

# Quantification du couplage au long de la subduction chilienne.

Marianne METOIS \*

---

## Résumé

La mesure de la déformation par GPS de la plaque supérieure d'une zone de subduction nous renseigne sur un grand nombre de propriétés du contact tectonique entre les deux plaques. En effet, les équations d'Okada prédisant la déformation en surface pour une dislocation finie dans un demi-espace élastique homogène s'appliquent au premier ordre au cas des subductions et permettent via des processus d'inversion de mieux connaître la géométrie du slab plongeant ainsi que le couplage entre les deux plaques. Depuis 1993, de nombreuses mesures GPS précises capables de fournir des informations sur une des subductions les plus rapides et les plus sismiquement actives du monde (68mm/an) ont été acquises sur la côte Chilienne par un grand nombre d'équipes. Notre travail a consisté dans un premier temps à rendre cohérent l'ensemble de ces jeux de données en vue de contraindre dans un deuxième temps via le programme DEFNODE les caractéristiques de la subduction sur l'ensemble de la côte Chilienne. Nous avons étudié les zones d'Arauco-Concepción ( $41^{\circ}\text{S}$ – $31^{\circ}\text{S}$ ) et de Coquimbo-La Serena ( $32^{\circ}\text{S}$  – $21^{\circ}\text{S}$ ) particulièrement bien contraintes par les jeux de données. Les distributions de couplage reproduisant au mieux les données (RMS~ 3mm/an) mettent en évidence une zone de transition superficielle présente sur l'ensemble de la subduction jusqu'à 10-15km de profondeur tandis que la zone bloquée mise en évidence s'étend jusqu'à 50km de profondeur à Concepción avec des valeurs de couplage proches de 100% mais s'amincit vers le Sud de la péninsule d'Arauco et s'estompe dans la zone de "flat-slab" de Coquimbo où le couplage moyen est inférieur à 50%. L'étendue de la zone de transition inférieure est moins clairement délimitée mais semble s'étendre au maximum jusqu'à 90km de profondeur. Nous proposons que la segmentation de la subduction Chilienne soit visible dans la distribution de couplage par des sauts de comportement localisés au niveau des péninsules de La Serena et d'Arauco.

---

\*Stage effectué au Laboratoire de Géologie de l'ENS ULM dans l'équipe de Géophysique sous la direction de Christophe Vigny et d'Anne Socquet.

## Table des matières

<b>1</b>	<b>Introduction</b>	<b>3</b>
<b>2</b>	<b>Contexte de l'étude</b>	<b>6</b>
2.1	Contexte tectonique et topographie régionale. . . . .	6
2.2	Contexte sismique de la marge Chilienne. . . . .	8
2.3	Contraintes sur la géométrie de l'interface. . . . .	9
2.4	Couplage sur la subduction chilienne. . . . .	9
<b>3</b>	<b>Méthode</b>	<b>11</b>
3.1	Compilation des données GPS. . . . .	11
3.2	Du couplage intersismique à la déformation de surface. . . . .	14
3.3	De la déformation de surface au couplage intersismique. . . . .	16
<b>4</b>	<b>Résultats</b>	<b>18</b>
4.1	Inversion du couplage dans la région d'Arauco-Valparaiso ( $41^{\circ}\text{S} - 31^{\circ}\text{S}$ ) . . . . .	18
4.2	Inversion du couplage dans la région de Coquimbo-Copiapo ( $34^{\circ}\text{S} - 25^{\circ}\text{S}$ ) . . . . .	21
<b>5</b>	<b>Interprétation.</b>	<b>24</b>
5.1	Description de la distribution de couplage dans la région d'Arauco-Concepción . . . . .	24
5.2	Description de la distribution de couplage dans la région de Coquimbo-La Serena . . . . .	24
5.3	Liens entre le couplage et la segmentation le long de la marge Chilienne. . . . .	27
<b>6</b>	<b>Conclusion.</b>	<b>29</b>

# 1 Introduction

La zone de subduction Chilienne est une des frontières de plaques les plus rapides au monde. La plaque Nazca subducte sous la plaque Amérique du Sud à une vitesse proche de 68mm/an d'après le modèle cinématique NUVEL1A proposé par DeMets Gordon [1994] sans variation majeure de cette valeur de convergence tout au long des quelques 3500km de subduction. Si cette frontière est particulièrement connue pour avoir engendré le plus grand séisme enregistré jusqu'à présent, à savoir le séisme de Valdivia en 1960 d'une magnitude  $M_w \sim 9.5$ , de nombreux séismes de  $M_w > 8$  rompent de grands segments de l'interface entre les deux plaques au rythme moyen d'un tel séisme tous les 10 ans [Campos, 2002]. Malgré l'obliquité existante entre la direction de convergence et la fosse de subduction, aucun partitionnement de la déformation n'a clairement été mis en évidence au long de la marge chilienne, le système est donc relativement simple au premier ordre. La présence du continent Sud Américain à proximité de la frontière de plaque permet un échantillonnage continu de la déformation de 50 à 3000km d'éloignement de la fosse. L'activité sismique intense de la subduction, doublée d'une instrumentation géophysique dense de la côte Chilienne depuis le début des années 1990 fait donc de cette zone tectonique une aire de choix pour l'étude des mécanismes entrant en jeu sur l'interface de subduction.

## Comportement mécanique de l'interface de subduction

La compréhension des processus mécaniques à l'origine des tremblements de terre dans les zones de subduction est essentielle pour l'évaluation de l'aléa sismique dans ces régions. Celui-ci est multiple du fait de l'existence de nombreux types de séismes dans cette région, notamment des séismes superficiels de magnitude moyenne mais susceptibles de provoquer des tsunamis [Lomnitz, 1970], et des séismes plus profonds ( $\sim 40$  km) rompant une large zone de la subduction et fortement destructeurs. L'analyse des cycles sismiques le long des grandes subductions océan-continent (Cascades, Japon, Chili notamment) a donné lieu à une vision globale du fonctionnement mécanique d'une zone de subduction qui reste encore imparfaite. La localisation des différents types d'évènements sismiques (précurseurs, séisme principal, répliques) et l'analyse de la déformation de surface de la plaque chevauchante par géodésie ont mis en évidence une zonation des comportements mécaniques le long de l'interface [Hyndman, 2007][Wang, 2007][Oleskevich, 1999] résumée sur la figure 1.

- La zone d'occurrence principale des grands évènements sismiques, dite "zone couplée" ou "zone sismogénique", est caractérisée par un comportement de "strength weakening" localisé d'après Ruff [1983] sur des zones d' "aspérités" sismiques. L'éventuelle nature géologique de ces aspérités n'a pas été mise en évidence, même si des liens ont été suggérés entre des structures topographiques érodées de la plaque plongeante (volcans sous-marins, rides) et la localisation préférentielle de séismes (voir le résumé de Hyndman [2007]). La majeure partie des répliques associées aux grands séismes sont localisées dans la zone profonde de cette zone sismogénique.
- La zone superficielle couvrant les 10 premiers kilomètres de la plaque plongeante est mal définie en terme de comportement mécanique. Elle a été décrite comme une zone de moindre occurrence de rupture, caractérisée par un comportement proche du glissement de type "strength straightening". L'abondance de fluides et de sédiments argileux dans cette zone proche de la fosse serait à l'origine de cette moindre aptitude à la rupture [Hyndman and Wang, 1993]. Néanmoins, certains évènements lents de type "séismes tsunamis" ont été enregistrés dans cette zone et des ruptures majeures dans la zone couplée sous-jacente sont susceptibles de recharger la zone superficielle l'entraînant vers la rupture.
- La zone de transition inférieure placée sur la figure 1 a un comportement intermédiaire entre celui de la zone couplée et celui de la zone ductile. Elle est physiquement essentielle pour envisager la terminaison en profondeur de cette zone de "strength weakening" et semble être le lieu d'occurrence d'évènements atypiques (glissements asismiques postsismiques, séismes lents...), voire de rupture

sismique lors de séismes majeurs . L'étendue en profondeur de cette zone est très discutée.

- La majeure partie du slab en profondeur a un comportement de glissement entre les deux plaques à la vitesse de convergence. Elle est exempt de tout évènement sismique. La relaxation visqueuse qui accomode le relâchement des contraintes lors de la phase postsismique est diffuse dans le manteau des plaques en convergence.

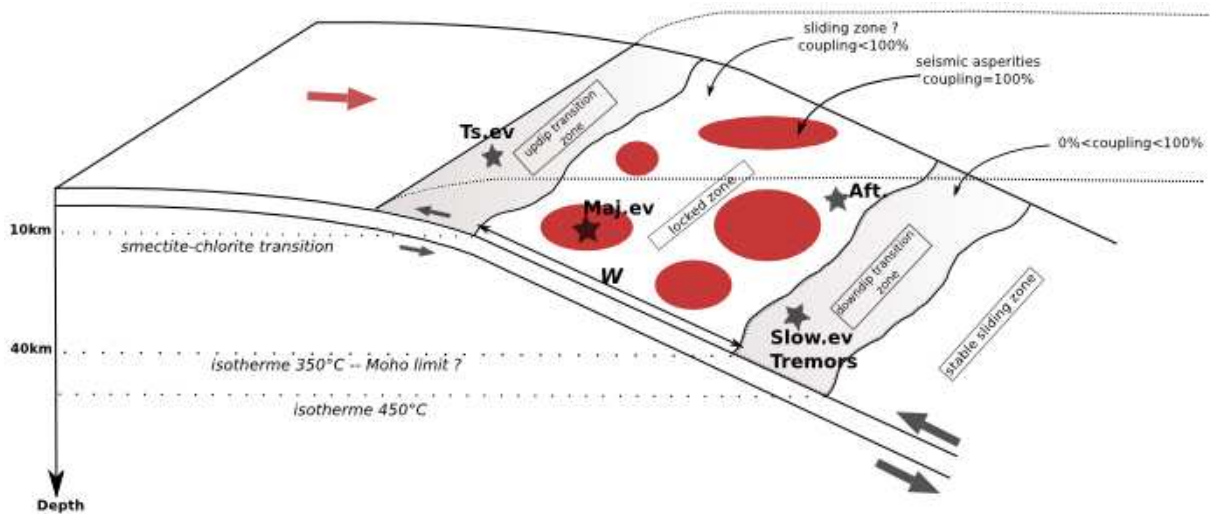


FIG. 1 — Représentation schématique de la zonation de comportement mécanique le long de l'interface de subduction réalisée d'après [Ruff, 1983], [Perfettini, 2005] et [Schwartz and Rokosky, 2007]. La nature des évènements sismiques associés à chaque zone est indiquée par des étoiles. Ts.ev : tsunami events [Hyndman and Wang, 1993]; Maj.ev : grands séismes de subduction rompant des aspérités sismiques sur une grande longueur de l'interface et produisant des évènements de  $M_w > 8$  [Ruff, 1983]; Aft : répliques principales des séismes localisées généralement en profondeur de la zone couplée [Tichelaar and Ruff, 1991]; Slow.ev : évènements lents enregistrés par GPS dans la zone de subduction des Cascades notamment [Rogers and Dragert, 2003], [Dragert, 2004], [Schwartz and Rokosky, 2007], [Larson, 2004]; Tremors : évènements sismiques enregistrés par Dragert [2004] généralement associés aux séismes lents.

Les limites de ces zones et leurs fondements géophysiques sont encore en débat actuellement, néanmoins certaines hypothèses font consensus. La limite supérieure de la "zone sismogénique" semble contrôlée par la transition smectite-illite/chlorite [Hoffmann-Rothe, 2006], même si d'autres facteurs comme le flux thermique ou l'abondance des sédiments à la fosse ont été évoqués. La limite inférieure de la "zone sismogénique" serait contrôlée par le passage du Moho de la plaque chevauchante dans le cas des subductions de plaques océaniques vieilles ( $\sim 40$  km de profondeur) et par le franchissement de l'isotherme  $350^\circ\text{C}$ , seuil de plasticité du quartz qui contrôle le passage des roches crustales à un régime en glissement stable. Dans le premier cas, le passage du Moho mettrait en contact la croûte océanique subductante avec le coin mantellique hydraté, serpentinisé et riche en talc créant ainsi un niveau de glissement au contact entre les deux plaques. Dans le second cas, la zone comprise entre  $350$  et  $450^\circ\text{C}$  pourrait correspondre à la "zone de transition" inférieure. Dans le cas de la partie de la subduction du Chili que nous allons étudier (de  $-42^\circ\text{S}$  à  $-10^\circ\text{S}$ ), c'est le passage du Moho qui contrôlerait d'après certains auteurs [Hoffmann-Rothe, 2006][Oleskevich, 1999] la profondeur de la zone bloquée, la limitant ainsi à une profondeur de l'ordre de  $45$ - $50$  km. Des profondeurs bien supérieures ont cependant été proposées pour certaines zones de subduction, notamment celle du Japon [Kato and Tsumura, 1979], laissant ainsi un grand nombre de questions en suspens.

La détection récente d'évènements sismiques atypiques a permis d'affiner le modèle proposé et de soulever de nouveaux problèmes. Les évènements de séismes lents détectés dans la zone de transition haute dits "séismes tsunamis" ont permis de confirmer l'idée d'un processus de fluage superficiel [Hyndman, 2007]. Les séismes lents localisés dans la zone de transition profonde du slab et détectés notamment par GPS, sont de nature très variée selon les zones de subduction : des évènements lents à longue période (de  $1$  à  $3$  semaines) associés à des épisodes de trémors (ETS) sont enregistrés de manière régulière

(tous les 13 à 16 mois) et depuis 1996 dans la zone de subduction des Cascades [Rogers and Dragert, 2003],[Dragert, 2004] mais dans d'autres zones de subduction (Mexique, Japon), ces épisodes sont plus irréguliers dans le temps et dans l'espace et la corrélation de ces événements avec des épisodes de tremors n'a pas été mise en évidence dans chacune de ces régions [Schwartz and Rokosky, 2007]. L'étude des processus mécaniques contrôlant les ETS est balbutiante, mais certaines explications mécaniques commencent à émerger impliquant notamment des variations du régime de contrainte sur l'interface potentiellement dues aux grandes ruptures ou aux séismes intra-plaque plongeante ou encore à des variations de pression de fluide à l'intérieur de celle-ci [Liu and Rice, 2007]. Ces glissements asismiques semblent donc être localisés dans les zones de transition et, si l'on adopte la théorie des aspérités de Ruff [1983], entre les aspérités formant la zone bloquée.

La compréhension du cycle sismique exige de mieux connaître le comportement mécanique à long terme des zones de subduction afin de détecter des zones sismiquement actives par exemple. Deux théories ont été proposées pour contraindre cette évolution. Certaines marges actives présentent des zones anormalement asismiques si l'on considère le taux moyen de sismicité requis pour accommoder la convergence, et notamment sur la marge Chilienne les zones du coude d'Arica, ou de Concepción [Nishenko, 1991]. Ces "lacunes" sismiques sont considérées par certains auteurs comme des zones à fort risque sismique, capables de rompre par des événements de  $M_w > 8$  [Beck and Barrientos, 1998], [Nishenko, 1991]. La théorie de Ruff [1983] qui décrit la zone sismogène comme une succession d'aspérités à comportement "velocity weakening" envisage la théorie des lacunes sismiques sous un angle nouveau : effectivement, les zones d'aspérités sont considérées comme des structures perennes à forte probabilité de rupture et les déficits de sismicité tendraient à se conserver au cours du temps, faisant des lacunes sismiques des zones asismiques stables dans le temps. Une limite à la compréhension du cycle sismique dans ces zones est la méconnaissance des événements anciens et donc l'impossibilité de connaître l'évolution des zones sur plus d'un cycle sismique.

Ces deux théories proposent une segmentation mécanique des failles majeures. Cette segmentation est visible par exemple sur les failles décrochantes comme la faille de San Andreas par des changements nets d'orientation ou de régime de contrainte, par l'effet local de failles secondaires, ou par les limites des ruptures des grands séismes. L'ensemble de ces critères s'applique au cas de la subduction Chilienne dont la segmentation est potentiellement marquée également par le relief de la plaque plongeante. Les liens entre les différents segments d'une même faille sont encore mal compris, ainsi que les processus d'arrêt localisé de la rupture. Peut-on corréliser les aspérités décrites par Ruff [1983] avec ces segments ?

Quelle quantité de glissement asismique accommode la convergence dans les zones de subduction ? Quels sont les processus qui contrôlent la localisation de ces glissements ? Sont-ils présents sur l'ensemble des subductions mondiales et notamment au Chili ? La quantification du ratio glissement sismique / glissement asismique est un enjeu pour mieux évaluer l'aléa sismique dans ces zones particulièrement sensibles et le comportement physique des zones de subduction.

### La notion de couplage sur l'interface

Le terme de "couplage" est ambigu et doit être défini de manière claire [Hyndman, 2007]. La majorité des auteurs définit le couplage sismique  $\Phi$  entre les deux plaques sur l'interface de la subduction comme

$$\Phi = \frac{\text{Mouvement accommodé sismiquement}}{\text{Mouvement total}}.$$

En cinématique des plaques, cette relation se traduit par [McCaffrey, 2002]

$$1 - \Phi = \frac{V_{\text{interface}}}{V_{\text{convergence}}}.$$

Ainsi, un couplage  $\Phi = 1$  correspond à une interface qui accommode la convergence uniquement par rupture sismique, tandis qu'un couplage  $\Phi = 0$  correspond à une accommodation de la convergence

par glissement asismique, de type séismes lents, glissement post-sismique, ou glissement stable [Oleskevich, 1999]. Un couplage intermédiaire tend à décrire un phénomène plus complexe, qui pourrait être celui des zones de transitions (voir figure 4), où les deux phénomènes mécaniques d'accommodation du mouvement pourraient avoir lieu.

L'utilisation fréquente de ce coefficient dans la littérature pour l'étude et la caractérisation des zones de subduction a mené à de nombreuses discussions sur les phénomènes impliqués dans son contrôle. Oleskevich [1999] proposent une discussion autour des trois principaux moteurs influençant la valeur du coefficient  $\Phi$  : l'étendue  $W$  (voir figure 1) de la zone sismogénique couplée, le bilan des forces s'exerçant sur l'interface (phénomène de "slab pull" notamment), et les contrôles géologiques des conditions de friction sur l'interface. L'âge de la lithosphère plongeante, la quantité de sédiments entraînés en subduction, le rôle des reliefs érodés de la plaque plongeante ont été évoqués à plusieurs reprises comme des facteurs contrôlant la distribution du couplage en profondeur [Ruff, 1983],[Hoffmann-Rothe, 2006] mais aucune corrélation n'a jamais pu être mise en évidence [Tichelaar and Ruff, 1991], [Pacheco, 1993], [Hyndman, 2007], [Wang, 2007]. La méconnaissance des facteurs influant sur le couplage  $\Phi$  rend difficile son interprétation. Néanmoins, la distribution du couplage le long d'une subduction illustre la zonation mécanique abordée plus haut.

Déterminer le couplage le long de la subduction chilienne répond donc à plusieurs objectifs : peut-on visualiser des variations de distribution de couplage sur cette interface, avec éventuellement une évolution des profondeurs de couplage ? Si oui, peut-on corrélérer ces variations aux lacunes et zones d'activités sismiques rapportées au Chili ? Peut-on localiser les zones à fort risque de tsunami ou de séisme majeur, et au contraire, localiser des zones susceptibles de glisser de manière asismique ?

Dans cette étude, nous essayons d'apporter des réponses à un certain nombre de questions soulevées précédemment par l'étude de la marge active Chilienne entre  $-41^{\circ}\text{S}$  et  $-21^{\circ}\text{S}$ . Nous utilisons un jeu complet de données GPS acquises depuis 1993 par plusieurs équipes, susceptible de nous renseigner sur différents paramètres caractéristiques de l'interface en subduction via l'utilisation du logiciel d'inversion DEFNODE développé par McCaffrey [2002]. L'objectif principal de cette étude est de caractériser les variations latérales et en profondeur du couplage  $\Phi$  sur l'interface de subduction.

## 2 Contexte de l'étude

Depuis le début des années 1990, l'intérêt pour la zone de subduction chilienne est croissant. La convergence entre la plaque Nazca et la plaque Amérique du Sud contrôle la majeure partie de la sismicité et de la déformation de la région [Norabuena, 1998] mais reste mal comprise. Le contexte tectonique local soulève de grandes questions sur l'influence de la subduction sur la topographie, la morphologie et la sismicité du Chili.

### 2.1 Contexte tectonique et topographie régionale.

Les plaques Nazca et Amérique du Sud convergent depuis  $\sim 3\text{Ma}$  à une vitesse élevée de  $\sim 68\text{ mm/an}$  et selon une direction de  $78^{\circ}\text{N}$  d'après Vigny [2009]. La faible obliquité résultant de cette convergence varie peu le long de la subduction. Aucun partitionnement significatif de la déformation n'est clairement observé actuellement, bien que certaines failles parallèles à la subduction aient visiblement joué en décrochement pendant le quaternaire et l'évolution Andine [Hoffmann-Rothe, 2006], [Armijo, 1990]. Ces structures tectoniques peu actives ne s'étendent généralement pas sur plus de  $1000\text{ km}$  de long et ne forment pas de structure tectonique continue délimitant une lanière indépendante comme dans le cas de la subduction de Sumatra. Les causes de ce non-partitionnement de la déformation sont encore peu connues [Hoffmann-Rothe, 2006].

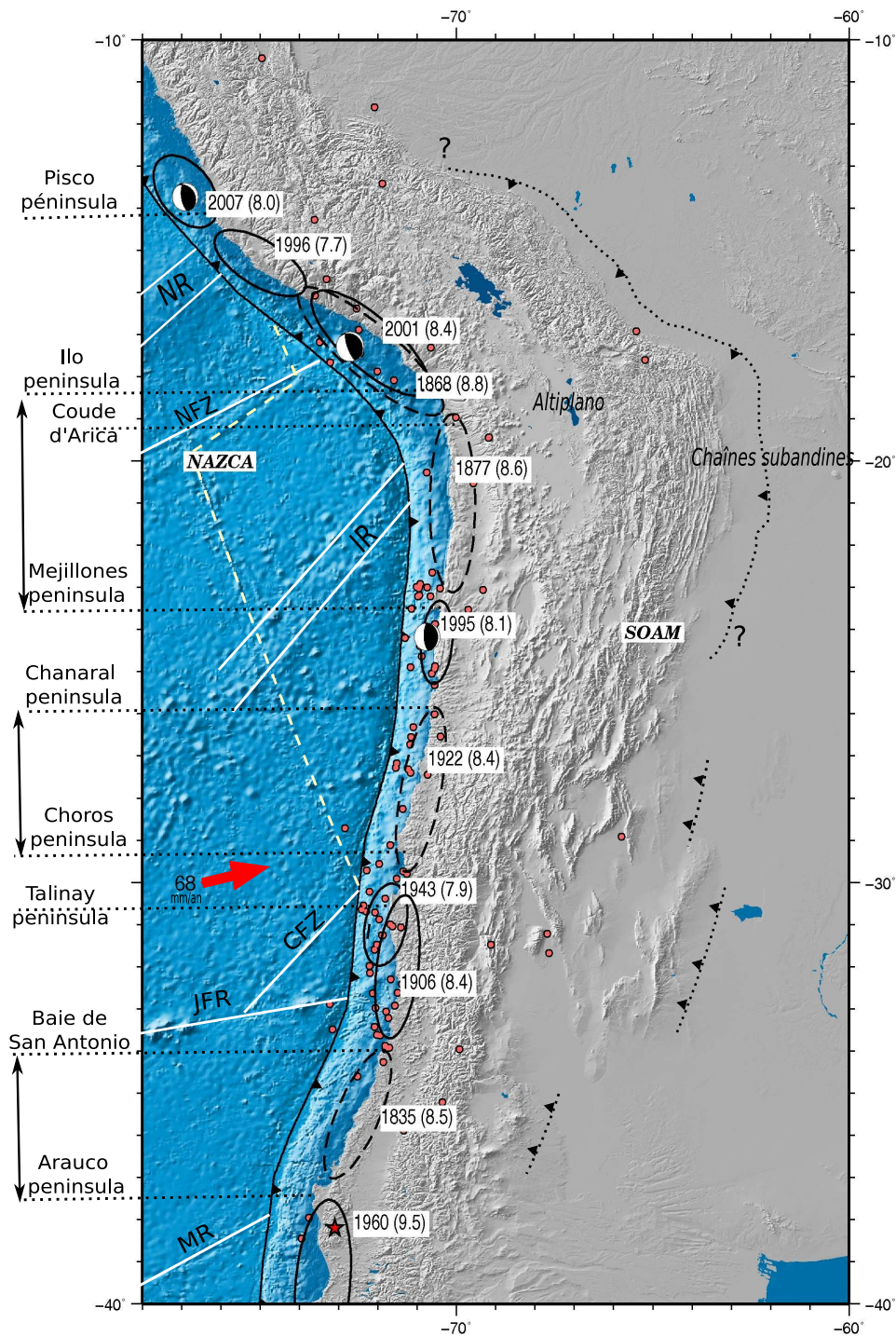


FIG. 2 — Grandes structures tectoniques et géologiques du Chili et sismicité historique et instrumentale. De la côte à l'intérieur des terres, on distingue la chaîne côtière particulièrement marquée au niveau des péninsules de Mejillones et d'Arauco, la vallée centrale qui s'estompe au Sud du Chili, les précordillères, la cordillère des Andes marquée par la présence de l'Altiplano au niveau du coude d'Arica et d'un arc volcanique interrompu dans le Chili Central ( $26^{\circ}$ - $31^{\circ}$ S), et enfin les cordillères subandines bordées par un chevauchement de grande ampleur au tracé incertain et souvent discontinu. Les structures tectoniques et topographiques de la plaque Nazca sont mises en évidence par des lignes blanches continues : NFZ : Nazca Fault Zone ; NR : Nazca Ridge ; IR : Iquique Ridge ; JFR : Juan Fernandez Ridge ; CFZ : Challenger Fracture Zone ; MR : Mocha Fracture Zone. On représente en pointillés jaunes la limite topographique qui délimite deux lithosphères océaniques d'âge différent [Ranero and von Huene, 2006]. L'interaction de ces structures sur l'interface de subduction avec la plaque chevauchante pourrait être un phénomène majeur dans la segmentation sismique et morphologique de la marge chilienne. La direction de la convergence entre les deux plaques Nazca et SOAM (Amérique du Sud) est marquée par la flèche rouge (68mm/an). Les épicesentres des séismes de  $M_w > 6$  et de profondeur inférieure à 100km et supérieure à 5km enregistrés depuis 1976 sont représentés par des points rouges et sont issus du catalogue CMT d'Harvard [Harvard]. Les zones de rupture des principaux séismes historiques et instrumentaux sont reportées sous forme d'ellipses respectivement tiretées ou pleines, tracées d'après [Beck and Barrientos, 1998], [Comte and Pardo, 1991], [Biggs and Robinson, 2009]. L'année d'occurrence du séisme et la magnitude  $M_w$  sont indiquées à proximité de l'aire de rupture. Les mécanismes au foyer du séisme d'Arequipa (2001), de celui d'Antofagasta (1995) et de celui de Pisco (2007) sont représentés ainsi que l'épicesentre du séisme de Valdivia ( $M_w = 9.5$  en 1960) représenté par une étoile rouge. Certaines péninsules, baies, ou changements brutaux d'orientation de la côte chilienne sont indiqués sur la gauche de la figure et sont souvent corrélés avec les limites des zones de rupture de séismes historiques et instrumentaux. Ces structures sont couramment interprétées comme des zones de barrière de la propagation de la rupture. Les flèches noires délimitent les zones de "lacunes" sismiques.

L'expression la plus nette de cette convergence est la chaîne des Andes qui culmine localement à 6813m. Sa forme générale suit l'orientation de la subduction et se courbe notamment au niveau du Coude d'Arica où la structure de l'Altiplano est la plus marquée. En effet, la chaîne Andine est nettement plus large au Nord qu'au Sud du Chili où elle s'estompe vers 37°S. Le volcanisme calco-alcalin associé à la subduction est interrompu entre 28°S et 33°S, zone où la subduction change de géométrie globale et tend à s'aplatir en profondeur [Pardo et al., 2002]. Les Andes sont bordées à l'Est par des chaînes de chevauchement d'arrière pays, les cordillères orientales, susceptibles d'après certains auteurs d'influer sur la déformation globale de la marge Chilienne [Khazaradze, 2003], [Brooks, 2003], [Bevis, 1999]. Ce chevauchement n'est pas clairement identifié à toutes les latitudes et accommoderait 4 à 5mm/an.

La côte Chilienne est marquée par une forte topographie localisée au niveau des péninsules et de la chaîne côtière. Cette dernière est séparée des Andes par la plaine centrale du Chili. Il est notable que les zones de péninsules sont généralement recoupées par un réseau dense de failles secondaires normales ou décrochantes contribuant au relief local [Armijo, 1990] [Melnick and Bookhagen, 2009], et qu'elles sont fréquemment corrélées avec les terminaisons des zones de rupture et de répliques associées aux grands séismes de subduction dessinant ainsi une segmentation de la subduction chilienne (séisme de Valdivia 1960 arrêté au Nord de la péninsule d'Arauco, séismes d'Antofagasta 1995 et de Tocopilla 2007 initiés à la péninsule de Mejillones [Ruegg, 2001], [Perfettini, 2005] illustré en figure 5) [Chlieh, 2004][Hoffmann-Rothe, 2006] [Melnick and Bookhagen, 2009]. L'explication de cette corrélation n'est pas triviale : l'impact de structures tectoniques secondaires sur le régime mécanique de la subduction a été évoqué par Armijo [1990], tandis que Vigny [2009] semblent avoir montré une modification importante du régime de couplage au passage de la pointe "Talínay"(30°S) sur l'interface de subduction. Le régime mécanique de la subduction peut-il influencer sur la morphologie de la côte Chilienne ? Quel est le lien entre les variations de couplage en profondeur et le régime tectonique spécifique de ces péninsules ?

De nombreuses structures sous-marines (monts sous-marins, rides) marquent le relief de la plaque Nazca (voir figure 2) et ont été invoquées par certains auteurs pour expliquer des variations de couplage ou de sismicité le long de la subduction [Tichelaar and Ruff, 1991]. L'âge de la plaque plongeante augmente vers le Nord de la fosse du Chili induisant une modification du régime thermique de la subduction et une densification de la plaque Nazca. On pourrait ainsi s'attendre à une augmentation de l'angle de la subduction vers le Nord du Chili. Néanmoins, aucune corrélation nette n'a été établie entre le degré de couplage d'une interface de subduction, son pendage et l'âge de la plaque plongeante.

## 2.2 Contexte sismique de la marge Chilienne.

La subduction Chilienne a produit en 1960 le plus grand séisme enregistré au monde (Valdivia  $M_w = 9.5$ ) et produit en moyenne tous les 10 ans, un séisme  $M_w > 8$  [Campos, 2002]. Il s'agit donc d'une des zones les plus actives au monde et à fort risque sismique. La nature de la sismicité est très variable au Chili, ce qui rend l'estimation de l'aléa sismique plus complexe :

- Les séismes de subduction typiques présentent des mécanismes au foyer de faille inverse (voir figure 5) et sont fréquents sur la marge Chilienne. Les magnitudes associées sont très fortes (de 6 à 9,5) car les zones de rupture de l'interface atteignent généralement 500km de long, occasionnant de gros dégâts matériels et humains surtout lorsqu'ils sont associés à des épisodes de tsunamis [Lomnitz, 1970]. Les zones de rupture de ces grands séismes de subduction marquent une segmentation de la faille de subduction. La nature des barrières sismiques et les interactions entre les différents segments sont encore mal comprises dans cette région.
- Certains séismes rompent la plaque plongeante en profondeur occasionnant ainsi des modifications du régime de contrainte local et des mouvements de la lithosphère environnante. Ils sont généralement situés sous la vallée centrale et sont très destructeurs (séisme de Tarapaca en 2005 ou de Punitaqui 1997 [Vigny, 2009]).
- La sismicité de surface de la croûte supérieure chilienne est associée à des événements de faible



magnitude répartis sur l'ensemble du Chili (exemple du séisme d'Arauco 2001,  $M_w = 6,3$ ). Elle est plutôt liée aux failles secondaires décrochantes ou normales sur la côte et aux édifices volcaniques et aux structures orogéniques vers l'Est du Chili. Le chevauchement des cordillères orientales produit des séismes de magnitude  $M_w > 5$ , argument utilisé par Bevis [1999] pour justifier d'une éventuelle frontière de plaque à l'Est de la cordillère des Andes.

L'hypothèse des lacunes sismiques évoquée précédemment a conduit Nishenko [1991] et Pardo et al. [2002] à désigner les zones du Nord Chili de 18 à 23°S (exempt de séisme majeur depuis 1877) et d'Arauco-SanAntonio (34-37°S) comme des zones à forte probabilité de rupture majeure. La séquence récente d'évènements au Nord de la péninsule de Mejillones (Tocopilla 2007) est interprétée comme le début de la rupture de la lacune du coude d'Arica qui serait chargée sismiquement par le Sud, notamment par le séisme d'Antofagasta (1995). On peut remarquer sur la figure 2 que les zones de péninsules semblent concentrer les séismes de magnitude  $M_w > 6$ . La zone de Coquimbo, au sud de la péninsule de Talinay a notamment subi une crise sismique en 1997 (déclenchée notamment par le séisme de Punitaqui) qui a mis en évidence un comportement mécanique atypique sur l'interface de subduction interprété par Vigny [2009] comme l'expression d'une zone de découplage dans la zone sismogénique. Le lien entre la déformation de surface mesurée par GPS et la sismicité à petite et grande échelle peut nous aider à mieux comprendre les phénomènes physiques à l'oeuvre sur ce type de frontière de plaque.

### 2.3 Contraintes sur la géométrie de l'interface.

Les données géodésiques sont très sensibles à la géométrie de la plaque plongeante et à la distribution de couplage sur l'interface. Or ces deux paramètres sont fortement interdépendants ce qui ne permet pas facilement d'inverser simultanément le pendage de la plaque plongeante et la distribution de couplage. Il est donc nécessaire de contraindre la géométrie de l'interface par d'autres techniques. Plusieurs études ont permis de mieux connaître l'évolution du pendage de la plaque Nazca sur la subduction chilienne, mais certaines zones restent mal définies (voir figure 3).

Les études par microsismicité menées notamment par Pardo et al. [2002], ont mis en évidence l'existence d'une zone de "flat-slab" au niveau du Chili central (26-32 °S) à une profondeur de 100 km environ. L'utilisation de données de gravité a permis via l'utilisation des anomalies de Bouguer de contraindre la géométrie de la subduction dans des zones particulières [Hackney, 2006]. Tassara [2006] a obtenu une géométrie plus complète en compilant un ensemble de données de gravité, de flux thermique, de tomographie et de sismologie. La géométrie de l'interface est contrainte localement par cinq profils sismiques [Asch, 2006], [Bohm, 2002], [Husen, 1999]. Sur certaines régions, les modélisations du champ de déformation par chargement intersismique sur l'interface de subduction ont permis de proposer une valeur de pendage moyen de la plaque plongeante sur les premiers kilomètres de subduction. Un bilan des différents résultats obtenus par cette voie est proposé sur la figure 3. Des différences non négligeables sont observables entre les études selon les hypothèses de base des modèles utilisés et la qualité des données.

### 2.4 Couplage sur la subduction chilienne.

Plusieurs types de données géophysiques ont été utilisées pour contraindre le couplage et plus largement le comportement mécanique sur l'interface de subduction. Tichelaar and Ruff [1991] ont fourni une des premières estimations de la variation de profondeur de la zone bloquée sur l'ensemble de la subduction chilienne par relocalisation des épicentres et répliques des grands séismes historiques. La profondeur maximale des répliques est associée dans ce cas à la limite inférieure de la zone couplée, qui varie selon les estimations de Tichelaar and Ruff [1991] entre 40 et 53 km de profondeur avec une superficialisation dans la zone de Taltal et des perturbations géométriques dans la zone de Coquimbo où la fracture Challenger intercepte la subduction. La tendance globale est à une diminution de la profondeur de couplage vers le Nord du Chili.

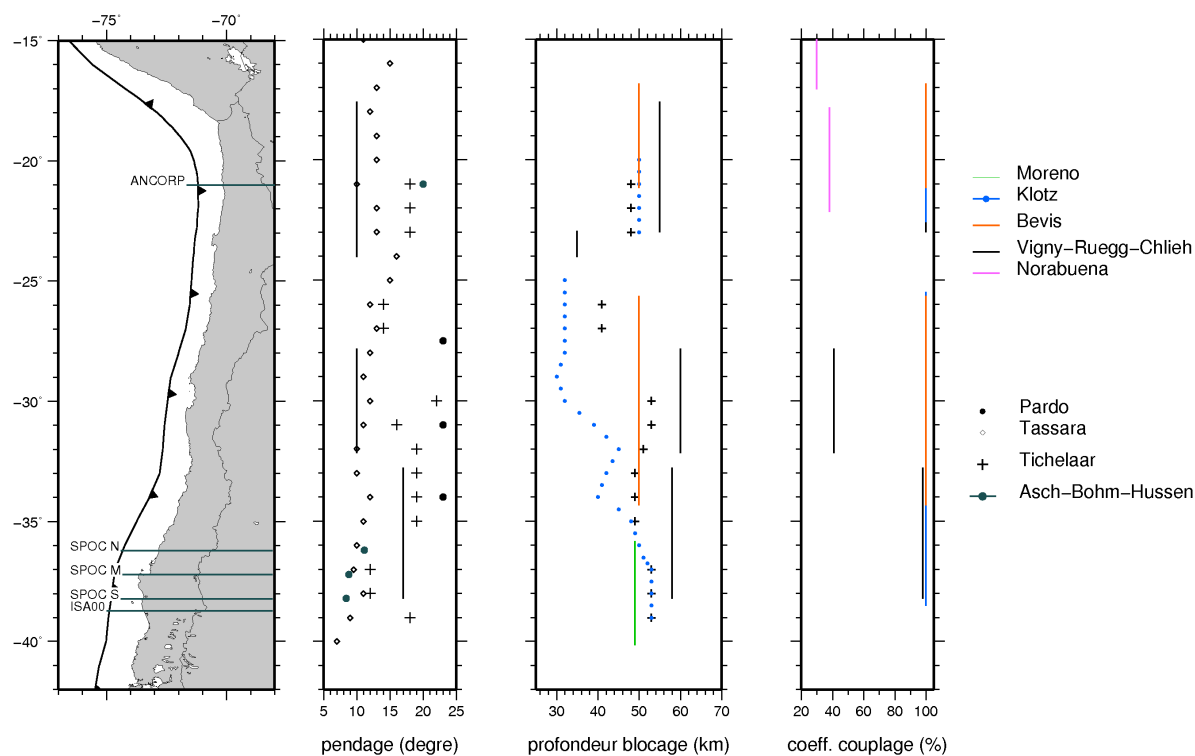


FIG. 3 — Bilan des différentes études réalisées sur la marge chilienne, en terme de géométrie de la subduction, de profondeur de couplage maximale et de valeur moyenne de couplage. La légende indique en traits continus les valeurs obtenues par les études géodésiques menées par Vigny [2009], Ruegg [2009], Chlieh [2004], Bevis [1999], Brooks [2003], Klotz [2001], Khazaradze [2003], Moreno [2008] et Norabuena [1998]. Les profils sismiques étudiés par Asch [2006], Husen [1999], Krawczyk [2006] et Bohm [2002] sont indiqués sur la carte et donnent des valeurs de pendage local de la plaque plongeante indiqués par des ronds verts. L'étude sismologique de Tichelaar and Ruff [1991] marquée par les croix noires a permis de déterminer le pendage de la subduction et la profondeur maximale de couplage par relocalisation des répliques associées aux séismes instrumentaux majeurs. Pardo et al. [2002] propose des valeurs moyennes de pendage de  $23^\circ$  dans les 40 premiers kilomètres de la subduction dans la zone centrale du Chili. Enfin, l'étude de Tassara [2006] qui synthétise un grand nombre de données obtenues par des techniques géophysiques diverses donne un pendage dans les premiers kilomètres de la subduction qui varie entre  $5^\circ$  et  $15^\circ$  sur l'ensemble de la marge chilienne. Seules trois études géodésiques admettent un couplage sur la zone bloquée différent de 100% [Vigny, 2009], [Ruegg, 2009], [Norabuena, 1998].

La majorité des études a été réalisée à partir du champ de déformation de la plaque supérieure mesuré par GPS sur des réseaux plus ou moins locaux. La première étude de ce type est celle de Norabuena [1998] portant sur la région du coude d'Arica et montrant qu'un couplage de 55% sur l'interface de subduction était requis pour expliquer au mieux les vitesses GPS. Norabuena fait également intervenir une composante très forte de la convergence sur les chevauchements de l'arrière pays (10-15mm/an) permettant d'expliquer le fait que les vitesses mesurées dans cette région du Chili restent fortes à plus de 700km de la fosse (voir figure 5). Vigny [2009] et Ruegg [2009] ont utilisé dans leurs inversions la même approche que Norabuena [1998] consistant à inverser le couplage  $\Phi$  le long de l'interface de subduction et la profondeur de la zone bloquée, mais tentent d'expliquer le champ de vitesse sans faire intervenir de structure tectonique secondaire à la subduction. Ruegg [2009] a ainsi pu mettre en évidence l'existence d'un couplage total dans la zone de Concepción-Constitución pour une profondeur de blocage de 58km tandis que Vigny [2009] montrent qu'une zone de faible couplage (41%) semble localisée au passage de la péninsule Talinay ( $31^\circ\text{S}$ ), avec une profondeur de blocage de l'ordre de 70km.

D'autres équipes ont réalisé des inversions du champ de vitesse GPS sur des zones plus larges de la subduction Chilienne en imposant un couplage  $\Phi = 100\%$  dans la zone sismogénique. C'est donc ici uniquement la profondeur maximale de blocage qui est inversée, ainsi que la composante du mouvement due aux chevauchements de l'Est. Ainsi, Khazaradze [2003] propose un modèle de variation de la pro-

fondeur de la subduction qui impose un approfondissement de la zone couplée vers le Sud (de 55km à 60km). Brooks [2003] proposent une zone couplée qui s'étend de 10km à 50km de profondeur et fait intervenir à hauteur de 4, 5mm/an le chevauchement arrière-arc pour expliquer le champ de vecteurs. Pour Brooks [2003], qui utilise une valeur de la convergence inférieure de 5mm/an aux valeurs communément admises, il faut considérer la marge chilienne comme une microplaque ayant un mouvement indépendant du craton Argentin. De la même manière, Moreno [2008] expliquent la déformation dans la zone d'Arauco-Valparaíso par l'interaction du mouvement de la subduction avec celui d'une faille décrochante intraplaque bordant le bloc de Chiloe à l'Est en imposant un couplage de 100% sur l'interface.

Finalement, l'ensemble de ces études pose le problème du contrôle principal de la tectonique régionale : peut-on expliquer la déformation de la plaque Amérique du Sud uniquement par l'effet d'un couplage variable sur l'interface de subduction ? Doit-on faire intervenir des mouvements tectoniques secondaires pour expliquer le champ de vitesse observé par GPS ?

Pour répondre à ces questions, nous proposons une analyse et une inversion du champ de vitesse GPS de la marge Chilienne en terme de couplage sur le plan de subduction qui se base sur plusieurs hypothèses : (i) le champ de déformation local est expliqué à plus de 90% par l'impact de la subduction sur la plaque chevauchante, (ii) sur une grande partie de la subduction chilienne, la déformation est majoritairement intersismique, (iii) la faible couverture spatiale des campagnes GPS menées jusqu'à présent ne nous permet pas de discriminer des mouvements secondaires de l'ordre de 4mm/an comme proposé par certaines équipes, nous cherchons donc à obtenir le premier ordre des causes de la déformation, (iv) dans certaines zones, la couverture GPS est suffisamment précise et dense pour détecter des variations en profondeur et en latitude du couplage de la subduction.

### 3 Méthode

#### 3.1 Compilation des données GPS.

Depuis 1993 plusieurs bases de données GPS échantillonnant les marges Chiliennes et Péruviennes ont été publiées. Chacune de ces bases apporte des informations GPS de précision variable dans des zones restreintes du continent Sud-Américain et sont généralement issues de traitement des données différents. L'objectif de cette première partie de l'étude a été de compiler et réconcilier tous ces jeux de données en les mettant dans un système de référence commun afin d'avoir une vision globale et exhaustive de la couverture GPS disponible actuellement pour la marge Chilienne. On présente dans le tableau 3.1 les caractéristiques des différentes bases données (région d'échantillonnage, système de référence utilisé, période de mesure, perturbations par des mouvements cosismiques, source).

#### Tri des données GPS

Une première correction apportée aux mesures a été l'extraction des données GPS affectées par des mouvements post-sismiques ou co-sismiques non négligeables des bases de données à utiliser. Le séisme d'Aréquipa en 1995 a par exemple affecté nettement les champs de vecteurs obtenus par Chlieh [2004] et Khazaradze [2003] dans cette région. Il a été montré dans une étude précédente [Khazaradze, 2003], que la zone ayant subi la rupture du séisme de Valdivia en 1960 est encore affectée par le rebond visqueux post-sismique associé au séisme de  $M_w = 9,5$ . Nous avons néanmoins choisi de garder les données de Moreno [2008] au Sud de la péninsule d'Arauco afin d'augmenter notre résolution. Il est toutefois nécessaire de prendre en compte cet effet post-sismique fort sur ces données dans la phase de modélisation et d'adapter notre interprétation des résultats obtenus dans cette région.

Set	Ref.	Période	Région	ITRF	Référence	Séismes
NORAB	[Norabuena, 1998]	94 – 96	7-23°S	94	SOAM GPS1	-
CAP-BEVIS	[Bevis, 1999]	93 – 97	10-21°S	97	SOAM GPS2	-
BROOKS	[Brooks, 2003]	93 – 01	26-36°S	97	SOAM GPS3	-
KLOTZS	[Klotz, 2001]	94 – 96	22-42°S	97	SOAM GPS4	Val.1960
KLOTZN	[Khazaradze, 2003]	94 – 97	17-42°S	97	SOAM GPS5	Ant.1995
MORENO	[Moreno, 2008]	02 – 07	36-39°S	00	SOAM GPS6	Val.1960
CHLIEH	[Chlieh, 2004]	96 – 00	18-23°S	07	SOAM GPS7	Ant.1995
RUEGG	[Ruegg, 2009]	96 – 02	35-37°S	00	SOAM N1A	-
VIGNY	[Vigny, 2009]	04 – 09	30-32°S	05	SOAM N1A	-

TAB. 1 – Tableau récapitulatif des jeux de données utilisés dans cette étude. La période indiquée correspond à la période maximale de mesure. La dernière colonne permet de savoir si une partie des données a été affectée par les conséquences plus ou moins directes d'un évènement sismique d'importance ( $M_w \geq 7.$ ) notamment les séismes de Valdivia en 1960 et d'Antofagasta en 1995. SOAM : South America. SOAM N1A : référentiel défini par DeMets Gordon [1994] d'après le modèle Nuvel1A utilisant l'hypothèse de "no-net rotation". La majorité des articles étudiés utilisent des vitesses calculées relativement à une Amérique du Sud fixe définie par leurs soins mais non explicitée.

### Rotation des jeux de données dans le référentiel NNR-NUVEL1A

Pour compiler l'ensemble des données de vitesses intersismiques en un ensemble cohérent sur toute la marge Chilienne, il est indispensable de remettre les données dans le même système de référence. Dans la grande majorité des études effectuées jusqu'à présent, le référentiel choisi n'est pas un référentiel standard (voir tableau 3.1). Généralement, les auteurs choisissent un référentiel calculé qui minimise les vecteurs vitesses aux stations situées sur le craton Brésilien ou sur d'autres parties jugées fixes du continent [Kendrick, 1999], [Kendrick, 2001]. Ils définissent ainsi un référentiel dans lequel l'Amérique du Sud est fixe, mais ne mentionnent pas le pôle de rotation appliqué aux données dans l'ITRF<sup>1</sup> utilisé pour passer dans ce référentiel. Comme ce référentiel est construit à partir des vitesses calculées sur des stations permanentes, il dépend du temps d'enregistrement à chaque station et de la période de mesure. Chaque référentiel calculé de cette façon est donc unique pour chaque étude, ce qui complique la tâche de comparaison des résultats entre les différentes équipes d'une part, mais également entre deux études d'une même équipe.

Pour résoudre les problèmes d'incompatibilité des systèmes de référence utilisés, plusieurs méthodes peuvent être envisagées. Dans le cas de l'étude de Bevis et al. (voir [Bevis, 1999] et [Kendrick, 2001]) qui tentent de réconcilier les mesures de Norabuena [1998] réalisées en 1998 et celles de la mission CAP dans la zone du coude d'Arica, Bevis propose d'appliquer un pôle de rotation aux données de Norabuena ce qui permet de diminuer la différence de vitesse observée sur des stations voisines. L'inconvénient de cette méthode est d'introduire une correction ad-hoc minimisant les différences aux points voisins mais produisant une erreur sur les autres points de mesure d'autant plus grande que le point est éloigné du pôle de rotation appliqué. Le champ de vitesse de Norabuena modifié de cette façon et présenté par [Kendrick, 2001] montrent une rotation artificielle des vecteurs vers le Nord autour d'un pôle probablement situé au large du Pérou et sans signification tectonique évidente. Nous avons décidé dans cette étude, à la différence de Hoffmann-Rothe [2006] de prendre les deux bases de données non modifiées et de les mettre séparément dans un système de référence standard.

Dans cette étude, nous avons choisi de travailler avec des données relatives à l'Amérique du Sud définie par le système NNR-Nuvel1A (DeMets Gordon [1994]). Afin de trouver le pôle de rotation à appliquer aux différentes bases de données, nous avons utilisé un programme de recherche de pôles en minimisant les résiduels aux stations permanentes stables communes entre la base de données X et celle de Vigny et Ruegg dans le référentiel NNR-Nuvel1A (respectivement Vigny [2009] et Ruegg

<sup>1</sup>International Reference Frame

[2009]). Lorsque cela était possible, nous avons utilisé préférentiellement les stations stables du craton Brésilien et les stations permanentes de l'IGS, comme dans le cas de la correction des données de Chlieh [2004]. Néanmoins, pour certains jeux de données comprenant peu de points communs avec les jeux de référence, nous avons choisi des stations à la côte permanentes assez stables sur les périodes de mesures. Dans certains cas ces stations côtières ont d'ailleurs été surpondérées pour obtenir des vecteurs après rotation cohérents avec les vecteurs des jeux de référence. La base de données ainsi corrigée (voir le détail des opérations effectuées sur les données dans le tableau 2) permet d'obtenir des données très cohérentes pour les mesures à la côte. La figure 5 permet d'avoir une vision globale des données qui seront utilisées par la suite.

Set	Stations minimisées	Pôle lat-lon-°/Myr	résidu moyen mm/yr	?
NORAB	FORT-KOUR-AREQ-BRAZ	-21.5686, 75.5249 0.048	0.3667	AREQ
CAP-BEVIS	FORT-KOUR-SANT-LHCL COPO-CFAG-TUCU-BRAZ LPGS	-46.191, 42.424 0.026	0.1733	AREQ
BROOKS	TUCU-COPO-CFAG-SANR	-48.5340, -31.9076 0.044	0.1345	POBR
KLOTZS	BSJL-CONS-LISL-CMOR MAUL-PTOM-TONG	-36.5788, -68.8525 0.504	0.2871	-
KLOTZN	LCHU/AR90-ZAHU/AR70 PATI/CO50-TOPI/TO10	7.1641, 104.421 0.366	0.2421	OLLE CECU
MORENO	-	-25.4, -124.6, 0.11	-	CONZ
CHLIEH	FORT-KOUR-LPGS SANT-AREQ	-22.379, 59.388 0.034	0.1999	-
RUEGG	-	-	-	-
VIGNY	-	-	-	-

TAB. 2 — Tableau récapitulatif des rotations effectuées sur les différents sets de données pour obtenir un champ de vitesse actuel global par rapport à l'Amérique du Sud du modèle NNR-Nuvel1A. Les couples de stations indiqués pour les données de KLOTZN, sont des stations non confondues mais assez proches pour raisonnablement faire l'hypothèse que leur vitesse est identique. La dernière colonne liste les stations qui présentent des vitesses peu attendues après la rotation.

D'après le tableau 2, les principales différences entre les jeux de données se cristallisent sur la station péruvienne permanente d'Arequipa. En effet, 5 à 10mm/yr d'écart persistent entre les composantes Est des vitesses calculées pour Arequipa selon les études de Norabuena, Bevis et Ruegg même après rotation dans le référentiel de l'Amérique du Sud de Nuvel1A. Les écarts sur la composante Nord sont inférieurs à 3mm/yr. Ce problème avait déjà été soulevé par Bevis [1999] et pris comme argument principal pour justifier une rotation apparemment artificielle des jeux de données de Norabuena [1998]. La station permanente d'Arequipa en place depuis 1994, n'a à priori pas été perturbée avant le séisme d'Antofagasta en 2001 ( $M_w$  8.4) et devrait donc se déplacer à une vitesse constante de 1994 à début 2001 (période d'échantillonnage des trois campagnes). Cependant, l'analyse de la série temporelle de la station [UCSD], permet de mettre en évidence des variations de vitesse dans cet intervalle de temps, notamment sur la composante Est. Une analyse plus détaillée des mouvements de la station pourrait permettre d'expliquer en partie les différences observées dans les études.

Les bases de données de Klotz [2001] et de Khazaradze [2003] présentent une différence systématique avec les autres vecteurs compilés, notamment dans la partie Sud du réseau. Les vecteurs rapportés par Klotz [2001] ont en effet une composante Est plus courte de  $\sim 4$ -5mm/an que l'ensemble des autres

jeux de données, et ce uniquement vers l'intérieur des terres. C'est à dire que les données de Klotz [2001] sont cohérentes à la côte mais semblent systématiquement sous-estimées dans l'arrière pays. Cette observation est confirmée par l'analyse des résidus lors des inversions réalisées dans la partie 4.

### 3.2 Du couplage intersismique à la déformation de surface.

#### Les équations d'Okada et l'hypothèse du Back-slip

Okada [1985] a décrit la déformation associée à une dislocation profonde dans un milieu semi-infini parfaitement élastique et homogène. Le formalisme développé en coordonnées cartésiennes permet la modélisation de déformations associées à des dislocations complexes discrétisées comme une juxtaposition de dislocations de base.

Le calcul de la déformation lors de la période de chargement intersismique peut se faire via l'hypothèse proposée par Savage [1983] dite du "back-slip" (voir figure 4). On suppose alors que le déplacement cosismique réalisé par la dislocation est entièrement compensé par le déplacement intersismique dû au blocage de la dislocation. Ainsi, l'état intersismique d'une frontière de subduction (chargement sur la partie supérieure de la faille et glissement stable en profondeur) est équivalent en terme de déformation de surface à l'addition du déplacement cosismique sur la portion bloquée ayant joué en sens normal, et du déplacement généré par la rupture d'une dislocation s'étendant sur toute l'interface de subduction. Cette hypothèse est résumée sur la figure 4 et a été fréquemment utilisée pour des modèles cinématiques élastiques. Ce modèle ne peut fonctionner que pour des dislocations géométriquement simples et ne prend pas en compte l'effet des mouvements postsismiques sur la déformation. Le programme DEFNODE [McCaffrey, 2007] discrétise la dislocation totale en une somme de petites dislocations de base comprises entre deux noeuds. Une valeur de couplage  $\Phi$  est associée à chaque noeud et se traduit par un déficit de glissement lors du mouvement cosismique qui s'effectue localement à la vitesse

$$V_{\text{dislocation}} = -\Phi V_{\text{convergence}}$$

La déformation intersismique en surface due à chaque dislocation unitaire est calculée selon la méthode de Savage [1983] puis sommée afin d'obtenir la déformation intersismique créée par la distribution du couplage  $\Phi(x, y, z)$  sur la plaque plongeante [McCaffrey, 2002].

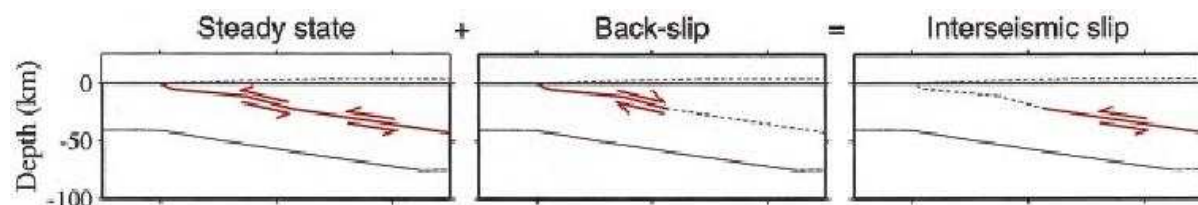


FIG. 4 – Théorie du modèle en backslip proposée par Savage [1983] pour modéliser la déformation intersismique (tiré de [Vergne, 2001]).

#### Aspects de la déformation en fonction des différents paramètres de l'interface

La première étape de cette étude a été de comprendre l'impact des différents paramètres caractérisant l'interface de subduction sur la déformation intersismique théorique par l'analyse des modèles directs (figure 6). La géométrie de la subduction est considérée comme homogène à une latitude donnée, l'approximation de l'interface par une dislocation plane étant valable localement au premier ordre.

- L'influence du pendage du plan de dislocation  $\alpha$  sur la déformation en surface est visible sur les composantes des vitesses parallèles et perpendiculaires à la fosse (voir (d) dans la figure 6). Plus l'angle de subduction est fort, et moins la déformation se propagera loin de la fosse. Pour une profondeur de blocage fixée à 60km de profondeur dans ce modèle théorique et un pendage variant de 10 à 30°, le palier

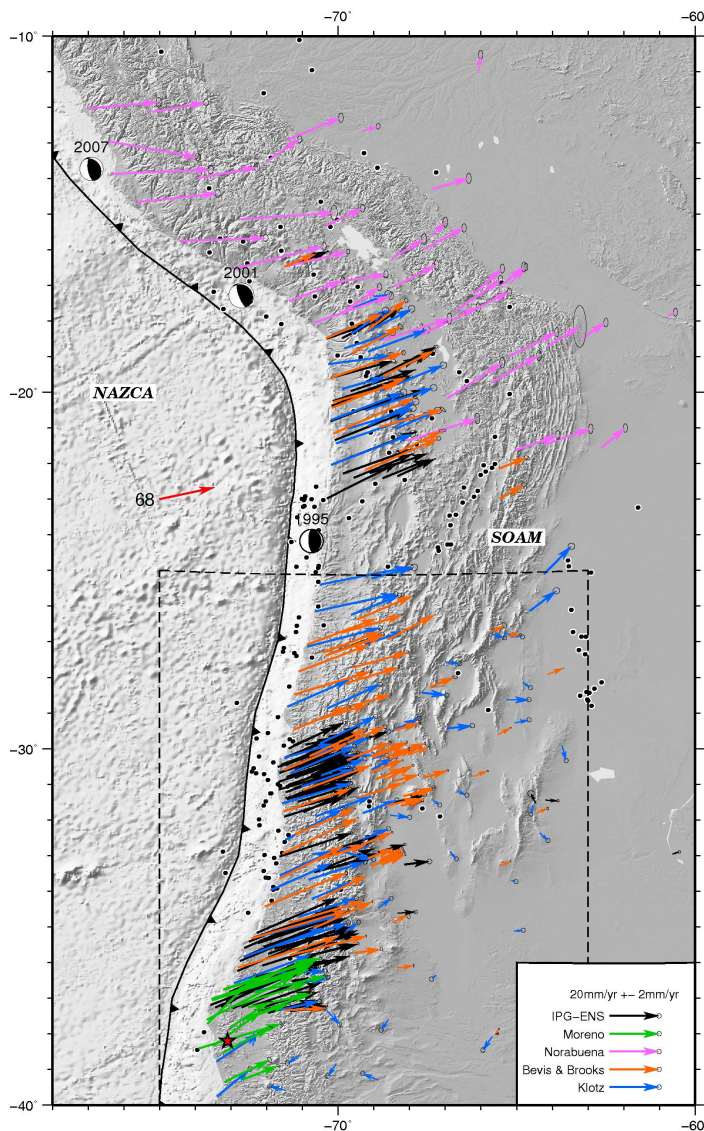


FIG. 5 – Déformation de la lithosphère chilienne et péruvienne mesurée par Global Positioning System. Le champ de déformation actuel du Chili et du Sud Pérou mesuré par différentes équipes est représenté par des vecteurs vitesse dans le référentiel NNR-NUVELIA dans lequel le craton Sud-Américain est stable. L'équipe "IPG-ENS" regroupe les travaux de Vigny [2009], Chlieh [2004], Ruegg [2009]. La vitesse de convergence indiquée sur la plaque Nazca est de 68mm/yr avec une orientation de 78°N (d'après Vigny [2009]). Le pôle de rotation de la plaque Nazca par rapport à la plaque Amérique du Sud est celui défini par Vigny [2009] : 55.9°N, 95.2°W, 0.610 °/Myr. Certains séismes de subduction indiqués par leur mécanisme au foyer ont perturbé le champ de déformation local en introduisant des mouvements co et post-sismiques au moment des mesures et campagnes GPS, il s'agit notamment des séismes de Valdivia (1960,  $M_w \sim 9,5$  introduisant du post-sismique), d'Antofagasta (1995,  $M_w 8,1$  introduisant des mouvements co- et post-sismiques [Chlieh, 2004]) et du séisme d'Arequipa (2001,  $M_w = 8,4$ ) affectant principalement la station permanente située dans cette ville. Les données situées à proximité des zones de rupture pendant la période de perturbation ont été retirées du jeu de données. Les séismes de  $M_w > 6$  superficiels et profonds enregistrés depuis 1976 sont représentés par des points noirs et sont issus du catalogue CMT d'Harvard [Harvard]. La zone délimitée par des pointillés noirs correspond à la zone étudiée jusqu'à présent.

observé sur la composante parallèle à la fosse de la vitesse est d'autant plus proche de la fosse que l'angle est grand, imposant une décroissance de cette composante beaucoup plus abrupte vers la côte. L'analyse des profils de vitesse verticale montre que plus le pendage de la plaque plongeante est fort, et plus la zone de soulèvement principal se rapproche de la fosse.

- La projection de la terminaison de la zone bloquée en surface, paramètre mécaniquement très important, contrôle le point d'inflexion des vecteurs en surface et est corrélée au palier dans les profils de vitesse perpendiculaire à la fosse (voir (c), figure 6). Au passage de cette transition, la composante perpendiculaire à la fosse des vecteurs se stabilise tandis que la composante parallèle diminue fortement induisant une rotation des vecteurs d'une direction proche de la direction de convergence à une direction plus perpendiculaire à la fosse. Sur la composante verticale de la vitesse, la zone de soulèvement principal est d'autant plus proche de la fosse que la profondeur de la zone couplée est faible.

- L'influence de la valeur du couplage sur la forme globale de la déformation est également illustrée en (a) sur la figure 6 dans un cas où le couplage sur la zone sismogénique a été artificiellement porté à 70%. Si le palier dans la composante perpendiculaire à la fosse des vecteurs reste localisé à l'aplomb de la terminaison de la zone bloquée, la norme globale des vecteurs vitesse vers la subduction est beaucoup plus faible que dans le cas d'une zone couplée à 100% ( $\sim 15$ mm/an de différence à la fosse).

- Selon la latitude d'étude, la fosse de la subduction chilienne s'enfonce de 7 à 10km sous le niveau de la mer. L'approximation exigée par les modèles cinématiques du type DEFNODE d'une interface entre deux plaques sans topographie peut générer des erreurs dans le modèle. Nous avons calculé la déformation associée à une dislocation n'émergeant pas en surface et s'arrêtant à 7km de profondeur afin de simuler la profondeur de la fosse. Comme représenté en (b) sur la figure 6, la déformation dans les 100 premiers kilomètres à l'Est de la fosse est affectée par un saut de vitesse et le palier dans la composante perpendiculaire décalé vers la fosse d'environ 1km. Afin de diminuer les erreurs numériques de calcul, nous avons préféré ignorer la profondeur de la fosse quitte à sous estimer légèrement la profondeur de couplage lors des inversions. On remarque que l'effet d'une fosse en profondeur sur l'aspect général de la déformation est équivalent à celui d'une zone non couplée superficielle sur l'interface de subduction.

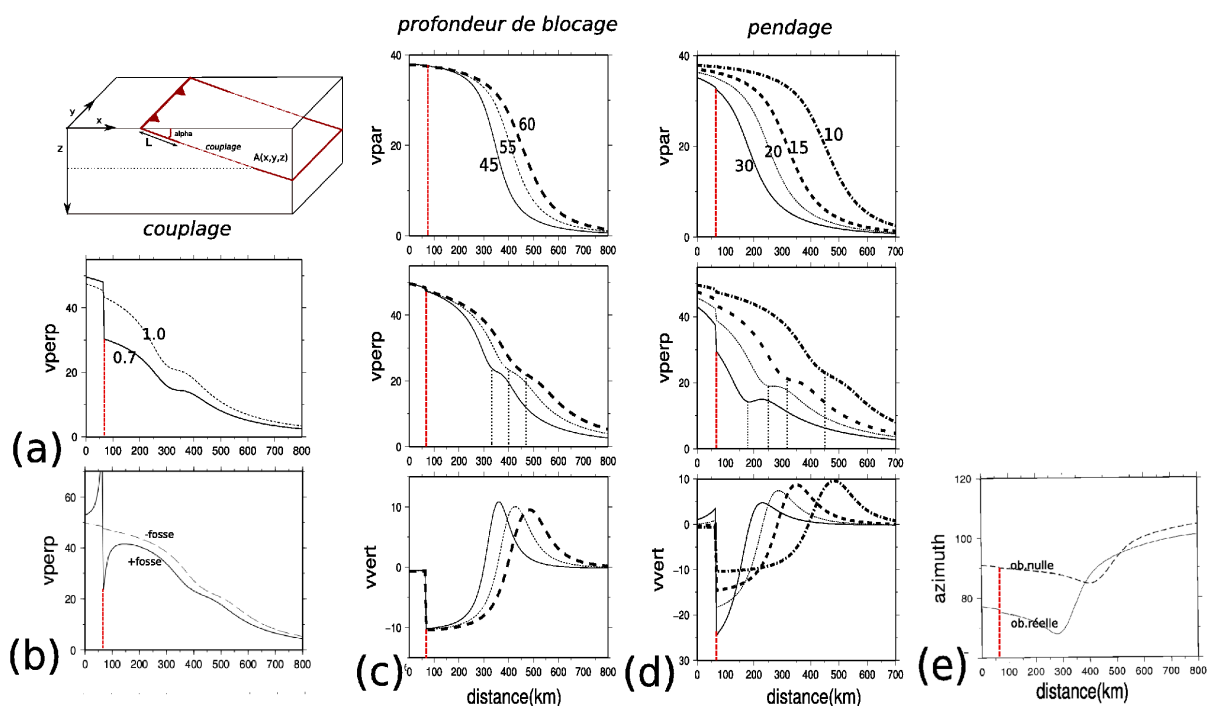


FIG. 6 – Influence des différents paramètres de la subduction sur l'aspect de la déformation de surface calculée par le programme DEFNODE à partir des équations d'Okada [1985] dans l'hypothèse du "back-slip" [Savage, 1983] pour la phase intersismique. Le bloc diagramme représente de manière schématique l'ensemble des paramètres dont la contribution à la déformation de surface a été explorée dans cette étude, à savoir principalement le pendage de la plaque plongeante  $\alpha$ , la profondeur de la zone couplée marquée par le point  $A(x,y,z)$  et le couplage  $\phi$  sur la zone bloquée.  $L$  est l'étendue de l'éventuelle zone de découplage en superficie évoquée par Hyndman [2007], tandis que la zone tirée représente la zone sismogénique. Un profil théorique perpendiculaire à la fosse de vecteurs vitesse est représenté sur ce bloc diagramme et illustre la rotation des vecteurs à l'aplomb de la terminaison de la zone couplée. Les graphiques présentent les composantes parallèles ( $v_{\text{par}}$ ) ou perpendiculaires ( $v_{\text{perp}}$ ) à la fosse et verticales en mm/an en fonction de la distance au long du profil indiquée en km. La fosse est marquée par un pointillé rouge tandis qu'en (c) et (d) l'aplomb de la zone bloquée est marqué par des pointillés gris. Ces modèles synthétiques ont été réalisés sans zone de transition superficielle. (a) Evolution de la composante perpendiculaire à la fosse de la déformation de surface pour une zone couplée à 100% et à 70% pour un pendage de 15° et  $A(z)=60$ km. (b) Evolution de la composante perpendiculaire à la fosse pour une fosse superficielle et une fosse située à 7km de profondeur pour un pendage de 10° et  $A(z)=60$ km. (c) Evolution des trois composantes de la déformation pour un pendage de 15° et une profondeur de blocage  $A(z)=60$ km de profondeur et un pendage de 45,55 ou 60 km. (d) Evolution des trois composantes de la déformation pour une profondeur de blocage  $A(z)=60$ km de profondeur et un pendage de 10,15,20 ou 30°. (e) Evolution de l'azimuth des vecteurs en fonction de la distance à la fosse en km, pour une obliquité de la convergence nulle (trait plein) ou dans le cas de la convergence réelle entre Nazca et l'Amérique du Sud (trait pointillé). Modèles réalisés pour un pendage de 10° et une profondeur de couplage de 60km.

### 3.3 De la déformation de surface au couplage intersismique.

#### Inversion du couplage via le programme DEF-NODE

La procédure d'inversion de "recuit simulé" suivie par McCaffrey [2002] permet l'inversion de la distribution de couplage sur la plaque plongeante à partir de données de déplacement horizontales acquises



par GPS et de mesures de soulèvement vertical. En chaque noeud une fonction de glissement pyramidale (ou fonction de couplage) est définie. La déformation élastique en surface est calculée par la sommation des contributions de sous-régions interpolant l'espace entre les noeuds. L'amplitude de la fonction de couplage est ensuite ajustée pour fiter au mieux les données par minimisation du paramètre  $\chi^2$  :

$$\chi_n^2 = \left[ \sum \frac{r}{sF} \right]^2 d^{-1},$$

où  $r$  est le résidu,  $s$  la déviation standard,  $F$  le facteur de pondération des données et  $d$  le nombre de degrés de liberté de l'inversion. La sommation de l'ensemble de ces fonctions de glissement sur la faille donne la meilleure distribution de couplage expliquant les vitesses GPS pour la géométrie donnée.

### Problèmes numériques et limites du programme

Plusieurs problèmes intrinsèques au programme et à l'inversion numérique réalisée doivent être évoqués pour mieux interpréter les résultats.

- Cette modélisation cinématique de la déformation intersismique a été utilisée par de nombreux auteurs pour contraindre le couplage sur des failles majeures ou pour contraindre les mouvements des plaques en contact, néanmoins elle impose une description du problème par des blocs rigides en rotation simple sur une sphère et ne permet pas l'introduction de failles intraplaques. Dans le cas de la déformation sur la marge Chilienne supposée contrainte au premier ordre par le cycle sismique en frontière de plaque, ce modèle reste adapté pour notre zone d'étude. La topographie et la bathymétrie des plaques n'est également pas prise en compte dans ce modèle ce qui induit un biais dans les mesures jugé relativement faible (voir [McCaffrey, 2002] pour plus de discussion, et figure 6).

- La géométrie de la plaque plongeante étant un paramètre non linéaire dans ce problème, n'est pas inversable automatiquement, il faut donc manuellement explorer l'espace des angles  $\alpha$  et des géométries complexes afin de réduire l'erreur faite sur la détermination de la distribution de couplage le long de la subduction. Nous avons privilégié dans un premier temps des géométries simples sans changement abrupt le long de l'interface. Le choix de ces paramètres a également reposé sur l'ensemble des études géologiques, sismologiques et géophysiques préalables recensées sur la figure 3.

- Les premiers tests d'inversion réalisés avec des modèles synthétiques montrent que la fiabilité des résultats est meilleure lorsqu'on inverse le couplage en chaque noeud de manière indépendante ou avec un lissage latéral. La précision de l'inversion exigeant un grand nombre de noeuds sur chaque zone étudiée (de 250 à 420), le temps d'inversion important limite le nombre de tests systématiques réalisés.

- Les tests d'inversion pour la zone d'Arauco-Valparaiso présentés en figure 10 montrent la persistance d'instabilités numériques dans le meilleur modèle. Ces instabilités sont typiquement des ondulations de la fonction de couplage de longueur d'onde proche de la distance entre les noeuds, et ce majoritairement dans les zones profondes du slab. De manière systématique, les bords de l'interface par définition mal contraints présentent des structures peu crédibles, généralement fortement couplées. McCaffrey [2002] propose de résoudre partiellement ces problèmes en imposant un couplage identique aux profils de noeuds latéraux, d'imposer un couplage nul pour les noeuds les plus profonds et d'introduire un lissage de couplage latitudinal. Ces procédés ont été testés de manière systématique dans les inversions. Néanmoins, aucun lissage entre les noeuds en profondeur n'est possible dans l'état actuel du programme, ce qui introduit une ondulation du couplage avec la profondeur qui semble parfois artificielle.

- La qualité de l'inversion est fonction de la densité et de la répartition des données GPS en surface. Des tests de résolution systématiques ont été réalisés pour visualiser les zones où l'inversion est bien contrainte et les zones où la contrainte apportée par les données est trop faible pour interpréter le résultat.

On suppose que la grande majorité du champ de vitesse du Chili est dû au blocage intersismique sur l'interface de subduction : les profils réalisés montrent en effet nettement une diminution plus forte de la composante parallèle à la faille des vecteurs vitesse par rapport à celle de la composante perpendiculaire, induisant une rotation des vecteurs d'une direction proche de la direction de convergence à

une direction plus perpendiculaire à la fosse (voir champ réel en figure 5). D'après les tests synthétiques réalisés en figure 6, le point d'inflexion de cette rotation coïncide avec la projection en surface de la limite inférieure de la zone bloquée. Ainsi, un changement de pendage de  $1^\circ$ , ou une variation latérale de couplage de l'ordre de 10% doivent produire une variation maximale d'environ 2mm/an dans la déformation de surface. Les données GPS précises au millimètre sur les composantes horizontales sont donc effectivement contraignantes pour la détermination de ces paramètres. Nous proposons d'appliquer cette méthode d'inversion numérique à la marge chilienne s'étendant de  $21^\circ\text{S}$  à  $41^\circ\text{S}$ .

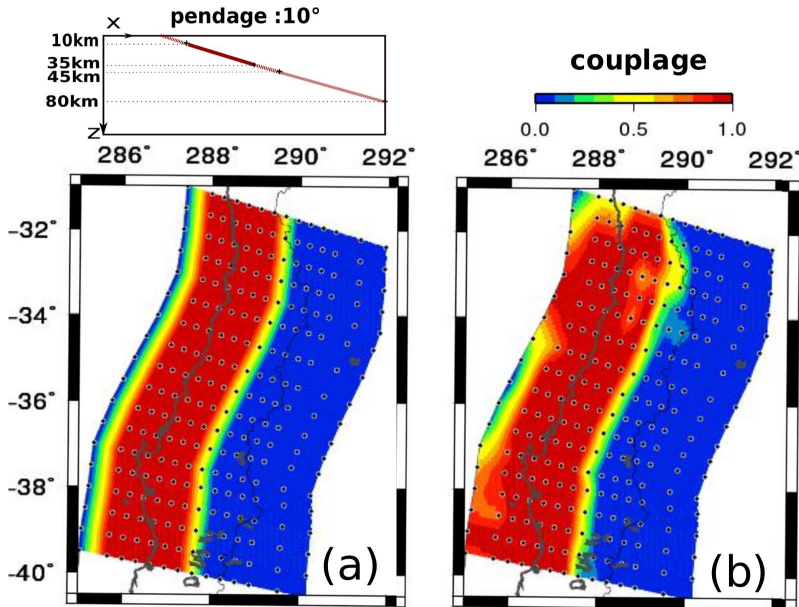


FIG. 7 – Exemple d'un test de résolution réalisé sur la zone de Concepción au Sud du Chili ( $31^\circ\text{S}$ – $41^\circ\text{S}$ ) à partir d'une géométrie simple de la subduction avec  $\alpha = 10^\circ$ , une profondeur de blocage superficielle  $z_{up} = 10\text{km}$  et une limite de la zone bloquée à une profondeur  $z_{down} = 35\text{km}$ . Le couplage sur la zone bloquée est de 100%. La figure (a) montre le maillage utilisé et la distribution de couplage synthétique inversée en (b) à partir du champ de vecteur correspondant à ce modèle idéal calculé en chaque point du réseau réel. L'inversion en (b) a été optimisée de manière à restreindre les effets de bords et les ondulations numériques en inversant le couplage  $\Phi$  pour chaque noeud (représentés ici en projection sur la surface) et en imposant un lissage latitudinal. Celui-ci contraint la différence de couplage entre deux noeuds distants d'un degré de latitude  $\Phi(x) - \Phi(x + dx) \leq 0,5$ . L'inversion est correcte sur la partie centrale de la zone, mais au nord de  $34^\circ\text{S}$ , la résolution baisse, et des perturbations numériques semblent apparaître.

## 4 Résultats

### 4.1 Inversion du couplage dans la région d'Arauco-Valparaiso ( $41^\circ\text{S}$ – $31^\circ\text{S}$ )

#### Tests de résolution

Les jeux de données GPS disponibles pour cette région sont répartis de manière hétérogène entre la côte et la cordillère. La résolution de l'inversion du couplage sur l'interface de subduction dépend de la contrainte apportée par chaque donnée indépendante. Nous avons utilisé les données GPS horizontales et verticales comprises entre  $32^\circ\text{S}$  et  $40^\circ\text{S}$ , soit 353 valeurs distinctes.

Le test "en damier" permet d'avoir une première idée quant aux zones contraintes et aux instabilités numériques qui se développent. On calcule dans un premier temps le champ de vecteurs vitesse associé à un couplage imposé "en damier", puis dans un second temps, on inverse ce champ de vitesse en lui rajoutant ou non un bruit blanc afin de retrouver le couplage sur l'interface de subduction. La différence entre le couplage trouvé par inversion et la distribution de couplage initiale détermine le degré de résolution de l'inversion au noeud donné. Ici, d'après la figure 8 le couplage sous la zone côtière est bien résolu entre  $39,5^\circ\text{S}$  et  $34^\circ\text{S}$ , tandis que la zone au nord de  $34^\circ\text{S}$  est peu résolue et que de manière récurrente le couplage en profondeur ( $z > 75\text{km}$ ) et sur la fosse ( $z < 10\text{km}$ ) est mal contraint. Dans la suite de l'étude, les zones qui présentent une variation de couplage de plus de 30% dans ce test seront masquées afin de clarifier les résultats finaux : seules les tendances distinguées dans les zones à bonne résolution doivent être prises en compte.

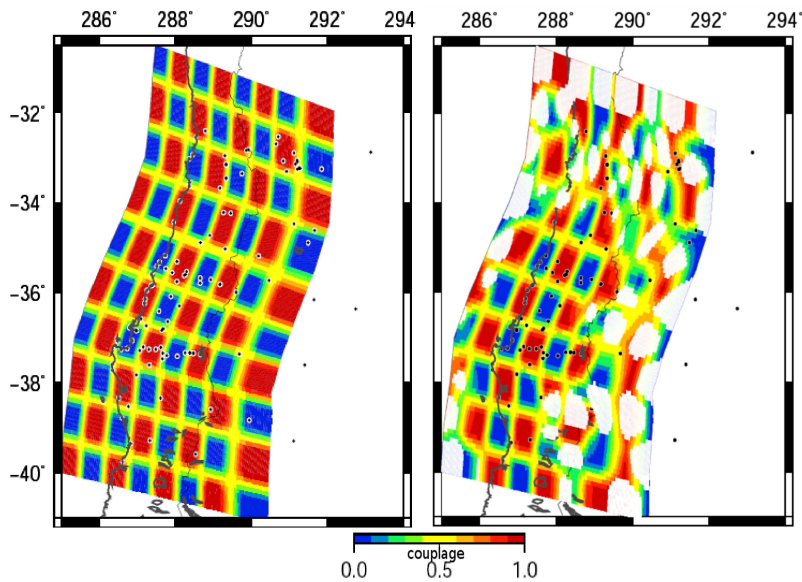


FIG. 8 — Test de résolution en damier ou "checkerboard" pour une plaque plongeant avec un pendage de  $15^\circ$  sur l'ensemble de la zone et de manière homogène jusqu'à 127.5km de profondeur. La figure de gauche montre la distribution de couplage imposée et les positions des stations GPS où le champ de vecteurs synthétique a été calculé sont marquées par des points noirs. La figure de droite montre la distribution de couplage inversée à partir de ce champ de vitesse synthétique. Les zones montrant une différence de plus de 30% entre le couplage calculé et le couplage initial sont repérées par un masque blanc.

D'autre part, nous avons déjà présenté en figure 7 l'inversion d'une distribution de couplage synthétique classique dans cette zone. Ce test confirme le fait que la partie Nord de la zone d'étude est mal contrainte et que les résultats obtenus doivent être relativisés. La technique retenue d'inversion du couplage aux différents noeuds du maillage laisse tous les noeuds indépendants mais impose un lissage latéral entre les noeuds voisins. Ce coefficient de lissage  $sm$  a été choisi de  $0, 1^\circ$  pour cette zone.

### Meilleur modèle

Une recherche manuelle dans l'espace des pendages (voir figure 9) se basant sur la minimisation du RMS

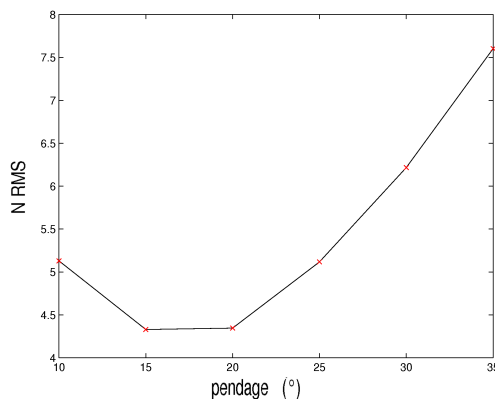


FIG. 9 — Evolution du RMS normalisé en fonction du pendage de la subduction sur la région de Arauco-Vaparaiso. La valeur minimale du  $N_{RMS}$  de 4,329 pour l'ensemble des données horizontales est obtenue pour un pendage de  $15^\circ$ .

normalisé défini comme  $N_{RMS} = \sqrt{\chi^2/N}$  a permis de choisir un pendage moyen sur toute la zone de  $15^\circ$ , ce qui est cohérent avec les estimations de Ruegg [2009] donnant un angle de  $16 \pm 3^\circ$  sur cette zone (voir figure 3) avec une diminution de l'angle de subduction vers le Nord de la zone. Néanmoins, il faut remarquer que cet angle est celui qui permet de reproduire au mieux les données horizontales disponibles sur la zone. Les données verticales issues de Ruegg [2009] contraignent peu la valeur du pendage et sont d'autant mieux reproduites que le pendage est faible. Compte tenu des grandes incertitudes sur ces mesures, nous avons privilégié la reproduction des données horizontales plus fiables. On obtient ainsi une distribution de couplage reproduisant au mieux les vecteurs GPS observés par les différentes équipes. Le RMS normalisé obtenu pour ce "meilleur modèle" est de 4.329 sur l'ensemble des données horizontales et de 5.398 pour les données verticales. On remarque sur la figure 10 qu'une grande partie de la zone d'étude est bien contrainte par le réseau GPS utilisé. Néanmoins, la résolution de l'inversion diminue en

profondeur et sur le bord Nord de la plaque plongeante.

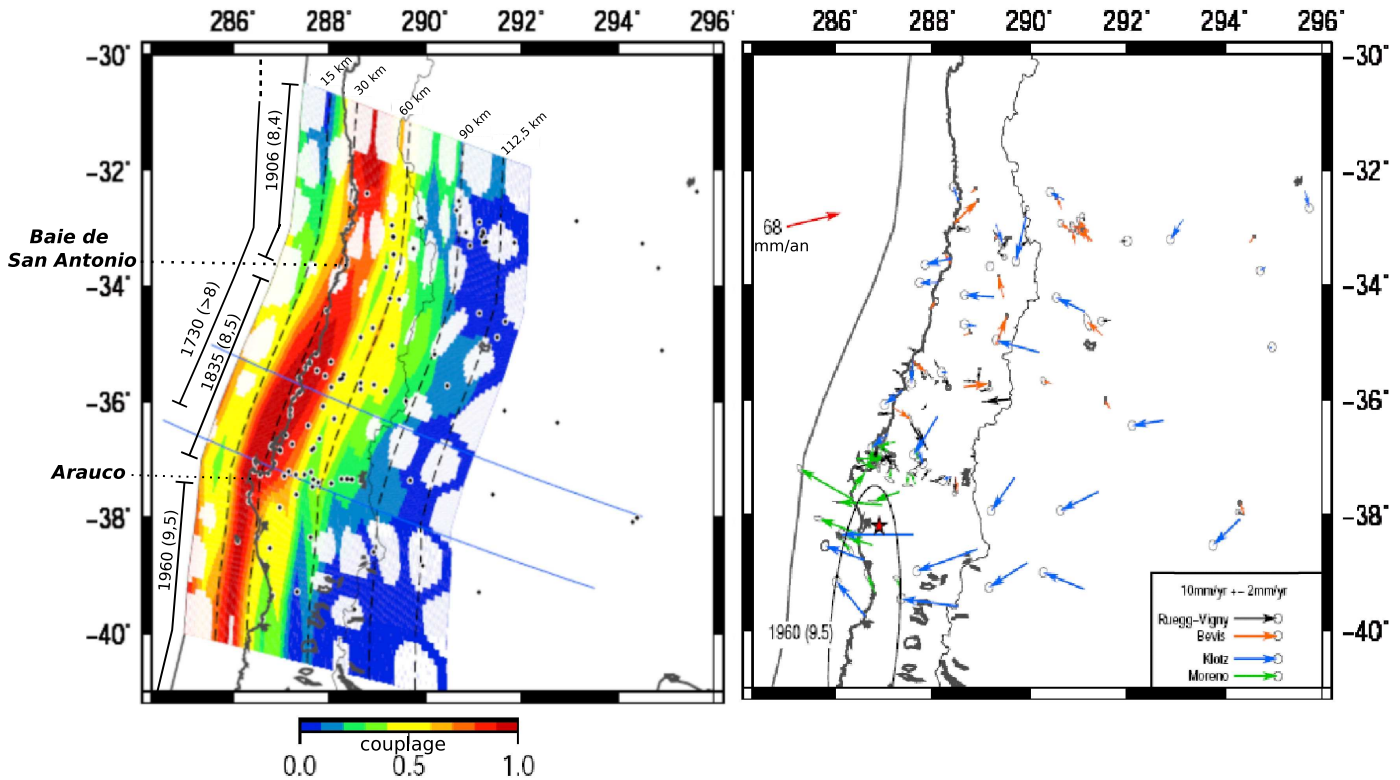


FIG. 10 — A gauche, meilleure distribution de couplage trouvée pour la zone de Arauco-Valapraiso à partir du jeu de données GPS horizontales et verticales disponible. L'inversion porte sur 268 noeuds liés entre eux par un lissage imposé de 0, 1 par degré latitudinal. Les courbes pointillées sont des courbes d'isoprofondeur sur la plaque plongeante, les points noirs marquent les positions des points de mesure GPS utilisés dans l'inversion. Le masque blanc occulte les zones à forte instabilité numérique ou mal contraintes par les données. Les deux profils calculés par le programme et tracés en figure 4.1 sont tracés en bleu sombre. Les grandes structures morphologiques et les séismes historiques ayant affecté la région sont représentés. Sur la figure de droite, les vecteurs vitesse résiduels (données-modèle) sont représentés avec un code couleur permettant de distinguer les résultats des différentes équipes. La zone de rupture du séisme instrumental majeur de valdivia est représentée par une ellipse, son épicerne étant marqué par une étoile rouge. La direction et l'intensité en mm/an de la convergence est indiquée par la flèche rouge d'après Vigny [2009].

## Discussion

Le choix d'un coefficient de lissage de 0, 1 a permis d'obtenir une distribution de couplage finale qui évolue de manière cohérente avec la latitude. On distingue par contre sur la figure 10 que l'évolution du couplage en profondeur n'est pas lisse : l'absence de coefficient de lissage avec la profondeur induit parfois des linéaments de couplage à même profondeur.

L'intégration des données verticales aux jeux de données à inverser a considérablement amélioré la cohérence de la distribution de couplage finale, mais n'a pas amélioré la reproduction de l'ensemble des données. L'analyse des résidus du modèle présentés en figure 10 montre l'existence de résidus systématiques notamment dans les données de Klotz [2001], Moreno [2008] et Bevis [1999]. Outre l'interprétation de ce systématisme en terme d'évolution de géométrie de la plaque plongeante, il faut noter que tous les jeux de données ont été intégrés au modèle avec le même poids. Pour mieux tenir compte des incertitudes sur les différents jeux de données, il sera nécessaire de les pondérer relativement afin d'obtenir une reproduction correcte en tout point. Un premier test de dépondération des données de Klotz [2001] a mis en évidence une amélioration du RMS normalisé. Par ailleurs, l'ensemble des données provenant du sud de la péninsule d'Arauco est affecté par les mouvements post-sismiques dus au séisme de Valdivia (1960) et ne peut donc qu'être mal reproduit par un modèle de déformation intersis-

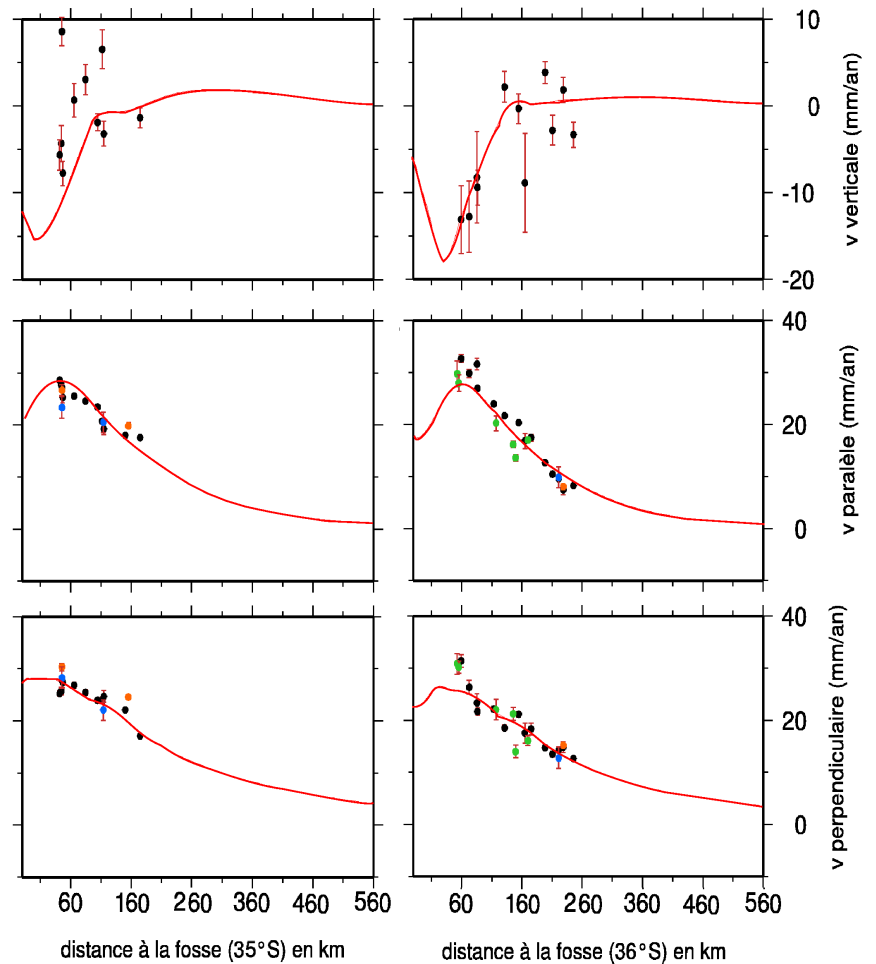


FIG. 11 – Composantes verticales, parallèles et perpendiculaires à la fosse de la vitesse de déformation de la lithosphère Chilienne au long de deux profils ( $35^{\circ}\text{S}$  et  $36,3^{\circ}\text{S}$ ) tracés sur la figure 10. La ligne continue sur les graphiques correspond à la déformation théorique calculée par le programme à partir de la distribution de couplage. Les points correspondent aux mesures GPS réalisées par les différentes équipes situés à moins de 20km du profil calculé. Le code couleur est le même que dans les figures précédentes. Les incertitudes de mesure sont signalées par des barres d'erreur rouges.

mique. Les forts résidus observés dans cette zone traduisent donc mal la fiabilité du modèle, et il sera nécessaire de dépendre des données affectées par le post-sismique.

## 4.2 Inversion du couplage dans la région de Coquimbo-Copiapo ( $34^{\circ}\text{S}$ – $25^{\circ}\text{S}$ )

### Tests de résolution

Comme pour la région d' Arauco, nous avons réalisé des tests de résolution en damier pour cette zone s'étendant de  $34^{\circ}\text{S}$  à  $25^{\circ}\text{S}$ . Les données verticales et horizontales entrant en jeu dans l'inversion sont prises dans la zone  $25^{\circ}\text{S}$  -  $33^{\circ}\text{S}$ , soit 353 valeurs distinctes. Ce test du damier permet de mettre en évidence une zone de très forte résolution du modèle où le couplage est bien contraint par la densité des données GPS qui se trouve au Sud de la péninsule de Talinay et sur la première centaine de kilomètres de la côte. La partie Nord de la zone est peu instrumentée et est donc moins bien contrainte, néanmoins, quelques valeurs mesurées à la côte et dans les terres permettent d'avoir une vision globale de la distribution de couplage sous-jacente. Comme dans la zone précédemment étudiée, le couplage est mal contraint à des profondeurs supérieures à 100km, et des instabilités numériques se développent. On notera également que les noeuds latéraux du maillage ne sont pas inversés mais couplés à leur voisin direct, les bords du modèle sont donc potentiellement des zones où des instabilités numériques peuvent se développer.

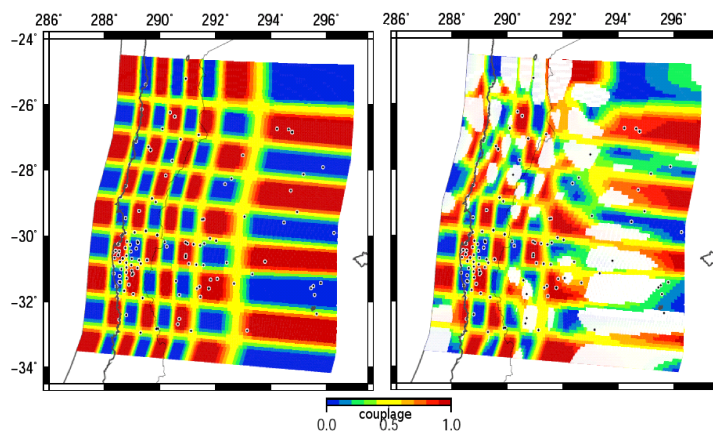


FIG. 12 — Test de résolution en damier ou "checkerboard" pour une plaque plongeant avec un pendage de  $10^\circ$  sur l'ensemble de la zone et de manière homogène jusqu'à 150km de profondeur. La figure de gauche montre la distribution de couplage imposée et les positions des stations GPS où le champ de vecteurs synthétique a été calculé sont marquées par des points noirs. La figure de droite montre la distribution de couplage inversée à partir de ce champ de vitesse synthétique. Les zones montrant une différence de plus de 30% entre le couplage calculé et le couplage initial sont repérées par un masque blanc.

### Meilleur modèle

Nous avons à nouveau testé de façon systématique la dépendance du RMS global après inversion par rapport au pendage homogène imposé à la subduction, ainsi que l'influence du coefficient de lissage sur la reproduction des données GPS (voir figure 13).

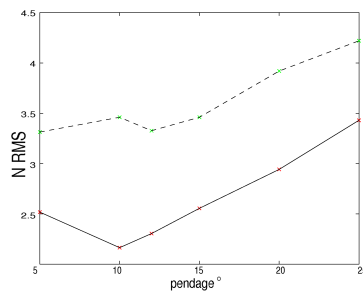


FIG. 13 — Evolution du RMS normalisé en fonction du pendage de la subduction sur la région de Coquimbo-La Serena. La valeur minimale du  $N_{RMS}$  de 2,164 pour l'ensemble des données horizontales (courbe pleine) est obtenue pour un pendage de  $10^\circ$ . Le  $N_{RMS}$  des données verticales n'indique pas de minimum clair pour les pendages explorés (courbe tirée).

Les conclusions de ces tests sont que le meilleur pendage moyen permettant de reproduire les données est d'environ  $10^\circ$  pour cette zone (nettement plus faible que la première zone étudiée plus au Sud), et que le coefficient de lissage qui permet de limiter les instabilités numériques tout en assurant une certaine variabilité dans les valeurs de couplage est de  $0,3^\circ$  de latitude. Les contraintes géométriques sur la subduction apportées par d'autres études (voir figure 3) sont majoritairement cohérentes avec un pendage de  $10^\circ$ , cependant, les études sismologiques de Pardo et al. [2002] et Tichelaar and Ruff [1991] tendent à montrer que le pendage dans les premiers kilomètres est de l'ordre de  $20^\circ$  et qu'aux alentours de 100km, la plaque plongeante s'aplatit en formant un "flat-slab". Nous avons testé cette hypothèse dans nos modèles, mais elle n'améliore pas la reproduction des données (voir figure 15(c)).

La distribution de couplage trouvée par le "meilleur modèle" et les résidus associés sont illustrés en figure 15. La déformation théorique a été calculée par le modèle le long du profil représenté sur les figures 15(a) et (c) et la reproduction des données sur les trois composantes du champ de déformation est représentée sur la figure 4.2.

### Discussion

Quelle que soit la géométrie utilisée dans ces différents modèles, on retrouve les mêmes tendances dans la distribution de couplage qui reproduit au mieux les données. La baie située entre les péninsules de Talinay et de Choros est dans tous les cas un lieu de moindre couplage sur l'interface de subduction. Cette zone est très bien contrainte par les données du réseau GPS de Vigny [2009], nombreuses à la côte et qui permettent une bonne résolution du couplage dans les premiers kilomètres de la subduction. Les faibles résidus associés au meilleur modèle (figure 15) montrent que le modèle de déformation élastique

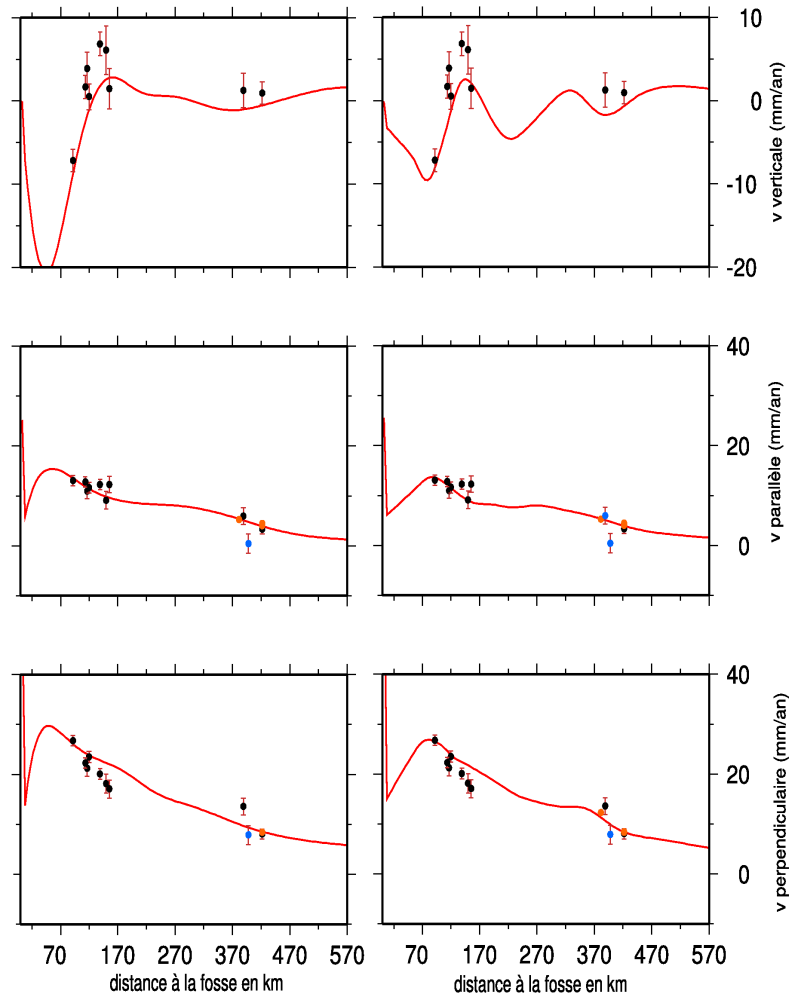


FIG. 14 – Composantes verticales, parallèles et perpendiculaires à la fosse de la vitesse de déformation de la lithosphère Chilienne au long du profil (31°S) tracé sur la figure 15 pour le "meilleur modèle" présenté en figure 15(a) à droite, et pour le modèle de "flat-slab" proposé par Pardo et al. [2002] et présenté en figure 15(c). La ligne continue sur les graphiques correspond à la déformation théorique calculée par le programme à partir de la distribution de couplage. Les points correspondent aux mesures GPS réalisées par les différentes équipes situés à moins de 20km du profil calculé. Le code couleur est le même que dans les figures précédentes. Les incertitudes de mesure sont signalées par des barres d'erreur rouges.

par chargement intersismique reproduit les observations de façon très satisfaisante dans cette zone. On peut remarquer que les données de Klotz [2001] présentent un systématisme vers l'Ouest déjà présent dans la zone de Concepción et d'autant plus fort que les vecteurs sont loins de la côte. Au premier ordre, les données de Bevis [1999] et les données de Vigny [2009] sont bien reproduites par le modèle proposé. Ces observations mettent en évidence la singularité des données de Klotz [2001] qui semblent incompatibles avec les autres jeux de données échantillonnant la région.

Comme dans le cas de la zone d' Arauco, il est nécessaire de pondérer relativement les jeux de données. Une première inversion a été menée en dépondérant les données de Klotz [2001], c'est à dire en multipliant par 10 les incertitudes associées aux mesures, et est présentée en figure 15(b). La meilleure distribution de couplage trouvée alors ne change pas radicalement de celle trouvée dans le modèle précédent, mais les données de Vigny [2009] sont nettement mieux reproduites dans la zone de Talinay, et ne présentent plus de systématisme vers l'Ouest. Une zone très étroite de découplage presque total est visible juste au Nord de la péninsule de Talinay et confirme l'étude préalable menée par Vigny [2009]. Dans le Nord de la zone (25, 5°S), la dépondération des vecteurs de Klotz [2001] entraîne une très mauvaise reproduction des données. Celles-ci sont potentiellement affectées par la rupture d' Antofagasta (1995) et donc à considérer avec précaution.

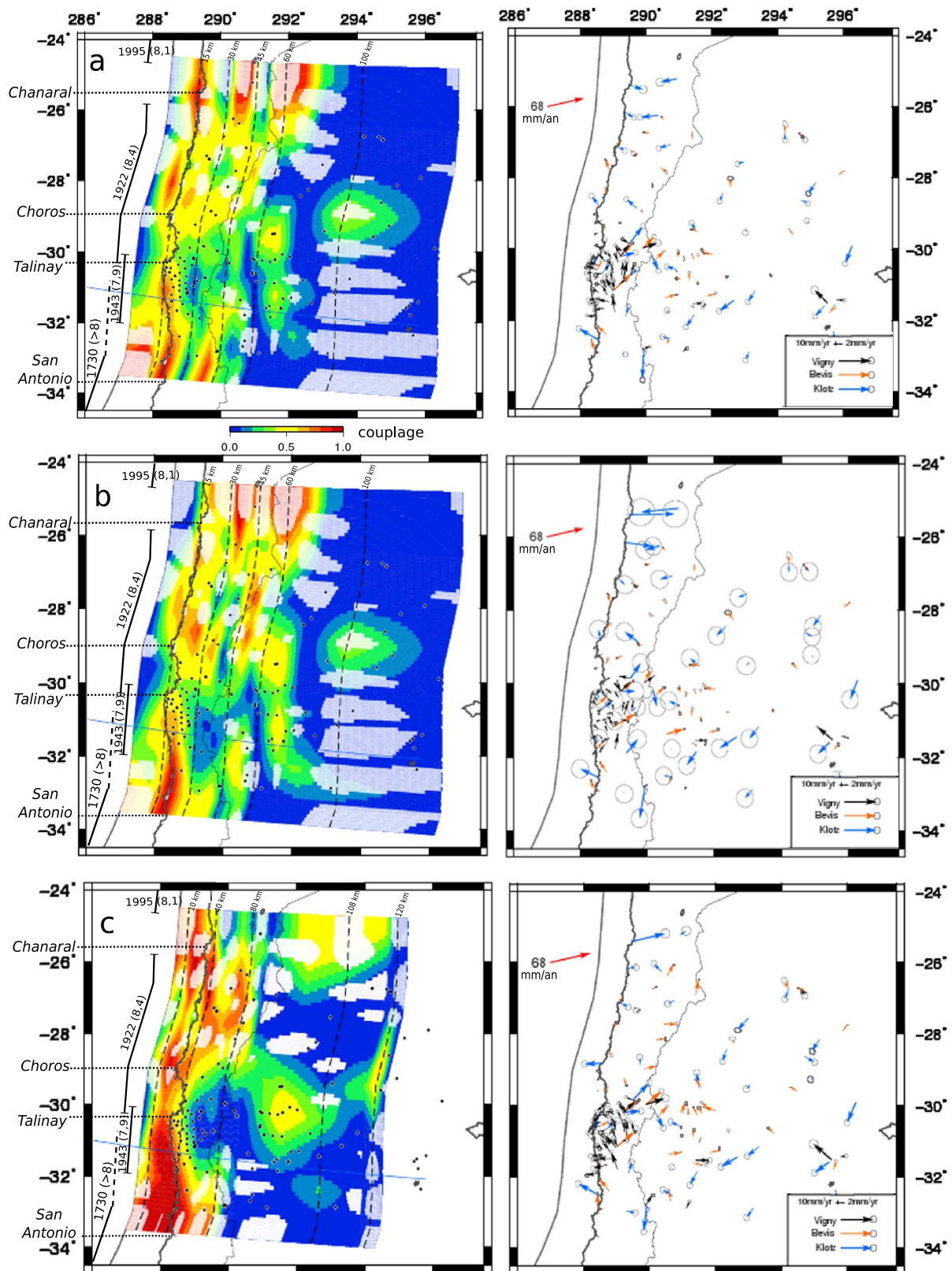


FIG. 15 – La colonne de gauche montre les meilleures distributions de couplage trouvées pour différents modèles sur la zone de Coquimbo-Copiapo selon l'échelle de couleur pour le couplage  $\phi$  reportée sur la figure. La colonne de droite montre les résidus (données-modèle) en chaque point du réseau de données GPS utilisé, le code couleur permet de distinguer les travaux des différentes équipes. Les courbes pointillées sont des courbes d'isopropendeur sur la plaque plongeante, les points noirs marquent les positions des points de mesure GPS utilisés dans l'inversion. Le masque blanc occulte les zones à forte instabilité numérique ou mal contraintes par les données. Le profil calculé en figure 4.1 est tracé en bleu sombre. La direction et l'intensité de la convergence est indiquée par la flèche rouge d'après Vigny [2009]. Les principales structures morphologiques et les zones de rupture des grands séismes ayant affecté la région sont représentés sur la figure de gauche. (a) Meilleur modèle de distribution de couplage réalisé avec une géométrie simple de la plaque plongeante (pendage homogène de  $10^\circ$ ) et un coefficient de lissage de  $0, 3^\circ$  de latitude imposé entre les 256 noeuds du maillage.  $N_{RMS} = 2, 164$  pour les données horizontales. (b) Meilleur modèle de distribution de couplage obtenu avec la même géométrie qu'en (a) mais en dépendant les données de Klotz [2001] (incertitudes de mesure multipliées par 10) dans la procédure d'inversion.  $N_{RMS} = 2, 956$  pour les données horizontales. (c) Meilleur modèle obtenu avec la géométrie de "flat-slab" proposée par Pardo (pendage de  $20^\circ$  jusqu'à 100km de profondeur, puis pendage très faible) et un coefficient de lissage de  $0, 3^\circ$  de latitude, sans pondération relative des jeux de données.  $N_{RMS} = 2, 948$  pour les données verticales.



## 5 Interprétation.

### 5.1 Description de la distribution de couplage dans la région d'Arauco-Concepción

La distribution de couplage trouvée pour cette zone est bien contrainte sur la majorité de la région :

- De la péninsule d'Arauco à la baie de San Antonio, le couplage est proche de 100% dans une bande s'étendant de 15km à 47km de profondeur. La zone de transition supérieure à cette zone couplée est mal définie alors que la zone de transition inférieure s'étend jusqu'à près de 70km de profondeur. Nous rejoignons donc ici les profondeurs maximales de couplage proposées par Moreno [2008], Klotz [2001] et Tichelaar and Ruff [1991] au niveau de la profondeur de la zone couplée (voir figure 3).

- Au Nord de la baie de San Antonio, la zone couplée s'approfondit au profit de la zone de transition supérieure qui descend en profondeur jusqu'à 20km. La résolution étant moins bonne dans cette zone, des doutes subsistent quant à la réalité de cette tendance.

- Le passage de la péninsule d'Arauco au Sud est marqué par un amincissement soudain de la zone couplée au profit de la zone de transition inférieure. Ainsi d'une profondeur maximale de couplage de 47km, on passe à une profondeur de 30km en quelques kilomètres. Cette partie du modèle est cependant très délicate à interpréter étant donné que le régime de déformation dans cette zone de la côte chilienne est dominé par le fort effet postsismique du séisme de Valdivia, et que les vecteurs sont mal reproduits par le modèle.

Les profils réalisés en figure 4.1 montrent une reproduction correcte des données horizontales et une mauvaise reproduction des données verticales. Les données verticales obtenues par GPS sont encore très imprécises, et peuvent varier très rapidement sur 40km puisqu'elles sont sensibles notamment aux changements de pendage de la plaque plongeante. On peut également noter que les points GPS les plus près de la fosse sont plus sous-estimés par le modèle que les points plus internes : il semble donc qu'un couplage plus fort vers la fosse, et donc sans doute une zone bloquée plus superficielle, puisse mieux reproduire les données. Cela coïnciderait avec les observations de Ruegg [2009] qui observe une variation de couplage de 18° à 37°S à 12° vers 33°S.

### 5.2 Description de la distribution de couplage dans la région de Coquimbo-La Serena

La distribution de couplage trouvée par les différentes inversions réalisées dans cette étude est globalement bien contrainte, notamment au niveau de la péninsule de Talinay (30, 5°S) où le réseau GPS est très dense. Un doute persiste cependant sur la géométrie de l'interface la plus à même d'expliquer la déformation observée. La théorie du "flat-slab" impliquant un pendage fort dans les premiers kilomètres de la subduction ( $\sim 20^\circ$ ) reste moins performante en terme de reproduction des données qu'un modèle réalisé à partir d'une géométrie homogène avec un pendage de  $10^\circ$  ( $N_{RMS} = 2, 164$ ), mais est néanmoins très satisfaisante ( $N_{RMS} = 2, 948$ ). Une exploration fine des paramètres contrôlant la géométrie "flat-slab" de la région pourrait conduire à un modèle encore plus performant.

Ce modèle réalisé avec une géométrie de "flat-slab" démontre que le couplage sur l'interface est concentré sur les 30 à 40 premiers kilomètres de la plaque plongeante, mais se prolongerait en profondeur ( $z > 90\text{km}$ ) sur la partie plane de la plaque avec des valeurs intermédiaires ( $\Phi \sim 50\%$ ). Plusieurs grandes tendances se dégagent des deux modèles réalisés pour un pendage homogène de  $10^\circ$  :

- Vers la baie de San Antonio (33°S), l'interprétation des résultats est difficile. En effet, nous sommes au bord du modèle et on observe une ondulation du couplage en profondeur d'une longueur d'onde proche de la distance entre deux noeuds. Nous pensons donc que la partie profonde de l'interface n'est pas résolue, et que la seule indication que nous pouvons tirer de ces résultats est que localement le couplage s'étend potentiellement de 10 à 45km de profondeur, ce qui est cohérent avec la distribution de couplage inversée à la même latitude dans la zone de Concepción (voir figure 10).

- En remontant de la baie de San Antonio à la péninsule de Talinay, la zone couplée à près de 70% s'estompe en profondeur et la limite inférieure passe de 30km de profondeur (33°S) à 20km de

profondeur vers 31°S. La limite supérieure de la zone bloquée reste stable à environ 15km de profondeur. Cette tendance à la diminution du couplage global est observée dans le modèle sans pondération relative des jeux de données ainsi que dans le modèle dépendant des données de Klotz [2001] (figure 15(b)).

- A partir de 30,5°S et jusqu'à 29,5-29°S selon les modèles, la zone bloquée telle que  $\Phi = 100\%$  disparaît au profit d'une large zone de transition dans laquelle  $\Phi < 60\%$  s'étendant de 10km à ~ 70km de profondeur. Quel que soit le modèle considéré, le minimum de couplage moyen dans cette large zone découplée se situe au Nord de la péninsule de Talinay, à 30°S. Dans le modèle où les données de Klotz [2001] sont dépendées et où les données de Vigny [2009] sont bien reproduites (voir figure 15(b)), le couplage moyen dans cette zone ne dépasse pas 40%, ce qui recoupe les conclusions de Vigny [2009].

- Au passage de la péninsule de Choros (29°S), le couplage augmente à nouveau mais ne se structure en zone couplée que vers 27°S, la limite inférieure de la zone de transition restant stable (60km de profondeur). Plus au Nord, la résolution est mauvaise car peu de données contraignantes sont disponibles.

Le modèle à géométrie complexe de type "flat-slab" montre les mêmes tendances (diminution progressive de la zone couplée vers la péninsule de Talinay, zone de moindre couplage dans la baie bordée par les péninsules et reprise du couplage intense et approfondissement de la zone bloquée au Nord de la péninsule de Choros), mais l'intensité du couplage est plus forte sur l'ensemble de la zone. Ainsi, on assiste jamais à une disparition totale de la zone couplée ( $\Phi = 100\%$ ) sur cette région et le couplage est beaucoup plus condensé dans une zone fortement couplée. La zone de transition inférieure est par exemple beaucoup moins développée que dans les modèles précédents.

### 5.3 Liens entre le couplage et la segmentation le long de la marge Chilienne.

-**Au sud de la péninsule d'Arauco** (37,5°S, figure 15), la déformation accumulée pendant la phase intersismique a été relâchée lors du séisme de 1960 ( $M_w = 9,5$ ), dont l'effet post-sismique se traduit aujourd'hui par une déformation de surface atypique localisée clairement au sud de la péninsule. Les résidus montrent qu'il existe une transition brutale entre le sud de la péninsule d'Arauco se déformant de manière visqueuse, et le Nord de cette péninsule qui se déforme de manière élastique dans la phase intersismique. Cette limite montre que la péninsule d'Arauco est une barrière à un flux visqueux postsismique profond canalisé dans une direction Est-Ouest, et donc qu'une zone de cisaillement accommodant la différence de régime mécanique dans le manteau doit exister en profondeur.

-**D'Arauco à la baie de San Antonio**, c'est à dire tout au long de la zone de rupture du séisme de 1835, la déformation élastique intersismique s'accumule sous la région côtière dans une large zone bloquée en profondeur bordée par des zones de transitions superficielles et profondes. Cette lacune sismique est donc corrélée avec une zone de fort couplage qui pourrait être interprétée comme une aspérité bloquée capable d'une rupture majeure.

-**Au niveau de la baie de San Antonio** (34°S) qui marque la terminaison des zones de rupture des séismes de 1835 (Concepción-Constitución) et de 1906 (Valparaiso), le couplage moyen de la zone couplée diminue d'environ 20% et la zone de transition supérieure s'approfondit. Ce changement de distribution de couplage peut s'expliquer par un régime de contraintes différent dû au déphasage des cycles sismiques des deux segments de la subduction ou par un changement de géométrie de la plaque plongeante. Les modèles réalisés montrent effectivement une diminution progressive du pendage de la plaque Nazca passant de ~ 18° à 37,5°S à ~ 12° à 32°S, ce qui confirme les précédents résultats de Ruegg [2009]. On retrouve ainsi une zone fortement bloquée dans l'ancienne zone de rupture de 1906, et donc une corrélation entre la segmentation sismique et l'évolution du couplage.

- Plus au nord, **de la baie de San Antonio à la péninsule de Talinay** où le pendage moyen de la plaque plongeante est estimé à 10°, la zone bloquée est peu développée mais le couplage moyen est relativement fort. Cette zone partiellement bloquée s'estompe au Sud de la péninsule de Talinay, et a été rompue partiellement par le séisme de 1943 et sur toute sa longueur par le séisme géant de 1730 (bien que des doutes persistent). L'histoire sismique de cette région pourrait expliquer le plus fort couplage vers

33°S, lacune sismique depuis 1730 et donc en chargement intersismique depuis cette date, et le couplage intermédiaire trouvé dans la zone de rupture de 1943 où le chargement intersismique est plus récent. Le sud de la latitude critique de 30°S correspond également à la zone où la majorité des répliques du séisme intraslab de Punitaqui (1997) et de la crise sismique qui l'ont suivi ont eu lieu. Les zones de rupture des séismes de 1943 et de 1922 se terminent également à cette latitude, ce qui suggère un comportement mécanique particulier au nord de ce segment.

- **Dans la baie de La Serena**, entre les péninsules de Talinay et de San Antonio, la lithosphère chilienne se déforme de façon inhabituelle. En effet, le couplage moyen sur l'interface de subduction chute fortement et une zone à couplage faible s'étend jusqu'à près de 90km de profondeur. A 30°S, le découplage des deux plaques est presque total (voir figure 15(b)) et peut être mis en relation avec plusieurs structures de la plaque plongeante car à cette latitude la zone de fracture Challenger intercepte la fosse de subduction et on trouve une anomalie bathymétrique (indiquée sur la figure 2 par des pointillés jaunes) correspondant à une discontinuité dans l'âge de la lithosphère océanique. Cette zone semble être une charnière dans le comportement mécanique de la subduction chilienne tant au niveau sismologique (arrêt de la propagation de plusieurs séismes majeurs), géométrique (passage d'un pendage relativement homogène à une géométrie en "flat-slab"), géologique (ensemble de structures morphologiques et tectoniques présentes à cette latitude) qu'au niveau mécanique, puisque la distribution de couplage change drastiquement. L'observation ponctuelle de ce découplage soulève de nombreuses questions, notamment celle de la pérennité de ce comportement mécanique et de la cause de son existence, et celle de l'impact de cette zone sur la propagation des ruptures.

Si le découplage de cette zone est transitoire, alors il serait sans doute dû à la diminution des contraintes et au mouvement postsismique liés à la crise sismique de 1997 qui rompit la partie Sud de la péninsule de Talinay. Néanmoins, d'après le tableau 3.1, les données de Bevis [1999] et de Vigny [2009] échantillonnent la déformation de cette zone à plus de 10 ans d'écart et leurs mesures sont étonnamment similaires (pas plus de 2,5mm/an d'écart sur les points en commun). Si le régime mécanique et donc la déformation de surface avait été modifiés par le séisme de 1997, l'analyse croisée des deux jeux de données aurait révélé des différences non négligeables, ce qui n'est pas le cas. Si cette zone de découplage est une structure pérenne, alors il est vraisemblable que les structures intrinsèques de la lithosphère océanique (CFZ, gradient d'âge, changement de géométrie) de la plaque Nazca jouent un rôle clé dans son maintien. On pense que cette zone de la subduction a rompu lors du séisme géant de 1730, que le séisme de  $M_w = 7,9$  en 1943 s'est initié au sud de cette zone, et que les répliques associées au séisme intra-plaque plongeante de 1997 se sont localisées exclusivement au Sud de la péninsule de Talinay. Ainsi, une zone découplée pérenne dans le temps serait une barrière aux séismes de magnitude  $M_w < 8$  mais serait susceptible de rompre lors d'évènements majeurs de  $M_w > 8,5$ . Puisque le couplage moyen dans cette zone est de 50%, elle accomode  $\sim 3,5$ m de convergence en 100ans et peut donc rompre au rythme d'un séisme de  $M_w > 8$  tous les 100 ans. Finalement, la probabilité d'occurrence de séismes tsunamis de magnitude moyenne dans la baie de La Serena serait relativement faible, et celle d'avoir un séisme de  $M_w > 8$  serait non nulle mais la fréquence de ces évènements serait bien plus faible que dans les zones couplées de la subduction chilienne (un séisme de  $M_w > 8$  tous les 10 ans en moyenne). Cette hypothèse est appuyée par la forte cohérence entre les jeux de données de Vigny [2009] et de Bevis [1999], mais ne peut vraisemblablement être valide qu'à une certaine échelle de temps : il est effectivement peu probable que cette zone de la subduction n'ait jamais été couplée.

Une inconnue de taille pour trancher entre ces deux hypothèses est la méconnaissance de la sismicité passée et des zones de rupture des évènements détectés. La connaissance actuelle de la sismicité historique et instrumentale au Chili tend à montrer une dualité du comportement mécanique sur la majorité des zones de la subduction, chaque zone alternant entre une période de grands séismes rompant une large étendue de la subduction et une période plus riche en séismes de magnitude moyenne et en épisodes de crises sismiques. Il est difficile de construire un lien direct entre le comportement mécanique frictionnel sur la fosse et la distribution de couplage observée, et la question de la pérennité

des zones à couplage atypique demeure ouverte.

- **Au nord de la péninsule de Choros**, jusqu'à 26°S, l'absence de zone bloquée clairement délimitée et l'existence d'une zone profonde de couplage intermédiaire coïncide partiellement avec la zone de rupture du séisme de 1922. La péninsule de Chañaral qui constitue la limite nord de la rupture de 1922 n'est pas clairement corrélée avec un changement de distribution de couplage sur l'interface. La très faible densité des données dans cette région ne permet pas de contraindre le nord de ce segment.

Nous avons mis en évidence dans cette étude que la distribution de couplage qui explique le mieux les données GPS disponibles actuellement semble montrer une segmentation du comportement mécanique relativement bien corrélée avec la segmentation sismologique et morphologique de la subduction chilienne. Le rôle des péninsules dans la définition des limites de cette subduction n'est pas trivial, d'autant plus que chaque péninsule n'est pas considérée comme une barrière à la rupture. Néanmoins, ces structures singulières pourraient correspondre à des zones d'endommagement produites par l'arrêt des ruptures à proximité, ce qui expliquerait d'une part l'abondance des failles secondaires au niveau des péninsules, leur faible capacité à rompre, mais également la tendance observée à la concentration du glissement postsismique (concentration du glissement post-séisme d'Antofagasta sous la péninsule de Mejillones) et au développement d'essais sismiques. On pourrait alors s'attendre à une diminution globale du couplage au niveau de ces structures, ce qui semblerait propice au développement de glissement asismique lent et plus généralement à des événements sismiques atypiques (trémors, ETS, glissements lents).

## 6 Conclusion.

Dans un premier temps, nous avons construit une base de données GPS cohérente couvrant la majeure partie de la côte Chilienne en replaçant l'ensemble des mesures réalisées par différentes équipes dans un même référentiel. Ce travail préalable a mis en évidence la difficulté de réconcilier certains jeux de données avec les mesures menées par d'autres équipes, notamment celle de Klotz [2001], et souligne la nécessité de publier systématiquement les données GPS dans un système de référence standard comme l'ITRF. La compilation de ces données et l'impact de leur distribution spatiale sur la résolution du modèle dans lequel elles sont intégrées montre qu'il est nécessaire d'augmenter la densité des points de mesure le long de la côte chilienne et notamment dans les 10 premiers kilomètres vers l'intérieur des terres. Les données verticales disponibles pour les réseaux denses de Ruegg [2009] et Vigny [2009] ont permis de contraindre la distribution de couplage et doivent être généralisées.

Nous proposons dans un deuxième temps d'utiliser un modèle cinématique élastique basé sur l'hypothèse du backslip afin d'inverser la distribution de couplage sur l'interface de subduction. Malgré les problèmes théoriques posés par l'utilisation d'une valeur intermédiaire de couplage dans ce contexte, ce modèle conceptuel permet de mettre en évidence des variations de géométrie de la subduction sur quelques kilomètres de long ainsi que des variations nettes de la distribution de couplage qui semblent cohérentes avec la segmentation sismologique et morphologique de la subduction. Nous avons ainsi montré l'existence d'une zone couplée profonde partant de la péninsule d'Arauco à 37,5°S s'affaiblissant légèrement dans la baie de San Antonio et s'estompant au sud de la péninsule de Talinay (30°S); puis celle d'une zone découplée coïncidant avec une zone d'anomalie sismologique, tectonique et géométrique dans la baie de La Serena. Cette zone particulière de la subduction chilienne est un endroit idéal pour rechercher d'éventuels mouvements asismiques éventuellement associés à des trémors et doit en tous les cas être l'objet d'un suivi régulier par mesures GPS pour comprendre son évolution temporelle.

Les modèles proposés dans cette étude peuvent être raffinés notamment par l'exploration systématique des paramètres contrôlant la géométrie de la plaque plongeante. Ainsi, on devrait pouvoir carter la diminution progressive du pendage dans la zone d'Arauco-Valparaiso de façon précise, et déterminer le pendage superficiel de la plaque et la profondeur de la zone de "flat-slab" dans la zone de La Serena. La transition entre ces deux types de géométries devra être explorée. Ce type de modélisation devra être

étendue à la zone du Coude d'Arica où de nombreux modèles contradictoires ont déjà tenté de reproduire les données GPS et on soulevé un grand nombre de problèmes.

## Références

- R. Armijo, R. Thiele. Active faulting in northern Chile : ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary ? *Earth and Planetary Science Letters*, 98(1), 1990.
- B. Asch, G. Schurr. Seismological studies of the Central and Southern Andes. *The Andes—active subduction orogeny. Frontiers in Earth Science Series*, 1 :443–458, 2006.
- S. Beck and S. Barrientos. Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction zone. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(2) :115–130, 1998.
- E.C. Bevis, M. Kendrick. Crustal motion north and south of the Arica deflection : Comparing recent geodetic results from the Central Andes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1(12) :1005, 1999.
- J. Biggs and D.P. Robinson. The 2007 Pisco, Peru, earthquake (M8. 0) : seismology and geodesy. *Geophysical Journal International*, 176(3) : 657–669, 2009.
- S. Bohm, M. Lüth. The Southern Andes between 36 and 40 S latitude : seismicity and average seismic velocities. *Tectonophysics*, 356(4) : 275–289, 2002.
- M. Brooks, B.A. Bevis. Crustal motion in the southern Andes (26°–36° S) : Do the Andes behave like a microplate ? *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 61(4), 2003.
- D. Campos, J. Hatzfeld. A seismological study of the 1835 seismic gap in south-central Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 132(1-3) :177–196, 2002.
- JB Chlieh, M. De Chabaliér. 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, 2004.
- D. Comte and M. Pardo. Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps. *Natural Hazards*, 4 (1) :23–44, 1991.
- R. DeMets Gordon. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal timescale on estimates of current plate motions, *Geophys. Rev. Lett.*, 2(20) :2191–2194, 1994.
- H. Dragert. Geodetic and seismic signatures of episodic tremor and slip in the northern Cascadia subduction zone. *Earth, Planets, and Space*, 56(12) :1143–1150, 2004.
- H.P. Hackney, R.I. Echter. The segmented overriding plate and coupling at the south-central Chilean margin (36–42 S). *The Andes—active subduction orogeny. Frontiers in Earth Science Series*, 1 :355–374, 2006.
- Harvard. *Global Centroid Moment Tensor Catalog*. <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>.
- N. Hoffmann-Rothe, A. Kukowski. Oblique convergence along the Chilean margin : partitioning, margin-parallel faulting and force interaction at the plate interface. *The Andes—active subduction orogeny. Frontiers in Earth Science Series*, 1 :125–146, 2006.
- E. Husen, S. Kissling. Accurate hypocentre determination in the seismogenic zone of the subducting Nazca Plate in northern Chile using a combined on-/offshore network. *Geophys. J. Int.*, 138(3) :687–701, 1999.
- RD Hyndman. The seismogenic zone of subduction thrust faults. *The seismogenic zone of subduction thrust faults*, page 15, 2007.
- RD Hyndman and K. Wang. Thermal constraints on the zone of major thrust earthquake failure : The Cascadia subduction zone. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 98(B2), 1993.
- T. Kato and K. Tsumura. Vertical land movement in Japan as deduced from tidal record (1951-1978). *Bull. Earthquake Res. Inst.*, 54 :559–628, 1979.
- M. Kendrick, E. Bevis. An integrated crustal velocity field for the central Andes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 61(4), 2001.
- M. Kendrick, E.C. Bevis. Current rates of convergence across the Central Andes : estimates from continuous GPS observations. *Geophysical Research Letters*, 26(5), 1999.
- J. Khazaradze, G. Klotz. Short-and long-term effects of GPS measured crustal deformation rates along the south central Andes. *Journal of Geophysical Research*, 61(4), 2003.
- G. Klotz, J. Khazaradze. Earthquake cycle dominates contemporary crustal deformation in Central and Southern Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 193(3-4) :437–446, 2001.
- J. Krawczyk, C.M. Mechie. Geophysical signatures and active tectonics at the south-central Chilean margin. *The Andes—active subduction orogeny. Frontiers in Earth Science Series*, 1 :171–192, 2006.
- A.R. Larson, K.M. Lowry. Crustal deformation measurements in Guerrero, Mexico. *J. Geophys. Res.*, 109, 2004.
- Y. Liu and J.R. Rice. Spontaneous and triggered aseismic deformation transients in a subduction fault model. *J. Geophys. Res.*, 112(10.1029), 2007.

- C. Lomnitz. Major earthquakes and tsunamis in Chile during the period 1535 to 1955. *International Journal of Earth Sciences*, 59(3) :938–960, 1970.
- R. McCaffrey. Crustal block rotations and plate coupling. *Plate Boundary Zones, Geodyn. Ser.*, 30 :101–122, 2002.
- R. McCaffrey. *DEF-NODE User's guide*. Rensselaer Polytechnic institut, Troy, 2007.
- D. Melnick and B. Bookhagen. Segmentation of megathrust rupture zones from fore-arc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco peninsula, Chile. *Journal of Geophysical Research. B. Solid Earth*, 114, 2009.
- J. Moreno, MS Klotz. Active faulting and heterogeneous deformation across a megathrust segment boundary from GPS data, south central Chile (36–39° S). *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9(12), 2008.
- S.P. Nishenko. Circum-Pacific seismic potential : 1989–1999. *Pure and Applied Geophysics*, 135(2) :169–259, 1991.
- L. Norabuena, E. Leffler-Griffin. Space geodetic observations of Nazca-South America convergence across the Central Andes. *Science*, 279 (5349) :358, 1998.
- Y. Okada. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(4) : 1135–1154, 1985.
- DA Oleskevich. The updip and downdip limits to great subduction earthquakes : thermal and structural models of Cascadia, south Alaska, SW Japan, and Chile. *J. geophys. Res.*, 104(14) :965–14, 1999.
- J.F. Pacheco. Nature of seismic coupling along simple plate boundaries of the subduction type. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 98(B8), 1993.
- M. Pardo, D. Comte, and T. Monfret. Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1) :11–22, 2002.
- H. Perfettini. Geodetic displacements and aftershocks following the 2001 Mw 8.4 Peru earthquake : implications for the mechanics of the earthquake cycle along subduction zones. *J. geophys. Res.*, 110, 2005.
- C.R. Ranero and R. von Huene. Tectonic processes along the Chile convergent margin. *The Andes : Active subduction orogeny : Berlin/Heidelberg, Germany, Springer*, pages 91–121, 2006.
- G. Rogers and H. Dragert. Episodic tremor and slip on the Cascadia subduction zone : The chatter of silent slip, 2003.
- A. Ruegg, JC Rudloff. Interseismic strain accumulation measured by GPS in the seismic gap between Constitución and Concepción in Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2009.
- JC Ruegg. 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, 2001.
- H. Ruff, L. Kanamori. Seismic coupling and uncoupling at subduction zones. *Tectonophysics*, 99 :99–117, 1983.
- JC Savage. A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 88 (B6), 1983.
- S.Y. Schwartz and J.M. Rokosky. Slow slip events and seismic tremor at circum-Pacific subduction zones. *Reviews of Geophysics*, 45(3), 2007.
- H.J. Tassara, A. Götze. Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 111(B9) :B09404, 2006.
- B.W. Tichelaar and L.J. Ruff. Seismic coupling along the Chilean subduction zone. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 96(B7), 1991.
- UCSD. *Scripts Orbits and Permanent Array Center (SOPAC)*. <http://sopac.ucsd.edu/>.
- J. Vergne. On the use of dislocations to model interseismic strain and stress build-up at intracontinental thrust faults. *Geophysical Journal International*, 147(1) :155–162, 2001.
- A. Vigny, C. Rudloff. Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo Gap, Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2009.
- K. Wang. Elastic and viscoelastic models of crustal deformation in subduction earthquake cycles. *The seismogenic zone of subduction thrust faults*. New York : Columbia University Press. p, pages 540–575, 2007.