



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

DEFORMACIÓN INTERSÍSMICA Y ACOPLAMIENTO INTERPLACA A PARTIR DE
DATOS GNSS EN LA BRECHA SÍSMICA DE LA REGIÓN DE ATACAMA

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE
MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA

VICENTE JAVIER YAÑEZ CUADRA

PROFESOR GUÍA:
FRANCISCO HERNÁN ORTEGA CULACIATI

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
JAVIER RUIZ PAREDES
MARCOS MORENO SWITT

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por Núcleo Milenio CYCLO, Proyecto
Fondecyt 1181479 y Proyecto PCI PII-180003 Conicyt

SANTIAGO DE CHILE
2020

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA
POR: VICENTE JAVIER YAÑEZ CUADRA
FECHA: 2020
PROF. GUÍA: FRANCISCO HERNÁN ORTEGA CULACIATI

DEFORMACIÓN INTERSÍSMICA Y ACOPLAMIENTO INTERPLACA A PARTIR DE DATOS GNSS EN LA BRECHA SÍSMICA DE LA REGIÓN DE ATACAMA

El presente estudio se enmarca en el margen de subducción entre las latitudes 23°S a 30°S, abarcando la denominada brecha sísmica de Atacama. Se recopilan velocidades intersísmicas disponibles en literatura científica medidas por estaciones GNSS continuas y de campaña en los últimos 30 años. Luego se agrupan estas velocidades en dos periodos de tiempo. El primer periodo corresponde a las observaciones realizadas durante los años 1990 a 2000 en el cual se tienen 88 velocidades horizontales. El segundo periodo corresponde a las observaciones realizadas durante los años 2010 a 2016 en el cual se tienen 209 velocidades horizontales.

En una primera etapa se caracteriza la deformación cortical intersísmica, calculando para esto mapas de variación volumétrica, vorticidad vertical y vorticidad cinemática a partir de las velocidades recopiladas. Estos mapas revelan señales que son posibles de interpretar mediante desplazamientos asociados a la distribución espacial del acoplamiento, y no a movimientos asociados a estructuras superficiales como la Zona de Falla de Atacama. Posteriormente se realiza una inversión del acoplamiento de placas desde las velocidades intersísmicas recopiladas. Con este fin, se utiliza un medio elástico de capas planas y un modelo de *backslip* para representar el acoplamiento interplaca. El problema inverso se resuelve mediante mínimos cuadrados con regularización EPIC Tikhonov. Además de los errores observacionales, también se cuantifican e incorporan a la inversión los errores asociados a la predicción del modelo físico. Por otro lado y a diferencia de otros modelos de acoplamiento publicados, se propone un método alternativo a la microplaca de los Andes para corregir las velocidades corticales, que consiste en la incorporación a la inversión de un tensor de gradiente de velocidades regional, que logra un cometido similar, sin necesidad de asumir la existencia de una microplaca. Los resultados de acoplamiento obtenidos indican para el periodo 1990-2000 un acoplamiento casi completo al Sur de la zona del terremoto M_w 8.0 de 1995. Los resultados para el periodo 2010-2016 indican un acoplamiento total en los primeros 30 km de profundidad del contacto en la zona de estudio, salvo por dos zonas de bajo acoplamiento ubicados en las latitudes 27,5°S y 29,5°S. Asumiendo una tasa de acoplamiento constante en los últimos 100 años, habría entre las latitudes de 24,5°S a 27°S una extensión de 300 km con un déficit de deslizamiento de 6,6 metros. Además, se encuentran dos anomalías de alto acoplamiento en profundidades mayores a los 50 km a los 27°S y 29°S.

Finalmente, se discuten posibles interpretaciones sismotectónicas que surgen de los modelos de acoplamiento presentados. Se analiza como posible fuente de las anomalías de alto acoplamiento a profundidades mayores a 50 km, la subducción del *ridge* de Copiapó y su relación con terremotos lentos, en base a estudios sísmicos, gravimétricos y a otros modelos geofísicos publicados en los últimos años. El tensor de gradiente de velocidades obtenido de la inversión de acoplamiento intersísmico revela una extensión que ocurre en sentido paralelo a la convergencia de placas. Se cree que la fuente de esta extensión es un comportamiento viscoelástico que no es posible de modelar con un modelo elástico.

Agradecimientos

Agradezco al Núcleo Milenio CYCLO y al proyecto Fondecyt 1181479 por haber financiado la mayor parte de este trabajo. También agradezco a todas las personas que colaboraron en la elaboración de esta memoria. En especial agradezco a Francisco Ortega por haberme guiado durante el desarrollo de esta tesis y a los miembros de la comisión Javier Ruíz y Marcos Moreno. Finalmente, dado que todo el trabajo de esta tesis fue realizada con software libre, le agradezco a la comunidad que lo ha mantenido vivo durante tantas décadas.

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
2. Antecedentes	5
2.1. Sismotectónica de la Zona de Estudio	5
2.2. Recopilación de Mediciones GNSS de Estudios Previos	10
3. Metodología	13
3.1. Análisis y Caracterización de la Deformación y Rotación Intersísmica	13
3.2. Inversión del Acoplamiento Intersísmico	16
3.2.1. Construcción del Modelo Físico	16
3.2.2. El Problema de las 3 Placas y Otras Consideraciones	17
3.2.3. Método de Mínimos Cuadrados con Regularización EPIC Tikhonov Para la Estimación del Acoplamiento Intersísmico	20
3.2.4. Errores Asociados al Modelo Físico	22
3.3. Pruebas de Sensibilidad y Resolución	23
3.3.1. Tablero de Ajedrez: Periodo 1990-2000	23
3.3.2. Tablero de Ajedrez: Periodo 2010-2016	27
4. Resultados	31
4.1. Campos de Deformación y Rotación Intersísmico	31
4.2. Modelos de Acoplamiento de la Región de Atacama	35
4.2.1. Periodo 1990 - 2000	36
4.2.2. Periodo 2010 - 2016	39
5. Discusión	44
5.1. Sobre la Metodología y Otros Modelos de Acoplamiento	44
5.2. Interpretación Sismotéctonica	46
5.2.1. Distribución Espacio-Temporal del Acoplamiento	46
5.2.2. Anomalías de Acoplamiento en Profundidad	47
5.2.3. Consideraciones Finales	49
Conclusiones	52
Bibliografía	52
A. Anexos	59

Índice de Tablas

3.1. Modelo de Capas planas utilizado en la inversión. S.E. se refiere al semiespacio.	16
A.1. Ubicación de estaciones, período 1990-2000. Coordenadas proyectadas, proyección Mercator Transversal con origen en Longitud = -71, y Latitud: -27 . . .	60
A.2. Ubicación de estaciones, período 2010-2016. Coordenadas proyectadas, proyección Mercator Transversal con origen en Longitud = -71, y Latitud: -27 . . .	63
A.3. Velocidades estaciones periodo 1990-2000.	66
A.4. Velocidades estaciones periodo 2010-2016.	71

Índice de Ilustraciones

2.1. Mapa de ubicación de la zona de estudio, ubicación de ciudades importantes, sismicidad reciente (catalogo CSN entre los años 2010-2016 y magnitudes mayores a 2,5), contorno del contacto interplaca en líneas azules (<i>Hayes et al.</i> , 2018), extensión aproximada de los terremotos de los últimos 100 años en elipses celestes (<i>Beck et al.</i> , 1998; <i>Delouis et al.</i> , 1997; <i>Ruiz & Madariaga</i> , 2018) y las morfoestructuras más importantes de la placa de Nazca en líneas segmentadas	7
2.2. Extensión y segmentación de la Zona de Falla de Atacama (ZFA). Extraído de <i>Ruthven et al.</i> (2020).	8
2.3. Antecedentes y estudios publicados a la fecha. Líneas negras indican la longitud de ruptura de terremotos históricos junto a su año y magnitud. Cuadrados de colores indican la extensión temporal y latitudinal de la adquisición de datos GNSS de estudios publicados a la fecha con velocidades intersísmicas. Notar cambio de escala temporal de 100 a 10 años después del año 1990.	9
2.4. Conjuntos de datos de velocidades intersísmicas utilizadas en este trabajo. Mapa a la izquierda corresponde a las velocidades medidas en el periodo 1990-2000 y mapa de la derecha contiene las velocidades medidas en el periodo 2010-2016.	11
3.1. Gráfico que muestra el decaimiento del peso de la estación según la constante de decaimiento α . Modificado de https://gitlab.com/vicenteyanez/GFA .	14
3.2. Malla triangularizada utilizada en este trabajo que define la interfaz entre placas. Triángulos en líneas grises y fuentes puntuales en puntos de colores.	18
3.3. Modelo sintético (izquierda) y modelo recuperado (derecha). Flechas en blanco indican dirección de desplazamiento del bloque superior. Escala de colores representa la magnitud de los desplazamientos de cada subfalla.	24
3.4. Mapa de velocidades sintéticas y predichas (izquierda) y velocidades residuales (derecha). Escala de colores es la misma que figura 3.3.	25
3.5. Gráfico de función de costo GCV (izquierda) y la longitud de la correlación (derecha). En curva GCV, cuadrado rojo indica el índice del parámetro con menor función de costo. El rango de índices cubren desde 4 mm/año hasta 35 mm/año. El valor de σ_t igual a 5,4 mm/año es el que minimiza la función de costo GCV. Barra de colores indica longitud de correlación espacial entre los parámetros del modelo (deslizamiento de cada celda)	26

3.6.	Modelo sintético (izquierda) y modelo recuperado (derecha). Elipse gris representa la elipse de deformación, W_z y W_k corresponden a la vorticidad vertical y cinemática, y e_{max} y e_{min} se refieren a la magnitud de los ejes de compresión y extensión máximas. Escala de colores representa la magnitud de los desplazamientos de cada subfalla.	27
3.7.	Mapa de velocidades sintéticas y predichas (izquierda) y velocidades residuales (derecha).	28
3.8.	Mapa de velocidades predichas por $\mathbf{L}_{regional}$ (izquierda) y velocidades predichas por el modelo de acoplamiento con datos sintéticos.	29
3.9.	Gráfico de función de costo GCV (izquierda) y en función del índice del parámetro la longitud de la correlación (derecha). En la curva GCV el cuadrado rojo indica el índice del parámetro con menor función de costo. El rango de índices cubren desde 4 mm/año hasta 35 mm/año. El valor de σ_t igual a 6,2 mm/año es el que minimiza la función de costo GCV. Barra de colores indica longitud de correlación espacial entre los parámetros del modelo (deslizamiento de cada celda)	30
4.1.	Esquema de como variarían los sentidos de rotación de pasar desde un segmento menos acoplado (menores velocidades horizontales) a uno más acoplado (mayores velocidades horizontales) y viceversa (considerando únicamente $\partial u_x/\partial y$ y con $\partial u_y/\partial x=0$).	32
4.2.	Mapa de variación volumétrica presentada en la escala de colores. Primer periodo (izquierda) y segundo periodo (derecha). Valores positivos indican extensión y valores negativos indican compresión. Puntos negros indican la posición de las observaciones y líneas negras continuas indican las trazas de las fallas regionales en el área de estudio de Chile (SERNAGEOMIN, 2003) y Argentina (SEGEMAR, 1995). Zona achuradas en blanco indican regiones fuera del alcance las observaciones.	33
4.3.	Mapa de vorticidad vertical presentada en la escala de colores. Primer periodo (izquierda) y segundo periodo (derecha). Puntos negros indican la posición de las observaciones y líneas negras continuas indican las trazas de las fallas regionales en el área de estudio de Chile (SERNAGEOMIN, 2003) y Argentina (SEGEMAR, 1995). Zona achuradas en blanco indican regiones fuera del alcance las observaciones.	34
4.4.	Mapa de vorticidad cinemática presentada en la escala de colores. Primer periodo (izquierda) y segundo periodo (derecha). Puntos negros indican la posición de las observaciones y líneas negras continuas indican las trazas de las fallas regionales en el área de estudio de Chile (SERNAGEOMIN, 2003) y Argentina (SEGEMAR, 1995). Zona achuradas en blanco indican regiones fuera del alcance las observaciones.	35
4.5.	Función de costo GCV en función del índice del parámetro de regularización. Cuadrado rojo indica el índice del parámetro con menor función de costo, en este caso el valor de σ_t igual a 4 mm/año es el que minimiza la función de costo GCV. El rango de índices va desde 4 mm/año a 35 mm/año.	36
4.6.	Mejor modelo de acoplamiento obtenido en el periodo 1990-2000 (izquierda) y mapa de longitud de correlación entre las subfallas (derecha). Un acoplamiento de 1 es equivalente a 66 mm/año.	37

4.7.	Mapa Velocidades horizontales observadas (flechas negras) y predichas (flechas rojas) por el mejor modelo de acople obtenido (izquierda). Mapa de velocidades residuales obtenidas para el modelo de acoplamiento (derecha). Notar el cambio de escala en las velocidades residuales.	38
4.8.	Función de costo GCV en función del índice del parámetro de regularización. Cuadrado rojo indica el índice del parámetro con menor función de costo. El rango de índices cubren desde 4 mm/año hasta 35 mm/año. El valor de σ_t igual a 6,2 mm/año es el que minimiza la función de costo GCV.	39
4.9.	Mejor modelo de acoplamiento obtenido en el periodo 1990-2000 (izquierda) y mapa de longitud de correlación entre las subfallas (derecha). Un acoplamiento de 1 es equivalente a 66 mm/año. Elipse gris representa la elipse de deformación, w_z y W_k corresponden a vorticidad vertical y cinemática, y e_{max} y e_{min} se refieren a la magnitud de los ejes de compresión y extensión máximas. Valores de e negativos indican una compresión y valores positivos una extensión. . .	40
4.10.	Mapas de las velocidades predichas únicamente por el \mathbf{L}_{reg} (izquierda) y las velocidades predichas por el modelo de acoplamiento (derecha). La suma de ambas figuras corresponde a las velocidades predichas en la figura 4.11. . . .	42
4.11.	Mapa de velocidades horizontales observadas (flechas negras) y predichas (flechas rojas) por el mejor modelo de acoplamiento obtenido (izquierda). Mapa de velocidades residuales obtenidas para el modelo de acoplamiento (derecha). Notar el cambio de escala en las velocidades residuales.	43
5.1.	Figura unificada de acoplamiento, estructura de la placa de Nazca (izquierda), promedio en profundidad de acoplamiento versus latitud (centro) y mapa geológico del área de estudio(derecha). Líneas punteadas azules indica la traza de los ridges subductados, líneas continuas indican el contorno de la interfaz de subducción (<i>Hayes et al.</i> , 2018). Círculos indican la sismicidad para el periodo 2010-2016 (catalogo CSN $M_w > 2,5$). La barra de colores azulada indica la profundidad de la sismicidad. Líneas verticales negras indican largo latitudinal aproximado de los terremotos de 1995 y 1992 en la zona de estudio. Mapa geológico graficado utilizando los mapas digitales de Chile (SERNAGEOMIN, 2003) y Argentina (SEGEMAR, 1995).	51
A.1.	Inversión periodo 2010-2016 utilizando el polo de Euler del bloque de los Andes encontrado por <i>Métois et al.</i> (2014).	72
A.2.	Inversión periodo 2010-2016 incorporando velocidades del trasarco de <i>McFarland et al.</i> (2017).	73
A.3.	Ajuste inversión periodo 2010-2016 incorporando velocidades del trasarco de <i>McFarland et al.</i> (2017).	74
A.4.	Predicción de las velocidades al variar el peso del tensor en la inversión. Izquierda 1% de la velocidad de convergencia, centro 20% de la velocidad de convergencia y derecha 50% velocidad de convergencia.	75

Capítulo 1

Introducción

El margen de subducción entre la placa de Nazca y Sudamericana se extiende a lo largo de gran parte del territorio chileno con una tasa de convergencia del orden de 66 mm/año (e.g. *Altamimi et al.*, 2011). En el contexto sismotectónico de subducción, ambas placas se encuentran acopladas en ciertas zonas del contacto que presentan mayor fricción, lo que lleva a la acumulación de esfuerzos y energía elástica de deformación. Esta última, es liberada eventualmente ante la ocurrencia de un evento sísmico. La relativa regularidad espacial y temporal de los grandes terremotos de subducción ha conducido a la hipótesis de que el margen está dividido en segmentos que presentan un comportamiento sísmico característico y periódico en el tiempo. Sin embargo, análisis recientes de los terremotos históricos indican que podría haber dos tipos de regularidad: una de mayor periodo para mega terremotos $M_w > 8$ que deslizan en todo el contacto sismogénico de subducción y otra de menor periodo para los terremotos que solo rompen una parte de este ($M_w \sim 8$) (e.g. *Melnick et al.*, 2017; *Ruiz & Madariaga*, 2018).

A los segmentos donde no ha ocurrido un terremoto en los últimos ~ 100 años se les suele considerar como *seismic gap* o brecha sísmica. Las brechas sísmicas vigentes en Chile corresponden al Norte Grande de Chile (20° - 23° S), a la Región de Atacama (24° - 30° S) y a la Región de Valparaíso (32° - 34° S). La brecha sísmica de mayor extensión corresponde a la región de Atacama, que a su vez podría estar dividida por una zona de bajo acoplamiento asociada al *ridge* de Copiapó (e.g., *Klein et al.*, 2018a; *Métois et al.*, 2013, 2014).

Las causas y características de la segmentación no están del todo claras y se ha abordado esta problemática desde distintos enfoques. Históricamente los segmentos se han definido considerando el registro de grandes terremotos (e.g., *Barrientos*, 1994), el rol de la geometría y batimetría de la placa de Nazca y las características de la placa Sudamericana. Por ejemplo, la flotabilidad de los *ridge* subductados aumentarían el acoplamiento, mientras que los sedimentos en la interfaz permitirían una mayor distribución del esfuerzo, reduciendo el acoplamiento (*Contreras-Reyes & Carrizo*, 2011). Sin embargo, esta dinámica no es una discusión zanjada, pues en el Norte de Chile *Geersen et al.* (2015) menciona que debido a que al subductar, el *ridge* de Iquique está altamente fracturado, se favorecería un deslizamiento asísmico y la nucleación de pequeños terremotos.

Las características de la subducción además están controladas por las heterogeneidades de la placa de Nazca y por la estructura geológica heredada de la placa Sudamericana. La placa de Nazca varía en ángulo de subducción, edad y velocidad de convergencia, además de presentar *ridges* y zonas de falla. Por otro lado, la placa Sudamericana presenta variaciones topográficas de varios kilómetros en uno de los orógenos más grandes del planeta, junto a variaciones composicionales y zonas de falla regionales como la Zona de Falla de Atacama (ZFA) (e.g. *González L. et al.*, 2006; *Ruthven et al.*, 2020) en la zona de estudio. Las zonas de falla pueden ser tanto activas como heredadas y constituyen zonas de debilidad mecánica de la corteza continental.

En la última década, avances tecnológicos en la geodesia espacial y la ampliación de la red nacional de *Global Navigation Satellite System* (GNSS) del Centro Sismológico Nacional de la Universidad de Chile (CSN) gracias a la colaboración con instituciones como IPOC, Caltech IPGP, ENS, DGF y UCN; han permitido un aumento en la calidad y cantidad de observaciones de desplazamientos en la superficie de la corteza terrestre. Las redes GNSS permiten obtener mediciones con precisión milimétrica de desplazamientos de la corteza terrestre en el tiempo, permitiendo calcular velocidades de deformación intersísmicas. Dichas velocidades se pueden calcular usando modelos de trayectoria de las series de tiempo posicionales GNSS (e.g., *Bevis & Brown*, 2014), con los que además se puede separar distintas señales de deformación en la corteza, como son los desplazamientos ocasionados por terremotos, procesos tectónicos asísmicos, fluctuaciones estacionales del terreno vinculadas a forzamientos hidrológicos, señales antropogénicas, procesos volcánicos, efectos locales intrínsecos al funcionamiento de los instrumentos GNSS, deformación asociada a procesos viscoelásticos de larga longitud de onda en el manto y a desplazamientos asociados al acoplamiento de placas durante el periodo intersísmico.

Con el fin de entender el ciclo sísmico y el comportamiento de las brechas sísmicas en Chile, en los últimos 20 años se ha estimado velocidades intersísmicas de movimiento superficial de la corteza a partir de observaciones GNSS (e.g., *Klotz et al.*, 2001; *Brooks et al.*, 2003; *Khazaradze & Klotz*, 2003; *Métois et al.*, 2013, 2014; *Klein et al.*, 2018a). En Chile y Sudamérica, existen estaciones GNSS de registro continuo, las que en particular se utilizan para fijar el marco de referencia y expresar las velocidades relativas al movimiento de Nazca con Sudamérica fijo y tienen aplicación para el estudio de problemas geofísicos como el planteado en este trabajo. Debido a la necesidad de disponer de una cobertura espacial lo más completa posible de mediciones en el área de estudio, se realizan lo que se denomina como mediciones de campaña, en donde un mismo punto es medido en terreno de manera continua por al menos 24 horas, medición que se repite de manera recurrente a espacios de meses o años. Es importante recalcar que dado la baja densidad temporal de mediciones de campaña realizadas en un mismo punto, las series de tiempo posicionales no permiten extraer la señal estacional, discontinuidades debido a sismos ni efectos postsísmicos, ya que no están correctamente muestreados. Dichos procesos son típicamente estimados usando datos de estaciones GNSS de registro continuo los que posteriormente son interpolados.

En el contexto del sistema de subducción, como una aproximación para lograr comprender la ubicación y la magnitud de la acumulación de energía que podría liberarse en un terremoto futuro surge la necesidad de generar mapas de acoplamiento intersísmico. Típicamente las velocidades intersísmicas se modelan como una combinación de deformación elástica de la

placa cabalgante debido al acoplamiento en la interfaz de subducción, a lo que se le puede sumar la rotación rígida del bloque de los Andes (*Brooks et al.*, 2003; *Chlieh et al.*, 2011; *Métois et al.*, 2016) u otro bloque regional. Por ejemplo, en la región de Atacama *Klein et al.* (2018a) evaluó el modelamiento del bloque de Taltal y en la región del margen de subducción al Sur de Concepción es necesario incorporar una microplaca por el efecto de la Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui que acomoda la deformación paralela al margen (*Moreno et al.*, 2010).

La integración de mapas de acoplamiento intersísmico, más datos históricos, geomorfológicos y geológicos, permitirían la construcción de una propuesta formal de segmentación del margen chileno. La construcción de una segmentación es uno de los objetivos principales del Núcleo Milenio CYCLO, el cual es uno de los principales impulsores de las metas planteadas en este trabajo de tesis. Los objetivos de CYCLO son cuantificar procesos de deformación asociados al ciclo sísmico a lo largo del margen continental chileno, para explorar los mecanismos responsables de grandes terremotos, y además desarrollar modelos probabilísticos de amenaza. Sus resultados servirán para que las instituciones tanto públicas como privadas puedan hacer modelos locales que evalúen el peligro y riesgo asociado a futuros terremotos y tsunamis en zonas de subducción.

El presente estudio se enfoca en la región de Atacama donde se ubica la brecha sísmica de mayor extensión en el margen de subducción chileno. Dada la disponibilidad de observaciones al Norte de la brecha sísmica, se extiende la zona de estudio desde 23°S a 30°S, con el objetivo de observar el comportamiento del contacto interplaca posterior a la ocurrencia del terremoto de Antofagasta de 1995. A partir de la confección de mapas de acoplamiento y su análisis comparativo con la información sismológica y geológica disponible, se explora el definir potenciales zonas de contacto de subducción donde puedan ocurrir grandes terremotos. Para esto se construye una base de datos con las velocidades GNSS en Chile publicadas a la fecha. Además, se busca comparar el acoplamiento en los distintos periodos de tiempo en que se dispone de mediciones, y así caracterizar la evolución temporal del acoplamiento intersísmico en la Región de Atacama.

El cálculo del acoplamiento intersísmico se realiza resolviendo el problema inverso de estimar el deslizamiento (o la falta de este) en la interfaz de placas dado movimientos en la superficie medidos por GNSS. Para resolver el problema inverso se necesitan además de las observaciones, un modelo físico para calcular la respuesta del medio a una dislocación. Este problema de estimación de dislocación cuasi-estática en fallas es conocido por ser un problema mal condicionado. Dentro de las metodologías para resolver el problema están los enfoques optimal y Bayesiano. Para el primero se requiere introducir un término de regularización muchas veces artificial (suavizamiento) para estimar el 'mejor modelo'. En cambio, en el enfoque Bayesiano, se estima un conjunto de modelos y su probabilidad de ser solución del problema inverso con la ventaja de no tener que agregar términos de regularización que sean adicionales a la información a priori que sea físicamente justificable (por ejemplo la dirección del deslizamiento). En este trabajo debido al límite de recursos en tiempo y en capacidad computacional, se prefiere utilizar el método optimal de mínimos cuadrados regularizados para resolver el problema.

Finalmente, es importante recalcar que, debido a que todas las mediciones disponibles se encuentran en tierra firme, éstas constriñen de peor manera la estimación del acoplamiento en

las zonas de la interfaz de subducción más cercanas a la fosa, por lo que es necesario aplicar un suavizado espacialmente variable en la inversión que considere dicho efecto (*Ortega-Culaciati et al.*, en revisión).

Objetivos

Objetivo principal

Estudiar la deformación intersísmica para cuantificar la distribución del deslizamiento intersísmico en el margen Chileno entre las latitudes 23° a 30°S y así mejorar el entendimiento de la distribución espacial de las propiedades friccionales en la zona de interplaca.

Objetivos secundarios

- Recopilar y analizar los vectores de velocidad intersísmicos disponibles en la literatura científica.
- Estimar modelos de acoplamiento interplaca, tomando ventaja de métodos de inversión recientemente desarrollados para distintos intervalos de tiempo, cuantificando apropiadamente la incertidumbre de dichas estimaciones.
- Analizar y caracterizar el acoplamiento interplaca inferido en relación a zonas de ruptura de grandes terremotos y zonas que tengan un comportamiento mecánico predominantemente asísmico.
- Interpretar el modelo de acoplamiento, en función de la distribución de las propiedades mecánicas del contacto interplaca, del campo de deformación cortical superficial, y del contexto sismotectónico y geológico de la región.

Capítulo 2

Antecedentes

2.1. Sismotectónica de la Zona de Estudio

La subducción es uno de los procesos de primer orden en la dinámica de la Tierra. En zonas de subducción, una placa oceánica converge con una placa continental, resultando en que la placa oceánica desciende bajo la continental hacia el manto debido a su mayor densidad, produciendo un reciclaje de la litosfera, volcanismo y terremotos. En la zona de estudio de este trabajo y en la mayor parte de Chile, la placa de Nazca subduce bajo la Sudamericana a una velocidad aproximada de 6,6 cm/año y rumbo N77°E, que se ha mantenido relativamente estable en los últimos 30 ma (*Maloney et al.*, 2013). Considerando además la inclinación del margen continental en la zona de estudio de rumbo N8°E, resulta en una componente de velocidad paralela al margen de 2,4 cm/año y una velocidad perpendicular al margen de 6,1 cm/año.

La ocurrencia de terremotos es parte de un proceso que se le denomina ciclo sísmico. El ciclo sísmico comienza con la acumulación de energía elástica de deformación que ocurre casi en su totalidad en la placa continental. Este proceso de deformación se produce por el acoplamiento de las placas en el contacto entre estas, donde se acumulan esfuerzos (fase intersísmica). Una vez que estos esfuerzos superan los admisibles en la interfase, se produce un deslizamiento abrupto que relaja dichos esfuerzos durante la ocurrencia de un terremoto (fase cosísmica). El ciclo sísmico ha sido estudiado a través de mediciones geodésicas, que evidencian que durante el intersísmico ocurre una flexión de la placa continental a lo largo del margen, alzando la zona del antearco incluso a distancias de hasta cientos de kilómetros desde el eje axial de la fosa (e.g., *Ruegg et al.*, 2009; *Métois et al.*, 2014; *Melnick et al.*, 2017). La deformación cortical se mantiene en aumento hasta la ocurrencia de un terremoto, que libera la energía acumulada y produce un movimiento inverso al ocurrido durante el periodo intersísmico. Después de un terremoto le sigue el periodo denominado postsísmico, que es de corta duración (horas a pocos años según la magnitud del terremoto) y durante este se produce un deslizamiento lento en la zona de ruptura causada por la respuesta friccional de la interfaz de subducción (e.g., *Lange et al.*, 2014), fallamiento en la corteza (e.g., *Aron et al.*, 2013) y relajación viscoelástica del manto (e.g., *Wang et al.*, 2012). Este trabajo se enfoca en el estudio de la deformación intersísmica para entender el deslizamiento (o su ausencia)

en el contacto interplaca de subducción en la zona de estudio.

En un margen de subducción ocurren distintos tipos de sismos. La mayor fuente sismogénica en la zona de estudio corresponde a los sismos interplaca que están ubicados en el contacto de subducción hasta aproximadamente los 50-70 km de profundidad. Asociado a estos, la zona de ruptura de los grandes terremotos ocurre más superficialmente, por ejemplo, los deslizamientos del terremoto del Maule 2010 y de Iquique 2014 se extienden hasta aproximadamente los 45 km de profundidad (*Moreno et al.*, 2012; *Duputel et al.*, 2015). Luego, los tipos de sismos con hipocentros más profundos corresponden a la sismicidad de intraplaca de profundidad intermedia que se localiza en el manto, y su origen está asociado principalmente a cambios de fase en la mineralogía de la placa subductante. Finalmente y en menor proporción están los sismos de intraplaca cortical e intraplaca *outer-rise*, estos últimos ocurren en la placa oceánica en la flexura que se produce en su parte superior.

Debido a la diferencia de edad, temperatura, densidad y composición presente dentro de una misma placa tectónica, y a la presencia de ciertas estructuras geológicas en su superficie, tales como *ridges*, *hotspots*, y zonas de fractura en la placa oceánica, además de heterogeneidades tanto en la composición como en la presencia de estructuras heredadas en la placa continental, el contacto entre las placas es heterogéneo a lo largo de todo Chile. Estas heterogeneidades se podrían traducir en variaciones en el comportamiento mecánico del contacto sismogénico a lo largo del margen. En la Figura 2.1 se muestran curvas de nivel de profundidad del contacto interplaca junto a la sismicidad, topografía y batimetría del área de estudio. En el límite Sur del área de estudio se puede apreciar el comienzo de la zona de subducción plana y como la mayor parte de los sismos se ubican cercanos al contacto sismogénico. Cabe mencionar que debido a que la subducción plana comienza a mostrarse a los 100 km de profundidad, no se considera para la inversión del acoplamiento ya que se estima que este ocurre hasta 50 km de profundidad (*Hayes et al.*, 2018).

Las estructuras de la placa de Nazca más importantes de la zona de estudio (Figura 2.1) corresponden de Norte a Sur al *Ridge* de Sala y Gomez (25°S) y el *Ridge* de Copiapó (27.5°S). La influencia de estas estructuras en el grado de acoplamiento interplaca no está del todo clara por lo que actualmente existen visiones contrapuestas al respecto. Según *Contreras-Reyes & Carrizo* (2011), la flotabilidad de los *ridge* subductados aumentarían el acoplamiento en la zona interplaca, mientras que una mayor cantidad de sedimentos tendría el efecto inverso, disminuyendo el acoplamiento y permitiendo una mayor distribución de esfuerzos en el contacto. Según este mismo trabajo, la combinación de ambos rasgos, provocarían en el Norte de Chile, una alta heterogeneidad de la distribución de esfuerzos, con zonas de alto relieve y alto acoplamiento, divididas por zonas de bajo relieve y bajo acoplamiento, que favorecerían la ocurrencia de terremotos pequeños. Mientras que en el Sur, los esfuerzos se transmitirían de forma más homogénea, lo que favorecería la propagación de la ruptura, siendo esta zona capaz de generar grandes terremotos. Por otro lado, el trabajo de *Wang & Bilek* (2014) propone una relación distinta, en donde la subducción de estructuras de topografía irregular como los *ridges* favorecerían un deslizamiento asísmico, que luego actuarían como barreras en la propagación de grandes terremotos. De acuerdo con esta propuesta, el trabajo en el Norte de Chile de *Geersen et al.* (2015) encuentra que las zonas donde subducta el *ridge* de Iquique están altamente fracturadas y que estas condiciones favorecerían un deslizamiento asísmico y la nucleación de pequeños terremotos. Por lo tanto, se originaría la presencia de

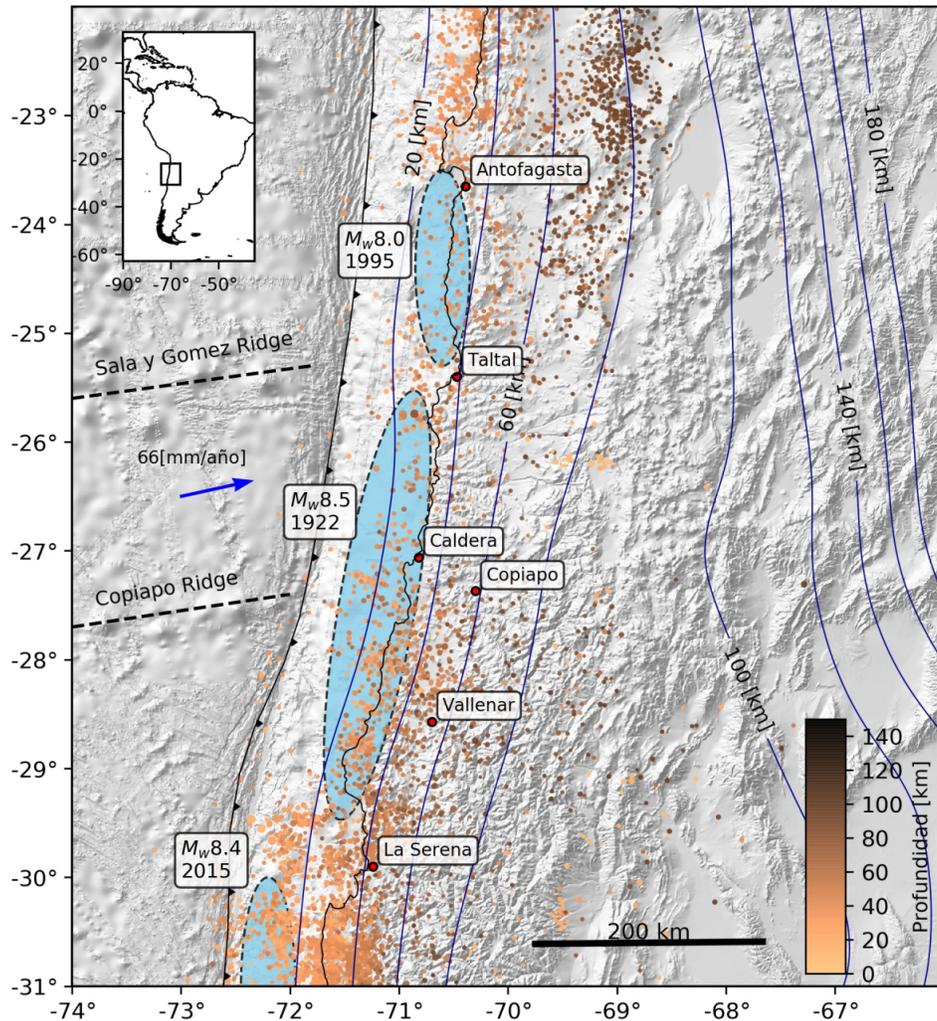


Figura 2.1: Mapa de ubicación de la zona de estudio, ubicación de ciudades importantes, sismicidad reciente (catalogo CSN entre los años 2010-2016 y magnitudes mayores a 2,5), contorno del contacto interplaca en líneas azules (Hayes et al., 2018), extensión aproximada de los terremotos de los últimos 100 años en elipses celestes (Beck et al., 1998; Delouis et al., 1997; Ruiz & Madariaga, 2018) y las morfoestructuras más importantes de la placa de Nazca en líneas segmentadas .

zonas con muy baja acumulación de energía elástica de deformación, que actuaría de “barrera” para la propagación de la ruptura del terremoto de Iquique, evitando que esta se extendiera más hacia el Sur.

La estructura cortical más importante de la zona de estudio corresponde a la Zona de Falla de Atacama (ZFA) (figura 2.2). La ZFA tiene una extensión de ~ 1000 km, desde los 21°S a 30°S y está dividida en tres segmentos: Salar del Carmen, Paposo y El Salado. Se estima que su existencia data desde el Cretácico como una falla normal que posteriormente tendría un comportamiento transcurrente sinistral (Ruthven et al., 2020). Actualmente su dinámica cuaternaria no es muy clara, aunque el trabajo de González L. et al. (2006) encuentra desplazamientos verticales de 0,01 mm/año asociados al Salar del Carmen.

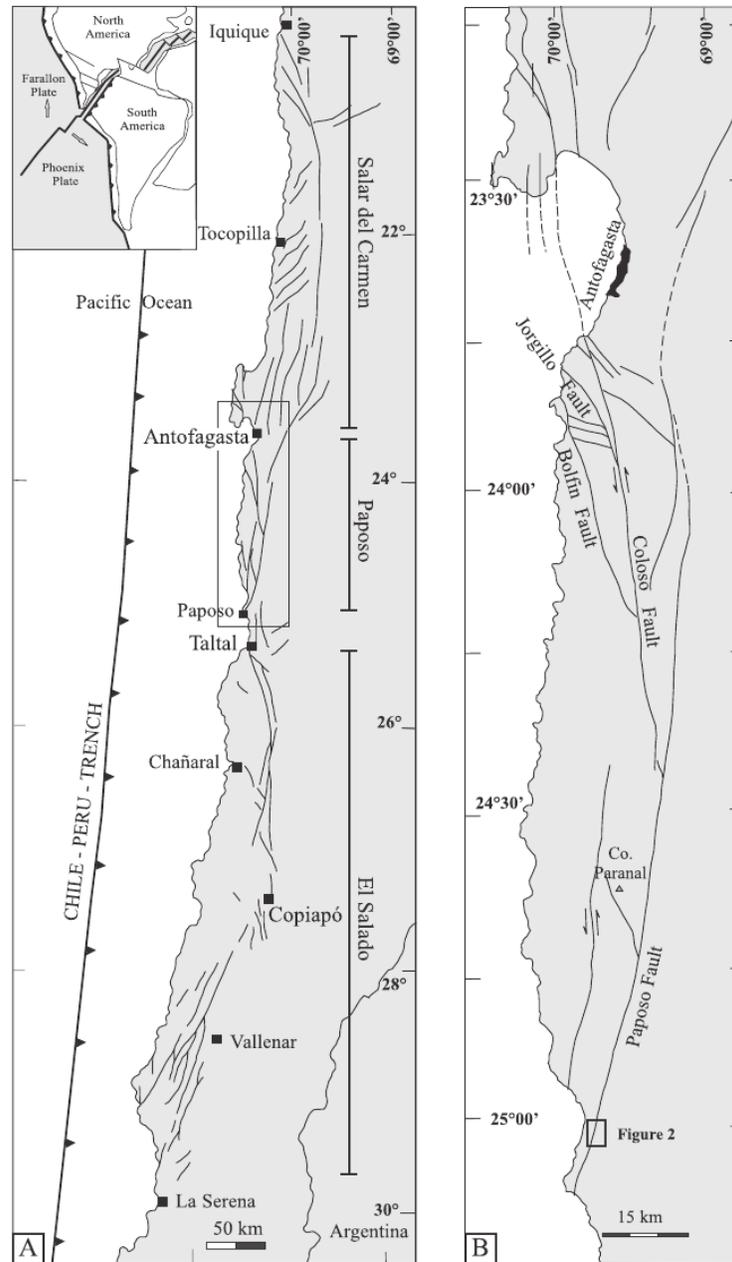


Figura 2.2: Extensión y segmentación de la Zona de Falla de Atacama (ZFA). Extraído de *Ruthven et al.* (2020).

Las morfoestructuras del antearco de la zona de estudio corresponden a la Cordillera de la Costa Norte y Depresión Intermedia. Además, en la Cordillera de los Andes se encuentra el límite entre Cordillera Frontal y Cordillera de Domeyko a los $\sim 27^{\circ}\text{S}$, cuyo límite coincide también con la reaparición del Valle Central al Norte y el vulcanismo en la Cordillera Occidental al Este de la Cordillera de Domeyko. La Cordillera de Domeyko tiene estilo estructural de piel gruesa asociada a fallas normales mesozoicas invertidas (*Amilibia et al.*, 2008).

Los grandes terremotos históricos en la zona de estudio corresponden al Terremoto de Antofagasta de 1922 (M_w 8,0), Taltal de 1966 (M_s 7.7), Atacama 1819 (M_w 8.3) y 1922 (M_w

8.5) (e.g., *Comte et al.*, 2002; *Ruiz & Madariaga*, 2018). En la Figura 2.3 se muestran los terremotos históricos de magnitud mayor a 8 en Chile de los últimos 200 años, y las brechas sísmicas presentes en la actualidad, junto a la extensión espaciotemporal de los trabajos que han realizado mediciones de campaña GNSS en los últimos 30 años.

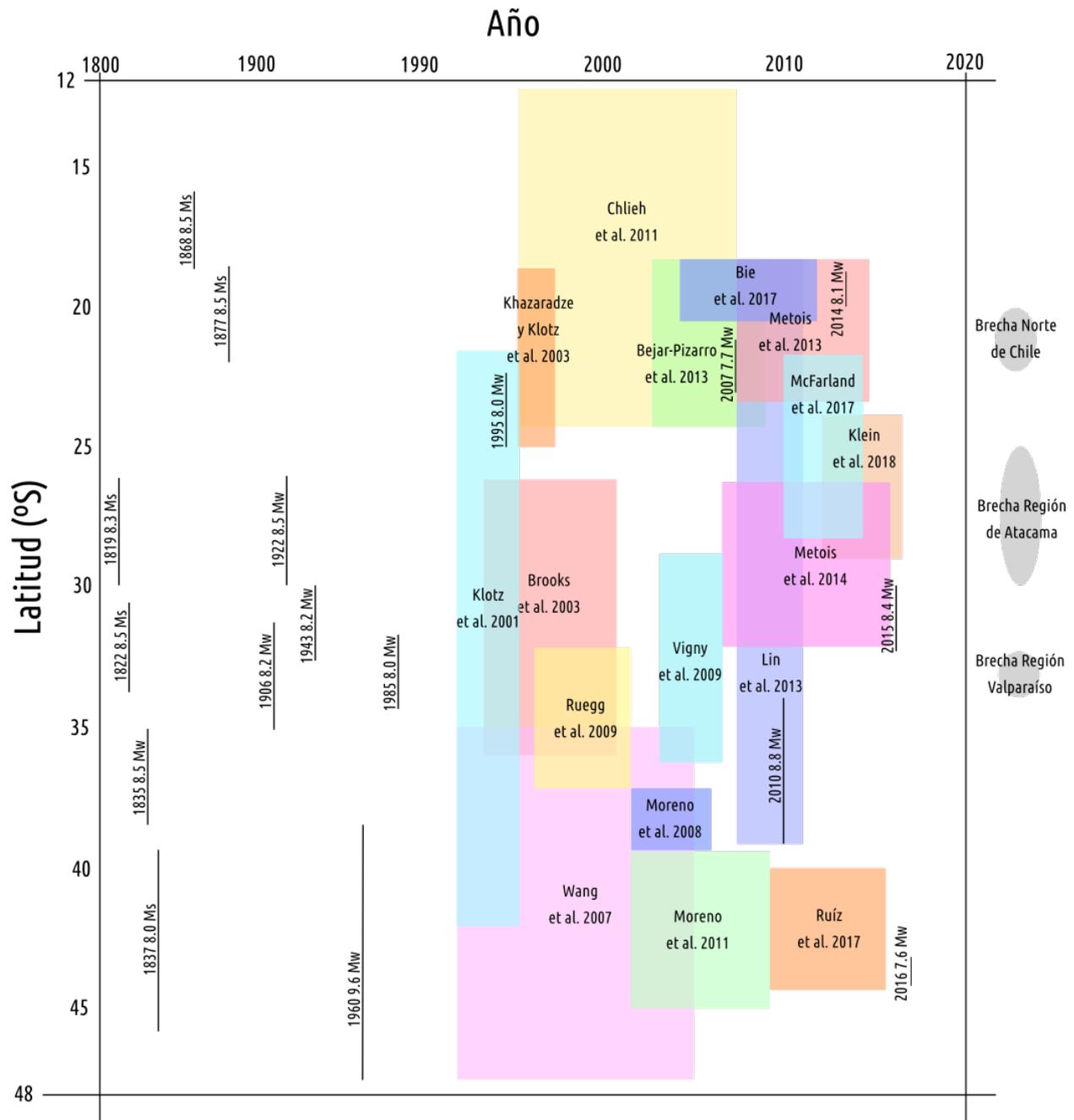


Figura 2.3: Antecedentes y estudios publicados a la fecha. Líneas negras indican la longitud de ruptura de terremotos históricos junto a su año y magnitud. Cuadrados de colores indican la extensión temporal y latitudinal de la adquisición de datos GNSS de estudios publicados a la fecha con velocidades intersísmicas. Notar cambio de escala temporal de 100 a 10 años después del año 1990.

2.2. Recopilación de Mediciones GNSS de Estudios Previos

Los datos utilizados en el presente trabajo corresponden a una recopilación de observaciones GNSS debidamente tabuladas en publicaciones científicas de las últimas tres décadas. Las observaciones GNSS recopiladas corresponden a campañas GNSS para la medición de velocidades intersísmicas. Además, algunos conjuntos de datos incorporan (en menor cantidad) estaciones permanentes de la red GNSS administrada por el CSN. Un resumen de los trabajos encontrados y bases de datos recopiladas se muestra en la Figura 2.3.

Con el fin de observar la variación espaciotemporal del acoplamiento intersísmico a lo largo de tres décadas de mediciones, se construyó una base de datos con las velocidades GNSS que incluye el nombre de la estación, su ubicación, velocidades horizontales y verticales (si está disponible), la fecha de la primera y última medición de cada punto de observación. Debido a la completitud de la base de datos, la selección espaciotemporal de las observaciones se realiza individualmente para cada estación. Por lo tanto, las velocidades seleccionadas no corresponden al conjunto completo de las publicaciones señaladas, sino que se seleccionan solo aquellas estaciones que se encuentran en el área y periodo de tiempo de interés.

Para realizar este estudio, se seleccionaron aquellas estaciones entre 23°S y 30°S agrupadas en dos periodos de tiempo. Las velocidades seleccionadas son mostradas en la Figura 2.4 (tabla con ubicación de estaciones y sus velocidades en anexos). El primer periodo seleccionado es entre los años 1990 y 2000. En este periodo de tiempo para la zona de Copiapó se tienen registro de velocidades GNSS de tres publicaciones. La primera corresponde al trabajo de *Klotz et al.* (2001) cuyas velocidades están expresadas según Sudamérica estable (lamentablemente sin entregar mayores detalles de la realización de este marco de referencia), la segunda corresponde a *Khazaradze & Klotz* (2003) cuyas velocidades están expresadas según Sudamérica estable con un polo de Euler de 48,8°N, 91,7°W, 0,59 $\frac{\circ}{M.a.}$. Ambos trabajos utilizan el sistema de referencia ITRF97. Finalmente *Brooks et al.* (2003) cuyas velocidades también están expresadas según Sudamérica estable con un polo de Euler de 61.1°N, 93,6°W y 0,57 $\frac{\circ}{M.a.}$, sin especificar el sistema ITRF utilizado. Debido a que estos son los únicos datos que se tienen para la década de los 90 y a la falta de información provista por los autores en estos trabajos (detalles del sistema de referencia y polo de Euler utilizado para fijar Sudamérica estable), se prefiere utilizar los datos sin aplicar ninguna transformación para homogeneizar el sistema de referencia de estos, esta es una fuente de error que afectará la modelación y por ende esta última solo tendrá un carácter referencial en este trabajo. Otro factor relevante de las velocidades presentadas por estas publicaciones es que las observaciones se realizaron en un intervalo de tiempo que incluye el terremoto de 1995, aunque los autores aseguran que el efecto del terremoto fue removido de las velocidades presentadas. Se le suma a esto que los datos disponibles para este periodo son pocos y de menor calidad comparado a observaciones más actuales. Sin embargo, se realiza una modelación con estos datos dado su valor histórico y porque su uso permite una aproximación de primer orden a entender la evolución espaciotemporal del acoplamiento intersísmico en la escala de décadas.

Como se muestra en la Figura 2.3, las mediciones entre los años 2000-2010 (*Wang et al.*, 2007; *Moreno et al.*, 2008; *Ruegg et al.*, 2009; *Vigny et al.*, 2009; *Chlieh et al.*, 2011; *Moreno et al.*, 2011; *Béjar-Pizarro et al.*, 2013; *Lin et al.*, 2013; *Bie et al.*, 2017; *Ruiz et al.*, 2017)

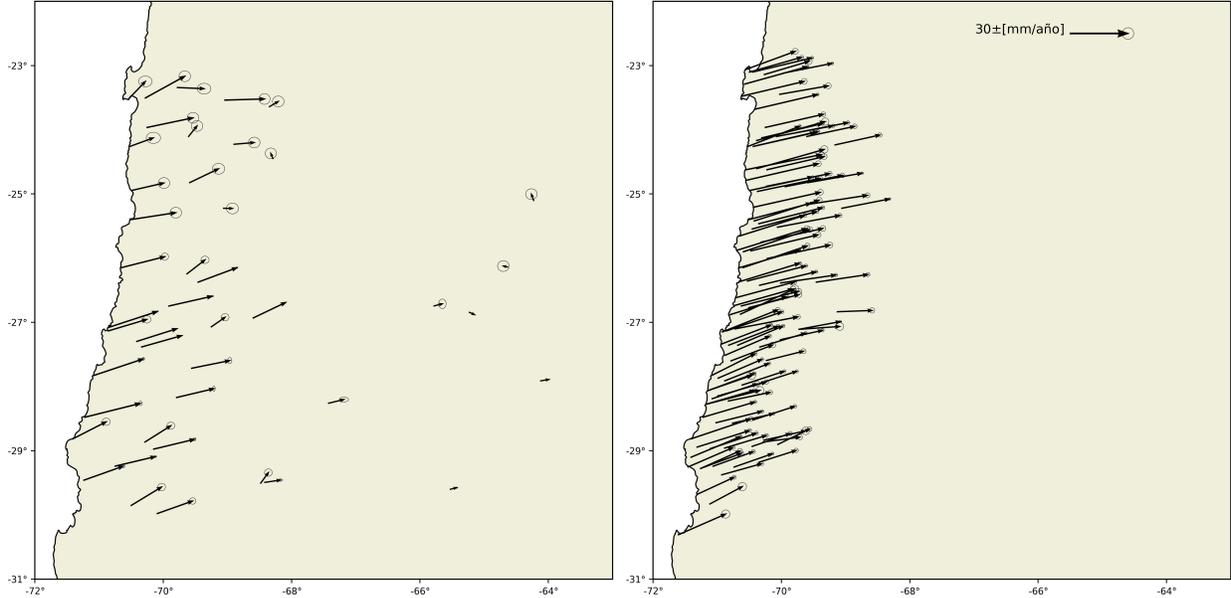


Figura 2.4: Conjuntos de datos de velocidades intersísmicas utilizadas en este trabajo. Mapa a la izquierda corresponde a las velocidades medidas en el periodo 1990-2000 y mapa de la derecha contiene las velocidades medidas en el periodo 2010-2016.

se realizaron mayormente fuera del área de estudio, por lo que no se realiza ningún análisis para este periodo de tiempo. Por lo tanto, el segundo periodo a analizar en este trabajo corresponde a los años 2010-2016. En este periodo se tienen los datos de los trabajos de *Métois et al. (2014)*, *McFarland et al. (2017)* y *Klein et al. (2018a)* cuyas velocidades están expresadas en ITRF2008 y sin Sudamerica estable (a excepción de *McFarland et al. (2017)* que solo entrega las velocidades con Sudamerica fijo). *Métois et al. (2014)* fija Sudamerica con un polo de Euler de $25,4^{\circ}\text{S}$, $124,6^{\circ}\text{W}$ y $0,11 \frac{\circ}{\text{M.a.}}$ que corresponde a NNR-Nuvel-1A, además tiene la característica de ser el único de los trabajos recopilados que incorpora velocidades verticales (aunque estas quedan al Sur del área de estudio y por lo tanto no son aplicables). El trabajo de *McFarland et al. (2017)* presenta las velocidades intersísmicas con Sudamerica fijo utilizando el polo definido en *Kendrick et al. (2003)* que corresponde a $61,0^{\circ}\text{N}$, $94,4^{\circ}\text{W}$ y $0,569 \frac{\circ}{\text{M.a.}}$. Finalmente, el trabajo de *Klein et al. (2018a)* utiliza un polo de Euler $20,9^{\circ}\text{S}$, $128,6^{\circ}\text{W}$ y $0,122 \frac{\circ}{\text{M.a.}}$.

Para construir el conjunto de datos para la inversión de acoplamiento, se transforman las velocidades a Sudamerica estable de los trabajos de *Métois et al. (2014)* y *Klein et al. (2018a)* desde las velocidades expresadas en el sistema ITRF2008, usando un mismo polo de Euler ($20,9^{\circ}\text{S}$ $128,6^{\circ}\text{W}$ y $0,122 \frac{\circ}{\text{M.a.}}$). Por simplicidad, no se utilizan los datos de *McFarland et al. (2017)* puesto que estos están concentrados sobretudo en la zona de tras arco de la cordillera y las velocidades observadas en esa región no pueden ser modeladas por el modelo de acoplamiento elástico que se define en este trabajo en el capítulo 3.

El trabajo de *Métois et al. (2014)* incluye algunas estaciones al Sur de los 30°S que no son mostradas en la Figura 2.4, esto debido a que la región en donde se realiza la inversión

de acoplamiento intersísmico, como se explica en el capítulo 3, se extiende hasta los 30°S. También es importante recalcar, que los datos publicados en *Klein et al.* (2018a) incluyen parte de las observaciones medidas en *Métois et al.* (2014), donde las observaciones del primero fueron medidas entre los años 2012 y 2016 y las del segundo entre los años 2004 y 2012. Los puntos de observación de *Métois et al.* (2014) medidos previos al 2010 en su mayor parte quedan fuera del área de estudio, y los que están dentro se removieron para conservar la consistencia temporal dentro de los datos utilizados para la inversión de acoplamiento intersísmico. Finalmente, cabe mencionar que varios puntos medidos en *Métois et al.* (2014) fueron medidos nuevamente en *Klein et al.* (2018a) posterior al 2010, presentando variaciones de 1 a 2 mm/año.

Capítulo 3

Metodología

En el presente capítulo, se exponen los pasos necesarios para plantear los problemas inversos a resolver. Se hace una revisión del método de mínimos cuadrados que se utiliza para estimar el campo de deformación y rotación intersísmico y para la estimación del acoplamiento intersísmico. Además, se presenta la construcción del modelo físico-teórico que se utiliza para modelar la deformación intersísmica y las consideraciones en cuanto a cuantificar la incertidumbre de la predicción de dicho modelo.

3.1. Análisis y Caracterización de la Deformación y Rotación Intersísmica

Para obtener un campo de deformación y rotación intersísmico se hace uso de los mínimos cuadrados simples con pesos para calcular el tensor de gradiente de velocidades. Este tensor se compone de las derivadas parciales espaciales del campo de velocidades intersísmico. El problema inverso, planteado como un problema de Mínimos Cuadrados con Pesos, se presenta en la ecuación 3.1. En esta ecuación se observa la relación entre parámetros del modelo \mathbf{m} que se busca estimar (las componentes del tensor de gradiente de velocidades), las observaciones de velocidad cortical en superficie \mathbf{d}^{obs} (velocidades intersísmicas) y la matriz de funciones de Green \mathbf{G} que representa la física del problema. La matriz de pesos \mathbf{W} tiene por objetivo que algunas observaciones pesen más que otras. Usualmente se utiliza $\mathbf{W} = \mathbf{W}_d$ como una forma de incorporar los errores observacionales a la inversión, donde \mathbf{W}_d se obtiene usando la descomposición de Cholesky de la matriz de covarianza de los errores observacionales \mathbf{C}_d , siguiendo la relación $\mathbf{C}_d^{-1} = \mathbf{W}_d^T \mathbf{W}_d$.

$$\min_{\mathbf{m}} \|\mathbf{W}(\mathbf{G}\mathbf{m} - \mathbf{d}^{\text{obs}})\|_2^2 \quad (3.1)$$

Como alternativa, la matriz de pesos también puede plantearse como $\mathbf{W} = \mathbf{W}_\Delta$, calculada según la ecuación 3.2 como propone *Cardozo & Allmendinger (2009)*, para asignar pesos a las observaciones que decaen con la distancia Δ entre el punto en que se quiere estimar el tensor de gradiente de velocidad y cada punto n de observación, con una constante de decaimiento

α . Para ejemplificar esto último, los puntos de observación a una distancia de 1α contribuyen en un 67 % a la solución, mientras que estaciones a 3α contribuyen menos que un 1 % (figura 3.1).

$$\mathbf{W}_\Delta = \exp\left(\frac{-\Delta^2}{2\alpha^2}\right) \quad (3.2)$$

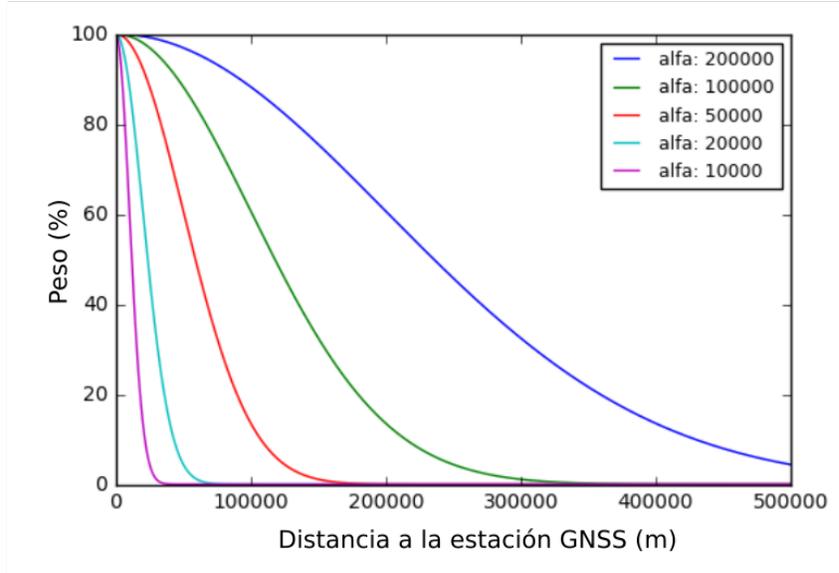


Figura 3.1: Gráfico que muestra el decaimiento del peso de la estación según la constante de decaimiento α . Modificado de <https://gitlab.com/vicenteyanez/GFA>

Para calcular el campo de deformación desde las velocidades intersísmicas observadas, primero se plantea el problema teórico según la ecuación 3.3 de *Cardozo & Allmendinger* (2009), donde \mathbf{u} corresponde a las velocidades predichas en cada componente horizontal (superíndice representa la estación y subíndice la componente), \mathbf{X} corresponde a las coordenadas horizontales de cada estación con respecto al punto donde se estima el tensor de gradiente de velocidad, y las derivadas espaciales del campo de velocidades corresponde a los parámetros de \mathbf{L} (ecuación 3.4).

$$\underbrace{\begin{bmatrix} u_1^1 \\ u_2^1 \\ u_1^2 \\ u_2^2 \\ \dots \\ \dots \\ u_1^n \\ u_2^n \end{bmatrix}}_{\mathbf{u}} = \underbrace{\begin{bmatrix} 1 & 0 & X_1^1 & X_2^1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & X_1^1 & X_2^1 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ 1 & 0 & X_1^n & X_2^n & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & X_1^n & X_2^n \end{bmatrix}}_{\mathbf{G}} \underbrace{\begin{bmatrix} t_1 \\ t_2 \\ L_{11} \\ L_{12} \\ L_{21} \\ L_{22} \end{bmatrix}}_{\mathbf{m}} \quad (3.3)$$

$$\mathbf{L} = \begin{bmatrix} \frac{\partial u_x}{\partial x} & \frac{\partial u_x}{\partial y} \\ \frac{\partial u_y}{\partial x} & \frac{\partial u_y}{\partial y} \end{bmatrix} \quad (3.4)$$

Luego, incorporando la matriz de peso 3.2, y las velocidades intersísmicas observadas (\mathbf{d}^{obs}), la solución del problema 3.1 queda descrita por la ecuación 3.5 y la incertidumbre de dichas estimaciones queda caracterizada por la matriz de covarianza descrita en la ecuación 3.6.

$$\mathbf{m} = (\mathbf{G}^T \mathbf{W}_\Delta^T \mathbf{W}_\Delta \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{W}_\Delta^T \mathbf{W}_\Delta \mathbf{d}_{\text{obs}} \quad (3.5)$$

$$\mathbf{C}_m = (\mathbf{G}^T \mathbf{W}_\Delta^T \mathbf{W}_\Delta \mathbf{G})^{-1} \quad (3.6)$$

Cabe mencionar que este problema inverso debe resolverse para cada punto en que se quiera calcular el tensor de gradiente de velocidades, el conjunto de dichos puntos se definen como una malla cuadrada de 800 puntos en la superficie de la corteza terrestre en la zona de estudio. Notar que la malla construida para este propósito es distinta a la malla utilizada para la estimación del acoplamiento intersísmico, ya que esta última es definida en el contacto de subducción.

El tensor de gradiente de velocidades \mathbf{L} se puede separar en su componente simétrica que corresponde a la deformación interna del medio, que se denomina como tensor de deformación \mathbf{S} (ecuación 3.7). Por otro lado la componente antisimétrica corresponde a la rotación de cuerpo rígido, que se denomina como tensor de vorticidad \mathbf{V} (ecuación 3.8).

$$\mathbf{S} = \frac{1}{2}(\mathbf{L} + \mathbf{L}^T) \quad (3.7)$$

$$\mathbf{V} = \frac{1}{2}(\mathbf{L} - \mathbf{L}^T) \quad (3.8)$$

Desde el tensor \mathbf{V} se calcula el vector de vorticidad w_z , este vector es paralelo al vector de velocidad angular, dos veces su magnitud e indica tanto la dirección como la tasa de rotación del medio en un punto. El vector de vorticidad sería el eje central sobre el cual rota el medio y su magnitud indica la tasa de rotación en ese punto. Siguiendo la regla de la mano derecha, un valor negativo de w_z indica un sentido de rotación horario, mientras que un valor positivo indica un sentido de rotación antihorario. Dado a que solo se tienen velocidades horizontales, en este trabajo se utiliza únicamente la componente vertical de este vector, que se denomina como vorticidad vertical w_z (ecuación 3.9), esto quiere decir que la rotación medida ocurre únicamente en una superficie horizontal.

$$w_z = 2\mathbf{V}_{21} \quad (3.9)$$

Desde el tensor \mathbf{S} se calcula la variación de volumen del medio (ecuación 3.10). Un valor positivo indica una extensión y un valor negativo indica una compresión. Además, desde el tensor \mathbf{S} se calculan los vectores propios de este tensor, que indican las direcciones principales de compresión y dilatación del medio.

$$\Delta_{volumen} = \mathbf{S}_{1,1} + \mathbf{S}_{1,2} \quad (3.10)$$

La vorticidad cinemática W_k corresponde a la razón entre la tasa de rotación y la tasa de deformación (ecuación 3.11 según *Davis & Titus* (2011)). Un valor de $W_k = 0$ indica una deformación no rotacional (cizalle puro). En el caso de una rotación rígida sin deformación ($|S| = 0$) el valor de W_k tiende a infinito. Finalmente, un valor de $W_k = 1$ indica un cizalle simple (*Tikoff & Fossen*, 1995).

$$W_k = \frac{|\mathbf{V}|}{|\mathbf{S}|} \quad (3.11)$$

3.2. Inversión del Acoplamiento Intersísmico

3.2.1. Construcción del Modelo Físico

Para la construcción del modelo físico que se utiliza para modelar los procesos de deformación intersísmica en la litósfera se utiliza el modelo de estructura de velocidades de capas planas del Centro Sismológico de Chile para las latitudes 26°S y 29°S (P. Manriquez comunicación personal) que se presenta en la tabla 3.1).

Densidad [$\frac{gr}{cm^3}$]	Velocidad Onda P [$\frac{km}{s}$]	Velocidad Onda S [$\frac{km}{s}$]	Espesor[km]
2,7316	6,130	3,46328	5,0
2,7636	6,230	3,51977	5,0
2,8116	6,380	3,60452	10,0
2,8564	6,520	3,68362	10,0
2,8580	6,525	3,68644	10,00
3,0324	7,070	3,99435	10,00
3,1860	7,550	4,26554	10,00
3,2692	7,810	4,41243	20,00
3,4132	8,260	4,66667	20,00
3,4196	8,280	4,67797	S.E.

Tabla 3.1: Modelo de Capas planas utilizado en la inversión. S.E. se refiere al semiespacio.

Para modelar el acoplamiento intersísmico, se modelan dislocaciones en el contacto de interplaca de subducción. La geometría para la interfaz de subducción se define según el modelo de *Slab 2.0* (*Hayes et al.*, 2018), del cual se genera una malla triangularizada (figura 3.2) con el objetivo de modelar la dislocación que ocurre en cada triángulo de la malla. Dicha dislocación se parametriza en una componente paralela y otra perpendicular a la dirección de convergencia de las placas tectónicas en cada triángulo de la malla. La malla triangularizada se construye entre las latitudes 21° y 32°S (se extiende más hacia el Norte y hacia el Sur de la

zona de estudio para evitar efectos de borde) y un rango de profundidades desde la fosa hasta los 70 km de profundidad. Cabe notar que aunque la zona entre los 30 y 34°S corresponde a la zona de subducción plana o *flat-slab*, esta anomalía se expresa a una profundidad mayor a los 70 km, por lo que su geometría no tendría un efecto en este trabajo.

Para generar la matriz de funciones de Green del problema inverso, se utiliza el programa EDKS (Elementary Dislocation Kernel Source, Luis Rivera - comunicación personal) el cual utiliza un medio elástico estratificado con capas planas para calcular una base de datos de *kernels* que relacionan dislocaciones unitarias en fuentes puntuales con desplazamientos en superficie. El programa EDKS define una serie de fuentes puntuales en profundidad y de receptores alineados en superficie, donde se calculan los desplazamientos producidos por cada una de las 6 componentes independientes del tensor de momento para cada fuente puntual. Las ecuaciones de movimiento que se utilizan dentro del programa EDKS son las descritas en *Kennet* (2009), las cuales fueron modificadas por Luis Rivera para poder imponer la condición de frecuencia angular igual a cero, es decir, para obtener los desplazamientos estáticos (remanentes) causados por una fuente puntual. En la malla definida (figura 3.2) se consideran fuentes puntuales (puntos de colores) con igual mecanismo focal y amplitud de dislocación para cada subfalla triangular. Luego se simula la dislocación finita sobre la subfalla triangular integrando numéricamente sobre las fallas puntuales de cada subfalla. La malla tiene un total de 854 triángulos, cada uno con una longitud característica de aproximadamente 25 km y con 4 fuentes puntuales en su interior.

Finalmente, para modelar la acumulación de deformación en el margen de subducción se utiliza el modelo de *backslip* (*Savage*, 1983). El modelo de *backslip* representa el proceso de acumulación de deformación elástica como la suma de un movimiento inverso estacionario en el contacto de interplaca (que no genera deformación) y de un deslizamiento normal suplementario para representar el déficit de dislocación intersísmico en el contacto debido al acoplamiento. El modelo de *backslip* se considera como una aproximación elástica suficiente para modelar el acoplamiento de interplaca y es utilizada en trabajos científicos en la actualidad (e.g., *Klein et al.*, 2018a; *McFarland et al.*, 2017; *Métois et al.*, 2013, 2014, 2016).

3.2.2. El Problema de las 3 Placas y Otras Consideraciones

Para calcular el acoplamiento, las velocidades intersísmicas son modeladas como una combinación de deformación elástica de la placa cabalgante debido al acoplamiento de la interfaz de subducción. En este contexto, las velocidades intersísmicas son expresadas relativas al movimiento de la placa de Nazca con la placa de Sudamérica estable. Sin embargo, los modelos de acoplamiento en la interface de subducción fallan en predecir los desplazamientos corticales en el campo lejano incluso considerando un acoplamiento completo hasta 50 km de profundidad; es por esto que varios autores han señalado que además se debe modelar la rotación de un bloque rígido o miniplaca de los Andes (*Brooks et al.*, 2003; *Chlieh et al.*, 2011; *Métois et al.*, 2013, 2014) o incluso bloques regionales (*Klein et al.*, 2018a).

En el caso del bloque de los Andes, conceptualmente correspondería a la Cordillera de los Andes desde el Altiplano hasta la Cordillera Frontal, mientras que el área comprendida entre esta y la placa de Nazca sería una zona de deformación elástica, al igual que la zona correspondiente al frente de deformación actual. La incorporación del bloque rígido al modelo

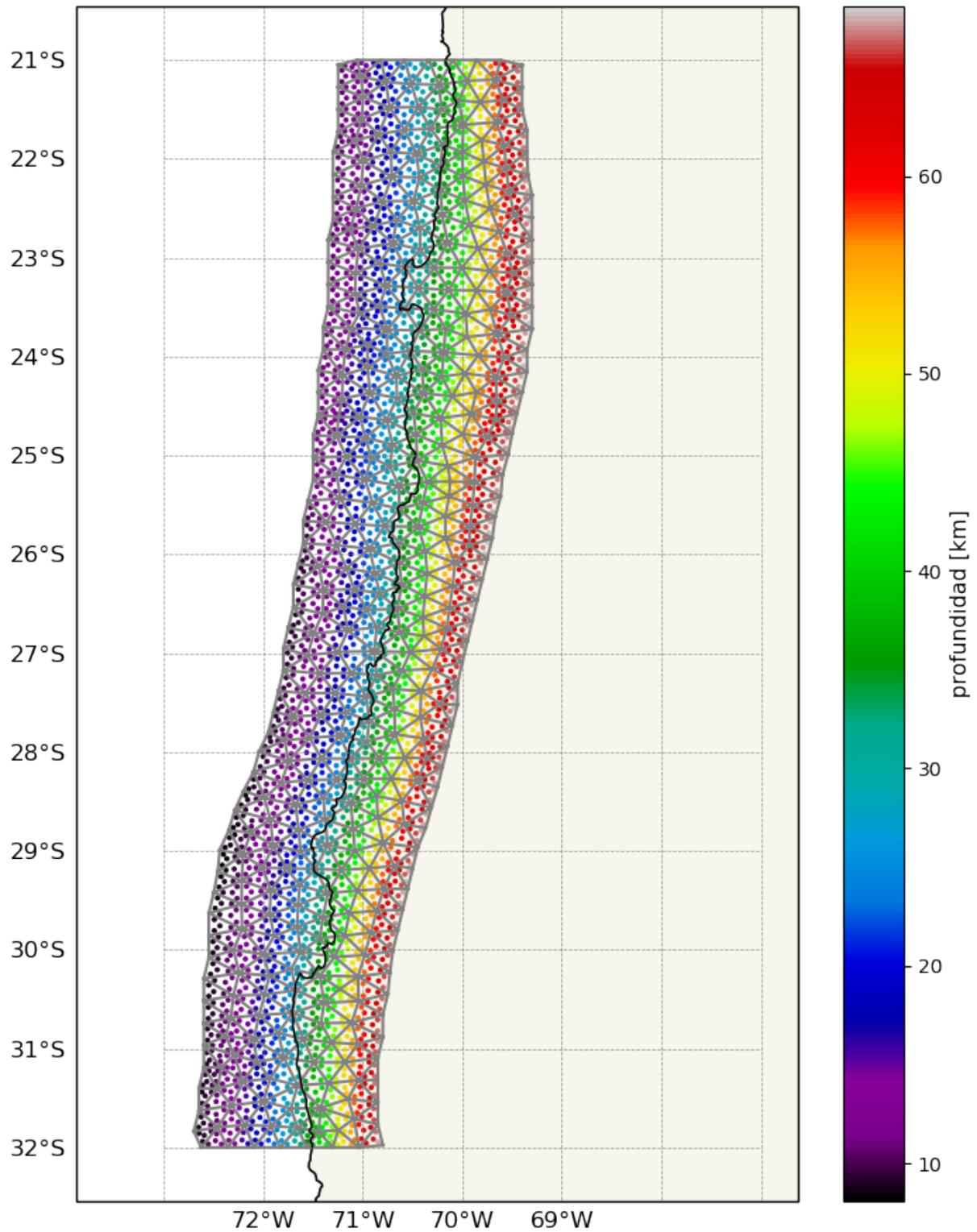


Figura 3.2: Malla triangularizada utilizada en este trabajo que define la interfaz entre placas. Triángulos en líneas grises y fuentes puntuales en puntos de colores.

de acoplamiento mejora la predicción de este en posiciones de la corteza más alejadas de la

costa, sin la necesidad de generar un alto acoplamiento a profundidades mayores de 50 km. Sin embargo, al ser el polo de Euler del bloque un parámetro más dentro de la inversión, se genera un *trade-off* entre la magnitud de la velocidad predicha por el polo y la magnitud de acoplamiento en la interfaz de subducción en profundidad.

Debido a este *trade-off*, trabajos anteriores han encontrado distintas ubicaciones y magnitudes del polo de Euler para describir el movimiento del bloque de los Andes. El trabajo de *Brooks et al.* (2003) propone un polo de $56,5^{\circ}\text{N}$, $113,9^{\circ}\text{W}$ y $0,087\frac{\circ}{\text{M.a.}}$. Luego, el trabajo de *Kendrick et al.* (2006) calcula un polo bastante distinto de 39°S , 64°W y $0,15\frac{\circ}{\text{M.a.}}$. Finalmente, en los últimos años en distintas zonas del Norte de Chile se han encontrado los siguientes polos de Euler obtenidos de manera conjunta con la inversión de modelos acoplamiento: $54,5^{\circ}\text{N}$, $37,5^{\circ}\text{W}$ $-0,15\frac{\circ}{\text{M.a.}}$ (*Métois et al.*, 2013), $39,2^{\circ}\text{N}$, $61,5^{\circ}\text{W}$ $-0,25\frac{\circ}{\text{M.a.}}$ (*Métois et al.*, 2014), y $56,4^{\circ}\text{N}$, $41,3^{\circ}\text{W}$ $-0,12\frac{\circ}{\text{M.a.}}$ (*Métois et al.*, 2016).

Existen además otras consideraciones que se deben tener en cuenta al momento de analizar la deformación intersísmica. En la región de Atacama, *Klein et al.* (2018a) evaluó una anomalía en la zona de Taltal que podría sugerir la presencia de la rotación de un bloque rígido. Además, las consideraciones necesarias se complican si se considera que el porcentaje de la convergencia absorbido por la interfaz acoplada puede corresponder únicamente a un 70 % de la convergencia total, siendo la deformación restante absorbida, debido a un acoplamiento en el nivel de despegue del alzamiento de los Andes (*McFarland et al.*, 2017).

Finalmente, a partir de estudios de series de tiempo GNSS de estaciones continuas, luego de un gran terremoto se ha observado un cambio en las velocidades de los segmentos colindantes a la región de ruptura del terremoto, que eventualmente podrían producir otros eventos sísmicos en estas regiones (*Melnick et al.*, 2017). Estas observaciones están probablemente asociadas a un proceso de relajación viscoelástica del manto, con una escala espacial de longitud de onda de varios cientos de kilómetros. Debido al efecto que podría tener el terremoto de Illapel del 2015, en este trabajo no se utilizan vectores de velocidad posteriores a este evento en la zona Sur del área de estudio.

Por lo expuesto en esta sección, en este trabajo se utiliza con una aproximación distinta para modelar la deformación superficial de la corteza. En vez de agregar a la inversión un polo de Euler para ajustar el movimiento del bloque de los Andes, se modela además un tensor regional de gradiente de velocidades horizontal. Esto permite modelar tanto posibles movimientos de cuerpo rígido, como la deformación interna no asociada a la deformación producida por el acoplamiento de interplaca. Lo anterior se hace sin asumir necesariamente la existencia de un bloque o microplaca, pero que podría ser inferido a través de los resultados de la modelación. Sin embargo, como se expone más adelante en los análisis con datos sintéticos, el tensor de gradiente de velocidades dentro de la inversión, presenta también un *trade-off* entre el nivel de acoplamiento y la amplitud de las componentes del tensor de gradiente de velocidades.

3.2.3. Método de Mínimos Cuadrados con Regularización EPIC Tikhonov Para la Estimación del Acoplamiento Intersísmico

En principio, el problema inverso de estimar la magnitud y el sentido de desplazamiento de una dislocación a partir de observaciones en superficie es lineal si asumimos un comportamiento cuasi estático en un medio elástico y una geometría de falla fija. Este problema inverso lineal se puede resolver usando técnicas de optimización, como el método de mínimos cuadrados utilizado en este trabajo para estimar los deslizamientos en las subfallas que componen la geometría presentada en la sección 3.1.

Sin embargo, el problema inverso descrito es conocido por ser mal condicionado, por lo que cuando se utilizan métodos de optimización, en su resolución es necesario incorporar un término de regularización (información a priori) que imponga suavidad sobre la distribución espacial de los parámetros del modelo. Es decir, se pide que la diferencia de deslizamiento entre las subfallas adyacentes, que compone la geometría de la falla sea la menor posible. Este tipo de problema se puede resolver usando el método de mínimos cuadrados regularizados, cuya definición se presenta en la ecuación 3.12.

$$\min_{\mathbf{m}} \|\mathbf{W}_x(\mathbf{G}\mathbf{m} - \mathbf{d}_{\text{obs}})\|_2^2 + \|\mathbf{W}_h(\mathbf{H}\mathbf{m} - \mathbf{h}_0)\|_2^2 \quad (3.12)$$

La primera parte de la ecuación 3.12 mide que tan bueno es el ajuste de la predicción del modelo de dislocación elástica a las observaciones y la segunda parte al ajuste del modelo a la información a priori definida, el que en el caso de este trabajo, corresponde a medir que tan suave es el campo de dislocación que se estima. En la primera parte de la ecuación 3.12, \mathbf{W}_x es la matriz de peso asociada a los errores observacionales y del modelo físico (capítulo 3.2.4), \mathbf{G} es la matriz con las funciones de Green calculadas con el software EDKS y \mathbf{d}_{obs} es un vector con las velocidades intersísmicas. En la segunda parte de la ecuación 3.12, se incorpora la suavidad mediante una regularización de Tikhonov de orden 2 (*Tikhonov*, 1963). En una regularización de Tikhonov de orden 2 tradicional, esta es representada con el laplaciano entre los parámetros del modelo $\mathbf{H} = \nabla^2$ y $\mathbf{h}_0 = \mathbf{0}$. Luego, \mathbf{W}_h se obtiene mediante una descomposición de Cholesky de la matriz \mathbf{C}_h^{-1} , la inversa de la matriz de covarianza de la información a priori, que es definida como $\mathbf{C}_h = \varepsilon^{-2}\mathbf{I}$, donde ε es el parámetro de regularización que controla el peso de las ecuaciones de regularización en el modelo estimado. Esto equivale a aplicar una regularización uniforme, en el sentido que la suavidad del modelo de dislocación se aplica con la misma fuerza en todas las subfallas. Sin embargo, dado que la información disponible del problema inverso no es homogénea, es decir que las observaciones constriñen mejor unas posiciones de la falla con respecto a otras, la igualdad $\mathbf{C}_h = \varepsilon^{-2}\mathbf{I}$ puede disminuir la resolución del modelo en zonas bien constreñidas, ya que tendría que sobre-suavizarlas para lograr un suavizamiento adecuado en zonas menos constreñidas por las observaciones. Las diferencias en la cantidad de información a priori se puede observar en el área de estudio en que, por ejemplo, no hay observaciones de velocidades intersísmicas cercanas a la fosa y en que en el continente los puntos de medición GNSS están distribuidos de forma heterogénea, dejando zonas sin cubrir, especialmente para el caso de los datos disponibles para el primer periodo. Para subsanar este problema, se utiliza en este trabajo la condición EPIC (Equal Posterior Information Condition) (*Ortega-Culaciati et al.*, en revisión). EPIC impone una condición sobre la matriz de covarianza a posteriori del modelo (\mathbf{C}_m) usando una modifica-

ción a la regularización de Tikhonov de orden 2, determinando una matriz \mathbf{C}_h diagonal, que resulta al aplicar un mayor suavizamiento en las zonas del modelo menor constreñidas por los datos. Con lo anterior se logra obtener un modelo de dislocación más robusto y estable, en que el nivel de suavizamiento para cada región de la falla es determinado por la capacidad de las observaciones de constreñir la dislocación en dichas regiones. Para aplicar la condición EPIC, se resuelve el sistema de ecuaciones no lineales 3.13 para encontrar \mathbf{C}_h , dado un valor escogido de la varianza a posteriori objetivo (σ_t^2), la que se usa como parámetro de regularización a determinar usando un método de selección de clases de modelos (por ejemplo curva L, Validación Cruzada Generalizada, etc). La matriz \mathbf{C}_x corresponde a la matriz de covarianza que incorpora las varianzas de las observaciones y de los errores asociados al modelo físico (sección 3.2.4).

$$[\mathbf{C}_m]_{ii} = [(\mathbf{G}^T \mathbf{C}_x^{-1} \mathbf{G} + \mathbf{H}^T \mathbf{C}_h^{-1} \mathbf{H})^{-1}]_{ii} = \sigma_t^2 \quad (3.13)$$

Es importante notar que con la regularización EPIC Tikhonov, al aumentar la varianza a posteriori objetivo se disminuye el peso de la regularización en la solución del problema inverso. Esto último es debido a que la matriz de pesos \mathbf{W}_h tiene una relación inversa con la matriz de covarianza \mathbf{C}_h . Finalmente, ya que el problema planteado para estimar \mathbf{W}_h dado σ_t^2 es no lineal, este se resuelve usando un método de mínimos cuadrados no lineales basados en el algoritmo *Trust Region Reflective* (Coleman & Li, 1996) disponible en la librería de Python Scipy.

Para estimar el peso que se le da a la regularización con respecto al ajuste de las observaciones se utiliza la técnica de Validación Cruzada Generalizada (GCV) (Craven & Wahba, 1978) con la cual se encuentra el valor óptimo de σ_t^2 . Esta técnica consiste en buscar en un rango de σ_t^2 el valor donde se alcanza el mínimo de la función de costo $g(\sigma_t^2)$ (ecuación 3.14). Donde N corresponde a la cantidad de observaciones y $\mathbf{G}\mathbf{G}^{-g}$ es la matriz de resolución de los datos del problema inverso planteado.

$$g(\sigma_t^2) \approx \frac{N \|\mathbf{G}\mathbf{m}_{\sigma_t^2}^{est} - \mathbf{d}\|_2^2}{(\text{traza}(\mathbf{I} - \mathbf{G}\mathbf{G}^{-g}))^2} \quad (3.14)$$

Además de invertir para estimar el acoplamiento intersísmico, se incorpora en la inversión la estimación de un tensor de gradiente de velocidades regional (\mathbf{L}_{reg}). Este tensor serviría como una aproximación para modelar una deformación regional externa a la deformación asociada al modelo de *backslip*. Por ejemplo, procesos de acortamiento cortical, o efectos de la deformación viscoelástica del manto o movimientos de cuerpo rígido como el bloque de los Andes propuesto por Brooks et al. (2003). La incorporación de \mathbf{L}_{reg} al problema inverso se hace de forma equivalente a lo expresado en la ecuación 3.3 para establecer $m_{regional}$ y $\mathbf{G}_{regional}$. Luego se añade la predicción del campo de velocidades predicha por \mathbf{L}_{reg} a la del modelo de acoplamiento (ecuaciones 3.15 y 3.16). Adicionalmente, se añade información a priori a \mathbf{L}_{reg} , en donde se pide que su predicción sea pequeña, tolerando valores correspondientes a una fracción de la tasa de convergencia de las placas tectónicas, usando la siguiente relación para definir dicha tolerancia, $\sigma_h^{def} = \beta V_{convergencia}$. Aquí, el parámetro β controla el peso que tiene el tensor dentro de la inversión y es asignado manualmente con un valor 0,15

(en anexos se muestra la variación en la predicción de las velocidades al variar el peso del tensor).

$$\mathbf{G} = \begin{bmatrix} \mathbf{G}_{acoplamiento} \\ \mathbf{G}_{regional} \end{bmatrix} \quad (3.15)$$

$$m = \begin{bmatrix} m_{acoplamiento} \\ m_{regional} \end{bmatrix} \quad (3.16)$$

Finalmente cabe mencionar que a diferencia de otros trabajos publicados, dentro de la inversión del acoplamiento intersísmico no es necesario incorporar condiciones de positividad del *backslip*. Esto debido a las propiedades de estabilización de la solución de la regularización EPIC Tikhonov y a que se considera la incertidumbre de predicción del modelo físico, como se explica en la siguiente sección.

3.2.4. Errores Asociados al Modelo Físico

Para un correcto modelamiento inverso es necesario cuantificar la incertidumbre de las variables involucradas en la inversión, observaciones y modelo físico. Los errores observacionales son propios de las limitaciones del instrumento GNSS ya descritas en la sección 3.1 y son representadas a través de la matriz de covarianza de los datos (\mathbf{C}_d). La segunda fuente de incerteza corresponde a los errores de predicción del modelo físico utilizado (\mathbf{C}_p) (*Duputel et al.*, 2014). Es importante considerar estas incertezas debido a que al modelar deformación elástica, los errores de predicción asociados a inexactitudes del modelo físico escalan con la magnitud del deslizamiento de la falla. La suma de ambas incertezas está representada por la matriz de covarianza \mathbf{C}_x que queda definida por $\mathbf{C}_x = \mathbf{C}_d + \mathbf{C}_p$ y que es incorporada a la inversión a través de la descomposición de Cholesky ($\mathbf{C}_x^{-1} = \mathbf{W}_x^T \mathbf{W}_x$) de esta para obtener la matriz de pesos \mathbf{W}_x .

Para estimar el valor de \mathbf{C}_p se implementa la metodología propuesta por *Duputel et al.* (2014), esta consiste en el desarrollo estocástico de un modelo físico directo, la cual se realiza en tres pasos. El primer paso corresponde al cálculo de las funciones de Green (calculadas mediante el software EDKS) para el modelo de capas planas de la tabla 3.1, el cual es perturbado en cada uno de sus parámetros y para cada una de las capas con una perturbación logarítmica de un 10 %, lo que da un total de 30 funciones de Green diferentes. Luego, con las funciones de Green perturbadas se calcula el *Kernel* de sensibilidad (ecuación 3.17), donde Φ es el parámetro de la perturbación realizada y \mathbf{m}_0 son los parámetros invertidos de un modelo previo a la incorporación de \mathbf{C}_p .

$$\mathbf{K}_\Phi(\mathbf{m}_0) = \frac{\partial \mathbf{G}}{\partial \Phi} \cdot \mathbf{m}_0 \quad (3.17)$$

Finalmente, se calcula \mathbf{C}_p según la ecuación 3.18, donde \mathbf{C}_Φ es una matriz diagonal con las varianzas de los valores de los parámetros elásticos del modelo de capas planas utilizado.

$$\mathbf{C}_p = \mathbf{K}_\Phi \cdot \mathbf{C}_\Phi \cdot \mathbf{K}_\Phi^T \quad (3.18)$$

3.3. Pruebas de Sensibilidad y Resolución

Para estudiar la sensibilidad y la respuesta del modelo inverso se generan pruebas de tablero de ajedrez con parches cuyo deslizamiento varía entre valores nulos y la velocidad de convergencia de placas (66 mm/año equivalente a un acoplamiento de 1). Luego se le agrega un error aleatorio gaussiano de una magnitud igual a las desviaciones estándar observacionales. Las pruebas de inversión se realizan incorporando los errores observacionales y de la predicción del modelo físico. Las desviaciones estándar a posteriori objetivo utilizados para la regularización EPIC Tikhonov corresponden a 40 valores entre 4 mm/año hasta 35 mm/año, dentro de los cuales se seleccionará posteriormente el mejor valor usando GCV.

3.3.1. Tablero de Ajedrez: Periodo 1990-2000

Debido a la poca densidad espacial de datos del primer periodo, la prueba sintética se realiza usando un tablero de ajedrez con elementos de un tamaño característico de 200 km, pues al usar modelos sintéticos más finos no es posible recuperar aceptablemente el modelo sintético original. En la figura 3.3 se observa que es posible recuperar a grandes rasgos los parches entre 25°S y 29°S, mientras que en las zonas externas a este rango de latitudes, se recupera únicamente un deslizamiento correspondiente al promedio del modelo sintético en una gran región de la falla. No se incluye el tensor \mathbf{L}_{reg} en las pruebas del primer periodo porque no fue posible invertir en conjunto con la prueba sintética sin afectar negativamente la recuperación del modelo y por lo tanto tampoco se considera al invertir con datos reales.

Para el mejor modelo recuperado en la figura 3.4 se observan residuales equivalentes a 10 mm/año en el límite Norte de la zona de estudio, mientras que el resto de la zona de estudio tiene un mejor ajuste con residuales menores a 5 mm/año. La mala recuperación del modelo y los altos residuales al Norte de los 25°S pueden estar asociados a un alto suavizamiento, pues como se observa en la figura 3.5 esta zona posee una correlación espacial de más de 100 km, limitando la capacidad representativa del modelo. También cabe notar que debido al fuerte suavizado de la solución, el deslizamiento máximo recuperado no alcanza el valor máximo del modelo sintético.

En cuanto al criterio de la función de costo GCV para establecer el valor del parámetro de regularización, debido que se está utilizando la condición EPIC para la regularización, un mayor valor del parámetro de regularización (varianzas a posteriori objetivos σ_t^2) tiende a disminuir el peso de la regularización en el modelo invertido. Por lo tanto, aunque los problemas del modelo sintético para este periodo puedan estar asociados a un extremo suavizado del modelo, se descartaron los modelos menos suavizados pues además de ser más inestables presentan la tendencia de concentrar valores altos de deslizamiento en profundidad. Por otro lado, también se ensayaron modelos más regularizados con valores menores de σ_t para la regularización, sin embargo esto no mejoró ni la función de costo ni la calidad del modelo sintético recuperado.

Las importantes falencias del modelo sintético recuperado, nos indican que, con la cantidad, calidad y distribución espacial de observaciones, además de la ausencia de datos en la componente vertical de las velocidades corticales, solo es posible obtener una aproximación de primer orden de la distribución del acoplamiento para este periodo de tiempo. Por lo que los resultados a partir de los datos observacionales deben ser solo entendidos según estas

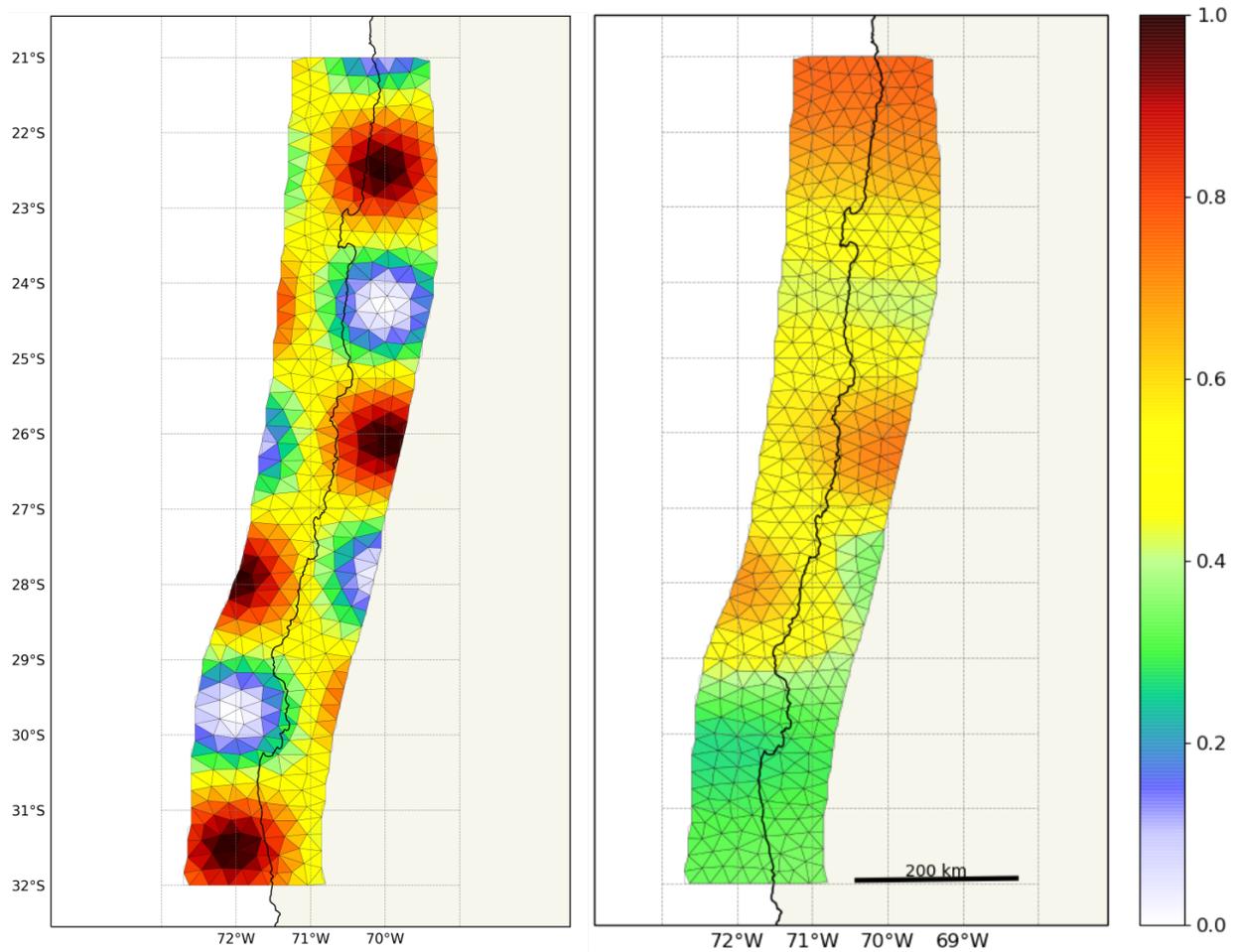


Figura 3.3: Modelo sintético (izquierda) y modelo recuperado (derecha). Flechas en blanco indican dirección de desplazamiento del bloque superior. Escala de colores representa la magnitud de los desplazamientos de cada subfalla.

limitantes, siendo su análisis de una importancia más bien histórica y por la completitud de este estudio.

Otro resultado que indica lo anteriormente expuesto, es que la longitud de correlación (figura 3.5), calculada en base a la matriz de covarianza a posteriori \mathbf{C}_m , no aumenta fuertemente hacia la fosa o en el límite más profundo de la malla como sería de esperar por la falta de observaciones que constriñen bien la dislocación en estas zonas. Probablemente este comportamiento sería producto de que el modelo está mal constreñido en el mismo continente, por lo que en general este modelo se encuentra altamente suavizado. Por lo expuesto, al interpretar los resultados con observaciones reales se enfatiza en la variación latitudinal del acoplamiento más que en una variación en profundidad.

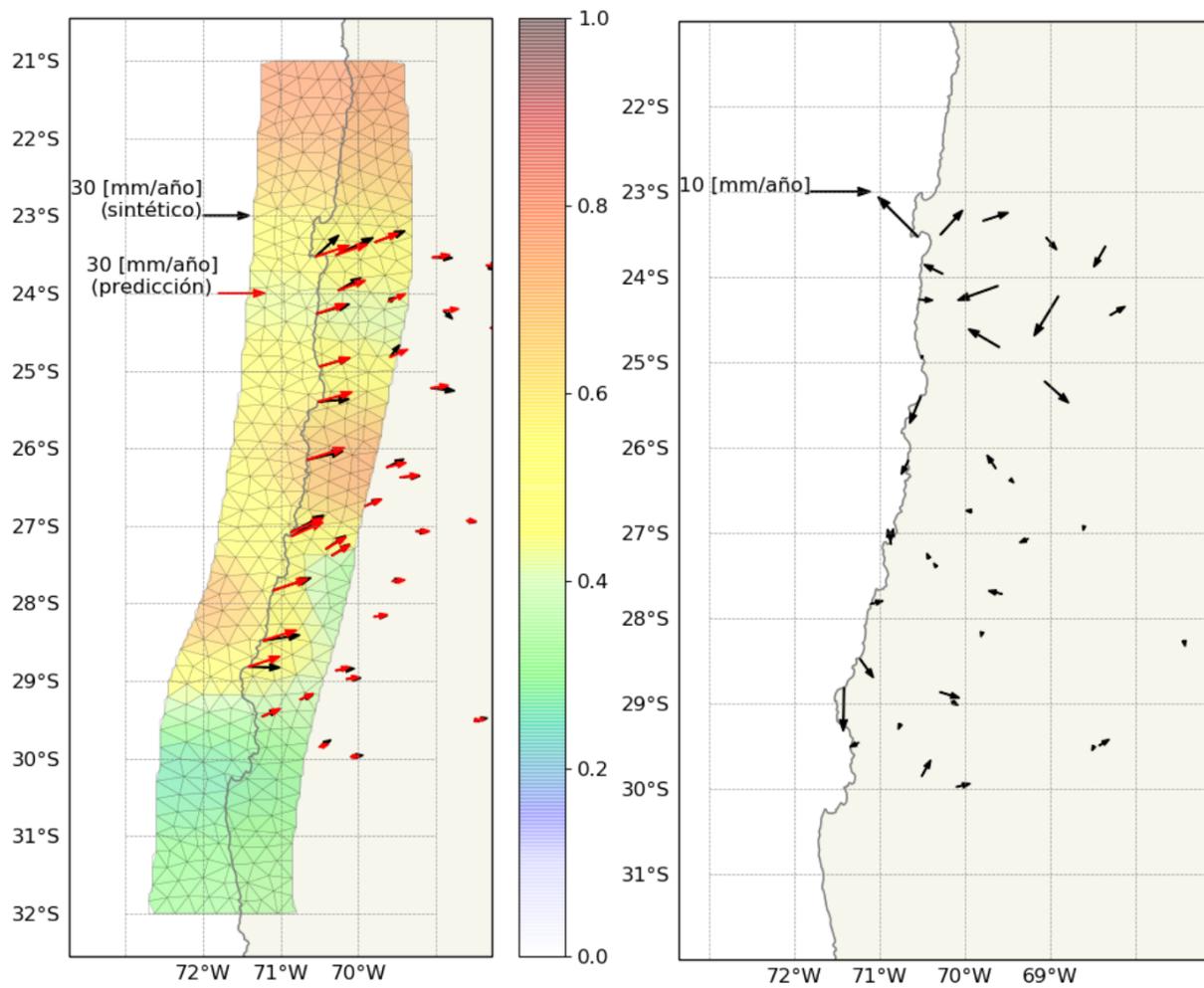


Figura 3.4: Mapa de velocidades sintéticas y predichas (izquierda) y velocidades residuales (derecha). Escala de colores es la misma que figura 3.3.

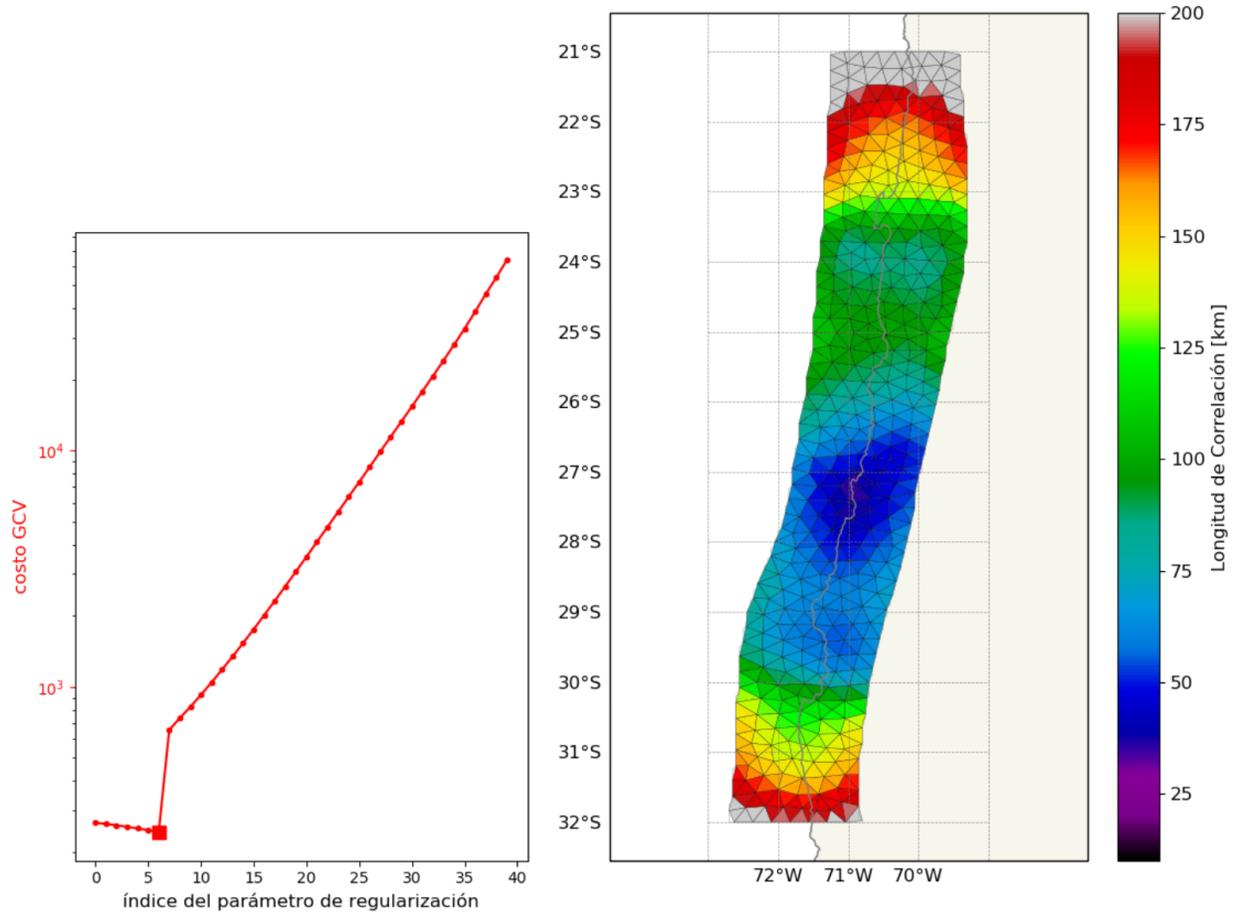


Figura 3.5: Gráfico de función de costo GCV (izquierda) y la longitud de la correlación (derecha). En curva GCV, cuadrado rojo indica el índice del parámetro con menor función de costo. El rango de índices cubren desde 4 mm/año hasta 35 mm/año. El valor de σ_t igual a 5,4 mm/año es el que minimiza la función de costo GCV. Barra de colores indica longitud de correlación espacial entre los parámetros del modelo (deslizamiento de cada celda)

3.3.2. Tablero de Ajedrez: Periodo 2010-2016

En el segundo periodo, se utilizó un modelo sintético de tablero de ajedrez de un tamaño característico de 75 km, el cual los parches de deslizamiento son recuperados casi completamente en las zonas cercanas a la costa entre los 26°S a 29°S (figura 3.6). Aunque se pueden distinguir diferentes parches entre los 23°S y 25°S, no con la misma definición que los primeros. Finalmente, hacia los límites occidentales y orientales de la malla se tiende a recuperar un promedio espacial de los parches de deslizamiento originales.

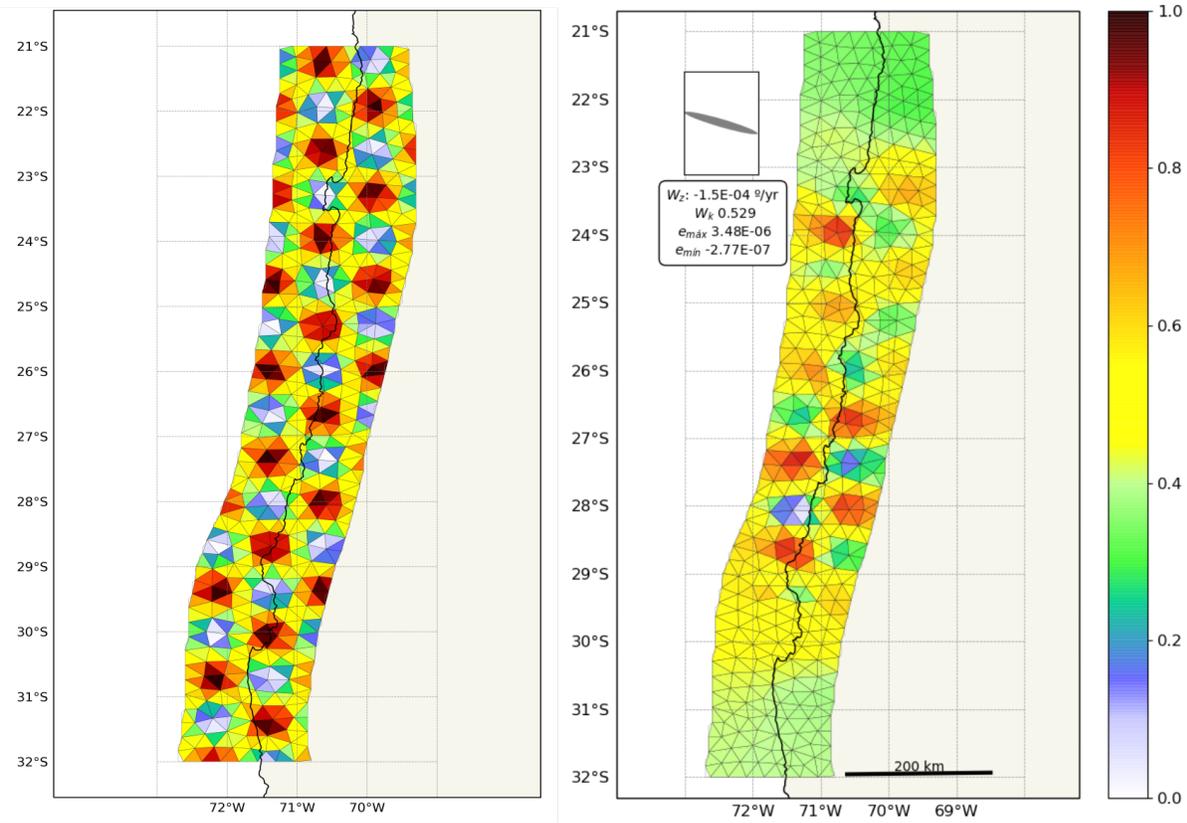


Figura 3.6: Modelo sintético (izquierda) y modelo recuperado (derecha). Elipse gris representa la elipse de deformación, W_z y W_k corresponden a la vorticidad vertical y cinemática, y e_{max} y e_{min} se refieren a la magnitud de los ejes de compresión y extensión máximas. Escala de colores representa la magnitud de los desplazamientos de cada subfalla.

Las observaciones se ajustan (figura 3.7) con residuales bajos que no siguen un patrón definido por lo que se espera que el modelo obtenido sea representativo de dichas observaciones. Cabe notar además, que la peor recuperación del modelo sintético ocurre en la fosa, donde se produce un aumento de las longitudes de correlación a posteriori (figura 3.9). En particular, esta peor recuperación del modelo cerca de la fosa es más notoria a los 30°S, en el límite Sur de la zona de estudio. Esto probablemente ocurre debido a que es la zona en donde hay mayor distancia entre el continente (y por lo tanto de las observaciones) a la fosa, y donde la densidad espacial de las observaciones es también menor.

En la figura 3.6 se muestra además el L_{reg} invertido en conjunto con el modelo sintético. El objetivo de incluirlo en la prueba con datos sintéticos es que debido a que el modelo sintético

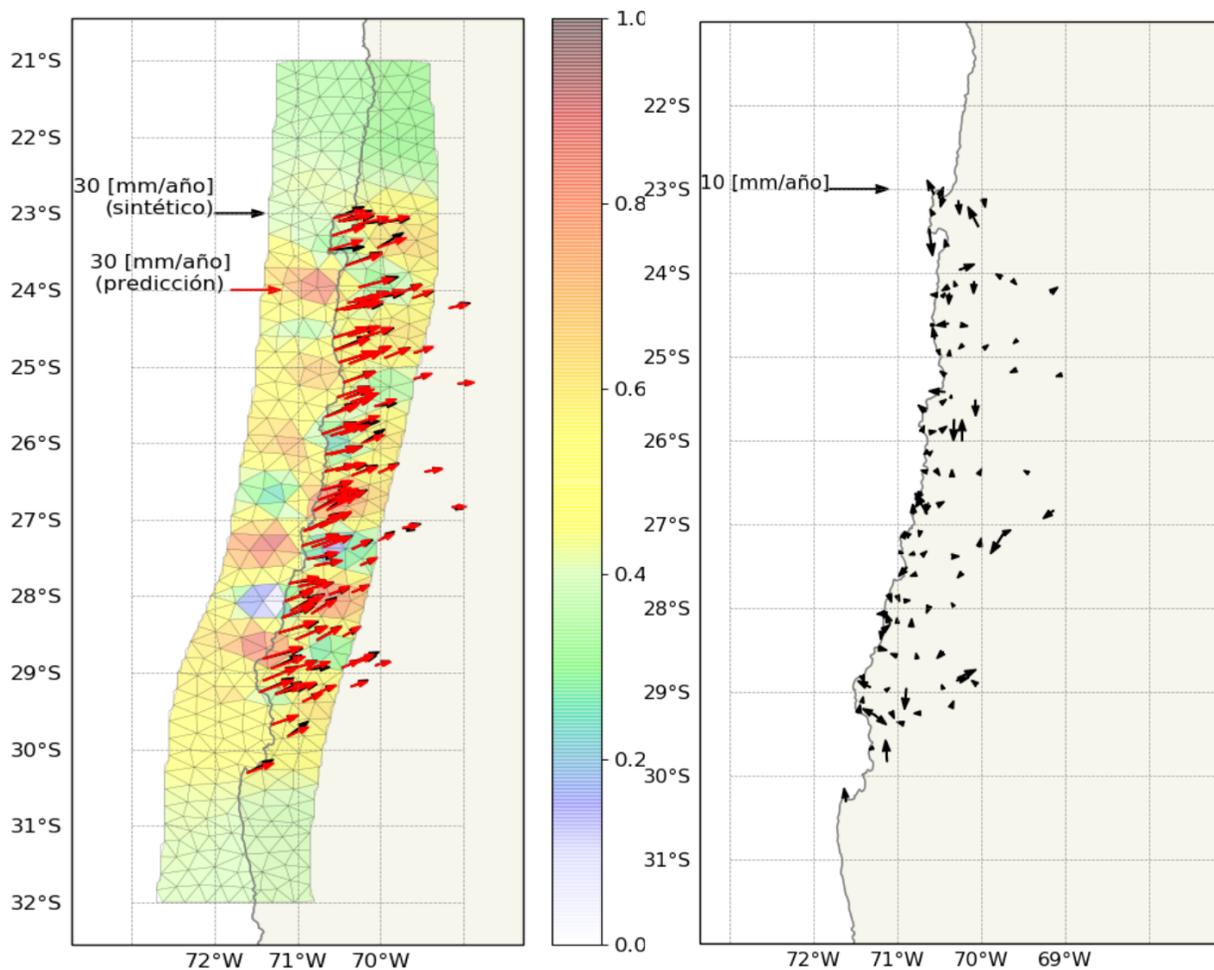


Figura 3.7: Mapa de velocidades sintéticas y predichas (izquierda) y velocidades residuales (derecha).

no incluye ningún patrón de deformación regional, una buena inversión que considere un \mathbf{L}_{reg} sería una cuyas velocidades predichas por \mathbf{L}_{reg} sean lo más bajas posibles o nulas. Para demostrar este comportamiento se grafica por separado las velocidades predichas por \mathbf{L}_{reg} y el modelo de acoplamiento (figura 3.8).

En la predicción de \mathbf{L}_{reg} en la figura 3.8, se observa como hay un leve gradiente de velocidades en dirección Este a Oeste que aumenta de Norte a Sur. Aunque leve, este gradiente de velocidades podría llegar a ser más fuerte en los bordes de la malla y que el modelo tienda a compensar este gradiente de velocidades en dirección Oeste aumentando el acoplamiento. Lamentablemente, no se encontró una forma de evitar este artefacto en la inversión, por lo que es importante tenerlo en cuenta como una posible fuente de error. Sin embargo, para el caso de esta prueba sintética, las regiones al Norte y Sur no están constreñidas por los datos GNSS y la predicción del tensor de gradiente de velocidades es pequeña, dentro del rango de los errores observacionales, por lo que dicha inferencia es aceptable.

Finalmente, cabe notar que la función de costo encontrada para el mejor modelo es de casi un orden de magnitud menor que para el primer periodo (figura 3.9). También, debido

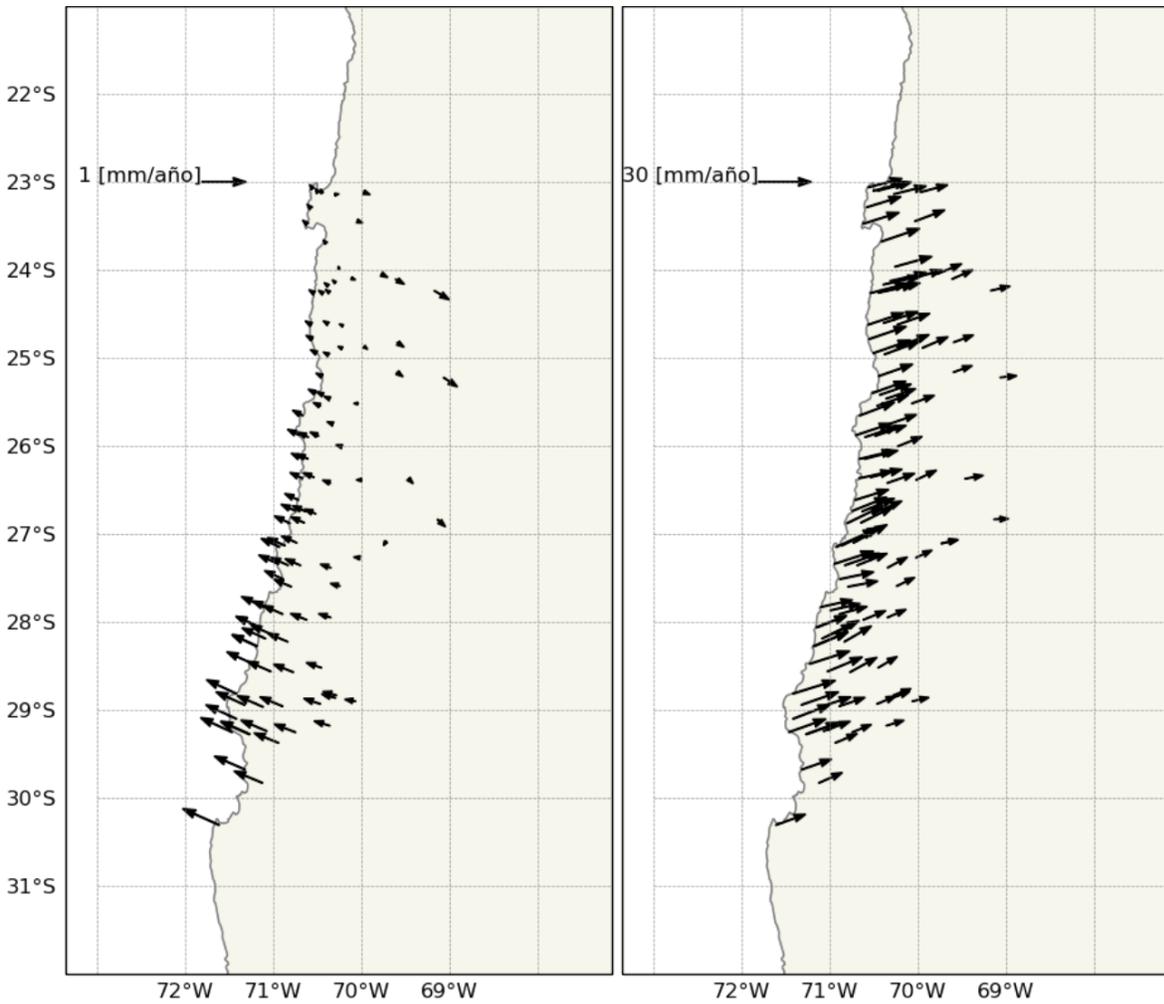


Figura 3.8: Mapa de velocidades predichas por L_{regional} (izquierda) y velocidades predichas por el modelo de acoplamiento con datos sintéticos.

a que la regularización bajo la condición EPIC no depende únicamente del parámetro de regularización σ_t sino que de la calidad y cantidad de información disponible, la comparación entre ambas regularizaciones no es la misma para un mismo σ_t , como se observa en las funciones de costo de la figura 3.5 y 3.9.

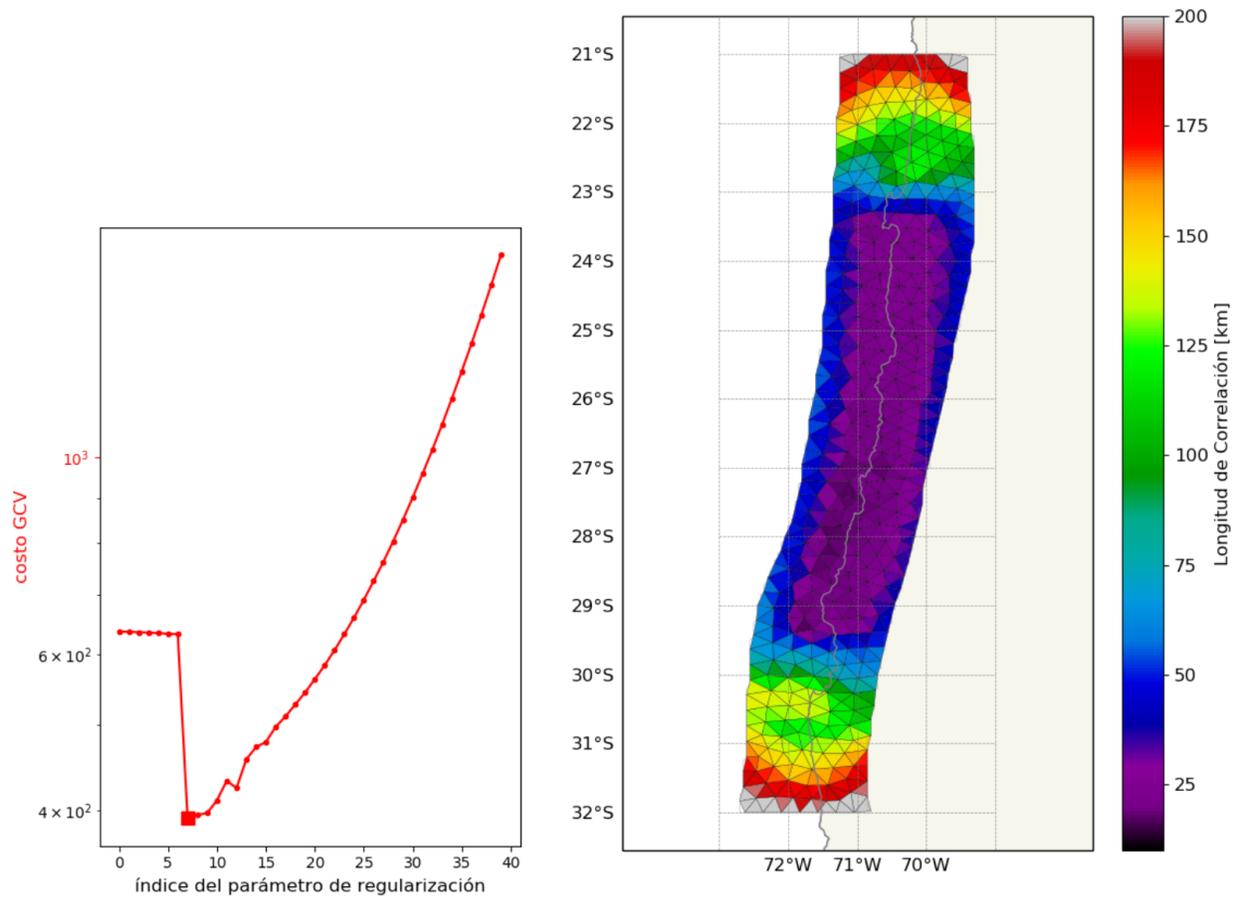


Figura 3.9: Gráfico de función de costo GCV (izquierda) y en función del índice del parámetro la longitud de la correlación (derecha). En la curva GCV el cuadrado rojo indica el índice del parámetro con menor función de costo. El rango de índices cubren desde 4 mm/año hasta 35 mm/año. El valor de σ_t igual a 6,2 mm/año es el que minimiza la función de costo GCV. Barra de colores indica longitud de correlación espacial entre los parámetros del modelo (deslizamiento de cada celda)

Capítulo 4

Resultados

A continuación se exponen los resultados obtenidos en este trabajo. Primero se realiza el análisis de los campos de deformación y rotación en la superficie de la corteza continental para ambos periodos de tiempo analizados a un modo de profundizar en la comprensión de los patrones que existen en las velocidades intersísmicas observadas y su relación con los resultados de acoplamiento que se presentan en la sección siguiente. Luego, se exponen los resultados de la inversión de acoplamiento intersísmico para ambos periodos de tiempo analizados en la Región de Atacama.

4.1. Campos de Deformación y Rotación Intersísmico

Se inicia esta sección con algunos comentarios generales sobre el efecto del parámetro α en la inversión y de los resultados teóricos esperados. Esto último, porque dado a que la inversión del gradiente de velocidades está relacionado con la geometría de las estaciones GNSS donde se mide el patrón de velocidades y no es un modelo de la fuente de las velocidades observadas, la interpretación de estos puede presentar un cierto grado de ambigüedad. Es importante recalcar que dado que las observaciones se encuentran en el continente, el cálculo de los campos de deformación y rotación fuera del continente es una extrapolación, por lo que se analizan los resultados tomando en cuenta únicamente los valores en el continente. Lo mismo ocurre para zonas en la cordillera de los Andes muy lejanas a las observaciones.

La heterogeneidad y amplitud de los campos de deformación y rotación encontrados están parcialmente controlados por la constante de decaimiento α introducida en la ecuación 3.2. El valor de α actúa similar a un factor de suavizamiento o regularización: un mayor valor de α resulta en un campo suavizado y de baja magnitud, mientras que un valor bajo entrega resultados más heterogéneos con picos de mayor magnitud. El valor de α utilizado no es decidido numéricamente por una técnica como la función de costo GCV. Sin embargo, como punto positivo hay que recalcar que los resultados son obtenidos con rapidez y de fácil implementación. Para este trabajo el cálculo de los campos de deformación y rotación se realiza utilizando un $\alpha = 30$ km, que resulta en un campo equilibrado entre heterogeneidades y suavizado en la escala del área de estudio. Como resultado de la inversión, se presentan mapas de variación volumétrica, vorticidad vertical y vorticidad cinemática para los dos periodos de

tiempo que componen este trabajo.

Teóricamente, se espera que zonas con mayor acoplamiento intersísmico deberían presentar un dominio compresional asociado a la deformación de la placa continental. Por otro lado, zonas menos cargadas o afectadas por un evento cosísmico o postsísmico deberían estar dominadas por un régimen neutro o extensional, esto considerando que la deformación es mayormente elástica y asociada al ciclo sísmico, lo que como se verá más adelante es solo cierto cerca de la costa.

La relación entre acoplamiento y vorticidad vertical es más difícil de interpretar. Dado que la rotación está dada por los gradientes $\partial u_x/\partial y$ y $\partial u_y/\partial x$, se grafica la figura 4.1 para explicar el comportamiento de la vorticidad según la variación Norte-Sur de velocidades, utilizando por simplicidad solo $\partial u_x/\partial y$. Por lo tanto, teóricamente la variación Norte-Sur de zonas menos acopladas hacia zonas más acopladas tendrían un valor de vorticidad positivo, mientras que la variación Norte-Sur desde una zona más acoplada a una zona menos acoplada tendría un valor de vorticidad negativo. Otro comportamiento que ha sido relacionado a cambios en el sentido de rotación es el observado por *Melnick et al.* (2017) durante el postsísmico en las regiones aledañas a un terremoto. En estas zonas se produce una rotación paulatina en los vectores de velocidad hacia el Oeste al acercarse a la zona de ruptura del terremoto. Finalmente, la principal estructura de la zona de estudio corresponde a la Zona de Falla de Atacama (ZFA), sin embargo debido a sus bajos desplazamientos (sección 2.1) no se espera en primera instancia observar una señal de vorticidad vertical intersísmica asociada a esta, puesto que quedaría enmascarada por la señal de acoplamiento.

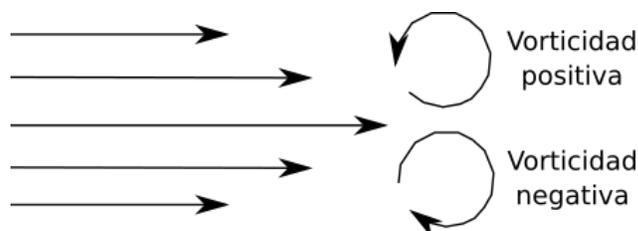


Figura 4.1: Esquema de como variarían los sentidos de rotación de pasar desde un segmento menos acoplado (menores velocidades horizontales) a uno más acoplado (mayores velocidades horizontales) y viceversa (considerando únicamente $\partial u_x/\partial y$ y con $\partial u_y/\partial x=0$).

En la figura 4.2 se grafican las variaciones volumétricas obtenidas, en ambos mapas se observan tres segmentos distintos. El primer segmento corresponde a un dominio extensivo en la zona Norte (23°S a 25°S) en el primer periodo, probablemente asociado a una contaminación en las velocidades observadas del postsísmico del terremoto de Antofagasta Mw 8.0 de 1995; comportamiento que se mantiene pero en menor intensidad durante el segundo periodo. Luego una zona central aproximadamente entre 25°S a 28°S con un régimen progresivamente compresivo entre ambos periodos y una zona Sur entre 28°S a 30°S también con un régimen compresional. Entre ambos segmentos descritos (25°S a 28°S y 28°S a 30°S) existe una pequeña zona extensiva en ambos periodos a 28°S. Estos resultados descritos indican un aumento en la deformación compresional en el margen lo que a su vez podría estar mostrando el aumento del acoplamiento intersísmico en el tiempo en la zona de estudio. Además, en el segundo periodo entre los 25°S y 28°S tiene un marcado dominio compresional que coincide con la zona donde el acoplamiento alcanza su mayor profundidad como se verá en la siguiente

sección.

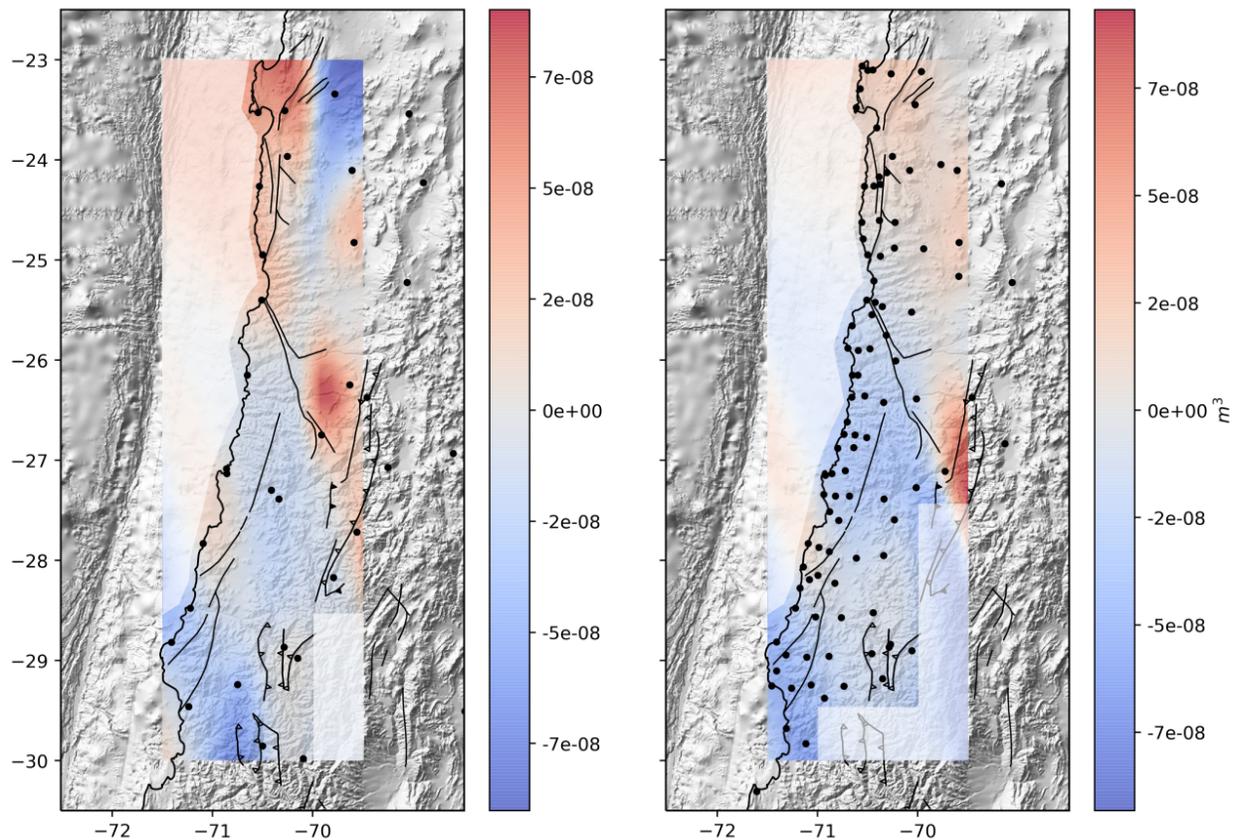


Figura 4.2: Mapa de variación volumétrica presentada en la escala de colores. Primer periodo (izquierda) y segundo periodo (derecha). Valores positivos indican extensión y valores negativos indican compresión. Puntos negros indican la posición de las observaciones y líneas negras continuas indican las trazas de las fallas regionales en el área de estudio de Chile (SERNAGEOMIN, 2003) y Argentina (SEGEMAR, 1995). Zona achuradas en blanco indican regiones fuera del alcance las observaciones.

En la figura 4.3 se muestran los mapas de vorticidad vertical para ambos periodos. En el primer periodo en la Cordillera de la Costa existen 3 dominios distintos de Norte a Sur: un dominio con rotación antihoraria, luego horaria y finalmente antihoraria. Probablemente los sentidos de rotación están asociados al postsísmico del terremoto de 1995 que, como ya se observó en la figura anterior, pareciera estar contaminando las velocidades observadas, y a un aumento en el acoplamiento intersísmico en dirección Sur hasta los 28°S , lo que es consistente con los resultados de acoplamiento que son expuestos en la próxima sección. Similar es el caso del segundo periodo donde existen solo dos dominios, uno antihorario al Norte y un dominio en sentido horario al Sur, la transición entre ambos dominios ocurre aproximadamente a los $25,5^{\circ}\text{S}$; que como se verá más adelante también coincide con el punto de mayor acoplamiento.

La vorticidad cinemática indica la razón entre rotación y deformación. Típicamente la vorticidad cinemática puede ser útil para asociarlo a dominios estructurales superficiales. En este sentido en la figura 4.4 se visualiza en ambos periodos una segmentación Norte-Sur con un límite difuso entre los 25°S a 26°S , con un dominio fuertemente rotacional al Norte que

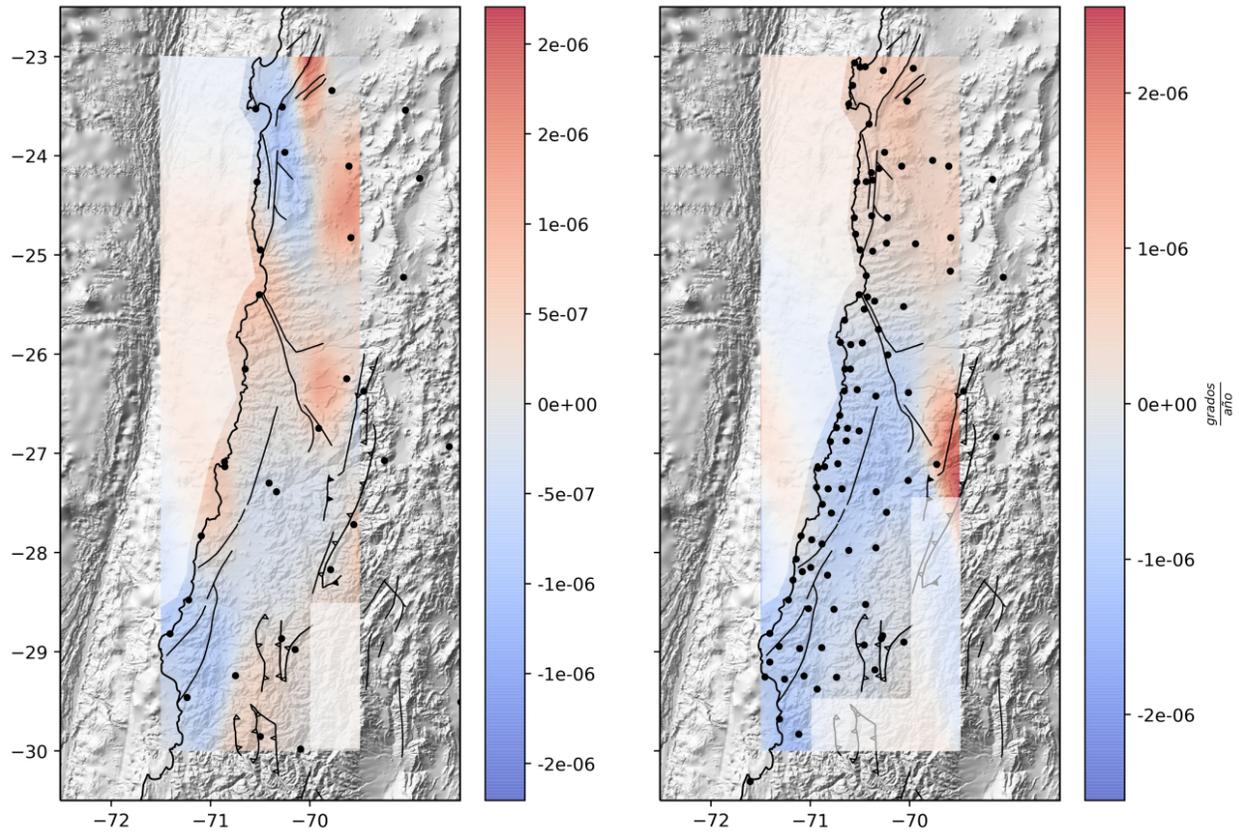


Figura 4.3: Mapa de vorticidad vertical presentada en la escala de colores. Primer periodo (izquierda) y segundo periodo (derecha). Puntos negros indican la posición de las observaciones y líneas negras continuas indican las trazas de las fallas regionales en el área de estudio de Chile (SERNAGEOMIN, 2003) y Argentina (SEGEMAR, 1995). Zona achuradas en blanco indican regiones fuera del alcance las observaciones.

coincide con el segmento de Paposo de la ZFA y un dominio más bien deformacional al Sur. También se observa una anomalía a los 28°S en el segundo periodo cuyo origen se desconoce. Aunque podría relacionarse con algún lineamiento o alguna de las fallas heredadas que cortan el margen, es imposible hacerlo con los datos disponibles. Esta anomalía también puede verse en la figura 4.2, y podría estar más relacionada a una anomalía en el acoplamiento, que al desplazamiento de una estructura superficial.

Finalmente, hay que recalcar que las amplitudes de variación volumétrica y de rotación son similares entre ambos periodos, lo que indica consistencia de los resultados mostrados. Los resultados también son consistentes con lo esperado teóricamente.

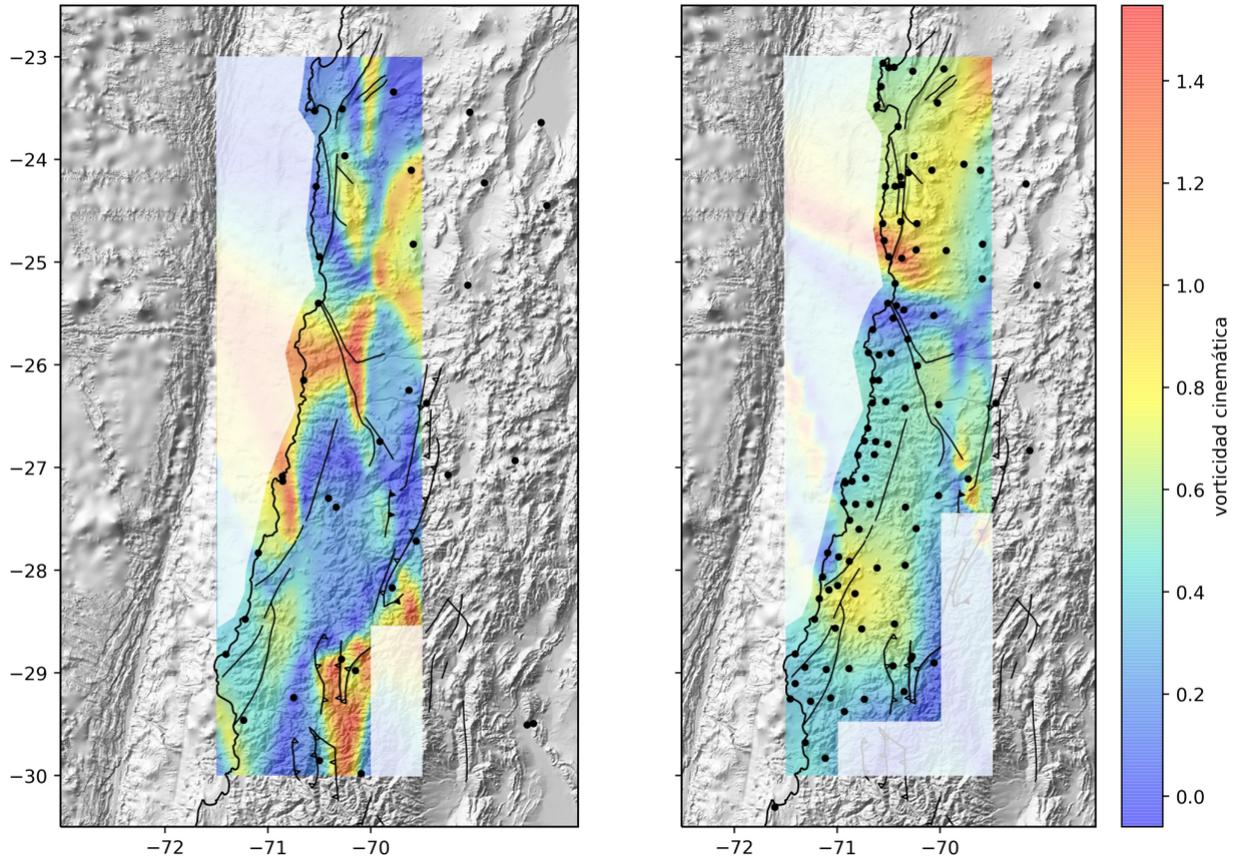


Figura 4.4: Mapa de vorticidad cinemática presentada en la escala de colores. Primer periodo (izquierda) y segundo periodo (derecha). Puntos negros indican la posición de las observaciones y líneas negras continuas indican las trazas de las fallas regionales en el área de estudio de Chile (SERNAGEOMIN, 2003) y Argentina (SEGEMAR, 1995). Zona achuradas en blanco indican regiones fuera del alcance las observaciones.

4.2. Modelos de Acoplamiento de la Región de Atacama

A continuación se presentan los modelos de acoplamiento estimados para ambos periodos de tiempo en la zona de estudio. En cada caso, se presentan las figuras de: la función de costo GCV, el mapa de acoplamiento del modelo que minimiza la función de costo GCV, la longitud de correlación a posteriori en la dirección paralela a la convergencia, el ajuste del modelo a las observaciones y solo en el caso del segundo periodo las velocidades predichas por el tensor de gradiente de velocidad regional (\mathbf{L}_{reg}) estimado.

En ambos modelos, para construir la curva de costo GCV se utilizó un rango de desviaciones estándar a posteriori objetivos en la dirección paralela a la convergencia de 4 mm/año hasta 35 mm/año, y en la dirección perpendicular a la convergencia de 2,5 mm/año. Cabe mencionar también que para ambos modelos, la longitud de correlación de la tasa de deslizamiento perpendicular a la dirección de convergencia de las placas es homogénea en toda la malla (2 km). Dado que el tamaño característico de los triángulos es de aproximadamente 25 km, una correlación de 2 km hace que esta sea efectivamente nula, por lo que las tasas de deslizamiento perpendiculares a la convergencia entre placas, en la práctica, no están corre-

lacionadas entre sí. Lo anterior es debido al tipo de información a priori en el deslizamiento perpendicular, que busca minimizar su amplitud ya que se espera que la mayor parte del deslizamiento ocurra en la dirección paralela a la convergencia entre placas.

4.2.1. Periodo 1990 - 2000

La inversión del acoplamiento intersísmico del primer periodo presenta los problemas ya anticipados con la prueba sintética: con los datos disponibles no se logró encontrar un modelo que no fuese sobrerregularizado. Al probar con modelos con un error a posteriori objetivo mayor, estos modelos menos regularizados tendían a concentrar el acoplamiento a 50-70 km de profundidad. Dado que es irrealista encontrar gran parte del acoplamiento concentrado a tales profundidades, se prefirió optar por el modelo indicado por la función de costo GCV (figura 4.5) y aceptar que se está sobrestimando el acoplamiento puesto que no hay control sobre la distribución en profundidad del acoplamiento. Este comportamiento se ve acrecentado porque no fue posible obtener un resultado realista al invertir junto a un \mathbf{L}_{reg} para corregir las velocidades que no es posible modelar solo con un modelo de acoplamiento (ni con un polo de Euler).

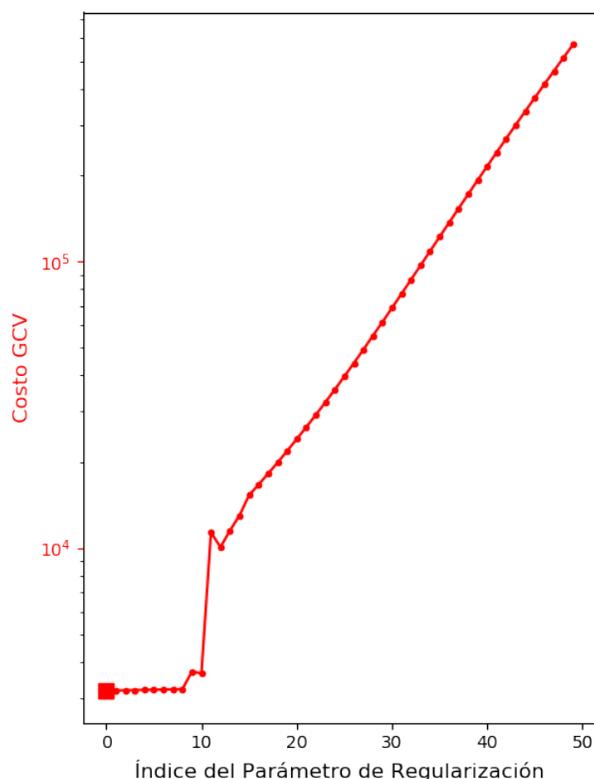


Figura 4.5: Función de costo GCV en función del índice del parámetro de regularización. Cuadrado rojo indica el índice del parámetro con menor función de costo, en este caso el valor de σ_t igual a 4 mm/año es el que minimiza la función de costo GCV. El rango de índices va desde 4 mm/año a 35 mm/año.

El modelo de acoplamiento elegido se muestra junto a la longitud de correlación espacial entre elementos de la falla en la figura 4.6. Dado a la alta longitud de correlación asociado a

la baja cantidad de observaciones en este periodo, se observa como a los 27°S se estima un acoplamiento que va desde la fosa hasta el límite inferior de la malla a 70 km de profundidad. Sin embargo se encuentra un mínimo de consistencia: el acoplamiento encontrado no es mayor a 1 (desplazamiento de 66 mm/año) y la dirección de las tasas de deslizamiento en la interfaz de subducción se corresponden con el modelo de *backslip* sin necesidad de imponer positividad en la inversión.

En el modelo de acoplamiento se observa en la zona Norte del modelo cercano a la península de Mejillones (23,5°S), un bajo acoplamiento producto del terremoto de Antofagaste en la zona. Luego, al Sur de los 26°S la interfaz cambia bruscamente a un acoplamiento casi completo. Por lo tanto la zona de estudio se divide en estos dos segmentos para este periodo. Lamentablemente, incluso esta división de primer orden está controlada por la longitud de correlación espacial del modelo, pues como se observa en la figura 4.6 estos segmentos coinciden con la variación de la correlación espacial desde 50 km al Sur de los 26°S a sobre 100 km al Norte de los 26°S.

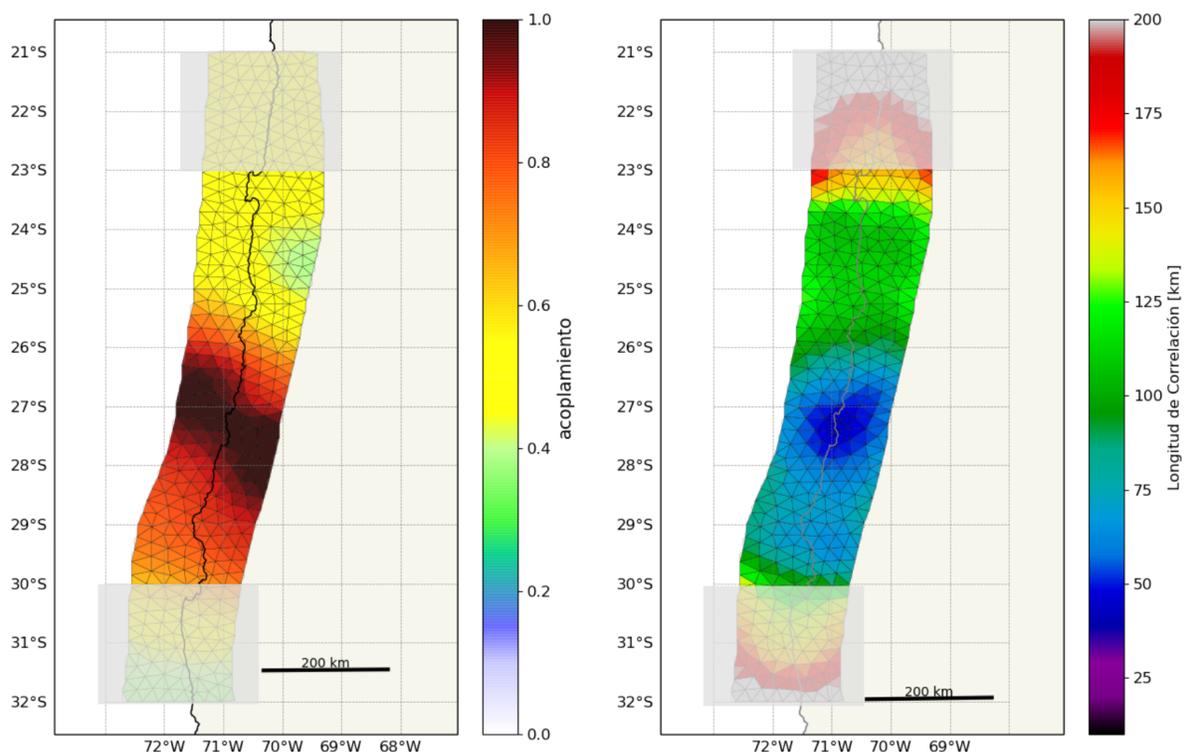


Figura 4.6: Mejor modelo de acoplamiento obtenido en el periodo 1990-2000 (izquierda) y mapa de longitud de correlación entre las subfallas (derecha). Un acoplamiento de 1 es equivalente a 66 mm/año.

En la figura 4.7 se muestra el ajuste de las velocidades horizontales con la predicción del modelo y sus residuales. En la mayor parte de la zona de estudio los residuales suelen ser altos (entre 5 a 10 mm/año). Aunque hacia dentro del continente no pareciera que siguen un patrón definido que pueda indicar una sobre o subestimación del acoplamiento en esta zona, si se puede observar como en la costa el modelo tiende a sobrestimar el grado de acoplamiento, prediciendo velocidades mayores a las observadas con errores de hasta 17 mm/año (lo que

equivale al 25 % de la convergencia). Esto podría indicar que el acoplamiento en todo el modelo probablemente sea menor al modelado. Llama la atención como el modelo tiende a predecir mejor las velocidades hacia dentro del continente que cercano a la costa, aun presentando una alta tasa de acoplamiento en profundidad y siendo la zona mejor constreñida por el modelo (longitud de correlación de 50 km en la figura 4.6). Sin embargo, la longitud de correlación sigue siendo elevada en comparación al modelo del periodo 2010-2016 como se verá en la siguiente sección, y el obtener tasas de acoplamiento cercanas a 1 en gran parte del borde inferior de la malla sigue siendo irrealista.

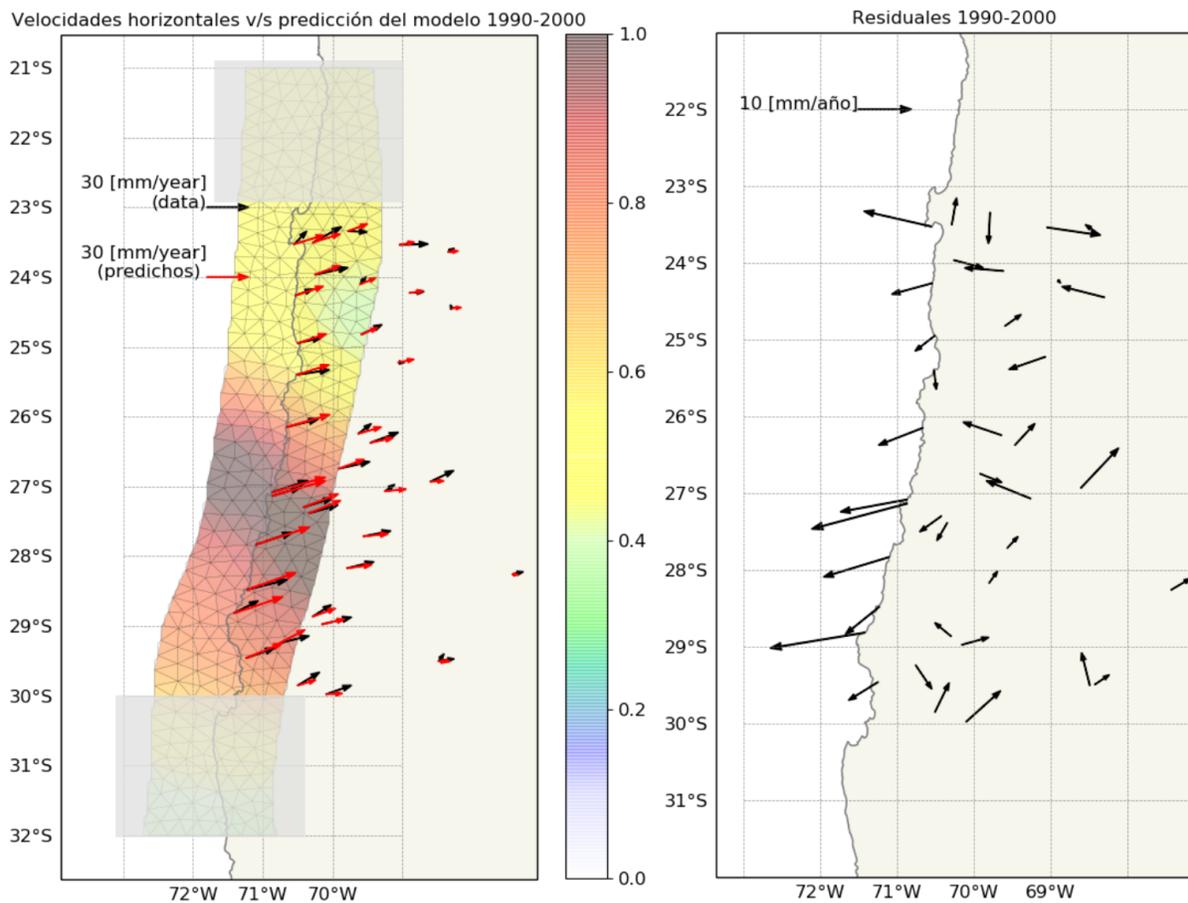


Figura 4.7: Mapa Velocidades horizontales observadas (flechas negras) y predichas (flechas rojas) por el mejor modelo de acople obtenido (izquierda). Mapa de velocidades residuales obtenidas para el modelo de acoplamiento (derecha). Notar el cambio de escala en las velocidades residuales.

Dado lo anterior solo se puede concluir que los resultados indican que el segmento entre 23°S y 26°S se encuentra en promedio parcialmente desacoplado y que el segmento al Sur de este se encuentra en promedio acoplado. Alternativamente, es posible que el bajo acoplamiento estimado en la zona del terremoto de Antofagasta se deba a que las velocidades estén

contaminadas con desplazamientos postsísmicos como fue expuesto en la sección 2.2.

4.2.2. Periodo 2010 - 2016

Afortunadamente la inversión del acoplamiento intersísmico para este periodo no presenta las limitaciones que el periodo anterior. Se logró invertir con una menor longitud de correlación, significando esto una mejor resolución espacial y obteniendo un modelo que da cuenta de las posibles heterogeneidades en la interfaz de subducción. Además, la incorporación de un L_{reg} abre espacio para varias interpretaciones y discusiones sobre las velocidades intersísmicas observadas en el continente que no estarían asociadas directamente con el acoplamiento de placas.

En la figura 4.8 se grafica la función de costo GCV donde se puede observar que el mínimo de la función de costo es de más de un orden de magnitud menor que para el análisis realizado para el primer periodo. Similar a lo esperado por las pruebas de sensibilidad y resolución. El valor de la desviación estándar a posteriori objetivo en términos del grado de acoplamiento para el modelo elegido corresponde a 6,2 mm/año, que equivaldría aproximadamente a el 10 % de la velocidad de convergencia.

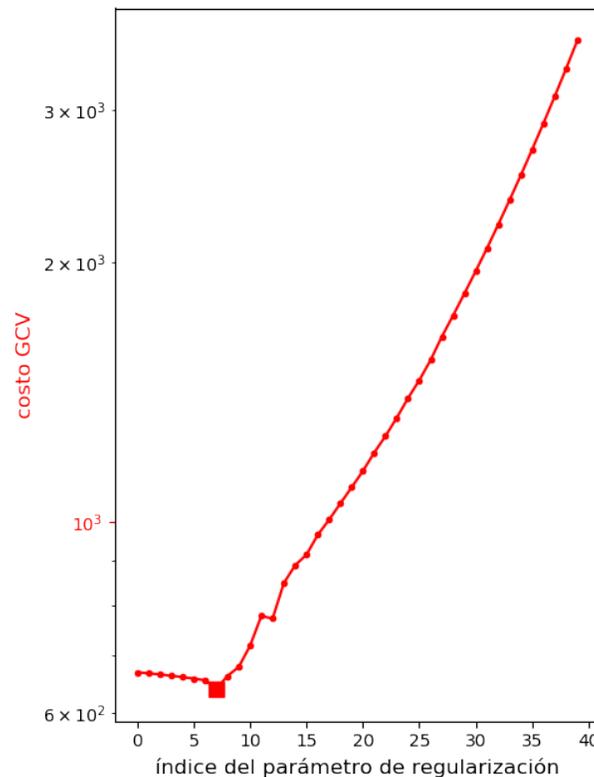


Figura 4.8: Función de costo GCV en función del índice del parámetro de regularización. Cuadrado rojo indica el índice del parámetro con menor función de costo. El rango de índices cubren desde 4 mm/año hasta 35 mm/año. El valor de σ_t igual a 6,2 mm/año es el que minimiza la función de costo GCV.

El modelo de acoplamiento que minimiza la curva GCV se muestra junto al respectivo mapa de longitud de correlación en la figura 4.9. Se observa como el límite del acoplamiento 1

en profundidad es en general a los 30 km el que decrece posteriormente a 0,2-0,5. Sin embargo, se observan dos anomalías con un acoplamiento mayor a 0,5 en profundidades entre los 40 km y 70 km: a los 27°S cercano a Caldera y a los 29°S cercano a la ciudad de Vallenar, ambas se discutirán en el próximo capítulo. El modelo de acoplamiento presentado permite diferenciar tres segmentos distintos divididos por pequeñas zonas con bajo acoplamiento. De Norte a Sur:

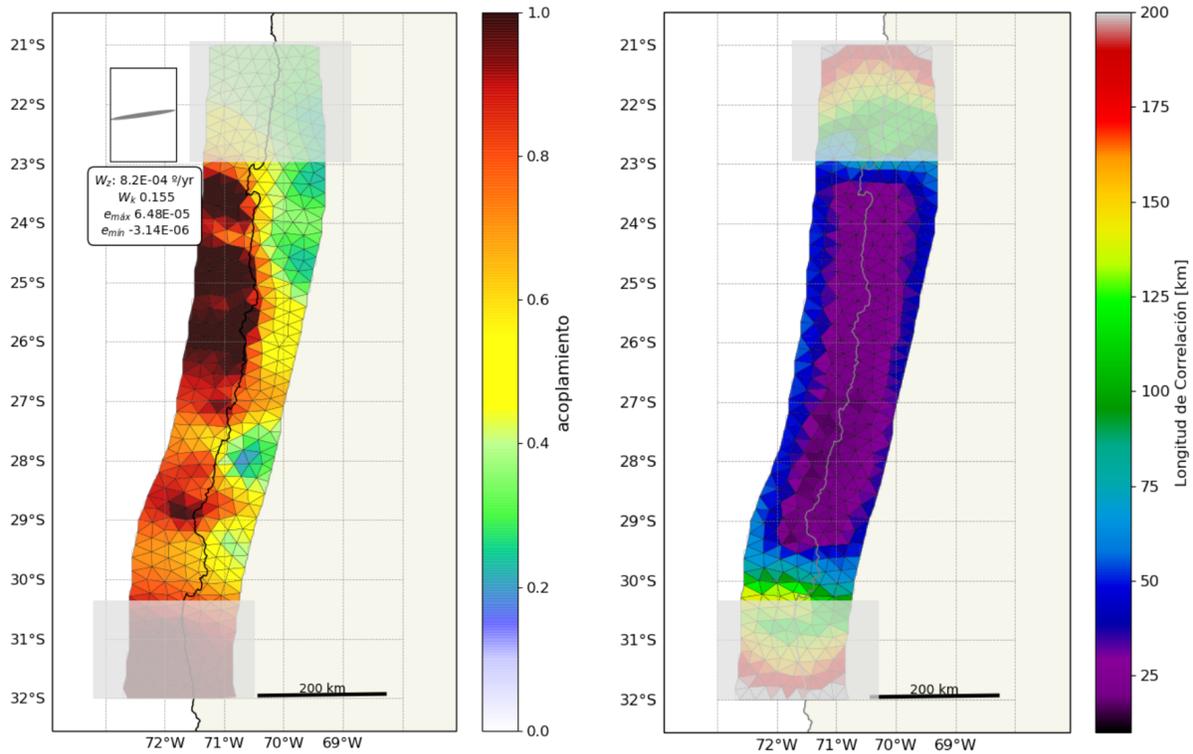


Figura 4.9: Mejor modelo de acoplamiento obtenido en el periodo 1990-2000 (izquierda) y mapa de longitud de correlación entre las subfallas (derecha). Un acoplamiento de 1 es equivalente a 66 mm/año. Elipse gris representa la elipse de deformación, w_z y W_k corresponden a vorticidad vertical y cinemática, y e_{max} y e_{min} se refieren a la magnitud de los ejes de compresión y extensión máximas. Valores de e negativos indican una compresión y valores positivos una extensión.

1. El segmento entre 23°S hasta 25°S que rompió en 1995 y que ya se encontraría completamente acoplado hasta 30 km y con una extensión aproximada de 200 km.
2. El segmento más grande entre 25°S hasta 27,5°S con una extensión aproximada de 250 km.
3. La zona de bajo acoplamiento entre 27,5°S hasta 28°S con una extensión aproximada de 50 km.
4. El segmento entre 28°S a 29°S con una extensión aproximada de 100 km.
5. La zona de bajo acoplamiento entre 29°S a 30°S con una extensión aproximada de 100 km.

La correlación espacial es cercana o menor a 25 km en la zona de estudio, aumentando

a 50 km en los bordes orientales y occidentales de la malla. Dado que la correlación espacial es similar al tamaño de celda indica que futuros trabajos con mayor tiempo y poder computacional podrían aumentar la resolución utilizando una malla más fina.

Las características del \mathbf{L}_{reg} invertido se muestra en la figura 4.9, este se expresa en términos de vorticidad vertical (w_z), vorticidad cinemática (W_k), ejes de compresión (e_{min}) y extensión (e_{max}) y su elipse de deformación. Como indica la W_k la rotación es cercana a un décimo de la deformación, de un orden de 10^{-4} °/año y en sentido antihorario como indica la w_z . Se recuerda que este tensor tiene por objetivo ajustar la rotación y también la deformación interna que no puede ser explicada únicamente por un modelo de acoplamiento intersísmico en la interfaz de subducción a baja profundidad (<40 km). Sin embargo, este tensor tiene por consecuencia un fenómeno de intercambio entre la magnitud del tensor invertido y el acoplamiento a mayores profundidades, similar a los efectos producto de incluir un bloque rígido de los Andes modelados por un polo de Euler de los Andes en otras investigaciones (*Métois et al.*, 2013, 2014; *Klein et al.*, 2018a).

La rotación en sentido antihorario (w_z) encontrada en \mathbf{L}_{reg} mostrado en la figura 4.9 en no tiene una explicación directa, por lo queda abierto a interpretaciones, aunque dada su baja magnitud en comparación a la deformación interna (W_k) es posible que sea más bien un artefacto de la inversión.

Por otro lado, la elipse de deformación en la figura 4.9 indica que la extensión es paralela a la dirección de convergencia de placas y la compresión ocurre perpendicular a esta. Esto sería consistente en cuanto a que esta extensión no es posible modelarla por un modelo de acoplamiento. Vale mencionar también que este comportamiento encontrado ajusta mejor las observaciones que un movimiento de bloque rígido. Con el modelado presentado en este trabajo se intenta explicar un mismo fenómeno (residuales de velocidad en el arco) con un comportamiento de una deformación interna que es de una naturaleza completamente distinta a la rotación de un bloque rígido o microplaca como ha sido modelado en los últimos 20 años.

Para tener una idea de la cantidad de velocidad ajustada a los datos con el tensor \mathbf{L}_{reg} , estas se muestran junto a las velocidades predichas únicamente por el modelo de acoplamiento en la figura 4.10. Se puede observar como las mayores velocidades predichas por el tensor corresponden a las observaciones cercanas a la cordillera, esta alta velocidad en dirección Este estaría asociada a un posible comportamiento viscoelástico o desplazamiento del arco asociado al nivel de despegue que levanta la cordillera. Se profundiza más en este punto en el capítulo de discusiones. Además, se observa en la figura un gradiente de aumento en las velocidades de sentido Este-Oeste en dirección Norte-Sur. Este gradiente sería el responsable del sentido de rotación antihorario descrito previamente, y que probablemente sería un artefacto de la inversión.

Finalmente se grafica el ajuste del modelo y los residuales obtenidos en la figura 4.11. En la figura se puede observar como los residuales en general no siguen un patrón definido y que las velocidades están mucho mejor ajustadas que en el primer periodo con residuales menores a los 5 mm/año. Incluso las velocidades hacia la cordillera parecen estar bien ajustadas, lo que es usualmente un problema en modelos de acoplamiento. Sin embargo, hay varios residuales cercanos a la costa de un orden de 5-7 mm/año en dirección Oeste cuya fuente no es clara y es probablemente también un artefacto de la inversión junto a la señal de rotación antihoraria.

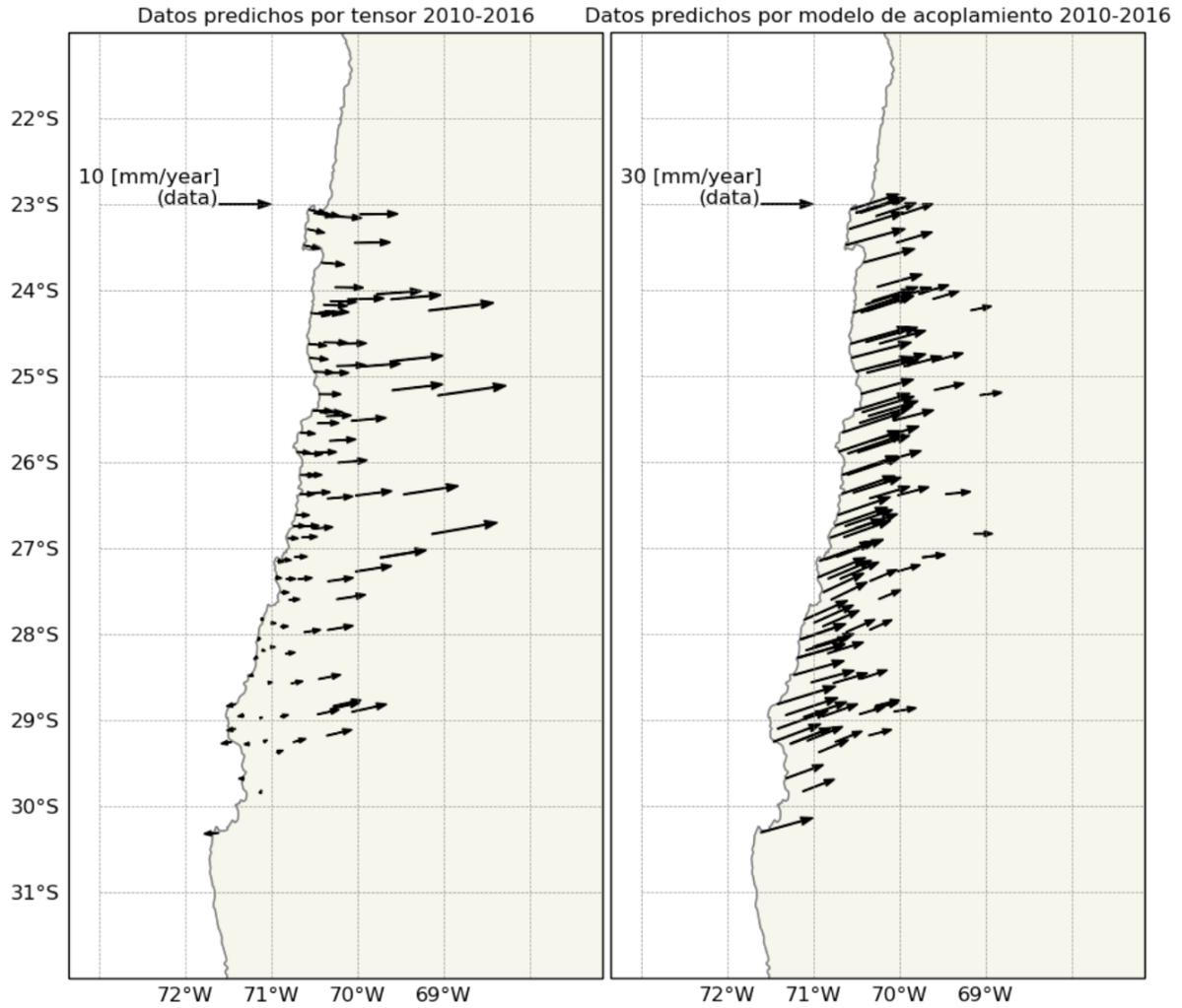


Figura 4.10: Mapas de las velocidades predichas únicamente por el L_{reg} (izquierda) y las velocidades predichas por el modelo de acoplamiento (derecha). La suma de ambas figuras corresponde a las velocidades predichas en la figura 4.11.

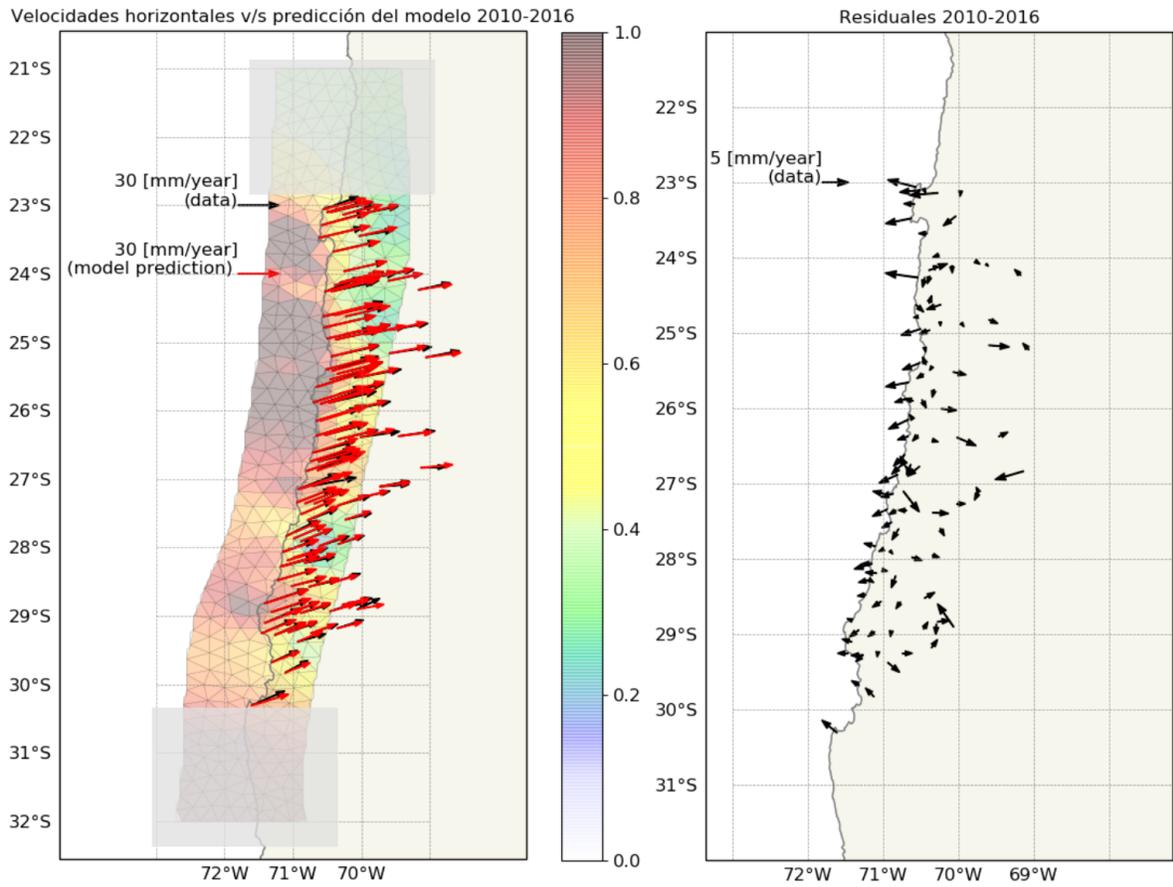


Figura 4.11: Mapa de velocidades horizontales observadas (flechas negras) y predichas (flechas rojas) por el mejor modelo de acoplamiento obtenido (izquierda). Mapa de velocidades residuales obtenidas para el modelo de acoplamiento (derecha). Notar el cambio de escala en las velocidades residuales.

Capítulo 5

Discusión

5.1. Sobre la Metodología y Otros Modelos de Acoplamiento

Se inicia esta discusión centrándose en las limitaciones, fortalezas y algunas consideraciones del problema inverso planteado, para así tener un marco bajo el cual analizar las implicancias y propuestas geotectónicas que surgen de este trabajo.

Primero, sobre la malla construida para representar la dislocación en el contacto de subducción y el parámetro de regularización. El suavizado depende de las varianzas a posteriori escogidas según la condición EPIC, con la que el nivel de detalle que se puede obtener en la inversión de acoplamiento está ligado intrínsecamente a la calidad y cantidad de los datos disponibles. Dado que la longitud de correlación de gran parte de los valores de acoplamiento es de 25 km (periodo 2010-2016), lo que es equivalente a la longitud de cada triangulo de la malla utilizada, podría ser posible mejorar la resolución de los resultados utilizando una malla más fina. Otra opción para mejorar los resultados, puede ser realizar una inversión de tipo Bayesiana en donde no es necesario utilizar condiciones de suavizado de la distribución de acoplamiento, pero a un gran costo computacional. Sin embargo, esto está más allá de los alcances de este trabajo, y dado que los resultados obtenidos predicen correctamente las observaciones con un modelo físico realista (segundo periodo), no parece necesario el gasto de tiempo que conlleva una aproximación Bayesiana al problema inverso.

El modelo de acoplamiento obtenido para el periodo de 1990-2000 tiene varios problemas: acoplamiento muy alto en profundidad y la necesidad de aplicar una alta regularización debido a los pocos datos disponibles, los que además están descritos en marcos de referencia inconsistentes. Sin embargo, podría ser posible mejorar este resultado sin la necesidad de modificar el método de inversión. Una de estas opciones es eliminar las velocidades del campo lejano que no es posible modelar con un modelo de acoplamiento puramente elástico y/o imponer como condición de borde de acoplamiento nulo a grandes profundidades como una forma de agregar conocimiento a priori a un problema mal condicionado. Existen varias formas de imponer condiciones de borde en problemas inversos, algunas son más difíciles de implementar que otras. La más sencilla es definir una condición de borde de Dirichet para

construir el operador laplaciano usado para el suavizado, penalizando valores altos de este en el borde más profundo de la malla. Incorporar condiciones de borde de acoplamiento nulo en profundidad es algo común en modelos de acoplamiento publicados en el área de estudio (*Métois et al.*, 2013, 2014; *Klein et al.*, 2018a). Frente a estos modelos de acoplamiento, las ventajas de los modelos de este trabajo son que utiliza una mejor geometría del contacto recientemente publicada (*Hayes et al.*, 2018), la incorporación de los errores de predicción del modelo físico (*Duputel et al.*, 2014), la incorporación de una tensor de gradiente de velocidades como una solución más elegante ya que asume un campo de gradiente de velocidades de deformación regional, en contraste al polo de Euler comúnmente utilizado que asume un movimiento de campo rígido de una microplaca. Finalmente se utiliza una regularización espacialmente variable, que impone una variabilidad espacial del suavizamiento del acoplamiento en función de la capacidad de las observaciones de constreñir dicho acoplamiento.

Retomando el análisis del alto acoplamiento en profundidad, se estima que aunque un acoplamiento completo a 70 km de profundidad es evidentemente irrealista, las características de la transición entre un acoplamiento completo entre 0-30 km a casi nulo a 70 km no es algo que esté resuelto. En la figura 5.1 se grafica el modelo de acoplamiento obtenido en el periodo 2010-2016 junto al contorno de la interfaz de placas y la sismicidad. En la figura se observa como el acoplamiento desciende suavemente con mínimos de aproximadamente 0,3. Para comprender que tan real es esta pendiente y teniendo en cuenta que en las zonas acopladas del contacto se acumulan los esfuerzos que eventualmente son relajados durante grandes terremotos, se realiza una comparación de profundidades de acoplamiento y de profundidad máxima de ruptura de los grandes terremotos en diferentes zonas sismogénicas. El terremoto de Illapel (2015) registra deslizamientos de 4 metros hasta 45 km de profundidad que decrece paulatinamente (*Klein et al.*, 2017). Un comportamiento similar se observa en los modelos cosísmicos del terremoto del año 2014 en Iquique (*Duputel et al.*, 2015) y del terremoto del año 2010 en el Maule (*Moreno et al.*, 2012) pero en este último caso el deslizamiento cosísmico disminuye abruptamente entre 45 a 50 km. Por otro lado, el trabajo de *Pardo et al.* (2002) centrado en la distribución de esfuerzos en la zona de subducción estima que la máxima profundidad de acoplamiento intersísmico es aproximadamente 60 km en Chile central, lo que sería consistente con el modelo de acoplamiento presentado en este trabajo, a excepción de las zonas bajo el Norte de Copiapó y Vallenar, cuya descripción y relevancia sismotectónica será analizado en la sección 5.2.2.

Parte del control del acoplamiento en profundidad está asociado al valor del tensor de gradiente de velocidades regional incorporado en la inversión. En la implementación de la inversión de este tensor se identificaron dos problemas. El primero es que existe una inestabilidad en el sentido de rotación del tensor al variar las observaciones entregadas. También es posible que se produzca el artefacto mencionado de generar un gradiente de velocidad que el modelo intenta compensar elevando el acoplamiento, aunque no es el caso de los modelos presentados, si es algo que se observó en la prueba sintética. Este efecto ocurre por una sobrestimación del gradiente $\frac{\partial u_x}{\partial y}$, sin embargo se sigue solucionando bien el problema de remover velocidades altas en el borde oriental de la zona de estudio (asociado al gradiente $\frac{\partial u_x}{\partial x}$) que no estarían asociadas con la componente elástica del acoplamiento.

Para terminar esta sección y dado a la naturaleza puramente elástica del modelo de acoplamiento, se discuten algunas interpretaciones que podrían afectar al modelo por asumir

este comportamiento. El trabajo de *Li et al.* (2015) realiza una comparación con modelos de acoplamiento sintéticos entre una mecánica puramente elástica y otra que incorpora un comportamiento viscoelástico. En base a esto, *Li et al.* (2015) concluye que los modelos de acoplamiento puramente elásticos tienden a sobreestimar el acoplamiento en profundidad, además que señales que usualmente son asociadas a acortamiento del trasarco pueden ser explicadas por deformación viscoelástica. Las velocidades superficiales de un modelo viscoelástico con un acoplamiento total hasta 30 km de profundidad es similar al de un modelo elástico con un acoplamiento total hasta los 50 km de profundidad. Dicho esto, un modelo de acoplamiento viscoelástico de *Li et al.* (2015) para la región de Iquique muestra un acoplamiento total hasta 50 km de profundidad, 0,5 a 60 km y 0 a 80 km, características similares al decrecimiento del modelo 2010-2016 en profundidad. Además *Li et al.* (2015) y *Shi et al.* (2020) señalan que los desplazamientos típicamente asociados al movimiento de una microplaca pueden estar asociados a deformación viscoelástica y que para constreñir correctamente el acoplamiento en profundidad tanto para modelos elásticos como viscoelásticos es importante el uso de velocidades verticales. Dado que es probable que la señal modelada en este trabajo mediante el tensor de gradiente de velocidades corresponde a esta señal de deformación viscoelástica, resulta sorprendente que haya podido ser removida exitosamente sin la necesidad de velocidades verticales, ni de incorporar la complejidad de la modelación viscoelástica dentro de la inversión.

5.2. Interpretación Sismotéctica

5.2.1. Distribución Espacio-Temporal del Acoplamiento

A partir del modelo de acoplamiento mostrado en la figura 5.1, se grafica el promedio en profundidad del acoplamiento en función de la latitud. Concordante con los segmentos expuestos en el capítulo de resultados, se observan tres segmentos de alto acoplamiento en el periodo 2010-2016 y dos segmentos en el periodo 1990-2000. Sin embargo, en el segundo periodo entre los dos primeros segmentos no parece haber una zona de bajo acoplamiento importante, por lo que, un ejemplo de escenario posible, es que a futuro toda la zona entre 23,5°S a 27°S deslice en un solo gran terremoto con una ruptura de aproximadamente 450 kilómetros de longitud. Aunque cabe resaltar que la parte Norte tiene un déficit de deslizamiento de solo un par de décadas, mientras que la zona Sur tiene un déficit de deslizamiento de casi 100 años. Asumiendo un acoplamiento persistente durante todo el período intersísmico en estas regiones, al Norte de los 25°S en la zona de ruptura del terremoto de Antofagasta habría un déficit de deslizamiento de aproximadamente 1,3 metros y al Sur habría un déficit de 6,6 metros, en una extensión de casi 300 km, acumulados, desde la ocurrencia de los terremotos de Antofagasta M_w 8.0 de 1995 y de Atacama M_w 8,5 de 1922, respectivamente.

Se ha observado en este trabajo que los segmentos de alto acoplamiento, separados por zonas de bajo acoplamiento no son necesariamente estables en el tiempo o que las zonas de bajo acoplamiento no necesariamente actúen como barreras. Un argumento a favor de esto es que la ruptura del terremoto de Antofagasta de 1995 tiene una longitud de 150 km (*Ruegg et al.*, 1996) desde los 23,5°S a 25°S cubriendo esta zona de bajo acoplamiento a los 24°S. Otros terremotos históricos de la región, corresponden a M_w 8.5 1922 y M_s 8.3 1819 cuya ruptura de ambos es entre los 25°S y 30°S, demostrando que es posible que la ruptura puede traspasar la zona de bajo acoplamiento a los 30°S encontrada en el modelo de este trabajo.

Aunque también es posible, que dado al carácter histórico de estos terremotos su longitud de ruptura estimadas no sean lo suficientemente detalladas para realizar este análisis, sobretodo entendiendo que no se cuenta con una estimación de la distribución espacial del deslizamiento cosísmico de dichos eventos, mas bien solo de su extensión latitudinal.

Los resultados indican que desde el terremoto de Antofagasta de 1995 al año 2016, hay un reacoplamiento hasta 30 km de profundidad. Lamentablemente, debido a la falta de campañas GNSS durante la década de 2000-2010 en la zona, no se puede conocer el efecto ni duración de los procesos de relajación viscoelástica y *afterslip* sobre el acoplamiento en la zona del terremoto de Antofagasta. Por lo tanto, aun faltan más observaciones para disponer de una aproximación clara de la evolución del ciclo sísmico y una mejor estimación del déficit de deslizamiento para la región. Sin embargo, con las consideraciones expuestas en este trabajo podría ser posible mejorar la estimación del acoplamiento en un escenario con pocas observaciones y además dado los avances en la cobertura de la red continua GNSS en los últimos años en Chile, podría ser posible lograr mapas de acoplamiento en distintas ventanas temporales.

Relacionado a la evolución del acoplamiento, en la figura 5.1 se grafica la sismicidad de magnitud mayor a 2,5 del catálogo del CSN entre los años 2010-2016 para mostrar la correlación entre las zonas asísmicas con zonas con alto acoplamiento (25°S a 27,5°S) y viceversa (23°S a 25°S y 27,5°S a 30°S). Aunque visualmente la correlación es buena, cabe mencionar que esta correlación se pierde parcialmente al agregar los sismos posterior al año 2016, lo que refuerza la idea de que la distribución espacial del acoplamiento interplaca no es persistente en el tiempo a escalas del ciclo sísmico.

El rol de las morfoestructuras más importantes de la región y el acoplamiento tampoco queda claro de los resultados. Sismotectónicamente, la región está caracterizada principalmente por la subducción del *ridge* de Sala y Gomez y el *ridge* de Copiapó. Otras características como la disminución de la edad de la placa de Norte a Sur y la subducción plana al Sur del *ridge* de Copiapó no parece que jueguen un rol importante en la distribución del acoplamiento en la zona de estudio. Similar es el caso de la estructura de mayor longitud de la placa continental, la ZFA que solo presenta localmente pequeños movimientos verticales (*González L. et al.*, 2006) y a la que tampoco se le logró identificar velocidades GNSS asociadas a esta estructura a partir del análisis del campo de deformación y rotación superficial, por lo que no parece que juegue un rol importante en el ciclo sísmico de la región a escalas de tiempo de un ciclo sísmico.

5.2.2. Anomalías de Acoplamiento en Profundidad

Como fue descrito en el capítulo de resultados, el modelo de acoplamiento tiene dos anomalías de un acoplamiento mayor a 0,6 a 60 km de profundidad, que aunque alto, es un resultado comparable al modelo viscoelástico de *Li et al.* (2015) para la región de Iquique. Entre estas dos anomalías, llama la atención la anomalía Norte que coincide con la proyección de la subducción del *ridge* de Copiapó. La subducción del *ridge* de Copiapó marca una anomalía no solo en el acoplamiento, sino que ha sido estudiada desde varias perspectivas. Sísmicamente ha sido descrito como la subducción del *ridge* asísmico de Copiapó (*Álvarez et al.*, 2015; *Gimenez et al.*, 2019) y además la proyección de su subducción es visible por

medio de una anomalía gravimétrica importante en la región (*Álvarez et al.*, 2015). También, el trabajo de *Klein et al.* (2018b) encuentra la ocurrencia de un proceso de dislocación lento bajo el *ridge* de Copiapó equivalente a un terremoto de Mw 6.9 con una duración desde Septiembre del 2014 hasta mediados del 2016. Dado que la ocurrencia de este terremoto coincide con el periodo de tiempo estudiado en este trabajo, queda abierta la posibilidad tanto que la anomalía de acoplamiento observada sea responsable por la acumulación de esfuerzos en la interface liberados durante la ocurrencia de este terremoto lento, el que, posteriormente haya logrado desacoplar esta zona. Cabe resaltar también, que el modelo de acoplamiento de *Klein et al.* (2018a) encuentra una anomalía en profundidad a la latitud de 25.4°S cerca de Taltal que no es encontrada en este trabajo a pesar de que los datos utilizados en este trabajo son mayormente del trabajo de *Klein et al.* (2018a). Otra opción para explicar la anomalía de alto acoplamiento en Copiapó, es que según *Álvarez et al.* (2015) la anomalía gravimétrica encontrada indica una profundización del espesor elástico en la corteza continental en la subducción del *ridge* de Copiapó. También, el mismo trabajo muestra una anomalía gravimétrica cercana a la costa con un muy bajo espesor elástico. Puede que ambas variaciones en el espesor elástico al no estar incorporadas en el modelo de capas planas utilizado en la inversión, estén afectando los resultados en la zona, dando una falsa señal de acoplamiento.

Si bien es cierto que variaciones locales en el espesor elástico de la corteza continental pueden afectar el modelo de acoplamiento, eso ocurriría solo localmente en los alrededores de la traza del *ridge* de Copiapó y no explica la anomalía de acoplamiento en profundidad a los 29°S cerca del límite Sur del área de estudio. Sin embargo, según *Comte et al.* (2019) el límite friccional está a 60 km en los alrededores del terremoto de Illapel (30°S a 32°S). Por lo tanto, encontrar grados de acoplamiento cercanos a 0,5 a estas profundidades puede ser correcto si se asume que este déficit de deslizamiento se desplazaría posterior a un gran terremoto con la ocurrencia de réplicas que rompen asperezas embebidas en una región dúctil de la interfaz que puede experimentar deslizamientos postsísmicos (dado lo expuesto en la sección 5.1 sobre profundidades máximas de ruptura de terremotos en Chile). Aunque también es una opción, es posible que estas anomalías se repitan localmente en otras regiones, por ejemplo, se ha propuesto que la ruptura del terremoto de Tocopilla 2007 Mw 7.7 alcance la zona más profunda del contacto sismogénico entre profundidades entre 30-50 km (*Béjar-Pizarro et al.*, 2010).

Estudios recientes han propuesto una conexión entre litología de la placa continental, la migración de fluidos, la ocurrencia de terremotos lentos y acoplamiento. En primera instancia *Moreno et al.* (2014), encontró que en la zona del terremoto del Maule 2010 Mw 8.8 el grado de acoplamiento estaba relacionado con la presión de fluidos en la placa oceánica. Luego, *Tassara et al.* (2016) encontró una correlación entre la presión de poros con la ocurrencia de réplicas y deslizamiento postsísmico por medio del *b-value*. Posteriormente, *Pasten-Araya et al.* (2018) propone que la dinámica del control entre fluidos y acoplamiento es que un contacto de interplaca hidratado (generalmente asociado a la presencia de zonas de falla y fracturas en la placa oceánica) junto a rocas permeables en la placa continental que permiten la migración de fluidos, están correlacionadas espacialmente con zonas de bajo acoplamiento en base al comportamiento observado en la península de Mejillones. Las zonas hidratadas presentan una alta sismicidad, enjambres sísmicos, sismos repetidores y podrían actuar como barrera en la propagación de la ruptura de terremotos. Dado que además es necesaria una permeabilidad en la roca para la migración de fluidos, *Pasten-Araya et al.* (2018) propone

que la migración sería favorable bajo un dominio de la litología metamórfica, al ser esta más permeable que el granito en base a ensayos de laboratorio.

Desde el mapa geológico de la figura 5.1, se podría explicar la diferencia de comportamiento del acoplamiento entre la subducción de ambos *ridges* en los primeros 40 km de profundidad. Se observa como en los primeros 40 km al subducir el *ridge* de Sala y Gómez el acoplamiento es total, mientras que en el mismo intervalo de profundidad el *ridge* de Copiapó el acoplamiento promedio es aproximadamente 0.7. Luego desde el mapa geológico se puede apreciar como hay un dominio de los intrusivos Jurásico-Cretácicos en la proyección del *ridge* de Sala y Gómez, y un dominio mixto entre las series metamórficas paleozoicas y los intrusivos mesozoicos al subducir el *ridge* de Copiapó. Sin embargo también no se puede descartar que esta relación entre la subducción de ambos *ridges* y el acoplamiento modelado sea fortuita.

Llama la atención también, como ambos *Ridges* tienen un comportamiento opuesto en profundidad, es decir que en la traza del *Ridges* de Sala y Gómez a profundidades mayores a 40 km, el acoplamiento decrece a valores mínimos, mientras que para el *Ridges* de Copiapó, se incrementa el acoplamiento. El trabajo de *Ji et al.* (2019) muestra como la sismicidad bajo los 40 km está asociada a procesos de deshidratación y cambios de fase, en un modelo numérico 3D que muestra las profundidades donde se produciría la variación de esquistos azules (5.4 % wt) a anfíbolita (1.5 % wt) desde los 40 km y eclogita (0 % wt) desde 60 km de profundidad, sin embargo su modelo no entrega ninguna anomalía donde ocurre la subducción del *Ridge* de Copiapó. Por lo tanto, según la evidencia expuesta para ambos *ridges* no se puede asociar su comportamiento en primera instancia a la hipótesis de *Contreras-Reyes & Carrizo* (2011) de que flotabilidad de los *ridges* subducidos aumentarían el acoplamiento, aunque puede que diferencias litológicas desconocidas para este trabajo entre ambos *ridges* jueguen un factor en la flotabilidad de estos.

5.2.3. Consideraciones Finales

Se termina esta sección comentando algunas consideraciones que se deben hacer en el modelo de acoplamiento relacionados con el comportamiento del trasarco. Modelos de acoplamiento previos han utilizado estaciones en el campo lejano para definir primero un polo de Euler para fijar Sudamérica y luego para eliminar la rotación de un supuesto bloque o microplaca de los Andes. Sin embargo al utilizar velocidades medidas en el arco o trasarco se contamina el modelo con otras mecánicas asociadas a la subducción cuya expresión en superficie no corresponde a una señal de deformación causada directamente por el acoplamiento de interplaca. En un primer orden el trabajo de *Shi et al.* (2020) observa como en el trasarco tendría un movimiento de 3 mm/año principalmente controlado por un flujo inter-sísmico viscoso del manto. Sin embargo, como el acortamiento con datos geológicos se estima en 10 mm/año, habrían 7 mm/año de déficit de deslizamiento en una falla de despegue. Este déficit de deslizamiento también es posible observarlo desde modelos puramente elásticos en el trasarco (*McFarland et al.*, 2017). Relacionado a una mecánica elástica, también se ha observado una partición de la deformación en estructuras Noreste en el arco y trasarco de Ojos del Salado-San Buenaventura a los 27°S (*Álvarez et al.*, 2015). Por lo tanto, mejorar los modelos de acoplamiento, probablemente tiene que ver más con identificar y cuantificar factores de deformación y rotación externos a la mecánica de interfaz de subducción para

removerlos previo a la inversión.

Descomponer los orígenes de las fuentes de deformación presentan un desafío y una oportunidad para las aplicaciones basadas en una red de GNSS para entender la dinámica del margen de subducción chileno en conjunto a otras herramientas. Gracias a estudios sísmicos se tiene conocimiento de que en la interfaz de subducción el estado de esfuerzos es compresivo, con un esfuerzo principal paralelo a la convergencia de placas, mientras en el trasarco, el estado de esfuerzos es consistente con fallas de piel delgada y acortamiento cortical con un esfuerzo principal en sentido Este-Oeste (*Pardo et al.*, 2002). Luego, desde herramientas GNSS se puede saber que, en superficie, el sentido de esfuerzo compresivo en sentido Este-Oeste convive con esfuerzos extensivos en este mismo sentido dada el comportamiento viscoelástico del manto, que en este trabajo es aproximado exitosamente mediante un tensor de gradiente de velocidades regional.

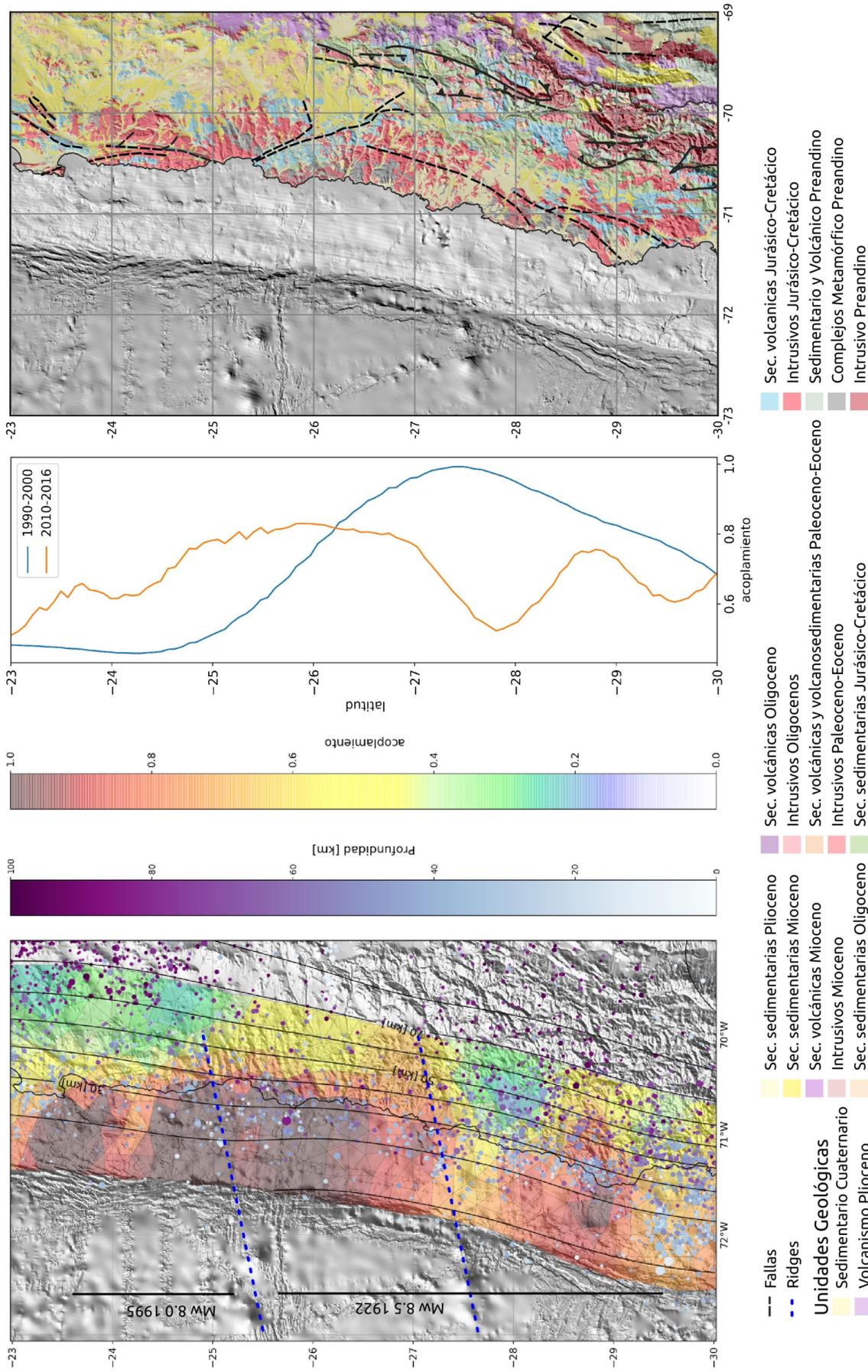


Figura 5.1: Figura unificada de acoplamiento, estructura de la placa de Nazca (izquierda), promedio en profundidad de acoplamiento versus latitud (centro) y mapa geológico del área de estudio (derecha). Líneas punteadas azules indica la traza de los ridges subductados, líneas continuas indican el contorno de la interfaz de subducción (Hayes *et al.*, 2018). Círculos indican la sismicidad para el periodo 2010-2016 (catálogo CSN $M_w > 2,5$). La barra de colores azulada indica la profundidad de la sismicidad. Líneas verticales negras indican largo latitudinal aproximado de los terremotos de 1995 y 1992 en la zona de estudio. Mapa geológico graficado utilizando los mapas digitales de Chile (SERNAGEOMIN, 2003) y Argentina (SEGEMAR, 1995).

Conclusiones

De los mapas de deformación y rotación, el que muestra una mayor relación con el acoplamiento corresponde al mapa de variación volumétrica. En este mapa regiones compresivas se correlacionan espacialmente con zonas de alto acoplamiento y viceversa, por lo que la elaboración de este tipo de mapas podría ser útil para tener una aproximación de primer orden del acoplamiento intersísmico. Por otro lado, si bien los sentidos de rotación pueden asociarse a variaciones latitudinales de acoplamiento, su correlación no es clara.

La implementación de la regularización de EPIC Tikhonov permite realizar inversiones de acoplamiento intersísmico con un suavizamiento heterogéneo, sin necesidad de incorporar condiciones de positividad ni condiciones de borde en profundidad para estabilizar el problema. Además se pueden incorporar parametros adicionales a los regularizados mediante la condición EPIC Tikhonov como es el caso del tensor de gradiente de velocidades.

Aunque afectado por la escasez y calidad de las observaciones, el modelo de acoplamiento del periodo 1990-2000 muestra dos segmentos, un segmento asociado a la zona de ruptura del terremoto de Antofagasta de 1995 con bajo acoplamiento y otro asociado al terremoto de Atacama de 1922 que se encuentra totalmente acoplado. El modelo de acoplamiento del periodo 2010-2016 encuentra tres segmentos de alto acoplamiento: el segmento asociado al terremoto de 1995 completamente acoplado hasta los 30 km de profundidad, un segmento entre 24,5°S hasta 27°S y otro entre 28°S y 30°S, los dos últimos se encuentran dentro del área del terremoto de Atacama de 1922. Los segmentos encontrados se encuentran divididos por zonas de bajo acoplamiento.

Se encontraron además dos anomalías de alto acoplamiento a profundidades mayores de 50 km. La primera a la latitud de 27°S y la segunda a la latitud de 29°S. Se cree que la primera puede deberse a la subducción del *ridge* de Copiapó, mientras que no hay una fuente clara para la segunda. Finalmente, el tensor de gradiente de velocidades obtenido de la inversión indica la existencia de una extensión paralela a la convergencia de placas en toda la zona de estudio, la cual se cree que puede atribuirse a la expresión en superficie de procesos de deformación viscoelástica del manto durante el período intersísmico.

Bibliografía

- Altamimi, Z., X. Collilieux, & L. Métivier (2011), ITRF2008: An improved solution of the international terrestrial reference frame, *Journal of Geodesy*, 85(8), 457–473, doi:10.1007/s00190-011-0444-4.
- Álvarez, O., M. Gimenez, A. Folguera, S. Spagnotto, E. Bustos, W. Baez, & C. Braitenberg (2015), New evidence about the subduction of the Copiapó ridge beneath South America, and its connection with the Chilean-Pampean flat slab, tracked by satellite GOCE and EGM2008 models, *Journal of Geodynamics*, 91, 65–88, doi:10.1016/j.jog.2015.08.002.
- Amilibia, A., F. Sàbat, K. R. McClay, J. A. Muñoz, E. Roca, & G. Chong (2008), The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko, *Journal of Structural Geology*, 30(12), 1520–1539, doi:10.1016/j.jsg.2008.08.005.
- Aron, F., R. W. Allmendinger, J. Cembrano, G. González, & G. Yáñez (2013), Permanent fore-arc extension and seismic segmentation: Insights from the 2010 maule earthquake, Chile, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(2), 724–739, doi:10.1029/2012JB009339.
- Barrientos, S. E. (1994), Large Events, Seismic Gaps, and Stress Diffusion in Central Chile, in *Tectonics of the Southern Central Andes*, pp. 111–117, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, doi:10.1007/978-3-642-77353-2_8.
- Beck, S., S. Barrientos, E. Kausel, & M. Reyes (1998), Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction arc, *Journal of South American Earth Sciences*, 11(2), 115 – 129, doi:https://doi.org/10.1016/S0895-9811(98)00005-4.
- Béjar-Pizarro, M., D. Carrizo, A. Socquet, R. Armijo, S. Barrientos, F. Bondoux, S. Bonvalot, J. Campos, D. Comte, J. De Chabaliér, et al. (2010), Asperities and barriers on the seismogenic zone in north Chile: state-of-the-art after the 2007 m w 7.7 tocopilla earthquake inferred by gps and insar data, *Geophysical Journal International*, 183(1), 390–406.
- Béjar-Pizarro, M., A. Socquet, R. Armijo, D. Carrizo, J. Genrich, & M. Simons (2013), Andean structural control on interseismic coupling in the North Chile subduction zone, *Nature Geoscience*, 6(6), 462–467, doi:10.1038/ngeo1802.
- Bevis, M., & A. Brown (2014), Trajectory models and reference frames for crustal motion geodesy, *Journal of Geodesy*, 88(3), 283–311, doi:doi:10.1007/s00190-013-0685-5.

- Bie, L., I. Ryder, & M. Métois (2017), Deep postseismic viscoelastic relaxation excited by an intraslab normal fault earthquake in the Chile subduction zone, *Tectonophysics*, *712-713*, 729–735, doi:10.1016/j.tecto.2017.07.012.
- Brooks, B. A., M. Bevis, R. Maturana, R. Manceda, M. Araujo, R. Smalley, E. Lauría, & E. Kendrick (2003), Crustal motion in the Southern Andes (26°-36°S): Do the Andes behave like a microplate?, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *4*(10), 1–14, doi:10.1029/2003gc000505.
- Cardozo, N., & R. W. Allmendinger (2009), SSPX: A program to compute strain from displacement/velocity data, *Computers and Geosciences*, *35*(6), 1343–1357, doi:10.1016/j.cageo.2008.05.008.
- Chlieh, M., H. Perfettini, H. Tavera, J. P. Avouac, D. Remy, J. M. Nocquet, F. Rolandone, F. Bondoux, G. Gabalda, & S. Bonvalot (2011), Interseismic coupling and seismic potential along the Central Andes subduction zone, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *116*(12), 1–21, doi:10.1029/2010JB008166.
- Coleman, T., & Y. Li (1996), An interior trust region approach for nonlinear minimization subject to bounds, *SIAM Journal on Optimization*, *6*(2), 418–445, doi:10.1137/0806023.
- Comte, D., H. Haessler, L. Dorbath, M. Pardo, T. Monfret, A. Lavenu, B. Pontoise, & Y. Hello (2002), Seismicity and stress distribution in the Copiapo, northern Chile subduction zone using combined on- and off-shore seismic observations, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *132*(1), 197 – 217, doi:https://doi.org/10.1016/S0031-9201(02)00052-3, subduction Zone Structure and Megathrust Earthquakes.
- Comte, D., M. Farias, S. Roecker, & R. Russo (2019), The nature of the subduction wedge in an erosive margin: Insights from the analysis of aftershocks of the 2015 Mw 8.3 Illapel earthquake beneath the Chilean Coastal Range, *Earth and Planetary Science Letters*, *520*(September 2015), 50–62, doi:10.1016/j.epsl.2019.05.033.
- Contreras-Reyes, E., & D. Carrizo (2011), Control of high oceanic features and subduction channel on earthquake ruptures along the Chile–Peru subduction zone, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *186*(1-2), 49–58, doi:10.1016/j.pepi.2011.03.002.
- Craven, P., & G. Wahba (1978), Smoothing noisy data with spline functions, *Numerische mathematik*, *31*(4), 377–403.
- Davis, J. R., & S. J. Titus (2011), Homogeneous steady deformation: A review of computational techniques, *Journal of Structural Geology*, *33*(6), 1046–1062, doi:10.1016/j.jsg.2011.03.001.
- Delouis, B., T. Monfret, L. Dorbath, M. Pardo, L. Rivera, D. Comte, H. Haessler, J.-P. Caminade, L. Ponce, E. Kausel, & A. Cisternas (1997), The mw = 8.0 antofagasta (northern Chile) earthquake of 30 July 1995 : a precursor to the end of the large 1877 gap, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *87*.
- Duputel, Z., P. S. Agram, M. Simons, S. E. Minson, & J. L. Beck (2014), Accounting for pre-

- diction uncertainty when inferring subsurface fault slip, *Geophysical Journal International*, 197(1), 464–482, doi:10.1093/gji/ggt517.
- Duputel, Z., J. Jiang, R. Jolivet, M. Simons, L. Rivera, J. P. Ampuero, B. Riel, S. E. Owen, A. W. Moore, S. V. Samsonov, F. Ortega Culaciati, & S. E. Minson (2015), The Iquique earthquake sequence of April 2014: Bayesian modeling accounting for prediction uncertainty, *Geophysical Research Letters*, 42(19), 7949–7957, doi:10.1002/2015GL065402.
- Geersen, J., C. R. Ranero, U. Barckhausen, & C. Reichert (2015), Subducting seamounts control interplate coupling and seismic rupture in the 2014 Iquique earthquake area, *Nature Communications*, 6, 6–11, doi:10.1038/ncomms9267.
- Gimenez, M., G. Acosta, O. Alvarez, A. Pesce, F. Lince Kingler, & A. Folguera (2019), The subduction of the Copiapó aseismic ridge, is the causing of the formation of metallic minerals deposits in north of Chile and Argentina?, *Geodesy and Geodynamics*, 10(6), 471–476, doi:10.1016/j.geog.2019.04.007.
- González L., G., T. Dunai, D. Carrizo, & R. Allmendinger (2006), Young displacements on the Atacama Fault System, northern Chile from field observations and cosmogenic ^{21}Ne concentrations, *Tectonics*, 25(3), 1–15, doi:10.1029/2005TC001846.
- Hayes, G. P., G. L. Moore, D. E. Portner, M. Hearne, H. Flamme, M. Furtney, & G. M. Smoczyk (2018), Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model, *Science*, 362(6410), 58–61, doi:10.1126/science.aat4723.
- Ji, Y., S. Yoshioka, V. C. Manea, M. Manea, & N. Suenaga (2019), Subduction thermal structure, metamorphism and seismicity beneath north-central Chile, *Journal of Geodynamics*, 129(September 2017), 299–312, doi:10.1016/j.jog.2018.09.004.
- Kendrick, E., M. Bevis, R. Smalley, B. Brooks, R. B. Vargas, E. Lauria, & L. P. S. Fortes (2003), The Nazca–South America Euler vector and its rate of change, *Journal of South American Earth Sciences*, 16(2), 125–131, doi:10.1016/S0895-9811(03)00028-2.
- Kendrick, E., B. A. Brooks, M. Bevis, R. Smalley, E. Lauria, M. Araujo, & H. Parra (2006), Active orogeny of the south-central Andes studied with GPS geodesy, *Revista de la Asociacion Geologica Argentina*.
- Kennet, B. (2009), Seismic wave propagation in stratified media, *ANU Press*.
- Khazaradze, G., & J. Klotz (2003), Short- and long-term effects of GPS measured crustal deformation rates along the south central Andes, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B6), 1–15, doi:10.1029/2002jb001879.
- Klein, E., C. Vigny, L. Fleitout, R. Grandin, R. Jolivet, E. Rivera, & M. Métois (2017), A comprehensive analysis of the Illapel 2015 Mw8.3 earthquake from GPS and InSAR data, *Earth and Planetary Science Letters*, 469, 123–134, doi:10.1016/j.epsl.2017.04.010.
- Klein, E., G. Meneses, C. Vigny, & A. Delorme (2018a), Bridging the gap between North and Central Chile : insight from new GPS data on coupling complexities and the Andean

- sliver motion, *Geophysical Journal International*, 213, 1924–1933, doi:10.1093/gji/ggy094.
- Klein, E., Z. Duputel, D. Zigone, C. Vigny, J. P. Boy, C. Doubre, & G. Meneses (2018b), Deep Transient Slow Slip Detected by Survey GPS in the Region of Atacama, Chile, *Geophysical Research Letters*, 45(22), 12,263–12,273, doi:10.1029/2018GL080613.
- Klotz, J., G. Khazaradze, D. Angermann, C. Reigber, R. Perdomo, & O. Cifuentes (2001), Earthquake cycle dominates contemporary crustal deformation in Central and Southern Andes, *Earth and Planetary Science Letters*, 193(3-4), 437–446, doi:10.1016/S0012-821X(01)00532-5.
- Lange, D., J. R. Bedford, M. Moreno, F. Tilmann, J. C. Baez, M. Bevis, & F. Kruger (2014), Comparison of postseismic afterslip models with aftershock seismicity for three subduction-zone earthquakes: Nias 2005, Maule 2010 and Tohoku 2011, *Geophysical Journal International*, 199(2), 784–799, doi:10.1093/gji/ggu292.
- Li, S., M. Moreno, J. Bedford, M. Rosenau, & O. Oncken (2015), Revisiting viscoelastic effects on interseismic deformation and locking degree: A case study of the Peru-North Chile subduction zone, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(6), 4522–4538, doi:10.1002/2015JB011903.
- Lin, Y. N. N., A. Sladen, F. Ortega-Culaciati, M. Simons, J. P. Avouac, E. J. Fielding, B. A. Brooks, M. Bevis, J. Genrich, A. Rietbrock, C. Vigny, R. Smalley, & A. Socquet (2013), Coseismic and postseismic slip associated with the 2010 Maule Earthquake, Chile: Characterizing the Arauco Peninsula barrier effect, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(6), 3142–3159, doi:10.1002/jgrb.50207.
- Maloney, K. T., G. L. Clarke, K. a. Klepeis, & L. Quevedo (2013), The Late Jurassic to present evolution of the Andean margin: Drivers and the geological record, *Tectonics*, 32(5), 1049–1065, doi:10.1002/tect.20067.
- McFarland, P. K., R. A. Bennett, P. Alvarado, & P. G. DeCelles (2017), Rapid Geodetic Shortening Across the Eastern Cordillera of NW Argentina Observed by the Puna-Andes GPS Array, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(10), 8600–8623, doi:10.1002/2017JB014739.
- Melnick, D., M. Moreno, J. Quinteros, J. C. Baez, Z. Deng, S. Li, & O. Oncken (2017), The super-interseismic phase of the megathrust earthquake cycle in Chile, *Geophysical Research Letters*, pp. 784–791, doi:10.1002/2016GL071845.
- Métois, M., A. Socquet, C. Vigny, D. Carrizo, S. Peyrat, A. Delorme, E. Maureira, M.-C. Valderas-Bermejo, & I. Ortega (2013), Revisiting the North Chile seismic gap segmentation using GPS-derived interseismic coupling, *Geophysical Journal International*, 194(3), 1283–1294, doi:10.1093/gji/ggt183.
- Métois, M., C.-M. Valderas-Bermejo, C. Vigny, I. Ortega, A. Socquet, S. Morvan, & A. Delorme (2014), GPS-derived interseismic coupling on the subduction and seismic hazards in the Atacama region, Chile, *Geophysical Journal International*, 196(2), 644–655, doi:10.1093/gji/ggt418.

- Métois, M., C. Vigny, & A. Socquet (2016), Interseismic Coupling, Megathrust Earthquakes and Seismic Swarms Along the Chilean Subduction Zone (38°–18°S), *Pure and Applied Geophysics*, *173*(5), 1431–1449, doi:10.1007/s00024-016-1280-5.
- Moreno, M., M. Rosenau, & O. Oncken (2010), 2010 Maule earthquake slip correlates with pre-seismic locking of Andean subduction zone., *Nature*, *467*(7312), 198–202, doi:10.1038/nature09349.
- Moreno, M., D. Melnick, M. Rosenau, J. Bolte, J. Klotz, H. Echtler, J. Baez, K. Bataille, J. Chen, M. Bevis, H. Hase, & O. Oncken (2011), Heterogeneous plate locking in the South-Central Chile subduction zone: Building up the next great earthquake, *Earth and Planetary Science Letters*, *305*(3-4), 413–424, doi:10.1016/j.epsl.2011.03.025.
- Moreno, M., D. Melnick, M. Rosenau, J. Baez, J. Klotz, O. Oncken, a. Tassara, J. Chen, K. Bataille, M. Bevis, a. Socquet, J. Bolte, C. Vigny, B. Brooks, I. Ryder, V. Grund, B. Smalley, D. Carrizo, M. Bartsch, & H. Hase (2012), Toward understanding tectonic control on the M w 8.8 2010 Maule Chile earthquake, *Earth and Planetary Science Letters*, *321-322*, 152–165, doi:10.1016/j.epsl.2012.01.006.
- Moreno, M., C. Haberland, O. Oncken, A. Rietbrock, S. Angiboust, & O. Heidbach (2014), Locking of the Chile subduction zone controlled by fluid pressure before the 2010 earthquake, *Nature Geoscience*, *7*(4), 292–296.
- Moreno, M. S., J. Klotz, D. Melnick, H. Echtler, & K. Bataille (2008), Active faulting and heterogeneous deformation across a megathrust segment boundary from GPS data, south central Chile (36–39°S), *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *9*(12), doi:10.1029/2008GC002198.
- Ortega-Culaciati, F., M. Simons, J. Ruiz, L. Rivera, & N. Díaz-Salazar (en revisión), An epic tikhonov regularization: application to quasi-static fault slip inversion.
- Pardo, M., D. Comte, & T. Monfret (2002), Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone, *Journal of South American Earth Sciences*, *15*(1), 11–22, doi:10.1016/S0895-9811(02)00003-2.
- Pasten-Araya, F., P. Salazar, S. Ruiz, E. Rivera, B. Potin, A. Maksymowicz, E. Torres, J. Villarroel, E. Cruz, J. Valenzuela, D. Jaldín, G. González, W. Bloch, P. Wigger, & S. A. Shapiro (2018), Fluids Along the Plate Interface Influencing the Frictional Regime of the Chilean Subduction Zone, Northern Chile, *Geophysical Research Letters*, *45*(19), 10,378–10,388, doi:10.1029/2018GL079283.
- Ruegg, J., J. Campos, R. Armijo, S. Barrientos, P. Briole, R. Thiele, M. Arancibia, J. Canuna, T. Duquesnoy, M. Chang, & D. Lazo (1996), The Mw=8.1 Antofagasta(North Chile) earthquake of July 30, 1005; first results from teleseismic and geodetic data, *Geophysical Research Letters*, *23*(9), 917–920.
- Ruegg, J. C., A. Rudloff, C. Vigny, R. Madariaga, J. B. de Chabaliér, J. Campos, E. Kausel, S. Barrientos, & D. Dimitrov (2009), Interseismic strain accumulation measured by GPS in the seismic gap between Constitución and Concepción in Chile, *Physics of the Earth*

- and *Planetary Interiors*, 175(1-2), 78–85, doi:10.1016/j.pepi.2008.02.015.
- Ruiz, S., & R. Madariaga (2018), Historical and recent large megathrust earthquakes in Chile, *Tectonophysics*, 733(December 2017), 37–56, doi:10.1016/j.tecto.2018.01.015.
- Ruiz, S., M. Moreno, D. Melnick, F. del Campo, P. Poli, J. C. Baez, F. Leyton, & R. Madariaga (2017), Reawakening of large earthquakes in south central Chile: The 2016 M w 7.6 Chiloé event, *Geophysical Research Letters*, 44(13), 6633–6640, doi:10.1002/2017GL074133.
- Ruthven, R., J. Singleton, N. Seymour, R. Gomila, G. Arancibia, D. F. Stockli, J. Ridley, & J. Magloughlin (2020), The geometry, kinematics, and timing of deformation along the southern segment of the Pajonales fault zone, Atacama fault system, northern Chile, *Journal of South American Earth Sciences*, 97(May 2019), 102,355, doi:10.1016/j.jsames.2019.102355.
- Savage, J. C. (1983), A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B6), 4984–4996, doi:10.1029/JB088iB06p04984.
- Shi, F., S. Li, & M. Moreno (2020), Megathrust Locking and Viscous Mantle Flow Induce Continental Shortening in Central Andes, *Pure and Applied Geophysics*, doi:10.1007/s00024-019-02403-0.
- Tassara, A., H. Soto, J. Bedford, M. Moreno, & J. C. Baez (2016), Contrasting amount of fluids along the megathrust ruptured by the 2010 Maule earthquake as revealed by a combined analysis of aftershocks and afterslip, *Tectonophysics*, 671, 95–109, doi:10.1016/j.tecto.2016.01.009.
- Tikhonov, A. N. (1963), Solution of incorrectly formulated problems and the regularization method, *Soviet Math. Dokl.*, 4, 1035–1038.
- Tikoff, B., & H. Fossen (1995), The limitations of three-dimensional kinematic vorticity analysis, *Journal of Structural Geology*, 17(12), 1771–1784, doi:10.1016/0191-8141(95)00069-P.
- Vigny, C., A. Rudloff, J. C. Ruegg, R. Madariaga, J. Campos, & M. Alvarez (2009), Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo Gap, Chile, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175(1-2), 86–95, doi:10.1016/j.pepi.2008.02.013.
- Wang, K., & S. L. Bilek (2014), Invited review paper: Fault creep caused by subduction of rough seafloor relief, *Tectonophysics*, 610, 1–24, doi:10.1016/j.tecto.2013.11.024.
- Wang, K., M. Bevis, E. Kendrick, & R. B. Vargas (2007), Crustal motion in the zone of the 1960 Chile earthquake: Detangling earthquake-cycle deformation and forearc-sliver translation, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(10), 1–14, doi:10.1029/2007GC001721.
- Wang, K., Y. Hu, & J. He (2012), Deformation cycles of subduction earthquakes in a viscoelastic Earth, *Nature*, 484(7394), 327–332, doi:10.1038/nature11032.

Apéndice A

Anexos

ID	Este[km]	Norte[km]
BAQU	124.66439809	404.69194413
BING	14.00805000	-14.86677146
BSAR	-40.10845562	-201.33701622
CALC	47.52253498	303.02120732
CALD	13.67723030	-9.17099847
CARI	50.59808759	227.35376100
CECU	637.31000713	79.86962271
CEGU	244.14915339	-280.34479426
CHAM	57.99026215	-33.11178489
CHAP	48.32410581	-316.28187149
COBA	142.65221592	240.33437989
CONA	82.82480553	-219.21003782
COPO	65.46284737	-42.77902096
CPDR	530.50661867	-300.80345141
ELSA	136.76359407	82.92969721
ESIM	213.53904896	305.70212362
ETRA	69.61357091	-206.91885526
GNDL	250.34930555	-279.11599465
GRDA	142.17745171	-80.13811592
HUAS	-21.76852423	-163.86054918
INCA9	108.15528976	27.69283506
JULO	46.36325985	384.76610016
JUNT	87.44637085	-330.51181923
LHER	195.51217167	195.46252611
LIVE	76.03115843	336.12761232
MINF	141.73603541	320.00766905
OLLE	684.09450417	193.07291833
PAEL	200.06359711	382.14416662
PASO	274.74852517	279.92014118
PENI	270.86128053	369.69692955

PNAZ	34.62727636	94.33065629
POTR	153.89020818	68.39560216
PSNF	238.51570548	5.28108358
PSTO	118.46048995	-130.41705478
RBLS	678.27991780	-120.16218078
SILA	24.34207458	-248.31040727
SMAR9	173.41547600	-8.98259186
TAFI	519.60763998	17.65188935
TALT	49.30457926	177.17534173
TINO	350.97098882	-144.83662668
TOFO	-23.12601202	-272.58238833
TOTO	-9.46716275	-92.24204578
TUCU	574.03085146	4.28295424
URIB	73.54009916	386.98090727

Tabla A.1: Ubicación de estaciones, período 1990-2000. Coordenadas proyectadas, proyección Mercator Transversal con origen en Longitud = -71, y Latitud: -27

ID	Este[km]	Norte[km]
3CRX	6.60172544	-263.31636792
ABOL	-10.42927620	-217.98617430
AVER	94.19246259	163.86194537
BADU	56.53786588	198.41715374
BAR2	20.92904653	-66.61371076
BARQ	11.95476065	-56.96092822
BING	13.97832132	-14.85565746
BSAR	-40.11829347	-201.31488311
CAL2	27.27048636	-11.33185606
CALC	47.52253498	303.02120732
CANG	-17.26723333	-141.52162428
CANT*	0.39290495	-127.32373654
CARI	50.59808759	227.35376100
CERZ	39.43378154	390.32405976
CGUA*	142.16049079	202.77608567
CHAR	33.83329133	69.86945088
CHR1	46.81269490	71.15836703
CIFN	34.64071926	148.86073231
CIFU	54.57169193	160.98038225
COBA	142.65221592	240.33437989
COP2	17.51231371	-39.57029262
COP3	31.36364362	-39.70854345
COP5	97.43439833	-30.41172009
COPO*	65.48233668	-42.83453303
CRIS*	62.29339390	313.59762162
CRZL	-39.91084947	-233.01381594
CZBA	-14.05756633	-117.80136290
DGAL	98.39333518	67.54332697
DO10	56.86653333	303.42982797
DO20	63.67834585	305.17312989
DO30	70.34410267	318.10158448
DO40	93.53822071	320.40522532
DO50	125.21932146	326.80935492
DO60	186.29210276	304.97810428
DOME	11.11242008	-217.10012940
ESM1	40.68201369	121.70069601
ESM2	52.31179550	123.21062595
ESMA	30.36676530	124.16591040
ETRA	69.66255548	-206.88589720
FREI	-1.95689967	-173.31636230
FRTN	54.32597517	-168.78705154
HGRT	-30.80735994	-215.47336687
HORN	-30.20020720	-296.94104952

HUA0	-21.73924930	-163.80508104
INCA	-6.31872110	-248.46351910
JRGN*	43.47904090	411.02335539
JUL1	63.21550531	225.75051950
JUL2	77.40358179	234.54029130
JUL3	106.90662332	233.67795628
JVAL	91.87523573	-211.25309735
LAMB	-11.21143965	-313.64407672
LAPU	126.23553936	-12.71677695
LCHO	-25.36350134	-252.36942145
LHER	195.51217167	195.46252611
LIVE	76.03115843	336.12761232
LLCH*	-7.95329438	-131.87009559
LOBO	45.39702957	436.15781136
MABL	99.32328128	393.14272785
MARU	64.96758857	170.01842521
MCOL	16.88282685	-135.86904610
MEJ0	51.32557167	431.70870596
MINF	141.73603541	320.00766905
MMOR	35.77163887	13.91031928
MORO	7.73158415	-16.62310675
MRCG*	185.89646380	16.91260654
OBI1	26.06437510	28.78157111
OBI2	37.20485142	28.19974173
OBI3	48.73295324	25.16892786
PALD	-58.28922973	-366.89288223
PAPS	45.80922524	245.09449017
PAR0	44.65380519	263.15407869
PAR3	78.27240446	263.11645067
PAZU*	40.09696575	94.33709501
PCHO	-44.51773074	-249.87879838
PLTT	19.87185488	13.16982609
PMEJ	56.55085657	431.80061595
PNAZ	34.59733747	94.35289446
POTR	153.90072030	68.43981008
PPLY	63.12869470	-241.76405731
PRNL*	62.38337926	265.19062894
PVEJ	5.93722562	-37.78634554
ROSA	77.88910855	109.89911744
SALD	65.64061617	63.76329433
SFLX	52.84633119	-214.33399707
SILL*	25.36893174	-249.93092449
SMRD	75.07271922	427.39969706
TALT	49.40520242	177.17497223

TAMR	75.52825619	-66.05364484
TINC	29.27973345	42.62453928
TOT1	-9.45734605	-92.19771134
TOT2	1.18175592	-96.40511809
TOT3	11.32079510	-101.06472177
TOT4	38.07428553	-108.32293160
TOT5	64.94898612	-105.55666106
TRST*	70.85304189	-203.67869565
TTAL*	57.74695843	174.81524320
UCNF*	60.28424819	367.76941821
VACA	68.52492720	138.20400630
VALL*	23.08970516	-174.22557127
VLZL*	106.02316647	429.75957621

Tabla A.2: Ubicación de estaciones, período 2010-2016. Coordenadas proyectadas, proyección Mercator Transversal con origen en Longitud = -71, y Latitud: -27

ID	Tipo	E	N	U	Velocidad[m]	std
BING	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02010000	0.00210000
BING	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00600000	0.00190000
BSAR	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.01740000	0.00210000
BSAR	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00890000	0.00190000
CEGU	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.00400000	0.00200000
CEGU	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00550000	0.00190000
CHAP	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.01580000	0.00200000
CHAP	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00960000	0.00190000
ELSA	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.00940000	0.00210000
ELSA	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00730000	0.00190000
ETRA	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.01350000	0.00200000
ETRA	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00850000	0.00190000
PNAZ	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02260000	0.00190000
PNAZ	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00570000	0.00190000
SMAR9	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.00720000	0.00200000
SMAR9	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00500000	0.00190000
CALD	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02571000	0.00035000
CALD	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00842000	0.00035000
CHAM	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02094000	0.00019000
CHAM	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00663000	0.00021000
CONA	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02127000	0.00074000
CONA	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00511000	0.00089000
COPO	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02091000	0.00005000
COPO	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00592000	0.00006000
CPDR	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.00327000	0.00064000
CPDR	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00085000	0.00033000
GNDL	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.00812000	0.00117000
GNDL	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00120000	0.00060000
GRDA	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.01980000	0.00108000
GRDA	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00398000	0.00161000
HUAS	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02887000	0.00098000
HUAS	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00720000	0.00116000
INCA9	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02249000	0.00074000
INCA9	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00509000	0.00034000
JUNT	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.01837000	0.00169000
JUNT	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00652000	0.00166000
POTR	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02018000	0.00038000
POTR	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00752000	0.00039000
PSNF	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.01685000	0.00010000
PSNF	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00805000	0.00037000
PSTO	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.01942000	0.00065000
PSTO	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00461000	0.00140000
RBLS	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.00431000	0.00024000

RBL5	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00074000	0.00017000
SILA	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02087000	0.00065000
SILA	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00495000	0.00048000
TAFI	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.00433000	0.00194000
TAFI	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00110000	0.00246000
TINO	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.00797000	0.00240000
TINO	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00192000	0.00125000
TOFO	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02047000	0.00083000
TOFO	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00727000	0.00087000
TOTO	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02620000	0.00059000
TOTO	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00877000	0.00082000
TUCU	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.00268000	0.00007000
TUCU	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	-0.00124000	0.00006000
BAQU	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.01390000	0.00350000
BAQU	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	-0.00060000	0.00280000
CALC	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.01260000	0.00370000
CALC	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00460000	0.00290000
CARI	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.01700000	0.00300000
CARI	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00390000	0.00280000
CECU	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	-0.00220000	0.00300000
CECU	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00050000	0.00280000
COBA	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.01500000	0.00320000
COBA	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00720000	0.00280000
ESIM	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.01050000	0.00300000
ESIM	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00090000	0.00280000
JULO	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.00890000	0.00350000
JULO	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00930000	0.00280000
LHER	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.00460000	0.00310000
LHER	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	-0.00010000	0.00280000
LIVE	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02390000	0.00300000
LIVE	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00500000	0.00280000
MINF	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.00440000	0.00300000
MINF	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00550000	0.00280000
OLLE	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	-0.00120000	0.00300000
OLLE	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00330000	0.00280000
PAEL	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02060000	0.00290000
PAEL	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00060000	0.00280000
PASO	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	-0.00110000	0.00290000
PASO	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00270000	0.00280000
PENI	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.00460000	0.00300000
PENI	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00270000	0.00280000
TALT	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02350000	0.00300000
TALT	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.00360000	0.00280000
URIB	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02050000	0.00300000

URIB	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01130000	0.00280000
------	-----	----------	----------	----------	------------	------------

Tabla A.3: Velocidades estaciones periodo 1990-2000.

ID	Tipo	E	N	U	Velocidad[m]	std
3CRX	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.01990000	0.00102000
3CRX	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01650000	0.00102000
ABOL	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02294000	0.00102000
ABOL	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01869000	0.00102000
AVER	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.03097000	0.00105000
AVER	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01695000	0.00104000
BADU	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.03335000	0.00148000
BADU	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01856000	0.00147000
BAR2	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02058000	0.00155000
BAR2	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01898000	0.00147000
BARQ	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02198000	0.00095000
BARQ	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.02068000	0.00095000
BING	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02775000	0.00094000
BING	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.02063000	0.00094000
BSAR	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.03019000	0.00118000
BSAR	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.02110000	0.00117000
CALC	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02561000	0.00076000
CALC	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.02139000	0.00076000
CAL2	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.03152000	0.00123000
CAL2	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01698000	0.00122000
CANG	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02406000	0.00092000
CANG	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01796000	0.00092000
CANT*	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02428000	0.00118000
CANT*	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01804000	0.00117000
CARI	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.03126000	0.00065000
CARI	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01782000	0.00065000
CERZ	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.03054000	0.00153000
CERZ	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01839000	0.00152000
CGUA*	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02938000	0.00130000
CGUA*	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01560000	0.00129000
CHAR	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.03021000	0.00085000
CHAR	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.02041000	0.00085000
CHR1	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02910000	0.00085000
CHR1	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01866000	0.00085000
CIFN	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.03255000	0.00104000
CIFN	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.02151000	0.00104000
CIFU	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.03213000	0.00104000
CIFU	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01980000	0.00104000
COBA	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02655000	0.00065000
COBA	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01579000	0.00065000
COP2	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02451000	0.00094000
COP2	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.02065000	0.00094000
COP3	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02243000	0.00094000

COP3	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.02074000	0.00094000
COP5	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02058000	0.00086000
COP5	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01569000	0.00085000
COPO*	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02261000	0.00082000
COPO*	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01800000	0.00082000
CRIS*	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.03394000	0.00191000
CRIS*	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.02060000	0.00190000
CRZL	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02487000	0.00082000
CRZL	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.02138000	0.00082000
CZBA	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02301000	0.00093000
CZBA	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01953000	0.00092000
DGAL	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02737000	0.00086000
DGAL	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01497000	0.00086000
DO10	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.03046000	0.00089000
DO10	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01802000	0.00089000
DO20	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02984000	0.00090000
DO20	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01804000	0.00090000
DO30	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02988000	0.00090000
DO30	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01820000	0.00090000
DO40	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02784000	0.00090000
DO40	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01636000	0.00089000
DO50	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02517000	0.00089000
DO50	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01605000	0.00089000
DO60	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02157000	0.00111000
DO60	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01605000	0.00110000
DOME	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02077000	0.00103000
DOME	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01727000	0.00102000
ESM1	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.03303000	0.00148000
ESM1	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.02231000	0.00148000
ESM2	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.03355000	0.00148000
ESM2	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01913000	0.00147000
ESMA	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.03501000	0.00148000
ESMA	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.02206000	0.00147000
ETRA	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.01811000	0.00134000
ETRA	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01331000	0.00133000
FREI	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02295000	0.00089000
FREI	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01662000	0.00088000
FRTN	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02068000	0.00099000
FRTN	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01787000	0.00099000
HGRT	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02639000	0.00103000
HGRT	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01926000	0.00102000
HORN	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.01836000	0.00103000
HORN	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01952000	0.00102000
HUA0	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02601000	0.00089000

HUA0	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01859000	0.00089000
INCA	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02004000	0.00103000
INCA	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01827000	0.00102000
JRGN*	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.03090000	0.00074000
JRGN*	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01983000	0.00074000
JUL1	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.03102000	0.00118000
JUL1	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01757000	0.00118000
JUL2	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.03134000	0.00117000
JUL2	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01739000	0.00117000
JUL3	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02819000	0.00117000
JUL3	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01673000	0.00117000
JVAL	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.01547000	0.00122000
JVAL	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01884000	0.00119000
LAPU	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02017000	0.00065000
LAPU	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01487000	0.00065000
LCHO	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02050000	0.00102000
LCHO	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01857000	0.00102000
LHER	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02316000	0.00065000
LHER	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01575000	0.00065000
LIVE	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02856000	0.00121000
LIVE	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01764000	0.00120000
LLCH*	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02233000	0.00138000
LLCH*	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01842000	0.00138000
LOBO	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02395000	0.00153000
LOBO	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.02022000	0.00152000
MABL	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02342000	0.00153000
MABL	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01521000	0.00152000
MARU	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.03176000	0.00104000
MARU	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01912000	0.00104000
MCOL	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02071000	0.00121000
MCOL	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01522000	0.00118000
MEJ0	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02532000	0.00106000
MEJ0	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01847000	0.00106000
MINF	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02318000	0.00121000
MINF	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01612000	0.00121000
MMOR	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02694000	0.00206000
MMOR	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.02392000	0.00204000
MORO	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02764000	0.00124000
MORO	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.02220000	0.00123000
MRCG*	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.01664000	0.00139000
MRCG*	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01158000	0.00138000
OBI1	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02933000	0.00148000
OBI1	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01939000	0.00147000
OBI2	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02852000	0.00148000

OBI2	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01834000	0.00148000
OBI3	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02485000	0.00148000
OBI3	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01758000	0.00148000
PAPS	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.03583000	0.00148000
PAPS	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01936000	0.00148000
PAR0	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.03777000	0.00148000
PAR0	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01866000	0.00147000
PAR3	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02814000	0.00149000
PAR3	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01762000	0.00148000
PAZU*	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.03205000	0.00139000
PAZU*	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.02208000	0.00138000
PCHO	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02257000	0.00102000
PCHO	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.02076000	0.00102000
PLTT	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02815000	0.00095000
PLTT	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.02005000	0.00094000
PMEJ	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02897000	0.00082000
PMEJ	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01812000	0.00081000
PNAZ	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02985000	0.00065000
PNAZ	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01980000	0.00065000
POTR	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02539000	0.00106000
POTR	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01482000	0.00106000
PPLY	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.01836000	0.00115000
PPLY	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01692000	0.00114000
PRNL*	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.03345000	0.00191000
PRNL*	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.02074000	0.00190000
PVEJ	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02468000	0.00094000
PVEJ	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.02068000	0.00094000
ROSA	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.03117000	0.00148000
ROSA	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01781000	0.00148000
SALD	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02809000	0.00085000
SALD	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01781000	0.00085000
SFLX	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.01880000	0.00114000
SFLX	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01746000	0.00113000
SILL*	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.01900000	0.00080000
SILL*	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01767000	0.00080000
SMRD	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02146000	0.00155000
SMRD	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01767000	0.00153000
TALT	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.03082000	0.00065000
TALT	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01928000	0.00065000
TAMR	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.01808000	0.00130000
TAMR	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01560000	0.00129000
TINC	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02937000	0.00094000
TINC	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01897000	0.00094000
TOT1	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02179000	0.00105000

TOT1	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.02214000	0.00104000
TOT2	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02174000	0.00085000
TOT2	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.02050000	0.00085000
TOT3	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02188000	0.00085000
TOT3	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01975000	0.00085000
TOT4	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02080000	0.00085000
TOT4	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01790000	0.00085000
TOT5	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.01814000	0.00085000
TOT5	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01704000	0.00085000
TRST*	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02072000	0.00198000
TRST*	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01565000	0.00198000
TTAL*	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.03234000	0.00147000
TTAL*	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.02158000	0.00147000
UCNF*	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.03066000	0.00074000
UCNF*	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01836000	0.00074000
VACA	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.03070000	0.00147000
VACA	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01791000	0.00147000
VALL*	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02037000	0.00074000
VALL*	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01572000	0.00074000
VLZL*	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02332000	0.00078000
VLZL*	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01587000	0.00078000
CANG	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02704000	0.00199000
CANG	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01792000	0.00199000
CZBA	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02157000	0.00203000
CZBA	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01851000	0.00201000
LAMB	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.01609000	0.00216000
LAMB	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01974000	0.00214000
LAPU	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.01987000	0.00201000
LAPU	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01233000	0.00200000
LCHO	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.01959000	0.00132000
LCHO	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.01977000	0.00132000
PALD	GPS	1.000000	0.000000	0.000000	0.02386000	0.00214000
PALD	GPS	0.000000	1.000000	0.000000	0.02137000	0.00213000
LCHO	GPS	0.000000	0.000000	1.000000	-0.00522000	0.00168000

Tabla A.4: Velocidades estaciones periodo 2010-2016.

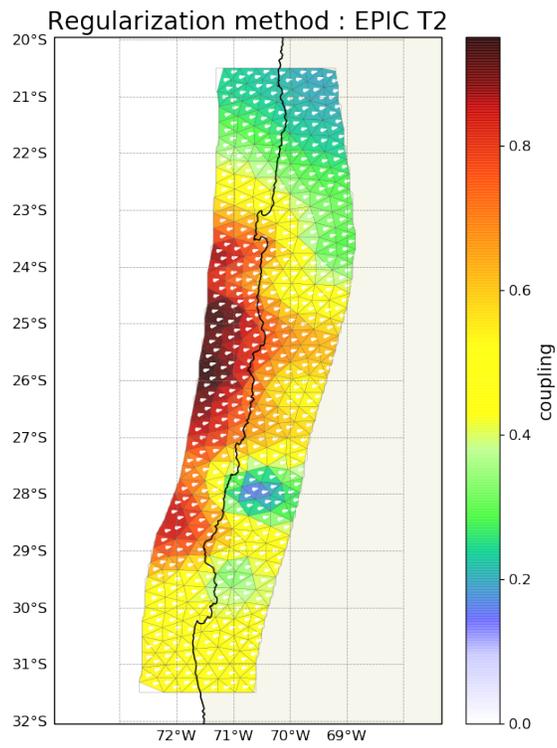


Figura A.1: Inversión periodo 2010-2016 utilizando el polo de Euler del bloque de los Andes encontrado por *Métois et al.* (2014).

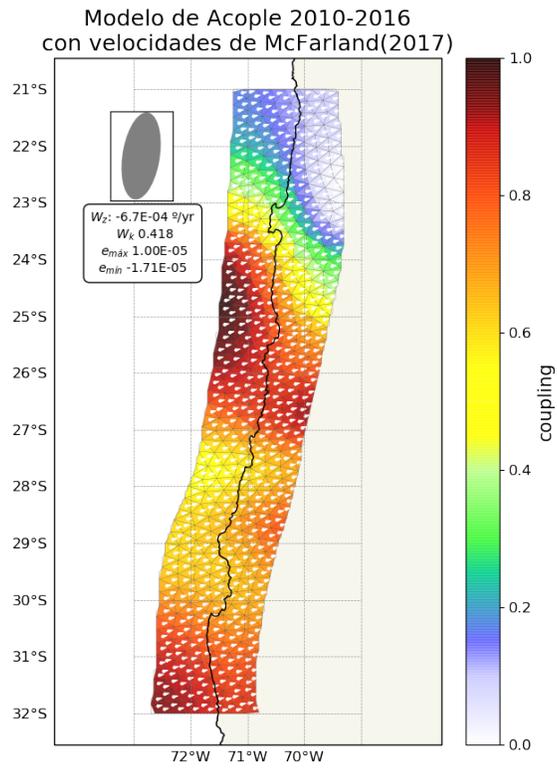


Figura A.2: Inversión periodo 2010-2016 incorporando velocidades del trasarco de *McFarland et al.* (2017).

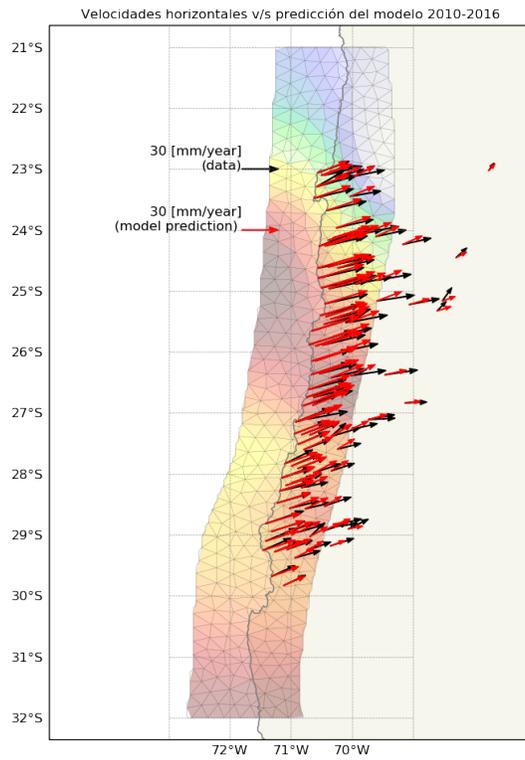


Figura A.3: Ajuste inversión periodo 2010-2016 incorporando velocidades del trasarco de *McFarland et al. (2017)*.

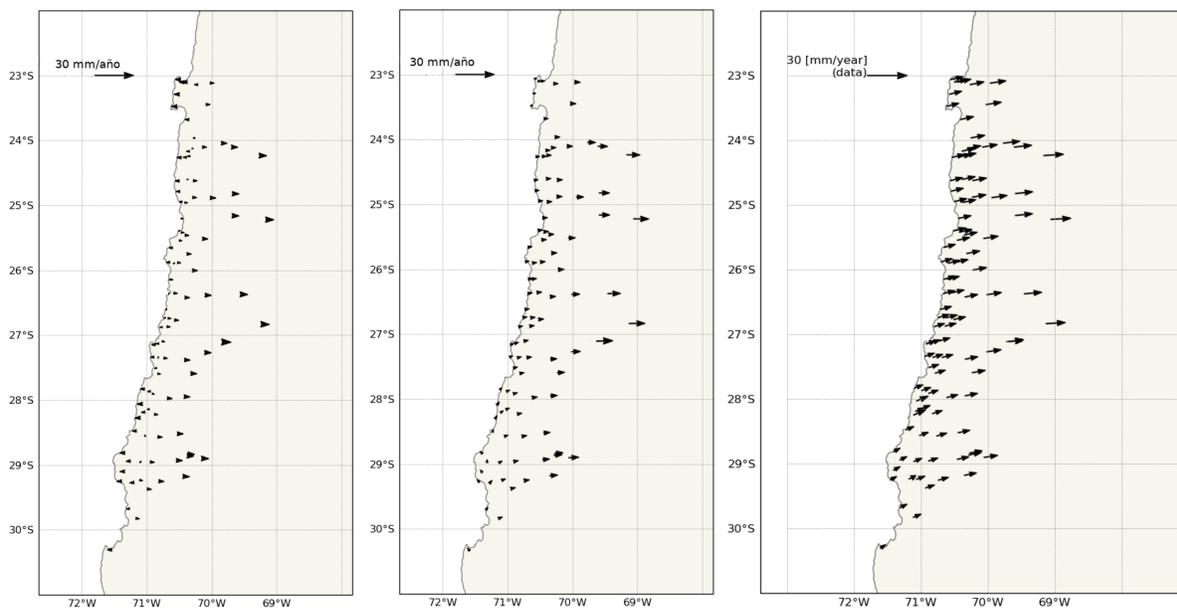


Figura A.4: Predicción de las velocidades al variar el peso del tensor en la inversión. Izquierda 1% de la velocidad de convergencia, centro 20% de la velocidad de convergencia y derecha 50% velocidad de convergencia.