

# La péninsule de Coquimbo, Chili, traitement et interprétation de données GPS intersismiques en zone de subduction

Romain Jolivet\*

---

## Résumé

Au niveau de la subduction Chilienne, la plaque Nazca plonge sous le craton Sud Américain à une vitesse prédite à l'aide de données de "Global Positioning System" de  $67 \text{ mm.an}^{-1}$ . On observe de nombreuses variations dans le comportement de la subduction, glissement, géométrie, tout du long de la côte pacifique. La péninsule de Coquimbo se situe au dessus d'une zone où le panneau plongeant s'horizontalise aux alentours de 100 km sous la lithosphère Sud Américaine. Située entre  $29$  et  $32^\circ$  de latitude Sud, cette zone correspond à une transition entre un régime de subduction entièrement couplé au sud et faiblement couplé au nord. La déformation de surface est ici mesurée à l'aide d'un réseau de 46 sites géodésiques. Leur vitesse est déterminée par l'acquisition de données GPS au long de 8 campagnes, entre avril 2004 et décembre 2007. Durant ce stage, j'ai réalisé le traitement et l'interprétation des données de ces campagnes. Les données de différences de phase sont réduites en session de 24 heures afin d'estimer une position journalière pour chaque site à l'aide du logiciel GAMIT, en utilisant une combinaison corrigée des effets ionosphériques et fixant les ambiguïtés à une valeur réelle. Durant le calcul, un délai troposphérique est estimé toutes les 4 heures. Les répétabilités obtenues sont de  $1.2 \text{ mm.an}^{-1}$  sur la composante Nord-Sud,  $2.8 \text{ mm.an}^{-1}$  sur la composante Est-Ouest et  $5.2 \text{ mm.an}^{-1}$  sur la composante verticale. Ces solutions journalières sont combinées ensuite pour construire un référentiel régional en accord avec le référentiel ITRF2000, à l'aide du logiciel GLOBK et de 9 stations de "International GPS Service". Les positions et vitesses de chaque site sont déduites dans ce référentiel et ensuite exprimées dans le référentiel Amérique du Sud, décrit par le modèle NUVEL-1A. La RMS finale des stations IGS après ajustement des vitesses est de  $0.5 \text{ mm.an}^{-1}$ . Le modèle d'erreur est construit en estimant un processus de marche aléatoire à l'aide des séries temporelles.

Le modèle de "back-slip" permet de modéliser le chargement intersismique en zone de subduction. La recherche d'un modèle expliquant les vitesses de déformation en surface permet de contraindre correctement les taux de glissement en profondeur le long de la dislocation responsable de l'accumulation de déformation élastique mais ne permet pas de déterminer précisément une géométrie. Deux modèles permettent d'expliquer les données : (1) Une dislocation de pendage  $12 \pm 5^\circ$ , de profondeur de blocage de  $62 \pm 15 \text{ km}$  et un glissement moyen de  $30.5 \pm 3 \text{ mm.an}^{-1}$  dans la direction  $70^\circ \text{ N}$ , (2) Une dislocation de pendage  $25^\circ$  et une profondeur de blocage de  $60 \text{ km}$  déterminée grâce à l'étude de la sismicité ainsi qu'un glissement moyen de  $51 \pm 4 \text{ mm.an}^{-1}$  dans la direction  $85^\circ \text{ N}$ . Dans les deux cas, il est nécessaire d'introduire une variation du coefficient de couplage, faible au nord du réseau et fort au sud. Ces variations justifient l'idée d'une transition dans la zone de subduction située entre  $29^\circ \text{ S}$  et  $36^\circ \text{ S}$ .

---

\*Stage réalisé au Laboratoire de Géologie de l'Ecole Normale Supérieure de Paris sous la direction de C. Vigny, R. Cattin et R. Madariaga

## Table des matières

<b>Introduction</b>	<b>3</b>
<b>1 Le Système GPS</b>	<b>3</b>
1.1 Principe de base et description du système . . . . .	4
1.2 La double différence, traitement des erreurs de mesure du temps . . . . .	5
1.2.1 La différence de phase, la donnée brute . . . . .	5
1.2.2 La double différence, la donnée exploitée . . . . .	5
1.3 Traitement du délai ionosphérique . . . . .	6
<b>2 Résolution des ambiguïtés et calcul des lignes de base</b>	<b>6</b>
2.1 Présentation et préparation des données . . . . .	6
2.2 Calcul des dérives d’horloge et introduction des orbites des satellites . . . . .	8
2.3 Calcul des lignes de bases . . . . .	9
2.3.1 Théorie et paramètres . . . . .	9
2.3.2 Inversion . . . . .	11
2.4 Tests de répétabilité et paramétrisation de l’inversion . . . . .	12
2.4.1 Test de répétabilité . . . . .	12
2.4.2 Effets du masque d’élévation et modèle d’erreur des données . . . . .	12
2.4.3 Tests du modèle troposphérique . . . . .	13
<b>3 Choix du référentiel, calcul du modèle d’erreur</b>	<b>14</b>
3.1 Construction du référentiel . . . . .	14
3.2 Etablissement du modèle d’erreur . . . . .	15
3.3 Tests sur séries temporelles et vitesses GPS . . . . .	16
3.4 Séries temporelles . . . . .	19
<b>4 Interprétation, modélisation</b>	<b>20</b>
4.1 La Région de Coquimbo-Illapel . . . . .	20
4.2 Etude du modèle dit en “back-slip” . . . . .	21
4.2.1 Présentation du modèle . . . . .	21
4.2.2 Tests synthétiques . . . . .	22
4.3 Modèle à géométrie libre . . . . .	23
4.4 Modèle à géométrie fixe, utilisation de la sismicité . . . . .	25
<b>Discussion, conclusion</b>	<b>29</b>
<b>A Annexes</b>	<b>31</b>
A.1 Données GPS verticales . . . . .	31
A.2 La différence de phase . . . . .	32
A.3 Traitement Ionosphérique . . . . .	33
A.4 Tests d’estimation du bruit de Markov . . . . .	35
A.5 Séries Temporelles . . . . .	36

**Remerciements** Je remercie mes directeurs de stage, C. Vigny pour sa patience lors de l’apprentissage du traitement des données GPS, R. Cattin pour ses conseils à propos de la modélisation et R. Madariaga. Je tiens à saluer aussi toutes les personnes m’ayant apportés une aide durant ce stage, notamment C. Lasserre pour ses corrections et mes collègues de bureau, A. Burtin et V. Bailly.

## Introduction

Le continent Sud Américain se distingue par la présence d'une cordillère côtière culminant à 6962 m au niveau de l'Aconcagua. Longue de plus de 7000 km, d'une largeur allant jusqu'à 700 km, au niveau de l'Altiplano, au Pérou cette chaîne est une conséquence de la subduction de la plaque Nazca sous la plaque Sud Américaine à une vitesse prédite par le modèle NUVEL-1A de 8 cm.an<sup>-1</sup> selon une direction de 78° N (*DeMets et al.*, 1994). Cette région est extrêmement active sismiquement. En effet, cette zone a vu se produire le plus gros séisme jamais enregistré, le 22 mai 1960, avec une magnitude de 9.5 (*Kanamori*, 1977) et un séisme de magnitude supérieure à 8 se produit tous les cinq à dix ans.

Cependant, de nombreuses variations sont décrites dans la géométrie et le comportement de la subduction tout du long du continent sud américain. Elles sont visibles en surface, grâce à la géologie, et à la morphologie (*Barazangui and Isacks*, 1976; *Ramos et al.*, 2004) mais aussi grâce à la sismicité (*Pardo et al.*, 2002a) et grâce à des observations géodésiques (*Kendrick et al.*, 2006; *Vigny et al.*, 2008; *Ruegg et al.*, 2008). La région de Coquimbo-Illapel, située entre 30° et 32° de latitude sud, n'a pas subi de séisme majeur depuis le séisme de Illapel (Mw= 7.9), en 1943 qui a rompu l'interface entre les deux plaques. Cette zone est donc le lieu d'une intense accumulation de contraintes élastiques en profondeur, susceptibles de se relâcher violemment, causant un tremblement de terre. De plus, de nombreux auteurs décrivent dans cette zone un panneau plongeant qui s'horizontalise en profondeur sous la plaque Sud Amérique (*Pardo et al.*, 2002a; *Ramos et al.*, 2004). *Klotz et al.* (2001) décrivent, à partir de données GPS, une zone de transition dans la subduction, localisée entre 29° S et 36° S. Au nord de cette zone, ils observent une faible profondeur de couplage, qui s'approfondit vers le sud. Il apparaît nécessaire de caractériser la subduction et l'accumulation de contraintes en profondeur dans cette zone.

Le GPS ("Global Positioning System") permet de mesurer la déformation du sol avec une précision centimétrique. Basée sur l'analyse et l'inversion des différences de phases de signaux satellites, cette technique permet d'obtenir la position et donc la vitesse d'un point à la surface de la Terre. La paramétrisation du calcul et l'étude des bruits contenus dans les données, couplés à la définition d'un référentiel de mesure adéquat nécessite une étude fine à l'aide de tests statistiques, afin d'obtenir un champ exploitable de la déformation discret en surface. Nous utilisons ici une série de tests afin de déterminer la solution la plus stable et la plus robuste.

Ce champ de déformation permet de déterminer les paramètres d'un modèle de déformation de la zone. Basé sur la modélisation d'une dislocation dans un milieu élastique, le modèle dit de "back-slip" (*Savage*, 1983) permet de modéliser l'effet du chargement élastique de la lithosphère durant la période intersismique, ici entre 1943 et 2008. Cette approche sera utilisée pour caractériser la géométrie du plan de subduction, les taux de glissement sur ce plan ainsi que l'accumulation de contraintes en profondeur. Dans une première partie, le système GPS est présenté brièvement, notamment les facteurs induisant une incertitude dans la détermination de la solution (bruits atmosphériques, erreurs temporelles...).

Dans une seconde et troisième partie, la paramétrisation et le déroulement du calcul permettant la détermination du champ de déformation en surface dans la zone de Coquimbo-Illapel est détaillée.

Enfin, un modèle de déformation élastique de la région, caractérisant la subduction est présenté puis discuté en termes d'implications géophysiques et géologiques.

## 1 Le Système GPS

Le GPS (Global Positioning System) est un système de positionnement par satellite développé par l'armée et le Département de la Défense américains à la fin des années 70. Le but était de trouver une technique permettant de déterminer la position et la vitesse d'un émetteur instantanément, partout sur Terre. Basé sur une constellation d'au moins 24 satellites artificiels en orbite, n'importe

qui muni du récepteur adéquat peut se positionner sur Terre avec une précision de quelques mètres. En sciences de la Terre, une des applications consiste à mesurer les mouvements du sol dus à la tectonique des plaques (e.g. *Ruegg et al. (2008)*; *Vigny et al. (2008)*). Cette technique est utilisée depuis un peu plus d'une dizaine d'année. Les déplacements du sol entre deux observations sont généralement de l'ordre du mètre au centimètre. La précision requise est donc centimétrique, voire millimétrique. Comment déterminer la position d'un point à l'aide de ce système ? Quelles sont les principales sources d'erreurs affectant les mesures GPS ? Quelles sont les solutions proposées pour garantir une précision millimétrique et sa stabilité dans le temps ?

## 1.1 Principe de base et description du système

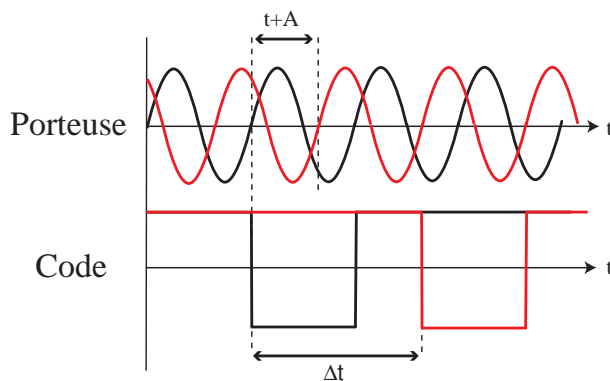


FIG. 1: **Porteuse et code.** Le créneau noir représente un code schématique produit par le récepteur, le créneau rouge est l'équivalent émis par le satellite. Le décalage entre les deux correspond au temps de trajet entre le satellite et le récepteur qui est ainsi déterminé sans ambiguïté. La sinusoïde noire représente une porteuse modélisée, la rouge est celle émise par le satellite. Ne pouvant distinguer entre 2 lobes de sinusoïde, le temps de trajet est ainsi connu à un nombre de cycles près. Ce nombre de cycles est l'ambiguïté de phase.

Le signal codé est émis par le satellite vers la Terre. Un récepteur est constitué d'une antenne collectant les signaux GPS des satellites visibles sur un horizon, d'une section de calcul, d'un outil de stockage ainsi que d'une alimentation électrique. Le rôle d'un récepteur classique est de capter le signal, d'en extraire les différents codes et d'en déduire le temps de trajet de l'onde entre le satellite et l'antenne (Figure 1). Pour ce faire, le récepteur synthétise un code identique à celui du satellite et mesure le décalage en temps entre le signal reçu et le signal synthétisé. Le système entier (constellation de satellites et récepteurs) étant en rotation permanente autour du centre la terre, la position d'un point à la surface de la terre est définie par trois coordonnées spatiales ( $x$ ,  $y$  et  $z$ ) et par le temps. Si on considère que les horloges des récepteurs et des satellites sont parfaites, trois récepteurs suffisent alors à déterminer une position. La base de temps du récepteur est une simple horloge à quartz dont la précision est assez faible ( $0.1$  à  $1 \mu s$ ). Par conséquent, la localisation d'un récepteur est possible à seulement quelques mètres près. Cette précision n'est pas suffisante pour la géodésie. Pour plus de précision, la comparaison est directement réalisée sur les porteuses (Figure 1).

Le signal utilisé est donc l'onde électromagnétique non modulée envoyée par le satellite permettant une résolution avec ambiguïté du temps de trajet. La mesure de ce temps de trajet et donc de la distance entre satellites et récepteurs comporte cependant des erreurs. Le traitement présenté par la suite permet de converger vers une solution précise au centimètre, voire au millimètre près.

Depuis 1978, les Etats-Unis d'Amérique ont lancé dans l'espace des satellites de manière à garantir une flotte de 24 unités opérationnelles en permanence. Disposés sur 6 plans orbitaux faisant un angle de  $55^\circ$  avec l'équateur à 20200 km d'altitude, leur trajectoire est sub-circulaire. Ces satellites GPS emportent, en plus des systèmes de guidage et de correction de trajectoire nécessaires, une horloge au rubidium et un émetteur radio. L'horloge définit le temps GPS. De plus, elle fournit les standards temporels permettant de synthétiser les signaux émis.

Les signaux émis sont deux ondes électromagnétiques L1 et L2 de fréquence 1575.42 et 1227.60 MHz respectivement. Ces deux fréquences porteuses sont modulées par une série de codes, le P-code (Protected), le C/A-code (Coarse/Aquisition ou Clear/Acces), le W-code et le code de navigation. Les codes P et C/A sont en libre accès et servent à la localisation d'un récepteur.

La précision du positionnement à l'aide d'un GPS dépend de :

- La précision des horloges. Aussi bien celles des satellites que celles des récepteurs ne sont pas parfaites et introduisent une erreur dans le calcul. Comment éliminer cette erreur ? (Partie 1.2)
- La précision de la position des satellites. Connaît-on les orbites précises des satellites et comment sont-elles introduites dans le calcul ?
- La précision du modèle de transmission des ondes dans l'atmosphère. Le signal interagit avec l'atmosphère : comment s'affranchir des délais atmosphériques ? (Partie 1.3 et 2)

## 1.2 La double différence, traitement des erreurs de mesure du temps

### 1.2.1 La différence de phase, la donnée brute

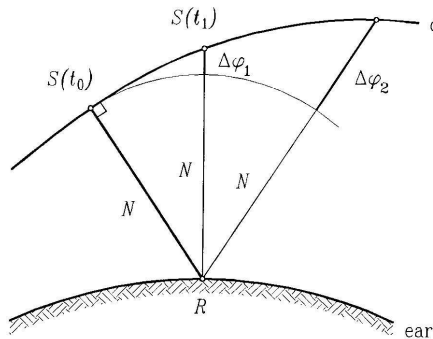


FIG. 2: Représentation schématique de la mesure de la différence de phase. Lorsque le récepteur commence à enregistrer la phase du signal émis par le satellite, celle-ci correspond à un nombre inconnu de cycles. Ce nombre est constant mais la différence de phase  $\Delta\varphi^{(sr)}$  varie tandis que le satellite se déplace dans le ciel (Hofmann-Wellenhof et al., 1992).

Lorsque le récepteur commence à mesurer, il enregistre instantanément la phase du premier signal qu'il reçoit sur les deux porteuses (Figure 2). Cette phase correspond à un nombre, entier ou réel, de cycles entre le satellite et le récepteur. Ce nombre de cycles est considéré constant durant un contact continu satellite-récepteur. La phase du signal  $\varphi$  est la somme entre un nombre de cycles  $N$  et une différence de phase  $\Delta\varphi$  à un temps  $t$  par rapport au temps  $t_0$ . La donnée utilisée lors du calcul de la solution est  $\phi$ . C'est une différence de phase, elle s'exprime de la façon suivante (plus de précisions en Annexe A.2) :

$$\phi = \frac{1}{\lambda}\rho + \frac{c}{\lambda}(\Delta STA + \Delta SAT) + N + \frac{\Delta ATMO}{\lambda}, \quad (1)$$

où  $\rho$  est la distance "véritable" entre le satellite et le récepteur, appelée "range",  $\lambda$  est la longueur d'onde de la porteuse,  $c = 299\,792\,458 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , la vitesse de la lumière dans le vide,  $\Delta SAT$  l'erreur temporelle au niveau du satellite,  $\Delta STA$  l'erreur temporelle au niveau de la station.

Cette donnée contient bien la distance  $\rho$  que l'on cherche, mais contient aussi une ambiguïté  $N$  qu'il faudra lever, des erreurs temporelles  $\Delta\delta$  qu'il faut éliminer et un délai atmosphérique  $\Delta ATMO$  à estimer.

### 1.2.2 La double différence, la donnée exploitée

On peut s'affranchir de l'erreur temporelle des satellites et récepteurs en utilisant les données reçues par, au moins, deux récepteurs 1 et 2 et, au moins, deux satellites A et B. L'équation 1 est équivalente pour les couples satellite-station (1;A), (1;B), (2;A) et (2;B) sur la figure 3. La double différence de ces quatre combinaisons  $\Delta\phi_{12}^{AB} = \phi_1^A - \phi_2^A - (\phi_1^B - \phi_2^B)$  donne :

$$\Delta\phi_{12}^{AB} = \frac{1}{\lambda}(\rho_1^A - \rho_2^A - \rho_1^B + \rho_2^B) + (N_1^A - N_2^A - N_1^B + N_2^B) + \frac{\Delta ATMO}{\lambda} \quad (2)$$

Cette équation ne dépend plus que de la longueur d'onde du signal, des distances entre les satellites et stations, des ambiguïtés de phase et du délai atmosphérique. Les erreurs d'horloges ont donc été retirées de la donnée. La mesure devient alors relative. En effet, les distances mesurées n'appartiennent à aucun référentiel. Il est juste possible de positionner la station 1 par rapport à la station 2.

La donnée utilisée pour calculer la position d'un point contient directement les distances entre les satellites et les stations, une ambiguïté de phase et un délai atmosphérique. La contrainte majeure réside dans la nécessité de mesurer plusieurs positions simultanément afin de pouvoir calculer ces différences de phase. Les mesures GPS se font donc par la construction d'un réseau de mesure. La précision des mesures réside en partie dans le maillage de ce réseau. Si une position a été mesurée en même temps que beaucoup d'autres (au minimum trois), sa position sera bien déterminée dans le réseau.

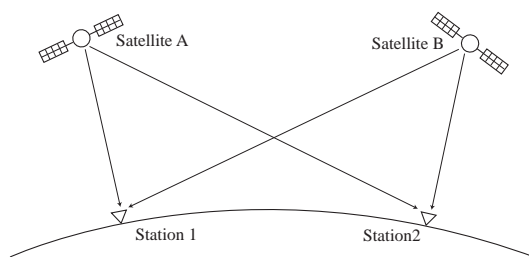


FIG. 3: **configuration géométrique nécessaire à une mesure précise au millimètre près.** À l'aide de ce système, les stations sont positionnées les unes par rapport aux autres dans le cas où on connaît les positions des satellites.

### 1.3 Traitement du délai ionosphérique

L'atmosphère peut être, au premier ordre, divisée en deux sous parties, la troposphère, entre 0 et 50 km, et la ionosphère, entre 50 et 1000 km. Le traitement du délai troposphérique nécessite un examen long, décrit en partie 2. Le délai ionosphérique est analysable simplement.

#### Deux fréquences porteuses différentes pour éliminer les effets de la ionosphère.

L'utilisation de deux porteuses de fréquences différentes permet d'éliminer le premier ordre des perturbations ionosphériques (plus de précisions en Annexe A.3). Cette combinaison linéaire  $\phi_{LC}$  des mesures de différences de phases  $\phi_1$  et  $\phi_2$  des deux porteuses L1 et L2, de fréquences respectives  $f_1$  et  $f_2$  s'écrit,

$$\phi_{LC} = \phi_{L_1} - \frac{f_2}{f_1} \phi_{L_2} \quad (3)$$

Cette valeur  $\phi_{L_1, L_2}$  ne comprend pas le délai ionosphérique. Cette combinaison, nommée LC, étant basée sur une série et négligeant les termes d'ordres supérieurs à 2, seule la majeure partie du délai ionosphérique est retirée (Seeber, 1993). Il est possible d'observer la combinaison linéaire ne faisant apparaître que le délai ionosphérique nommée LG (Figure 4). On remarque que l'évolution de la phase est dominée par l'avancée du satellite dans l'horizon, de manière continue et douce. Par contre, il reste une partie de signal corrélée au délai ionosphérique retiré. La correction n'est donc pas parfaite. La partie de délai restante pourra être intégrée au délai troposphérique, ou dans tous les autres paramètres utilisés lors du traitement par GAMIT des données.

## 2 Résolution des ambiguïtés et calcul des lignes de base

La première phase du traitement des données consiste à calculer, à partir des différences de phase mesurées par les stations, les distances entre toutes les stations d'un réseau de mesure. Le but est de construire ce réseau géométriquement, jour par jour, et donc, dans un cas avec plusieurs campagnes de mesures, d'établir les déformations internes du réseau au cours du temps ainsi que sa position. Ce calcul est réalisé à partir du logiciel GAMIT ("Global Positioning System At Massachusetts Institute of Technology") (Herring et al., 2006a).

### 2.1 Présentation et préparation des données

Les données calculées ici ont été récoltées entre le 5 et le 19 décembre 2007 au Chili, au niveau de Coquimbo, dans une zone située entre  $70^\circ$  W et  $73^\circ$  W de longitude et  $29.5^\circ$  S et  $32^\circ$  S de latitude

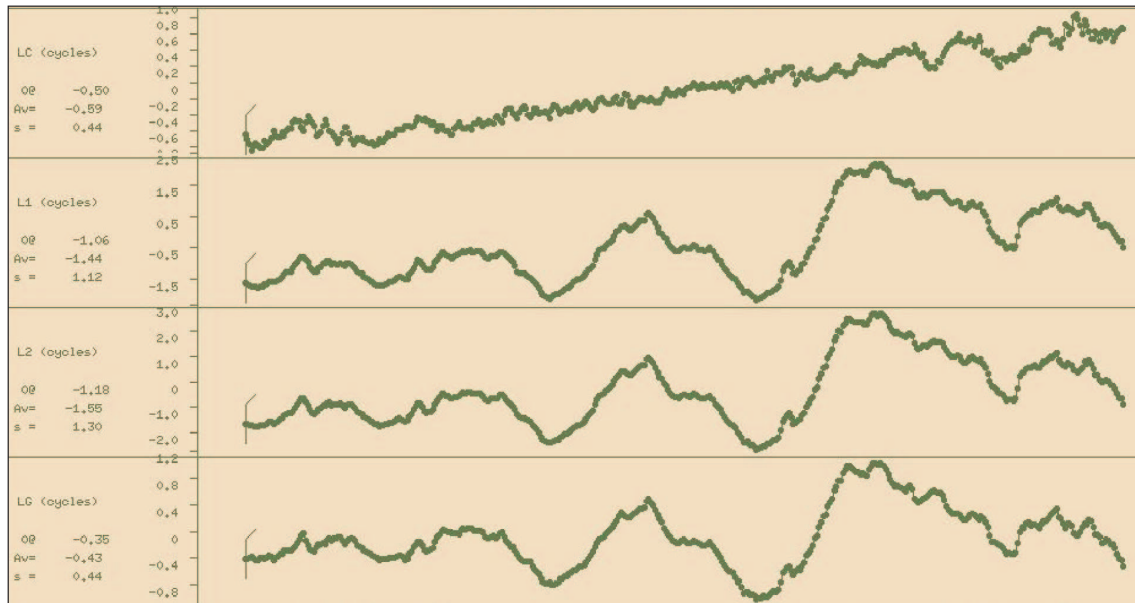


FIG. 4: **Comparaison des différents observables.** La première courbe représente l'évolution de la combinaison linéaire LC en fonction du temps, pour chaque mesure. La seconde et la troisième courbe représentent l'évolution au cours du temps de la différence de phase pour les porteuses L1 et L2 respectivement. La dernière représente la combinaison LG ne contenant que le délai ionosphérique. Capture d'écran réalisée à partir du logiciel CVIEW.

(Figure 5). Durant cette campagne, 32 sites GPS ont été mesurés. Ces données sont complétées par celles de 21 stations permanentes du réseau du projet SUB-CHILI<sup>1</sup>. Afin d'ancrer le réseau dans le référentiel ITRF (voir partie 3) (Altamimi et al., 2002), le calcul suivant sera réalisé en incluant dans le réseau une petite dizaine de stations de l'IGS ("International GNSS<sup>2</sup> System") disposées de manière homogène autour de la zone étudiée.

Chaque site GPS inclus dans le calcul à été mesuré au moins deux fois 24 heures complètes afin de garantir une quantité de données de différences de phase suffisante pour le calcul des lignes de base. Une session de mesure dure 24 heures. Les phases des signaux venant des satellites sont enregistrées toutes les 30 secondes, dans notre cas. Un fichier par session et par station est enregistré. Les lignes de bases ainsi formées sont suffisamment nombreuses et réparties de manière homogène sur tout le réseau. Cette campagne est la huitième d'une série débutée début 2004. Le planning des campagnes est indiqué Table 1. Avec deux campagnes de mesure par an, il sera possible d'établir des séries temporelles complètes de l'évolution du mouvement des points de mesure et ainsi traquer les phénomènes transitoires tels les séismes lents, ou les phénomènes plus superficiels tels que les glissements de terrain. Ces campagnes répétées permettent enfin de déterminer avec précision la vitesse d'un site GPS et de modéliser la déformation à l'oeuvre dans cette région du monde (voir Partie 4).

Afin de procéder au calcul, il est nécessaire dans un premier temps de transformer les données brutes délivrées par les récepteurs au format constructeur, inexploitable, en fichier lisible et échangeable (étape 1 sur la Figure 6). Ce type de fichier est appelé RINEX pour Receiver Independant Exchange Format Version (Gurtner and Estey, 2006). Ces fichiers sont séparés en deux parties. La première, l'entête, contient toutes les informations sur la section de mesure (nom du site, type de récepteur, date et heure du début et fin de la mesure, ainsi que les différentes valeurs enregistrées par le récepteur). La seconde contient les valeurs de phase enregistrées au cours du temps pour les différents satellites présents.

<sup>1</sup>Cogéré par l'Ecole Normale Supérieure, l'Institut de Physique du Globe de Paris, le DGF et l'Université du Chili

<sup>2</sup>Global Navigation Satellite System

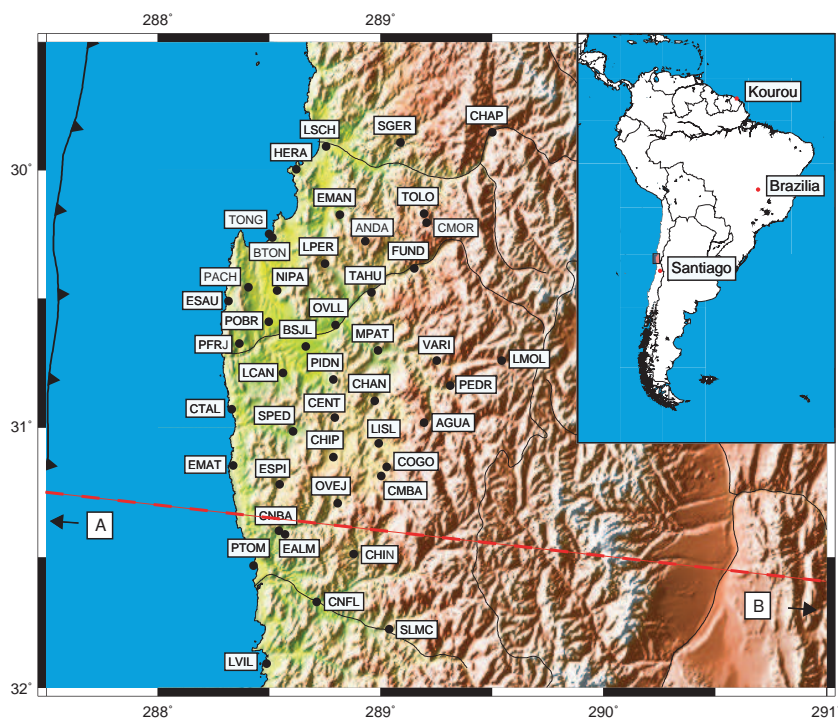


FIG. 5: Géographie et Localisation de la zone d'étude et des sites mesurés. L'encart en haut à droite donne la localisation globale de la zone d'étude (rectangle rose au nord ouest de Santiago). Sur la carte principale, les points noirs dessinés sur le modèle numérique de terrain indiquent l'emplacement des sites GPS mesurés, associés à leur code. La subduction de la plaque Nazca sous l'Amérique du Sud est représentée par une ligne parcourue de triangle noirs pointant vers la plaque chevauchante. Le tracé rouge pointillé correspond au trait de coupe présentée Figure 18.

Date Début	Date Fin	Stations
27 avril 2004	12 mai 2004	48
3 décembre 2004	12 décembre 2004	52
6 mai 2005	16 mai 2005	53
3 décembre 2005	14 décembre 2005	54
5 mai 2006	16 mai 2006	54
10 novembre 2006	22 novembre 2006	57
27 avril 2007	10 mai 2007	61
5 décembre 2007	19 décembre 2007	61

TAB. 1: Résumé du planning des campagnes. Huit campagnes ont été réalisées depuis 2004. La dernière colonne donne le nombre total de sites dont les données ont été calculées, incluant les stations cGPS et les stations IGS.

La transcription des fichiers sources en rinex a été réalisée à partir du logiciel TEQC (freeware distribué par l'UNAVCO à <http://facility.unavco.org/software/teqc/teqc.html>). Ce logiciel répertorie la majeure partie des récepteurs couramment utilisés et permet ainsi une traduction des fichiers au format constructeur. De plus, TEQC permet aussi une vérification des fichiers de données (complétude, continuité, correspondance des dates...).

## 2.2 Calcul des dérives d'horloge et introduction des orbites des satellites

La deuxième étape du calcul consiste à préparer les données au calcul par GAMIT (Figure 6). A partir des fichiers RINEX de toutes les sessions et de toutes les stations le module MAKEX range les valeurs de phase (pour les porteuses L1 et L2) et les valeurs des pseudorange déduits des codes P (pour L1 et L2) et C/A (L1 seulement) dans un fichier X. Simultanément, MAKEX calcule une dérive des horloges des stations par rapport aux horloges des satellites qui définissent le temps GPS. Cette dérive est modélisée à partir des orbites des satellites et de la valeur de pseudorange enregistrée (Herring *et al.*, 2006a). Au premier ordre, elle apparaît linéaire en fonction du temps.

Ce module de calcul nécessite donc une position *a priori* des stations ainsi que des orbites de satellites. A partir de fichiers tabulaires<sup>3</sup> donnant la position du satellite toutes les 15 minutes, par une inversion aux moindres carrés, le module ORBFIT détermine les paramètres képlériens

<sup>3</sup>Fichiers téléchargeables sur <http://igsceb.jpl.nasa.gov/components/prods.html>.



de la course du satellite dans le ciel. Ces paramètres képlériens permettent ensuite de calculer à l'aide du module ARC les orbites à un pas de temps correspondant au pas de temps avec lequel les données ont été collectées, ici 30 secondes. La précision dans le positionnement du satellite est de 5 cm (donnée IGS), pour une altitude de 20200 km. Cette erreur se traduit par une erreur de  $2.5 \cdot 10^{-6}$  km sur une ligne de base de 1 km. L'erreur sur une ligne de base de 1000 km est alors de 2.5 mm. Notre réseau mesure environ 200 km sur 100 km, les orbites sont donc suffisamment précises pour notre calcul.

### 2.3 Calcul des lignes de bases

Le calcul par GAMIT des longueurs des lignes de base à partir des fichiers X et K (fichiers de dérive d'horloge, Figure 6) se fait grâce à une inversion par moindres carrés. Les données sont les différences de phases enregistrées par les stations. Le programme va rechercher les paramètres d'un modèle qui va satisfaire au mieux à ces données. Parmi ces paramètres se trouvent, entre autres, les positions des stations, qui vont ainsi être déterminées.

#### 2.3.1 Théorie et paramètres

Soit un vecteur  $\underline{d}$  contenant les données du problème, un vecteur  $\underline{p}$  contenant les paramètres du problème et une matrice  $\underline{T}$  correspondant à la théorie. Le vecteur contenant le modèle  $\underline{m}$  est défini de la manière suivante :

$$\underline{m} = \underline{T} \cdot \underline{p}. \quad (4)$$

De là, le modèle se rapprochant le plus des données se trouve en minimisant l'écart entre  $\underline{d}$  et  $\underline{m}$ . La méthode des moindres carrés permet de déterminer le vecteur  $\underline{p}$  correspondant.

Le programme GAMIT permet de choisir quelle théorie sera utilisée lors du calcul. La théorie

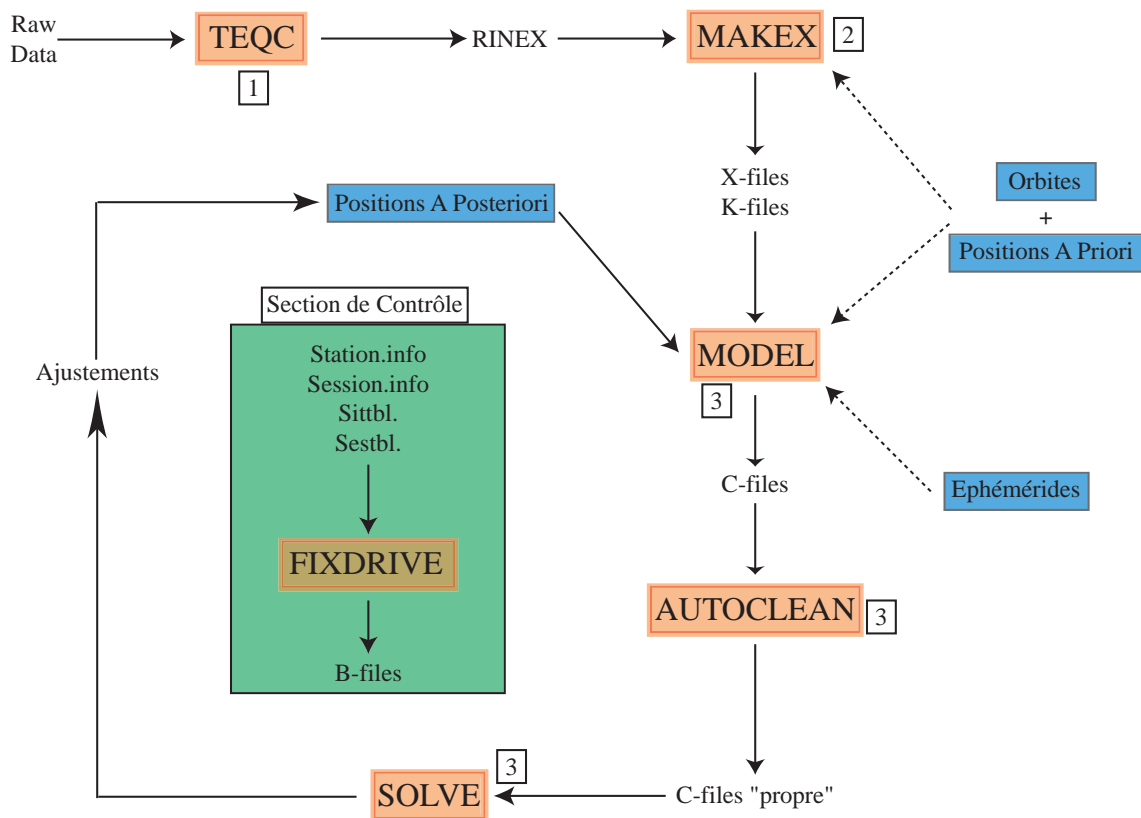


FIG. 6: Organigramme de présentation de l'architecture du programme GAMIT. Les différents modules de calcul sont indiqués en rose. Les données annexes nécessaires au calcul sont indiquées en bleu. Les chiffres indiquent les étapes détaillées en partie 2.

de base consiste à considérer que le point de mesure est fixe dans le référentiel géocentrique, que le satellite bouge autour et que l'atmosphère n'influe pas sur le temps de trajet du signal. Cette théorie est trop approximative et des améliorations doivent être apportées grâce aux tables de contrôles du programme.

L'inversion des données est pilotée par quatre tables. La table *station.info* contient des informations sur les récepteurs ayant servi à mesurer chaque site. Les numéros de séries des récepteurs et des antennes sont indiqués, ainsi que les hauteurs d'antenne, les versions de software des récepteurs par exemple. La table *session.info* renseigne sur le nombre de satellites en vol et en état de marche chaque jour de la campagne. Durant le mois de décembre 2007, 32 satellites (de PRN 1 à PRN 32) étaient opérationnels. Les tables fondamentales sont les tables *sestbl.* et *sittbl.* Elles concernent les paramètres qui vont être recherchés durant l'inversion. Ces tables sont utilisées par le module FIXDRIVE (Figure 6) qui dirige la procédure de calcul.

**Choix du type de calcul** Le calcul peut être réalisé en considérant que les satellites ont une position connue (mode BASELINE). Le programme détermine les lignes de base. Ce type de calcul est utilisé ici. Cependant, il est possible de décider que la position des stations est fixe (mode ORBIT) ou même qu'aucune position n'est fixe (mode RELAX).

**Modèle atmosphérique** Les signaux émis par le satellite traversent l'atmosphère. L'indice de réfraction de l'atmosphère étant différent de 1 et variant dans le temps, la vitesse des ondes varie selon les caractéristiques de l'air, humidité, température... Ces variations peuvent être prises en compte dans la construction d'un modèle atmosphérique. La composante atmosphérique de la différence de phase due à la partie dispersive est enlevée en partie par combinaison linéaire, mais il est possible de rajouter un paramètre de correction ionosphérique supplémentaire. En ce qui concerne la troposphère, un délai zénithal sec est estimé à chaque stations, sur un intervalle de temps prédéfini. La quantité de vapeur d'eau peut aussi être prise en compte en estimant des délais zénithaux humides et des gradients atmosphériques horizontaux, pour raffiner la solution. Le modèle troposphérique sec que nous utilisons est basé sur le modèle de *Saastamoinen* (1972) qui décrit les évolutions de pression  $P$  et de température  $T$  en fonction de l'altitude  $z$  tels que :

$$T(z) = T_{(z=0)} - 0.006z \quad (5)$$

$$P(z) = P_{(z=0)} \left(1 - \frac{6.5 * 10^{-3}z}{288.15}\right)^{5.256} \quad (6)$$

**Ephémérides et paramètres de rotation de la Terre.** Les sites GPS sont situés sur les continents. Or ceux-ci sont affectés de mouvements dus aux effets d'attraction de la Lune et du Soleil. De plus, comme les océans sont aussi affectés par ces mouvements, ils exercent une force variable sur les continents, qui ont une réponse élastique. Il faut donc corriger ces effets de marée terrestre et océanique à partir des éphémérides (tables de marées, de positions de la Lune et du Soleil...). De plus, la Terre a des mouvements de précession et de nutation autour de son axe de rotation qu'il faut prendre en compte.

Les paramètres recherchés afin de minimiser la différence entre le modèle et les données sont donc :

- les paramètres du modèle de transmission des ondes dans l'atmosphère
- les paramètres de mouvement de la Terre dans un référentiel géocentrique
- les paramètres des éphémérides
- les positions des stations, données par les longueurs des lignes de base

Tous ces paramètres sont définis par une valeur *a priori* et par une gamme dans laquelle ils peuvent varier librement. Définir cette gamme revient à contraindre les paramètres.

### 2.3.2 Inversion

L'inversion débute par la construction d'un modèle direct. A partir de positions *a priori* des stations, de tous les paramètres décrits dans les tables, des orbites, et des éphémérides, le module MODEL (Figure 6) construit des différences de phases théoriques pour chaque couple satellite station présent dans une session. Ce module produit un fichier C par station, contenant les données, le modèle direct et la matrice des dérivées partielles des équations formant la théorie en fonction des paramètres.

Après un passage par le module AUTOCLEAN qui enlève les données aberrantes, le module SOLVE réalise l'inversion et trouve le jeu de paramètres minimisant l'écart entre données et modèle et calcule les positions de stations *a posteriori* issues de la longueur des lignes de base dont l'ambiguïté a été résolue. Le processus d'inversion constitue une boucle qui peut être itérée plusieurs fois. Nous utilisons dans nos calcul un processus non itératif, aboutissant à quatre solutions distinctes :

1. Une solution avec ambiguïtés libres, et paramètres contraints. Les ambiguïtés correspondent à des nombres réels de cycles, et les paramètres ne varient que dans les gammes définies.
2. Une solution avec ambiguïtés fixées, et paramètres contraints. Les ambiguïtés correspondent à des nombres entiers de cycles.
3. Une solution avec ambiguïtés libres, et paramètres non contraints. Les paramètres varient librement et peuvent prendre n'importe quelle valeur.
4. Une solution avec ambiguïtés fixées, et paramètres non contraints.

Nous utilisons ici la solution en ambiguïté libres avec des paramètres contraints. La particularité de cette solution réside dans le fait que l'ambiguïté étant un nombre réel de cycle, celle-ci ne correspond pas à un nombre de cycles véritable. Il n'y a pas de réalité physique dans ce nombre de cycles. Mais, l'utilisation d'un nombre réel permet de compenser d'autres phénomènes annexes mal évalués (modèle atmosphérique, position du satellite par exemple) dans la résolution de l'ambiguïté. Il n'est donc pas nécessaire d'avoir une théorie exacte dans ce cas.

Le calcul est effectué pour chaque session de mesure, correspondant à chaque jour de mesure, combinant toutes les stations. Le jeu de paramètres utilisé est défini pour tout le traitement, de manière à pouvoir comparer et analyser de façon conjointe les résultats jour par jour. Il est nécessaire de procéder à des tests sur l'effet des différents paramètres afin de trouver la configuration débouchant sur la solution la plus stable.

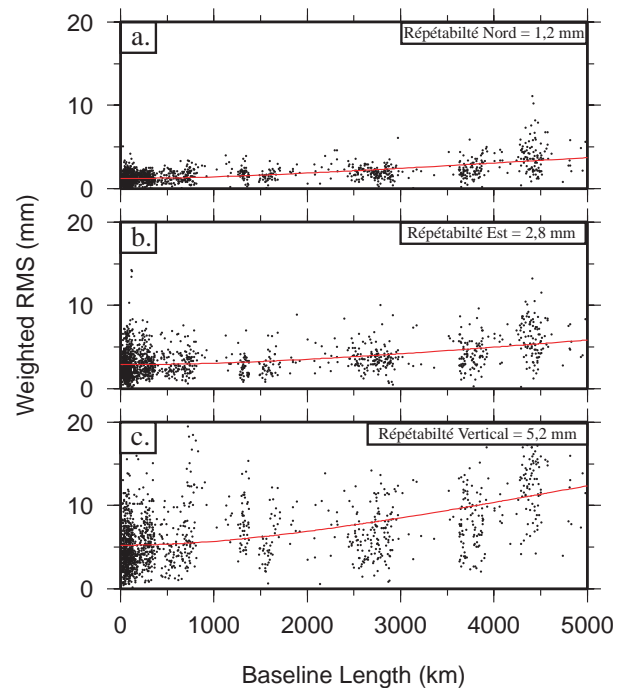


FIG. 7: **Répétabilité des lignes de base.** Distribution des RMS de chaque ligne de base autour de la valeur moyenne (ligne rouge) en fonction de sa longueur pour les composantes **a.**, nord-sud, **b.**, est-ouest et **c.**, verticale. Cette distribution est représentée pour la solution que nous avons établie finalement à partir des données collectées fin 2007.

## 2.4 Tests de répétabilité et paramétrisation de l'inversion

Quatre paramètres ont été testés concernant le choix des données utilisables, le modèle atmosphérique, et le modèle d'erreur sur les données.

### 2.4.1 Test de répétabilité

Le test de répétabilité utilisé ici concerne la longueur des lignes de base. Une ligne de base entre deux stations est calculée pour chaque jour de campagne durant lequel les deux sites correspondant ont été mesurés conjointement. Or celle-ci ne doit pas changer d'un jour à l'autre. Elle peut évoluer dans le temps, d'année en année, mais les évolutions des longueurs de lignes de bases ne sont pas perceptibles à l'échelle d'une campagne durant une dizaine de jours. Pour une ligne de base calculée, GAMIT calcule la RMS ("Root Mean Square") correspondante, valeur indiquant l'écart aux données. Cette RMS doit être d'une part faible (la ligne de base calculée satisfait aux données mesurées) et d'autre part ne doit pas varier beaucoup lors de la campagne autour de sa valeur moyenne. La RMS moyenne pondérée par la longueur des lignes de base est appelée la répétabilité.

La solution calculée à partir des données collectées lors de la campagne de fin 2007 correspond à une nRMS<sup>4</sup> finale de 0.13. Avant le calcul, la nRMS calculée à partir des positions *a priori* était de 46.06. Les répétabilités sont égales à 1.2 mm pour la composante nord-sud des lignes de base, 2.8 mm pour la composante est-ouest et 5.2 mm pour la composante verticale (Figure 7). Les lignes de bases longues sont moins stables que les courtes, car l'ambiguïté est moins bien résolue. Vers 4500 km, les lignes de bases semblent moins stables de jour en jour. Le même calcul réalisé sans la station KOUR (Kourou, Guyane Française, IGS) efface cette tendance. La station KOUR présente peut-être une anomalie sur cette période. La composante nord-sud semble mieux résolue que la composante est-ouest. Cette différence provient des orbites de satellites, globalement nord-sud, apportant plus de contraintes dans le positionnement nord-sud que dans le positionnement est-ouest. La composante verticale est mal contrainte car le modèle d'erreur des données en fonction de l'élévation fait plus confiance aux données venant de satellites situés au zénith, plutôt qu'à l'horizon (voir partie 2.4.2). De plus, la station capte des données uniquement venant par au dessus.

### 2.4.2 Effets du masque d'élévation et modèle d'erreur des données

Masque °	Répétabilités		
	Nord (mm)	Est (mm)	Vertical (mm)
0	1.8	4.2	6.7
15	1.5	3.7	5.7
20	1.3	3.2	6.7
30	0.9	2.6	8.9
40	0.9	2.4	15.8
50	95	67.5	216.5
60	65	380	1139

TAB. 2: Influence du masque d'élévation sur la répétabilité. Seule les répétabilités pour la solution en ambiguïté libre avec paramètres contraints sont représentées.

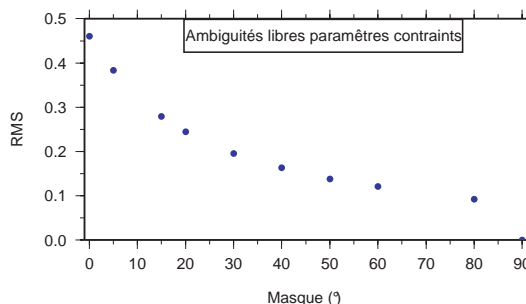


FIG. 8: Effet du masque d'élévation sur la RMS. Représentation de la RMS en fonction du masque d'élévation appliqué aux données pour la campagne de fin 2007. Au dessus de 30°, la décroissance est interprétée comme une chute du nombre de données.

Les récepteurs GPS captent les données venant des satellites, où qu'ils soient dans le ciel. Lorsque le satellite a une bonne élévation, haut dans le ciel, les porteuses traversent une couche minimale d'atmosphère. Par contre, lorsque le satellite arrive sur l'horizon, les porteuses traversent une couche de plus en plus épaisse d'atmosphère. Le signal est par conséquent plus atténué, et plus

<sup>4</sup>RMS normalisée à la différence entre la plus grande ligne de base et la plus courte.

dégradé. De plus, les données de peu d'élévation peuvent être le résultat de réflexions (sur l'eau par exemple). Par conséquent, il est intéressant de tester le crédit que l'on peut accorder à ces données.

**Masque d'élévation** Le masque d'élévation est un paramètre homogène à un angle permettant de sélectionner les données. Tous les signaux arrivés au récepteur avec un angle d'incidence par rapport à l'horizon inférieur au masque d'élévation ne seront pas pris en compte. Lors des tests, deux résultats sont observés, la valeur de la RMS de la solution sur la campagne (Figure 8), et les répétabilités (Table 2). La RMS décroît alors que le masque d'élévation augmente. Il est en effet plus difficile d'être en adéquation avec beaucoup de données qu'avec peu de données. D'ailleurs, la RMS pour un masque de  $90^\circ$  (aucune donnée) est nulle. Les répétabilités sont les plus petites globalement pour un masque d'élévation de  $15^\circ$ . Au dessus de  $30^\circ$ , les valeurs sont très grandes et reflètent le manque de données. Nous avons choisi une valeur de  $15^\circ$ , bon compromis entre RMS moyenne et répétabilité très acceptable.

Modèle d'erreur	RMS (mm)	Répétabilités		
		Nord (mm)	Est (mm)	Vertical (mm)
$10^2 + \frac{0.001^2}{\sin(\gamma)^2}$	0.28	1.6	3.7	5.7
$4.3^2 + \frac{7.0^2}{\sin(\gamma)^2}$	0.20	1.2	2.8	5.2

TAB. 3: **Influence du modèle d'erreur d'élévation sur la répétabilité.** En plus d'améliorer la répétabilité, un modèle d'erreur sur l'élévation garantit une meilleure RMS.

**Modèle d'erreur** Une fois les données sélectionnées, quel est l'effet d'une pondération des données de basse élévation ? Nous avons réalisé un test dans lequel les données de basse élévation sont considérées comme peu fiables et un test dans lequel toutes les données sont considérées de manière équivalente. Le modèle d'erreur est basé sur l'équation suivante :

$$\epsilon = a^2 + \frac{b^2}{\sin(\gamma)^2} \quad (7)$$

où  $\gamma$  est l'élévation des données,  $\epsilon$  est l'erreur associée en mm et  $a$  et  $b$  deux paramètres. Si  $b$  est très petit devant  $a$ , alors l'élévation ne rentre pas en compte dans le calcul de l'incertitude de la donnée. On remarque que dans le cas où  $b = 7.0$  mm, la RMS est plus faible et la répétabilité meilleure que dans le cas où  $b = 0.001$  mm (Table 3). Nous avons donc choisi le modèle avec  $a = 4.3$  mm et  $b = 7.0$  mm.

### 2.4.3 Tests du modèle troposphérique

Deux paramètres ont été testés, le nombre de délais zénithaux à estimer pour une journée et la présence de gradients horizontaux.

**Délais zénithaux** L'estimation du délai zénithal sert à estimer de combien le signal est retardé par l'atmosphère. Il est possible de choisir combien de délais seront estimés par jour, en donnant la période de réactualisation du délai. Il semble logique que, l'atmosphère évoluant pendant la journée, ce délai ne reste pas stable. Il faudrait pouvoir estimer un délai pour chaque mesure. Mais le temps de calcul est extrêmement dépendant du nombre de délais estimés. En effet, estimer un délai par jour revient à estimer un délai pour chaque trajet satellite-station. Or il faut un nombre de couples satellite-station le plus élevé possible pour garantir une bonne précision de la mesure. Donc le nombre de délais zénithaux ne peut pas être trop grand. En comparant les répétabilités (Table 4), on remarque que estimer 7 délais zénithaux (un toutes les quatre heures) revient à estimer une solution stable, proche de celle avec 13 délais zénithaux, tout en garantissant un temps de calcul moyen. En estimer moins dégrade la solution. Nous avons donc choisi d'estimer 7 délais zénithaux.

Nombre de délais	Durée (h)	Répétabilité		
		Nord (mm)	Est (mm)	Vertical (mm)
13	2	1.6	3.6	5.5
11	2.4	1.6	3.6	5.6
9	3	1.6	3.7	5.7
7	4	1.6	3.7	5.7
5	6	1.6	3.8	5.9
3	12	1.7	4.0	6.0
1	24	2.0	4.6	7.6

TAB. 4: **Influence du nombre de délais zénithaux sur la répétabilité.** La colonne durée indique la période pendant laquelle le délai zénithal reste constant et n'est pas actualisé.

**Gradients horizontaux** Les gradients horizontaux atmosphériques peuvent être pris en compte. Ils améliorent légèrement la répétabilité, mais augmentent nettement le temps de calcul (multiplié par deux environ). De plus, les gradients horizontaux sont estimés pour chaque station, il n'y a pas de gradient régional pour un réseau. Par conséquent, ceux-ci n'ont pas de réalité physique. Nous avons choisi de ne pas les utiliser.

Grâce à ces tests, nous avons déterminé la théorie utilisée pour inverser les données GPS et calculer ainsi une solution. Les calculs ont été réalisés pour la campagne de fin 2007 mais aussi pour toutes les campagnes précédentes (Table 1) de manière à obtenir des solutions homogènes. Le réseau ainsi contraint, et les lignes de bases connues, il reste à replacer les stations dans un référentiel terrestre et à calculer leur déplacement dans ce référentiel.

### 3 Choix du référentiel, calcul du modèle d'erreur

Le logiciel GLOBK ("Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program") (Herring et al., 2006b) permet de positionner dans un référentiel choisi les lignes de bases et les positions de stations calculées par GAMIT. Ce référentiel est déterminé à partir de stations, dont la position et la vitesse sont connues, préalablement incluses dans le calcul des positions et lignes de bases.

#### 3.1 Construction du référentiel

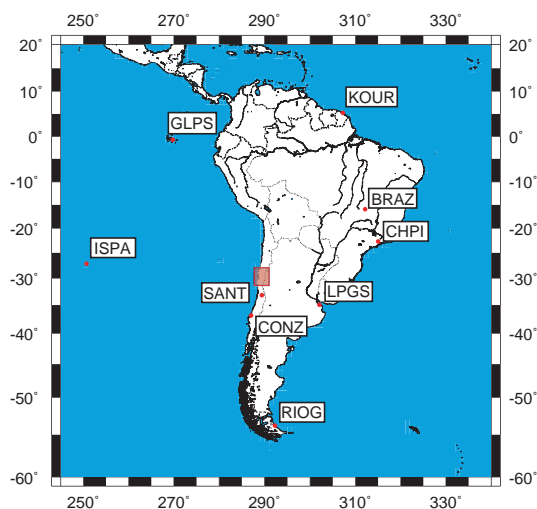


FIG. 9: **Carte des sites IGS.** Localisation des sites IGS présents dans l'ITRF utilisés pour construire le référentiel par rapport au réseau de mesures (localisé en rouge).

Le référentiel ITRF (Altamimi et al., 2002) correspond au résultat du traitement de données SLR ("Satellite Laser Ranging"), VLBI ("Very Large Baseline Interferometry") et GPS de très haute qualité. L'origine du référentiel est localisée au centre de masse du système Terre-Constellation de satellites GPS, déterminé par SLR. Ce référentiel est défini par le traitement des données de 800 stations permettant de contraindre la position et la vitesse de 500 sites. La précision de 50% des sites est garantie au centimètre près et 100 sites présentent une vitesse précise au millimètre par an près. Lors du calcul des longueurs de ligne de base par GAMIT sur les huit campagnes de mesure (Table 1), nous avons inclus 9 stations présentes dans le référentiel ITRF 2000 (Figure 9).

Le logiciel GLOBK (Figure 10) ajuste les positions des stations et leurs vitesses à celles des stations de l'ITRF, fixes durant le calcul, en tenant compte des longueurs de lignes de base. Le code est basé sur un filtre de Kalman (Kalman, 1960; Herring et al., 1990). A partir de l'état

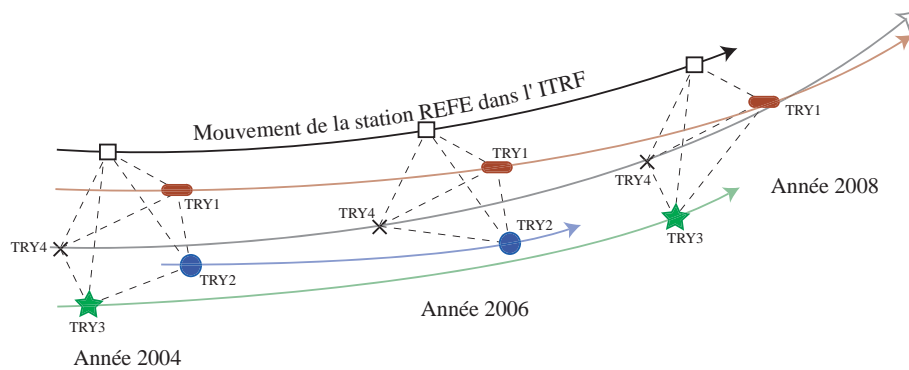


FIG. 10: **Principe de base de GLOBK.** Le mouvement des stations ITRF est connu dans le référentiel ITRF. En fixant la position et la vitesse de ces stations, et en laissant la position et la vitesse des stations du réseau libres, le programme détermine les couples vitesse-position les plus probables, en se basant sur l'évolution des lignes de base au cours du temps. Le mouvement des stations se faisant autour de la Terre, le couple vitesse-position est déterminé en calculant l'arc de cercle le plus probable sur lequel se déplace une station. Dans cet exemple, la station REFE, marquée par un carré blanc, est une station du référentiel ITRF. Son mouvement est connu entre les années 2004 et 2008. Les stations TRY1 à TRY4 ont été mesurées au moins deux fois durant cette période. Les arcs de cercles correspondants découlent du calcul de GLOBK. Les traits pointillés indiquent les lignes de bases.

d'une variable à un temps  $t$ , et d'une mesure bruitée à un temps  $t+1$ , le filtre de Kalman permet de déterminer l'état de cette variable au temps  $t+1$ .

Afin de rattacher le réseau mesuré au référentiel ITRF, le processus est itératif. Quatre itérations ont été jugées nécessaires pour atteindre une solution stable et satisfaisante en terme de RMS. Lors de chaque itération, le référentiel est redéfini et les stations IGS le déterminant sont choisies. Si le référentiel s'ajuste pour toutes les stations IGS sauf une, celle-ci est rejetée et devient une station comme les autres. En terme de position, la RMS sur les stations IGS avant ajustement est de 0.2789 m et après ajustement de 0.00273 m. En terme de vitesse, la RMS globale avant ajustement est de 0.0141 m/an et après ajustements de 0.00055 m/an. Dans la région se situent deux stations de plus présentes dans l'ITRF, AREQ (Arequipa, Pérou) et FORT (Fortaleza, Brésil) (Figure 9). La station située à Arequipa a été déplacée par un séisme de magnitude 8.4 le 23 juin 2001. *Ruegg et al.* (2001) ont repéré à cette station un déplacement cosismique de l'ordre de 50 cm et un déplacement post sismique de 4.3 mm/jour pendant 20 jours suivant le séisme. Ce mouvement n'étant pas pris en compte dans l'ITRF paru en 2000, la station n'a pas été incorporée dans le référentiel. La station Fortaleza n'a pas été incluse dans le calcul car son ajout dans le processus provoque une chute de la qualité du fit. La RMS après ajustement en terme de vitesse passe à 0.00143 m/an, celle-ci est doublée.

### 3.2 Etablissement du modèle d'erreur

Le calcul final donne la position et la vitesse d'un site dans le référentiel ITRF associées à leurs incertitudes. Cette incertitude combine à la fois les erreurs de mesures (incertitudes liées aux appareils de mesure), la viabilité du modèle de détermination des lignes de base (si la nRMS donnée par GAMIT est élevée, le modèle sera peu fiable et la solution incertaine), la viabilité du modèle de vitesse calculé par GLOBK et un bruit de Markov appliqué au site GPS. Lorsque le site GPS est construit et mesuré pour la première fois, sa position initiale est déterminée. Lors des mesures suivantes, son déplacement au cours du temps est observé. Le

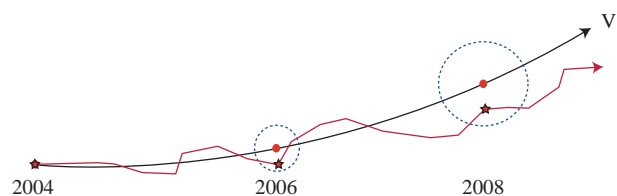


FIG. 11: **Effet du bruit de Markov sur un repère GPS.** En 2004, le repère GPS (étoile rouge) est placé sur un point du sol (cercle rouge) qui se déplace avec une vitesse  $V$  (flèche noire) dans le référentiel ITRF. Il est affecté par un bruit de Markov, son chemin réel est celui représenté en rouge. Il s'éloigne donc de son point d'origine, d'où une incertitude grandissante avec le temps sur la position (cercle bleu). L'incertitude sur la vitesse est dépendante du nombre de mesures (Partie 3.3).

repère géodésique laissé pour marquer le site est souvent une marque en béton, ou un boulon dans le sol. Appliquer un bruit de Markov au site GPS revient à considérer que celui ci se déplace de manière aléatoire à partir de la position à laquelle il devrait se trouver, même en cas de mouvement du sol. Cette marche est aléatoire, et correspond à un bruit de positionnement du marqueur par rapport au sol environnant (Figure 3.2). Chaque mouvement aléatoire du repère est additionné aux précédents. L'incertitude liée au bruit de Markov grandit donc avec le temps. Plus un site est mesuré et plus la période d'observation est longue, plus il pourrait de trouver loin du point dans le sol où il a été originellement placé.

Le programme applique donc un bruit pour calculer l'incertitude et la position du site mesuré. Deux problèmes sont alors soulevés. Doit on calculer la position du site mesurée réellement ou doit on calculer la position du site que l'on avait originellement installé en retirant un bruit, non mesurable ? De plus, la quantité de déplacement qui affecte le site suivant cette marche aléatoire est inconnue. Par conséquent, lors de la paramétrisation du filtrage par GLOBK, l'utilisateur affecte une valeur *ad hoc*, généralement de  $2 \text{ mm.an}^{-1/2}$  aux sites auxquels il désire appliquer un Markov. Cette valeur ne découle pas d'une étude statistique mais de l'appréciation de l'ellipse d'erreur finale par l'utilisateur. L'ajout d'un bruit dans le calcul de la position et de la vitesse peut relever de la surinterprétation de données. Une donnée est mesurée, la vitesse et la position du site en sont déduits, et le calcul d'un quelconque mouvement aléatoire doit apparaître comme un post traitement, une analyse, et non comme une manière de traiter les données. Surtout si cet artefact de calcul ne dépend d'aucune contrainte physique. Il apparaît une différence non systématique comprise entre 0 et  $1 \text{ mm.an}^{-1}$  entre des vitesses calculées avec un bruit de Markov de  $2 \text{ mm.an}^{-1/2}$  et des vitesses calculées sans bruit de Markov. *Langbein and Johnson (1997)* observent aussi une forte variation dans l'accumulation de la déformation selon les valeurs imposées à ce bruit. Les vitesses calculées ici (Table 5) sont donc calculées sans bruit de Markov, les erreurs associées sont elle calculées en ajoutant un bruit dont l'amplitude est déterminée par une étude des séries temporelles.

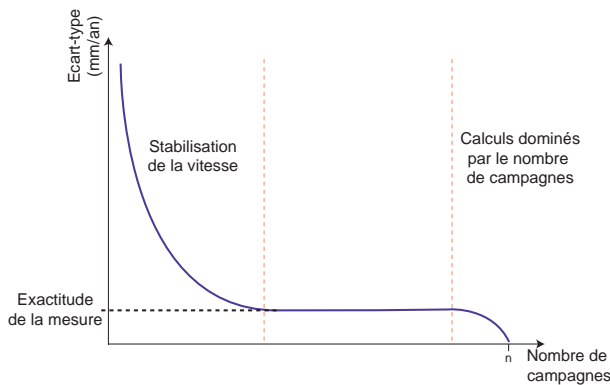


FIG. 12: Schéma des résultats obtenus pour une station ayant été mesurée  $n$  fois. Evolution de la valeur de l'écart type des mesures pour chaque nombre de données prises en compte pour une station présentant  $n$  campagnes,  $n$  étant grand.

L'utilisation du processus de Markov dans le calcul soulève la question de la différence entre incertitude de mesure et exactitude de mesure. L'incertitude correspond à toutes les erreurs réalisées lors de la mesure (positionnement de la station sur le site, viabilité des ajustements successifs...). L'exactitude correspond au fait de savoir si ce qu'un opérateur mesure est réellement ce qu'il pensait mesurer. Elle ne dépend donc ni de l'opérateur, ni du traitement des données. Le bruit de Markov peut correspondre à une façon de quantifier l'exactitude en ajoutant aux incertitude un calcul de mouvement aléatoire du repère par rapport au sol. La seule manière d'approcher l'exactitude est d'observer l'évolution des mesures dans le temps et

de considérer que les mesures futures se comporteront de manière équivalente. Nous avons donc réalisé des tests sur les séries temporelles afin de déterminer quelle quantité de bruit de Markov appliquer aux données.

### 3.3 Tests sur séries temporelles et vitesses GPS

Une série temporelle représente l'évolution de la position d'un site dans le temps, composante par composante, par rapport à la première mesure de position. A partir de cette évolution, la vitesse, considérée constante, est déterminée de manière approchée par une simple régression linéaire



(Figure 14). A l'aide des études de séries temporelles, il est possible de déceler des phénomènes périodiques, ou transitoires (voir Partie 3.4). *Langbein and Johnson* (1997) estiment un bruit de Markov moyen de  $1.3 \text{ mm.an}^{-1/2}$  sur des séries temporelles de données EDM ("Electronic Distance Meter") présentant un grand nombre de points de mesures. Les séries temporelles les plus complètes de notre jeu de données comportent huit points, un par campagne. Nous avons appliqué le test suivant à toutes les séries comportant six, sept et huit mesures.

Le test est basé sur l'évolution dans le temps du calcul de la vitesse en fonction du nombre de données. Sachant qu'une série temporelle comporte  $n$  campagnes, quelle aurait été la distribution des vitesses déterminées avec  $n-1$  campagnes ? et avec  $n-2$  campagnes ? Sur la période écoulée de 2004 à 2008, pour chaque station, nous calculons la vitesse par régression linéaire pour toutes les combinaisons de position possibles le long de la série temporelle. Par exemple, une station mesurée trois fois (A,B et C) aura quatre combinaisons possibles, (A ;B ;C), (A ;B), (A ;C) et (B ;C). Chaque combinaison correspond à une régression linéaire dont la pente est une vitesse. Nous calculons ensuite la moyenne des vitesses déterminées avec  $n$ ,  $n-1$ ,  $n-2$ ... observations (toujours supérieur à 2) ainsi que l'écart type correspondant (Figure 12 et 13). Enfin nous comparons ces distributions de vitesse à l'erreur déterminée par GLOBK selon la valeur du bruit de Markov appliquée. La moyenne pour chaque nombre d'observation est très proche de la vitesse déterminée avec 8 mesures. L'écart type décroît globalement alors que le nombre de mesure augmente. Quelques résultats de test sont présentés en Annexe A.4.

Dans le cas idéal où le nombre de mesure  $n$  est assez grand, la valeur de l'écart type des vitesses mesurées pour chaque nombre de mesures prises en compte devrait se stabiliser vers une valeur minimale. Ce cas idéal est présenté en Figure 12. Cette valeur correspond à l'exactitude de la mesure. Le problème est que dans le cas des campagnes réalisées de 2004 à 2008 au Chili, malgré un grand nombre de campagnes (huit au total), celui-ci n'est pas encore assez élevé pour atteindre ce plateau et les valeurs des écarts types sont encore trop dominées par l'effet du nombre de mesures ou par l'effet de la stabilisation de la vitesse. Nous ne savons pas combien de mesures seront nécessaires pour aboutir à cette situation. Par contre, sur un intervalle de temps, 3 mesures apportent une indétermination sur la vitesse. Avec 4 mesures, cette indétermination est plus faible, de même pour 5, 6, 7 mesures et l'indétermination est minimale pour 8 mesures pour l'instant. Par ce test, on peut estimer l'incertitude produite avec seulement 7 valeurs, qui doit être plus grande que celle réalisée avec 8 mesures. Donc nous pouvons majorer l'incertitude de la vitesse d'une station en prenant comme incertitude la valeur de l'écart type pour 7 mesures. Cette valeur correspond à une quantité de Markov ajoutée à une station. Cette valeur sera choisie pour le calcul final. Le test étant réalisé seulement sur les stations présentant un nombre de mesure supérieur ou égal à

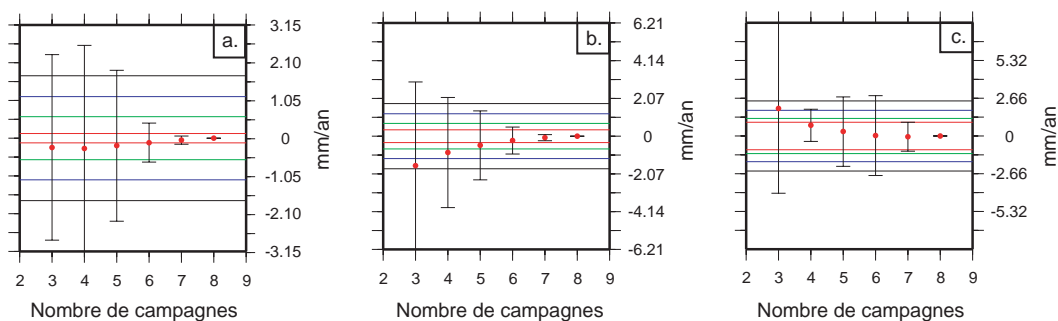


FIG. 13: **Test réalisé pour la station ANDA.** Moyennes des vitesses déterminées par régression linéaire en fonction du nombre de campagnes prises en compte pour les composantes **a.** Nord-sud, **b.** Est-ouest, **c.** Verticale. La barre d'erreur sur chaque moyenne est l'écart type. Les lignes rouges donnent la valeur de l'erreur avec un Markov de  $0 \text{ mm.an}^{-1/2}$ , les lignes vertes donnent la valeur de l'erreur pour un Markov de  $1 \text{ mm.an}^{-1/2}$ , les lignes bleues pour un Markov de  $2 \text{ mm.an}^{-1/2}$  et les noires pour un Markov de  $3 \text{ mm.an}^{-1/2}$ . La valeur du Markov déterminée pour cette station est de  $0 \text{ mm.an}^{-1/2}$ .

6, nous associons à toutes les autres stations un Markov supérieur à tous les autres déterminés. Après avoir déterminé ces quantités de Markov, nous réalisons un calcul sans aucun Markov afin de déterminer les vitesses. Les incertitudes sont ensuite recalculées avec le Markov déterminé. Le résultat du traitement correspond aux vitesses calculées sans Markov et les incertitudes associées sont celles calculées avec Markov.

Les vitesses finales dans le référentiel ITRF, les vitesses dans le référentiel Nuvel-1A Amérique du Sud fixe (*DeMets et al.*, 1994), leurs incertitudes et les quantités de Markov utilisées sont indiqués Table 5. Les vitesses verticales sont en Annexe 10. *Vigny et al.* (2008) décrivent que le craton sud américain ne se déforme pas et que sa vitesse angulaire et son pôle de rotation ne diffèrent pas de ceux déterminés dans le modèle Nuvel-1A ( $\pm 1 \text{ mm.an}^{-1}$ ). Nous avons donc utilisé les coordonnées de pôle de rotation et de vitesse angulaire de la plaque Amérique du Sud fournie par le modèle Nuvel-1A ( $25.4^\circ \text{ S}$ ,  $124.6^\circ \text{ W}$ ,  $0.11^\circ \text{ .Ma}^{-1}$ ).

Station Site Code	Position		Vitesse/ITRF2000		Vitesse/S.A.		Incertitude		Corr. $\rho$	Markov $\text{mm.an}^{-\frac{1}{2}}$
	Lon ( $^\circ$ )	Lat ( $^\circ$ )	Vlon ( $\text{mm.an}^{-1}$ )	Vlat ( $\text{mm.an}^{-1}$ )	Vlon ( $\text{mm.an}^{-1}$ )	Vlat ( $\text{mm.an}^{-1}$ )	$\sigma\text{Vlon}$ ( $\text{mm.an}^{-1}$ )	$\sigma\text{Vlat}$ ( $\text{mm.an}^{-1}$ )		
AGUA	289.193	-30.982	18.18	17.86	19.32	8.94	1.94	1.64	0.001	2
ANDA	288.930	-30.278	17.12	18.03	18.34	9.14	0.35	0.13	0.019	0
AREQ	288.507	-16.466	-2.97	5.15	0.18	-3.69	1.08	1.05	0.000	2
BRAZ*	312.122	-15.947	-4.64	11.48	-0.29	0.73	0.18	0.09	-0.203	0
BRFT	321.574	-3.877	-7.70	2.85	-2.52	-8.17	3.02	2.60	-0.005	2
BSJL	288.662	-30.687	19.03	16.16	20.17	7.31	1.31	1.18	-0.005	2
BTON	288.513	-30.263	18.45	20.22	19.64	11.38	2.87	2.58	-0.005	2
CENT	288.793	-30.962	21.29	17.04	22.40	8.17	1.14	1.07	0.000	2
CFAG	291.767	-31.602	6.57	11.27	7.83	2.07	0.57	0.53	0.001	1
CHAN	288.972	-30.897	19.46	17.56	20.59	8.67	0.65	0.55	-0.004	1
CHAP	289.500	-29.853	15.13	16.19	16.46	7.24	1.16	1.07	0.001	1
CHIN	288.877	-31.488	23.86	10.61	24.90	1.73	3.69	2.75	-0.007	2
CHIP	288.786	-31.115	20.00	17.55	21.09	8.68	0.73	0.61	-0.001	1
CHPI*	315.015	-22.687	-3.98	11.39	0.09	0.52	0.17	0.10	-0.134	0
CMBA	289.001	-31.188	17.47	20.85	18.56	11.96	3.60	2.75	-0.014	2
CMOR	289.204	-30.205	20.27	18.73	21.52	9.81	1.61	1.23	0.001	2
CNBA	288.542	-31.398	22.23	17.29	23.26	8.45	3.08	2.61	-0.008	2
CNFL	288.711	-31.672	21.03	10.00	22.03	1.14	3.51	2.72	-0.005	2
COGO	289.025	-31.153	20.31	16.60	21.41	7.70	1.25	1.13	0.000	2
CONS	287.588	-35.331	36.62	20.47	36.98	11.74	1.08	1.05	0.001	2
CONZ*	286.975	-36.844	34.41	20.53	34.49	11.87	0.57	0.53	0.003	1
COPO	289.662	-27.385	13.90	19.62	15.59	10.65	1.18	1.16	-0.001	2
CORD	295.530	-31.528	-1.46	15.26	0.13	5.68	3.03	2.66	0.007	2
CTAL	288.330	-30.929	25.78	17.55	26.86	8.73	0.66	0.55	0.001	1
DGF1	289.338	-33.457	21.89	15.08	22.68	6.15	1.30	1.25	0.000	2
EALM	288.570	-31.413	24.59	16.78	25.62	7.94	1.17	1.08	-0.001	2
EMAN	288.815	-30.175	16.35	17.64	17.58	8.77	1.14	1.06	0.000	2
EMAT	288.337	-31.147	28.35	17.30	29.40	8.48	0.72	0.58	-0.008	1
ESAU	288.316	-30.511	21.54	16.44	22.68	7.63	0.63	0.54	0.001	1
ESPI	288.545	-31.220	23.40	17.16	24.45	8.32	0.67	0.56	0.002	1
FORT	321.574	-3.877	-8.49	14.65	-3.31	3.63	2.31	1.63	-0.006	2
FUND	289.149	-30.383	16.23	17.54	17.45	8.63	0.67	0.55	0.001	1
GLPS*	269.696	-0.743	51.75	9.85	56.88	3.62	0.25	0.20	-0.071	0
HERA	288.621	-29.998	17.25	18.10	18.49	9.25	0.67	0.56	-0.001	1
ISPA*	250.656	-27.125	67.54	-6.65	67.35	-9.56	0.05	0.03	0.202	0
KOUR*	307.194	5.252	-4.85	13.12	0.69	2.62	0.14	0.09	0.064	0
LCAN	288.560	-30.789	22.91	17.16	24.03	8.32	0.40	0.15	-0.001	0
LHCL	294.405	-38.003	1.22	9.20	1.85	-0.27	1.38	1.29	0.001	2
LISL	288.989	-31.061	17.11	20.45	18.22	11.56	2.29	1.98	0.007	2
LMOL	289.542	-30.742	16.22	16.74	17.42	7.79	0.67	0.55	-0.002	1
LPER	288.749	-30.365	17.86	19.43	19.05	10.57	0.39	0.14	0.005	0
LPGS*	302.068	-34.907	-0.92	11.30	0.88	1.15	0.17	0.08	0.061	0
LSCH	288.754	-29.908	15.02	17.76	16.28	8.89	2.87	2.57	-0.005	2
LVIL	288.486	-31.909	23.53	16.73	24.48	7.90	0.59	0.54	-0.001	1
MAUL	289.179	-35.810	21.80	11.40	22.23	2.49	1.14	1.07	0.000	2
MPAT	288.987	-30.702	20.21	17.05	21.37	8.16	0.70	0.58	0.004	1
NIPA	288.534	-30.469	18.00	18.35	19.16	9.51	1.84	1.62	0.000	2
OVEJ	288.806	-31.293	19.41	17.39	20.47	8.52	0.67	0.56	0.002	1

\* Station IGS déterminant le référentiel

Site Code	Lon (°)	Lat (°)	Vlon (mm.an <sup>-1</sup> )	Vlat (mm.an <sup>-1</sup> )	Vlon (mm.an <sup>-1</sup> )	Vlat (mm.an <sup>-1</sup> )	$\sigma$ Vlon (mm.an <sup>-1</sup> )	$\sigma$ Vlat (mm.an <sup>-1</sup> )	$\rho$	mm.an <sup>-1/2</sup>
OVLL	288.796	-30.604	20.08	18.80	21.24	9.93	1.08	1.05	0.000	2
PACH	288.405	-30.457	21.17	15.31	22.32	6.49	0.50	0.19	0.009	0
PARA	310.769	-25.448	-1.06	11.94	2.48	1.25	1.50	1.44	-0.002	2
PEDR	289.311	-30.839	16.75	14.52	17.92	5.59	3.22	2.67	-0.008	2
PFRJ	288.365	-30.675	27.96	17.47	29.08	8.65	3.14	2.62	-0.016	2
PIDN	288.786	-30.815	20.66	17.00	21.79	8.13	0.66	0.55	0.004	1
POBR	288.496	-30.591	20.77	17.35	21.91	8.51	1.15	1.07	0.000	2
PORT	289.870	-32.835	18.54	15.16	19.47	6.17	0.57	0.53	0.003	1
PTOM	288.428	-31.532	25.07	17.11	26.07	8.28	0.70	0.57	0.003	1
RIOG*	292.249	-53.785	3.16	12.02	1.38	2.77	0.08	0.07	-0.212	0
SANT*	289.331	-33.150	20.90	15.41	21.74	6.48	0.17	0.07	0.049	0
SGER	289.087	-29.892	19.32	6.30	20.61	-2.60	3.57	2.71	-0.004	2
SJAV	288.267	-35.595	31.44	15.75	31.82	6.94	0.68	0.64	0.002	1
SLMC	289.037	-31.777	20.97	17.66	21.98	8.76	0.57	0.53	0.002	1
SPED	288.606	-31.015	21.94	17.46	23.03	8.61	0.63	0.55	0.001	1
TAHU	288.958	-30.477	17.19	16.65	18.38	7.76	1.15	1.07	-0.002	2
TOLO	289.194	-30.170	17.34	17.15	18.60	8.23	0.74	0.64	-0.005	1
TONG	288.498	-30.249	17.96	16.95	19.15	8.11	0.73	0.57	-0.004	1
TUCU	294.770	-26.843	3.19	10.48	5.33	0.97	0.57	0.53	-0.002	1
VALN	288.365	-33.028	29.64	19.86	30.41	11.04	1.32	1.25	0.002	2
VARI	289.250	-30.741	15.63	18.28	16.81	9.36	1.86	1.63	0.002	2
VNEV	289.751	-33.354	18.47	14.88	19.31	5.90	0.63	0.59	0.000	1

\* Station IGS déterminant le référentiel

TAB. 5: Positions et vitesses dans le référentiel ITRF et Amérique du sud fixe des sites mesurés.

### 3.4 Séries temporelles

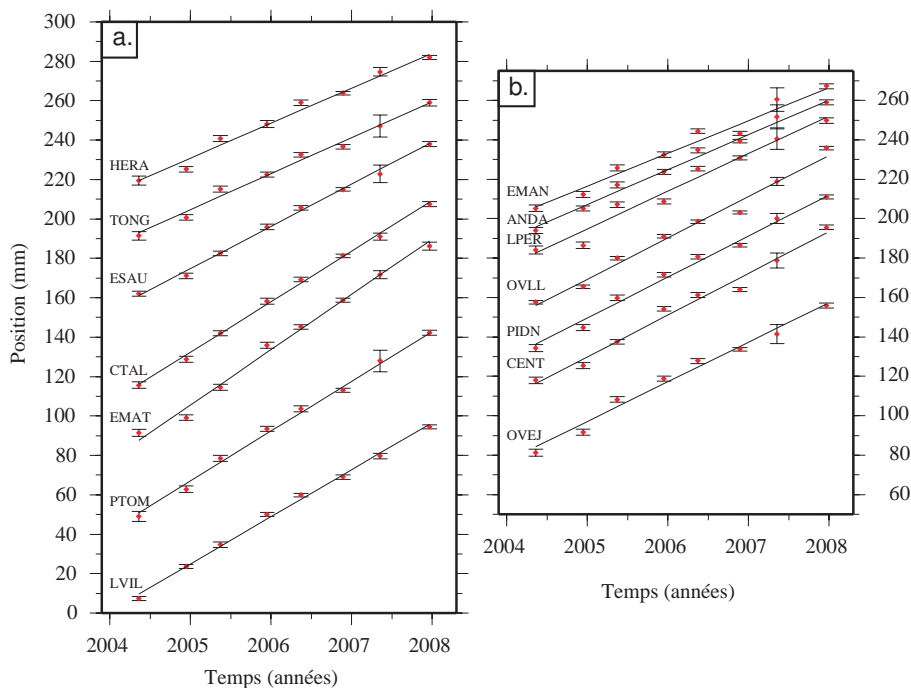


FIG. 14: Séries temporelles d'une sélection de station a. côtières et b. centrales. Chaque point rouge représente la position d'un site GPS le long de la direction 70 ° E, associée à son incertitude. Les droites représentent la meilleure régression linéaire donnant la vitesse pour chaque site.

Le calcul par GLOBK de la vitesse et de la position des points produit aussi les séries temporelles, représentation des positions successives d'un site à chaque campagne de mesure. Le pro-

gramme déduit alors une position moyenne du site par campagne. Cette position peut ensuite être représentée dans une figure afin d’observer des variations temporelles de déplacement (Figure 14). La vitesse est considérée comme constante au cours du temps, les positions successives doivent donc s’aligner le long d’une droite. Nous avons décidé de représenter les séries temporelles en projetant le déplacement le long de la direction de convergence Nazca-Amérique du Sud du modèle Nuvel-1A,  $70^\circ$  N (DeMets *et al.*, 1994). Nous avons représenté dans la Figure 14 les déplacements parallèles à la direction de convergence pour une série de stations le long de la côte et pour une série de stations le long de la vallée centrale (Localisation, voir Figure 5). Les vitesses correspondantes sont indiquées dans la Table 6.

Les positions sont globalement alignées le long de droites pour toutes les stations représentées. Quelques oscillations sont visibles et semblent cohérentes spatialement et temporellement. Il semble que les sites ont eu une vitesse rapide entre 2004 et 2006 puis plus faible entre 2006 et 2008 (voir Annexes A.5). Vigny *et al.*, 2008 interprètent ces oscillations comme témoins d’épisode de glissements asismiques transitoires le long de l’interface de subduction. Cette interprétation semble plausible au vu du dernier jeu de données. Malgré tout, au nord du réseau, pour les stations HERA, TONG, EMAN, ANDA, LPER, ces oscillations ont une période d’un an et pourraient correspondre à des oscillations saisonnières liées soit à un traitement des données imprécis au niveau atmosphérique, soit à des phénomènes hydrologiques saisonniers. Outre ces oscillations, nous pouvons voir une diminution significative de la vitesse d’ouest en est et du sud au nord. Les stations côtières HERA, TONG, et ESAU ont une vitesse parallèle à la convergence en moyenne de  $6 \text{ mm.an}^{-1}$  inférieure à celle des stations situées plus au sud le long de la côte. De même, les stations LPER, ANDA et EMAN ont une vitesse en moyenne de  $2.7 \text{ mm.an}^{-1}$  inférieure à celle des stations situées au sud. Cette transition, brutale, passe entre les stations OVLL et ESAU et sépare le réseau en deux parties, l’une au nord de la latitude  $30.6^\circ$  S, l’autre au sud.

Après avoir calculé les vitesses des sites GPS mesurés, nous proposons de les interpréter à l’aide de modèles de dislocation dans des demi espaces élastiques homogènes.

Station code	Vitesse $70^\circ$ E $\text{mm.an}^{-1}$	Incertitude $\sigma$ $\text{mm.an}^{-1}$	Station code	Vitesse $70^\circ$ E $\text{mm.an}^{-1}$	Incertitude $\sigma$ $\text{mm.an}^{-1}$
HERA	20.53	0.8	EMAN	19.51	1.43
TONG	20.76	0.8	ANDA	20.36	0.37
ESAU	23.92	0.7	LPER	21.51	0.41
CTAL	28.22	0.8	OVLL	23.35	1.37
EMAT	30.52	0.8	PIDN	23.25	0.8
PTOM	27.32	0.8	CENT	23.84	1.43
LVIL	25.70	0.73	OVEJ	22.14	0.82

TAB. 6: **Vitesses parallèles à la convergence Nazca-Am. du Sud, direction  $70^\circ$  E.** Les stations côtières sont plus rapides car plus proches de la zone de subduction et donc de la dislocation profonde responsable de la déformation en surface (voir Partie 4). C’est pourquoi la chute de vitesse observée à  $30.6^\circ$  S est moins marquée.

## 4 Interprétation, modélisation

### 4.1 La Région de Coquimbo-Illapel

Située entre  $30^\circ$  et  $32^\circ$  de latitude sud sur la côte chilienne, la région étudiée s’étend depuis la côte chilienne ( $72^\circ$  W) jusqu’au site CFAG ( $68.233^\circ$  W,  $31.602^\circ$  S). La majeure partie du réseau de stations déployées s’étend de  $72^\circ$  W à  $70.5^\circ$  W. Cette zone se distingue de la linéarité de la côte chilienne par la présence de la péninsule de Coquimbo (voir Figure 5). La chaîne andine est, ici, assez étroite - 150 km de large - comparée à la région de l’altiplano péruvien - presque 700 km de large (Ramos *et al.*, 2004). L’étroitesse de la chaîne contraste avec le gradient topographique fort depuis la côte jusqu’au mont Aconcagua (6962 m), situé au Sud Ouest de la zone. Ce fort gradient et les altitudes atteintes sont associés à une croûte épaisse de 70 km (Ramos *et al.*, 2004). Il est cependant à noter qu’une partie de la déformation imposée par la subduction est accommodée dans les *Sierras Pampeanas*, chaîne située en arrière des Andes, en Argentine.

Le segment situé entre  $28^{\circ}$  S et  $33^{\circ}$  S se démarque du reste de la côte pacifique sud-américaine par (1) ce fort gradient topographique entre la côte et les plus haut sommets, (2) l'absence de magmatisme quaternaire et peut être même Néogène, (3) l'absence d'une vallée longitudinale, et (4) la présence d'une chaîne plio-pleistocène subissant une surrection en arrière des Andes, les Sierras Pampeanas (Jordan *et al.*, 1983). Ce segment est comparé à celui situé au centre du Pérou (entre  $2^{\circ}$  S et  $15^{\circ}$  S) (Barazanqui and Isacks, 1976). Dans ces deux zones, la sismicité relocalisée permet de mettre en évidence la présence d'un panneau plongeant s'aplatissant sous la lithosphère subductante (Pardo *et al.*, 2002a; Barazanqui and Isacks, 1976). Jordan *et al.* (1983) associent également l'absence de volcanisme quaternaire à la présence d'un panneau plongeant presque plat. Des datations radiométriques suggèrent que cette configuration existe depuis 10 à 15 Ma (Leveratto, 1976). La présence de volcanisme mésozoïque, voire paléozoïque indique que la subduction aurait été plus pentue par le passé.

Selon Vigny *et al.* (2008), le mouvement de la plaque Nazca, relativement à la plaque Amérique du Sud est de  $67 \pm 2 \text{ mm.an}^{-1}$ , dans la direction  $78 \pm 3^{\circ}$  N. Cette zone a subi en 1943 un séisme majeur ( $M_w=7.9$ ) (Beck *et al.*, 1998), dernier séisme de subduction en date, donnant lieu à un tsunami de 4 à 5 m localement. La dernière séquence de sismicité débutée en 1997 s'est poursuivie jusqu'en début 2004, incluant 12 séismes de magnitude supérieure à 6 (Gardi *et al.*, 2006), dont le séisme de Punitaqui en 1997 ( $M_w=7.1$ ) (Lemoine *et al.*, 2002; Pardo *et al.*, 2002b). L'hypocentre de ce séisme était localisé dans le panneau plongeant et a occasionné une modification de la répartition des contraintes expliquant une hausse de l'activité sismique le long de l'interface de subduction. Le modèle de transfert de contrainte associé implique une interface de subduction de faible pendage ( $10^{\circ}$ ) jusqu'à 20 km de profondeur, puis plongeant à  $20-30^{\circ}$  jusqu'à 100 km de profondeur (Lemoine *et al.*, 2001; Gardi *et al.*, 2006). A cette profondeur, Pardo *et al.* (2002a) indiquent que le panneau plongeant s'horizontalise sous la lithosphère sud-américaine.

Cette géométrie est donnée par l'étude de la sismicité. Peut on relier cette géométrie aux données GPS mesurées dans la région ? Y a-t-il un lien et si oui, quel est ce lien entre vitesse en surface et géométrie de l'interface interplaques en profondeur ?

## 4.2 Etude du modèle dit en "back-slip"

### 4.2.1 Présentation du modèle

L'élasticité est un comportement mécanique pour lequel le matériau considéré se déforme instantanément sous l'effet d'une contrainte et reprend son aspect initial si cette contrainte n'est plus appliquée. Ce comportement linéaire implique que les déformations considérées soient petites (inférieures à 1%) et réversibles. Un matériau isotrope élastique voit son comportement élastique défini par seulement un couple de paramètres, le module d'élasticité, ou module de Young,  $E$ , et le coefficient de Poisson,  $\nu$ . A l'échelle de quelques années, la lithosphère peut être considérée comme une plaque élastique. De plus son comportement face à la contrainte

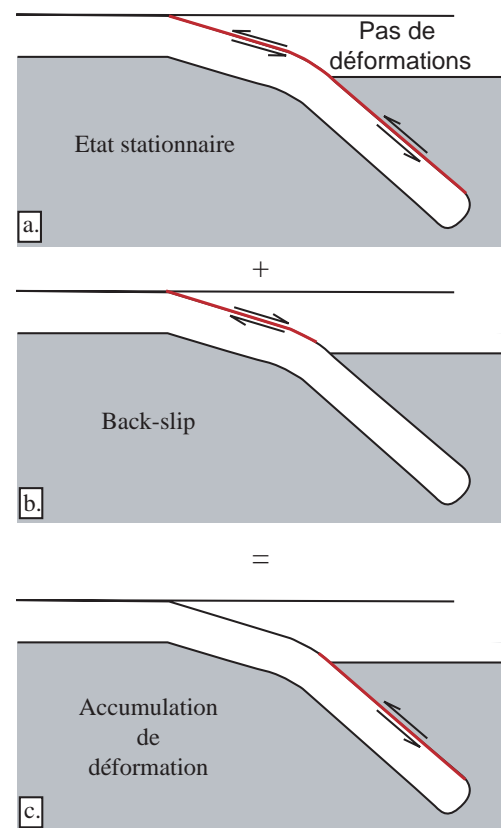


FIG. 15: Superposition de l'état stationnaire et du modèle de "back-slip". a. La tectonique des plaques impose un mouvement tout du long de l'interface de subduction sans déformations. b. Le modèle de "back-slip" permet de faire la jonction entre la tectonique et le chargement. c. Résultante de la somme des deux effets : le chargement intersismique. Figure redessinée à partir de Savage (1983).

peut être modélisé par celui d'un demi espace élastique infini subissant un chargement.

L'introduction d'une dislocation permet de modéliser l'effet d'un chargement dû à une faille (*Savage and Burford, 1973*). Durant la période intersismique, la zone sismogène est bloquée. Le mouvement en surface le long d'une faille est donc discontinu dans le temps. Par contre, les mouvements imposés par la tectonique des plaques sont continus. Par conséquent, la partie crustale de la faille se poursuit en profondeur par une zone le long de laquelle le glissement est asismique et continu. Une faille peut donc être modélisée par une dislocation profonde, glissant continûment, à l'aplomb d'une faille bloquée (Figure 15.c.).

Il faut donc calculer l'effet d'une dislocation de longueur infinie située le long de l'interface de subduction à partir de la profondeur correspondant à la base de la zone sismogène. La géométrie de cette dislocation infiniment profonde joue un rôle très important sur la déformation en surface, et est quasi impossible à déterminer. De plus, le milieu n'est, à cette profondeur, plus élastique. Par conséquent, nous utiliserons ici le modèle de "back-slip" de *Savage (1983)*. La linéarité de l'élasticité permet l'application du principe de superposition : la déformation due au chargement intersismique (Figure 15.c.) est la somme du glissement asismique le long de l'interface de subduction sans déformations (Figure 15.a.) et d'un mouvement normal le long d'un plan bloqué en surface (Figure 15.b.). Présentées dans le référentiel Amérique du Sud, la composante stationnaire est absente de nos données. Ce modèle présuppose qu'aucun glissement ne se produit entre deux séismes le long de l'interface bloquée.

Afin de modéliser le chargement intersismique, nous considérons un demi-espace élastique infini en profondeur. Cet espace est défini par une surface plane, qui approxime la surface de la zone d'étude, par le module de Young  $E = 80$  GPa et le coefficient de Poisson  $\nu = 0.25$ . Dans cet espace, une dislocation s'étend depuis la surface jusqu'à une profondeur  $D$ , dite de blocage. Cette dislocation est d'une longueur infinie dans le plan de la surface, et d'une largeur définie par son pendage et sa profondeur de blocage (voir Figure 15.b.). La dislocation est séparée en deux dislocations distinctes, une dislocation coin pour le mouvement normal ("dip-slip"), une dislocation vis pour le mouvement décrochant éventuel ("strike-slip"). Le vecteur de Burger résultant est la somme des deux vecteurs correspondants.

#### 4.2.2 Tests synthétiques

A partir des données GPS, définissant un champ de déformation discret en surface, il est possible de retrouver les paramètres du modèle de "back-slip" expliquant le mieux les données. Le calcul du champ de déformation en surface produit par la dislocation est réalisé à partir des formules analytiques de *Okada (1992)*. Les paramètres que nous avons choisi de faire varier sont (1) la quantité de mouvement normal le long de la dislocation (en  $\text{mm.an}^{-1}$ ), (2) la quantité de mouvement décrochant (en  $\text{mm.an}^{-1}$ ), (3) le pendage de la dislocation (en  $^\circ$ ), (4) la profondeur de blocage (en km). Parmi une gamme acceptable pour chacun de ces paramètres (Figure 17), nous calculons tous les modèles directs et calculons l'écart aux données. Cet écart aux données est estimé par la méthode du  $\chi^2$ ,

$$\chi^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{x_i - m_i}{\sigma_i^2} \quad (8)$$

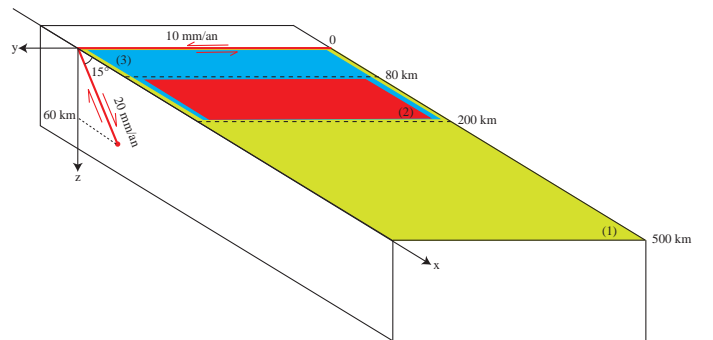


FIG. 16: **Schéma du modèle utilisé dans les tests synthétiques.** Bloc diagramme présentant le demi espace élastique coupé par une dislocation de longueur infinie selon  $y$ , s'arrêtant à une profondeur de 60 km. Les taux de glissements imposés le long de la dislocation sont indiqués. Les couleurs de la surface indiquent l'étendue spatiale des données utilisées dans les tests (1), en jaune, (2), en rouge et (3), en bleu, décrits dans le texte.

où  $N$  est le nombre de données,  $x_i$  la  $i$ -ème donnée,  $m_i$  la  $i$ -ème valeur du modèle et  $\sigma_i$  l'incertitude sur la  $i$ -ème donnée. Le  $\chi^2$  est minimum pour le modèle satisfaisant au mieux aux données.

Afin d'étudier les biais entre les différents paramètres, nous explorons l'espace des paramètres sur des données synthétiques. Celles-ci sont générées par une dislocation de longueur infinie ayant un pendage de  $15^\circ$ , pour une profondeur de blocage de 60 km, avec un glissement normal de  $20 \text{ mm.an}^{-1}$  et un glissement décrochant de  $10 \text{ mm.an}^{-1}$  (voir Figure 16). Une vitesse est calculée tous les 10 km dans les trois directions de l'espace. La faille est localisée en  $x=0$  et la vitesse est calculée jusqu'à  $x=500$  km. Nous ajoutons un bruit blanc de  $1 \text{ mm.an}^{-1}$  à chaque vitesse calculée et nous leur associons une incertitude de manière aléatoire (bruit blanc de  $2 \text{ mm.an}^{-1}$  pour les composantes horizontales de la vitesse, bruit blanc de  $8 \text{ mm.an}^{-1}$  pour la composante verticale). Nous tentons ensuite de retrouver les paramètres du modèle dans plusieurs cas, (1) toutes les données sont utilisées, (2) seules les données situées dans une zone entre 80 et 200 km de la faille sont utilisées, (3) seules les données situées entre 0 et 200 km de la faille sont utilisées. Le cas (2) permet de reproduire la répartition des points de mesure du réseau de stations déployé au niveau de Coquimbo-Illapel. Le cas (3) permet de mettre en évidence l'intérêt de connaître la déformation proche de la fosse, généralement sous marine.

### Analyse des résultats sur données synthétiques

Nous analysons les biais entre paramètres. La Figure 17 représente l'évolution de  $\exp(-\chi^2)$  normalisé (entre 0 et 1, 1 pour le meilleur modèle) ainsi que le contour correspondant à  $\exp(-\chi^2) = 0.9$  pour trois tests différents.

Dans tous les tests, les caractéristiques de la dislocation imposées sont retrouvées. La gamme de paramètres permis (intervalle de 90% de confiance sur la Figure 17) est la plus restreinte pour le cas (1). Elle est la plus étendue pour le cas (2). Une plus grande couverture en surface permet de mieux contraindre les paramètres du meilleur modèle obtenu. Il est notable que la qualité des ajustements s'améliorera lorsque la déformation proche de la fosse sera mesurable (i.e. développement de GPS sous-marins).

On remarque que les paramètres définissant le glissement sur la dislocation sont, dans tous les cas, bien contraints, à 30% près, le strike-slip étant le mieux contraint. La géodésie et les observations de déformation en surface permettent donc de bien contraindre la cinématique et la quantité de déplacement accumulée. Par contre, les paramètres contrôlant la géométrie du plan de dislocation ne sont pas bien déterminés. L'indétermination sur la profondeur de blocage est de plus de 10 km pour dans le cas (1) (courbes jaunes sur la Figure 17), et de plus de 60 km dans le cas (2). Le cas (1) laisse même apparaître des minimums locaux (Figure 17.b. et 17.f.) pouvant induire une erreur dans la recherche de la géométrie optimale. Le pendage subit aussi une forte indétermination. Dans le cas (1), celui-ci peut varier de plus de  $5^\circ$  (30%) tandis que dans le cas (2), il peut varier de presque  $15^\circ$  (100%). Les mêmes minimums locaux sont rencontrés.

Ces tests permettent de soulever le problème de la détermination de la géométrie à l'aide de la déformation mesurée en surface. D'après cette série de tests, il apparaît que la déformation de surface n'est pas discriminante pour déterminer la géométrie de la dislocation impliquée. Les biais entre les paramètres sont trop grands pour distinguer une géométrie optimale. Pour mieux discuter cette question, nous appliquerons deux approches pour modéliser les données GPS obtenues au niveau de la péninsule de Coquimbo : dans un premier modèle, tous les paramètres seront libres, y compris la géométrie de la dislocation profonde, et dans un second modèle, nous choisirons une géométrie basée sur l'étude de la sismicité et estimerons les glissements (Figure 18).

### 4.3 Modèle à géométrie libre

Dans ce modèle, seule la trace de la dislocation en surface et la forme du plan sont fixées : la trace suit grossièrement celle de la fosse (Figure 19.a.) et la dislocation est rectangulaire. La dislocation est de longueur infinie dans la direction de la fosse. Les quatre paramètres décrits précédemment,

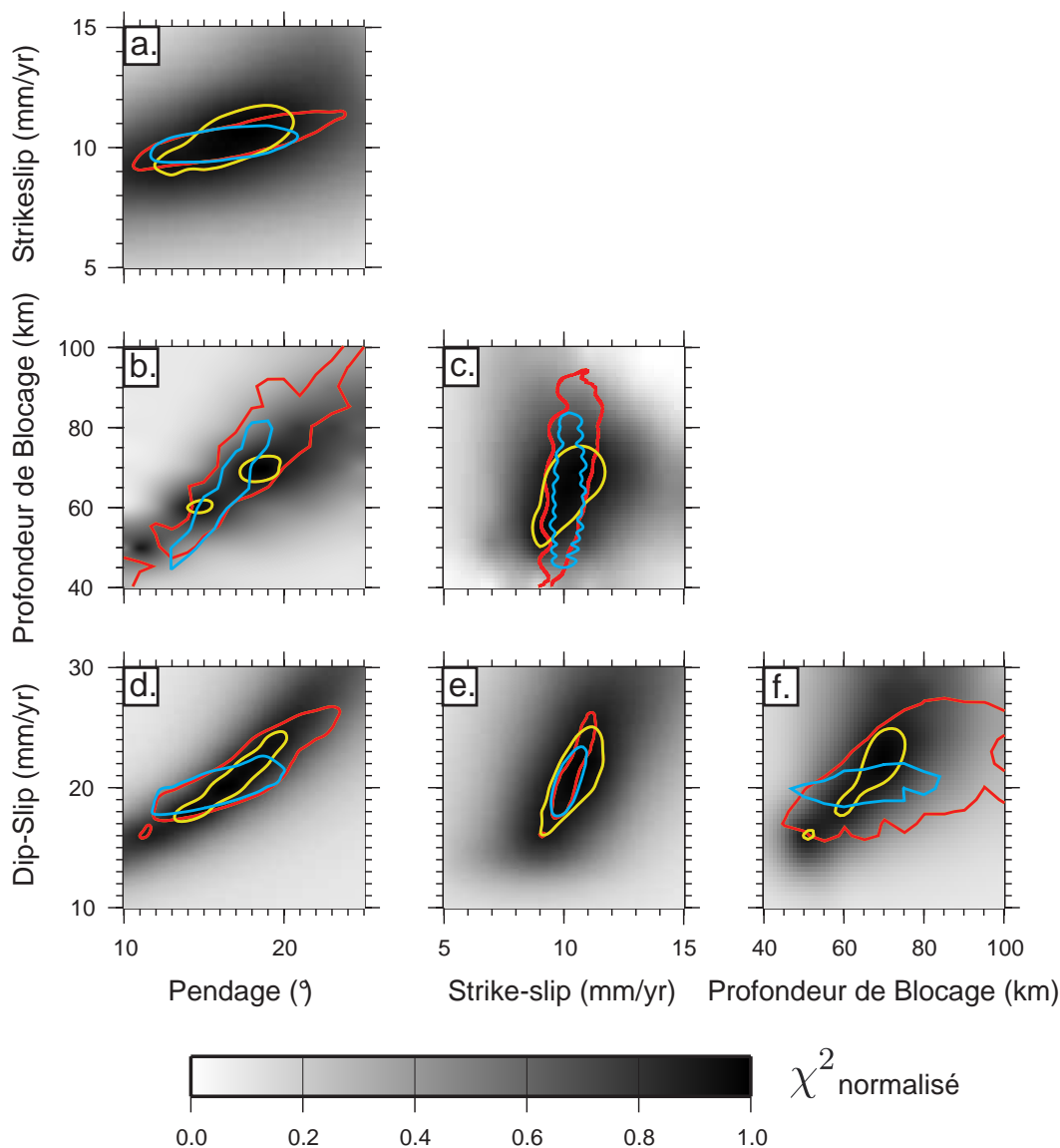


FIG. 17: **Exploration des Biases entre paramètres du modèle.** Sur chaque graphe, l’ombrage représente la valeur de  $\exp(-\chi^2)$  normalisé en fonction des paramètres pour le test (1), correspondant à la plus grande zone d’étude (Figure 16). La courbe jaune correspond au contour à l’intérieur duquel les valeurs de  $\exp(-\chi^2)$  sont supérieures à 0.9 pour le test (1), la courbe rouge pour le test (2) et la courbe bleue pour le test (3). **a.** Strike-slip et Pendage de la dislocation. **b.** Pendage et Profondeur de blocage. **c.** Strike-slip et profondeur de blocage. **d.** Pendage et Dip-slip. **e.** Strike-slip et Dip-slip. **f.** Profondeur de blocage et Dip-slip.

pendage, profondeur de blocage, “dip-slip” et “strike-slip”, sont libres. L’ajustement aux données est réalisé sur 44 vitesses déterminées grâce au GPS (voir partie 3). La table 7 indique les paramètres du meilleur modèle déterminé ainsi que la valeur du  $\chi^2$  correspondante. Le glissement résultant le long de la dislocation est donc de  $30.5 \pm 3 \text{ mm.an}^{-1}$  dans la direction  $70^\circ \text{ N}$ . Comparé à la vitesse de la subduction prédite par *Vigny et al.* (2008),  $67 \pm 2 \text{ mm.a}^{-1}$ , cette valeur donne un couplage de environ 50%. La profondeur de blocage ainsi que le pendage donne un plan de 285 km de large (Figure 18). Ces valeurs confirment celles de *Vigny et al.* (2008), obtenues à partir des données des 6 premières campagnes de mesure sur ce réseau.

Sur la figure 19 sont représentés les résidus. On remarque nettement que le glissement a été surestimé au nord du réseau, et sous estimé au sud. On observe assez clairement une transition au niveau de  $30,6^\circ \text{ S}$ , transition déjà observée dans les séries temporelles (voir partie 3.4). Cette transition fait apparaître des résidus assez fort, surtout pour les sites mesurés le long de la côte, dans la partie sud du réseau ( $6.5 \text{ mm.an}^{-1}$  pour EMAT,  $4 \text{ mm.an}^{-1}$  pour CTAL). Il semble nécessaire



Modèle	Glissement Uniforme		Glissement Variable	
	Paramètres du modèle	Dip Slip	$28 \pm 2 \text{ mm.an}^{-1}$	Dip Slip Nord
	Strike Slip	$12 \pm 2 \text{ mm.an}^{-1}$	Strike Slip Nord	$15 \pm 2 \text{ mm.an}^{-1}$
	Pendage	$13 \pm 5^\circ$	Dip Slip Sud	$33 \pm 2 \text{ mm.an}^{-1}$
	Blocage	$64 \pm 10 \text{ km}$	Strike Slip Sud	$13 \pm 2 \text{ mm.an}^{-1}$
$\chi^2$	0.65		0.58	
Résidus Moyen	Nord	$0.45 \text{ mm.an}^{-1}$	Nord	$0.43 \text{ mm.an}^{-1}$
	Est	$0.01 \text{ mm.an}^{-1}$	Est	$0.24 \text{ mm.an}^{-1}$

TAB. 7: Paramètres et statistiques des modèles de dislocation à géométrie libre.

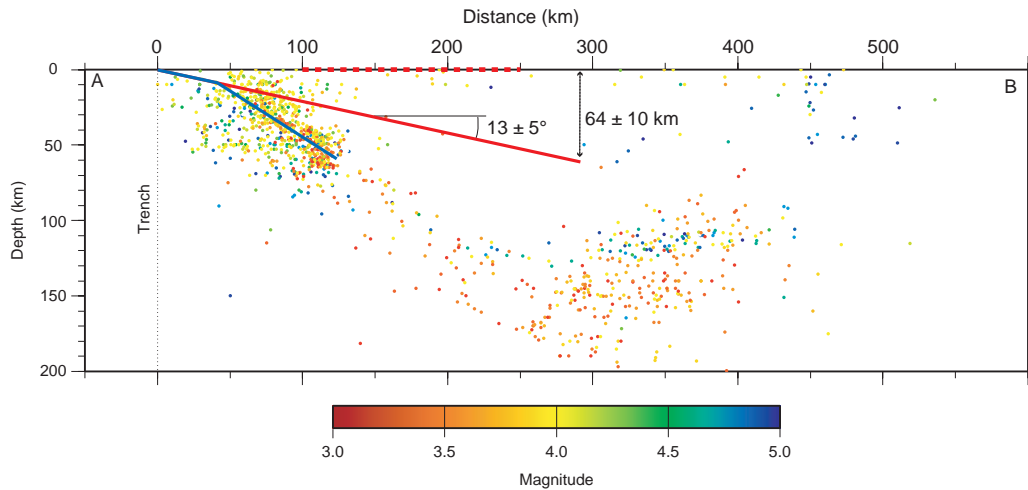


FIG. 18: **Sismicité et tracés de la géométrie des dislocations.** Représentation des épicentres de séismes en fonction de la distance à la fosse le long de la coupe AB (latitude  $31.5^\circ \text{ S}$ , 50 km de large, Figure 5). La couleur des points représente la magnitude du séisme. Source : Catalogue USGS Le tracé rouge indique la géométrie du modèle à géométrie libre, déterminée par exploration de paramètres. Le tracé bleu représente la géométrie du modèle à géométrie fixe, déterminée à partir de hypocentres des séismes. Le tracé pointillé rouge indique l'extension du réseau GPS en surface.

d'introduire une discontinuité dans le régime de la subduction. N'ayant pas la résolution suffisante, nous observons seulement deux zones au comportement différent, l'une au nord de la latitude  $30,6^\circ \text{ S}$ , l'autre au sud. La transition semble assez abrupte, mais avec une résolution plus fine, il est sans doute possible de mettre en évidence une transition.

#### Variation du glissement le long de la subduction.

Afin de compenser ces résidus, au lieu d'une seule dislocation, nous introduisons deux dislocations, de géométrie identique, situés l'une dans la continuité de l'autre le long de la fosse (Figure 19.b.). Nous gardons les caractéristiques géométriques déterminées précédemment et ajustons les glissements en "dip-slip" et "strike-slip" sur les deux dislocations. L'ajustement est réalisé sur les mêmes données. Les paramètres correspondant au meilleur modèle sont indiqués dans la table 7. Le glissement résultant sur la partie nord de la subduction est de  $29 \pm 3 \text{ mm.an}^{-1}$  dans la direction  $85^\circ \text{ N}$ , tandis que sur la partie sud, il est de  $35.5 \pm 3 \text{ mm.an}^{-1}$  dans la direction  $70^\circ \text{ N}$ . Les résidus décrits auparavant sont alors plus acceptables ( $3.3 \text{ mm.an}^{-1}$  pour EMAT, et  $1.7 \text{ mm.an}^{-1}$  pour CTAL). Le couplage de la subduction diminue donc au fur et à mesure que l'on remonte vers le nord du réseau.

#### 4.4 Modèle à géométrie fixe, utilisation de la sismicité

De la même manière que précédemment, la dislocation est rectangulaire, suit grossièrement la fosse et est infiniment longue dans la direction de la fosse. Une méthode pour déterminer la géométrie d'une faille en profondeur est d'observer la localisation de la sismicité. Si la faille existe, elle s'exprime par de petits glissements réguliers, localisés. Sur la figure 18, on remarque une organisation des séismes en plan de Wadati-Benioff, dessinant ainsi la forme de la subduction. Si on

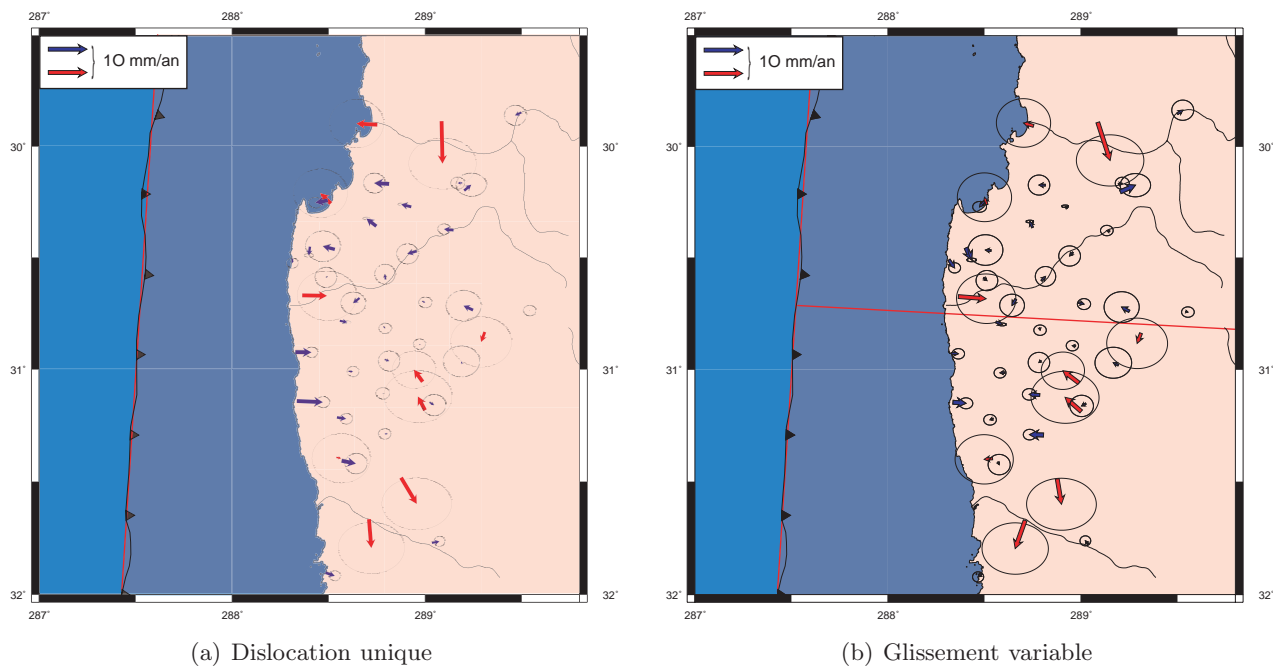


FIG. 19: **Résidus pour les deux modèles à géométrie libre.** Dans les deux cas, les vecteurs bleus représentent la vitesse des sites ayant été mesurés plus de 3 fois, les rouges, ceux ayant été mesurés seulement 2 ou 3 fois. La zone rosée correspond à la projection en surface de la dislocation modélisant la faille bloquée. **a.** Résidus pour le modèle à géométrie libre incluant une dislocation de longueur infinie. **b.** Résidus pour le modèle à géométrie libre incluant 2 dislocations. Les limites des deux dislocations sont tracées en rouge. Les ellipses d'erreur représentent l'intervalle de 90% de confiance.

considère que la faille majeure causant la déformation observée en surface est l'interface entre la plaque plongeante et la plaque chevauchante, on peut localiser, à une forte incertitude près, cet interface, et plus précisément, son pendage.

Grâce à cette coupe, nous pouvons dessiner une dislocation à pendage de  $10^\circ$ , à faible profondeur, et une dislocation plus pentue,  $25^\circ$  en profondeur (Figure 18.b.). Un pendage moyen entre  $20$  et  $30^\circ$  a déjà été observé par *Barazangui and Isacks (1976)*; *Pardo et al. (2002a)* et utilisé par *Lemoine et al. (2001)*; *Gardi et al. (2006)*. De plus, la zone la plus simisque semble s'arrêter aux alentours de  $60$  km de profondeur. Nous fixons donc la profondeur de blocage à  $60$  km.

La géométrie ainsi fixée, les paramètres libres sont le "dip-slip" et le "strike-slip", identiques sur les deux parties de la dislocation. Par un ajustement aux données, on détermine les paramètres détaillés dans la table 8. Le glissement résultant le long de la dislocation est de  $51 \pm 4$  mm.an<sup>-1</sup> dans la direction  $85^\circ$  N. Cette valeur indique un couplage de 80%. Un couplage fort correspond plus aux modèles de *Kendrick et al. (2001)*; *Khazaradze and Klotz (2003)* même si cette valeur ne correspond pas aux 100% obtenus avec ces modèles.

Les résidus affichent une rotation encore plus nette qu'avec le précédent modèle. Le taux de glissement a été surestimé au nord et sous estimé au sud (Figure 20). La transition observée à  $30.6^\circ$  S est encore plus nette. Par conséquent, nous appliquons deux glissements différents sur les segments nord et sud. Les paramètres déterminés par ajustements aux données sont présentés en table 9. Le taux de glissement sur le segment nord est alors de  $51 \pm 4$  mm.an<sup>-1</sup> dans la direction  $80^\circ$  N, sur le segment sud, il est de  $63.3 \pm 6$  mm.an<sup>-1</sup> dans la direction  $85^\circ$  N. Par contre, afin d'obtenir un bon ajustement aux données, il est nécessaire de séparer le glissement sur le plan à  $10^\circ$  de pendage de celui à  $25^\circ$  de pendage. En effet, le couplage sur les deux segment nord et sud est supérieur à 80%. Or on remarque que la vitesse des sites TONG, EMAN et TOLO est de  $20$  mm.an<sup>-1</sup>, alors que ces sites ne sont pas à la même distance de la fosse. Soit le couplage est très faible, soit, dans le cas d'un fort couplage, celui ci varie en fonction de la profondeur. L'ajustement prédit donc un taux de glissement sur le segment penté à  $10^\circ$  égal à 45% environ de celui sur le segment penté à  $25^\circ$  (Table 9). Une telle variation permet d'expliquer la faible variation de vitesse observée entre certaines stations.

Paramètres du modèle	Dip Slip Strike Slip	$49 \pm 2 \text{ mm.an}^{-1}$ $15 \pm 2 \text{ mm.an}^{-1}$
$\chi^2$		0.79
Résidus Moyen	Nord	$0.35 \text{ mm.an}^{-1}$
	Est	$0.77 \text{ mm.an}^{-1}$

TAB. 8: Paramètres et statistiques du modèle à géométrie fixe à 2 dislocations. Paramètres de glissement,  $\chi^2$  et composantes nord-sud et est-ouest des résidus moyens pour le modèle comportant une dislocation de faible pendage en surface ( $10^\circ$ ) et une dislocation à fort pendage en profondeur ( $25^\circ$ ) (Figure 18.b.).

Dislocation		Dip Slip $\text{mm.an}^{-1}$	Strike Slip $\text{mm.an}^{-1}$
Segment Nord	Surface	$15 \pm 4$	$15 \pm 2$
	Profond	$48 \pm 4$	$19 \pm 2$
Segment Sud	Surface	$17 \pm 4$	$25 \pm 4$
	Profond	$61 \pm 4$	$17 \pm 3$
$\chi^2$		0.75	
Résidus Moyen	Nord	$0.2 \text{ mm.an}^{-1}$	
	Est	$0.04 \text{ mm.an}^{-1}$	

TAB. 9: Paramètres et statistiques du modèle à géométrie fixe à 4 dislocations. Paramètres de glissement,  $\chi^2$  et composantes nord-sud et est-ouest des résidus moyens pour le modèle comportant une dislocation de faible pendage en surface ( $10^\circ$ ) et une dislocation à fort pendage en profondeur ( $25^\circ$ ), ayant chacune leurs glissements propres, au nord de la latitude  $30.6^\circ \text{ S}$  et une dislocation de faible pendage en surface ( $10^\circ$ ) et une dislocation à fort pendage en profondeur ( $25^\circ$ ), ayant chacune leurs glissements propres, au sud de la latitude  $30.6^\circ \text{ S}$ .

Il est notable que les deux modèles produits expliquent assez mal les vitesses mesurées le long de la côte pacifique. Dans le modèle à géométrie libre, le modèle sous estime les vitesses de stations côtières, dans le cas à géométrie fixée, le modèle surestime ces vitesses. Une grande structure à chargement normal ou inverse est peut être à prendre en compte, en mer (Armijo, communication personnelle).

## Discussion, conclusion

Après avoir traité les données GPS de huit campagnes réalisées au niveau de la péninsule de Coquimbo en utilisant un modèle d'erreur adéquat, plusieurs modèles ont été testés, essayant de modéliser les effets du chargement intersismique en zone de subduction. Nous avons montré, différences de modèles mises à part, une variation du couplage de la subduction, allant du sud au nord, présentant une transition assez forte aux alentours de  $30.6^\circ \text{ S}$ , en accord avec la transition observée par *Vigny et al.* (2008) et confirmant les résultats à plus grande échelle de *Klotz et al.* (2001). Plusieurs points prêtent cependant à discussion.

Le modèle de “back-slip” utilisé implique une accumulation de déformation nulle à la surface en régime permanent (Figure 15.a.) (*Savage, 1983*) afin de sommer les deux effets, états stationnaire et solution supplémentaire, mimant le chargement intersismique. Or la forte sismicité et la présence de la cordillère des Andes justifie une intense déformation et un fort raccourcissement à la limite du craton Sud Américain. Bien que celui-ci ne soit pas déformé dans son ensemble (*Vigny et al., 2008*), la forte topographie créée sur la côte est aussi négligée. Les forces gravitaires et l'érosion ne sont également pas prises en compte. Il pourrait être intéressant d'inclure cette étude GPS ainsi que celles réalisées à d'autres latitudes dans une vision plus complexe, comprenant les mécanismes de déformation à long terme.

La construction du modèle demande la définition d'une géométrie de la dislocation proche de la surface. Cette géométrie joue un fort rôle sur le champ de déformation en surface. En période intersismique, une faille est bloquée. En termes de modélisation, une faille correspond à une discontinuité de déplacement. Par conséquent, si aucune variation latérale de rhéologie n'est introduite, les déplacements étant continus en période intersismique, la faille n'existe pas. Comment interpréter la géométrie d'une interface qui ne correspond à aucune réalité géologique ? Si le GPS enregistre le signal du chargement élastique et son expression en surface, alors le plan déterminé dans le modèle à géométrie libre permet de déterminer l'accumulation de contrainte en profondeur. Par contre, si celui-ci ne correspond à rien géologiquement parlant (interface de subduction, ancien plan de

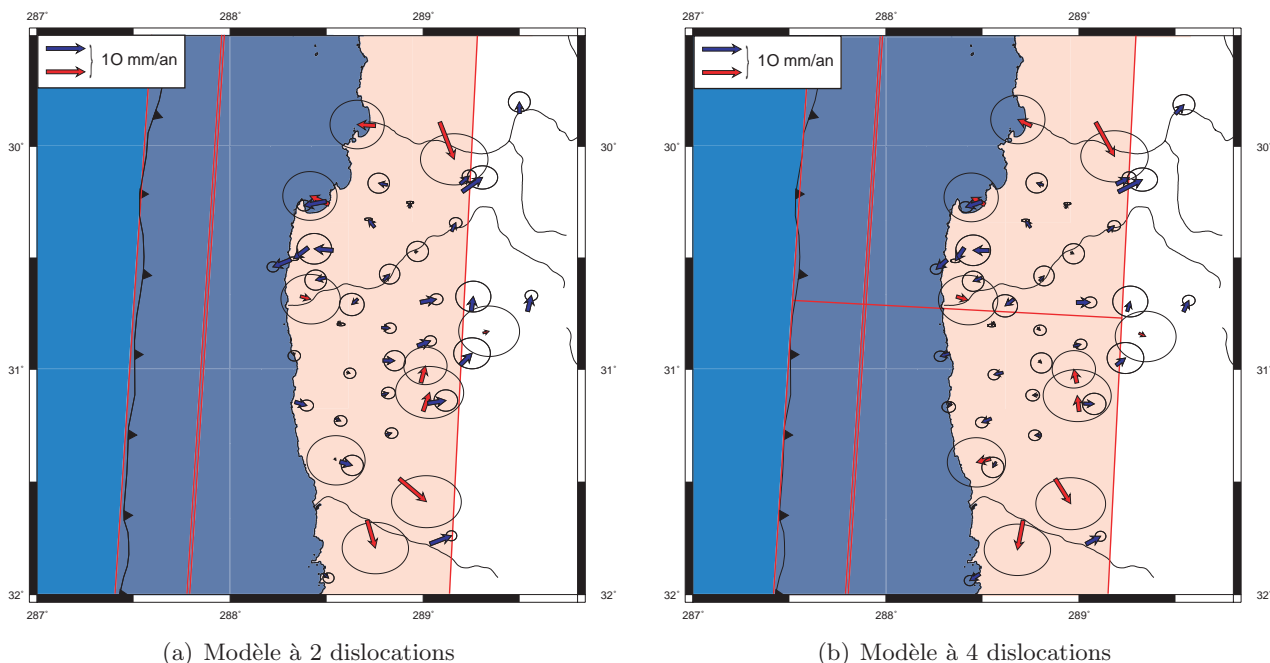


FIG. 20: **Résidus pour les deux modèles à géométrie fixe.** Dans les deux cas, les vecteurs bleus représentent la vitesse des sites ayant été mesurés plus de 3 fois, les rouges, ceux ayant été mesurés seulement 2 ou 3 fois. La zone rosée correspond à la projection en surface de la dislocation modélisant la faille bloquée. Les tracés rouges indiquent les projections en surface des limites des dislocations. **a.** Résidus pour le modèle à géométrie fixe incluant deux dislocation de longueur infinie à glissement identique. **b.** Résidus pour le modèle à géométrie fixe incluant 4 dislocations indépendante. Les ellipses d’erreur représentent l’intervalle de 90% de confiance.

rupture...), peut il être un plan de rupture préférentiel ? Les observations de la sismicité conduisent à considérer que non.

Deux modèles permettent d’expliquer les données observées, aussi bien globalement ( $\chi^2 = 0.58$  pour le modèle à géométrie libre,  $\chi^2 = 0.75$  pour le modèle à géométrie fixe) que localement. Les résidus sont en moyenne très faibles, mais localement, affichent des différences marquées. L’analyse de la vitesse au niveau du site CFAG (situé à l’Est du réseau,  $68.223^\circ$  W,  $31.602^\circ$  S) permet de saisir où se situe le problème posé par la géométrie ( $8 \text{ mm.an}^{-1}$  dans la direction de convergence). Le résidu  $y$  est égal à  $2.5 \text{ mm.an}^{-1}$  dans le cas du modèle à géométrie libre, et  $3.5 \text{ mm.an}^{-1}$  dans le cas à géométrie fixée. Si on décide d’accorder une grande importance à ce point, alors il est nécessaire de construire un modèle avec une dislocation très large et à pendage faible, afin d’atteindre les  $8 \text{ mm.an}^{-1}$  observés. Si on considère que beaucoup d’autres phénomènes peuvent jouer sur la vitesse de ce site, alors les deux modèles sont équivalents. Par conséquent, les données GPS que nous avons ici ne permettent pas de décider si le modèle à géométrie libre est plus approprié que celui à géométrie fixée.

Lors des tests synthétiques, nous explorons l’espace des paramètres du modèle. Il existe un fort biais entre la profondeur de blocage et le pendage du plan (Figure 17.b.). Or ces deux paramètres peuvent être regroupés en un seul paramètre, la largeur de la projection en surface de la dislocation (Figure 21.a.). On remarque que le biais entre pendage et profondeur de blocage suit une courbe d’iso-largeur (Figure 21.b.). Par conséquent, si la profondeur de blocage augmente, le pendage augmente de manière à conserver une largeur de projection en surface constante. Dans ce cas, il semblerait que l’analyse des déformations de surface permet de contraindre correctement les taux de glissement et cette largeur. Plus de tests permettraient de mettre en évidence l’importance de ce paramètre dans la détermination d’une géométrie à l’aide de données GPS.

Le modèle de *Savage* (1983) utilisé ici nécessite qu’il n’y ait “pas de glissement [sur la dislocation] dans l’intervalle de temps entre deux séismes majeurs et que le glissement soit uniforme lors de ces séismes majeurs”. Pourtant, *Gardi et al.* (2006) observent et analysent une activité sismique qu’ils qualifient de “crise”, ayant lieu entre 1997 et 2004. Cette séquence semble avoir été initiée par

un séisme dont l'hypocentre se situe dans le panneau plongeant (Punitaqui, Mw= 7.1, 15/10/1997) et consistait en une activité inhabituellement élevée le long de l'interface de subduction (Lemoine *et al.*, 2001). Les magnitudes des chocs principaux avoisinent Mw= 6. Vigny *et al.* (2008) relie ce changement d'activité à une future rupture majeure. Par conséquent, une quantité non négligeable de glissement échappe à nos deux modèles. Le coefficient de couplage, décrit comme le rapport entre la vitesse de convergence entre les plaques engagées dans la subduction (ici, Nazca et Amérique du Sud) et le taux de glissement déterminé le long de la dislocation, absorbe donc ce glissement. Ce coefficient, sensé refléter la quantité de déformation élastique accumulée, reflète aussi la quantité de mouvement à rattraper, aussi bien par glissement aismique que par plusieurs petits séismes.

Le problème vient sans doute de l'échelle d'observation. Nos premiers essais de modèles introduisent un taux de glissement unique tout du long de la ou des dislocations (Table 7 et 8) et nous concluons sur une variation du taux de glissement et donc du coefficient de couplage. Cette variation est sans doute moins abrupte que celle décrite ici. Il faudrait sans doute utiliser un modèle plus complexe permettant une variation locale du glissement (Chlieh *et al.*, 2008), tout en augmentant le nombre de données. Les différents segments d'une faille ne se comportent pas de la même manière lors d'une rupture majeure. Ceux ci ne rompent pas en même temps et ne glissent pas de manière homogène. Par conséquent, le coefficient de couplage, au premier sens du terme, doit être un paramètre local, de l'échelle de la taille d'un segment de faille se comportant de manière homogène, et ne peut prendre que 2 valeurs, 0% ou 100%. Les coefficients de couplage que nous calculons précédemment reflètent plus un comportement moyen de la subduction face à la convergence et n'apportent pas d'informations quantitative en terme de quantité de glissement aismique ou sismique.

Concernant la géométrie de la dislocation, une étude sismologique basée sur un réseau local (fonctions récepteurs, tomographie...) permettrait de mieux connaître les structures profondes. De plus, l'analyse présentée ici ne tient pas compte des variations temporelles, abordées section 3.4. Il serait intéressant de poursuivre l'étude en améliorant les séries temporelles, par l'ajout de stations GPS continues supplémentaires. Couplée à l'apport d'autres techniques telle l'InSAR, une couverture continue dans le temps et spatialement étendue permettrait d'étudier les phénomènes de glissements lents et aismiques, attendus en cas de faibles coefficients de couplage. Un tel réseau est en cours de réalisation et comportera entre 10 et 15 stations cGPS (Vigny *et al.*, 2008).

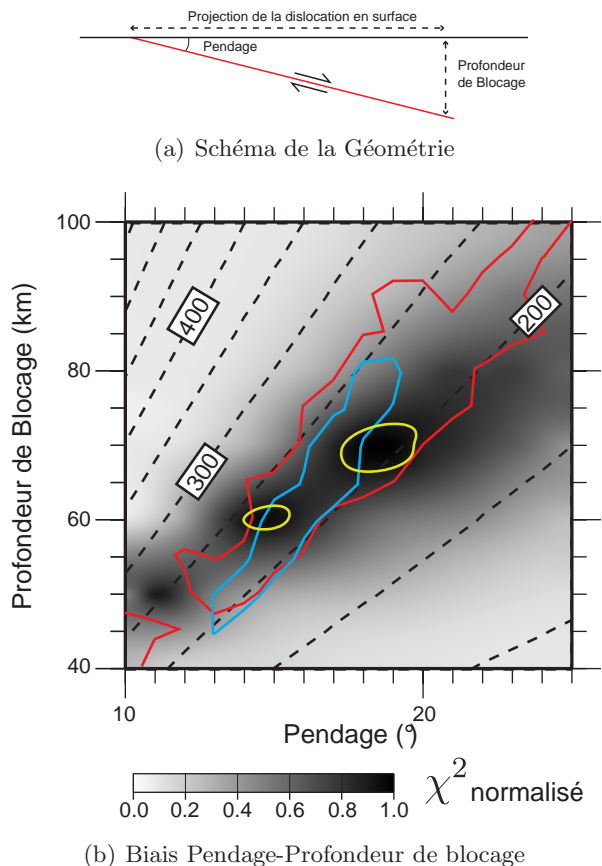


FIG. 21: **Biais entre Pendage et profondeur de blocage et extension de la projection de la dislocation en surface associée.** a. Géométrie du modèle. b. L'ombrage représente la valeur de  $\exp(-\chi^2)$  normalisé en fonction des paramètres pour le test (1) (Partie 4.2.2). La courbe jaune correspond au contour à l'intérieur duquel les valeurs de  $\exp(-\chi^2)$  sont supérieures à 0.9 pour le test (1), la courbe rouge pour le test (2) et la courbe bleue pour le test (3). Les tracés pointillés indiquent l'extension de la projection de la dislocation en surface pour chaque couple (Pendage ; Profondeur de blocage).

## Références

- Altamimi, Z., P. Sillard, and C. Boucher (2002), Itrf2000 : A new release of the international terrestrial reference frame for earth science applications, *Journal of Geophysical Research*, 107(B10), 2214.
- Barazangui, M., and B. Isacks (1976), Spatial distribution of earthquakes and subduction of the nazca plate beneath south america, *Geology*, 4, 686–692.
- Beck, S., S. Barrientos, E. Kausel, and M. Reyes (1998), Source characteristics of historic earthquakes along the central chile subduction zone, *Journal of South American Earth Sciences*, 11(2), 115–129.
- Chlieh, M., J. P. Avouac, K. Sieh, D. H. Natawidjaja, and J. Gallet (2008), Heterogeneous coupling of the sumatran megathrust constrained by geodetic and paleogeodetic measurements, *Journal of Geophysical Research*, 113(B05305).
- DeMets, C., R. Gordon, D. Argus, and S. Stein (1994), Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophysical Research Letters*, 21(20), 2191–2194.
- Gardi, A., A. Lemoine, and J. Campos (2006), Modeling of stress transfer in the coquimbo region of central chile, *Journal of Geophysical Research*, 111(B04307), doi :10.1029/2004JB003440.
- Gurtner, W., and L. Estey (2006), Rinex : The receiver independent exchange format version 2.11.
- Herring, T. A., J. Davis, and I. Shapiro (1990), Geodesy by radio interferometry : The application of kalman filtering to the analysis of very long baseline interferometry data, *Journal of Geophysical Research*, 95(12), 561–581.
- Herring, T. A., R. King, and S. C. McClusky (2006a), *Documentation of the GAMIT software*, Massachusetts Institute of Technology, Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences, release 10.3 ed.
- Herring, T. A., R. King, and S. C. McClusky (2006b), *GLOBK : Reference Manual*, Massachusetts Institute of Technology, Department of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences, 10.3 ed.
- Hofmann-Wellenhopf, B., H. Lichtenegger, and J. Collins (1992), *Global Positioning System (GPS). Theory and practice*, Wien : Springer, 1992.
- Jordan, T. E., B. L. Isacks, R. W. Allmendinger, J. A. Brewer, V. Ramos, and C. J. Ando (1983), Andean tectonics related to geometry of subducted nazca plate, *Geological Study of America Bulletin*, 94, 341–361.
- Kalman, R. E. (1960), A new approach to linear filtering and prediction problems, *Journal of Basic Engineering*, 82(Series D), 35–45.
- Kanamori, H. (1977), The energy release in great earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, 82, 2981–2986.
- Kendrick, E., M. Bevis, R. Smalley Jr., and B. A. Brooks (2001), An integrated crustal velocity field for the central andes, *Geochemistry, Geophysics, Geosystem*, 2.
- Kendrick, E., B. Brooks, M. Bevis, R. Smalley Jr., E. Lauria, M. Araujo, and H. Parra (2006), Active orogeny of the south-central andes studied with gps geodesy, *Revista de la Asociacion Geologica Argentina*, 61, 555–566.
- Khazaradze, G., and J. Klotz (2003), Short and long-term effects of gps measured crustal deformation rates along the south-central andes, *Journal of Geophysical Research*, 108(B4), 1–13.
- Klotz, J., G. Khazaradze, D. Angermann, C. Reigber, R. Perdomo, and O. Cifuentes (2001), Earthquake cycle dominates contemporary crustal deformation in central and southern andes, *Earth and Planetary Science Letters*, 193, 437–446.
- Langbein, J., and H. Johnson (1997), Correlated errors in geodetic time series : Implications for time-dependent deformation, *Journal of Geophysical Research*, 102(B1), 591–603.
- Lemoine, A., R. Madariaga, and J. Campos (2001), Evidence for earthquake interaction in central chile : the july 1997-september 1998 sequence, *Geophysical Research Letters*, 28(14), 2743–2746.
- Lemoine, A., R. Madariaga, and J. Campos (2002), Slab-pull and slab-push earthquakes in the mexican, chilean and peruvian subduction zones, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 132, 157–175.
- Leveratto, M. A. (1976), Edad de intrusivos cenozoicos en la precordillera de san juan y su implicancia estratigrafica, *Asociacion Geologica Argentina Revista*, 31, 53–58.
- Okada, Y. (1992), Internal deformation due to shear and tensile faults in a half space, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82, 1018–1040.
- Pardo, M., D. Comte, and T. Monfret (2002a), Seismotectonic and stress distribution in the central chile subduction zone, *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 11–22.
- Pardo, M., D. Comte, T. Monfret, R. Boroschek, and M. Astroza (2002b), The october 15, 1997 punitaqui earthquake (mw=7.1) : a destructive event within the subducting nazca plate in central chile, *Tectonophysics*, 345, 199–210.
- Ramos, V., T. Zapata, E. Cristallini, and A. Introcaso (2004), The andean thrust system, latitudinal variations in structural styles and orogenic shortening, in K. R. McClay, ed., *Thrust tectonics and hydrocarbon systems : AAPG memoir* 82.
- Ruegg, J., M. Olcay, and D. Lazo (2001), Co, post and pre(?) -seismic displacement associated with the mw=8.4 southern peru earthquake of june 23, 2001 from continuous gps measurements, *Seismological Research Letters*, 72(6), 680–685.
- Ruegg, J., A. Rudloff, C. Vigny, R. Madariaga, J. Dechaballier, J. Campos, E. Kausel, S. Barrientos, and D. Dimitrov (2008), Interseismic strain accumulation measured by gps in the seismic gap between constitucion and concepcion in chile, *submitted*.
- Saastamoinen, J. (1972), Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging of satellites, *AGU Geophysics Monograph Series*, 15, 247–251.
- Savage, J. (1983), A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone, *Journal of Geophysical Research*, 88(B6), 4984–4996.
- Savage, J. C., and R. O. Burford (1973), Geodetic determination of relative plate motion in central california, *Journal of Geophysical Research*, 78, 832–845.
- Seeber, G. (1993), *Satellite Geodesy : Foundations, Methods & Applications*, Walter de Gruyter, Berlin New York.
- Vigny, C., A. Rudloff, J. Ruegg, R. Madariaga, J. Campos, and M. Alvarez (2008), Upper plate deformation measured by gps in the coquimbo gap, chile, *submitted*.

## A Annexes

### A.1 Données GPS verticales

Station Site Code	Position		Vitesse Verticale		Station Site Code	Position		Vitesse Verticale	
	Lon (°)	Lat (°)	Vz (mm/an)	$\sigma$ Vz (mm/an)		Lon (°)	Lat (°)	Vz (mm/an)	$\sigma$ Vz (mm/an)
AGUA	289.193	-30.982	-12.62	3.01	NIPA	288.534	-30.469	-0.92	2.71
ANDA	288.930	-30.278	0.61	0.97	OVEJ	288.806	-31.293	2.27	1.15
AREQ	288.507	-16.466	2.07	1.27	OVLL	288.796	-30.604	0.19	1.24
BRAZ*	312.122	-15.947	11.07	0.70	PACH	288.405	-30.457	-4.77	1.30
BRFT	321.574	-3.877	-22.42	4.84	PARA	310.769	-25.448	3.99	1.83
BSJL	288.662	-30.687	-7.40	1.78	PEDR	289.311	-30.839	5.41	5.53
BTON	288.513	-30.263	-5.14	4.16	PFRJ	288.365	-30.675	-4.86	5.26
CENT	288.793	-30.962	7.11	1.46	PIDN	288.786	-30.815	-0.02	1.19
CFAG	291.767	-31.602	-2.58	0.84	POBR	288.496	-30.591	1.54	1.50
CHAN	288.972	-30.897	-2.86	1.14	PORT	289.870	-32.835	4.22	0.86
CHAP	289.500	-29.853	11.31	1.57	PTOM	288.428	-31.532	-3.27	1.22
CHIN	288.877	-31.488	-4.97	7.21	RIOG*	292.249	-53.785	-5.84	0.68
CHIP	288.786	-31.115	1.78	1.25	SANT*	289.331	-33.150	-0.45	0.61
CHPI*	315.015	-22.687	0.02	0.71	SGER	289.087	-29.892	-31.68	6.95
CMBA	289.001	-31.188	-9.79	6.72	SJAV	288.267	-35.595	-3.13	0.99
CMOR	289.204	-30.205	15.31	2.80	SLMC	289.037	-31.777	0.54	0.82
CNBA	288.542	-31.398	-6.56	5.04	SPED	288.606	-31.015	1.71	1.03
CNFL	288.711	-31.672	-21.31	6.36	TAHU	288.958	-30.477	-4.12	1.52
COGO	289.025	-31.153	3.20	1.63	TOLO	289.194	-30.170	-10.10	1.13
CONS	287.588	-35.331	0.40	1.24	TONG	288.498	-30.249	-1.10	1.32
CONZ*	286.975	-36.844	9.65	0.82	TUCU	294.770	-26.843	-9.49	0.88
COPO	289.662	-27.385	-1.97	1.36	VALN	288.365	-33.028	11.31	1.58
CORD	295.530	-31.528	6.83	4.64	VARI	289.250	-30.741	-6.54	2.88
CTAL	288.330	-30.929	-11.42	1.11	VNEV	289.751	-33.354	-0.37	0.93
DGF1	289.338	-33.457	10.39	1.56					
EALM	288.570	-31.413	-2.09	1.54					
EMAN	288.815	-30.175	-1.54	1.49					
EMAT	288.337	-31.147	-6.44	1.29					
ESAU	288.316	-30.511	-2.39	1.04					
ESPI	288.545	-31.220	-1.43	1.16					
FORT	321.574	-3.877	4.19	3.98					
FUND	289.149	-30.383	-2.70	1.20					
GLPS*	269.696	-0.743	-5.20	0.81					
HERA	288.621	-29.998	-2.16	1.13					
ISPA*	250.656	-27.125	-5.11	0.82					
KOUR*	307.194	5.252	3.01	0.83					
LCAN	288.560	-30.789	-0.14	1.06					
LHCL	294.405	-38.003	0.02	1.72					
LISL	288.989	-31.061	50.76	3.56					
LMOL	289.542	-30.742	-3.05	1.23					
LPER	288.749	-30.365	3.53	1.03					
LPGS*	302.068	-34.907	-0.63	0.70					
LSCH	288.754	-29.908	-2.00	4.23					
LVIL	288.486	-31.909	-2.51	0.90					
MAUL	289.179	-35.810	1.61	1.46					
MPAT	288.987	-30.702	-3.45	1.20					

\* Station IGS déterminant le référentiel

TAB. 10: Positions et vitesses verticales des sites du réseau de Ovalle

## A.2 La différence de phase

De manière assez simple, le temps de trajet du signal <sup>5</sup> entre le satellite et le récepteur, mesuré par le récepteur est ,

$$\Delta t = [t^r(GPS) - \partial^r] - [t^s(GPS) - \partial^s] = \Delta t(GPS) + \Delta \partial, \quad (9)$$

avec  $t^r$  le temps GPS mesuré par le récepteur,  $\partial^r$  l'erreur associée,  $t^s$  le temps mesuré par le satellite et  $\partial^s$  l'erreur associée. De là,  $\Delta t$  est le temps de trajet "véritable" du signal dans l'atmosphère et  $\Delta \partial$  l'erreur associée. En considérant que le signal se propage à la vitesse de la lumière dans l'atmosphère,  $c = 299\,792\,458$  m/s, la distance mesurée  $R$ , appelée pseudo-distance ("code pseudorange") devient

$$R = c\Delta t = c\Delta t(GPS) + c\Delta \partial = \rho + c\Delta \partial \quad (10)$$

où  $\rho$  est la "véritable" distance satellite récepteur ("range"). Si  $\varphi$  est la phase du signal et  $f$  sa fréquence, alors, pour un temps  $t$ , la phase est :

$$\varphi = \int_{t_0}^t f dt = f\left(t - \frac{\rho}{c}\right) \quad (11)$$

si la fréquence  $f$  est constante. Donc pour un signal GPS,

$$\varphi^s(t) = f^s t - f^s \frac{\rho}{c} - \varphi_0^s \quad (12)$$

$$\varphi^r(t) = f^r t - \varphi_0^r \quad (13)$$

où  $\varphi^s(t)$  est la phase émise par le satellite et mesurée par le récepteur à un temps  $t$ ,  $\varphi^r$  est la phase produite par le récepteur. Les décalages initiaux  $\varphi_0^s$  et  $\varphi_0^r$  sont dus aux erreurs d'horloge des satellites, donc  $\varphi_0^s = f^s \partial^s$  et  $\varphi_0^r = f^r \partial^r$ . L'erreur en fréquence est de l'ordre de  $1.5 \cdot 10^{-3}$  Hz et est donc négligée, d'où  $f^s = f^r = f$ . La différence de phase  $\varphi^{sr}$  entre les deux porteuse à un temps  $t$  est donc :

$$\varphi^{sr}(t) = -f \frac{\rho}{c} - f \Delta \partial \quad (14)$$

Lorsque le récepteur commence à mesurer, il enregistre instantanément la phase du premier signal qu'il reçoit (Figure 2). Cette phase correspond à un nombre, entier ou réel, de cycles entre le satellite et le récepteur. Ce nombre de cycles est considéré constant durant un contact continu satellite-recepteur. La différence de phase  $\varphi^{sr}$  est donc la somme entre un nombre de cycles  $N$  et une différence de phase  $\Delta \varphi^{(sr)}$  à un temps  $t$  par rapport au temps  $t_0$ . La donnée utilisée lors du calcul de la solution est  $\phi = -\Delta \varphi^{(sr)}(t, t_0)$ , d'où,

$$\varphi^{sr}(t) = \Delta \varphi^{(sr)}(t, t_0) + N = -\phi + N = -f \frac{\rho}{c} - f \Delta \partial \quad (15)$$

$$\phi = \frac{1}{\lambda} \rho + \frac{c}{\lambda} \Delta \partial + N \quad (16)$$

---

<sup>5</sup>Les calculs présentés dans cette partie sont issus de *Hofmann-Wellenhof et al.* (1992).



### A.3 Traitement Ionosphérique

Cette couche haute de l'atmosphère a une effet dispersif sur les ondes émises par les satellites GPS. Rappelons l'équation de la différence de phase mesurée par le récepteur GPS :

$$\phi = \frac{1}{\lambda}\rho + \frac{c}{\lambda}\Delta\partial + N + \frac{\Delta^{IONO}}{\lambda} + \frac{\Delta^{TROPO}}{\lambda} \quad (17)$$

, où  $\rho$  est la distance satellite-récepteur,  $\lambda$  est la longueur d'onde du signal,  $c$  la vitesse de la lumière dans le vide,  $\Delta\partial$  l'erreur temporelle causé par le satellite et le récepteur,  $N$  l'ambiguïté de phase,  $\Delta^{IONO}$  le délai causé par la ionosphère et  $\Delta^{TROPO}$  le délai causé par la troposphère. Une onde se propageant dans un milieu avec une fréquence  $f$  présente une vitesse de phase  $v_{ph}$  et une vitesse de groupe  $v_{gr}$ . Le milieu traversé présente donc un indice de réfraction de phase  $n_{ph}$  et un indice de réfraction de groupe  $n_{gr}$ . Ces indices sont reliés par la relation

$$n_{gr} = n_{ph} + f \frac{dn_{ph}}{df}. \quad (18)$$

L'indice de réfraction de phase peut être approximé par la relation suivante (*Seeber (1993)*),

$$n_{ph} = 1 + \frac{c_2}{f^2} + \frac{c_3}{f^3} + \frac{c_4}{f^4} + \dots \simeq 1 + \frac{c_2}{f^2}, \quad (19)$$

où  $c_2, c_3, \dots$  sont des constantes liées à la densité électronique des couches traversées. En coupant cette série au terme quadratique et en l'associant à l'équation 18, les équations des indices de réfraction deviennent :

$$n_{ph} = 1 + \frac{c_2}{f^2} \quad \text{et} \quad n_{gr} = 1 - \frac{c_2}{f^2}. \quad (20)$$

*Seeber et al. (Seeber (1993))* donnent une estimation de la constante  $c_2 = -40.3Ne \text{ Hz}^2$ , où  $Ne$  est la densité électronique le long d'un chemin. L'indice de réfraction de phase est donc plus petit que l'indice de réfraction de groupe. La phase arrive donc en avance sur le code. Une utilisation de la phase non corrigée des effets de la ionosphère conduira à sous estimer la distance satellite station, tandis que l'utilisation du code non corrigé conduira à sur estimer cette distance.

Selon le principe de Fermat, le "range" mesuré (distance ou phase) est  $S_m = \int_{\text{signalpath}} n dS$  tandis que la "vraie" valeur est  $S_0 = \int_{\text{signalpath}} dS$ , correspondant à un indice de réfraction égal à 1. En considérant que la géométrie du trajet du signal n'est pas affectée, le délai ionosphérique peut être écrit  $\Delta^{IONO} = S_m - S_0 = \int (n - 1) dS$ . En introduisant le Total Electron Content (TEC) tel que  $TEC = \int N e dS$ , les délais de phase  $\Delta_{ph}^{IONO}$  et de groupe  $\Delta_{gr}^{IONO}$  s'écrivent donc :

$$\Delta_{ph}^{IONO} = \int \frac{c_2}{f^2} dS = -\frac{40.3}{f^2} TEC \quad \text{et} \quad \Delta_{gr}^{IONO} = -\int \frac{c_2}{f^2} dS = \frac{40.3}{f^2} TEC. \quad (21)$$

$$(22)$$

Le délai ionosphérique dépend donc du TEC. Cette valeur peut être mesurée, estimée, modélisée à l'aide d'un code, ou bien simplement éliminée. La dernière éventualité est exploitée dans le cas du traitement de données GPS. Une combinaison linéaire  $\phi_{L1,L2}$  des mesures de différences de phases  $\phi_1$  et  $\phi_2$  des deux porteuses L1 et L2, de fréquence respectives  $f_1$  et  $f_2$  s'écrit,

$$\phi_{L1,L2} = \phi_{LC} = a_1\phi_1 + a_2\phi_2, \quad (23)$$

où  $a_1$  et  $a_2$  sont des constantes à déterminer. D'après l'équation 17, pour éliminer les effets ionosphériques, il faut que

$$\frac{a_1}{\lambda_1} \Delta^{IONO}(L_1) + \frac{a_2}{\lambda_2} \Delta^{IONO}(L_2) = 0, \quad (24)$$

où  $\lambda_1$  et  $\lambda_2$  sont les longueurs d'onde des deux porteuses L1 et L2. En choisissant  $a_1 = 1$ , alors  $a_2 = -\frac{\lambda_2 \Delta^{IONO}(L_1)}{\lambda_1 \Delta^{IONO}(L_2)}$ , donc avec l'équation 22,

$$a_2 = -\frac{f_2}{f_1} \Rightarrow \phi_{LC} = \phi_{L_1} - \frac{f_2}{f_1} \phi_{L_2} \quad (25)$$

## A.4 Tests d'estimation du bruit de Markov

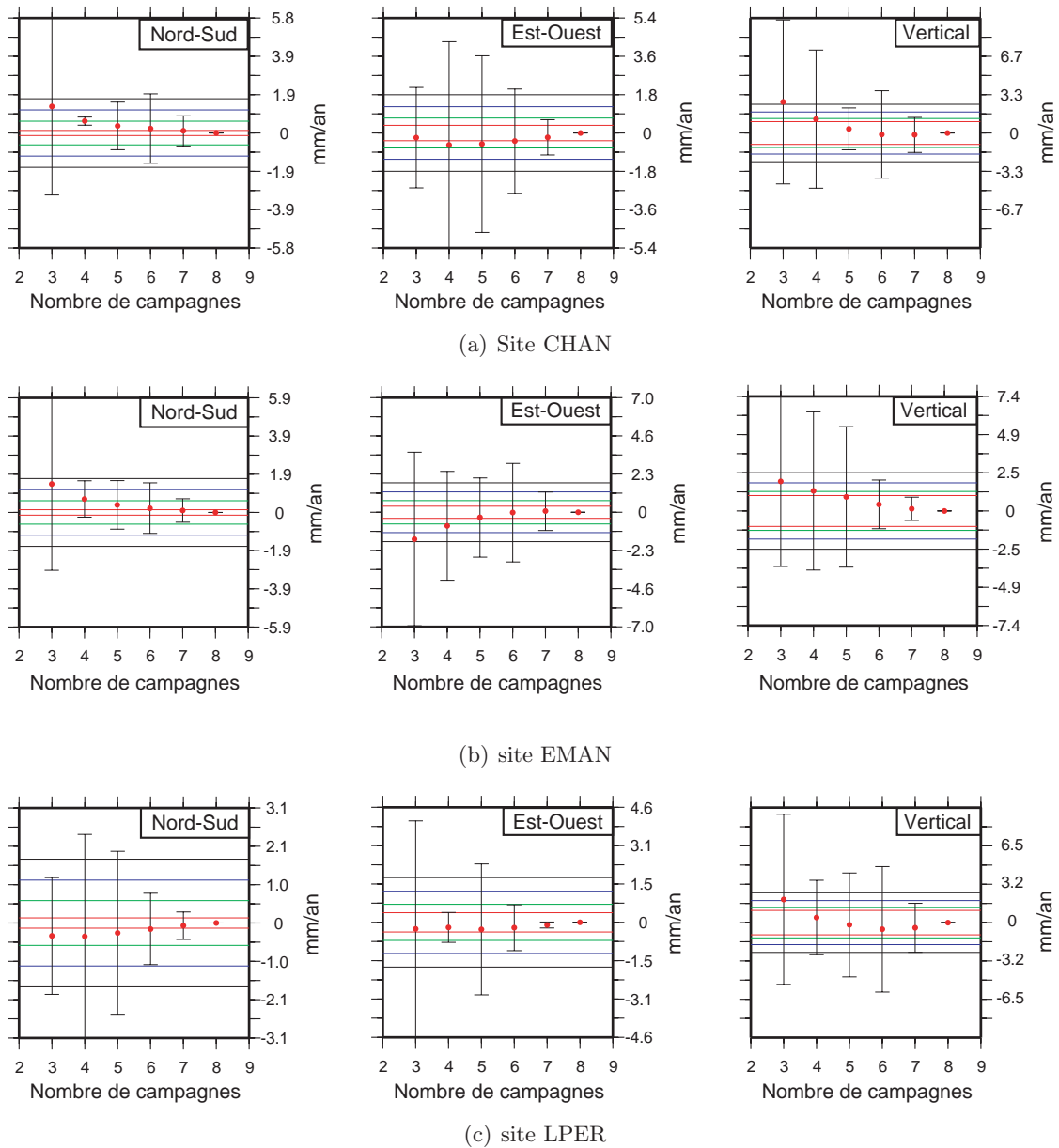


FIG. 22: Résultats des tests d'estimation d'exactitude pour les sites a. CHAN, b. EMAN et c. LPER. Moyennes des vitesses déterminées par régression linéaire en fonction du nombre de campagnes prises en compte pour les composantes Nord-sud, Est-ouest et Verticale. La barre d'erreur sur chaque moyenne est l'écart type. Les lignes rouges donnent la valeur de l'erreur avec un Markov de  $0 \text{ mm.an}^{-\frac{1}{2}}$ , les lignes vertes donnent la valeur de l'erreur pour un Markov de  $1 \text{ mm.an}^{-\frac{1}{2}}$ , les lignes bleues pour un Markov de  $2 \text{ mm.an}^{-\frac{1}{2}}$  et les noires pour un Markov de  $3 \text{ mm.an}^{-\frac{1}{2}}$ . La valeur du Markov déterminée pour cette station est de  $0 \text{ mm.an}^{-\frac{1}{2}}$ . a. La vitesse du site CHAN est restée stable à partir de 5 campagnes. L'amplitude du bruit de Markov associé à cette station à été fixé à  $1 \text{ mm.an}^{-\frac{1}{2}}$ . b. La vitesse du site EMAN s'est stabilisé à partir de 5 campagnes. L'amplitude du bruit de Markov associé à cette station à été fixé à  $2 \text{ mm.an}^{-\frac{1}{2}}$ . c. La vitesse du site LPER s'est stabilisé à partir de 4 campagnes. L'amplitude du bruit de Markov associé à cette station à été fixé à  $1 \text{ mm.an}^{-\frac{1}{2}}$ .

## A.5 Séries Temporelles

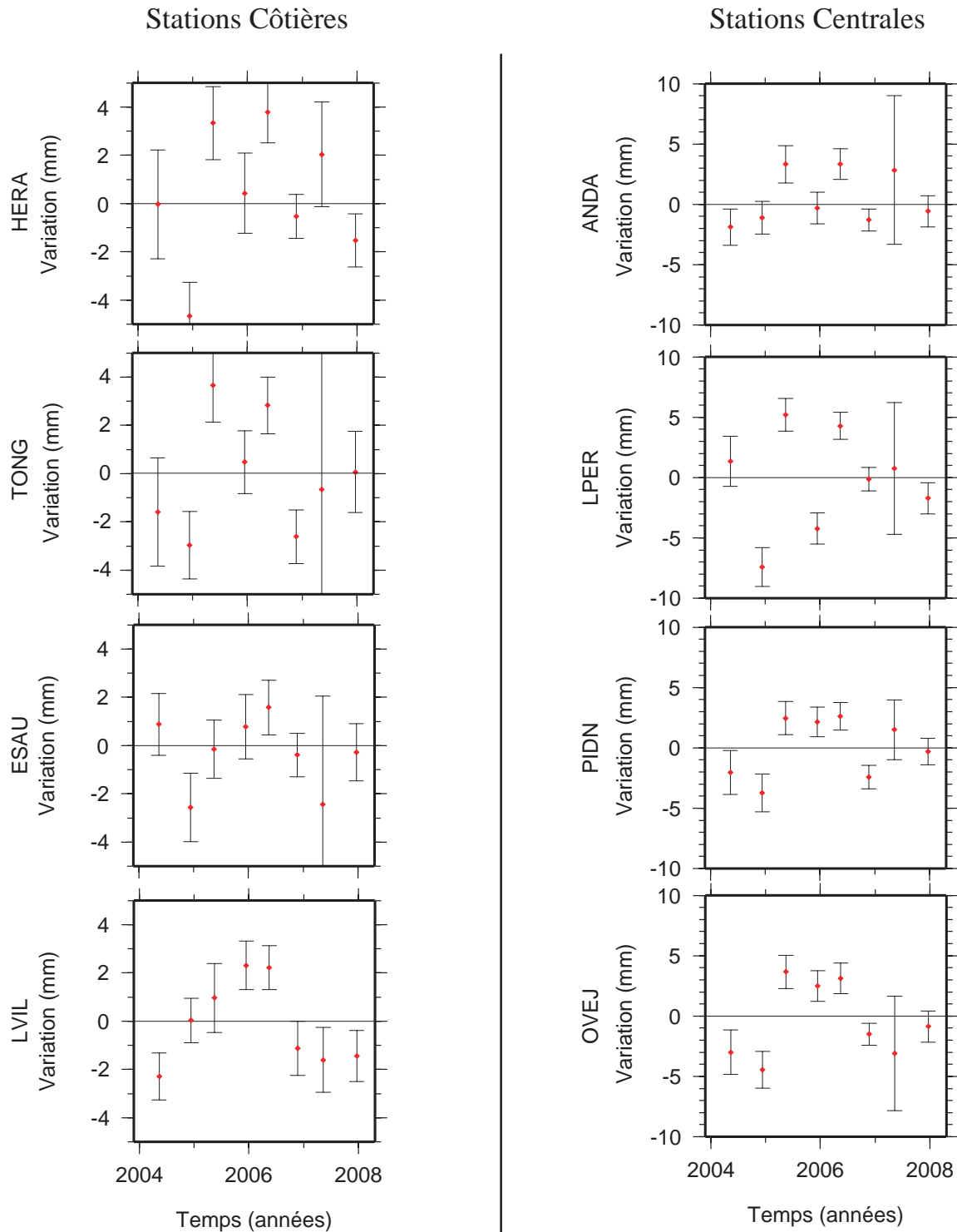


FIG. 23: **Séries temporelles résiduelles.** Résidu de séries temporelles lorsque la tendance principale a été retirée. Les stations situés en haut de la page sont celle situées le plus au nord du réseau. On remarque que les oscillations saisonnières sont mieux marquées pour les stations situées au nord du réseau (HERA, ANDA, TONG, LPER) et notamment pour les stations situées loin de la côte. On observe une tendance qui s'accroît au fur et à mesure que l'on se déplace vers le sud est, la vitesse semble plus élevée que la moyenne entre 2004 et 2006, et plus faible que la moyenne entre 2006 et 2008.