subduction d'un mont sous-marin, la forte sismicité de fond qui y est localisée ainsi que le faible nombre de ruptures majeures qui se propagent au travers de ces structures. C'est ce que nous observons sur la marge chilienne où l'entrée en subduction des rides de la plaque Nazca semble corrélée à une forte sismicité de fond et aux zones d'intersegments qui sont marquées par des baies ou des péninsules prononcées (par exemple l'entrée en subduction de la ride Copiapó correspond à une zone fortement découplée située sous la large baie de Baranquilla). Néanmoins, la subduction d'une structure bathymétrique qui n'est pas parallèle à la direction de la convergence (p.ex. la ride d'Iquique) ne peut générer d'anomalie pérenne de contrainte normale à l'échelle des structures géologiques puisque le point d'entrée migrera au cours du temps.

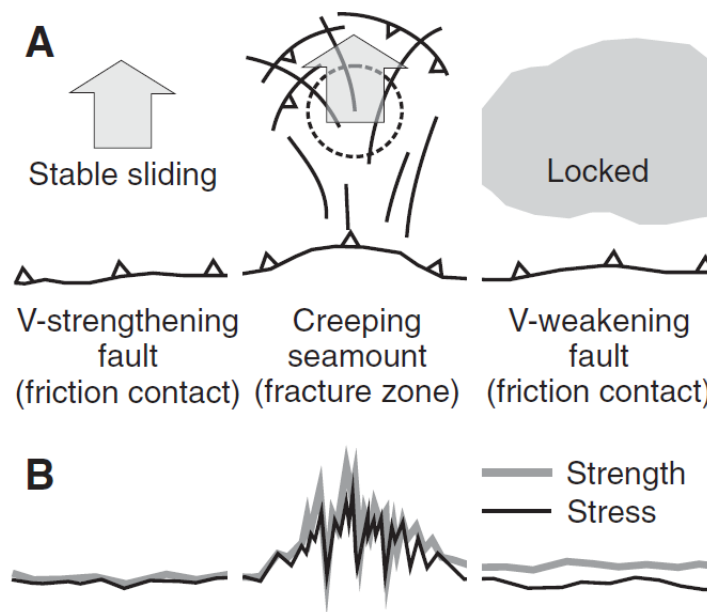


Figure 4.9: Figure extraite de *Wang and Bilek* [2011], présentant le comportement mécanique d'un mont sous-marin subducté. A- Comportement mécanique de l'interface homogène (gauche et droite) et fracturée par un mont sous-marin (cercle pointillé). B- Résistance (strength) et contraintes (stress) associées aux trois cas présentés en A. La zone de fracture développée autour du mont sous-marin produit de nombreux petits séismes et entraîne le glissement de l'interface. Une interface purement "velocity-strengthening" (gauche) est à l'état stable (résistance=contraintes) et peut glisser librement. Une interface purement "velocity-strengthening" (droite) alterne entre les ruptures cosismiques et un blocage intersismique (résistance>contrainte).

L'effet de la pression de fluide sur la contrainte normale appliquée à la subduction semble également être plus complexe qu'à première vue. En effet, *Reyners and Eberhart-Phillips* [2009] ont montré que cet effet dépend fortement de la nature de la plaque chevauchante en contact avec l'interface à partir de l'étude de la zone de subduction Hikurangi en Nouvelle-Zélande. Un

des terranes qui constitue la plaque supérieure et qui a été caractérisé par tomographie comme étant relativement imperméable, surplombe une partie de la plaque plongeante riche en fluides. Au niveau de ce contact, le couplage intersismique sur l'interface entre les deux plaques est relativement élevé. Les auteurs y voient l'effet d'une forte pression liée aux fluides confinés par un bloc supérieur imperméable. Cette pression de fluide élevée invaliderait l'effet de diminution théorique de la contrainte normale par la pression de fluide.

Au vu de l'ensemble des questions qui se posent actuellement, il semble que la contrainte normale soit un paramètre physique qui entre en jeu dans le contrôle du couplage, mais elle ne peut suffire à expliquer l'ensemble des variations observées. C'est donc un ensemble complexe de paramètres impliquant la nature et la structure des deux plaques en contact qui rentre en jeu dans le contrôle du couplage. Au Chili, de nouvelles études tomographiques et sismologiques sont nécessaires pour déterminer ces paramètres, notamment dans les zones d'intersegments identifiées. Dans cette étude, nous nous contentons d'établir un lien entre la subduction de structures bathymétriques, les anomalies du trait de côte (péninsules, baies), et les zones de couplage anormalement faible, qui souffre néanmoins quelques exceptions notables, dont l'intersegment de Mejillones.

4.4 Perspectives : comprendre le cycle sismique au Chili

Au cours de cette thèse, nous avons étudié le couplage intersismique en faisant abstraction du facteur temps. Par exemple, nous avons parfois combiné des vitesses intersismiques acquises à plusieurs dizaines d'années d'intervalle dans un même jeu de données en faisant l'hypothèse forte que la déformation de surface, et donc (au premier ordre) le couplage intersismique, étaient stable dans le temps (section 3.2). Si cette hypothèse semble valable sur la portion de la subduction chilienne que nous avons considérée dans ce cas, il ne faut pas considérer la subduction comme une structure statique, même pendant la phase intersismique pendant laquelle son activité est, sinon moindre, en tout cas moins visible que pendant la phase cosismique. Le modèle mécanique de patchwork d'aspérités proposé dans la section 4.3 permet en partie d'envisager l'existence de processus dont les temps caractéristiques diffèrent radicalement. On peut par exemple penser que le temps de retour de la rupture (dépendant de la résistance à la contrainte) d'une petite aspérité bloquée située dans une zone découplée sera beaucoup plus court que celui de l'aspérité principale formant le cœur du segment. On pose dans cette section les bases de travaux en cours liés à cette problématique de la variabilité temporelle du comportement mécanique de l'interface de subduction. Enfin, on propose une vision générale du cycle sismique sur la marge chilienne.

4.4.1 Le couplage est-il stable dans le temps ?

A l'heure actuelle, aucune étude n'a été conduite sur un temps suffisamment long pour comparer le chargement intersismique avant et après la phase cosismique du cycle sismique, ou même pour détecter d'éventuelles variations du couplage au sein d'une même phase intersismique. Il est donc impossible aujourd'hui de savoir si le couplage augmente progressivement au cours de la phase intersismique après atténuation du rebond post-sismique et jusqu'à la prochaine rupture, ou s'il est stable sur cette période. De la même façon, si au long de la subduction chilienne les segments et intersegments de couplage semblent être relativement permanents sur plusieurs cycles sismiques, la connaissance du couplage passé est actuellement impossible.

Au Chili, des mesures GPS ont été effectuées dès les années 90 dans les deux lacunes sismiques identifiées : le Grand Nord, et la région de Maule. Le couplage y a été inversé avant les ruptures

de Tarapaca en 2005 (M_w 7.8), Tocopilla en 2007 (M_w 7.4) et de Maule en 2010 (M_w 8.8) qui les ont affectées [Chlieh et al., 2004; Ruegg et al., 2009]. Dans le second cas, le séisme de Maule a rompu l'intégralité du segment préalablement couplé [Vigny et al., 2011; Métois et al., 2012], et le mouvement de rebond postsismique associé à la rupture risque de masquer pendant de nombreuses années le potentiel signal de chargement intersismique (à l'image du mouvement postsismique associé au séisme de Valdivia en 1960 qui affecte toujours la partie Sud du Chili, figure 4.1). Il faudra donc attendre avant de pouvoir mesurer de nouveau le couplage intersismique dans cette région et de pouvoir le comparer à la distribution de couplage préalable (voir section 3.2 et [Ruegg et al., 2009]).

4.4.1.1 Cas du séisme de Tocopilla

La situation est différente dans le Grand Nord, car le séisme de Tocopilla est atypique et a rompu seulement la partie profonde de la zone sismogénique, dans la zone de transition [Peyrat et al., 2010; Béjar-Pizarro et al., 2010]. De magnitude modérée, il n'a pas produit de tsunami et le mouvement postsismique associé est nettement plus faible que celui observé dans le cas du Maule. Le couplage intersismique précédant le séisme a été inversé par Chlieh et al. [2011] à l'aide d'anciennes données GPS et semble montrer un approfondissement du couplage au Nord de la péninsule de Mejillones où la rupture de 2007 s'est propagée. Ce résultat est contradictoire avec la carte de couplage présentée dans cette étude à l'aide de données plus récentes qui montre un couplage très faible dans l'intersegment de Mejillones. Cette contradiction peut être due à une trop faible résolution de leur modèle dans cette zone, mais pourrait également dénoter une variation temporelle du couplage.

Pour résoudre cette ambiguïté, et pour s'affranchir des problèmes de mise en référence, nous avons retraité l'ensemble des données GPS acquises lors de campagnes régulières dans cette région depuis 1996 et qui ont été partiellement utilisées par Chlieh et al. [2004] pour obtenir des vitesses intersismiques avant le séisme de Tocopilla en 2007. Par souci de simplicité, nous n'avons présenté dans la section 3.3 que les vitesses obtenues en combinant uniquement les campagnes réalisées après le séisme. Les séries temporelles des points mesurés avant et après le séisme (voir document annexe à la thèse) montrent des sauts cosismiques centimétriques qui perturbent la tendance intersismique long-terme [Béjar-Pizarro et al., 2010]. La figure 4.10 permet de comparer les vitesses intersismiques précédant le séisme (1996-2007, également listées en table 4.4) avec celles qui sont présentées dans la section 3.3 et qui sont plus récentes (2008-2012).

Les vitesses intersismiques mesurées avant et après le séisme sont à première vue très similaires sur le profil de Tocopilla, et présentent des différences importantes (3 mm/an et plus) sur la composante Nord sur les sites situés vers la terminaison Sud de la rupture. Dans le détail, les vitesses pré-sismiques du profil de Tocopilla sont légèrement plus élevées que les vitesses actuelles (de l'ordre d'un mm/an), mais compte tenu de l'erreur faite sur la mesure de la vitesse aucune tendance nette ne peut être dégagée. Il faut noter que la vitesse actuelle du point TO40 (qui diffère le plus de la vitesse pré-sismique) est mal connue du fait de nombreux rattachements (table 4.4). Autour de la péninsule de Mejillones, là où les ruptures de Tocopilla et d'Antofagasta (2005, M_w 8.4) se terminent et produisent de nombreuses répliques et glissements asismiques [Pritchard and Simons, 2006; Delouis et al., 2009; Béjar-Pizarro et al., 2010], les vitesses présismiques et les vitesses récentes sont similaires en amplitude mais la composante Nord des vitesses présismiques est systématiquement plus importante. Cette différence tend à s'atténuer pour les sites situés à l'intérieur des terres (BAQ0 notamment), et ne peut pas résulter d'un problème de référentiel puisque ces vitesses sont issues du même calcul GLOBK.

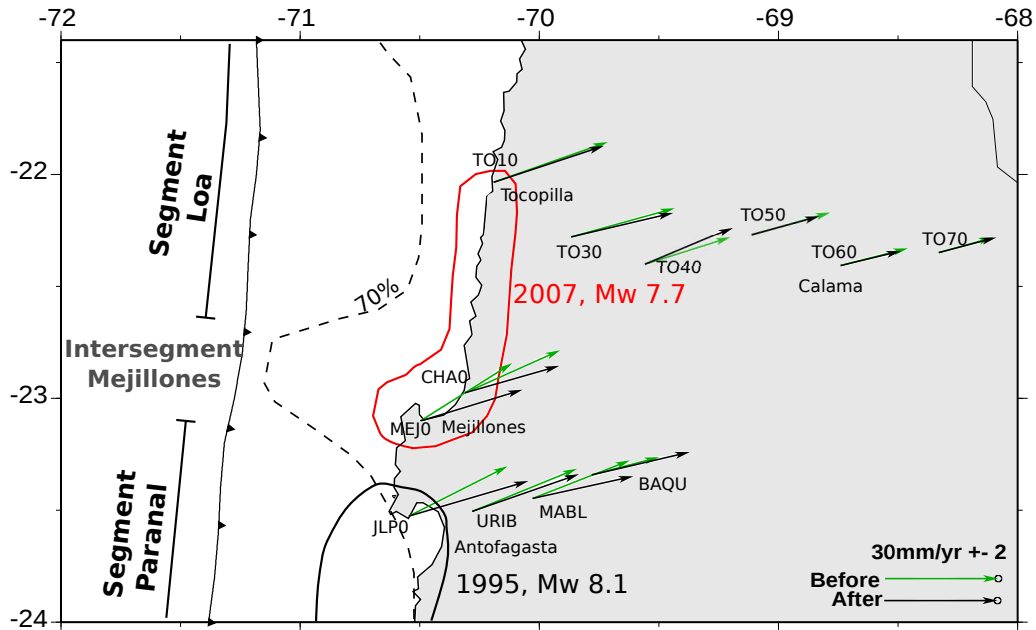


Figure 4.10: Comparaison des vitesses intersismiques avant (vert) et après (noir) le séisme de Tocopilla (contours approximatifs en rouge). Ces vitesses calculées dans l'ITRF 2008, sont relatives à l'Amérique du Sud stable définie par le modèle NNR-Nuvel1A. La ligne pointillée noire représente l'isocouplage 70%. Les principales villes de la région sont indiquées, ainsi que le nom des segments et intersegments identifiés.

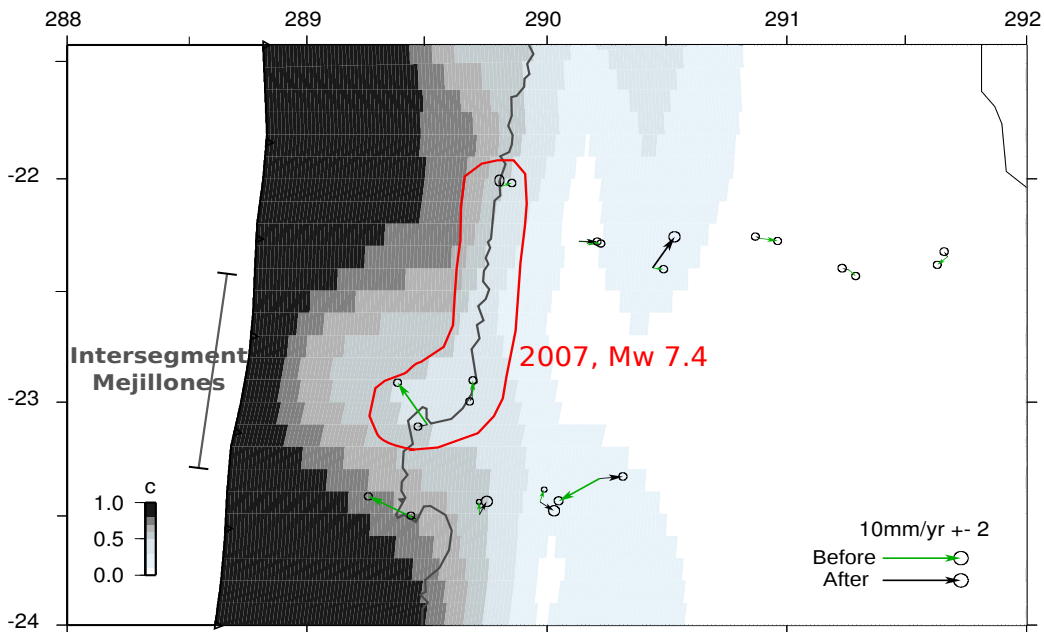


Figure 4.11: Résidus produits par la distribution de couplage (représentée comme sur la figure 4.6) sur les vitesses intersismiques pré- (vert) ou post-Tocopilla (noires).

A défaut d'avoir un champ de vitesses présismiques suffisamment dense pour conduire une inversion précise du couplage précédant le séisme de Tocopilla, nous l'avons comparé à la déformation prédite par notre distribution de couplage récente (voir section 3.3). Les résidus

SITE	Position		Vitesse-PRE		Vitesse-POST	
	Lon.	Lat.	Vlon	Vlat	Vlon	Vlat
TO10	289.808	-22.035	30.25	11.41	28.76	11.81
TO30	290.133	-22.279	27.46	8.12	26.99	8.38
TO40	290.440	-22.398	22.48	7.26	23.88	11.70
TO50	290.889	-22.267	20.69	5.92	17.86	6.53
TO60	291.259	-22.407	17.87	4.89	16.12	6.00
TO70	291.670	-22.349	14.51	4.34	15.38	6.15
MEJ0	289.501	-23.102	24.47	16.45	27.07	10.42
CHA0	289.690	-22.976	25.29	12.09	24.91	9.1
BAQU	290.219	-23.342	17.81	5.01	26.03	8.36
JLP0	289.454	-23.526	26.22	14.14	31.67	11.49
URIB	289.720	-23.505	27.85	12.11	28.84	12.18
MABL	289.972	-23.448	25.88	10.81	27.15	7.90

Table 4.4: Vitesses intersismiques horizontales (en mm/an) acquises sur le réseau de campagnes avant le séisme de Tocopilla (de 1996 à 2007, colonnes 4 et 5), et après le séisme (de 2008 à 2012, colonnes 6 et 7). Ces vitesses sont présentées dans le référentiel Amérique du Sud fixe défini par le modèle NNR-Nuvel1A et appliqué à l'ITRF 2008.

produits sur ces vitesses intersismiques anciennes sont relativement faibles et sont comparables à ceux obtenus pour les vitesses récentes au niveau des profils de Tocopilla et d'Antofagasta (figure 4.11). Les résidus des points les plus proches de la fosse, au niveau de la péninsule de Mejillones sont plus forts (>5 mm/an) et sont clairement orientés vers le Nord Ouest. Cet aspect des résidus suggère que le couplage imposé sous la péninsule est trop fort, et donc que l'intersegment de Mejillones était encore plus découplé avant le séisme de Tocopilla qu'il ne l'est actuellement. Ce résultat est en contradiction avec les modèles de couplage présentés par *Chlieh et al.* [2004, 2011], mais ceux-ci sont peu résolus dans cette zone. L'augmentation du couplage dans l'intersegment de Mejillones prédite par nos observations est par contre cohérente avec l'augmentation des contraintes de Coulomb calculée dans cette zone par *Peyrat et al.* [2006] suite au séisme de Tocopilla. On peut également supposer que le faible couplage observé avant le séisme de Tocopilla sous la péninsule de Mejillones est dû à l'événement de glissement asismique décrit par *Chlieh et al.* [2004]; *Pritchard and Simons* [2006] dans cette zone à la suite du séisme d'Antofagasta en 1995. Le couplage dans le segment du Loa ne semble pas avoir été modifié par l'occurrence de ce séisme, ou dans tous les cas, pas dans des proportions significatives et pérennes.

Ces résultats sont à prendre avec précautions : les vitesses pré-Tocopilla reposent sur des mesures plus rares et moins solides que les mesures récentes, elles sont peu nombreuses et ne permettent pas d'inverser précisément le couplage présismique. Il est cependant intéressant de noter que le changement de vitesse intersismique avant et après le séisme de Tocopilla n'est pas le même sur toute la région mais est localisé dans l'intersegment de Mejillones où le couplage est faible. L'effet du séisme de Tocopilla sur le couplage est à première vue contre-intuitif : on aurait pu penser que cette rupture relâcherait suffisamment de contraintes et diminuerait au contraire le couplage intersismique apparent. En fait, comme le séisme de Tocopilla a rompu la partie profonde de la zone sismogénique, il est logique qu'il ait augmenté l'état de contrainte (et donc le couplage) sur l'interface plus superficielle et à ses terminaisons latérales. Finalement, comme suggéré par *Béjar-Pizarro et al.* [2010], loin d'avoir relâché en partie la déformation accumulée

dans la lacune du Grand nord (et donc dans le segment du Loa) le séisme de Tocopilla a chargé ce segment et semble également avoir augmenté le couplage dans l'intersegment de Mejillones.

4.4.1.2 Cas du séisme de Tarapacá

Le séisme de Tarapacá est un séisme intra-plaque en "slab-pull" de magnitude M_w 7.8 qui a rompu en 2005 la plaque Nazca à environ 100 km de profondeur sous la pampa del Tamarugal, non loin de la ville de Tarapacá [Peyrat *et al.*, 2006]. La combinaison de l'ensemble des mesures GPS acquises sur le réseau de campagnes existant depuis les années 90 a permis de calculer les vitesses de chargement intersismique précédant le séisme d'une part (de 1996 à 2004, table 4.5) et les vitesses intersismiques actuelles qui sont présentées en section 3.3 (de 2008 à 2012). Comme pour le cas d'étude du séisme de Tocopilla, on présente en figure 4.12 les deux jeux de données afin de les comparer et de visualiser d'éventuels changements dans le couplage superficiel.

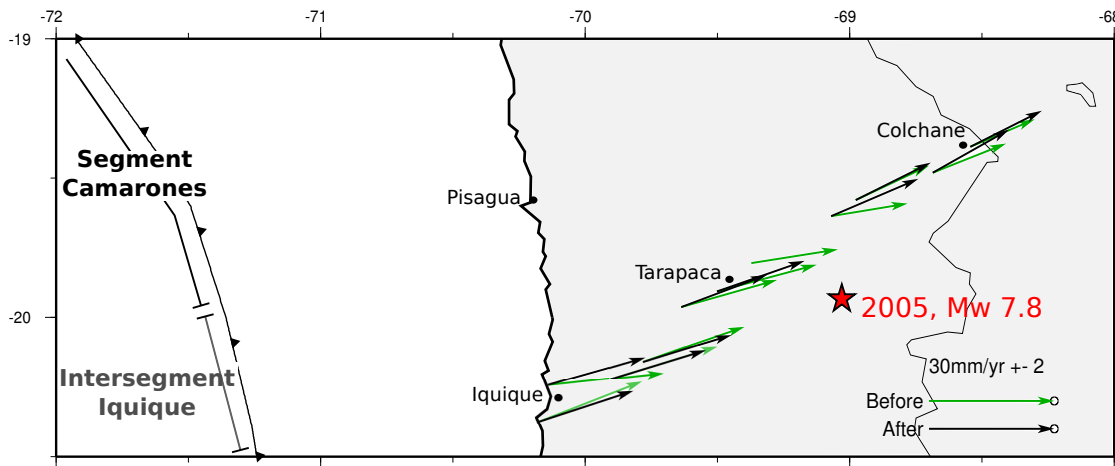


Figure 4.12: Comparaison des vitesses intersismiques avant (bleu) et après (noir) le séisme de Tarapacá dont l'épicentre est marqué par l'étoile rouge [Peyrat *et al.*, 2006]. Ces vitesses calculées dans l'ITRF 2008, sont relatives à l'Amérique du Sud stable définie par le modèle NNR-Nuvel1A. Les principales villes de la région sont indiquées, ainsi que le nom des segments et intersegments identifiés.

La distribution de couplage inversée à l'aide des données récentes produit des résidus non négligeables sur les vitesses pré-Tarapacá (>5 mm/an) qui semblent pointer vers l'épicentre du séisme à venir. A l'exception du résidu correspondant à la station d'Iquique (le plus à l'Ouest et le plus fort), l'amplitude des résidus est faible à la côte, augmente vers l'intérieur des terres, et diminue à nouveau dans les stations de la haute cordillère. Cette tendance est inhabituelle et ne peut s'expliquer simplement par un changement d'amplitude ou de distribution du couplage sur la partie la plus superficielle de l'interface comme c'était le cas des vitesses pré-Tocopilla. Le fait que les résidus tendent vers le même point situé dans la zone de rupture du séisme est une indication d'un changement de comportement de l'interface de subduction après le séisme. Nous avons élaboré plusieurs modèles directs dans lesquels nous avons modifié la distribution de couplage récente, et nous présentons en figure 4.13 celui qui permet de reproduire au mieux les vitesses intersismiques observées avant 2005. Dans ce modèle, l'ajout d'une zone fortement couplée dans la région de l'interface affectée par le séisme de Tarapacá suffit à reproduire la déformation observée et produit évidemment des résidus forts sur les vitesses intersismiques actuelles.

SITE	Position		Vitesse-PRE		Vitesse-POST	
	Lon.	Lat.	Vlon	Vlat	Vlon	Vlat
IQA0	289.820	-20.373	24.95	8.98	22.16	7.10
IQD0	290.096	-20.221	25.54	7.32	20.35	6.05
IQF0	290.219	-20.160	24.26	7.95	20.48	6.27
IQH0	290.364	-19.964	22.97	6.18	19.81	7.50
IQI0	290.499	-19.907	23.90	6.09	20.35	7.16
IQJ0	290.628	-19.806	20.79	3.12	-	-
IQM0	290.930	-19.636	18.30	2.87	20.20	8.68
IQN0	291.022	-19.579	17.52	7.83	18.35	10.05
IQP0	291.314	-19.481	17.60	6.64	17.64	10.02
IQQ0	291.456	-19.387	15.44	6.28	16.45	8.39
UAPE	289.859	-20.243	27.78	2.78	23.24	7.50

Table 4.5: Vitesses intersismiques horizontales (en mm/an) acquises sur le réseau de campagnes avant le séisme de Tarapacá (de 1996 à 2005, colonnes 4 et 5), et après le séisme (de 2006 à 2012, colonnes 6 et 7). Ces vitesses sont présentées dans le référentiel Amérique du Sud fixe défini par le modèle NNR-Nuvel1A et appliqué à l'ITRF 2008.

La comparaison de ces deux jeux de vitesses montre un changement net (i.e résolu par le GPS) de la déformation de surface après le séisme de Tarapacá. Nous avons choisi de modéliser simplement la déformation présismique par un changement de couplage sur l'interface de subduction, mais le processus de déformation dans cette zone est certainement plus complexe qu'un simple chargement élastique intersismique. En effet, lors du séisme de Tarapacá, ce n'est pas l'interface de subduction qui a rompu, mais la plaque plongeante elle-même le long d'une faille normale [Peyrat *et al.*, 2006]. Ce séisme a donc sans doute permis de relâcher des contraintes accumulées non pas sur l'interface de subduction seule, mais sur un réseau de faille affectant le volume des deux plaques en contact. Ce séisme a évidemment modifié les contraintes sur l'interface superficielle de la subduction, ce qui pourrait expliquer la légère augmentation de la largeur de la zone partiellement couplée sous la ville d'Iquique après le séisme (figure 4.13).

Finalement, la comparaison de la déformation de surface avant et après ces deux séismes très différents qui ont affecté la région du Grand Nord à la fin des années 2000, a permis de mettre en évidence des variations nettes qui peuvent être interprétées au premier ordre comme étant liées à des variations du couplage sur l'interface de subduction ou à des épisodes de glissements transitoires. En 2007, le séisme de Tocopilla de profondeur intermédiaire a rompu la zone de transition sous la zone sismogénique et loin d'avoir libéré la contrainte accumulée depuis 1877 sur le segment, semble au contraire avoir entraîné une augmentation du couplage dans la zone d'intersegment de Mejillones, et laisse inchangé le couplage dans le segment Loa. Le séisme intraplaque profond de Tarapacá (en 2005), a quant à lui rompu dans un environnement où les contraintes s'étaient suffisamment accumulées pour modifier durablement (de 1996 à 2004) la déformation de surface. Cette rupture atypique a permis de libérer ces contraintes et a légèrement chargé l'interface de subduction plus superficielle dans l'intersegment d'Iquique. Il apparaît donc que le couplage intersismique peut légèrement varier à des échelles de temps courtes.

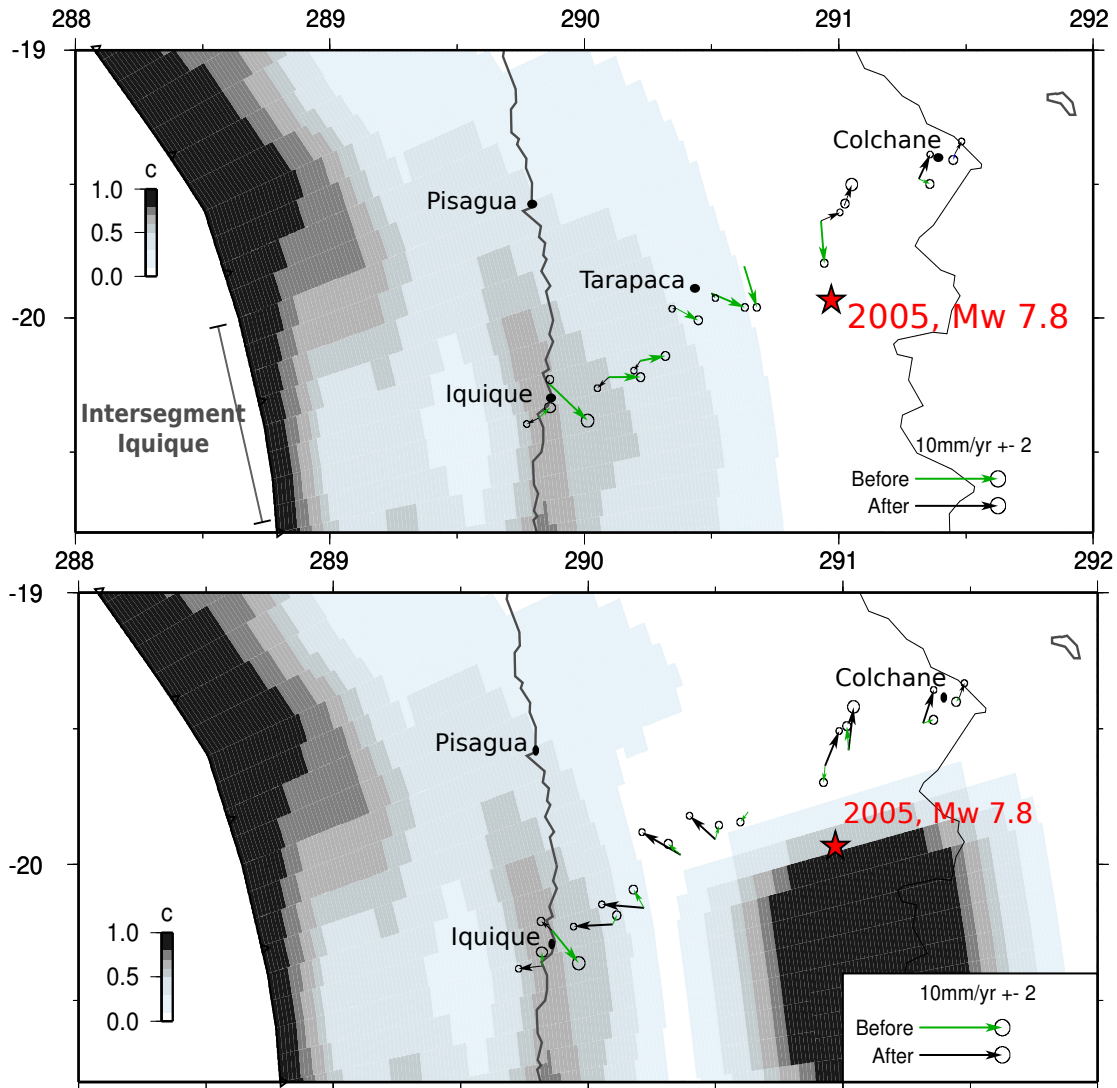


Figure 4.13: Haut : résidus produits par la distribution de couplage actuelle (représentée comme sur la figure 4.6) sur les vitesses intersismiques pré- (vertes) ou post-Tarapacá (noires). Bas : modification de la distribution de couplage permettant de reproduire correctement les vitesses pré-Tarapacá.

4.4.2 Chercher les événements transitoires

Le modèle de patchwork d'aspérités (figure 4.7) permet de comprendre et d'interpréter la distribution de couplage apparent en termes mécaniques. Le fait d'interpréter les intersegments comme des zones capables de glisser en partie asismiquement pendant la phase intersismique, implique d'y détecter des événements transitoires. Or, pour le moment, aucun glissement lent ou trémor n'a été observé au Chili. L'instrumentation en stations GPS permanentes est relativement récente sur la marge chilienne (les premières stations ayant été installées en 2000), et la fenêtre d'analyse pour rechercher de tels glissements lents est donc de 8 ans dans le meilleur des cas. Au Mexique, dans la lacune de Guerrero, c'est l'analyse détaillée de séries temporelles longues de 11 ans sur plusieurs stations qui a permis d'identifier clairement plusieurs glissements lents d'ampleur centimétrique [Vergnolle et al., 2010; Radiquet et al., 2011]. Si ce type

de glissement existe au Chili, et notamment dans la zone de La Serena où le réseau de stations permanentes est dense et où le couplage est très faible, alors soit l'amplitude du glissement est moindre et ne produit que quelques millimètres de déformation en surface (comme dans le cas des Cascades [Dragert *et al.*, 2004]) qui se confondent avec le bruit des mesures, soit les glissements sont plus rares qu'à Guerrero et une série temporelle plus longue est nécessaire pour les détecter.

A défaut d'observation directe de glissement lent dans les séries temporelles GPS, la sismicité de fond peut constituer un témoin secondaire de ce phénomène. Par exemple, les événements de swarms détectés par Holtkamp *et al.* [2011] et localisés dans les zones d'intersegments, pourraient être associés à du glissement lent qui charge de façon répétée une ou plusieurs aspérités de l'interface. Une analyse détaillée de ces événements (localisation précise, modélisation mécanique, quantification du glissement post-sismique associé) permettrait de mettre en évidence d'éventuels multiplets à l'intérieur de ces séquences et de quantifier le glissement lent nécessaire à ce type de rupture. Le seul swarm enregistré conjointement par une station GPS permanente et par le catalogue de l'USGS, s'est produit en mars 2006 au large de la péninsule de Caldera (27.2°S) et a généré un déplacement horizontal mesurable à la station COPO (Copiapó) située à 100 km dans l'intérieur des terres. L'utilisation combinée de l'enregistrement GPS et de données InSAR disponibles sur cette région avant et après l'événement, a permis à Ducret *et al.* [2012] de localiser et de quantifier les glissements cosismiques et postsismiques liés à cette séquence de plus d'un mois d'activité sismique. Comme le glissement postsismique semble être de l'ordre de grandeur du glissement cosismique pour cet événement, il n'est pas associé à un fort épisode de glissement asismique. Néanmoins, le déplacement enregistré par l'InSAR est susceptible de contenir de la déformation produite par un glissement asismique synchrone des séismes. Une analyse sismologique additionnelle est donc requise pour estimer le chargement nécessaire à la rupture des aspérités à l'origine du swarm.

Si aucun événement de swarm n'a été détecté par Holtkamp *et al.* [2011] dans l'intersegment d'Iquique, cette zone est pourtant caractérisée par une sismicité anormale, avec un nombre important de séismes de magnitude 5-6 enregistrés au large d'Iquique. Le réseau de stations multiparamètres IPOC (Integrated Plate Boundary Observatory Chile, <http://www.ipoc-network.org>) développé dans cette région fournit les données nécessaires à une étude sismologique plus poussée de la zone qui permettrait à la fois de répondre à la problématique des glissements lents et d'établir une tomographie précise de l'interface de subduction. Enfin, le réseau de stations c-GPS (permanentes) déployé par la communauté scientifique dans le segment du Maule après le séisme de février 2010 devrait permettre d'étudier les glissements sismiques et asismiques lors de la phase postsismique avec une résolution sans précédent. Il est probable que cette rupture majeure (M_w 8.8) ait déclenché des épisodes de glissement lents qui peuvent s'accompagner de tremors et qui peuvent se poursuivre lors de la mise en place d'une nouvelle phase de chargement intersismique.

Finalement, s'il est difficile compte tenu de la faible qualité des catalogues sismologiques dans le passé et du peu de données GPS acquises de mettre en évidence des glissements lents de façon rétrospective, il est peu probable qu'aucun événement transitoire ne soit détecté dans les années à venir sur la marge chilienne. Les stations continues GPS et sismologiques couvrent maintenant l'ensemble du territoire depuis plusieurs années et l'inversion du couplage intersismique permet de focaliser les recherches sur les intersegments qui sont les plus à même de glisser pendant la phase intersismique. Plus l'intersegment sera large, moins il sera sensible au blocage des segments voisins, et donc plus il est probable qu'il puisse glisser librement. Les intersegments de La Serena, Baranquilla et Mejillones sont donc des zones à surveiller de près.

4.4.3 Cycle sismique et aléa sismique au Chili

L'analyse conjointe du couplage intersismique et de l'activité sismique de la zone de subduction chilienne nous permet d'envisager son comportement à l'échelle du cycle sismique. A défaut de pouvoir "prévoir" ou "prédire" les séismes, un des enjeux cruciaux pour la communauté scientifique est l'identification des zones où l'aléa sismique est élevé, et l'obtention du couplage cinématique pendant la phase intersismique est un pas important dans ce sens. Si l'interprétation du couplage en termes mécaniques que nous avons développée dans ce chapitre est correcte, alors nous pouvons aller plus avant dans l'anticipation des futures ruptures le long de la marge chilienne.

4.4.3.1 L'aléa sismique au Chili

De façon générale, l'aléa sismique est plus élevé dans les zones de segments où le couplage est fort et s'étend depuis la fosse jusqu'en profondeur. En effet, cette zone bloquée est susceptible de rompre entièrement lors d'un séisme majeur ($M_w > 8$, table 4.2) associé en général à un tsunami si la rupture arrive à se propager jusqu'à la fosse par propagation dynamique ou par rupture classique. Le séisme de Maule en est l'exemple type. Les caractéristiques de la rupture en elle-même (vitesse, distribution de glissement) sont difficiles à imager par le couplage du fait de l'effet des ombres de pression associées aux zones bloquées.

Les zones d'intersegments sont à priori des zones où ce type de grande rupture ne peut avoir lieu car le couplage est faible et la convergence entre les deux plaques est censée être accommodée principalement par glissement asismique. Cependant, l'activité sismique y est plus importante que dans les segments et de nombreux séismes de magnitude modérée ($M_w < 7$) peuvent s'y développer de façon solitaire ou en essaim. Le swarm de Caldera (2006) qui est le troisième événement de ce type enregistré dans l'intersegment de Baranquilla (avec les swarms de 1973 et 1979) est caractéristique de ce comportement et semble se répéter fréquemment. Il serait d'autant plus déraisonnable de considérer l'aléa sismique comme étant faible dans ses régions, que des événements intraslab peuvent s'y produire à profondeur variable et être très destructeurs. Le séisme de Punitaqui en 1997 qui a rompu la plaque plongeante à des profondeurs intermédiaires (40 km) dans l'intersegment de La Serena, a ainsi causé d'importants dégâts dans la région d'Ovalle. Le séisme profond (100 km) de Tarapacá a également été fortement ressenti à l'intérieur des terres dans l'intersegment d'Iquique. Ce type d'événement intraplaque n'est pas spécifiquement associé aux zones d'intersegments. Le séisme de Chillán en 1939 a été le plus destructeur et le plus meurtrier du Chili moderne et a rompu la plaque plongeante dans le segment de Maule. Ces séismes profonds augmentent l'aléa sismique dans la région où ils ont lieu car ils produisent une augmentation des contraintes sur l'interface superficielle de la subduction.

L'aléa tsunami est aussi fort à l'intérieur des segments que des intersegments. En effet, l'étendue du tsunami associé au séisme de Maule en 2010 dépasse largement la seule zone de rupture stricto sensu. De la même façon, on sait que le séisme de 1922 qui a rompu le segment d'Atacama, a pourtant produit un fort tsunami dans la baie de La Serena alors que les destructions associées au séisme en lui-même y ont été modérées [Willis and Macelwane, 1929]. La zone de rupture du grand séisme de 1877 dans le Grand Nord du Chili estimée à partir des enregistrements tsunami est bien supérieure à celle qui est estimée à partir des cartes isoseismales [Kausel and Campos, 1992]. La première couvre l'intégralité du Nord Chili depuis Mejillones jusqu'au coude d'Arica tandis que la zone de rupture probable est limitée au segment de Loa

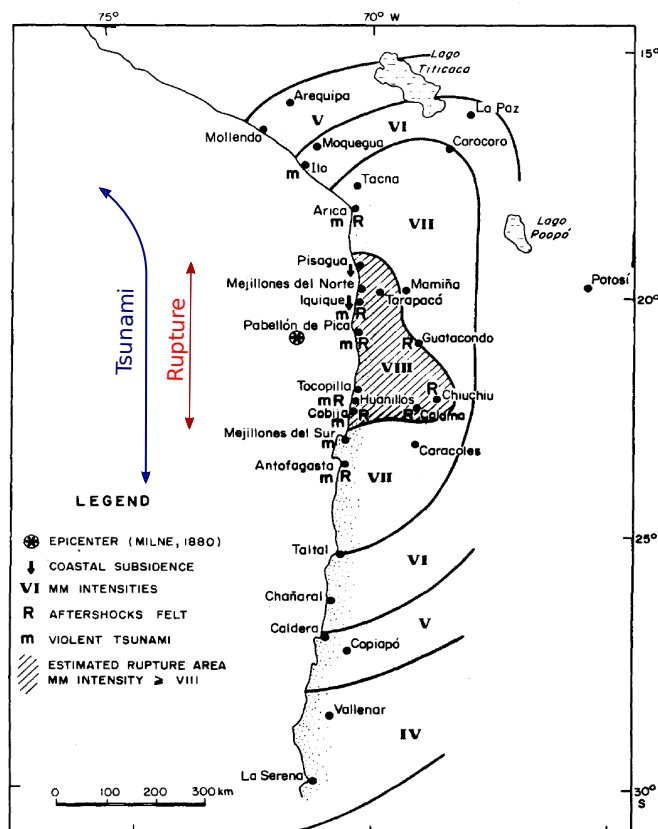


Figure 4.14: Figure modifiée à partir de [Kausel and Campos, 1992], représentant la carte d'isointensité ressenties après le séisme de 1877 dans le Grand Nord du Chili. Les ports touchés par le tsunami sont également indiqués. La rupture sismique à proprement parler est clairement plus restreinte que la zone affectée par le tsunami.

(figure 4.14).

Enfin, certaines ruptures “géantes”, plus rares, peuvent rompre plusieurs segments voisins et se propager de façon dynamique à l'intérieur de zones d'intersegments, à l'image du séisme de 1922 qui semble avoir rompu les segments d'Atacama et de Chañaral ainsi que l'intersegment de Baranquilla. Théoriquement, la nature des événements sismiques est donc différente dans les segments et les intersegments de couplage, mais l'aléa sismique est élevé sur l'ensemble du territoire chilien. La probabilité de destructions majeures associées à des accélérations du sol produites par des grands séismes de subduction de magnitude supérieure à 8 est cependant moins élevée dans les zones d'intersegments que dans les zones de segments. On propose par la suite de passer en revue de façon détaillée l'aléa sismique dans chaque région du Chili.

4.4.3.2 Les séismes à venir : à quoi peut-on s'attendre ?

Le séisme du 27 février 2010, M_w 8.8, a rompu le segment de Maule dont le potentiel sismique avait été estimé par Ruegg *et al.* [2009] à un maximum de 8.5. L'ampleur de cet événement était donc attendue, et la présence de zones découplées à 34°S et 38°S laissait présager de son étendue. Il est cependant toujours plus facile d'évaluer après-coup l'aléa sismique et la rupture

probable d'un segment. On se prête ici à cet exercice périlleux (que nous avons soigneusement réduit à son strict minimum dans le chapitre 3 destiné à publication et donc à un large public), en dressant la liste des probables ruptures à venir au long de la marge chilienne.

La rupture du Grand Nord

Après la rupture de la lacune de Maule en 2010, le segment de Loa situé dans la lacune du Grand Nord Chili fait figure de favori pour la prochaine grande rupture du Chili. Ce segment est intact depuis 1877 et la zone couplée s'étend jusqu'à près de 40 km de profondeur. Comme montré précédemment, les séismes de Tocopilla en 2007 et Tarapacá en 2005 ont augmenté les contraintes sur l'interface superficielle. Si le couplage est à peu près constant dans le segment depuis 1877, plus de 7 mètres de glissement ont été accumulés et peuvent être relâchés par sa rupture, occasionnant donc un séisme de magnitude ~ 8 et un tsunami similaire à celui produit par le séisme de 1877. Le cycle sismique dans ce segment est très mal connu, et les seuls séismes enregistrés préalablement au grand séisme de 1877 sont les séismes de plus petite taille de 1768 et 1788. En supposant qu'on puisse définir un temps de récurrence pour le séisme type 1877 sur cette base, il serait d'environ un siècle et supposerait une rupture imminente. Ce scénario est cependant loin d'être certain : la convergence entre la plaque Nazca et le bloc Andin est de seulement 57 mm/an localement et l'accumulation de déformation sur l'interface est donc plus lente dans le Grand Nord qu'ailleurs au Chili. Cela peut impliquer un ralentissement du cycle sismique dans cette zone et une augmentation du temps de récurrence des grands séismes. Il est également possible que les séismes du 18^{ème} siècle soient plutôt des séismes type-Tocopilla qui ont rompu la partie profonde du segment de Camarones ou de Loa et préparé la rupture de 1877.

L'aléa dans la région d'Atacama

La troisième lacune sismique du Chili telle qu'elle apparaît dans la sismicité de fond enregistrée depuis les années 70, est la région d'Atacama qui n'a pas connu de séisme de magnitude supérieure à 8 depuis 1922. Elle est composée de deux segments atypiques (les segments d'Atacama et de Chañaral) qui peuvent rompre seuls avec des séismes type-Tocopilla comme ceux de 1918, 1946 et 1983 sans tsunami associé, ou de façon synchronisée via une rupture complexe de la zone bloquée superficielle. Le segment d'Atacama n'a pas rompu seul depuis 1922 et accumule de la déformation élastique depuis lors, tandis que le segment de Chañaral a été chargé en profondeur par le séisme de 1983. On peut estimer le temps de récurrence du "super-cycle" capable de rompre les deux segments à environ 100 ans, sur la base des séismes de 1819 et 1922, ce qui projetterait la prochaine rupture à l'horizon 2020. La rupture de chaque segment seul pourrait être plus fréquente, avec un événement tous les 30-40 ans au moins dans le segment de Chañaral.

L'aléa dans la région d'Antofagasta

Mais la prochaine rupture majeure sur la subduction chilienne pourrait tout aussi bien arriver dans une des zones les moins peuplées du Chili et les moins étudiées qui est associée au segment du Paranal. Cette région minière bordée au Sud par la baie de Taltal et au Nord par la péninsule de Mejillones, a été partiellement rompue en 1995 par le séisme d'Antofagasta de magnitude 8.1. Il s'agit actuellement du seul séisme recensé dans ce segment avec celui de 1966 de magnitude 7.5, et aucun événement historique associé à un tsunami majeur n'a été rapporté. Ce manque de

données historiques s'explique facilement par l'aridité extrême du désert d'Atacama dans cette partie du Chili qui a limité les implantations de population andine, mais aussi par la colonisation tardive des espagnols et des anglais qui y ont développé l'activité minière et la production de salpêtre.

Cette partie de l'interface de subduction est cependant fortement couplée : la zone considérée comme bloquée s'étend depuis la surface jusqu'à plus de 40 km de profondeur. Elle est donc l'une des plus larges après celle du segment de Maule. La limite sud de ce segment est cependant inconnue du fait du manque de données GPS dans cette région : il pourrait s'étendre jusqu'à Taltal seulement (près de 200 km de long tout de même) ou ne former qu'un seul et unique segment avec celui de Chañaral et dans ce cas, être long de 350 km. Le potentiel sismique de ce segment du Paranal est donc très élevé, mais ne peut être quantifié du fait de l'absence d'événement passé de rupture totale. Le séisme de 1995 ne peut être considéré comme tel car la déformation intersismique mesurée sur le profil du Paranal depuis 1996 est stable et témoigne d'un très fort couplage. Le séisme d'Antofagasta, dont le glissement cosismique n'a pas permis de libérer l'ensemble de la déformation accumulée [Delouis *et al.*, 1997], ne peut donc pas être considéré comme un événement de "megathrust". A l'image des séismes "type-Tocopilla", il a donc chargé la partie superficielle de l'interface et accru l'aléa dans cette région. Des études paléosismologiques sont essentielles pour connaître le potentiel sismique et tsunamigénique de ce segment, et les enregistrements tsunamis japonais devraient permettre de statuer sur l'existence ou non d'éventuelles ruptures majeures dans cette partie du Chili

L'aléa dans la région métropolitaine

La région métropolitaine est évidemment la zone du Chili où le risque sismique est le plus élevé du fait de la concentration de population et de la situation géographique de la capitale, Santiago, dans un bassin sédimentaire. Le segment Métropolitain est atypique puisque la zone bloquée y est bien développée mais la sismicité de fond est la plus importante de la zone de subduction. Il fait donc exception à l'anticorrélation apparente entre couplage et activité sismique (figure 4.6). Seule la rupture historique de 1730 semble avoir rompu l'intégralité du segment, alors que de nombreux événements ont rompu uniquement sa partie Nord (le séisme de 1943) ou sa partie Sud (le séisme de 1906 par exemple) avec une zone de barrière apparente aux séismes située à la latitude de Los Vilos (31.8°S, figure 1.23). Cette barrière sismotectonique n'est pourtant pas clairement corrélée avec une zone de diminution du couplage qui pourrait constituer un intersegment (figure 4.6). Néanmoins, la résolution de notre inversion est bonne à cette latitude et on pourrait interpréter la légère diminution du couplage observée dans tous les modèles comme étant l'effet d'une zone à comportement mécanique "velocity-strengthening" dans le couplage apparent. Il est effectivement possible que cette zone de barrière sismotectonique soit étroite et située dans l'ombre de pression des deux segments adjacents, ce qui limiterait son impact sur la déformation de surface et la rendrait presque invisible dans le couplage intersismique. Une autre indication en faveur de cette zone de barrière est que la sismicité de fond dans cette région (figure 3.52) varie fortement le long du segment et au moins deux zones de minimum locaux d'activité sismique sont décelables entre 31°S et 31.5°S d'une part et entre 32.8°S et 34°S d'autre part.

Un intersegment aussi étroit pourrait alors être traversé de façon dynamique par une rupture majeure, ou arrêter la propagation de ruptures plus petites. A l'image de la région d'Atacama, deux types de cycles sismiques pourraient exister sur ce segment Métropolitain : un cycle de séismes "modérés" ($M_w < 8$) et relativement profonds (du type du séisme de Tocopilla) qui

rompent la partie profonde de la zone couplée tous les 50 à 60 ans, et un “super-cycle” de séismes majeurs rompant l’intégralité du segment et libérant la majeure partie des contraintes accumulées dans la zone bloquée. Le temps de récurrence d’un tel événement serait plutôt de l’ordre du siècle.

L'aléa dans la région du Maule

Finalement, le segment de Maule a rompu entièrement en février 2010. Au contraire de certaines études [Lorito *et al.*, 2011; Moreno *et al.*, 2011], nous estimons que l'aléa sismique actuel dans ce segment est faible et que la majeure partie de l'énergie accumulée depuis le séisme de 1835 a été libérée lors du séisme du 21 mai 1960 (M_w 8.4) et de la rupture du Maule en 2010. Le fait que la rupture se soit propagée jusqu'en surface et ait produit un important tsunami est un signe d'une rupture totale de la zone bloquée et il est difficile de concevoir physiquement qu'une large portion de l'interface fortement couplée à comportement “velocity-weakening” du segment de Maule n'ait pas rompue lors du séisme de 2010 et conserve un potentiel sismique fort.

L'aléa de l'autre côté des Andes

La quantification du mouvement vers l'Est du bloc Andin que nous avons réalisée dans cette étude est une description cinématique trop sommaire pour pouvoir estimer l'aléa sismique sur les chevauchements d'arrière-arc. Le raccourcissement est plus important dans les chaînes subandines boliviennes (~ 10 mm/an) qui dessinent un unique front continu, que sur les multiples chevauchements argentins des Sierras Pampeanas (~ 6 mm/an). Théoriquement, en supposant que ce raccourcissement n'est pas ou peu accommodé par un glissement aismique sur le plan de faille, l'aléa sismique est donc plus important au niveau du coude de Santa Cruz (18°S) qu'au niveau de Mendoza (34°S). Les dégâts causés par de tels séismes superficiels peuvent néanmoins être considérables, quelle que soit leur magnitude, comme l'a illustré le séisme destructeur d'Haïti en 2010. Le développement d'un réseau dense autour de ces failles est nécessaire pour mieux estimer la géométrie et le couplage sur ces failles, mais les déformations associées sont faibles et nécessitent des mesures longues et précises pour être quantifiées.

L'aléa lié aux failles crustales

Si la subduction est la principale structure active du Chili, de nombreuses failles crustales ont cependant été décrites dans le bloc marginal et pourraient également générer une sismicité superficielle. Par exemple, la grande faille d'Atacama dont le sens de mouvement reste encore en débat [Armijo, 1990], a été suspectée d'accommoder une part suffisante de la convergence pour pouvoir rompre suivant un mouvement décrochant. Néanmoins, la sismicité associée à cette faille est très faible à la latitude d'Antofagasta (24°S), et aucun mouvement mesurable n'a été observé sur cette faille lors des séismes de subduction d'Antofagasta et de Tocopilla (1995 et 2005) qui auraient pu la réactiver. Une relocalisation précise de la sismicité de fond semble cependant illuminer la faille dans sa partie Nord, à la latitude d'Iquique, tout comme le système de failles précordillères situé sous la marche des Andes [Bloch *et al.*, 2012]. Si de telles structures sont effectivement actives, nous n'avons pas détecté de déformation élastique associée à un éventuel chargement sur ces failles dans les mesures GPS. Si ce chargement existe, il est donc largement inférieur à 2 mm/an, ce qui implique que si des séismes superficiels de magnitude supérieure à 5 peuvent s'y produire, ils sont fort peu probables.

Dans la région métropolitaine, la faille crustale de San Ramón qui constitue la frontière entre le bassin de Santiago et la cordillère principale pourrait accommoder selon *Armijo et al.* [2010], quelques fractions de millimètres par an et produire un séisme de magnitude 6 à 7 tous les 10000 ans environ. Ce chargement est trop faible pour être détectable par GPS, et les données acquises au cours de cette thèse ne peuvent en aucun cas permettre d'affiner ces résultats.

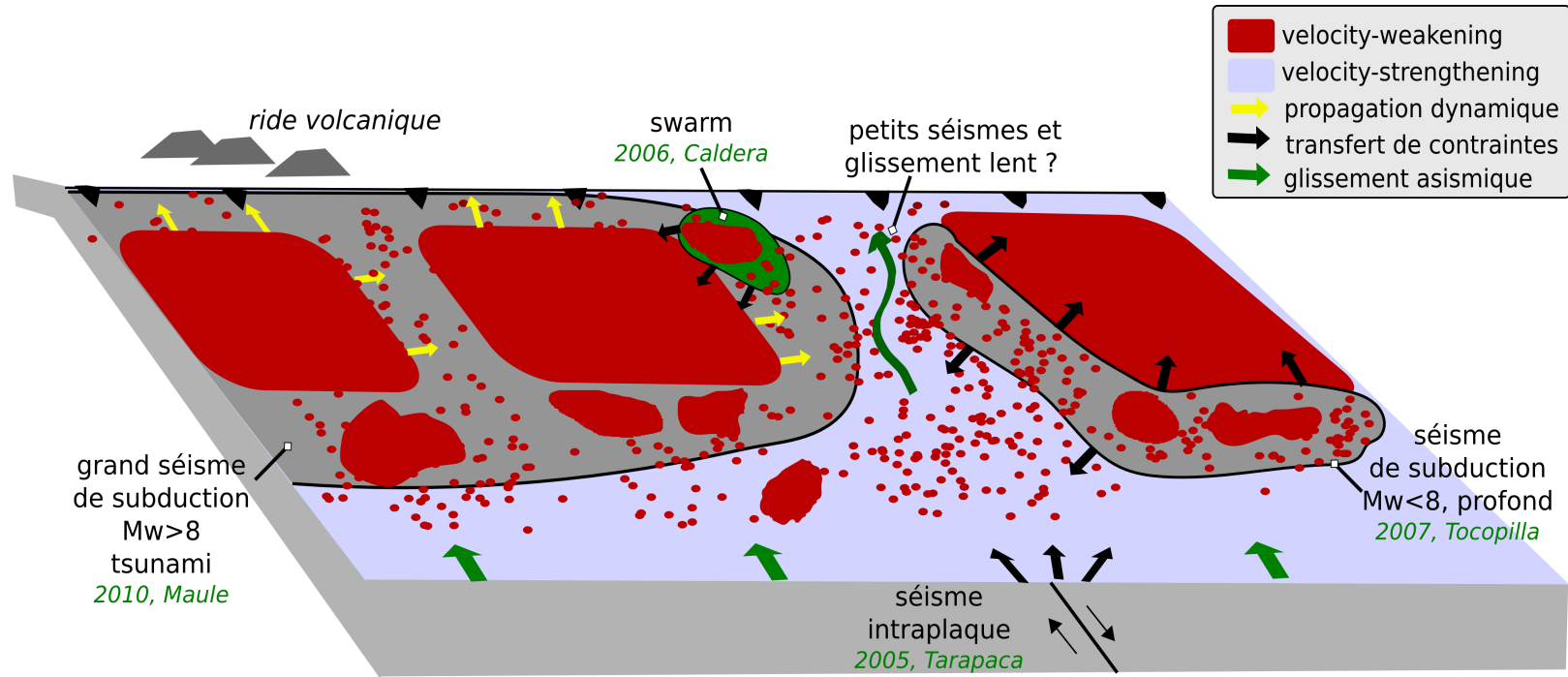


Figure 4.15: Modèle synthétique de fonctionnement mécanique de la subduction chilienne, basé sur le modèle de patchwork d'aspérités à comportement cassant. Les trois grands types de ruptures sont indiquées avec les exemples types qui les caractérisent : séisme intraplaque, séisme de subduction modéré et de profondeur intermédiaire, grand séisme de subduction tsunamigénique.

4.4.3.3 Vers un modèle de cycle sismique au Chili

Au delà d'une vaine tentative de prédiction des futures séismes, l'analyse du comportement sismique des segments et des intersegments définis dans ce travail de thèse, permet de dresser un bilan du ou des cycles sismiques sur l'interface de subduction (figure 4.15). L'idée simpliste d'un cycle sismique régulier conduisant à la répétition des mêmes ruptures avec un temps de récurrence connu ne permet pas d'expliquer la sismicité historique observée au Chili. Nous proposons de différencier plusieurs types d'événements sismiques et de définir leurs interactions afin de comprendre les caractéristiques du cycle sismique.

Les séismes intraplaques sont des événements atypiques qui ne rompent pas l'interface de subduction mais qui contribuent à modifier l'état de contrainte dans le volume des plaques en contact et sur cette interface. Plusieurs de ces séismes, qui rompent la plaque plongeante entre 50 et 100 km de profondeur, ont produit d'importants dégâts en surface. Le mieux étudié de ces événements est le séisme de Tarapacá en 2005, qui tient lieu de séisme type, mais beaucoup de questions restent en suspens quant à l'origine et à l'éventuelle cyclicité de telles ruptures. Le séisme de Tarapacá a libéré des contraintes présentes dans le volume de la plaque plongeante, mais a conduit à augmenter les contraintes sur l'interface plus superficielle de la subduction. De tels séismes peuvent donc "charger" la zone sismogénique et y accélérer le cycle sismique. Il est possible que le séisme de Chillán en 1939 ait contribué au chargement de l'interface qui a rompu lors du séisme de Maule en 2010.

L'interface de subduction semble rompre selon deux types de cycles sismiques qui sont représentés schématiquement sur la figure 4.16. En effet, la sismicité historique observée sur les segments d'Atacama et de Chañaral d'une part, et sur le segment Métropolitain d'autre part, permet de faire une distinction entre deux types de séismes de subduction. Premièrement, on observe des ruptures de taille modérée ($M_w < 8$) qui ne rompent pas la partie la plus superficielle de l'interface puisqu'elles ne produisent pas de tsunami associé, et qui sont ralenties et arrêtées par les zones d'intersegments bordant le segment où la rupture s'est produite. Ce type de séisme semble se produire tous les 50 ans environ dans les segments du petit Nord et du Chili central, et peut être plus rarement dans le Grand Nord où la sismicité historique est très mal connue. On propose de considérer le séisme de Tocopilla, qui a rompu en 2005 une portion du segment du Loa, comme l'exemple type correspondant à ces ruptures car il a été largement étudié. Ce séisme relativement profond n'a pas relâché les contraintes accumulées depuis 1877 et les a au contraire augmentées dans l'intersegment de Mejillones où il s'est arrêté et a produit la majeure partie de ses répliques. *Peyrat et al.* [2010] ont montré qu'il s'agissait d'une rupture complexe, composée d'au moins deux aspérités sismiques d'orientation et de taille différente. Nous proposons donc que ces séismes relativement courants rompent la zone de transition où le couplage est inférieur à 100% et qui est composée de plusieurs aspérités "velocity-weakening" (figure 4.15). Ces séismes vont augmenter l'état de contrainte sur la zone bloquée superficielle et dans la zone d'intersegment qui les a arrêtés : ils jouent donc le rôle de facilitateur d'une rupture plus grande à venir.

Ces grandes ruptures, de magnitude largement supérieure à 8, sont celles qui vont libérer la majeure partie de la déformation accumulée pendant la phase intersismique (figure 4.16). A l'image du séisme de Maule en 2010 qui correspond à ce type de séisme, ces ruptures rompent l'intégralité de la zone préalablement bloquée, se propagent généralement jusqu'à la surface (peut-être par propagation dynamique) et génèrent un tsunami. Elles peuvent également se propager dynamiquement dans des intersegments supposés plutôt agir comme des barrières aux séismes, et rompre non pas un, mais plusieurs segments consécutifs (figure 4.15). C'est sans doute

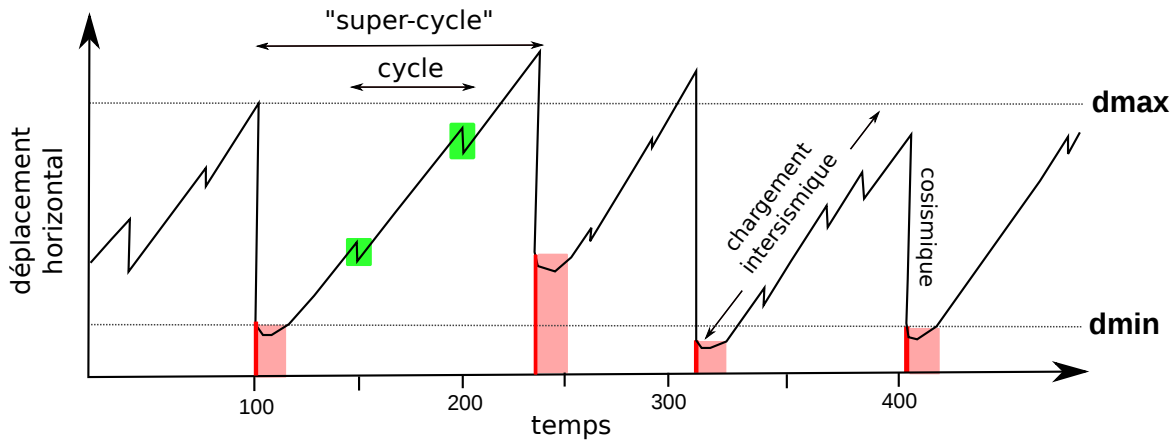


Figure 4.16: Représentation schématique du déplacement en fonction du temps prédit par notre modèle de cycle sismique sur la subduction chilienne, inspiré de l'exemple des segments d'Atacama et de Chañaral. Deux cycles sont imbriqués : les cycles courts (se répétant tous les 50 ans environ) produisent des séismes modérés ($M_w < 8$, en vert sur la figure), tandis que les cycles longs ou "super-cycles" (se répétant tous les cent ans environ) produisent des grands séismes ($M_w > 8$, marqués en rouge) associés à des tsunamis et suivis d'une longue période de rebond postsismique (représentée en rose). $D_{max}-D_{min}$ représente le saut cosismique moyen associé à la chute de contrainte sur l'interface.

le cas du séisme de 1922 qui a traversé l'intersegment de Baranquilla, et peut être également le cas du séisme de Maule qui semble avoir rompu une zone plutôt à comportement "velocity-strengthening". La durée d'un tel "super-cycle" semble être plutôt de l'ordre du siècle, soit deux fois plus que le cycle de rupture des événements type-Tocopilla.

Plusieurs complexités viennent se greffer sur ce modèle simple de premier ordre. Il faudrait par exemple tenir compte de la largeur des zones d'intersegments pour déterminer l'étendue maximale de la rupture que pourrait produire d'un séisme type-Maule, puisque ce paramètre contrôle la probabilité d'une zone découplée à se comporter comme une barrière à la propagation sismique. Le large intersegment de La Serena semble être une barrière presque infranchissable au vu de la sismicité historique. Le glissement lent susceptible de se produire dans ces intersegments pendant la phase intersismique, et sans doute associé à des événements de swarms, va augmenter l'état de contrainte sur les segments voisins. Les séismes de profondeur intermédiaire type-Tocopilla peuvent parfois contribuer de façon non-négligeable à libérer les contraintes dans une partie du segment si leur magnitude est suffisante. Enfin, à l'image du séisme de 1835 décrit par Darwin, certaines ruptures type-Maule peuvent ne rompre qu'une partie d'un segment de couplage. Ce dernier point montre bien que le processus de rupture sismique est un processus complexe qui ne peut être compris uniquement sur la base du couplage intersismique.

Conclusion générale

La description cinématique des zones de subduction est apparue récemment et est encore balbutiante. Les développements techniques du GPS et de l'InSAR permettent aujourd'hui de connaître avec précision le déplacement d'un point à la surface du globe et donc de quantifier la déformation de la surface des plaques lithosphériques le long de leurs frontières, notamment des zones de subduction. La découverte des glissements lents sur plusieurs subductions du monde et le suivi de grands séismes de subduction par GPS ont montré le potentiel des outils géodésiques pour surveiller et analyser l'activité des subductions. La notion de couplage intersismique est peu à peu apparue dans la littérature pour quantifier le degré de blocage des interfaces de subduction au cours du cycle sismique, mais la signification et l'interprétation de ce paramètre restent sujets à débats. Dans cette thèse, nous nous sommes focalisés sur la zone de subduction du Chili afin d'y déterminer la distribution de couplage. Cette subduction est particulièrement propice à ce type d'étude. Instrumentée depuis le début des années 90, la convergence est oblique à la fosse mais contrairement au cas de Sumatra où le partitionnement est important, le champ de déformation du Chili est dominé par l'effet de chargement élastique sur la subduction et la proximité relative de la côte à la fosse permet d'avoir accès à la déformation en champ assez proche.

Pendant cette thèse, toutes les vitesses intersismiques préalablement publiées ont été combinées dans un unique jeu de données et de nouvelles vitesses ont été calculées à l'aide de données acquises sur le terrain depuis 2009. J'ai participé à 6 de ces campagnes de terrain pendant lesquelles nous avons installé et rénové les réseaux de mesures dans les zones du Grand Nord et du petit Nord. Le jeu de vitesses intersismiques présenté dans ce manuscrit couvre la quasi totalité de la marge chilienne à l'exception du grand Sud du Chili et de la zone de Taltal (25°S) où très peu de mesures sont actuellement disponibles et qui est en cours d'instrumentation. J'ai utilisé l'ensemble de ces vitesses pour inverser la distribution de couplage intersismique sur l'interface de subduction de 18°S à 38°S, en considérant que la déformation était purement élastique et presque entièrement générée par la subduction. Nous avons cependant pu confirmer l'existence d'un mouvement centimétrique de l'ensemble du bloc andin dans le coude d'Arica qui décroît graduellement vers le Sud.

J'ai mis en évidence de fortes variations de l'intensité et de la profondeur du couplage le long de la subduction que j'interprète comme une segmentation de la marge. Les 6 segments et les 6 intersegments (respectivement fortement et faiblement couplés) définis sur la base de cette distribution semblent corrélés respectivement avec les zones de rupture des séismes historiques et les zones de barrières à ces ruptures. Les intersegments ont particulièrement retenu notre attention car ces zones complexes sont également atypiques par la forme du trait de côte, la structure de la plaque plongeante et la forte sismicité qui y est enregistrée.

Le séisme de Maule qui a rompu l'interface de subduction dans la région du Chili Central au début de ce travail de thèse nous a conduit à proposer une interprétation mécanique au cou-

plage intersismique. Ce dernier étant un paramètre apparent issu d'un modèle élastique simple, il est difficile d'établir un lien direct avec le comportement frictionnel de l'interface. Néanmoins, le couplage semble être au premier ordre un reflet assez fidèle de la répartition sur l'interface d'aspérités “velocity-weakening” (qui cassent en produisant un séisme et qui sont donc bloquées pendant la phase intersismique) ou “velocity-strengthening” (qui glissent asismiquement et qui sont plutôt synonymes de faible couplage pendant la phase intersismique). Dès lors, les intersegments faiblement couplés pourraient être des zones “velocity-strengthening” qui accommodent la convergence par des glissements asismiques lents capables de charger les aspérités “velocity-weakening” de petite taille qui les bordent et de produire des événements de swarms. Ces mêmes zones pourraient également ralentir ou stopper les ruptures en provenance des segments voisins. Au contraire, les segments fortement couplés sont donc susceptibles de rompre sismiquement lors d'événements de type “megathrust” ou séisme géant, souvent associés à des tsunamis.

Le comportement de la subduction chilienne est bien évidemment plus complexe que cette vision binaire. La mise en parallèle de la sismicité historique de la subduction et de sa distribution de couplage m'a conduit à distinguer deux grands types de séismes de subduction. D'un côté, parmi les séismes de magnitude supérieure à 8 fréquemment ressentis au Chili, un grand nombre sont d'une magnitude inférieure à 8.5 et ne produisent pas de tsunami notable. Les événements de ce type sont assez fréquents et produisent des dégâts non négligeables mais l'absence de fort tsunami témoigne d'une rupture partielle de l'interface sans propagation jusqu'en surface. Ces séismes, comme celui de Tocopilla (2007) par exemple, ne relâchent pas l'ensemble des contraintes accumulées pendant la phase intersismique et ne modifient pas drastiquement l'intensité du couplage intersismique. Au contraire, ils peuvent “charger” la partie superficielle potentiellement bloquée de l'interface. D'un autre côté, certains séismes qualifiés de “megathrust” comme celui de Maule rompent l'intégralité de l'interface sans doute jusqu'à la fosse puisqu'ils génèrent des tsunamis importants et dévastateurs, et libèrent la quasi totalité des contraintes accumulées. Ces séismes semblent avoir un temps de récurrence élevé (de l'ordre du siècle) et peuvent parfois rompre plus d'un segment à la fois, par exemple en se propageant de façon dynamique au travers des zones d'intersegments.

Dans la région du Grand Nord, considérée comme une lacune sismique depuis le séisme de 1877, on attend ce type de séisme géant. Cependant, les vitesses intersismiques récemment calculées montrent la présence d'une vaste zone faiblement couplée au large d'Iquique. Le segment fortement couplé et susceptible d'avoir rompu en 1877 est donc limité à la région du Loa et non à la totalité de la lacune sismique. Cela réduit *a priori* la taille du séisme attendu dans cette zone du Chili, même s'il est impossible actuellement de calculer la quantité de glissement disponible pour la rupture du segment de Loa car nos connaissances de la sismicité historique dans cette zone sont parcellaires.

La connaissance du couplage intersismique au Chili apporte donc des informations précieuses sur la dynamique de la subduction pendant le cycle sismique, mais soulève également de nombreuses questions. Par exemple, si les intersegments sont bien des zones dans lesquelles la convergence est accommodée par glissements lents asismiques, pourquoi n'ont-ils pas été détectés ? Si le couplage intersismique peut effectivement être considéré au premier ordre comme un proxy du comportement frictionnel de l'interface, quels sont les paramètres physiques qui le contrôlent ? Peut-il varier avec le temps ? Enfin, connaître le couplage dans une région aide certainement à estimer l'aléa sismique théorique, mais la faible connaissance de la sismicité historique de certains segments comme ceux du Paranal ou de Chañaral est un frein réel à une meilleure compréhension du cycle sismique au Chili. Pendant cette thèse, nous avons acquis de nombreuses données qui ont permis de cartographier précisément la déformation de la marge

Chilienne. Cet effort d'instrumentation et de traitement des données est un travail de longue haleine. Mon travail d'interprétation de ces données s'est limité à les inverser via un modèle très simple en considérant qu'au premier ordre la lithosphère est élastique. Si cette approche est tout à fait valable et donne des résultats prometteurs concernant la segmentation latérale de la subduction, il est nécessaire de complexifier nos modèles pour expliquer la totalité des données et notamment la déformation en champ lointain. L'utilisation d'un modèle de lithosphère visco-élastique sur la subduction chilienne permettrait à la fois de mieux connaître la rhéologie des plaques en contact et de mieux contraindre les variations en profondeur du couplage.

Liste des figures

1.1	Carte de la sismicité mondiale.	2
1.2	Des mythes à l'explication scientifique des séismes.	3
1.3	Modèle de convection simple de Holmes, 1929.	4
1.4	L'anomalie gravitaire des zones de subduction.	5
1.5	La subduction vue par tomographie sismique.	5
1.6	Principales caractéristiques physiques d'une zone de subduction.	6
1.7	Représentation schématique du partitionnement de la convergence dans le cas d'une subduction oblique.	7
1.8	Photos d'observation de la rupture de 1906 (faille de San Andreas).	8
1.9	Schéma du cycle sismique.	9
1.10	Modèle du séisme caractéristique de Bakun, 1985.	10
1.11	Différents modèles de cycles sismiques.	10
1.12	Mesure du mouvement postsismique suite au séisme de Sanriku (Japon, 1994).	11
1.13	Trémors non-volcaniques et glissements lents associés mesurés sur la zone de subduction des Cascades.	13
1.14	Durée caractéristique des événements en fonction de leur moment sismique.	14
1.15	Modèle mécanique du séisme : cas du système patin-ressort	15
1.16	Variation du comportement mécanique de l'interface de subduction avec la profondeur.	16
1.17	Représentation 3D du comportement mécanique de l'interface de subduction.	17
1.18	Géométrie du modèle de dislocation d' <i>Okada</i> [1985]	19
1.19	Méthode du backslip.	20
1.20	Caractéristique de la déformation de surface.	22
1.21	Influence de l'étendue de la zone de transition sur la déformation de surface.	23
1.22	Contexte géologique de la marge chilienne	27
1.23	Segmentation sismotectonique de la marge chilienne.	29
1.24	Synthèse des estimations de la profondeur de la zone fortement couplée.	32
2.1	Schéma de fonctionnement du système GPS.	36
2.2	Les sources d'erreur du GPS.	38
2.3	Principe du positionnement par doubles-différences.	39
2.4	Etat du réseau GPS en 2008.	42
2.5	Photographies de la station permanente PICC.	44
2.6	Réseau de mesures GPS au Chili en 2012.	45
2.7	Mesure par trépied et par centrage forcé.	46
2.8	Réseau du petit Nord (Centre-Nord Chili).	48
2.9	Réseau du Grand Nord.	49

2.10	Réseau c-GPS et s-GPS dans la région de Maule.	51
2.11	Mesures lors de la mission postsismique en mars 2010.	52
2.12	Chaîne de traitement des données GPS via le logiciel GAMIT.	54
2.13	Comparaison des délais zénithaux calculés par GAMIT et par ERAI.	57
2.14	Test de répétabilité.	58
2.15	Stations permanentes du continent américain incluses dans le calcul.	59
2.16	Etapes de la combinaison des campagnes via GLOBK.	61
2.17	Correction d'un saut vertical sur la série temporelle de Constitución.	64
2.18	Photographie de la mesure du site DO10 et des points auxiliaires lors d'un rattachement.	65
3.1	Effet du sous-échantillonnage sur l'estimation de la vitesse.	71
3.2	Impact des données verticales sur la détermination du couplage intersismique.	72
3.3	Exemple de filtre de qualité appliqué aux données verticales.	73
3.4	Fonction de glissement utilisée par le code DEFNODE.	74
3.5	Influence du pendage de l'interface sur le RMS.	76
3.6	Tests de résolution en damier.	77
3.7	Test de sensibilité pour le réseau du Grand Nord.	78
3.8	Impact du blocage des noeuds les plus superficiels sur l'inversion du couplage.	79
3.9	Impact du lissage sur l'inversion du couplage.	80
3.10	Impact d'un lissage homogène sur l'inversion du couplage.	82
3.11	Impact du couplage profond sur la déformation horizontale.	84
3.12	Impact du couplage profond sur la déformation verticale.	85
3.13	Seismotectonic background of the NAZCA-SOAM convergence zone and main geological features.	91
3.14	Historical and instrumental seismicity along the Chilean trench.	92
3.15	Compiled interseismic horizontal velocities relative to fixed SOAM.	94
3.16	Vertical data used in the inversion.	96
3.17	Best coupling distributions.	99
3.18	Fit of the models to data on four profile lines.	101
3.19	Coupling pattern and segmentation.	102
3.20	Average coupling coefficient versus latitude.	103
3.21	Correlation between inter, co and postseismic slip in the Maule segment.	106
3.22	Detailed analysis of residuals.	115
3.23	Fit of our best model to vertical data.	116
3.24	Coupling patterns inverted using different roughness values.	117
3.25	Coupling patterns inverted using different roughness values and ddc option.	118
3.26	Seismicity of the North Chile gap.	126
3.27	Seismotectonic background of the North Chile area.	128
3.28	New horizontal interseismic data.	130
3.29	Preferred 2-plate and 3-plate coupling distributions.	131
3.30	Average coupling and comparaison with historical earthquakes.	134
3.31	International network of c-GPS and s-GPS stations used in our processing	139
3.32	Table of measurement for each campaign since 2000.	140
3.33	Large scale network and far field velocities.	141
3.34	Exemples of time series.	144
3.35	Vertical data.	146
3.36	Normalized RMS versus dip of the slab in °.	147

3.37	Impact du lissage sur l'inversion du couplage pour le réseau du Grand Nord.	148
3.38	Normalized RMS versus depth of the downdip limit of the locked zone in km.	149
3.39	Right : best bimodal coupling distribution for $z=55$ km. Left : associated residuals.	149
3.40	Examples of coupling distributions obtained using a simple 2-plate kinematic for the convergence (top row) and associated residuals (bottom row). A- Model obtained using down-dip decrease option; B- same than A but with coupling fixed to zero down 80 km depth; C- 'best' coupling distribution obtained without down-dip decrease constrain but with zero coupling down 80 km depth. All inversions were conducted with a $0.7/^\circ$ smoothing coefficient increasing with depth.	150
3.41	2-Plate model / increasing smoothing / no ddc.	151
3.42	2-Plate model / increasing smoothing / ddc.	152
3.43	2-Plate models / "smz" $=0.7$ / no ddc / varying locking.	153
3.44	2-Plate models / "smz" $=0.7$ / ddc / varying locking.	153
3.45	Up : coupling patterns inverted for a 3-plate model using different values for the smoothing coefficient, and inverting for the Andean sliver block motion. Smoothing coefficient varies from 0.1 to 0.7° . Bottom : residuals associated to the coupling distributions presented above. The smoothing coefficient and the normalized root mean square relative to data (nRMS) are indicated in the upper right corner of each plot. We plot the variations of nRMS with rotation rate in the bottom right corner of the smoothest inversion	155
3.46	Coupling patterns inverted for a 3-plate model and with different constrains on the shallow coupling. The smoothing coefficient is fixed to $0.7/^\circ$, and no coupling is allowed under 80 km depth. From left to right : no constrain on coupling, "ddc" constrain on the coupling coefficient, locking of the surface node only, locking of the whole interface from 0 to 10km depth. The normalized root mean square (nRMS) is indicated in the upper right corner of each plot.	156
3.47	Same caption as figure 3.45, but for fixed sliver motion rates (from 0.02 to $0.12^\circ/\text{Myr}$) around the (-54.50°N , 322.51°E) Eulerian pole (i.e the pole inverted for $0.7/^\circ$ smoothing coefficient and no superficial locking).	157
3.48	Coupling distribution inverted using the complex slab geometry proposed by <i>Contreras-Reyes et al.</i> [2012], with $0.7/^\circ$ smoothing coefficient that increases with depth and no coupling allowed under 80 km depth. Residuals associated to this coupling distribution are shown on the right, together with the nRMS value.	158
3.49	Up: coupling distribution inverted using our own data set and the data from <i>Brooks et al.</i> [2011]; "smz" $=0.7/^\circ$, without constrain on shallow locking, and with zero coupling under 80 km depth. Bottom : residuals associated to our data set (black) and <i>Brooks et al.</i> [2011] data (red).	159
3.50	Up, left : coupling distributions inverted using only horizontal data for increasing with depth smoothing of 0.7 and with full locking imposed on the most superficial nodes. Center : same but with coupling set to zero down 80 km depth. Right : couplign distribution obtained with deep coupling set to zero and including both horizontal and vertical velocities. The normalized RMS relative to horizontal (hRMS), vertical (vRMS) and whole data set (nRMS) are indicated in the upper right corner of each plot. Dots are permanent stations where vertical velocities are available. Bold gray lines mark the four profile lines. Bottom : vertical deformation (in mm/yr) against distance to the trench plotted along four normal to the trench profile lines predicted by the three models presented above (from left to right : light red, bold red and black lines). Black dots : velocities observed at permanent stations.	160

3.51	Seismotectonic background of the North-Central Chile area and main geological features.	166
3.52	Seismicity of the North-Central Chile area.	167
3.53	New interseismic horizontal velocities.	169
3.54	Vertical data set used in this study.	171
3.55	2-plate and 3-plate best coupling distributions.	172
3.56	Average coupling coefficient compared with historical seismicity.	174
3.57	Left : time series of four continuous stations of our Norte CHico network imaging the coseismic and postseismic signal associated to Maule event on the East component, if so. Right : coseismic jump measured on permanent stations by <i>Vigny et al.</i> [2011] (orange vectors), and theoretical interpolated jump on each benchmark (black arrows).	178
3.58	Large scale network and far field velocities. Dots show locations of GPS stations. Arrows depict their horizontal velocities with respect to a reference frame fixed on the South-America plate thighted by the red-dot stations. Bold numbers aside the arrows indicate the velocity in mm/yr. Ellipses depict the region of 99% confidence.	179
3.59	Sensitivity plot.	186
3.60	2-Plate model / varying smoothing values	187
3.61	3-Plate model / varying smoothing values	188
3.62	3-Plate model / varying smoothing values / ddc constrain.	189
3.63	-plate and 3-plate coupling models with ddc constrain.	190
4.1	Compilation des différents jeux de vitesses intersismiques disponibles à l'heure actuelle sur la marge Chilienne.	196
4.2	Effet d'un mouvement de bloc rigide sur la déformation de surface.	197
4.3	Résidus produits par la surestimation du couplage sur l'interface.	197
4.4	Synthèse de la cinématique de la zone de convergence entre les plaques Nazca et Amérique du Sud.	198
4.5	Champ de déformation long terme des Andes.	200
4.6	Distribution de couplage, couplage moyen et sismicité au long de la subduction chilienne.	206
4.7	Interprétation mécanique du couplage.	207
4.8	Comportement mécanique de l'interface dans la région de Maule.	208
4.9	Comportement mécanique d'un mont sous-marin subducté.	211
4.10	Comparaison des vitesses intersismiques avant et après le séisme de Tocopilla.	214
4.11	Résidus produits par le modèle actuel de couplage sur les vitesses pré-Tocopilla.	214
4.12	Comparaison des vitesses intersismiques avant et après le séisme de Tarapacá.	216
4.13	Résidus produits par le modèle de couplage actuel sur les vitesses pré-Tarapacá.	218
4.14	Carte d'isointensités du séisme de 1877.	221
4.15	Modèle synthétique de fonctionnement mécanique de la subduction chilienne.	226
4.16	Schéma du cycle sismique sur la subduction chilienne.	228

Bibliographie

- Abe, K. (1975), Reliable estimation of the seismic moment of large earthquakes., *Journal of Physics of the Earth*, 23(4), 381–390.
- Aki, K. (1972), Scaling law of earthquake source time-function, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 31(1-3), 3–25.
- Altamimi, Z., X. Collilieux, J. Legrand, B. Garayt, and C. Boucher (2007), ITRF2005 : A new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth Orientation Parameters, *Journal of Geophysical Research*, 112(B9), B09,401, doi :10.1029/2007JB004949.
- Altamimi, Z., X. Collilieux, and L. Métivier (2011), ITRF2008 : an improved solution of the international terrestrial reference frame, *Journal of Geodesy*, 85(8), 457–473, doi :10.1007/s00190-011-0444-4OpenAccess.
- ANCORP, W. G., et al. (2003), Seismic imaging of a convergent continental margin and plateau in the central Andes (Andean Continental Research Project 1996 (ANCORP96)), *J. geophys. Res*, 108(B7), doi :10.1029/2002JB001771.
- Angermann, D., and J. Klotz (1999), Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector, *Earth and Planetary Science Letters*, 171, 329–334.
- Armijo, R. (1990), Active faulting in northern Chile : ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary ?, *Earth and Planetary Science Letters*, 98.
- Armijo, R., R. Rauld, R. Thiele, G. Vargas, J. Campos, R. Lacassin, E. Kausel, et al. (2010), The West Andean Thrust, the San Ramón Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile, *Tectonics*, 29(2), TC2007, doi :10.1029/2008TC002427.
- Arriagada, C., P. Roperch, and C. Mpodozis (2000), Clockwise block rotations along the eastern border of the Cordillera de Domeyko, Northern Chile (22°45'-23°30'S), *Tectonophysics*, 326(1-2), 153–171, doi :10.1016/S0040-1951(00)00151-7.
- Arriagada, C., P. Roperch, C. Mpodozis, P. Cobbold, et al. (2008), Paleogene building of the Bolivian Orocline : Tectonic restoration of the central Andes in 2-D map view, *Tectonics*, 27(6), TC6014, doi :10.1029/2008TC002269.
- Asch, G., et al. (2006), Seismological studies of the Central and Southern Andes, *The Andes*, pp. 443–457.
- Ashjaee, J. (1993), An analysis of Y-code tracking techniques and associated technologies, *Geodetical Info Magazine*, 7(7), 26–30.
- Audin, L., P. Lacan, H. Tavera, and F. Bondoux (2008), Upper plate deformation and seismic

- barrier in front of Nazca subduction zone : The Chololo Fault System and active tectonics along the Coastal Cordillera, southern Peru, *Tectonophysics*, 459(1), 174–185, doi :10.1016/j.tecto.2007.11.070.
- Bakun, W., and A. Lindh (1985), The Parkfield, California, earthquake prediction experiment, *Science*, 229(4714), 619–624.
- Bakun, W., et al. (2005), Implications for prediction and hazard assessment from the 2004 Parkfield earthquake, *Nature*, 437(7061), 969–974, doi :10.1038/nature04067.
- Barrientos, S., and S. Ward (1990), The 1960 Chile earthquake : inversion for slip distribution from surface deformation, *Geophysical Journal International*, 103(3), 589–598.
- Beck, S., S. Barrientos, and E. Kausel (1998), Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction zone, *Journal of South American*.
- Bejar, M. (2011), Comportamiento mecánico de la interfase de subducción durante el ciclo sísmico : Estudio mediante la geodesia espacial en el Norte de Chile, *PhD thesis*.
- Béjar-Pizarro, M., et al. (2010), Asperities and barriers on the seismogenic zone in North Chile : state-of-the-art after the 2007 Mw 7.7 Tocopilla earthquake inferred by GPS and InSAR data, *Geophysical Journal International*, 183(1), 390–406, doi :10.1111/j.1365-246X.2010.04748.x.
- Beutler, G., M. Rothacher, S. Schaer, T. Springer, J. Kouba, and R. Neilan (1999a), The International GPS Service (IGS) : an interdisciplinary service in support of earth sciences, *Advances in Space Research*, 23(4), 631–653.
- Beutler, G., M. Rothacher, and S. Schaer (1999b), The International GPS Service (IGS) : an interdisciplinary service in support of earth sciences, *Advances in Space*, 23(4), 631–653.
- Bevis, M., E. C. Kendrick, R. Smalley Jr., T. Herring, J. Godoy, and F. Galban (1999), Crustal motion north and south of the Arica deflection : Comparing recent geodetic results from the central Andes, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 1(12), 1, doi :10.1029/1999GC000011.
- Bevis, M., E. Kendrick, R. Smalley Jr, B. Brooks, R. Allmendinger, and B. Isacks (2001), On the strength of interplate coupling and the rate of back arc convergence in the central Andes : An analysis of the interseismic velocity field, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2(11), 1067, doi :10.1029/2001GC000198.
- Biggs, J., D. P. Robinson, and T. H. Dixon (2009), The 2007 Pisco, Peru, earthquake (M 8.0) : seismology and geodesy, *Geophysical Journal International*, 176(3), 657–669, doi :10.1111/j.1365-246X.2008.03990.x.
- Bijwaard, H., W. Spakman, and E. Engdahl (1998), Closing the gap between regional and global travel time tomography, *Journal of Geophysical Research*, 103(B12), 30,055–30.
- Bloch, N., J. Kummerow, P. Wigger, S. Shapiro, and P. Salazar (2012), Crustal and Slab Related Seismicity in the Northern Chilean Coastal Cordillera, in *EGU General Assembly Conference Abstracts*, vol. 14, p. 2960.
- Bohm, M., H. Echtler, G. Asch, and K. Bataille (2002), The Southern Andes between 36 and 40 S latitude : seismicity and average seismic velocities, *Tectonophysics*, 356, 275–289, doi : 10.1016/S0040-1951(02)00399-2.
- Brooks, B. a. (2003), Crustal motion in the Southern Andes (26°36°S) : Do the Andes be-

- have like a microplate?, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4(10), 1–14, doi :10.1029/2003GC000505.
- Brooks, B. a., et al. (2011), Orogenic-wedge deformation and potential for great earthquakes in the central Andean backarc, *Nature Geoscience*, 4(6), 380–383, doi :10.1038/ngeo1143.
- Bürgmann, R., M. Kogan, G. Steblov, G. Hilley, V. Levin, and E. Apel (2005), Interseismic coupling and asperity distribution along the Kamchatka subduction zone, *J. geophys. Res.*, 110(10.1029), doi :10.1029/2005JB003648.
- Burridge, R., and L. Knopoff (1967), Model and theoretical seismicity, *Bulletin of the seismological society of america*, 57(3), 341–371.
- Campos, J., et al. (2002), A seismological study of the 1835 seismic gap in south-central Chile, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 132(1-3), 177–195, doi :10.1016/S0031-9201(02)00051-1.
- Chlieh, M., J. B. de Chabalier, J. C. Ruegg, R. Armijo, R. Dmowska, J. Campos, and K. L. Feigl (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(2), 695–711, doi :10.1111/j.1365-246X.2004.02326.x.
- Chlieh, M., et al. (2011), Interseismic coupling and seismic potential along the Central Andes subduction zone, *Journal of Geophysical Research*, 116(B12), 1–21, doi :10.1029/2010JB008166.
- Cifuentes, I. (1989), The 1960 Chilean earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, 94(B1), 665–680.
- Comte, D. (1991), Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps, *Natural Hazards*, pp. 23–44.
- Comte, D., A. Eisenberg, E. Lorca, M. Pardo, L. Ponce, R. Saragoni, S. Singh, and G. Suárez (1986), The 1985 central Chile earthquake : a repeat of previous great earthquakes in the region?, *Science*, 233(4762), 449–453.
- Comte, D., H. Haessler, L. Dorbath, M. Pardo, T. Monfret, A. Lavenu, B. Pontoise, and Y. Hello (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, doi :10.1016/S0031-9201(02)00052-3.
- Comte, D., M. Farías, S. Roecker, D. Carrizo, and M. Pardo (2010), Crustal Normal Faulting Triggered by the Mw= 8.8 Maule Megathrust Subduction Earthquake in Central Chile, in *AGU Fall Meeting Abstracts*, vol. 1, p. 0816.
- Contreras-Reyes, E., E. Flueh, and I. Grevemeyer (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), doi :10.1029/2010TC002734.
- Contreras-Reyes, E., J. Jara, I. Grevemeyer, S. Ruiz, and D. Carrizo (2012), Abrupt change in the dip of the subducting plate beneath north chile, *Nature Geoscience*, 5(5), 342–345.
- Cummins, P., T. Baba, S. Kodaira, and Y. Kaneda (2002), The 1946 Nankai earthquake and segmentation of the Nankai Trough, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 132(1-3), 75–87, doi :10.1016/S0031-9201(02)00045-6.

- Darwin, C. (1851), *Geological observation on Coral Reefs, Volcanic Islands and on South America.*, 768 pp., Londres, Smith, Elder and Co.
- Delouis, B., et al. (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., M. Pardo, D. Legrand, and T. Monfret (2009), The Mw 7.7 Tocopilla Earthquake of 14 November 2007 at the Southern Edge of the Northern Chile Seismic Gap : Rupture in the Deep Part of the Coupled Plate Interface, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(1), 87–94, doi :10.1785/0120080192.
- Delouis, B., J.-M. Nocquet, and M. Vallée (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), 1–7, doi :10.1029/2010GL043899.
- DeMets, C. e. a. (1994), Effect of recent revision to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys Res Lett*.
- Deschamps, A., H. Lyon-Caen, and R. Madariaga (1980), Etude du tremblement de Terre de Taltal (Chili 1966) à partir d'ondes sismiques de longue période, *Ann. Geophys.*, pp. 179–190.
- Doin, M., C. Lasserre, G. Peltzer, O. Cavalié, and C. Doubre (2009), Corrections of stratified tropospheric delays in SAR interferometry : Validation with global atmospheric models, *Journal of Applied Geophysics*, 69(1), 35–50, doi :10.1016/j.jappgeo.2009.03.010.
- Dow, J., R. Neilan, and C. Rizos (2009), The international gnss service in a changing landscape of global navigation satellite systems, *Journal of Geodesy*, 83(3), 191–198.
- Dragert, H., K. Wang, and G. Rogers (2004), Geodetic and seismic signatures of episodic tremor and slip in the northern Cascadia subduction zone, *Earth, Planets, and Space*, 56(12), 1143–1150.
- Ducret, G., M. Doin, R. Grandin, A. Socquet, C. Vigny, M. Métois, and M. Béjar-Pizarro (2012), Measurement of interseismic strain accumulation in the Southern Andes (25°–35° S) using Envisat SAR data, in *EGU General Assembly Conference Abstracts*, vol. 14, p. 10391.
- Engdahl, E., and C. Scholz (1977), A double Benioff zone beneath the central Aleutians : An unbending of the lithosphere, *Geophysical Research Letters*, 4(10), 473–476.
- Engdahl, E., and A. Villaseñor (2002), 41 global seismicity : 1900–1999, *International Geophysics*, 81, 665–XVI.
- Fedotov, S. (1968), The seismic cycle, quantitative seismic zoning, and long-term seismic forecasting, *Seismic Zoning of the USSR*, pp. 133–166.
- Fedotov, S., et al. (1977), Long-and short-term earthquake prediction in Kamchatka, *Tectonophysics*, 37(4), 305–321.
- Fitch, T. (1972), Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to southeast Asia and the western Pacific, *Journal of Geophysical Research*, 77, 4432–4460.
- Fleitout, L., J. Garaud, G. Cailletaud, C. Vigny, W. Simons, B. Ambrosius, I. Trisirisatayawong, C. Satirapod, and G. Song (2011), Postseismic Deformations of the Aceh, Nias and Benkulu earthquakes and the viscoelastic properties of the mantle, in *AGU Fall Meeting Abstracts*,

- vol. 1, p. 2407.
- Fuenzalida, A., B. Schurr, M. Lancieri, M. Sobiesiak, and R. Madariaga (2012), High-resolution relocation and mechanism of aftershocks of the 2007 Tocopilla (Chile) earthquake, *submitted to Geophys. J. Int.*
- Gagnon, K., C. D. Chadwell, and E. Norabuena (2005), Measuring the onset of locking in the Peru-Chile trench with GPS and acoustic measurements., *Nature*, *434*(7030), 205–8, doi : 10.1038/nature03412.
- Gardi, a., a. Lemoine, R. Madariaga, and J. Campos (2006), Modeling of stress transfer in the Coquimbo region of central Chile, *Journal of Geophysical Research*, *111*(B4), 1–10, doi : 10.1029/2004JB003440.
- Guillot, S., K. Hattori, P. Agard, S. Schwartz, and O. Vidal (2009), Exhumation processes in oceanic and continental subduction contexts : a review, *Subduction Zone Geodynamics*, pp. 175–205, doi :10.1007/978-3-540-87974-9_10.
- Hackney, R., et al. (2006), The segmented overriding plate and coupling at the south-central Chilean margin (36–42 S), *The Andes*, pp. 355–374.
- Harvard (), *Global Centroid Moment Tensor Catalog*, <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>.
- Hashimoto, C., A. Noda, T. Sagiya, and M. Matsuúra (2009), Interplate seismogenic zones along the Kuril–Japan trench inferred from GPS data inversion, *Nature Geoscience*, *2*(2), 141–144, doi :10.1038/ngeo421.
- Hashimoto, C., A. Noda, and M. Matsuúra (2012), The Mw 9.0 northeast Japan earthquake : total rupture of a basement asperity, *Geophysical Journal International*, doi : 10.1111/j.1365-246X.2011.05368.x.
- Heki, K., and Y. Tamura (1997), Short term afterslip in the 1994 Sanriku-Haruka-Oki earthquake, *Geophysical research letters*, *24*(24), 3285–3288.
- Herring, T. (2002), GLOBK : Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program, version 10.0, *Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA*.
- Hess, H., E. Collins, T. Brown, and U. S. H. Office (1933), The Navy-Princeton Gravity Expedition to the West Indies in 1932.
- Hetland, E., and M. Simons (2010), Post-seismic and interseismic fault creep II : transient creep and interseismic stress shadows on megathrusts, *Geophysical Journal International*, *181*(1), 99–112, doi :10.1111/j.1365-246X.2009.04482.x.
- Hoffmann-Rothe, A., N. Kukowski, and G. Dresen (2006), Oblique convergence along the Chilean margin : partitioning, margin-parallel faulting and force interaction at the plate interface, in *The Andes*, doi :10.1007/978-3-540-48684-8_6.
- Holtkamp, S. G., M. E. Pritchard, and R. B. Lohman (2011), Earthquake swarms in South America, *Geophysical Journal International*, *187*(1), 128–146, doi :10.1111/j.1365-246X.2011.05137.x.
- Houston, H. (2001), Influence of depth, focal mechanism, and tectonic setting on the shape and duration of earthquake source time functions, *Journal of Geophysical Research*, *106*(B6), 11,137–11, doi :10.1029/2000JB900468.

- Husen, S., E. Kissling, and E. Flueh (2000), Local earthquake tomography of shallow subduction in north Chile- A combined onshore and offshore study, *Journal of Geophysical Research*, *105*(B12), 28,183–28,198, doi :10.1029/2000JB900229.
- Hyndman, R., and K. Wang (1993), Thermal constraints on the zone of major thrust earthquake failure : The Cascadia subduction zone, *Journal of Geophysical Research*, *98*(B2), 2039–2060.
- Hyndman, R., M. Yamano, and D. Oleskevich (1997), The seismogenic zone of subduction thrust faults, *Island Arc*, *6*(3), 244–260.
- Ide, S., G. Beroza, D. Shelly, and T. Uchide (2007), A scaling law for slow earthquakes, *Nature*, *447*(7140), 76–79, doi :10.1038/nature05780.
- Ide, S., A. Baltay, and G. Beroza (2011), Shallow dynamic overshoot and energetic deep rupture in the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki earthquake, *Science*, *332*(6036), 1426, doi :10.1126/science.1207020.
- Kadinsky-Cade, K., R. Reilinger, and B. Isacks (1985), Surface deformation associated with the November 23, 1977, Cauçete, Argentina, earthquake sequence, *Journal of Geophysical Research*, *90*(14), 12–691.
- Kanamori, H. (1972), Mechanism of tsunami earthquakes, *Physics of the earth and planetary interiors*, *6*(5), 346–359.
- Kanda, R. V. S., and M. Simons (2010), An elastic plate model for interseismic deformation in subduction zones, *Journal of Geophysical Research*, *115*(B3), 1–19, doi :10.1029/2009JB006611.
- Kaneko, Y., J. Avouac, and N. Lapusta (2010), Towards inferring earthquake patterns from geodetic observations of interseismic coupling, *Nature Geoscience*, *3*(5), 363–369, doi :10.1038/ngeo843.
- Kausel, E. (1986), Los terremotos de agosto de 1868 y mayo de 1877 que afectaron el sur del Perú y norte de Chile, *Boletín de la Academia Chilena de Ciencias*, *3*, 8–14.
- Kausel, E., and J. Campos (1992), The Ms = 8 tensional earthquake of 9 December 1950 of northern Chile and its relation to the seismic potential of the region, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *72*(3-4), 220–235, doi :10.1016/0031-9201(92)90203-8.
- Kelleher, J. A. (1972), Earthquakes and Some Predictions, *Journal of Geophysical Research*, *77*(11).
- Kendrick, E., M. Bevis, R. Smalley Jr., and B. Brooks (2001), An integrated crustal velocity field for the central Andes, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, *2*(11), doi :10.1029/2001GC000191.
- Kendrick, E., M. Bevis, R. Smalley, B. Brooks, R. B. Vargas, E. Lauriá, and L. P. S. Fortes (2003), The Nazca-South America Euler vector and its rate of change, *Journal of South American Earth Sciences*, *16*(2), 125–131, doi :10.1016/S0895-9811(03)00028-2.
- Khazaradze, G. (2003), Short- and long-term effects of GPS measured crustal deformation rates along the south central Andes, *Journal of Geophysical Research*, *108*(B6), 1–13, doi :10.1029/2002JB001879.
- King, R., and Y. Bock (2002), Documentation for the GAMIT Analysis Software, release 10.0,

Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA.

- Klotz, J., G. Khazaradze, and D. Angermann (2001), Earthquake cycle dominates contemporary crustal deformation in Central and Southern Andes, *Earth and Planetary Science Letters*, 193, doi :10.1016/S0012-821X(01)00532-5.
- Koketsu, K., et al. (2011), A unified source model for the 2011 Tohoku earthquake, *Earth and Planetary Science Letters*, 310(3), 480–487, doi :10.1016/j.epsl.2011.09.009.
- Konca, A., et al. (2008), Partial rupture of a locked patch of the Sumatra megathrust during the 2007 earthquake sequence, *Nature*, 456(7222), 631–635, doi :10.1038/nature07572.
- Lallemand, S., P. Huchon, L. Jolivet, G. Prouteau, et al. (2005), Convergence lithosphérique.
- Lay, T., and S. Schwartz (2004), Comment on Coupling semantics and science in earthquake research, *Eos Trans. AGU*, 85(36), 339–340, doi :10.1029/2004EO360003.
- Lay, T., C. J. Ammon, H. Kanamori, K. D. Koper, O. Sufri, and a. R. Hutko (2010), Teleseismic inversion for rupture process of the 27 February 2010 Chile (M w 8.8) earthquake, *Geophysical Research Letters*, 37(13), 7–8, doi :10.1029/2010GL043379.
- Le Pichon, X. (1968), Sea-floor spreading and continental drift, *Journal of Geophysical Research*, 73(12), 3661–3697.
- Lichten, S., Y. Bar-Sever, W. Bertiger, M. Heflin, K. Hurst, R. Muellerschoen, S. Wu, T. Yunck, and J. Zumberge (2005), Gipsy-oasis ii : A high precision gps data processing system and general satellite orbit analysis tool, *Technology*, pp. 24–26.
- Liu, Y., and J. Rice (2005), Aseismic slip transients emerge spontaneously in three-dimensional rate and state modeling of subduction earthquake sequences, *Journal of Geophysical Research*, 110(B8), B08,307, doi :10.1029/2004JB003424.
- Lomnitz, C. (2004), Major Earthquakes of Chile : A Historical Survey, 1535–1960, *Seismological Research Letters*, 75, 368–378, doi :10.1785/gssrl.75.3.368.
- Lorito, S., F. Romano, S. Atzori, X. Tong, A. Avallone, J. McCloskey, M. Cocco, E. Boschi, and A. Piatanesi (2011), Limited overlap between the seismic gap and coseismic slip of the great 2010 Chile earthquake, *Nature Geoscience*, 4(3), 173–177, doi :10.1038/ngeo1073.
- Loveless, J., and B. Meade (2011), Spatial correlation of interseismic coupling and coseismic rupture extent of the 2011 MW= 9.0 Tohoku-oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L17,306, doi :10.1029/2011GL048561.
- Madariaga, R., M. Métois, C. Vigny, and J. Campos (2010), Central chile finally breaks, *Science*, 328(5975), 181–182.
- Masterlark, T. (2003), Finite element model predictions of static deformation from dislocation sources in a subduction zone : Sensitivities to homogeneous, isotropic, Poisson-solid, and half-space assumptions, *J. geophys. Res.*, 108(2540), 2510–1029, doi :10.1029/2002JB002296.
- Mazzotti, S., X. Le Pichon, P. Henry, and S. Miyazaki (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*, 105(B6), 13,159–13.
- Mazzotti, S., H. Dragert, J. Henton, M. Schmidt, R. Hyndman, T. James, Y. Lu, and M. Craymer

- (2003), Current tectonics of northern cascadia from a decade of gps measurements, *Journal of Geophysical Research*, 108(B12), 2554.
- McCaffrey, R. (2002), Crustal block rotations and plate coupling, *Plate Boundary Zones, Geodyn. Ser.*, doi :10.1029/GD030p0101.
- McCaffrey, R. (2007), DEFNODE User's Manual Version 2007.10. 25.
- McQuarrie, N. (2002a), Initial plate geometry, shortening variations, and evolution of the Bolivian orocline, *Geology*, doi :10.1130/0091-7613(2002)030.
- McQuarrie, N. (2002b), The kinematic history of the central Andean fold-thrust belt, Bolivia : Implications for building a high plateau, *Geological Society of America Bulletin*, 114(8), 950–963, doi :10.1130/0016-7606(2002)114.
- Melnick, D., B. Bookhagen, M. R. Strecker, and H. P. Echtler (2009), Segmentation of megathrust rupture zones from fore-arc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco peninsula, Chile, *Journal of Geophysical Research*, 114(B1), 1–23, doi : 10.1029/2008JB005788.
- Métois, M., A. Socquet, and C. Vigny (2012), Interseismic coupling, segmentation and mechanical behavior of the central Chile subduction zone, *J. geophys. Res.*, 117(B03406), doi : 10.1029/2011JB008736.
- Meyer, C. (2012), Motogrammes de stations GPS haute fréquence au cours du séisme Mw 8.8 de Maule du 27 Février 2010 au Chili, *Mémoire de Master STEP*.
- Moreno, M., M. Rosenau, and O. Oncken (2010), 2010 Maule earthquake slip correlates with pre-seismic locking of Andean subduction zone., *Nature*, 467(7312), 198–202, doi :10.1038/nature09349.
- Moreno, M., et al. (2011), Heterogeneous plate locking in the SouthCentral Chile subduction zone : Building up the next great earthquake, *Earth and Planetary Science Letters*, 305(3-4), 413–424, doi :10.1016/j.epsl.2011.03.025.
- Moreno, M. S., J. Klotz, D. Melnick, H. Echtler, and K. Bataille (2008), Active faulting and heterogeneous deformation across a megathrust segment boundary from GPS data, south central Chile (3639°S), *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9(12), doi :10.1029/2008GC002198.
- Motagh, M., B. Schurr, J. Anderssohn, B. Cailleau, T. R. Walter, R. Wang, and J.-P. Villotte (2010), Subduction earthquake deformation associated with 14 November 2007, Mw 7.8 Tocopilla earthquake in Chile : Results from InSAR and aftershocks, *Tectonophysics*, 490(1-2), 60–68, doi :10.1016/j.tecto.2010.04.033.
- Muller, R., and W. Roest (1997), Digital isochrons of the world's ocean floor, *Oceanographic Literature*.
- Niell, A. (1996), Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths, *Journal of Geophysical Research*, 101, 3227–3246.
- Nishenko, S. (1991), Circum-Pacific seismic potential : 1989 1999, *Pure and Applied Geophysics*, 135(2), 1989–1999.
- Norabuena, E. (1998), Space Geodetic Observations of Nazca-South America Convergence Across the Central Andes, *Science*, 279(5349), 358–362, doi :10.1126/science.279.5349.358.

- Okada, Y. (1985), Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bulletin of the Seismological Society of America*.
- Okal, E. (2005), A re-evaluation of the great Aleutian and Chilean earthquakes of 1906 August 17, *Geophysical Journal International*, 161(2), 268–282, doi :10.1111/j.1365-246X.2005.02582.x.
- Oleskevich, D., R. Hyndman, and K. Wang (1999), The updip and downdip limits to great subduction earthquakes : Thermal and structural models of Cascadia, south Alaska, SW Japan, and Chile, *Journal of Geophysical Research*, 104(B7), 14,965.
- Oliver, J., and B. Isacks (1967), Deep earthquake zones, anomalous structures in the upper mantle, and the lithosphere, *J. geophys. Res.*, 72(16), 4259–4275.
- Pardo, M., D. Comte, and T. Monfret (2002), Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone, *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 11–22, doi : 10.1016/S0895-9811(02)00003-2.
- Patzwahl, R., J. Mechie, A. Schulze, and P. Giese (1999), Two-dimensional velocity models of the Nazca plate subduction zone between 19.5 S and 25 S from wide-angle seismic measurements during the CINCA95 project, *Journal of geophysical research*, 104(B4), 7293–7317.
- Perfettini, H. (2005), Geodetic displacements and aftershocks following the 2001 M_w = 8.4 Peru earthquake : Implications for the mechanics of the earthquake cycle along subduction zones, *Journal of Geophysical Research*, 110(B9), 1–19, doi :10.1029/2004JB003522.
- Perfettini, H., et al. (2010), Seismic and aseismic slip on the Central Peru megathrust, *Nature*, 465(7294), 78–81, doi :10.1038/nature09062.
- Peyrat, S., et al. (2006), Tarapacá intermediate-depth earthquake (M_w 7.7, 2005, northern Chile) : A slab-pull event with horizontal fault plane constrained from seismologic and geodetic observations, *Geophysical Research Letters*, 33(22), 1–6, doi :10.1029/2006GL027710.
- Peyrat, S., R. Madariaga, E. Buforn, J. Campos, G. Asch, and J. P. Vilotte (2010), Kinematic rupture process of the 2007 Tocopilla earthquake and its main aftershocks from teleseismic and strong-motion data, *Geophysical Journal International*, 182(3), 1411–1430, doi :10.1111/j.1365-246X.2010.04685.x.
- Plafker, G., and J. Savage (1970), Mechanism of the Chilean earthquakes of May 21 and 22, 1960, *Geological Society of America Bulletin*, 81(4), 1001.
- Pritchard, M. E., and M. Simons (2006), An aseismic slip pulse in northern Chile and along-strike variations in seismogenic behavior, *Journal of Geophysical Research*, 111(B8), 1–14, doi :10.1029/2006JB004258.
- Radiguet, M., F. Cotton, M. Vergnolle, M. Campillo, B. Valette, V. Kostoglodov, and N. Cotte (2011), Spatial and temporal evolution of a long term slow slip event : the 2006 Guerrero Slow Slip Event, *Geophysical Journal International*, 184(2), 816–828.
- Ramirez, J., H. Titichoca, J. Lander, and L. Whiteside (1997), The minor destructive tsunami occurring near antofagasta, northern chile, july 30, 1995, *Science of Tsunami Hazards*, 15(1), 3–22.
- Reid, H. (1910), *The California Earthquake of April 18, 1906 : The Mechanics of the Earthquake/By Harry Fielding Reid*, Carnegie Inst.

- Reilinger, R., and K. Kadinsky-Cade (1985), Earthquake deformation cycle in the andean back arc, western argentina, *Journal of Geophysical Research*, *90*(B14), 12,701–12.
- Reyners, M., and D. Eberhart-Phillips (2009), Small earthquakes provide insight into plate coupling and fluid distribution in the Hikurangi subduction zone, New Zealand, *Earth and Planetary Science Letters*, *282*(1-4), 299–305.
- Ruegg, J., and M. Olcay (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., et al. (1996), The Mw= 8.1 Antofagasta (North Chile) earthquake of July 30, 1995 : first results from teleseismic and geodetic data, *Geophysical Research Letters*, *23*(9), 917–920.
- Ruegg, J., a. Rudloff, C. Vigny, R. Madariaga, J. de Chabaliere, J. Campos, E. Kausel, S. Barrientos, and D. Dimitrov (2009), Interseismic strain accumulation measured by GPS in the seismic gap between Constitución and Concepción in Chile, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *175*(1-2), 78–85, doi :10.1016/j.pepi.2008.02.015.
- Ruff, L. (1983), Seismic coupling and uncoupling at subduction zones, *Tectonophysics*.
- Saastamoinen, J. (1972), Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging satellites, *Geophysical Monograph Series*, *15*, 247–251.
- Sato, M., T. Ishikawa, N. Ujihara, S. Yoshida, M. Fujita, M. Mochizuki, and A. Asada (2011), Displacement above the hypocenter of the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Science*, *332*(6036), 1395.
- Savage, J. (1983), A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone, *Journal of Geophysical Research*, *88*(3), 4984–4996.
- Scholz, C. (1998), Earthquakes and friction laws, *Nature*, *391*(6662), 37–42.
- Scholz, C. (2002), *The mechanics of earthquakes and faulting*, Cambridge Univ Pr.
- Scholz, C., and J. Campos (2012), The seismic coupling of subduction zones revisited, *Journal of Geophysical Research*, *117*(B5), B05,310.
- Scholz, C., and C. Small (1997), The effect of seamount subduction on seismic coupling, *Geology*, *25*(6), 487–490.
- Schwartz, S., and J. Rokosky (2007), Slow slip events and seismic tremor at circum-Pacific subduction zones, *Reviews of geophysics*, *45*(3).
- Shimazaki, K., and T. Nakata (1980), Time-predictable recurrence model for large earthquakes, *Geophysical Research Letters*, *7*(4), 279–282.
- Simmons, A., S. Uppala, D. Dee, and S. Kobayashi (2007), ERA-Interim : New ECMWF re-analysis products from 1989 onwards, *ECMWF newsletter*, *110*, 25–35.
- Simons, M., et al. (2011), The 2011 magnitude 9.0 Tohoku-Oki earthquake : Mosaicking the megathrust from seconds to centuries, *Science*, *332*(6036), 1421, doi :10.1126/science.1206731.
- Sladen, A., et al. (2010), Source model of the 2007 Mw 8.0 Pisco, Peru earthquake : Implications for seismogenic behavior of subduction megathrusts, *J. Geophys. Res.*, *115*, doi :10.1029/2009JB006429.

- Somoza, R. (1998), Updated Nazca (Farallon)–South America relative motions during the last 40 My : implications for mountain building in the central Andean region, *Journal of South American Earth Sciences*, *11*(3), 211–215.
- Sparkes, R., F. Tilmann, N. Hovius, and J. Hillier (2010), Subducted seafloor relief stops rupture in South American great earthquakes : Implications for rupture behaviour in the 2010 Maule, Chile earthquake, *Earth and Planetary Science Letters*, *298*(1-2), 89–94, doi :10.1016/j.epsl.2010.07.029.
- Tassara, A., H.-J. Götze, S. Schmidt, and R. Hackney (2006), Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin, *Journal of Geophysical Research*, *111*(B9), doi :10.1029/2005JB003976.
- Tichelaar, B. (1991), Seismic coupling along the Chilean subduction zone, *Journal of Geophysical Research*, *96*.
- Trubienko, O., L. Fleitout, J. Garaud, and C. Vigny (2011), Horizontal and Vertical Deformations Before Tohoku Earthquake : Implications for the Mechanical Coupling on the Interface and the Viscoelastic Properties of the Mantle, in *AGU Fall Meeting Abstracts*, vol. 1, p. 0862.
- Vergne, J., R. Cattin, and J. P. Avouac (2001), On the use of dislocations to model interseismic strain and stress build-up at intracontinental thrust faults, *Geophysical Journal International*, *147*(1), 155–162, doi :10.1046/j.1365-246X.2001.00524.x.
- Vergnolle, M., A. Walpersdorf, V. Kostoglodov, P. Tregoning, J. Santiago, N. Cotte, S. Franco, et al. (2010), Slow slip events in Mexico revised from the processing of 11 year GPS observations, *J. geophys. Res.*, *115*, B08,403, doi :10.1029/2009JB006852.
- Vigny, C., A. Rudloff, J.-C. Ruegg, R. Madariaga, J. Campos, and M. Alvarez (2009), Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo Gap, Chile, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *175*(1-2), 86–95, doi :10.1016/j.pepi.2008.02.013.
- Vigny, C., et al. (2011), The 2010 Mw 8.8 Maule megathrust earthquake of Central Chile, monitored by GPS., *Science*, *332*(6036), 1417–21, doi :10.1126/science.1204132.
- Wallace, L., J. Beavan, R. McCaffrey, and D. Darby (2004), Subduction zone coupling and tectonic block rotations in the North Island, New Zealand, *Journal of Geophysical Research*, *109*(B12), B12,406, doi :10.1029/2004JB003241.
- Wallace, R. (1987), Grouping and migration of surface faulting and variations in slip rates on faults in the Great Basin province, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *77*(3), 868–876.
- Wang, K., and S. Bilek (2011), Do subducting seamounts generate or stop large earthquakes?, *Geology*, *39*(9), 819, doi :10.1130/G31856.1.
- Wang, K., and T. Dixon (2004a), “Coupling” Semantics and Science in Earthquake Research, *EOS Transactions*, *85*, 180, doi :10.1029/2004EO180005.
- Wang, K., and T. Dixon (2004b), Reply [to “Comment on Coupling semantics and science in earthquake research”], *Eos Trans. AGU*, *85*(36), 340, doi :10.1029/2004EO360003.
- Wang, K., Y. Hu, M. Bevis, and E. Kendrick (2007), Crustal motion in the zone of the 1960 Chile earthquake : Detangling earthquake-cycle deformation and forearc-sliver translation, *Geochemistry*, pp. 1–14, doi :10.1029/2007GC001721.

Willis, B., and J. Macelwane (1929), *Earthquake conditions in Chile*, Carnegie Institution.

Remerciements

Il est plus difficile qu'il n'y paraît de clôturer un travail qui a duré près de quatre ans et qui m'a tant appris. A l'époque, je voulais voyager, découvrir l'Amérique latine et faire de la géophysique. Quand j'y repense avec du recul, j'ai eu la chance incroyable de pouvoir combiner toutes ces envies dans mon travail de tous les jours. Mon premier remerciement va donc à mes directeurs de thèse, Christophe et Anne qui m'ont fait confiance pendant ces années et m'ont permis de découvrir le Chili, les joies et les peines de la recherche internationale et la mécanique auto.

Pendant la course de fond de la thèse, le travail de terrain a imposé des respirations bénéfiques. Chaque mission est une aventure que j'ai eu la chance de partager. Merci à tous ceux qui m'ont supporté pendant de longues heures dans un 4x4 parfois défaillant et dans des conditions climatiques souvent difficiles. Mille mercis donc à Arthur avec qui j'ai découvert le rock progressif, les viscachas et les carabiniers d'Alto del Carmen ; à Eduardo pour la longue marche dans le désert et les négociations de haute tenue à Hertz Iquique ; à Sylvain, Carolina, Max, Daniel, Sophie... et à mes directeurs qui m'ont appris à installer, mesurer, maintenir un réseau et à me servir d'une perceuse à percussion. Merci à tous les chiliens que j'ai rencontrés et qui nous ont accueillis et aidés.

Une fois rentrée de ces périples, j'ai eu la chance de travailler au laboratoire dans un cadre idéal dans une équipe chaleureuse et stimulante scientifiquement. Je remercie notamment Marie-Pierre Doin, Hélène Lyon-Caen, Raul Madariaga, Luce Fleitout et Françoise Larincq pour leur disponibilité et leur gentillesse. Au cours de ces années, j'ai eu la chance de discuter avec certains chercheurs de l'IPGP investis notamment dans le LiA Montessus de Ballore lors de mes passages au laboratoire de tectonique et mécanique de la lithosphère. Merci à Robin Lacassin et Rolando Armijo qui m'ont permis de participer à une traversée géologique des Andes dont je garde un souvenir formidable et qui m'ont aidé à mieux comprendre la géologie du Chili. Merci également à Pascal Bernard qui m'a suivie au cours de ces années et m'a aidée à avancer dans la compréhension physique du couplage.

Les joyeux thésards et postdocs du 2ème et du 3ème étage (hé oui) ont assuré une part non négligeable de la bonne ambiance de travail (et de procrastination) qui était nécessaire : merci à vous ! Merci à mes aînés toujours prêts à filer un coup de main (Aurore, Maria, Jean-Didier, Raphaël) et aux thésards du labo de l'IPG. Un pincement au cœur, forcément, quand je pense à celles et ceux dont je ne partagerai plus le même bureau : c'est fini Sabine Paturel, il faut s'y résigner. Merci Gabriel, Laureen, Stéphanie pour la vie au boulot de tous les jours un peu moins monotone grâce à vous. Merci Amaya pour avoir été là pour tout, n'importe quoi et à peu près tout le temps.

La thèse n'est pas un parcours de santé. Dans les moments de doute, de colère, de résignation, de fatigue générale ou localisée, j'ai pu compter sur une foule de gens bien éloignés de la géologie et qui m'ont remis les pieds sur terre. Ma famille bien sûr (et parmi elle la relectrice anonyme et chasseuse de fautes d'orthographe). Les amis proches et lointains, qui pour beaucoup ne lâcheront jamais rien en éternels optimistes et qui donnent ainsi la force de continuer. Enfin, cette thèse n'aurait pas été possible sans Pierre, la suite non plus d'ailleurs.