

Universidad de Concepción  
Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas  
Departamento de Geofísica



**Evolución temporal y distribución espacial de  
deslizamiento a lo largo de la zona de subducción de  
Cascadia para el periodo intersísmico**

Alexandra Quiroga Moscoso

Habilitación Profesional  
para optar por el Título de Geofísico

2016

Universidad de Concepción  
Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas  
Departamento de Geofísica

**Evolución temporal y distribución espacial de  
deslizamiento a lo largo de la zona de subducción de  
Cascadia para el periodo intersísmico**

Alexandra Quiroga Moscoso

Habilitación Profesional  
para optar por el Título de Geofísico

Profesor Guía:

Dr. Klaus Bataille Bollweg

Comisión:

Dr. Jaime Arturo Belmonte

Dr. Matthew Robert Miller





---

# Resumen

La Zona de Subducción de Cascadia (CZS), localizada a lo largo de la costa suroeste de Canadá y al noroeste de la costa de Estados Unidos, es una región muy particular debido a que cada 14 meses aproximadamente experimenta un deslizamiento lento en la interfaz de la placa oceánica de Juan de Fuca con respecto a la continental de Norteamérica, conocidos como “Slow Slip Episodes” o “Eventos de Deslizamiento Lento”. Estos ocurren a unos 25-45 kilómetros de profundidad (bajo la zona bloqueada) y tienen una duración media de 14 días. Estos deslizamientos han podido ser detectados mediante la continua medición de GPS en superficie.

En este estudio usamos las mediciones geodésicas continuas del U.S. Geological Survey para invertir y aplicar un modelo de subducción llamado *Slab Model*, el cual está basado en el concepto de que el *Slab Pull* es la fuerza motriz dominante en el proceso de subducción. Este modelo asume que la existencia de la parte frágil de la placa subductante implica una gran deformación en dos interfaces: una interfaz superior, localizada en la zona de contacto entre la placa subductante y la placa superior, con un tipo de movimiento inverso; y una interfaz inferior, emplazada entre el contacto de la zona dúctil y la zona frágil de la placa subductante caracterizada por un movimiento de tipo normal.

Nosotros invertimos los datos de GPS de los “Eventos de Deslizamiento Lento” mejores registrados durante el periodo 1998-2008, como también el periodo “Entre cada Evento de Deslizamiento Lento”, para así poder comparar las evolución temporal y la distribución espacial del deslizamiento en ambas interfaces en el norte de la zona de subducción de Cascadia con el objetivo de poder comprender estos procesos de “carga y descarga” temporales durante el periodo intersísmico.

---

# Índice general

<b>Resumen</b>	<b>4</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>12</b>
1.1. Tectónica de Placas . . . . .	12
1.2. Planteamiento del Problema . . . . .	13
1.3. Zona de Estudio . . . . .	16
1.4. Base de Datos . . . . .	18
1.5. Objetivos . . . . .	19
1.5.1. Objetivo General . . . . .	19
1.5.2. Objetivos específicos . . . . .	19
1.6. Hipótesis . . . . .	20
<b>2. Marco Teórico</b>	<b>21</b>
2.1. Geometría de falla y sus elementos . . . . .	21
2.2. Formulación matemática de Okada . . . . .	23
<b>3. Metodología</b>	<b>28</b>
3.1. Teoría de un Problema Inverso . . . . .	28
3.2. Modelo de Inversión: Slab Model . . . . .	29
3.2.1. Introducción . . . . .	29
3.2.2. Esquema del Slab Model . . . . .	34
3.2.3. División de subfallas . . . . .	36
3.2.4. Cambio de Coordenadas Geográficas a Coordenadas de Okada . . . . .	38
3.3. Ecuación a invertir . . . . .	39
3.4. Regularización . . . . .	41
3.5. Test de Resolución . . . . .	45
<b>4. Resultados</b>	<b>51</b>
4.1. Inversión para periodo de “Eventos de Deslizamiento Lento” . . . . .	51
4.2. Inversión para periodo “Entre cada Evento de Deslizamiento Lento” . . . . .	63

---

<b>5. Análisis y Discusión</b>	<b>67</b>
5.1. Análisis Inversión para periodo de “Eventos de Deslizamiento Lento” .	68
5.2. Análisis Inversión para periodo “Entre cada evento de Deslizamiento Lento”	71
5.3. Discusión . . . . .	72
<b>6. Conclusión</b>	<b>76</b>
<b>A.</b>	<b>82</b>
<b>Anexo</b>	<b>82</b>

---

# Índice de figuras

1.1. Esquema de Back Slip Model . . . . .	15
1.2. Zona de Estudio . . . . .	17
1.3. Registro de desplazamiento Este en estación de GPS . . . . .	18
1.4. Modelo Slab1.0 de Cascadia . . . . .	19
2.1. Geometría del plano de falla y sus elementos . . . . .	22
2.2. Tipos básicos de fallas . . . . .	22
2.3. Modelo de Okada . . . . .	24
3.1. Esquema problema inverso . . . . .	29
3.2. Resultados de Peña: Inversión de datos de GPS para obtener la distribución de deslizamiento en el periodo cosísmico e intersísmico . . . . .	30
3.3. Primer esquema del Slab Model . . . . .	30
3.4. Resultados de Novoa: Modelo de acoplamiento en Chile utilizando el Slab Model para el periodo intersísmico . . . . .	31
3.5. Resultados de Cassidy et al., 2003 . . . . .	32
3.6. Resultados de Rietbrok et al, 2004 . . . . .	33
3.7. Esquema del Slab Model . . . . .	34
3.8. Ejemplo de una falla rectangular con buzamiento constante dividida en 9 subfallas . . . . .	37
3.9. Ejemplo de la distribución de las subfallas según la configuración de la fosa . . . . .	38
3.10. Discretización del dominio para la ecuación de Laplace . . . . .	43
3.11. Elección de $\lambda$ 's . . . . .	45
3.12. Deslizamientos Sintéticos en falla A y B para un evento con 46 estaciones de GPS . . . . .	46
3.13. Deslizamientos modelados en falla A y B para un evento con 46 estaciones de GPS . . . . .	47

3.14. Deslizamientos Sintéticos en falla A y B para un evento con 6 estaciones de GPS . . . . .	47
3.15. Deslizamientos modelados en falla A y B para un evento con 6 estaciones de GPS . . . . .	48
3.16. Deslizamientos Sintéticos en falla A y B . . . . .	48
3.17. Deslizamientos modelados en falla A y B para un evento con 46 estaciones de GPS . . . . .	49
3.18. Deslizamientos modelados en falla A y B para un evento con 6 estaciones de GPS . . . . .	49
4.1. Registro de componente Este de desplazamientos para distintas estaciones de GPS . . . . .	52
4.2. Evolución espacial y temporal del deslizamiento para el evento de febrero del 2003: (a) según resultados de Slab Model y (b) según <i>Melbourne et al.</i> [2005 . . . . .	53
4.3. Resultados de la Inversión con el Slab Model para eventos de 1998 y 1999	54
4.4. Resultados de la Inversión con el Slab Model para eventos de 2000, 2002 y 2003 . . . . .	55
4.5. Resultados de la Inversión con el Slab Model para eventos de 2004, 2005 y 2007 . . . . .	56
4.6. Resultados de la Inversión con el Slab Model para eventos de 2008 . . .	57
4.7. Resultados Inversión Szeliga et al. (2008) . . . . .	58
4.8. Resultados Inversión Schmidt y H. Gao (2010). . . . .	59
4.9. Resumen de resultados con el Slab Model . . . . .	60
4.10. Componentes horizontales de las velocidades modeladas y observadas para cada estación de GPS para evento de 2008. . . . .	62
4.11. Resultados de la Inversión con el Slab Model para periodo Inter-Slip . .	63
4.12. Resultados de la Inversión con el Slab Model para periodo Inter-Slip . .	64
4.13. Resultados de la Inversión con el Slab Model para periodo Inter-Slip . .	65
4.14. Resultados de la Inversión con el Slab Model para periodo Inter-Slip . .	66
5.1. Tasa total de deslizamiento con Slab Model y modelo de Schmidt. . . .	69
5.2. Perfiles de profundidad . . . . .	70
5.3. A la derecha: Test de Resolución para el periodo Inter-Slip del periodo 2007-2008, con 46 estaciones de GPS disponibles. A la izquierda: Resultado de la Inversión para el mismo periodo. La resolución se pierde a medida que nos alejamos de la costa. . . . .	72
5.4. Diagrama de la mecánica de subducción . . . . .	73

5.5. Gráfico de deslizamiento en el tiempo para la falla A y B . . . . .	74
5.6. Modelo esquemático del ciclo sísmico de Cascadia . . . . .	75
A.1. Migración de la tasa de deslizamiento para evento de 1998, duración 28 días . . . . .	82
A.2. Componentes horizontales de las velocidades modeladas y observadas para cada estación de GPS para evento de 1998. . . . .	83
A.3. Migración de la tasa de deslizamiento para evento de 1999, duración 24 días . . . . .	83
A.4. Componentes horizontales de las velocidades modeladas y observadas para cada estación de GPS para evento de 1999. . . . .	84
A.5. Migración de la tasa de deslizamiento para evento de 2000, duración 14 días . . . . .	84
A.6. Componentes horizontales de las velocidades modeladas y observadas para cada estación de GPS para evento de 2000. . . . .	85
A.7. Migración de la tasa de deslizamiento para evento de 2002, duración 14 días . . . . .	85
A.8. Componentes horizontales de las velocidades modeladas y observadas para cada estación de GPS para evento de 2002. . . . .	86
A.9. Migración de la tasa de deslizamiento para evento de 2003, duración 49 días . . . . .	86
A.10. Componentes horizontales de las velocidades modeladas y observadas para cada estación de GPS para evento de 2003. . . . .	87
A.11. Migración de la tasa de deslizamiento para evento de 2004, duración 16 días . . . . .	87
A.12. Componentes horizontales de las velocidades modeladas y observadas para cada estación de GPS para evento de 2004. . . . .	88
A.13. Migración de la tasa de deslizamiento para evento de 2005, duración 19 días . . . . .	88
A.14. Componentes horizontales de las velocidades modeladas y observadas para cada estación de GPS para evento de 2005. . . . .	89
A.15. Migración de la tasa de deslizamiento para evento de 2007, duración 21 días . . . . .	89
A.16. Componentes horizontales de las velocidades modeladas y observadas para cada estación de GPS para evento de 2007. . . . .	90
A.17. Migración de la tasa de deslizamiento para evento de 2008, duración 21 días . . . . .	90

A.18. Componentes horizontales de las velocidades modeladas y observadas para cada estación de GPS para evento de 2008. . . . .	91
---	----

---

# Índice de Tablas

3.1. Valores de los parámetros de Okada en cada falla . . . . .	36
3.2. Valores de los errores del Test de Resolución en Prueba A y Prueba B .	50
4.1. Resumen de datos de inversión para los 9 Eventos de Deslizamiento Lento.	61
4.2. Resumen de datos de inversión para los periodos entre cada evento de Deslizamiento Lento. . . . .	66

---

# Capítulo 1

## Introducción

### 1.1. Tectónica de Placas

Desde la década de 1960, la teoría de la tectónica de placas ha reconocido que la superficie de la Tierra (litósfera) está fragmentada en placas que se mueven continuamente, generando una interacción en los bordes de una con respecto a la otra. A lo largo de los bordes convergentes (de subducción) la litósfera oceánica, quien tiene mayor densidad, se hunde debajo de la continental consumiéndose en el manto, mientras que por otro lado, una nueva se está formando a lo largo de los bordes divergentes (dorsales oceánicas) o moviéndose entre sí, con un movimiento principalmente horizontal (margen transcurrente).

Un margen muy interesante de la interacción de las placas es el margen convergente, el cual se ha caracterizado por haber presentado los mayores terremotos que han ocurrido en la historia de la humanidad. Esto es, debido a la liberación repentina de una gran cantidad de energía que se acumula en alguna zona debido a la carga tectónica por el movimiento de las placas. Debido a que estos eventos generalmente se repiten con cierta periodicidad en el tiempo, es que se habla del concepto de *Ciclo Sísmico*, el cual nació de la *Teoría de Rebote Elástico* propuesta por *Reid* en 1910, la cual intentó explicar la ocurrencia del gran terremoto de San Francisco de 1906. Reid propuso que el evento se produjo debido a la liberación de energía repentina de la deformación elástica

acumulada por un período de tiempo.

La teoría de Reid, iniciada a partir de la observación de mediciones de la superficie terrestre demostró que a través de la observación de los desplazamientos que ocurren durante las principales fases del ciclo sísmico en toda la corteza, tuviéramos la posibilidad de entender más sobre el proceso sísmico y tal vez de predecirlo espacialmente. Ahora, con los métodos modernos del posicionamiento geodésico se tiene la posibilidad de medir las deformaciones de la superficie de la corteza, y a partir de éstas, tener una idea sobre el proceso mecánico que ocurre en profundidad.

## 1.2. Planteamiento del Problema

El conocimiento del campo de deformación en la superficie de la Tierra, es una de las llaves para la comprensión del proceso mecánico que ocurre sobre una falla durante el ciclo sísmico, es decir, durante los procesos de carga y descarga del campo de esfuerzos tectónicos en la cercanía del plano de falla, antes durante y después un terremoto.

Hoy en día, lo más común en modelos de dislocación usados para interpretar deformación superficial en zonas de subducción es el Modelo Simple de Dislocación o *Back Slip Model* (BSM) propuesto por *Savage* en 1983. Éste propone que la fuente responsable de la deformación elástica intersísmica producida por la subducción de la placa oceánica se modela como una falla con dirección de deslizamiento de tipo normal, bajo el supuesto que la deformación intersísmica así modelada será balanceada durante la fase cosísmica con un movimiento inverso, además de considerar una única interfaz de subducción inserta en un semiespacio totalmente elástico. Esto quiere decir que básicamente el ciclo sísmico está basado en dos periodos dominantes inversamente proporcionales: cosísmico e intersísmico, siendo la suma de ambos el estado estacionario del ciclo sísmico; vale decir:

$$\begin{aligned} \text{Intersísmico} + \text{Cosísmico} &= \text{Estado Estacionario (sin desplazamiento neto)} \\ \Rightarrow \text{Intersísmico} &= \text{Estado Estacionario} - \text{Cosísmico} \end{aligned}$$

Intersísmico = 0 - Cosísmico

⇒ PROCESO DE CARGA = - PROCESO DE DESCARGA

Otro modelo muy utilizado es el *Modelo Elástico de Placa Subductada* (Elastic Subducting Plate Model, ESPM) propuesto por *Kanda y Simons* (2010). El cual consiste en la incorporación una interfaz inferior de la placa de subducción, tal que, el ESPM modela usando dos interfaces en donde ocurren deslizamientos, separadas por un espesor  $H$  con vectores de la misma magnitud pero en sentidos opuestos. Pero este modelo se puede considerar como un caso particular del BSM, dado que hacer cero el espesor de la placa subductante ( $H = 0$ ), los vectores de deslizamientos a lo largo de las dos interfaces se anulan entre sí, resultando un deslizamiento de forma normal a lo largo de la interfaz bloqueada, recuperando de este modo el BSM.

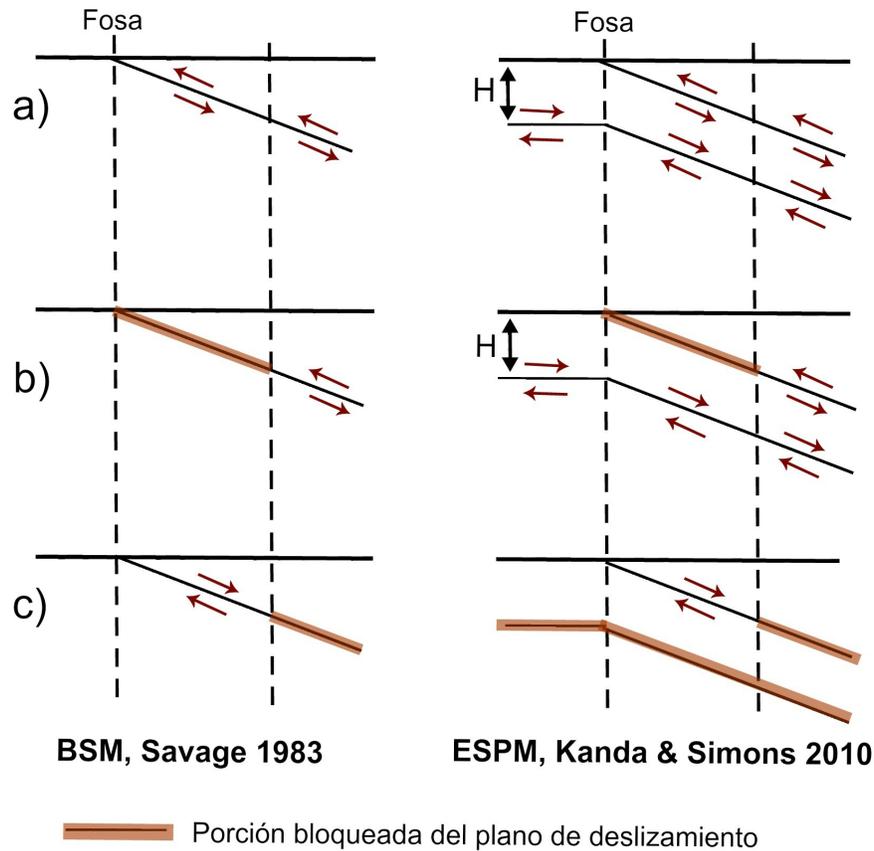


Figura 1.1: Esquema de Back Slip Model (BSM) y del Modelo Elástico de Placa Subductada (ESPM). El ESMP modela con dos interfaces de deslizamientos, representando la superficie de arriba y abajo de la placa subductante. El BSM propone que la Deformación Intersísmica (b) puede ser modelada como la suma del Estado Estacionario (a) y un movimiento opuesto al Estado Cosísmico (Back Slip) (c), es decir, como una fuente de tipo normal.

Nosotros creemos que esta interpretación no es realista, debido a que carece de sentido físico que la fuente responsable del movimiento en superficie para un periodo intersísmico (o proceso de carga) se modele como un tipo de falla normal a lo largo de la interfaz de la placa oceánica subductante con la placa continental. Es por esto que este trabajo se basa en la aplicación de un modelo de subducción distinto a los propuestos en la literatura para la zona de subducción de Cascadia, mediante la inversión de datos GPS, con el fin de dar un sentido físico realista al proceso mecánico de convergencia que ocurre en esta zona.

### 1.3. Zona de Estudio

La Zona de Subducción de Cascadia (CSZ), extendida desde el norte de California (U.S.A) hasta la Isla Vancouver (Canadá), es una región tectónicamente caracterizada por la subducción de la placa oceánica de Juan de Fuca con respecto a la placa continental de Norteamérica a una tasa de convergencia de aproximadamente unos 40 milímetros al año [Wilson, 1993]. Estudios geológicos y geofísicos han establecido que el margen de Cascadia es una zona activa de subducción sujeta a grandes terremotos que ocurren cada 500 años [Atwater et al., 2004; Goldfinger et al., 2003], siendo el último registrado en 1700, causando ondas de tsunami que fueron propagadas por el Océano Pacífico causando daños hasta en las costas de Japón [Satake et al., 1996; Tsuji et al., 1998] y con una escala de magnitud de momento estimada de 9 Mw [Satake et al., 1996].

La llegada del Sistema de Posicionamiento Global (GPS) que continuamente monitorean la deformación regional de la corteza no sólo han corroborado que la zona de acoplamiento se encuentra bloqueada, sino que también se ha registrado la ocurrencia de periodos repetitivos de movimientos opuestos al movimiento lineal de larga duración (Fig. 1.3), el cual puede ser modelado como un deslizamiento lento (*Slow Slip*) en la interfaz de la placa. Este deslizamiento ocurre a aproximadamente unos 25-45 kilómetros de profundidad [Dragert et al., 2001] y tienen una duración media de 14 días.

El primer reporte de estos “Eventos de Deslizamiento Lento” fué reconocido por Dragert et al. el año 2001 en la zona de Cascadia. Habiendo también otros reportes en otras zonas de subducción como: Nankai [Obara, 2002, 2010; Sekine et al., 2010], México [Brudzinski et al., 2010], Costa Rica [Outerbridge et al., 2010] y Alaska [Schwed et al., 2010].

En este trabajo nos embarcaremos en el estudio de la zona norte del margen convergente de Cascadia, donde la periodicidad de los deslizamientos que han sido identificados son cada 14 meses aproximadamente y se localizan en la latitud  $\sim 48.5^\circ\text{N}$  [Miller et al., 2002]. Acá, se propone la modelación de los “Eventos de Deslizamiento Lento” (*Slow*

*Slip Periods*) a través una inversión geofísica basándonos en los eventos que han sido publicados y modelados por distintos autores en la literatura; por otro lado, se modelarán también los periodos que ocurren “Entre cada Evento de Deslizamiento Lento” (*Inter Slow Slip Period*). De esta manera podremos comprender la evolución temporal y la distribución espacial de los deslizamientos que ocurren en los distintos periodos de la subducción en el norte de Cascadia.

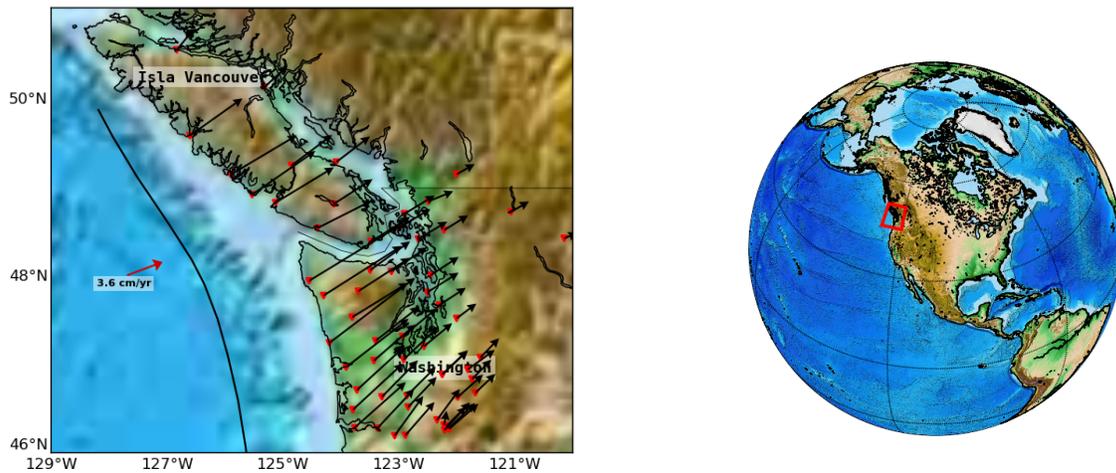


Figura 1.2: Zona de estudio: Norte de la zona de subducción de Cascadia. Zona donde converge la placa oceánica de Juan de Fuca con respecto a la placa continental de Norteamérica. Los vectores indican el desplazamiento en superficie de las distintas estaciones de GPS usadas en este estudio. Su dirección nos indica que nos encontramos en un periodo intersísmico.

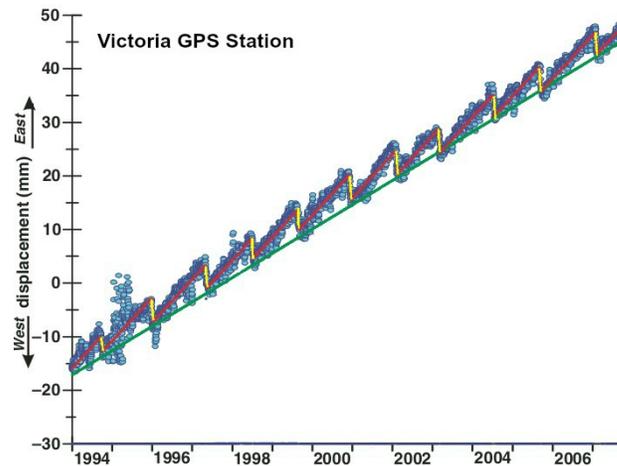


Figura 1.3: Registro de desplazamiento Este en estación de GPS ALBH (Victoria, sur de la isla Vancouver) con respecto a DRAO (Penticton, Canadá), la cual se asume fija en la placa de Norteamérica. La línea verde indica el movimiento de largo plazo hacia el este de la estación ALBH (intersísmico). Los segmentos de líneas rojas muestran el movimiento hacia el este medianamente elevado entre los eventos de deslizamiento (Inter Slow Slip Period) y los segmentos de líneas amarillas muestran el movimiento opuesto (hacia el oeste) durante los eventos de deslizamiento lento (Slow Slip Period).

## 1.4. Base de Datos

Los datos ocupados en este estudio fueron obtenidos a través de *U.S. Geological Survey*, quienes tienen una amplia red de estaciones de GPS que monitorean la deformación de la corteza continental a través de estaciones cercanas a fallas activas en Estados Unidos. Específicamente, en este estudio se trabajó con la red *Pacific Northwest* que nos entrega las posiciones de las estaciones de GPS en series de tiempo. Por otro lado, se obtienen datos profundidad y ángulo de inclinación de la placa subductante gracias a un modelo regional de subducción llamado *Slab1.0*.

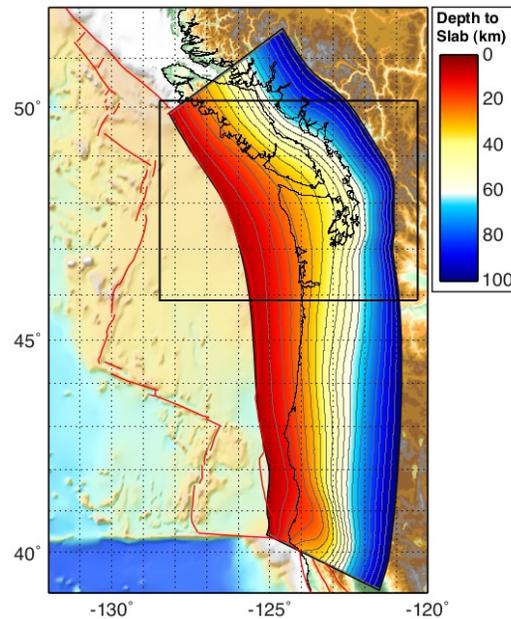


Figura 1.4: Modelo Slab1.0 para la región de Cascadia. Compilación tridimensional de la geometría de subducción. Cuadro negro nos indica la zona de estudio (norte de CSZ).

## 1.5. Objetivos

### 1.5.1. Objetivo General

La finalidad de este estudio es comprender y analizar el comportamiento de la placa subductante en la zona norte del margen de subducción de Cascadia, a través de datos GPS ubicados en superficie. Este objetivo abarca el entendimiento del margen tectónico de convergencia entre las placas Juan de Fuca y Norte América, donde ésta subducta a una tasa de aproximadamente 4 cm/año con respecto a la continental.

### 1.5.2. Objetivos específicos

- Obtención de la tasa de deslizamiento de la placa subductante en Cascadia mediante el método de inversión geofísico de velocidades con observaciones de GPS en el periodo intersísmico.
- Comprensión del comportamiento de las velocidades hacia el este y oeste observadas en superficie en la fase intersísmica.

- Obtención de la tasa de deslizamiento en el proceso de subducción, mediante la inversión de datos GPS para dos periodos importantes de la zona de subducción de Cascadia:
  - i) Donde las velocidades observadas en superficie van hacia el este.
  - ii) Donde las velocidades observadas en superficie van hacia el oeste.
- Comprender estos procesos de “carga ”y “descarga ”en el periodo intersismico.

## 1.6. Hipótesis

La subducción de la zona frágil existente en la placa subductante implica que dos grandes zonas de deformación deberían ser desarrolladas en el proceso de subducción: En la interfaz superior, localizada entre la placa oceánica subductante y la continental se precisa un movimiento de tipo inverso, a su vez, en la zona inferior emplazada entre el contacto de la zona dúctil y la zona frágil de la placa subductante caracterizada por un movimiento de tipo normal.

Los movimientos observados en superficie en los distintos periodos de la región de Cascadia (hacia el oeste y hacia el este), serán producto de la contribución de los deslizamientos que ocurren en la interfaz superior e inferior, respectivamente, de la placa subductante.

La fuerza que domina en el proceso de subducción es el *Slab Pull*, que prácticamente es el peso de la placa subductante que baja por gravedad.

---

# Capítulo 2

## Marco Teórico

Con finalidad de comprender el comportamiento de la placa subductante se llevará a cabo un proceso de inversión geofísica a través de datos GPS que propone un modelo de dislocación elástica en distintos planos de las interfaces de la zona de subducción, denominado como Slab Model, el cual será explicado detalladamente en el capítulo siguiente.

Para la comprensión de este modelo es necesario la descripción de la geometría de un plano de falla y las ecuaciones analíticas que serán ocupadas en la inversión.

### 2.1. Geometría de falla y sus elementos

La geometría de falla es descrita en términos de la orientación del plano de falla, de modo que  $x_1$  esté en la dirección del rumbo,  $x_2$  esté perpendicular a la dirección éste y  $x_3$  sea perpendicular a los otros dos vectores del sistema de coordenadas, tal como muestra la figura 2.1:

Los elementos que definen a la geometría de una falla son los siguientes:

- $\hat{n}$ , vector normal al plano de falla.
- $\hat{d}$ , vector de deslizamiento o *slip* del bloque superior (o bloque techo) con respecto al bloque de inferior (o bloque piso).
- $\phi$ , rumbo o *strike* de la falla el cual se mide en sentido horario desde el Norte (0-360).

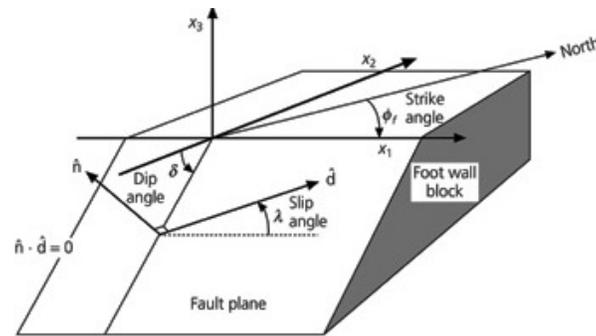


Figura 2.1: Geometría de un plano de falla y sus elementos

- $\delta$ , buzamiento, manteo, *dip* o ángulo de inclinación de la falla. Notar que varía entre 0 y 90 a lo largo del eje  $x_2$ .
- $\lambda$ , ángulo de deslizamiento o *rake* del bloque techo respecto del bloque piso, el cual se encuentra entre el eje  $x_1$  y  $\hat{d}$  en el plano de falla. Toma valores entre 0 y 360.

Dependiendo del valor del ángulo de deslizamiento ( $\lambda$ ) se pueden encontrar 3 tipos básicos de fallas:

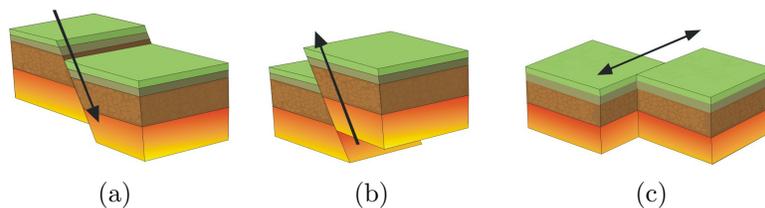


Figura 2.2: Tipos básicos de fallas.(a) Falla normal, (b) Falla inversa y (c) Falla transcurrente.

Una *falla normal* (Fig. 2.2a) es aquella en la que el bloque del techo se mueve hacia abajo con respecto al bloque de piso. Estas fallas suelen tener un  $\lambda=270^\circ$ . Por otro lado, cuando se trata de que el movimiento del bloque de techo se mueve hacia arriba con respecto al bloque de piso, se trata de una *falla inversa* (Fig 2.2b), donde  $\lambda=90^\circ$ . Las *fallas transcurrentes* (Fig. 2.2c) son aquellas que tienen un movimiento horizontal de los bloques adyacentes. Estas dependiendo a su vez del movimiento relativo de un bloque con respecto al otro, pueden ser de dos tipos: dextrales ( $\lambda=180^\circ$ ) o sinestrales ( $\lambda=0^\circ$ ).

## 2.2. Formulación matemática de Okada

Para entender el proceso físico detrás del campo de desplazamientos y deformaciones, se deben describir las ecuaciones básicas de la Teoría de Dislocación Elástica, partiendo por la ecuación de movimiento debido a una fuerza puntual:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = f_i + \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} \quad (2.1)$$

Donde  $\rho$  es la densidad,  $t$  el tiempo,  $u_i$  es la  $i$ -ésima componente del desplazamiento,  $f_i$  es la  $i$ -ésima componente de las fuerzas de cuerpo por unidad de volumen y  $x_i$  es la  $i$ -ésima componente de la posición.

El esfuerzo ( $\tau_{ij}$ ) se puede relacionar con la deformación ( $\varepsilon_{pq}$ ) por la siguiente ecuación:

$$\tau_{ij} = C_{ijkl} \varepsilon_{kl} \quad (2.2)$$

En donde, para un medio isotrópico y homogéneo, el tensor de Elasticidad o Rigidez ( $C_{ijkl}$ ) se puede reducir de tener 81 componentes a sólo 2 componentes independientes, las cuales están dadas por los *Parámetros de Lamé*  $\lambda$  y  $\mu$ .

$$C_{ijkl} = \lambda \delta_{ij} \delta_{kl} + \mu (\delta_{ik} \delta_{jl} + \delta_{il} \delta_{jk}) \quad (2.3)$$

Con  $\delta_{ij}$  delta de Kronecker. Por lo tanto, la ecuación de movimiento (2.1), queda:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = f_i + (\lambda + \mu) \frac{\partial^2 u_j}{\partial x_j \partial x_i} + \frac{\partial^2 u_i}{\partial x_j \partial x_j} \quad (2.4)$$

Esta ecuación fue resuelta por *Steketee* [1958], en el caso estático, para un campo de desplazamiento  $u_i(x_1, x_2, x_3)$  debido a una dislocación  $\Delta S_j(\xi_1, \xi_2, \xi_3)$  a través de una superficie  $\Sigma$  en un semi-espacio elástico de la forma:

$$u_i = \frac{1}{F} \int \int_{\Sigma} \Delta S_j \left[ \lambda \delta_{jk} \frac{\partial u_i^n}{\partial \xi_k} + \mu \left( \frac{\partial u_i^j}{\partial \xi_k} + \frac{\partial u_i^k}{\partial \xi_j} \right) \right] \nu_k d\Sigma \quad (2.5)$$

Luego, en 1985, *Yoshimitsu Okada* presenta un completo conjunto de expresiones analíticas para describir la deformación en superficie que ocurre debido a una dislocación elástica a cierta profundidad en un semi-espacio elástico y homogéneo, tanto para una falla puntual como para un plano finito [Okada, 1985].

El sistema de coordenadas de Okada se toma como se muestra en la figura 2.3: el medio elástico ocupa la región de  $z \leq 0$  y el eje  $x$  se toma paralelo a la dirección del rumbo de la falla ( $\phi$ ); además, se definen las dislocaciones elementales  $S_1, S_2$ , y  $S_3$ , de manera que corresponda a las componentes del deslizamiento a lo largo del rumbo, manto y tensión, respectivamente.

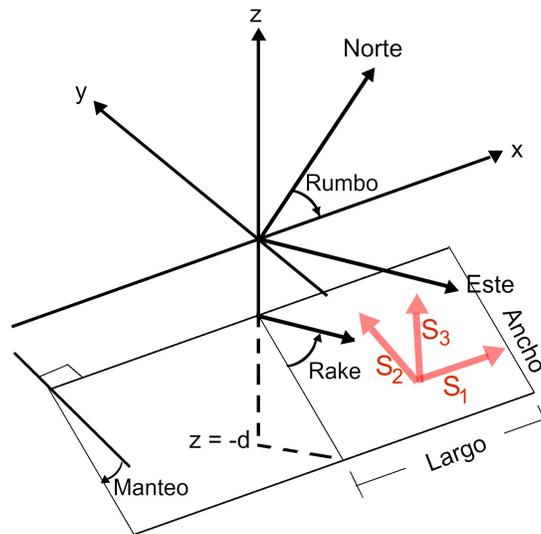


Figura 2.3: Modelo de fuente finita y rectangular descrito por Okada.  $S_1, S_2$  y  $S_3$  dislocaciones elementales, las que corresponden al movimiento del bloque superior con respecto al inferior.

Para la presentación más compacta de los resultados, se utiliza la notación de Chinnery para una falla de largo  $2L$ , la cual viene descrita por:

$$f(\xi, \eta) = f(x + L, p) - f(x + L, p - W) - f(x - L, p) + f(x - L, p - W) \quad (2.6)$$

Donde  $p$  es un cambio de variable ( $p = y \cos \delta + d \sin \delta$ ). Así, el campo de deformación superficial  $(u_x, u_y, u_z)$  puede quedar descrito por las componentes del deslizamiento

con componentes en la dirección del rumbo y en la dirección del manto ( $S_1$  y  $S_2$ ) según las siguientes expresiones:

Para la velocidad con deslizamiento en la dirección del rumbo ( $S_1$ ),

$$\left. \begin{aligned} u_x &= -\frac{S_1}{2\pi} \left[ \frac{\xi q}{R(R+\xi)} + \tan^{-1} \frac{\xi \eta}{qR} - I_1 \sin \delta \right] \parallel \\ u_y &= -\frac{S_1}{2\pi} \left[ \frac{\tilde{y}q}{R(R+\xi)} + \frac{q \cos \delta}{R+\eta} + I_2 \sin \delta \right] \parallel \\ u_z &= -\frac{S_1}{2\pi} \left[ \frac{\tilde{d}q}{R(R+\xi)} + \frac{q \sin \delta}{R+\eta} + I_4 \sin \delta \right] \parallel \end{aligned} \right\} \quad (2.7)$$

Para la velocidad con deslizamiento en la dirección del manto ( $S_2$ ),

$$\left. \begin{aligned} u_x &= -\frac{S_2}{2\pi} \left[ \frac{q}{R} - I_3 \sin \delta \cos \delta \right] \parallel \\ u_y &= -\frac{S_2}{2\pi} \left[ \frac{\tilde{y}q}{R(R+\xi)} + \cos \delta \tan^{-1} \frac{\xi \eta}{qR} - I_1 \sin \delta \cos \delta \right] \parallel \\ u_z &= -\frac{S_2}{2\pi} \left[ \frac{\tilde{d}q}{R(R+\xi)} + \cos \delta \tan^{-1} \frac{\xi \eta}{qR} - I_5 \sin \delta \cos \delta \right] \parallel \end{aligned} \right\} \quad (2.8)$$

Donde

$$\left. \begin{aligned} I_1 &= \frac{\mu}{(\lambda+\mu)} \left[ \frac{-1}{\cos \delta} \frac{\xi}{(R+\tilde{d})} \right] - \frac{\sin \delta}{\cos \delta} I_5 \\ I_2 &= \frac{\mu}{(\lambda+\mu)} [-\ln(R+\eta)] - I_3 \\ I_3 &= \frac{\mu}{(\lambda+\mu)} \left[ \frac{1}{\cos \delta} \frac{\tilde{y}}{(R+\tilde{d})} - \ln(R+\eta) \right] - \frac{\sin \delta}{\cos \delta} I_4 \\ I_4 &= \frac{\mu}{(\lambda+\mu)} \frac{-1}{\cos \delta} \left[ \ln(R+\tilde{d} - \sin \delta \ln(R+\eta)) \right] \\ I_5 &= \frac{\mu}{(\lambda+\mu)} \frac{2}{\cos \delta} \tan^{-1} \frac{\eta(X+q \cos \delta)+X(R+X) \sin \delta}{\xi(R+X) \cos \delta} \end{aligned} \right\} \quad (2.9)$$

y

$$\left. \begin{aligned} p &= y \cos \delta + d \sin \delta \\ q &= y \sin \delta - d \cos \delta \\ \tilde{y} &= \eta \cos \delta + q \sin \delta \\ \tilde{d} &= \eta \sin \delta - q \cos \delta \\ R^2 &= \xi^2 + \eta^2 + q^2 = \xi^2 + \tilde{y}^2 + \tilde{d}^2 \\ X^2 &= \xi^2 + q^2 \end{aligned} \right\} \quad (2.10)$$

Por lo tanto, nuestro campo de deformaciones en superficie producto de una dislocación  $S(S_1, S_2)$  se puede definir de la siguiente manera:

$$u_x, u_y, u_z = f(x, y, z, W, L, \delta, \lambda, \phi, S) \quad (2.11)$$

Donde  $f$  es una función que contiene todas las expresiones de Okada que dependen de los parámetros  $x, y, z, W, L, \delta, \lambda, \phi$  y  $S$ , es decir que, en un punto  $(x, y, z)$  (en coordenadas de Okada) de una falla rectangular de largo  $L$ , ancho  $W$ , rumbo  $\phi$  y ángulo de inclinación  $\delta$  se experimentará un deslizamiento  $S$  con un ángulo  $\lambda$ , provocando una deformación en superficie  $u_x, u_y, u_z$ . En este trabajo, los parámetros de la falla  $L, W, \phi, \delta$  y  $\lambda$  son conocidos, siendo nuestra interrogante el parámetro  $S$ .

Debido a que deseamos obtener la distribución de deslizamiento, se define el vector de deslizamiento  $S$ , en términos del deslizamiento en dirección del rumbo y manteo, como:

$$S(S_1, S_2) = (S \cos \lambda, S \sin \lambda) \quad (2.12)$$

Con  $\lambda$  ángulo de deslizamiento o rake.

Por otro lado, tenemos que las coordenadas de Okada del campo de deformación superficial  $(u_x, u_y, u_z)$  se pueden proyectar a coordenadas geográficas  $(u_e, u_n)$  en función del rumbo de la siguiente manera :

$$\left. \begin{aligned} u_e &= u_x \sin \phi - u_y \cos \phi \\ u_n &= u_x \cos \phi + u_y \sin \phi \end{aligned} \right\} \quad (2.13)$$

Tal que la expresión 2.11, queda de la forma:

$$u_e, u_n = f(x, y, z, W, L, \delta, \lambda, \phi) \cdot S(S_1, S_2) \quad (2.14)$$

En vista de que este trabajo comprende la distribución de deslizamiento para distintas etapas del periodo intersísmico, es decir, que nuestra interrogante será una variable que dependerá del tiempo, podemos reescribir la expresión 2.14 de la forma:

$$\frac{du_e}{dt}, \frac{du_n}{dt} = \frac{df(x, y, z, W, L, \delta, \lambda, \phi) \cdot S(S_1, S_2)}{dt} \quad (2.15)$$

O bien,

$$v_{(e,n)} = f(x, y, z, W, L, \delta, \lambda, \phi) \cdot \frac{dS}{dt} \quad (2.16)$$

Esto es, debido a que los parámetros que se incluyen en la función  $f$  de las expresiones de Okada definida anteriormente no varían con el tiempo, a diferencia de nuestra variable  $dS$ , que dependerá del periodo  $dt$  que se le atribuya.

Por otra parte, dado que en este estudio trabajaremos con dos tipos de interfaces: (1) una superior, con un tipo de movimiento inverso; (2) una inferior, con un tipo de movimiento normal, separadas por un espesor  $H$ , la expresión  $f(x, y, z, W, L, \delta, \lambda, \phi)$  queda de la forma:

$$\textit{Interfaz Superior} = f(x, y, z, W, L, \delta, 90^\circ, \phi)$$

$$\textit{Interfaz Inferior} = f(x, y, z + H, W, L, \delta, 270^\circ, \phi) \quad (2.17)$$

Entonces, expresión 2.16 nos indica que a partir del campo de velocidades en superficie  $v_{(e,n)}$  será posible estimar la tasa de deslizamiento  $\frac{dS}{dt}$ , o bien dicho en otras palabras, que a partir de datos observados será posible entender lo que está ocurriendo bajo la Tierra, es por esto que nos basaremos en la *Teoría de un Problema Inverso*.

---

# Capítulo 3

## Metodología

### 3.1. Teoría de un Problema Inverso

La teoría de un problema inverso da herramientas matemáticas para poder estimar los valores de los **parámetros** que caracterizan a un sistema físico a partir de **datos** obtenidos mediante observación. Dicho conjunto de parámetros es llamado **modelo**. La lógica básica de la teoría de inversión es la siguiente:

Las observaciones  $Y_i, i = 1, 2, \dots, n$ , se hallan relacionadas con un conjunto de parámetros  $X_j, j = 1, 2, \dots, p$ , que definen un modelo en la forma  $Y_i = A(X_1, X_2, \dots, X_p)$ .

El problema inverso contrasta con el problema directo, donde se predicen los *datos* a partir de los *parámetros* del *modelo*. En geofísica, esta teoría ha sido ampliamente desarrollada para entender el interior de la Tierra sólo a partir de datos obtenidos desde la superficie.

Lo que se trata de explicar en este estudio es el comportamiento de la interacción de las placas oceánica y continental en una zona de subducción a partir de los datos de GPS ubicados en superficie. Es por esto que se propone un modelo mecánico denominado *Slab Model* el cuál se detallará en las siguientes secciones.

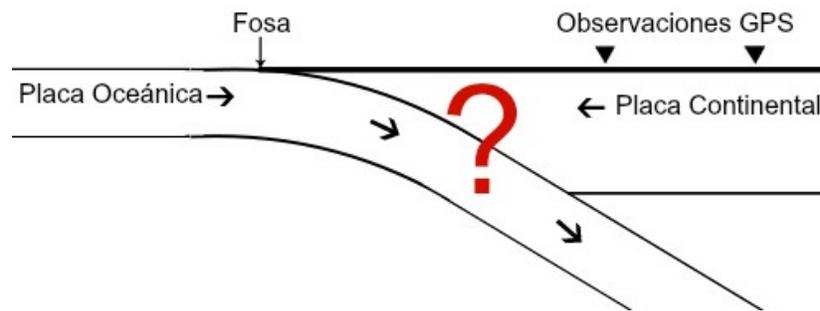


Figura 3.1: Esquema del problema inverso que trata este trabajo. Sabiendo el desplazamiento en la superficie de la Tierra queremos saber qué es lo que sucede dentro de ella, o explícitamente, cuál es la distribución del deslizamiento en profundidad para distintos periodos de tiempo.

## 3.2. Modelo de Inversión: Slab Model

### 3.2.1. Introducción

El modelo de inversión *Slab Model* fué propuesto el año 2014 por el profesor Klaus Bataille junto a, en ese entonces, su alumno tesista Carlos Peña. Este estudio tuvo como objetivo crear un modelo más realista al propuesto por la literatura o por el BSM que pudiese representar la distribución de deslizamiento, incluyendo más interfaces en el modelo de subducción, adaptándolo a dos periodos importantes en Chile:

- Para el periodo cosísmico del terremoto del Maule del 2010, invirtiendo un set de datos de GPS del sur de Chile, con un modelo simple de dislocación elástica.
- Para el periodo intersísmico mediante la inversión de un perfil frente a la península de Arauco, con el *Slab Model*, esquematizado en la figura 3.3.

Obteniendo en ambas inversiones resultados muy favorables (Fig. 3.2).

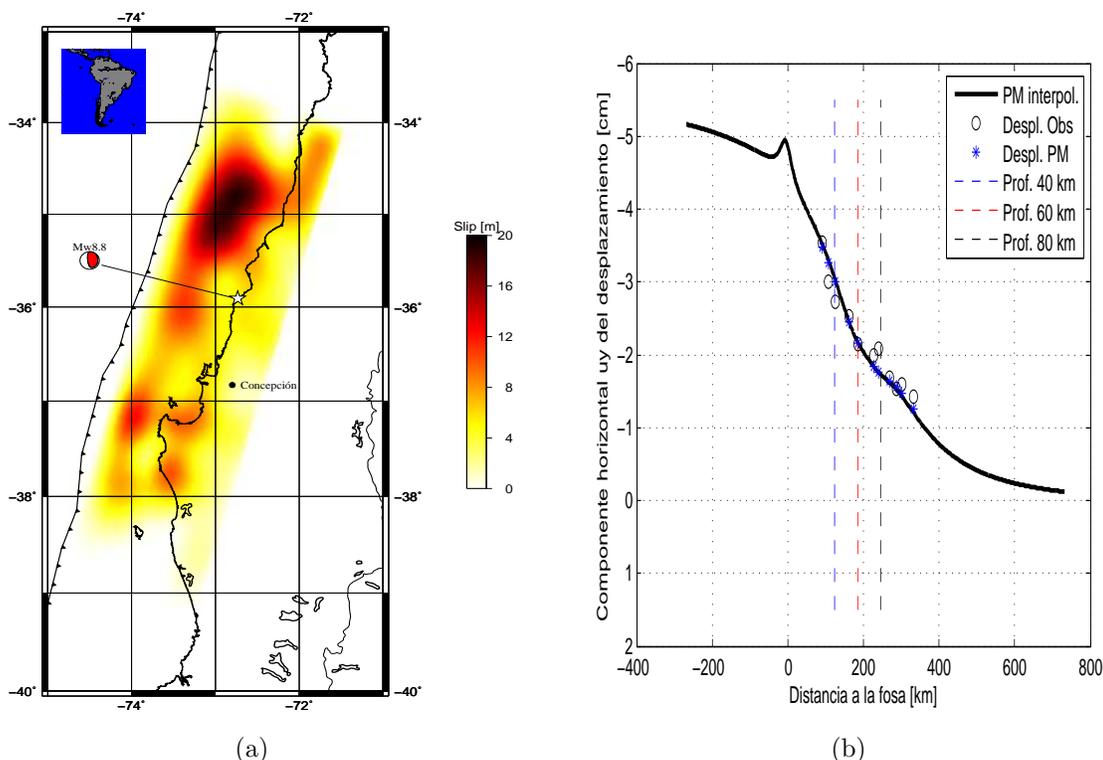


Figura 3.2: Resultados de Peña: Inversión de datos de GPS para obtener la distribución de deslizamiento en el periodo cosísmico (derecha) e intersísmico (izquierda) en la interfaz de la placa oceánica subductante de Nazca y la placa continental Sudamericana.

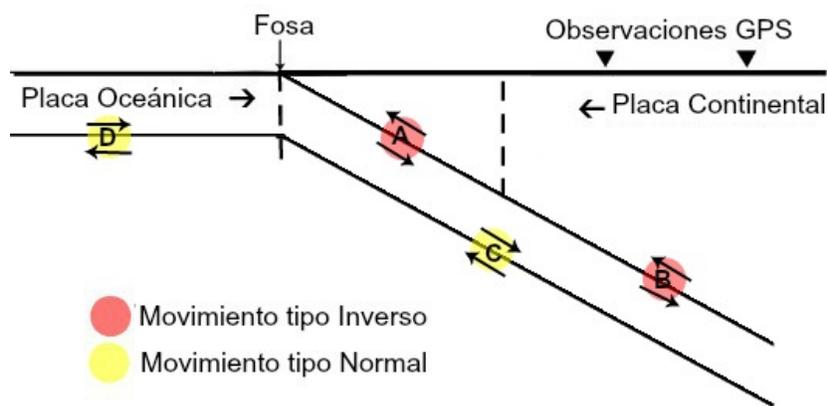


Figura 3.3: Primer esquema del Slab Model. Modelo de convergencia entre una placa oceánica y una placa continental. Se muestran las distintas zonas de deformación que se consideran en el modelo previo: A, B, C y D como tipo de fallas planas. Circulos rojos y amarillos, indican tipo de movimiento inverso y normal entre las interfaces, respectivamente. El campo de velocidades en superficie son registradas mediante observaciones de GPS.

Luego, en 2015, Camila Novoa desarrolló este modelo para la etapa intersísmica de a lo largo de todo nuestro país, invirtiendo datos de GPS de todo Chile y dando un

modelo de acoplamiento bastante cercano a la realidad (imagen 3.4), tal que, en ambos trabajos los resultados modelados con respecto a los observados arrojaron diferencias ínfimas, es decir, obtuvieron un gran ajuste.

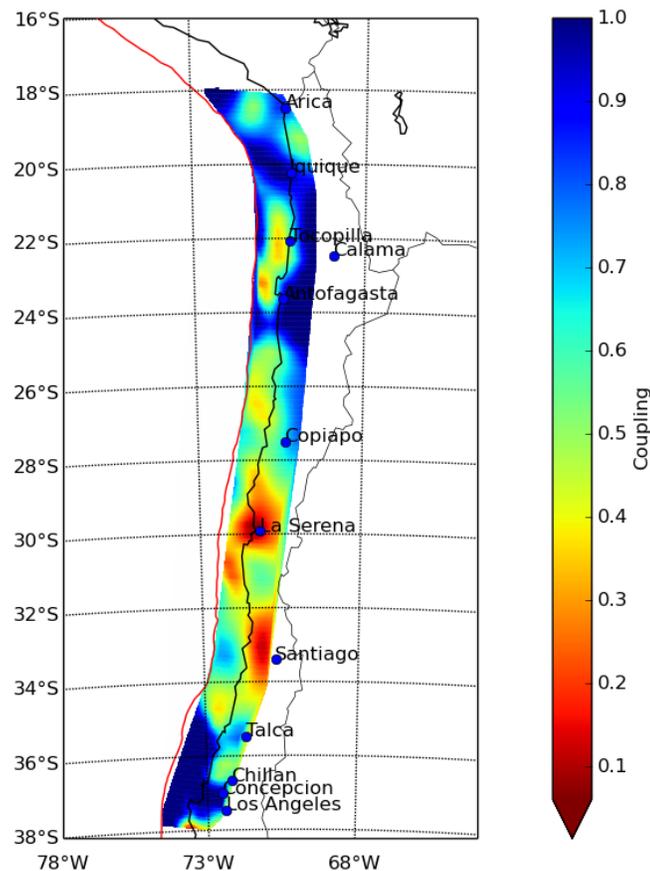


Figura 3.4: Resultados de Novoa: Modelo de acoplamiento en Chile utilizando el Slab Model para el periodo intersísmico.

Como se puede notar, los resultados de la inversión en estos dos trabajos es la distribución de los deslizamientos en la Zona A (interfaz de la placa oceánica y continental), la cual, según la teoría actual, es la zona donde ocurre el acoplamiento y desacoplamiento en los distintos periodos sísmicos.

Por otro lado, diversos estudios han revelado una zona doble de sismicidad en la placa oceánica subductante: para el norte de la zona de subducción de Cascadia [Cassidy y Waldhauser, 2003] y para los Andes Centrales en Chile [Rietbrok y Waldhauser, 2004]. Ambos estudios se basaron en la reubicación de sismos de profundidad intermedia con una alta precisión, los cuales han revelado una zona de sismicidad de doble capa, separadas por unos  $\sim 9$  km y se producen en la parte superior de la corteza oceánica y en el manto superior oceánico, respectivamente (Fig. 3.5 y 3.6).

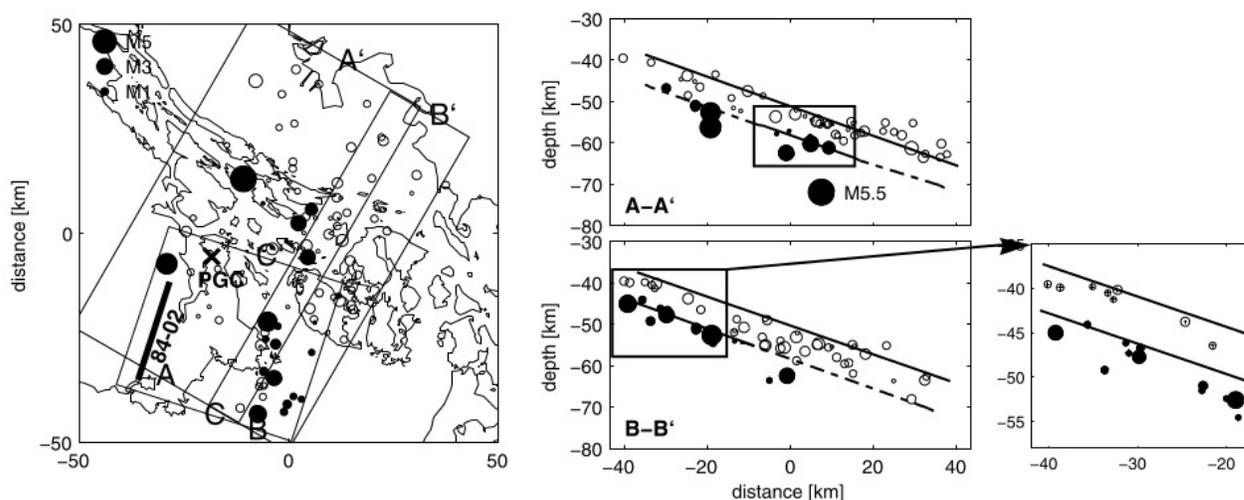


Figura 3.5: Resultados de Cassidy *et al.* [2003]. Se muestran las reubicaciones de los sismos mostrados en el mapa (suroeste de British Columbia, Canada) (izquierda), con sus respectivas secciones transversales (derecha). Los tamaños de los círculos son proporcionales al tamaño de la magnitud. Círculos blancos y negros indican los sismos de la capa superior e inferior de la doble zona de sismicidad, respectivamente, separadas por  $<10$  km. Estos hipocentros fueron obtenidos en este estudio mediante métodos de reflexión sísmica y análisis de funciones receptoras.

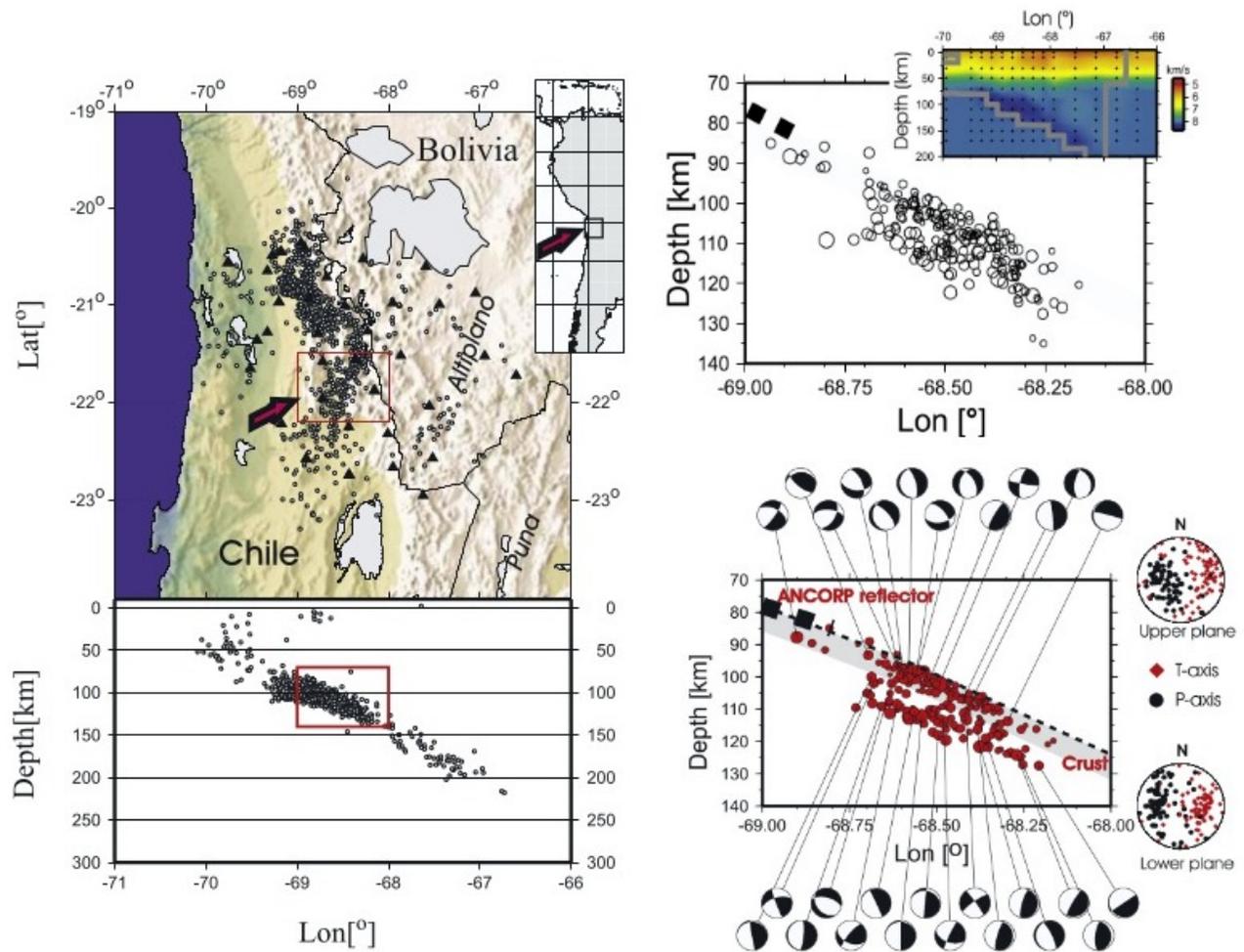


Figura 3.6: Resultados de *Rietbrok et al.* [2004]. Mapa de los Andes Centrales (izquierda) mostrando las estaciones sísmológicas (triángulos) y los eventos sísmicos mostrados en la sección transversal de abajo. Los sismos elegidos en este estudio (derecha-arriba) fueron localizados manualmente con el tiempo de arribo de la onda S y P usando un modelo de velocidad 3-D. Resultados de la reubicación de los sismos (derecha-abajo) con sus respectivos mecanismos focales, mostrando claramente una separación en dos bandas de sísmicidad separados por una distancia de 8-10 km.

Nosotros creemos que estos estudios son muy relevantes, es por esto que se propone una modificación al Slab Model, incorporando una nueva interfaz a la inversión, con el propósito de obtener la distribución de deslizamiento en estas dos interfaces, y así poder obtener información sobre las fuentes responsables del campo de velocidades observadas en superficie en los distintos periodos.

### 3.2.2. Esquema del Slab Model

El modelo de deslizamiento o *Slab Model* propone que para un proceso de subducción, el campo de velocidades observadas en superficie son producto de la contribución de los deslizamientos que ocurren en distintas interfaces entre:

- Placa oceánica subductante y la placa continental, la cual precisa de un movimiento de tipo inverso.
- Zona dúctil y placa oceánica subductante, caracterizada por un movimiento de tipo normal.

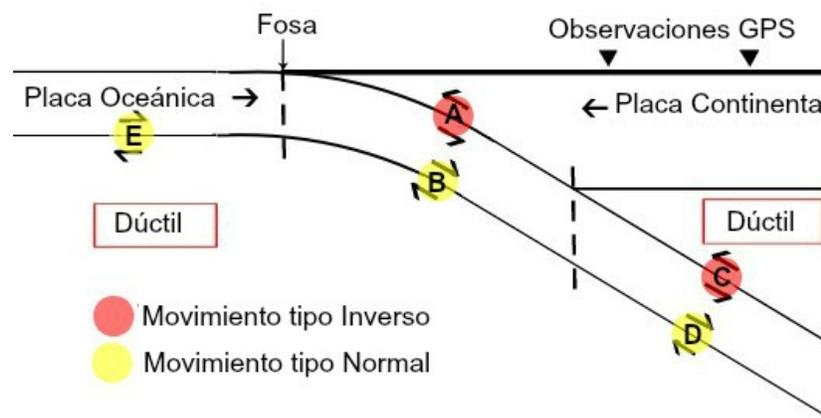


Figura 3.7: Esquema del Slab Model. Modelo de convergencia entre una placa oceánica y una placa continental. Se muestran las distintas fallas que se consideran en el modelo: A, B, C, D y E. Circulos rojos y amarillos, indican tipo de movimiento inverso y normal entre las interfaces, respectivamente. El campo de velocidades en superficie son registradas mediante observaciones de GPS.

En la figura 3.7 se puede apreciar la segmentación de las distintas interfaces que se consideran en el modelo donde, según la expresión 2.16, la contribución al campo de velocidades en superficie de cada una de ellas por separado dependerá de la magnitud de la tasa de deslizamiento  $\frac{dS}{dt}$  que produzcan y de la geometría de éstas respecto de la posición de las observaciones de GPS.

Como se puede observar, son 5 las fallas consideradas en el *Slab Model* (falla A, B, C, D y E) a diferencia del modelo estudiado anteriormente que consideraba la falla B y

$C$  como una sola. Por otro lado, se considera también la curvatura de subducción de la placa oceánica en las zonas  $A$  y  $B$ , lo que significa que el ángulo de manteo  $\delta$  irá cambiando según sea la profundidad  $z$ , los cuales son obtenidos a través del modelo *Slab1.0*.

Así, según nuestro modelo, podemos definir cada falla como:

- **Falla A:** Esta zona es la interfaz entre la placa oceánica subductante y la continental. Para este estudio se considera un ancho de falla  $W = 350$  km, dentro del cual considera la profundidad final de donde ocurren los Deslizamientos Lentos, es decir, a los 45 kilómetros de profundidad [Dragert et al., 2004]; un largo  $L = \sim 462$  km que comprende desde la latitud  $49.5^\circ$  a  $45.5^\circ$  aproximadamente, con un ángulo de deslizamiento  $\lambda = 90^\circ$  (movimiento de tipo inverso), un manteo  $\delta$  y profundidad  $z$  que irán variando en cada subfalla, la profundidad final de esta falla será aproximadamente de  $z = 86$  km.
- **Falla B:** Esta zona comprende la interfaz entre la zona dúctil y la placa oceánica subductante, la cual está emplazada justamente abajo de la zona A, separada a una distancia  $H$  igual al espesor de la placa oceánica, donde nos basaremos en el estudio de Cassidy [2003] tomando un espesor de  $H = 10$  km. A diferencia de la falla A, esta zona tiene una profundidad final de  $z + H \tan(\delta)$ , es decir,  $z = 97$  km aprox. y un ángulo de deslizamiento  $\lambda = 270^\circ$  (movimiento de tipo normal).
- **Falla C:** Esta falla, que representa un movimiento de tipo inverso, se encuentra ubicada justo después de la falla de A, es decir, a una profundidad donde el deslizamiento se considere libre (zona asísmica). Aquí se considera, a diferencia de las fallas A y B, un ángulo de manteo constante e igual a  $\delta = 25^\circ$  (no se considera la curvatura de la placa subductante debido a que no hay datos disponibles de profundidad y ángulo de inclinación luego de los 100 km). Esta zona, al igual que A, se encuentra en la interfaz de la placa oceánica y la continental y su ancho termina a una profundidad final de la placa subductante.
- **Falla D:** Análogamente a la falla B, esta falla de tipo normal se encuentra bajo la falla C, separada a una distancia  $H$  igual al espesor de la placa oceánica. Se

encuentra en la interfaz de la zona dúctil y la placa subductante, la cual considera un largo y ancho igual a la zona C, y a su vez, experimenta un deslizamiento libre en el tiempo.

- **Falla E:** Es una falla normal con ángulo de inclinación igual a cero, se considera un deslizamiento constante en esta falla generado por la convergencia de la placa de Juan de Fuca con la placa continental .

Por lo tanto, el aporte individual del deslizamiento que se produzcan en estas cinco fallas será reflejado en superficie en diferentes magnitudes y direcciones. La magnitud dependerá de la geometría de cada falla, es decir, mientras más alejada se encuentre de los puntos de observaciones que miden el campo de velocidad (GPS), menor será el aporte de esta falla. Por otra parte, la dirección de las velocidades observadas en superficie dependerá del tipo de movimiento que tenga la falla, es decir, si se presenta un tipo de falla con movimiento inverso, la dirección que tomen las velocidades superficiales producto de esto serán hacia el oeste; por el contrario del tipo de movimiento normal, que tomarán direcciones hacia el este.

Falla	Tipo de falla	L (km)	W (km)	Rake (°)	Dip (°)	z final (km)
A	Inversa	462	350	90	variable	85.960
B	Normal	462	350	270	variable	96.921
C	Inversa	462	400	90	25	248.771
D	Normal	462	400	270	25	259.805
E	Normal	462	500	270	0	10

Tabla 3.1: Valores de los parámetros de Okada en cada falla

### 3.2.3. División de subfallas

Cada una de estas fallas, a su vez, están divididas por subfallas rectangulares de largo  $\frac{L}{n} = nx$  y ancho  $\frac{W}{m} = ny$ , , donde  $n$  y  $m$  son el número de subfallas a lo largo de  $L$  y  $W$  respectivamente. En este trabajo consideramos  $n = 20$  y  $m = 15$ , por tal que, las dimensiones de cada una de las subfallas será de aproximadamente  $23 \text{ km} \times 20 \text{ km}$ .

Por otro lado, la distribución de las subfallas estará constituida según la configuración de la fosa, mediante la siguiente metodología:

- **Generación de falla rectangular:** Se comienza definiendo las coordenadas geográficas inicial y final de la fosa en la zona de estudio  $(lat1, lon1; latf, lonf)$ , con esto, obtenemos el largo  $L$  y el rumbo de la falla. Luego, definimos el ancho  $W$  de la falla y el ángulo de buzamiento inicial (constante), por tal que, el ancho en superficie será de  $W \cos \delta$ ; lo cual será proyectado a  $90^\circ$  desde el rumbo de la falla, definiendo así el origen del sistema de coordenadas de Okada proyectado en superficie.
- **División de la falla:** Luego, se divide esta gran falla en  $n$  y  $m$  número de subfallas a lo largo de  $L$  y  $W$ , respectivamente, partiendo del origen de Okada y se obtienen las coordenadas geográficas del centro de cada subfalla (Fig. 3.8)
- **Establecimiento de subfallas según configuración de la fosa:** Cada columna de subfallas en  $x$  se redistribuyen según la distancia de cada una hacia la fosa (Fig.3.9).

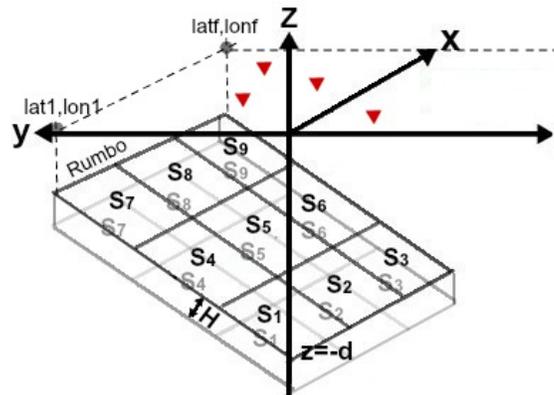


Figura 3.8: Ejemplo de una falla rectangular con buzamiento constante dividida en 9 subfallas, donde  $n=3$  y  $m=3$ , la distribución de las subfallas comienza en  $z=-d$ ,  $x=0$  y  $y=0$  para la interfaz superior y en  $z=-d+H \tan(\delta)$ ,  $x=0$  y  $y=0$  en la interfaz inferior.

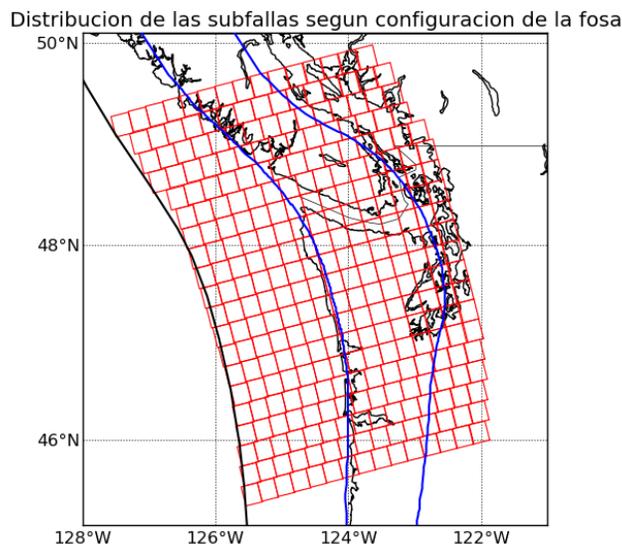


Figura 3.9: Ejemplo de la distribución de las 600 subfallas según la configuración de la fosa en falla A o B, donde  $n=20$  y  $m=15$ . Líneas azules indican las profundidades de los datos Slab1.0 donde ocurren los Deslizamientos Lentos (25 a 45 km) [Dragert et al, 2004].

### 3.2.4. Cambio de Coordenadas Geográficas a Coordenadas de Okada

En vista de que en la formulación matemática de Okada se utiliza un sistema de referencia distinto (en  $(x, y, z)$ ) al de los datos que se disponen para la inversión (datos de GPS en coordenadas geográficas  $(latitud, longitud)$ ) usaremos una conversión de coordenadas.

Esta conversión consiste en descomponer la diferencia en las coordenadas geográficas de cada estación respecto al origen de Okada en distancias latitudinales ( $Dlat$ ) y longitudinales ( $Dlon$ ), y luego se rota el sistema según el rumbo o *strike*:

$$x = Dlat * \cos(strike) + Dlon \sin(strike)$$

$$y = Dlat * \sin(strike) - Dlon \cos(strike)$$

Cabe destacar que la coordenada  $z$  irá variando para las fallas A y B (datos *Slab1.0*).

### 3.3. Ecuación a invertir

Podemos definir el campo de velocidades en superficie  $v_{(e,n)Obs}$  de la siguiente manera:

$$v_{(e,n)Obs} = A \cdot \frac{dS_A}{dt} + B \cdot \frac{dS_B}{dt} + C \cdot \frac{dS_C}{dt} + D \cdot \frac{dS_D}{dt} + E \cdot \frac{dS_E}{dt} \quad (3.1)$$

Donde  $A$ ,  $B$ ,  $C$ ,  $D$  y  $E$  son matrices que contienen la función dada por (Ec. 2.17) con las características de la falla que se trate y  $\frac{dS_{(A,B,C,D,E)}}{dt}$  será la tasa de deslizamiento que ocurre en cada una de ellas. En este trabajo se utiliza en las fallas  $C, D$  y  $E$  un deslizamiento igual a la tasa de convergencia, tal que la expresión anterior se reduce a:

$$v_{(e,n)Obs} = A \cdot \frac{dS_A}{dt} + B \cdot \frac{dS_B}{dt} + \underbrace{(C + D + E) \cdot v_{placa}}_{v_{(e,n)Teoricas}} \quad (3.2)$$

Debido a que deseamos obtener la distribución de deslizamiento en las interfaces  $A$  y  $B$ , nuestra ecuación a invertir queda de la siguiente manera:

$$A \cdot \frac{dS_A}{dt} + B \cdot \frac{dS_B}{dt} = v_{(e,n)Obs} - v_{(e,n)Teoricas} \quad (3.3)$$

O bien,

$$A \cdot \dot{S}_A + B \cdot \dot{S}_B = v_{(e,n)Inv} \quad (3.4)$$

Donde  $v_{(e,n)Inv}$  serán las velocidades observadas en superficie este y norte, respectivamente, que entrarán a la inversión, es decir, las velocidades observadas en superficie sin la contribución de las velocidades dadas por los planos de falla  $C$ ,  $D$  y  $E$ . Tal que,  $v_{(e,n)Inv}$  serán las velocidades dadas sólo por los deslizamientos que ocurran en los planos  $A$  y  $B$ .

Podemos reescribir la ecuación anterior de la siguiente manera:

$$A' \cdot x' = v_{(e,n)Inv} \quad (3.5)$$

Con

$$A' = \begin{bmatrix} A & B \end{bmatrix} \quad y \quad x' = \begin{bmatrix} \dot{S}_A \\ \dot{S}_B \end{bmatrix} \quad (3.6)$$

Tal que nuestro sistema de ecuaciones queda con las siguientes dimensiones:

$$\begin{bmatrix} A_{(2N \times K)} & B_{(2N \times K)} \end{bmatrix}_{(2N \times 2K)} \cdot \begin{bmatrix} \dot{S}_{A(K \times 1)} \\ \dot{S}_{B(K \times 1)} \end{bmatrix}_{(2K \times 1)} = v_{Inv(2N \times 1)}$$

Donde:

- **N** representa el número de observaciones en superficie, es decir, las velocidades medidas por los GPS. **2N** viene dado debido a que utilizamos las velocidades este y norte.
- **K** será la cantidad de parámetros a obtener, es decir, la tasa de los deslizamientos en cada subfalla dados por  $n \times m$ . **2K** viene dado a que queremos obtener los deslizamientos en dos planos de falla.

En este trabajo utilizaremos 240 cantidad de subfallas en cada falla, es decir, el largo  $L$  y el ancho  $W$  estarán divididos por  $n = 15$  y  $m = 20$ , respectivamente. Por otra parte, las cantidad de observaciones dependerán de la cantidad de estaciones de GPS funcionando en cada periodo a invertir. Es decir, variarán de 6 (mínimo de estaciones funcionando) a 46 (máximo de estaciones funcionando). Teniendo en cuenta que incluso utilizando el máximo de estaciones de GPS nuestro sistema de ecuaciones será compatible indeterminado, es decir:

$$\text{Número de incógnitas} > \text{Número de ecuaciones}$$

Tal que nuestro sistema tendrá infinitas soluciones. Además, la inversión se complica por el hecho de que los datos GPS están invariablemente contaminados por ruido, ya sea por errores aleatorios y/o sistemáticos; es por esto que utilizaremos restricciones para regularizar nuestro sistema similares a las utilizadas por *Peña* [2014] y *Novoa* [2015], los cuales se basaron en el trabajo de *Benavente y Cummins* [2013].

### 3.4. Regularización

Para regularizar nuestro sistema de ecuaciones propuesto en la ecuación 3.6 se aplicaron las siguientes restricciones: por un lado, se trata de minimizar la tasa de deslizamiento que se produce en la interfaz de arriba y la de abajo, y por el otro, darle suavidad a la tasa de deslizamiento que ocurra.

- **Minimización de la tasa de deslizamiento**

Esta condición nos indica que no puede haber un aumento considerable en la tasa de deslizamiento en algunas regiones de ambas interfaces, sino que las restringe a aumentar sólo si es necesario para ajustar las observaciones. Esta condición será regularizada por el escalar  $\lambda_1$  que minimizará los valores altos de la suma de las tasas de deslizamiento en A y B que sean encontrados en la solución, lo que significa que en cada subfalla de A y B se hará el producto:

$$\lambda_1(\dot{S}_A + \dot{S}_B) = 0$$

La cual puede ser resuelta para todas las subfallas mediante una matriz identidad  $\mathbf{I}$  para A y para B mediante la forma:

$$\lambda_1 \begin{bmatrix} \mathbf{I}_{(K \times K)} & \mathbf{I}_{(K \times K)} \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \dot{S}_{A(K \times 1)} \\ \dot{S}_{B(K \times 1)} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0_{(K \times 1)} \end{bmatrix}$$

O bien,

$$\lambda_1 \begin{bmatrix} 1 & 0 & \cdots & 0 & 1 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & 1 & \cdots & 0 & 0 & 1 & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & \cdots & 0 & 1 & 0 & \cdots & 0 & 1 \end{bmatrix}_{(K \times 2K)} \cdot \begin{bmatrix} \dot{S}_{A1} \\ \dot{S}_{A2} \\ \vdots \\ S_{AK} \\ \dot{S}_{B1} \\ \dot{S}_{B2} \\ \vdots \\ S_{BK} \end{bmatrix}_{(2K \times 1)} = \begin{bmatrix} 0 \\ \vdots \\ 0 \end{bmatrix}_{(K \times 1)}$$

• **Suavidad para la tasa de deslizamiento**

Esta condición implica que cada subfalla tenga deslizamientos similares entre subfallas adyacentes y con ello hacer que las tasas de deslizamientos no tengan cambios tan abruptos en torno a una subfalla central. Esto se puede llevar a cabo haciendo nulo el Laplaciano de la tasa del deslizamiento en A y en B, de la forma [Harris y Segal, 1987]:

$$\nabla^2 \dot{S}_A = 0 \quad y \quad \nabla^2 \dot{S}_B = 0 \tag{3.7}$$

Se utiliza el método de diferencias finitas en 2-D el cual está dado por:

$$\nabla^2 \dot{S} = \frac{\partial^2 \dot{S}_{(i,j)}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \dot{S}_{(i,j)}}{\partial y^2} \tag{3.8}$$

Para subfallas centrales

$$\nabla^2 \dot{S} = \frac{1}{h_x^2} (\dot{S}_{(i+1,j)} + \dot{S}_{(i-1,j)} - 2\dot{S}_{(i,j)}) + \frac{1}{h_y^2} (\dot{S}_{(i,j+1)} + \dot{S}_{(i,j-1)} - 2\dot{S}_{(i,j)})$$

Para subfallas en los bordes:

$$\nabla^2 \dot{S} = \frac{1}{h_x^2} (\dot{S}_{(i,j)} - 2\dot{S}_{(i+1,j)} + \dot{S}_{(i+2,j)}) + \frac{1}{h_y^2} (\dot{S}_{(i,j)} - 2\dot{S}_{(i,j+1)} + \dot{S}_{(i,j+2)})$$

Donde  $i$  y  $j$  representan los vértices de las subfallas a lo largo de  $L$  y ancho  $W$ , respectivamente, y  $h_x$  y  $h_y$  el tamaño de las subfallas.

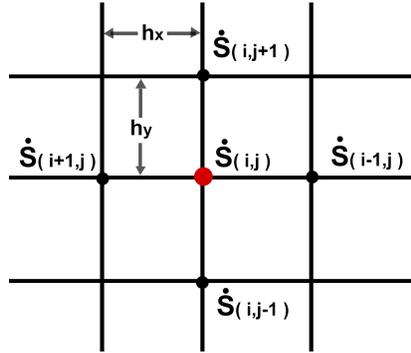


Figura 3.10: Discretización del dominio para la ecuación de Laplace.

Esto queda interpretado por una matriz suavizadora  $\mathbf{F}$  en A y en B la cual representa cuánto deslizamiento aporta a cada subfalla y siendo  $\lambda_2$  y  $\lambda_3$  los parámetros que regularizan esta condición en la interfaz de arriba y abajo, respectivamente.

Para A:

$$\lambda_2 \begin{bmatrix} \mathbf{F}_{(K \times K)} & \mathbf{0}_{(K \times K)} \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \dot{S}_{A(K \times 1)} \\ \dot{S}_{B(K \times 1)} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0_{(K \times 1)} \end{bmatrix}$$

Para B:

$$\lambda_3 \begin{bmatrix} \mathbf{0}_{(K \times K)} & \mathbf{F}_{(K \times K)} \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \dot{S}_{A(K \times 1)} \\ \dot{S}_{B(K \times 1)} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0_{(K \times 1)} \end{bmatrix}$$

Finalmente, nuestro sistema de ecuaciones queda de la forma:

$$\begin{bmatrix} A_{(2N \times K)} & B_{(2N \times K)} \\ \lambda_1 I_{(K \times K)} & \lambda_1 I_{(K \times K)} \\ \lambda_2 F_{(K \times K)} & 0_{(K \times K)} \\ 0_{(K \times K)} & \lambda_3 F_{(K \times K)} \end{bmatrix}_{(2N+3K) \times 2K} \cdot \begin{bmatrix} \dot{S}_A_{(2K \times 1)} \\ \dot{S}_B_{(2K \times 1)} \end{bmatrix}_{(2K \times 1)} = \begin{bmatrix} v_{Inv_{(2N \times 1)}} \\ 0_{(K \times 1)} \\ 0_{(K \times 1)} \\ 0_{(K \times 1)} \end{bmatrix}_{(2N+3K) \times 1} \quad (3.9)$$

Luego, sobre nuestro sistema de ecuaciones regularizado, se le impondrá la restricción de **unidireccionalidad al deslizamiento**, es decir, que para un mismo punto sobre la interfaz entre las placas no pueden haber dos direcciones. Esta restricción es resuelta mediante la función de python llamada “nnls” (Non-Negative Least Square), la cual resuelve sistemas de ecuaciones lineales mediante el método de *Mínimos cuadrados* con la restricción de que todas las soluciones sean positivas.

La regularización del sistema de ecuaciones además de resolver el problema matemático, también nos ayudará a resolver el problema desde el punto de vista físico, ya que otorgan una medida de la cantidad de error que poseen las observaciones, con la cual se puede aminorar el error y realizar un balance entre las funciones que regulan el problema inverso y la bondad de ajuste del error en las observaciones.

- **Elección de los  $\lambda$**

Para una adecuada elección de  $\lambda$ 's utilizaremos el método de “Prueba y Error”, el cual se basa en una iteración de la inversión con diversos valores de  $\lambda$  y graficar los distintos residuales que salen de ello. El residual que utilizamos viene dado por la Media Cuadrática o RMS (del inglés *root mean square*) dado por la ecuación 3.10:

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i^2} \quad (3.10)$$

Con  $N$  igual al número de estaciones y  $x_i$  igual a la diferencia entre las velocidades que entran a la inversión con las que se modelan:

$$x_i = vel_{Inv} - A' \cdot x' \quad (3.11)$$

En la elección de  $\lambda$  nos basamos en el criterio de la “L”, tal como indica la siguiente figura:

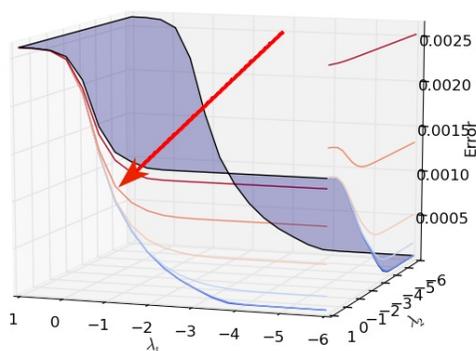


Figura 3.11: Ejemplo de una adecuada elección de  $\lambda$ 's para una iteración con varios valores de ello. Los valores en los ejes de  $\lambda_1$  y  $\lambda_3$  están bajo la relación de 10 elevado a estas potencias, es decir, son valores que van desde  $10^{-6}$  a  $10^1$ .

### 3.5. Test de Resolución

Para verificar que nuestro proceso de inversión está funcionando bien, es decir, que el error de la diferencia entre las velocidades modeladas que salen de la inversión respecto a las velocidades que entran es bajo, se generará un test de resolución para las zonas A y B.

Este test consiste en crear velocidades sintéticas a partir de una tasa de deslizamiento sintético, vale decir, se predicen los *datos* a partir de los *parámetros del modelo* (**Problema Directo**). Luego, a estas velocidades sintéticas generadas en el problema

directo se le agregará un pequeño error aleatorio (1%) para simular los errores que podrían tener las estaciones de GPS.

Posteriormente, con estas velocidades, se generará el **Problema Inverso** del que resultarán las tasas de deslizamiento de las fallas A y B. Por último, se obtendrán las velocidades modeladas, a partir de los deslizamientos salidos de la inversión (utilizando nuevamente un problema directo), las que finalmente se compararán con las velocidades sintéticas creadas en el test mediante la expresión 3.9.

Como primera prueba (Prueba A), se generará una distribución de la tasa de slip sintético en las fallas A y B como un Tablero de Ajedrez, es decir, a cada subfalla se le asignará un valor igual a 0.04 ó 0, siendo la distribución de deslizamiento en la falla A contraria a los deslizamientos de la falla B, tal como indican la figura 3.12. Estos test nos darán una idea de la resolución que tendrán nuestros resultados a medida que vayan disminuyendo la cantidad de estaciones de GPS en los distintos periodos a invertir. Los siguientes resultados son para dos eventos en específico: el primero, con el mayor número de estaciones disponibles (46 estaciones); y un segundo, con el menor número de estaciones (6 estaciones).

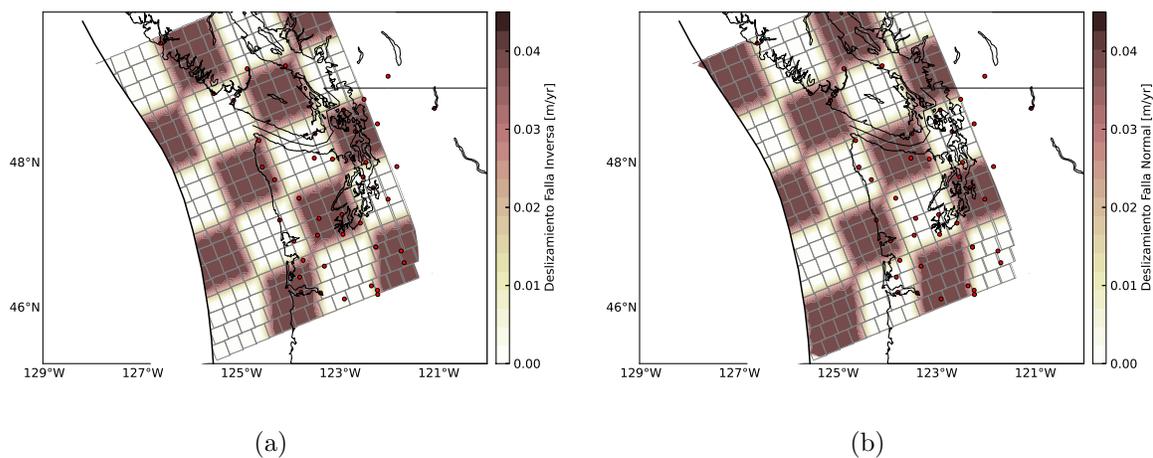


Figura 3.12: Problema Directo: Deslizamientos Sintéticos en falla A (izquierda) y B (derecha) para un evento con 46 estaciones de GPS (círculos rojos).

Dando como resultado la siguiente resolución de la distribución de la tasa de deslizamiento producto de la inversión de las velocidades sintéticas entregadas anteriormente:

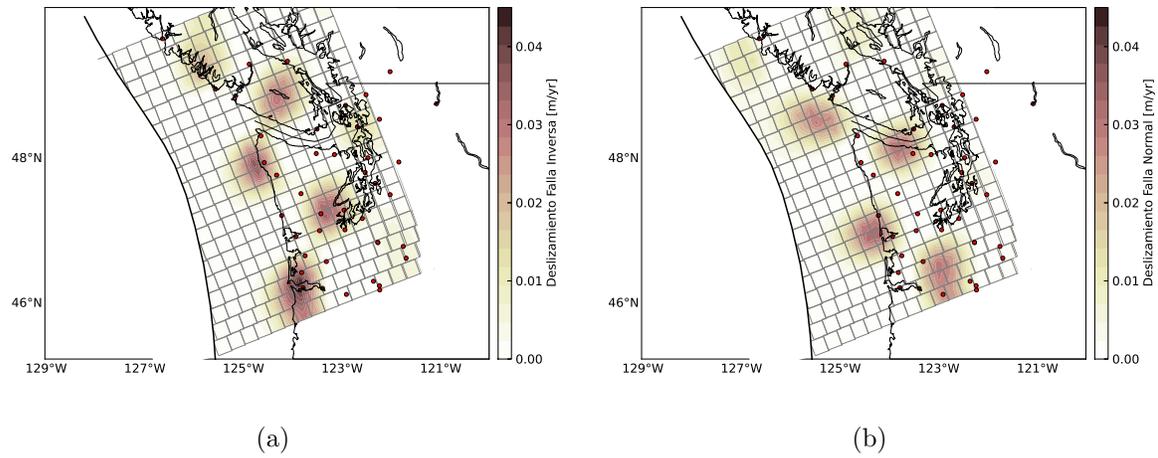


Figura 3.13: Problema Inverso: Deslizamientos obtenidos a partir de las velocidades sintéticas en falla A (izquierda) y B (derecha) para un evento con 46 estaciones de GPS (circuitos rojos).

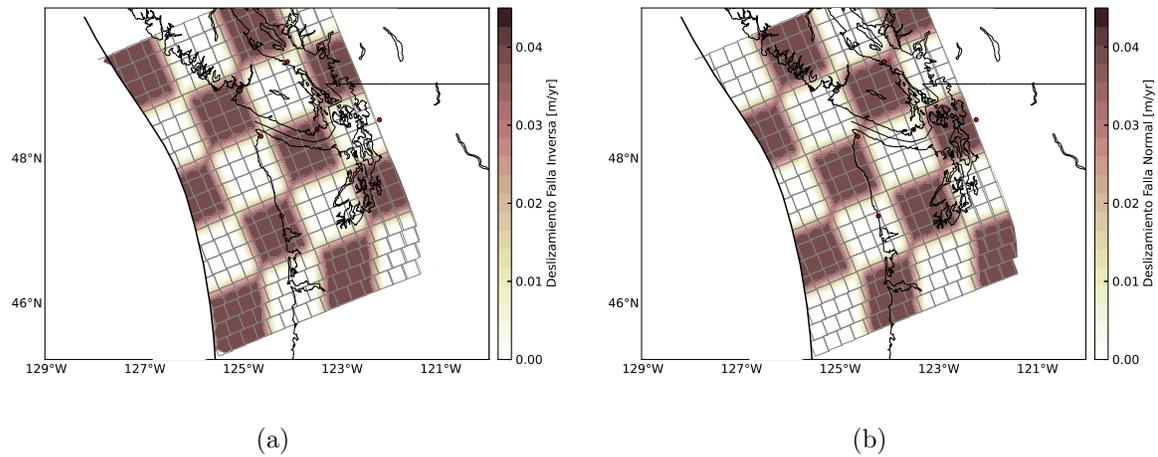


Figura 3.14: Problema Directo: Deslizamientos Sintéticos en falla A (izquierda) y B (derecha) para un evento con 6 estaciones de GPS (circuitos rojos).

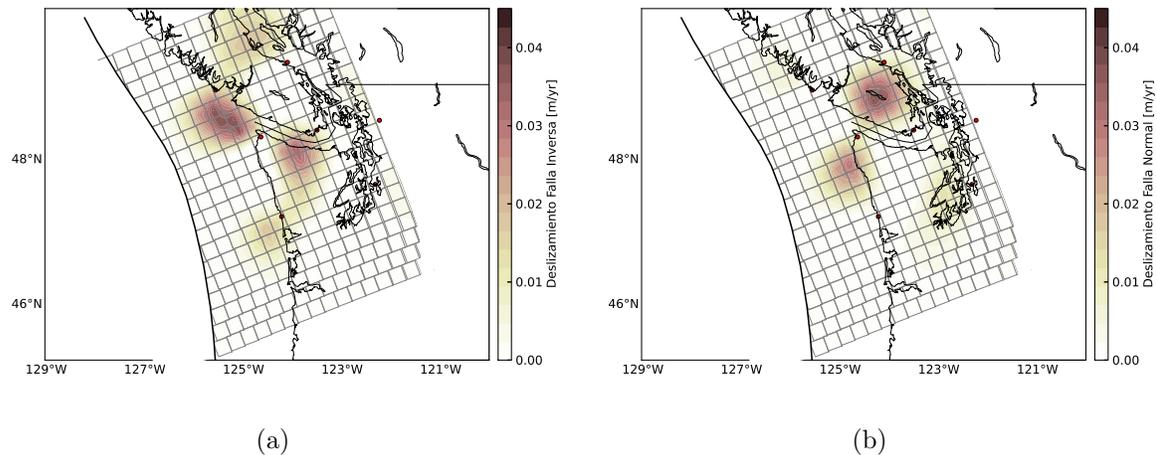


Figura 3.15: Problema Inverso: Deslizamientos obtenidos a partir de las velocidades sintéticas en falla A (izquierda) y B (derecha) para un evento con 6 estaciones de GPS (círculos rojos).

Luego, como segunda prueba (Prueba B), utilizaremos una distribución de la tasa de deslizamiento en la falla A igual a lo que sucede en la falla B, con el fin de comprobar si la resolución es buena a medida la distribución de los deslizamientos sean semejantes en ambas fallas.

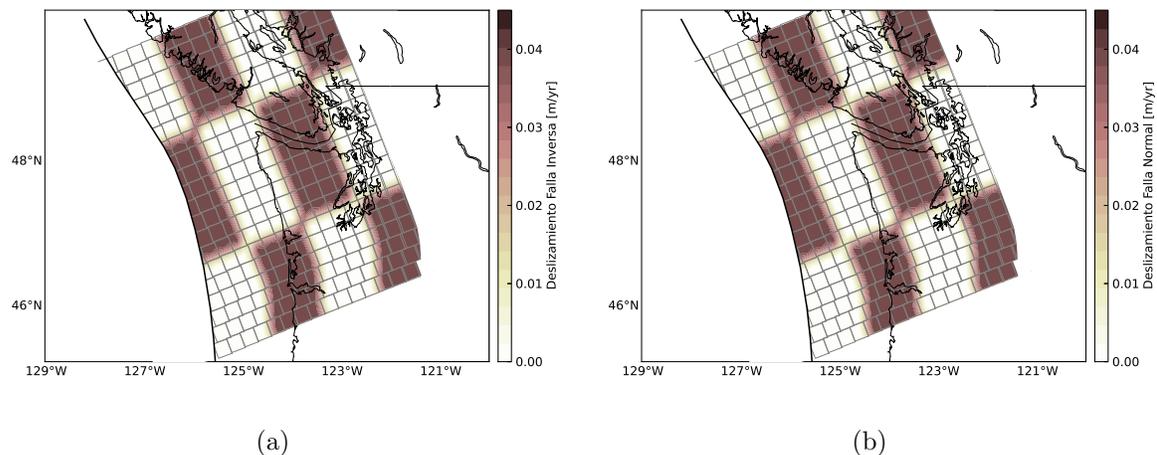


Figura 3.16: Problema Directo: Deslizamientos Sintéticos en falla A (izquierda) y B (derecha) para ambos eventos.

Dando como resultado la siguiente resolución de la distribución de la tasa de deslizamiento:

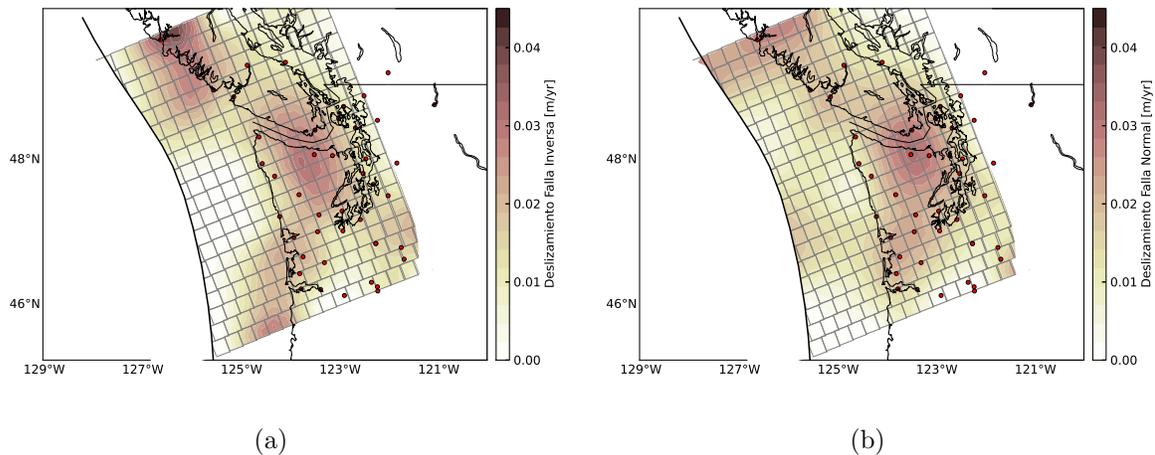


Figura 3.17: Problema Inverso: Deslizamientos obtenidos a partir de las velocidades sintéticas en falla A (izquierda) y B (derecha) para un evento con 46 estaciones de GPS (círculos rojos).

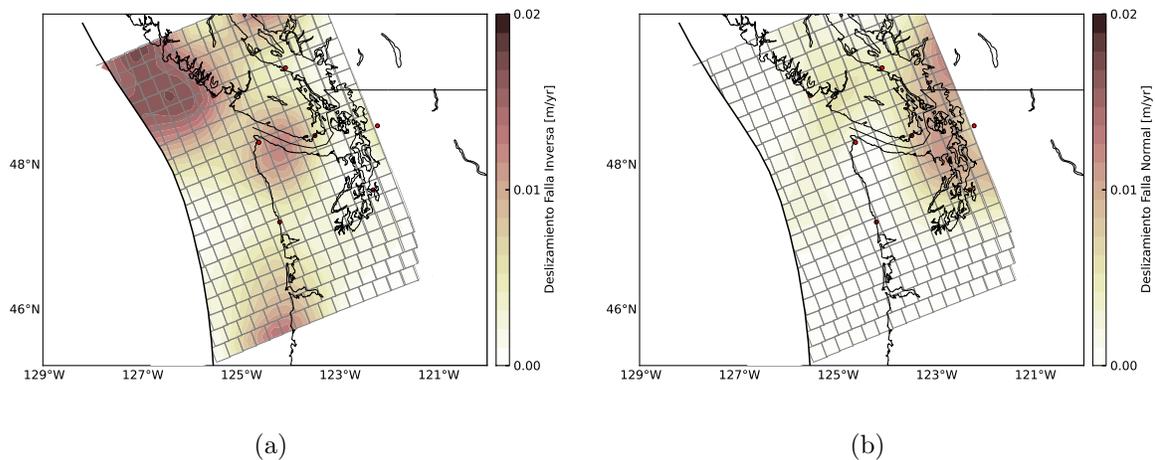


Figura 3.18: Problema Inverso: Deslizamientos obtenidos a partir de las velocidades sintéticas en falla A (izquierda) y B (derecha) para un evento con 6 estaciones de GPS (círculos rojos).

Los errores en ambas pruebas vienen dados por los residuales de las velocidades sintéticas de entrada a la inversión con las velocidades modeladas (expresión 3.9), dando como resultado para el evento del 2008:

$$\text{Prueba A} \rightarrow \| vel_{Inv} - A' \cdot x' \| = 1,8 \times 10^{-4}$$

$$\text{Prueba B} \rightarrow \| vel_{Inv} - A' \cdot x' \| = 1,4 \times 10^{-3}$$

La siguiente tabla muestra los valores de los errores en ambas pruebas de resolución para los distintos periodos que se invertirán en nuestro trabajo, tal que, la cantidad de estaciones de GPS funcionando en cada uno de ellos será distinta y, por ende, la resolución también.

Periodo Slow Slip	N°Est.	Error Prueba A	Error Prueba B
1998 Junio	7	$7,9 \times 10^{-4}$	$5,7 \times 10^{-3}$
1999 Agosto	6	$5,7 \times 10^{-4}$	$7,1 \times 10^{-3}$
2000 Diciembre	10	$2,2 \times 10^{-4}$	$4,9 \times 10^{-3}$
2002 Febrero	12	$4,2 \times 10^{-4}$	$3,5 \times 10^{-3}$
2003 Febrero	15	$6,0 \times 10^{-4}$	$3,9 \times 10^{-3}$
2004 Julio	17	$7,9 \times 10^{-4}$	$2,8 \times 10^{-3}$
2005 Septiembre	31	$2,7 \times 10^{-4}$	$2,1 \times 10^{-3}$
2007 Enero	46	$1,7 \times 10^{-4}$	$1,5 \times 10^{-3}$
2008 Mayo	46	$1,8 \times 10^{-4}$	$1,4 \times 10^{-3}$

Tabla 3.2: Valores de los errores del Test de Resolución en Prueba A y Prueba B para los distintos eventos de deslizamiento lento (Slow Slip) a invertir en este estudio.

Como podemos notar, los valores de los errores en ambas pruebas no varían dependiendo de la cantidad de estaciones, dado que en la prueba A y B los errores son del orden de  $10^{-4}$  y de  $10^{-3}$ , respectivamente, para todos los periodos; no así la distribución del deslizamiento, ya que, la resolución varía directamente con la cantidad de estaciones disponibles.

---

# Capítulo 4

## Resultados

Las siguientes figuras muestran los resultados de la inversión según el Slab Model para los eventos mejor registrados por los GPS durante el periodo desde 1998 al 2008, dentro del cual han sido seleccionado 9 “Eventos de Deslizamiento Lento”.

Numerosos estudios e inversiones dadas por distintos autores han sido publicadas y serán los resultados de *Szeliga et al.* [2008] y de *Schmidt y H. Gao* [2010] nuestros guías para la comparación de la distribución espacio-temporal del deslizamiento de nuestros resultados.

### 4.1. Inversión para periodo de “Eventos de Deslizamiento Lento”

Mediante los registros de GPS es posible visualizar los periodos donde las velocidades intersísmicas experimentan un movimiento en sentido contrario a las de largo plazo, es decir, donde las velocidades comienzan a ir hacia el oeste (ya que el sentido de la velocidad convergencia es hacia el este).

En el siguiente gráfico se registran dos claros “Eventos de Deslizamiento Lento” durante el periodo desde 2006 al 2008, donde la pendiente de los desplazamientos de la componente Este comienza a decrecer en las distintas estaciones de GPS:

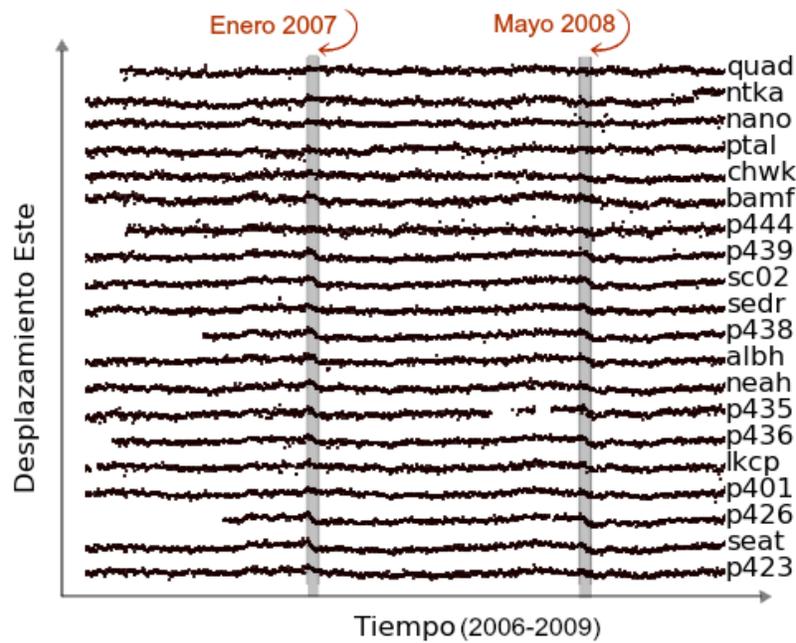


Figura 4.1: Registro de componente Este de desplazamientos para distintas estaciones de GPS. El orden de las estaciones es decreciente según su latitud.

Para poder estimar la duración total de cada evento, la inversión comienza a hacerse un par de días antes de que los vectores de desplazamientos de los registros de GPS cambien su sentido. Esta inversión es como un tipo de “*Media Móvil*”, haciendo una inversión cada dos semanas. Junto con esto, es posible estimar también la evolución espacial del deslizamiento durante este periodo, hasta que finalmente desaparece. Gracias a esto, es posible encontrar el principio y el fin del deslizamiento y, por ende, su duración.

La Figura 4.2 es un ejemplo de la evolución espacial y temporal del evento de Febrero del 2003, el cual tiene una duración total de 7 semanas. El lado izquierdo muestra nuestros resultados según el Slab Model de los deslizamientos más significativos durante este periodo de tiempo, mientras que el lado derecho son los resultados de *Melbourne et al.* [2005] mediante una inversión de GPS.

Aunque la distribución espacial del deslizamiento no coincide en algunos casos, en ambos resultados se concluye que la propagación del deslizamiento comienza a experimentar una bidireccionalidad paralela a la dirección del rumbo luego de su nucleación.

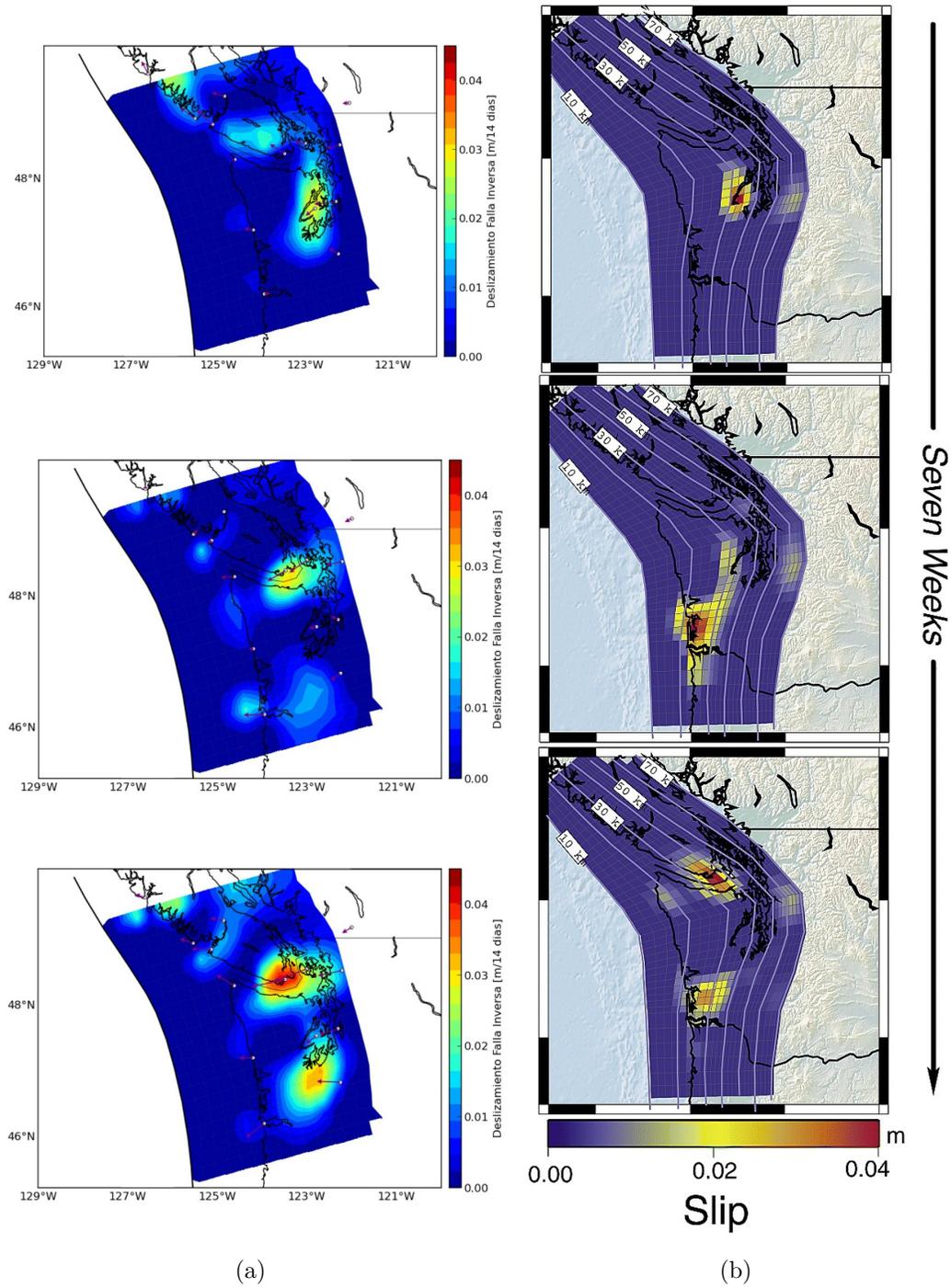


Figura 4.2: ]

Evolución espacial y temporal del deslizamiento para el evento de febrero del 2003: (a) según resultados de Slab Model y (b) según *Melbourne et al.* [2005].

A continuación, los resultados de la inversión según el Slab Model de los 9 eventos mejores registrados por los GPS:

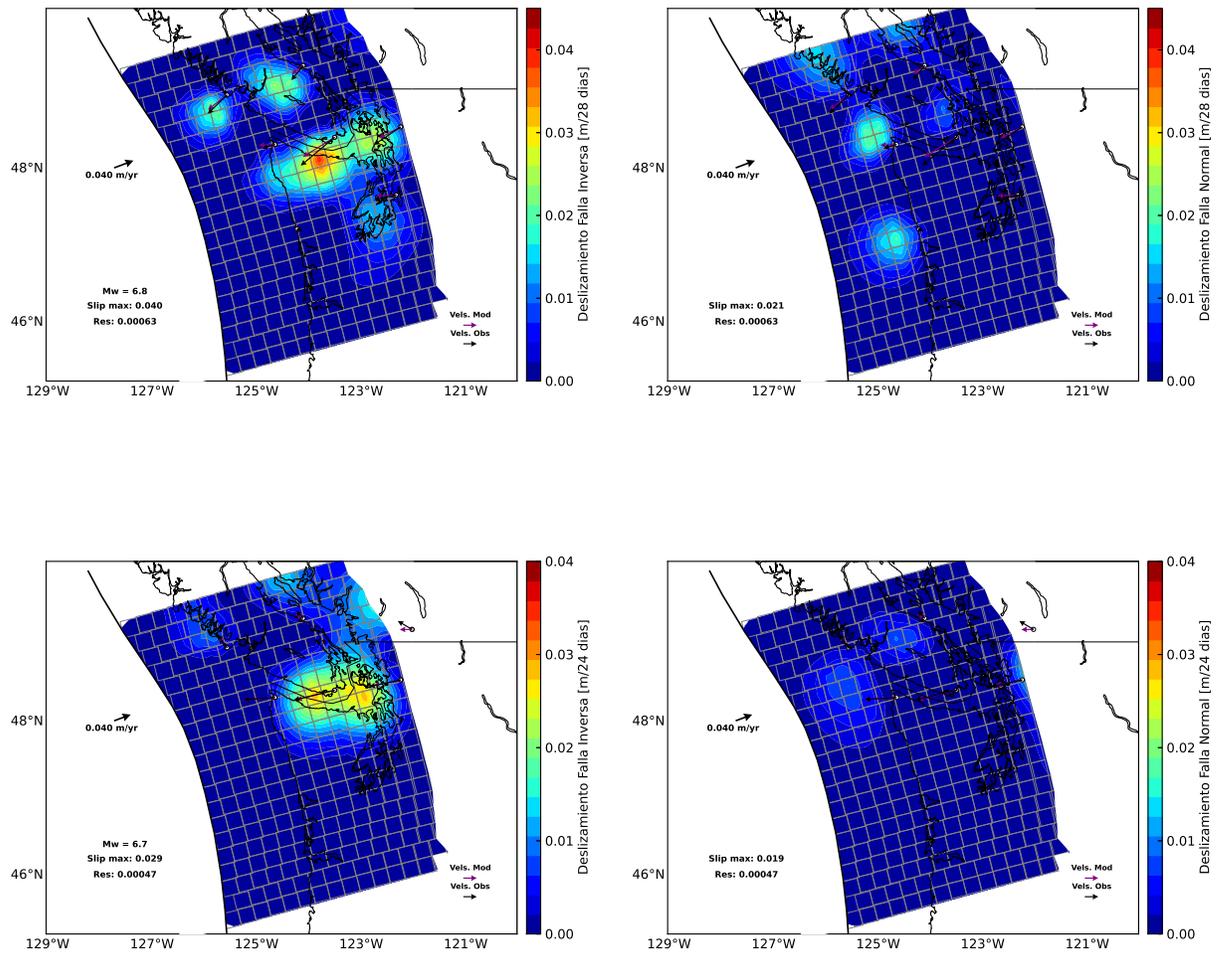


Figura 4.3: Resultados de la Inversión con el Slab Model. Arriba: Evento de Junio, 1998. Abajo: Evento de Agosto, 1999. La columna de la izquierda muestra distribución de la tasa de deslizamiento en la interfaz superior y la columna de la derecha muestra la distribución de la tasa de deslizamiento en la interfaz inferior. Los vectores negros indican las velocidades observadas, dadas por los GPS y los vectores morados indican las velocidades modeladas, dadas por el Slab Model.

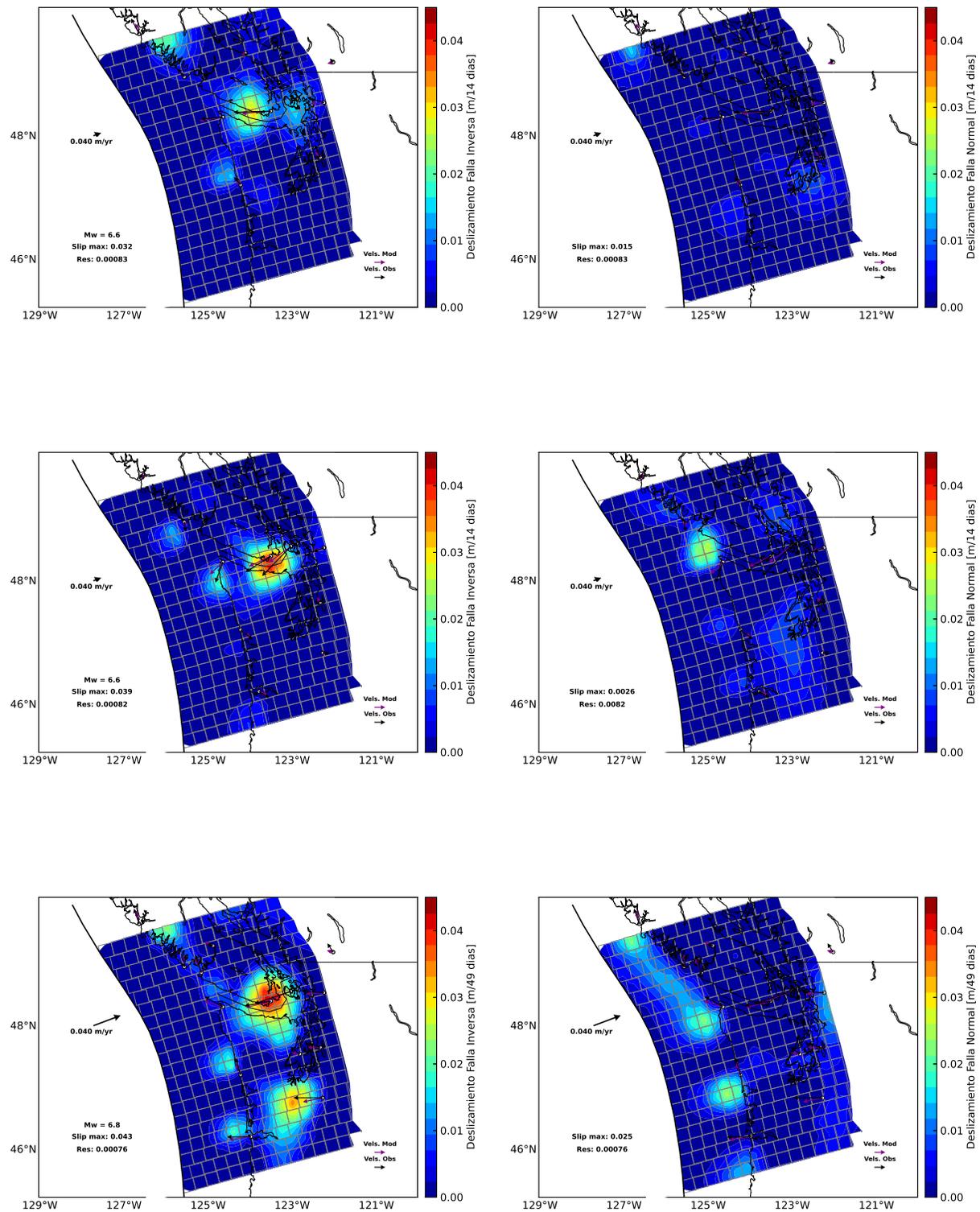


Figura 4.4: Resultados de la Inversión con el Slab Model. Arriba: Evento de Diciembre, 2000. Al centro: Evento de Febrero, 2002. Abajo: Evento de Febrero, 2003. La columna de la izquierda muestra distribución de la tasa de deslizamiento en la interfaz superior y la columna de la derecha muestra la distribución de la tasa de deslizamiento en la interfaz inferior. Los vectores negros indican las velocidades observadas, dadas por los GPS y los vectores morados indican las velocidades modeladas, dadas por el Slab Model.

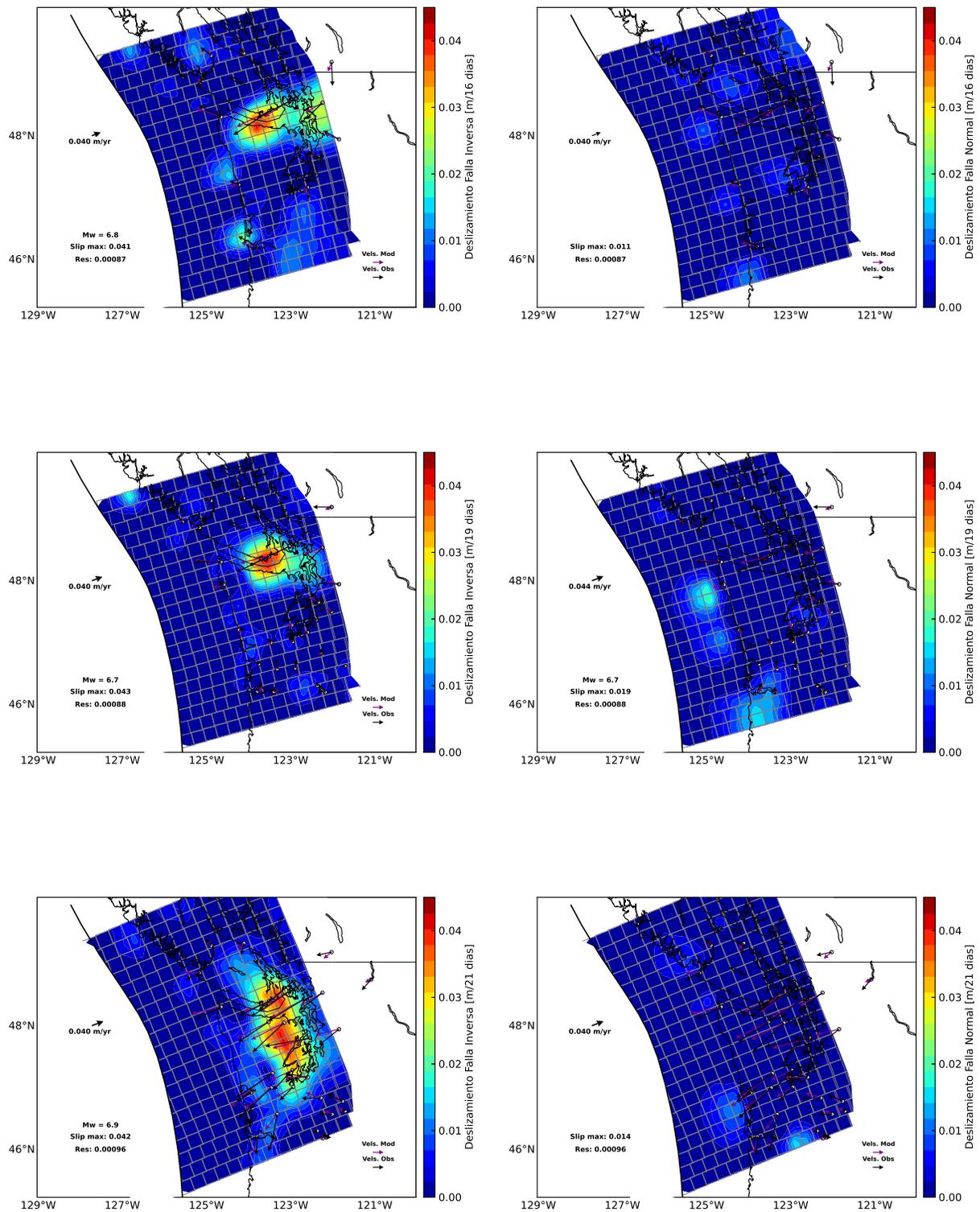


Figura 4.5: Resultados de la Inversión con el Slab Model. Arriba: Evento de Julio, 2004. Al centro: Evento de Septiembre, 2005. Abajo: Evento de Enero, 2007. La columna de la izquierda muestra distribución de la tasa de deslizamiento en la interfaz superior y la columna de la derecha muestra la distribución de la tasa de deslizamiento en la interfaz inferior. Los vectores negros indican las velocidades observadas, dadas por los GPS y los vectores morados indican las velocidades modeladas, dadas por el Slab Model.

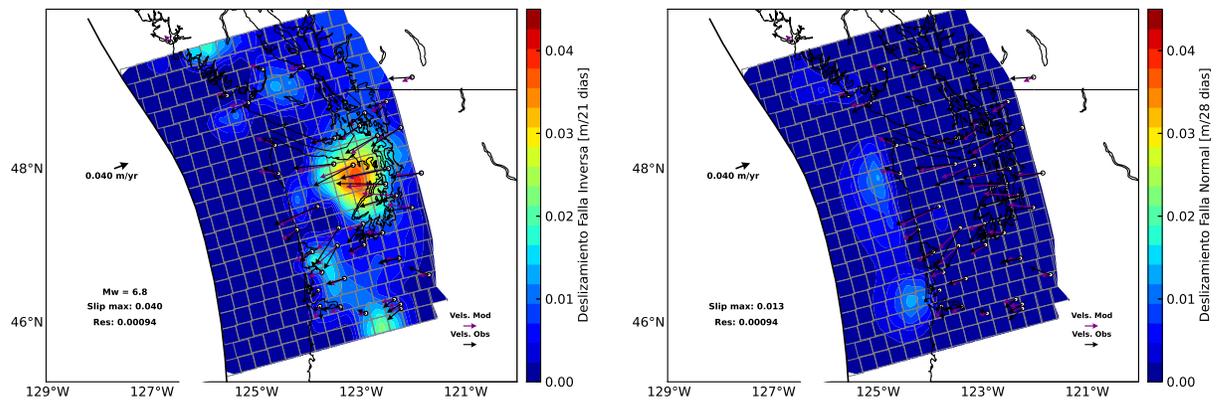


Figura 4.6: Resultados de la Inversión con el Slab Model para evento de Mayo,2008. La columna de la izquierda muestra distribución de la tasa de deslizamiento en la interfaz superior y la columna de la derecha muestra la distribución de la tasa de deslizamiento en la interfaz inferior. Los vectores negros indican las velocidades observadas, dadas por los GPS y los vectores morados indican las velocidades modeladas, dadas por el Slab Model.

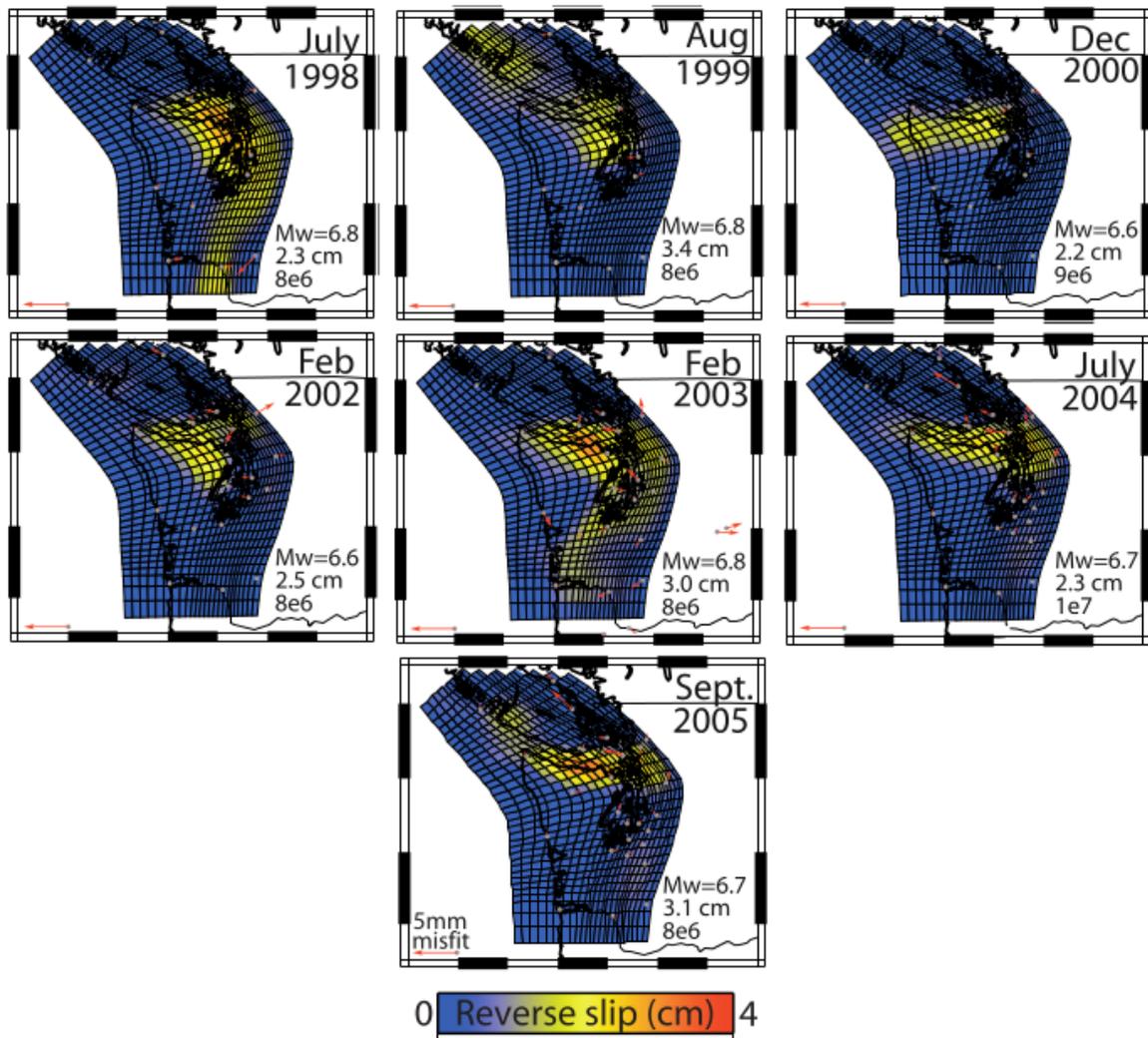


Figura 4.7: Resultados de inversión mediante datos GPS de *Szeliga et al.* [2008]. Distribución del deslizamiento para los distintos eventos de deslizamiento lento en Cascadia. Los vectores rojos muestran el desajuste entre los datos y los desplazamientos vectoriales predichos por las distribuciones de deslizamiento mostradas.

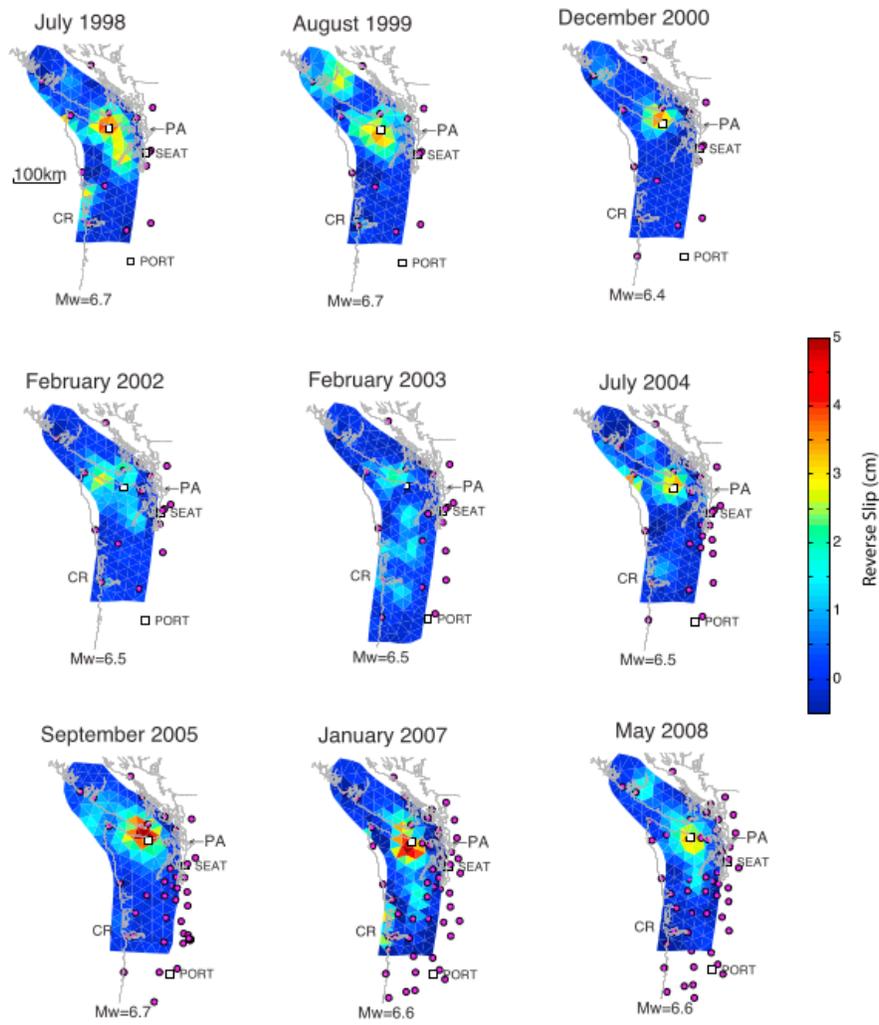


Figura 4.8: Resultados de inversión mediante datos GPS de *Schmidt y H. Gao* [2010]. Distribución del deslizamiento para los distintos eventos de deslizamiento lento en Cascadia. El slab está dividido en triángulos equiláteros de 25 km y los bordes oeste y este corresponden a los contornos de las profundidades 20 y 50 km, respectivamente.

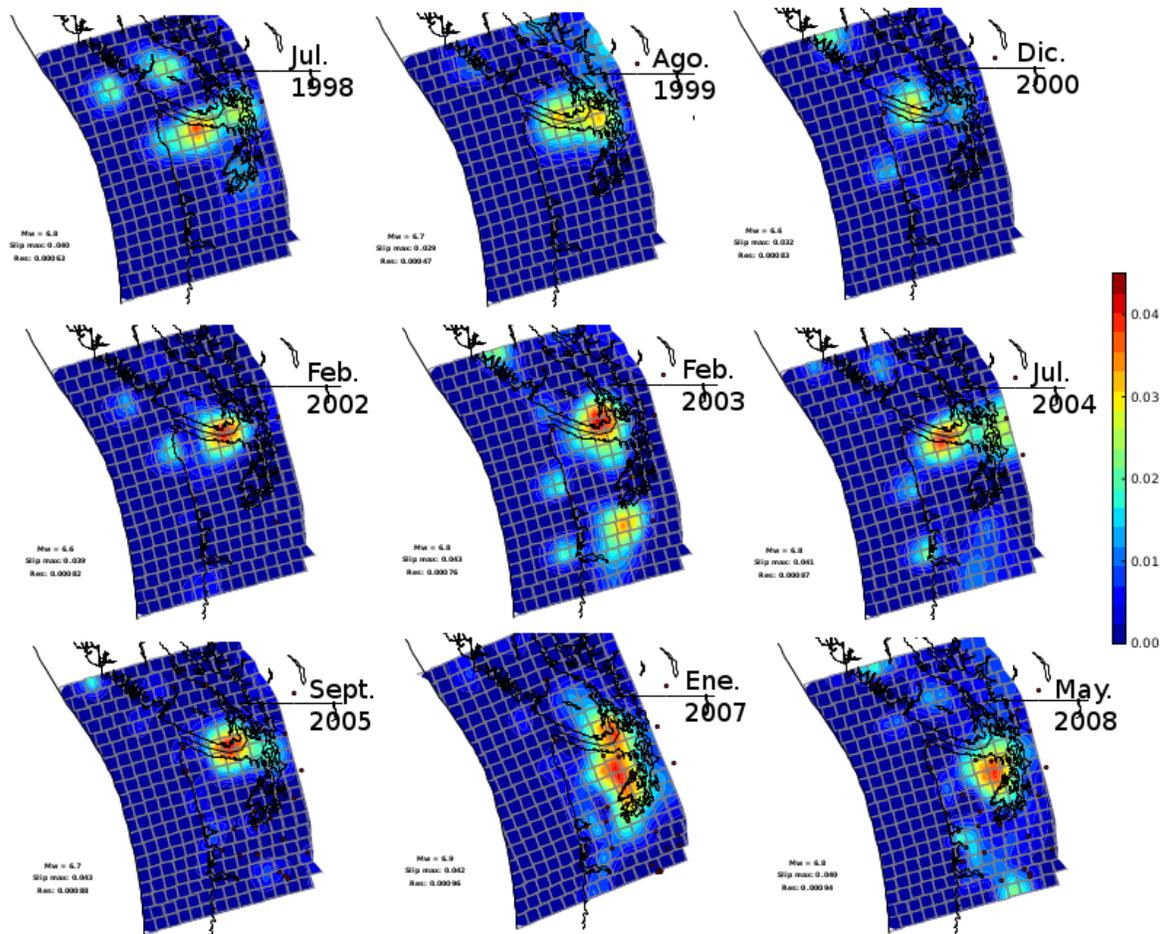


Figura 4.9: Resumen de resultados de la inversión con el Slab Model para los 9 eventos. Se muestra la distribución de la tasa de deslizamiento de la interfaz superior. Circulos rojos indican las estaciones de GPS.

La siguiente tabla resume los siguientes datos de todos los eventos invertidos:

- El número de estaciones disponibles durante el periodo a invertir.
- La duración de cada periodo.
- El Error, el cual viene dado por la expresión 3.10 (RMS) y que está medido en [m/duración evento].
- El Error Cuadrático Medio (Norte y Este), como un promedio del error al cua-

drado, dado por la ecuación:

$$ECM = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (U_{observados} - U_{modelados})^2$$

- La Magnitud de Momento ( $M_w$ ), dada por la ecuación de *Hanks y Kanamori (1979)*:

$$M_w = \frac{2}{3}(\log M_0 - 9,1)$$

Con:

$$M_0 = \mu A \sum_{i=1}^n \frac{dS_i}{dt}$$

Siendo:

- $\mu$  = Módulo de rigidez =  $\sim 40$  GPa [*Dragert et al., 2001*]
- A = Area de estudio, dado por ( $W \cdot L$ ).
- $\frac{dS_i}{dt}$  = Tasa de deslizamiento promedio de las  $n$  subfallas.

Periodo Slow Slip	N°Est.	N°días	Error	ECM Este	ECM Norte	Mw
1998/06/21 - 1998/07/18	7	28	0.00063	$1.6 \times 10^{-7}$	$6.3 \times 10^{-7}$	6.8
1999/08/15 - 1998/09/07	6	24	0.00047	$1.19 \times 10^{-7}$	$3.3 \times 10^{-7}$	6.7
2000/12/01 - 2000/12/15	10	14	0.00083	$7.0 \times 10^{-7}$	$6.8 \times 10^{-7}$	6.6
2002/01/31 - 2002/02/14	12	14	0.00082	$3.9 \times 10^{-7}$	$9.6 \times 10^{-7}$	6.6
2003/02/01 - 2003/03/21	15	49	0.00076	$4.4 \times 10^{-7}$	$7.3 \times 10^{-7}$	6.8
2004/07/04 - 2004/07/19	17	16	0.00087	$4.1 \times 10^{-7}$	$1.11 \times 10^{-6}$	6.8
2005/09/05 - 2005/09/23	31	19	0.00088	$7.0 \times 10^{-7}$	$8.6 \times 10^{-7}$	6.7
2007/09/05 - 2007/07/18	46	21	0.00096	$8.0 \times 10^{-7}$	$1.0 \times 10^{-6}$	6.9
2008/04/25 - 2008/05/15	46	21	0.00094	$1.5 \times 10^{-7}$	$1.39 \times 10^{-6}$	6.8

Tabla 4.1: Resumen de datos de inversión para los 9 eventos de Deslizamiento Lento.

En la siguiente figura podemos ver la comparación entre las velocidades observadas, dadas por los GPS con nuestras velocidades modeladas obtenidas con el Slab Model, para el evento con el mayor número de estaciones ocupadas en este estudio (evento 2008). De las cuales podemos notar que la componente Este es la que mejor se ajusta a la realidad.

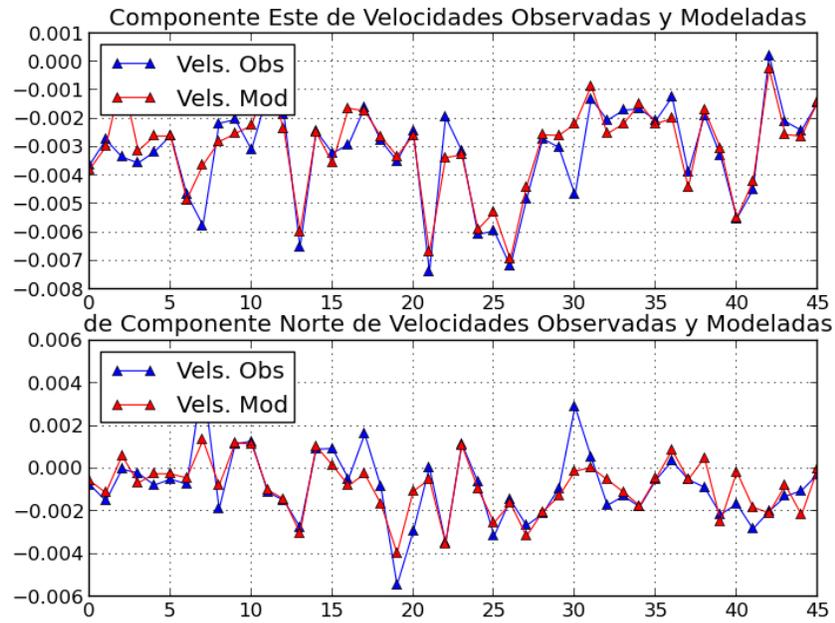


Figura 4.10: Componentes de las Velocidades observadas con las Velocidades modeladas para el evento de Mayo del 2008. Arriba: Componente Este. Abajo: Componente Norte.

## 4.2. Inversión para periodo “Entre cada Evento de Deslizamiento Lento”

Las siguientes figuras son los resultados de la inversión con el Slab Model para los periodos “Entre cada evento de Deslizamiento Lento” mostrados anteriormente. Cabe destacar que las resoluciones, como vimos en el Test de Resolución, dependerán de la cantidad de estaciones de GPS funcionando en cada periodo, por sobre todo, para la interfaz inferior.

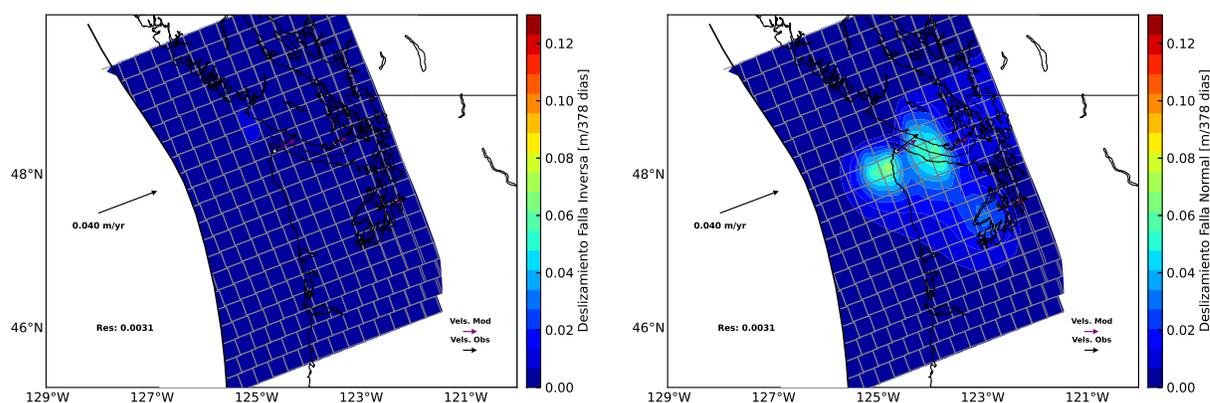


Figura 4.11: Resultados de la Inversión con el Slab Model para periodo entre Evento 1998-1999. La columna de la izquierda muestra distribución de la tasa de deslizamiento en la interfaz superior y la columna de la derecha muestra la distribución de la tasa de deslizamiento en la interfaz inferior. Los vectores negros indican las velocidades observadas, dadas por los GPS y los vectores morados indican las velocidades modeladas, dadas por el Slab Model.

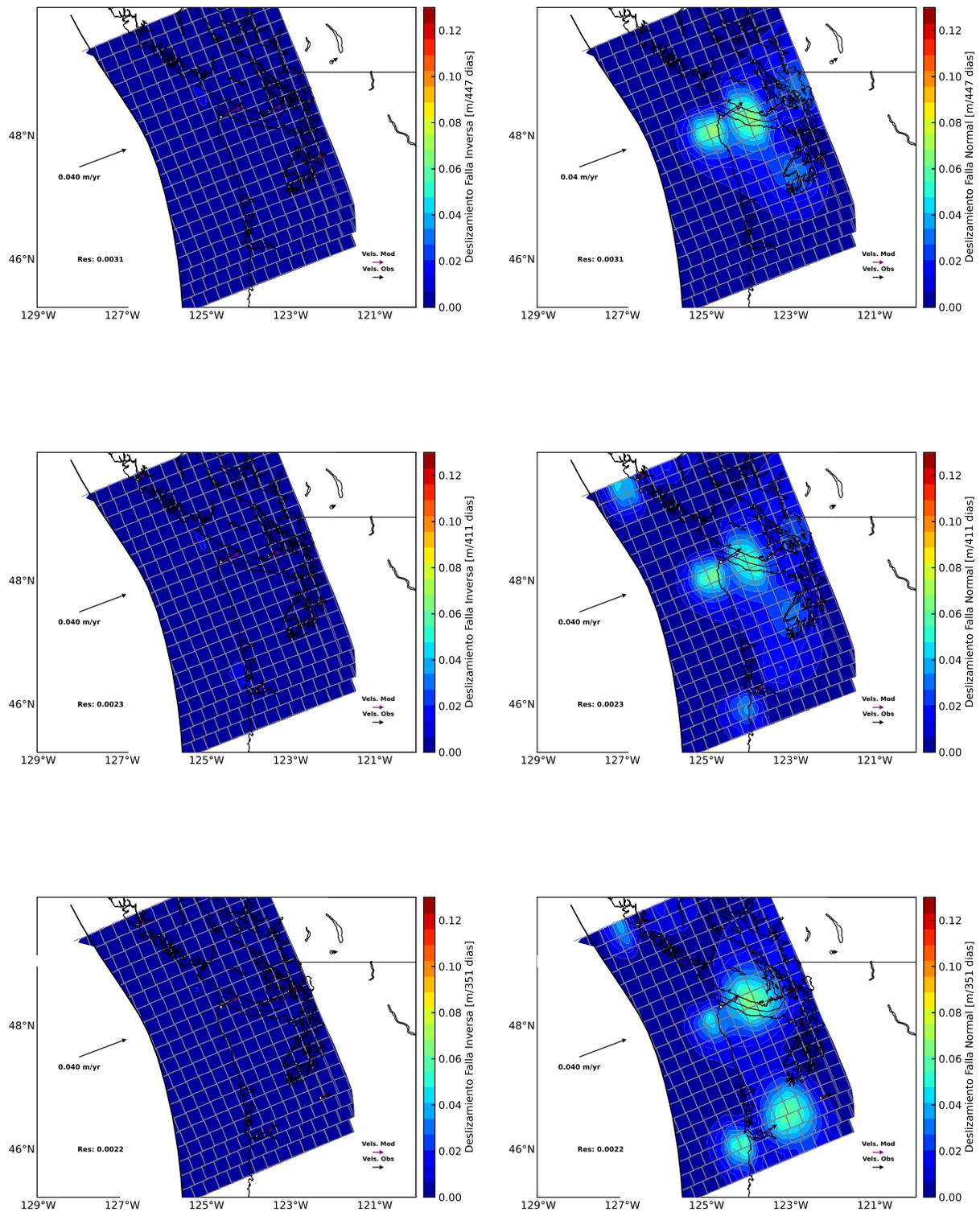


Figura 4.12: Resultados de la Inversión con el Slab Model para periodo entre: Arriba: 1999-2000, centro:2000-2002, abajo: 2002-2003. La columna de la izquierda muestra distribución de la tasa de deslizamiento en la interfaz superior y la columna de la derecha muestra la distribución de la tasa de deslizamiento en la interfaz inferior. Los vectores negros indican las velocidades observadas, dadas por los GPS y los vectores morados indican las velocidades modeladas, dadas por el Slab Model.

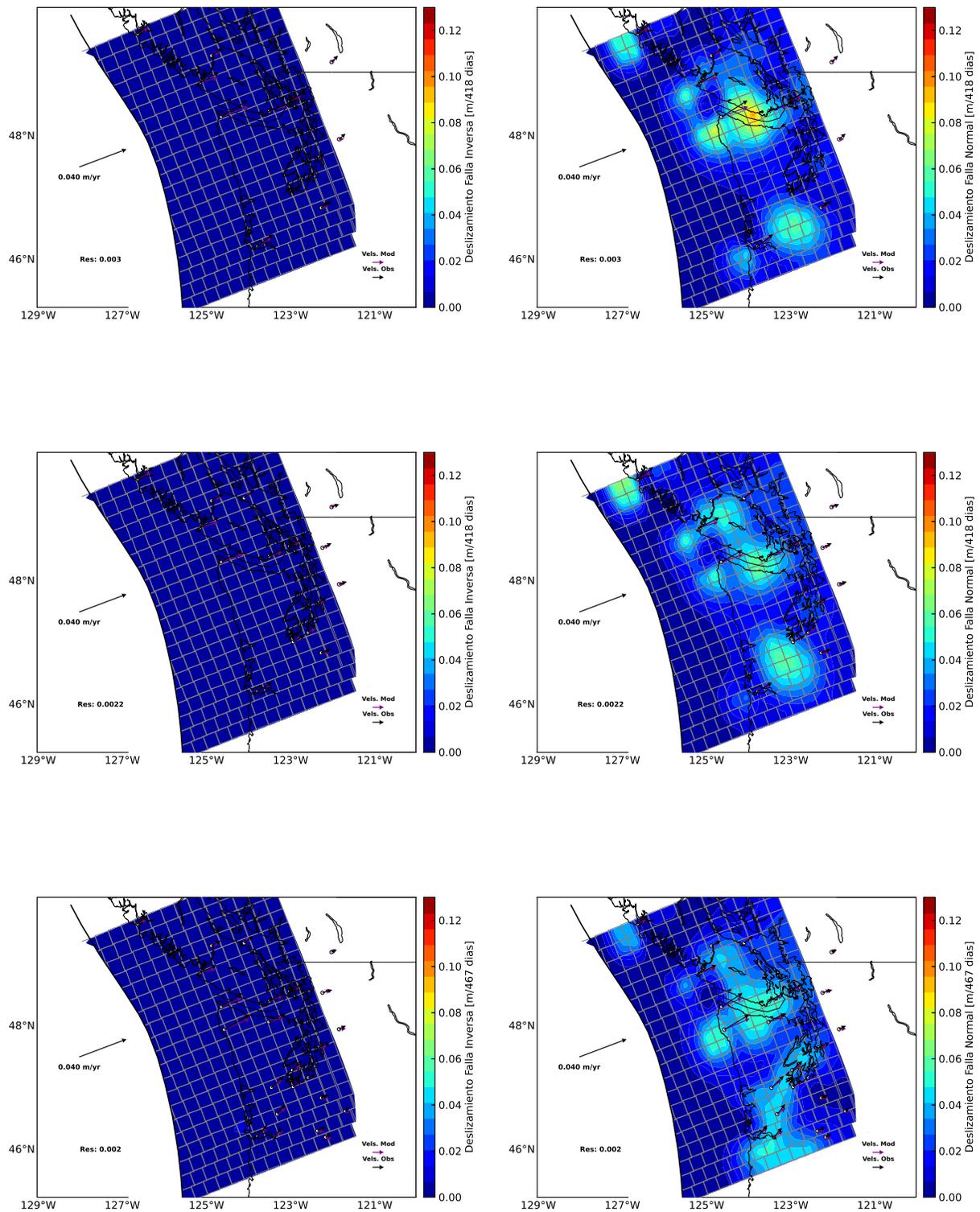


Figura 4.13: Resultados de la Inversión con el Slab Model para periodo entre: Arriba: 2003-2004, centro:2004-2005, abajo: 2005-2007. La columna de la izquierda muestra la tasa de deslizamiento en la interfaz superior y la columna de la derecha muestra la tasa de deslizamiento en la interfaz inferior. Los vectores negros indican las velocidades observadas, dadas por los GPS y los vectores morados indican las velocidades modeladas, dadas por el Slab Model.

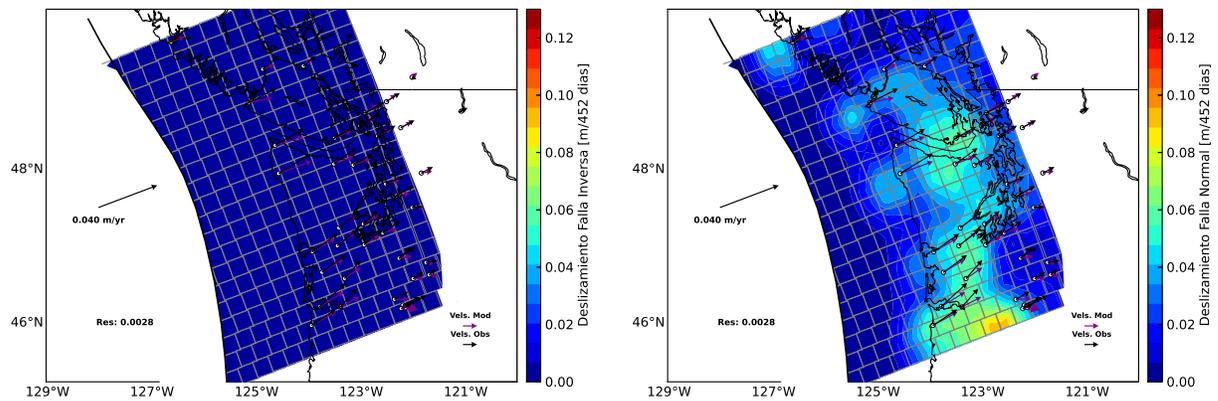


Figura 4.14: Resultados de la Inversión con el Slab Model para periodo entre 2007-2008. La columna de la izquierda muestra distribución de la tasa de deslizamiento en la interfaz superior y la columna de la derecha muestra la distribución de la tasa de deslizamiento en la interfaz inferior. Los vectores negros indican las velocidades observadas, dadas por los GPS y los vectores morados indican las velocidades modeladas, dadas por el Slab Model.

Periodo Inter Slow Slip	N°Est.	N°días	Error	ECM Este	ECM Norte
1998/07/19 - 1999/08/14	3	378	0.0031	$6.8 \times 10^{-6}$	$1.2 \times 10^{-5}$
1999/09/08 - 2000/11/30	4	447	0.0031	$7.5 \times 10^{-6}$	$1.2 \times 10^{-5}$
2000/12/16 - 2002/01/30	6	411	0.0023	$4.2 \times 10^{-6}$	$7.1 \times 10^{-6}$
2002/02/15 - 2003/01/31	8	351	0.0022	$7.0 \times 10^{-6}$	$3.2 \times 10^{-6}$
2003/03/22 - 2004/07/03	12	473	0.0030	$5.6 \times 10^{-6}$	$1.2 \times 10^{-5}$
2004/07/20 - 2005/09/04	16	418	0.0022	$3.6 \times 10^{-6}$	$6.2 \times 10^{-6}$
2005/09/24 - 2007/07/04	25	467	0.0020	$1.6 \times 10^{-6}$	$7.0 \times 10^{-6}$
2007/07/19 - 2008/04/24	46	452	0.0028	$2.9 \times 10^{-6}$	$1.3 \times 10^{-5}$

Tabla 4.2: Resumen de datos de inversión para periodos entre cada evento de Deslizamiento Lento.

---

# Capítulo 5

## Análisis y Discusión

Analizando los datos entregados por los GPS en la zona de estudio queda confirmado que existe una deformación elástica de largo plazo a lo largo del norte de la Zona de Subducción de Cascadia (CSZ), dada por el bloqueo de una porción de la convergencia entre las placas de Juan de Fuca y la placa de Norteamérica. La cual, a su vez, experimenta periodos repetitivos en donde los vectores en superficie comienzan a moverse en dirección contraria al movimiento de largo plazo, periodo que ha sido modelado como un Deslizamiento Lento [Dragert *et al.*,2001].

Al analizar nuestros resultados de la inversión con el Slab Model, podemos ver que el objetivo principal de este trabajo se cumplió debido a que la inversión arroja diferencias entre las velocidades observadas y las modeladas para el periodo de los “Eventos de Deslizamiento Lento” y el periodo “Entre cada Evento de Deslizamiento Lento” del orden de  $10^{-4}$  y  $10^{-3}$ , respectivamente, medidos en [metros/duración periodo], lo cual puede ser considerado como un error pequeño, considerando que las velocidades de entrada a la inversión para cada periodo son del orden de  $10^{-3}$  y  $10^{-2}$ , respectivamente, es decir, que el error de la inversión es de un 10 %.

Por otro lado, también debemos considerar el error que vienen dados por los datos de GPS, los cuales son de orden de  $10^{-4}$  metros al año para las velocidades intersísmicas, que van del orden de  $10^{-2} - 10^{-3}$ , es decir, los datos tienen un error intrínseco que

va desde el 1 % al 10 %.

Por otra parte, la resolución de cada periodo se ve influenciada por la cantidad de estaciones de GPS que entran a la inversión, debido a que esta información es poca, los detalles de la tasa de deslizamiento es limitada, lo que significa que no se puede inferir detalles a fina escala.

Tomando en cuenta la geometría de la fosa, la cual experimenta varios cambios de rumbo y que en este estudio se considera un rumbo o *strike* constante, vemos que la dirección de las velocidades modeladas se ve afectada, siendo la más influenciada la componente norte.

## 5.1. Análisis Inversión para periodo de “Eventos de Deslizamiento Lento”

Analizando nuestros resultados para cada evento, lo primero que podemos notar es que las tasas de deslizamiento ocurren en la interfaz superior, localizada entre la placa oceánica subductante y la continental, la cual se modela como una falla con movimiento de tipo inverso, es decir, la zona donde se producen las “descargas transitorias” de energía elástica, bajo la zona bloqueada.

Al comparar nuestros resultados de inversiones con el Slab Model con los resultados de *Szeliga et al.* [2008] y *Schmidt y H. Gao* [2010] , podemos notar que existe una gran semejanza. La distribución espacial de la tasa de deslizamiento ocurre dentro de la zona donde acontecen los “Eventos de Deslizamientos lento” [*Dragert et al.*, 2004], entre los 25 a 45 kilómetros de profundidad, con tasas de deslizamiento que no superan la velocidad de convergencia.

Al sumar los deslizamientos de todos los eventos considerados en nuestro estudio,

podemos ver que la mayor distribución de deslizamiento se concentra a en la latitud  $\sim 48.5^\circ\text{N}$ , lo que indica que ahí se ubica el parche que rompe con más frecuencia. Estos resultados coinciden también con los de *Schimdt y Gao* [2010]:

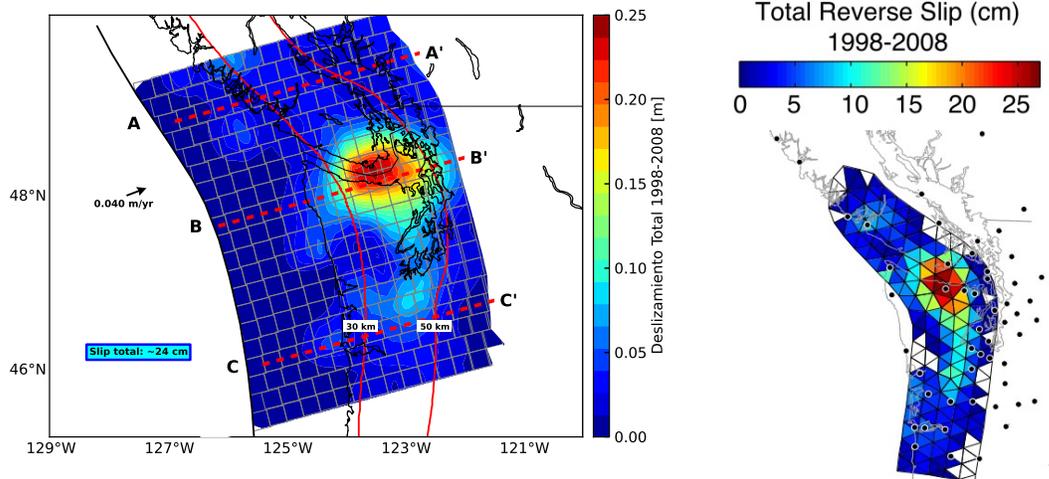


Figura 5.1: A la derecha: Tasa total de deslizamiento con Slab Model. Suma de los 9 eventos modelados en este estudio. Línea continua roja indica los contornos de las profundidades 30 y 50 km, respectivamente, líneas discontinuas rojas indican los tres trazos de los perfiles de la figura 5.2. A la izquierda: resultados de *Schimdt y Gao* [2010].

La ubicación de este parche tiene una alta correlación con la característica de primer orden en la geometría de la placa subductante [*Schimdt y Gao, 2010*], en donde se exhibe una gran curva a lo largo del rumbo. Adicionalmente, las profundidad de la placa oceánica en esta zona (BB') es menor en comparación con el norte (AA') y sur (CC') (Fig. 5.2), es decir, el ángulo de inclinación (dip) también es menor en BB', lo que sugiere que la geometría de la placa subductante puede jugar un papel importante en el control del comportamiento de los “Eventos de Deslizamiento Lento”.

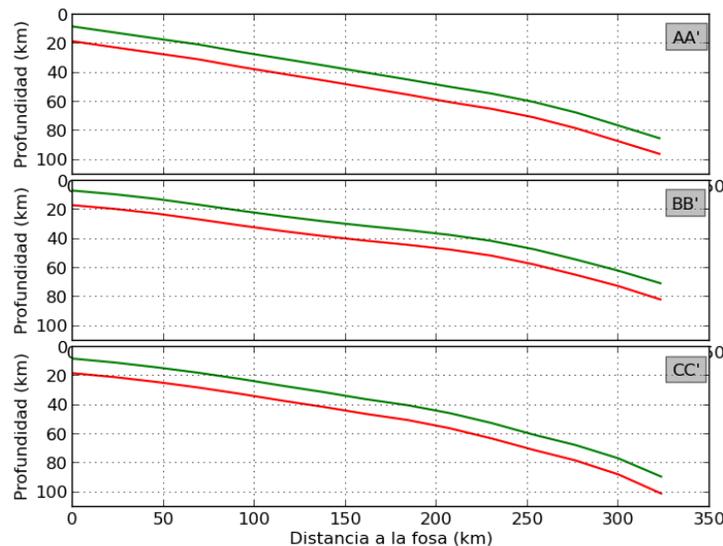


Figura 5.2: Perfiles de profundidad. Variación de la profundidad en las dos interfaces de la placa oceánica con respecto a la distancia desde la fosa. Se grafican los tres trazos marcados en la Figura 5.1 (marcados con una línea discontinua roja). La profundidad alcanzada en el trazo BB' es menor en comparación a los otros, es decir, el dip es menor en esta zona.

En esta zona (BB') es donde existe una mayor variación del rumbo y es justamente donde nuestras velocidades modeladas se ven más influenciadas por la condición de un rumbo constante en nuestro modelo.

Por otro lado, pudimos notar que dentro de la duración de estos “Eventos de Deslizamiento Lento”, la tasa de deslizamiento experimenta también una evolución espacial: hay eventos en donde la tasa de deslizamiento experimenta una bidireccionalidad (evento de Febrero, 2003), otros que experimentan un desplazamiento de sur a norte (eventos: Enero, 2007 - Mayo, 2008), los cuales parecieran ser los más complicados al momento de modelar, ya que son los que presentan un mayor error; y otros que simplemente aparecen y desaparecen en el mismo lugar (eventos: Julio, 2004 - Septiembre, 2005 - Febrero, 2002 - Diciembre, 2000), siendo estos últimos ubicados aproximadamente en la latitud  $48.5^{\circ}\text{N}$  (ver Anexo), lo cual coincide con los resultados de *Miller et al.* [2002]

Podemos concluir que a pesar de que la resolución va disminuyendo bastante a medida que retrocedemos en el tiempo, la inversión es capaz de detectar las tasas de deslizamiento para eventos tan antiguos como el de 1998-99, con 7-6 estaciones de GPS, respectivamente.

## 5.2. Análisis Inversión para periodo “Entre cada evento de Deslizamiento Lento”

Al analizar estos resultados, notamos inmediatamente que durante estos periodos, la placa superior no experimenta relativamente nada de deslizamiento, lo que podríamos llamar como un “bloqueo Inter Slip” considerando además el bloqueo dado por el periodo intersísmico, claramente. Mientras que en la interfaz inferior, ubicada entre la placa oceánica subductante y la zona dúctil y que precisa de un tipo de movimiento normal, se producen deslizamientos con una tasa de deslizamiento mayor a la velocidad de convergencia.

Por otra parte, la distribución espacial de la tasa del deslizamiento pareciera estar muy afectada con la cantidad de estaciones disponibles en la inversión de cada periodo, dando como resultado una escasa resolución, sobre todo para la interfaz inferior. Es por esto, que se podría inferir que estos resultados de la distribución espacial de la tasa del deslizamiento no son confiables para los periodos inferiores al del 2008, que pareciera ser el que tiene una mejor resolución (Fig. 5.2), tal como indica la figura siguiente:

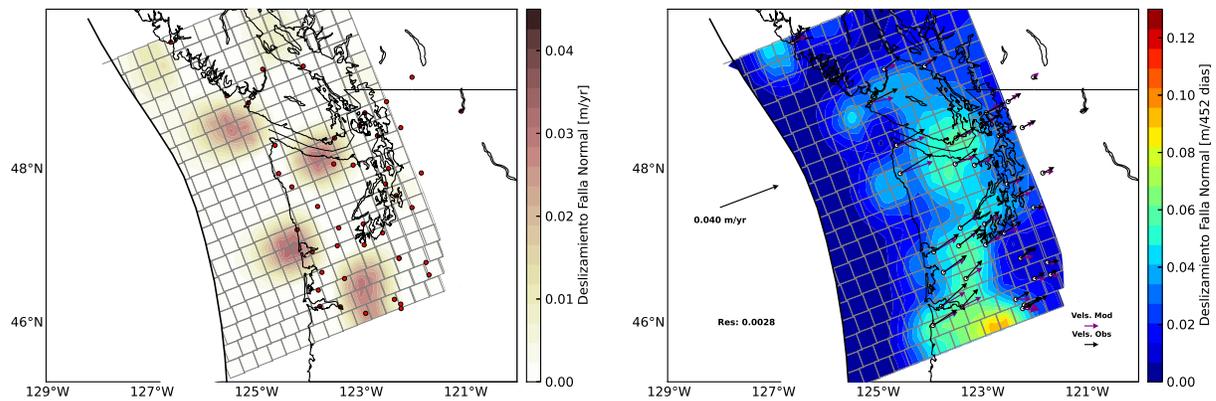


Figura 5.3: A la derecha: Test de Resolución para el periodo Inter-Slip del periodo 2007-2008, con 46 estaciones de GPS disponibles. A la izquierda: Resultado de la Inversión para el mismo periodo. La resolución se pierde a medida que nos alejamos de la costa.

Aún así, analizando la resolución de este periodo con la mayor cantidad de estaciones, vemos que la resolución se pierde a medida que nos alejamos de la costa, en dirección hacia la fosa (oeste).

### 5.3. Discusión

Cabe destacar que el mecanismo por el cual se producen los “Eventos de Deslizamiento Lento” sigue siendo incierto en la actualidad, en donde muchos autores han propuesto distintos modelos de inversión. De nuestros resultados con el Slab Model, se propone el siguiente esquema que trata de explicar la mecánica de subducción en el norte de Cascadia en las distintas interfaces entre la placa de Juan de Fuca y la Norteamericana, mostrando el deslizamiento en función del tiempo para las diferentes zonas de nuestro modelo:

- Interfaz Superior: Para las zona C, donde las temperaturas permiten un comportamiento plástico los movimientos de las placas son estables, con una tasa igual a la de convergencia. Para la zona donde ocurren los “Eventos de Deslizamiento Lento” (bajo la zona bloqueada) los deslizamientos ocurren en pasos discretos

(bloqueo y desbloqueo). Y, para la zona bloqueada, no se producen deslizamientos relativos hasta la ruptura de un Megaterremoto.

- Interfaz Inferior: Para las zonas E y D, el comportamiento de los movimientos de las placas, al igual que en C, son estables con tasas iguales a la velocidad de convergencia. Para la zona bajo el area bloqueada, debido a la baja resolución en nuestros resultados, no podemos interpretarla. Por último, el comportamiento para la zona desde la costa hacia la cordillera, la tasa de deslizamiento aumenta (en comparación con la velocidad de convergencia) en los momentos donde no ocurren deslizamientos lentos, vale decir, en los momentos de “carga inter-slip” y es nula durante los “Eventos de Deslizamiento Lento”.

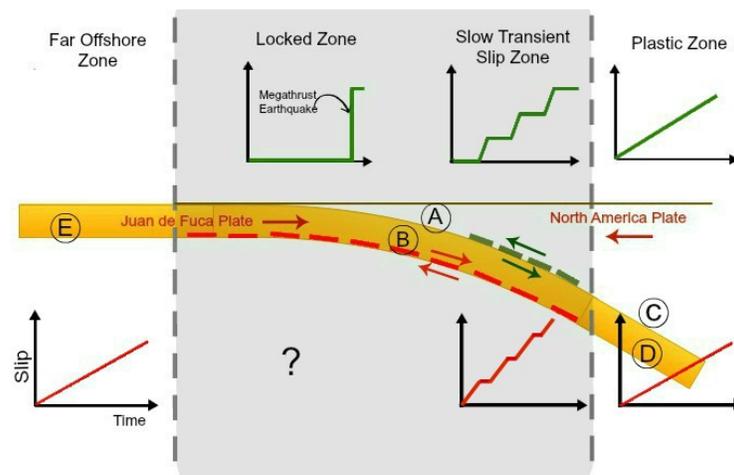


Figura 5.4: Diagrama que explica la mecánica de subducción para el norte de CSZ según el Slab Model.

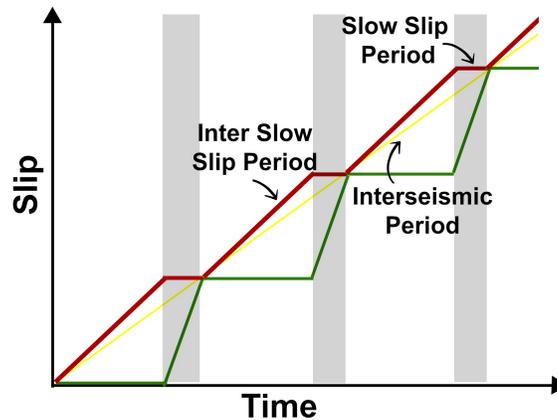


Figura 5.5: Gráfico del deslizamiento en el tiempo para la falla A y B. En verde se muestran la tasa de deslizamiento de la interfaz de arriba (falla A) y en rojo se muestran la tasa de deslizamiento de la interfaz de abajo (falla B), mientras que en amarillo se muestra la tasa de deslizamiento intersísmico.

Creemos que las tasas de deslizamiento alcanzadas en la etapa “Entre cada evento de Deslizamiento Lento” (mayor a la velocidad de convergencia) son las encargadas de generar una “carga” en la interfaz superior, en donde no hay deslizamiento durante esta etapa. El déficit en la interfaz superior (excluyendo la zona bloqueada dada por las velocidades de largo plazo) es “descargado” mediante los “Eventos de Deslizamiento Lento”, con una tasa aproximadamente igual a la tasa de convergencia. De esto, podemos deducir que la interfaz inferior es la que gatilla estos eventos.

Desde un punto de vista en superficie, podemos inferir que las direcciones del campo de velocidades serán el producto de la contribución de la interfaz superior o inferior de la placa subductante, dependiendo del periodo en cuestión:

- Para el periodo de “Eventos Deslizamiento Lento”: la tasa de deslizamiento que ocurre en la interfaz superior, con un tipo de movimiento inverso, será la que contribuye al movimiento en superficie con dirección contraria a la convergencia de la placa oceánica, es decir, las velocidades superficiales serán hacia el oeste.
- Para el periodo “Entre cada evento de Deslizamiento Lento”: la tasa de deslizamiento de la interfaz inferior, con un tipo de movimiento normal, será la que contribuye al movimiento en superficie con velocidades en dirección hacia el este.

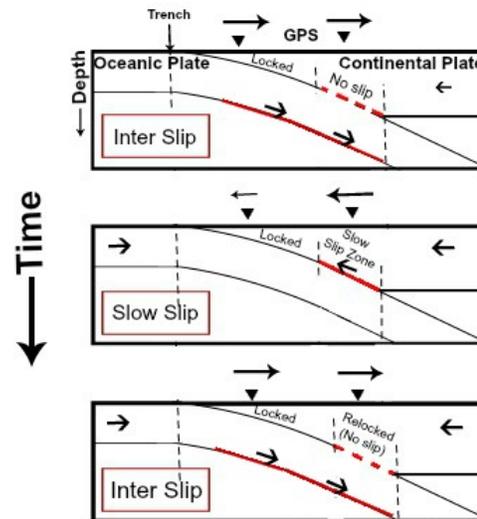


Figura 5.6: Modelo esquemático del ciclo sísmico de Cascadia. Comportamiento de las interfaces en los periodos a invertir. Para el periodo de “eventos de deslizamiento lento“ en la interfaz superior los vectores de velocidad en superficie cambian su sentido hacia el oeste, gracias a la contribución de la tasa de deslizamiento en esta interfaz. Para el periodo donde no hay deslizamiento en la interfaz superior (inter-slip), la dirección de los vectores de velocidad son iguales la dirección de convergencia, los cuales son producto de la contribución de la tasa de deslizamiento de la interfaz inferior.

---

# Capítulo 6

## Conclusión

Gracias al conocimiento del campo de deformación en la superficie de la Tierra es posible desarrollar el proceso mecánico de la evolución espacio-temporal del deslizamiento en el ciclo sísmico, mediante modelos que nos entreguen velocidades cercanas a la que nos entregan los instrumentos geodésicos. Siendo esta respuesta absoluta una interrogante hasta el día de hoy, sobre todo para zonas de convergencias tan particulares como la de Zona de Subducción de Cascadia (CSZ).

Podemos deducir que nuestro objetivo se cumplió debido a que este complejo periodo sísmico puede ser modelado de manera bastante adecuada con el Slab Model arrojando diferencias en la inversión del orden de un 10% entre las velocidades modeladas respecto de las observadas. Por tanto, podemos deducir que:

- La subducción de la zona frágil existente en la placa subductante implica deslizamiento en dos interfaces, las cuales tienen una gran contribución en el campo de velocidades en superficie, y que básicamente éstas son las encargadas de los procesos de “carga y descarga” temporales en el ciclo sísmico de la región de Cascadia:
  - La primera, siendo la interfaz superior localizada entre la placa oceánica subductante y la continental y que precisa un movimiento de tipo inverso, es la encargada de los procesos de “descarga” o liberación de esfuerzos. Lo cual queda demostrado mediante eventos temporales de “Deslizamiento Lento”,

que contribuyen a que en superficie los vectores de las velocidades cambien su sentido hacia el oeste (sentido opuesto a la velocidad de convergencia).

- La segunda, siendo la interfaz inferior, emplazada entre el contacto de la zona dúctil y la placa subductante y que se caracteriza por un movimiento de tipo normal, es la encargada de los procesos de “carga”, lo cual queda revelado mediante la tasa de deslizamiento que acontece “Entre cada evento de Deslizamiento Lento” y que “bloquea” los deslizamientos en la interfaz superior. El producto de esta tasa de deslizamiento se refleja en superficie, mediante las velocidades con dirección igual a la dirección de convergencia, pero con una magnitud mayor a las velocidades intersísmicas de largo plazo.
- Existen otras tres interfaces que también contribuyen al campo de velocidades en superficie, pero a menor escala, en donde los deslizamientos se consideran libres, es decir, que las zonas asísmicas también actúan en la mecánica de subducción.
- Los “Eventos de Deslizamiento Lento” a lo largo de la zona norte de subducción de Cascadia representan la acumulación y liberación a corto plazo de la energía de deformación entre los límites bajo la zona sismogénica (zona acoplada) y donde el deslizamiento se considera libre (zona asísmica), es decir, entre los  $\sim 25$  y  $\sim 45$  kilómetros de profundidad.
- El parche de deslizamiento concentrado en la latitud  $\sim 48.5^\circ\text{N}$  se correlaciona con una característica geométrica distintiva en las interfaces de la placa oceánica, donde se exhibe una gran curva a lo largo del rumbo. Lo que puede sugerir que la geometría de la placa juega un papel fundamental en el control de las tasas de deslizamiento a lo largo del rumbo.

Finalmente, podemos concluir que el Slab Model pareciera ser un buen modelo mecánico de subducción, debido a que le da un sentido físico más realista al proceso mecánico de convergencia en comparación con la base física del Back Slip Model (BSM) que postula que la fuente responsable de las deformaciones superficiales para el periodo intersísmico, sólo se debe a un tipo de fuente con un mecanismo de falla normal, es decir,

---

que la carga del sistema se debe a un movimiento opuesto a la dirección de convergencia entre las placas, lo cual carece de sentido físico.

---

# Bibliografía

- [1] Chapman, J. and Melbourne, T. Future Cascadia megathrust rupture delineated by episodic tremor and slip. *Geophys. Res. Lett.* , VOL. 36, L22301, doi:10.1029/2009GL040465, 2009.
- [2] Dragert, H., Wang, K., and James, T. A Silent Slip Event on the Deeper Cascadia Subduction Interface. *Science* Vol. 292, Issue 5521, pp. 1525-1528 (2001).
- [3] Dragert, H., Wang, K. and Rogers, G. Geodetic and seismic signatures of episodic tremor and slip in the northern Cascadia subduction zone. *Earth Planets Space*, 56, 1143–1150, 2004.
- [4] Dragert, H. and Wang, K. Temporal evolution of an episodic tremor and slip event along the northern Cascadia margin. *J. Geophys. Res.*, VOL. 116, B12406, doi:10.1029/2011JB008609, 2011.
- [5] Feng, L. Investigation of volcanic and earthquake-related deformation: Observations and models from Long Valley Caldera, Northwestern Peloponnese, and Northwestern Costa Rica. *Georgia Institute of Technology*, August 2011.
- [6] Fluck, P., Hyndman, R.D. and Wang, K. Three-dimensional dislocation model for great earthquakes of the Cascadia subduction zone. *J. Geophys. Res.*, VOL. 102, NO. B9, PAGES 20,539-20,550, SEPTEMBER 10, 1997.
- [7] Gombert, J. and Beyond Working Group. Slow-slip phenomena in Cascadia from 2007 and beyond: A review. *Geological Society of America Bulletin*, July/August 2010.

- 
- [8] Kanda, R. and Simons, M. An elastic plate model for interseismic deformation in subduction zones. *J. Geophys. Res.*, 115, B03405 (2010).
- [9] Melbourne, T., Szeliga, W., Miller, M. and Santillan, M. Extent and duration of the 2003 Cascadia slow earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, VOL. 32, L04301, doi:10.1029/2004GL0021790, 2005.
- [10] Miller, M. M., D. J. Johnson, C. M. Rubin, H. Dragert, K. Wang, A. Qamar, and C. Goldfinger. GPS-determination of along-strike variation in Cascadia margin kinematics: Implications for relative plate motion, subduction zone coupling, and permanent deformation. *Tectonics* ,20, 161–176, doi:10.1029/2000TC001224, (2001).
- [11] Miller, M. M., et al. Periodic slow earthquakes from the Cascadia subduction zone. *Science*, 295, 2423, doi:10.1126/science.1071193 (2002).
- [12] Novoa, C. Modelo mecánico de acoplamiento sísmico en Chile (2015).
- [13] Peña, C. Inversión del deslizamiento de la placa subductante en el Sur de Chile mediante datos GPS (2014).
- [14] Rietbrock, A. and Waldhauser, F. A narrowly spaced double-seismic zone in the subducting Nazca plate. *Geophys. Res. Lett.*, VOL. 31, L10608, doi:10.1029/2004GL019610, 2004.
- [15] Rogers, G., and H. Dragert. Episodic tremor and slip: The chatter of slow earthquakes. *Science*, 300, 1942–1944, doi:10.1126/science. 1084783 (2003).
- [16] Rubinstein, J., Shelly, D. and Ellsworth, W. Non-volcanic Tremor: A Window into the Roots of Fault Zones. *New Frontiers in Integrated Solid Earth Sciences* Part of the series International Year of Planet Earth pp 287-314 (2010).
- [17] Savage, J. C., 1983. A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone. *J. Geophys. Res.*, 88, pp. 4984-4996 (1983).

- 
- [18] Schmidt, D.A and Gao H. Source Parameters and Time-Dependent Slip Distributions of Slow Slip Events on the Cascadia Subduction Zone from 1998 to 2008. *J. Geophys. Res.*, VOL. 115, B00A18, doi:10.1029/2008JB006045, 2010.
- [19] Szeliga, W. , Melbourne, T. , Santillan, M. and Miller M. GPS constraints on 34 slow slip events within the Cascadia subduction zone, 1997–2005. *J. Geophys. Res.* , VOL. 113, B04404, doi:10.1029/2007JB004948, 2008.
- [20] Vidale, J. and Houston, H. Slow slip: A new kind of earthquake. *Physics Today* , 2012.
- [21] Wech, A., Creager, K., Houston, H. and Vidale, J. An earthquake-like magnitude-frequency distribution of slow slip in northern Cascadia. *Geophys. Res. Lett.*, VOL. 37, L22310, doi:10.1029/2010GL044881, 2010.
- [22] Wilson, D. Confidence intervals for motion and deformation of the Juan de Fuca Plate. *J. Geophys. Res.* VOL. 98, NO. B9, PAGES 16,053-16,071, 1993.

# Anexo A

A continuación se muestran los resultados de las migraciones más significativas de la tasa de deslizamiento durante cada Evento de Deslizamiento Lento. Por otro lado, se muestran también las componentes de Este y Norte de las velocidades observadas de cada GPS con las velocidades modeladas.

**Para 1998:**

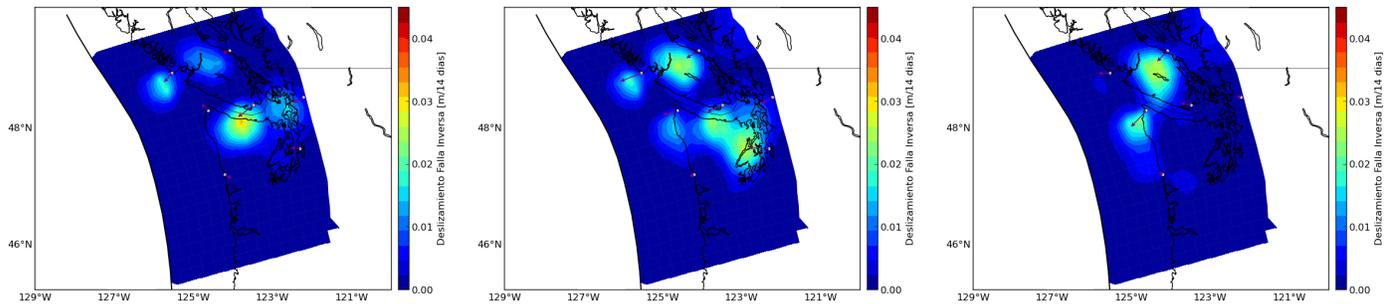


Figura A.1: Migración de la tasa de deslizamiento para evento de 1998, duración 28 días.

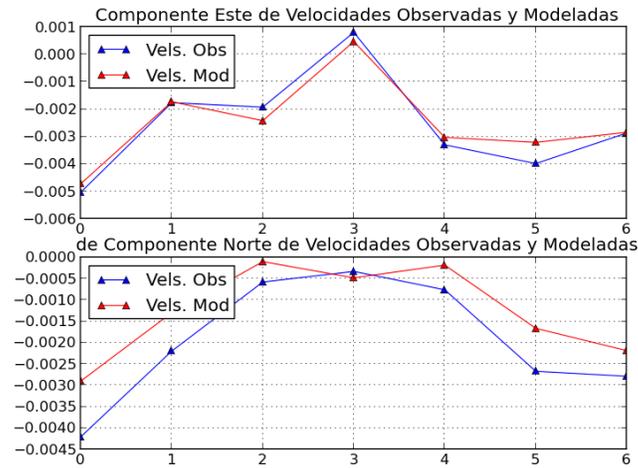


Figura A.2: Componentes horizontales de las velocidades modeladas y observadas para cada estación de GPS (triángulos). Arriba: Componente Este, abajo: Componente Norte.

Para 1999:

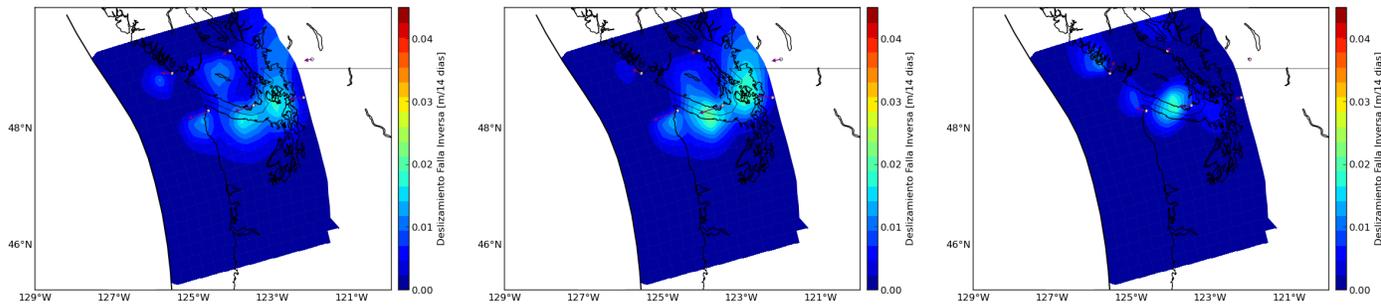


Figura A.3: Migración de la tasa de deslizamiento para evento de 1999, duración 24 días.

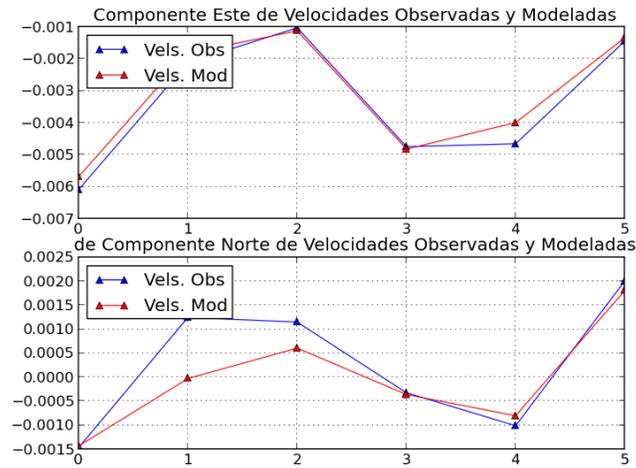


Figura A.4: Componentes horizontales de las velocidades modeladas y observadas para cada estación de GPS (triángulos). Arriba: Componente Este, abajo: Componente Norte.

Para 2000:

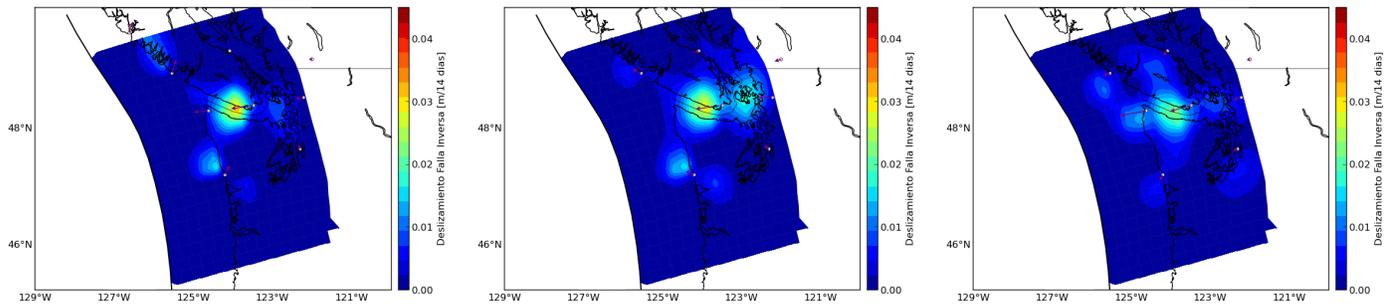


Figura A.5: Migración de la tasa de deslizamiento para evento de 2000, duración 14 días.

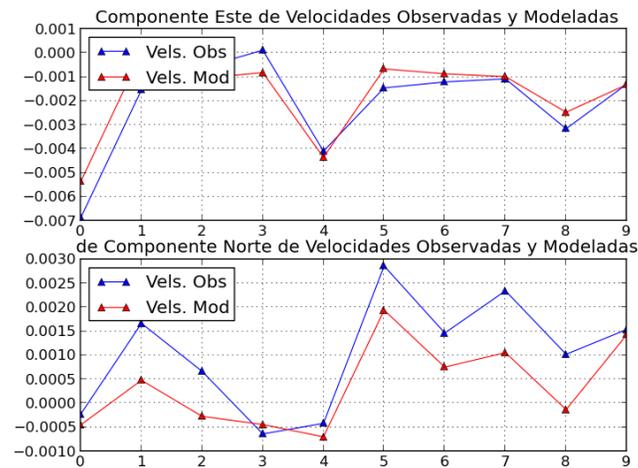


Figura A.6: Componentes horizontales de las velocidades modeladas y observadas para cada estación de GPS (triángulos). Arriba: Componente Este, abajo: Componente Norte.

Para 2002:

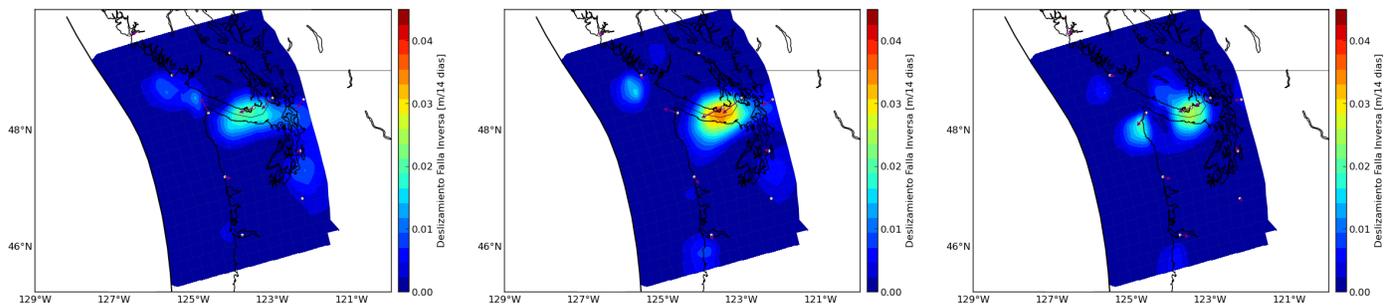


Figura A.7: Migración de la tasa de deslizamiento para evento de 2002, duración 14 días.

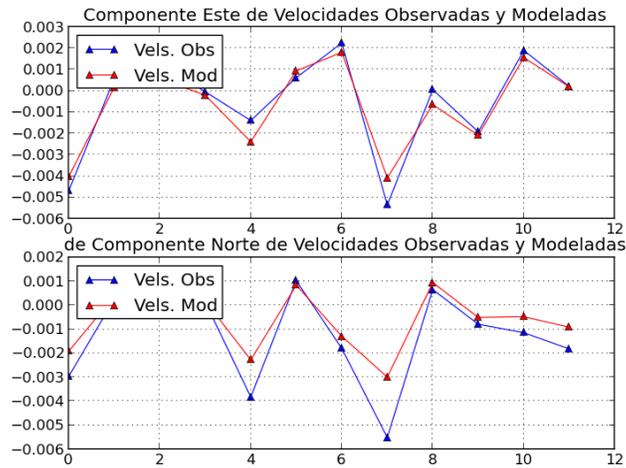


Figura A.8: Componentes horizontales de las velocidades modeladas y observadas para cada estación de GPS (triángulos). Arriba: Componente Este, abajo: Componente Norte.

Para 2003:

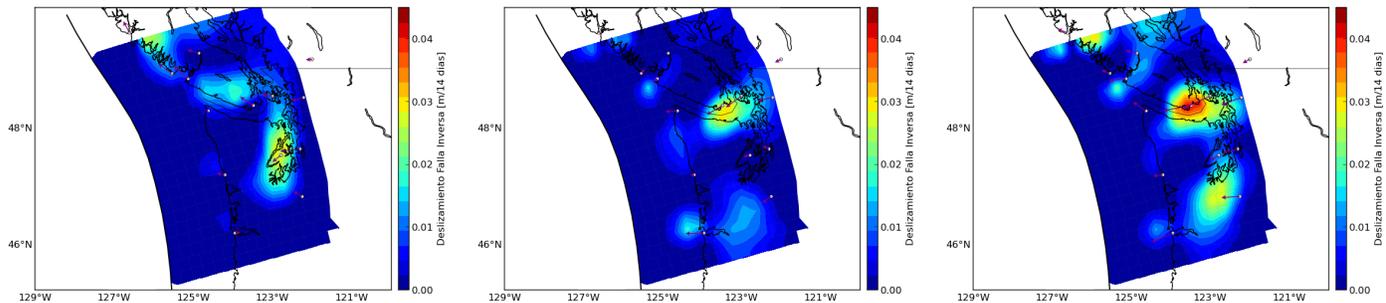


Figura A.9: Migración de la tasa de deslizamiento para evento de 2003, duración 49 días.

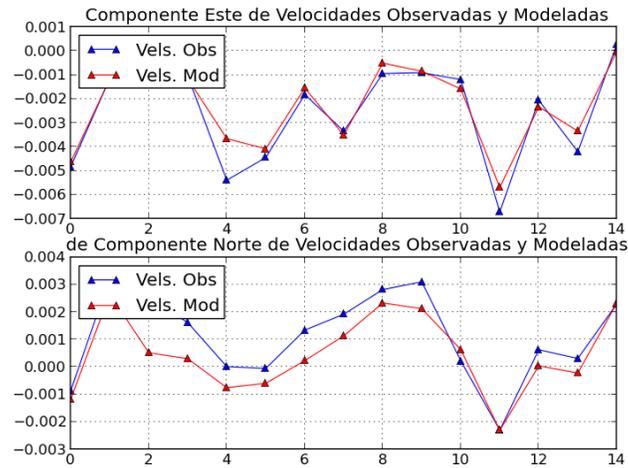


Figura A.10: Componentes horizontales de las velocidades modeladas y observadas para cada estación de GPS (triángulos). Arriba: Componente Este, abajo: Componente Norte.

Para 2004:

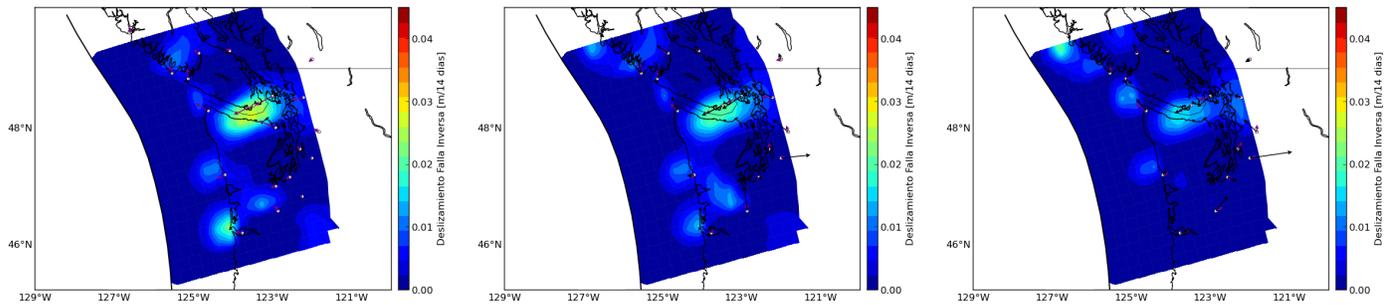


Figura A.11: Migración de la tasa de deslizamiento para evento de 2004, duración 16 días.

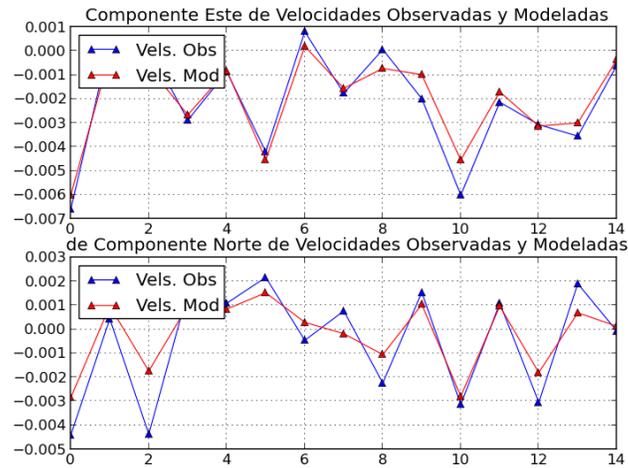


Figura A.12: Componentes horizontales de las velocidades modeladas y observadas para cada estación de GPS (triángulos). Arriba: Componente Este, abajo: Componente Norte.

Para 2005:

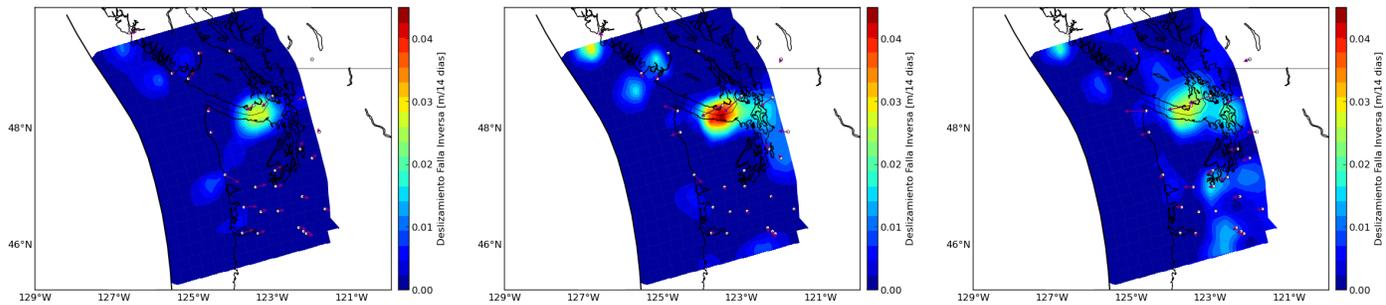


Figura A.13: Migración de la tasa de deslizamiento para evento de 2005, duración 19 días.

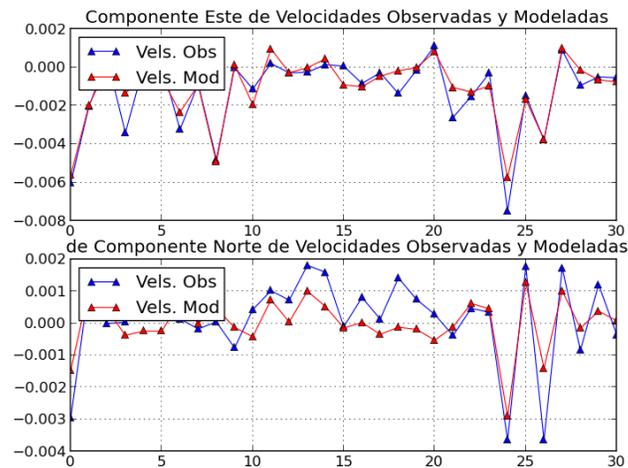


Figura A.14: Componentes horizontales de las velocidades modeladas y observadas para cada estación de GPS (triángulos). Arriba: Componente Este, abajo: Componente Norte.

Para 2007:

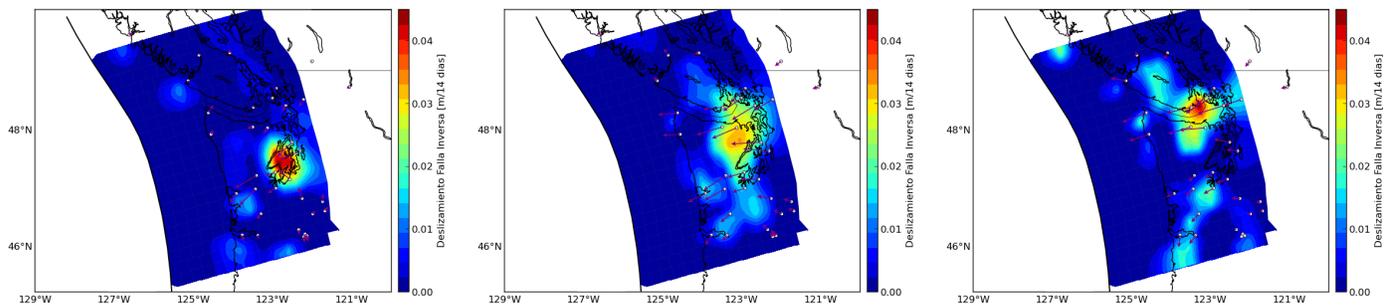


Figura A.15: Migración de la tasa de deslizamiento para evento de 2007, duración 21 días.

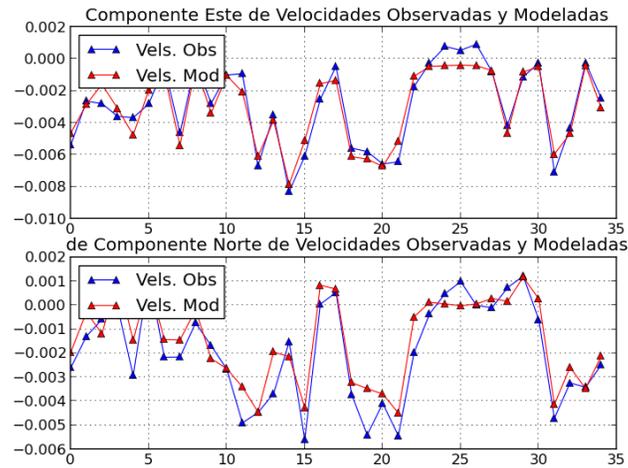


Figura A.16: Componentes horizontales de las velocidades modeladas y observadas para cada estación de GPS (triángulos). Arriba: Componente Este, abajo: Componente Norte.

Para 2008:

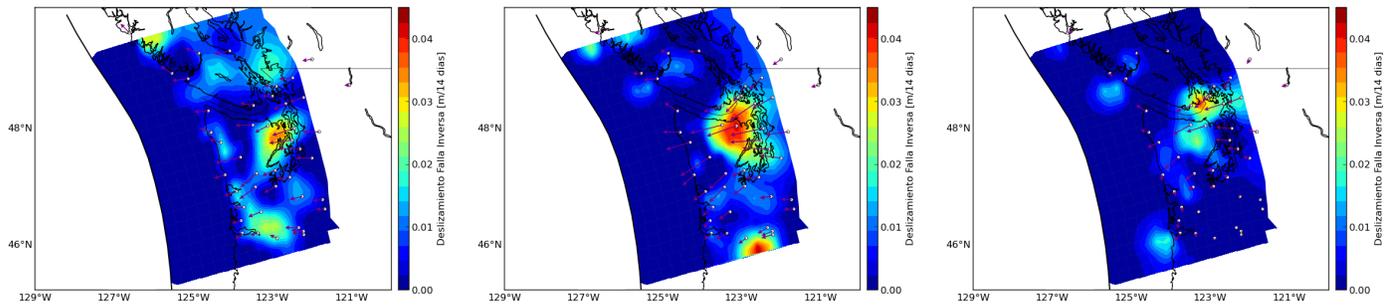


Figura A.17: Migración de la tasa de deslizamiento para evento de 2008, duración 21 días.

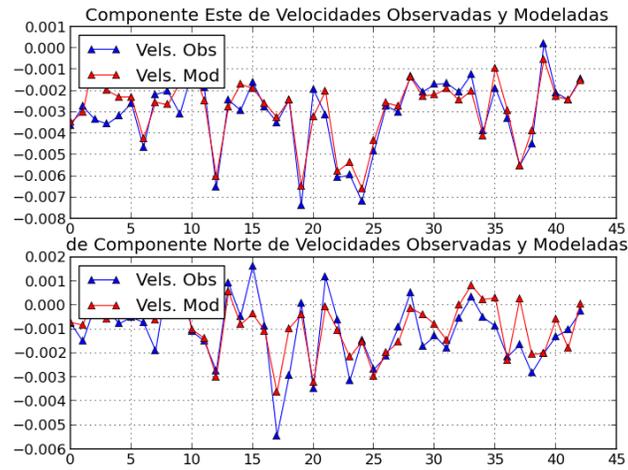


Figura A.18: Componentes horizontales de las velocidades modeladas y observadas para cada estación de GPS (triángulos). Arriba: Componente Este, abajo: Componente Norte.