



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA



**DESLIZAMIENTO INTERSÍSMICO, COSÍSMICO Y
POSTSÍSMICO DE LOS TERREMOTOS DEL MAULE
MW= 8.8 2010 Y DE ILLAPEL MW= 8.3 2015 USANDO
SOLUCIONES DE GNSS.**

Memoria para optar al Título de Geólogo

Leonardo Esteban Aguirre Sandoval

Profesor Patrocinante: Dr. Klaus Dieter Bataille Bollweg

Profesores Comisión: Dr. Marcos Simon Moreno Switt

Dr. Jorge Andrés Quezada Flory

Concepción, 2019



Dedicado a mis padres;

Leonardo y Alicia

*Por creer en mí y con tanto
esfuerzo, darme apoyo incondicional
en todo aspecto en mi vida.*

ÍNDICE

Página

RESUMEN.....	
1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Ciclo sísmico.....	1
1.2. Modelo de Placa.....	3
1.3. Zona de estudio.....	5
1.4. Objetivos.....	7
1.4.1. Objetivo general.....	7
1.4.2. Objetivos específicos.....	8
1.5. Trabajos anteriores.....	8
1.5.1. Terremoto del Maule.....	8
1.5.2. Terremoto de Illapel.....	12
1.5.3. Doble zona de Wadati Benioff.....	13
1.6. Planteamiento del problema.....	18
1.7. Agradecimientos.....	19
2. MARCO TEORICO.....	21
2.1. Geometría de falla finita.....	21
2.2. Soluciones de Okada (1985).....	22
3. METODOLOGÍA DE TRABAJO.....	32
3.1. Soluciones.....	32
3.1.1. Tratamiento de soluciones GNSS.....	34
3.1.2. Cálculo de velocidades.....	36
3.2. Inversión.....	40
3.2.1. Geometría de falla en el <i>Modelo de Placa</i>	41
3.2.2. Regularización.....	49
3.2.2.1. Minimización del deslizamiento.....	49
3.2.2.2. Suavidad del deslizamiento.....	50
3.2.2.3. Condición de borde en la fosa y en profundidad.....	52
3.2.2.4. Selección de λ para la regularización.....	54
3.2.3. Calculo de magnitud de momento (M_w).....	58
3.3. Grado de acoplamiento.....	59
3.4. Test de resolución.....	59

4. RESULTADOS	64
4.1. Inter-sísmico Maule	64
4.2. Co-sísmico Maule	68
4.3. Post-sísmico Maule	72
4.4. Inter-sísmico Illapel	83
4.5. Co-sísmico Illapel	88
4.6. Post-sísmico Illapel	91
5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIÓN	94
5.1. Comparación con otros modelos	99
5.1.1. Comparación inter-sísmico Maule	99
5.1.2. Comparación co-sísmico Maule	100
5.1.3. Comparación post-sísmico Maule	102
5.1.4. Comparación inter-sísmico Illapel	106
5.1.5. Comparación co-sísmico Illapel	109
5.1.6. Comparación post-sísmico Illapel	111
5.2. Doble interfaz	113
6. REFERENCIAS	118
ANEXO	124

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Esquema de una zona de subducción para el margen de Chile.....	2
1. 2. Esquema del ciclo sísmico.....	3
1. 3. Esquema del <i>Modelo de Placa</i>	4
1. 4. Mapa de la zona de estudio.....	7
1. 5. Comparación de modelos de Moreno <i>et al.</i> (2010) y Lorito <i>et al.</i> (2011).....	10
1. 6. Comparación de modelos de Vigny <i>et al.</i> (2011) y Lay <i>et al.</i> (2010).....	11
1. 7. Comparación de modelos de Delouis <i>et al.</i> (2010) y Bedford <i>et al.</i> (2013).....	11

1.	8.	Mapas tomados de Melnick <i>et al.</i> (2017).....	12
1.	9.	Modelo <i>co</i> y <i>post-sísmico</i> , más comparaciones, tomadas de Shrivastava <i>et al.</i> (2016).....	13
1.	10.	Resultados de Rietbrock y Waldhauser (2004).....	14
1.	11.	Resultados de Brudzinski <i>et al.</i> (2007).....	15
1.	12.	Resultados de Jara <i>et al.</i> , 2017.....	17
1.	13.	Soluciones de Savage (1983).....	18
2.	1.	Plano de falla con sus parámetros geométricos.....	21
2.	2.	Modelo de una fuente finita propuesto por Okada (1985).....	24
2.	3.	Rotación de ejes del sistema de referencia.....	29
2.	4.	Esquema en 3 dimensiones de la rotación de ejes.....	29
3.	1.	Mapa del área de estudio.....	33
3.	2.	Series de tiempo de la estación LLFN.....	35
3.	3.	Mapas de velocidades de los modelos 1 al 4.....	38
3.	4.	Mapas de velocidades de los modelos 5 al 8.....	39
3.	5.	Mapas de velocidades de los modelos 9 al 12.....	40
3.	6.	Esquema de las 5 fallas principales (A, B, C, D y E).....	42
3.	7.	Distribución de la geometría de las fallas.....	43
3.	8.	Distribución de la geometría de las fallas.....	44
3.	9.	Distribución del <i>dip</i>	46
3.	10.	Distribución del <i>depth</i>	47
3.	11.	Mapa de las profundidades de la placa oceánica (tomado del USGS, Slab 1.0).....	48
3.	12.	Formas en que actúa el Laplaciano en las subfallas.....	51
3.	13.	Condición de borde en las fallas A y B.....	54
3.	14.	Curvas del error vs λ_1	57
3.	15.	Test de resolución.....	61
3.	16.	Test de resolución.....	61
3.	17.	Test de resolución.....	62
3.	18.	Test de resolución.....	62
3.	19.	Test de resolución.....	63
3.	20.	Test de resolución.....	63
4.	1.	Distribución del deslizamiento <i>inter-sísmico</i> del Maule.....	65
4.	2.	Distribución del deslizamiento <i>inter-sísmico</i> del Maule.....	66
4.	3.	Distribución del deslizamiento <i>inter-sísmico</i> del Maule.....	67
4.	4.	Grado de acoplamiento <i>inter-sísmico</i> del Maule.....	68
4.	5.	Distribución del deslizamiento <i>co-sísmico</i> del Maule.....	69
4.	6.	Distribución del deslizamiento <i>co-sísmico</i> del Maule.....	71
4.	7.	Distribución del deslizamiento <i>post-sísmico</i> del Maule.....	73
4.	8.	Distribución del deslizamiento <i>post-sísmico</i> del Maule.....	75
4.	9.	Distribución del deslizamiento <i>post-sísmico</i> del Maule.....	77
4.	10.	Distribución del deslizamiento <i>post-sísmico</i> del Maule.....	79

4.	11.	Distribución del deslizamiento <i>post-sísmico</i> del Maule	80
4.	12.	Distribución del deslizamiento <i>post-sísmico</i> del Maule	81
4.	13.	Distribución del deslizamiento <i>post-sísmico</i> del Maule	82
4.	14.	Grado de acoplamiento <i>inter-sísmico</i> de Illapel el 27/02/201.....	84
4.	15.	Deslizamiento <i>inter-sísmico</i> de Illapel el 16/08/2015.....	86
4.	16.	Deslizamiento <i>inter-sísmico</i> de Illapel el 16/08/2015.....	87
4.	17.	Distribución del deslizamiento <i>co-sísmico</i> de Illapel.....	89
4.	18.	Distribución del deslizamiento <i>co-sísmico</i> de Illapel.....	90
4.	19.	Distribución del deslizamiento <i>post-sísmico</i> de Illapel.....	92
5.	1.	Residuales.....	96
5.	2.	Residuales.....	97
5.	3.	Residuales.....	98
5.	4.	Comparación del acople <i>inter-sísmico</i> del Maule del <i>Modelo de Placa</i> con Moreno <i>et al.</i> (2010).....	100
5.	5.	Comparación del <i>co-sísmico</i> del Maule del <i>Modelo de Placa</i> con Moreno <i>et al.</i> (2012)	101
5.	6.	Comparación del <i>post-sísmico</i> del Maule del <i>Modelo de Placa</i> con Vigny <i>et al.</i> (2011)	103
5.	7.	Comparación del <i>post-sísmico</i> del Maule del <i>Modelo de Placa</i> con Bedford <i>et al.</i> (2013) en los 62 y 82 días post terremoto.....	103
5.	8.	Comparación del <i>post-sísmico</i> del Maule del <i>Modelo de Placa</i> con Bedford <i>et al.</i> (2013) en los 262 y 282 días post terremoto.....	104
5.	9.	Comparación del <i>post-sísmico</i> del Maule del <i>Modelo de Placa</i> con Lin <i>et al.</i> (2013).....	105
5.	10.	Comparación del acople <i>inter-sísmico</i> de Illapel del <i>Modelo de Placa</i> con Melnick <i>et al.</i> (2017).....	107
5.	11.	Comparación del acople <i>inter-sísmico</i> de Illapel del <i>Modelo de Placa</i> con Melnick <i>et al.</i> (2017).....	108
5.	12.	Modelos de acople <i>inter-sísmico</i> de Illapel, pre y post terremoto del Maule.....	109
5.	13.	Comparación del <i>co-sísmico</i> del Illapel del <i>Modelo de Placa</i> con otros autores.....	110
5.	14.	Comparación del <i>post-sísmico</i> del Illapel del <i>Modelo de Placa</i> con Shrivastava <i>et al.</i> (2016).....	112
5.	15.	Esquema del <i>Modelo de Placa</i> para el <i>Inter-sísmico</i> del Maule.....	115
5.	16.	Esquema del <i>Modelo de Placa</i> para el <i>co-sísmico</i> del Maule.....	116
5.	17.	Esquema del <i>Modelo de Placa</i> para el <i>post-sísmico</i> temprano del Maule el 11/03/2010.....	116
5.	18.	Esquema del <i>Modelo de Placa</i> para el <i>post-sísmico</i> tardío del Maule el 16/08/2015.....	117
7.	1.	Serie de tiempo, en sus componentes E, N y vertical.....	151
7.	2.	Serie de tiempo, en sus componentes E, N y vertical.....	152

7.	3.	Series de tiempo, en sus componentes E, N y vertical.....	153
7.	4.	Series de tiempo, en sus componentes E, N y vertical.....	154
7.	5.	Series de tiempo, en sus componentes E, N y vertical.....	155
7.	6.	Series de tiempo, en sus componentes E, N y vertical.....	156
7.	7.	Series de tiempo, en sus componentes E, N y vertical.....	157
7.	8.	Series de tiempo, en sus componentes E, N y vertical.....	158
7.	9.	Curva de error para el modelo Inter-sísmico del Maule.....	158
7.	10.	Curva de error para el modelo co-sísmico del Maule.....	159
7.	11.	Curva de error para el modelo post-sísmico del Maule tras 12 días.....	159
7.	12.	Curva de error para el modelo post-sísmico del Maule el 11/03/2010.....	159
7.	13.	Curva de error para el modelo post-sísmico del Maule el 06/12/2010.....	160
7.	14.	Curva de error para el modelo post-sísmico del Maule el 30/06/2011.....	160
7.	15.	Curva de error para el modelo post-sísmico del Maule el 27/02/2013.....	161
7.	16.	Curva de error para el modelo post-sísmico del Maule el 27/02/2014.....	161
7.	17.	Curva de error para el modelo inter-sísmico de Illapel el 27/02/2015.....	161
7.	18.	Curva de error para el modelo inter-sísmico de Illapel el 16/08/2015.....	162
7.	19.	Curva de error para el modelo co-sísmico de Illapel.....	162
7.	20.	Curva de error para el modelo post-sísmico de Illapel.....	163

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página	
1. 1.	Coordenadas epicentrales del terremoto del Maule y de Illapel.....	6
3. 1.	Parámetros de la geometría de falla de cada modelo.....	45
3. 2.	Constantes de minimización y suavidad del deslizamiento.....	57
4. 1.	Resumen de parámetros, error y velocidad.....	93
7. 1.	Soluciones del modelo <i>Inter-sísmico</i> del Maule, previo al 2010.....	124
7. 2.	Soluciones del modelo co-sísmico del Maule, el 27/02/2010.....	132
7. 3.	Soluciones del modelo post-sísmico del Maule, 12 días después del evento.....	133
7. 4.	Soluciones del modelo post-sísmico del Maule, el 20/05/2010.....	134

7.	5.	Soluciones del modelo post-sísmico del Maule, el 06/12/2010.....	136
7.	6.	Soluciones del modelo post-sísmico del Maule, el 30/06/2010.....	138
7.	7.	Soluciones del modelo post-sísmico del Maule, el 27/02/2013.....	139
7.	8.	Soluciones del modelo post-sísmico del Maule, el 27/02/2014.....	141
7.	9.	Soluciones del modelo post-sísmico del Maule, el 27/02/2015.....	143
7.	10.	Soluciones del modelo inter-sísmico del Illapel, el 16/08/2015.....	145
7.	11.	Soluciones del modelo co-sísmico del Illapel, el 16/09/2015.....	147
7.	12.	Soluciones del modelo post-sísmico del Illapel, el 27/02/2016.....	149



RESUMEN

Chile es uno de los territorios idóneos para estudiar y entender los terremotos de subducción, al estar situado en un margen convergente. Estos fenómenos se repiten de forma cíclica. Cada ciclo trae consigo una deformación superficial, la cual puede ser observada y cuantificada. Con el fin de entender cómo es la distribución espacial de la fuente en profundidad, se elaboran diferentes modelos de fallas finitas que cuantifican el deslizamiento en la interfaz entre la placa de Nazca y Sudamericana. Uno de estos modelos es el *Modelo de Placa*, implementado por autores como Sieh *et al.* (1999), Kanda y Simons (2010), Peña (2014), Novoa (2015), Vera (2016), Quiroga (2016), Herrera (2016), Molina (2017), el cual asume que el desplazamiento observado en superficie son producidos por deslizamientos en distintas profundidades de la zona de falla, aceptando una interfaz superior y otra inferior, de movimientos de tipo inverso y normal respectivamente. La interfaz superior abarca el contacto entre la placa de Nazca con la placa Sudamericana, más específicamente el movimiento que hay en la zona acoplada, además de la región asísmica, donde ambas placas se mueven desacopladas hasta una profundidad que deja de considerarse un movimiento mecánico. Mientras que la interfaz inferior comprende el contacto entre la porción inferior de la placa de Nazca con el manto. De esta manera, el modelo propone que la placa subducta continuamente, generando movimientos en ambas interfaces como un solo bloque. Este trabajo presenta resultados utilizando el *Modelo de Placa*, invirtiendo soluciones del ciclo sísmico en las zonas de ruptura del Maule y de Illapel, sugiriendo un comportamiento bimodal de ambas interfaces, donde la interfaz inferior actúa predominantemente durante el periodo intersísmico, generando un proceso de “carga”, para luego, sobre las zonas de máximo deslizamiento, condicionar la ruptura en la interfaz superior, entrando al periodo cosísmico (descarga), donde la interfaz superior es la que se lleva el principal protagonismo, rompiendo las zonas que antes se encontraban acopladas. Luego en la fase postsísmica, aquellas zonas en que no se observaron grandes deslizamientos durante el megaterremoto, sufren dislocaciones en ambas interfaces, pero de menor envergadura debido a que la acumulación de esfuerzo es menor.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Ciclo sísmico

Chile está situado en un margen convergente, específicamente en una zona de subducción, un tipo de ambiente geotectónico en el cuál la placa oceánica converge y subducta bajo la placa continental hacia el manto terrestre. Este proceso es fundamental en la tectónica de placas y trae como consecuencia varios otros fenómenos, por ejemplo, los terremotos de subducción más superficiales (desde 0 a 40 km de profundidad), intermedios (80 a 140 km) y profundos (>500 km). Cabe destacar que este trabajo se enfoca en los terremotos más someros (Figura 1.1). El concepto de ciclo sísmico nace de la *Teoría del Rebote Elástico* (Reid, 1910) que explica que los esfuerzos se acumulan en una falla geológica hasta superar el límite de resistencia del material y se produce la ruptura. El ciclo sísmico está fundamentado en la comprobación que los eventos de cierta importancia se repiten en períodos de tiempo regular aproximadamente en el mismo lugar, sin embargo, al no ser ciclos perfectos, es imposible predecir un evento sísmico con la instrumentación que hoy en día se conoce. Como una primera aproximación, el ciclo comienza y finaliza entre dos terremotos importantes y consecutivos de Magnitud $M_w > 6$ (Ruegg, 1994). A lo largo del periodo se incluyen procesos de acumulación y relajación de los esfuerzos que generan dichos eventos, y que a su vez trae como consecuencia una deformación superficial, entendiéndose como una medida adimensional que se interpreta como el cambio en el tamaño o forma de un cuerpo.

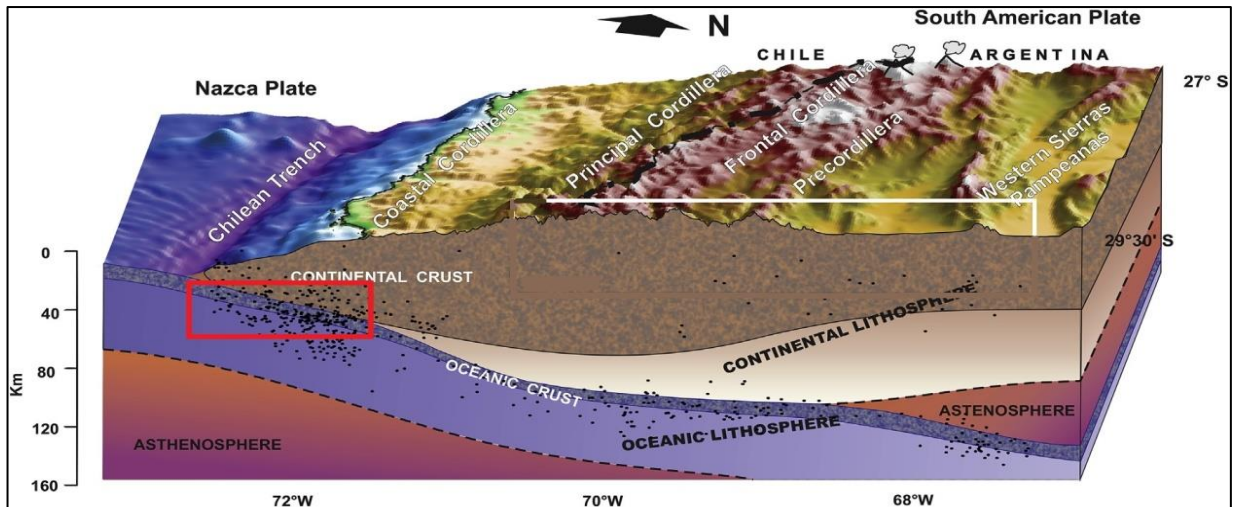


Figura 1.1: Esquema representativo de una zona de subducción para el margen de Chile. Notar que a corteza oceánica tiene un espesor aproximado entre los 10 a 16 km. El recuadro en rojo señala la zona sísmogénica, que ocurre en el contacto de ambas cortezas, donde el comportamiento predominante es mecánico a una profundidad máxima de 40 km aproximados.

El ciclo se puede dividir en 3 etapas principales (Figura 1.2): 1) etapa *inter-sísmica*, que ocupa más del 90% de la duración total del ciclo llegando a durar desde decenas a cientos de años, es entendida como una etapa de carga donde se acumulan esfuerzos debido al acople entre dos placas, que impide el libre desplazamiento de la placa subductante, causando una progresiva deformación elástica y plástica, y que generalmente se representa como una variación lineal del desplazamiento en el tiempo. Cuando las rocas no aguantan más acumulación de esfuerzos, también llamado *stress*, cede y se rompe, provocando una fase de descarga y dando origen a la siguiente fase; 2) etapa *co-sísmica*, con escalas temporales de solo unos segundos a unos pocos minutos, es una fase violenta que consiste en la relajación de los esfuerzos acumulados en la etapa anterior, generando una zona de ruptura que libera abruptamente la energía y por lo tanto, una deformación contraria a la fase *inter-sísmica*. El período posterior a la ruptura se llama 3) *etapa post-sísmica*; es la descarga casi total de los esfuerzos que no pudieron ser liberados en la fase anterior y que pueden ser causadas por la relajación viscoelástica del manto, la presión poro-elástica o el *after-slip* debido a una relajación elástica de las placas subductadas. En este período se generan réplicas del sismo principal dentro del área de ruptura, además de presentar, generalmente, una variación no lineal del desplazamiento con respecto al tiempo.

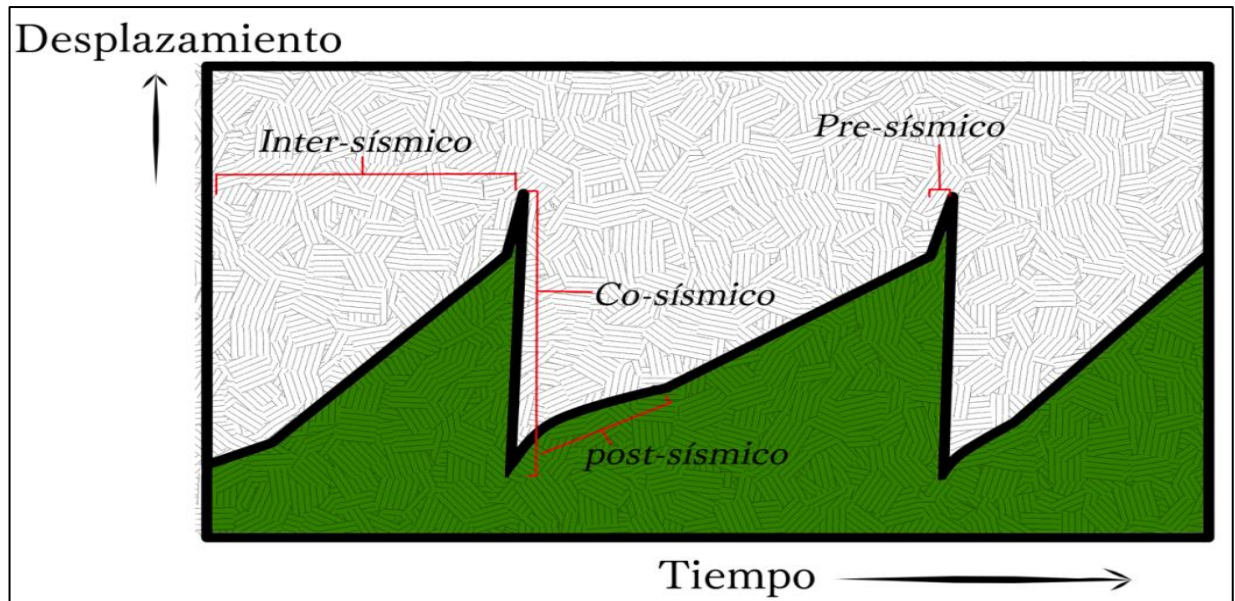


Figura 1.2: Esquema representativo del ciclo sísmico, tomado de Rueg (1994) y modificado en este trabajo.

1.2. Modelo de Placa

El *Modelo de Placa* es un modelo mecánico que ha sido utilizado previamente por varios autores; Sieh *et al.* (1999), Kanda y Simons (2010), Peña (2014), Novoa (2015), Contreras *et al.* (2016), Vera (2016), Quiroga (2016), Herrera (2016), Molina (2017), el cual sirve para modelar el ciclo sísmico de manera unificada, al poder utilizar el mismo modelo para las fases *inter-sísmica*, *co-sísmica* y *post-sísmica*. Dicho modelo asume que el *slab-pull* es la fuerza motora principal del movimiento tectónico de las placas mediante dos zonas de deformación principales, una interfaz superior y otra inferior, con movimientos relativos de tipo inverso y normal respectivamente (Figura 1.13)

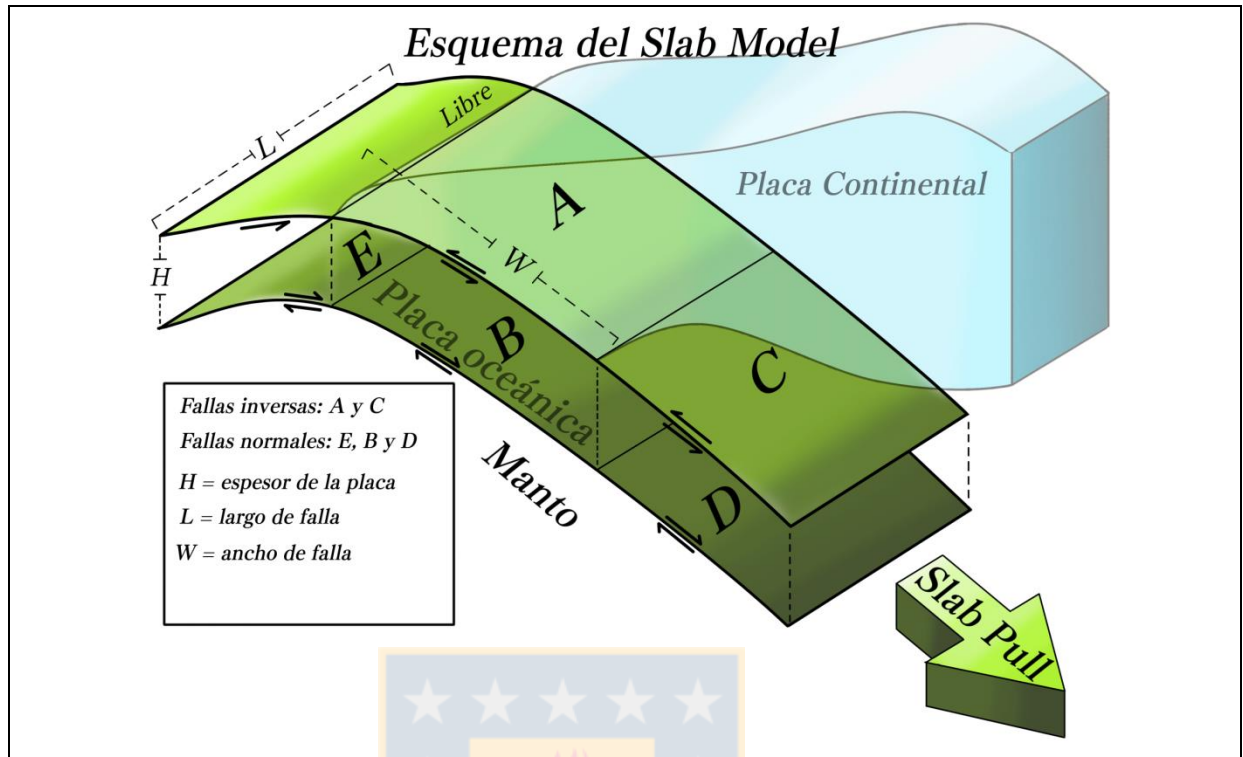


Figura 1.3: Esquema representativo del *Modelo de Placa*, apreciando una interfaz superior de tipo inversa (fallas A y C) y una interfaz inferior de tipo normal (fallas B, D y E)

La interfaz superior se subdivide en 2 fallas de carácter inverso (A y C) que marcan el límite entre la placa oceánica subductante con la placa continental sobreyacente; siendo la falla A una zona principalmente sismogénica, mientras que la falla C, una zona asísmica de mayor profundidad donde ambas placas se mueven desacopladas hasta profundidades que dejan de considerarse un movimiento mecánico. En la interfaz inferior se destacan 3 fallas (B, D y E), las que representan a los límites inferiores de la placa, en contacto con el manto. Las fallas B y D se hayan por debajo de las A y C respectivamente, mientras que la falla E representa el límite inferior de la placa, que aún no ha subductado y que tiene cierta influencia en la deformación superficial. Cabe destacar que en el modelo no existe un plano de falla sobre E, debido a que esa zona está en contacto neto con el océano y no posee fricción alguna, por ende, no provoca ningún tipo de deformación en la superficie, en otras palabras, es una zona libre.

Al asumir dichos parámetros, el modelo explica el ciclo sísmico de una manera más sencilla y realista. Los desplazamientos superficiales de la fase *inter-sísmica* son explicados por un aporte mayoritario de la interfaz inferior y un menor aporte de la interfaz superior, pues en parte, se

encuentra acoplada. Por lo tanto el movimiento principal es tipo normal, que produce deslizamientos en un sentido y dirección parecida a la convergencia de placas (hacia el E para el caso de Chile). Por otro lado la fase *co-sísmica* recibe un aporte mayoritario de la interfaz superior, y debido a su carácter inverso, los movimientos superficiales se opondrían al vector de convergencia de placas (hacia el W para el caso de Chile).

El *Modelo de Placa* tiene una base física de acuerdo al proceso de subducción por convergencia de placas aceptado por la Teoría de Placas Tectónicas, pues asume una convergencia lenta y constante debido a la subducción y que los deslizamientos observados en superficie son producidos por el aporte de las distintas profundidades de la zona de falla, la interface placa oceánica-continental e interface placa oceánica-manto, vale decir, todo el sistema se mueve como si fuera un solo bloque.

Un punto interesante a destacar es que si se considera el caso límite del modelo propuesto originalmente por Sieh et al. (1999), cuando el grosor de la zona frágil del *slab* tiende a cero, el resultado es el modelo de Savage. Esto también fue señalado por Kanda y Simons (2010). En otras palabras, el modelo de Sieh et al. (1999) es una generalización del modelo de Savage (1983) para una placa subductante con un grosor frágil y finito.

Cabe señalar que el modelo no considera las heterogeneidades en la litosfera, sin embargo de acuerdo a algunos autores la influencia de este factor es muy pequeña y puede ser ignorado (Thatcher & Rundle, 1979; Savage, 1987)

Los datos que se usarán en esta área de estudio son las soluciones de GNSS (Global Navigation Satellite System). Se denomina así, de forma genérica a los Sistemas de Navegación por Satélite que proporcionan un posicionamiento geoespacial con cobertura global, tanto de forma autónoma, como con sistemas de aumentación. Este sistema de navegación engloba al muy conocido GPS y a otros sistemas de navegación por satélite, como son GLONASS, GALILEO, BEIDOU entre otros.

1.3. Zona de estudio

El área de estudio comprende los 29-40° Latitud Sur y los 69-75° Longitud W, abarcando las áreas de ruptura del terremoto del Maule $M_w= 8.8$ 2010 y del terremoto de Illapel $M_w= 8.3$ 2015.

El terremoto del Maule ocurrió en la zona central de Chile, en un área que se extiende aproximadamente desde la Península de Arauco por el sur hasta el norte de Pichilemu, con coordenadas epicentrales de 36° 17' 23" S y 73° 14' 20" W, cubriendo unos 450 km de longitud en dirección prácticamente NS, por un ancho de unos 150 km (de acuerdo a lo publicado por el Servicio Sismológico Nacional). En este sitio la fosa se encuentra a unos 130 km desde la costa hacia el W.

Por otro lado el terremoto de Illapel ocurrió a 37 km al SW de la localidad de Canela Baja, Región de Coquimbo, con coordenadas epicentrales de 31° 38' 13,2" S y 71° 44' 27,6" W. Se estima que alcanzó una longitud de ruptura de unos 200-250 km.

En la tabla 1.1 se muestra un resumen de las coordenadas epicentrales, publicadas por el anterior Servicio Sismológico Nacional (SSN) y el actual Centro Sismológico Nacional (CSN)

Tabla 1.1: Coordenadas de los epicentros del terremoto del Maule y de Illapel.

Agencia	Terremoto	Tiempo origen	Latitud	Longitud	Profundidad (Km)	Magnitud
SSN (Chile)	Maule	6:34:08	-36,290	-73,239	30,1	8,8
CSN	Illapel	22:54:28	-31,553	-71,864	11,1	8,4

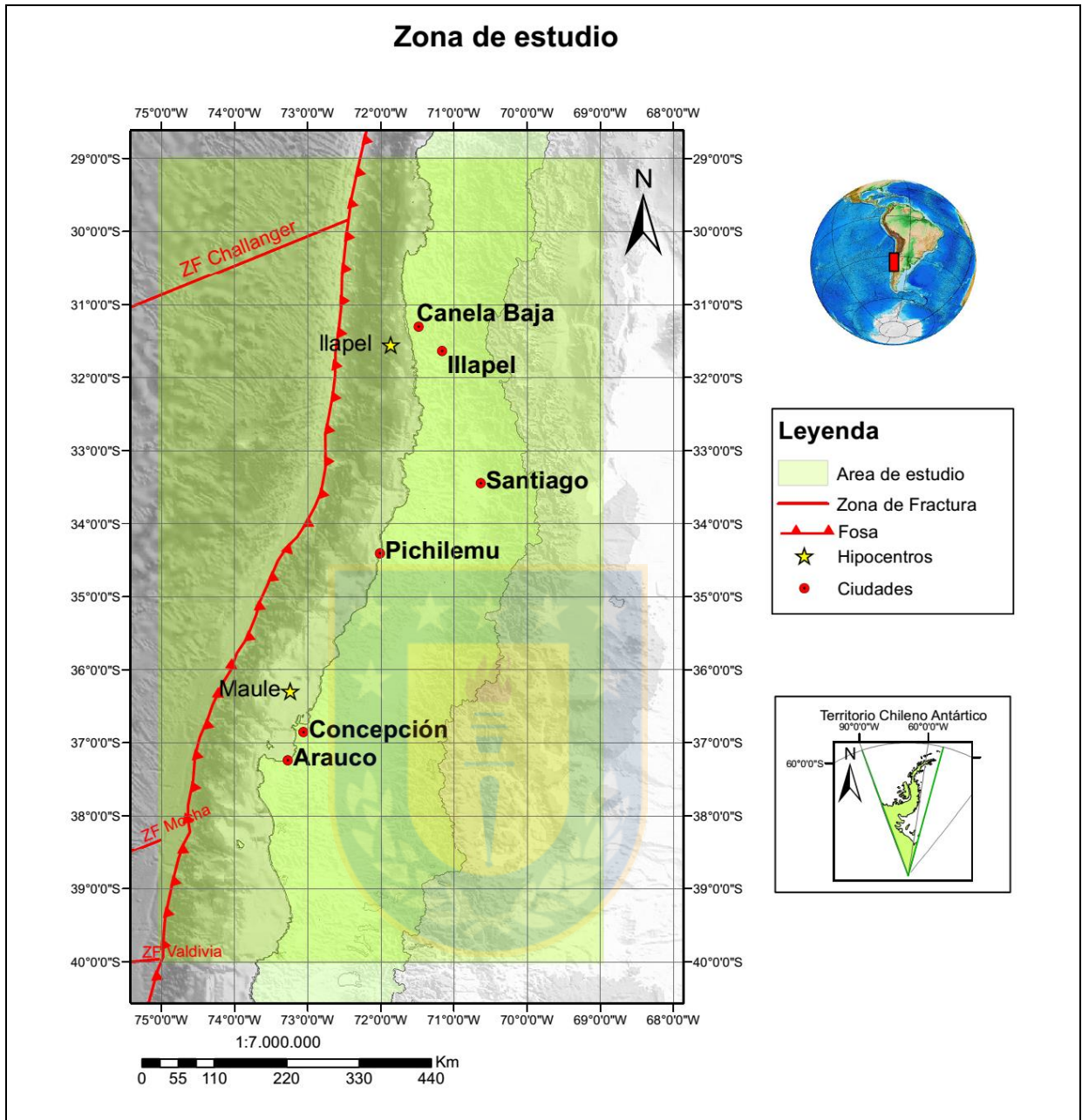


Figura 1.4: Mapa de la zona de estudio: abarca las áreas de ruptura tanto del terremoto de Maule y el de Illapel.

1.4. Objetivos

1.4.1. Objetivo General

El objetivo de esta memoria es analizar el comportamiento de la placa subductante.

1.4.2. Objetivos Específicos

- ❖ Generar mapas de deslizamiento *inter-sísmico*, *co-sísmico* y *post-sísmico* de los terremotos del Maule $M_w= 8,8$ 2010 y de Illapel $M_w= 8,3$ 2015 mediante el uso de soluciones de GNSS usando la inversión propuesta en el *Modelo de Placa*.
- ❖ Comparar los resultados de dicho modelo con otros modelos utilizados por autores como Delouis *et al.*, (2010), Moreno *et al.* (2010), Moreno *et al.* (2012), Lay *et al.* (2010), Lorito *et al.* (2011), Bedford *et al.* (2013), Lin *et al.* (2013), Grandin *et al.* (2016), Melgar *et al.* (2016), Okuwaki *et al.* (2016), Ruiz *et al.* (2016), Shrivastava *et al.* (2016), Tilmann *et al.* (2016), Melnick *et al.* (2017), entre otros.
- ❖ Fundamentar acerca de la importancia de la interfaz inferior en zonas de subducción y su relevancia para en el entendimiento actual de un ciclo sísmico.

1.5. Trabajos anteriores

A continuación se hará una breve descripción de los principales trabajos precedentes que tienen relación a los modelos generados en este trabajo:

1.5.1. Terremoto del Maule

Existen varias publicaciones que involucran al periodo *inter-sísmico* de la zona del Maule, como Barrientos (1994), Campos *et al.* (2002), Rueg *et al.* (2009), entre otros. Sin embargo este trabajo se enfoca en un modelo numérico, por lo que las publicaciones a considerar serán quienes tengan dicho modelo. En este caso, quienes abarcan el periodo *inter-sísmico* del terremoto del Maule, están representadas por las publicaciones de Moreno *et al.* (2010) y Lorito *et al.* (2011). El primer autor estudia la relación existente entre las fases *inter-sísmica* y *co-sísmica* comparando la distribución espacial entre las asperezas previas al terremoto del Maule con la distribución preliminar del deslizamiento *co-sísmico* (Figura 1.5-a). Tras ver la coincidencia de ambos, concluyen que el grado de acople es un factor importante en la ocurrencia de un próximo evento sísmico. Mientras que en el segundo trabajo, invierten datos tsunamigénicos y geodésicos para generar un modelo *co-sísmico* y compararlo con asperezas *inter-sísmicas* previamente establecidas por el autor anterior (Figura 1.5-b).

Por otra parte, existen varias publicaciones donde modelan la ruptura *co-sísmica* del terremoto, utilizando registros telesísmicos, datos de interferometría de superposición de ráfaga (InSAR), señales de Rayleigh, GNSS continuos y cambios en el nivel del suelo usando funciones de Green. Algunas de ellas, y consideradas en esta memoria, se pueden apreciar en la figura 1.6, tales como el trabajo de Vigny *et al.* (2011), que además elaboran un modelos *post-sísmico* tras 12 días después (Figura 1.6-a) y Lay *et al.* (2010) (Figura 1.6-b). Además, en la figura 1.7 se muestran los modelos de Delouis *et al.* (2010) (Figura 1.7-a) y de Bedford *et al.* (2013), quienes también realizaron un modelo de *afterslip* invirtiendo datos de GNSS en los primeros 420 días después del terremoto (Figura 1.7-b). Otros trabajos muy influyentes, fueron el de Moreno *et al.* (2012), quienes presentan una estimación aún más detallada de los deslizamientos superficiales que los expuesto en el 2010 y el de Lin *et al.* (2013), quienes realizan tanto modelos de deslizamiento *co-sísmico* y *post-sísmico* en los 488 días siguientes al terremoto, comparando sus resultados con autores como Lorito *et al.* (2011), Delouis *et al.* (2010), Moreno *et al.* (2010) y Vigny *et al.* (2011).



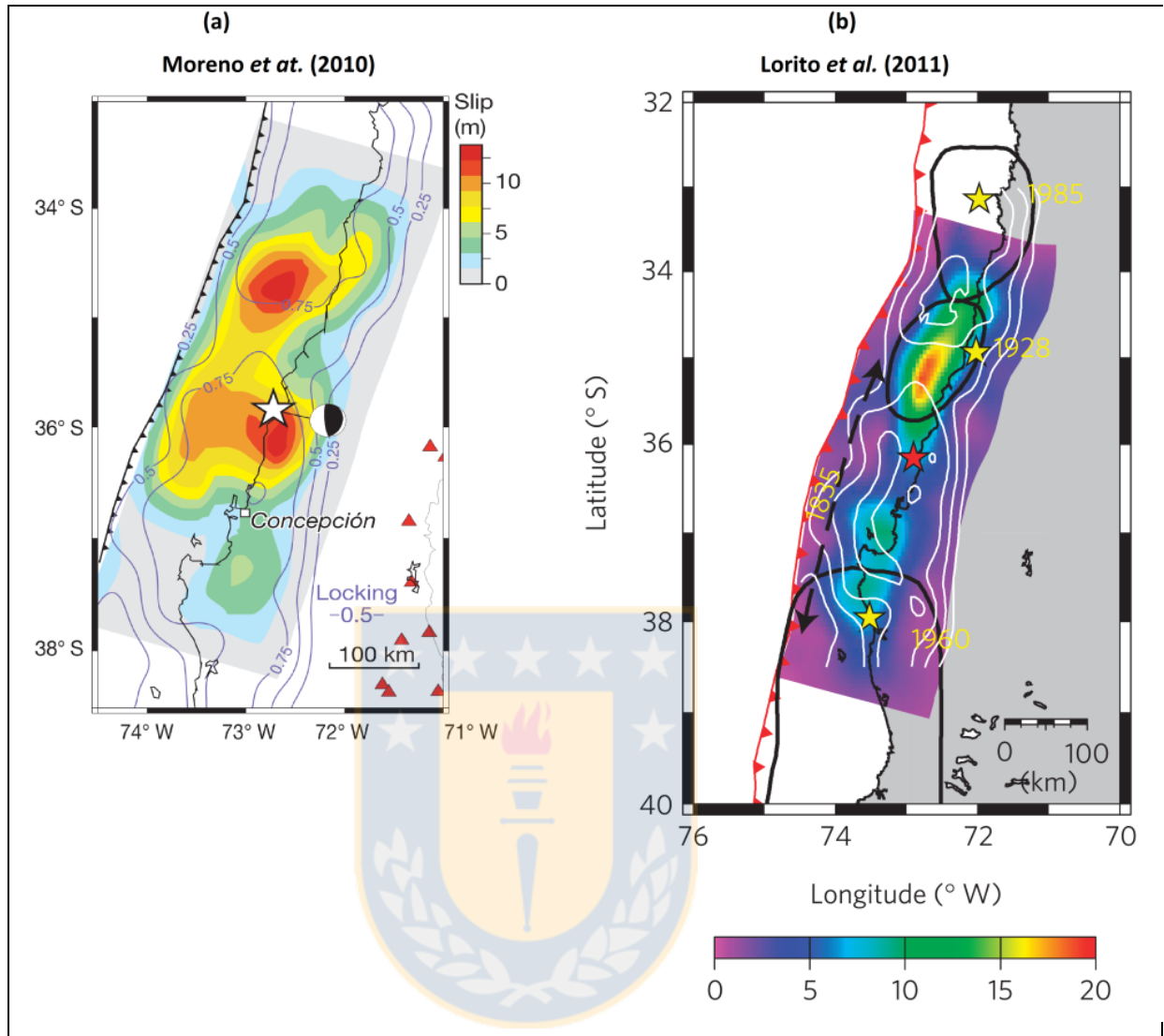


Figura 1.5: Comparación de modelos: **a)** Modelo tomado de Moreno *et al.* (2010): las isolíneas representan el acople *inter-sísmico* de su modelo, que a su vez están superpuestas en la distribución preliminar del desplazamiento *co-sísmico* del terremoto del Maule. **b)** Modelo del deslizamiento *co-sísmico* generado por Lorito *et al.* (2011). Los contornos blancos representan al modelo *inter-sísmico* de Moreno *et al.* (2010) mientras que los contornos negros son los *gap* sísmicos establecidos por Darwin.

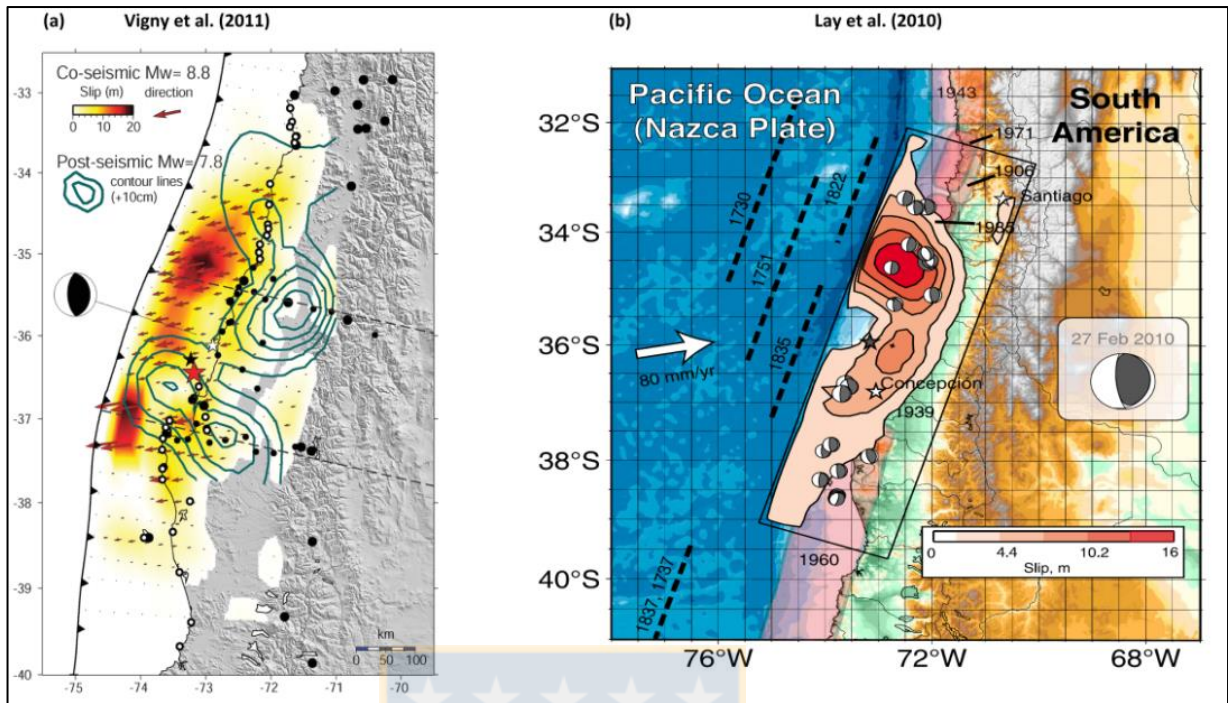


Figura 1.6: Comparación de modelos: **a)** Modelo de deslizamiento *co-sísmico* y *post-sísmico* de 12 días después del terremoto del Maule (Vigny et al., 2011). **b)** Modelo de deslizamiento *co-sísmico* (Lay et al., 2010).

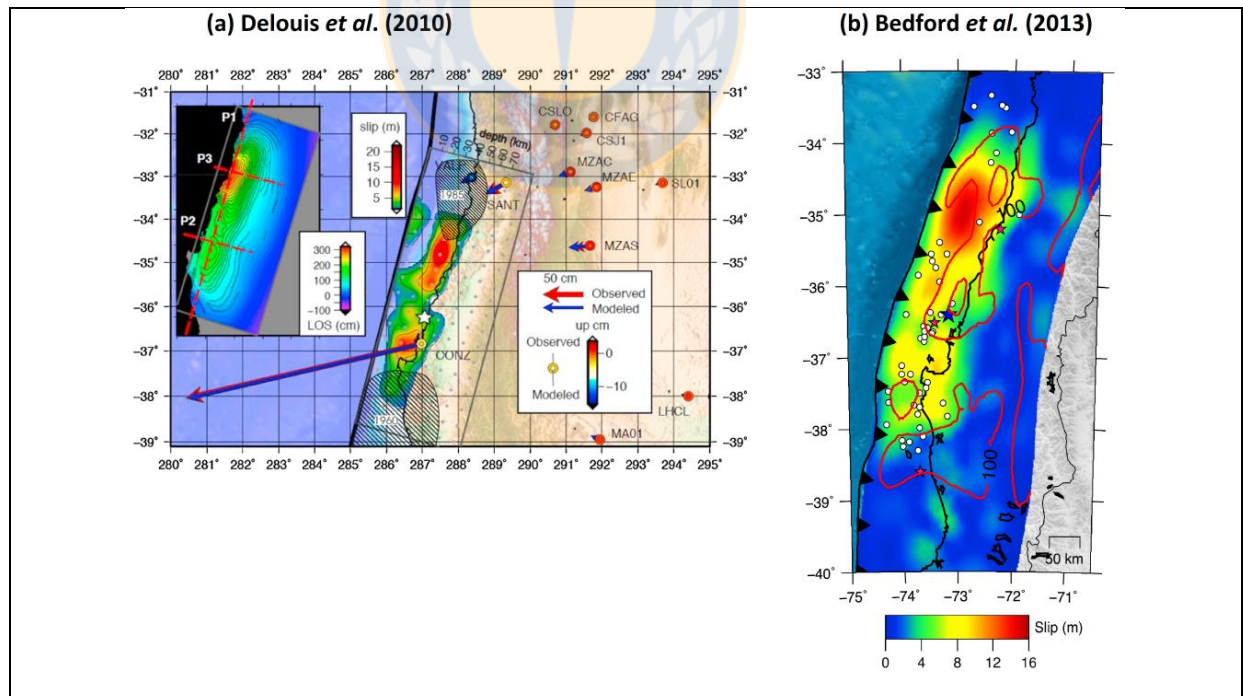


Figura 1.7: **a)** Modelo de distribución del deslizamiento *co-sísmico* usando registros telesísmicos, datos InSAR y GNSS de alta velocidad (HRGNSS) (Delouis et al., 2010). **b)** Modelo espacial del deslizamiento *co-sísmico*, superpuesto un modelo *post-sísmico* usando datos de GNSS de 420 días después del evento (Bedford et al., 2013).

1.5.2. Terremoto de Illapel

El ciclo sísmico del terremoto de Illapel fue estudiado y modelado por autores como Melnick *et al.* (2017), quienes realizan un modelo para el *inter-sísmico*, antes del 2010 y entre el 2010 y 2015. Proponiendo un periodo “super *inter-sísmico*” que pudo haber sido clave en lo que más adelante gatillaría el terremoto del Illapel (Figura 1.8).

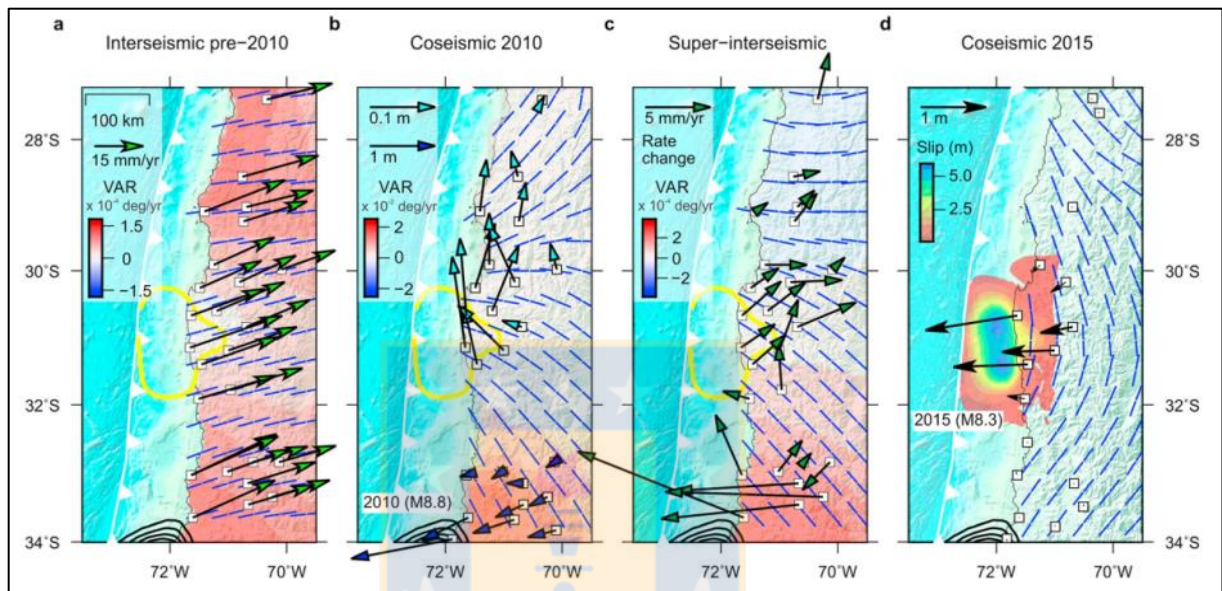


Figura 1.8: Mapas presentados por Melnick *et al.* (2017): **a)** Velocidades de estaciones GNSS anteriores al 2010. **b)** velocidades de estaciones GNSS durante el terremoto del Maule. **c)** vectores de velocidad entre el periodo 2010 y 2015. **d)** vectores de desplazamiento durante el terremoto de Illapel. El deslizamiento corresponde al modelo *co-sísmico* de Tilmann *et al.* (2016).

Por otra parte, el *co-sísmico* de Illapel fue modelado en diversos trabajos, usando datos de InSAR, observaciones de GNSS y ondas telesísmicas, como Grandin *et al.* (2016), obteniendo un deslizamiento máximo de unos 10 metros, Okuwaki *et al.* (2016) con un deslizamiento tope de 10,4 metros, Ruiz et al (2016) por otro lado, obtuvieron deslizamiento de alrededor de 8 metros, mientras que Tilmann *et al.* (2016) valoraron un deslizamiento máximo de 5 a 6 metros. Los anteriores trabajos son comparados en la publicación de Shrivastava *et al.* (2016) (Figura 1.9), quienes analizaron la deformación *co-sísmica* y la *post-sísmica* temprana del terremoto de Illapel (43 días después del evento), estimaron un máximo deslizamiento *co-sísmico* de aproximadamente 8 metros, mientras que el deslizamiento *post-sísmico* de 0,5 metros.

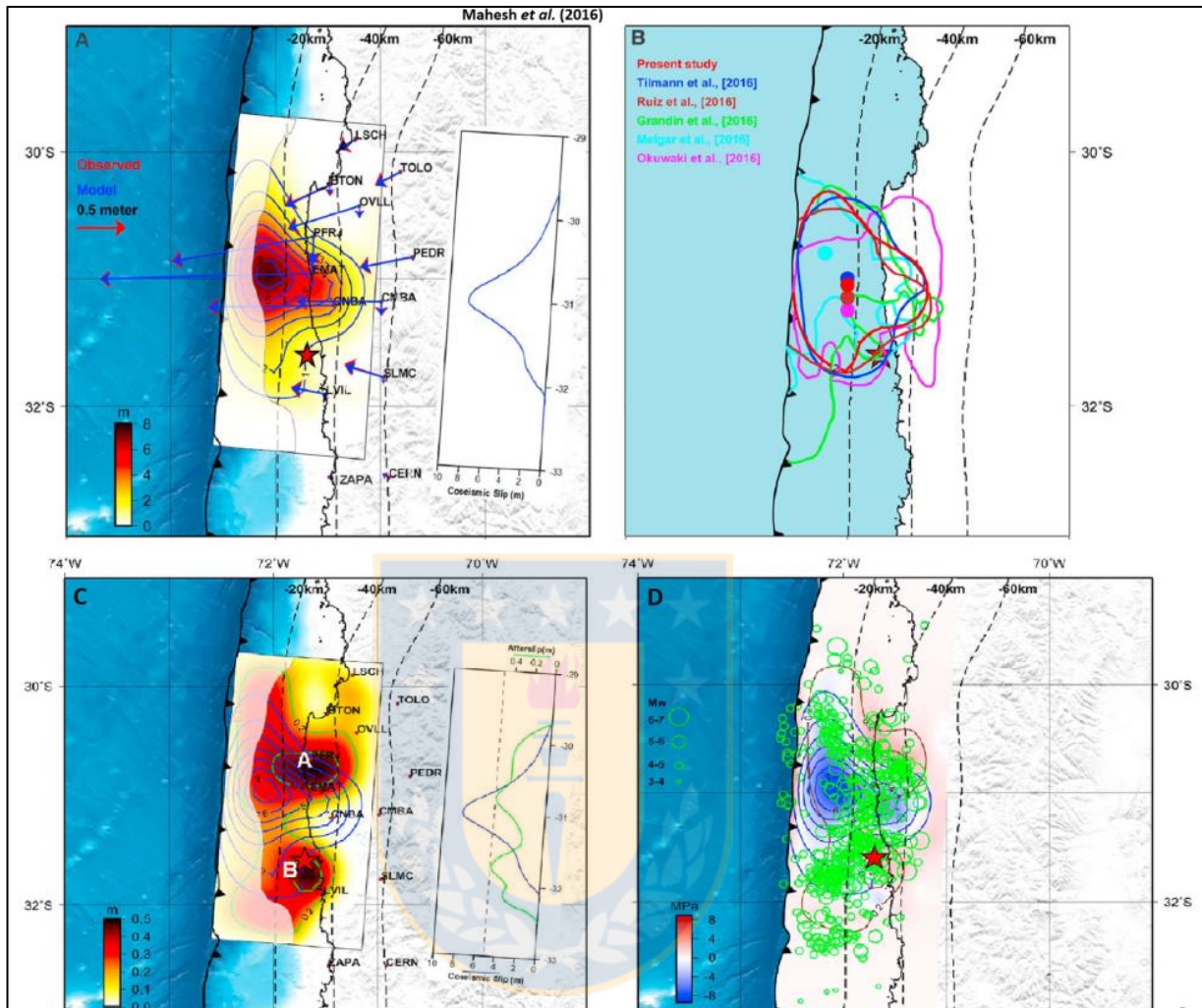


Figura 1.9: a) Modelo co-sísmico de Shrivastava *et al.* (2016). b) comparación del modelo de Shrivastava en contorno rojo con el de Tilmann *et al.* (2016) (contorno azul), Ruiz *et al.* (2016) (contorno naranja), Grandin *et al.* (2016) (contorno verde) y Okuwaki *et al.* (2016) (contorno púrpura). c) representa el modelo *post-sísmico* en contraste con su modelo *co-sísmico*. d) cambios en el *stress de coulomb* superpuesto al modelo *co-sísmico*. Los círculos verdes son replicas.

1.5.3. Doble zona de Wadati Benioff

Desde hace varios años que se ha planteado la idea de la existencia de una doble zona de Benioff (DZB) en distintas partes del mundo. Algunos trabajos que se han considerados en el presente trabajo, que avalan esta teoría son Hasegawa *et al.* (1978), quienes realizan un trabajo preliminar del tema, dando a conocer una zona específica en Japón de unos 200 km x 300 km que presenta una doble zona de sismicidad, paralela entre sí y separada a unos 30 a 40 km. Más adelante,

Cassidy y Waldhauser (2003) investigaron hipocentros en la placa Juan de Fuca, reubicando 108 sismos de profundidades de 40 a 65 km. Los resultados muestran una concentración de terremotos en la parte superior de la corteza oceánica y otra más profunda, entre la placa oceánica y el manto avalando la idea. Un año después, Rietbrock y Waldhauser (2004) realizan reubicaciones de alta precisión para sismos de profundidades intermedias (entre 80 – 130 km) debajo de los Andes centrales, revelando una zona doble de Wadati Benioff de unos ~9 km de espesor (Figura 1.10). Interpretando además, la presencia de fallas normales en zona inferior, debido a una posible deshidratación de minerales hidratados (principalmente eclogitas) durante la subducción, que aumentarían la presión de poros y disminuiría el estrés normal efectivo, conduciendo al fracturamiento.

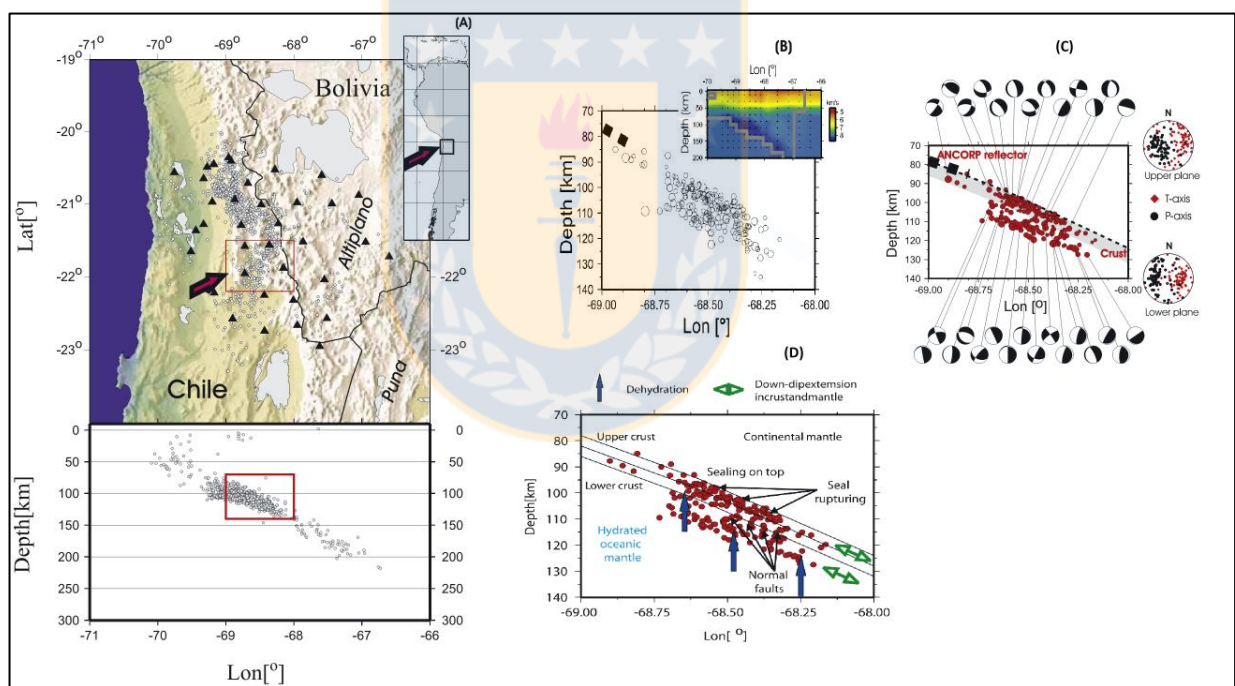


Figura 1.10: Resultados de Rietbrock y Waldhauser (2004): (a) Mapa de los Andes Centrales que muestra las estaciones sismológicas (triángulos negros) y los eventos sismológicos (puntos grises), que además, son ploteados en el perfil de abajo. (b) Señala los sismos elegidos manualmente con el tiempo de arribo de la onda S y P usando un modelo de velocidad 3-D (recuadro de arriba a la derecha). (c) Exhiben la reubicación de los sismos con sus respectivos mecanismos focales. Se observa la presencia de dos bandas sismogénicas separadas por 8 a 10 km. (d) perfil que muestra la interpretación de sus resultados; Corteza superior está intensamente fracturada, mientras que la zona inferior presenta fallas normales debido a la deshidratación de minerales.

Otro trabajo muy importante que fue considerado, es el hecho por Brudzinski *et al.* (2007), quienes intentan responder a la interrogante de si las DZBs se presentan de forma local o más bien prevalecen a lo largo de las zonas de subducción del mundo. Para esto, analizaron 16 zonas de subducción, las cuales variaba las edades de la placa entre 10 a 160 Ma. Y el *dip* entre 0° a 70°. Finalmente el estudio revela una separación de la DZB de todos los casos, que depende directamente de la edad de la placa; ~8km para edad de ~12 Ma. y ~30 km para ~160 Ma. Esto es interpretado como que la separación es inherente en las zonas de subducción (Figura 1.11). De este trabajo, se toma la profundidad “H”, utilizada en nuestra zona de estudio.

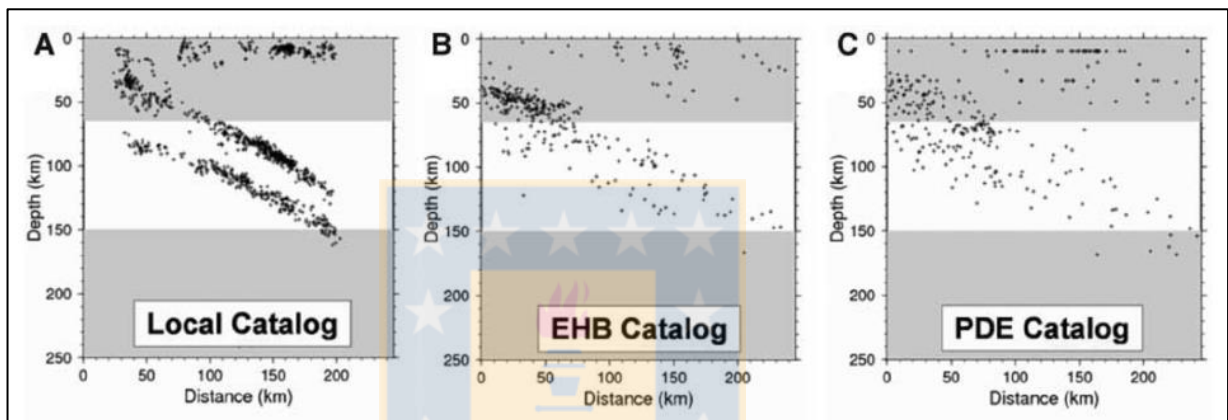


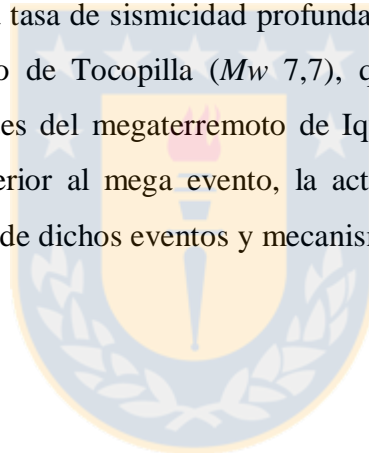
Figura 1.11: Resultados de Brudzinski *et al.* (2007) para el noreste de Japón, utilizando sismos con hipocentros reubicados. Las imágenes A, B y C poseen diferentes catálogos para la misma zona. Notar que en los 3 casos se puede apreciar una doble zona sísmogénica.

Otros de los trabajos que estudia este fenómeno, son el de Blosh *et al.* (2014), quienes detectaron una segunda zona sísmica tras analizar datos sísmicos en Iquique (latitud 21°S), ubicada a 20-25 km más profunda que la zona de Wadati Benioff y Contreras *et al.* (2016) que estudiaron la deformación intersísmica que precedió al terremoto Mw8.8 del Maule 2010 por medio de modelos de elementos finitos en dos dimensiones, testeando la influencia del espesor de la placa subductada.

También se han hecho varios trabajos de habilitación profesional, donde han utilizado directamente el *Modelo de Placa* en diferentes zonas y periodos del ciclo sísmico, tales como Peña (2014), quien realiza una inversión de datos de GNSS en el Sur de Chile, modelando además, el terremoto del Maule. Quiroga (2016) generó mapas de deslizamiento a lo largo de la zona de subducción de Cascadia en el período *inter-sísmico*. Vera (2016) determina la

distribución del deslizamiento *co-sísmico* del terremoto de Tohoku-Oki 9.1 M_w 2011 basados en registros de GNSS y Fase-W, mientras que Molina (2017) genera el modelo para la fase post-sísmica de este terremoto.

Finalmente, otro trabajo publicado recientemente, y que tiene relación directa con el objetivo planteado, es el de Jara *et al.* (2017), quienes analizan la relación entre sismos interplaca con sismicidad intraplaca, a profundidades intermedias, en el norte de Chile en un período de 25 años (1990-2015). Ellos sugieren que el terremoto intraplaca de Tarapaca 7,8 M_w 2005 tuvo un impacto importante en el campo de deformación, iniciando un periodo de 9 años de interacciones entre las interfaces superior e inferior, generando una disminución del acoplamiento entre las placas hasta provocar el terremoto de Iquique (M_w 8,1) el 2014, sugiriendo un fuerte vínculo entre la sismicidad profunda y superficial (intraslab e interplaca). El terremoto de Tarapaca desencadenó un aumento en la tasa de sismicidad profunda y superficial, posteriormente, a fines del 2007 ocurrió el terremoto de Tocopilla (M_w 7,7), que genera un alza en la sismicidad superficial. Luego, 4 años antes del megaterremoto de Iquique la tasa de sismicidad profunda aumenta, y finalmente, posterior al mega evento, la actividad en profundidad se normaliza, siendo casi nula. La ubicación de dichos eventos y mecanismos focales pueden ser observados en la Figura 1.12.



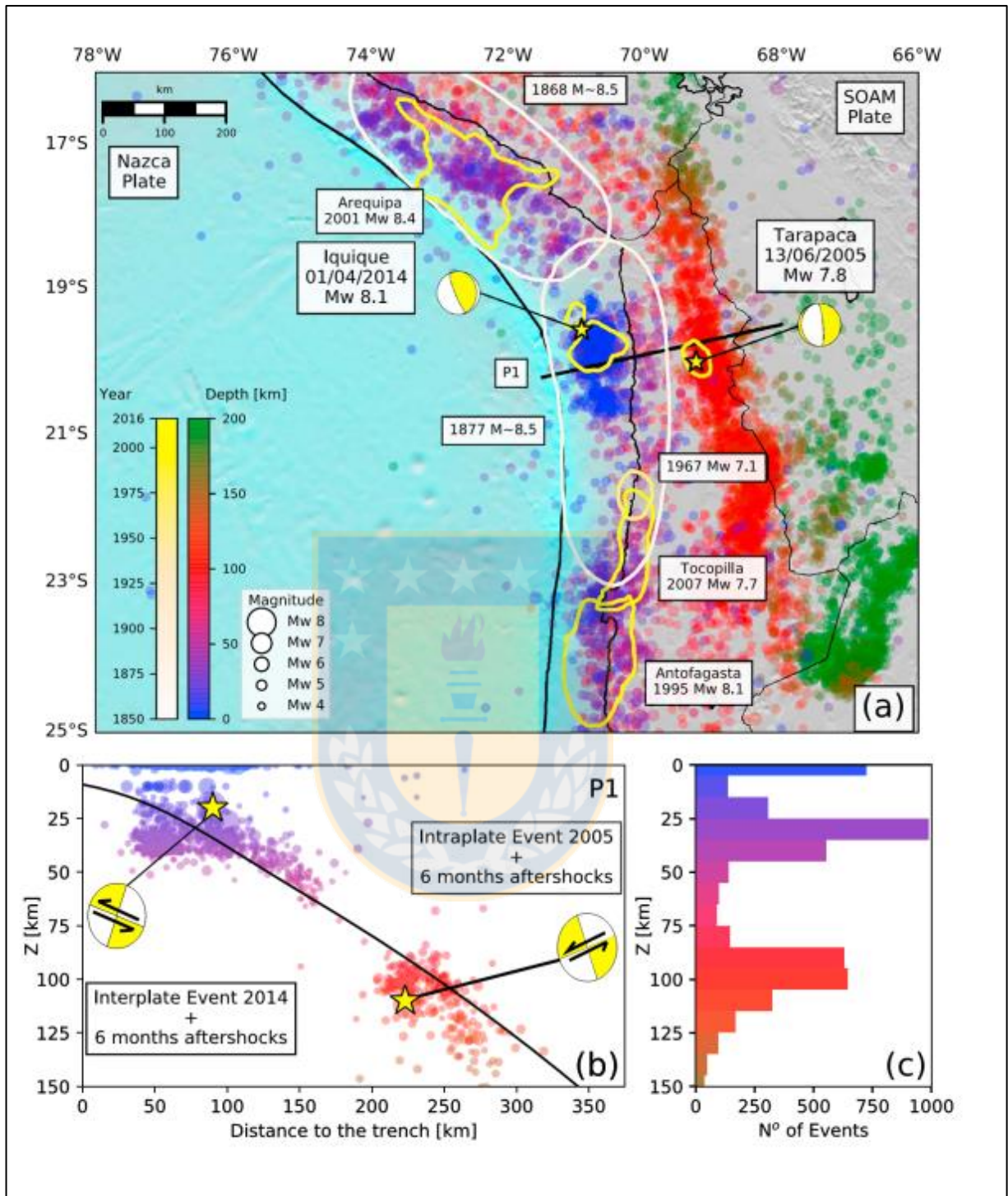


Figura 1.12: Mapa y perfil mostrando los sismos considerados en el estudio (azul a púrpura los eventos interplaca y en rojo los intraplaca) (Jara *et al.*, 2017)

1.6. Planteamiento del problema

Para analizar y entender de mejor manera el ciclo sísmico se elaboran modelos simples de dislocación elástica (EDMs) usando fallas finitas. Las técnicas para conseguir estos modelos consisten en relacionar los movimientos que ocurren en profundidad con su consecuencia en la superficie terrestre mediante el uso de las soluciones de GNSS (*Global Navigation Satellite System*), por ende, se puede inferir lo que está pasando en la interfaz de las placas tectónicas.

Uno de los modelos mecánicos más utilizados en la actualidad es el Back Slip Model (BSM) propuesto por Savage (1983), el cual plantea que el ciclo sísmico puede ser modelado usando una única interfaz de subducción inserta en un semi-espacio elástico por medio de dos soluciones, una estacionaria (*Steady state*) y otra suplementaria (*supplemental solution*), éstas describen el proceso de carga (*Strain Accumulation*) del período *inter-sísmico* (Figura 1.13). Con estas dos simples soluciones, el modelo obtiene un buen ajuste.

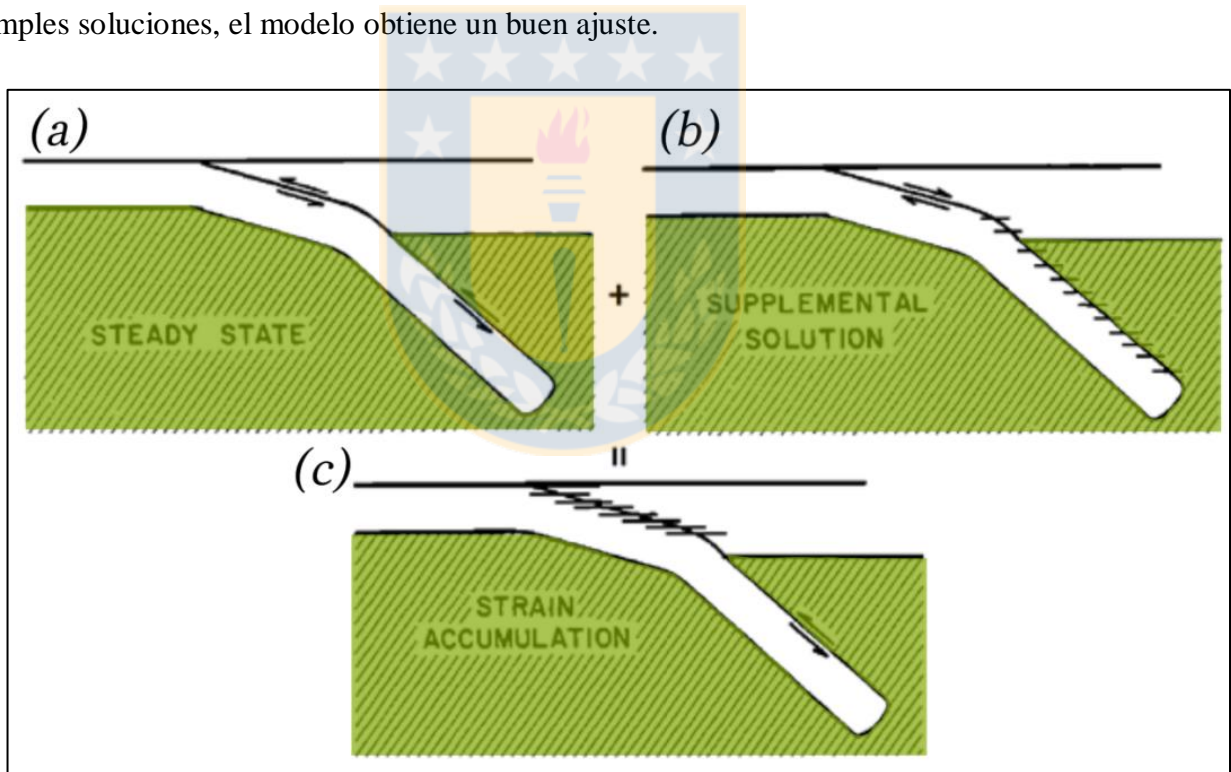


Figura 1.13: Los esquemas muestran las soluciones propuestas por Savage (1983) y modificadas en este trabajo, donde describe el ciclo sísmico. (a) Solución estacionaria (*Steady state*), mientras que (b) es la solución suplementaria (*Supplemental solution*). (c) Es la suma de las dos anteriores, describe el proceso de carga (*Strain accumulation*).

Sin embargo, a pesar de su frecuente uso, el modelo presenta una inconsistencia que hacen que carezca de una interpretación física apropiada, por ejemplo, al suponer que el *steady state* no

contribuye a la deformación en la superficie se asumiría que toda la acumulación de tensión es producto de un deslizamiento del tipo normal durante el periodo *inter-sísmico* que posteriormente es liberado en su totalidad durante el *co-sísmico* por un fallamiento inverso. Debido a esto no habría lugar para una deformación permanente a largo plazo en la superficie terrestre. Además plantea la existencia de un único plano de falla que describe un movimiento relativo de la placa superior con respecto a la inferior.

Por estas razones, en esta memoria de título se utilizará el modelo de *Modelo de Placa*, el cual, como se mencionó con anterioridad, al asumir ambas interfaces como fuente responsable del movimiento superficial, no sería necesario considerar una solución suplementaria que se opone al movimiento relativo durante el periodo *co-sísmico*, entonces, sería más bien una modificación del modelo propuesto por Savage (1983), basado Sieh *et al.* (1999).

1.7. Agradecimientos

Quiero aprovechar esta instancia para agradecer a mi profesor guía, Dr. Klaus Bataille, por su infinita paciencia, buena disposición y horas entregadas para responder todas mis inquietudes en la realización de esta memoria. Al Dr. Andrés Tassara por facilitarme material de trabajo clave, y como no, a las muchas instituciones y personas que han trabajado previamente las soluciones de GNSS y dejadas listas para ocuparse, como el Centro Sismológico Nacional, el Ecole Normale Supérieure (ENS), en Paris, Francia, el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile (DGF) y el GeoForschungs Zentrum (GFZ) de Potsdam, Alemania, y a autores como Juan Carlos Baez, Marcos Moreno, C. Vigny, entre muchos otros.

Me es imposible no reconocer el aporte hecho por muchos académicos y funcionarios del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción, que me han ayudado en diferentes aspectos durante toda mi formación profesional. Profesora Verónica Pineda, jamás olvidaré sus enseñanzas en los primeros años académicos, el profesor Oscar Figueroa, con quien tuve la fortuna de realizar 3 ayudantías, la profesora Verónica Oliveros con quien pude compartir como ayudante en uno de sus terrenos este año. Luis Vásquez (jamás te gustó que te llamen “Luchito”), no tengo palabras para describir tu desinterés por enseñar. Don Carlitos, Raúl, Iván y Mauri, sin ustedes el departamento no sería lo mismo. A todos ustedes, debo comunicarles que he preparado unas ilustraciones para despedirme y cerrar esta etapa en el departamento, las cuales se las haré llegar en un oportuno momento.

Quiero agradecer a mi familia, a mis padres; Leonardo y Alicia, por prestarme su apoyo y consejo, a mi hermana, mis tíos, abuelos y primos, que siempre han estado ahí, prestando apoyo y preocupación, sin esperar nada a cambio, ustedes han sido un pilar fundamental durante mi crecimiento y sin duda alguna, sin ustedes, yo no estaría aquí.

Finalmente, quiero agradecer a mis amigos y amigas, la familia que uno elige, por todos esos buenos momentos que hemos pasado y que sin duda, de alguna manera han influenciado en el camino que he elegido. Hun, eres un gran amigo, espero disfrutes mucho esta nueva etapa como padre. A mis amigos de la infancia, algunos con más de 20 años de amistad, Coté, Franco, Robert, Bruno, espero mantengamos esa amistad por mucho más. Feña, Daniel, Francisco y Pablo, los recuerdo con mucho cariño, gracias por formar parte en mi primera etapa de la vida. A quienes conocí en la universidad, Eric, Ernesto, Gus, Emma, Bena, Álvaro, Pola, Caro, Roy, realmente aprecio mucho el tiempo que pasamos juntos. Todas esas salidas y juntas fueron realmente enriquecedoras. Polilla, siempre recordaré aquel terreno y los muchos entrenamientos de Tela. Carito, mis dibujos pasaron a la historia gracias a tus cuadernos, fue mi plan desde el principio. A todos los miembros de “Movimiento Tela Chile” y “The MasterGym”, fue un agrado conocerlos en éste último año, espero pueda volver a verlos a futuro. Finalmente, Eli, ya lo dijiste: *"Baby steps to giant strides... because we were born with nothing, we can become anything"*, un gran abrazo y saludo a la distancia.

2. MARCO TEÓRICO

2.1. Geometría de falla finita

El modelo *Modelo de Placa* utiliza datos de una geometría de falla, que posteriormente será utilizada en la inversión.

La orientación de la geometría de la falla es descrita de modo que el eje x_1 esté en la dirección del rumbo, x_2 sea perpendicular a éste y x_3 perpendicular a los otros 3 en la dirección del manteo o *dip* (Figura 2.1).

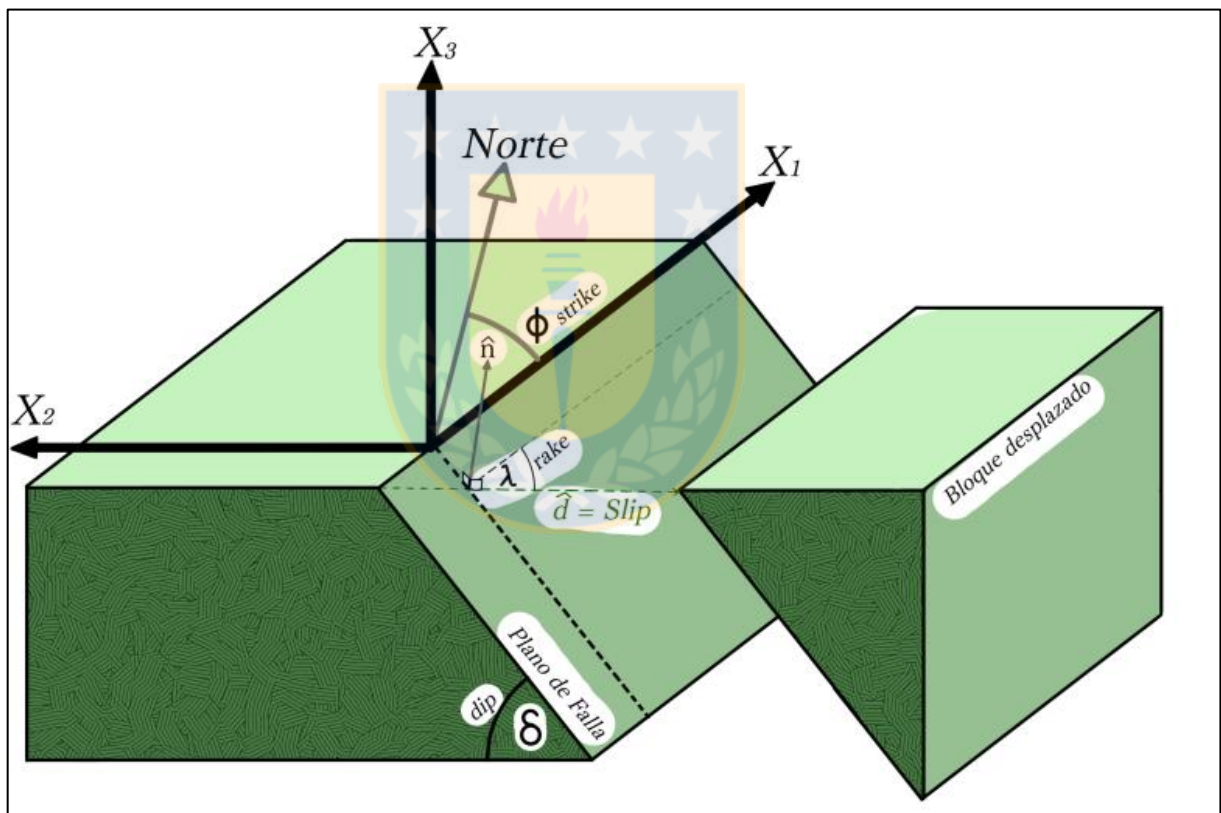


Figura 2.1: Plano de falla con sus parámetros geométricos.

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

- ❖ \hat{n} , vector normal al plano de falla.
- ❖ \hat{d} , vector de deslizamiento o *slip* del bloque superior con respecto al bloque inferior.

- ❖ ϕ , rumbo o *strike* de la falla (0-360°).
- ❖ δ , manteo, *dip* o ángulo de inclinación de la falla (0-90°).
- ❖ λ , *rake* o ángulo de deslizamiento del bloque superior respecto al bloque inferior, se encuentra en el plano de falla entre el rumbo y \hat{d} (0-360°)

2.2. Soluciones de Okada (1985)

Para comprender de mejor manera el proceso físico detrás del campo de desplazamientos y deformaciones, y establecer de forma adecuada una metodología de inversión, es necesario describir la ecuación básica de la Teoría de Dislocación Elástica, partiendo por la ecuación del 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 $\rho = \rho(\vec{x})$ es la densidad del medio, t el tiempo, $u_i = u_i(\vec{x}, t)$ es la i -ésima componente del desplazamiento observado, $f_i = f_i(\vec{x}, t)$ es la i -ésima componente de las fuerzas de cuerpo por unidad de volumen, x_i es la i -ésima componente de la posición y es el τ_{ij} tensor de esfuerzos internos del material.

El tensor de esfuerzo (τ_{ij}), en un medio elástico, se puede relacionar con el tensor de deformación (ϵ_{pq}) por medio de la siguiente ecuación:

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

El tensor de deformación se define como:

$$\epsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (2.3)$$

Donde para un medio isótropo y homogéneo, el tensor de Elasticidad o Rigidez (C_{ijkl}) está relacionado linealmente por las ecuaciones de Lamé-Hooke; destacan sus parámetros λ y μ rigidez y el módulo de elasticidad respectivamente. Las cuales caracterizan el comportamiento de un sólido elástico lineal y se relacionan por medio de la siguiente ecuación:

$$C_{ijkl} = \lambda \delta_{ij} \delta_{kl} + \mu (\delta_{ik} \delta_{jl} + \delta_{il} \delta_{jk}) \quad (2.4)$$

Donde (δ_{ij}) es el delta de Kronecker. Por ende, la ecuación del movimiento queda:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = f_i + (\lambda + \mu) \frac{\partial^2 u_j}{\partial x_j \partial x_i} + \mu \frac{\partial^2 u_i}{\partial x_j^2} \quad (2.5)$$

Esta ecuación fue resuelta por Steketee (1958), para un caso estático, en un campo de desplazamiento $u_i(x_1, x_2, x_3)$ debido a una dislocación $\Delta u_j(\zeta_1, \zeta_2, \zeta_3)$ a través de una superficie Σ en un semi-espacio elástico de la forma: ∂u_i^n

$$u_i = \frac{1}{F} \iint_{\Sigma} \Delta u_j \left[\lambda \delta_{jk} \frac{\partial u_i^n}{\partial \xi_k} + \mu \left(\frac{\partial u_i^j}{\partial \xi_k} + \frac{\partial u_i^k}{\partial \xi_j} \right) \right] v_{kd} \Sigma \quad (2.6)$$

Posteriormente, Okada en 1985 describe el desplazamiento en superficie obtenido cuando ocurre un movimiento en profundidad debido a una dislocación elástica, asumiendo que el movimiento se desplaza en un semi-espacio elástico homogéneo, tanto para una fuente puntual como para un plano finito rectangular (Figura 2.2), considerando así la ruptura de un área producto de un terremoto o de una falla en particular.

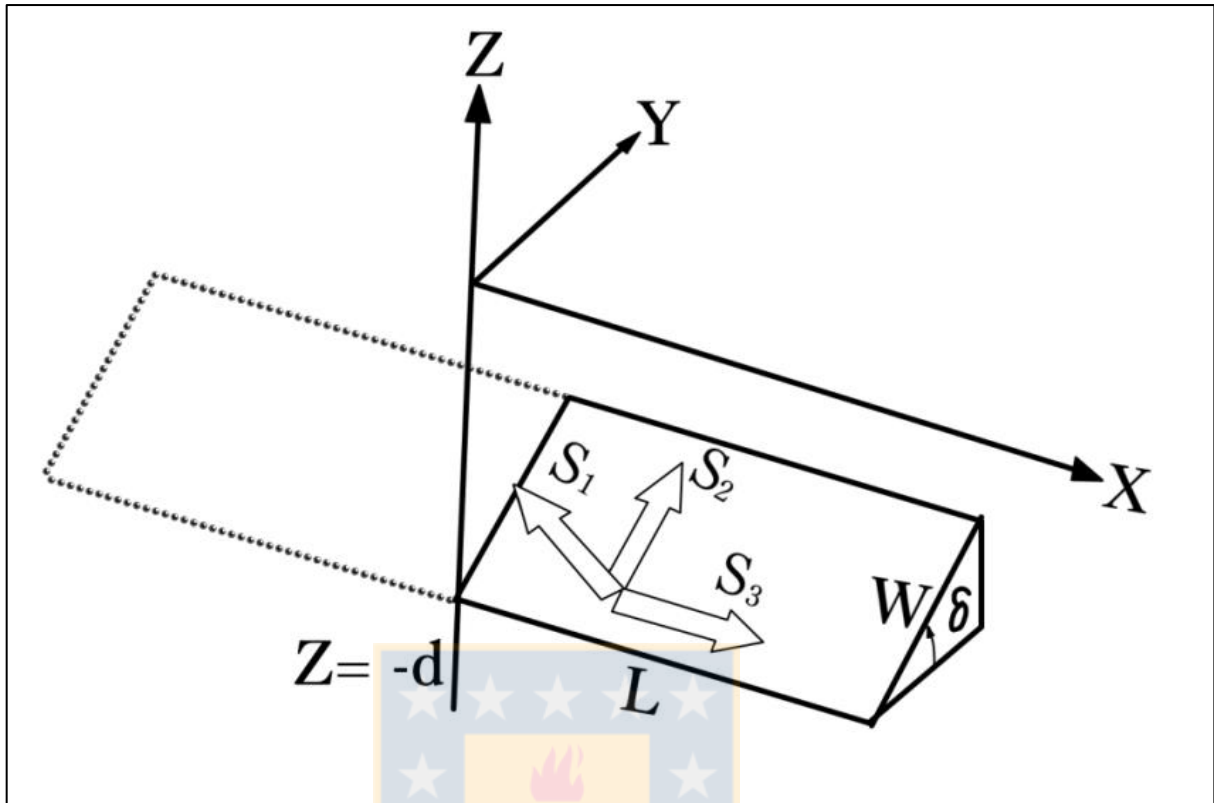


Figura 2.2: Modelo de una fuente finita y rectangular propuesto por Okada (1985) y modificado en este trabajo: S_1, S_2 y S_3 son las dislocaciones elementales en las tres direcciones del espacio, correspondientes a un bloque superior respecto al inferior.

La geometría de una falla finita es determinada por los parámetros de longitud L , ancho W , profundidad d , desplazamiento S en las tres direcciones de un espacio tridimensional. El campo de deformación puede ser calculado tomando en cuenta las siguientes consideraciones: Utilizar: $(x - \xi')$, $(y - \eta' \cos \delta)$ y $(d - \eta' \sin \delta)$ en lugar de x , y y d , en las soluciones para una fuente puntual (Okada, 1985), además de realizar la siguiente integral:

$$\int_0^L d\xi' \int_0^W d\eta' \} \quad (2.6)$$

De esta manera, acorde a la metodología en Sato y Matsu'ura (1974) resulta favorable realizar un cambio de variables:

$$\left. \begin{aligned} \xi &= x - \xi' \\ p - \eta' &= \eta \end{aligned} \right\} \quad (2.7)$$

Por lo tanto la nueva ecuación a resolver es:

$$\int_x^{x-L} d\xi' \int_p^{p-W} d\eta' \quad (2.8)$$

Para presentar los resultados de una manera más compacta, se utiliza la notación de Chinery para una falla de largo $2L$, descrita como:

$$f(\xi, \eta)_{||} = f(x + L, p) - f(x + L, p - W) - f(x - L, p) + f(x - L, p - W) \quad (2.9)$$

P es un cambio de variable ($p = y \cos \delta + d \sin \delta$). De esta manera se puede describir el campo de deformación superficial (u_x, u_y, u_z) dependiendo de las componentes de rumbo y dirección del manto (S_1 y S_2).

El deslizamiento superficial en dirección hacia el rumbo (S_1):

$$\left. \begin{aligned} u_{xs} &= -\frac{S_1}{2\pi} \left[\frac{\xi q}{R(R + \xi)} + \tan^{-1} \frac{\xi \eta}{qR} - I_1 \sin \delta \right]_{||} \\ u_{ys} &= -\frac{S_1}{2\pi} \left[\frac{\tilde{y}q}{R(R + \xi)} + \frac{q \cos \delta}{R + \eta} - I_2 \sin \delta \right]_{||} \\ u_{zs} &= -\frac{S_1}{2\pi} \left[\frac{\tilde{d}q}{R(R + \xi)} + \frac{q \sin \delta}{R + \eta} - I_4 \sin \delta \right]_{||} \end{aligned} \right\} \quad (2.10)$$

El deslizamiento superficial en dirección hacia el manto (S_2):

$$\left. \begin{aligned} u_{xd} &= -\frac{S_2}{2\pi} \left[\frac{q}{R} - I_3 \sin \delta \cos \delta \right] \\ u_{yd} &= -\frac{S_2}{2\pi} \left[\frac{\tilde{y}q}{R(R+\xi)} + \cos \delta \tan^{-1} \frac{\xi\eta}{qR} - I_1 \sin \delta \cos \delta \right] \\ u_{zd} &= -\frac{S_2}{2\pi} \left[\frac{\tilde{d}q}{R(R+\xi)} + \cos \delta \tan^{-1} \frac{\xi\eta}{qR} - I_5 \sin \delta \cos \delta \right] \end{aligned} \right\} \quad (2.11)$$

Donde:

$$\left. \begin{aligned} I_1 &= \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[\frac{-1}{\cos \delta R + \bar{d}} \frac{\xi}{\bar{d}} \right] - \frac{\sin \delta}{\cos \delta} I_5 \\ I_2 &= \frac{\mu}{\lambda + \mu} [-\ln(R + \eta)] - I_3 \\ I_3 &= \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[\frac{1}{\cos \delta R + \bar{d}} \frac{\tilde{y}}{\bar{d}} - \ln(R + \eta) \right] - \frac{\sin \delta}{\cos \delta} I_4 \\ I_4 &= \frac{\mu}{\lambda + \mu \cos \delta} \frac{-1}{\cos \delta} [\ln(R + \bar{d} - \sin \delta \ln(R + \eta))] - \frac{\sin \delta}{\cos \delta} I_4 \\ I_5 &= \frac{\mu}{\lambda + \mu \cos \delta} \frac{2}{\cos \delta} \tan^{-1} \left(\frac{\eta(X + q \cos \delta) + X(R + X) \sin \delta}{\xi(R + X) \cos \delta} \right) \end{aligned} \right\} \quad (2.12)$$

y

$$\left. \begin{aligned} p &= y \cos \delta + d \sin \delta \\ q &= y \sin \delta - d \cos \delta \\ \tilde{y} &= \eta \cos \delta + q \sin \delta \\ \tilde{d} &= \eta \sin \delta - q \cos \delta \\ R^2 &= \xi^2 + \eta^2 + q^2 = \xi^2 + \tilde{y}^2 + \bar{d}^2 \\ X^2 &= \xi^2 + q^2 \end{aligned} \right\} \quad (2.13)$$

Esto significa que el campo de deformaciones en superficie debido a una dislocación $S(S_1, S_2)$ se puede definir como:

$$u_{(xS, yS, zS, xd, yd, zd)} = f(x, y, z, W, L, \delta, \lambda, \phi, S) \quad (2.14)$$

Sin embargo, resulta más útil obtener directamente el deslizamiento neto de la falla, el cuál resultaría ser un producto tanto de contribuciones del movimiento en el sentido del rumbo (S_1) y del manto (S_2). Por lo tanto el vector del deslizamiento $S(S_1, S_2)$ se reescribirá como:

$$\left. \begin{aligned} S_1 &= S \cos \lambda \\ S_2 &= S \sin \lambda \end{aligned} \right\} \quad (2.15)$$

Siendo λ el ángulo de deslizamiento o *rake*.

Por lo tanto las ecuaciones (2.11) y (2.12) pueden ser reescritas. De esta manera, los desplazamientos en superficie provocados por deslizamientos en la dirección del rumbo son:

$$\left. \begin{aligned} u_{xs} &= -\frac{S \cos \lambda}{2\pi} \left[\frac{\xi q}{R(R + \xi)} + \tan^{-1} \frac{\xi \eta}{qR} - I_1 \sin \delta \right] \\ u_{ys} &= -\frac{S \cos \lambda}{2\pi} \left[\frac{\tilde{y}q}{R(R + \xi)} + \frac{q \cos \delta}{R + \eta} - I_2 \sin \delta \right] \\ u_{zs} &= -\frac{S \cos \lambda}{2\pi} \left[\frac{\bar{d}q}{R(R + \xi)} + \frac{q \sin \delta}{R + \eta} - I_4 \sin \delta \right] \end{aligned} \right\} \quad (2.16)$$

y los desplazamientos generados debido a deslizamientos en la dirección del manto son:

$$\left. \begin{aligned} u_{xd} &= -\frac{S \sin \lambda}{2\pi} \left[\frac{q}{R} - I_3 \sin \delta \cos \delta \right] \\ u_{yd} &= -\frac{S \sin \lambda}{2\pi} \left[\frac{\tilde{y}q}{R(R + \xi)} + \cos \delta \tan^{-1} \frac{\xi \eta}{qR} - I_1 \sin \delta \cos \delta \right] \\ u_{zd} &= -\frac{S \sin \lambda}{2\pi} \left[\frac{\bar{d}q}{R(R + \xi)} + \cos \delta \tan^{-1} \frac{\xi \eta}{qR} - I_5 \sin \delta \cos \delta \right] \end{aligned} \right\} \quad (2.17)$$

Las ecuaciones anteriores indican una descripción geométrica dependiente de la falla en estudio, independiente del desplazamiento neto existente. Estas pueden ser reescritas de tal forma que evalúen la respuesta del medio producto de un desplazamiento neto:

$$\left. \begin{aligned}
Qu_{xs}(\varepsilon, \eta) &= -\frac{\cos \lambda}{2\pi} \left[\frac{\xi q}{R(R + \xi)} + \tan^{-1} \frac{\xi \eta}{qR} - I_1 \sin \delta \right] \\
Qu_{ys}(\varepsilon, \eta) &= -\frac{\cos \lambda}{2\pi} \left[\frac{\tilde{y}q}{R(R + \xi)} + \frac{q \cos \delta}{R + \eta} - I_2 \sin \delta \right] \\
Qu_{zs}(\varepsilon, \eta) &= -\frac{\cos \lambda}{2\pi} \left[\frac{\bar{d}q}{R(R + \xi)} + \frac{q \sin \delta}{R + \eta} - I_4 \sin \delta \right] \\
Qu_{xd(\varepsilon, \eta)} &= -\frac{\sin \lambda}{2\pi} \left[\frac{q}{R} - I_3 \sin \delta \cos \delta \right] \\
Qu_{yd(\varepsilon, \eta)} &= -\frac{\sin \lambda}{2\pi} \left[\frac{\tilde{y}q}{R(R + \xi)} + \cos \delta \tan^{-1} \frac{\xi \eta}{qR} - I_1 \sin \delta \cos \delta \right] \\
Qu_{zd(\varepsilon, \eta)} &= -\frac{\sin \lambda}{2\pi} \left[\frac{\bar{d}q}{R(R + \xi)} + \cos \delta \tan^{-1} \frac{\xi \eta}{qR} - I_5 \sin \delta \cos \delta \right]
\end{aligned} \right\} \quad (2.18)$$

Donde $Qu_{i,s,d}(\varepsilon, \eta)$ representa la caracterización geométrica de la falla en las diferentes componentes (i) de los desplazamientos en superficie.

En efecto, para representar el desplazamiento neto en solo 3 componentes (u_x, u_y, u_z), estas pueden ser consideradas como la suma entre los desplazamientos del manto (*dip*) y de rumbo (*strike*) para cada una de las componentes:

$$\left. \begin{aligned}
u_x &= Qu_{xd}(\varepsilon, \eta) + Qu_{xs}(\varepsilon, \eta) \\
u_y &= Qu_{yd}(\varepsilon, \eta) + Qu_{ys}(\varepsilon, \eta) \\
u_z &= Qu_{zd}(\varepsilon, \eta) + Qu_{zs}(\varepsilon, \eta)
\end{aligned} \right\} \quad (2.19)$$

Las coordenadas de Okada del campo de deformación superficial (u_x, u_y, u_z) tienen su propio sistema de referencia, diferente al sistema de coordenadas geográfico (GCS) usado actualmente, por ende, se pueden proyectar al GCS (u_n, u_e) mediante una rotación de todo el sistema de referencia (Figura 2.3), en función del rumbo y del manto:

$$\left. \begin{aligned}
U_e &= u_x \sin \phi - u_y \cos \phi \\
U_n &= u_x \cos \phi + u_y \sin \phi \\
U_z &= u_z
\end{aligned} \right\} \quad (2.20)$$

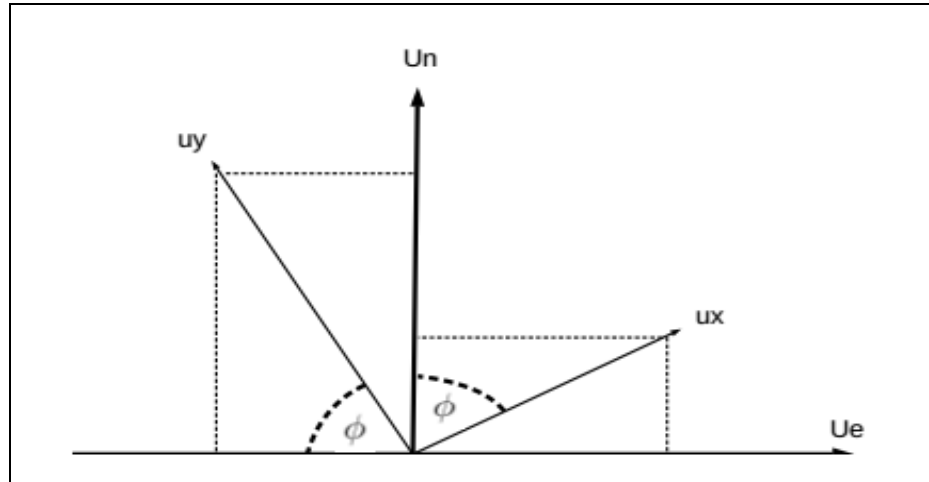


Figura 2.3: Se puede apreciar la rotación de los ejes del sistema de referencia propuesto por Okada (1985), respecto al rumbo (strike), hasta el marco de referencia este y norte.

En la figura 2.4 se puede apreciar de una manera más gráfica el cambio de coordenadas de Okada hacia el GCS.

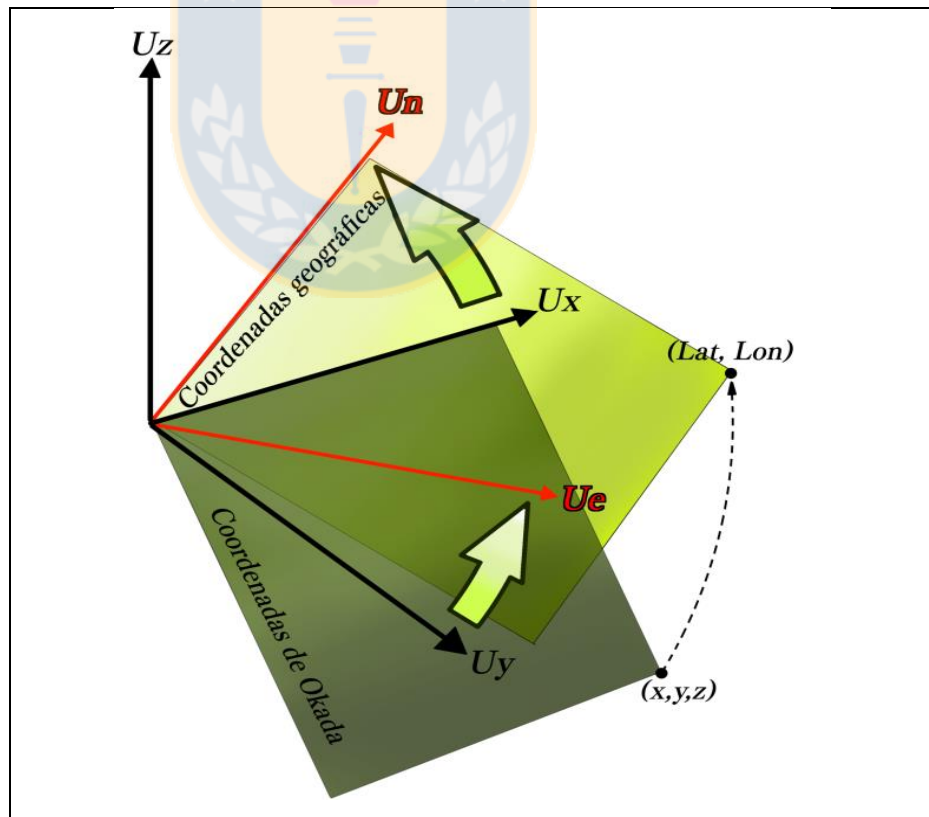


Figura 2.4: Esquema en 3 dimensiones, donde se aprecia más gráficamente la rotación de sistemas de referencias desde el propuesto por Okada (1985) hacia los ejes este y norte

Luego, al aplicar lo expuesto en el enunciado (2.21) a los desplazamientos netos mostrados en (2.20), es posible resumir las expresiones de la siguiente manera:

$$\left. \begin{aligned} U_e &= \left[(Qu_{xd}(\varepsilon, \eta) + Qu_{xs}(\varepsilon, \eta)) \sin \phi - (Qu_{yd}(\varepsilon, \eta) + Qu_{ys}(\varepsilon, \eta)) \cos \phi \right] S \\ U_n &= \left[(Qu_{xd}(\varepsilon, \eta) + Qu_{xs}(\varepsilon, \eta)) \cos \phi + (Qu_{yd}(\varepsilon, \eta) + Qu_{ys}(\varepsilon, \eta)) \sin \phi \right] S \\ U_z &= [Qu_{zd}(\varepsilon, \eta) + Qu_{zs}(\varepsilon, \eta)] S \end{aligned} \right\} \quad (2.21)$$

Para efectos prácticos, la expresión se puede resumir aún más como la multiplicación entre el deslizamiento neto y su caracterización geométrica:

$$\left. \begin{aligned} U_e &= Q_e S \\ U_n &= Q_n S \\ U_z &= Q_z S \end{aligned} \right\} \quad (2.22)$$

Donde Q indica la caracterización geométrica de la falla en cuestión ($Q = f_{Okada}(x, y, z, W, L, \delta, \lambda, \phi)$) mientras que S denota el deslizamiento neto ($S = S(S_1, S_2)$).

Por lo tanto la expresión (2.15) queda de la siguiente manera, de igual manera como la notación descrita por anteriores autores (Peña (2014), Novoa (2015), Vera (2016), Molina (2017)):

$$U_e, U_n, U_z = f_{Okada}(x, y, z, W, L, \delta, \lambda, \phi) \cdot S(S_1, S_2) \quad (2.23)$$

Para escribir las expresiones (2.23) y (2.24) de una forma más explicativa, se resumirán mediante el uso de una matriz, por medio de la cual se puede deducir explícitamente las ecuaciones que posteriormente serán invertidas:

$$\begin{pmatrix} U_e(1) \\ U_e(2) \\ \vdots \\ U_e(m) \\ U_n(1) \\ U_n(2) \\ \vdots \\ U_n(m) \\ U_z(1) \\ U_z(2) \\ \vdots \\ U_z(m) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Q_e(1)S_1 & Q_e(1)S_2 & \cdots & Q_e(1)S_n \\ Q_e(2)S_1 & Q_e(2)S_2 & \cdots & Q_e(2)S_n \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ Q_e(m)S_1 & Q_e(m)S_2 & \cdots & Q_e(m)S_n \\ Q_n(1)S_1 & Q_n(1)S_2 & \cdots & Q_n(1)S_n \\ Q_n(2)S_1 & Q_n(2)S_2 & \cdots & Q_n(2)S_n \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ Q_n(m)S_1 & Q_n(m)S_2 & \cdots & Q_n(m)S_n \\ Q_z(1)S_1 & Q_z(1)S_2 & \cdots & Q_z(1)S_n \\ Q_z(2)S_1 & Q_z(2)S_2 & \cdots & Q_z(2)S_n \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ Q_z(m)S_1 & Q_z(m)S_2 & \cdots & Q_z(m)S_n \end{pmatrix} \begin{pmatrix} S_1 \\ S_2 \\ S_3 \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \\ S_n \end{pmatrix} \quad (2.24)$$

La ecuación (2.25) indica que los desplazamientos observados de GNSS en superficie son debido a la suma del producto del deslizamiento de cada subfalla con su respectiva caracterización geométrica.

De una manera más resumida se puede expresar la notación anterior:

$$U_{mx1} = Q_{mxn}^{Okada} \cdot S_{nx1} \quad (2.25)$$

Donde n representa la cantidad de subfallas rectangulares y m la cantidad de caracterizaciones geométricas, tanto para las componentes este, norte y vertical. Mientras que la matriz U describe todas las observaciones de GNSS en superficie, o sea, los desplazamientos en las componentes este, norte y vertical.

Por otro lado, este trabajo involucra los deslizamientos en distintas etapas del ciclo sísmico (tanto del *inter-sísmico* como del *post-sísmico*), esto implica que la interrogante depende del tiempo, de esta manera se puede reescribir la expresión 2.24 como la derivada del deslizamiento respecto del tiempo:

$$\frac{dU_e}{dt}, \frac{dU_n}{dt}, \frac{dU_z}{dt} = \frac{df_{Okada}(x, y, z, W, L, \delta, \lambda, \phi) \cdot S(S_1, S_2)}{dt} \quad (2.26)$$

Desde otro ángulo, es posible escribir la expresión 2.26 como la velocidad de deslizamiento:

$$v_{(e,n,z)} = f_{Okada}(x, y, z, W, L, \delta, \lambda, \phi) \cdot \frac{dS(S_1, S_2)}{dt} \quad (2.27)$$

Lo anterior se debe a que en las expresiones escritas por Okada (1985), definidas anteriormente, no varían con el tiempo, en cambio la variable dS sí depende del periodo dt que se le asigne.

En vista que asumimos dos interfaces, una superior y otra inferior, con movimientos de tipo inverso y normal respectivamente y separadas por un espesor H , la expresión que denota la caracterización geométrica de la falla ($f_{Okada}(x, y, z, W, L, \delta, \lambda, \phi)$) queda de la siguiente manera para cada una de las interfaces:

$$\text{Interfaz Superior: } f(x, y, z, W, L, \delta, 90^\circ, \phi) \quad (2.28)$$

$$\text{Interfaz Inferior: } f(x, y, z + H, W, L, \delta, 270^\circ, \phi)$$

3. METODOLOGÍA DE TRABAJO

3.1. Soluciones

A lo largo de Chile existe una buena cobertura espacial de soluciones de GNSS, de instituciones como el Centro Sismológico Nacional (CSN), ENS, DGF y GFZ, las cuales nos han proporcionado la información necesaria para tener una idea de lo que ocurre en profundidad. Se dispuso de un total de 200 soluciones, que pueden ser revisadas en Báez *et al.* (2018), de las cuales fueron utilizadas 113 para ejecutar este trabajo (Figura 3.1). Para realizar dicho filtro, se tomó en cuenta solo aquellas que están comprendidas en el área de estudio.

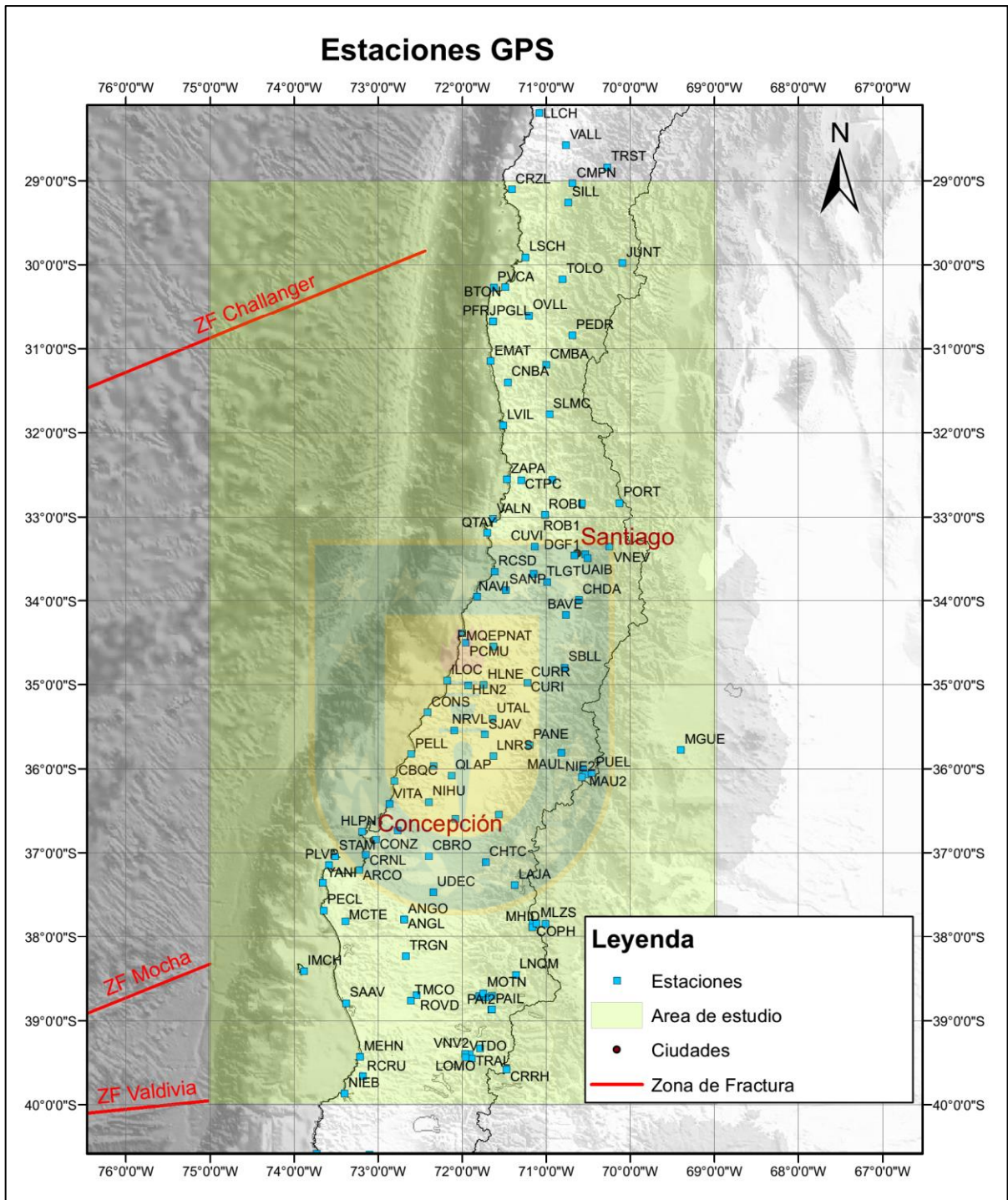


Figura 3.1: Mapa del área de estudio, mostrando el total de estaciones utilizadas (113)

3.1.1. Tratamiento de soluciones GNSS

Cada una de las 113 estaciones utilizadas fueron procesadas para generar soluciones que contienen los desplazamientos en milímetros de las componentes este, norte y vertical, los cuales fueron recolectados diariamente en diferentes ventanas de tiempo desde enero del 2007 hasta julio del 2016. Cabe destacar que la base de donde se empezó a trabajar en este trabajo, son estas soluciones de GNSS, por lo que agradecemos a quien haya realizado el arduo trabajo previo de procesar y generar los desplazamientos en las soluciones. Éstas, además, tienen su localización en coordenadas geográficas, que es la posición referencial desde donde comienza a medir los desplazamientos (0,0,0), el sistema de referencia es ITRF (*International Terrestrial Reference Frame*), y los errores correspondientes a cada componente, de esta forma, no se consideraron las soluciones que tengan una incerteza muy alta (superior a 40 mm).

Una vez seleccionados las soluciones de los desplazamientos a usar, fue necesario calcular las velocidades asociadas a cada estación y en cada momento en el intervalo de tiempo que registra cada estación. Para efectuar lo anterior fue indispensable ajustar los valores a una ecuación diferente en cada periodo y considerando el salto de desplazamiento provocado por eventos sísmicos como los terremotos del Maule e Illapel, u otros movimientos telúricos menores que fueron detectados. Destacar que para simplificar el trabajo, se consideraron los desplazamientos horizontales, no así los verticales, sin embargo, en un futuro trabajo, al considerar los desplazamientos verticales daría mejor resolución al resultado, sobre todo a los periodos *co-sísmico* y *post-sísmico*. En la figura 3.2 se pueden apreciar los tres periodos del terremoto del Maule, correspondiendo al periodo *inter-sísmico* a los desplazamientos observados en la ventana temporal anterior al 27/02/2010, el periodo *co-sísmico* al salto en el deslizamiento que hubo entre el día 27 y 28 de ese mismo mes, cuando ocurrió el terremoto del Maule, y el periodo *post-sísmico* a todos los desplazamientos posteriores a dicho evento.

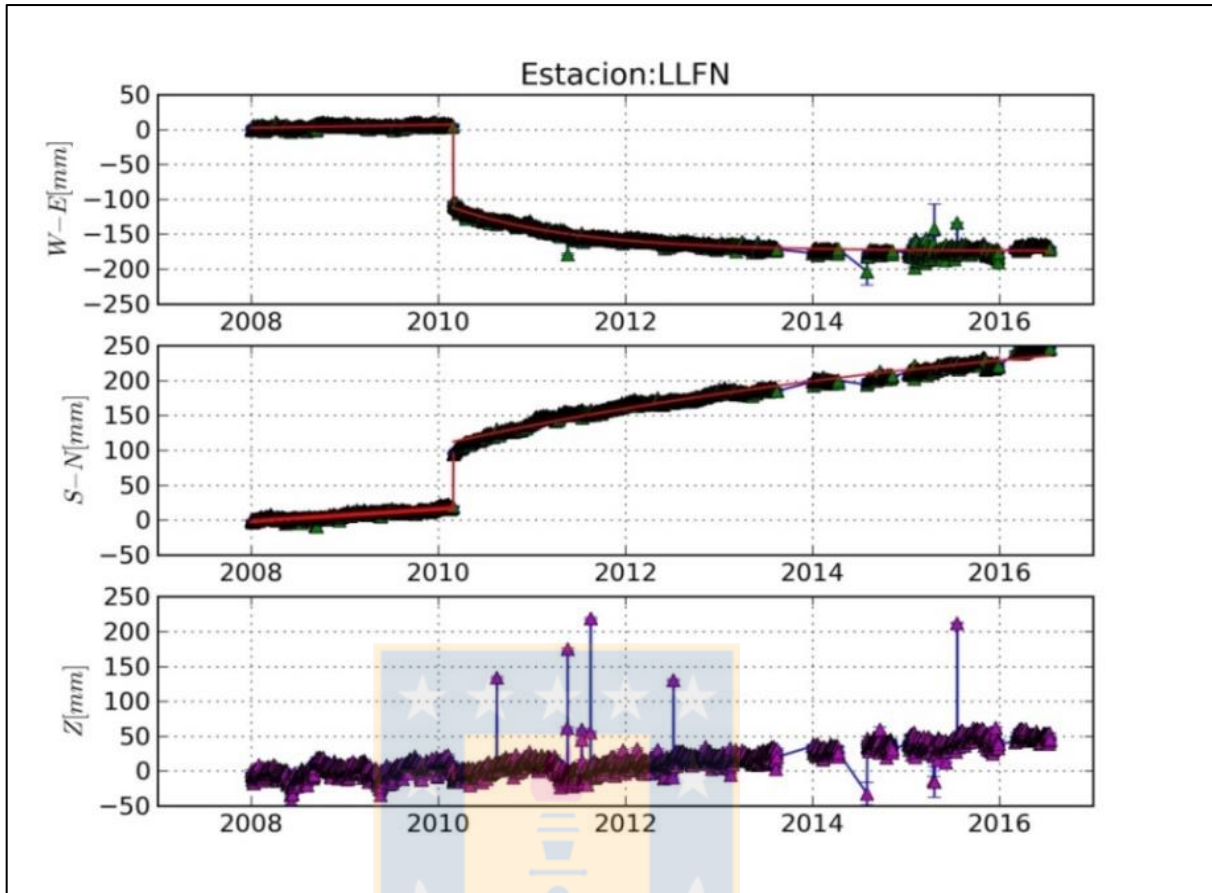


Figura 3.2: En las imágenes se muestran los desplazamientos horizontales y verticales (mm) v/s tiempo (años), recolectados por la estación LLFN. Los triángulos verdes representan a los desplazamientos este y norte, mientras que los triángulos magenta, al desplazamiento vertical. Las líneas rojas corresponden al ajuste de las soluciones de desplazamiento. El periodo *inter-sísmico*, *co-sísmico* y *post-sísmico* de una zona donde ocurrió el terremoto del Maule.

Para realizar los ajustes en cada periodo del ciclo sísmico, se utilizaron ajustes lineales y exponenciales usando el comando `curve_fit` del paquete `scipy.optimize` del código de programación `Python`. En el periodo *inter-sísmico* se empleó un ajuste lineal, pues al ser movimientos lentos y continuos que dependen principalmente de la velocidad de la placa, las soluciones se adecuan muy bien:

$$f(x) = ax + b \quad (3.1)$$

Siendo la función $f(x)$ los desplazamientos dependientes del tiempo medido en milímetros, la variable x es el periodo medido en años y las constantes a y b son el coeficiente del término lineal

y el término independiente, las cuales son obtenidas por los dos parámetros entregados por el comando *curve_fit* para una ecuación lineal.

El periodo *co-sísmico* es una dislocación en un corto periodo de tiempo, por lo que se puede observar en el día antes y después de ocurrido un evento. Esto implica que el desplazamiento neto (U) que ocurrió en el periodo corresponde a la diferencia entre los desplazamientos del día antes (U_i) y después (U_f) del acontecimiento:

$$U = U_i - U_f \quad (3.2)$$

En cuanto al periodo *post-sísmico* se decidió realizar un ajuste de carácter exponencial, puesto que resultó más conveniente a la hora de ajustar las soluciones:

$$f(x) = ae^{-bx} + c \quad (3.3)$$

Nuevamente $f(x)$ corresponde a los desplazamientos dependientes del tiempo, medidos en milímetros, la variable x es el periodo medido en años y las constantes a , b y c son los coeficientes del término exponencial. Este ajuste se puede observar en el periodo *post-sísmico* de la figura 3.2.

Debido a que las estaciones tienen ventanas de tiempo diferente, abarcando diferentes periodos del ciclo sísmico, se ejecutó el ajuste correspondiente de uno de los periodos anteriormente mencionados de forma distintiva para cada estación, de tal forma, que las soluciones quedan representadas con un buen ajuste. Estos ajustes pueden ser observados en el anexo (Series de tiempo y ajuste).

3.1.2. Cálculo de velocidades

En vista que el ajuste de las soluciones corresponde a los desplazamientos diarios para cada estación, para sustraer las velocidades de los periodos *inter-sísmico* y *post-sísmico* fue necesario realizar una derivación en cada función con respecto al tiempo, de esta forma, para el *inter-sísmico* queda de la siguiente manera:

$$\frac{df(x)}{dx} = a \quad (3.4)$$

O bien:

$$f'(x) = a \quad (3.5)$$

Por lo tanto, la velocidad para el *inter-sísmico* corresponde al coeficiente del término lineal, o dicho de otro modo, a la pendiente de la ecuación lineal.

Para el caso del *post-sísmico*:

$$\frac{df(x)}{dx} = -abe^{-bx} \quad (3.6)$$

O bien:

$$f'(x) = -abe^{-bx} \quad (3.7)$$

De esta manera, la función $f'(x)$ representa a la velocidad en milímetros por año, de cada día durante el periodo *post-sísmico*.

De esta forma se logró sustraer las velocidades de todas las estaciones. Posteriormente se seleccionaron distintas estaciones para cada periodo y para cada evento con el fin de ejecutar la inversión. Los vectores de las velocidades son mostrados en 12 mapas dispuestos en las figuras 3.3, 3.4 y 3.5.

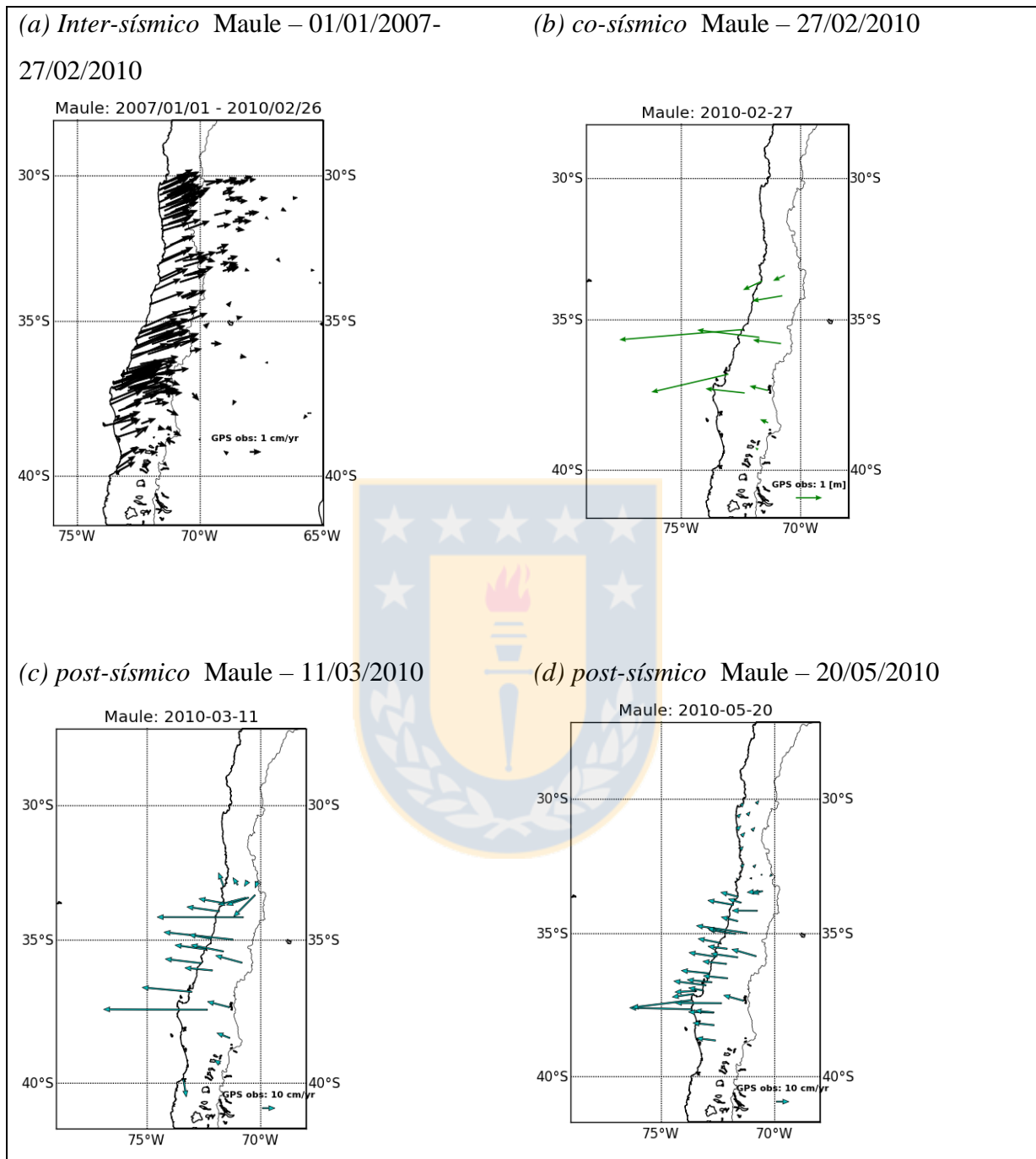


Figura 3.3: Mapas de vectores de las velocidades de las soluciones de los primeros 4 modelos realizados en este trabajo; (a) *Inter-sísmico* del Maule. (b) *Post-sísmico* del Maule tras doce 12 del evento. (c) Vectores de la tasa de deslizamiento durante el *post-sísmico* del Maule el día 20/05/2010.

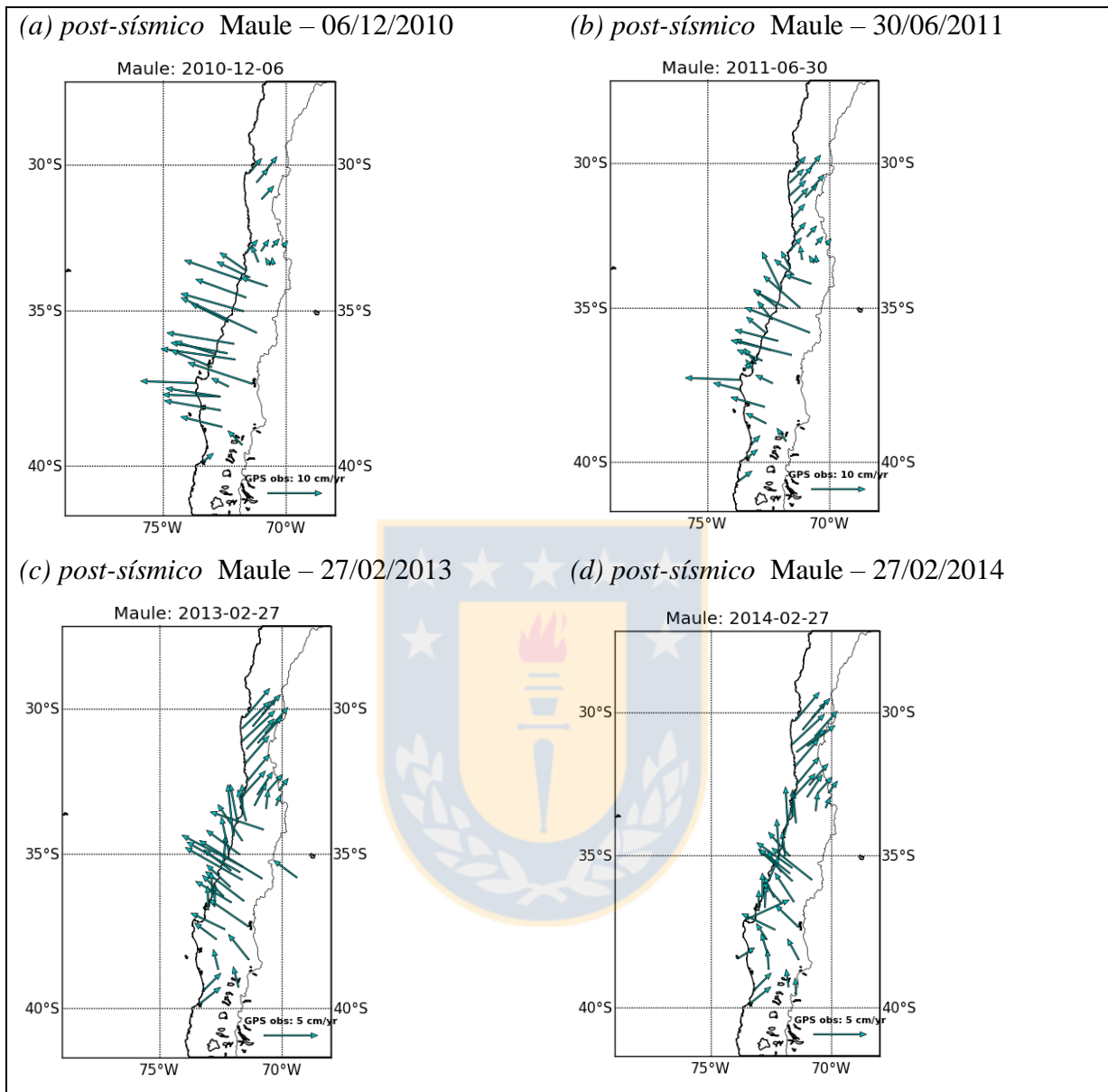


Figura 3.4: Mapas de vectores de las velocidades de las soluciones desde el modelo 5 al 8; **(a)**, **(b)**, **(c)** y **(d)** representan a vectores de la tasa de deslizamiento del *post-sísmico* del Maule desde el año 2010 hasta el 2014.

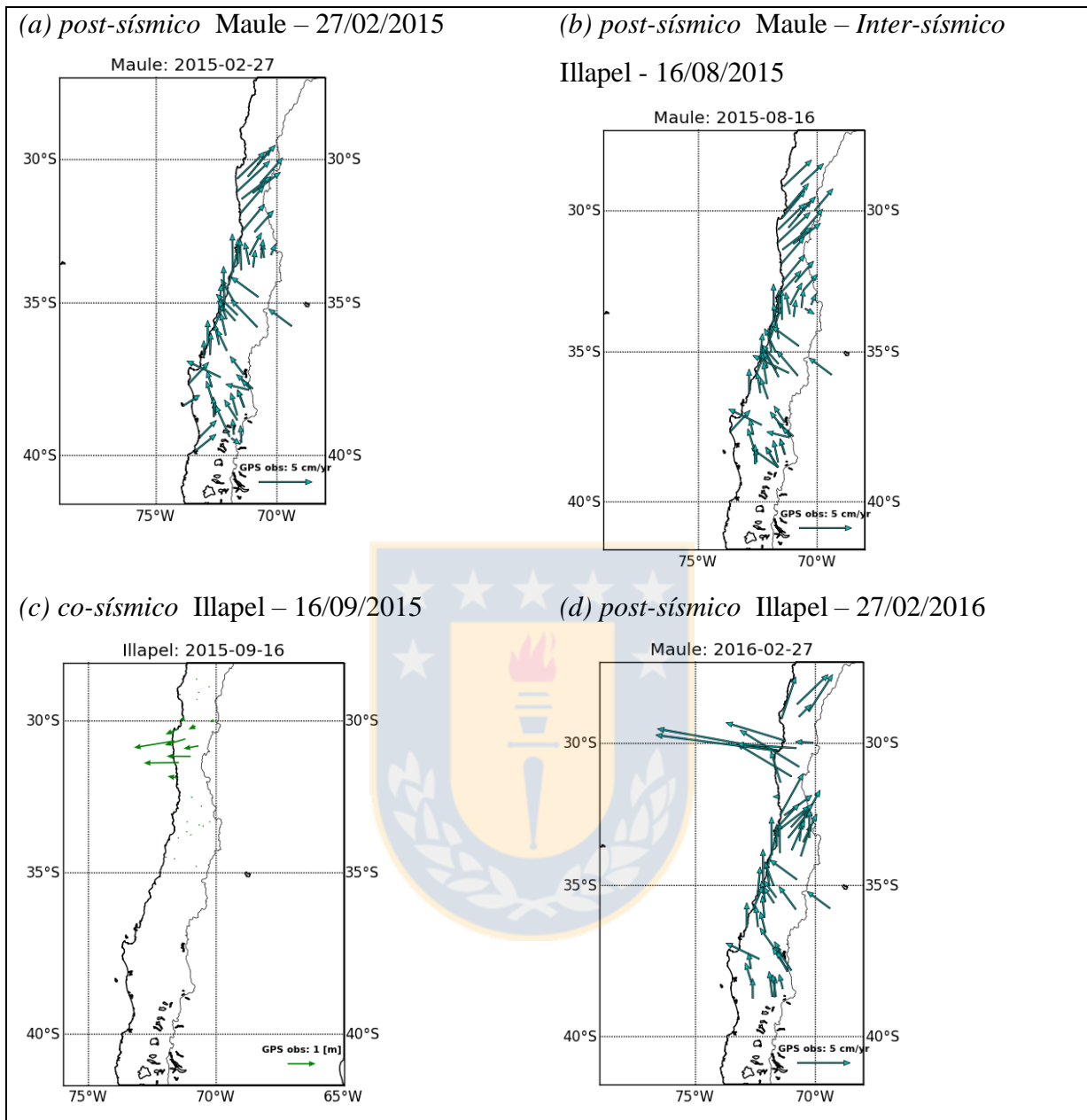


Figura 3.5: Mapas de vectores de las velocidades de las soluciones desde el modelo 9 al 12; (a) y (b) representan al *post-sísmico* del Maule el año 2015. (c) Vectores durante el terremoto de Illapel. (d) Vectores de la tasa de desplazamiento durante el *post-sísmico* de Illapel.

3.2. Inversión

Un problema inverso es aquel en donde los valores de algunos parámetros del modelo deben ser obtenidos de los datos observados.

Las soluciones analíticas que presentó Okada en 1985 forman parte de un problema directo, donde a partir de una geometría de falla y un deslizamiento en particular es capaz de deducir la respuesta en el medio superficial, entregando así la magnitud y sentido del movimiento en superficie. Lo que se pretende en este trabajo es el proceso inverso, es decir, a partir de las soluciones en superficie, definiendo previamente la geometría de falla debido a la interacción de las placas oceánica y continental en una zona de subducción; determinar cuáles son los deslizamientos en los distintos planos de falla, aplicando entonces la teoría del problema inverso.

Es por esta razón que se decidió emplear el modelo de *Modelo de Placa*, introducido en el capítulo 1, el cual se detallará a continuación.

3.2.1. Geometría de falla en el *Modelo de Placa*

Tal como se explicó en el capítulo 1, el *Modelo de Placa* tuvo como objetivo proponer un modelo más realista que mejorará el entendimiento actual del ciclo sísmico en una zona de subducción, pudiendo contribuir al deslizamiento superficial no sólo una única interfaz (contacto entre la placa oceánica con la continental), sino además una interfaz más profunda, acorde con el espesor de la placa subductante.

De esta manera, el *Modelo de Placa* asume un total de 5 planos de fallas principales (A, B, C, D y E), cada uno de los cuales está subdividido en subfallas ($n_x * n_y$ que dependen del modelo) (Figura 3.6). La subdivisión de cada plano principal se realiza pues, debido a la gran extensión de la zona de estudio, las características geométricas de la placa varían.

En la figura 3.6 se puede observar un esquema ejemplificado en 3D de la geometría de las 5 subfallas que utiliza el *Modelo de Placa*. La cantidad de subfallas que se eligió para cada modelo es diferente, debido a que se hizo una selección diferente de datos para cada periodo, entonces, se construyó una geometría específica para cada uno de ellos, con el fin de lograr una mejor inversión en cada periodo. Por ejemplo, en la figura 3.7 se aprecia las dimensiones de los planos de fallas A, B, C, D y E del periodo *co-sísmico* (Figura 3.7-b), teniendo un largo “L” de 662 km y ancho “W” de 200 km. En este caso las subdivisiones a lo largo fueron de 20 subfallas y 5 subdivisiones a lo ancho, por ende, cada subfalla tiene una geometría rectangular de 40x33 km. Éstas medidas se repiten para las subdivisiones de B, C y D. Para el caso del plano de falla E, sólo se subdivide en el largo, por la misma cantidad que el caso anterior, vale decir, n_x veces. En

el modelo de ejemplo, n_x es igual a 5, mientras que el ancho se estableció una medida constante de 300 km, quedando entonces, una geometría de 25x300 km para la falla E.

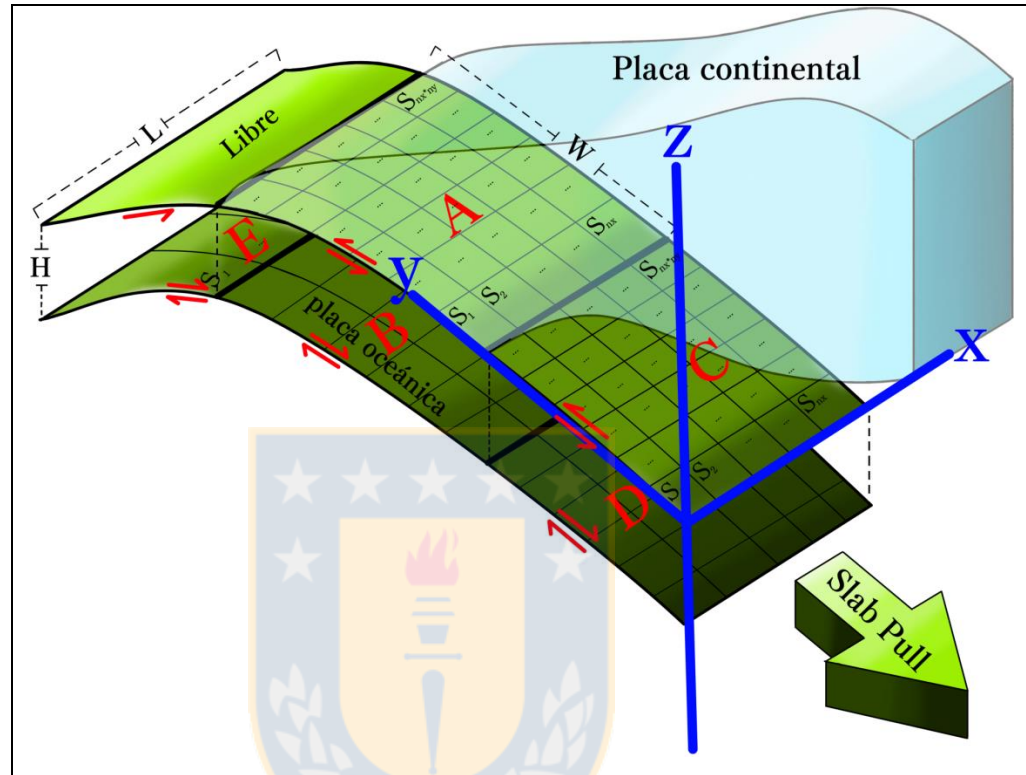


Figura 3.6: Esquema representativo de las 5 fallas principales (A, B, C, D y E) con sus respectivas subdivisiones $n_x * n_y$.

Cada uno de los 12 modelos posee una geometría diferente, puesto a que el largo “L” de las fallas se ajustó de acuerdo al área que se quiso representar y a la disponibilidad de datos, tanto de las soluciones de GNSS como de las observaciones tomadas del *United States Geological Survey* (USGS), en el modelo geométrico de subducción llamado Slab 1.0, que contiene las características de la placa oceánica, tales como, la profundidad, *dip*, *rake*, y por supuesto, las coordenadas de cada punto.

En la figura 3.7 se puede observar la geometría de fallas del periodo *inter-sísmico* y *co-sísmico* del Maule, mientras que en la figura 3.8 se observa la geometría del *post-sísmico* del Maule y *co-sísmico* de Illapel. Por otra parte, la tabla 3.1 es un resumen de los parámetros elegidos para calcular la geometría de falla de cada modelo.

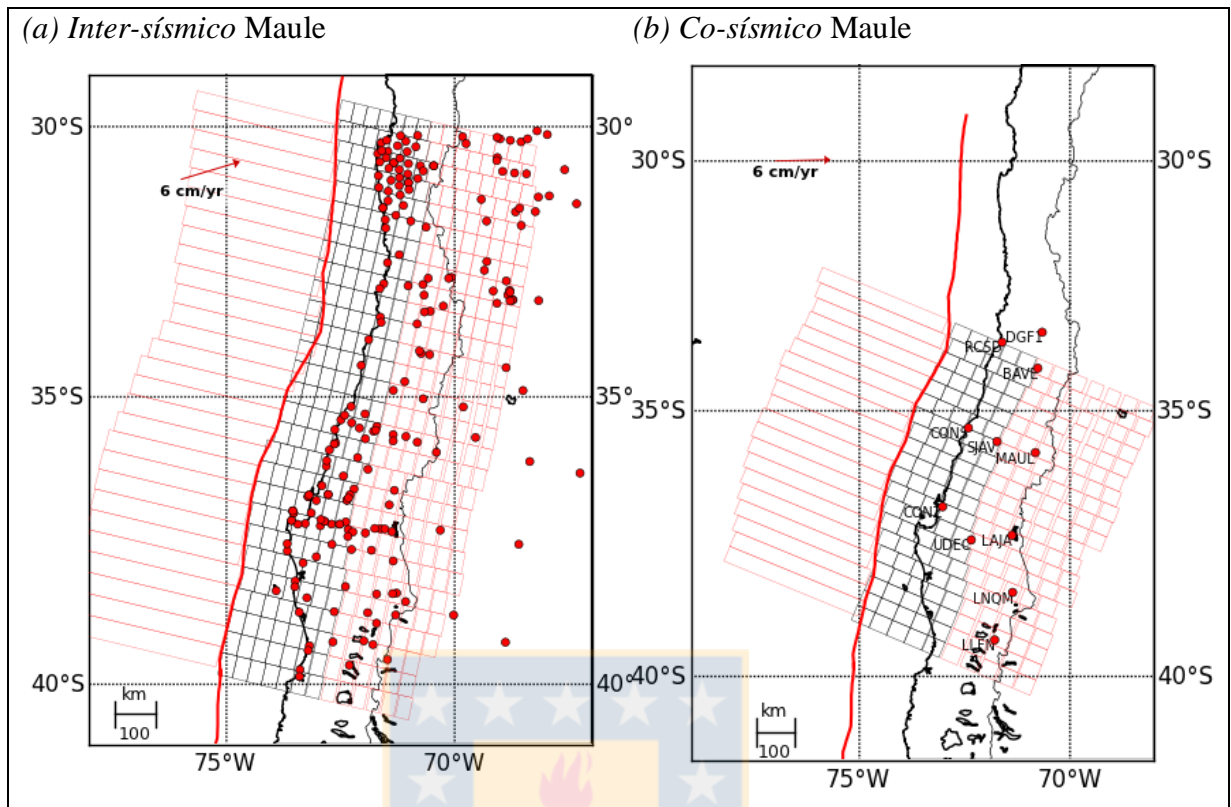


Figura 3.7: Distribución de la geometría de las fallas. De izquierda a derecha se pueden observar las subfallas pertenecientes a la falla E (en rojo) perteneciente a la interfaz inferior de acuerdo al esquema de la figura 3.6, a la falla A (en negro) y debajo la falla B, y finalmente a la falla C (en rojo) y debajo la falla D, para diferentes modelos: **(a)** *inter-sísmico* del Maule. **(b)** *co-sísmico* del Maule.

Luego de definir la distribución de las subfallas, en un plano de dos dimensiones, es necesario asignarles a cada una de ellas ciertos parámetros que le proporcionarán un mayor realismo al modelo. Estos parámetros son el *dip*, *rake*, *strike* y *depth*. Para Obtener los dos primeros valores, se asigna un *dip* y un *rake* inicial para iniciar la generación de subfallas, posteriormente se obtienen valores independientes de estos dos parámetros usando los datos del *Slab 1.0*. El *depth* también es obtenido directamente de los datos del USGS mientras que el valor del *strike* depende de la línea de fosa, pues a partir de ahí se generan las subfallas. En la figura 3.9 es posible observar las variaciones del manteo (*Dip*) y en la figura 3.10 la distribución de la profundidad (*Depth*) en la falla A de algunos modelos.

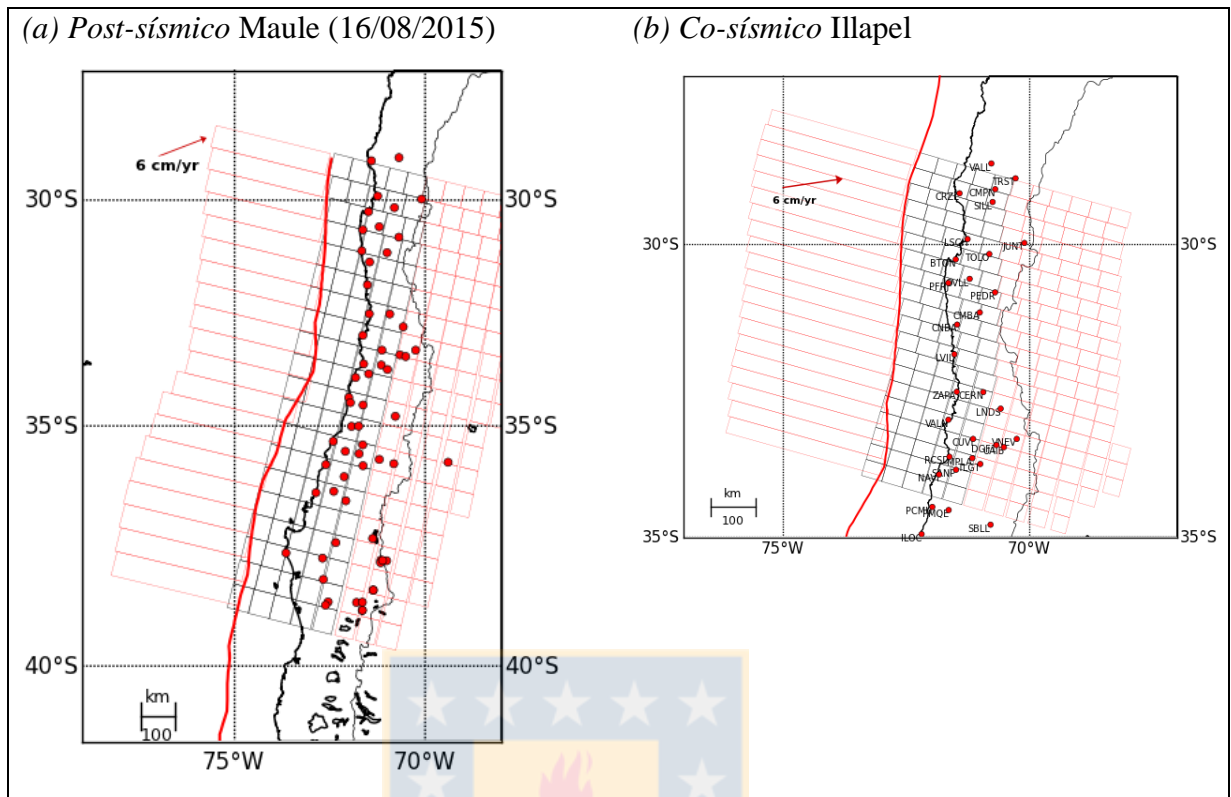


Figura 3.8: Distribución de la geometría de las fallas. De izquierda a derecha se pueden observar las subfallas pertenecientes a la falla E (en rojo) perteneciente a la interfaz inferior de acuerdo al esquema de la figura 3.6, a la falla A (en negro) y debajo la falla B, y finalmente a la falla C (en rojo) y debajo la falla D, para diferentes modelos: **(a)** *Post-sísmico* del Maule. **(b)** *co-sísmico* de Illapel.

Básicamente, la cobertura de los datos proporcionados por el *Slab 1.0* fue esencial para calcular las características de la placa subductante, y de las subfallas que se subdividieron. En la figura 3.11 se puede apreciar la cobertura del *Slab 1.0*, y en base al área que abarca, es que fue necesario eliminar un cierto número de subfallas que no se encontraban en el rango de datos disponibles del *Modelo de Placa*. En la mayoría de los modelos, esto ocurrió en los planos C y D, quienes se encontraban en los límites de la disponibilidad de la información.

Tabla 3.1: Parámetros de la geometría de falla de cada modelo.

Modelo	Fecha	n_x	n_y	n_x (Falla D,C)	W (km)	L (km)	H (km)	Rake inicial	Dip inicial	Strike inicial	W subfalla (km)	L subfalla (km)
<i>Inter-sísmico</i> Maule	01/01/2007 — 27/02/2010											
		28	7	8	200	1.168	11	120	14	13,2	28,5	41,7
<i>Co-sísmico</i> Maule	27/02/2010	20	5	8	200	662	11	114	14	22,6	40	33,1
<i>Post-sísmico</i> Maule	11/03/2010	20	5	8	250	818	11	114	14	18,3	50	40,9
<i>Post-sísmico</i> Maule	20/05/2010	20	5	8	250	986	11	114	14	15,5	50	49,2
<i>Post-sísmico</i> Maule	06/12/2010	20	5	8	250	1.105	11	114	14	13,8	50	55,2
<i>Post-sísmico</i> Maule	30/06/2011	20	5	8	250	1.182	11	114	14	12,9	50	59,1
<i>Post-sísmico</i> Maule	27/02/2013	20	5	8	250	1.104	11	125	14	13,8	50	55,2
<i>Post-sísmico</i> Maule	27/02/2014	20	5	8	250	1.104	11	125	14	13,8	50	55,2
<i>Post-sísmico</i> Maule- <i>Inter-</i> <i>sísmico</i> Illapel	27/02/2015	20	5	8	250	1.104	11	125	14	13,8	50	55,2
<i>Inter-sísmico</i> Illapel	16/08/2015	20	5	8	250	1.120	11	125	14	13,8	50	56,0

Tabla 3.2: Continuación Tabla 3.1: Parámetros de la geometría de falla de cada modelo.

Modelo	Fecha	n_x	n_y	n_x	W	L	H	Rake	Dip	Strike	W	L
		n_x	n_y	(Falla E)	(km)	(km)	(km)	inicial	inicial	inicial	subfalla	subfalla
					(km)	(km)					(km)	(km)
Co-sísmico Illapel	16/09/2015	20	5	8	200	624	11	114	14	15,7	40	31,1
Post-sísmico Illapel	27/02/2016	20	5	8	250	1.158	11	125	14	13,4	50	57,9

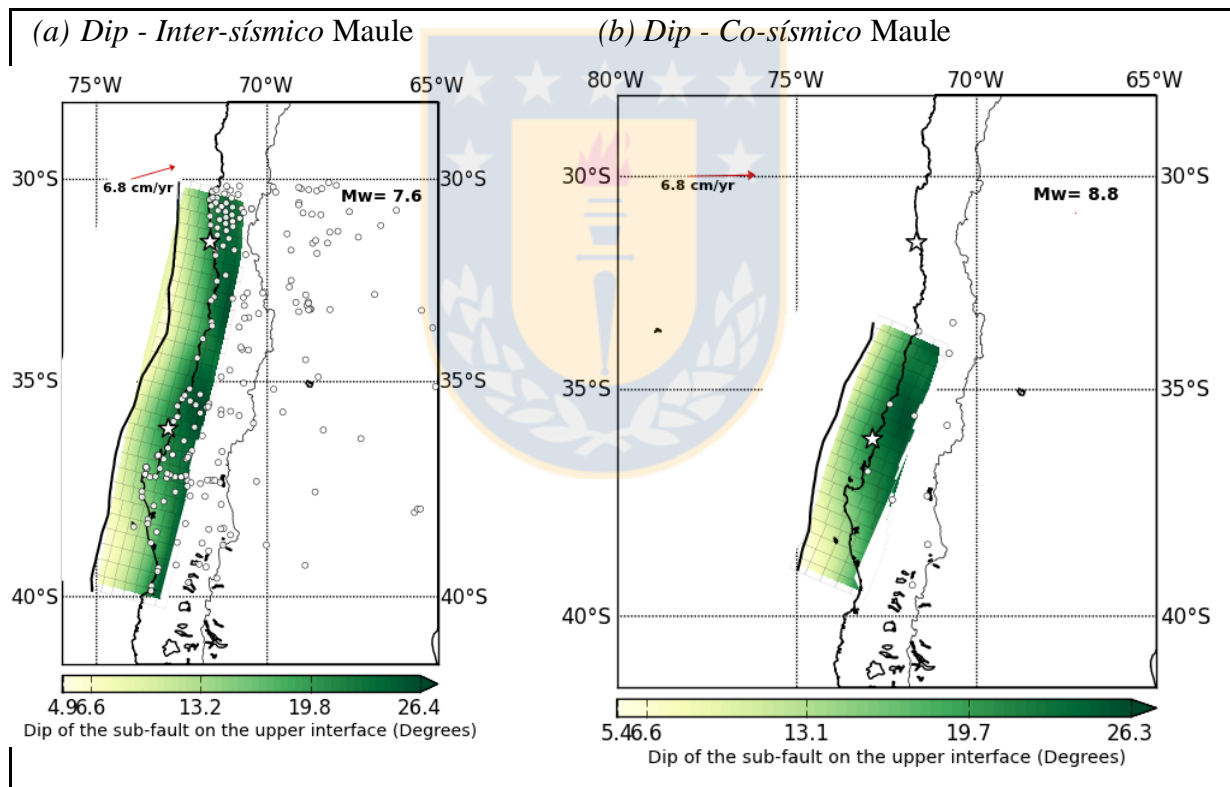


Figura 3.9: Las figuras muestran la distribución del *dip* (manteo) de las subfallas para el periodo (a) *inter-sísmico* y (b) *co-sísmico* del Maule.

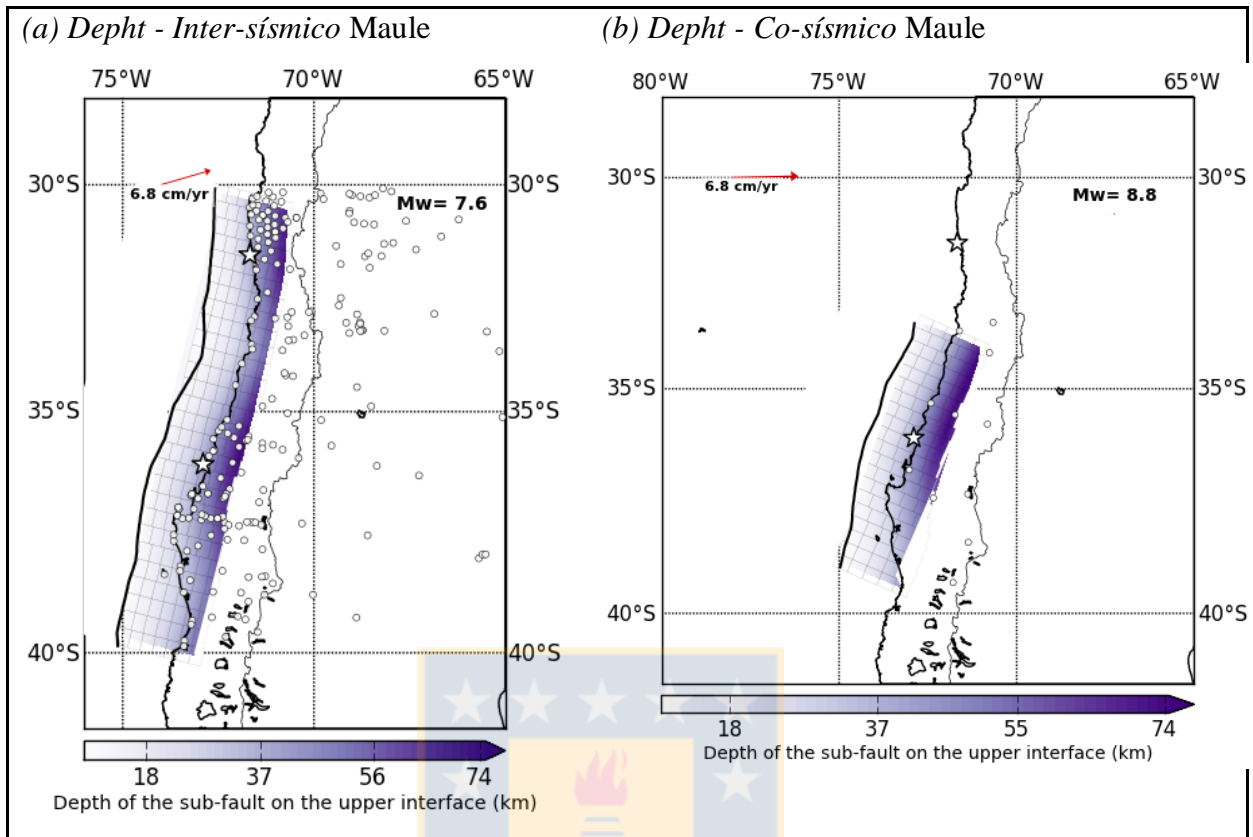


Figura 3.10: Las figuras muestran la distribución del *depth* (profundidad) de las subfallas para el periodo (a) *inter-sísmico* y (b) *co-sísmico* del Maule.

También resulta necesario definir previamente el espesor de la doble zona sismogénica, el cuál para nuestra área de estudio será definido como $H = 11$ km (Brudzinski *et al.*, 2007). Por otra parte, se definen otras constantes, tales como el *dip* (δ) del plano inicial para iniciar la generación de subfallas y el *rake* (λ) de referencia para el movimiento relativo de tipo inverso. Por ejemplo, para el modelo *co-sísmico*, los valores elegidos son 14° para el *dip* (δ) y 114° para el *rake* (λ) de movimiento relativo tipo inverso, por lo tanto 294° para el *rake* de movimiento relativo de tipo normal. Los valores de *dip* y *rake* son definidos inicialmente sin variación en el código de programación. Posteriormente se ajustan a los datos de Slab 1.0, variando su profundidad, *rake* y *dip*. La variaciones de *rake* y *dip* para ambas interfaces (superior e inferior) son las mismas, solo cambia su profundidad.

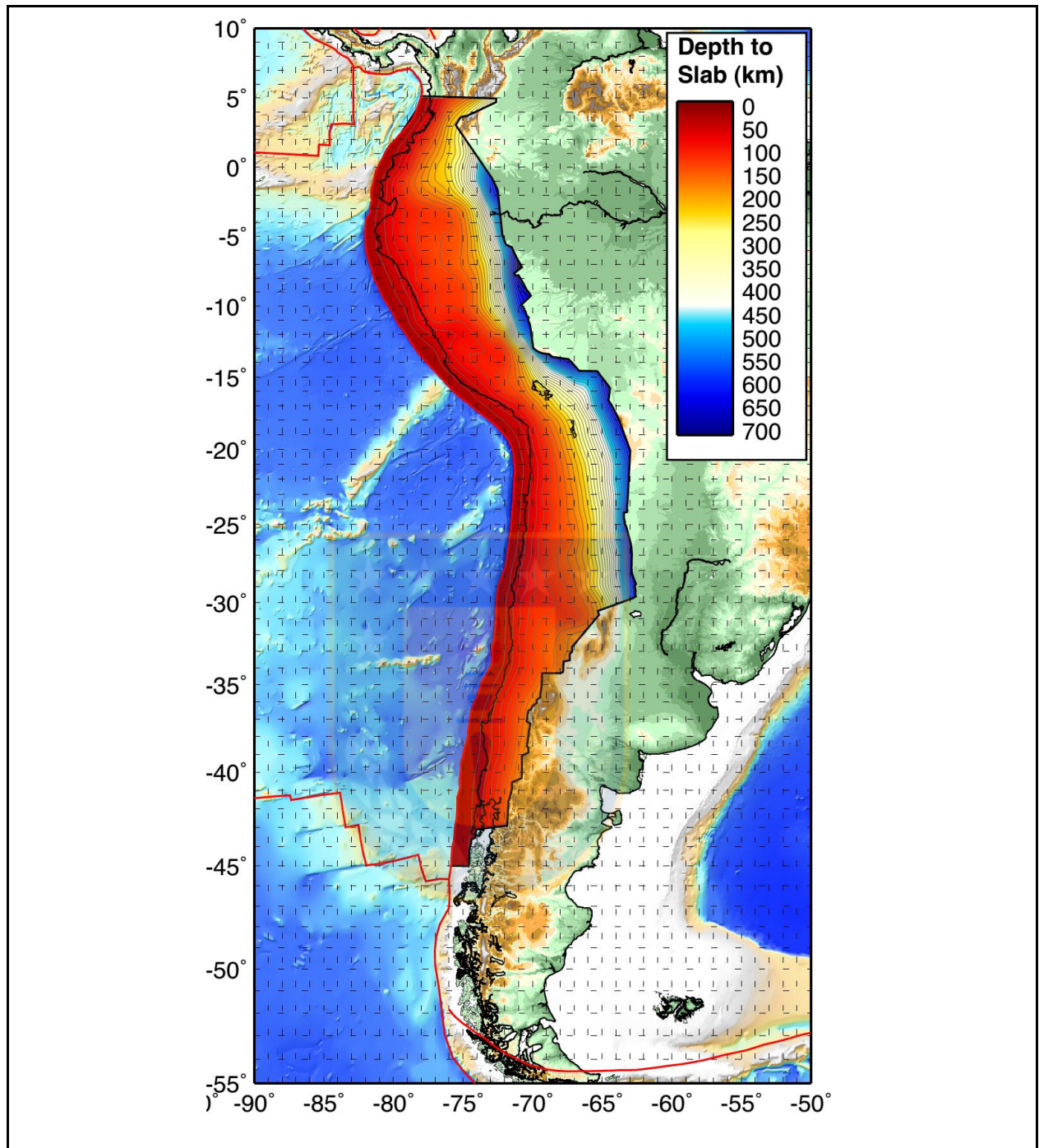


Figura 3.11: Mapa de las diferentes profundidades de la placa (interfaz superior) en Sudamérica, tomada del *Slab 1.0* proporcionado del USGS. <https://earthquake.usgs.gov/data/slab/models.php>. Las curvas de nivel (líneas grises) están dibujadas en intervalos de 20 km.

Un aspecto importante a explicar, es la importancia de las fallas C, D y E; éstas son relevantes ya que se asume que las soluciones entregadas por los GNSS no corresponden sólo de la zona sismogénica (A) y su falla en profundidad (B), sino además, los pequeños movimientos que

puedan haber en las demás fallas pueden contaminar estos valores (se asume igual a velocidad de la paca), y por ende, al realizar la inversión considerándolas, es posible restarlas del resultado final y corregir las soluciones, para que muestren exclusivamente los deslizamientos de las fallas A y B.

3.2.2. Regularización

La expresión (2.25) muestra un sistema de ecuaciones con una cantidad mayor de incógnitas que ecuaciones, clasificándose como un sistema compatible indeterminado con infinitas soluciones posibles, por lo se precisa regularizar el sistema para obtener una solución única (sistema compatible determinado). Para esto se ejecutaron las siguientes restricciones: Minimización de la tasa de deslizamientos y la suavidad de ésta.

Estas consideraciones al sistema de ecuaciones otorgan una medida de la cantidad de error que poseen las observaciones, por lo tanto ayudarán a resolver el problema usando el ajusta que tenga la menor cantidad de error (Peña (2014), Novoa (2015), Vera (2016), Molina (2017)).

3.2.2.1. Minimización del deslizamiento

La primera etapa de regularización, consistirá en minimizar la tasa de deslizamiento del sistema, con el fin de evitar que en ciertas zonas aumente desmesuradamente en relación a un promedio aproximado. Particularmente, se restringirá las interfaces A y B. Luego de realizada la minimización, los valores de deslizamiento sólo crecerán si es necesario, para ajustarse a las observaciones. Por lo tanto, la minimización puede ser concretada usando una matriz identidad (**I**), un escalar λ_1 y λ_3 para las interfaces A y B respectivamente, el cual establece la cantidad de deslizamiento (**S**) en cada subfalla, usando la siguiente condición:

$$\lambda_1 \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & 1 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} S_1 \\ S_2 \\ S_3 \\ S_4 \\ \vdots \\ S_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ \vdots \\ 0_n \end{pmatrix} \quad (3.8)$$

Escrita de forma más resumida se tiene:

$$\lambda_1 \mathbf{I}_{n \times n} \cdot S_{n \times 1} = 0_{n \times 1} \quad (3.9)$$

Significa que en cada subfalla (cada fila en la ecuación), los valores de deslizamiento serán reducidos al mínimo.

3.2.2.2. Suavidad del deslizamiento

La segunda etapa consiste en que el deslizamiento de cada subfalla adyacente sean similares, de esta manera las tasas de deslizamiento no sufrirán un cambio abrupto en torno a una subfalla central, de ahí el concepto de “suavidad”. De acuerdo a lo descrito por Peña (2014), esto se puede llevar a cabo utilizando una matriz suavizadora \mathbf{F} dada por el laplaciano de diferencias finitas en 2-D, el cual representa cuánto deslizamiento aporta cada subfalla y un escalar dado por λ_2 el cuál regula que tan suave serán las soluciones. De esta manera, la expresión representa la suavidad de n subfallas es:

$$\lambda_2 F_{n \times n} \cdot S_{n \times 1} = 0_{n \times 1} \quad (3.10)$$

El laplaciano de diferencias finitas, del cual depende la matriz \mathbf{F} , es definido como:

$$\nabla^2 S_{ij} = \frac{\partial^2 S(i,j)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S(i,j)}{\partial y^2} \quad (3.11)$$

$\nabla^2 S_{ij}$ representa el deslizamiento suavizado de una subfalla en particular, dependiendo de un i y un j específicos, que indican la posición de la subfalla en dirección del manto y del rumbo del plano de falla (Sea A o B).

De acuerdo a lo planteado por Novoa (2015) la expresión (3.11) dependerá de la posición de la subfalla respecto al plano de falla principal (A o B), por lo tanto es posible definir los parámetros que componen el laplaciano de acuerdo a si las subfallas se encuentran en el centro del plano principal:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial^2 S(i,j)}{\partial x^2} &= \frac{S(i+1,j) + S(i-1,j) - 2S(i,j)}{h_x^2} \\ \frac{\partial^2 S(i,j)}{\partial y^2} &= \frac{S(i,j+1) + S(i,j-1) - 2S(i,j)}{h_y^2} \end{aligned} \right\} \quad (3.12)$$

O si las subfallas se hayan en los vértices de los planos A y B:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial^2 S(i, j)}{\partial x^2} &= \frac{S(i, j) + -2S(i + 1, j) + S(i + 2, j)}{h_x^2} \\ \frac{\partial^2 S(i, j)}{\partial y^2} &= \frac{S(i, j) + -2S(i, j + 1) + S(i, j + 2)}{h_y^2} \end{aligned} \right\} \quad (3.13)$$

Los términos h_x y h_y son el ancho de la subfalla en dirección al *strike* y del *dip* respectivamente.

Las ecuaciones anteriores son ejemplificadas gráficamente en la figura 3.12.

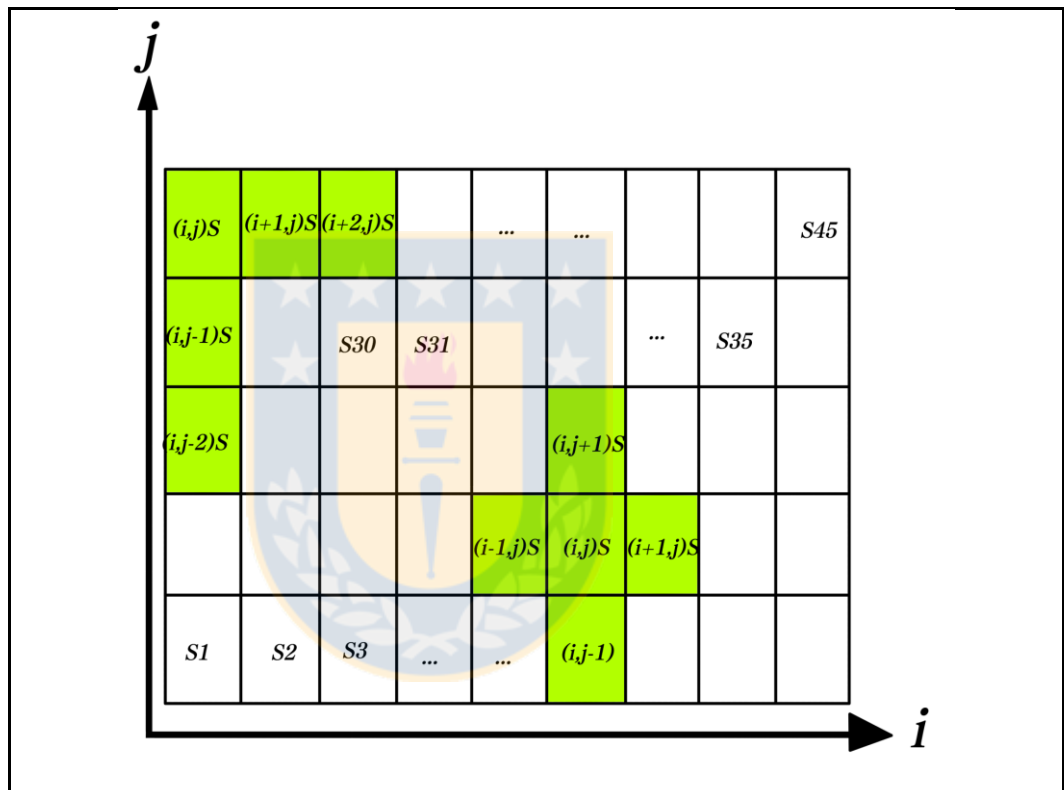


Figura 3.12: Se puede apreciar las dos maneras posibles en que el Laplaciano suavizador puede actuar sobre las subfallas de acuerdo a un sistema coordenado i - j . Ejemplificándose de un color verde los 2 posibles casos.

Tomando en consideración las restricciones anteriormente descritas, es posible escribir una expresión de forma matricial que permita realizar la inversión de la forma:

$$\begin{pmatrix} Q_{A_{m \times n}} & Q_{B_{m \times n}} \\ \lambda_1 I_{n \times n} & \lambda_3 I_{n \times n} \\ \lambda_2 F_{n \times n} & 0_{n \times n} \\ 0_{n \times n} & \lambda_4 F_{n \times n} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} S_{A_{n \times 1}} \\ S_{B_{n \times 1}} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} U_{(e, n, z)_{m \times 1}} \\ 0_{m \times 1} \\ 0_{m \times 1} \\ 0_{m \times 1} \end{pmatrix} \quad (3.14)$$

Siendo Q_A y Q_B la caracterización geométrica de las fallas A y B, descrita en el capítulo 2. La matriz minimizadora es \mathbf{I} , mientras que la matriz suavizadora es \mathbf{F} . Los escalares λ_1 y λ_2 son las constantes asociadas a \mathbf{I} y \mathbf{F} de la interfaz superior A, mientras que λ_3 y λ_4 son las constantes asociadas a \mathbf{I} y \mathbf{F} de la interfaz inferior B.

3.2.2.3. Condición de borde en la fosa y en profundidad

Este trabajo asumirá que la velocidad en el borde de la fosa de la interfaz inferior y en profundidad limitando con la falla D y C para la interfaz superior, equivaldrá a la velocidad de placa ($\mathbf{V}_p = 6,8$ cm/año). Para imponer esta condición es necesario definir una nueva matriz. Siendo n_x el número de divisiones de las subfallas A y B en dirección al *strike* y k el número total de subfallas que se dividieron los planos A y B, se tiene que:

$$\lambda_3 G = \lambda_3 g$$

(3.15)

Donde la matriz G equivale a:

$$G = \begin{pmatrix} 1_1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & . & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1_{nx} & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0_{nx+1} & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & . & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0_{k-(nx-1)} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1_{k-nx} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & . & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1_k \end{pmatrix} \quad (3.16)$$

Y además:

$$g = \begin{pmatrix} (V_p)_1 \\ \vdots \\ (V_p)_{nx} \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \\ (V_p)_{nx-k} \\ \vdots \\ (V_p)_k \end{pmatrix} \quad (3.17)$$

De esta forma, si ejemplificamos lo anterior a una falla dividida en 9 subfallas (3x3), el sistema agregado queda de la siguiente manera:

$$\lambda_3 \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} dS_1/dt \\ dS_2/dt \\ dS_3/dt \\ dS_4/dt \\ dS_5/dt \\ dS_6/dt \\ dS_7/dt \\ dS_8/dt \\ dS_9/dt \end{pmatrix} = \lambda_3 \begin{pmatrix} V_p \\ V_p \\ V_p \\ 0 \\ 0 \\ V_p \\ V_p \\ V_p \\ V_p \end{pmatrix} \quad (3.18)$$

De este modo observamos que λ_3 se encarga de estabilizar la función para que se cumpla la condición en los bordes de las fallas. La figura 3.13 muestra la condición de borde anterior, desde un punto de vista más gráfico.

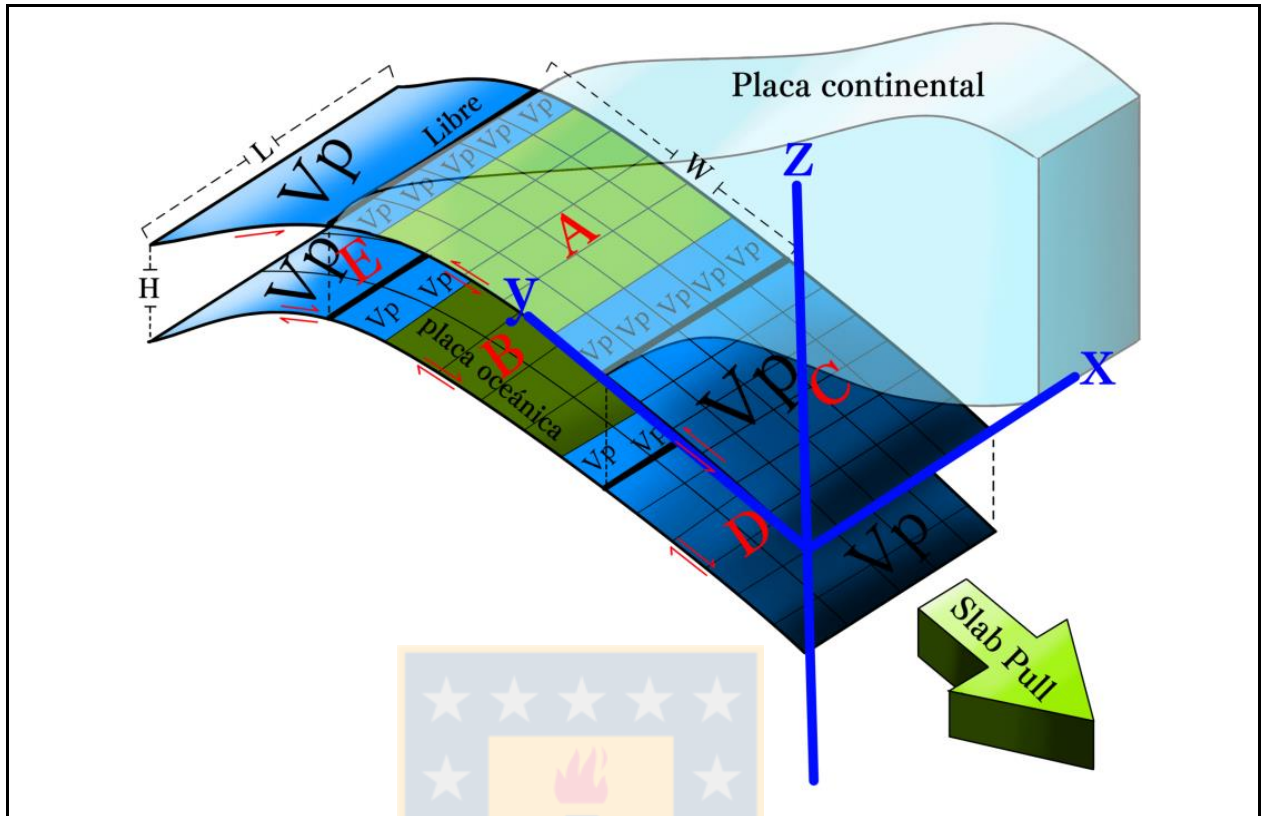


Figura 3.13: Condición de borde en las fallas A y B, haciendo que en los límites con las fallas E, C, D y la fosa, la velocidad sea igual a la velocidad de placa (V_p)

Por lo tanto, al tomar esta última consideración, la ecuación (3.14) quedaría de la siguiente manera:

$$\begin{pmatrix} Q_{A_{m \times n}} & Q_{B_{m \times n}} \\ \lambda_1 I_{n \times n} & \lambda_3 I_{n \times n} \\ \lambda_2 F_{n \times n} & 0_{n \times n} \\ 0_{n \times n} & \lambda_4 F_{n \times n} \\ \lambda_1 G_{m \times n} & 0_{n \times n} \\ 0_{n \times n} & \lambda_3 G_{m \times n} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} S_{A_{n \times 1}} \\ S_{B_{n \times 1}} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} U_{(e,n,z)_{m \times 1}} \\ 0_{m \times 1} \\ 0_{m \times 1} \\ 0_{m \times 1} \\ \lambda_1 g_{m \times 1} \\ \lambda_3 g_{m \times 1} \end{pmatrix} \quad (3.19)$$

3.2.2.4. Selección de λ para la regularización

Es de tremenda importancia seleccionar valores apropiados para los λ vinculados a cada interface, pues estos tienen un enorme impacto en los valores y distribución del deslizamiento. Por lo tanto parte del trabajo realizado fue ejecutar la inversión probando diferentes valores de λ .

Sin embargo, con el fin de optimizar los recursos computacionales, es necesario realizar la suposición que los λ en ambas interfaces son iguales:

$$\left. \begin{array}{l} \lambda_1 = \lambda_3 \\ \lambda_2 = \lambda_4 \end{array} \right\} \quad (3.20)$$

Por lo tanto, la minimización y la suavización serán proporcionales en ambas interfaces.

Por otro lado, debido a que se trabajó con un total de 12 modelos (*inter-sísmico*, *co-sísmico* y *post-sísmico* para el terremoto del Maule y de Illapel), cada uno con sus soluciones específicas, se seleccionaron diferentes valores de las constantes para cada modelo en particular.

Como se mencionó anteriormente, se realiza la inversión con diferentes valores de λ_1 y λ_2 , eligiendo valores entre 10^{-7} y 10^{-1} . Para seleccionar un λ apropiado se toma en consideración el modelo con un menor error residual al comparar el deslizamiento observado contra el teórico, que predice el modelo. En otras palabras, se utiliza el criterio de “Prueba y error”. Una manera de calcular el error es utilizando el error cuadrático medio (ECM), dado por:

$$ECM = \frac{\sum_{i=1}^k e_i^2}{M} \quad (3.21)$$

Con

$$e_i = u_i^{obs} - u_i^{mod} \quad (3.22)$$

e_i es la diferencia entre el desplazamiento medido mediante observaciones (u^{obs}) con el desplazamiento teórico del modelo (u^{mod}). M es la cantidad total de observaciones. El ECM se calcula utilizando los resultados teóricos de los dos desplazamientos horizontales, de esta forma, derivan el ECM_e (para la componente este) y el ECM_n (para la componente norte). Éstas medidas nos revelan qué tanto se alejan los resultados teóricos a los observados en ambas componentes.

Otra forma de calcular el error, es mediante la norma entre la diferencia de la velocidad predicha en el modelo con las observadas:

$$R_{AS-U} = \|U^{teo} - U^{obs}\| \quad (3.23)$$

Siendo U^{teo} las velocidades predichas por el modelo y U^{obs} las velocidades observadas.

Tras definir la forma de calcular el error, se procede a seleccionar los posibles λ , en este caso, los valores que se asumirán como prueba fueron:

$$\begin{aligned} \lambda_1 = & [10^{-7}, 10^{-6}, 10^{-5}, 10^{-4}, 10^{-3}, 5 \times 10^{-3}, 9 \times 10^{-3}, 10^{-2}, 2 \times 10^{-2}, 3 \times 10^{-2} \\ & , 3 \times 10^{-2}, 4 \times 10^{-2}, 5 \times 10^{-2}, 6 \times 10^{-2}, 8 \times 10^{-2}, 10^{-1}] \quad (3.24) \\ \lambda_2 = & [10^{-7}, 10^{-6}, 10^{-5}, 10^{-4}, 10^{-3}, 5 \times 10^{-3}, 9 \times 10^{-3}, 10^{-2}, 2 \times 10^{-2}, 3 \times 10^{-2} \\ & , 3 \times 10^{-2}, 4 \times 10^{-2}, 5 \times 10^{-2}, 6 \times 10^{-2}, 8 \times 10^{-2}, 10^{-1}] \end{aligned}$$

Primero se evalúa la constante λ_1 , fijando a λ_2 como el primer valor de la ecuación (3.24), luego se procede a realizar múltiples inversiones considerando todos los valores de λ_1 , posteriormente λ_2 es fijado usando el siguiente valor de la expresión (3.24), y así hasta completar todos los valores de λ_2 . De esta manera es posible obtener una serie curvas de error residual vs λ_1 . El paso siguiente, es considerar el criterio de la “L”, propuesto por Novoa (2015), con el cuál se selecciona un λ_1 definitivo para un modelo en particular.

Una vez seleccionado λ_1 , se fija su valor y se invierte múltiples veces, esta vez, variando el valor de λ_2 . Obteniendo una curva única donde el eje “y” es el residual en metros, y el eje “x” λ_2 . Finalmente, el valor de λ_2 es elegido por el criterio de “L”.

La obtención de λ_3 y λ_4 se realizan de forma directa por medio de la ecuación (3.20).

A modo de ejemplo, la figura 3.14 muestra las curvas que se usaron para la selección de los λ_i en el caso del modelo *co-sísmico* del Maule. Las curvas de los demás modelos pueden ser observadas en el anexo (Curvas de error).

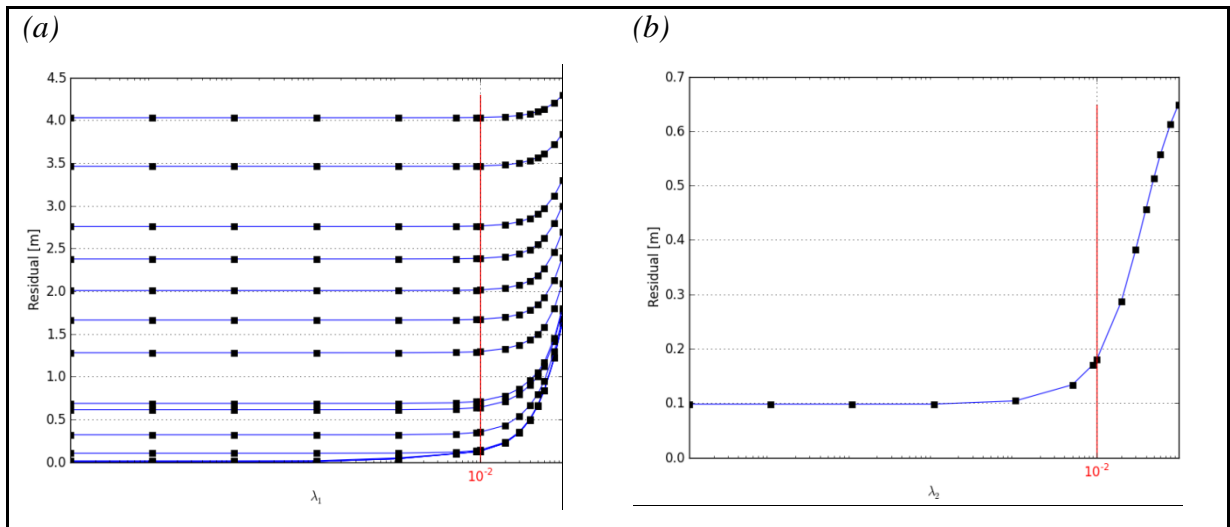


Figura 3.14: (a) Curvas del error vs λ_1 para el *co-sísmico* del Maule. (b) Curva de error vs λ_2 para el *co-sísmico* del Maule, asumiendo un λ_1 constante igual a 0,01. De acuerdo al criterio de la “L”, los valores escogidos fueron $\lambda_1 = 0,01$ y $\lambda_2 = 0,01$

Realizando este procedimiento, fue posible seleccionar los valores de λ_1 , λ_2 , λ_3 y λ_4 , mostrados en la tabla 3.2:

Tabla 3.3: Constantes de minimización y suavidad del deslizamiento.

Modelo	λ_1	λ_2	λ_3	λ_4
<i>Inter-sísmico</i> Maule	0,02	0,02	0,02	0,02
<i>Co-sísmico</i> Maule	0,01	0,01	0,01	0,01
<i>Post-sísmico</i> Maule (2010-03-11)	0,01	0,005	0,01	0,005
<i>Post-sísmico</i> Maule (2010-05-20)	0,01	0,005	0,01	0,005
<i>Post-sísmico</i> Maule (2010-12-06)	0,01	0,005	0,01	0,005
<i>Post-sísmico</i> Maule (2011-06-30)	0,01	0,005	0,01	0,005
<i>Post-sísmico</i> Maule (2013-02-27)	0,01	0,005	0,01	0,005

Tabla 3.4: Continuación. Constantes de minimización y suavidad del deslizamiento.

Modelo	λ_1	λ_2	λ_3	λ_4
<i>Post-sísmico</i> Maule (2014-02-27)	0,01	0,005	0,01	0,005
<i>Post-sísmico</i> Maule- <i>Inter-sísmico</i> Illapel (2015-02-27)	0,01	0,005	0,01	0,005
<i>Inter-sísmico</i> Illapel (2015-08-16)	0,01	0,005	0,01	0,005
<i>Co-sísmico</i> Illapel (2015-09-16)	0,01	0,01	0,01	0,01
<i>Post-sísmico</i> Illapel (2016-02-27)	0,01	0,005	0,01	0,005

3.2.3. Cálculo de magnitud de momento (M_w)

Una vez obtenidos el deslizamiento en cada subfalla, se procede a calcular la magnitud de momento (M_w) como lo describe Kanamori (1977):

$$M_w = \frac{2}{3} \left(\log_{10} \left(\frac{M_0}{N \cdot m} \right) - 6.0 \right) \quad (3.25)$$

Dónde:

$$M_0 = \mu SA \quad (3.26)$$

Siendo M_0 el momento sísmico, μ el módulo de deformación o módulo de rigidez ($\mu = 3.4 \cdot 10^{10} [Pa]$), “S” es el deslizamiento de cada subfalla y “A” es el área de ruptura, vale decir, las área individual de cada subfalla. Una vez calculado el momento sísmico (M_0) para cada subfalla, se realiza una sumatoria de todos ellos, obteniendo el M_0 de la falla total, y es este valor el que se utiliza en la ecuación (3.24) para calcular la magnitud de momento en cada interface.

Por otro lado, existen modelos en los cuales las soluciones entregadas para el cálculo de la magnitud de momento poseen unidades de medidas dispuestas en desplazamiento v/s tiempo (m/s), en cuyo caso, el resultado es la tasa de magnitud de momento (\dot{M}_w).

3.3. Grado de acoplamiento

El grado de acoplamiento, es la relación entre la tasa de deslizamiento *inter-sísmico* (distancia/tiempo en que se mueven las placas entre dos grandes sismos), y la velocidad de convergencia de la placa (V_p). Cuando las placas están completamente bloqueadas, vale decir, completamente pegadas y no se mueven entre ellas, el acoplamiento es 1,0. Mientras que si ambas se mueven a la misma velocidad, el valor es de 0 y significa que las placas se encuentran desacopladas.

Debido a lo anterior, se puede escribir la siguiente ecuación, que define el grado de acoplamiento entre dos placas:

$$A_c = 1 - \frac{S}{V_p} \quad (3.27)$$

Siendo A_c el grado de acople *inter-sísmico*, S es la tasa de deslizamiento (distancia/tiempo) y V_p la velocidad de convergencia de las placas (6,8 cm/año).

Analizando la ecuación (3.27), es posible notar que cuando el deslizamiento en una determinada subfalla es 0, el grado de acoplamiento es igual a 1, significa que están 100% acopladas. Por otro lado, cuando S es igual a la velocidad de placa, A_c equivale a 0, lo que implicaría que ambas placas no se encuentran bloqueadas entre sí. El último caso, es cuando la tasa de deslizamiento supera a la velocidad de placa, en cuyo caso el valor A_c es negativo.

3.4. Test de resolución

El test de resolución es necesario para observar que tan bien se ajustan las soluciones teóricas generadas por el modelo con las observadas, pudiendo de esta manera, apreciar los errores entre estos dos. Para esto, se generarán velocidades superficiales sintéticas a partir de una geometría base y tasas de deslizamiento sintéticas (problema directo).

Se considerará una geometría de fallamiento tal que se asumirán ambas interfaces como fuente responsable de los movimientos en superficie, probando con diferentes deslizamientos en cada interface, todo con el fin de recrear de mejor manera las diferentes etapas del ciclo sísmico, además, se utilizará la misma cobertura espacial que se dispone en cada periodo.

Luego de generar la geometría base y su respectivo deslizamiento, se procede a obtener las velocidades sintéticas usando el problema directo, para proseguir con nueva inversión, usando como parámetros de entradas las velocidades anteriores y la misma geometría de fallamiento, generando entonces como resultado, la tasa de deslizamiento esperado en las interfaces, todo con el fin de dilucidar cuan efectiva es la resolución espacial que es capaz de predecir el modelo.

De esta manera, se obtuvieron diferentes *test* de resolución, todos con la misma geometría de falla (estructurados por subfallas de $\sim 100 \times 100 \text{ km}^2$), pero diferente distribución de deslizamiento; **(i)** Para el periodo *inter-sísmico* en la interfaz superior (Figura 3.15), se puede apreciar que tanto la distribución de deslizamiento como la magnitud de esta, es muy similar ($\sim 3 \text{ cm/año}$). Esto se corrobora con al observar lo pequeños que son los residuales en la figura 3.15-b. Lo mismo ocurre en la interfaz inferior en este periodo (Figura 3.16), donde se aprecia que el modelo recuperado (problema directo) se asemeja muy bien al problema directo. **(ii)** El test para el periodo *co-sísmico* se puede observar en las figuras 3.17 (interfaz superior) y en la figura 3.18 (interfaz inferior). En este caso, tanto la distribución como la magnitud son recuperadas muy satisfactoriamente, sin embargo, no es así en las zonas muy próximas a la fosa, sobre todo en aquellas áreas donde existe una baja cobertura espacial de estaciones GNSS. **(iii)** Finalmente, el periodo post-sísmico es mostrado en las figuras 3.19 y 3.20, representando las interfaces superior e inferior respectivamente, y similar al caso anterior, tanto el problema directo como el inverso tienen muy buena correlación, sin embargo se pierde la resolución en las zonas muy alejadas a las estaciones de GNSS o con baja cobertura de estas.

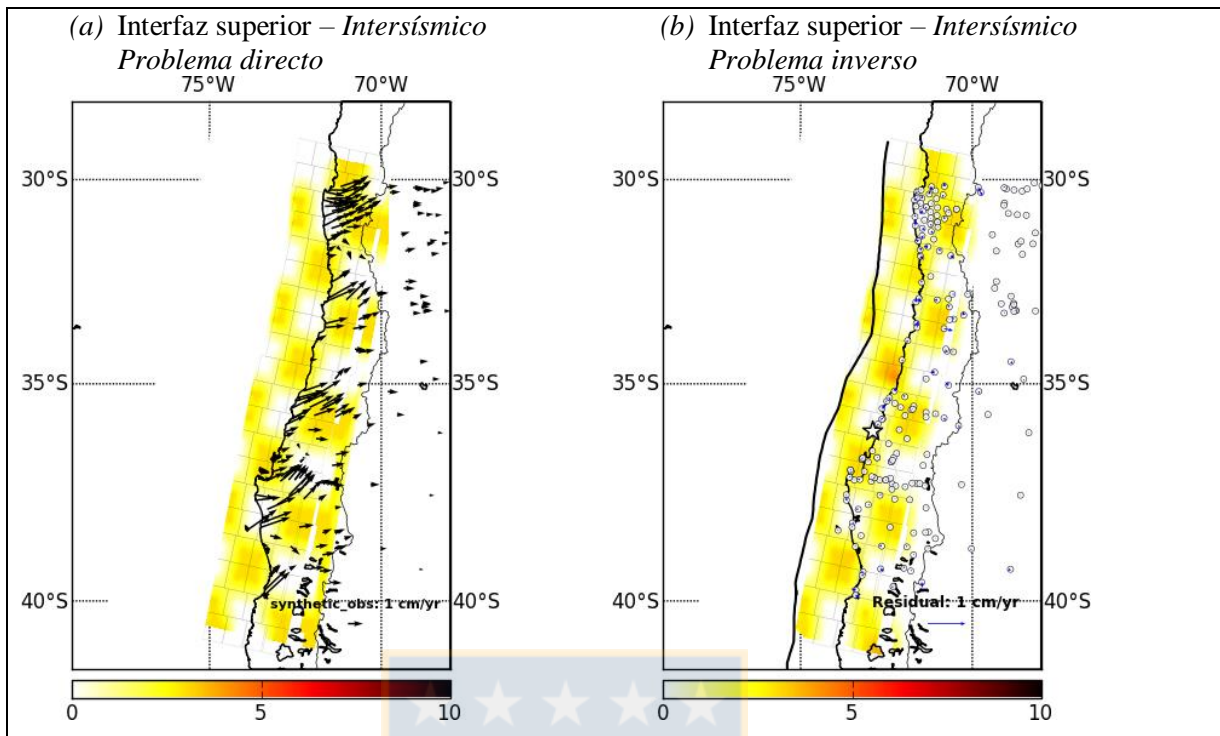


Figura 3.15: Test de resolución para la interfaz superior, recreando el periodo *intersísmico*. (a) Problema directo: Tasa de deslizamiento sintéticas (en cm/año), y velocidades calculadas a partir de él (vectores negros). (b) Problema inverso: tasa de deslizamiento recuperada del modelo anterior (en cm/año). Vectores azules representan a los residuales entre el problema directo e inverso.

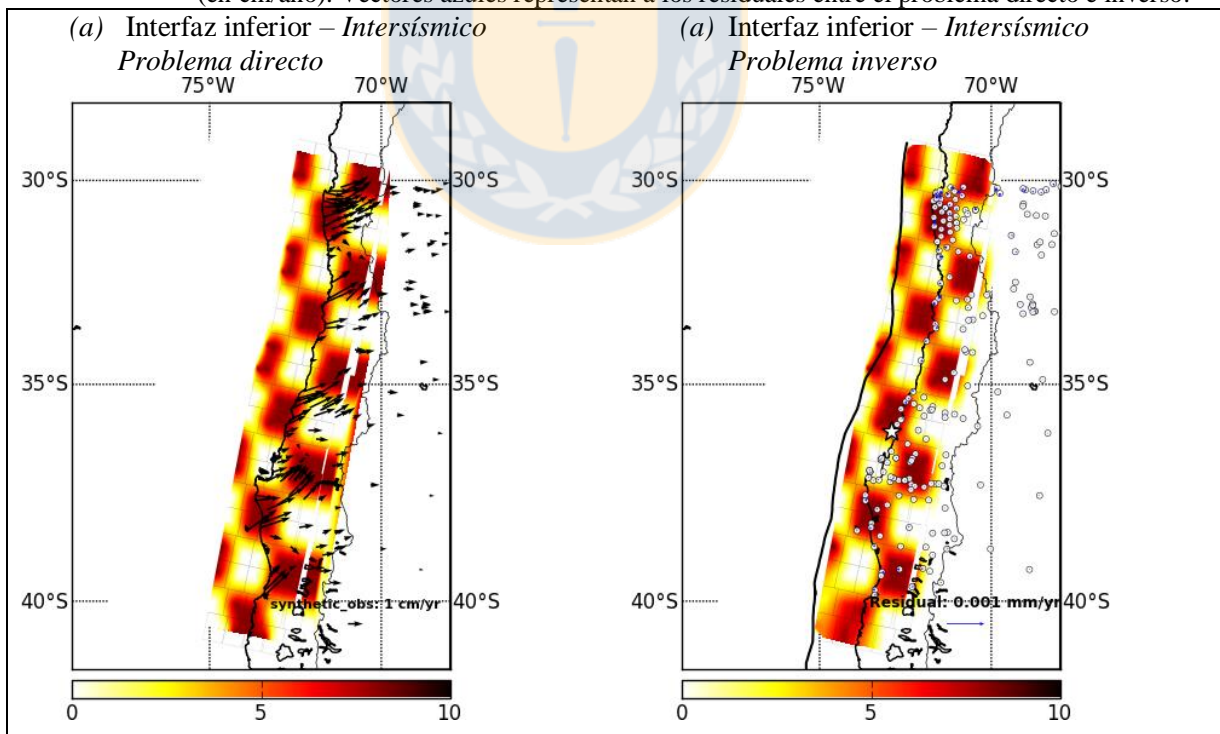


Figura 3.16: Test de resolución para la interfaz inferior, recreando el periodo *intersísmico*. (a) Problema directo: Tasa de deslizamiento sintéticas (en cm/año), y velocidades calculadas a partir de él (vectores negros). (b) Problema inverso: tasa de deslizamiento recuperada del modelo anterior (en cm/año). Vectores azules representan a los residuales entre el problema directo e inverso.

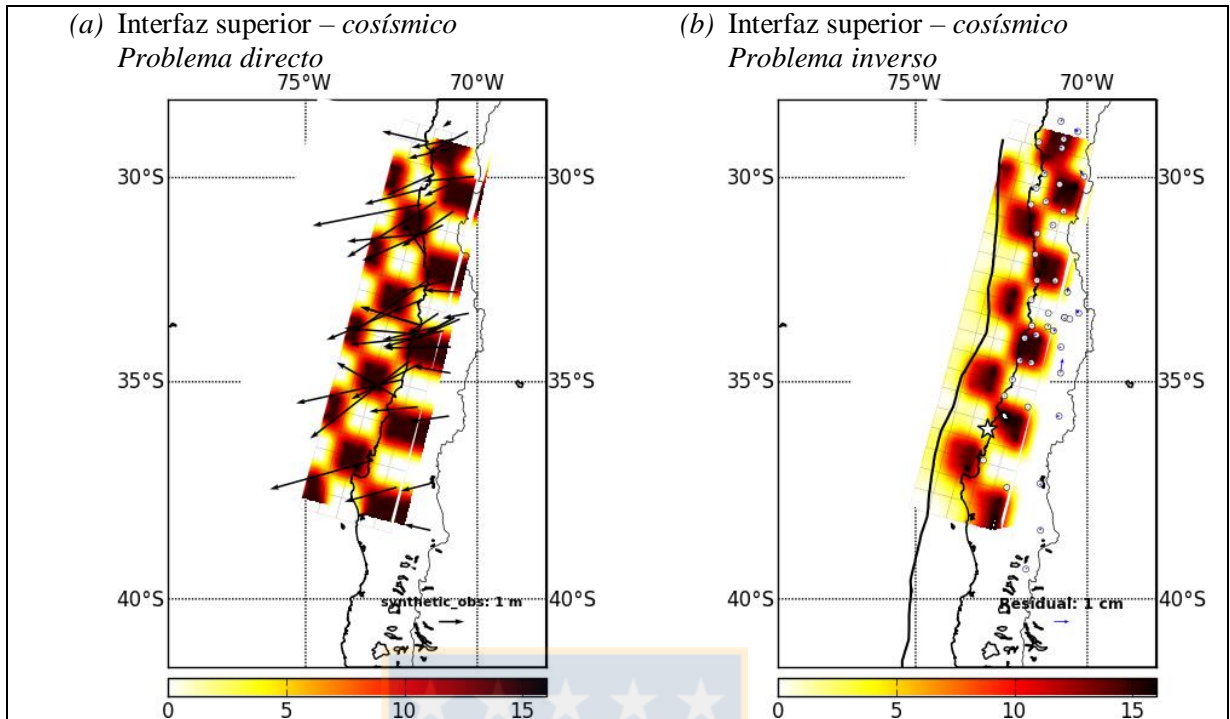


Figura 3.17: Test de resolución para la interfaz superior, recreando el periodo *co-sísmico*. (a) Problema directo: Tasa de deslizamiento sintéticas (en metros), y velocidades calculadas a partir de él (vectores negros). (b) Problema inverso: tasa de deslizamiento recuperada del modelo anterior (en metros). Vectores azules representan a los residuales entre el problema directo e inverso.

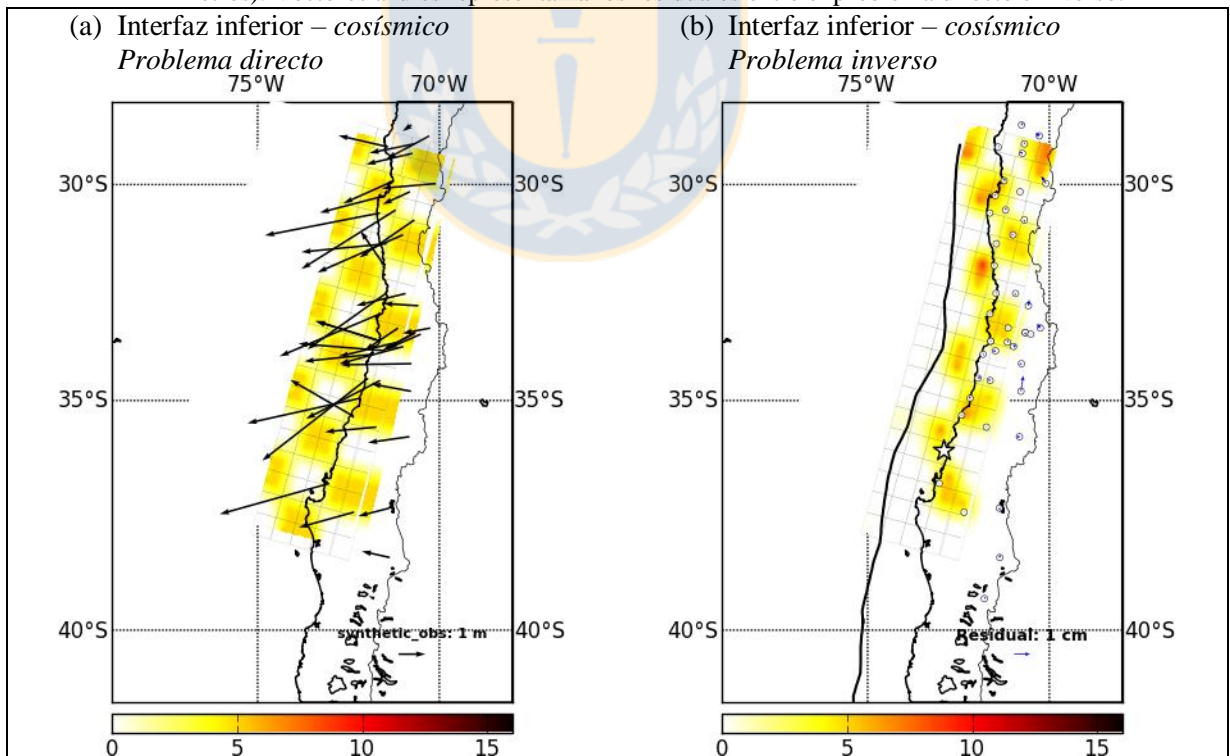


Figura 3.18: Test de resolución para la interfaz inferior, recreando el periodo *co-sísmico*. (a) Problema directo: Tasa de deslizamiento sintéticas (en metros), y velocidades calculadas a partir de él (vectores negros). (b) Problema inverso: tasa de deslizamiento recuperada del modelo anterior (en metros). Vectores azules representan a los residuales entre el problema directo e inverso.

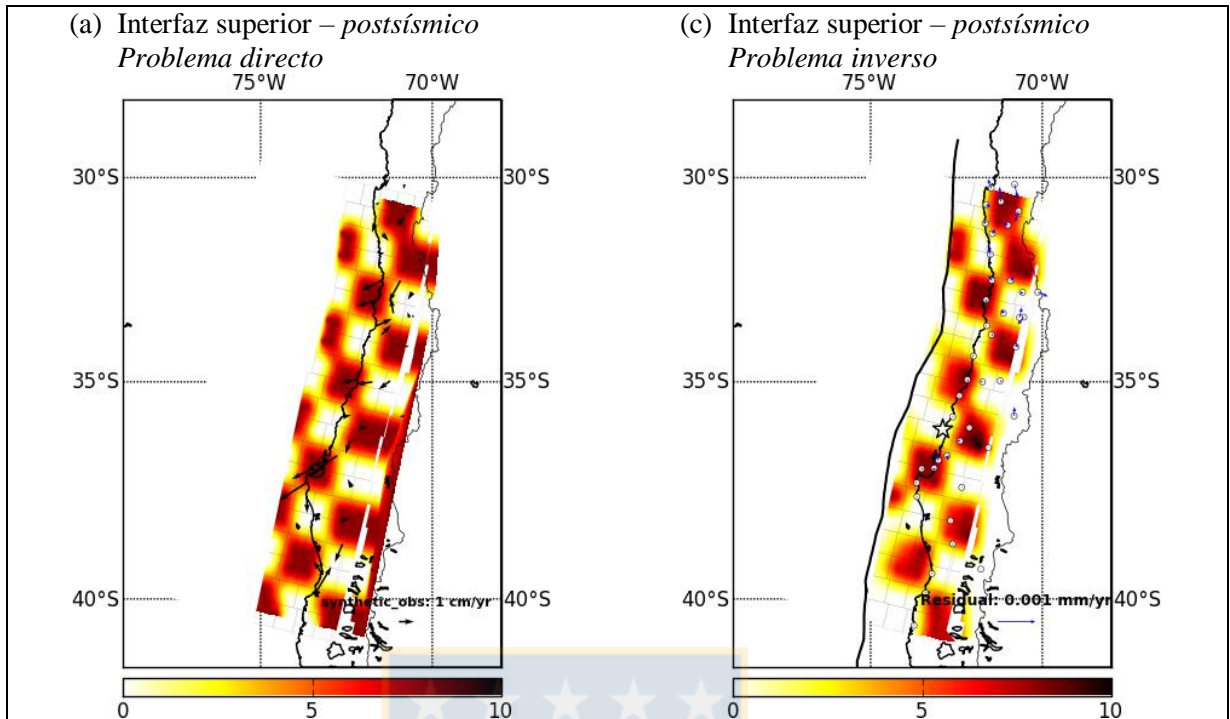


Figura 3.19: Test de resolución para la interfaz superior, recreando el periodo *post-sísmico*. (a) Problema directo: Tasa de deslizamiento sintéticas (en cm/año), y velocidades calculadas a partir de él (vectores negros). (b) Problema inverso: tasa de deslizamiento recuperada del modelo anterior (en cm/año). Vectores azules representan a los residuales entre el problema directo e inverso.

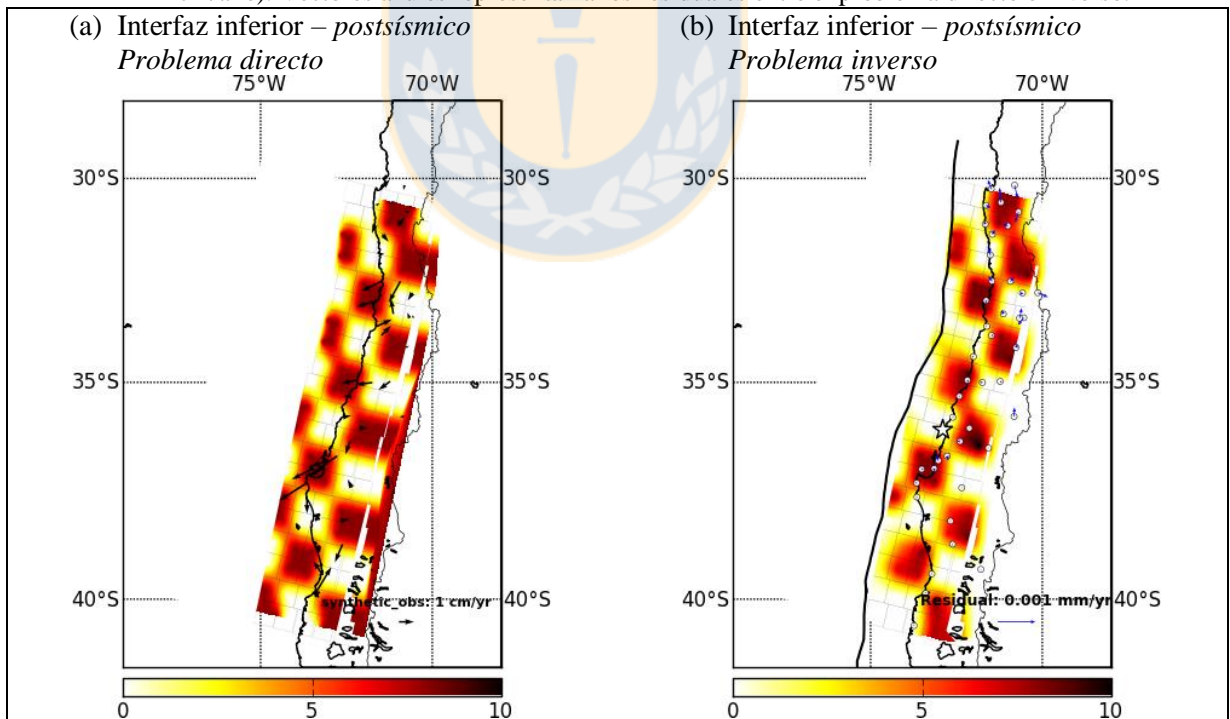


Figura 3.20: Test de resolución para la interfaz inferior, recreando el periodo *post-sísmico*. (a) Problema directo: Tasa de deslizamiento sintéticas (en cm/año), y velocidades calculadas a partir de él (vectores negros). (b) Problema inverso: tasa de deslizamiento recuperada del modelo anterior (en cm/año). Vectores azules representan a los residuales entre el problema directo e inverso.

4. RESULTADOS

A continuación se mostrarán los resultados de las inversiones hechas a partir del *Modelo de Placa* utilizando las soluciones de GNSS durante el periodo desde el 2007 hasta 2016 que cubran las áreas afectadas por las distintas etapas del evento del Maule y de Illapel.

Hasta la fecha se han publicado numerosos trabajos y modelos, expuestos en el capítulo 1, que servirán como ejemplo para comparar los resultados entregados a continuación.

4.1. *Inter-sísmico* Maule

La inversión utilizando el modelo de falla finita para el periodo *Inter-sísmico* comprendido entre el año 2007 y 2010, según lo señalado en la figura 4.1, cubre un total de 218 soluciones de GNSS tomadas de Moreno *et al.* (2010), las cuales se hayan entre las latitudes 30°S y 40°S y Longitudes 75°W y 65°W, en esta figura, además, pueden observarse las velocidades tanto teóricas y observadas de cada estación, mientras que en la figura 4.2 se aprecian los residuales de estas.

La interfaz superior, representada por la falla A, se ha modelado con una tasa de deslizamiento máximo de 6,8 cm/año en el borde de la fosa, y también a mayor profundidad, en el límite entre la falla A con la falla C. En las profundidades intermedias las velocidades alcanzan hasta 1,7 cm/año, una cuarta parte de la velocidad de convergencia de placa (Se asume es de 6.8 cm/año). Se pueden observar que las zonas cercanas a las áreas de ruptura de los terremotos del Maule, Illapel y Valparaíso presentan velocidades casi nulas (Figura 4.3).

Por otra parte, en la interfaz inferior, que es representada por la falla B, es posible observar una tasa de deslizamiento máximo de 15,4 cm/año, este movimiento es un poco más del doble de la velocidad de placa, sectorizado en dos zonas muy bien marcadas; en la parte somera del área de ruptura del terremoto del Maule, y una zona más profunda de este mismo, y un pequeño parche al SE del terremoto de Illapel (Figura 4.3). En general, todo el resto de la falla se mueve a una velocidad cercana a la convergencia de placa, salvo por el sector al sur que se mueve a la mitad de esta velocidad (~3,9 cm/año).

Utilizando las soluciones anteriores, en la figura 4.4 se muestran los grados de acoplamiento para ambas interfaces; La interface superior (Figura 4.4-a) se encuentra fuertemente acoplada en la mayoría del área total (cercano al 100% de acoplamiento), pudiéndose diferenciar ciertos parches de alto acoplamiento *inter-sísmico* en las áreas de ruptura de los eventos.

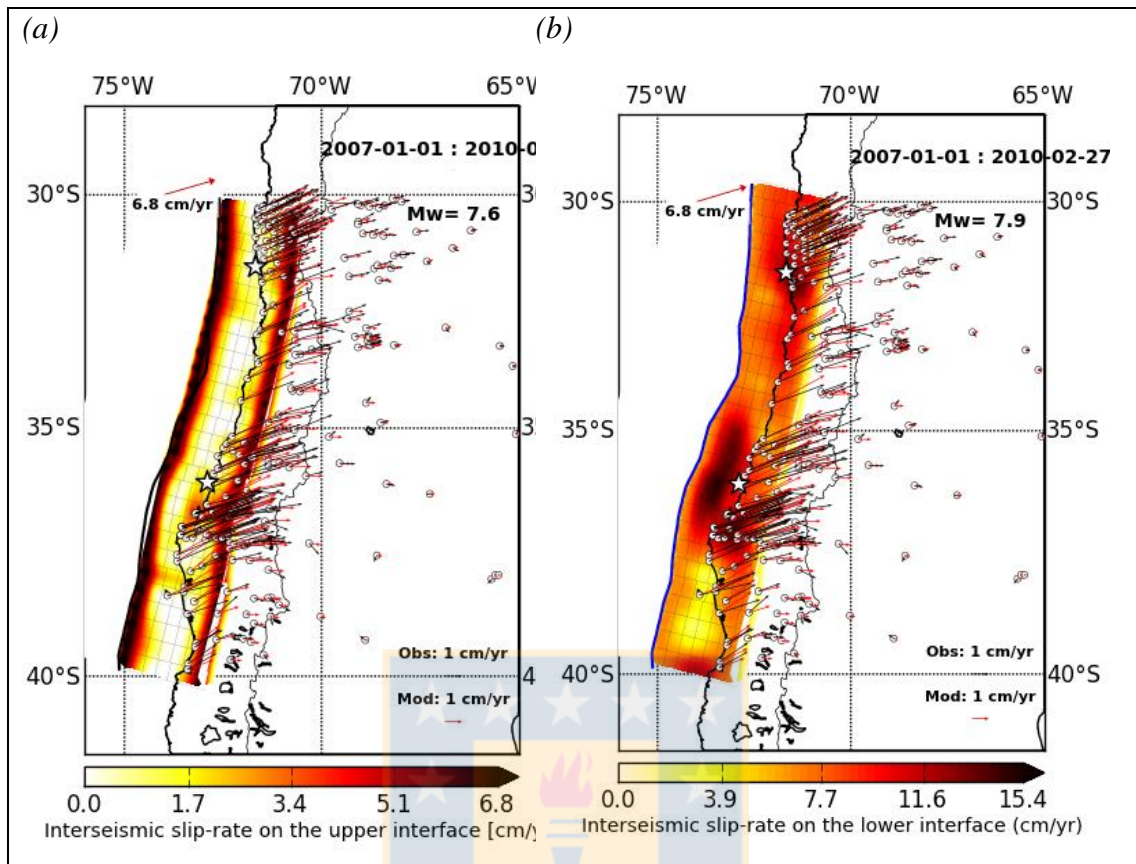


Figura 4.1: Distribución de la tasa de deslizamiento durante el periodo *inter-sísmico* en cm/año (desde el 2007 hasta el 2010), abordando las áreas de ruptura del terremoto del Maule y de Illapel; las figuras (a) y (b) representan las interfaces superior (Falla A) e inferior (Falla B) respectivamente, en ambas se detallan los vectores de velocidad observadas por GNSS (en negro), junto a las velocidades teóricas corregidas (en rojo), pues se ha eliminado la contribución de los planos de falla C, D y E.

Mientras que en la interfaz inferior, la mayoría del área se encuentra muy desacoplada (cercano al 0 % de acoplamiento). Aquellas dos zonas con un acople negativo son representadas como aquellas zonas que poseen una velocidad superior a la velocidad de convergencia). Finalmente la única zona relativamente acoplada (~50%) se encuentra en la parte sur del área de estudio.

En resumen, los resultados señalan una interfaz superior fuertemente acoplada debido a las bajas velocidades de deslizamiento, calculando una tasa de magnitud de momento sísmico de aproximadamente $M_w = 7,6$ en un año. Por otra parte, en la interfaz inferior, que existen velocidades cercanas a la velocidad de convergencia, llegando a superarla en ciertos sectores, se haya muy desacoplada y por ende, su tasa de magnitud de

momento es mayor ($M_w = 7,9$ / año). En otras palabras, se puede interpretar que existe una tasa de carga de magnitud de momento sísmico al año, de 7,6 y 7,9 en ambas interfaces respectivamente.

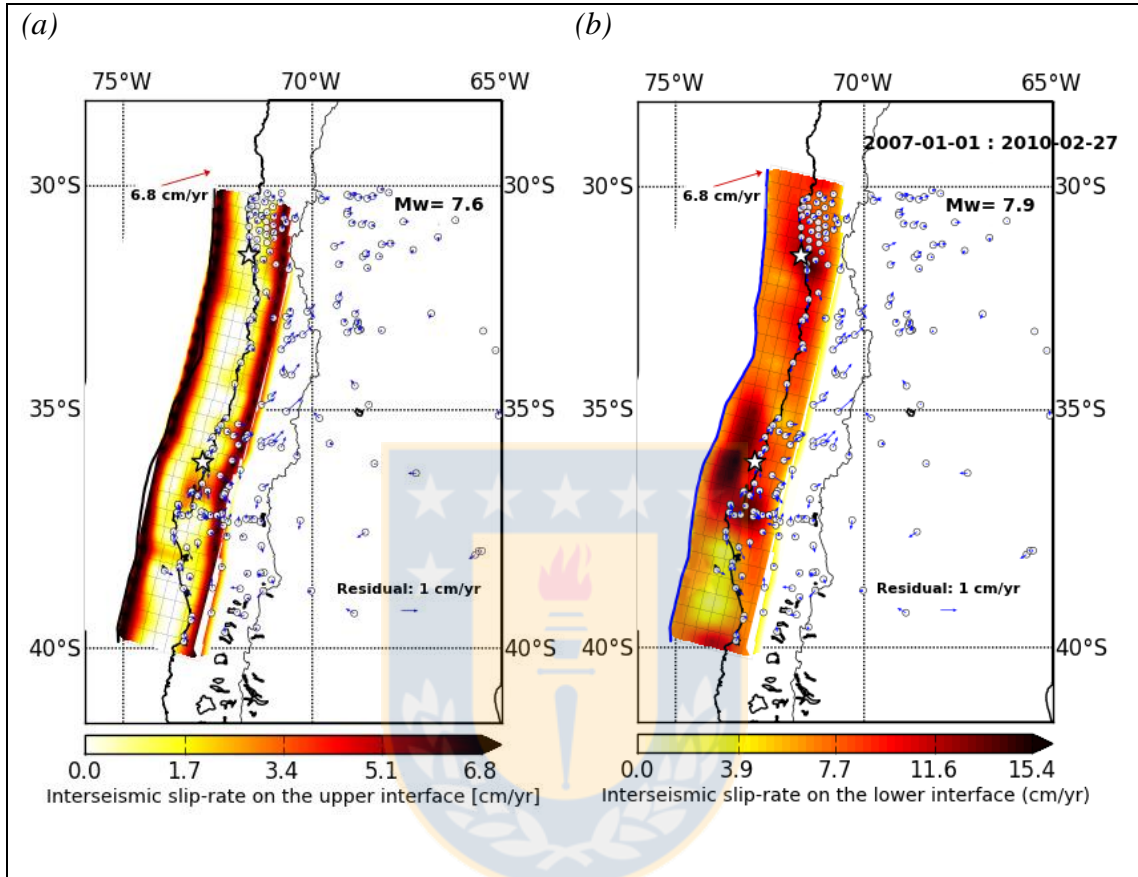


Figura 4.2: Distribución de la tasa de deslizamiento durante el periodo *inter-sísmico* en cm/año (desde el 2007 hasta el 2010); las figuras (a) y (b) representan las interfaces superior (Falla A) e inferior (Falla B) respectivamente, en ambas figuras se observan los residuales entre las velocidades observadas y teóricas corregidas (en azul)

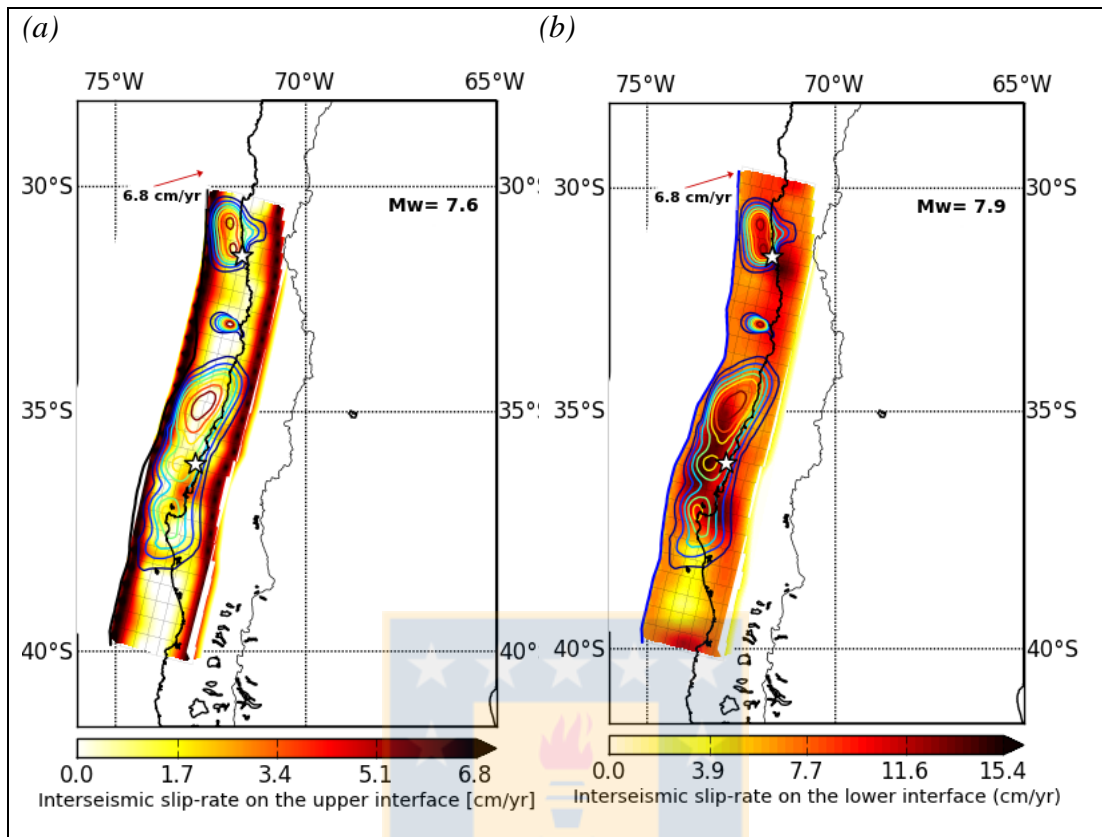


Figura 4.3: Distribución de la tasa de deslizamiento durante el periodo *inter-sísmico* en cm/año (desde el 2007 hasta el 2010); las figuras (a) y (b) representan las interfaces superior (Falla A) e inferior (Falla B) respectivamente, en ambas se superponen la solución de las tasas de deslizamientos, de sur a norte, del terremoto del Maule (Moreno *et al.*, 2012), el terremoto de Valparaíso 6.9 M_w (Ruiz *et al.*, 2017) y el terremoto de Illapel (Tilman *et al.*, 2016).

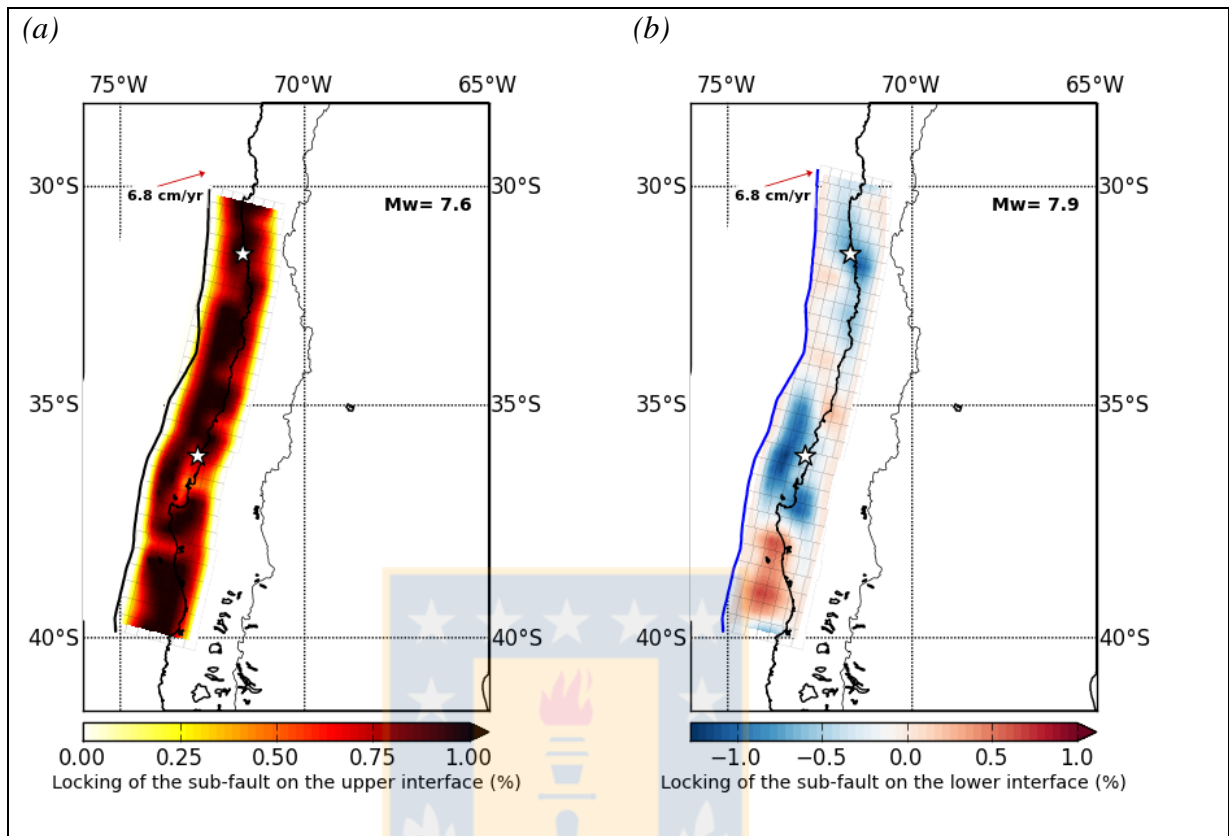


Figura 4.4: Se detalla la distribución del grado de acoplamiento *inter-sísmico* para el periodo desde el 2007 hasta el 2010; **(a)** Grado de acoplamiento en la interfaz superior. **(b)** Grado de acoplamiento en la interfaz inferior

4.2. Co-sísmico Maule

Tras utilizar 11 estaciones que tienen bien marcado el salto espacial debido al evento del Maule el 27 de febrero del 2010, se realiza la inversión que es detallada en la figura 4.5. De acuerdo al modelo, en la interfaz superior existen dos zonas de alto deslizamiento, siendo la zona del norte (frente a la región del Maule, $\sim 35^{\circ}\text{S}$) donde se encuentra el mayor valor, alcanzando un máximo de 16,9 metros, mientras que el de la zona sur (frente a las costas de Arauco-Concepción, $\sim 36^{\circ}\text{S}$ - 37°S) presenta un deslizamiento cercano a 10 metros (Figura 4.5-a). Por otra parte, la interfaz inferior presenta movimientos considerablemente menores ($\sim 0,8$ metros) en un sector debajo de Arauco (de profundidad alta), y otros dos sectores al norte, uno relativamente somero y otro más profundo. Además de estos “parches de alto deslizamiento” en la interfaz inferior, el resto presenta movimientos casi nulos (Figura 4.5-b).

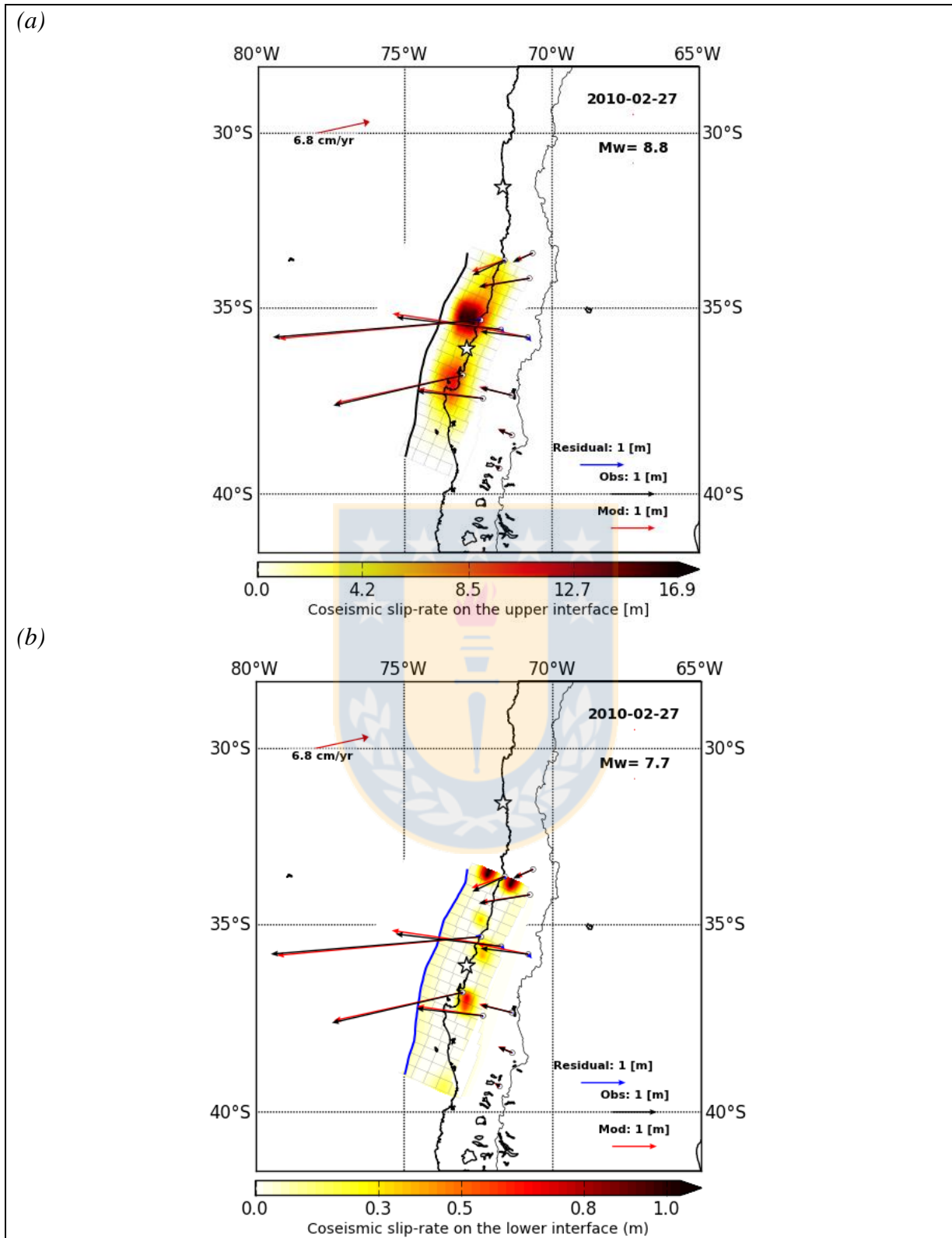


Figura 4.5: Distribución del deslizamiento *co-sísmico* de la (a) interfaz superior y de la (b) interfaz inferior. En ambas figuras se dibujan los vectores de velocidad observadas por GNSS (negro), las velocidades teóricas corregidas (rojo) y los residuales de ambas velocidades (azul).

Dichos movimientos, específicamente las dos zonas de más alto valor en la interfaz superior, coinciden muy bien con la solución expuesta por Moreno *et al.* (2012), tanto en distribución como en magnitud de deslizamiento, salvo el sector sur, que se encuentra ligeramente desplazado hacia el norte, de acuerdo a lo modelado por el autor mencionado. Esto se refleja muy bien en el cálculo de magnitud de momento ($M_w = 8,8$), que coincide con lo convenido por la comunidad científica (Figura 4.6-a). Mientras que la distribución de éste en la interfaz inferior se encuentra concentrada en zonas que rodean el deslizamiento en la interfaz superior y son considerablemente menores al movimiento en la falla A, siendo el cálculo de magnitud de momento de $M_w = 7,7$ (Figura 4.6-b).



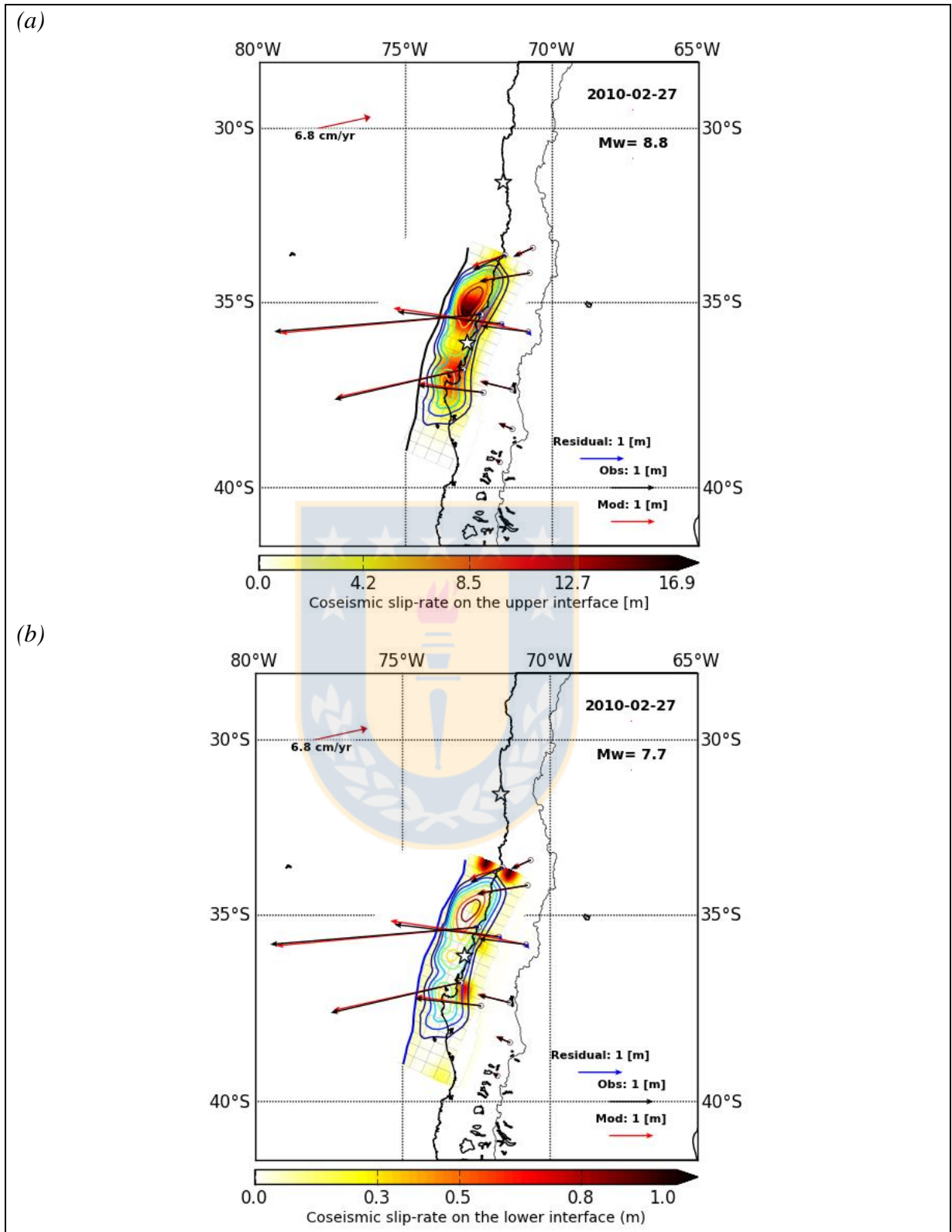


Figura 4.6: Distribución del deslizamiento *co-sísmico* de la (a) interfaz superior y de la (b) interfaz inferior. Además, se superpone la solución de la inversión *co-sísmica* propuesta por Moreno et al. (2012) en las dos interfaces respectivamente.

4.3. Post-sísmico Maule

Para el caso de la etapa *post-sísmica*, se decidió invertir las soluciones de 7 ventanas temporales, con el fin de comparar el modelo con otros previamente hechos. Dichos resultados son presentados en la figura 4.4.

El primer modelo fue ejecutado usando 24 estaciones tomadas de Vigny *et al.* (2011), de su modelo post-sísmico, el 11 de marzo del 2010. Dichas soluciones están en metros, y representan el desplazamiento observado tras 12 días del evento. El resultado de este trabajo para este caso, puede ser visto en la figura 4.7, donde se representa a las interfaces superior e inferior respectivamente. La interface superior presenta 3 parches de alta tasa de deslizamiento principales; frente a las costas de Arauco, hacia el E de Constitución en la región del Maule y al SE de concepción. El primero tiene un ápice de 0,8 metros, muy cercano a la zona de máximo deslizamiento durante el *co-sísmico*. Las otras dos zonas se encuentran muy cercanas entre sí, en el área entre medio de los dos parches de alta tasa de deslizamiento durante el terremoto, y presentan un movimiento ligeramente inferior (0,5 a 0,6 metros). El resto del área tiene valores inferiores a 0,3 metros, siendo las partes más alejadas del terremoto donde presentan los menores valores (cercanos a 0).

Al comparar el modelo generado con lo expuesto por Vigny *et al.* (2011) (Figura 1.6-a), es posible afirmar que el resultado es consistente, teniendo una distribución muy similar, con la diferencia que la magnitud de momento calculada por Vigny fue de 7,8, mientras que la del modelo es de 8,0, diferencia que es evidenciada en la magnitud de la máxima tasa de deslizamiento de ambos modelos (80 cm versus 50 cm en Vigny).

Los siguientes modelos fueron hechos usando las soluciones de GNSS mencionados en el capítulo 3, por lo tanto, los valores fueron calculados a partir de las velocidades anuales de un día en específico.

La figura 4.8 representa las inversiones realizadas con las velocidades calculadas del 20 de marzo del 2010 de las interfaces superior e inferior respectivamente, con el fin de compararlas al modelo de Bedford *et al.* (2013) entre los 82 a 102 días del evento. Esto fue calculado utilizando 46 estaciones, de las cuales la estación de mayor movimiento tiene una velocidad de casi 50 cm/año, con predominancia hacia el sentido W.

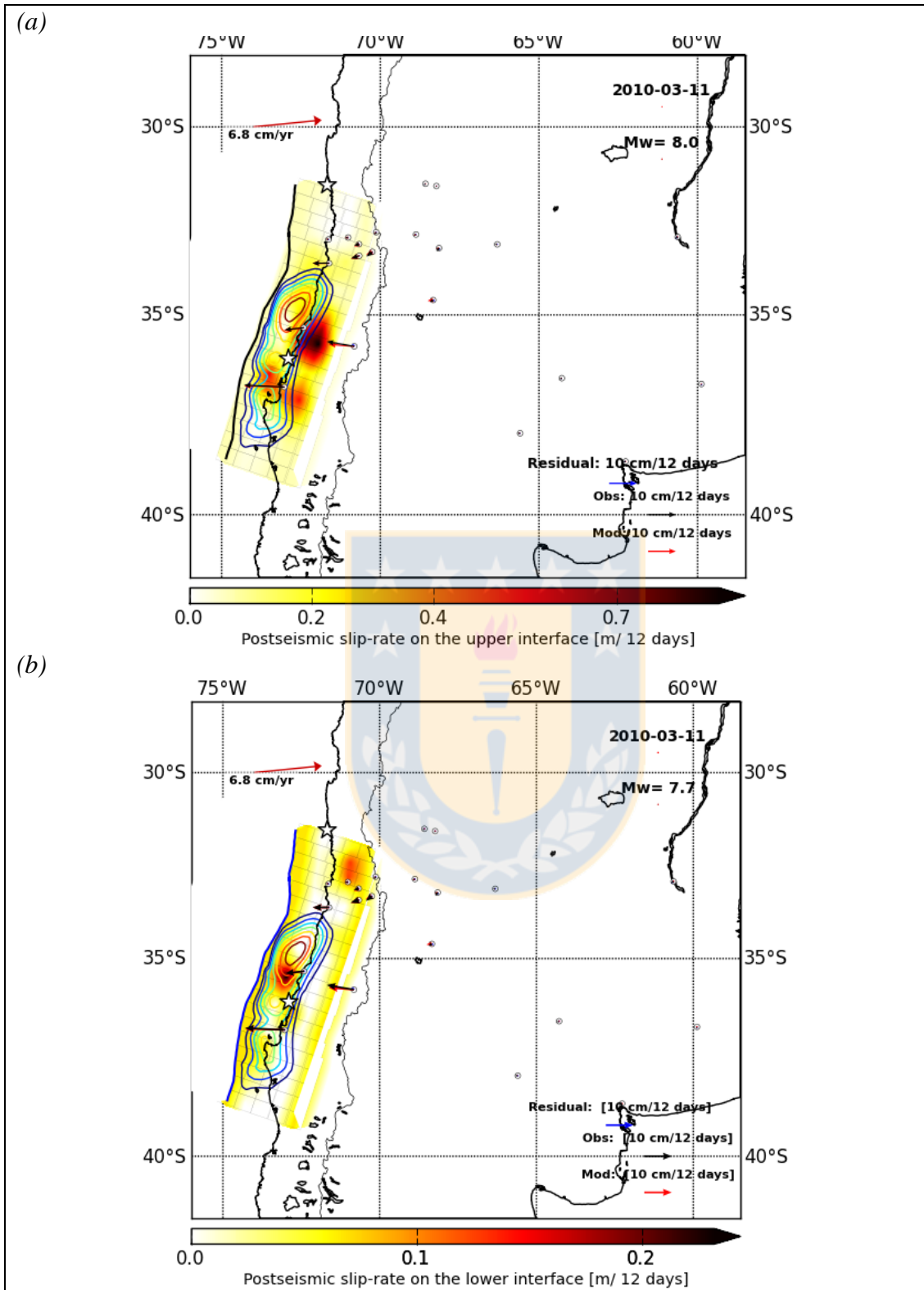


Figura 4.7: Modelo *post-sísmico* en el que se detalla el deslizamiento después de 12 días del terremoto del Maule (en metros) y los vectores de las velocidades horizontales teóricas (en rojo) y observadas por GNSS, tomadas de Vigny *et al.* (2011)(en negro) y los residuales (en azul); (a), (b): interfaz superior e inferior respectivamente

En la interfaz superior (Figura 4.8-a) se aprecian varias zonas de alta tasa de deslizamiento, con un máximo de 2.15 metros al año. Estos parches forman dos franjas, una en el continente, rodeando la ruptura del terremoto, y otra más cercana a la fosa, esta última en lugares donde no hubo demasiado durante el *co-sísmico*. La distribución de estas zonas es similar a la expuesta por Bedford, salvo que la segunda franja se encuentra más próxima hacia la fosa de lo que modela el autor. En cuanto a las magnitudes calculadas, resulta más fácil compararlas tras convertir a las mismas unidades de medida; La tasa de deslizamiento máxima mostrado por el autor está expresado por 12 centímetros en 20 días, al convertir esto a metros/año, el resultado es de 2 metros al año, mientras nuestro modelo estima un máximo de 2,15 metros al año, esto a su vez equivale a 11,8 centímetros en 20 días. Por lo tanto, ambos modelos estiman magnitudes similares a pesar de utilizar soluciones diferentes. La tasa de magnitud calculada para este trabajo fue de $M_w = 7,6$, asumiendo un deslizamiento por 20 días, mientras que un $M_w = 8,4$ para un deslizamiento anual.

Mientras tanto, en la interfaz inferior del 20 de marzo del 2010, mostrada en la figura 4.8-b también es posible observar una franja en el continente, cercano a la costa y rodeando la ruptura del Maule, pero con zonas de menor velocidad, exceptuando las dos áreas donde la tasa de deslizamiento es mayor (2,1 metros/año) a los $\sim 35^\circ$ y 39° latitud sur. La tasa de magnitud de momento es menor a la interfaz superior para ambos casos, $M_w = 7,5$ asumiendo el movimiento por 20 días, y $M_w = 8,3$ anualmente.

Prosiguiendo con más modelos en los días posteriores, se eligió invertir 34 estaciones de GNSS tras 282 días, esto es, el 6 de diciembre del 2010 (Figura 4.9) y compararlos al de Bedford entre los 262 y 282 días posteriores. Para esta fecha, las velocidades en superficie disminuyen en un poco menos de la mitad, comparando al caso anterior, siendo 1,49 m/año la máxima velocidad registrada, este valor es equivalente a decir 8,16 cm/20 días, comparados a los 5 cm/20días que predice el modelo de Bedford). Mientras que en las zonas más alejadas, el movimiento es relativamente similar (menores a 2 cm al año). Al comparar la distribución del desplazamiento de este y el modelo anterior, podemos observar que las zonas de mayor valor se desplazan ligeramente, como también desaparecen (hacia el continente en los 35° y 36° , y el sector de Los Ángeles y Lebu). Las tasas de magnitudes de momento resultante en la interfaz superior son de $M_w = 7,4$ y $M_w = 8,3$ en 20 días y anual respectivamente.

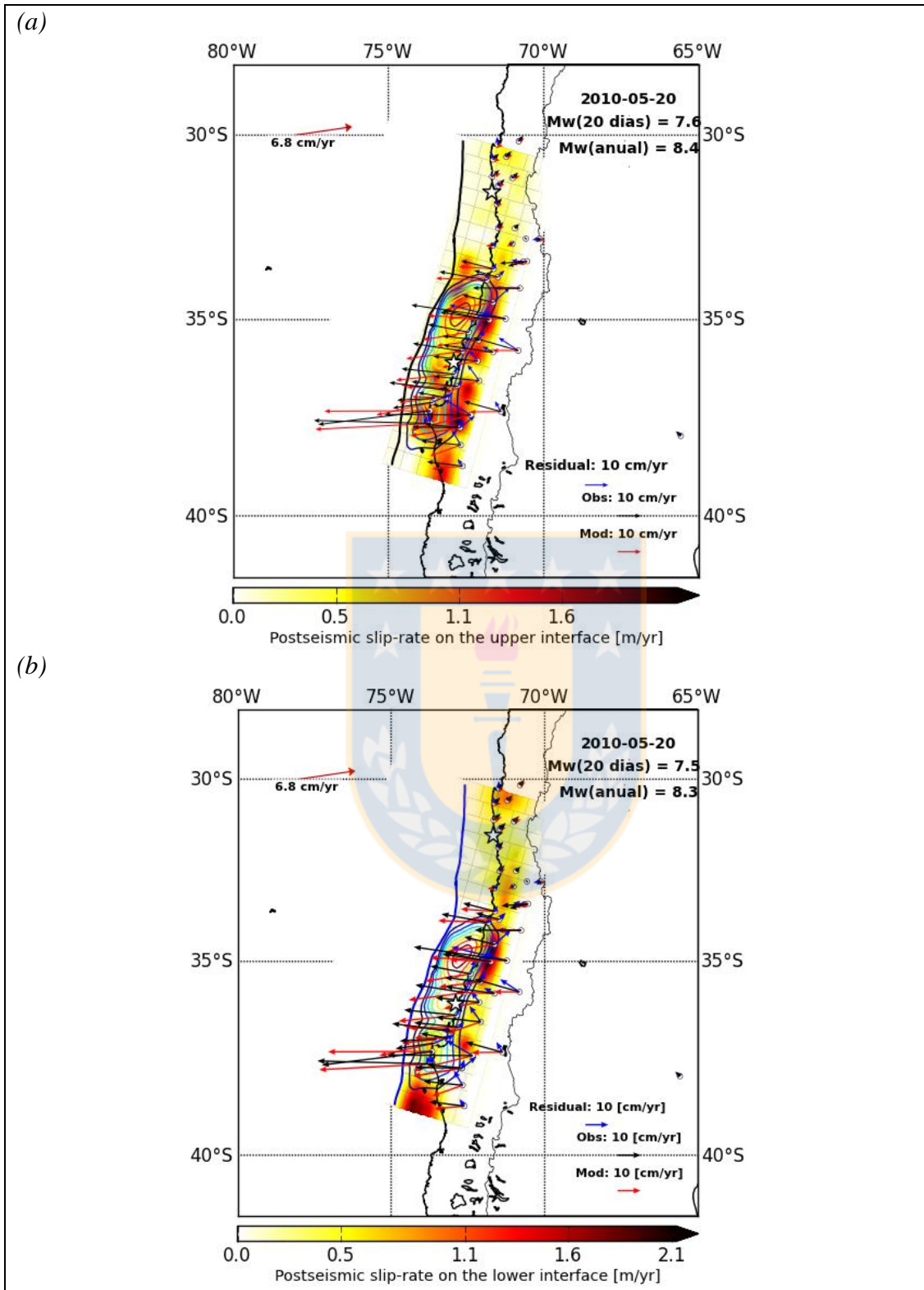


Figura 4.8: Modelo *post-sísmico* en el que se detalla la tasa de deslizamiento el 20/05/2010 (metros por año), los vectores de las velocidades horizontales teóricas (en rojo) y observadas por GNSS (en negro) y los residuales (en azul); **(a)**, **(b)**: interfaz superior e inferior respectivamente

Por otro lado, al compararlo al modelo de Bedford *et al.* (2013), las diferencias son más notables que el anterior; la franja de la costa sigue estando más hacia la fosa que lo mostrado por Bedford. Y además, el autor muestra desplazamientos muy profundos, hacia el continente.

Por otra parte, la interfaz inferior continua mostrando una distribución de la tasa de deslizamiento muy similar a lo anterior, rodeando el área de ruptura, pero de menor magnitud (figura 4.4-f), siendo las tasas de magnitudes de momento de $M_w = 7,4$ y $M_w = 8,2$, para el caso de un deslizamiento por 20 días y anual respectivamente.

Luego, la figura 4.10 muestra las inversiones de las interfaces superior e inferior de las velocidades del 30 de junio del 2011 (488 días posteriores al evento), de las cuales se utilizaron 44 estaciones. El deslizamiento anual máximo que se modeló en la interfaz superior fue de 0,77 metros/año, en Arauco y frente a Concepción. A grandes rasgos, se puede apreciar la permanencia de las zonas de alta tasa de deslizamiento del caso anterior, y además, una reactivación de zonas de mayor magnitud, circundantes al área de ruptura del terremoto (Figura 4.10-a), pero de menor magnitud comparado con el anterior modelo. Al comparar este resultado con el mostrado por Lin *et al.* (2013), se nota una distribución similar, salvo por la zona hacia el mar, en la latitud 36° . El valor máximo mostrado por el trabajo de Lin es de 1,5 metros en 488 días. Para que nuestro trabajo coincida con las mismas unidades de medida y comparar resultados, hace falta una conversión, transformando entonces de 0,77 metros al año a 1,029 metros en 488 días, dos tercios de la tasa de deslizamiento presentado por el autor. Las tasas de magnitudes de momento calculadas fueron de $M_w = 8,2$ para el caso anual, y $M_w = 8,3$ en 488 días.

Por otra parte, el deslizamiento anual de la interfaz inferior (Figura 4.10-b) aumenta ligeramente al caso anterior, alcanzando un máximo de 1,37 metros al año, pero con menores zonas de valores altos. Las magnitudes de momento resultantes son de $M_w = 8,3$ (anual) y $M_w = 8,2$ (en 488 días).

La figura 4.11 muestra las inversiones, para ambas interfaces, de las soluciones del día 27 de febrero del 2013 (3 años post-terremoto). Continúa habiendo una disminución en la magnitud de la velocidad en las estaciones, además de un incremento en la componente norte de algunos vectores frente al área de ruptura del Maule. El deslizamiento anual máximo de la interfaz superior (4.11-a) sufrió una disminución a 67,3 cm/año y la desaparición de varias zonas que

antes se desplazaban con mayor envergadura. Por consiguiente, la tasa de magnitud de momento disminuye a $M_w = 8,1/\text{año}$.

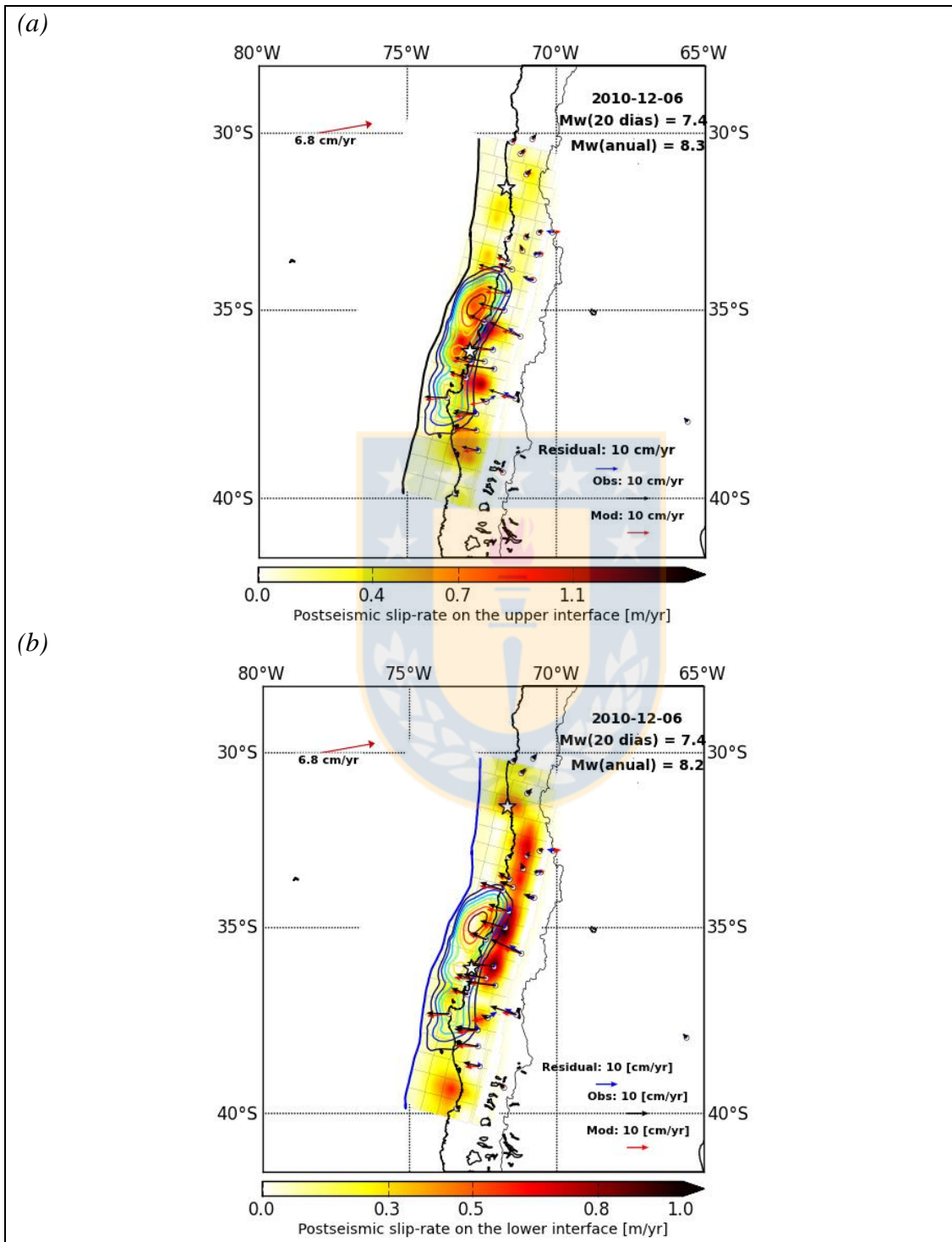


Figura 4.9: Modelo *post-sísmico* en el que se detalla la tasa de deslizamiento el 06/12/2010 (metros por año), los vectores de las velocidades horizontales teóricas (en rojo) y observadas por GNSS (en negro) y los residuales (en azul); **(a)**, **(b)**: interfaz superior e inferior respectivamente

La interfaz inferior, expuesta en la figura 4.11-b, presenta una distribución similar a los años que le precedieron, pero de menor grado (tasas de deslizamiento máximo de 79,3 cm/año) ($M_w = 8,1/\text{año}$).

Luego, la figura 4.12 corresponde al modelo del día 2 de febrero del 2014, usando 47 estaciones que poseen soluciones de 4 años después del evento. Para esta fecha, se redujeron aún más los desplazamientos observados, llegando a 31,5 centímetros al año (menos de la mitad a lo anterior). La componente norte de los vectores se acentúa más y se reactivan zonas de la interfaz superior que antes habían cesado su movimiento (figura 4.12-a). La tasa de magnitud de momento anual es de $M_w = 8,0/\text{año}$.

La interfaz inferior, mostrada en la figura 4.12-b, posee casi la misma distribución de la tasa de deslizamiento que el año anterior, pero de menor proporción (62 cm/año como máximo). Su tasa de magnitud de momento anual es de $M_w = 8,1/\text{año}$.

Finalmente, la figura 4.13 muestra el resultado tras invertir las soluciones con las velocidades del 27 de febrero del 2015 (5 años post-terremoto). En cuyo caso, se aprecia una notable predominancia en la componente norte de los vectores frente al área de ruptura. Este cambio es advertido en la distribución de la tasa de deslizamiento de la interfaz superior (Figura 4.13-a). Si bien el valor máximo alcanza los 38,4 cm/año, muy similar al año anterior, existen zonas en que el movimiento es amainado, como en la latitud 35° que su velocidad se redujo de 31 cm/año a casi 9 cm/año. Caso similar sufrió la franja en la latitud 36° . El área que está frente a la zona que más adelante se rompe por el terremoto de Illapel, disminuye su velocidad a casi 0 cm/año, estando muy acoplada previo a este evento. La tasa de magnitud de momento anual es de $M_w = 8,0$.

Mientras tanto, en profundidad, la región de más alta tasa de deslizamiento, que se encontraba delante del área *co-sísmica* del Maule, tiende a desplazarse ligeramente al norte, disminuyendo su velocidad a aproximadamente 40 cm/año. La velocidad máxima según el modelo, es en la parte sur con 59 cm/año (Figura 4.13-b). En esta interface, la tasa de magnitud de momento es de $M_w = 8,1$.

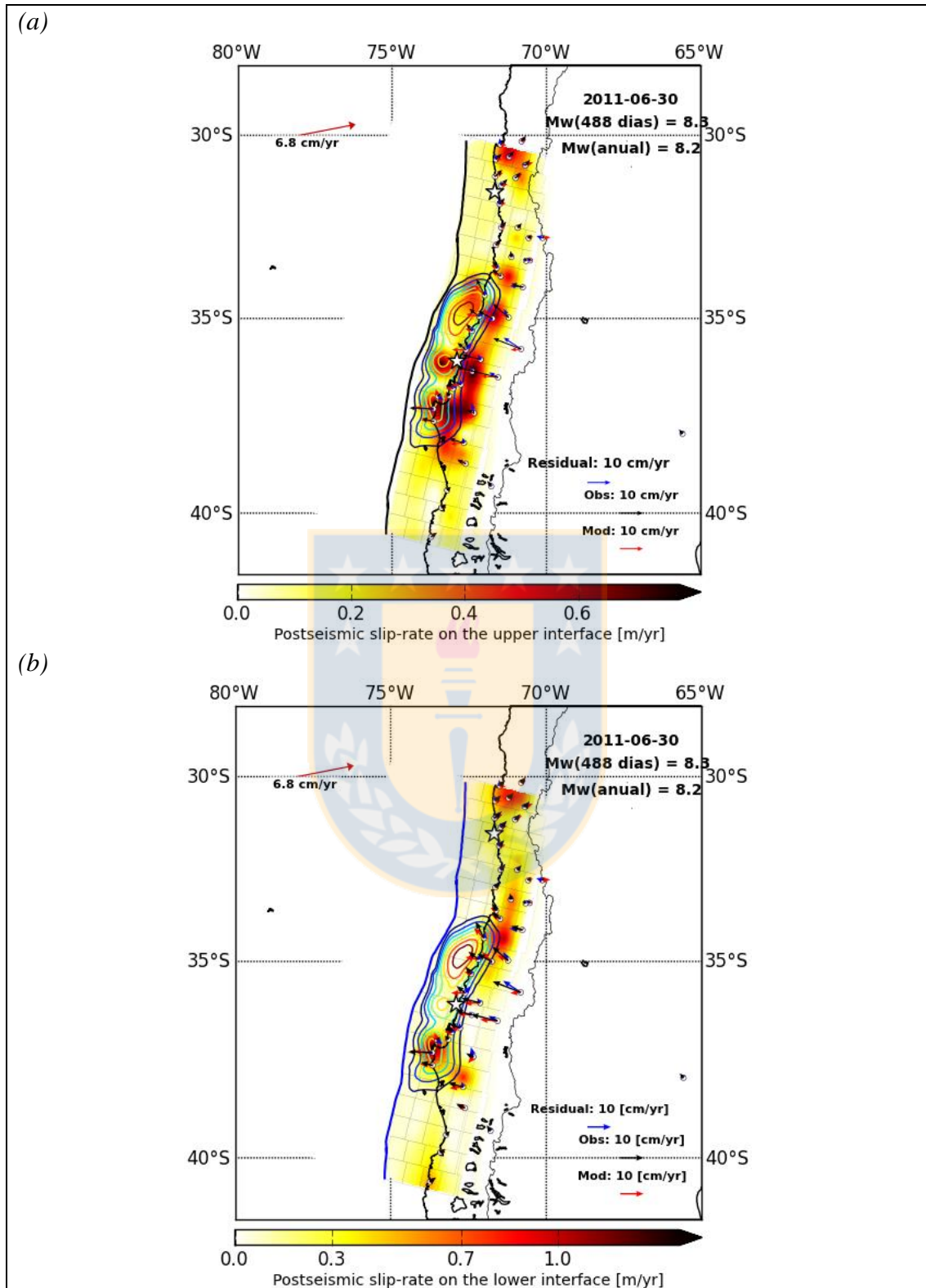


Figura 4.10: Modelo *post-sísmico* en el que se detalla la tasa de deslizamiento el 30/06/2011 (metros por año), los vectores de las velocidades horizontales teóricas (en rojo) y observadas por GNSS (en negro) y los residuales (en azul); (a), (b): interfaz superior e inferior respectivamente

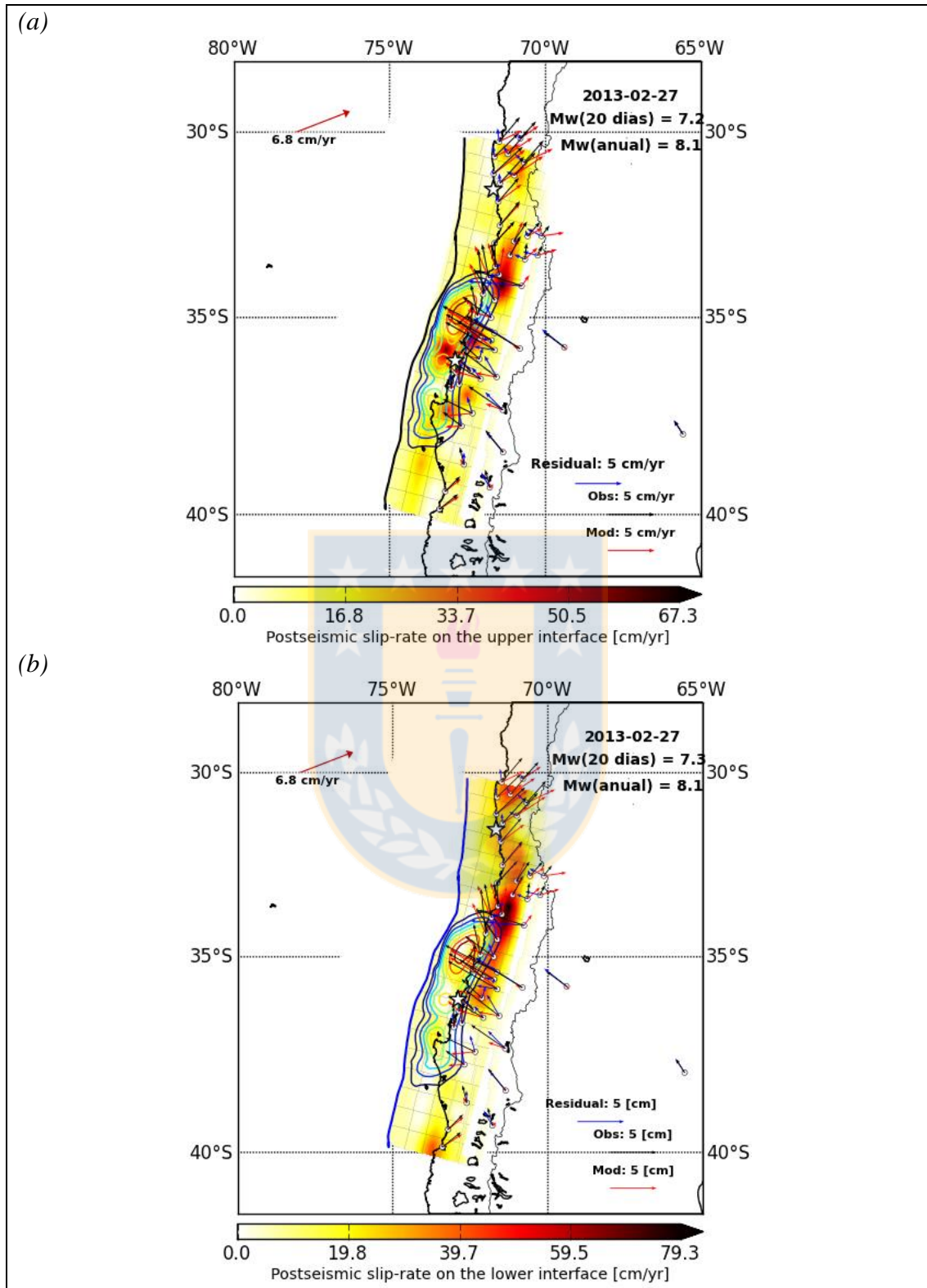


Figura 4.11: Modelo *post-sísmico* en el que se detalla la tasa de deslizamiento el 27/02/2013 (centímetros por año), los vectores de las velocidades horizontales teóricas (en rojo) y observadas por GNSS (en negro) y los residuales (en azul); (a), (b): interfaz superior e inferior respectivamente

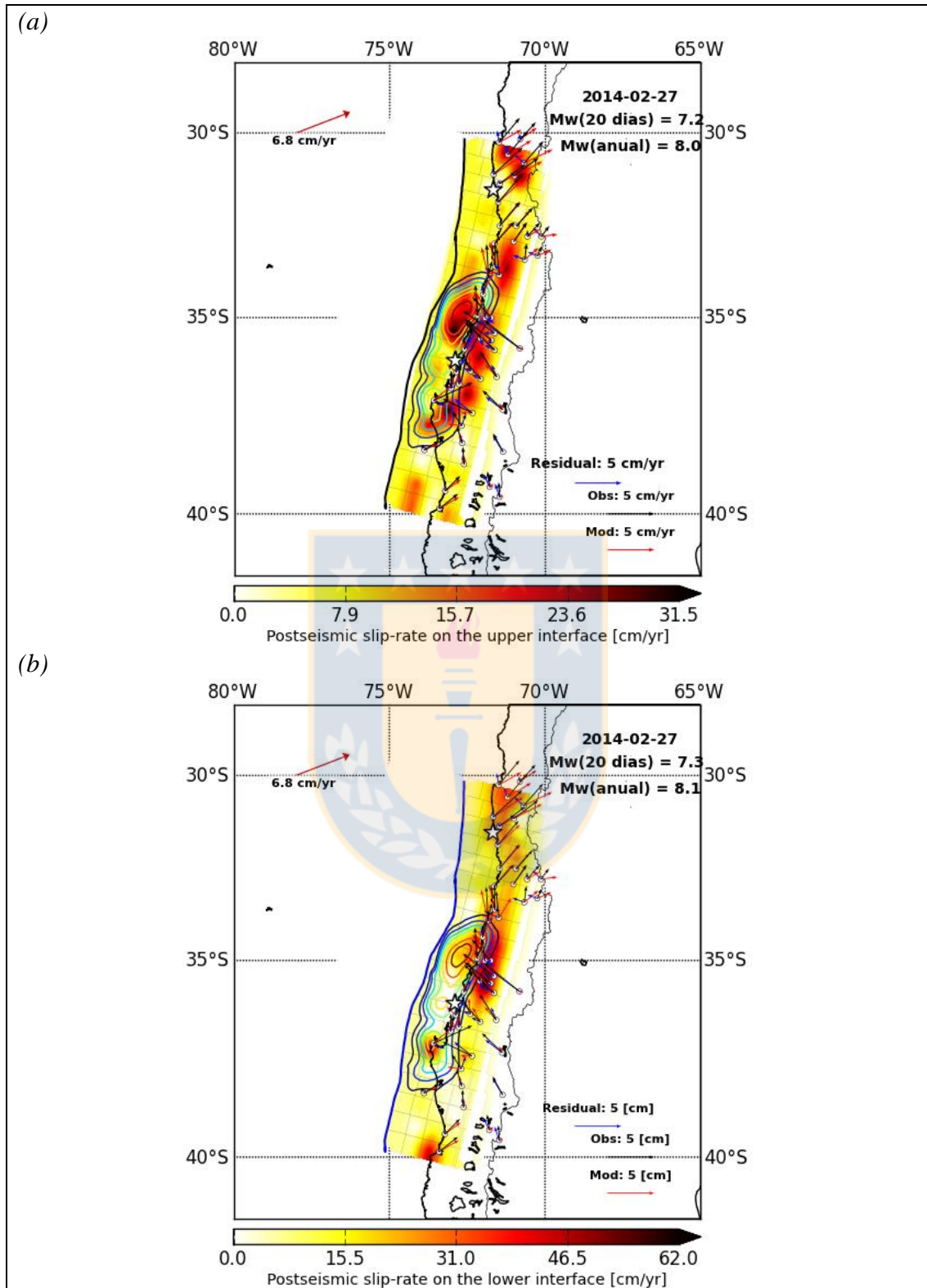


Figura 4.12: Modelo *post-sísmico* en el que se detalla la tasa de deslizamiento el 27/02/2014 (centímetros por año), los vectores de las velocidades horizontales teóricas (en rojo) y observadas por GNSS (en negro) y los residuales (en azul); (a), (b): interfaz superior e inferior respectivamente

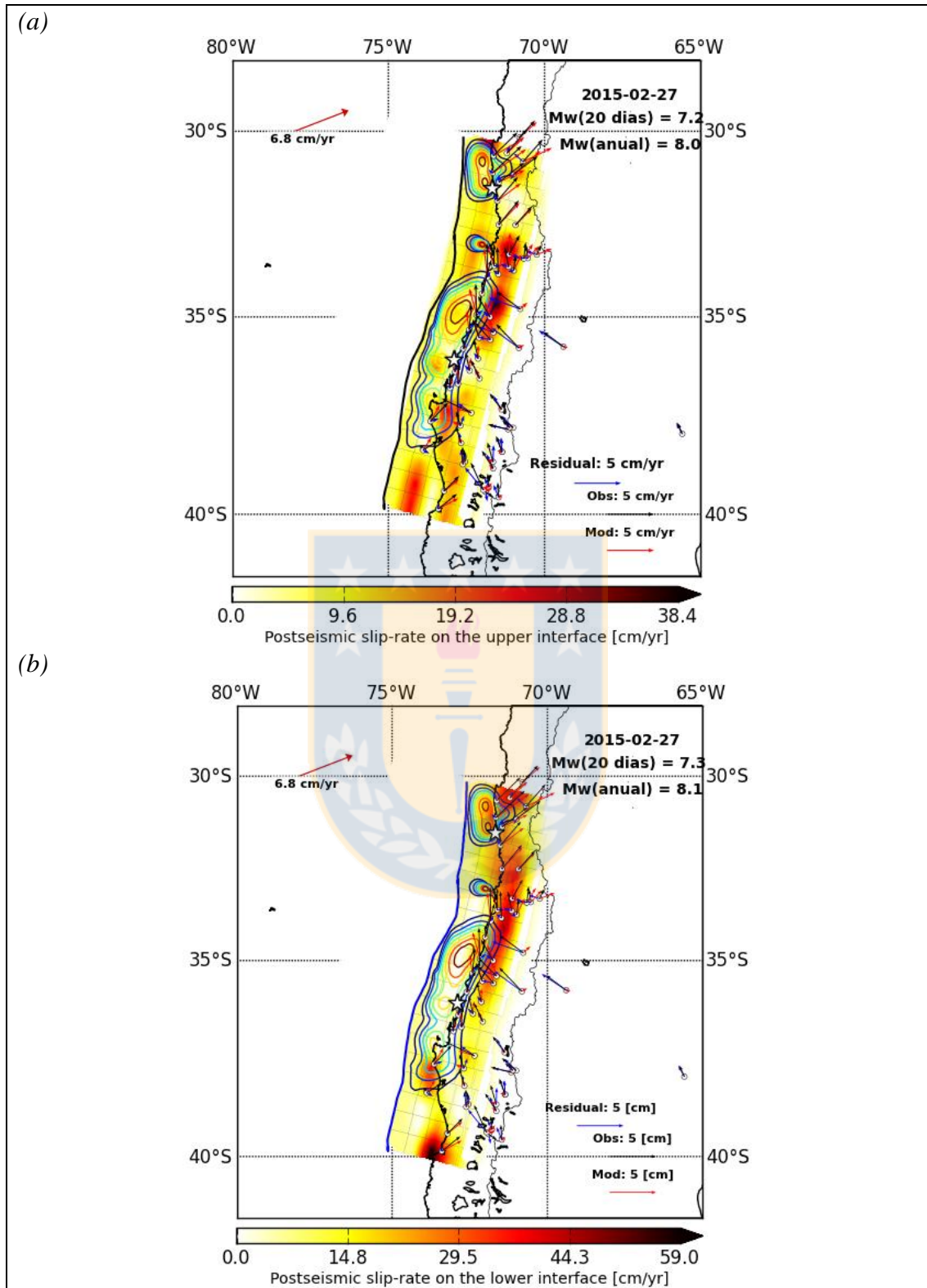


Figura 4.13: Modelo *post-sísmico* en el que se detalla la tasa de deslizamiento el 27/02/2015 (centímetros por año), los vectores de las velocidades horizontales teóricas (en rojo) y observadas por GNSS (en negro) y los residuales (en azul); (a), (b): interfaz superior e inferior respectivamente

4.4. *Inter-sísmico Illapel*

A continuación se enseña el modelo *inter-sísmico* del terremoto de Illapel, para el cuál, se eligieron dos momentos específicos; 201 y 31 días antes del sismo principal. El 27 de febrero del 2015, 201 días antes del terremoto, es posible divisar que las estaciones desde los 29° hasta los 33° de latitud se mueven casi en el mismo sentido que la velocidad de convergencia de placas, tal como se observó en la figura 4.13, con una tasa de desplazamiento en superficie que ronda los 16 a 30 mm/año, mientras que los demás vectores aún poseen una influencia *post-sísmica* del anterior terremoto, y por ende, muchos de ellos tienen el norte como componente principal, y esto hace que el ajuste en las interfaces arrojen como resultados, tasas de deslizamiento muy por sobre la velocidad de placa.

Usando de base el modelo anterior, la figura 4.14 muestra las zonas de acoplamiento en esta fecha; En la interfaz superior, observada en la figura 4.14-a, se puede observar que el área en el continente a los ~32° de latitud tiene un alto acople *inter-sísmico*, pues la velocidad es cercana o igual a 0. Existen otras zonas de alto acople a los 34°, 36° y 38° de latitud, próximos al área del *co-sísmico* del Maule, pero a su vez, muy cercanos a zonas de muy alto deslizamiento y por lo tanto, un acoplamiento muy bajo (negativo en la mayoría de los casos). Por otro lado, en la interfaz inferior, el acople es alto solo en los lugares cercanos a la fosa, más en profundidad la tasa de deslizamiento supera con creces a la velocidad de placa (acoplamiento negativo) (Figura 4.14-b), sugiriendo que existe un movimiento considerable por debajo de la zona del terremoto del Maule, área en la cual, durante el *inter-sísmico* del Maule, los desplazamientos eran de menor grado. En el sur del área de estudio, a los 39-40°, la distribución persiste muy similar a la mayoría de los modelos anteriores; un parche de alta tasa de deslizamiento, semi-rodeado de zonas con menor velocidad.

El siguiente modelo, hecho en base a soluciones de 1 mes antes del terremoto del Illapel (16 de Agosto del 2015), es mostrado en la figura 4.15. En la interfaz superior se pueden divisar velocidades que en su mayoría superan a la velocidad de placa, pero también zonas con velocidades menores (Figura 4.15-a). Precisamente son aquellas zonas, que en la figura 4.16, se observan con altos grados de acoplamiento; en las latitudes 32° hacia el continente, desde los 33° hasta los 36° en la costa y ~38° cercano a la fosa.

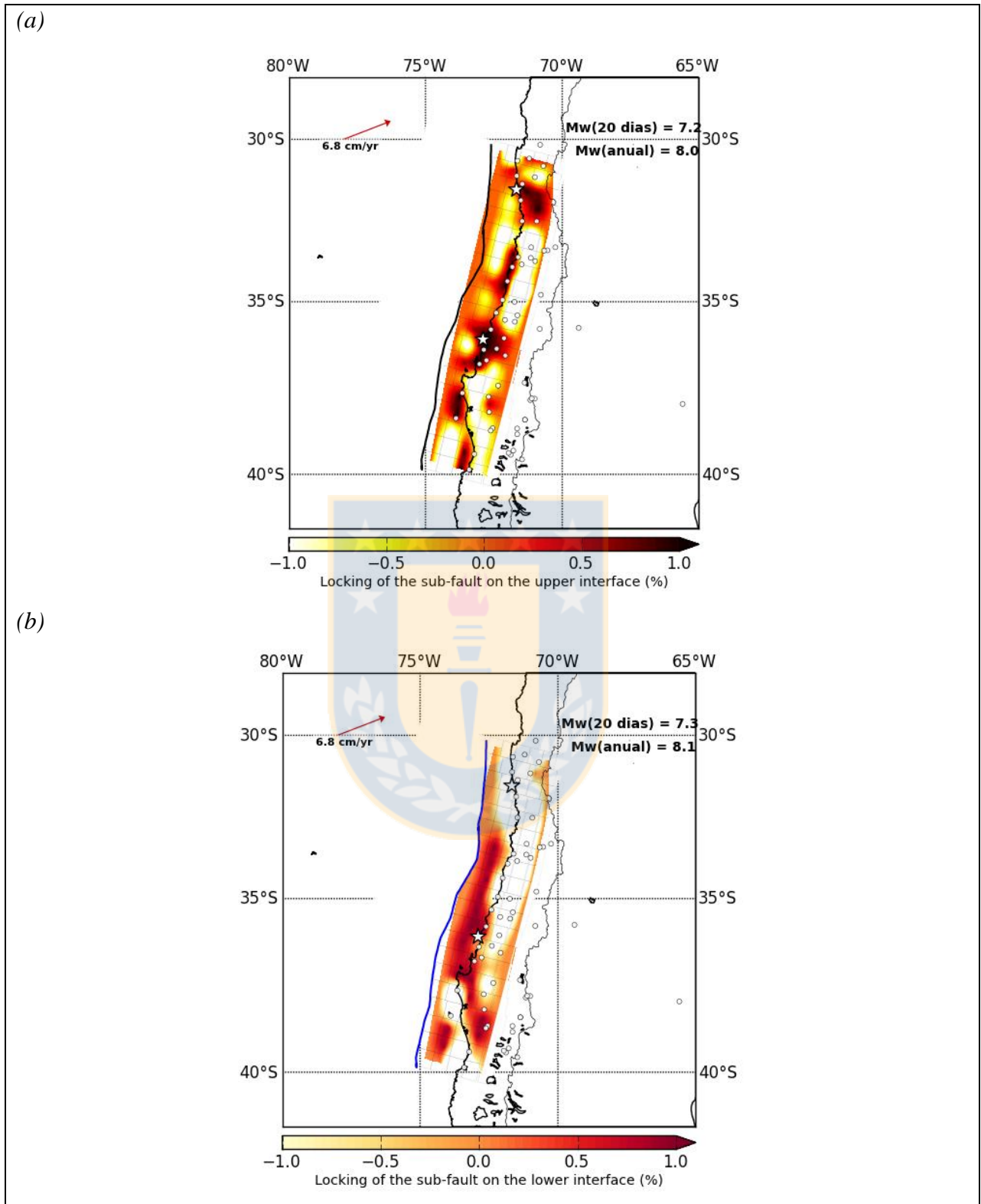


Figura 4.14 Acople *inter-sísmico* usando las soluciones del 27 de febrero del 2015 (Figura 4.13), que equivale a 201 días antes del terremoto de Illapel para la interfaz superior e inferior **(a)**, **(b)** respectivamente. Los valores negativos se interpretan como zonas es donde la falla sufre una tasa de deslizamiento muy elevada, superior a la velocidad de placa, y por ende se encuentra muy desacoplada.

Es importante destacar el alto grado de acoplamiento en la latitud 32° , justo frente a la ruptura del 16 de septiembre de ese año, y por otro lado, la alta tasa de deslizamiento bajo esta misma zona, en la interfaz inferior, alcanzando un máximo de 33 cm/año (Figura 4.15-b) y por ende, muy bajos niveles de acoplamiento (Figura 4.16-b).

En la latitud ~ 38 y 39° , el modelo no logra ajustar muy bien las soluciones. Esto puede apreciarse ya que los residuales entre las observaciones y las velocidades modeladas son muy grandes (vectores azules), por lo tanto, al presentar un error considerable, no es muy prudente interpretar los resultados de esa zona.



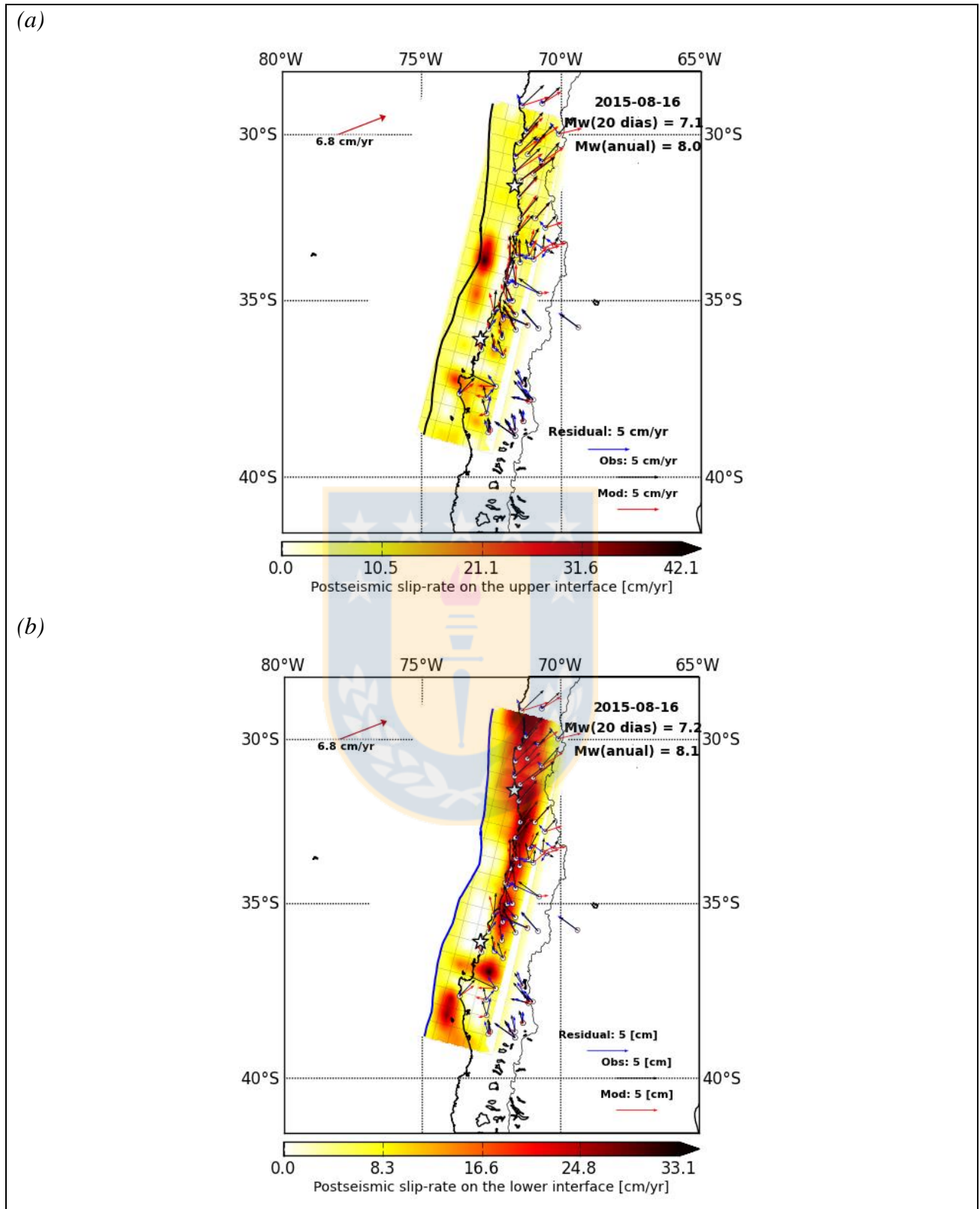


Figura 4.15: Modelo *inter-sísmico* de Illapel, usando soluciones del 16 de Agosto del 2015 (1 mes antes). (a) y (b) son las tasas de deslizamientos en cm/año de las interfaces superior e inferior respectivamente. Los vectores negros son las observaciones de las estaciones GNSS, los vectores rojos las velocidades teóricas y los vectores azules el residual de los anteriores.

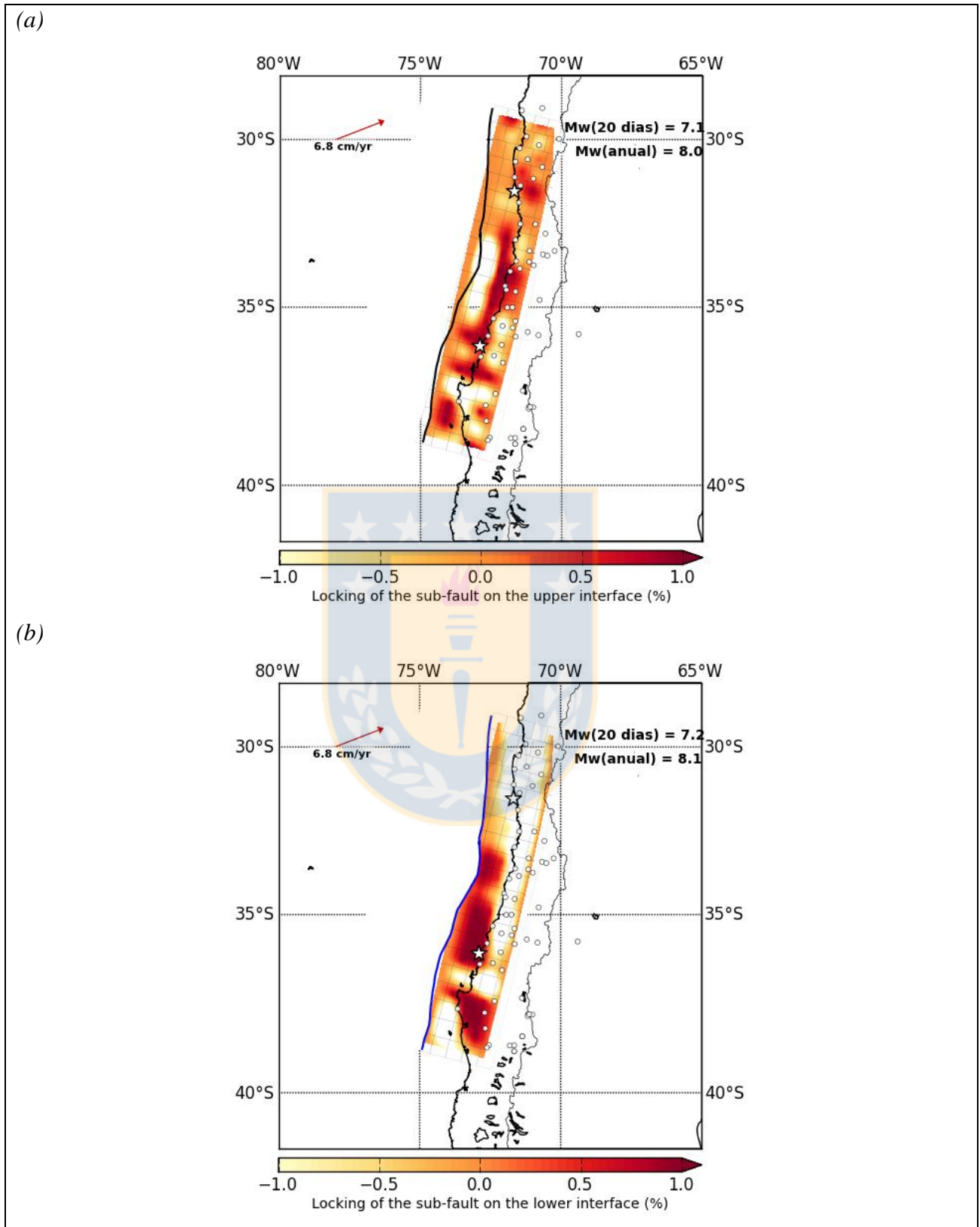


Figura 4.16: Modelo de *locking inter-sísmico* de Illapel, usando soluciones del 16 de Agosto del 2015 (1 mes antes). (a) y (b) son las interfaces superior e inferior respectivamente.

4.5. Co-sísmico Illapel

Los resultados generados tras la inversión usando 32 estaciones de GNSS cercanas a la ruptura del *co-sísmico* de Illapel están expuestos en la figura 4.17. En este caso el máximo desplazamiento es de 6.7 metros en la interfaz superior, frente a las costas de la región de Coquimbo, a unos 23 km de profundidad (Figura 4.17-a). Mientras tanto, en la interfaz inferior, los movimientos son del orden de 0.9 metros como máximo, y su distribución tiende a rodear el área de ruptura (Figura 4.17-b). Hablando en términos de tasa de magnitud de momento, la interfaz superior alcanza un $M_w = 8.3$, resultado consistente a lo publicado en diversos trabajos, como Grandin *et al.* (2016), Melgar *et al.* (2016), Okuwaki *et al.* (2016), Ruiz *et al.* (2016), Shrivastava *et al.* (2016), entre otros. Si bien es cierto que hay autores que proponen una magnitud de momento diferente, como es el caso de Tilmann *et al.* (2016) ($M_w = 8,2$), en general todos acuerdan magnitudes que rondan entre 8,2 y 8,4, esto debido a variaciones en las consideraciones como también en el modelo utilizado. Por otra parte, la magnitud de momento calculada en la interfaz inferior es equivalente a $M_w = 7,9$.

Además, en la figura 4.18-a, es posible apreciar una semejanza en la distribución del desplazamiento de acuerdo a lo publicado por Tilmann *et al.* (2016).

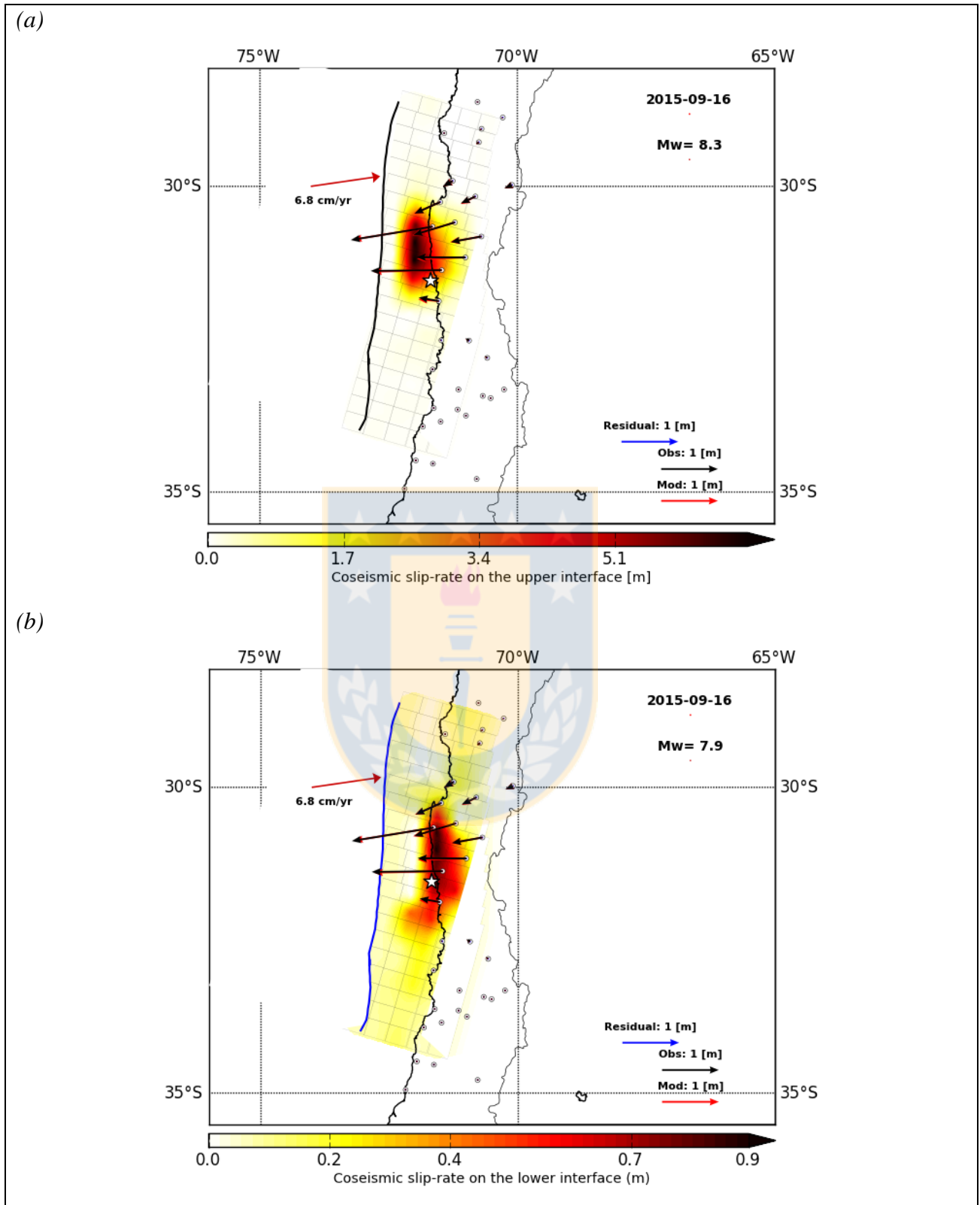


Figura 4.17: Distribución espacial del deslizamiento *co-sísmico* del terremoto de Illapel para las interfaces superior e inferior, (a) y (b) respectivamente. Las flechas negras representan las velocidades observadas por las estaciones de GNSS, mientras que las flechas rojas las velocidades teóricas corregidas. Las flechas azules son los residuales entre dichos vectores de velocidad.

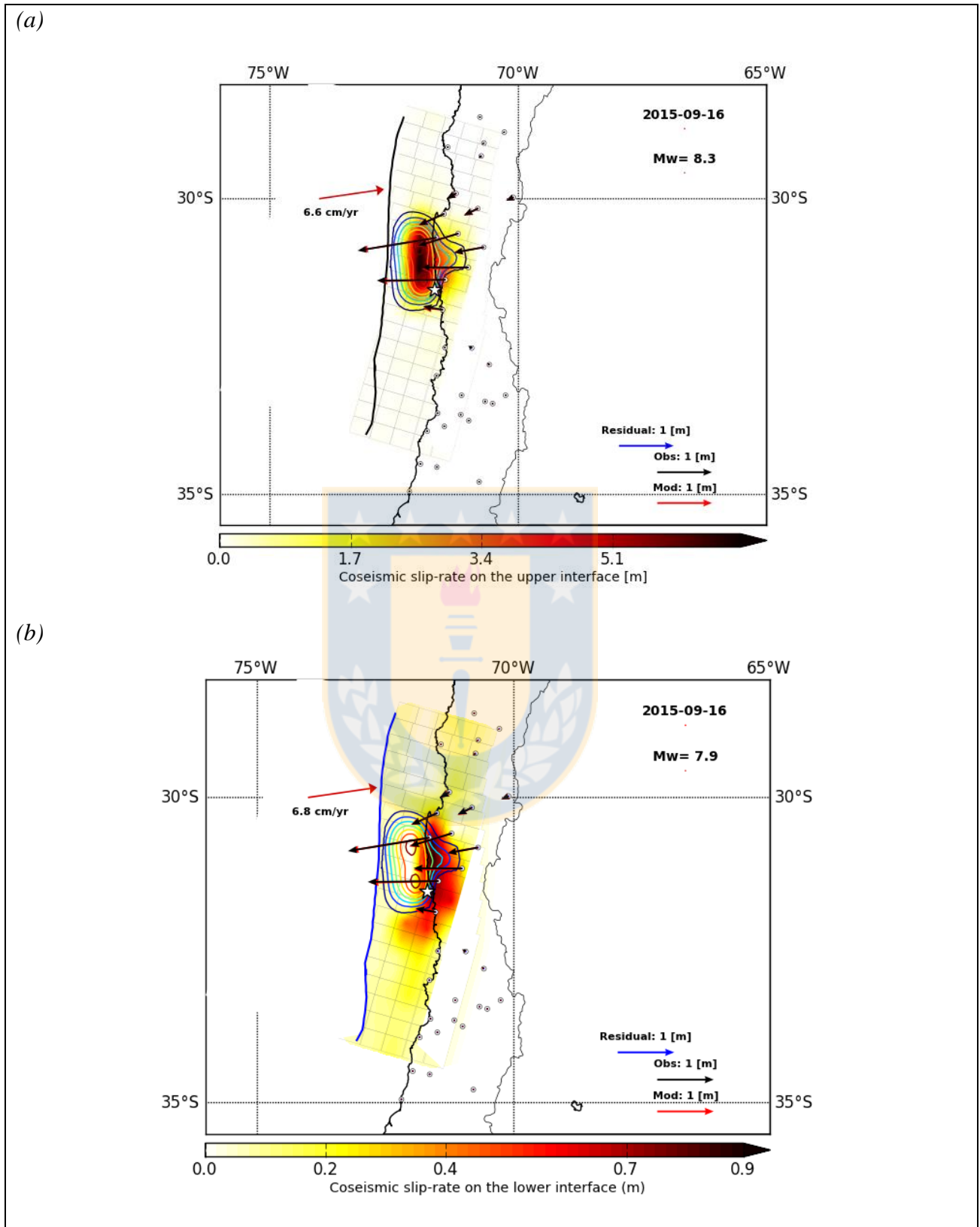


Figura 4.18: Distribución espacial del deslizamiento *co-sísmico* del terremoto de Illapel para las interfaces superior e inferior, (a) y (b) respectivamente, sobreimpuesta, la solución del terremoto publicada por Tilmann *et al.* (2016).

4.6. Post-sísmico Illapel

Finalmente, el último modelo hecho en este trabajo, se enmarca en el periodo post-sísmico del terremoto de Illapel, para el cual se eligieron observaciones que contengan soluciones del día 27 de febrero del 2016 (164 días post-terremoto). Es posible notar que el desplazamiento principal de la interfaz superior se encuentra desplazado al norte de la zona de ruptura de Illapel, alcanzando una velocidad de 69 cm/año. Mientras que las áreas del sur tienen velocidades considerablemente menores (Figura 4.19-a). En la interfaz inferior existe una tasa de deslizamiento grande en las zonas más profundas, donde se produjo el megaterremoto del 2015, con una velocidad estimada de ~78 cm/año, y disminuye su intensidad más al sur, donde antes ocurrió el terremoto del 2010. La tasa de magnitud calculada para ambas interfaces fue de $M_W = 8,1$ anual y $M_W = 7,3$ comparativamente asumiendo un desplazamiento de 20 días.

A continuación se detalla una tabla resumen con algunos de los parámetros considerados en cada modelo descrito (Tabla 4.1), tales como el número de subdivisiones en las componentes x e y que definen la cantidad de subfallas en A y B (n_x y n_y respectivamente), el ancho de la falla que se consideró (W), las respectivas constantes λ_1 , λ_2 , que debido a la ecuación (3.20), equivalen a λ_3 y λ_4 respectivamente, los errores cuadráticos medios de las componentes este y norte (ECMe y ECMn), el residual debido a la norma de la diferencia entre la velocidad predicha en el modelo con lo observado (R_{AS-U}) y las velocidades máxima de ambas interfaces (V_{sup} y V_{inf}).

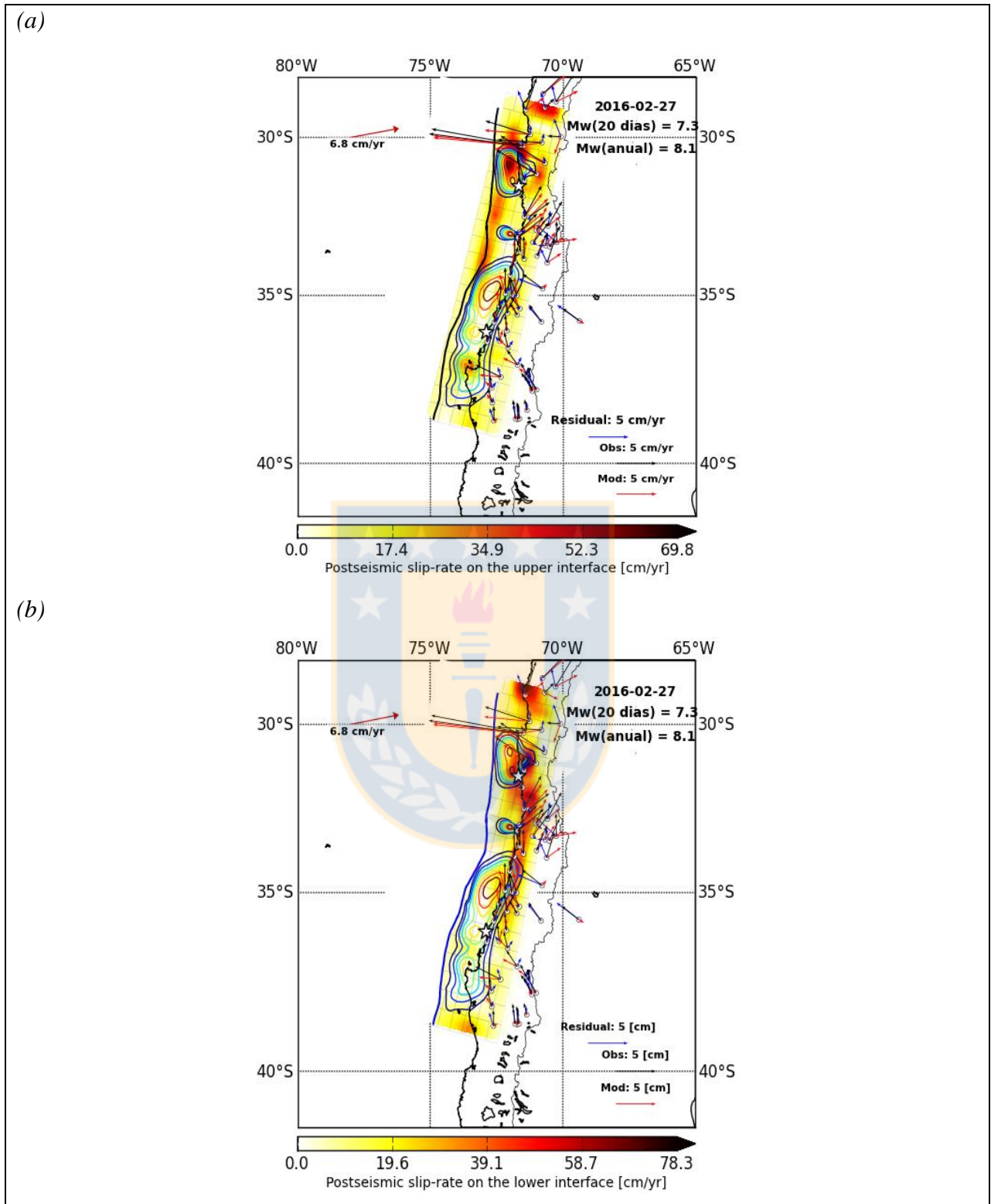


Figura 4.19: Distribución de la tasa de deslizamiento post-sísmico del terremoto de Illapel, utilizando soluciones de 164 días después al evento. Vectores negros, rojos y azules representan a las velocidades observadas, teóricas y residuales respectivamente. Los contornos son las soluciones del deslizamiento co-sísmico de los terremotos de Illapel (Tilmann *et al.*, 2016), Valparaíso (Ruiz *et al.*, 2017) y Maule (Moreno *et al.*, 2012). **(a)** Interfaz superior. **(b)** Interfaz inferior

Tabla 4.1: Resumen de parámetros, error y velocidad

Modelo	Fecha	n_x	n_y	W (km)	λ₁	λ₂	ECMe (m/a)	ECMn (m/a)	R_{AS-U}	V_{sup} (m/a)	V_{inf} (m/a)
<i>Inter-sísmico</i> Maule	01/01/2007– 27/02/2010	28	7	200	0,02	0,02	8,1*10 ⁻⁶	1,0*10 ⁻⁵	0,0629	0,0680	0,1542
<i>Co-sísmico</i> Maule	27/02/2010	20	5	200	0,01	0,01	0,00367 (m)	0,00281 (m)	0,267 (m)	16,915 (m)	0,8209 (m)
<i>Post-sísmico</i> Maule	11/03/2010	20	5	250	0,01	0,005	1,7*10 ⁻⁵ (m/12 días)	1,8*10 ⁻⁵ (m/12 días)	0,0283 (m/12 días)	0,867 (m/12 días)	0,232 (m/12 días)
<i>Post-sísmico</i> Maule	20/05/2010	20	5	250	0,01	0,005	0,0029	0,0013	0,443	2,157	2,122
<i>Post-sísmico</i> Maule	06/12/2010	20	5	250	0,01	0,005	3,6*10 ⁻⁴	2,6*10 ⁻⁴	0,146	1,490	1,003
<i>Post-sísmico</i> Maule	30/06/2011	20	5	250	0,01	0,005	3,5*10 ⁻⁴	3,8*10 ⁻⁴	0,180	0,777	1,375
<i>Post-sísmico</i> Maule	27/02/2013	20	5	250	0,01	0,005	1,7*10 ⁻⁴	2,2*10 ⁻⁴	0,137	0,685	0,780
<i>Post-sísmico</i> Maule	27/02/2014	20	5	250	0,01	0,005	9,7*10 ⁻⁵	8,7*10 ⁻⁵	0,102	0,314	0,619
<i>Post-sísmico</i> Maule- <i>Inter-sísmico</i> Illapel	27/02/2015	20	5	250	0,01	0,005	1,0*10 ⁻⁴	9,5*10 ⁻⁵	0,107	0,590	0,384
<i>Inter-sísmico</i> Illapel	16/08/2015	20	5	250	0,01	0,005	1,1*10 ⁻⁴	1,1*10 ⁻⁴	0,119	0,421	0,331
<i>Co-sísmico</i> Illapel	16/09/2015	20	5	200	0,01	0,01	9,8*10 ⁻⁵ (m)	7,9*10 ⁻⁵ (m)	0,075 (m)	6,757 (m)	0,894 (m)
<i>Post-sísmico</i> Illapel	27/02/2016	20	5	250	0,01	0,005	9,7*10 ⁻⁵	1,7*10 ⁻⁴	0,124	0,698	0,783

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIÓN

Los 12 modelos hechos en este trabajo muestran errores cuadráticos medios en las componentes norte y este del orden de 10^{-6} a 10^{-3} metros/año (tabla 4.1). Estos resultados son bastante razonables debido a que se encuentran 3 o más ordenes de magnitud por debajo de las velocidades calculadas; por ejemplo, el modelo con más bajo error fue calculado por el modelo del *inter-sísmico* del Maule ($ECMe = 8,1 \cdot 10^{-6}$ m/a y $ECMn = 1,0 \cdot 10^{-5}$ m/a) con velocidades superior e inferior máximas de 0,0680 y 0,1542 metros/año, 4 órdenes de magnitud de diferencia. Mientras que los mayores errores fueron obtenidos en los modelos del *co-sísmico* del Maule, con un desplazamiento de 16,9 y 0,8 metros, obteniendo errores en este y norte de 0,00367 y 0,00281 metros, 5 órdenes de diferencia. Lo que lleva a pensar que los errores obtenidos son bajos en comparación a las magnitudes de desplazamiento y velocidades que se manejan.

Sin embargo, a pesar de lo anterior, existen casos puntuales, divisados en las figura 5.1, 5.2 y 5.3, en que las estaciones más alejadas de la costa, hacia la cordillera delos Andes (muy cercanas a Argentina y también *in situ*), se modelan con un notable aumento en los residuales. Incluso en algunos casos, los vectores teóricos en estas áreas poseen magnitudes considerablemente menores y sentidos opuestos a los vectores observados. Es evidente que el modelo no se ajusta bien a este tipo de soluciones, pues al considerar la interfaz inferior y superior como únicas fuentes responsables del deslizamiento en superficie (o en su efecto de las tasas de deslizamiento), asume que la velocidad en las áreas muy alejadas de la fosa decrece muy rápidamente, debido a que las dislocaciones se encontrarían en profundidades muy elevadas y prácticamente no ejercerían una deformación considerable, lo cual es lógico desde un punto de vista físico. Por otro lado, las observaciones muestran una deformación superficial muy grande en las zonas alejadas y para ser modeladas con mayor precisión usando el modelo, implicaría asumir una enorme deformación en la zona de ruptura, cosa que no sería razonable considerar. Entonces la contribución de ambas interfaces no necesariamente podría ser la absoluta responsable del deslizamiento y/o tasas de deslizamiento en superficie, esto debido a la existencia de estos vectores mal ajustados cerca de los andes y hacia Argentina, lo que indicaría que existen otros procesos geológicos involucrados en la deformación *post-sísmica* de la región.

Una posible explicación a este fenómeno es la relajación viscoelástica debido a un evento anterior, sin embargo, el modelo no incluye esta influencia, y eso puede explicar el mal ajuste de soluciones en esas zonas.

A modo de discusión, otra opción para explicar esta anomalía es considerar que el movimiento que causa la mayor contribución a estas estaciones no se encuentra en los límites de placa subductante *vs* placa continental, sino más bien, es otra fuente diferente a esta, una más cercana, como podría ser un probable deslizamiento de la placa continental rígida con respecto a la zona dúctil, justo debajo de las estaciones cercanas a Argentina. Sin embargo, al no haber trabajos o publicaciones que precedan esta idea, no es posible comprobarlo certeramente y queda sujeto a diferentes opiniones y argumentos. Cabe destacar que el fenómeno que provoca las velocidades muy altas en zonas alejadas al área de ruptura, solo es posible observarlo en el margen de Chile o Alaska, quienes poseen estaciones en estos puntos. Otros lugares como el caso de Japón, no tienen esta fortuna al estar rodeados por el océano, dificultando la instalación de las estaciones.



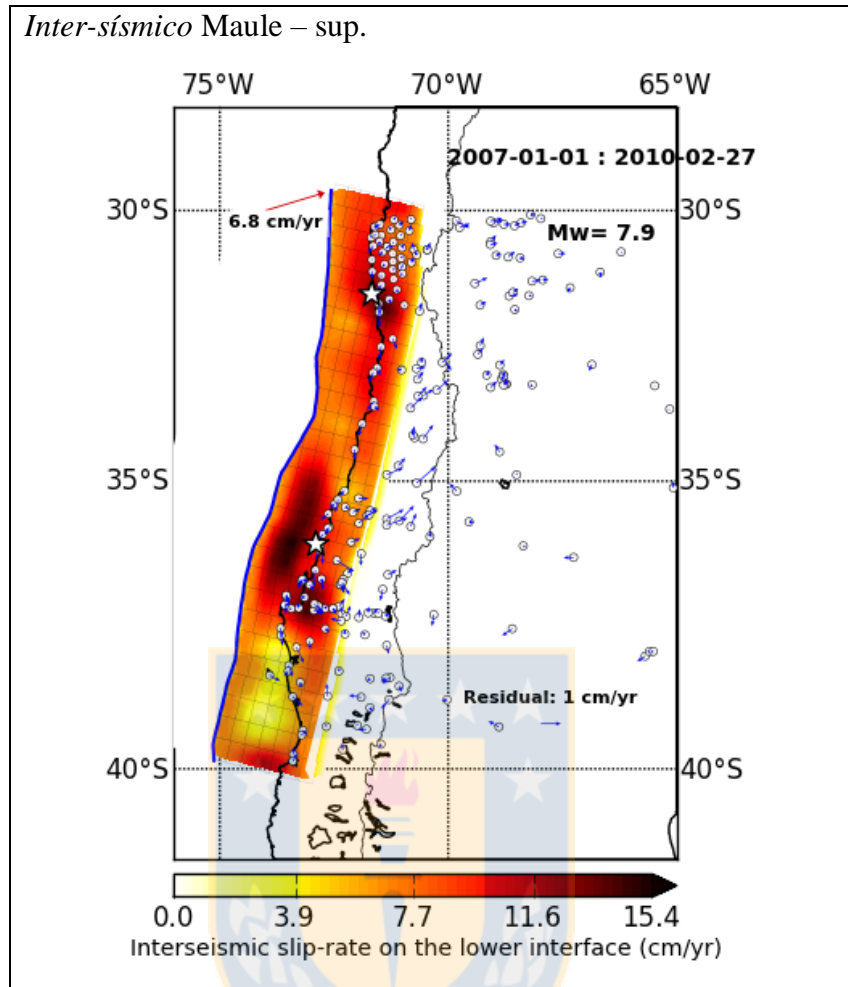


Figura 5.1: Modelo del *Inter-sísmico* del Maule realizado por el *Modelo de Placa*, mostrando los residuales (vectores azules). Cabe destacar que la magnitud de los residuales se acentúa en las estaciones hacia los Andes y/o Argentina.

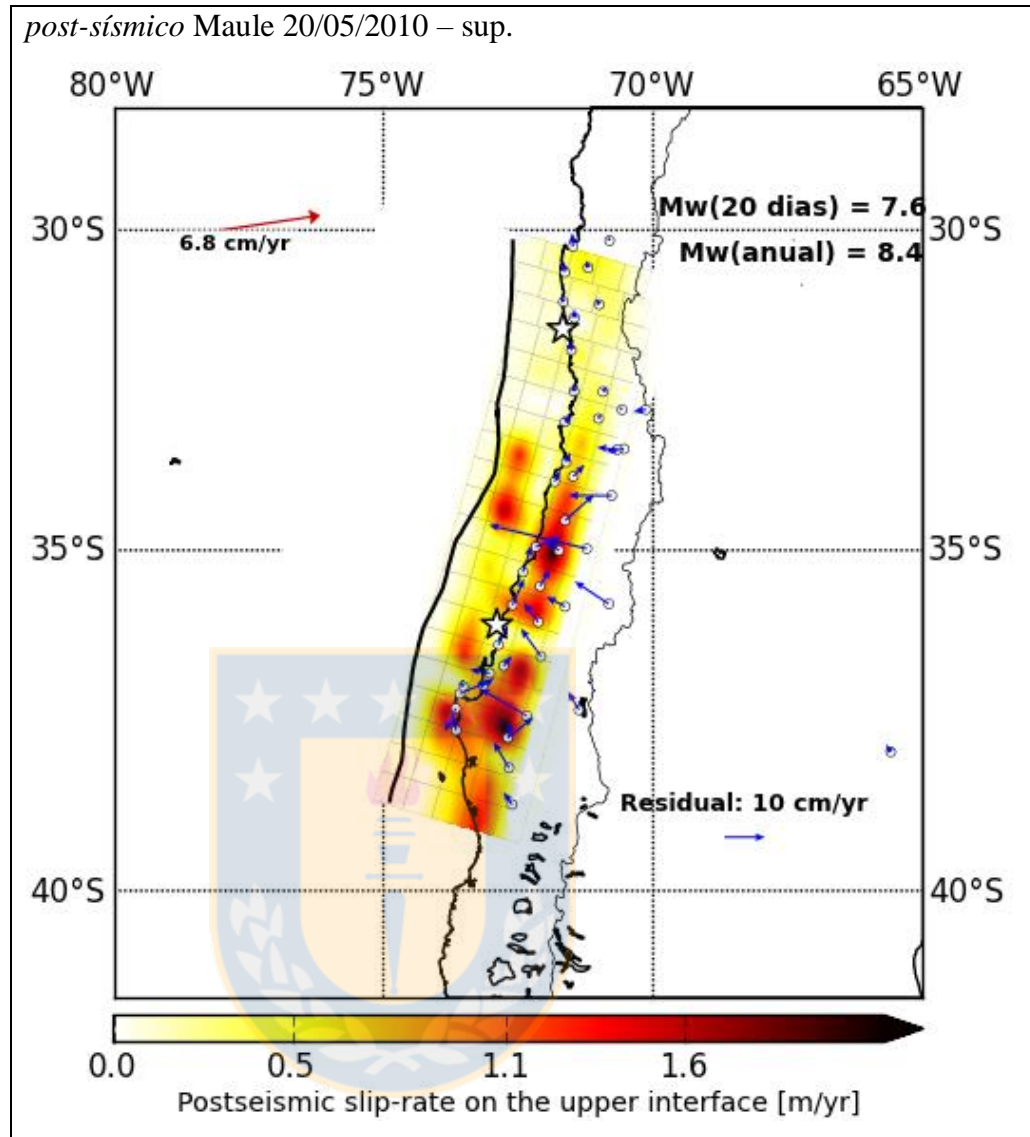


Figura 5.2: Modelo del *Post-sísmico* del Maule realizado por el *Modelo de Placa*, mostrando los residuales (vectores azules). Cabe destacar que la magnitud de los residuales se acentúa en las estaciones hacia los Andes y/o Argentina.

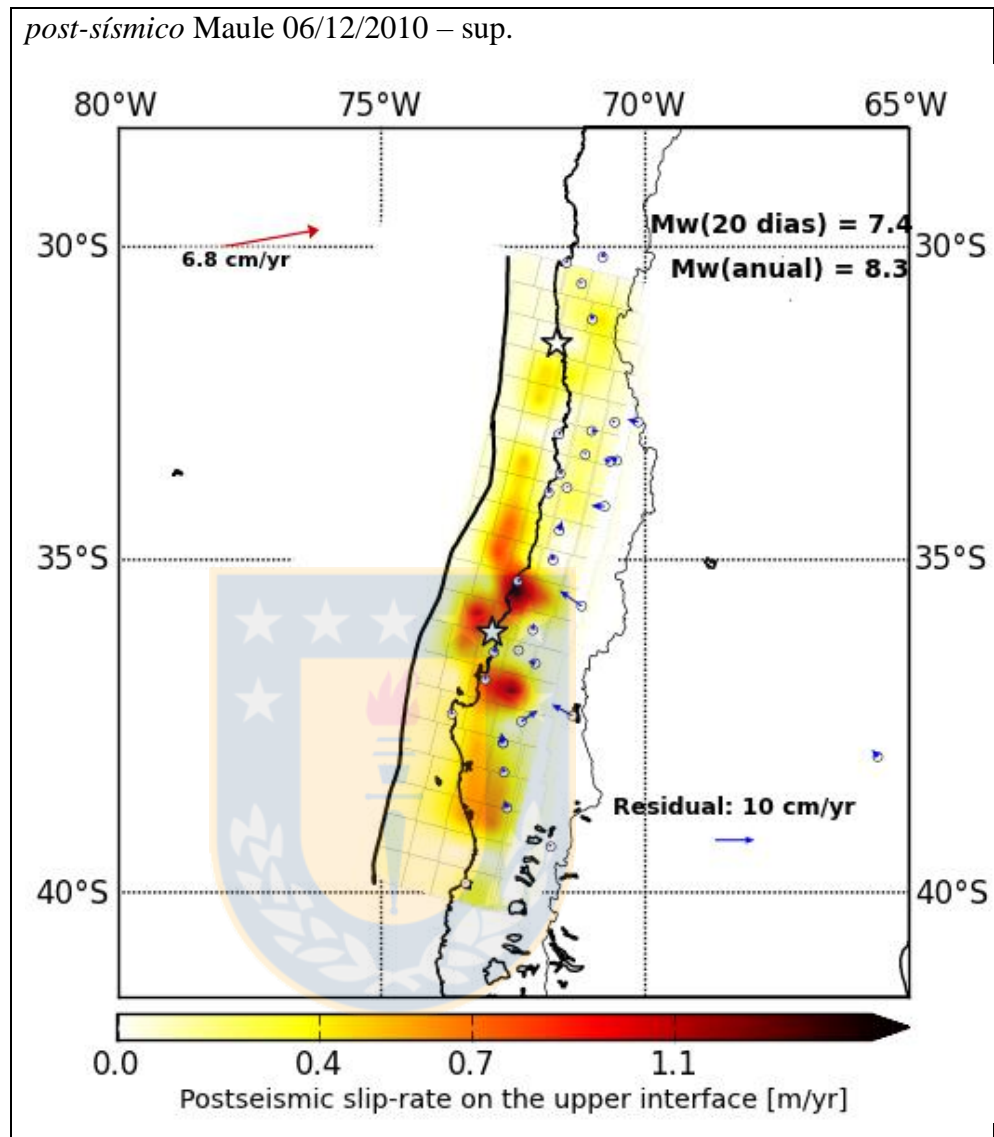


Figura 5.3: Modelo del *Post-sísmico* del Maule realizado por el *Modelo de Placa*, mostrando los residuales (vectores azules). Cabe destacar que la magnitud de los residuales se acentúa en las estaciones hacia los Andes y/o Argentina.

5.1. Comparación con otros modelos

5.1.1. Comparación *inter-sísmico* Maule

Primero que todo, al comparar nuestros resultados con los de otros autores estamos evaluando qué tanto sentido tienen nuestras soluciones. Debido a que los modelos numéricos asumen diferentes parámetros, y trabajan con datos diferentes, existe un ilimitado número de soluciones, pero la mayoría de ellas tienen ciertos puntos en común, factores en contra y a favor que en resumidas cuentas, es necesario debatir para comprender de mejor manera qué es lo que está pasando en profundidad y si los resultados obtenidos se acercan a la realidad. Finalmente, para comparar la resolución de nuestro trabajo, nos enfocaremos en la interfaz superior, zona en la cual la comunidad científica actual atribuye la principal deformación durante el ciclo sísmico y también donde enfatizan la mayoría de los modelos de otros autores.

Los resultados del *inter-sísmico* del Maule muestran una interfaz superior muy acoplada, marcando parches de alto grado de acoplamiento delimitados por lo que más adelante son las áreas de ruptura de los terremotos del Maule, Illapel y Valparaíso. Y al tomar en cuenta el modelo *inter-sísmico* de autores como Moreno *et al.* (2010), nuestros resultados, aunque no son exactamente iguales, se asemejan, ya que la distribución de los parches altos acople se encuentran muy cercanos a las zonas de alto deslizamiento durante el *co-sísmico* (Figura 5.4). Por lo que respaldaría la idea que el grado de acople es un factor importante a la hora de delimitar el área de ruptura de un terremoto. Estas zonas de alto grado de acoplamiento, vendrían siendo lugares donde la velocidad con que se desplaza la placa subductante respecto a la continental (Interfaz superior) es baja, por ende, existe una sismicidad menor. Previo al terremoto del Maule, el área entre Constitución y Concepción hubo una brecha sísmica, donde el último gran evento ocurrió en 1835 (175 años antes), reportado por Darwin con una magnitud estimada de $M_w = \sim 8,5$. Desde entonces ocurrieron 3 grandes terremotos de subducción; al norte de la brecha ($M_w = 8,4$ en 1906; y $M_w = 7,8$ en 1985) y al sur ($M_w = 9,5$ en 1960). Significa que hubo una acumulación de energía durante 175 años, hasta gatillarse el terremoto, y rompió en los límites que marcan las zonas acopladas.

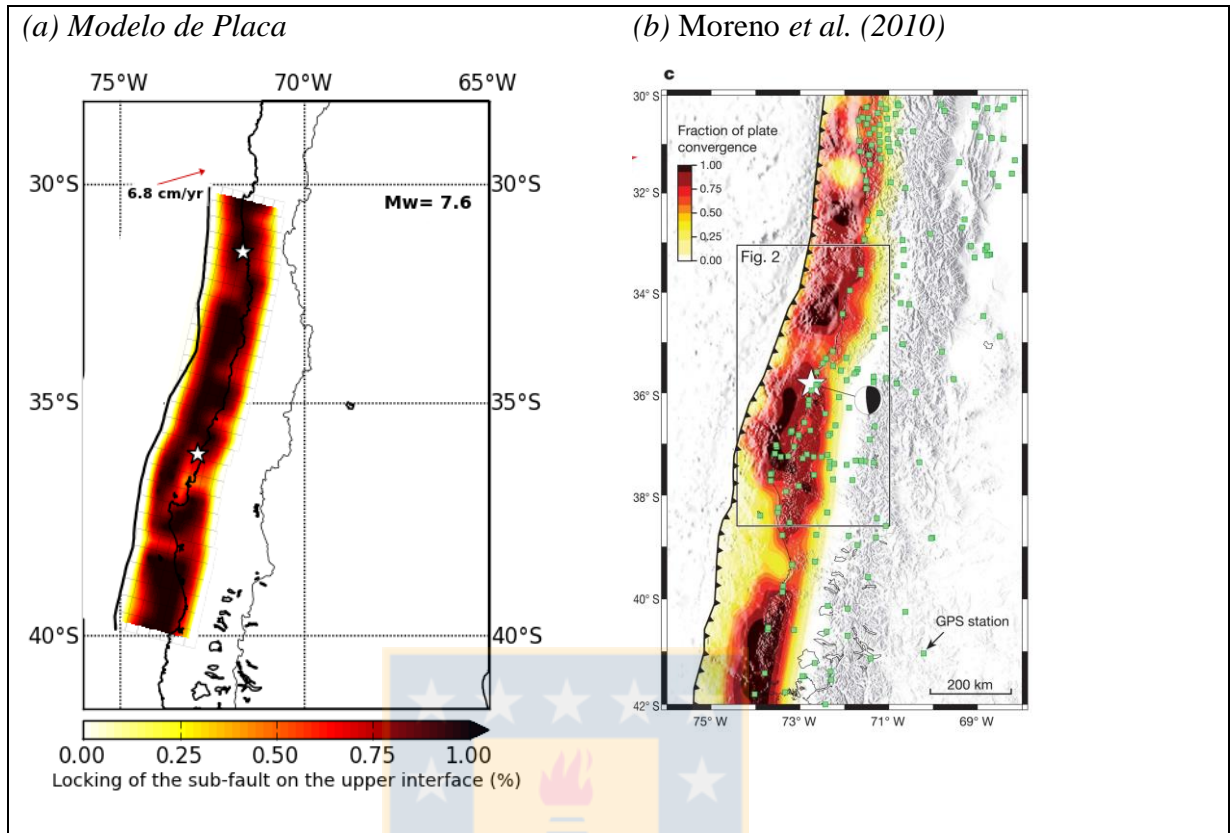


Figura 5.4: Figura comparativa entre modelos de *acople inter-sísmico*. (a) Modelo de *acople inter-sísmico* a partir del *Modelo de Placa*. (b) Modelo de *acople inter-sísmico* tomado de Moreno *et al.* (2010).

5.1.2. Comparación *co-sísmico* Maule

Existe un gran número de autores que han modelado el deslizamiento *co-sísmico* del Maule en la interfaz superior, y por lo tanto se plantean diferentes soluciones, todas ellas con ventajas y desventajas. Todos ellos concuerdan con la existencia de dos parches de alto desplazamiento al norte y al sur del epicentro, uno frente a Constitución, y otro cercano a Arauco-Concepción. Las principales diferencias existentes entre los modelos, son por la ubicación de estos dos parches y en menor medida por la magnitud del desplazamiento; En primer lugar, los resultados de Lay *et al.* (2010) y Vigny *et al.* (2011) difieren en la distribución de ambas zonas en nuestro modelo al posicionarlas muy cercana a la fosa, sin embargo, al considerar esa distribución se estaría sugiriendo la existencia de un tsunami considerable frente a las costas de Concepción y Arauco, suceso que no ocurrió y por ende, es cuestionable la posición de estos parches tan cercanos a la fosa y además, que la porción frente a Concepción y Arauco tenga un valor tan alto (~20 metros), como lo muestra el modelo de Vigny *et al.* (2011). Tanto el modelo de Delouis *et al.* (2010),

como el de Moreno *et al.* (2010) y Bedford *et al.* (2013) tienen mucha similitud en cuanto al posicionamiento latitudinal de estos dos parches, mostrando solo unas leves diferencias, por ejemplo Bedford *et al.* (2013) modela la zona de Constitución levemente desplazada hacia el norte con respecto a nuestro modelo, el de Moreno *et al.* (2012) y Delouis *et al.* (2010), coinciden muy bien con los resultados en este trabajo, salvo por la zona frente a Arauco, que coincide mejor con lo expuesto por Bedford *et al.* (2013). Si consideramos la magnitud del desplazamiento, el modelo más próximo a nuestros resultados es el de Moreno *et al.* (2012) (Figura 5.5). Nuestro resultado, y los mostrados por estos últimos 3 autores, coinciden relativamente bien al modelo de acople *inter-sísmico* expuesto anteriormente, no así, con lo publicado por Lorito *et al.* (2011), que expone una gran contradicción al posicionar las zonas de alto deslizamiento *co-sísmico* en las zonas de bajo acople *inter-sísmico* y viceversa. Al considerar los resultados de Lorito como ciertos, puede tener una severa implicancia, ya que la zona donde se observa un menor valor tendría un enorme potencial para generar otro megaterremoto.

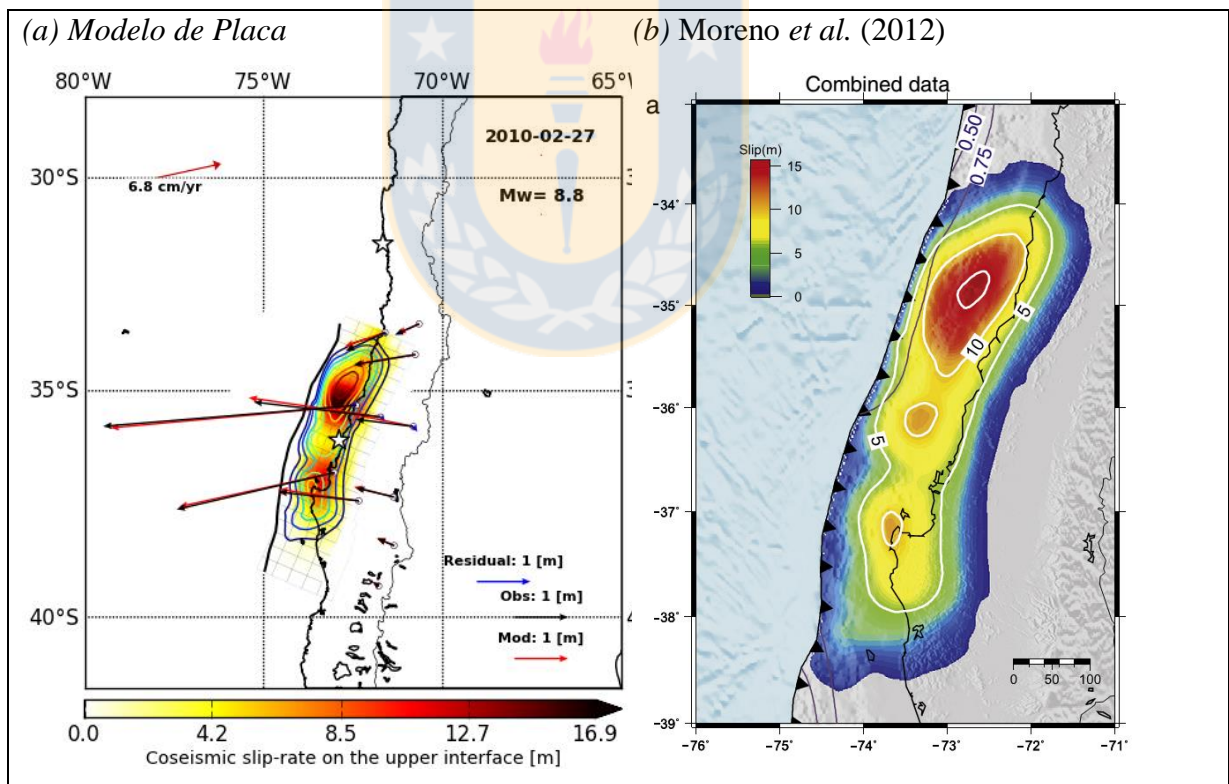


Figura 5.5: Comparación de modelos *co-sísmicos* de la interfaz superior. (a) *Modelo de Placa* para el terremoto, las líneas contorneadas son la solución de Moreno *et al.* (2012). (b) Modelo *co-sísmico* tomado de Moreno *et al.* (2012).

5.1.3. Comparación *post-sísmico* Maule

Luego de ocurrir la ruptura principal, esta desencadena una serie de nuevos fenómenos como réplicas y *afterslip*. Resulta interesante asociar esto último con la distribución del acople *inter-sísmico* y el deslizamiento *co-sísmico*, teniendo como una premisa que la mayoría del deslizamiento *post-sísmico* liberado serían aquellas zonas acopladas que fueron pobremente afectadas por la ruptura del terremoto y por ende, no se liberó la toda la energía acumulada, en otras palabras, el *slip déficit* ligado a la diferencia entre el grado de acople *inter-sísmico* y el deslizamiento *co-sísmico* debería coincidir con la liberación de *stress post-sísmico*. Teniendo esto en consideración, los modelos referentes al *afterlip* del Maule son los 7 enseñados en el capítulo de resultados. En el primero de ellos, obtenido a partir de las soluciones del trabajo de Vigny *et al.* (2011) tras 12 días del terremoto, se obtuvieron resultados muy consistentes, tal como se mencionó en el capítulo anterior. La distribución del desplazamiento es muy similar a la de Vigny (Figura 5.6), la diferencia más notable es la magnitud del deslizamiento, en este caso, nuestro modelo predice una magnitud más elevada. La magnitud, en el *Modelo de Placa*, es uno de los resultados sujetos a un mayor error, ya que depende directamente de las constantes λ_1 y λ_2 , y a pesar de esto y a las evidentes diferencias de cada modelo, el resultado obtenido entre uno y otro, no se aleja demasiado. Luego si comparamos la distribución *post-sísmica* en este periodo, nos damos cuenta que, de cierta forma, el resultado es confiable pues se encuentra rodeando la zona de ruptura principal durante el *co-sísmico*, dando a entender que está liberando la energía de las zonas que no alcanzaron a romperse.

Prosiguiendo con el segundo modelo *post-sísmico*, tras 82 días después del terremoto, es importante notar que la distribución de la tasa de deslizamiento predominantemente continúa ocurriendo en zonas colindantes a la ruptura principal, lo mismo ocurre en el modelo de Bedford *et al.* (2013). Ambos modelos predicen una distribución parecida de la costa al continente, la diferencia más grande es que nuestro modelo anuncia algunas franjas de altos valores más próximos a la fosa, mientras que en Bedford *et al.* (2013), éstas se encuentran más cercanas a la costa. Por otro lado, ambos determinan magnitudes muy similares (11,8 metros/año de máxima tasa de deslizamiento en nuestro modelo comparado a 12 metros/año en Bedford) (Figura 5.7).

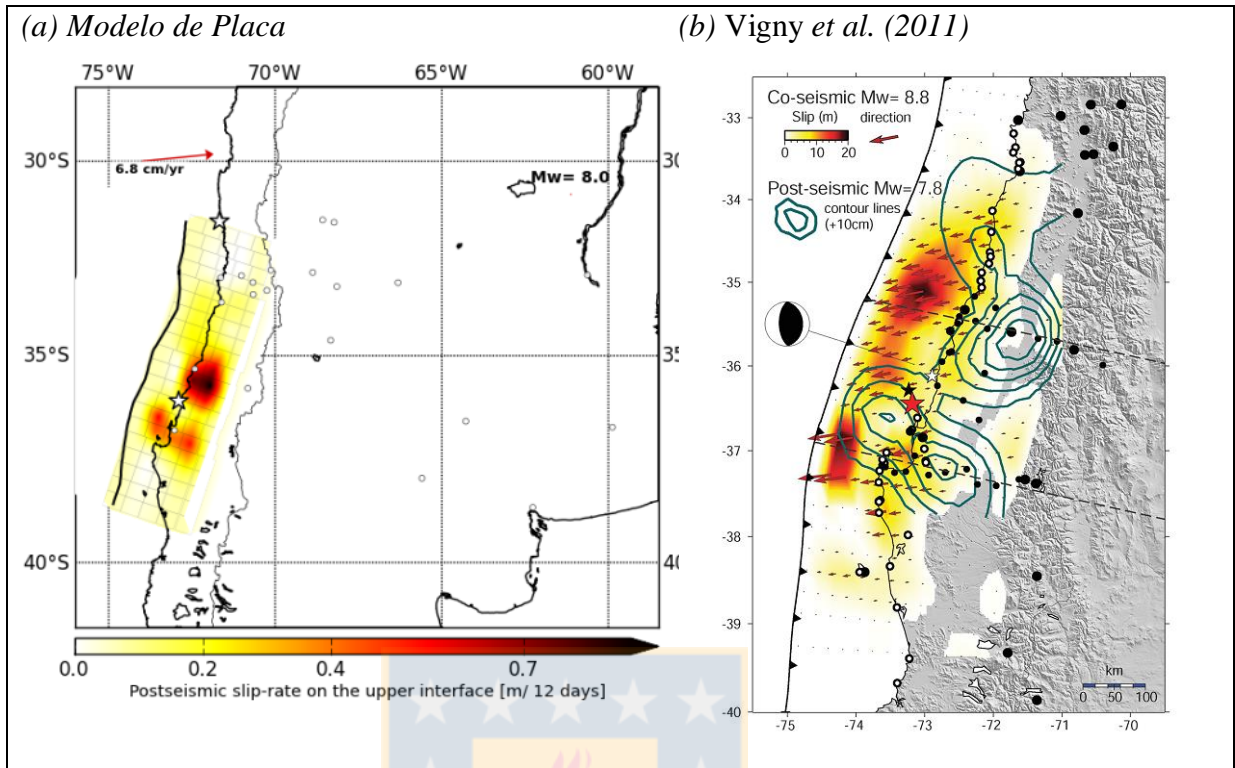


Figura 5.6: Comparación entre modelos post-sísmicos del Maule tras 12 días. (a) *Modelo de Placa* usando soluciones de 12 días posteriores al evento (tomados de Vigny *et al.* (2011)), para la interfaz superior. (b) Modelo *co-sísmico* y *post-sísmico* de Vigny *et al.* (2011) (contornos verdes).

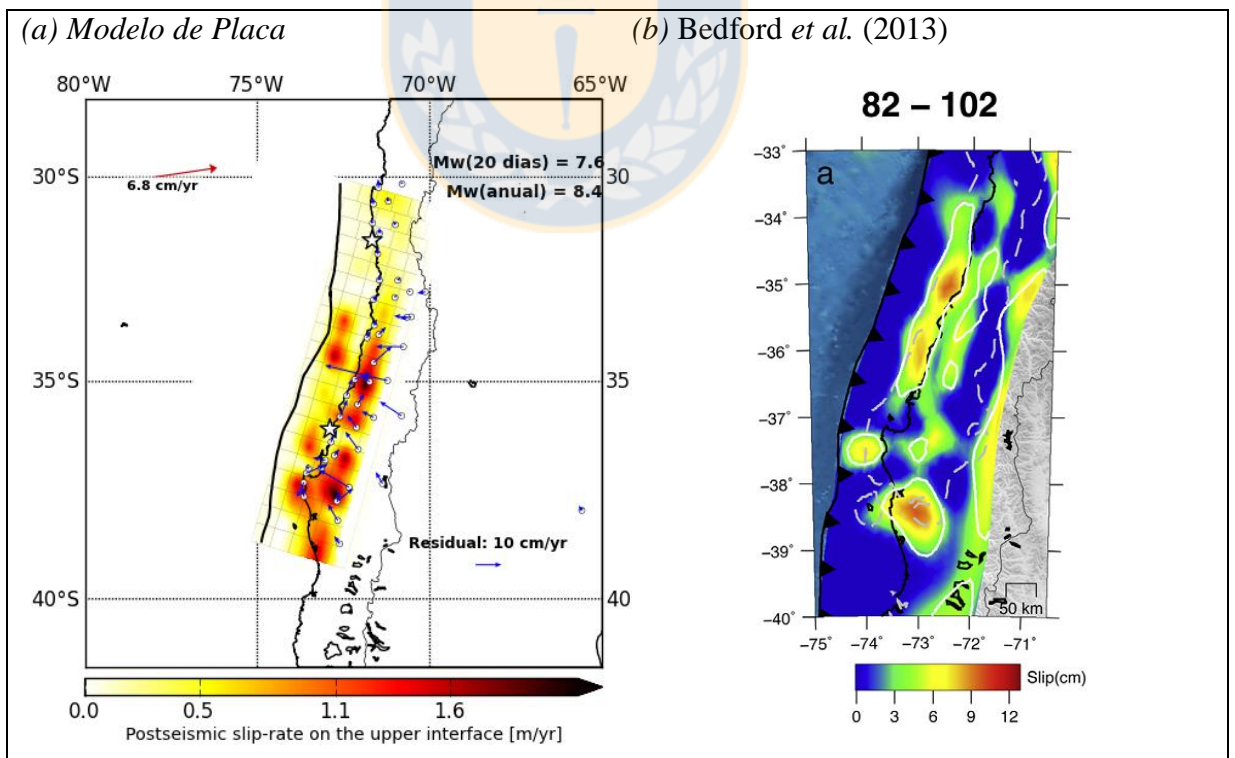


Figura 5.7: Comparación de modelos *post-sísmicos* tras 82 días del terremoto. (a) *Modelo de Placa* usando soluciones del día 20/05/2010 en la interfaz superior. (b) modelo de Bedford *et al.* (2013) entre los días 62 y 82 post terremoto.

En el trabajo de Bedford se construyeron varios modelos post-sísmicos en diferentes ventanas temporales, la última ventana de tiempo a los 262-282 días posteriores se compara a nuestro modelo, realizado con nuestras soluciones de GNSS para el día 6 de diciembre del 2010. En este caso, y tal como se mencionó en el capítulo de resultados, la distribución de deslizamiento es diferente, principalmente para las zonas en el continente, manteniéndose muy similares en el área de la costa a la fosa, mientras que la magnitud se encuentra en el mismo orden (8.16 cm/20días en nuestro modelo comparado a los ~5cm/20 días en Bedford) (Figura 5.8). Una de las causas que contribuyen a las diferencias existentes con dichos modelos puede ser que el autor consideró un ancho de falla mucho mayor al asumido por este trabajo ($w = 250$ km), además de tener estaciones diferentes en algunos casos, y por supuesto, las diferencias que provoca el ajuste de curva.

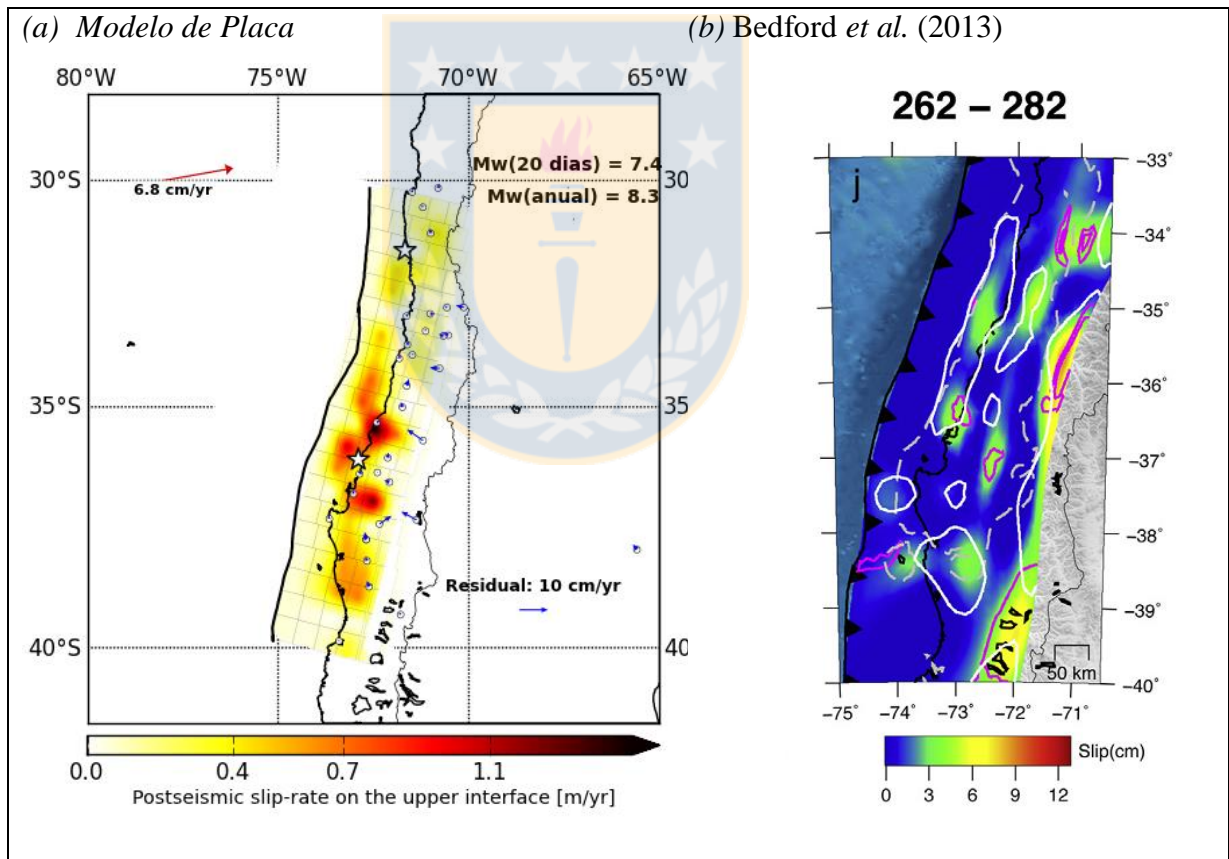


Figura 5.8: Comparación de modelos *post-sísmicos* tras 282 días del terremoto. (a) *Modelo de Placa* usando soluciones del día 06/12/2010 en la interfaz superior. (b) modelo de Bedford *et al.* (2013) entre los días 262 y 282 post terremoto.

El último modelo post-sísmico a comparar con el de otro autor, en este caso, el modelo de Lin *et al.* (2013), fue el realizado a partir de las soluciones del día 30/06/2011. Ambos modelos presentan una distribución de la tasa de deslizamiento bastante semejante, la única diferencia es que el *Modelo de Placa* predice un parche de alto movimiento al W del epicentro (Figura 5.9). Esta distribución habla de una liberación de energía más profunda que la zona afectada durante el terremoto.

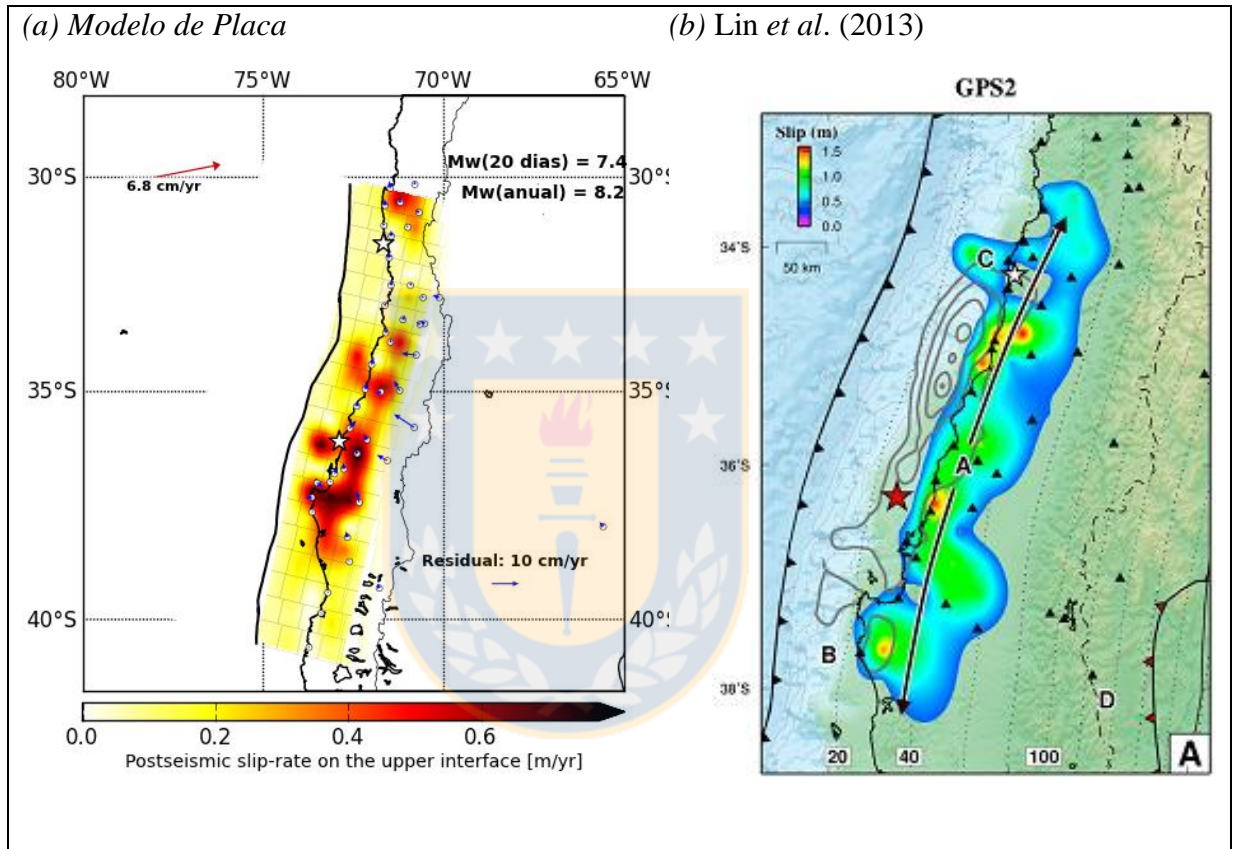


Figura 5.9: Comparación de modelos *post-sísmicos* tras 488 días del terremoto. (a) *Modelo de Placa* usando soluciones del día 30/06/2011 en la interfaz superior. (b) modelo de Lin *et al.* (2013) tras 488 días post terremoto.

En cuanto a la magnitud de la tasa de deslizamiento, el modelo de Lin arroja resultados de mayor magnitud (1,5 metros en 488 días), comparado a nuestro modelo que predice una tasa de deslizamiento máximo de 1,029 metros en 488 días.

Los demás modelos *post-sísmicos* del Maule no fueron comparados con otros, debido a que no se encontraron modelos realizados en ventanas de tiempo similares.

5.1.4. Comparación *inter-sísmico* Illapel

Los modelos *inter-sísmicos* generados por el *Modelo de Placa* sugieren interpretaciones diferentes a la de autores tales como Melnick *et al.* (2017), debido a que los modelos de acople antes y después del terremoto del Maule no muestran un incremento significativo en el grado de acoplamiento de la zona donde rompe el terremoto de Illapel, mientras que los modelos en Melnick *et al.* (2017) si presentan esta alza, dando a interpretar que producto del terremoto del 27 de febrero hubo un incremento en el esfuerzo de cizalle adyacente al megaterremoto, que causaron un aumento en el acoplamiento, y por lo tanto, pudiendo influir en la ruptura de Illapel. Nuestros resultados no muestran lo expuesto tan claramente en la interfaz superior. Si analizamos la Figura 5.10-a, previo al terremoto del Maule, es posible darse cuenta que el *Modelo de Placa* exhibe un grado de acoplamiento grande en la zona de Illapel, y luego, en la figura 5.11-b, la distribución del acople cambia, conservando un acoplamiento alto muy cercano al área de ruptura, pero no un incremento tan significativo como la solución de Melnick *et al.* (2017). Sin embargo, nuestro modelo tiene un importante cambio en la interfaz inferior. Este notable cambio nos permite asumir que parte de la deformación es desplazada a través de la interfaz inferior. De hecho, tras observar esta interfaz, pre y post terremoto del Maule (Figura 5.12), se evidencia un notable incremento en la velocidad en profundidad, adyacente a la zona de daño del terremoto del Maule. Este aumento de velocidad pudo ser fundamental a la hora de gatillar el terremoto de Illapel, aumentando el esfuerzo que recibe la interfaz superior y acelerando su ruptura. Recordemos que el último gran terremoto que afectó el área de Illapel fue el del 1943 ($M_w = 7,9$) (Beck, 1998), 72 años de acumulación que, de no ser por el incremento de esfuerzo que generó el terremoto del Maule, pudo no ser suficiente energía como para romper en un terremoto considerable de $M_w = 8,3$, dando a entender que el evento del 27 de febrero del 2010 fue relevante a la hora de provocar la dislocación en Illapel.

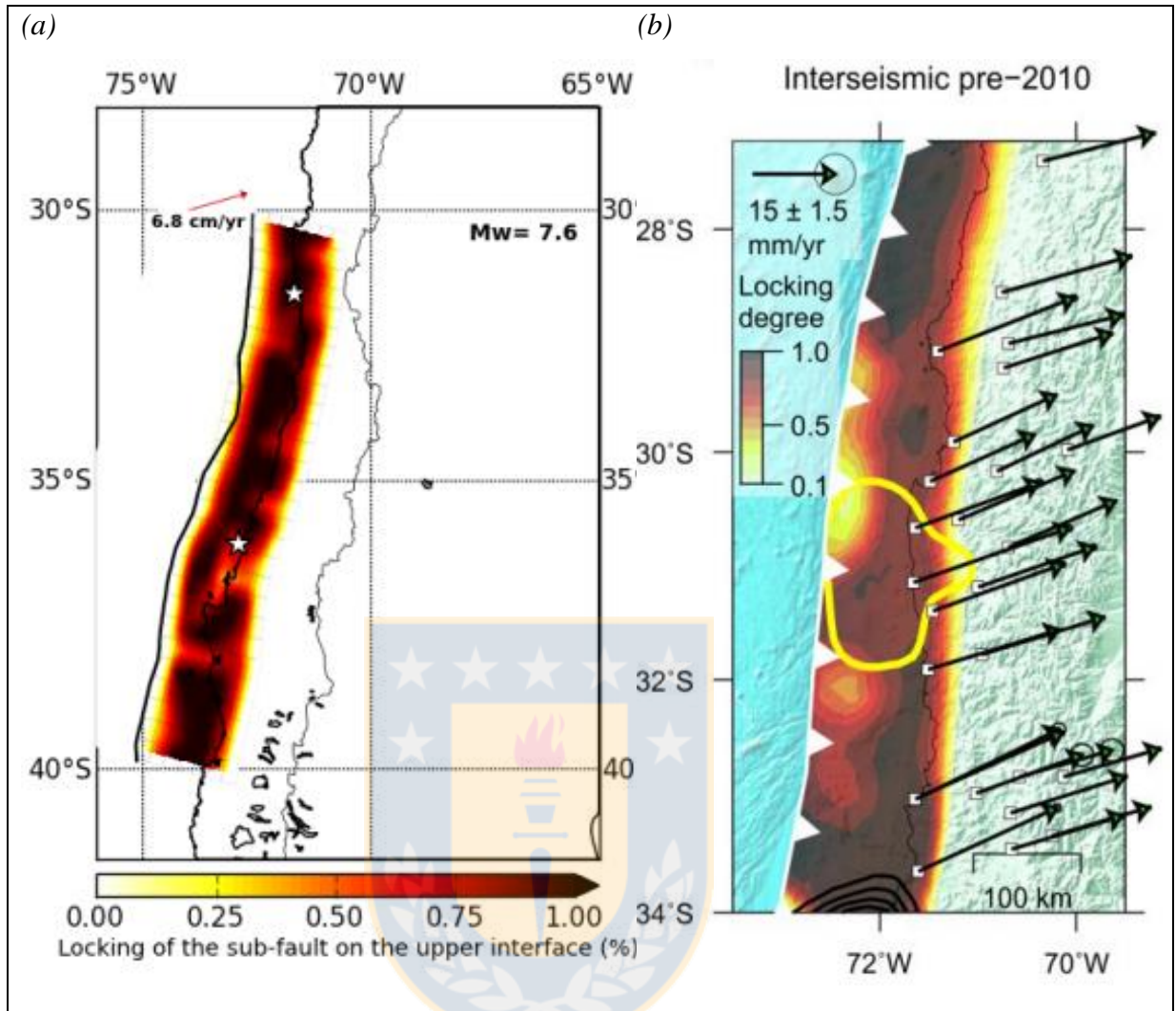


Figura 5.10: Comparación de modelos de acoplamiento *inter-sísmicos* en la zona de Illapel. **(a)** Modelo de acople *intersísmico* previo al 27/02/2010. La estrella blanca de más arriba representa epicentro del terremoto de Illapel. **(b)** Modelo de acople *inter-sísmico* pre-2010 tomado de Melnick *et al.* (2017).

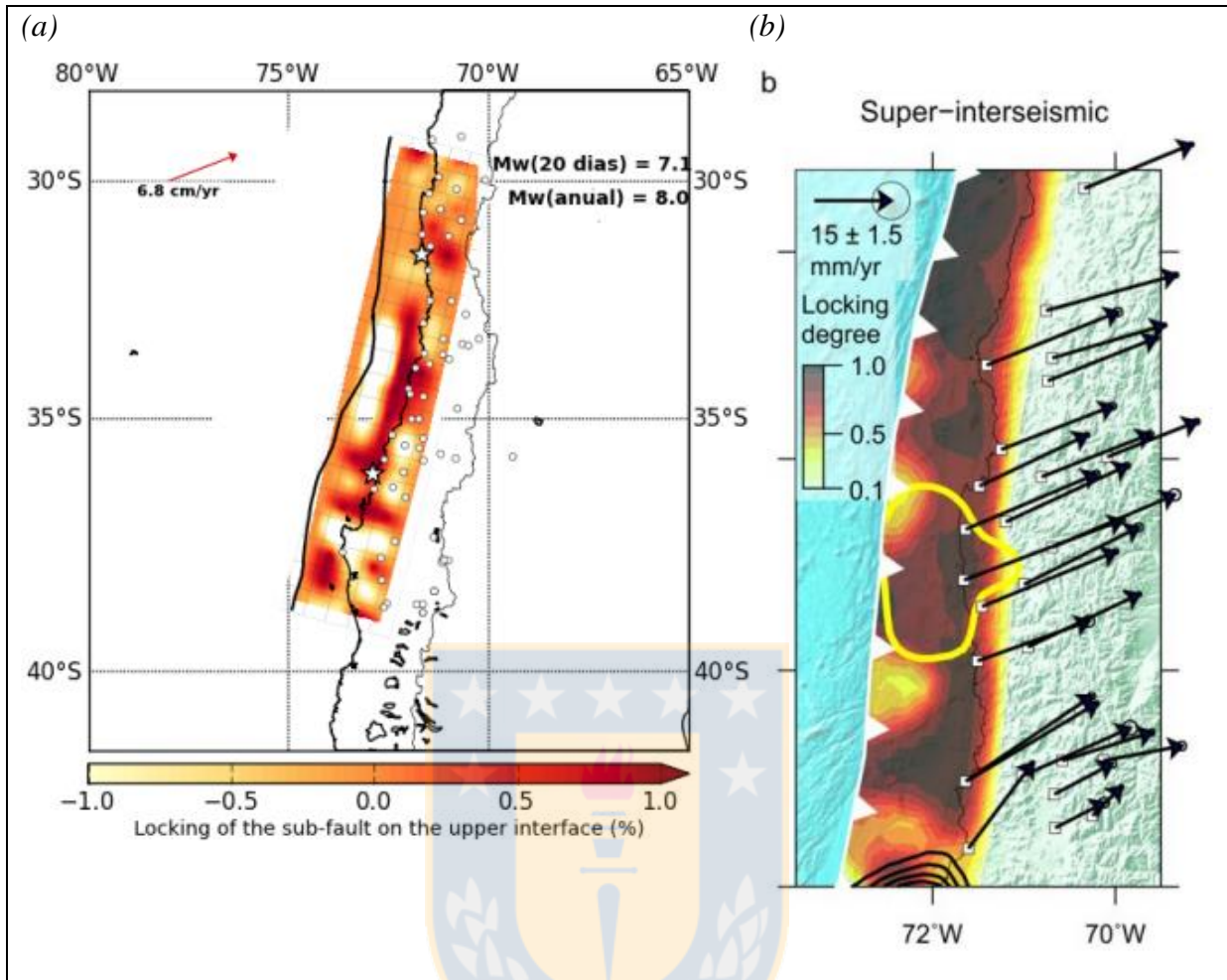


Figura 5.11: Comparación de modelos de acoplamiento *inter-sísmicos* en la zona de Illapel. (c) Modelo de acople *intersísmico* post terremoto del Maule, 1 mes antes del terremoto de Illapel. (d) Modelo de acople *inter-sísmico* post 2010 tomado de Melnick *et al.* (2017).

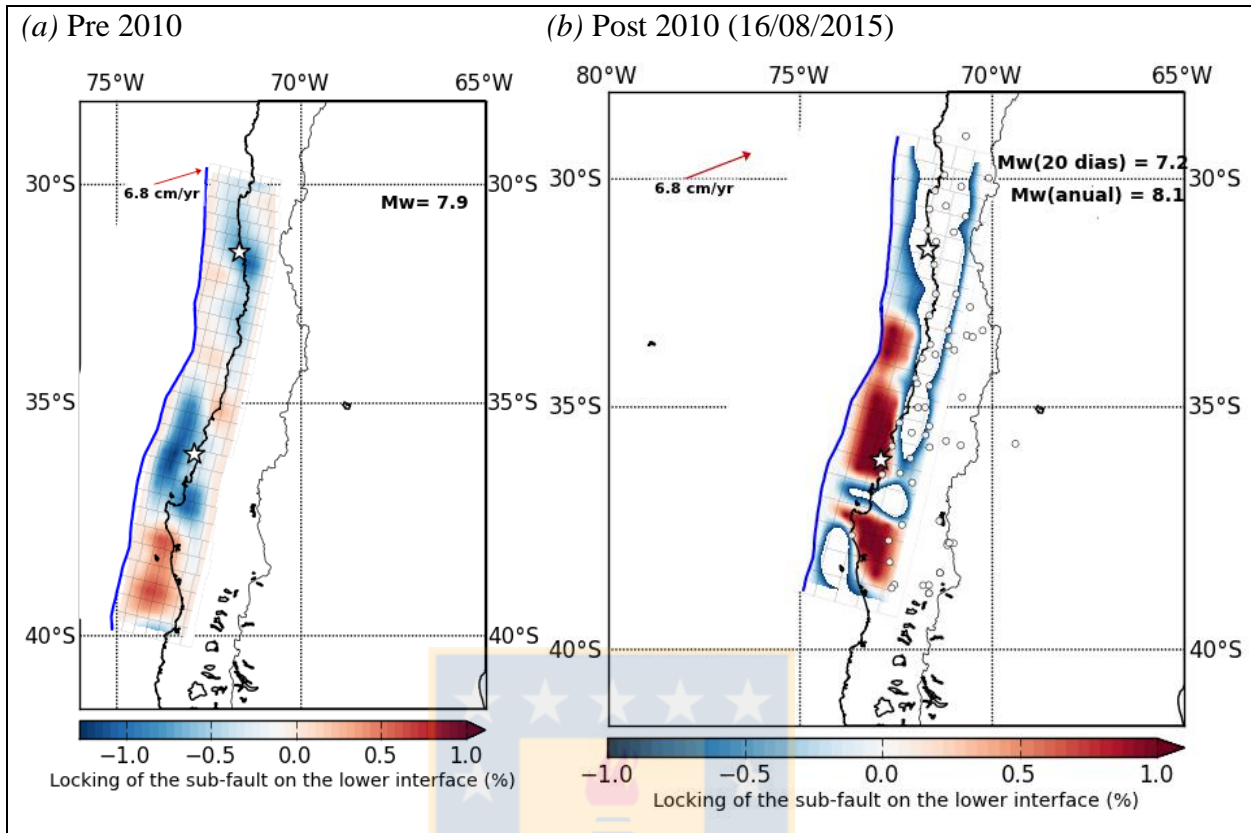


Figura 5.12: Modelos de acople *inter-sísmico* del terremoto de Illapel, pre y post terremoto del Maule de la interfaz inferior representadas en las figuras (a) y (b) respectivamente. Notar que en la figura (b), en las zonas sin color y rodeadas de azul, el grado de acoplamiento es tan bajo que escapa a la rango de la paleta de color utilizada.

5.1.5. Comparación *co-sísmico* Illapel

Los resultados obtenidos a partir de soluciones de GNSS durante el terremoto de Illapel muestran un patrón de deslizamiento similar a otros derivados a partir de la inversión de soluciones de GNSS (Grandin *et al.* (2016), Melgar *et al.* (2016), Okuwaki *et al.* (2016), Ruiz *et al.* (2016), Shrivastava *et al.* (2016), Tilmann *et al.* (2016)). También muestra un deslizamiento similar a dichos autores, tal como se puede apreciar en la figura 5.13. De esta manera, se respaldaría aún mejor el área de ruptura obtenida, teniendo un único gran parche que rompió desde el *downdip* hasta zonas más superficiales.

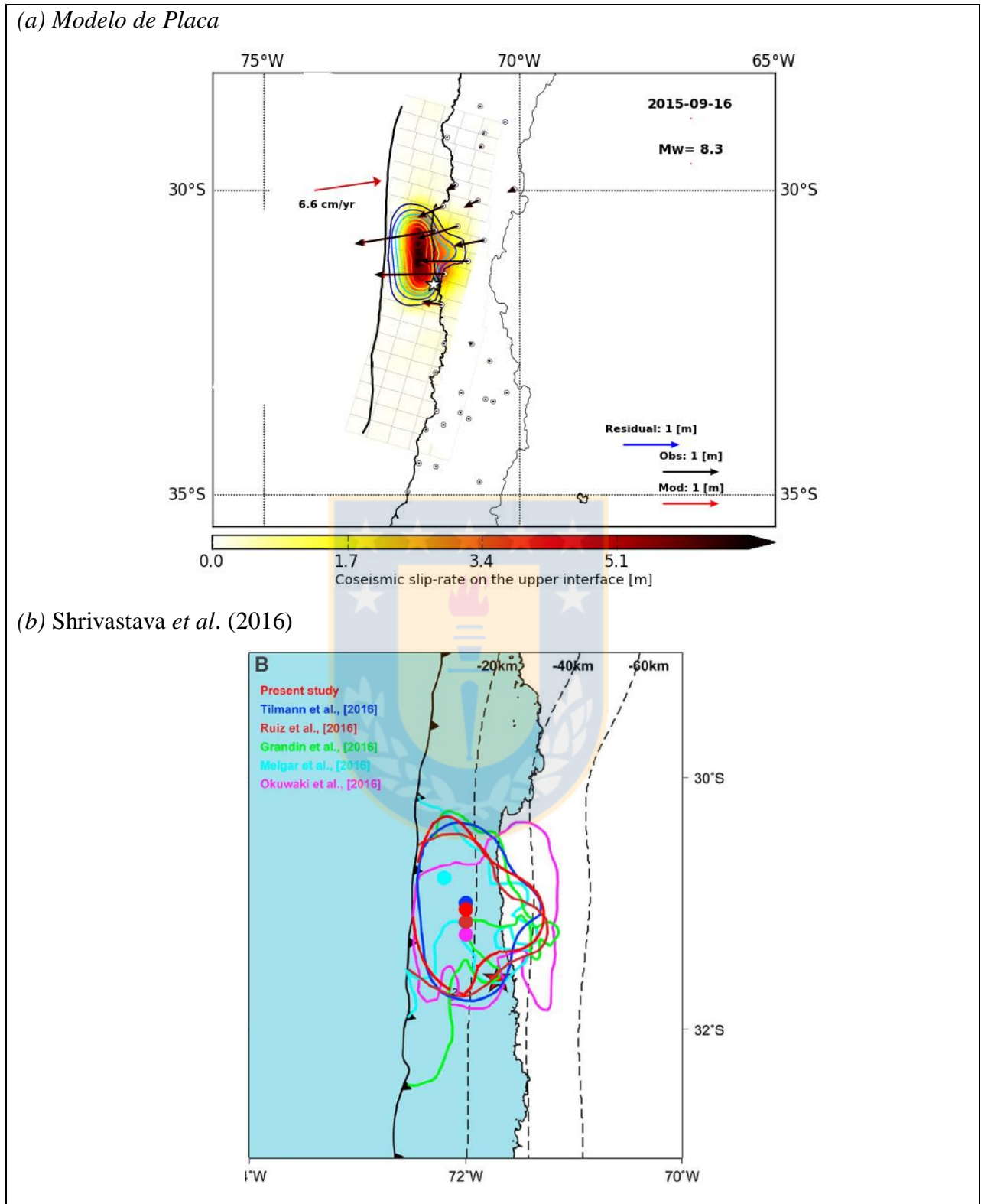


Figura 5.13: Comparación entre los resultados obtenidos durante el *co-sísmico* de Illapel. (a) modelo del terremoto obtenido por el *Modelo de Placa*. (b) Figura tomada de Shrivastava *et al.* (2016), donde compara modelos precedentes; en contorno rojo el modelo del autor junto al de Tilmann *et al.* (2016) (contorno azul), Ruiz *et al.* (2016) (contorno naranja), Grandin *et al.* (2016) (contorno verde) y Okuwaki *et al.* (2016) (contorno púrpura).

5.1.6. Comparación *post-sísmico* Illapel

El modelo *post-sísmico* de la interfaz superior en Illapel posee ciertas similitudes al propuesto por Shrivastava *et al.* (2016) en cuanto a la distribución de la tasa de deslizamiento (Figura 5.14). Ambos modelos tienen como solución la presencia de un gran parche de alto desplazamiento entre las latitudes 30°-31°S, y un segundo parche más al sur, rodeando el área de ruptura *cosmista*, sin embargo, con posiciones diferentes. Nuestro modelo predice otros dos parches, uno en profundidad hacia el *downdip* y otro al norte del área de estudio. En primer lugar, el modelo de Shrivastava *et al.* (2016) asume un ancho de falla menor al asumido en este trabajo, por lo que sería imposible que coincidan en la presencia de la zona de alta tasa de deslizamiento en el *downdip*, y su área de estudio no abarca más al norte de los ~30°S de latitud. Ni más al sur de los ~32°S de latitud, motivo por el cual no son comparables en estas regiones.

El resultado de Shrivastava *et al.* (2016) expone un deslizamiento *post-sísmico* de ~50 cm en 43 días, medida que en nuestro modelo es muy inferior (69,8 cm/año equivalen a 8,2cm/ 43días), lo que implicaría que uno de los dos modelos, o está sobrestimando sus resultados, o subestimando estos. Sin embargo ambos modelos son diferentes, una razón que podría contribuir a esta diferencia, es que para este trabajo se calcularon las velocidades como la pendiente en la curva ajustada en cada momento, dando como consecuencia, una tasa de deslizamiento por año, mientras que en el modelo de Shrivastava *et al.* (2016), sus soluciones son la medida directa de cuánto se desplazó en los 43 días de medición.

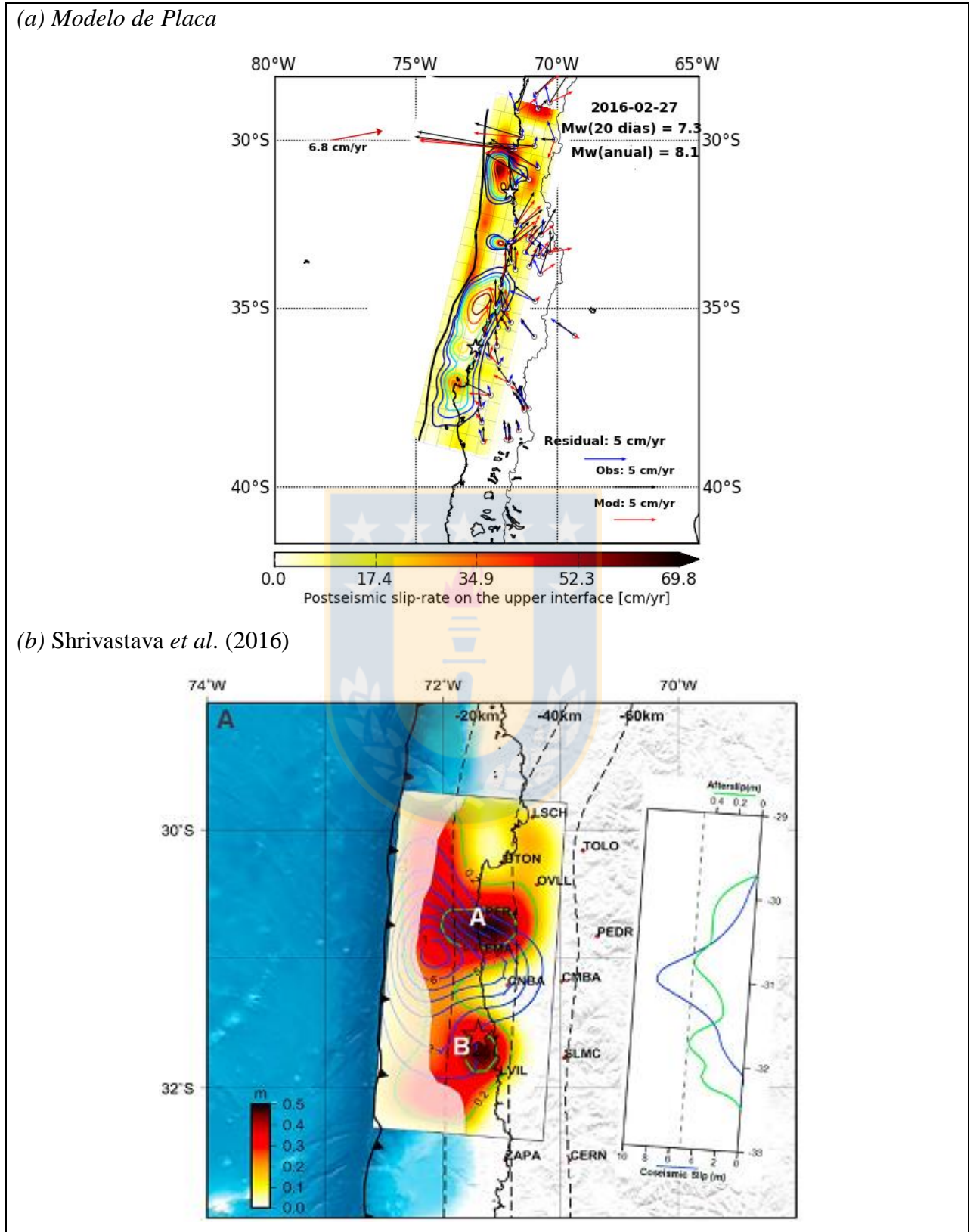


Figura 5.14: Comparación de modelos *post-sísmico* del terremoto de Illapel. (a) *Modelo de Placa* para el *post-sísmico* de Illapel el 27/02/2016 en la interfaz superior. (b) *Modelo post-sísmico* de Illapel tomado de Shrivastava *et al.* (2016).

Finalmente, a modo de conclusión, los resultados del *Modelo de Placa* tienen varias similitudes al de otros modelos, lo que nos daría un primer visto bueno sobre la veracidad de la información entregada. Por otro lado, existen diferencias, algunas más grandes que otras, lo cual no es de extrañar ya que cada autor considera soluciones y parámetros diferentes para explicar los eventos. En este contexto, el *Modelo de Placa* asume la presencia de dos interfaces para explicar la deformación existente en superficie, parámetro que en la mayoría de los casos es omitido por otros autores, por lo que es evidente que el modelo tiene que tener diferencias en sus resultados.

5.2. Doble interfaz

Considerar una doble zona de *Wadati–Benioff* no es una idea nueva. Tal como se expuso en el capítulo 1, existen varios autores que han observado esta anomalía, tales como Hasegawa *et al.* (1978), Cassidy y Waldhauser (2003), Rietbrock y Waldhauser (2004), Brudzinski *et al.* (2007), Blosch *et al.* (2014), entre otros. Y autores que han utilizado el *Modelo de Placa*, debatiendo la importancia que tiene la interfaz inferior en la mecánica de un ciclo sísmico (Kanda y Simons (2010), Peña (2014), Novoa (2015), Vera (2016), Quiroga (2016), Herrera (2016), Molina (2017)). En este debate, destacar el trabajo realizado por Jara *et al.* (2017), quienes concluyen que existe una fuerte interacción entre la ocurrencia de eventos sísmicos en profundidad con los eventos superficiales en las zonas de subducción.

De acuerdo a lo propuesto por Vera (2016) y ratificado por Molina (2017), el mecanismo de subducción entre la placa de Nazca con la continental es continuo, la placa subducta constantemente, y puede ser explicado modelando dos fallas de gran escala, la interfaz inferior y superior. Ambas toman distintos papeles dependiendo de la etapa en el ciclo sísmico en que se encuentren. Durante el periodo *inter-sísmico*, la principal responsable de los movimientos en superficie serían los deslizamientos lentos tipo normal en la interfaz inferior, y en muy bajo grado, el inverso de la interfaz superior, acoplados con el continente y por lo tanto casi no tiene movimiento. De esta manera, la placa arrastraría al continente hacia el mismo sentido de la convergencia de placas (hacia el E en el caso de Chile). Son por estos movimientos de la interfaz inferior, que en la interfaz superior, se carga el sistema con grandes esfuerzos. Lo mismo ocurre, pero en menor medida, en las zonas de la interfaz inferior que sufrieron poco desplazamiento. Este sistema de carga, posteriormente condiciona la descarga del sistema, produciendo la ruptura *co-sísmica*, donde en la interfaz superior, ocurre la mayoría del deslizamiento, pues es la zona

que acumuló una mayor carga durante la anterior etapa. Consecuentemente, en la fase post-sísmica, aquellas zonas que no evidenciaron un gran movimiento y que aún tienen una carga acumulada no liberada, experimentan dislocaciones menores. Lo mismo en la interfaz inferior, se libera de a poco la energía acumulada no liberada, por lo que el desplazamiento tiende a rodear las anteriores rupturas, hacia el *updip* y/o *downdip*. Lo anterior se sustenta en un comportamiento bimodal entre ambas interfaces, donde el movimiento en profundidad es el que más adelante condiciona el movimiento *co-sísmico*, quien a su vez, condiciona el movimiento durante el *post-sísmico*, hasta entrar nuevamente a la fase *inter-sísmica* y repetir el ciclo.

Los resultados de este trabajo son consistentes con la idea anterior. El hecho que durante el *inter-sísmico* del Maule exista un alto grado de acoplamiento en la interfaz superior, mientras que en la inferior, la tasa de deslizamiento se acentuó justo debajo de las dos futuras rupturas principales (Figura 5.15), nos hacen pensar que efectivamente, la interfaz inferior condicionó la dislocación durante el *co-sísmico* del Maule al provocar la carga de esfuerzo en el sistema durante un largo periodo. Luego, la dislocación *co-sísmica* evidencia un importante movimiento en la interfaz superior, siendo ésta la que predomina en este corto periodo, y en menor envergadura la interfaz inferior (Figura 5.16). Luego, durante el *post-sísmico*, esta gran dislocación trajo como consecuencias la liberación progresiva de esfuerzo en las zonas colindantes a la ruptura en ambas fases, siendo la interfaz superior la que predomina en una etapa muy temprana (Figura 5.17), y la inferior la que retoma el mayor protagonismo ya en etapas más tardías (Figura 5.18). Nuestros resultados sugieren que una gran deformación se extendió a través de la interfaz inferior, hacia el norte, debajo de la zona de Illapel. Este rápido incremento de esfuerzo en solo unos años, pudo haber compensado la energía que, hasta antes del terremoto del Maule, no era suficiente como para generar un terremoto de gran magnitud, condicionando una nueva ruptura *co-sísmica* en la zona de Illapel, momento donde nuevamente la interfaz superior predomina por sobre la inferior. Y luego, tras ocurrido el segundo terremoto, ocurre una acomodación de esfuerzos, una nueva etapa *post-sísmica* aparece para reordenar la distribución de la tasa de deslizamiento previa, cesando la gran velocidad debajo de la ruptura en Illapel, pero aún continuando en la zona entre dichos eventos, pudiendo incluso más adelante, condicionar la ruptura en Valparaíso ($M_w = 6,9$), que es una zona entre los dos grandes terremotos y que se haya justo en el área que no sufrió gran dislocación, entonces no sería ilógico pensar que los movimientos de estas pudieron influir en su ruptura.

De esta manera, la conclusión de este trabajo es que, al considerar una interfaz inferior paralela a la zona de Wadati–Benioff, permitiría no solo corresponder a un punto de vista más acertado de la teoría de la tectónica de placas, sino además, dar una explicación a los fenómenos que hoy en día ocurren durante un ciclo sísmico, y que seguirán ocurriendo en el futuro. La interfaz inferior, entonces, jugaría un rol importante a la hora de gatillarse un terremoto, pues estas interactúan entre sí, condicionando su movimiento y generando una complementariedad en los deslizamientos y/o tasas de deslizamientos de ambas interfaces.

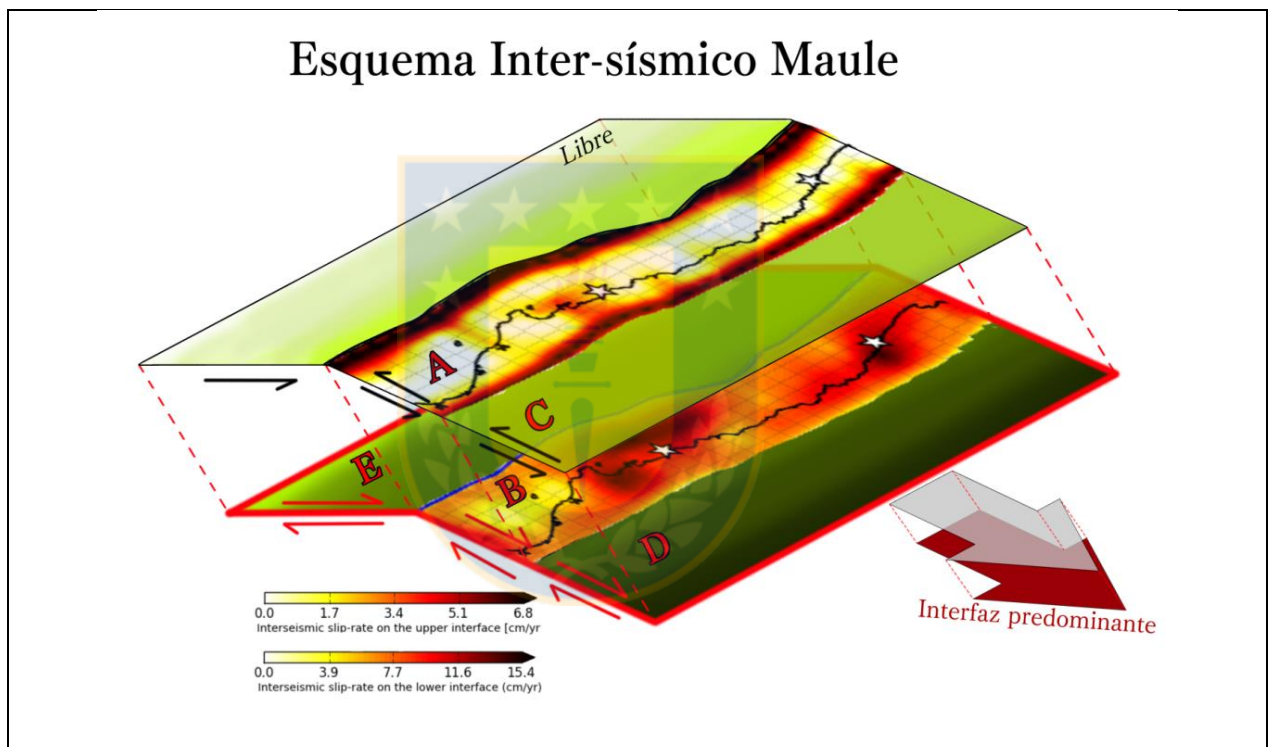


Figura 5.15: Esquema del *Modelo de Placa* aplicado al *inter-sísmico* del terremoto del Maule junto a nuestras soluciones. Cabe destacar que los resultados sugieren una predominancia en la interfaz inferior de este periodo y sería la que carga al sistema para luego condicionar rupturas futuras en la interfaz superior

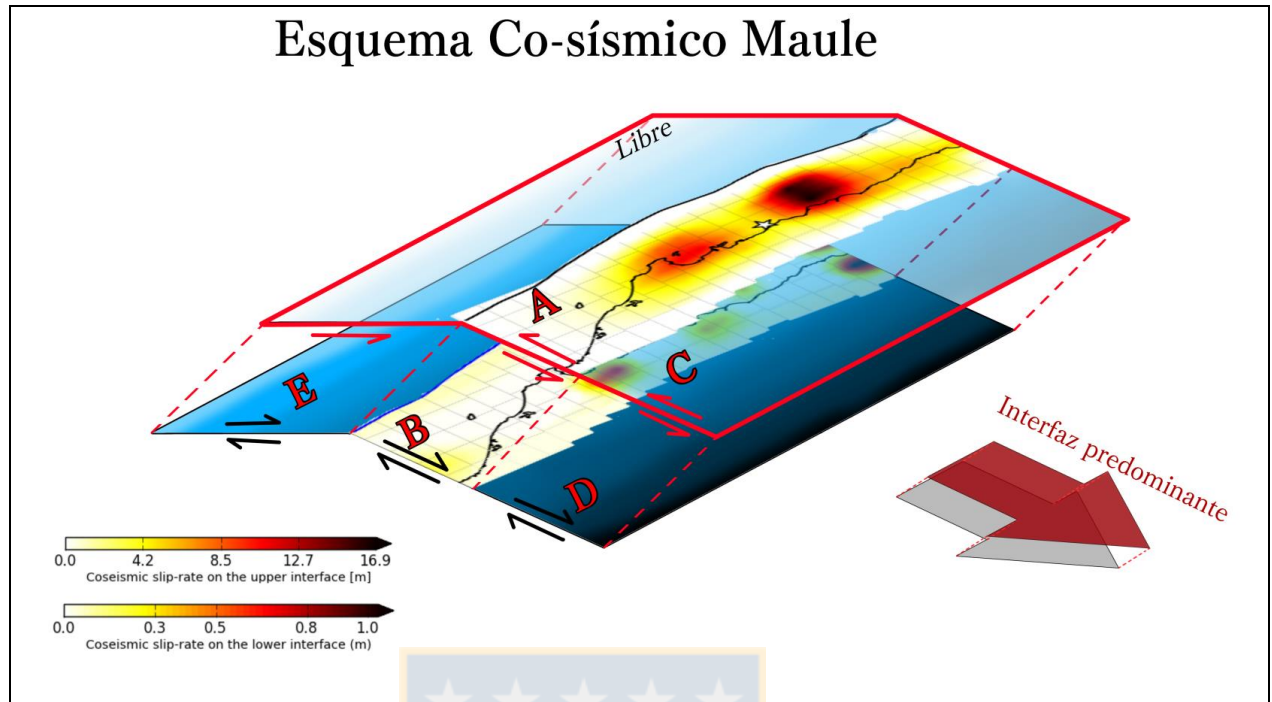


Figura 5.16: Esquema del *Modelo de Placa* aplicado al *co-sísmico* del terremoto del Maule. En este periodo, los resultados apuntan a que la interfaz superior es principal responsable de los movimientos en superficie.

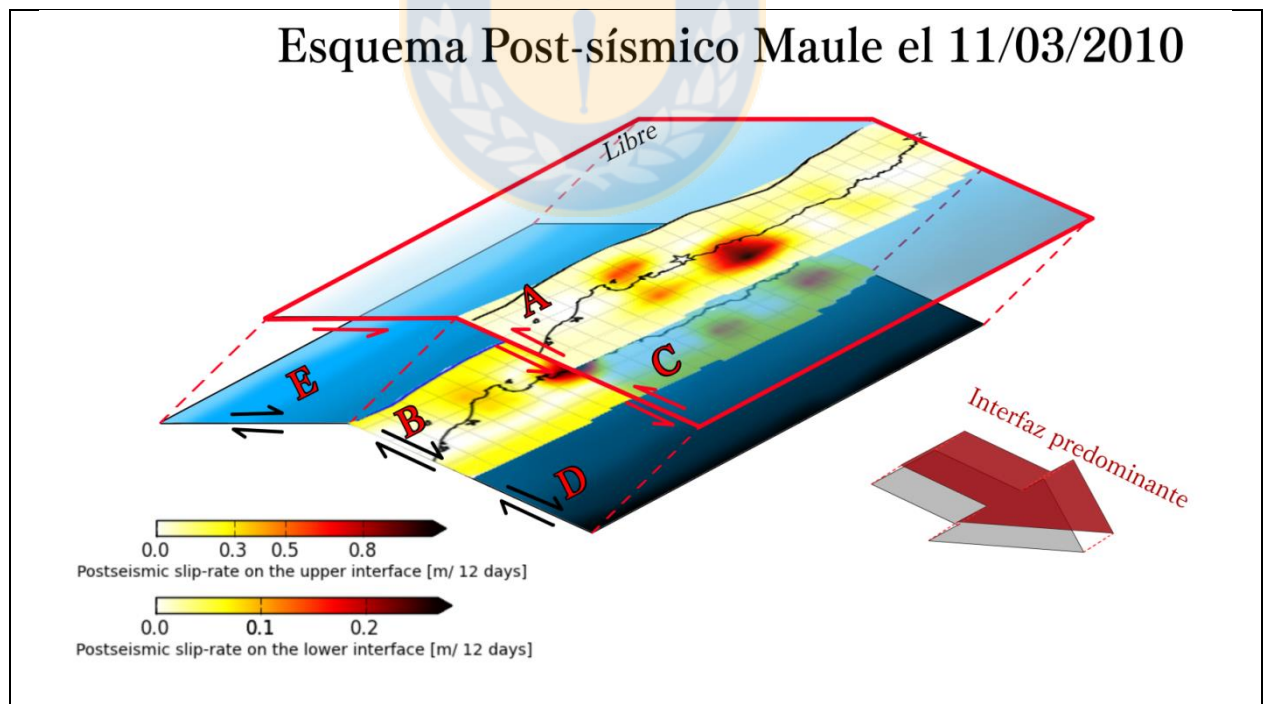


Figura 5.17: Esquema del *Modelo de Placa* aplicado al *post-sísmico* temprano del terremoto del Maule (11/03/2010). Los resultados aluden que aún existe una predominancia de deslizamiento en la interfaz superior, y en las zonas donde no hubo ruptura, o faltó energía por liberar.

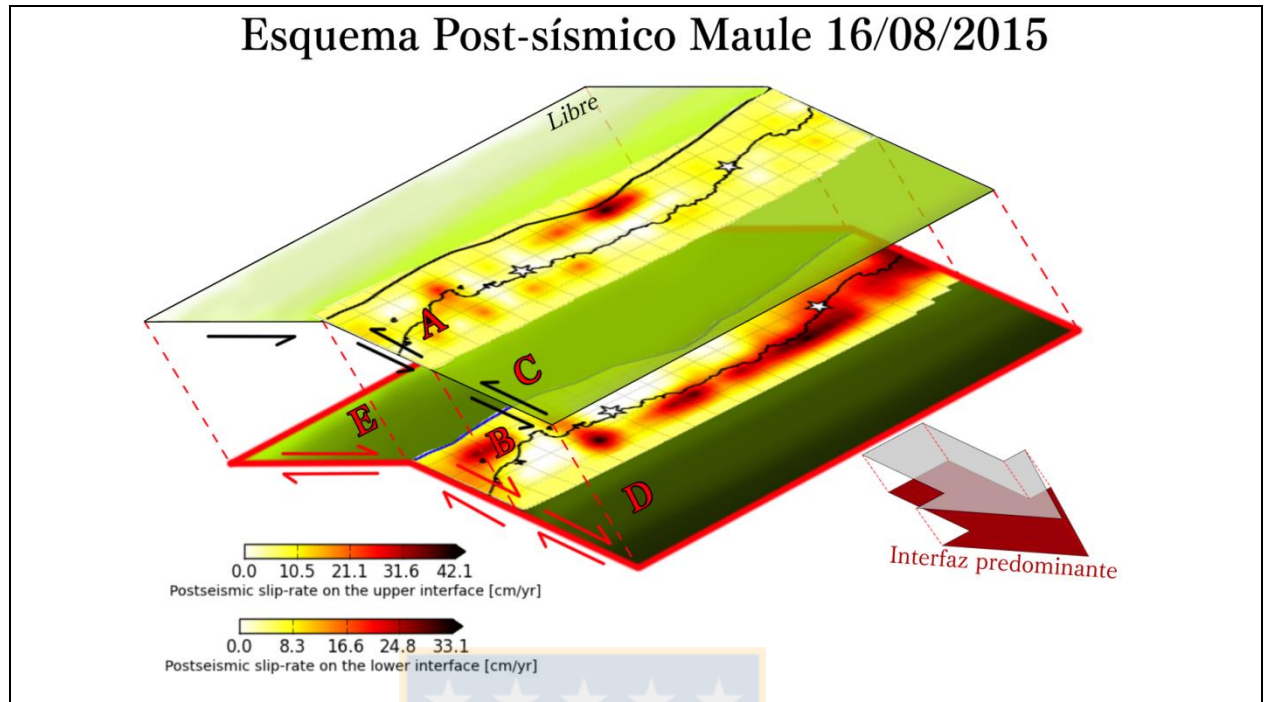


Figura 5.18: Esquema del *Modelo de Placa* aplicado al *post-sísmico* tardío del terremoto del Maule (16/08/2015) y previo al terremoto de Illapel. Se puede observar un incremento del deslizamiento en profundidad justo debajo de la zona de ruptura de Illapel.

6. REFERENCIAS

- Báez, J. C.; Leyton, F.; Troncoso, C.; Campo, F. d.; Bevis, M.; Vigny, C.; Moreno, M.; Simons, M.; Kendrick, E.; Parra, H. & Blume, F. 2018. The Chilean GNSS network: Current status and progress toward early warning applications. *Seismological Research Letters*. Vol. **89** (4): 1546–1554.
- Barrientos, S. 1988. Slip distribution of the 1985 Central Chile earthquake. *Tectonophysics*. Vol. **145** (3–4): 225–241.
- Barrientos, S. 1994. Large events, seismic gaps, and stress diffusion in central Chile. *Tectonics of the southern central Andes*. 111-117.
- Bedford, J.; Moreno, M.; Baez, J. C.; Lange, D.; Tilmann, F.; Rosenau, M.; Rosenau, M.; Heidbach, O.; Oncken, O.; Bartsch, M.; Rietbrock, A.; Tassara, A.; Bevis, M. & Vigny, Christophe. 2013. A high-resolution, time-variable afterslip model for the 2010 Maule Mw = 8.8, Chile megathrust earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **383**: 26-36.
- Bloch, W.; Kummerow, J.; Salazar, P.; Wigger, P. & Shapiro, S. A. 2014. High-resolution image of the North Chilean subduction zone: seismicity, reflectivity and fluid. *Geophys. J. Int.* Vol. **197**: 1744–1749.
- Brudzinski, M. R.; Thurber, C. H.; Hacker, B. R. & Engdahl, E. R. 2007. Global Prevalence of Double Benioff Zones. *Science*. Vol. **316**: 1472-1474.
- Campos, J.; Hatzfeld, D.; Madariaga, R.; Lopez, G.; Kausel, E.; Zollo, A.; Iannacone, G.; Fromm, R.; Barrientos, S. & Lyon-Caen, H. 2002. A seismological study of the 1835 seismic gap in south-central Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. Vol. **132** (1-3): 177-195.
- Cassidy, J. F. & Waldhauser, F. 2003. Evidence for both crustal and mantle earthquakes in the subducting Juan de Fuca plate. *Geophysical Research Letters*. Vol. **30** (2): 1095.

- Contreras, M.; Tassara, A.; Gerbault, M.; Araya, R. & Bataille, K. 2016. Interseismic deformation at subduction zones investigated by 2D numerical modeling: case study before the 2010 Maule earthquake. *Andean Geology*. Vol. **43** (3): 247-262. Santiago.
- Delouis, B.; Nocquet, J. M. & Vallée, M. 2010. Slip distribution of the February 27, 2010 Mw = 8.8 Maule. *Geophysical Research Letters*. Vol. **37** (17).
- Grandin, R.; Klein, E.; Métois, M. & Vigny, C. 2016. Three- dimensional displacement field of the 2015 Mw 8.3 Illapel earthquake (Chile) from across- and along-track Sentinel-1 TOPS interferometry. *Geophysical Research Letters*. Vol. **43**: 2552–2561.
- Hasegawa, A.; Umino, N. & Takagi, A. 1978. Double-planed Structure of the Deep Seismic zone in the Northeastern Japan arc. *Tectonophysics*, Vol. **47**: 43-48.
- Herrera, A., 2016. Modelo Intersísmico para Japón. Habilitación profesional. Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geofísica (Inédito): 103 pp., Concepción.
- Jara, J.; Socquet, A.; Marsan, D. & Bouchon, M. 2017. Long-Term Interactions Between Intermediate Depth and Shallow Seismicity in North Chile Subduction Zone. *Geophysical Research Letters*. Vol. **44** (18): 9283-9292.
- Kanamori, H. 1977. The energy release in great earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. Vol. **82** (20): 2981-2987.
- Kanda, R. V. & Simons, M. 2010. An elastic plate model for interseismic deformation in subduction zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. Vol. **115** (B3).
- Lay, T.; Ammon, C. J.; Kanamori, H.; Koper, K. D.; Sufri, O. & Hutko, A. R. 2010. Teleseismic inversion for rupture process of the 27 February 2010 Chile (Mw 8.8) earthquake. *Geophysical Research Letters*. Vol. **37** (13).
- Lin, Y. N.; Sladen, A.; Ortega-Culaciati, F.; Simons, M.; Avouac, J.-P.; Fielding, E. J.; Brooks, B. A.; Bevis, M.; Genrich, J.; Rietbrock, A.; Vigny, C.; Smalley, R. & Socquet, A. 2013. Coseismic and postseismic slip associated with the 2010 Maule Earthquake, Chile:

- Characterizing the Arauco Peninsula barrier effect. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. Vol. **118**: 3142–3159.
- Lorito, S.; Romano, F.; Atzori, S.; Tong, X.; Avallone, A.; McCloskey, J.; Cocco, M.; Boschi, B. & Piatanesi, A. 2011. Limited overlap between the seismic gap and coseismic slip of the great 2010 Chile earthquake. *Nature Geoscience*. Vol. **4** (3): 173.
- Melgar, D.; Fan, W.; Riquelme, S.; Geng, J.; Liang, C.; Fuentes, M.; Vargas, G.; Allen, R. M.; Shearer, P. M. & Fielding, E. J. 2016. Slip segmentation and slow rupture to the trench during the 2015, Mw8.3 Illapel, Chile earthquake. *Geophysical Research Letters*. Vol. **43**: 961–966.
- Melnick, D.; Moreno, M.; Quinteros, J.; Baez, J. C.; Deng, Z.; Li, S. & Oncken, O. 2017. The super-interseismic phase of the megathrust earthquake cycle in Chile. *Geophysical Research Letters*. Vol. **44**:784–791.
- Molina, D. 2017. Modelo de deformación post-sísmica asociado al terremoto de Tohoku-Oki 9.0 M_w 2011, usando after-slip model y datos de GPS. Habilitación profesional. Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geofísica. (Inédito): 78 pp., Concepción.
- Moreno, M.; Rosenau, M. & Oncken, O. 2010. 2010 Maule earthquake slip correlates with pre-seismic locking of Andean subduction zone. *Nature Letters*, Vol. **467** (7312): 198.
- Moreno, M.; Melnick, D.; Rosenau, M.; Baez, J.; Klotz, J.; Oncken, O.; Tassara, A.; Chen, J.; Bataille, K.; Bevis, M.; Socquet, A.; Bolte, J.; Vigny, C.; Brooks, B.; Ryder, I.; Grund, V.; Smalley, B.; Carrizo, D.; Bartsch, M. & Hase, H. 2012. Toward understanding tectonic control on the Mw 8.8 2010 Maule Chile earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **321–322**: 152-165.
- Novoa, C. 2015. Modelo mecánico de acoplamiento sísmico en Chile. Habilitación profesional. Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geofísica. (Inédito): 114 pp., Concepción.

- Okada, Y. (1985). Surface Deformation due to Shear and Tensile Faults in a Half-Space. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. **75** (4): 1135-1154.
- Okuwaki, R.; Yagi, Y.; Aránguiz, R.; González, J. & González, G. 2016. Rupture Process During the 2015 Illapel, Chile Earthquake: Zigzag-Along-Dip Rupture Episodes. *Pure and Applied Geophysics*. 23-32.
- Quiroga, A. 2016. Evolución temporal y distribución espacial del deslizamiento en la zona norte de subducción de Cascadia durante el periodo intersísmico. Habilitación profesional. Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geofísica. (Inédito): 91 pp., Concepción.
- Peña, C. 2014. Inversión del deslizamiento de la placa subductante en el Sur de Chile mediante datos GPS. Habilitación profesional. Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geofísica. (Inédito): 98 pp., Concepción.
- Reid, H. C. 1910. The Mechanism of the Earthquake, In: The Californian Earthquake of April 18. Report of the State Earthquake Investigation Commission, Washington OC: Carnegie Institution.
- Rietbrock, A. & Waldhauser, F. 2004. A narrowly spaced double-seismic zone in the subducting Nazca plate. *Geophysical Research Letters*. Vol. **31** (10).
- Ruegg, J. C. 1994. Deformación de la corteza terrestre y terremotos: aplicación al estudio del ciclo sísmico en el norte de Chile. *Institut de Physique du Globe de Paris*. 201-243.
- Ruegg, J. C.; Rudloff, A.; Vigny, C.; Madariaga, R.; Chabalier, J. B. D.; Campos, J.; Kausel, E.; Barrientos, S. & Dimitrov, D. 2009. Interseismic strain accumulation measured by GPS in the seismic gap between Constitución and Concepción in Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. Vol. **175** (1-2): 78-85.
- Ruiz, S.; Aden-Antoniow, F.; Baez, J. C.; Otarola, C.; Potin, B.; Campo, F. D.; Poli, P.; Flores, C.; Satriano, C.; Leyton, F.; Madariaga, R. & Bernard, P. 2017. Nucleation Phase and Dynamic Inversion of the Mw 6.9 Valparaíso 2017 Earthquake in Central Chile. *Geophysical Research Letters*. Vol. **44** (20).

- Ruiz, S.; Klein, E.; Campo, F. D.; Rivera, E.; Poli, P.; Metois, M.; Vigny, C.; Baez, J. C.; Vargas, G.; Leyton, F.; Madaria, R. & Fleitout, L. 2016. The Seismic Sequence of the 16 September 2015 Mw 8.3 Illapel, Chile, Earthquake. *Seismological Research Letters*. Vol. **87** (4): 789-799.
- Sato, R. & Matsu'ura, M. 1974. Strains and tilts on the surface of a semi-infinite medium. *J. Phys Earth*. Vol. **22**: 213-221.
- Savage, J. C. 1983. A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. Vol. **88**: 4984–4996.
- Savage, J. C. 1987. Effect of crustal layering upon dislocation modelling. *J. Geophys.* 10595-10600.
- Shrivastava, M. N.; González, G.; Moreno, M.; Chlieh, M.; Salazar, P.; Reddy, C. D.; Baez, J. C.; Yáñez, G.; González, J. & Llera, J. C. 2016. Coseismic slip and afterslip of the 2015 Mw 8.3 Illapel (Chile) earthquake determined from continuous GNSS data. *Geophysical Research Letters*. Vol. **43**, 10710–10719.
- Sieh, K.; Ward, S. N. & Bambang, D. N. 1999. Crustal Deformation at the Sumatran Subduction Zone. *Geophysical Research Letters*. 3141-314.
- Steketee, J. 1958. On Volterra's dislocations in a semi-infinite elastic medium. *Canadian Journal of Physics*. Vol. **36** (2): 192-205.
- Thatcher, W. & Rundle, J. 1979. A model for the earthquake cycle in underthrust zones. *J. Geophys.* 5540-4446.
- Tilmann, F.; Zhang, Y.; Moreno, M.; Saul, J.; Eckelmann, F.; Palo, M.; Deng, Z.; Babeyko, A.; Chen, K.; Baez, J. C.; Schurr, B.; Wang, R.; Dahm, T. 2016. The 2015 Illapel earthquake, central Chile: A type case for a characteristic earthquake? *Geophysical Research Letters*. Vol. **43**: 574–583.
- Vera, F. 2016. Slab Model en zonas de subducción: Distribución espacial de deslizamiento cosísmico basado en una evaluación sismo-geodésica desde registros GNSS y Fase-W para el terremoto de Tohoku-Oki de 2011. Habilitación profesional. Universidad de

Concepción, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geofísica.
(Inédito): 107 pp., Concepción.

Vigny, C.; Socquet, A.; Peyrat, S.; Ruegg, J. C.; Métois, M.; Madariaga, R.; Morvan, S.; Lancieri, M.; Lacassin, R.; Campos, J.; Carrizo, D.; Bejar-Pizarro, M.; Barrientos, S.; Armijo, R.; Aranda, C.; Valderas-Bermejo, M. C.; Ortega, I.; Bondoux, F.; Baize, S.; Lyon-Caen, H.; Pavez, A.; Vilotte, J.; Bevis, M.; Brooks, B.; Smalley, R.; Parra, H.; Baez, J. C.; Blanco, M.; Cimbaro, S. & Kendrick, E. 2011. The 2010 Mw 8.8 Maule Megathrust Earthquake of Central Chile, Monitored by GNSS. *Science*. Vol. **332** (6036): 1417-1421.



ANEXO

A continuación, se muestra una tabla con las soluciones utilizadas por cada modelo, la cual incluye el nombre de estación, latitud, longitud, velocidad horizontal en el este y velocidad horizontal en norte. Posteriormente, se enseñarán las series de tiempo de cada una, con sus respectivos ajustes de curvas. Y para finalizar las curvas de error de cada modelo:

Tablas con soluciones de GNSS

Tabla 7.1 Soluciones de las estaciones GNSS usadas para el modelo *Inter-sísmico* del Maule, previo al 2010. Tomadas de Moreno *et al.* (2010).

Latitud (°)	Longitud (°)	V _e (mm/año)	V _n (mm/año)
-30,687	-71,338	25,77	10,95
-33,553	-71,629	20,89	9,78
-33,677	-70,822	22,65	7,15
-32,954	-70,695	22,76	3,45
-32,823	-70,074	15,38	-4,24
-30,588	-69,065	9,55	5,17
-31,861	-68,541	7,81	-0,94
-31,892	-70,626	22,69	8,19
-33,695	-65,15	1,87	-0,51
-32,88	-66,852	2,33	-3,07
-31,06	-71,011	21,11	7,2
-30,742	-70,458	17,31	6,56
-31,455	-67,329	2,51	-1,8
-33,964	-71,883	24,49	10,88
-30,192	-69,826	17,14	-0,04
-31,532	-71,573	27,56	8,14
-31,164	-66,671	3,91	-2,01
-32,531	-69,297	10,16	4,05
-32,552	-71,47	23,06	12,36

Tabla 7.1 (Continuación) Soluciones de las estaciones GNSS usadas para el modelo *Inter-sísmico* del Maule, previo al 2010. Tomadas de Moreno *et al.* (2010).

Latitud (°)	Longitud (°)	V_e (mm/año)	V_n (mm/año)
-30,982	-70,807	22,61	9,46
-30,278	-71,07	20,61	10,93
-30,687	-71,338	22,23	9,36
-30,962	-71,207	23,09	10,14
-30,897	-71,028	22,58	9,97
-31,488	-71,123	22,91	7,32
-31,115	-71,214	24,57	10,55
-31,672	-71,289	23,13	8,3
-30,929	-71,67	28,49	13,36
-30,175	-71,185	19,75	10,57
-30,511	-71,684	23,84	12,01
-31,22	-71,455	25,14	10,69
-30,383	-70,851	19,19	10,71
-30,789	-71,44	22,48	9,9
-31,061	-71,011	22,84	9,55
-30,742	-70,458	19,55	8,72
-30,365	-71,251	19,06	11,86
-30,702	-71,013	21,91	10,81
-30,469	-71,466	22,03	10,02
-31,293	-71,194	22,79	10,25
-30,457	-71,595	22,31	9,56
-30,309	-71,606	25,16	9,67
-30,815	-71,214	22,92	10,18
-31,532	-71,572	25,68	9,29
-31,015	-71,394	23,77	10,02
-30,477	-71,042	20,24	10,15
-30,741	-70,75	19,23	10,31
-35,307	-71,962	32,97	10,84

Tabla 7.1 (Continuación) Soluciones de las estaciones GNSS usadas para el modelo *Inter-sísmico* del Maule, previo al 2010. Tomadas de Moreno *et al.* (2010).

Latitud (°)	Longitud (°)	V _e (mm/año)	V _n (mm/año)
-37,245	-73,272	34,47	18,78
-36,639	-72,205	26,84	10,14
-36,236	-72,812	33,27	14,34
-37,336	-71,625	16,91	2,68
-35,412	-72,491	34,99	14,25
-35,586	-72,626	35,01	15,27
-35,828	-72,606	34,59	14,53
-35,843	-72,639	35,75	14,43
-35,949	-72,744	35,7	14,92
-35,677	-71,347	27,62	6,98
-35,464	-72,255	35,12	11,81
-35,558	-72,086	33,4	11,49
-35,616	-71,777	30,46	8,66
-35,709	-71,069	22,92	8,67
-35,991	-70,399	10,29	2,38
-37,346	-72,333	22,99	7,82
-37,255	-72,697	25,91	11,85
-37,192	-73,569	42,27	16,33
-37,059	-73,142	30,99	15,23
-37,33	-71,75	16,67	3,79
-37,411	-71,955	18,71	5,24
-36,41	-72,437	34,96	6,83
-35,172	-72,269	32,42	14,13
-37,285	-72,942	30,18	12,36
-35,75	-71,957	31,64	11,12
-36,085	-72,125	30,15	9,52
-37,256	-73,436	36,42	15,9
-37,393	-72,231	23,97	8,06

Tabla 7.1 (Continuación) Soluciones de las estaciones GNSS usadas para el modelo *Inter-sísmico* del Maule, previo al 2010. Tomadas de Moreno *et al.* (2010).

Latitud (°)	Longitud (°)	V_e (mm/año)	V_n (mm/año)
-37,216	-72,384	27,74	9,55
-36,736	-72,771	28,92	12,11
-36,772	-73,211	34,78	11,17
-37,256	-72,52	26,07	5,68
-37,206	-72,849	28,54	9,02
-36,836	-72,361	28,94	6,56
-37,023	-73,546	40,51	13,91
-37,059	-73,53	39,2	12,6
-36,746	-73,189	38,98	12,66
-36,736	-72,771	29,12	9,28
-38,769	-72,639	11,89	10,41
-36,772	-73,211	34,4	9,82
-39,754	-73,388	16,78	11,39
-39,285	-72,668	10,51	3,94
-38,825	-71,294	1,32	-5,57
-37,723	-73,664	29,47	12,82
-37,256	-72,52	26,45	4,24
-37,93	-73,321	21,23	7,89
-37,596	-73,668	34,56	14,19
-37,192	-73,575	40,37	11,52
-38,468	-71,709	6,3	-1,73
-37,896	-71,346	10,28	-5,12
-37,607	-72,689	20,67	5,62
-37,824	-73,031	15,51	8,29
-39,679	-72,307	6,14	3,03
-39,584	-71,473	2,73	-2,99
-38,597	-71,074	6,77	-3,87
-38,778	-73,405	24,3	8,06

Tabla 7.1 (Continuación) Soluciones de las estaciones GNSS usadas para el modelo *Inter-sísmico* del Maule, previo al 2010. Tomadas de Moreno *et al.* (2010).

Latitud (°)	Longitud (°)	V_e (mm/año)	V_n (mm/año)
-38,338	-72,393	13,12	4,73
-39,267	-71,99	5,91	0,64
-38,242	-73,491	23,72	8,26
-36,663	-71,321	19,21	2,93
-37,059	-73,53	40,47	12,0
-36,836	-72,361	28,1	4,89
-37,023	-73,546	40,4	11,95
-37,206	-72,849	27,64	7,9
-38,341	-73,502	20,96	9,96
-38,966	-71,711	7,6	-2,61
-39,349	-73,182	15,51	7,53
-38,531	-73,238	17,94	9,93
-36,741	-72,295	26,56	8,39
-36,746	-73,19	33,99	10,79
-37,175	-72,931	32,33	9,33
-30,7834	-66,2134	4,0	0,43
-30,8935	-68,4264	7,91	0,39
-30,8483	-68,9495	9,47	2,43
-30,8787	-68,6879	9,57	3,97
-30,2893	-68,5464	8,13	2,94
-30,2332	-68,4026	8,16	2,04
-30,0813	-68,1954	7,16	1,39
-30,261	-68,782	9,29	1,7
-30,2346	-69,0057	11,21	3,48
-30,2039	-69,0711	12,48	3,67
-30,6447	-69,0763	10,93	2,56
-30,8156	-67,5906	7,68	1,02
-30,1523	-67,9716	5,42	0,93

Tabla 7.1 (Continuación) Soluciones de las estaciones GNSS usadas para el modelo *Inter-sísmico* del Maule, previo al 2010. Tomadas de Moreno *et al.* (2010).

Latitud (°)	Longitud (°)	V _e (mm/año)	V _n (mm/año)
-33,0743	-69,1556	8,46	2,02
-33,3004	-69,0728	9,95	2,96
-33,1475	-68,8355	8,3	1,74
-33,0619	-68,7961	5,6	0,66
-33,0956	-68,7871	6,81	2,29
-33,238	-68,7213	5,54	1,77
-33,2408	-68,7387	6,3	2,88
-33,2561	-68,7861	7,92	2,18
-31,6088	-68,6662	11,23	1,15
-36,1383	-72,8018	38,75	10,32
-31,6022	-68,2326	7,14	0,62
-31,753	-71,5198	25,24	7,04
-31,3744	-69,4162	16,09	3,92
-36,154	-68,3546	5,33	-0,97
-34,8831	-71,3451	28,0	6,84
-34,4316	-72,0468	31,17	11,53
-35,7268	-69,5425	9,33	-0,47
-31,3088	-67,9268	7,36	1,16
-33,2689	-65,4767	2,86	-0,29
-32,9409	-71,554	28,55	12,28
-34,8864	-68,503	5,05	1,26
-30,3228	-69,7499	15,43	5,24
-31,3306	-68,1651	9,8	1,36
-30,591	-71,5037	23,34	8,42
-32,4061	-71,2126	22,48	8,32
-35,7868	-71,3472	29,17	5,53
-34,2367	-70,5474	17,66	7,74
-35,0343	-70,6895	22,15	8,7

Tabla 7.1 (Continuación) Soluciones de las estaciones GNSS usadas para el modelo *Inter-sísmico* del Maule, previo al 2010. Tomadas de Moreno *et al.* (2010).

Latitud (°)	Longitud (°)	V_e (mm/año)	V_n (mm/año)
-32,6929	-69,3488	10,74	3,04
-37,6969	-72,2587	17,42	4,13
-38,7867	-71,906	1,47	0,8
-37,71	-71,8228	12,38	1,25
-36,9176	-71,4318	13,59	-5,09
-38,4498	-71,2724	2,4	-3,97
-38,8278	-70,0239	0,47	-1,64
-37,6065	-68,5952	-1,9	-4,0
-36,7978	-72,3247	29,5	2,7
-35,1193	-65,0705	2,2	3,3
-34,4728	-68,8741	3,1	3,9
-34,7242	-71,0944	21,3	5,8
-37,3608	-70,3145	5,9	-6,7
-35,1805	-69,8109	4,1	3,7
-39,2906	-68,8877	-3,4	2,5
-38,0802	-65,6854	-2,3	-3,0
-36,3588	-67,2534	-2,1	-0,3
-35,5295	-71,7051	27,6	7,0
-36,5811	-72,9066	30,8	8,1
-36,2919	-71,9002	21,8	-1,7
-34,2166	-70,735	13,1	5,1
-38,00266	-65,595247	0,36198042	-0,090398492
-37,385533	-71,376435	14,550062	1,1949742
-33,44718	-70,537434	19,225677	3,9550959
-39,87	-73,4	16,95	9,51
-39,43	-73,21	14,74	10,65
-31,91	-71,51	23,68	7,17
-31,78	-70,96	21,92	6,71

Tabla 7.1 (Continuación) Soluciones de las estaciones GNSS usadas para el modelo *Inter-sísmico* del Maule, previo al 2010. Tomadas de Moreno *et al.* (2010).

Latitud (°)	Longitud (°)	V_e (mm/año)	V_n (mm/año)
-31,4	-71,46	23,44	8,45
-31,19	-71,0	20,9	7,24
-31,15	-71,66	28,17	9,85
-30,84	-70,69	19,32	8,35
-30,67	-71,64	22,41	8,16
-30,6	-71,2	20,99	8,89
-30,26	-71,49	18,83	8,43
-30,17	-70,81	17,23	8,19
-33,15	-70,67	20,05	6,02
-39,33	-71,79	0,87	-0,99
-38,0	-65,51	-0,05	-0,65
-33,25	-68,16	3,57	-1,2
-32,89	-68,87	8,97	2,65
-37,47	-72,34	16,17	4,26
-33,65	-71,61	25,13	11,54
-35,33	-72,41	35,18	9,42
-36,84	-73,03	33,73	10,56
-37,34	-71,53	14,5	0,83
-35,81	-70,82	15,62	7,03
-35,6	-71,73	25,27	6,56
-32,84	-70,58	16,77	4,83
-32,98	-71,02	19,15	6,91
-32,84	-70,13	17,33	5,04
-31,54	-68,58	9,05	2,52
-34,17	-70,77	15,52	5,73
-31,78	-69,3	12,35	2,26
-33,46	-70,66	20,07	6,01
-38,46	-71,36	4,05	-2,72

Tabla 7.1 (Continuación) Soluciones de las estaciones GNSS usadas para el modelo *Inter-sísmico* del Maule, previo al 2010. Tomadas de Moreno *et al.* (2010).

Latitud (°)	Longitud (°)	V _e (mm/año)	V _n (mm/año)
-33,03	-71,64	26,57	11,98
-33,35	-70,25	17,6	5,2
-38,41	-73,91	30,68	7,02

Tabla 7.2 Soluciones de las estaciones GNSS usadas para el modelo *co-sísmico* del Maule, el 27/02/2010.

Estación	Latitud (°)	Longitud (°)	U _e (mm)	U _n (mm)
BAVE	-34,1676	-70,7656	-1151,258	-193,7412
BTON	-30,2632	-71,4872	2,420	10,723
CMBA	-31,1882	-70,999	-9,201	9,208
CNBA	-31,3982	-71,458	-6,414	12,823
CONS	-35,331	-72,4121	-4713,960	-388,754
CONZ	-36,8438	-73,0255	-2937,914	-684,949
DGFI	-33,4573	-70,6617	-451,980	-205,433
EMAT	-31,1467	-71,6627	-3,601	11,584
LAJA	-37,3855	-71,3764	-697,703	168,555
LHCL	-38,0027	-65,5952	-61,517	15,249
LLFN	-39,3331	-71,789	-108,189	75,998
LNDS	-32,8396	-70,5756	-129,672	-98,440
LNQM	-38,4552	-71,3619	-312,792	129,677
MAUL	-35,8096	-70,8214	-1071,401	135,125
NIEB	-39,8687	-73,4011	-4,949	-31,819
OVLL	-30,6037	-71,2039	-3,513	7,726
PEDR	-30,839	-70,6891	-10,436	7,475
PFRJ	-30,6747	-71,6354	-1,968	14,389
PMO1	-41,4686	-72,9389	-2,275	-10,465
PORT	-32,8352	-70,13	-139,261	-91,217
RCSD	-33,6544	-71,6135	-728,523	-343,077
ROBL	-32,9764	-71,0151	-168,982	-116,197

Tabla 7.2 Soluciones de las estaciones GNSS usadas para el modelo *co-sísmico* del Maule, el 27/02/2010.

Estación	Latitud (°)	Longitud (°)	U _e (mm)	U _n (mm)
SJAV	-35,5954	-71,7325	-2367,296	279,727
TOLO	-30,1699	-70,8061	-2,549	10,8643
UDEC	-37,4723	-72,3448	-1493,084	165,236
VALN	-33,0279	-71,635	-103,891	-29,921
VNEV	-33,3536	-70,2491	-304,556	-149,668

Tabla 7.3 Soluciones de las estaciones GNSS usadas para el modelo *post-sísmico* del Maule, 12 días después del evento. Soluciones sacadas de Vigny *et al.* (2011)

Estación	Longitud (°)	Latitud (°)	Long	Lat	Error Long	Error Lat
ALUM	293,403	-27,323	-4	-3	3	2
AZUL	300,119	-36,767	-1	-7	5	3
BTON	288,513	-30,263	-3	4	4	2
CATA	294,226	-28,471	-1	1	5	2
CFAG	291,767	-31,602	-4	-5	4	2
CHPI	315,015	-22,687	1	-1	1	1
CMBA	289,001	-31,188	-1	2	4	2
CONS	287,588	-35,331	-69	-8	3	2
CONZ	286,975	-36,844	-145	7	4	2
COPO	289,662	-27,385	0	2	3	2
CRZL	288,590	-29,102	-1	0	9	3
DGF1	289,338	-33,457	-30	-10	5	2
EMAT	288,337	-31,147	2	4	4	2
JUNT	289,906	-29,977	-1	0	5	2
LHCL	294,405	-38,003	-10	0	4	2
LPGS	302,068	-34,907	-10	1	5	2
LSCH	288,754	-29,908	0	1	4	2
MAUL	289,179	-35,810	-99	17	3	2
MZAC	291,124	-32,895	-9	-3	5	2

Tabla 7.3 (Continuación) Soluciones de las estaciones GNSS usadas para el modelo post-*sísmico* del Maule, 12 días después del evento. Soluciones sacadas de Vigny *et al.* (2011)

Estación	Longitud (°)	Latitud (°)	Long	Lat	Error Long	Error Lat
MZAE	291,850	-33,255	-9	-12	4	2
MZAS	291,665	-34,615	-12	-7	5	2
OVLL	288,796	-30,604	-2	3	4	2
PEDR	289,311	-30,839	0	5	4	2
PFRJ	288,365	-30,675	2	3	4	2
POAL	308,880	-30,074	-1	-6	5	2
PORT	289,870	-32,835	-6	-10	3	2
RCSD	288,387	-33,654	-60	0	3	2
ROBL	288,985	-32,976	-11	-1	3	2
SANT	289,331	-33,150	-18	-5	4	2
SILL	289,261	-29,255	-2	2	3	2
SL01	293,686	-33,156	-9	-1	4	2
SRLP	295,720	-36,621	-9	-3	5	2
TERO	295,743	-27,789	-2	1	4	2
TOLO	289,194	-30,170	-2	1	4	2
UCOR	295,806	-31,435	32	-6	15	3
UNRO	299,372	-32,959	-11	-7	4	2
UNSJ	291,423	-31,541	-7	-5	4	2
VALL	289,236	-28,572	-1	2	4	2
VALN	288,365	-33,028	-9	2	6	3
VBCA	297,731	-38,701	-10	-1	4	2
VNEV	289,751	-33,354	-22	-17	4	2

Tabla 7.4 Soluciones de las estaciones GNSS usadas para el modelo post-*sísmico* del Maule, el día 20/05/2010

Estación	Latitud	Longitud	V_e (mm/año)	V_n (mm/año)
ACPM	-33,4472	-70,5374	-81,6940676415	-20,9115159715
ANGL	-37,7959	-72,6917	-202,118720378	3,50511010071

Tabla 7.4 (Continuación) Soluciones de las estaciones GNSS usadas para el modelo post-sísmico del Maule, el día 20/05/2010

Estación	Latitud	Longitud	V_e (mm/año)	V_n (mm/año)
ANGO	-37,7959	-72,6917	-148,98499104	15,1054163221
AROA	-36,7356	-72,7705	-197,885724923	20,1034699062
BAVE	-34,1676	-70,7656	-202,095841367	1,21495926801
BTON	-30,2632	-71,4872	22,2406931367	26,3234802827
CERN	-32,5581	-70,9289	17,7473172351	20,0611761058
CLL1	-36,5951	-72,08	-194,009033459	19,7319288646
CMBA	-31,1882	-70,999	22,6088577604	24,4326165765
CNBA	-31,3982	-71,458	25,7088700695	28,0985275831
CONS	-35,331	-72,4121	-175,443136592	33,7667123017
CONZ	-36,8438	-73,0255	-259,00741958	34,1467479869
CRNL	-37,0271	-73,149	-118,225595249	21,5991616186
CURI	-34,9771	-71,2261	-404,638878938	59,235812688
DGF1	-33,4573	-70,6617	-100,404054597	-7,60256273645
EMAT	-31,1467	-71,6627	31,0158423362	28,8124937192
HLNE	-35,0046	-71,7448	-211,764002384	32,7538808271
ILOC	-34,9488	-72,179	-142,977569389	33,1370442146
LAJA	-37,3855	-71,3764	-159,170851704	43,6288090111
LHCL	-38,0027	-65,5952	-21,1768950627	20,0184500467
LNDS	-32,8396	-70,5756	-3,64614589142	-0,925407668683
LNRS	-35,8507	-71,6294	-213,789507764	30,0966988316
LVIL	-31,9092	-71,5138	22,1172038282	25,700043411
MAUL	-35,8096	-70,8214	-194,597122483	55,8221859979
NAVI	-33,9527	-71,8246	-204,83826139	36,2390658538
NRVL	-35,5435	-72,0948	-154,750121317	19,4308128221
OVLL	-30,6037	-71,2039	21,6140859295	25,650201969
PECL	-37,687	-73,6506	-499,738234596	12,8301864029
PELL	-35,8279	-72,6056	-213,984809508	33,5984839949
PFRJ	-30,6747	-71,6354	25,6722579553	24,857219277

Tabla 7.4 (Continuación) Soluciones de las estaciones GNSS usadas para el modelo post-*sísmico* del Maule, el día 20/05/2010

Estación	Latitud	Longitud	V_e (mm/año)	V_n (mm/año)
PLVP	-37,1488	-73,585	-169,719852859	-24,3711018239
PMQE	-34,5481	-71,6298	-132,074998901	33,8541430422
PORT	-32,8352	-70,13	-16,7026428218	-16,464233559
QLAP	-36,0845	-72,1255	-190,067432141	20,5292906198
RCSD	-33,6544	-71,6135	-139,574424345	35,7504850834
ROBL	-32,9764	-71,0151	-16,3174858858	0,0795618413898
SANP	-33,8735	-71,4805	-101,758619722	28,9010185121
STAM	-37,0424	-73,5128	-160,894321519	-8,75242937236
TMCO	-38,7648	-72,6137	-152,20501327	18,7297452191
TOLO	-30,1699	-70,8061	19,6132446459	24,6616464185
TRGN	-38,2356	-72,6723	-169,757500182	17,7048349685
UDEC	-37,4723	-72,3448	-370,597781464	2,64558532609
VALN	-33,0279	-71,635	-10,9765358703	14,2885266088
VITA	-36,4236	-72,8647	-228,296288794	23,6259187748
YANI	-37,3638	-73,6579	-479,984285189	-59,0541527883
ZAPA	-32,5528	-71,4656	21,4612041023	25,9280029102

Tabla 7.5 Soluciones de las estaciones GNSS usadas para el modelo post-*sísmico* del Maule, el día 06/12/2010

Estación	Latitud	Longitud	V_e (mm/año)	V_n (mm/año)
ACPM	-33,4472	-70,5374	-1,81363182723	13,6665417262
ANGL	-37,7959	-72,6917	-106,232654237	3,50511010071
ANGO	-37,7959	-72,6917	-100,418847232	15,1054163221
BAVE	-34,1676	-70,7656	-49,5063843499	16,4355529028
BTON	-30,2632	-71,4872	22,2406931367	26,3234802827
CLL1	-36,5951	-72,08	-136,982594387	19,7319288646
CMBA	-31,1882	-70,999	22,6088577604	24,4326165765
CONS	-35,331	-72,4121	-66,1822232731	32,5894322594
CONZ	-36,8438	-73,0255	-75,6455065003	31,4137798317

Tabla 7.5 (Continuación) Soluciones de las estaciones GNSS usadas para el modelo post-sísmico del Maule, el día 06/12/2010

Estación	Latitud	Longitud	V_e (mm/año)	V_n (mm/año)
CUVI	-33,3534	-71,1342	-12,3897775123	30,8263564414
DGF1	-33,4573	-70,6617	-8,36667780287	13,1942158408
HLNE	-35,0046	-71,7448	-115,542765191	32,7538808271
LAJA	-37,3855	-71,3764	-119,177384564	39,1750940038
LHCL	-38,0027	-65,5952	-18,0487356794	18,8342618953
LLFN	-39,3331	-71,789	-26,3012781235	26,211561441
LNDS	-32,8396	-70,5756	13,4131577084	15,1570953601
NAVI	-33,9527	-71,8246	-105,236218892	36,2390658538
NIE	-39,8687	-73,4011	20,0522480795	16,0146323042
NIHU	-36,3946	-72,3973	-104,186947675	19,6330918679
OVLL	-30,6037	-71,2039	21,6140859295	25,650201969
PANE	-35,7177	-71,2019	-139,988350348	64,9262275721
PMQE	-34,5481	-71,6298	-93,3129698063	33,8541430422
PORT	-32,8352	-70,13	8,57961648186	11,2708465064
QLAP	-36,0845	-72,1255	-124,110522113	20,5292906198
RCSD	-33,6544	-71,6135	-49,30564565	34,0405405463
ROBL	-32,9764	-71,0151	14,1741018678	21,0812413349
SANP	-33,8735	-71,4805	-60,9220734506	28,9010185121
TMCO	-38,7648	-72,6137	-76,2612561779	18,7297452191
TOLO	-30,1699	-70,8061	19,6132446459	24,6616464185
TRGN	-38,2356	-72,6723	-103,988090567	17,7048349685
UDEC	-37,4723	-72,3448	-31,5200435466	15,1167900892
VALN	-33,0279	-71,635	21,615997178	23,3578929684
VITA	-36,4236	-72,8647	-75,5406585294	23,6259187748
YANI	-37,3638	-73,6579	-103,125251389	3,71873184729

Tabla 7.6 Soluciones de las estaciones GNSS usadas para el modelo post-*sísmico* del Maule, el día 30/06/2011

Estación	Latitud	Longitud	V_e (mm/año)	V_n (mm/año)
ACPM	-33,4472	-70,5374	-1,81363182723	13,6665417262
AROA	-36,7356	-72,7705	-46,7261405754	20,1034699062
BAVE	-34,1676	-70,7656	-49,5063843499	16,4355529028
BTON	-30,2632	-71,4872	22,2406931367	26,3234802827
CERN	-32,5581	-70,9289	17,7473172351	20,0611761058
CMBA	-31,1882	-70,999	22,6088577604	24,4326165765
CNBA	-31,3982	-71,458	25,7088700695	28,0985275831
CONS	-35,331	-72,4121	-24,2462435389	31,4197302413
CONZ	-36,8438	-73,0255	-21,2920846086	28,8273131972
CRNL	-37,0271	-73,149	-13,4526570738	18,4672162815
CURI	-34,9771	-71,2261	-67,4721333616	59,235812688
CUVI	-33,3534	-71,1342	-3,79120951503	26,2521593036
DGF1	-33,4573	-70,6617	-8,36667780287	13,1942158408
EMAT	-31,1467	-71,6627	31,0158423362	28,8124937192
HLNE	-35,0046	-71,7448	-61,9070473774	32,7538808271
ILOC	-34,9488	-72,179	-42,64711157026	33,1370442146
LHCL	-38,0027	-65,5952	-15,309070351	17,6877383721
LLFN	-39,3331	-71,789	-17,1988429794	24,2316763413
LNDS	-32,8396	-70,5756	13,4131577084	15,1570953601
LVIL	-31,9092	-71,5138	22,1172038282	25,700043411
MAUL	-35,8096	-70,8214	-120,071298764	46,5192553616
MEHN	-39,4314	-73,2149	16,0970816033	16,1563083234
NIE	-39,8687	-73,4011	20,0522480795	16,0146323042
NIHU	-36,3946	-72,3973	-68,2724993424	19,6330918679
OVLL	-30,6037	-71,2039	21,6140859295	25,650201969
PCLM	-34,3849	-72,0038	-34,9076689476	71,1477412066
PECL	-37,687	-73,6506	-50,9073855761	12,8301864029
PEDR	-30,839	-70,6891	21,0122029436	23,8077986227

Tabla 7.6 (Continuación) Soluciones de las estaciones GNSS usadas para el modelo post-*sísmico* del Maule, el día 30/06/2011

Estación	Latitud	Longitud	V_e (mm/año)	V_n (mm/año)
PELL	-35,8279	-72,6056	-36,8428191771	30,1882392768
PFRJ	-30,6747	-71,6354	25,6722579553	24,857219277
PORT	-32,8352	-70,13	8,57961648186	11,2708465064
PUCA	-40,5864	-73,735	25,0247301866	18,8986246865
QLAP	-36,0845	-72,1255	-80,0122570301	20,5292906198
RANC	-36,5487	-71,5669	-112,584679922	27,3718325296
RCSD	-33,6544	-71,6135	-16,8822439257	32,3647600563
SANP	-33,8735	-71,4805	-35,9165194754	28,9010185121
STAM	-37,0424	-73,5128	13,8227882524	14,2460765054
TMCO	-38,7648	-72,6137	-37,4261536801	18,7297452191
TOLO	-30,1699	-70,8061	19,6132446459	24,6616464185
TRGN	-38,2356	-72,6723	-62,7701073416	17,7048349685
UDEC	-37,4723	-72,3448	-31,5200435466	15,1167900892
VALN	-33,0279	-71,635	21,615997178	23,3578929684
YANI	-37,3638	-73,6579	-103,125251389	3,71873184729
ZAPA	-32,5528	-71,4656	21,4612041023	25,9280029102

Tabla 7.7 Soluciones de las estaciones GNSS usadas para el modelo post-*sísmico* del Maule, el día 27/02/2013

Estación	Latitud	Longitud	V_e (mm/año)	V_n (mm/año)
ANGO	-37,7959	-72,6917	-20,2008571687	15,1054163221
AROA	-36,7356	-72,7705	0,737112925694	20,7891418082
BAVE	-34,1676	-70,7656	-49,5063843499	16,4355529028
BTON	-30,2632	-71,4872	22,2406931367	26,3234802827
CLL1	-36,5951	-72,08	-33,2823469279	19,7319288646
CMBA	-31,1882	-70,999	22,6088577604	24,4326165765
CNBA	-31,3982	-71,458	25,7088700695	28,0985275831
CONS	-35,331	-72,4121	2,47981340848	26,9261606286
CONZ	-36,8438	-73,0255	-0,508068694858	22,379412617

Tabla 7.7 (Continuación) Soluciones de las estaciones GNSS usadas para el modelo post-sísmico del Maule, el día 27/02/2013

Estación	Latitud	Longitud	V_e (mm/año)	V_n (mm/año)
CUVI	-33,3534	-71,1342	11,1434965983	20,7995871322
DGF1	-33,4573	-70,6617	1,90949555357	17,2782654406
EMAT	-31,1467	-71,6627	31,0158423362	28,8124937192
HLNE	-35,0046	-71,7448	-30,8424159551	22,5008300214
ILOC	-34,9488	-72,179	-6,98892474492	33,1370442146
LAJA	-37,3855	-71,3764	-36,7575497843	25,2881575088
LHCL	-38,0027	-65,5952	-9,42481370526	14,6994102055
LLFN	-39,3331	-71,789	-4,91945638725	19,2254510449
LNDS	-32,8396	-70,5756	13,4131577084	15,1570953601
LNQM	-38,4552	-71,3619	-19,0106968284	23,6617424517
LNRS	-35,8507	-71,6294	-53,0565664473	30,0966988316
LVIL	-31,9092	-71,5138	22,1172038282	25,700043411
MAUL	-35,8096	-70,8214	-58,3346222312	35,421067564
MEHN	-39,4314	-73,2149	16,0970816033	16,1563083234
MGUE	-35,7774	-69,3979	-21,6825223806	16,0875526715
NAVI	-33,9527	-71,8246	-7,02070715433	36,2390658538
NIE	-39,8687	-73,4011	20,0522480795	16,0146323042
NIHU	-36,3946	-72,3973	-19,6492245161	19,6330918679
NRVL	-35,5435	-72,0948	-25,1674247547	19,4308128221
OVLL	-30,6037	-71,2039	21,6140859295	25,650201969
PCLM	-34,3849	-72,0038	-5,02434387782	47,7391724795
PEDR	-30,839	-70,6891	21,0122029436	23,8077986227
PFRJ	-30,6747	-71,6354	25,6722579553	24,857219277
PMQE	-34,5481	-71,6298	-22,7311013144	33,8541430422
PORT	-32,8352	-70,13	8,57961648186	11,2708465064
QLAP	-36,0845	-72,1255	-21,9472813912	20,5292906198
RANC	-36,5487	-71,5669	-35,7534095031	27,3718325296
RCSD	-33,6544	-71,6135	-0,717605481072	27,8914392579

Tabla 7.7 (Continuación) Soluciones de las estaciones GNSS usadas para el modelo post-*sísmico* del Maule, el día 27/02/2013

Estación	Latitud	Longitud	V _e (mm/año)	V _n (mm/año)
ROBL	-32,9764	-71,0151	14,1741018678	21,0812413349
SANP	-33,8735	-71,4805	-7,57018970554	28,9010185121
SJAV	-35,5954	-71,7325	-49,1759144498	27,9120618059
TMCO	-38,7648	-72,6137	-4,59510884211	18,7297452191
TOLO	-30,1699	-70,8061	16,7815989453	18,0974950767
UDEC	-37,4723	-72,3448	-31,5200435466	15,1167900892
UTAL	-35,4062	-71,6371	-56,0081344125	29,0634479998
VALN	-33,0279	-71,635	21,615997178	23,3578929684
VITA	-36,4236	-72,8647	-0,842728582881	23,6259187748
VNEV	-33,3536	-70,2491	4,36275568629	10,1968861064
ZAPA	-32,5528	-71,4656	21,4612041023	25,9280029102

Tabla 7.8 Soluciones de las estaciones GNSS usadas para el modelo post-*sísmico* del Maule, el día 27/02/2014

Estación	Latitud	Longitud	V _e (mm/año)	V _n (mm/año)
ANGO	-37,7959	-72,6917	-9,83325937636	15,1054163221
AROA	-36,7356	-72,7705	0,737112925694	20,7891418082
BTON	-30,2632	-71,4872	22,2406931367	26,3234802827
CERN	-32,5581	-70,9289	17,7473172351	20,0611761058
CLL1	-36,5951	-72,08	-17,6340963685	19,7319288646
CMBA	-31,1882	-70,999	25,9234227911	19,5378123593
CNBA	-31,3982	-71,458	27,1448445965	20,8948535555
CONZ	-36,8438	-73,0255	-0,0537535156477	19,2189863061
CRRH	-39,5835	-71,4726	-0,885457544725	15,9443319159
DGF1	-33,4573	-70,6617	1,90949555357	17,2782654406
EMAT	-31,1467	-71,6627	31,0158423362	28,8124937192
HLN2	-35,0099	-71,9302	-2,83323272718	22,9177188476
HLNE	-35,0046	-71,7448	-20,0470616818	22,5008300214
ILOC	-34,9488	-72,179	-2,35552412627	33,1370442146

Tabla 7.8 (Continuación) Soluciones de las estaciones GNSS usadas para el modelo post-sísmico del Maule, el día 27/02/2014

Estación	Latitud	Longitud	V_e (mm/año)	V_n (mm/año)
IMCH	-38,412	-73,8853	15,6632524836	10,0300072581
LAJA	-37,3855	-71,3764	-21,6770094941	20,7765840632
LLFN	-39,3331	-71,789	-2,31766908271	16,7278421075
LNDS	-32,8396	-70,5756	13,4131577084	15,1570953601
LNQM	-38,4552	-71,3619	-10,761027944	19,7675607844
LNRS	-35,8507	-71,6294	-32,1113777245	30,0966988316
LVIL	-31,9092	-71,5138	22,1172038282	25,700043411
MAUL	-35,8096	-70,8214	-37,7924896311	30,0665068023
MEHN	-39,4314	-73,2149	16,0970816033	16,1563083234
NAVI	-33,9527	-71,8246	-2,0821268524	36,2390658538
NIE	-39,8687	-73,4011	20,0522480795	16,0146323042
NIHU	-36,3946	-72,3973	-9,29163839645	19,6330918679
NRVL	-35,5435	-72,0948	-13,0805018289	19,4308128221
OVLL	-30,6037	-71,2039	21,6140859295	25,650201969
PCLM	-34,3849	-72,0038	9,89460994524	36,0803514786
PEDR	-30,839	-70,6891	21,0122029436	23,8077986227
PELL	-35,8279	-72,6056	9,27642212433	22,3021195464
PLVP	-37,1488	-73,585	41,5449010149	18,942078067
PORT	-32,8352	-70,13	8,57961648186	11,2708465064
RANC	-36,5487	-71,5669	-17,9375781908	27,3718325296
RCSD	-33,6544	-71,6135	-0,107436402554	25,5049750915
ROBL	-32,9764	-71,0151	14,1741018678	21,0812413349
SANP	-33,8735	-71,4805	-2,96826785352	28,9010185121
SJAV	-35,5954	-71,7325	-28,7202856444	22,754718347
TMCO	-38,7648	-72,6137	-1,3018701446	18,7297452191
TOLO	-30,1699	-70,8061	16,7815989453	18,0974950767
TRGN	-38,2356	-72,6723	-5,62683969401	18,2763686726
UDEC	-37,4723	-72,3448	-31,5200435466	15,1167900892

Tabla 7.8 (Continuación) Soluciones de las estaciones GNSS usadas para el modelo post-*sísmico* del Maule, el día 27/02/2014

Estación	Latitud	Longitud	V_e (mm/año)	V_n (mm/año)
UTAL	-35,4062	-71,6371	-33,4266509466	23,8550587114
VALN	-33,0279	-71,635	21,615997178	23,3578929684
VITA	-36,4236	-72,8647	-0,111971426231	23,6259187748
VNEV	-33,3536	-70,2491	4,36275568629	10,1968861064
ZAPA	-32,5528	-71,4656	21,4612041023	25,9280029102

Tabla 7.9 Soluciones de las estaciones GNSS usadas para el modelo post-*sísmico* del Maule, el día 27/02/2015

Estación	Latitud	Longitud	V_e (mm/año)	V_n (mm/año)
ACPM	-33,4472	-70,5374	-1,81363182723	13,6665417262
ANGO	-37,7959	-72,6917	-4,78657856721	15,1054163221
AROA	-36,7356	-72,7705	0,737112925694	20,7891418082
CAVH	-37,8492	-71,0088	-15,2612298448	13,4168183726
CERN	-32,5581	-70,9289	17,7473172351	20,0611761058
CLL1	-36,5951	-72,08	-9,34313182325	19,7319288646
CMBA	-31,1882	-70,999	25,9234227911	19,5378123593
CNBA	-31,3982	-71,458	27,1448445965	20,8948535555
CONS	-35,331	-72,4121	2,47981340848	26,9261606286
CONZ	-36,8438	-73,0255	-0,00568710584559	16,5048761983
CRRH	-39,5835	-71,4726	-0,885457544725	15,9443319159
CUVI	-33,3534	-71,1342	11,1434965983	20,7995871322
DGF1	-33,4573	-70,6617	1,90949555357	17,2782654406
EMAT	-31,1467	-71,6627	31,0158423362	28,8124937192
HLNE	-35,0046	-71,7448	-13,0302594537	22,5008300214
ILOC	-34,9488	-72,179	-0,793898076164	33,1370442146
IMCH	-38,412	-73,8853	15,6632524836	10,0300072581
LAJA	-37,3855	-71,3764	-12,7835708138	17,0699049618
LAVE	-38,7048	-71,6485	-5,97399920297	20,8738806654
LHCL	-38,0027	-65,5952	-5,25903665582	11,7663342037

Tabla 7.9 (Continuación) Soluciones de las estaciones GNSS usadas para el modelo post-sísmico del Maule, el día 27/02/2015

Estación	Latitud	Longitud	V_e (mm/año)	V_n (mm/año)
LLFN	-39,3331	-71,789	-1,09190722595	14,5547015214
LNQM	-38,4552	-71,3619	-6,09129288932	16,5142723602
LNQM	-38,4552	-71,3619	-6,09129288932	16,5142723602
LVIL	-31,9092	-71,5138	22,1172038282	25,700043411
MAUL	-35,8096	-70,8214	-24,4841265425	25,5213886386
MEHN	-39,4314	-73,2149	16,0970816033	16,1563083234
MGUE	-35,7774	-69,3979	-21,6825223806	16,0875526715
MHID	-37,8892	-71,1677	-21,7320920196	5,23995313309
MLZS	-37,843	-71,1155	-8,15037670571	7,87379990881
MPLA	-33,6778	-71,1505	-4,15851797581	20,5311739402
NAVI	-33,9527	-71,8246	-0,617495094751	36,2390658538
NIE	-39,8687	-73,4011	20,0522480795	16,0146323042
NIHU	-36,3946	-72,3973	-4,39378887547	19,6330918679
NRVL	-35,5435	-72,0948	-6,7984519578	19,4308128221
OVLL	-30,6037	-71,2039	21,6140859295	25,650201969
PAIL	-38,8687	-71,646	-12,0066443543	18,9175340742
PCLM	-34,3849	-72,0038	9,89460994524	36,0803514786
PECL	-37,687	-73,6506	18,8211726803	20,0595180525
PEDR	-30,839	-70,6891	21,0122029436	23,8077986227
PELL	-35,8279	-72,6056	9,27642212433	22,3021195464
PFRJ	-30,6747	-71,6354	25,6722579553	24,857219277
QLAP	-36,0845	-72,1255	-4,63200471662	20,5292906198
RCSD	-33,6544	-71,6135	-0,0160848556738	23,322703013
ROVD	-38,6981	-72,545	-1,377972423	12,8194812722
SANP	-33,8735	-71,4805	-1,16385644125	28,9010185121
SBILL	-34,7921	-70,7807	-25,3744462203	18,577092772
SJAV	-35,5954	-71,7325	-16,7735530031	18,5503031145
TLGT	-33,7763	-70,9888	2,05360091484	15,9992137923

Tabla 7.9 (Continuación) Soluciones de las estaciones GNSS usadas para el modelo *post-sísmico* del Maule, el día 27/02/2015

Estación	Latitud	Longitud	V_e (mm/año)	V_n (mm/año)
TMCO	-38,7648	-72,6137	-0,368841290086	18,7297452191
TOLO	-30,1699	-70,8061	16,7815989453	18,0974950767
TRAL	-39,4513	-71,8847	8,21783816238	-5,7145743108
TRGN	-38,2356	-72,6723	-5,62683969401	18,2763686726
UDEC	-37,4723	-72,3448	-31,5200435466	15,1167900892
UTAL	-35,4062	-71,6371	-19,9496199119	19,5800521028
VITA	-36,4236	-72,8647	-0,0148773882206	23,6259187748
VNEV	-33,3536	-70,2491	4,36275568629	10,1968861064
VNV2	-39,3987	-71,9639	-13,1979615766	29,0815689691
ZAPA	-32,5528	-71,4656	21,4612041023	25,9280029102

Tabla 7.10 Soluciones de las estaciones GNSS usadas para el modelo *inter-sísmico* de Illapel, el día 16/08/2015

Estación	Latitud	Longitud	V_e (mm/año)	V_n (mm/año)
ANGO	-37,7959	-72,6917	-3,42292195757	15,1054163221
BTON	-30,2632	-71,4872	22,2406931367	26,3234802827
CAVH	-37,8492	-71,0088	-15,2612298448	13,4168183726
CERN	-32,5581	-70,9289	17,7473172351	20,0611761058
CLL1	-36,5951	-72,08	-6,95039355234	19,7319288646
CMBA	-31,1882	-70,999	25,9234227911	19,5378123593
CMPN	-29,0282	-70,6858	21,6770901713	19,8420612806
CNBA	-31,3982	-71,458	27,1448445965	20,8948535555
CONS	-35,331	-72,4121	2,47981340848	26,9261606286
COPH	-37,8372	-71,1604	-18,6560144031	22,8899456117
CRUZ	-38,7089	-71,7995	-7,80537739558	14,5462975798
CRZL	-29,1016	-71,4097	26,6549210844	25,1714053807
CUVI	-33,3534	-71,1342	11,1434965983	20,7995871322
DGF1	-33,4573	-70,6617	1,90949555357	17,2782654406
EMAT	-31,1467	-71,6627	31,0158423362	28,8124937192

Tabla 7.10 (Continuación) Soluciones de las estaciones GNSS usadas para el modelo *inter-sísmico* de Illapel, el día 16/08/2015

Estación	Latitud	Longitud	V_e (mm/año)	V_n (mm/año)
HLN2	-35,0099	-71,9302	-2,83323272718	22,9177188476
HLNE	-35,0046	-71,7448	-10,6613373762	22,5008300214
JUNT	-29,9766	-70,0936	17,1339898719	20,6334535104
LAJA	-37,3855	-71,3764	-9,99615415962	15,5769451013
LAVE	-38,7048	-71,6485	-4,4869401279	20,8738806654
LNDS	-32,8396	-70,5756	13,4131577084	15,1570953601
LNQM	-38,4552	-71,3619	-4,67305820218	15,1875269979
LNRS	-35,8507	-71,6294	-15,3817991861	30,0966988316
LSCH	-29,9082	-71,246	20,0968090695	23,7613949335
LVIL	-31,9092	-71,5138	22,1172038282	25,700043411
MAUL	-35,8096	-70,8214	-20,0023198422	23,6457226224
MGUE	-35,7774	-69,3979	-21,6825223806	16,0875526715
MHID	-37,8892	-71,1677	-21,7320920196	5,23995313309
MLZS	-37,843	-71,1155	-8,15037670571	7,87379990881
MPLA	-33,6778	-71,1505	-4,15851797581	20,5311739402
NAVI	-33,9527	-71,8246	-0,350569834348	36,2390658538
NIHU	-36,3946	-72,3973	-3,0999267678	19,6330918679
NRVL	-35,5435	-72,0948	-5,01229030357	19,4308128221
OVLL	-30,6037	-71,2039	21,6140859295	25,650201969
PAI2	-38,8717	-71,6523	-25,322094389	18,1843078568
PAIL	-38,8687	-71,646	-12,0066443543	18,9175340742
PANE	-35,7177	-71,2019	-34,2736828096	16,5474628789
PCLM	-34,3849	-72,0038	9,89460994524	36,0803514786
PCMU	-34,4962	-71,9612	10,0636612696	29,0653030055
PECL	-37,687	-73,6506	18,8211726803	20,0595180525
PEDR	-30,839	-70,6891	21,0122029436	23,8077986227
PELL	-35,8279	-72,6056	9,27642212433	22,3021195464
PFRJ	-30,6747	-71,6354	25,6722579553	24,857219277

Tabla 7.10 (Continuación) Soluciones de las estaciones GNSS usadas para el modelo *inter-sísmico* de Illapel, el día 16/08/2015

Estación	Latitud	Longitud	V_e (mm/año)	V_n (mm/año)
PMQE	-34,5481	-71,6298	-4,7606554816	33,8541430422
QLAP	-36,0845	-72,1255	-3,22429488233	20,5292906198
RCSD	-33,6544	-71,6135	-0,00664193089215	22,3710420768
ROVD	-38,6981	-72,545	-1,377972423	12,8194812722
SANP	-33,8735	-71,4805	-0,752527478256	28,9010185121
SBILL	-34,7921	-70,7807	-25,3744462203	18,577092772
SJAV	-35,5954	-71,7325	-13,0569571283	16,8666625315
TLGT	-33,7763	-70,9888	2,05360091484	15,9992137923
TMCO	-38,7648	-72,6137	-0,204990285438	18,7297452191
TOLO	-30,1699	-70,8061	16,7815989453	18,0974950767
TRGN	-38,2356	-72,6723	-5,62683969401	18,2763686726
UAI	-33,4932	-70,5098	8,79467304873	-5,0808168706
UDEC	-37,4723	-72,3448	-31,5200435466	15,1167900892
UTAL	-35,4062	-71,6371	-15,6867205021	17,8594357684
VALN	-33,0279	-71,635	21,615997178	23,3578929684
VITA	-36,4236	-72,8647	-0,00581107289829	23,6259187748
VNEV	-33,3536	-70,2491	4,36275568629	10,1968861064
ZAPA	-32,5528	-71,4656	21,4612041023	25,9280029102

Tabla 7.11 Soluciones de las estaciones GNSS usadas para el modelo *co-sísmico* de Illapel, el día 16/09/2015

Estación	Latitud	Longitud	V_e (mm/año)	V_n (mm/año)
BTON	-30,2632	-71,4872	-453,5142	-202,45080000000002
CERN	-32,5581	-70,9289	-63,76349999999999	40,539699999999996
CMBA	-31,1882	-70,999	-859,8552999999999	4,390699999999981
CMPN	-29,0282	-70,6858	-33,1155	-23,860499999999973
CNBA	-31,3982	-71,458	-1253,4891	-13,1755
CRZL	-29,1016	-71,4097	-23,90780000000000	-12,182600000000008
CUVI	-33,3534	-71,1342	-8,756999999999999	3,170699999999965

Tabla 7.11 (Continuación) Soluciones de las estaciones GNSS usadas para el modelo *co-sísmico* de Illapel, el día 16/09/2015

Estación	Latitud	Longitud	V_e (mm/año)	V_n (mm/año)
DGF1	-33,4573	-70,6617	-14,29910000000000	7,9461000000000001
ILOC	-34,9488	-72,179	-0,32040000000000	-3,9900000000000009
JUNT	-29,9766	-70,0936	-133,424199999999	-58,783500000000004
LNDS	-32,8396	-70,5756	-39,33680000000000	28,7036
LSCH	-29,9082	-71,246	-171,910600000000	-98,28099999999999
LVIL	-31,9092	-71,5138	-356,5566	63,837999999999994
MPLA	-33,6778	-71,1505	-5,22510000000000	-0,4435000000000002
NAVI	-33,9527	-71,8246	-1,32810000000000	-3,7529000000000011
OVLL	-30,6037	-71,2039	-732,8801	-222,6397
PCMU	-34,4962	-71,9612	-0,39989999999999	-2,505699999999999
PEDR	-30,839	-70,6891	-537,0841	-97,6123
PFRJ	-30,6747	-71,6354	-1442,3427	-236,4211
PMQE	-34,5481	-71,6298	0,9882000000000006	-2,7358000000000012
RCSD	-33,6544	-71,6135	-1,696699999999996	-4,3785000000000025
SANP	-33,8735	-71,4805	-2,09690000000000	-2,8020000000000021
SBLL	-34,7921	-70,7807	-4,00409999999999	-0,14190000000000058
SILL	-29,2549	-70,7387	-46,99500000000000	-33,555099999999996
TLGT	-33,7763	-70,9888	-7,3735	1,5370999999999988
TOLO	-30,1699	-70,8061	-254,912899999999	-121,360700000000001
TRST	-28,8363	-70,2738	-29,6808999999999	-16,7101
UAI	-33,4932	-70,5098	-16,14080000000000	8,2193
VALL	-28,572	-70,7644	-15,8817999999999	-10,070699999999988
VALN	-33,0279	-71,635	-9,68120000000000	-3,06890000000000135
VNEV	-33,3536	-70,2491	-23,1847999999999	14,276799999999994
ZAPA	-32,5528	-71,4656	-38,83000000000000	10,439500000000001

Tabla 7.12 Soluciones de las estaciones GNSS usadas para el modelo *post-sísmico* de Illapel, el día 27/02/2016

Estación	Latitud	Longitud	V_e (mm/año)	V_n (mm/año)
AGU2	-38,7233	-71,715	0,623090105008	19,4694899132
ANGO	-37,7959	-72,6917	-2,32998373206	15,1054163221
BTON	-30,2632	-71,4872	-115,900109644	20,7683587477
CAVH	-37,8492	-71,0088	-14,9796782467	23,5475319518
CHDA	-33,989	-70,609	9,56333402362	29,9787140465
CHTC	-37,114	-71,7225	-13,4681187946	19,1713966908
CLL1	-36,5951	-72,08	-4,95030255264	19,7319288646
CMBA	-31,1882	-70,999	-51,7062999684	30,9067872715
CMPN	-29,0282	-70,6858	11,5193790518	11,6107866546
CNBA	-31,3982	-71,458	-9,17490821654	29,5502745313
CONS	-35,331	-72,4121	2,47981340848	26,9261606286
COPH	-37,8372	-71,1604	-14,2468463776	20,8013317917
CRUZ	-38,7089	-71,7995	-3,08592273643	24,0115810298
CRZL	-29,1016	-71,4097	13,2593509479	39,8417323095
CTPC	-32,5611	-71,2976	26,103653555	18,8518935853
CUVI	-33,3534	-71,1342	19,7596523115	25,002054313
DGF1	-33,4573	-70,6617	1,90949555357	17,2782654406
HLN2	-35,0099	-71,9302	-2,83323272718	22,9177188476
HLNE	-35,0046	-71,7448	-8,46945373473	22,5008300214
ILOC	-34,9488	-72,179	-0,267572787011	33,1370442146
JUNT	-29,9766	-70,0936	-16,919971496	0,890272536828
LAJA	-37,3855	-71,3764	-7,5388481421	14,0245217654
LAVE	-38,7048	-71,6485	-3,23112519049	20,8738806654
LNDS	-32,8396	-70,5756	17,5934245659	31,2702299445
LNQM	-38,4552	-71,3619	-3,4479837109	13,7964008084
LSCH	-29,9082	-71,246	-56,513192069	17,2620135139
LVIL	-31,9092	-71,5138	-5,82581779674	-8,42327466598e-14
MAUL	-35,8096	-70,8214	-15,8622112066	21,6633505956

Tabla 7.12 (Continuación) Soluciones de las estaciones GNSS usadas para el modelo *post-sísmico* de Illapel, el día 27/02/2016

Estación	Latitud	Longitud	V_e (mm/año)	V_n (mm/año)
MGUE	-35,7774	-69,3979	-21,6825223806	16,0875526715
MHID	-37,8892	-71,1677	-9,99387355358	19,1472102617
NAVI	-33,9527	-71,8246	-0,183130144833	36,2390658538
NIHU	-36,3946	-72,3973	-2,07771545324	19,6330918679
NRVL	-35,5435	-72,0948	-3,53342323001	19,4308128221
PCLM	-34,3849	-72,0038	9,89460994524	36,0803514786
PEDR	-30,839	-70,6891	-55,905405088	34,6272218417
PELL	-35,8279	-72,6056	9,27642212433	22,3021195464
PVCA	-30,2675	-71,6232	-114,474162089	14,9390015912
QLAP	-36,0845	-72,1255	-2,12795835057	20,5292906198
QTAY	-33,1927	-71,7022	33,023550721	25,4313547019
RCSD	-33,6544	-71,6135	-0,00240814636285	21,3271518157
ROB1	-32,9758	-71,0158	20,5390667404	22,1200981346
SANP	-33,8735	-71,4805	-0,456347567901	28,9010185121
SBLI	-34,7921	-70,7807	-25,3744462203	18,577092772
SJAV	-35,5954	-71,7325	-9,79628419543	15,1227424744
TLGT	-33,7763	-70,9888	12,3308305599	28,0725319667
TMCO	-38,7648	-72,6137	-0,104498822587	18,7297452191
TOLO	-30,1699	-70,8061	-55,8867162826	3,71707360763
TRGN	-38,2356	-72,6723	-5,62683969401	18,2763686726
TRST	-28,8363	-70,2738	22,481053278	34,9585063889
UAI	-33,4932	-70,5098	12,9731630577	26,3851913978
UDEC	-37,4723	-72,3448	-31,5200435466	15,1167900892
UTAL	-35,4062	-71,6371	-11,9062880474	16,0711589516
VALL	-28,572	-70,7644	29,3634790438	28,1500727542
VALN	-33,0279	-71,635	21,615997178	23,3578929684
VITA	-36,4236	-72,8647	-0,00197672466733	23,6259187748
VNEV	-33,3536	-70,2491	-0,296602118973	26,7301824743

Tabla 7.12 (Continuación) Soluciones de las estaciones GNSS usadas para el modelo *post-sísmico* de Illapel, el día 27/02/2016

Estación	Latitud	Longitud	V_e (mm/año)	V_n (mm/año)
ZAPA	-32,5528	-71,4656	21,6873470488	39,4167553062

Series de tiempo y ajuste

A continuación, se mostrarán las series de tiempo de cada estación utilizada (a excepción de las soluciones tomadas de Moreno et al. (2010) y los tomados en Vigny *et al.* (2011)). El eje “y” está compuesto por los desplazamientos en las tres componentes, este, norte y vertical, mientras que el eje “x” representa al tiempo en años:

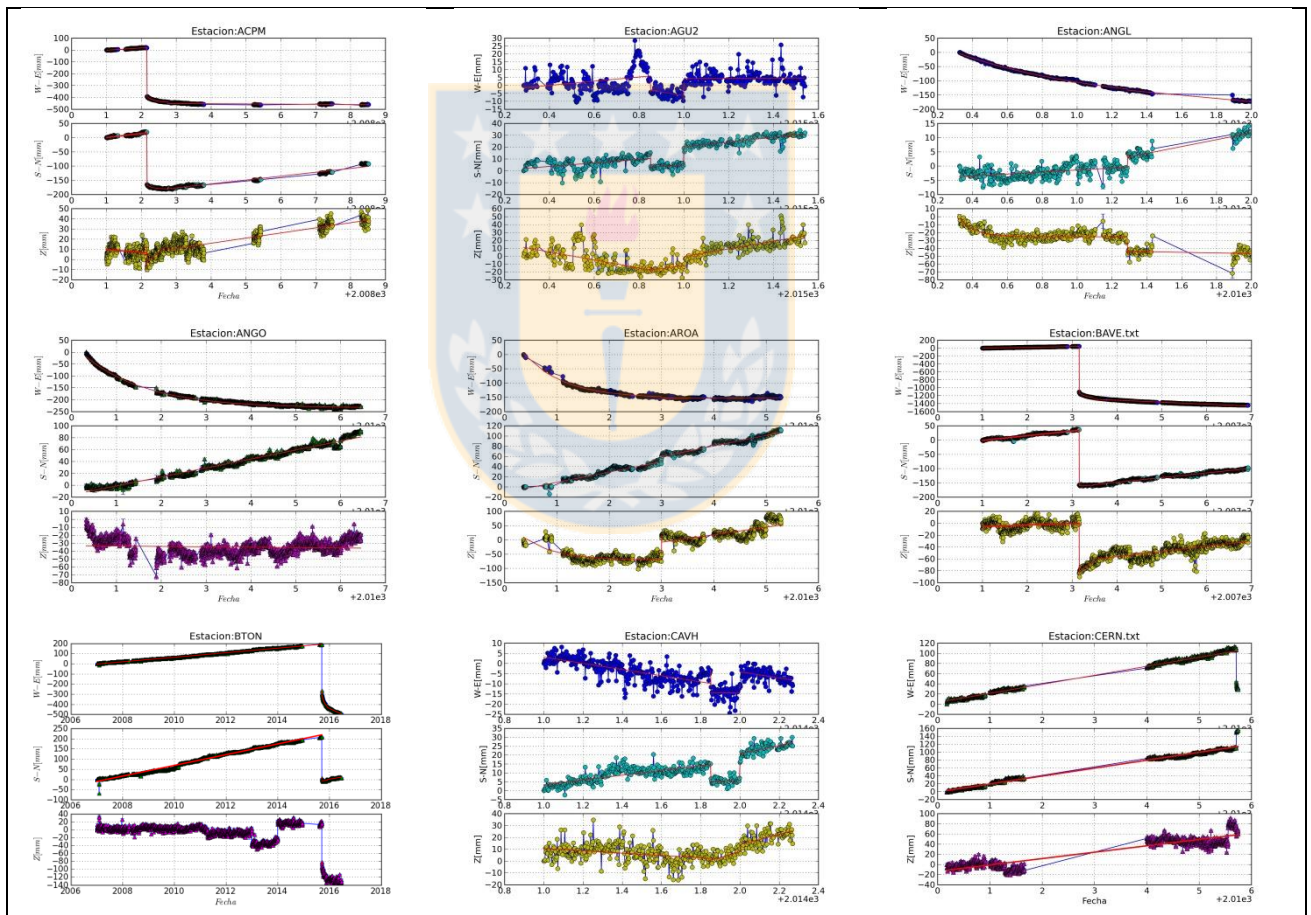


Figura 7.1 Series de tiempo, en sus componentes E, N y vertical, para cada estación utilizada.

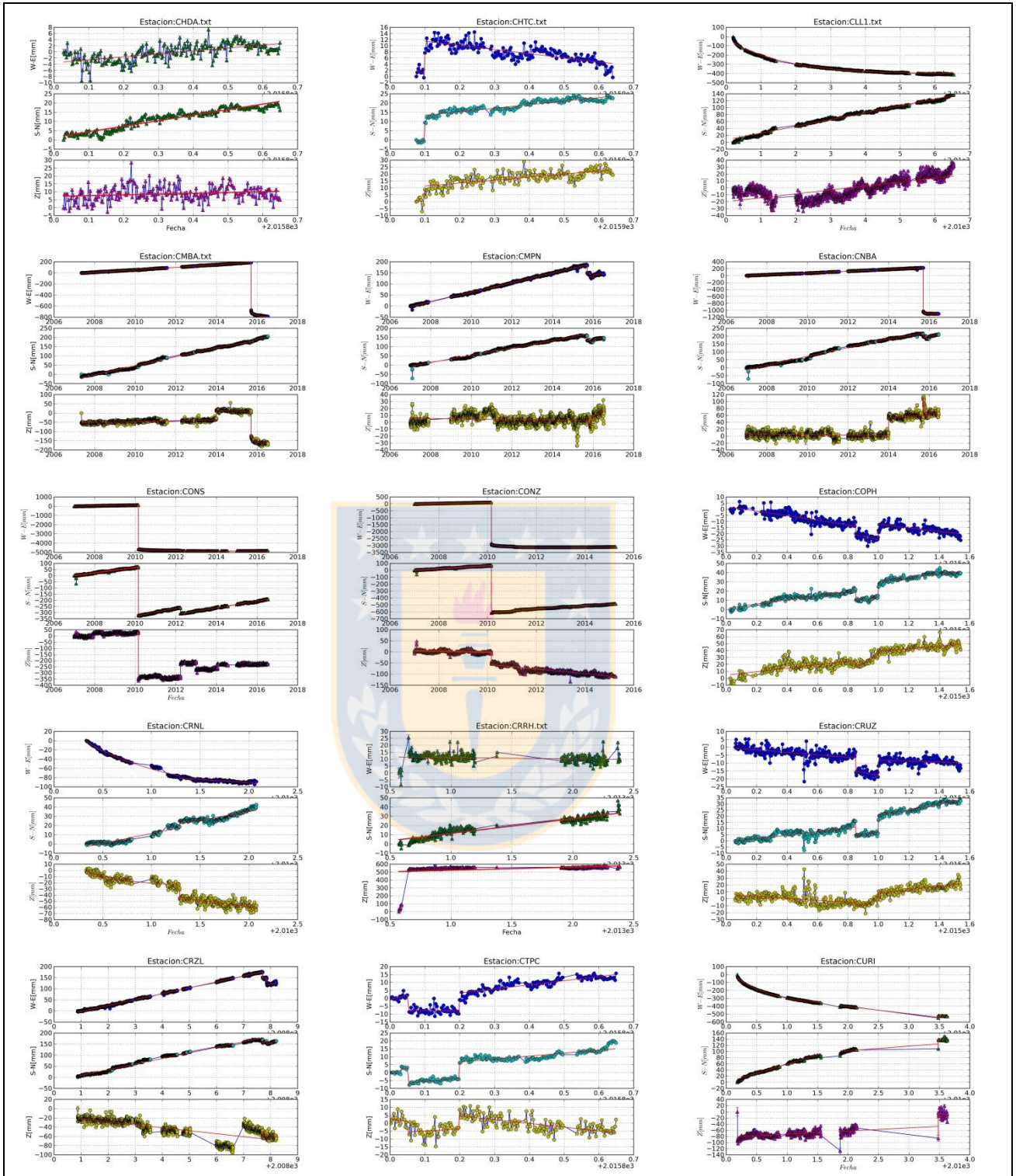


Figura 7.2 Series de tiempo, en sus componentes E, N y vertical, para cada estación utilizada.

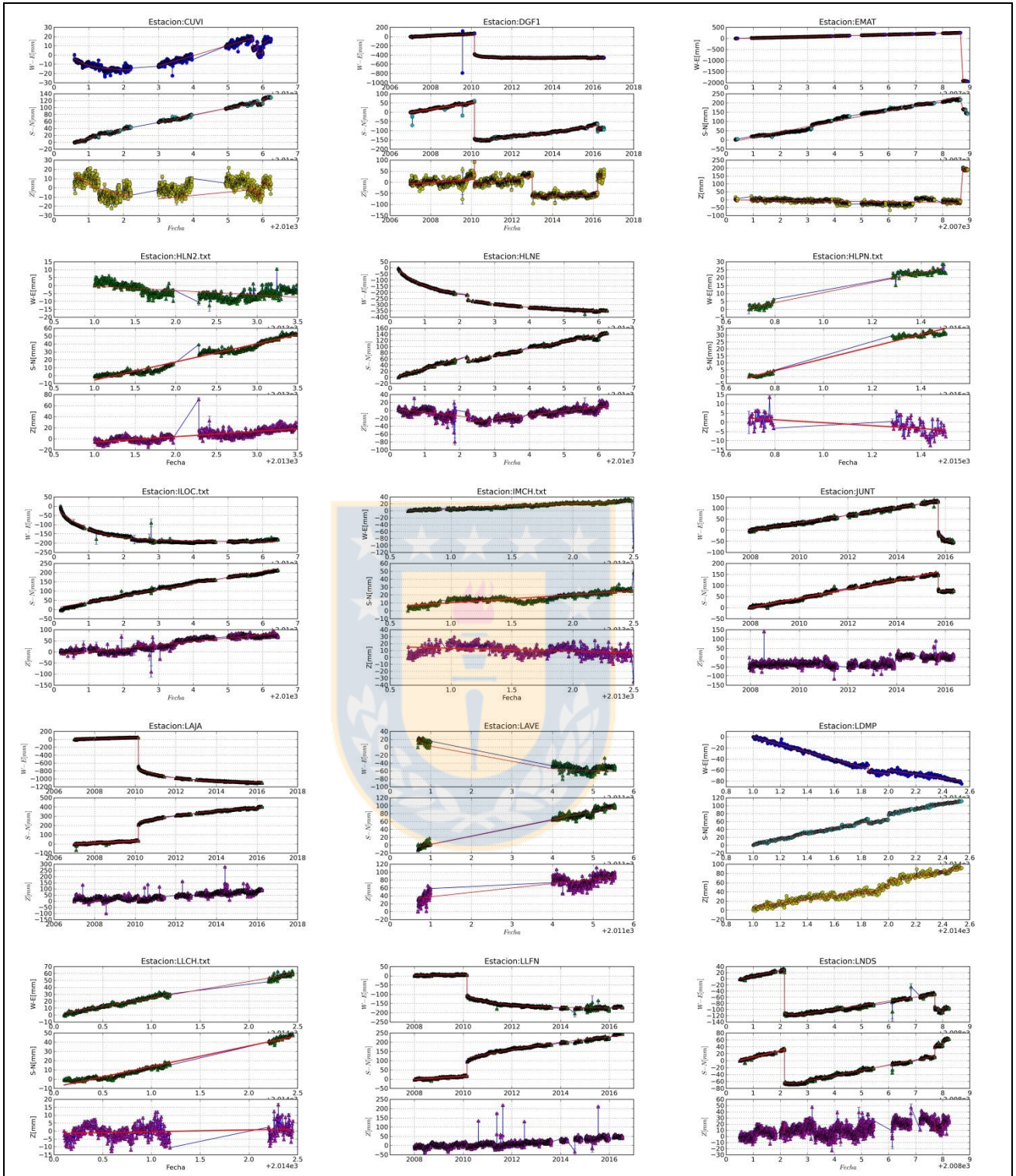


Figura 7.3 Series de tiempo, en sus componentes E, N y vertical, para cada estación utilizada.

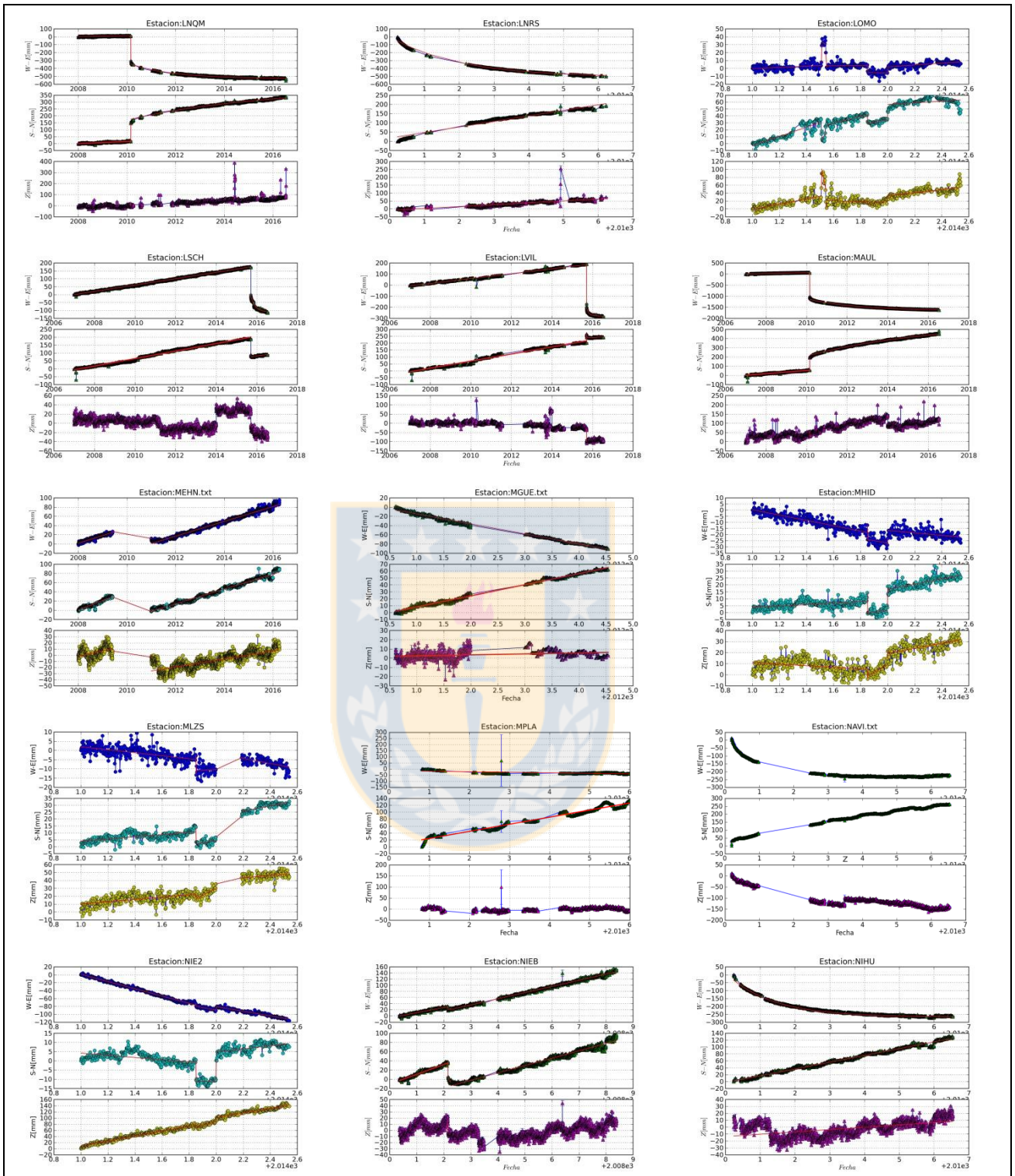


Figura 7.4 Series de tiempo, en sus componentes E, N y vertical, para cada estación utilizada.

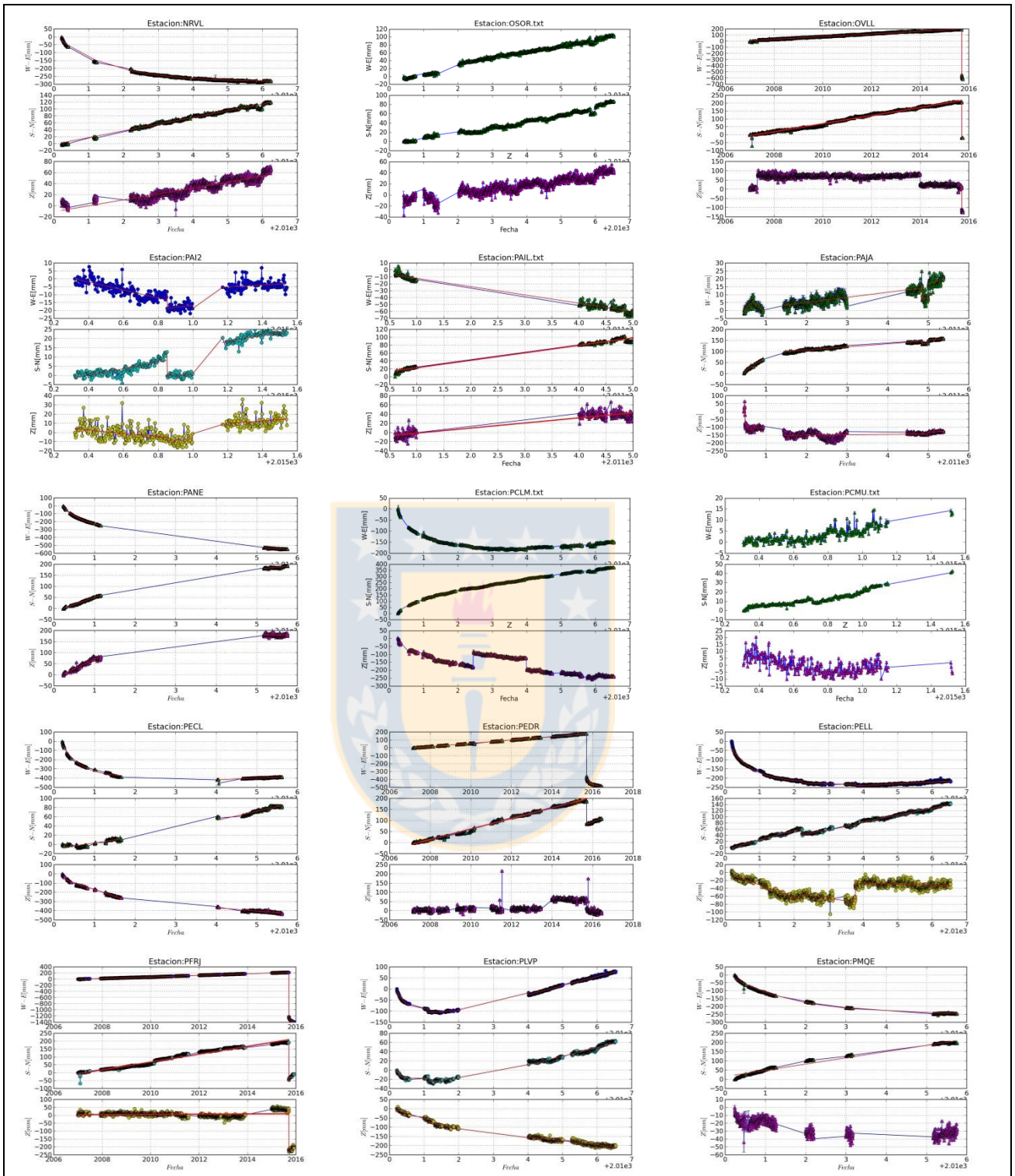


Figura 7.5 Series de tiempo, en sus componentes E, N y vertical, para cada estación utilizada.

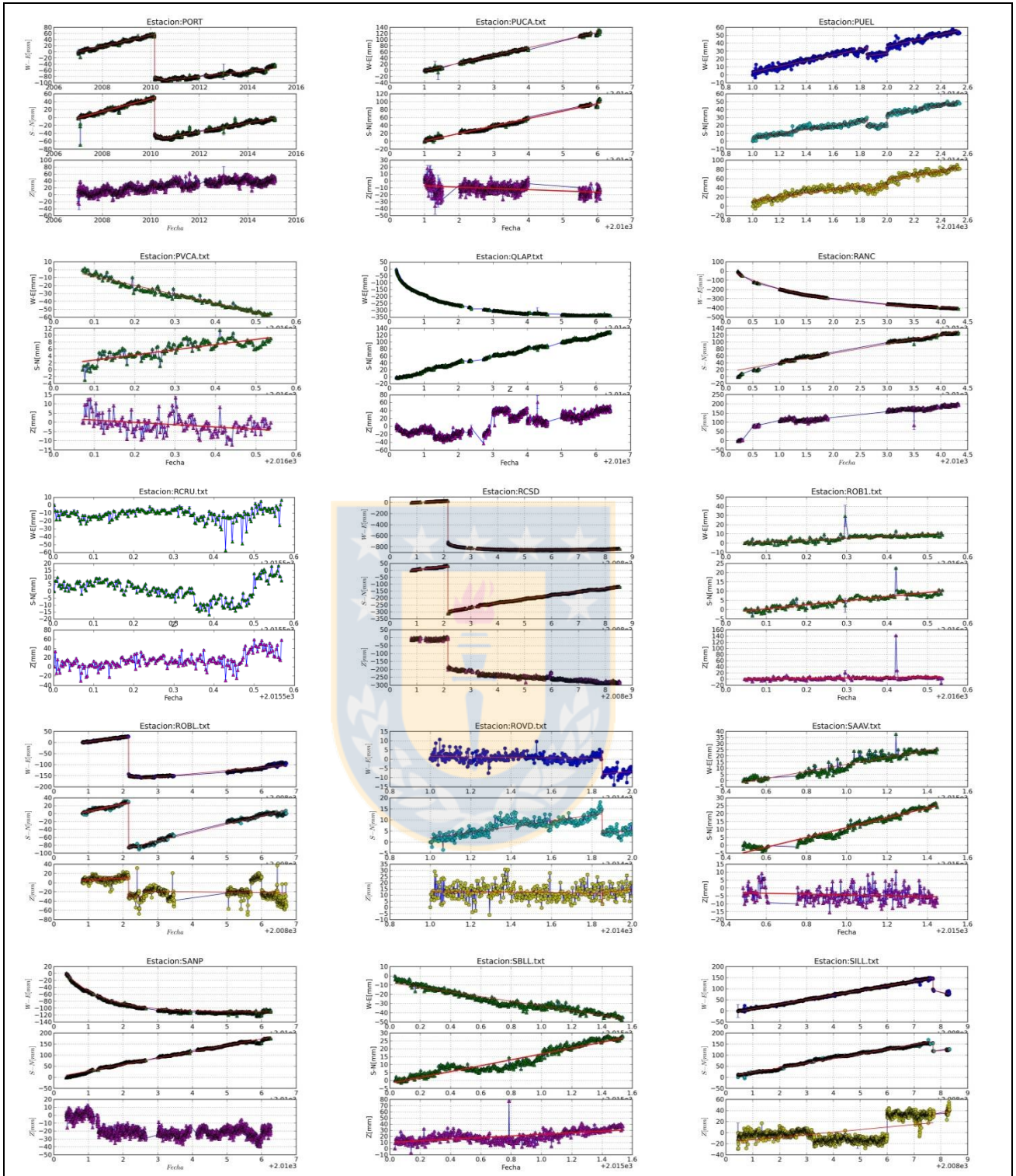


Figura 7.6 Series de tiempo, en sus componentes E, N y vertical, para cada estación utilizada.

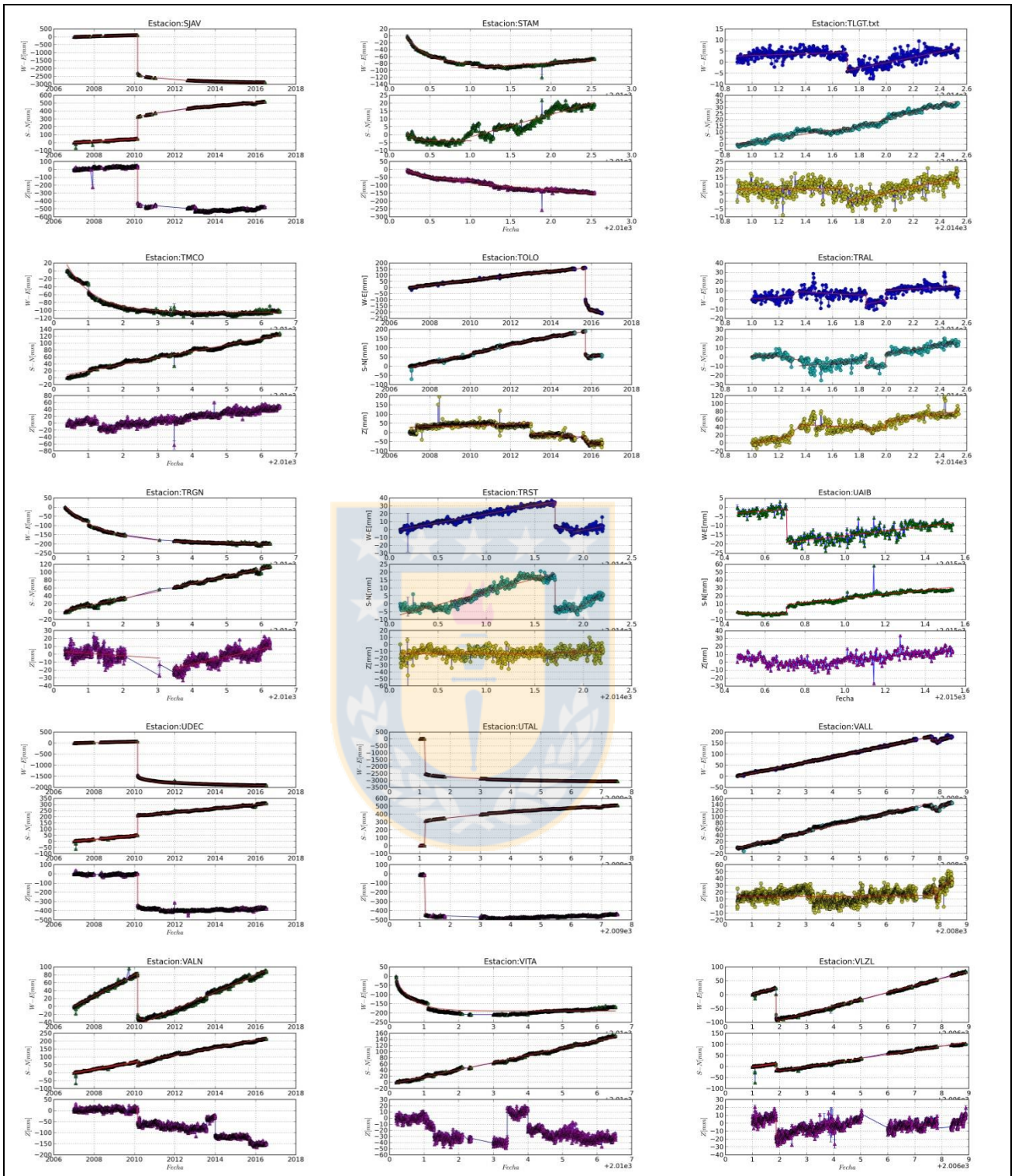


Figura 7.7 Series de tiempo, en sus componentes E, N y vertical, para cada estación utilizada.

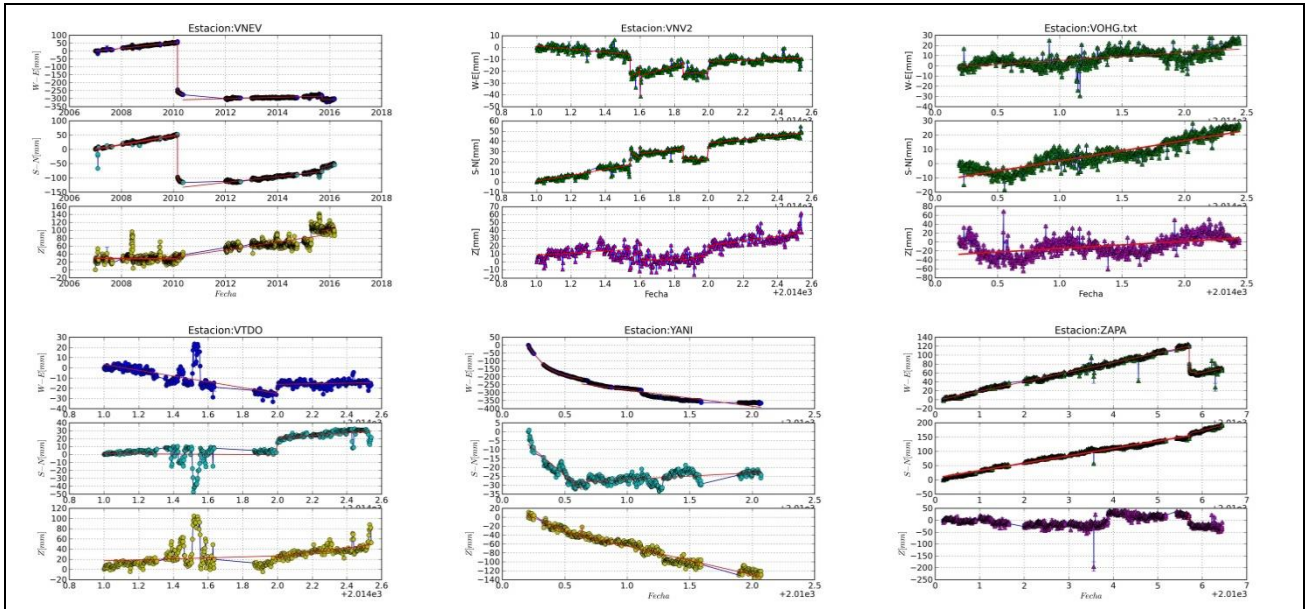


Figura 7.8 Series de tiempo, en sus componentes E, N y vertical, para cada estación utilizada.

Curvas de error (L-Curve)

Finalmente, se exponen las curvas de error utilizadas para la obtención de las constantes λ_1 y λ_2 .

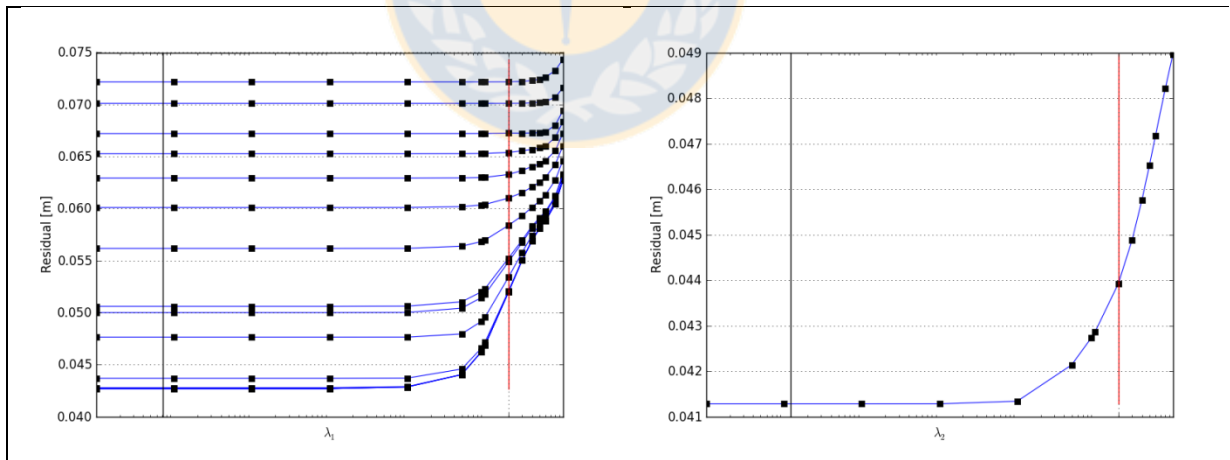


Figura 7.9: Curva de error para el modelo *Inter-sísmico* del Maule

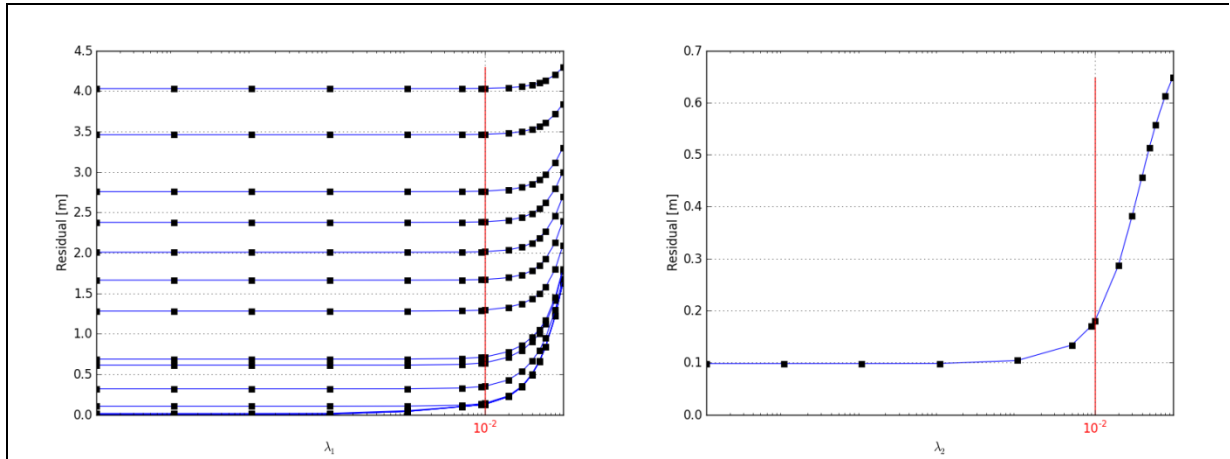


Figura 7.10: Curva de error para el modelo *co-sísmico* del Maule

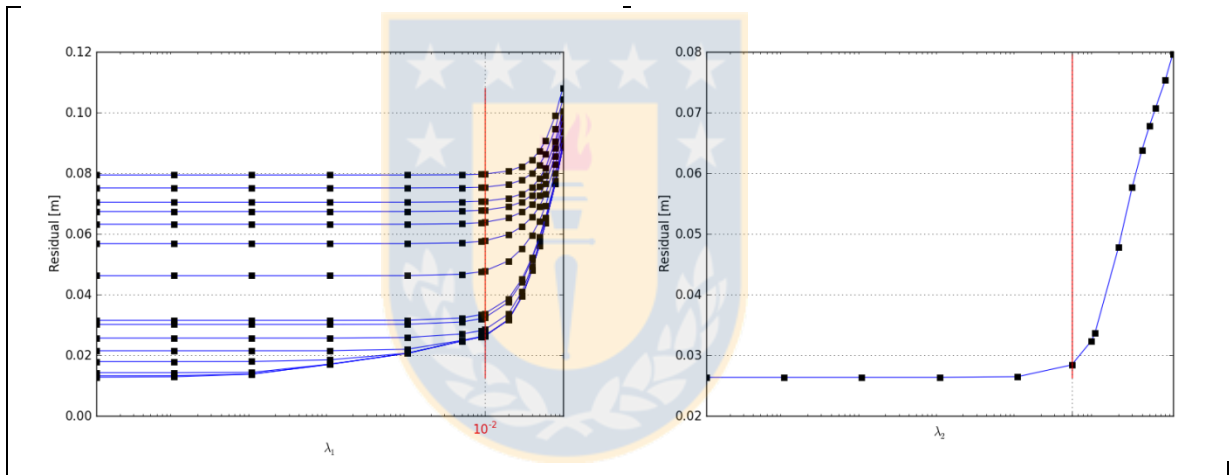


Figura 7.11: Curva de error para el modelo *post-sísmico* del Maule 12 días después del terremoto.

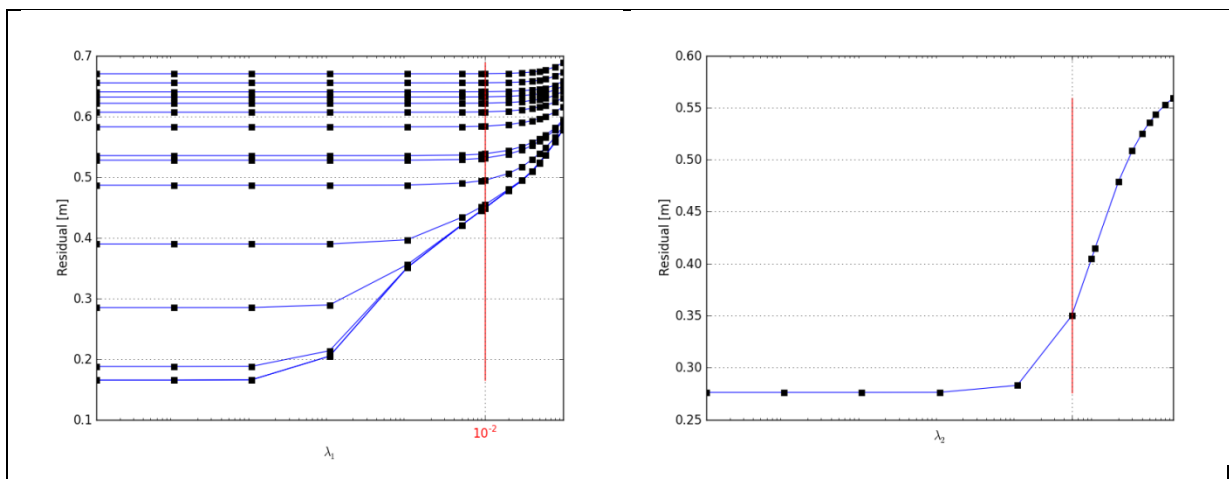


Figura 7.12: Curva de error para el modelo *post-sísmico* del Maule el 20/05/2010

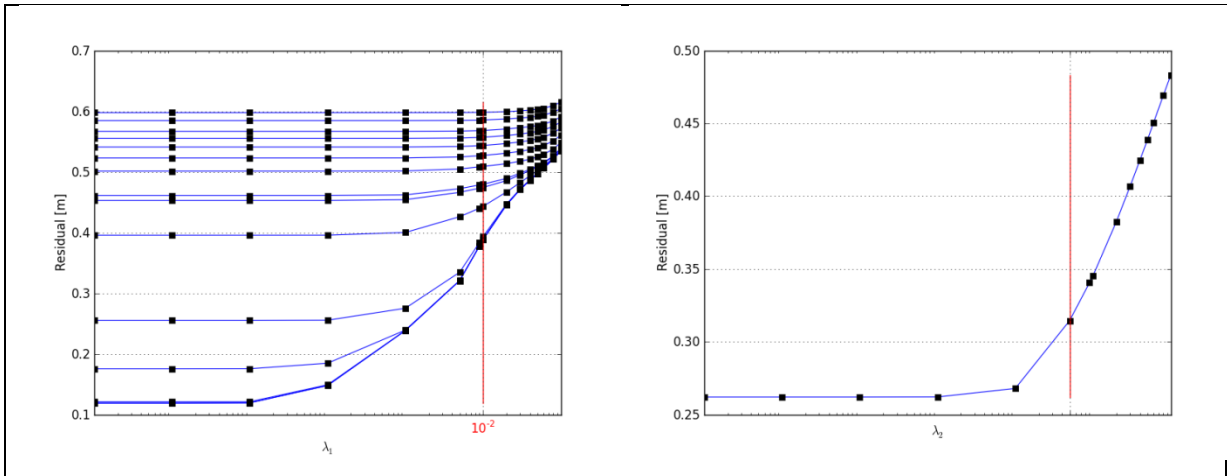


Figura 7.13: Curva de error para el modelo *post-sísmico* del Maule el 06/12/2010

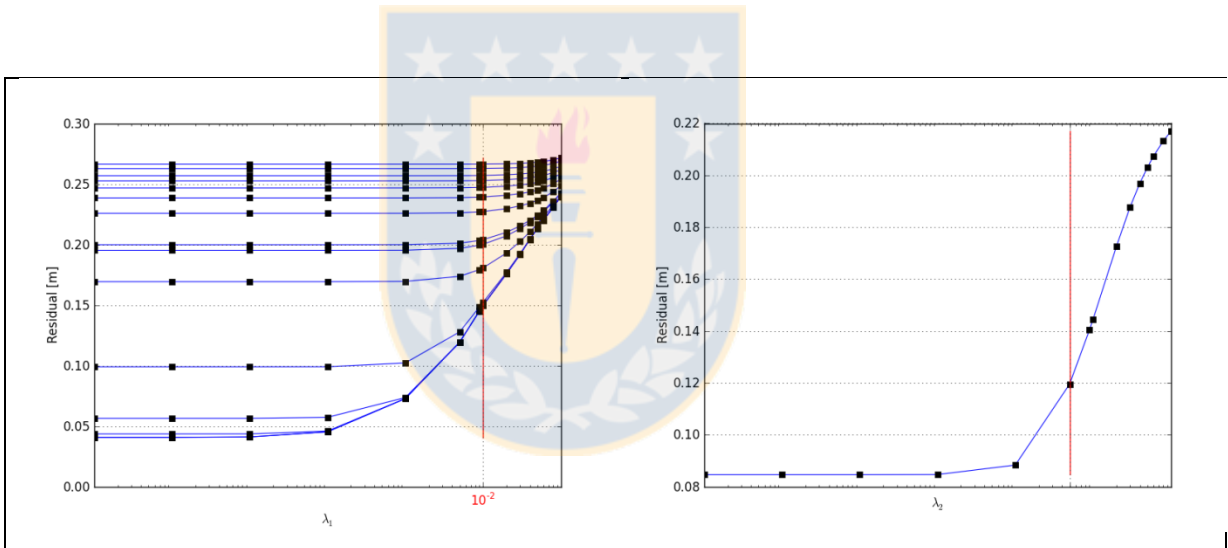


Figura 7.14: Curva de error para el modelo *post-sísmico* del Maule el 30/06/2011

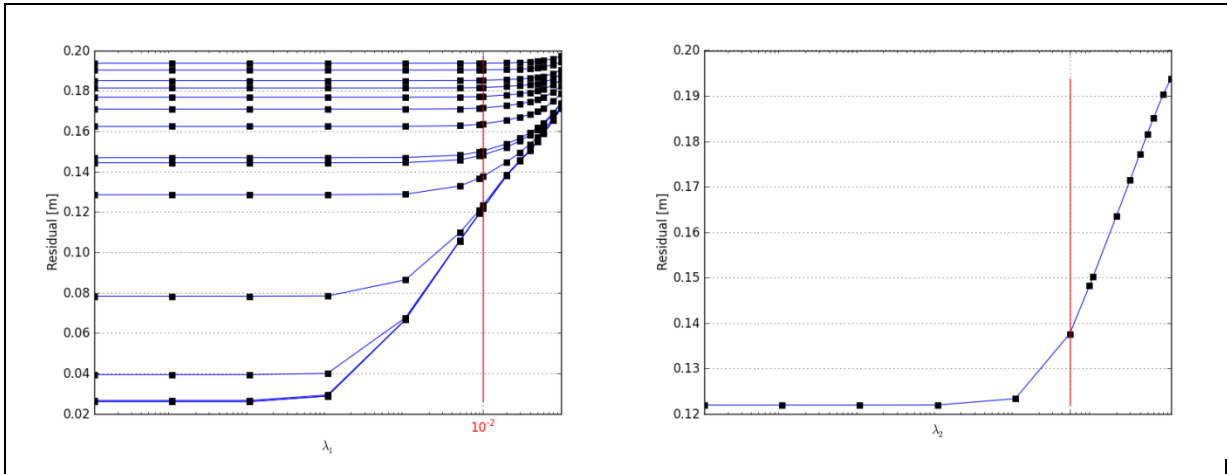


Figura 7.15: Curva de error para el modelo *post-sísmico* del Maule el 27/02/2013

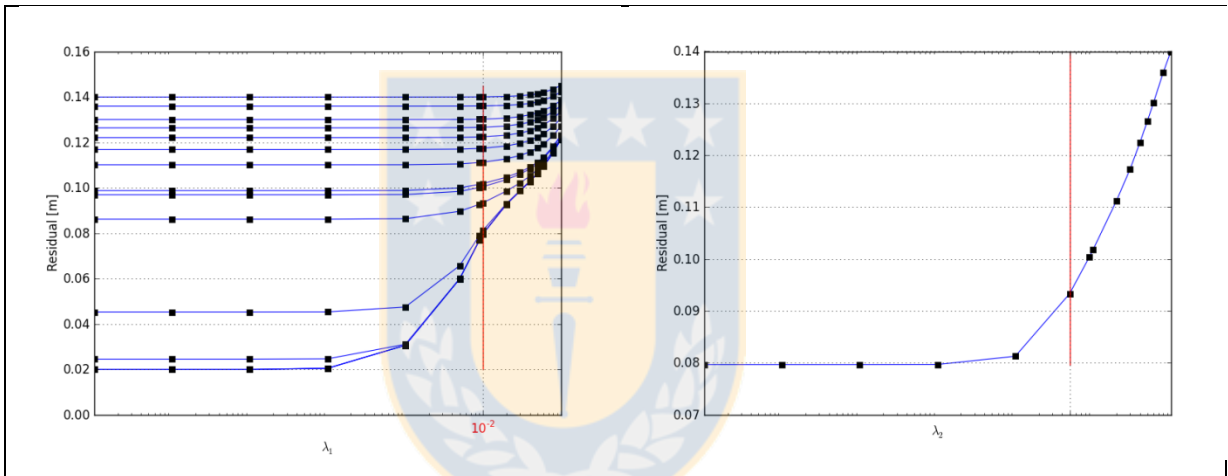


Figura 7.16: Curva de error para el modelo *post-sísmico* del Maule el 27/02/2014

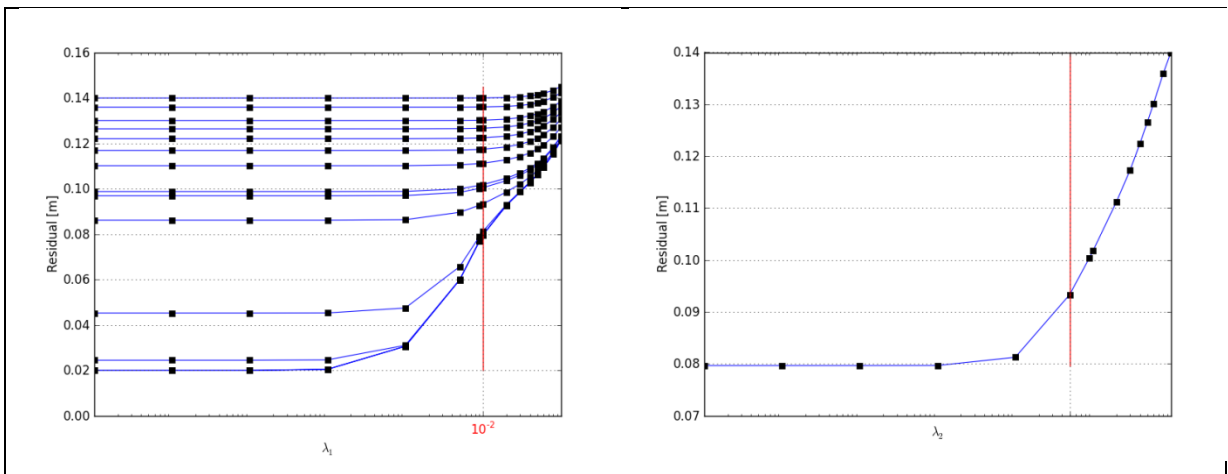


Figura 7.17: Curva de error para el modelo *inter-sísmico* de Illapel el 27/02/2015

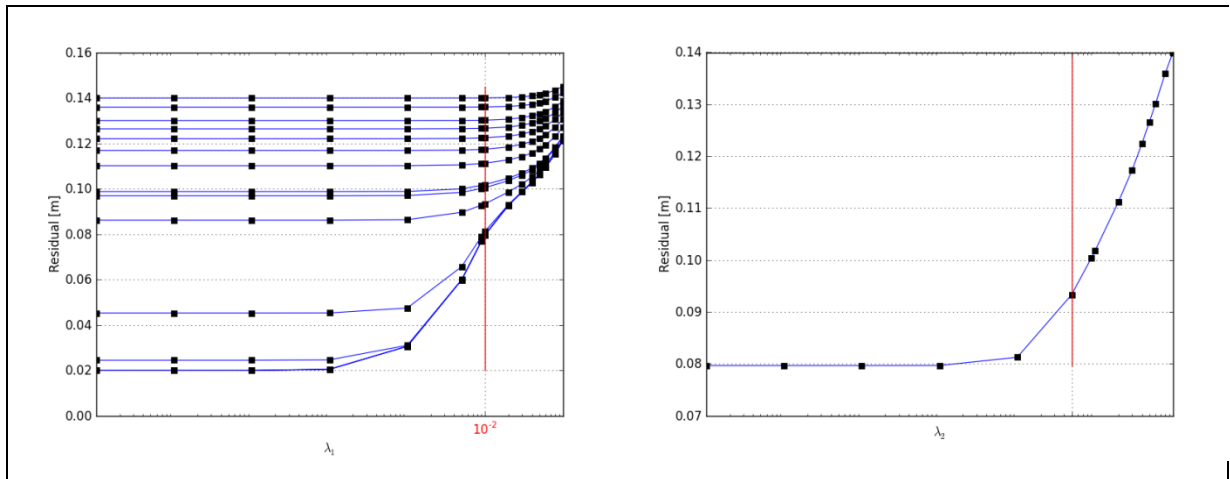


Figura 7.18: Curva de error para el modelo *inter-sísmico* de Illapel el 16/08/2015

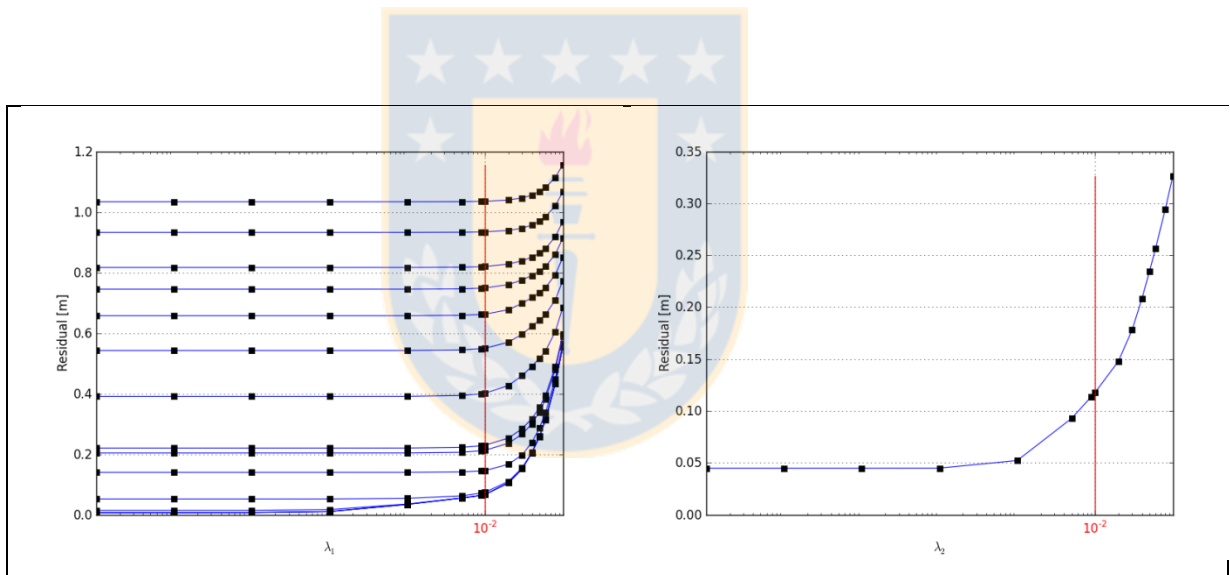


Figura 7.19: Curva de error para el modelo *co-sísmico* de Illapel el 16/09/2015

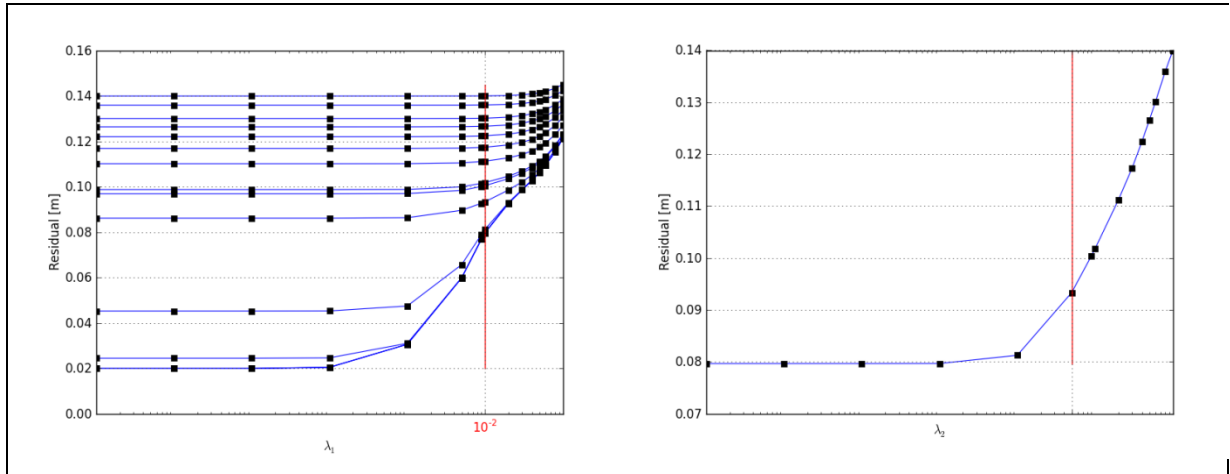


Figura 7.20: Curva de error para el modelo *post-sísmico* de Illapel el 27/02/2016

