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

Cambios del acoplamiento intersísmico en el Norte de Chile durante las últimas dos décadas

POR

DENISSE ANDREA LEAL CHACANA

Tesis presentada a la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas
de la Universidad de Concepción
para optar al título profesional de Geofísico

Profesor Guía:
Dr. Marcos Simón Moreno Switt

Septiembre, 2021
Concepción, Chile

©2021 DENISSE ANDREA LEAL CHACANA
Se autoriza la reproducción total o parcial, con fines académicos, por cualquier medio o procedimiento, incluyendo la cita bibliográfica del documento.

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

Cambios del acoplamiento intersísmico en el Norte de Chile durante las últimas dos décadas

POR

DENISSE ANDREA LEAL CHACANA

Habilitación Profesional
para optar al Título de Geofísico

Profesora Guía:
Dr. Marcos Simón Moreno Switt

Comisión Evaluadora:
Dr. Klaus Bataille
Dr. Matthew Miller

Septiembre, 2021

AGRADECIMIENTOS

Quiero comenzar agradeciendo al proyecto Anillo Precursor ACT 19216, por haber financiado esta tesis y al profesor Marcos Moreno por darme la oportunidad de ser parte de este proyecto dando mi aporte a la comunidad científica que se dedica al estudio de un fenómeno natural tan importante como lo son los terremotos.

Además, me gustaría dar las gracias al profesor Francisco Ortega y a Vicente Yañez por tener la disposición de ayudarme a resolver dudas o problemas que fueron surgiendo durante el desarrollo de este estudio. También, agradecer al profesor Klaus Bataille con quien desarrollé mi práctica pre profesional, la cual fue de gran ayuda para realizar este trabajo, y por último, al profesor Matt Miller por tener la disposición de formar parte de la comisión evaluadora.

Fuera del ámbito académico, quiero agradecer enormemente a mi madre por siempre apoyarme en alcanzar mis metas, a mi familia de Coronel por haberme acogido durante mis años de estudio en Concepción y a mi pareja por toda la paciencia, ayuda, compañía y cariño brindado durante todo este tiempo.

Por último, agradecer a todos aquellos profesores, compañeros y amigos, que fueron parte de este proceso enseñándome, acompañándome o brindado su ayuda cuando fuera necesario. Gracias a todos los que de alguna u otra manera me apoyaron durante todo estos años de estudio.

RESUMEN

El estudio de estimaciones de acoplamiento intersísmico es de gran importancia para poder identificar las zonas con mayor potencial de ocurrencia de sismos de magnitud considerable en el futuro. En este trabajo se realiza una estimación de acoplamiento en el norte de Chile (18°S-27.5°S), abarcando dos zonas consideradas como gaps sísmicos, donde se analiza la variación de acoplamiento antes y después del terremoto de Iquique 2014.

Esta región se caracteriza por presentar una deformación continental, no asociada al deslizamiento interplaca, la cual se ha interpretado como un movimiento de bloque rígido de aproximadamente 5-10 mm/yr. Otro método utilizado para explicar esta deformación es el de deformación regional, en el cual no es necesario asumir la existencia de la microplaca. Sin embargo, ambos métodos utilizan un modelo elástico.

Debido a lo anterior, es que en este trabajo estimamos el acoplamiento intersísmico utilizando el método de deformación regional pero considerando un modelo viscoelástico. Los resultados muestran que la deformación no asociada al deslizamiento en el interfaz es menor al interpretado en otro trabajos ($\sim$ 4-5 mm/yr).

Los resultados de acoplamiento nos muestran que la región se encuentra principalmente en un periodo intersísmico, destacando las áreas entre Iquique-Antofagasta y alrededor de los 24°S, donde en ambas ventanas de tiempo el acoplamiento se mantiene alto.

Por lo tanto, se concluye que es de gran importancia la incorporación de la deformación continental en las estimaciones de acoplamiento, sin embargo, esta debe considerar las deformaciones viscoelásticas para obtener resultados robustos. Además, en necesario seguir trabajando en mejorar los modelos viscoelásticos incluyendo variaciones reológicas, con el fin de obtener resultados más realistas.

Índice General

Agradecimientos v

Resumen vii

Índice de Figuras xii

Índice de Tablas xv

1. Introducción 1

2. Hipótesis y Objetivos 4

2.1. Hipótesis 4

2.2. Objetivos 5

2.2.1. Objetivo General 5

2.2.2. Objetivos específicos 5

3. Marco Teórico 7

3.1. Ciclo sísmico 7

3.2. Problema inverso 8

3.3. Tensor de deformación 9

4. Metodología **12**

4.1. Campo de velocidades intersísmicas 12

4.1.1. Recopilación de datos 12

4.1.2. Análisis series de tiempo 14

4.2. Inversión de acoplamiento intersísmico 15

4.2.1. Modelo físico 15

4.2.2. Deformación continental 17

4.2.3. Problema inverso: método de mínimos cuadrados regularizado 19

5. Resultados **23**

5.1. Series de tiempo 2017-2021 23

5.2. Campos de velocidades 26

5.3. Pruebas de Resolución 27

5.3.1. Modelo elástico 28

5.3.2. Modelo Viscoelástico 30

5.4. Modelos de Acoplamiento 31

5.4.1. Pre 2014 32

5.4.2. 2017-2021 35

6. Discusión **39**

6.1. Comparación de modelos de acoplamiento 39

6.2. Datos GNSS continuos y de campaña 42

6.3. Variación espacio-temporal de acoplamiento intersísmico 43

7. Conclusiones **47**

Bibliografía **49**

A. Datos utilizados **53**

B. Propiedades del modelo viscoelástico **63**

C. Resultados componente vertical **64**

Índice de Figuras

1.1. Sismicidad en la zona de estudio en las dos últimas décadas (Catálogo de sismicidad del Centro sismológico Nacional). La líneas negras representan los contornos de deslizamientos para los 3 últimos terremotos en la región. La líneas azul oscuro muestran el largo de la zona de ruptura de los dos últimos grandes terremotos, zonas que hoy se consideran brechas sísmicas. . 3

3.1. Elipsoide de magnitud (Allmendinger et al., 2012). 10

4.1. Localización de los datos utilizados para la ventana de tiempo pre 2014. En verde los datos de Métois et al. (2014), en azul Weiss et al. (2016), en rojo Hoffmann et al. (2018) y en negro datos continuos. 13

4.2. Localización de los datos utilizados para la ventana de tiempo 2017-2021. . . 14

4.3. Funciones de Green. 20

5.1. Series de tiempo obtenidas a través del modelo de trayectoria de Bevis, Brown (2014). 25

5.2. La línea negra continua representan el límite oriental del acortamiento Andino. a) Compilado de datos para antes del terremoto de Iquique 2014. b) Datos para el periodo de tiempo 2017-2021. 27

5.3. Test de resolución para estaciones del periodo de tiempo pre 2014 considerando un modelo elástico. 29

5.4. Test de resolución para estaciones del periodo de tiempo 2017-2021 considerando un modelo elástico. 29

5.5. Test de resolución para estaciones del periodo de tiempo pre 2014 considerando un modelo viscoelástico. 30

5.6. Test de resolución para estaciones del periodo de tiempo 2017-2021 considerando un modelo viscoelástico. 31

5.7. Resultados de predicciones de deformación y acoplamiento intersísmico para datos pre 2014 utilizando modelo elástico 33

5.8. Resultados de predicciones de deformación y acoplamiento intersísmico para datos pre 2014 utilizando modelo viscoelástico 34

5.9. Resultados de predicciones de deformación y acoplamiento intersísmico para datos 2017-2021 utilizando modelo elástico 36

5.10. Resultados de predicciones de deformación y acoplamiento intersísmico para datos 2017-2021 utilizando modelo viscoelástico 38

6.1. Resultados de estimación de acoplamiento intersísmico para el periodo de tiempo pre 2014 de ambos modelos. En líneas continuas blanca los contornos de deslizamientos para los terremotos de Iquique 2014 (Schurr et al., 2020), Tocopilla 2007 (Schurr et al., 2012) y Antofagasta 1995 (Chlieh et al., 2004), respectivamente. 40

6.2. Resultados de estimación de acoplamiento intersísmico para el periodo de tiempo 2017-2021 de ambos modelos. En líneas continuas blanca los contornos de deslizamientos para los terremotos de Iquique 2014 (Schurr et al., 2020), Tocopilla 2007 (Schurr et al., 2012) y Antofagasta 1995 (Chlieh et al., 2004), respectivamente. 41

6.3. Resultados de estimación de acoplamiento intersísmico para el periodo de tiempo pre 2014 considerando datos sGPS (izquierda) y cGPS (derecha). . . . 43

6.4. Resultados de estimación de backslip y acoplamiento intersísmico para los periodos pre 2014 (izquierda) y 2017-2021 (derecha). 44

6.5. Acoplamiento y sismicidad para el periodo de tiempo 2017-2021. Catálogo de sismicidad del Centro Sismológico Nacional (CSN). 46

C.1. Campo de velocidades verticales para el periodo pre 2014 (izquierda) y 2017-2021 (derecha). 64

C.2. Resultados componente vertical en el periodo de tiempo pre 2014 utilizando un modelo elástico. 65

C.3. Resultados componente vertical en el periodo de tiempo pre 2014 utilizando un modelo viscoelástico. 65

C.4. Resultados componente vertical en el periodo de tiempo 2017-2021 utilizando un modelo elástico. 66

C.5. Resultados componente vertical en el periodo de tiempo 2017-2021 utilizando un modelo viscoelástico. 66

Índice de Tablas

A.1. Datos componente horizontal para el periodo pre 2014 (1). 53

A.2. Datos componente horizontal para el periodo pre 2014 (2). 54

A.3. Datos componente horizontal para el periodo pre 2014 (3). 55

A.4. Datos componente horizontal para el periodo pre 2014 (4). 56

A.5. Datos componente horizontal para el periodo pre 2014 (5). 57

A.6. Datos componente horizontal para el periodo pre 2014 (6). 58

A.7. Datos componente vertical para el periodo pre 2014 (1). 59

A.8. Datos componente vertical para el periodo pre 2014 (2). 60

A.9. Datos componente horizontal y vertical para el periodo 2017-2021 (1). 61

A.10. Datos componente horizontal y vertical para el periodo 2017-2021 (2). 62

B.1. Propiedades modelo viscoelástico. 63

Capítulo 1

Introducción

La zonas de subducción se definen como zonas de convergencia entre dos placas tectónicas, donde la placa de mayor densidad subduce bajo la placa de menor densidad. Estas zonas son regiones de gran interés científico debido a que concentran $\sim 90\,\%$ de la actividad sísmica a nivel global (Bürgmann et al., 2005), registrando en ellas los terremotos y tsunamis más grandes y devastadores de la historia. Una de las zonas de subducción más activa es el margen chileno, en cual la placa oceánica de Nazca subduce bajo la placa continental Sudamericana a una velocidad de convergencia de aproximadamente 66 mm/yr (Angermann et al., 1999). En este margen de subducción ocurrió el terremoto de mayor magnitud registrado mundialmente de $9.6M_w$ en la ciudad de Valdivia en el año 1960, el cual causó grandes daños en la zona sur de Chile. Además, se registraron otros tres grandes terremotos en la última década: $8.8M_w$ Maule 2010, $8.2M_w$ Iquique 2014 y $8.4M_w$ Illapel 2015, los cuales han sido foco de distintos estudios (Moreno et al., 2010; Schurr et al., 2020; Tilmann et al., 2016).

El interfaz de las placas, en las zonas de subducción, puede deslizarse de manera sísmica

y asísmica, esto dependerá de la fricción presente entre ellas. Las zonas donde existe mayor fricción son las que presentan mayor grado de acople, lo que conlleva a una mayor acumulación de esfuerzos y energía, la cual es liberada a través de un deslizamiento abrupto cuando la fricción se ve superado por los estreses. A los segmentos de alto acople se les llama asperezas, las cuales al momento de liberar la energía acumulada suelen ocasionar sismos proporcionales a su tamaño.

En este trabajo nos centraremos en la zona norte de Chile comprendida entre las latitudes 18°S-27.5°S (figura 1.1). En esta zona se ubican dos de los grandes *Gap sísmicos* del margen de subducción chileno, es decir, zonas donde no ha ocurrido un sismo de gran magnitud durante los últimos $\sim$ 100 años. Estos corresponden al gap sísmico del Norte grande y de la región de Atacama, los cuales se extienden entre las latitudes 20°S-23°S y 24°S-30°S, respectivamente. Los últimos sismos registrados en la región fueron los terremotos de Antofagasta 1995, Tocopilla 2007 e Iquique 2014.

Debido a los gap sísmicos, mencionados anteriormente, se han realizado distintos estudios en esta zona (Métois et al., 2013, 2014; Li et al., 2015; Klein et al., 2018; Yáñez et al., en revisión), donde se han utilizado tres distintos métodos para ajustar la deformación continental no asociada a la subducción, la cual es de magnitud considerable en la región. Estos corresponden al método de bloque rígido (Métois et al., 2013, 2014), modelo viscoelástico (Li et al., 2015) y el método de deformación regional (Yáñez et al., en revisión).

El objetivo principal de este trabajo es cuantificar los cambios de acoplamiento intersísmico utilizando series de tiempo GNSS y métodos de modelamiento, por lo que es importante considerar la deformación continental, con el fin de no sobrestimar el deslizamiento interplaca. Para esto, usaremos el método de deformación regional de Yáñez et al. (en revisión) utilizando el modelo viscoelástico planteado por Li et al. (2015).

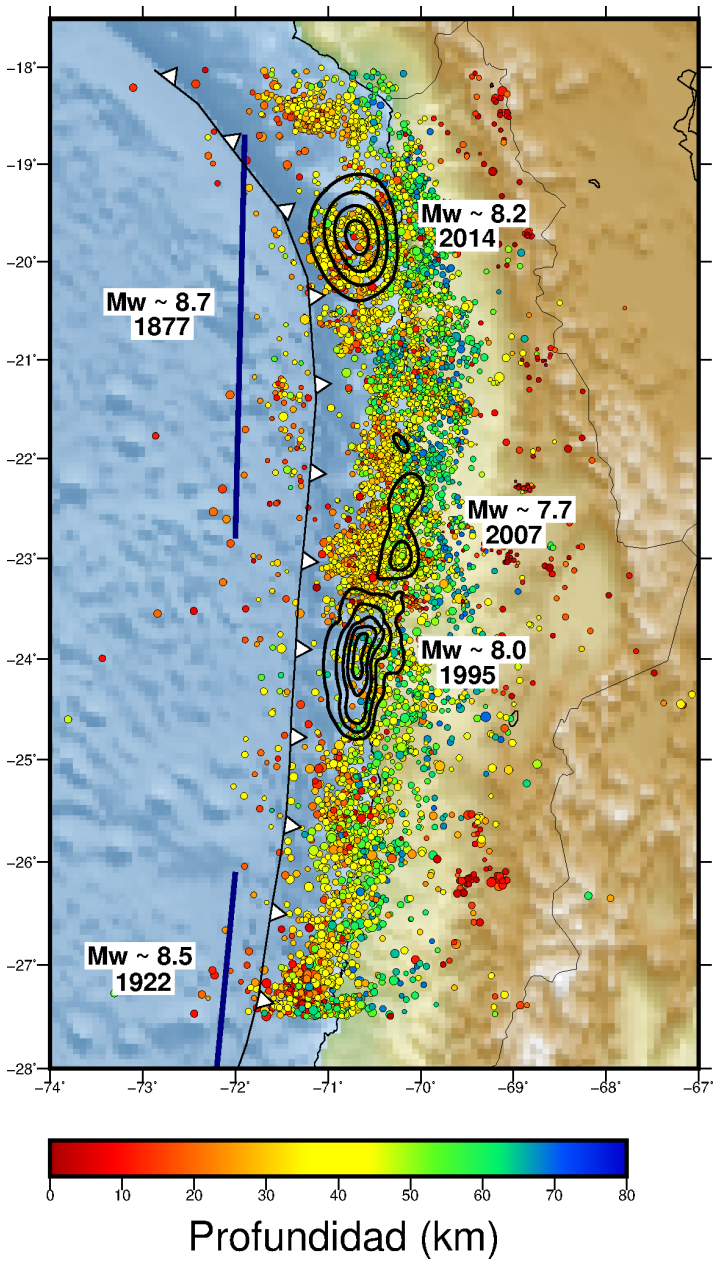

Figura 1.1: Sismicidad en la zona de estudio en las dos últimas décadas (Catálogo de sismicidad del Centro sismológico Nacional). La líneas negras representan los contornos de deslizamientos para los 3 últimos terremotos en la región. La líneas azul oscuro muestran el largo de la zona de ruptura de los dos últimos grandes terremotos, zonas que hoy se consideran brechas sísmicas.

Capítulo 2

Hipótesis y Objetivos

2.1. Hipótesis

Si bien, el norte de Chile ha tenido tres grandes terremotos en los últimos años (Chlieh et al., 2004; Schurr et al., 2012, 2020), estos han tenido áreas de ruptura relativamente pequeñas comparadas al terremoto de 1877 (Chlieh et al., 2011) y el terremoto de Copiapó de 1922 (Métois et al., 2014). Por lo que, tomando en cuenta la cantidad de años que ha pasado desde la ocurrencia de estos, ambas zonas se consideran gaps sísmicos. En la última década, el terremoto de mayor magnitud que afectó la zona fue el terremoto de Iquique 2014, el cual liberó parcialmente la energía acumulada al norte de la región.

Por lo que, basándonos en lo anterior, en este estudio trabajamos con tres hipótesis:

- Variaciones temporales y espaciales en el acoplamiento intersísmico de gaps sísmicos pueden ayudar a comprender la mecánica de grandes terremotos en zonas de subducción.

- La ocurrencia de un gran terremoto en zonas de subducción puede provocar cambios en el acoplamiento intersísmico de zonas adyacentes.
- Estudios del acoplamiento intersísmico en escala de décadas en zonas consideradas gaps sísmicos se pueden utilizar para estimar el déficit de slip y peligro sísmico de la zona.

2.2. Objetivos

2.2.1. Objetivo General

Cuantificar los cambios de acoplamiento intersísmico en el norte de Chile, abarcando las brechas sísmicas del norte grande y la región de Atacama, entre los periodos de tiempo antes y después del terremoto de Iquique 2014.

2.2.2. Objetivos específicos

Los objetivos específicos de este trabajos son:

- Recopilación de datos de campaña para el periodo de tiempo pre 2014.
- Obtención y selección de datos continuos para los periodos de tiempo pre 2014 y 2017-2021.
- Calculo del modo común de error de los datos seleccionados.
- Análisis de series de tiempo.

- Generar mapas de campos de velocidades para ambos periodos de tiempo.
- Obtener el acoplamiento intersísmico utilizando el modelo de deformación regional para Funciones de Green elásticas y viscoelásticas.
- Comparar los resultados obtenidos.

Capítulo 3

Marco Teórico

3.1. Ciclo sísmico

La primera teoría para explicar la acumulación y liberación de energía durante terremotos se conoce como *"Teoría de rebote elástico"* (Reid, 1911), la cual nos permite comprender de forma cualitativa, la generación de terremotos en zonas de subducción a través del denominado "*Ciclo sísmico"* (Fitch, Scholz, 1971).

El ciclo sísmico nos permite medir la deformación superficial causada por la acumulación (fase intersísmica) y liberación (fase cosísmica) de energía elástica en el contacto entre placas. La fase intersísmica puede durar desde décadas a siglos y en ella se acumulan esfuerzos que generan una deformación de la placa superior; la fase cosísmica, la cual ocurre en un intervalo de segundos o minutos, se produce en el momento en que los esfuerzos acumulados se liberan generando un terremoto. La mecánica de la acumulación de esfuerzos en el periodo intersísmico depende de la fricción en el interfaz de las placas. Las zonas se desacoplarán

una vez que los esfuerzos de cizalle, provocados por la deformación acumulada en la placa cabalgante, sean lo suficientemente grandes para superar a la fuerza de fricción y comenzar el deslizamiento, el cual si la fricción es baja, será de manera asísmica, y en caso contrario, con alta fricción, se acumulará más energía y el desacople provocará sismicidad (Scholz, 1998). Luego de un terremoto ocurre la fase postsísmica, la cual tiene una duración de horas o pocos años dependiendo de la magnitud del terremoto, en esta se produce un deslizamiento lento, en la misma dirección de deslizamiento cosísmico, en la zona de ruptura del terremoto.

A través de mediciones geodésicas, distintos estudios han evidenciado que durante la fase intersísmica la placa subductada se deforma alzando la zona del antearco hasta una distancia de cientos de kilometros desde la fosa (Métois et al., 2014; Melnick et al., 2017). Esta deformación se mantiene en aumento durante el periodo intersísmico hasta la ocurrencia de un terremoto (fase cosísmica), en la cual se produce un movimiento inverso al antes mencionado.

3.2. Problema inverso

La descripción teórica a través de ecuaciones permite realizar modelos que representen fenómenos, sistemas o problemas físicos. Sin embargo, cuando se desconocen parámetros dentro del modelo este pasa a ser un problema matemático, para solucionar esto es que acudimos al problema inverso.

El problema inverso es una herramienta matemática que nos permite analizar o interpretar de forma indirecta las mediciones científicas. Para poder realizar una inversión (ecuación 3.1) es necesario contar con datos (y) de una consecuencia de lo que queremos estudiar y tener una relación física (G) entre la base de datos con el objeto de estudio.

$$y = Gm \tag{3.1}$$

Sin embargo, la ecuación 3.1 es una versión simple de este problema (regresión lineal), ya que si queremos trabajar con matrices debemos utilizar la ecuación 3.2, en la cual se utilizan nociones de álgebra lineal con el fin de obtener los parámetros deseados (m).

$$m = (G^T G)^{-1} G^T y \tag{3.2}$$

Cabe mencionar que en este trabajo la relación física entre la base de datos y el objeto de estudio estará dada por *Funciones de Green* en las cuales cada elemento contiene un modelo directo que representa el desplazamiento debido al deslizamiento en cada nodo de la falla, esto se encuentra explicado con mayor detalle en el capítulo 4.

3.3. Tensor de deformación

La deformación o strain representa la respuesta en el cambio de forma o volumen de un cuerpo al esfuerzo (stress), el cual se entiende como densidad de la fuerza mecánica y se puede expresar como fuerza por unidad de área. Matemáticamente, la deformación es un tensor de segundo orden, esto quiere decir que es una cantidad física independiente de un sistema de coordenadas particular y esta representada por 9 valores, es decir, tiene 2 subíndices (ecuación 3.6). Los valores a lo largo de la diagonal principal, T_{11}, T_{22} y T_{33} se conocen como los ejes principales del tensor los cuales definen los ejes de magnitud mayor, intermedia y menor de una superficie tridimensional conocida como elipsoide de magnitud (figura 3.1).

$$T = T_{ij} = \begin{pmatrix} T_{11} & T_{12} & T_{13} \\ T_{21} & T_{22} & T_{23} \\ T_{31} & T_{32} & T_{33} \end{pmatrix} \tag{3.3}$$

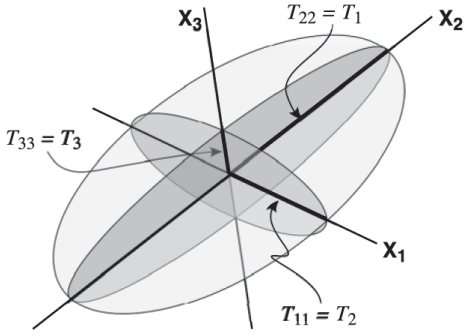

Figura 3.1: Elipsoide de magnitud (Allmendinger et al., 2012).

La deformación se estima comparando los estados del material en dos puntos diferentes en el tiempo. En una dimensión esta se puede representar en extensión y estiramiento, es decir, gradiente de desplazamientos (e) y deformación (S) , respectivamente (ecuación 3.4).

$$e = \frac{l_f - l_i}{l_i} \qquad\qquad S = \frac{l_f}{l_i} \tag{3.4}$$

Para el caso de deformación infinitesimal, el gradiente de desplazamiento respecto al estado inicial y final esta dado por las ecuaciones 3.5, donde las derivadas representan las componentes del tensor de velocidad (e_{ij}). Cabe mencionar que cuando la deformación es pequeña $\frac{\partial u_i}{\partial X_j} \approx \frac{\partial u_i}{\partial x_j}$.

$$inicial: \qquad u_i = \frac{\partial u_i}{\partial X_j} X_j, \qquad final: \qquad u_i = \frac{\partial u_i}{\partial x_j} x_j \tag{3.5}$$

En el caso del gradiente de velocidad en dos dimensiones para datos GPS la deformación medida es infinitesimal, debido a que los cambios en la distancia entre las estaciones en el tiempo son extremadamente pequeños (decenas de milímetros) en relación con la distancia entre estas (decenas de kilómetros), por lo tanto se puede escribir:

$$u_i = t_i + e_{ij} X_j \tag{3.6}$$

donde u_i representan la velocidad de los datos GPS, t_i es una constante de traslación respecto al origen y e_{ij} es el tensor de gradiente de velocidad (Allmendinger et al., 2012).

Capítulo 4

Metodología

En este capítulo revisaremos en detalle los pasos a seguir para lograr los objetivos antes propuestos, esto va desde la obtención de los datos con los cuales se trabajará, hasta el problema inverso planteado para la obtención del acoplamiento intersísmico.

4.1. Campo de velocidades intersísmicas

4.1.1. Recopilación de datos

Los datos estarán divididos en dos ventanas de tiempo: pre 2014, el cual contará con una recopilación de datos GNSS de campañas y continuos para intervalos de tiempo antes del terremoto de Iquique 2014, y 2017-2021, los cuales se obtendrán de *Nevada Geodetic Laboratory* para datos GNSS entre Julio 2017 y Julio 2021.

Para la primera ventana de tiempo (pre 2014) usaremos los datos sGPS (de campaña)

publicados por Métois et al. (2016); Weiss et al. (2016); Hoffmann et al. (2018) (figura 4.1) y datos cGPS (continuos) obtenidos desde *Nevada Geodetic Laboratory*. Los datos recopilados logran una buena cobertura sobre la zona de estudio que se conforma por el norte de Chile, sur de Bolivia y noroeste de Argentina. Esta base de datos contienen los nombres y ubicación de cada estación, las velocidades horizontales y verticales, y los errores de medición asociados a estas. Para más detalle de los datos revisar Anexo A.

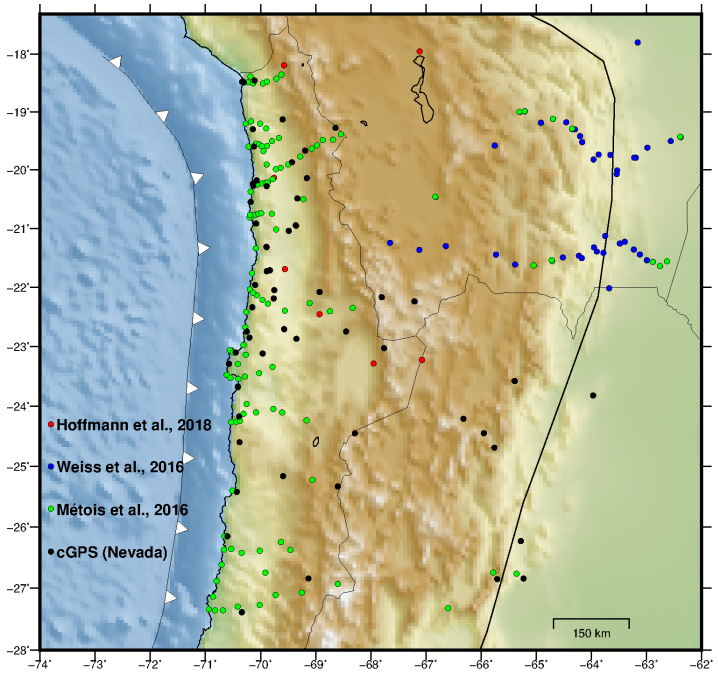

Figura 4.1: Localización de los datos utilizados para la ventana de tiempo pre 2014. En verde los datos de Métois et al. (2014), en azul Weiss et al. (2016), en rojo Hoffmann et al. (2018) y en negro datos continuos.

Por otra parte, como se mencionó anteriormente, los datos para la ventana de tiempo 2017-2021 se obtienen solamente a través de *Nevada Geodetic Laboratory* (Blewitt et al., 2018), el cual cuenta con una gran base de datos mundial. Para este trabajo seleccionamos las estaciones entre 18°S-27.5°S que contarán con datos dentro del intervalo de tiempo 2017-2021.

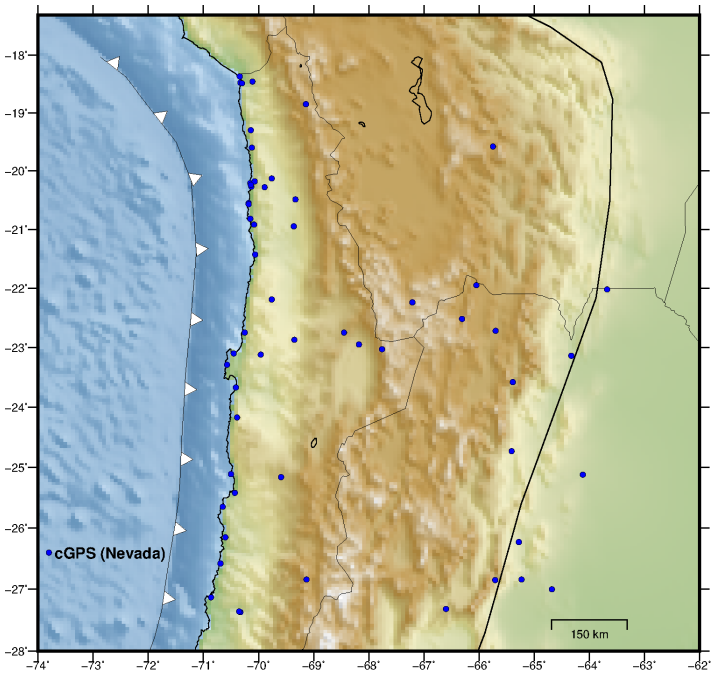

Figura 4.2: Localización de los datos utilizados para la ventana de tiempo 2017-2021.

4.1.2. Análisis series de tiempo

Para la selección de los datos a utilizar se usaron los siguientes criterios: estar dentro de la zona de estudio y tener una cantidad mínima de 2 años de datos, con excepción de 6 estaciones, las cuales se decidió mantener debido a que tenían una cantidad mayor a 1 año y medio, y seguían la tendencia de velocidad de las demás estaciones. Finalmente, se seleccionaron un total de 57 estaciones con datos horizontales y verticales para trabajar (figura 4.2).

Después de seleccionar la estaciones se realiza el calculo del modo común de error (MCU), el cuál busca eliminar el ruido instrumental y ambiental de los datos. El modo común de error se obtiene eliminando su media a la matriz de residuales y rellenando los gaps con su desviación estándar por valores aleatorios con distribución normal, finalmente se calcula el promedio de estos para cada día de datos observados.

Para realizar el calculo de velocidades de deformación superficial utilizaremos el modelo de trayectoria extendido de Bevis, Brown (2014) (ecuación 4.1), el cual se utiliza en primera instancia con el fin de obtener el stacking de residuales para calcular el modo común de error, el cual se elimina de las mediciones antes de realizar el calculo final de velocidades.

$$x(t) = \sum_{i=1}^{n_p+1} \mathbf{P}_i (t - t_R)^{i-1} + \sum_{j=1}^{n_J} \mathbf{b}_j H(t - t_j) + \sum_{k=1}^{n_F} \mathbf{s}_k \sin(\omega_k t) + \mathbf{c}_k \cos(\omega_k t) + \sum_{i=1}^{n_T} \mathbf{a}_i log(1 + \frac{\Delta t_i}{T_i}) \tag{4.1}$$

El modelo de trayectoria extendido de Bevis, Brown (2014) proporciona un método simple para modelar los desplazamientos medidos en cada estación. Este se compone de cuatro términos (ecuación 4.1), el primero de estos representan movimientos lineales con velocidad constante y cambios de velocidad, le sigue una función escalón para representar los cambios bruscos de posición causados por sismos u offsets; el tercer término es una función sinusoidal que modela las oscilaciones anuales o semianuales en las series de tiempo como respuesta a los cambios estacionales en la tierra, y por último, una función logarítmica para modelar la fase postsísmica de sismos significativos.

4.2. Inversión de acoplamiento intersísmico

4.2.1. Modelo físico

Para obtener la deformación intersísmica en la interfaz de la zona de subducción utilizamos el modelo de backslip (Savage, 1983). Este modelo utiliza un deslizamiento normal para representar el déficit de dislocación intersísmico en el contacto entre placas, simulando el

proceso de acumulación de deformación elástica. A pesar de que es un modelo simple, el backslip se considera suficiente para modelar el acoplamiento interplaca y es utilizado en varios trabajos científicos (Bürgmann et al., 2005; Yoshioka et al., 2005; Herman, Govers, 2020; Schurr et al., 2020). Separemos nuestro modelo según el medio a considerar: elástico y viscoelástico.

En el caso de un medio elástico, construimos una malla de elementos triangulares basada en la geometría de Slab 2.0 de Hayes et al. (2018), con 1239 elementos en los cuales cada lado tiene una distancia de aproximadamente 20 kilómetros, esta malla se extiende en longitud desde la fosa hasta 70 km de profundidad del slab y en latitud desde los 18°S hasta 27.5°S. Para relacionar el deslizamiento en la interfaz con las deformaciones en superficie se utilizará un método de dislocaciones triangulares en un semiespacio elástico, en el cual considerando la posición de cada vértice de los elementos que conforman la malla, calcula la deformación en superficie causada por la magnitud de deslizamiento en las direcciones de dip y strike, en las posiciones de las estaciones GPS a considerar (Nikkhoo, Walter, 2015). Cabe mencionar, que hablamos de direcciones dip y strike para referirnos a los deslizamientos en la falla que ocurren en la componente subductante (ángulo dip) y transformante (ángulo strike).

Para el caso de un medio viscoelástico nos basaremos en el método de Li et al. (2015), en el cual se generan las funciones de green a través del método de elementos finitos (FEM) con el software *Pylith*. En este modelo se utiliza reología de Maxwell, la cual es una combinación de comportamiento elástico independiente del tiempo y comportamiento viscoelástico dependiente del tiempo, caracterizado por el módulo elástico y la viscosidad (valores en el Anexo B).

4.2.2. Deformación continental

Usualmente, para obtener modelos de acoplamientos intersísmicos se trabaja con campos de velocidades relativos al movimiento de la placa de Nazca respecto a la placa Sudamericana estable. Sin embargo, en nuestra zona Norte-Centro de Chile los modelos suelen fallar en las predicciones de desplazamientos en el campo lejano a la fosa, lo que puede llevar a una sobrestimación del acoplamiento, ya que el modelo aumenta el deslizamiento en la interfaz intentando modelar estas deformaciones. Debido a estas fallas en la predicciones del campo lejano es que Brooks et al. (2003) propone la existencia de una microplaca Andina o bloque rígido, donde se considera como límite oriental de esta el acortamiento observado en el arco posterior Andino..

La incorporación de esta microplaca (método de bloque rígido) en los modelos de acoplamiento ha sido utilizado en distintos estudios (Chlieh et al., 2011; Métois et al., 2013, 2014, 2016; Hoffmann et al., 2018) donde esta presenta aproximadamente $5-10$ mm/yr de deformación cortical, esto corresponde $\sim 10\,\%$ de la velocidad de convergencia de la placa de Nazca bajo la Sudamericana (Métois et al., 2013). Sin embargo, este método necesita obtener los valores del polo de Euler del bloque rígido, los cuales difieren en distintos estudios, por ejemplo, en un inicio Brooks et al. (2003) propuso que el polo de Euler de este bloque sería 56.5°N, 113.9°W y 0.087°/Ma, y en los último años, a través de modelos de acoplamiento que incorporan el calculo de este polo, Métois et al. (2016) obtuvo 56.4°N, 41.3°W -0.12°/Ma y Hoffmann et al. (2018) 1.20°S, 77.31°W 0.30°/Ma.

Por otra parte, Li et al. (2015) muestra que la aplicación de un modelo viscoelástico mejora el ajuste de las predicciones a la deformación intersísmica observada, especialmente en el campo lejano a la fosa. A través de este método las señales interpretadas como acortamiento del arco posterior se pueden explicar alternativamente como deformación viscoelástica,

la cual cambia el patrón de bloqueo intersísmico en las direcciones dip y strike. Li et al. (2015) plantea que los modelos de acoplamiento puramente elásticos atribuyen deformación viscoelástica a diferentes fuentes, por ejemplo, a movimientos de microplacas.

Los resultado de Li et al. (2015) muestran que aunque los modelos elásticos y viscoelásticos producen patrones de deformación cualitativamente similares, la diferencia cuantitativa de las magnitudes de estos desplazamientos son significativos tanto en la componente horizontal como vertical. Los desplazamientos predichos por el modelo viscoelástico se extienden hacia mayores distancias de la fosa ($\sim$ 100km) con diferencias de aproximadamente 10 mm/yr en comparación al modelo elástico en el arco posterior.

Otro método utilizado para modelar la deformación continental es el método de deformación regional de Yáñez et al. (en revisión), el cual consiste en incorporar el calculo de un tensor regional de gradiente de velocidades horizontales. Este método, además de modelar posibles movimientos de bloque rígido, también modela deformación interna no asociada a la deformación producida por el acoplamiento interplaca. La ventaja de este método es que no es necesario asumir la existencia de una microplaca andina, por lo tanto, no es necesario trabajar con un polo de Euler. Sin embargo, en este método es necesario incorporar información a priori para el calculo del tensor de gradiente de velocidades horizontales, en donde se pide que su predicción sea pequeña, tolerando valores correspondientes a un porcentaje de la tasa de convergencia (ecuación 4.2). El valor α en la ecuación 4.2 es asignado manualmente y es el encargado de controlar el peso que tiene el tensor dentro de la inversión.

$$\sigma_{def} = \alpha V_{convergencia} \tag{4.2}$$

En este trabajo se utilizará el método de deformación regional de Yáñez et al. (en revisión)

basado en el modelo viscoelástico de Li et al. (2015), con el fin de modelar tanto deformaciones viscoelásticas como posibles movimientos de bloque rígido o deformación interna no asociada al deslizamiento interplaca de las placas de Nazca y Sudamericana. Los resultados se compararán con un modelo elástico para diferenciar el mejor ajuste de datos entre ambos modelos.

4.2.3. Problema inverso: método de mínimos cuadrados regularizado

Para obtener la estimación de acoplamiento intersísmico, primero debemos obtener la magnitud y dirección de deslizamiento en cada nodo de la falla, para esto utilizamos el problema inverso visto en el capítulo 3, en cual a partir de los datos GNSS y funciones de green podemos obtener el slip en las direcciones dip y strike de la falla. Entonces, nuestro problema inverso queda planteado según la ecuación 4.3, donde G representa las funciones de Green, d las observaciones GPS y m el slip en la falla; las dimensiones de los vectores y matriz está dado por la cantidad de nodos de la falla (M) y la cantidad de observaciones en las componentes horizontal (N) y vertical (V). Para la ventana de tiempo 2017-2021 los valores de N y V son iguales.

Específicamente, las funciones de green representan la deformación superficial en la componente horizontal y vertical, causada en las ubicaciones de las estaciones GPS debido a la dislocación en cada subfalla en las direcciones dip y strike, es decir, es la relación física entre la base de datos con el objeto de estudio, en este caso, el slip interplaca.

$$G_{(2N+V)x2M} * m_{2Mx1} = d_{(2N+V)x1} \tag{4.3}$$

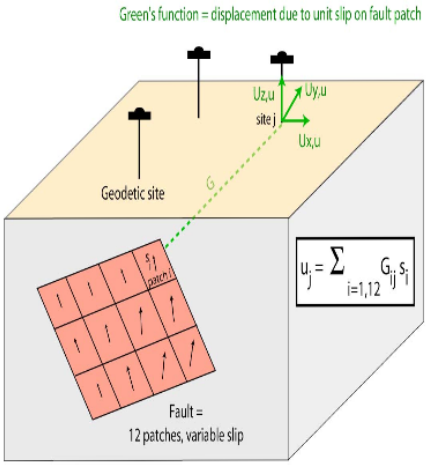

Figura 4.3: Funciones de Green.

Entonces, para resolver el problema inverso planteado (ecuación 4.3) utilizaremos el método de mínimos cuadrados, el cual es una técnica de optimización. Sin embargo, nuestro problema es conocido por estar mal condicionado, debido a que las observaciones en superficie son limitadas y el número de parámetros desconocidos es mayor al de ecuaciones, por lo que es necesario incorporar un término de regularización que imponga suavidad sobre la distribución espacial del modelo de deslizamiento (información a priori). Para esto, implementamos una matriz *suavizadora* H, la cual define en totalidad sus elementos a través del Laplaciano para diferencias finitas en superficies triangulares (Huiskamp, 1991), esta matriz estará multiplicada por un factor β que regula la intensidad de la suavidad y es escogido a través del criterio de curva L. Luego, nuestro problema queda matricialmente descrito según la ecuación 4.4.

$$\begin{bmatrix} G_{(2N+V)x2M} \\ \beta H_{2Mx2M} \end{bmatrix} \cdot m_{2Mx1} = \begin{bmatrix} d_{(2N+V)x1} \\ 0_{2Mx1} \end{bmatrix} \tag{4.4}$$

Además de obtener la estimación del deslizamiento interplaca en las direcciones dip y

strike, nuestro modelo busca obtener el tensor de gradiente de velocidad regional, el cual se obtiene a través de la ecuación 3.6 como vimos en el capítulo 3. En este caso, nuestro problema inverso se define según la ecuación 4.5, donde u representan las velocidades obtenidas para las componentes horizontales, X son las coordenadas horizontales de cada estación con respecto a un punto medio en la región donde se calcula el tensor, t es una constante de integración respecto al origen y e es el tensor de gradiente de velocidad. Por simplicidad, llamaremos a la matriz de diseño de este problema G_{def}.

$$\begin{bmatrix} u_1^1 \\ u_1^2 \\ \vdots \\ u_1^N \\ u_2^1 \\ u_2^2 \\ \vdots \\ u_2^N \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & X_1^1 & X_2^1 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & X_1^2 & X_2^2 & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & 0 & X_1^N & X_2^N & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & X_1^1 & X_2^1 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & X_1^2 & X_2^2 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & 1 & 0 & 0 & X_1^N & X_2^N \end{bmatrix} \begin{bmatrix} t_1 \\ t_2 \\ e_{11} \\ e_{12} \\ e_{21} \\ e_{22} \end{bmatrix} \tag{4.5}$$

Como se mencionó anteriormente, este problema también necesita regularización, para esto incluimos información a priori con el fin de que la predicción sea pequeña, tolerando un valor correspondiente a un porcentaje de la tasa de convergencia (ecuación 4.2), con el valor σ_{def} creamos una matriz de pesos diagonal definida por $W_{def} = \frac{1}{\sigma_{def}}$, con la cual obtenemos la matriz *regularizadora* $H_{def} = W_{def} G_{def}$.

Entonces, teniendo las matrices y vectores definidos podemos escribir nuestro problema final a resolver, el cual matricialmente esta descrito por la ecuación 4.6. Por lo tanto, nuestras variables a resolver son el slip en cada subfalla de la interfaz de las placas, la constante de traslación respecto al origen y el tensor de gradiente de velocidad regional, a través de los

cuales podemos obtener las predicciones de desplazamiento en la superficie producido por el backslip y la deformación continental regional. Cabe mencionar, que para el cálculo de deformación regional se utilizan solo datos horizontales y no se consideran las estaciones al este del límite oriental del acortamiento en el arco posterior Andino.

$$\begin{bmatrix} G_{backslip} & G_{def} \\ \beta H & 0 \\ 0 & H_{def} \end{bmatrix} \cdot m_{(2M+6)x1} = \begin{bmatrix} d_{(2N+V)x1} \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix} \tag{4.6}$$

Capítulo 5

Resultados

En este capítulo se exponen los resultados obtenidos en este trabajo. En la primera sección, revisamos las series de tiempo analizadas. Luego, analizaremos los campos de velocidades intersísmicos en ambas ventanas de tiempo, con el fin de identificar tendencias en la dirección de estas a lo largo de la zona de estudio. Además, se realizan pruebas de resolución de los modelos, con el fin de identificar debilidades y fortalezas de estos. Finalmente, se analizarán los resultados de acoplamiento y predicciones de deformación, producida por el deslizamiento en la falla y deformación continental, obtenidos para los modelos elásticos y viscoelásticos en cada periodo de tiempo.

5.1. Series de tiempo 2017-2021

Analizamos las series de tiempo obtenidas para tres estaciones dentro del área afectada por el terremoto de Iquique 2014. En la figura 5.1, las imágenes de la izquierda corresponden a series de tiempo para las estaciones CLLA (69.36°W,20.95°S), PICC (69.33°W,20.49°S)

y UAPE (70.14°W,20.24°S), respectivamente, para un periodo de tiempo $\sim$ 2009 hasta el $\sim$ 2020, donde claramente en las tres estaciones se puede observar el salto en la serie de tiempo causado por el terremoto de Iquique. Sin embargo, también podemos apreciar que la duración del periodo postsísmico de este terremoto es de aproximadamente 2 años, por lo que pocos años después del terremoto se puede observar el en inicio de un nuevo periodo intersísmico.

La imágenes de la columna derecha de la figura 5.1, muestran una serie de tiempo para las mismas tres estaciones antes mencionadas, pero para un periodo de tiempo entre 2017-2021, donde los efectos postsísmicos del terremoto de Iquique ya no son visibles en las series y solo podemos observar una clara tendencia de deformación intersísmica.

Si bien, la deformación cosísmica causada por el terremoto de Iquique es bastante considerable, el área de ruptura fue bastante pequeña a lo esperado en la zona. En las figuras de la derecha, se aprecian diferencias de deformación considerables entre las 3 estaciones, donde las más cercanas al epicentro (70.90°W-19.57°S Meng et al. (2015)) tienen una mayor deformación. Una situación similar se aprecia en la duración del periodo postsísmico donde también es menor para las estaciones más alejadas, estos cambios ocurren a pesar de que las estaciones no se encuentren a grandes distancias una de la otra.

Entonces, considerando las características observadas en estas series tiempo, se espera que los cambios de acoplamiento intersísmico entre las ventanas de tiempo a trabajar, se centren en el área de ruptura del terremoto de Iquique 2014, sin causar mayores cambios en el resto de la región.

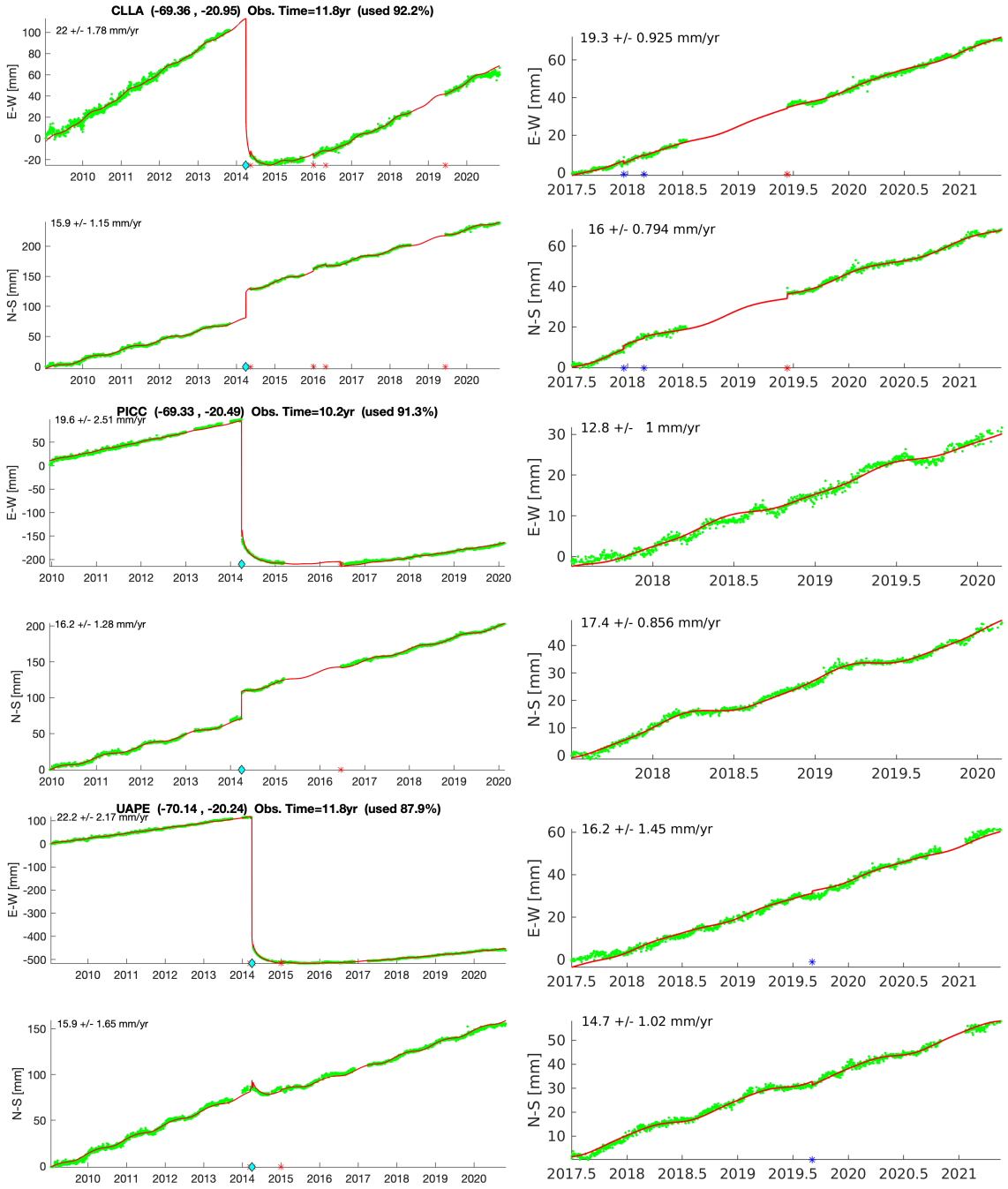

Figura 5.1: Series de tiempo obtenidas a través del modelo de trayectoria de Bevis, Brown (2014).

5.2. Campos de velocidades

En la figura 5.2 tenemos los campos de velocidades para ambos periodos de tiempo a trabajar. A pesar de que existe una diferencia entre la cantidad de estaciones utilizadas, son suficientes para poder analizar los cambios ocurridos entre cada ventana de tiempo.

En la imagen de la izquierda de la figura 5.2 (periodo pre 2014), se puede apreciar en las velocidades intersísmicas de toda la región una tendencia en la dirección este con una leve inclinación hacia al norte, además se observa una clara disminución en las magnitudes de las velocidades hacia el este hasta el límite oriental del acortamiento Andino, donde las velocidades reducen considerablemente su magnitud.

Por otro lado, en el periodo 2017-2021 (imagen izquierda de la figura 5.2) se mantiene la tendencia apreciada en el periodo pre 2014 en gran parte de la región, sin embargo, en las velocidades en el norte (entre aproximadamente 18°S-20°S) se observa una leve disminución en las magnitudes y un cambio en la tendencia de la dirección, la cual tiende a ser *casi* horizontal. Esto último, se puede interpretar como una disminución en el acoplamiento de la zona entre ambos periodos, lo cual tiene sentido debido al terremoto de Iquique ocurrido en estas latitudes y al inicio de un nuevo periodo intersísmico en la zona.

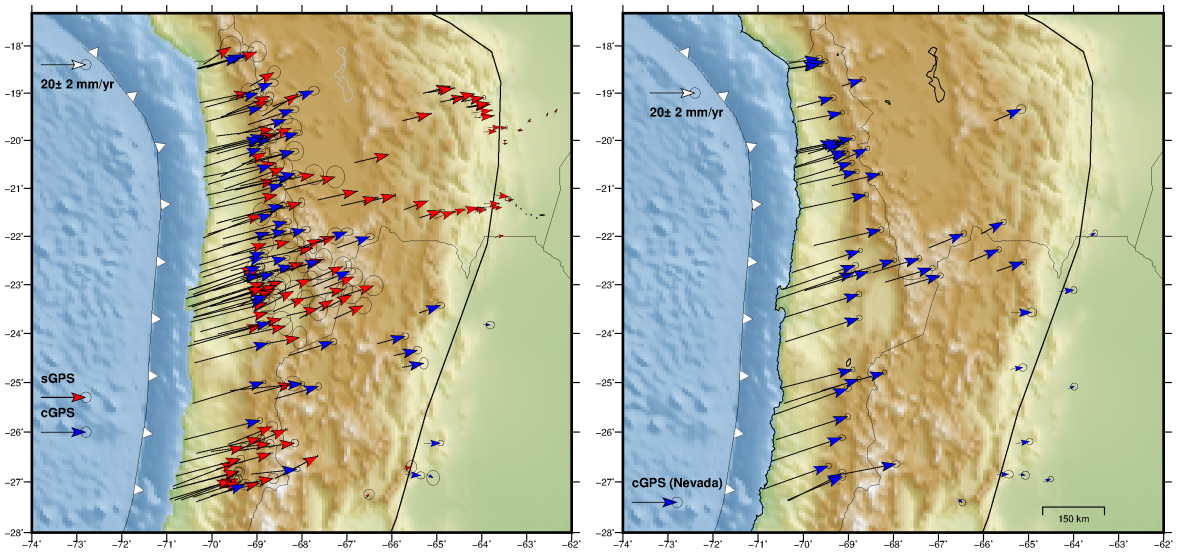

Figura 5.2: La línea negra continua representan el límite oriental del acortamiento Andino. a) Compilado de datos para antes del terremoto de Iquique 2014. b) Datos para el periodo de tiempo 2017-2021.

Entonces, según lo observado en los campo de velocidades para ambos periodos de tiempo, se esperaría que el mayor cambio en el acoplamiento (disminución considerable) se observe en la zona norte de la región de estudio, la cual fue afectada por el terremoto de Iquique en el 2014.

5.3. Pruebas de Resolución

Con el fin de estudiar la respuesta de nuestro modelo realizamos pruebas de resolución para cada periodo de tiempo. Estas pruebas constan de generar un *Tablero de Ajedrez* de zonas altamente acopladas (acople=1), es decir, deslizamiento igual a la velocidad de convergencia, y desacopladas (acople=0), deslizamiento nulo, en la zona interplaca, a la cuál se le aplica un suavizamiento para que los cambios sean transitorios. Construido nuestro tablero generamos datos sintéticos para las ubicaciones de las estaciones GPS a utilizar en cada ventana de

tiempo a las cuales se les suma un error aleatorio gaussiano. Finalmente, usamos los datos generados en nuestros modelos y analizamos la reconstrucción de acoplamiento de cada uno.

5.3.1. Modelo elástico

Para el modelo elástico generamos áreas de alto acople de aproximadamente 100km x 75km hasta 70 km de profundidad. Además, ya que en estas pruebas no se considera una deformación continental no asociada al deslizamiento interplaca, la deformación regional predicha debe ser lo mas cercana a 0, por lo tanto, se considera $\alpha = 0.1$, donde se cumple lo antes mencionado.

A pesar de que la cantidad de estaciones GPS es considerablemente distinta, se puede apreciar en ambos periodos de tiempo (figuras 5.3-5.4) que aunque el modelo logra identificar las zonas de mayor acople entre las latitudes 19°S-25°S, no define bien las áreas que estas comprenden; además se observa una pérdida de resolución hacia la fosa y en los límites superior e inferior de la malla, esto último probablemente ocurre debido a la condiciones de borde.

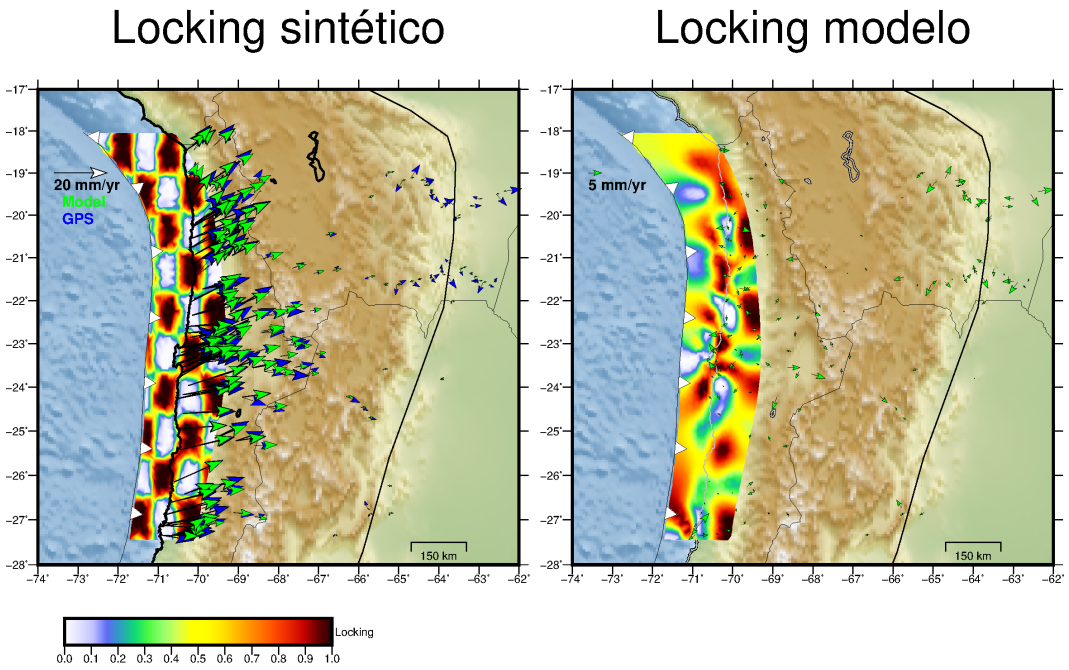

Figura 5.3: Test de resolución para estaciones del periodo de tiempo pre 2014 considerando un modelo elástico.

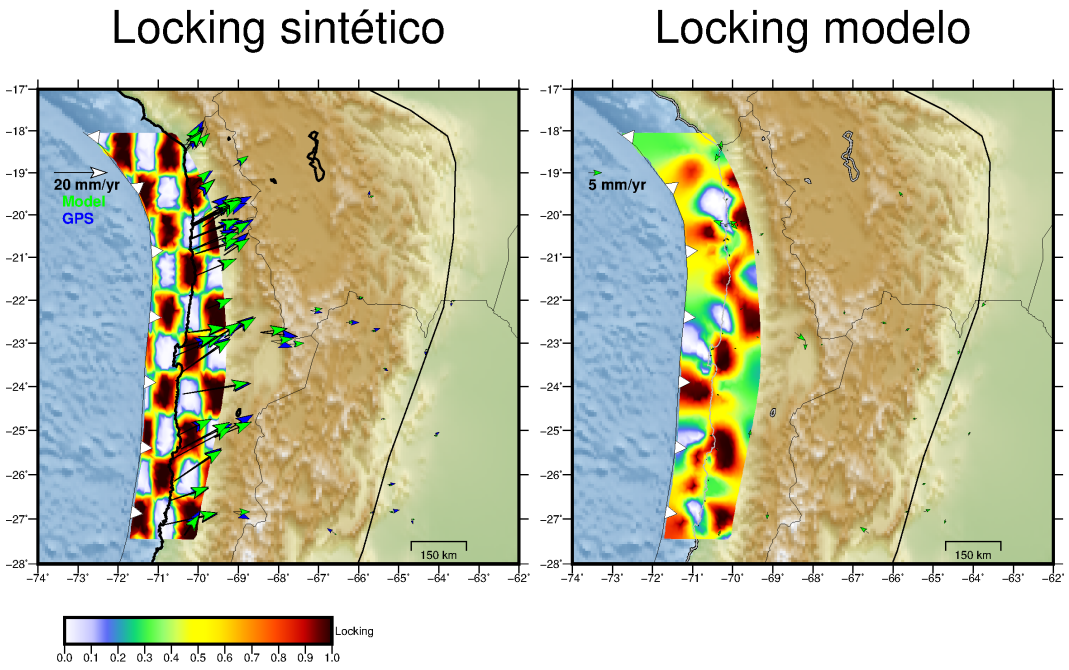

Figura 5.4: Test de resolución para estaciones del periodo de tiempo 2017-2021 considerando un modelo elástico.

5.3.2. Modelo Viscoelástico

Para el modelo viscoelástico definimos áreas acopladas de aproximadamente 75km x 75km hasta 60km de profundidad. En este caso, se considera $\alpha = 0.08$, ya que genera predicciones de deformación regional menores a 1 mm/yr.

En las figuras 5.5-5.6, se puede observar en ambas ventanas de tiempo que el modelo lograr identificar de buena manera las zonas acopladas entre 20°S-25.5°S, sin embargo, el área comprendida por estas sigue sin estar bien definida pero mejora respecto al modelo elástico. Además, se aprecia que la resolución hacia la fosa es mejor que en los resultados del modelo elástico y que los problemas de resolución hacia los límites inferior y superior en la malla siguen apareciendo en este modelo.

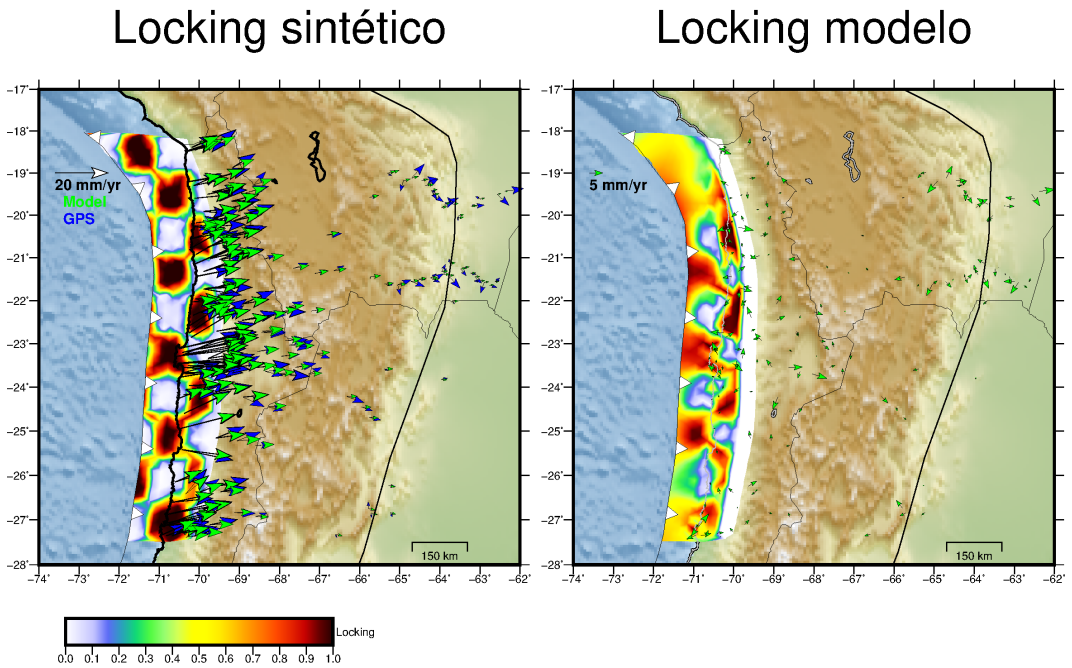

Figura 5.5: Test de resolución para estaciones del periodo de tiempo pre 2014 considerando un modelo viscoelástico.

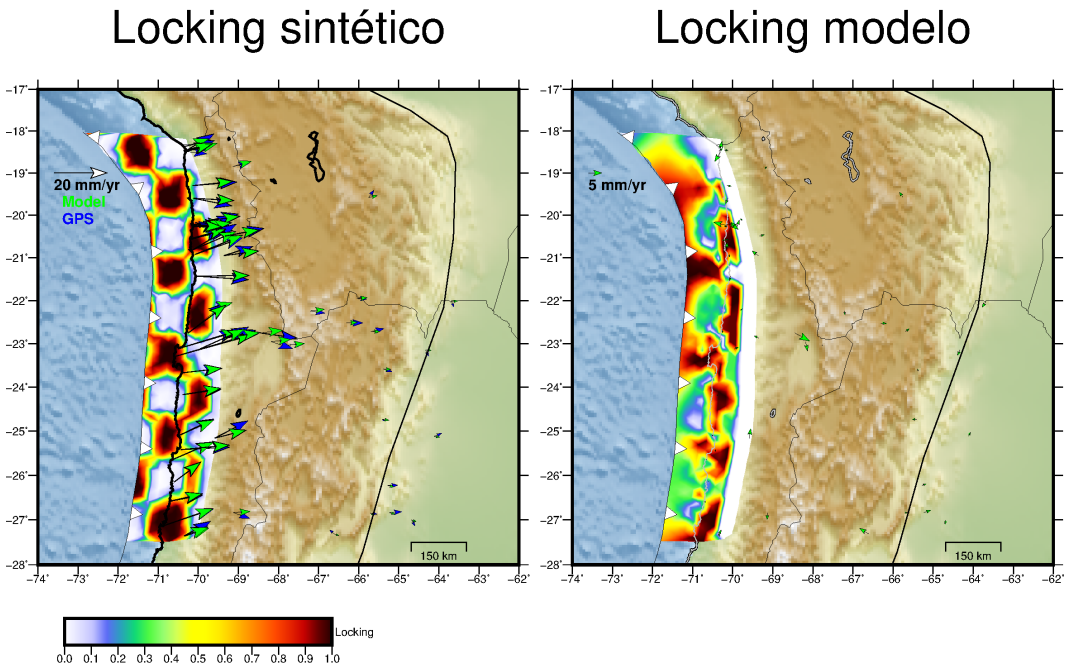

Figura 5.6: Test de resolución para estaciones del periodo de tiempo 2017-2021 considerando un modelo viscoelástico.

Considerando los resultados de las pruebas de resolución en ambos modelos para las dos ventanas de tiempo a analizar, definiremos un área de confianza para los resultados que no se vea mayormente afectada por las condiciones de borde de la malla de elementos triangulares y la disminución en la cantidad de datos al sur de nuestra área de estudio. Esta área estará comprendida entre las latitudes 20°S-25°S.

5.4. Modelos de Acoplamiento

A continuación, se presentan los resultados de acoplamiento y predicciones de deformación para ambas ventanas de tiempo. Los resultados de cada modelo se presentan en cuatro imágenes donde se pueden observar la deformación continental predicha asociada (backslip) y no asociada al deslizamiento interplaca (deformación regional); la estimación de acopla-

miento obtenido y los residuales de la deformación final predicha por el modelo y los datos observados. En ambos modelos se considera una profundidad máxima de acople hasta los 60km.

5.4.1. Pre 2014

Como se mencionó anteriormente (capítulo 4) los datos utilizados para el periodo de tiempo pre 2014 son una compilación de datos publicados (Métois et al., 2016; Weiss et al., 2016; Hoffmann et al., 2018) y datos continuos analizados. Sin embargo, aunque se utilizan todos los datos para la componente horizontal, en el caso de la componente vertical solo se utilizan los datos continuos, ya que, los datos de campaña se pueden ver afectados por cambios estacionales que no se detecten en las observaciones. Cabe mencionar, que los datos observados en la componente vertical y las predicciones dadas por los modelos se pueden revisar en los Anexos C.

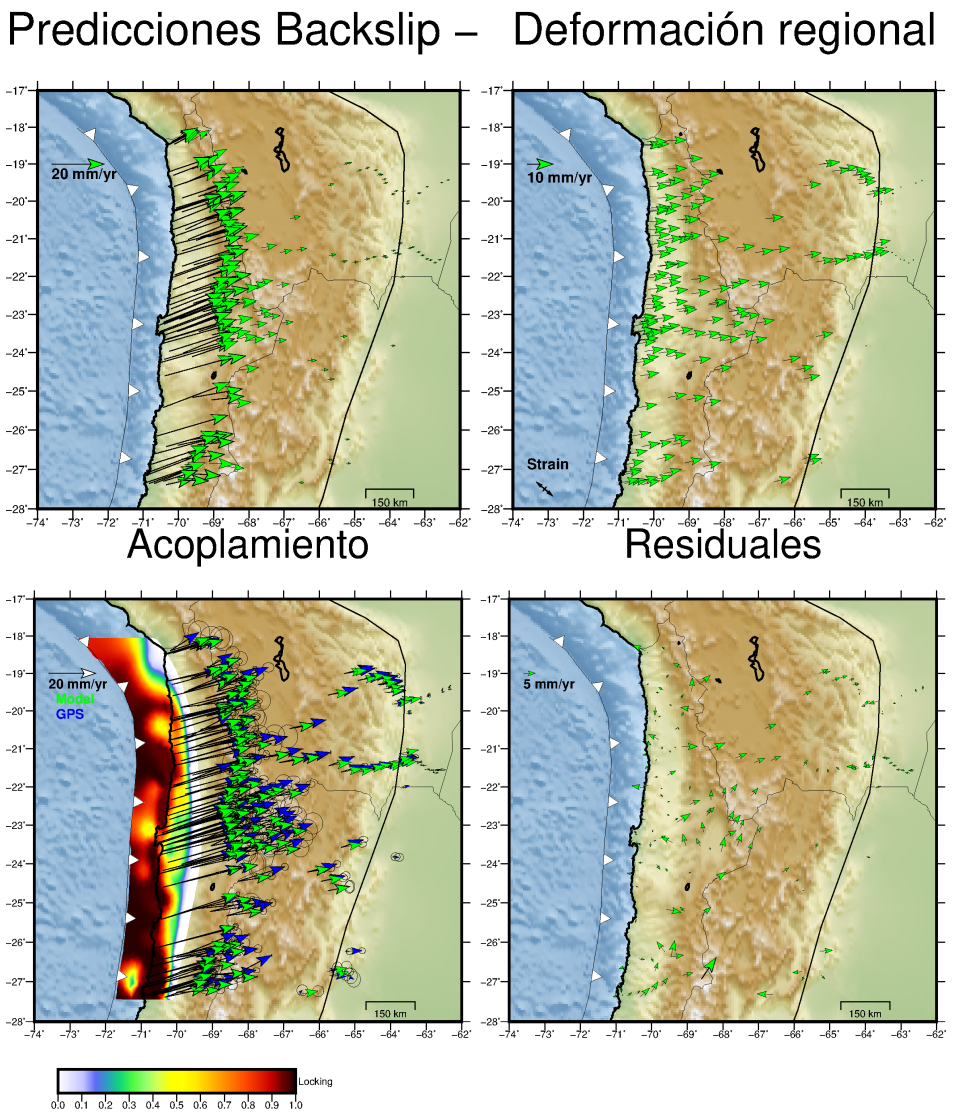

Figura 5.7: Resultados de predicciones de deformación y acoplamiento intersísmico para datos pre 2014 utilizando modelo elástico

En la primera imagen de la figura 5.7, se puede apreciar con claridad que el deslizamiento en el interfaz de la placa no puede predecir de buena manera la deformación en el campo lejano a la fosa. Sin embargo, la predicción del método de deformación regional logra explicar esta deformación disminuyendo la magnitud de los residuales del modelo, las velocidades de deformación predichas tienen valores menores a $\sim 10 mm/yr$ y cualitativamente parecen ser constantes en la región. Los resultados de acoplamiento muestran tres segmentos de alto

acople a lo largo del margen de subducción, el primero al norte de los 20°S, donde ocurrió el terremoto de Iquique 2014; el segundo entre 21°S-22°S y el último entre 24°S-26.5°S. El acoplamiento estimado suele ser mayor hacia la fosa lo que puede ser producto de artefactos en el modelo, ya que como vimos anteriormente, el modelo elástico pierde resolución hacia la fosa.

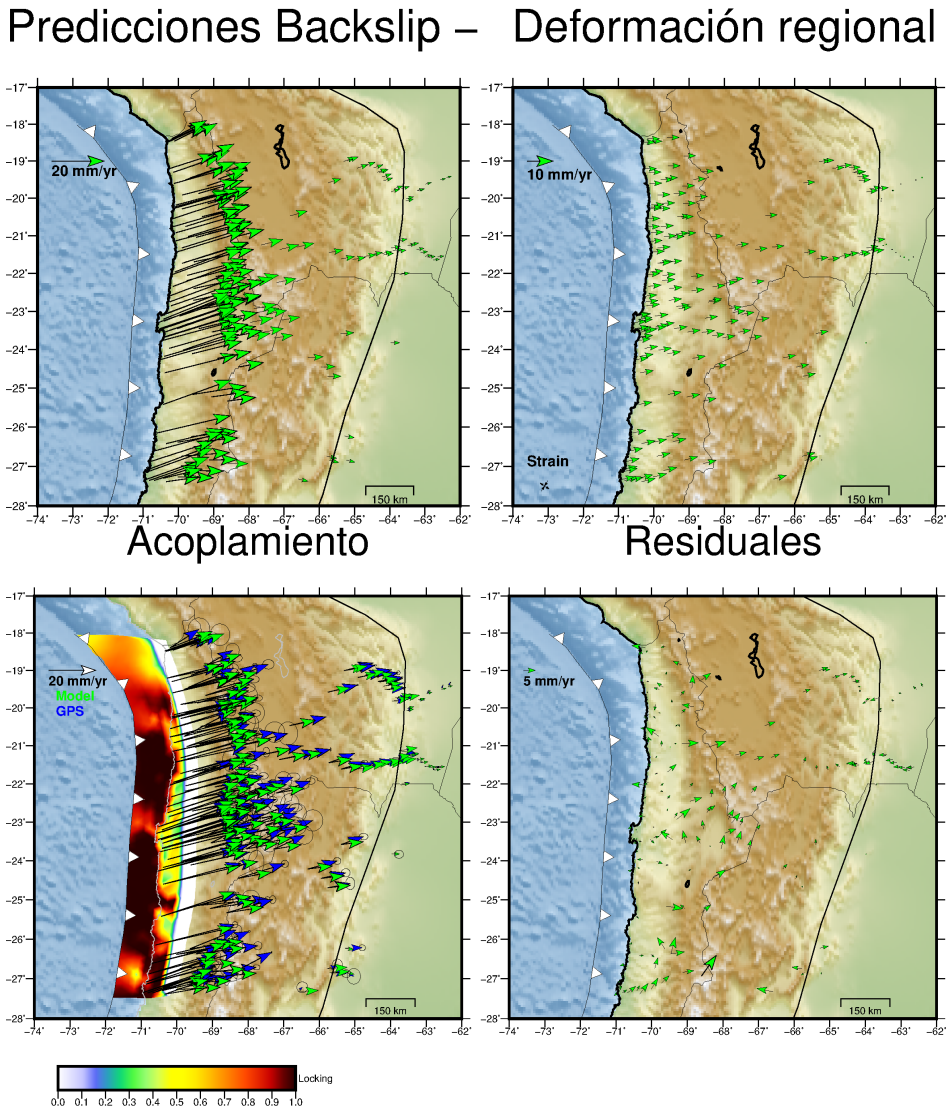

Figura 5.8: Resultados de predicciones de deformación y acoplamiento intersísmico para datos pre 2014 utilizando modelo viscoelástico

Al contrario del modelo elástico, el modelo viscoelástico logra predecir de mejor manera

las deformaciones continentales asociadas al deslizamiento interplaca, sin embargo, siguen siendo valores considerablemente menores a los observados (figura 5.8). Las predicciones del método de deformación regional en este caso suelen ser de una magnitud menor al anterior y siguen mostrando una tendencia regional. Al igual que el modelo elástico, los resultados de acoplamiento en el modelo viscoelástico muestran tres zonas de alto acople, sin embargo, en la tercera imagen de la figura 5.8, se puede apreciar más claramente dos zonas de bajo acople que separan a las de mayor acoplamiento, por lo que, estas últimas se ven mejor limitadas en este modelo. La primera zona de alto acople nuevamente la encontramos al norte de 20°S, la segunda entre los 21°S-22.5°S y la tercera zona, la más extensa en los resultados de ambos modelos, se encuentra entre 23°S-26°S.

5.4.2. 2017-2021

Para este periodo de tiempo se trabaja solo con datos de GPS continuos obtenidos de *Nevada Geodetic Laboratory* (Blewitt et al., 2018) para un intervalo de tiempo entre Julio 2017 y Julio 2021, dejando fuera la fase postsísmica del terremoto de Iquique. En este caso, la cantidad de datos utilizados para las componentes horizontal y vertical es el mismo; estos valores se pueden revisar en el Anexo A.

En las predicciones de deformación asociada al deslizamiento interplaca, nuevamente el modelo elástico muestra una deficiencia en predecir la deformación en el campo lejano (primera imagen figura 5.9), lo que se compensa con la deformación predicha por el método de deformación regional. Esta última, muestra un cambio en la distribución de la deformación predicha, donde se aprecia un aumento en la magnitud de las deformaciones hacia el sureste de la región. En los resultado de acoplamiento se puede observar claramente un desacople en la zona norte alrededor de 20°S, la cual correspondería a la zona de ruptura del terremoto de

Iquique. Por otra lado, se mantienen las otras zonas de alto acople identificadas en la ventana anterior, entre las latitudes 21°S-22°S y 24°S-25°S, en esta última ve reducida su área debido a una leve disminución en el acople entre 25°S-26°S. Cabe destacar, que este modelo sigue mostrando un mayor acople hacia la fosa.

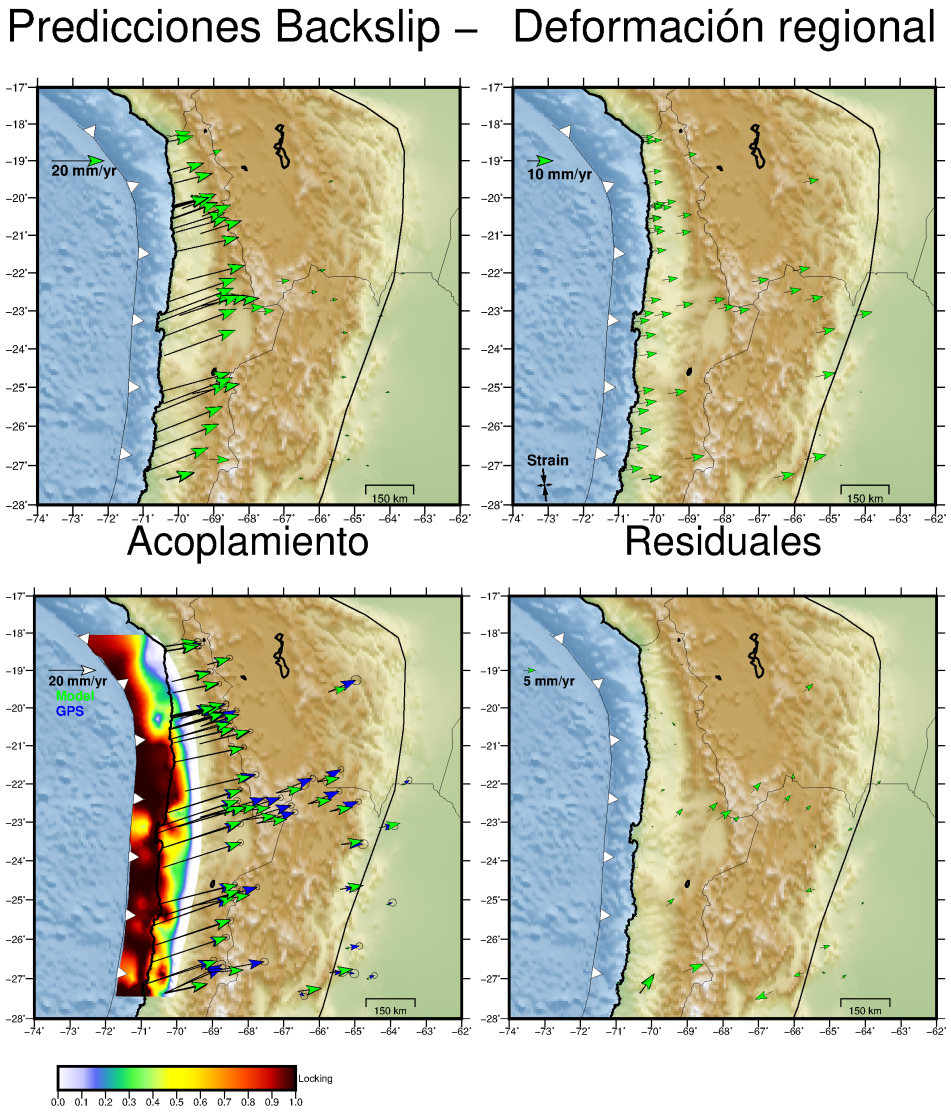

Figura 5.9: Resultados de predicciones de deformación y acoplamiento intersísmico para datos 2017-2021 utilizando modelo elástico

El modelo viscoelástico nuevamente logra predecir de mejor manera la deformaciones continentales y muestra menores magnitudes en las deformaciones predichas por el méto-

do de deformación regional, en comparación al modelo elástico (figura 5.10). Sin embargo, presenta un cambio similar al demostrado por el modelo elástico en la distribución de la deformación regional, donde se observa la tendencia a aumentar la magnitud de deformación hacia el sureste de la región. Respecto a los resultados de acoplamiento, se puede apreciar de mejor manera el desacople alrededor de los 20°S, manteniendo las otras dos zonas identificadas con alto acople en la primera ventana de tiempo. Aunque, al igual que en el modelo elástico se aprecia una leve disminución en el acoplamiento cercano a 25°S. Sin embargo, debido al área de confianza para los resultados definidos según las pruebas de resolución, esta zona podría estar afectada por la falta de condiciones de borde en la malla o por la falta de datos en la zona sur de la región de estudio.

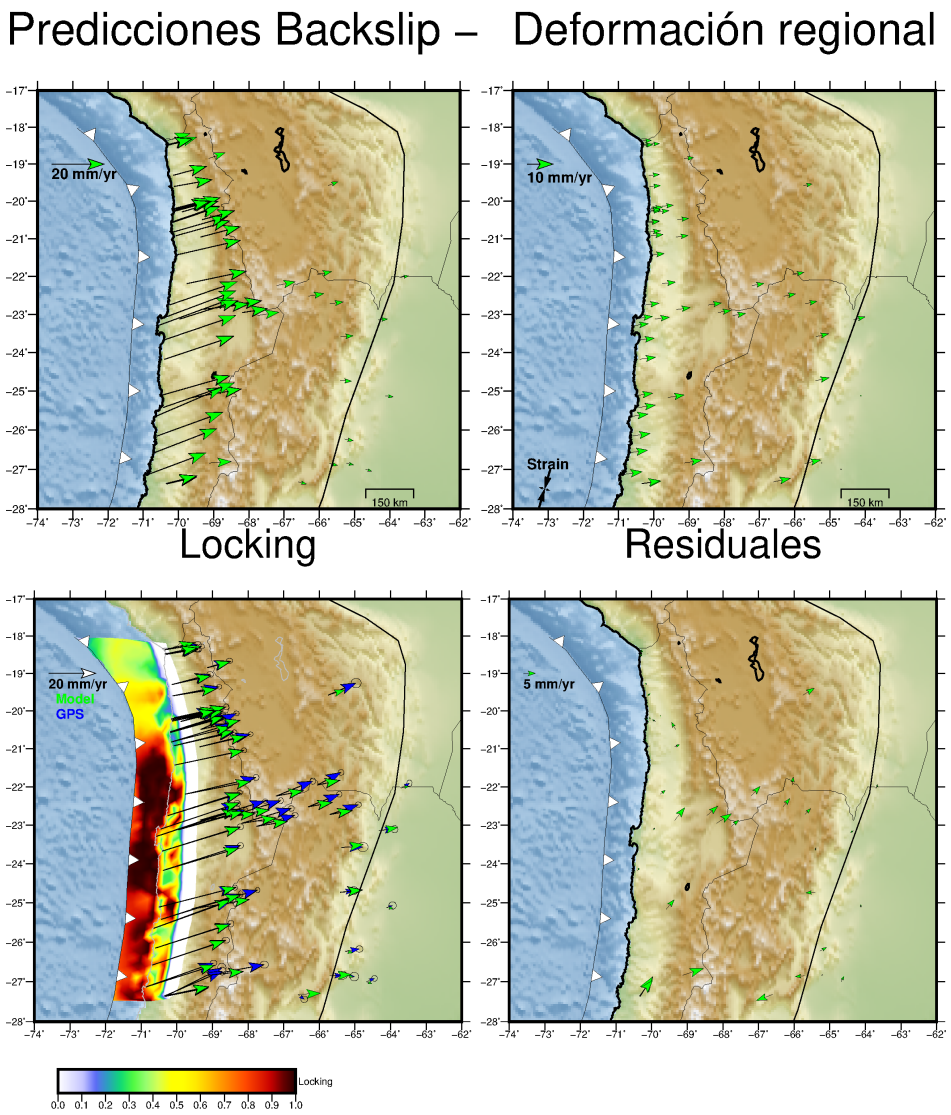

Figura 5.10: Resultados de predicciones de deformación y acoplamiento intersísmico para datos 2017-2021 utilizando modelo viscoelástico

Capítulo 6

Discusión

6.1. Comparación de modelos de acoplamiento

Para comenzar con esta discusión, comparamos los resultados de acoplamiento y predicciones de deformación obtenidos por los modelos elásticos y viscoelásticos en ambos periodos de tiempo, con el fin de analizar las diferencias en los resultados entre ambos modelos.

En la figura 6.1 (periodo pre 2014), se puede apreciar que ambos modelos muestran alto acople en la zona donde ocurrió el terremoto de Iquique. Además, se pueden observar áreas de alto acople bastante parecidas en ambos modelos, entre 21°S-22°S (sobre los contornos de deslizamiento del terremoto de Tocopilla 2007) y 23°S-26.5°S, la cual representan un área mayor al área de ruptura del terremoto de Antofagasta 1995. Sin embargo, las dimensiones de estas varían en ambos modelos, siendo menores en el modelo elástico. También, podemos ver en este mismo modelo un aumento en el acople en la zona mas somera de la falla, aunque esto no se observa en el modelo viscoelástico; por lo tanto, considerando los resul-

tados de las pruebas de resolución, interpretaremos este acoplamiento como un artefacto del modelo. Respecto a las predicciones de deformación en superficie (asociada y no asociada al deslizamiento interplaca) los modelos no muestran grandes diferencias.

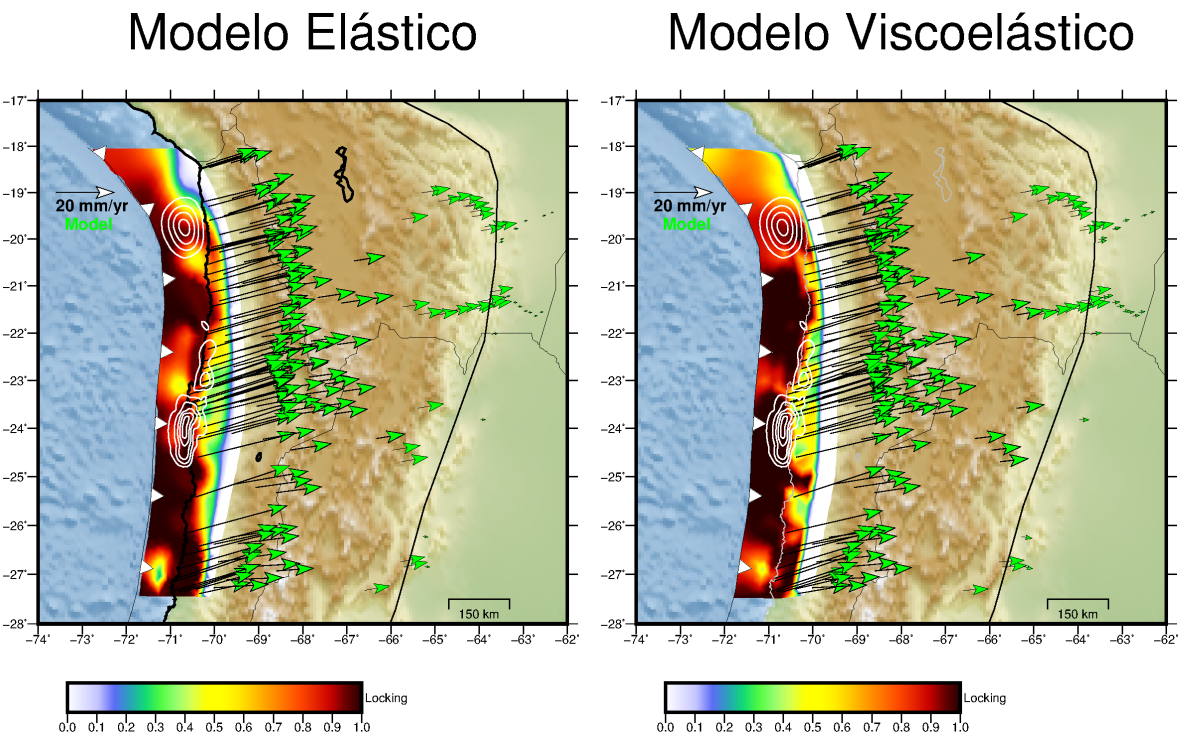

Figura 6.1: Resultados de estimación de acoplamiento intersísmico para el periodo de tiempo pre 2014 de ambos modelos. En líneas continuas blanca los contornos de deslizamientos para los terremotos de Iquique 2014 (Schurr et al., 2020), Tocopilla 2007 (Schurr et al., 2012) y Antofagasta 1995 (Chlieh et al., 2004), respectivamente.

Por otro lado, los resultados para el periodo de tiempo 2017-2021 (figura 6.2) muestran un claro desacople en la zona del terremoto de Iquique en ambos modelos, aunque el modelo elástico mantiene un acople hacia la fosa, el cual, como mencionamos anteriormente consideramos que son artefactos del modelo. La segunda zona de alto acople que se observa en ambos modelos, en el primer periodo, se ubica entre las latitudes 21°S-23°S, aunque en general parece mantener sin mayores cambios el alto acople, se ve un aumento en la zona norte del área de ruptura del terremoto de Tocopilla 2007, por lo que interpretamos que esta zona presenta un aumento de acople en la última década. Respecto a la tercera área acoplada,

en este periodo parece existir una disminución en el acoplamiento alrededor de los 25°S, sin embargo, como se mencionó en los resultados, esta fuera del área de confianza definida para los modelos, por lo que, seria necesario realizar un estudio donde se extendiera el límite sur de la región y además se incorpora una mayor cantidad de datos GNSS en la zona.

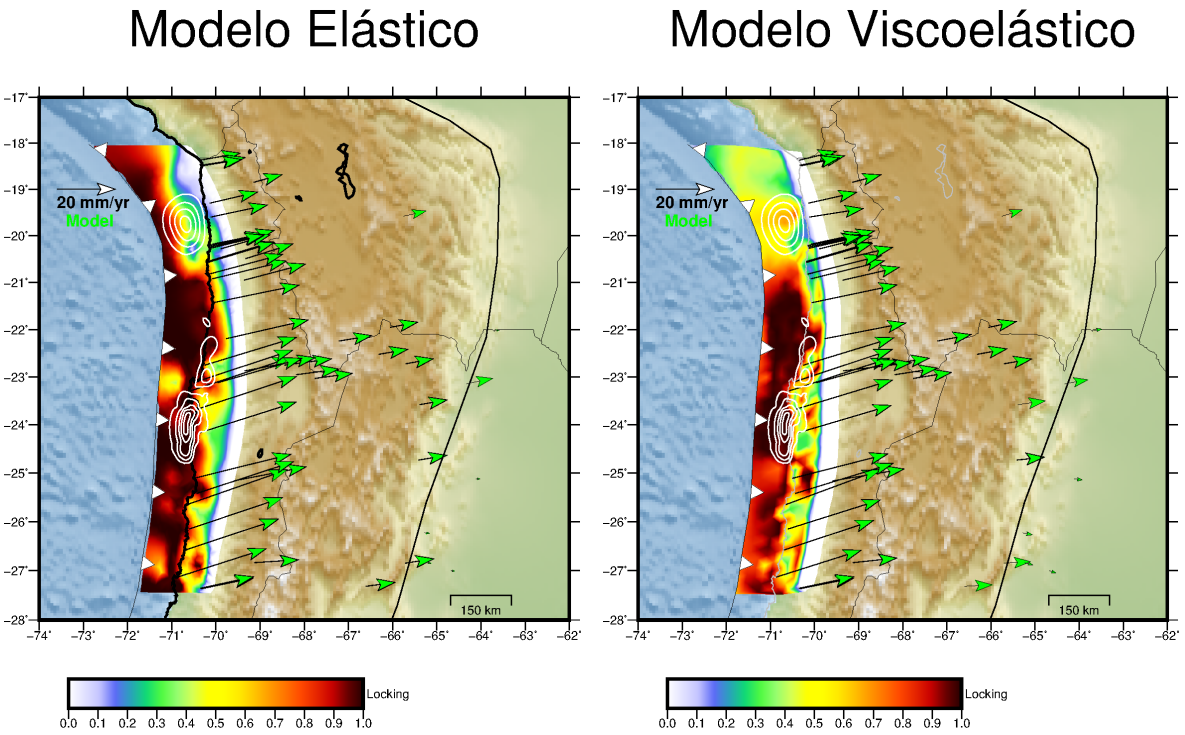

Figura 6.2: Resultados de estimación de acoplamiento intersísmico para el periodo de tiempo 2017-2021 de ambos modelos. En líneas continuas blanca los contornos de deslizamientos para los terremotos de Iquique 2014 (Schurr et al., 2020), Tocopilla 2007 (Schurr et al., 2012) y Antofagasta 1995 (Chlieh et al., 2004), respectivamente.

Si bien ambos modelos muestran resultados similares de acoplamiento intersísmico a lo largo del margen de la región de estudio, estos se aprecian mejor definidos en el modelo viscoelástico, ya que, por una parte el modelo elástico presenta artefactos cercanos a la fosa que pueden llevar a errores de interpretación de los resultados, y por otro lado, este no puede predecir de buena manera las deformaciones corticales en el campo lejano, por lo que, se asume una mayor deformación interna en la corteza o movimiento de bloque rígido.

Como mencionamos en el capítulo 4, distintos estudios asocian una deformación de 5-10 mm/yr al bloque rígido de los Andes (Métois et al., 2013, 2014), sin embargo, al considerar un modelo viscoelástico, la deformación no asociada al deslizamiento interplaca es mucho menor, alcanzando valores de aproximadamente 4-5 mm/yr en el periodo de tiempo pre 2014 y 4-6 mm/yr entre 2017-2021, por lo que, consideramos que deformaciones viscoelásticas asociadas al deslizamiento en el interfaz pueden estar siendo consideradas como movimiento de bloque rígido en métodos donde se utilizan modelos elásticos, esto también es mencionado por Li et al. (2015).

6.2. Datos GNSS continuos y de campaña

Los datos GNSS continuos, son estaciones GPS instaladas en distintos puntos terrestres los cuales miden las deformación superficial durante todos los días del año, logrando tener una red de datos confiable. Sin embargo, estas no suelen ser suficientes, por lo que se realizan mediciones GNSS de campaña, las cuales constan de medir datos en terreno durante 24 horas continuas cada cierto periodo de meses o años. No obstante, debido a la baja cantidad de mediciones de campaña en un mismo punto, las series de tiempo presentan problemas para extraer la señal estacional. Por lo tanto, en la figura 6.3, comparamos los resultados del modelo viscoelástico considerando todos los datos (cGPS y sGPS) y solo considerando datos continuos (cGPS) para el periodo de tiempo pre 2014.

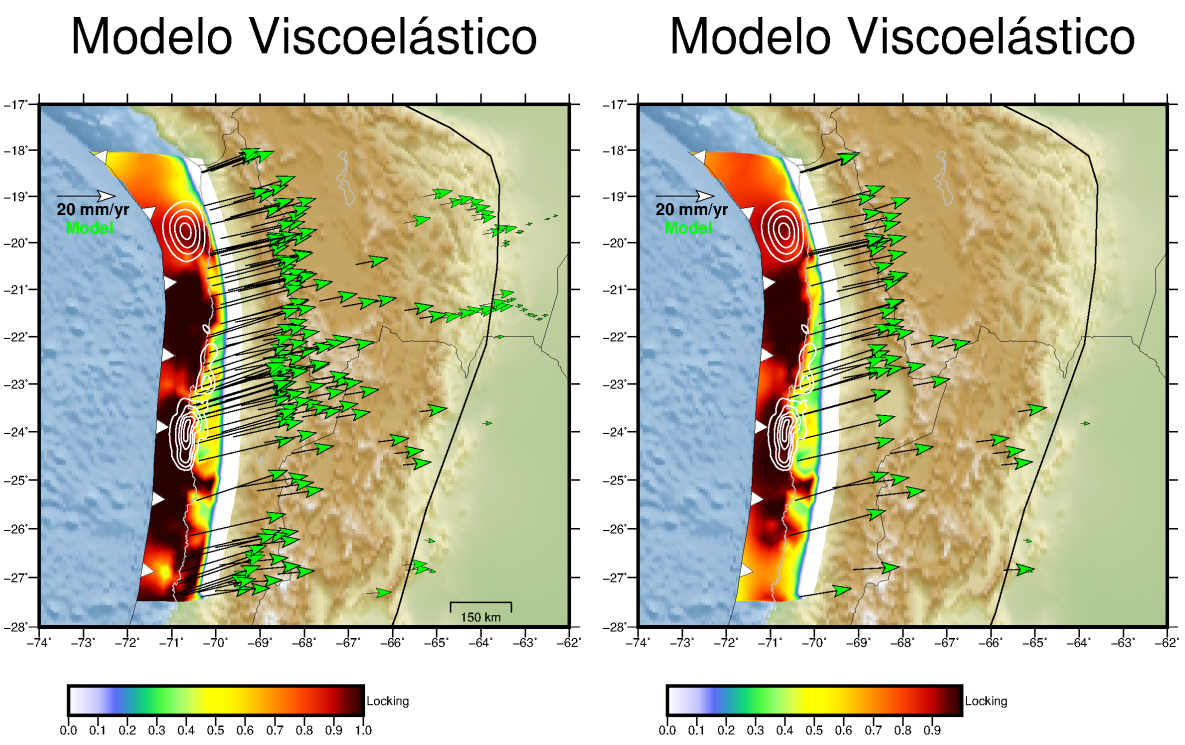

Figura 6.3: Resultados de estimación de acoplamiento intersísmico para el periodo de tiempo pre 2014 considerando datos sGPS (izquierda) y cGPS (derecha).

Como se puede observar en la figura 6.3, las mayores diferencias se encuentran en los límites de la malla, sin alterar de mayor manera las zonas de alto acople identificadas en los resultados. Por lo que, consideramos prudente confiar en la recopilación de datos de campaña publicados utilizada en este trabajo.

6.3. Variación espacio-temporal de acoplamiento intersísmico

Considerando los resultados del modelo viscoelástico, hacemos un análisis de la variación espacio-temporal del acoplamiento entre los dos periodos de tiempo trabajados (figura 6.4).

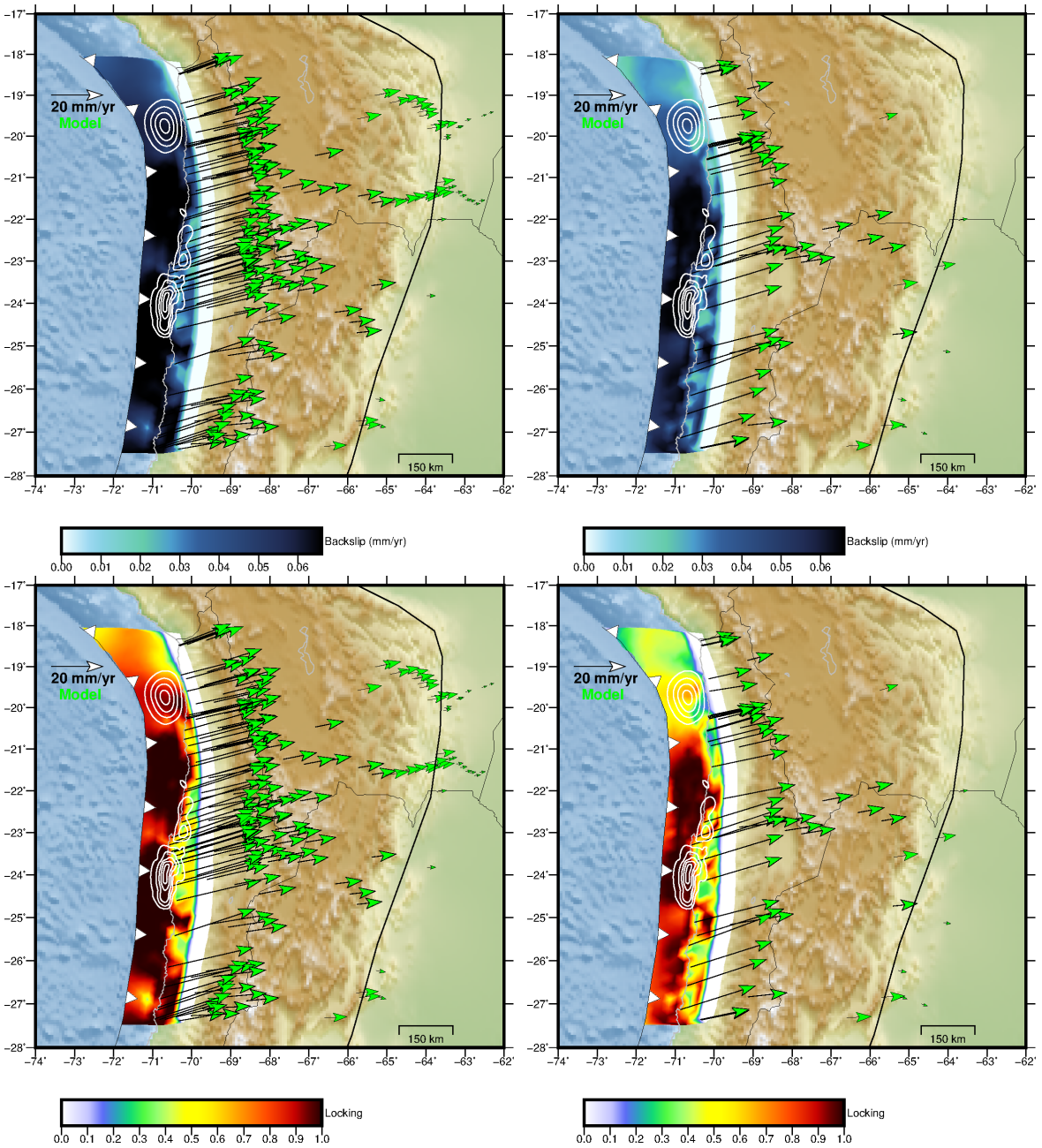

Figura 6.4: Resultados de estimación de backslip y acoplamiento intersísmico para los periodos pre 2014 (izquierda) y 2017-2021 (derecha).

Como mencionamos anteriormente, el mayor cambio en el acoplamiento entre los periodos de tiempo, es la disminución ocurrida aproximadamente a los 20°S entre 30-50km de profundidad, lo cual coincide con la zona de ruptura del terremoto de Iquique 2014, como se

aprecia en la figura 6.4. Además, podemos observar que la zona de alto acople entre 21°S-23°S y 20-45km de profundidad, en general se mantiene para ambas ventanas de tiempo, solo con un leve aumento de acople hacia el norte del área de ruptura del terremoto de Tocopilla 2007, por lo que interpretamos que, si bien, esta zona se ha mantenido acoplada durante la dos últimas décadas, en los últimos años ha presentado una variación espacial.

Por otro lado, la tercera zona de alto acople identificada en el primer periodo de tiempo (entre las latitudes 23°S-26°S) parece sufrir una leve disminución de acoplamiento alrededor de los 25°S, sin embargo, el modelo mostró baja resolución cercana a esta zona, por lo que seria necesario realizar un trabajo más enfocado en el sur de la región de estudio para corroborar esto y poder dar una interpretación confiable a los resultados. No obstante, la zona que se mantiene acoplada abarca gran parte de la zona de ruptura del terremoto de Antofagasta 1995 alrededor de 24°S, alcanzando profundidades de hasta 40km.

En la figura 6.5, podemos observar la sismicidad en la región para el periodo de tiempo 2017-2021, donde se aprecia que zonas de baja sismicidad concuerdan con las zonas identificadas como áreas acopladas. Además, se observa que las dos zonas altamente acopladas están rodeadas por alta sismicidad, lo que se ha observado con anterioridad en otras regiones (Sippl et al., En revisión).

Si bien, nuestros resultados son satisfactorios, es necesario recordar que el modelo viscoelástico utilizado considera una reología de Maxwell, que a pesar de ser un buen modelo, es simple, por lo que utilizar reologías más complejas y/o incorporar variaciones reológicas en el modelo viscoelástico podría ayudarnos a obtener resultados más realistas.

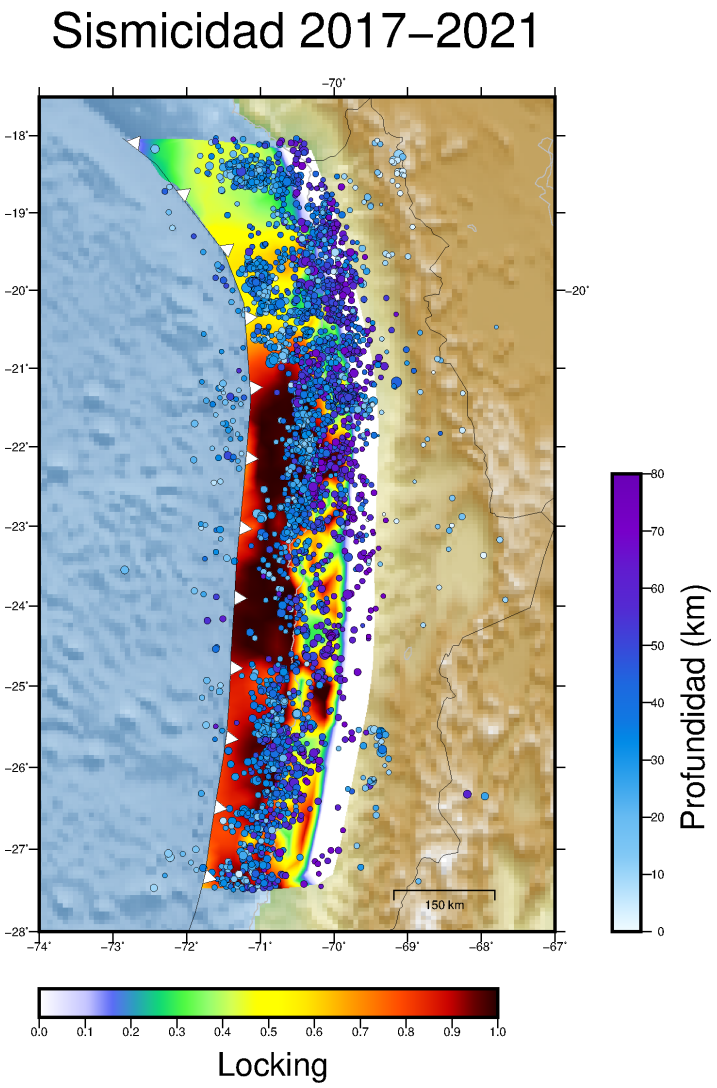

Figura 6.5: Acoplamiento y sismicidad para el periodo de tiempo 2017-2021. Catálogo de sismicidad del Centro Sismológico Nacional (CSN).

Capítulo 7

Conclusiones

En los resultados de ambos modelos se observó que existe un porcentaje considerable de la deformación cortical que no está asociada al deslizamiento interplaca, por lo que es de gran importancia la incorporación de la deformación continental del arco posterior para estimar de manera robusta el acoplamiento intersísmico en el norte de Chile.

Uno de las distinciones más importantes entre el modelo elástico y viscoelástico, es la magnitud de deformación regional, la cual es menor para el modelo viscoelástico, ya que este predice de mejor manera la deformación producto del acoplamiento en el campo lejano a la fosa. Esto permite un mejor ajuste en los datos, además de una mejor resolución hacia la zona más somera de la falla.

Respecto a los resultados de acoplamiento intersísmico, apreciamos que el mayor cambio en la última década se observó en las zonas afectadas por el terremoto de Iquique 2014, donde se observa una buena correlación entre la zona de alto acople y el deslizamiento cosísmico, el cual se detiene alrededor de los 20.5°S donde se había identificado una zona de bajo

acoplamiento, la cual en este caso actuó como barrera sismotectónica, limitando la zona de ruptura.

El segmento Iquique-Mejillones, el cual es considerado brecha sísmica actual, mantiene un alto acoplamiento aunque con leves cambios, por lo que se considera una zona que puede ser afectada por un evento sísmico de magnitud considerable en el futuro, y por consecuencia un tsunami, debido a que la mayor parte del déficit de slip se encuentra en el interfaz de las placas bajo el mar. Esta zona se encuentra separada de la zona acoplada al sur de Antofagasta, la cual coincide con la zona de ruptura del terremoto de 1995, por una zona de bajo acoplamiento aproximadamente en la latitud 23°S, esta sin embargo, muestra un leve aumento de acoplamiento en el segundo periodo de tiempo, creando un "*puente"* entre ambas asperezas, lo que podría conllevar una ruptura en conjunto de ambas áreas, provocando un sismo de mayor magnitud en el futuro.

Considerando los puntos antes mencionados, se puede concluir que la estimación de acoplamiento es una buena herramienta para evaluar el peligro sísmico en una región, es decir, la ubicación y forma de futuras rupturas.

A pesar de que los resultados obtenidos son buenos, es necesario seguir trabajando en mejorar los modelos incluyendo variaciones reológicas para obtener funciones de green más realistas, con el fin de mejorar las estimaciones de acoplamiento.

Bibliografía

Allmendinger Richard, Cardozo Nestor, Fisher. Donald. Structural geology algorithms : vectors and tensors. 2012.

Angermann D., Klotz J., Reigber C. Space-geodetic estimation of the nazca-south america euler vector // Earth and Planetary Science Letters. 1999. 171, 3. 329–334.

Bevis M., Brown A. Trajectory models and reference frames for crustal motion geodesy // Journal of Geodesy. 2014. 88(3). 283–311. doi:10.1007/s00190-013-0685-5.

Blewitt G., Hammond W. C., Kreemer C. Harnessing the GPS data explosion for interdisciplinary science // Eos. 2018. 99.

Brooks B. A., Bevis M., Maturana R., Manceda R., Araujo M., Smalley R., Lauría E., Kendrick E. Crustal motion in the Southern Andes (26–36S): Do the Andes behave like a microplate? // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2003. 4(10), 1-14. doi:10.1029/2003gc000505.

Bürgmann Ronald, Kogan Mikhail, Steblov Grigory, Hilley George, Levin Vasily, Apel Edwin. Interseismic coupling and asperity distribution along the Kamchatka subduction zone // Journal of Geophysical Research. 2005. 110, B07405. doi:10.1029/2005JB003648.

Chlieh M., De Chabalier J. B., Ruegg J. C., Armijo R., Dmowska R., Campos J., Feigl K. L. Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the North Chile subduction zone, from GPS and InSAR observations // Geophysical Journal International. 2004. 158, 2. 695–711.

Chlieh M., Perfettini H., Tavera H., Avouac J. P., Remy D., Nocquet J. M., Rolandone F., Bondoux F., Gabalda G., Bonvalot S. Interseismic coupling and seismic potential along the Central Andes subduction zone // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2011. 116(12), 1-21. doi:10.1029/2010JB008166.

Fitch Thomas J, Scholz Christopher H. Mechanism of underthrusting in southwest Japan: A model of convergent plate interactions // Journal of Geophysical Research. 1971. 76, 29. 7260–7292.

Hayes G. P., Moore G. L., Portner D. E., Hearne M., Flamme H., Furtney M., Smoczyk G. M. Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model // Science. 2018. 362, 58-61. doi:10.1126/science.aat4723.

Herman M. W., Govers R. Locating fully locked asperities along the South America subduction megathrust: a new physical inter-seismic inversion approach in a Bayesian framework // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2020. 21, e2020GC009063. doi:10.1029/2020GC009063.

Hoffmann Felix, Metzger Sabrina, Moreno Marcos, Deng Zhiguo, Sippl Christian, Ortega-Culaciati Francisco, Oncken Onno. Characterizing Afterslip and Ground Displacement Rate Increase Following the 2014 Iquique-Pisagua M_w 8.1 Earthquake, Northern Chile // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2018. 123, 4171–4192. https://doi.org/10.1002/2017JB014970.

Huiskamp G. Difference formulas for the surface laplacian on a triangulated surface // Journal of Computational Physics. 1991. 95(2), 477-496.

Klein E., Meneses G., Vigny C., Delorme A. Bridging the gap between North and Central Chile : insight from new GPS data on coupling complexities and the Andean sliver motion // Geophysical Journal International. 2018. 213. 1924–1933.

Li Shaoyang, Moreno Marcos, Bedford Jonathan, Rosenau Matthias, Oncken Onno. 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. 2015. 120, 4522–4538. doi:10.1002/2015JB011903.

Melnick Daniel, Moreno Marcos, Quinteros Javier, Baez Juan Carlos, Deng Zhiguo, Li Shaoyang, Oncken Onno. The super-interseismic phase of the megathrust earthquake cycle in Chile // Geophysical Research Letters. 2017. 44, 784–791. doi:10.1002/2016GL071845.

Meng Lingsen, Huang Hui, Bürgmann Roland, Ampuero Jean Paul, Strader Anne. Dual megathrust slip behaviors of the 2014 Iquique earthquake sequence // Earth and Planetary Science Letters. 2015. 411. 177–187.

Moreno Marcos, Rosenau M., Oncken O. 2010 Maule earthquake slip correlates with pre-seismic locking of Andean subduction zone // Nature. 2010. 467(7312). 198–202. doi:10.1038/nature09349.

Métois M., Socquet A., Vigny C., Carrizo D., Peyrat S., Delorme A., Maureira E., Valderas-Bermejo M.-C., Ortega I. Revisiting the North Chile seismic gap segmentation using GPS-derived interseismic coupling // Geophysical Journal International. 2013. 194, 1283–1294. doi:10.1093/gji/ggt183.

Métois M., Vigny C., Socquet A. Interseismic Coupling, Megathrust Earthquakes and Seismic Swarms Along the Chilean Subduction Zone (38^o–18^o) // Pure and Applied Geophysics. 2016. 173, 1431–1449. doi:10.1007/s00024-016-1280-5.

Métois M., Vigny C., Socquet A., Delorme A., Morvan S., Ortega I., Valderas-Bermejo C.-M. GPS-derived interseismic coupling on the subduction and seismic hazards in the Atacama region, Chile // Geophysical Journal International. 2014. 196, 644–655. doi:10.1093/gji/ggt418.

Nikkhoo Mehdi, Walter Thomas R. Triangular dislocation: an analytical, artefact-free solution // Geophysical Journal International. 2015. 201, 1119-1141. doi:10.1093/gji/ggv035.

Reid Harry Fielding. The elastic-rebound theory of earthquakes. // Univ. Calif. Publ.. Bull. Dept. Geol. 1911. 6, 19. 413–444.

Savage J. C. A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone, Journal of Geophysical Research: Solid Earth // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1983. 88, 4984-4996. doi:10.1029/JB088iB06p04984.

Scholz Christopher H. Earthquakes and friction laws // Nature. 1998. 391, 6662. 37–42.

Schurr B., Asch G., Rosenau M., Wang R., Oncken O., Barrientos S., Salazar P., Vilotte J. P. The 2007 M7.7 Tocopilla northern Chile earthquake sequence: Implications for along-strike and downdip rupture segmentation and megathrust frictional behavior // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2012. 117. B05305.

Schurr B., Moreno M., Tréhu A. M., Bedford J., Kummerow J., Li S., Oncken O. Forming a Mogidoughnut in the years prior to andimmediately before the 2014 M8.1 Iquique, northern Chile, earthquake // Geophysical Research Letters. 2020. 47, e2020GL088351. doi:10.1029/2020GL088351.

Sippl Christian, Moreno Marcos, Benavente Roberto. Microseismicity appears to outline highly coupled regions on the Central Chile megathrust // Earth and Planetary Science Letters. En revisión.

Tilmann F., Zhang Y., Moreno M., Saul J., Eckelmann F., Palo M., Deng Z., Babeyko A., Chen K., Baez J. C., Schurr B., Wang R., Dahm T. The 2015 Illapel earthquake, central Chile: A type case for a characteristic earthquake? // Geophysical Research Letters. 2016. 43, 2. 574–583.

Weiss Jonathan R., Brooks Benjamin A., Foster James H., Bevis Michael, Echalar Arturo, Caccamise Dana, Heck Jacob, Kendrick Eric, Ahlgren Kevin, Raleigh David, Jr. Robert Smalley, Vergani Gustavo. Isolating active orogenic wedge deformation in the southern Subandes of Bolivia // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2016. 121, 6192-6218. doi:10.1002/2016JB013145.

Yoshioka Shoichi, Wang Kelin, Mazzotti Stephane. Interseismic locking of the plate interface in the northern Cascadia subduction zone, inferred from inversion of GPS data // Earth and Planetary Science Letters. 2005. 231. 239–247. doi:10.1016/j.epsl.2004.12.018.

Yáñez V., Ortega-Culaciati F., Moreno M., Tassara A., Krumm N., Ruiz J., Maksymowicz A., Geng J. Interseismic Deformation and Interplate Coupling Constrained by GNSS Data in the Atacama District Seismic Gap, Chile // Geophysical Research Letters. en revisión.

Anexo A

Datos utilizados

Compilado de datos Pre 2014

	Lat	Lon	v_ew	v_ns	e_ew	e_ns
1	-70.41	-23.68	31.91	8.02	1.72	1.11
2	-70.18	-20.55	25.58	8.05	1.81	1.21
3	-70.14	-19.30	23.38	6.31	1.97	1.29
4	-70.07	-20.18	24.97	5.98	1.79	1.07
5	-69.19	-19.67	20.25	6.81	1.93	1.28
6	-68.64	-19.28	18.16	6.97	2.03	1.71
7	-67.80	-22.17	16.18	5.67	2.29	1.45
8	-70.08	-20.92	28.24	8.55	1.88	1.21
9	-69.89	-20.28	23.99	6.62	2.38	1.37
10	-70.33	-18.48	20.27	5.62	1.03	0.73
11	-70.13	-20.27	24.94	6.21	1.95	1.34
12	-69.83	-21.71	28.51	7.35	1.93	1.20
13	-69.60	-19.13	18.92	7.21	2.24	1.44
14	-69.49	-21.04	25.32	5.88	1.50	1.03
15	-69.89	-21.32	29.27	8.57	1.40	1.02
16	-69.75	-22.05	28.56	7.54	1.58	1.14
17	-70.15	-22.34	28.70	9.04	1.78	1.37
18	-70.20	-22.85	26.82	9.21	1.86	1.07
19	-69.57	-22.71	24.60	5.59	1.36	0.99
20	-69.89	-21.73	29.41	8.06	1.34	1.12

Tabla A.1: Datos componente horizontal para el periodo pre 2014 (1).

	Lat	Lon	v_ew	v_ns	e_ew	e_ns
21	-69.16	-20.14	21.49	6.37	1.66	1.12
22	-70.11	-18.46	16.96	5.61	2.04	1.40
23	-69.43	-19.87	21.64	6.54	2.38	1.65
24	-69.33	-20.49	23.23	5.60	1.71	1.13
25	-70.12	-19.60	24.69	6.23	2.03	1.35
26	-70.14	-20.24	24.74	6.15	2.24	1.27
27	-70.30	-18.49	18.23	5.12	2.32	1.40
28	-67.21	-22.24	14.47	5.04	1.67	1.18
29	-68.45	-22.75	17.08	5.44	1.68	1.09
30	-69.76	-22.19	28.31	6.53	1.75	1.29
31	-67.76	-23.03	16.48	6.62	2.29	1.35
32	-69.36	-20.95	24.41	5.49	1.74	1.01
33	-70.10	-21.96	28.85	8.88	1.78	1.07
34	-70.57	-23.29	32.45	10.95	1.86	1.22
35	-70.25	-22.75	28.39	8.99	1.51	0.97
36	-70.45	-23.10	30.53	10.26	1.83	1.32
37	-68.93	-22.08	20.45	4.67	1.75	1.18
38	-69.35	-22.87	22.82	5.62	1.82	1.05
39	-69.96	-23.12	26.94	7.67	1.71	1.03
40	-70.41	-23.67	32.83	9.60	1.10	1.09
41	-69.59	-25.16	32.04	3.04	0.85	0.78
42	-70.34	-27.39	21.56	7.61	2.45	2.06
43	-70.39	-24.17	33.80	8.54	1.06	0.78
44	-65.76	-24.69	9.43	1.80	1.62	2.22
45	-68.60	-25.33	19.41	5.56	1.09	1.41
46	-63.97	-23.82	3.12	-0.16	1.64	1.45
47	-69.13	-26.84	20.46	2.11	1.30	0.91
48	-70.60	-26.15	33.48	8.58	0.98	1.09
49	-70.38	-24.60	32.71	8.82	0.83	0.80
50	-66.32	-24.21	12.33	3.39	1.32	1.24
51	-68.29	-24.45	19.84	6.13	1.29	1.27
52	-65.95	-24.45	10.39	2.34	1.60	1.48
53	-65.71	-26.85	7.03	-0.37	1.66	1.38
54	-65.39	-23.58	9.44	3.37	1.61	1.16
55	-65.28	-26.23	7.25	0.21	1.18	1.07

Tabla A.2: Datos componente horizontal para el periodo pre 2014 (2).

	Lat	Lon	v_ew	v_ns	e_ew	e_ns
56	-70.43	-25.42	31.80	9.45	0.73	0.68
57	-65.23	-26.84	2.97	-1.66	2.41	2.82
58	-69.76	-20.13	24.23	5.51	1.20	1.90
59	-67.07	-23.23	13.36	4.42	3.60	3.80
60	-68.93	-22.46	23.61	4.53	1.40	2.10
61	-69.56	-21.69	31.06	8.41	1.20	1.80
62	-67.95	-23.29	17.99	4.22	3.10	2.40
63	-70.44	-23.45	32.50	10.41	3.30	3.50
64	-70.40	-23.54	30.59	9.79	4.00	2.60
65	-70.51	-23.11	29.59	9.95	3.40	3.10
66	-69.78	-23.34	27.02	8.88	3.10	3.30
67	-70.47	-23.77	33.91	8.39	3.30	3.30
68	-70.53	-24.26	32.77	9.47	2.60	1.60
69	-70.27	-19.21	21.91	4.51	3.10	3.50
70	-68.63	-23.55	14.19	6.06	3.00	2.90
71	-68.55	-23.18	14.96	6.45	2.70	3.00
72	-68.82	-19.96	11.69	4.76	3.90	3.60
73	-69.89	-19.91	25.10	3.14	2.90	1.70
74	-67.85	-22.93	15.45	6.55	3.30	3.70
75	-69.56	-22.40	25.82	6.29	3.10	2.80
76	-68.90	-24.23	16.90	3.11	2.80	4.30
77	-70.40	-23.25	29.67	10.36	2.50	1.20
78	-69.15	-20.94	28.50	4.87	3.60	3.70
79	-67.28	-23.70	13.02	5.85	3.00	3.20
80	-69.94	-23.40	27.35	8.29	3.60	3.30
81	-68.00	-22.26	14.90	5.68	3.00	3.10
82	-70.25	-23.96	30.01	8.59	2.60	0.70
83	-69.42	-23.45	16.63	7.82	4.00	3.30
84	-70.03	-23.45	27.51	6.47	3.20	1.10
85	-70.42	-23.20	29.06	10.73	1.80	2.70
86	-70.53	-23.45	33.63	10.61	2.60	1.60
87	-69.61	-24.10	24.76	5.44	2.80	3.50
88	-69.72	-21.02	26.28	9.44	3.40	3.60
89	-70.18	-18.39	12.08	7.70	3.90	4.10
90	-69.04	-23.54	17.19	8.81	3.20	4.10

Tabla A.3: Datos componente horizontal para el periodo pre 2014 (3).

	Lat	Lon	v_ew	v_ns	e_ew	e_ns
91	-70.19	-20.77	32.40	6.30	3.00	4.00
92	-68.42	-22.71	18.21	4.98	3.20	4.10
93	-70.28	-22.60	29.81	9.73	2.60	3.70
94	-68.05	-23.69	14.78	8.16	2.90	2.70
95	-68.35	-23.64	14.22	3.21	3.50	4.50
96	-69.22	-20.50	21.15	5.88	3.50	3.70
97	-70.12	-21.15	30.61	6.53	4.10	1.90
98	-68.38	-21.03	22.46	5.60	3.50	4.20
99	-67.50	-23.07	13.24	5.11	3.30	3.40
100	-70.06	-21.43	30.20	6.33	3.30	3.60
101	-67.60	-23.54	14.11	7.14	3.80	3.30
102	-69.30	-22.93	26.73	8.14	2.90	3.90
103	-69.15	-18.86	10.79	6.19	2.40	2.50
104	-70.19	-22.03	26.02	10.53	3.30	4.30
105	-70.28	-23.50	28.88	9.61	3.70	2.60
106	-69.87	-24.01	28.30	6.83	3.50	2.70
107	-69.62	-18.36	12.48	4.87	3.50	3.90
108	-64.17	-19.52	8.12	1.02	0.77	0.17
109	-64.45	-19.18	10.14	1.86	0.65	0.71
110	-64.21	-19.42	8.46	1.18	0.41	0.26
111	-63.66	-19.74	4.08	0.27	0.33	0.69
112	-64.17	-19.52	7.85	0.59	0.17	0.28
113	-63.19	-19.79	1.38	0.65	0.04	0.03
114	-64.30	-19.30	9.57	1.37	0.08	0.11
115	-63.78	-21.42	4.44	0.22	0.08	0.06
116	-62.63	-21.56	-1.06	0.00	0.07	0.05
117	-62.56	-19.51	0.48	1.73	0.10	0.07
118	-64.91	-19.19	11.13	2.34	0.09	0.05
119	-63.22	-19.79	2.34	0.07	0.17	0.15
120	-63.53	-20.01	1.65	0.21	0.09	0.03
121	-62.38	-19.44	0.93	1.93	0.17	0.12
122	-65.05	-21.63	8.68	3.03	0.43	0.19
123	-63.87	-19.74	5.52	0.32	0.22	0.11
124	-63.54	-20.07	2.06	0.19	0.10	0.07
125	-66.64	-21.30	14.37	3.33	0.13	0.63

Tabla A.4: Datos componente horizontal para el periodo pre 2014 (4).

	Lat	Lon	v_ew	v_ns	e_ew	e_ns
126	-67.12	-21.37	15.82	3.58	0.63	0.23
127	-64.35	-19.30	10.37	1.87	0.11	0.09
128	-64.23	-21.47	3.78	1.45	0.30	0.16
129	-64.18	-21.51	5.01	1.20	0.35	0.22
130	-62.99	-21.54	-0.66	0.11	0.04	0.03
131	-65.75	-19.58	12.44	3.08	0.33	0.26
132	-63.90	-21.40	5.60	0.19	0.18	0.17
133	-62.89	-21.57	-0.33	0.35	0.20	0.19
134	-62.76	-21.64	-0.52	0.47	0.14	0.24
135	-63.12	-21.45	-0.29	0.31	0.39	0.06
136	-63.23	-21.36	-0.10	-0.01	0.20	0.46
137	-63.75	-21.13	7.00	-1.13	0.12	0.10
138	-63.96	-19.82	5.74	0.35	0.05	0.03
139	-64.23	-21.47	5.43	1.19	0.81	0.28
140	-65.38	-21.61	9.83	3.12	1.07	0.56
141	-62.63	-21.56	-0.60	0.05	1.10	0.27
142	-64.52	-21.50	8.56	2.00	0.29	0.38
143	-62.98	-19.62	1.05	0.94	0.38	0.50
144	-67.65	-21.25	17.54	3.90	0.37	0.15
145	-65.30	-19.01	12.27	3.19	0.03	0.02
146	-65.21	-18.99	11.56	1.99	0.56	0.25
147	-65.05	-21.63	8.52	3.08	0.29	0.15
148	-63.95	-21.32	6.63	0.08	0.15	0.28
149	-65.73	-21.45	10.76	3.95	0.06	0.06
150	-64.72	-21.55	6.90	2.54	0.03	0.02
151	-66.83	-20.47	15.30	3.66	0.02	0.02
152	-63.48	-21.26	3.86	0.52	0.03	0.03
153	-63.40	-21.23	-0.39	0.21	1.17	0.80
154	-63.68	-22.02	3.19	0.79	0.04	0.03
155	-64.70	-19.12	10.88	2.20	0.14	0.06
156	-69.06	-25.22	17.10	4.48	3.10	2.80
157	-70.86	-27.13	29.31	7.58	2.10	1.90
158	-69.63	-26.25	19.45	7.91	2.10	1.90
159	-70.86	-27.08	27.83	10.46	0.35	0.35
160	-69.91	-26.75	24.62	7.08	0.74	0.34

Tabla A.5: Datos componente horizontal para el periodo pre 2014 (5).

	Lat	**Lon**	**v_ew**	**v_ns**	**e_ew**	**e_ns**
161	-69.46	-26.37	22.32	9.49	0.38	0.39
162	-68.60	-26.93	18.94	9.99	0.10	0.37
163	-66.60	-27.32	1.83	1.79	1.97	1.97
164	-70.86	-27.13	29.04	7.90	1.45	1.45
165	-70.82	-27.36	27.07	9.49	1.46	1.46
166	-70.68	-27.36	25.45	9.52	1.47	1.47
167	-70.02	-27.27	21.56	5.69	1.49	1.47
168	-70.01	-26.39	26.15	3.51	1.51	1.53
169	-69.73	-27.11	21.87	4.04	2.00	1.99
170	-70.80	-26.88	28.84	7.64	1.48	1.47
171	-69.46	-26.37	26.02	3.41	1.47	1.46
172	-70.94	-27.34	27.60	8.37	1.46	1.46
173	-70.34	-26.42	28.65	6.63	1.47	1.47
174	-70.71	-26.61	28.49	7.07	1.45	1.45
175	-68.87	-19.48	15.91	9.78	0.82	0.83
176	-69.79	-20.75	19.87	10.51	1.62	1.59
177	-69.79	-19.50	20.96	6.97	1.59	1.56
178	-69.67	-19.45	19.04	8.08	1.62	1.59
179	-68.33	-22.35	15.38	6.16	1.16	1.16
180	-70.41	-27.30	20.94	6.63	0.19	0.21
181	-65.78	-26.74	4.33	1.10	1.94	2.46

Tabla A.6: Datos componente horizontal para el periodo pre 2014 (6).

	Lat	**Lon**	**v_up**	**e_up**
1	-70.41	-23.68	3.59	4.28
2	-70.18	-20.55	-1.21	5.38
3	-70.14	-19.30	2.27	2.90
4	-70.07	-20.18	1.59	2.56
5	-69.19	-19.67	1.06	2.63
6	-68.64	-19.28	4.42	5.75
7	-67.80	-22.17	-0.85	4.13
8	-70.08	-20.92	1.83	2.51
9	-69.89	-20.28	3.11	4.00
10	-70.33	-18.48	3.69	3.23
11	-70.13	-20.27	0.53	3.38
12	-69.83	-21.71	4.81	2.72
13	-69.60	-19.13	-0.56	3.93
14	-69.49	-21.04	1.23	2.85
15	-69.89	-21.32	3.92	2.78
16	-69.75	-22.05	3.74	2.84
17	-70.15	-22.34	1.57	2.75
18	-70.20	-22.85	2.15	2.85
19	-69.57	-22.71	0.01	2.38
20	-69.89	-21.73	5.47	2.37
21	-69.16	-20.14	1.68	3.07
22	-70.11	-18.46	0.75	3.25
23	-69.43	-19.87	1.51	4.58
24	-69.33	-20.49	1.36	2.99
25	-70.12	-19.60	1.26	3.85
26	-70.14	-20.24	1.94	4.02
27	-70.30	-18.49	0.99	4.16
28	-67.21	-22.24	3.27	3.18
29	-68.45	-22.75	-1.72	2.35
30	-69.76	-22.19	2.77	2.77
31	-67.76	-23.03	-2.43	3.19
32	-69.36	-20.95	0.57	2.35
33	-70.10	-21.96	3.17	2.60
34	-70.57	-23.29	-2.98	2.59
35	-70.25	-22.75	0.73	2.32

Tabla A.7: Datos componente vertical para el periodo pre 2014 (1).

	Lat	**Lon**	**v_up**	**e_up**
36	-70.45	-23.10	-1.81	3.94
37	-68.93	-22.08	-1.71	3.18
38	-69.35	-22.87	-0.45	2.14
39	-69.96	-23.12	4.67	2.38
40	-70.41	-23.67	1.66	3.17
41	-69.59	-25.16	-0.17	2.34
42	-70.34	-27.39	-0.43	5.38
43	-70.39	-24.17	3.05	2.04
44	-65.76	-24.69	0.14	4.67
45	-68.60	-25.33	6.76	3.22
46	-63.97	-23.82	-0.53	3.61
47	-69.13	-26.84	3.64	3.58
48	-70.60	-26.15	-4.63	2.96
49	-70.38	-24.60	2.75	2.02
50	-66.32	-24.21	-0.73	3.49
51	-68.29	-24.45	-0.23	2.83
52	-65.95	-24.45	-0.67	3.68
53	-65.71	-26.85	-0.20	4.53
54	-65.39	-23.58	0.83	4.20
55	-65.28	-26.23	0.25	3.41
56	-70.43	-25.42	3.49	2.19
57	-65.23	-26.84	-5.99	7.31

Tabla A.8: Datos componente vertical para el periodo pre 2014 (2).

Datos procesados para el periodo de tiempo 2017-2021

	Lat	Lon	v_ew	v_ns	v_up	e_ew	e_ns	e_up
1	-65.70	-22.72	11.91	4.11	-0.28	1.10	0.99	2.86
2	-70.18	-20.55	22.22	7.06	-1.51	1.00	0.86	2.64
3	-66.60	-27.32	2.67	-2.00	1.50	1.24	1.19	3.30
4	-70.14	-19.30	16.12	4.31	2.35	1.16	1.03	2.70
5	-70.86	-27.13	28.36	10.10	-4.77	1.18	1.00	2.77
6	-70.41	-23.67	32.89	10.26	2.03	1.14	1.05	2.85
7	-70.33	-27.37	23.88	12.00	3.98	1.52	1.72	3.84
8	-70.32	-18.48	13.71	1.83	1.91	1.21	1.00	3.46
9	-70.15	-20.21	17.12	3.84	-6.63	1.19	0.98	4.12
10	-68.45	-22.75	20.52	6.30	0.38	0.91	1.07	2.37
11	-69.76	-22.19	29.76	7.00	7.61	1.03	1.09	2.40
12	-70.07	-20.18	18.05	3.47	1.80	1.23	0.96	2.43
13	-69.59	-25.16	27.86	7.99	3.26	0.80	0.93	2.54
14	-70.34	-18.37	13.93	2.21	0.99	1.21	1.09	3.40
15	-70.65	-25.65	32.76	11.71	2.89	1.44	1.13	3.23
16	-67.76	-23.03	16.16	4.70	1.06	1.10	0.98	2.47
17	-69.36	-20.95	21.45	5.38	2.41	0.93	0.79	2.45
18	-70.39	-24.17	32.66	10.52	2.83	1.11	1.02	2.32
19	-70.08	-20.92	25.33	5.69	4.99	1.03	0.87	3.70
20	-70.06	-21.43	29.18	6.24	4.59	0.93	0.91	3.10
21	-69.76	-20.13	17.21	3.75	1.21	1.00	1.02	2.83
22	-70.69	-26.58	31.01	10.45	-2.46	1.35	1.06	2.62
23	-70.18	-20.57	22.83	6.30	1.63	1.05	0.95	2.55
24	-69.89	-20.28	16.57	5.16	1.42	1.09	0.93	3.13
25	-70.33	-18.48	13.34	1.94	0.82	1.19	0.94	3.42

Tabla A.9: Datos componente horizontal y vertical para el periodo 2017-2021 (1).

	Lat	**Lon**	**v_ew**	**v_ns**	**v_up**	**e_ew**	**e_ns**	**e_up**
26	-70.13	-20.27	19.22	3.77	0.50	1.11	0.95	3.20
27	-70.57	-23.29	33.88	11.50	-2.79	1.15	1.17	2.40
28	-64.68	-27.00	3.44	1.43	1.99	1.06	1.02	6.08
29	-64.12	-25.12	2.66	0.86	1.67	1.36	1.33	4.54
30	-65.75	-19.58	11.74	5.09	1.41	1.81	1.69	5.56
31	-66.31	-22.52	13.07	5.30	0.94	0.95	1.03	2.73
32	-70.25	-22.75	30.33	9.70	2.97	0.84	0.83	2.37
33	-69.13	-26.84	23.78	4.52	0.78	1.51	1.24	3.14
34	-64.33	-23.14	6.69	0.60	2.21	1.19	1.30	4.42
35	-70.50	-25.11	31.94	8.22	-1.17	0.91	0.96	2.97
36	-70.15	-20.82	24.62	7.49	3.72	1.06	1.02	2.67
37	-70.60	-26.15	31.77	10.27	-0.78	1.07	1.19	3.06
38	-70.11	-18.46	12.01	2.84	0.41	1.09	0.89	3.12
39	-69.33	-20.49	15.04	6.76	1.36	1.00	0.86	2.47
40	-70.45	-23.10	32.13	10.78	-1.89	1.23	1.09	3.53
41	-70.12	-19.60	19.66	3.85	4.49	0.93	0.81	2.91
42	-66.05	-21.95	9.92	5.31	1.34	1.03	1.05	2.92
43	-68.18	-22.95	20.90	6.25	2.69	1.05	0.99	3.29
44	-69.35	-22.87	27.45	8.05	1.09	0.90	0.83	2.22
45	-69.14	-18.85	9.25	2.91	0.69	1.11	0.97	2.98
46	-65.71	-26.85	5.32	0.18	-0.27	1.84	1.45	4.59
47	-65.39	-23.58	9.19	0.25	6.30	1.89	1.66	4.53
48	-65.28	-26.23	6.08	0.93	0.13	1.30	1.14	3.71
49	-70.43	-25.42	33.34	10.68	-1.76	0.82	1.14	2.50
50	-65.23	-26.84	3.19	-0.55	-2.58	1.57	1.55	4.78
51	-70.14	-20.24	18.34	4.16	-1.67	1.45	1.02	3.05
52	-70.35	-27.36	24.40	10.51	-0.50	1.36	1.44	3.25
53	-65.41	-24.73	5.67	0.74	-2.16	1.57	1.39	4.48
54	-70.30	-18.49	13.47	2.07	1.04	1.15	0.88	3.24
55	-67.21	-22.24	15.42	6.31	3.03	1.06	1.14	2.83
56	-69.96	-23.12	28.27	8.45	7.94	0.86	0.71	2.39
57	-63.68	-22.02	3.18	1.88	-0.93	0.95	1.15	3.65

Tabla A.10: Datos componente horizontal y vertical para el periodo 2017-2021 (2).

Anexo B

Propiedades del modelo viscoelástico

	Densidad (Kg/m3)	**Velocidad de onda S (m/s)**	**Módulo de Young (Pa)**	**Coeficiente de Poisson**	**Viscosidad (Pa S)**
Placa continental	2700	3826.1	1.00*e+11	0.265	None
Slab Oceánico	3300	3739.8	1.20*e+11	0.3	None
Manto continental viscoelástico	3300	4403.9	1.60*e+11	0.25	4.0*e+19
Manto oceánico viscoelástico	3500	4276.2	1.60*e+11	0.25	1.0*e+20

Tabla B.1: Propiedades modelo viscoelástico.

Anexo C

Resultados componente vertical

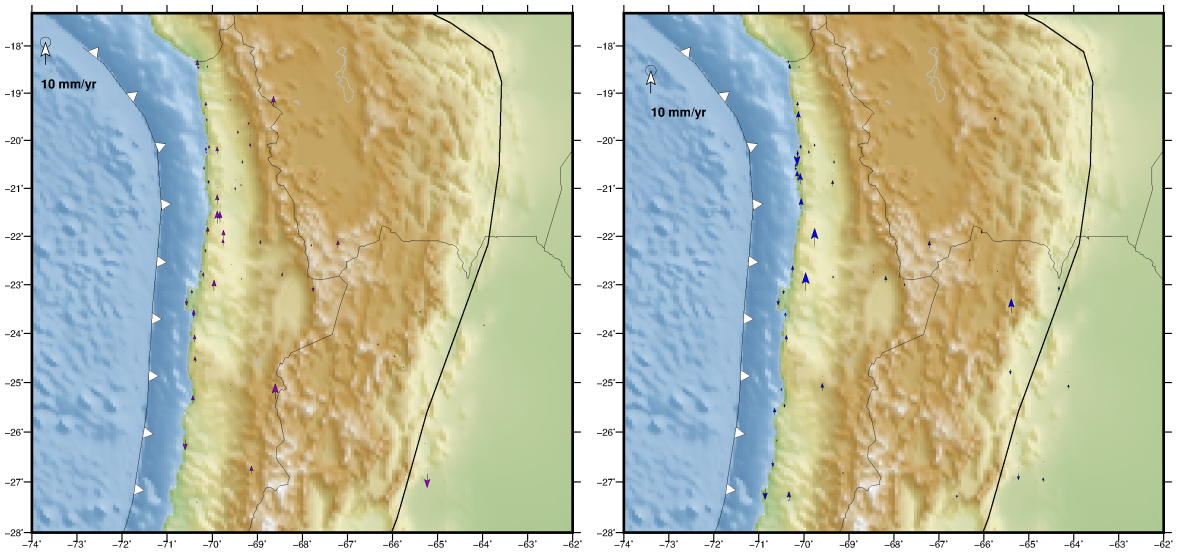

Figura C.1: Campo de velocidades verticales para el periodo pre 2014 (izquierda) y 2017-2021 (derecha).

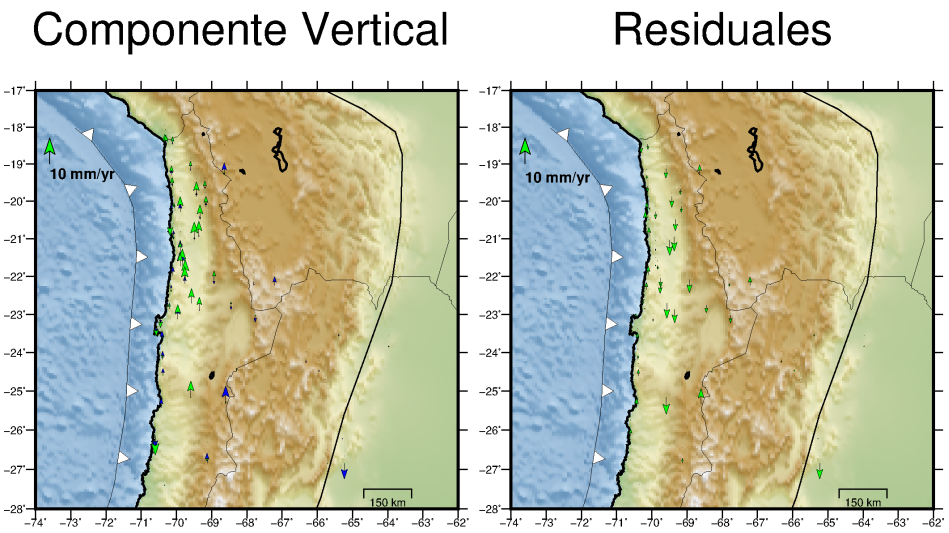

Figura C.2: Resultados componente vertical en el periodo de tiempo pre 2014 utilizando un modelo elástico.

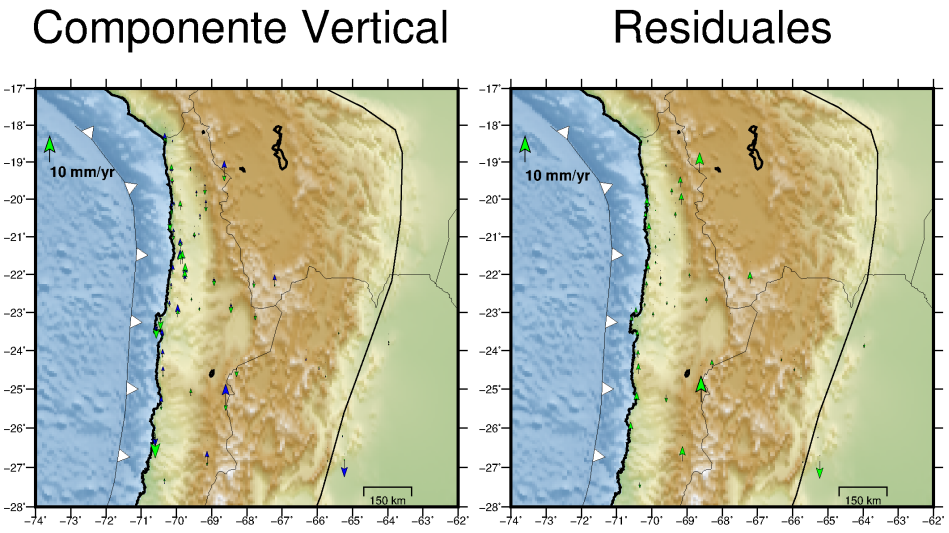

Figura C.3: Resultados componente vertical en el periodo de tiempo pre 2014 utilizando un modelo viscoelástico.

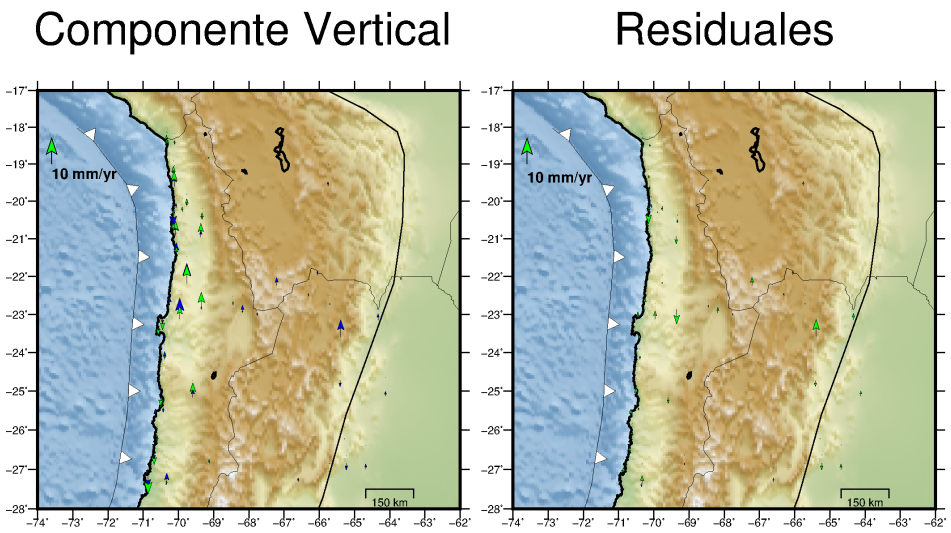

Figura C.4: Resultados componente vertical en el periodo de tiempo 2017-2021 utilizando un modelo elástico.

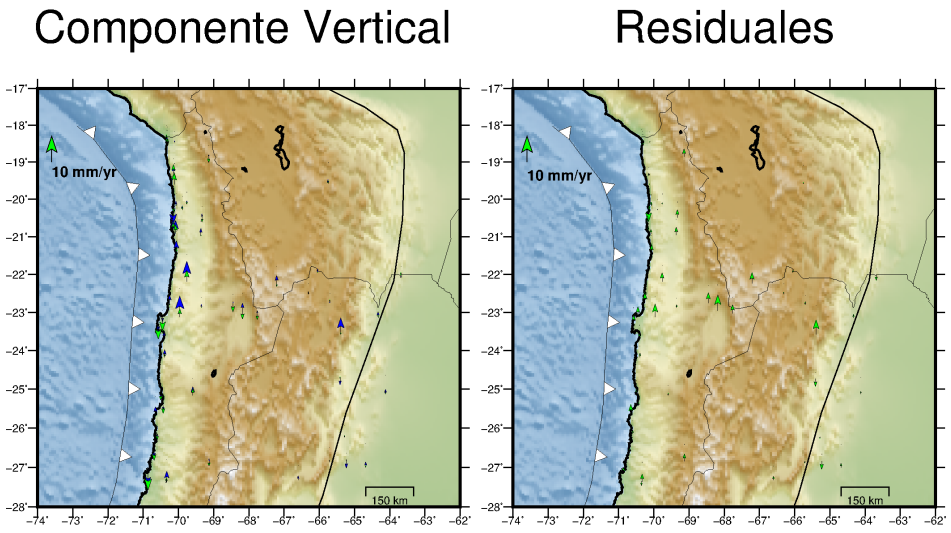

Figura C.5: Resultados componente vertical en el periodo de tiempo 2017-2021 utilizando un modelo viscoelástico.