



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

**CARACTERIZACIÓN DE SEÑALES DE DEFORMACIÓN CORTICAL EN
SERIES DE TIEMPO GNSS EN EL NORTE DE CHILE**

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS
MENCION GEOFÍSICA

JOAQUÍN ALONSO HORMAZÁBAL MALUENDA

PROFESOR GUÍA:
FRANCISCO ORTEGA CULACIATI

PROFESOR CO-GUÍA:
MARCOS MORENO SWITT

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
JAVIER RUIZ PAREDES
MARK SIMONS

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por:
Proyecto Anillo Precursor PIA ACT-192169 ANID

SANTIAGO DE CHILE
2023

RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE
MAGÍSTER EN CIENCIAS MENCIÓN GEOFÍSICA
POR: JOAQUÍN ALONSO HORMAZÁBAL MALUENDA
FECHA: 2023
PROF. GUÍA: FRANCISCO ORTEGA CULACIATI

CARACTERIZACIÓN DE SEÑALES DE DEFORMACIÓN CORTICAL EN SERIES DE TIEMPO GNSS EN EL NORTE DE CHILE

Gracias a los avances tecnológicos en técnicas de la geodesia espacial y a la gran cantidad de estaciones GNSS (Sistema Global de Navegación por Satélite) desplegadas en la última década, se ha podido observar y describir física y matemáticamente las señales de movimiento cortical asociadas a diversos procesos geofísicos que deforman la corteza terrestre. Algunas de estas señales de deformación son de origen tectónico y están asociadas a procesos de acumulación y liberación de energía de deformación elástica durante el ciclo sísmico. Por otro lado, existen señales que son la expresión de fluctuaciones estacionales debido a forzamientos hidrológicos, procesos volcánicos, entre otros. En este trabajo se analiza registros de desplazamiento GNSS a una tasa de muestreo diaria, procesados por el *Nevada Geodetic Laboratory*, que registran señales de deformación durante las diferentes etapas del ciclo sísmico, entre los años 2006 y 2022, en la región de Sudamérica comprendida entre las latitudes 15°S y 27°S.

Para identificar y separar las diferentes señales de deformación cortical registrados en series de tiempo posicionales de GNSS, se utiliza modelos de trayectoria, que corresponden a expresiones matemáticas, idealmente con base física o empírica, que permiten representar el desplazamiento de un punto de la corteza a lo largo del tiempo. Con este fin, se utilizó el paquete python **DISSTANS**, con el cual se define un modelo de trayectoria representativo para zona de estudio. En este modelo se representa las diferentes señales de deformación usando un conjunto redundante de funciones, entre las cuales se destaca el uso de funciones i-splines cuyo propósito es representar posibles desplazamientos transientes lentos. Al momento de ajustar el modelo de trayectorias, se selecciona un número mínimo de funciones que, en su conjunto, sean capaces de representar los movimientos de la corteza donde se encuentra cada estación GNSS. Aplicando la metodología propuesta, se identificó diferentes señales que constituyen la evolución espacio-temporal de la deformación de la corteza, así como los procesos geofísicos causativos de estas.

En este trabajo se caracterizaron velocidades seculares, variaciones estacionales, así como señales cosísmicas y postsísmicas de los terremotos de Tocopilla (M_w 7.7) 2007 y Pisagua (M_w 8.2) 2014, así como señales transientes de movimiento lento. De las señales de desplazamiento inferidas, se puede deducir que el contacto de subducción en la zona norte de Chile se encuentra acoplado, teniendo así con un alto potencial sismogénico. Lo anterior es consistente con trabajos previos, donde se indica que los terremotos recientes en la zona de estudio sólo liberaron una fracción pequeña de la energía elástica de deformación acumulada en la zona desde 1877. El catálogo de señales de deformación generado en este trabajo será utilizado en un futuro para investigar los procesos geofísicos causativos de dichas señales. De esta manera se logrará realizar un balance de la energía de deformación elástica y estimar el déficit de dislocación en la zona de la brecha sísmica de 1877.

*La imaginación es más importante
que el conocimiento.*

Agradecimientos

En primer lugar, agradezco al Proyecto Anillo Precursor PIA ACT-192169 ANID por su financiamiento parcial y por el apoyo invaluable proporcionado durante el desarrollo de esta investigación. Asimismo, agradezco el gran apoyo dado por el equipo del proyecto Fondecyt Regular 1200679. Powered@NLHPC: Esta investigación/tesis fue parcialmente apoyada por la infraestructura de supercómputo del NLHPC (ECM-02).

A mis profesores guías, Francisco Ortega y Marcos Moreno, les agradezco enormemente el gran apoyo brindado en este trabajo. Su motivación constante ha sido un motor para mi desarrollo académico y profesional. También quiero expresar mi gratitud a los profesores Javier Ruiz y Mark Simons por su participación como parte de la comisión de mi tesis y su orientación a lo largo de este proceso.

Mi estancia como visitante en el Instituto Tecnológico de California (Caltech) fue una experiencia enriquecedora, y agradezco a Mark Simons por compartir su sabiduría y consejos durante este período. Un agradecimiento especial a Tobias Köhne por su valiosa ayuda y por guiarme en el uso de su código DISSTANS.

A mi familia, les dedico un agradecimiento especial por su apoyo constante a lo largo de mis estudios. Sin su gran respaldo, este logro no habría sido posible.

Finalmente, a mis amigos, les agradezco sinceramente por el apoyo invaluable que me han brindado a lo largo de mis estudios. Su incondicional respaldo ha sido una fuente constante de ánimo y fortaleza.

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1. Hipótesis	2
1.2. Objetivos	2
1.2.1. Objetivo General	2
1.2.2. Objetivos Específicos	2
2. Antecedentes	3
2.1. Zona de estudio	3
2.2. Contexto sismotectónico de la zona de estudio	6
2.3. Red de estaciones GNSS	7
2.4. Ciclo sísmico en zonas de subducción	8
2.4.1. Periodo Intersísmico	9
2.4.2. Periodo Cosísmico	9
2.4.3. Periodo Postsísmico	10
2.4.4. Actividad precursora	10
2.5. Trabajos previos en la zona de estudio	11
3. Movimientos de la superficie de la corteza terrestre durante el ciclo sísmico	13
3.1. Modelos de trayectoria	14
3.2. Descomposición e inferencia de fuentes mediante el análisis espacio-temporal de señales de red (DISSTANS)	17
3.2.1. Estructura del código	17
3.2.2. Herramientas	19
3.2.2.1. Valores anómalos estadísticos y modo común de error	19
3.2.2.2. Datos sintéticos	20
3.2.2.3. Detector de saltos	20
3.2.2.4. Visualización	20
3.2.3. Modelos	22
3.2.3.1. Formulación matemática	23
3.2.3.2. Modelos básicos	24
3.2.3.3. Diccionario linealmente dependiente y sobrecompleto de Splines: SplineSet	24
3.2.3.4. Base de Splines Linealmente Independientes para señal estacional modulada en el tiempo AmpPhModulatedSinusoid	26
3.2.4. Algoritmos de resolución	28
3.3. Ejemplo usando datos sintéticos	31
3.4. Modelamientos de los datos GNSS en la zona de estudio	35

4. Señales presentes en la red de estaciones GNSS en el Norte de Chile	44
4.1. Obtención de la escala temporal característica del desplazamiento postsísmico	44
4.2. Post-procesamiento: aislamiento de señales	48
4.3. Post-procesamiento: descomposición de señales	51
4.3.1. Señal secular	52
4.3.2. Señal cosísmica	53
4.3.3. Señal postsísmica	55
4.3.4. Señal estacional	61
4.3.5. Posibles señales transientes lentas	62
4.3.6. Actividad Precursora al Terremoto de Pisagua (M_w 8.2) 2014	65
5. Discusión y Conclusiones	68
5.1. Modelamiento de los datos GNSS	68
5.1.1. Señales asociadas al ciclo sísmico	69
5.1.2. Señales estacionales	72
5.1.3. Señales transientes lentas	72
5.1.4. Limitaciones	74
5.2. Conclusiones	74
5.3. Contribuciones Adicionales	76
Bibliografía	77

Índice de Ilustraciones

2.1.	El panel de la izquierda muestra las fechas y la extensión latitudinal aproximada de la ruptura de los terremotos ocurridos en la zona de estudio (extraído de Comte et al., 2016). En el panel de la derecha se aprecia con círculos azules las estaciones GNSS utilizadas, con triángulos rojos la cadena de volcanes en la zona y con contornos blancos los terremotos de Pisagua (Schurr et al., 2014) y Tocopilla (Díaz, 2019).	4
2.2.	Disponibilidad temporal y latitudes respectivas de cada estación GNSS a utilizar. Las barras de color representa fechas con los rangos de disponibilidad de datos de cada estación.	5
2.3.	Serie de tiempo, componente E-W representativa de los distintos periodos del ciclo sísmico. Con celeste se indica el periodo intersísmico, con un tono rojo el cosísmico y con rosado el postsísmico.	8
3.1.	Estructura del código DISSTANS extraído de Köhne et al. (2023).	18
3.2.	Ejemplo de un escalograma de i-splines para la componente EW y NS, en donde cada casilla representa una duración distinta de dichas funciones (en días) y la amplitud de estas está de acuerdo a la barra de colores. Figura extraída del Manual de usuario DISSTANS Köhne et al. (2023).	22
3.3.	Forma de las bsplines (panel de la izquierda) y bsplines integradas (panel de la derecha). Figura extraída de Köhne et al. (2023).	26
3.4.	Funciones intermedias utilizadas por AmpPhModulatedSinusoid . Las funciones spline base h_j se pueden apreciar en el panel de la izquierda. Al multiplicar las funciones spline por el coseno y el seno de un periodo determinado, se obtienen los cosenos y los senos modulados en los paneles central y derecho, respectivamente. Figura extraída de Köhne et al. (2023).	27
3.5.	Serie de tiempo sintética de las tres componentes, para un periodo de tres años de la estación TTAL, en donde con color negro se puede apreciar los datos y con color azul el modelo predicho.	32
3.6.	Escalograma obtenido en donde con colores se aprecian la amplitud de los coeficientes de las i-spline con su respectiva duración. El panel superior muestra la componente EW, central NS e inferior Vertical. Los valores de las ordenadas representan la duración en días de las i-spline y en las abscisas las fechas respectivas.	33
3.7.	Mapa de la zona de los datos sintéticos en donde se presenta una evolución espacio-temporal de las predicciones de las i-spline resultantes, para un periodo de 3 años.	34

3.8.	Amplitudes postsísmicas (paneles superiores), Tau estimado (panel del medio) y Amplitud de los residuales entre las amplitudes originales y aplicando las metodologías respectivas (panel inferior). Los paneles de la columna de la izquierda corresponden los resultados obtenidos minimizando del xi cuadrado reducido y los paneles de la columna de la derecha los resultados en base a la metodología Bayseiana propuesta.	37
3.9.	Conectividad de la red de estaciones.	38
3.10.	Funciones de proposición de las estaciones vecinas y la función de proposición en sus formas exponenciales.	39
3.11.	Estación principal (estrella) y estaciones cercanas (círculos naranjos), para el caso de la figura 3.10.	40
3.12.	Residuales entre los datos sintéticos originales sin ruido y las predicciones del modelo minimizando el χ cuadrado reducido (rojo) y la predicción del modelo posterior a haber implementado la metodología Bayesiana para encontrar el τ óptimo (verde).	41
4.1.	Mapa de la zona de estudio representando los valores de τ original (en días) y amplitud de la componente postsísmica en cada componente.	45
4.2.	Grafo de conectividad de la red de estaciones GNSS. Se incluye un acercamiento a la conectividad de la estación que tiene una estrella amarilla (rectángulo negro)	46
4.3.	fdps de la estación principal, las estaciones vecinas y la función de proposición. Todas las fdp están normalizadas a su valor de máxima verosimilitud.	47
4.4.	Mapa de la red de estaciones GNSS, en donde se muestra los valores de τ (días) corregido y amplitud de la componente postsísmica (mm) en cada componentes (EW, NS, UP).	48
4.5.	Series de tiempo y modelos obtenidos en la estación PTRE. La columna de la izquierda corresponde a la componente EW, la de al medio NS y la de la derecha la vertical, las que toman valores positivos cuando el movimiento es hacia el Este, Norte y hacia arriba, respectivamente. De arriba hacia abajo, en los paneles de la primera fila se muestran los datos y los modelos predichos, en la segunda fila la serie de tiempo asociada a la señal secular con su respectivo modelo, en los paneles de la tercera fila, la serie de tiempo de la componente estacional y la estacional modulada, con su modelo respectivo, en la cuarta fila las series de tiempo postsísmica con sus modelos respectivos y en la última fila de paneles las series de tiempo asociados a los transientes y sus modelos respectivos. . . .	50
4.6.	Mapa del norte de Chile con las medidas de RMS de la serie tiempo residual graficada en círculos para cada estación, entre la predicción del modelo de trayectorias ajustado y los datos GNSS.	51
4.7.	Mapa indicando las velocidades seculares con respecto a SOAM de las estaciones GNSS. Las flechas indican la componente horizontal y el color del circulo el movimiento vertical.	53
4.8.	Mapa de los desplazamientos cosísmicos inducidos por el terremoto de Tocopilla 2007. Con vectores se aprecian los desplazamientos horizontales y con círculos con colores los desplazamientos verticales.	54
4.9.	Mapa de desplazamientos producidos por el terremoto de Pisagua 2014 M_w 8.2. Con vectores se aprecian los desplazamientos horizontales y con círculos con colores los desplazamientos verticales.	55

4.10.	Desplazamientos postsísmicos producto del terremoto de Tocopilla 2007. Estos desplazamientos abarcan un periodo de 1 año después del terremoto. Los vectores indican desplazamientos horizontales y los círculos con colores los desplazamientos verticales.	56
4.11.	Evolución espacio-temporal de las componentes horizontales del postsísmico del terremoto de Tocopilla 2007.	57
4.12.	Desplazamientos postsísmicos producto del terremoto de Pisagua 2014. Estos desplazamientos abarcan un periodo de 1 año. Con vectores se pueden apreciar los desplazamientos horizontales y con círculos con colores los desplazamientos verticales.	58
4.13.	Evolución espacio-temporal de las componentes horizontales del postsísmico del terremoto de Pisagua 2014	59
4.14.	Evolución espacio-temporal del postsísmico del terremoto de Tocopilla 2007 y las velocidades seculares en SOAM.	60
4.15.	Mapa que muestra la evolución espacio-temporal de los desplazamientos horizontales del postsísmico del terremoto de Pisagua 2014 y las velocidades seculares en con respecto a SOAM.	61
4.16.	Fase y amplitud de la componente vertical de la señal estacional anual. El tamaño de los círculos representan la amplitud y el color la fase expresada como el mes del año en que se produce la máxima amplitud de la señal estacional.	62
4.17.	Evolución espacio-temporal de los desplazamientos transientes horizontales en todo el dominio del tiempo.	64
4.18.	Evolución espacio-temporal de los desplazamientos transientes horizontales en el dominio del tiempo previo al terremoto de Tocopilla 2007.	65
4.19.	Series de tiempo horizontales con sus respectivos modelos de las estaciones AEDA (morado), UAPE (rojo), IQQE (verde), PSGA (naranja) y UTAR (azul). Cabe destacar que los modelos respectivos de cada estación se aprecian con color negro. Las desviaciones estándar de los datos, como de la predicción del modelo de trayectorias, se aprecian con colores translúcidos, del mismo color de los datos y gris, respectivamente. Con una línea gris horizontal se muestra la coordenada inicial de cada serie de tiempo. En el panel superior se aprecia la componente EW y en la inferior la componente NS de las estaciones consideradas.	67

Capítulo 1

Introducción

Gracias a los avances tecnológicos en técnicas de la geodesia espacial y a la gran cantidad de estaciones GNSS (Sistema Global de Navegación por Satélite, por sus siglas en inglés) desplegadas en la última década, se ha podido observar y describir física y matemáticamente las señales de movimiento cortical asociadas a diversos procesos geofísicos que deforman la corteza terrestre (Bevis y Brown, 2014; Bedford y Bevis, 2018). Algunas de estas señales de deformación de la corteza terrestre son de origen tectónico y están asociadas al ciclo sísmico. A modo de ejemplo, señales asociadas al periodo de acumulación de energía de deformación (intersísmico), liberación de dicha energía (cosísmico) y relajación de los esfuerzos inducidos en el medio por el cosísmico (postsísmico). Por otro lado, existen otros tipos de deformación cortical que son la expresión de fluctuaciones estacionales debido a forzamientos hidrológicos, procesos volcánicos, entre otros.

Últimamente, ha crecido un gran interés por un tipo particular de señales denominadas transientes, las cuales corresponden a una señal de desplazamiento remanente, que se desarrolla en un periodo entre decenas de días a meses. Un ejemplo de dichas señales corresponde a los desplazamientos corticales que ocurren durante el periodo postsísmico. Sin embargo, investigaciones recientes sugieren que desplazamientos transientes pueden aparecer en ventanas de tiempo previas a la ocurrencia de grandes terremotos (e.g., Melbourne y Webb, 2002; Kumazawa et al., 2010; Bedford et al., 2020) y pueden ser caracterizadas como procesos precursores de dichos eventos sísmicos, a posteriori. Lo anterior motiva el poder identificar y caracterizar dichas señales en el tiempo, lo que permite posteriormente lograr un mejor entendimiento de los posibles procesos físicos causativos y de los efectos que podrían tener dichas señales transientes en la generación de grandes terremotos. Para poder identificar las diferentes señales de deformación cortical es necesario considerar modelos de trayectorias. Los modelos de trayectorias definen ecuaciones matemáticas, idealmente con base física o empírica, que permiten modelar de manera predictiva el desplazamiento de un punto de la corteza en el tiempo. La creación de estos modelos de trayectoria ha sido un tópico principal de investigación desde que comenzó el desarrollo de la tecnología de GNSS, desarrollándose diversas metodologías que varían en las hipótesis físicas y la forma en que se realiza la representación del movimiento cortical y en los algoritmos que se utilizan para la identificación de las diferentes señales de desplazamiento cortical presentes en las series de tiempo (e.g., Bevis y Brown, 2014; Bedford y Bevis, 2018).

En este trabajo se utiliza un *software* computacional distribuido en un paquete de python

DISSTANS (Köhne et al., 2023) para definir un modelo de trayectorias en la zona de estudio, a partir de series de tiempo posicionales de instrumentos GNSS. Este paquete de python tiene una gran diversidad de funciones para modelar diversas señales que se pueden apreciar en las series de tiempo de los datos GNSS. Además, contiene diversos algoritmos de resolución, donde uno de estos permite identificar movimientos coherentes de estaciones GNSS cercanas entre sí, utilizando un número mínimo de funciones para representar las series de tiempo posicionales (Candes et al., 2008; Riel et al., 2014), generando soluciones tipo *sparse* y coherentes espacialmente. Lo anterior es ideal para detectar transientes de pequeña amplitud que pudieran haber sido registradas de forma coherente en una red de estaciones GNSS. Dicha metodología se aplicará a la zona Norte de Chile, abarcando una parte de Argentina, el Sur de Perú y Bolivia, en donde las estaciones GNSS han registrado las diferentes etapas del ciclo sísmico (e.g., acoplamiento intersísmico, terremotos, deformación post-sísmica y señales transientes). Los datos a utilizar fueron descargados de *Nevada Geodetic Laboratory* (NGL) en la forma de series de tiempo posicionales de los GNSS a una tasa de muestreo diaria.

1.1. Hipótesis

- a) Una descomposición robusta de series temporales posicionales de redes GNSS en señales causadas por procesos de deformación del ciclo sísmico permite una caracterización espacio-temporal de los diferentes movimientos transitorios en diferentes etapas del ciclo sísmico, como carga intersísmica, movimiento residual cosísmico, deformación postsísmica y posibles eventos de deslizamiento lento.
- b) La caracterización de estas señales de deformación contribuye a mejorar la comprensión de los procesos sísmicos y asísmicos que ocurren durante el ciclo sísmico.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo General

Generar un mayor entendimiento de las diversas señales presentes en las deformaciones corticales registradas en las series de tiempo posicionales de estaciones GNSS ubicadas en la zona de la brecha sísmica de 1877. Para tal fin, se utiliza un modelo de trayectorias para descomponer la serie de tiempo en señales causadas por diferentes procesos geofísicos, utilizando el software **DISSTANS**. Dicho software permite detectar de forma robusta las diversas señales existentes en las series de tiempo, en particular las que presentan una coherencia espacial en una red de instrumentos GNSS.

1.2.2. Objetivos Específicos

- Generar un modelo de trayectorias en DISSTANS que sea representativo de los movimientos corticales de la zona de estudio.
- Identificar y aislar las señales de origen tectónico en las series de tiempo GNSS, e.g., cosísmico, intersísmico, postsísmico, transientes (e.g., sismos lentos).
- Crear y caracterizar un catálogo de las señales de origen tectónico encontradas y registradas en la red de GNSS de la zona de estudio.

Capítulo 2

Antecedentes

En este capítulo se darán a conocer conceptos técnicos clave para el desarrollo de esta tesis, además de una breve revisión bibliográfica de la sismotectónica y de los datos GNSS disponibles en la zona de estudio.

2.1. Zona de estudio

La zona de estudio a considerar en este trabajo abarca las latitudes 16°S hasta los 26°S y longitudes 72°O hasta los 60°O , incluyendo gran parte del norte grande de Chile, una pequeña zona del sur de Perú, la parte suroeste de Bolivia y una parte del nor-oeste de Argentina. Específicamente, la zona de estudio se detalla en la figura 2.1, en donde se aprecian con círculos azules las 73 estaciones GNSS con registros disponibles de series de tiempo posicionales diarias obtenidas por el *Nevada Geodetic Laboratory*, además del año de ocurrencia y extensión latitudinal de la ruptura de los terremotos ocurridos en la zona.

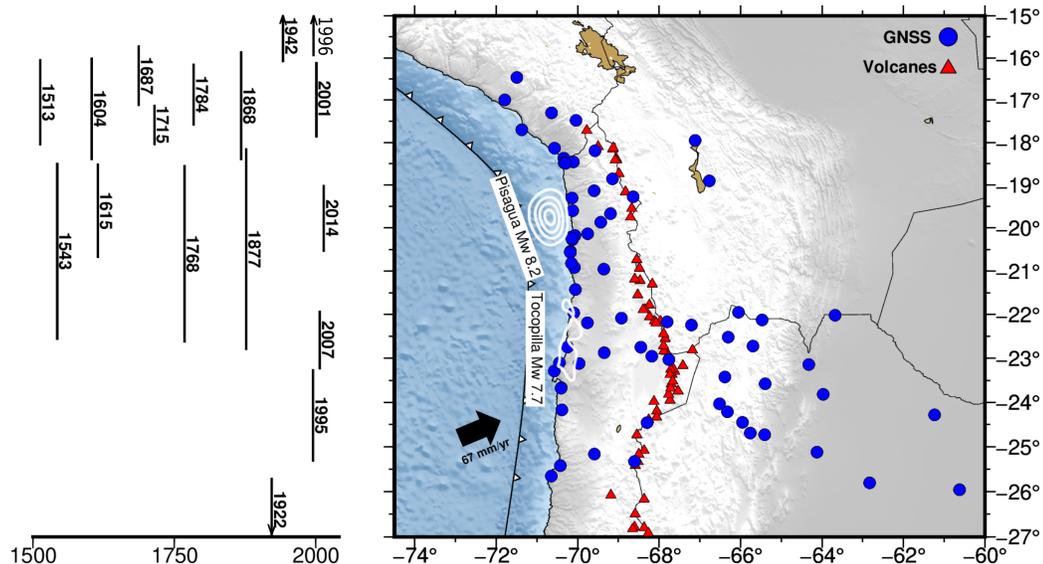


Figura 2.1: El panel de la izquierda muestra las fechas y la extensión latitudinal aproximada de la ruptura de los terremotos ocurridos en la zona de estudio (extraído de Comte et al., 2016). En el panel de la derecha se aprecia con círculos azules las estaciones GNSS utilizadas, con triángulos rojos la cadena de volcanes en la zona y con contornos blancos los terremotos de Pisagua (Schurr et al., 2014) y Tocopilla (Díaz, 2019).

Las soluciones GNSS utilizadas, fueron procesadas por el NGL Blewitt et al. (2018), usando el programa GipsyX (Bertiger et al., 2020), y se expresan en coordenadas del sistema de referencia ITRF2014 (Altamimi et al., 2016). La figura 2.2 muestra la disponibilidad temporal de los datos de cada estación GNSS a utilizar (ordenadas por latitud), en donde se consideró una ventana temporal desde principios del 2006 hasta fines de Diciembre del 2022. Se tomó en cuenta este periodo temporal principalmente para poder tener una disponibilidad temporal similar para todas las estaciones GNSS de la red.

Es importante notar que existe una gran variabilidad de la disponibilidad temporal de los datos GNSS, lo cual se puede asociar principalmente a la fecha de instalación de las estaciones. En particular el gran aumento en estaciones GNSS en Chile se produjo el año 2012 con la creación del Centro Sismológico Nacional (CSN) en donde se instaló una mayor red de estaciones GNSS. Además existen diversas estaciones que fueron instaladas con fondos de proyectos académicos tanto nacionales como internacionales. Aquí, la mantención como la cantidad de equipos varía fuertemente, dependiendo de los fondos de cada institución o proyecto académico en el cual fueron adquiridos dichos instrumentos. Un punto importante a mencionar es la existencia de posibles vandalismos de las estaciones GNSS, lo que lamentablemente ha perjudicado la continuidad de la adquisición de datos en las estaciones afectadas.



Figura 2.2: Disponibilidad temporal y latitudes respectivas de cada estación GNSS a utilizar. Las barras de color representa fechas con los rangos de disponibilidad de datos de cada estación.

2.2. Contexto sismotectónico de la zona de estudio

Chile es un país caracterizado por su alta tasa de sismicidad y vulcanismo, lo que se debe a su ubicación dentro de un margen tectónico de subducción. Gran parte del territorio chileno continental (al norte de los $\sim 45^\circ\text{S}$) se encuentra en el contacto entre las placas de Nazca y Sudamericana, zona con una gran acumulación de energía de deformación elástica y propensa a la ocurrencia de sismos de gran magnitud. La variabilidad en las edades de las placas tectónicas, la temperatura y la reología del medio, junto con las distintas estructuras geológicas superficiales como montes submarinos, *hotspots*, dorsales oceánicas y zonas de fracturas, contribuye a la heterogeneidad tanto en la geometría como en las propiedades friccionales de las interacciones entre las placas a lo largo de Chile. Este factor provoca que el comportamiento sísmico exhiba diferencias a lo largo de la zona de subducción en Chile (Contreras-Reyes y Carrizo, 2011). Dado lo anterior, el contacto sismogénico se ha caracterizado en función de la historia sísmica existente, produciendo así brechas sísmicas que se identifican con mega y grandes terremotos que han ocurrido a lo largo de la historia de Chile.

En el área de estudio se han identificado las brechas sísmicas del norte de Chile y del sur de Perú, asociadas a la ocurrencia de los terremotos de 1868 (Sur de Peru) y 1877 (Norte de Chile), ambos con magnitudes estimadas $M_w \geq 8.5$ (e.g., Comte y Pardo, 1991; Dorbath et al., 1990; Kausel, 1986). Las zonas de ruptura de estos terremotos se han catalogado como una laguna o brecha sísmica (e.g., Kelleher, 1972; Comte y Pardo, 1991; Nishenko, 1991; Contreras-Reyes y Carrizo, 2011; Métois et al., 2013), en donde no había ocurrido grandes terremotos hasta los terremotos de Antofagasta (M_w 8.1) 1995 (e.g., Chlieh et al., 2004; Pritchard et al., 2002), seguido por el de Arequipa (M_w 8.3) 2001 (e.g., Tavera et al., 2002; Giovanni et al., 2002; Pritchard et al., 2006), de Tocopilla (M_w 7.7) 2007 (e.g., Delouis et al., 2009a; Béjar-Pizarro et al., 2010) y finalmente Pisagua (M_w 8.2) 2014 (e.g., Duputel et al., 2015; Ruiz et al., 2014; Schurr et al., 2014) también conocido como terremoto de Iquique (a lo largo del documento se hará referencia a este terremoto como el terremoto de Pisagua). La ocurrencia de diversos terremotos en estas brechas y la existencia de estas lagunas sísmicas han producido un gran interés en la comunidad científica, convirtiéndola así en una zona muy estudiada e instrumentada, existiendo hoy en día una buena cobertura espacial de instrumentos capaces de registrar los procesos de deformación cortical en la zona de estudio.

Si bien, en el último siglo han ocurrido diversos terremotos en la laguna sísmica de 1877, solamente se ha liberado una fracción de la energía acumulada en dicha zona (Béjar-Pizarro et al., 2010; Ruiz et al., 2014; Lay et al., 2014; Duputel et al., 2015; Schurr et al., 2014; Hoffmann et al., 2018). Lo anterior se puede justificar tomando en cuenta los terremotos históricos en el norte de Chile (1615, 1768 y 1877) y en el sur de Perú (1604, 1784 y 1868), junto con los últimos grandes terremotos con registro instrumental en esta zona, Arequipa 2001 (e.g., Tavera et al., 2002; Giovanni et al., 2002; Pritchard et al., 2006) y Pisagua 2014 (e.g., Duputel et al., 2015; Ruiz et al., 2014; Schurr et al., 2014), en donde se sugiere que en la laguna sísmica de 1877, existe una acumulación de energía del orden de 100 años (Duputel et al., 2015). Considerando que la tasa de convergencia entre las placas en el norte de Chile es de ~ 67 mm/año, y existe un período de acumulación de energía desde 1877 (~ 140 años), el terremoto de Tocopilla sólo liberó un 2.5 % de la energía acumulada del terremoto de 1877 (Béjar-Pizarro et al., 2010) y el área de ruptura del terremoto de Pisagua (M_w 8.2) 2014 fue tan solo del orden de un 20 % del área de ruptura esperada en base al terremoto de 1877

(e.g., Lay et al., 2014). Lo anterior significa que queda alrededor de ~ 600 km de longitud sin romper, y en promedio se ha acumulado aproximadamente 9 m de déficit de dislocación desde los terremotos de 1868 y 1877 (Duputel et al., 2015).

2.3. Red de estaciones GNSS

Utilizando el sistema global de navegación por satélite (GNSS, sigla por su nombre en inglés *Global Navigation Satellite System*), es posible medir la posición de la antena de un receptor GNSS ubicado en un punto en la superficie de la corteza, esto utilizando señales emitidas por satélites en órbita que son captadas por el receptor. Lo anterior permite generar series de tiempo de la posición de un punto de la superficie de la corteza terrestre a una tasa de muestreo diaria o subdiaria, que típicamente se obtiene a 1 Hz, pero puede llegar hasta los 5 o 10 Hz. En este trabajo se analizan series de tiempo posicionales a una tasa de muestreo diaria (una muestra por día), por lo que en adelante, se referirá y analizará este caso particular. Utilizando una red de estaciones GNSS, es posible monitorear el movimiento de las placas tectónicas y medir así tanto sus movimientos de cuerpo rígido, como su deformación superficial.

El movimiento de las placas tectónicas en zonas de subducción ha sido extensamente estudiado. En estos movimientos se pueden identificar señales que se pueden asociar a las diferentes etapas del ciclo sísmico: (1) periodo intersísmico (acumulación de energía de deformación elástica en la litósfera), (2) cosísmicos (liberación abrupta de dicha energía) y (3) postsísmico (relajación de los esfuerzos inducidos en el medio circundante a la ruptura de un terremoto). Más adelante se ilustrará con mayor detalle estas tres etapas del ciclo sísmico. Las series de tiempo de las estaciones GNSS son capaces de registrar los procesos de deformación de las tres etapas del ciclo sísmico. La etapa intersísmica se puede observar como una pendiente en una dirección similar a la de la convergencia de placas. En tanto a la etapa cosísmica, se puede apreciar como una discontinuidad del tipo escalón, cuya amplitud es el desplazamiento del punto de la corteza donde se ubica la estación GNSS producido por el terremoto, el cual generalmente en su componente horizontal ocurre en la dirección hacia la fosa. Finalmente el periodo postsísmico se observa como una señal cuya velocidad va decayendo en el tiempo y tiene una fuerte dependencia la amplitud del desplazamiento producido por el terremoto. En la figura 2.3 se gráfica el desplazamiento en la dirección E-W de la estación GNSS ATJN en donde se captura el final de la señal intersísmica, una señal transiente previa al terremoto de Pisagua (M_w 8.2) del 1ro de Abril del 2014, el desplazamiento cosísmico de dicho terremoto y su replica mayor (M_w 7.7), y una señal de relajación postsísmica que comienza inmediatamente después del terremoto de Pisagua.

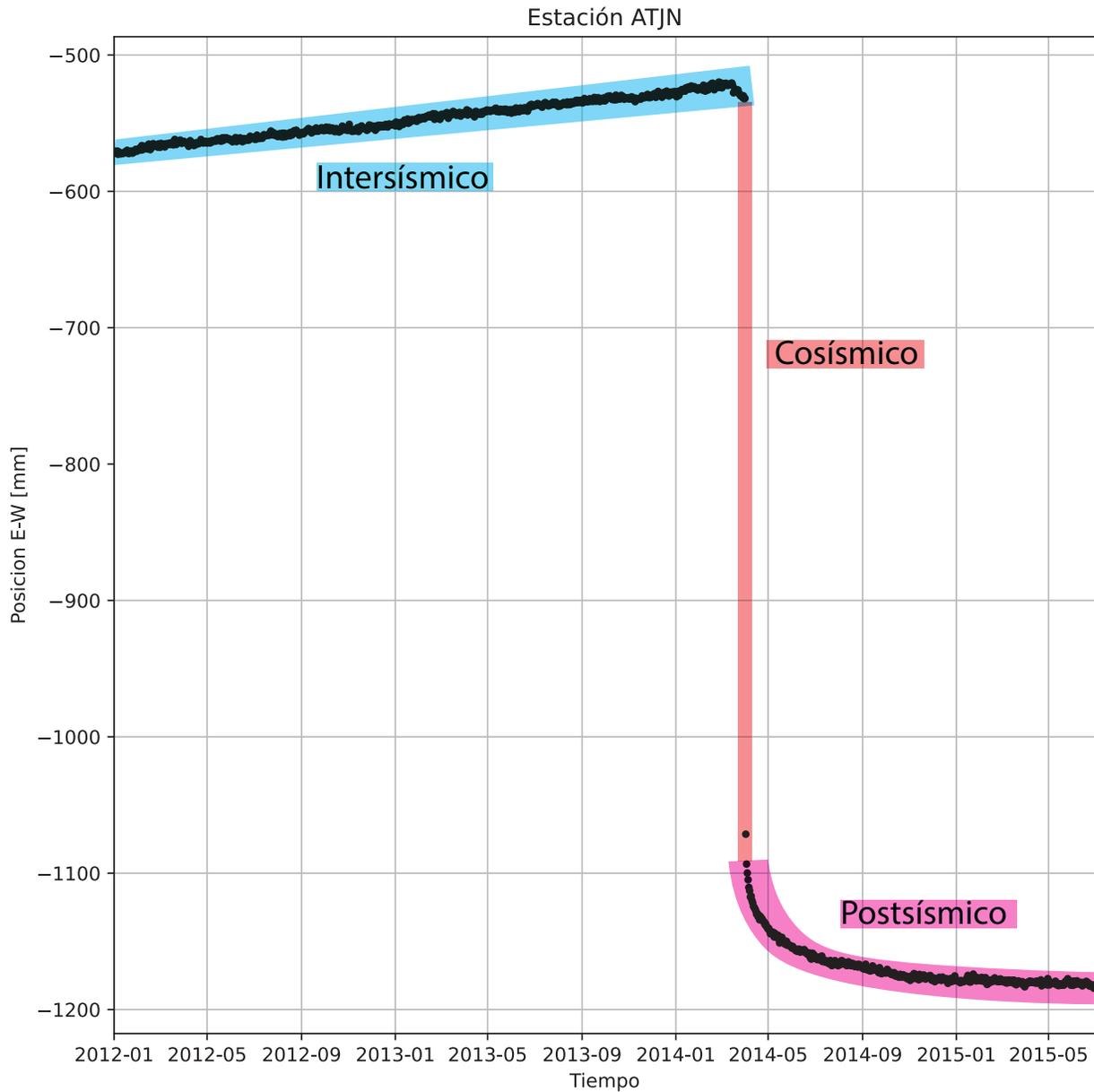


Figura 2.3: Serie de tiempo, componente E-W representativa de los distintos periodos del ciclo sísmico. Con celeste se indica el periodo intersísmico, con un tono rojo el cosísmico y con rosado el postsísmico.

2.4. Ciclo sísmico en zonas de subducción

A lo largo de los años se ha observado y estudiado que la mayoría de los terremotos corresponden a un deslizamiento relativo y repentino en una falla, que corresponden a una fracturas en la corteza terrestre. Para un sistema de subducción, los grandes terremotos ocurren en la zona de contacto entre las placas tectónicas a cada lado de la que se mueven en diferentes direcciones. Además se observa la ocurrencia de sismicidad intraplaca superficial al interior de algunas de las placas tectónicas, así como a profundidad intermedia al interior de la placa subductada.

Las placas tectónicas no se deslizan libremente, producto de la fricción en su zona de contacto existen regiones de esta donde se bloquean total o parcialmente durante largos períodos de tiempo, estas regiones son llamadas asperezas. Durante ese tiempo, la tensión que se genera por el roce entre estas placas, se va acumulando hasta que la tensión supera el límite del esfuerzo por fricción que impide este movimiento. En ese instante se produce el proceso de ruptura de un terremoto, donde un deslizamiento rápido en el contacto relaja la tensión acumulada durante el período intersísmico. Lo anterior presenta un concepto de ciclo sísmico en donde ocurre un proceso lento de acumulación de energía de deformación elástica el que es balanceado por procesos de liberación de energía que pueden ser abruptos (terremotos del orden de segundos a minutos) o deslizamientos lentos (del orden de días a meses). En el caso de los terremotos, los esfuerzos que inducen estas en el medio circundante son disipados de manera lenta durante el periodo postsísmico.

Aun así, el término ciclo sísmico no hace referencia a que los terremotos sean un evento periódico o que se repita a intervalos de tiempo regulares, si no que define tres fases del movimiento de las placas tectónicas: el intersísmico (acumulación de energía), periodo cosísmico (liberación de energía) y un periodo postsísmico (relajación de esfuerzos redistribuido en el medio por el terremoto) (e.g., Govers et al., 2018).

En los últimos años, las observaciones geodésicas han evidenciado que se pueden producir deformaciones transientes complejas causadas por eventos de dislocación lenta (SSE por su nombre en inglés *Slow Slip Events*) durante el periodo intersísmico (e.g., Dragert et al., 2001; Rogers y Dragert, 2003; Nishimura et al., 2018), así como antes o después de grandes terremotos (e.g., Ruiz et al., 2014; Socquet et al., 2017; Wallace et al., 2018). Los SSE parecen estar estrechamente relacionadas con la ocurrencia de grandes terremotos, desempeñando un papel importante en el balance de energía de deformación durante el ciclo sísmico y por ende siendo críticos a considerar en la estimación del peligro sísmico asociado (e.g., Avouac, 2015).

2.4.1. Periodo Intersísmico

Periodo en donde la deformación está dominada por la acumulación de deformación elástica en la litosfera somera, debido al acoplamiento mecánico de la interfase de subducción. La deformación existente en la placa superior es de mayor magnitud en la región comprendida entre la fosa y la línea de costa. Esta magnitud va decreciendo en función de la distancia a la costa, llegando a ser despreciable a una distancia aproximadamente de unos 300 a 600 km desde la fosa. Una característica importante de este periodo es que la placa superior se acorta y se desarrollan esfuerzos de compresión en la dirección horizontal, que tienden a ser mayores en la dirección paralela a la de la convergencia entre las placas tectónicas.

2.4.2. Periodo Cosísmico

Cuando se hace mención a la ocurrencia de un terremoto, nos referimos particularmente al periodo cosísmico. En este periodo, la sección bloqueada de la interfase se destraba produciéndose un deslizamiento abrupto (cuya duración varía de algunos segundos a minutos), en donde se libera energía de deformación elástica acumulada en la corteza durante el período intersísmico. Por lo tanto, existe una extensión rápida de la placa superior, la cual se mueve hacia la fosa.

2.4.3. Periodo Postsísmico

La ocurrencia de un terremoto induce cambios de esfuerzos en el medio circundante a la ruptura de éste. Lo anterior, comienza un proceso de relajación de dichos esfuerzos caracterizada por una extensión y desplazamientos de la placa superior principalmente en dirección hacia la fosa, a una tasa que va decayendo con el transcurso del tiempo. A este proceso posterior al terremoto se le denomina periodo postsísmico. El límite inferior de la zona acoplada generalmente coincide con una subsidencia en la superficie en la corteza.

Este periodo está dominado por dos procesos físicos que ocurren de manera simultánea pero a escalas de tiempo diferentes, el postsísmico temprano y el postsísmico tardío (Govers et al., 2018) que ocurren en respuesta a los cambios de esfuerzos inducidos por el terremoto en el medio circundante. El postsísmico temprano está caracterizado por un deslizamiento lento en el contacto interplaca de subducción denominado deslizamiento postsísmico o *afterslip* que depende mayormente de la reología friccional en la interfase de subducción. Cabe destacar, que durante este periodo se observa la mayor tasa de ocurrencia de réplicas del terremoto, lo que está fuertemente ligado a la mayor tasa de desplazamiento cortical que ocurre durante el postsísmico temprano y a la ubicación espacial del *afterslip*. Las réplicas se sitúan mayormente bordeando las zonas de mayor dislocación postsísmica. Por otro lado, el postsísmico tardío está dominado por un proceso de relajación viscoelástica de los esfuerzos inducidos en el medio (mayormente localizado en la litosfera baja y manto superior). El postsísmico temprano domina las observaciones de desplazamiento cortical a inicios (primeros meses-años dependiendo de la magnitud del terremoto) del periodo postsísmico, especialmente en las regiones más cercanas a la zona de ruptura del terremoto. En cambio, el postsísmico tardío, pasa a dominarla los desplazamientos medibles en la superficie de la corteza varios meses a años después de la ocurrencia del terremoto, siendo más notorio en las zonas del arco y tras-arco, y en los desplazamientos verticales medidos en la superficie de la corteza terrestre.

2.4.4. Actividad precursora

La interfaz de subducción aparentemente está compuesta por un conjunto complejo de parches (regiones discretas del contacto) que presentan un comportamiento sísmico (altamente bloqueados con un alto deslizamiento durante los terremotos), otras regiones con un comportamiento predominantemente asísmico (deslizamiento constante o episódico que potencialmente puede actuar como una barrera en la propagación de la ruptura de terremotos grandes (e.g., Lin et al., 2013)), así como parches con un comportamiento dual capaz de deslizarse tanto de manera asísmica como durante rupturas sísmicas. Aunque estas relaciones pueden interpretarse como evidencia de propiedades heterogéneas de fricción en la falla (e.g., Kaneko et al., 2010; Perfettini et al., 2010), se sabe poco sobre la física que determina esté y, por lo tanto, los mecanismos que controlan el deslizamiento lento, el acoplamiento y el deslizamiento en una interfaz sísmogénica no se entienden en su totalidad.

Posibles hipótesis incluyen los diferentes grados de complejidad geométrica (e.g., Contreras-Reyes y Carrizo, 2011; Wang y Bilek, 2011), la naturaleza y espesor de los sedimentos de trinchera (Scholl et al., 2015), liberación variable de fluidos a diferentes profundidades (Saffer y Tobin, 2011; Moreno et al., 2014), carga diferencial a lo largo de la interfaz de placas asocia-

da con variaciones de densidad en la placa superior (Song y Simons, 2003; Wells et al., 2003) y la reología de la zona de falla (Gao y Wang, 2017). Cada uno de estos posibles mecanismos físicos puede influir en las propiedades dinámicas, mecánicas e hidráulicas de la interfaz de subducción y, en consecuencia, en su resistencia a la fricción y estabilidad espacio-temporal. Dada la incertidumbre sobre cómo funcionan las asperezas y barreras, no es sorprendente que tampoco se tenga una comprensión acabada de las causas subyacentes que controlan las variaciones temporales del modo de deslizamiento de un punto particular en una falla (ver Bürgmann, 2018). El deslizamiento lento podría resultar de las propiedades mecánicas intrínsecas de las rocas de la zona de falla, como se observa en el laboratorio, pero esto probablemente también depende de factores que pueden variar con el tiempo, como la distribución de esfuerzos y la presión de fluidos en los poros. Los episodios de deslizamiento lento indican que los patrones de acumulación y liberación de esfuerzo varían tanto en el espacio como en el tiempo en una falla. Una perturbación cuasi-estática del esfuerzo inducida por un episodio de deslizamiento lento en la interfaz, puede aumentar el esfuerzo de falla de Coulomb, acercando una falla a una ruptura inminente. Lo anterior puede eventualmente desencadenar la nucleación de un terremoto (e.g., Radiguet et al., 2016; Voss et al., 2018). Los deslizamientos lentos necesitan un mecanismo que detenga y contenga la tasa de deslizamiento de una falla. Pero si un deslizamiento lento se extiende parcialmente a una región bloqueada, puede iniciar una ruptura dinámica (e.g., Radiguet et al., 2016), potenciando un debilitamiento en la interfaz.

2.5. Trabajos previos en la zona de estudio

Diversos autores han realizado estudios estimando el acoplamiento de las placas tectónicas en el norte de Chile (e.g., Chlieh et al., 2004; Métois et al., 2013; Schurr et al., 2014; Li et al., 2015; Jolivet et al., 2020), en donde hacen mención que la zona norte de Chile se encuentra dividida en dos segmentos de alto acoplamiento (Métois et al., 2013; Schurr et al., 2014). Uno de estos segmentos está ubicado entre aproximadamente las latitudes 19°S-20°S, denominado segmento Camarones. Esta zona se ha visto afectada por el terremoto de Tocopilla (M_w 7.7) 2007 y Pisagua (M_w 8.1) 2014, pero aun así existe un alto acoplamiento en la zona definido por la brecha sísmica producto del terremoto de 1877, que se extiende aproximadamente 600 km.

El terremoto de Tocopilla rompió parcialmente la parte más profunda de la interfaz de subducción en una longitud de 150 km en la parte más sur de la brecha sísmica del norte de Chile (Delouis et al., 2009b; Béjar-Pizarro et al., 2010; Peyrat et al., 2010; Minson, 2010; Motagh et al., 2010; Schurr et al., 2012). En cambio, el terremoto de Pisagua 2014 se originó en una zona de acoplamiento intermedio, para luego evolucionar hacia una zona de mayor acoplamiento, desarrollándose así una ruptura de ~ 100 km de longitud en la dirección paralela a la fosa (Hayes et al., 2014; Schurr et al., 2014; Duputel et al., 2015).

En particular, diversos autores han mencionado la posible existencia de una actividad precursora producto de deslizamientos anómalos identificados en las series de tiempo de los datos GNSS y también una gran actividad sísmica en la zona del terremoto de de Pisagua 2014 (Brodsky y Lay, 2014; Ruiz et al., 2014; Kato y Nakagawa, 2014; Meng et al., 2015; Bedford et al., 2015; Socquet et al., 2017; Schurr et al., 2020; Donoso et al., 2021). La sismicidad interplaca en la región del terremoto de Pisagua comenzó a incrementar en enero del 2014. En donde posterior al 16 de marzo varios eventos $M_w > 6.0$ ocurrieron cerca de la

zona de Pisagua, hasta que el 1 de abril ocurrió el terremoto M_w 8.2. Luego, las réplicas del terremoto de Pisagua ocurren más al sur del epicentro del evento principal, similarmente a lo ocurrido en el terremoto de Tocopilla (M_w 7.7) 2007 (Ruiz et al., 2014).

Como se mencionó previamente, diversos autores han señalado la existencia de una actividad precursora previa al terremoto de Pisagua, relacionando ésta con un movimiento transiente observado en las estaciones GNSS, las que empezaron a mostrar una aceleración, que resulta en un movimiento fuera de la tendencia del período intersísmico, unos ~ 8 meses previos a la ocurrencia del terremoto principal (Socquet et al., 2017). La señal transitoria más grande y prominente ocurrió durante los 15 días previos al inicio del terremoto de Pisagua (Schurr et al., 2014). La intensa actividad previa al terremoto se inició en el borde de una aspereza (que posteriormente liberó el máximo deslizamiento durante el evento principal), migrando a lo largo de la interfaz de la placa hacia el hipocentro de la sacudida principal (Cesca et al., 2016). La propagación gradual de la ruptura de un terremoto más allá de las asperezas, incursionando en zonas del contacto circundantes con deslizamiento estable, podría explicar estas observaciones y podría ser el mecanismo precursor que finalmente conduzca al evento principal (Socquet et al., 2017). La proximidad espacial y temporal al sismo principal, así como el patrón de migración de los eventos precursores, sugieren que existe una relación mecánica entre estos eventos previos y la ocurrencia del terremoto (Schurr et al., 2014). Tales fenómenos precursores proporcionan evidencia de que la interfaz comenzó a deslizarse lentamente (o desacoplarse) antes del terremoto de Pisagua, conduciendo a una acumulación acelerada de esfuerzos en la aspereza que posteriormente falló.

Capítulo 3

Movimientos de la superficie de la corteza terrestre durante el ciclo sísmico

Para estudiar los movimientos de la corteza terrestre, ya sean los de cuerpo rígido de las placas tectónicas o la deformación interna de éstas, los datos clave a utilizar son las series temporales de desplazamiento, medidos en tres o más puntos de la superficie de la corteza terrestre, con respecto a un marco de referencia ad-hoc. Con estas series temporales de desplazamiento, se pueden plantear un sin fin de preguntas como: ¿Se explica toda la señal por el movimiento de cuerpo rígido de las placas (e.g., Altamimi et al., 2017)? ¿Cuáles son las causas de los transientes a corto o largo plazo (e.g., Houston et al., 2011)? ¿Cómo podemos utilizar los movimientos durante los períodos intersísmico, cosísmico y postsísmico para constreñir el comportamiento mecánico de una falla, en particular, el grado de acoplamiento de una falla (e.g., Meade y Hager, 2005)? Del mismo modo, ¿cuáles son las propiedades que caracterizan el ruido presente en esas series de tiempo (e.g., Langbein, 2020)?. Todas estas preguntas requieren la descomposición de las series de tiempo posicionales en señales constituyentes que son causadas por procesos físicos específicos (por ejemplo, carga hidrológica estacional, deslizamientos transientes abruptos y lentos en regiones particulares de una falla, el movimiento de placas tectónicas, acoplamiento friccional entre las dos caras de una falla), y una señal residual, considerada como ruido, pero que representa por un lado la incertidumbre inherente del procedimiento observacional, y por otro lado, señales de pequeña amplitud causada por otros procesos poco entendidos, y por lo tanto son mal modelados o no se consideran en el modelo directo.. Estas últimas señales son consideradas como ruido para efectos de este estudio y por lo tanto sólo se considera que ocurren dentro del nivel de incertidumbre de los datos.

Hoy en día, está en aumento el número de estaciones GNSS formando redes de monitoreo continuo de la deformación cortical, existen más constelaciones GNSS y una mejor comprensión de los procesos físicos que afectan a los movimientos registrados por las estaciones GNSS. Dichas redes GNSS producen mediciones que incluyen señales de deformación cortical que son la expresión de procesos geofísicos cuya comprensión es un campo activo de investigación. Para llevar a cabo esas investigaciones, es necesario poder tener mediciones GNSS de alta precisión y poder identificar y separar las señales de cada proceso geofísico presentes en dichas mediciones. Las herramientas de análisis de datos GNSS existentes actualmente, si bien permiten producir series de tiempo posicionales de alta precisión, incluyen típicamen-

te funcionalidades sencillas para plantear modelos de trayectoria simples con el objetivo de realizar la de descomposición de series temporales presentes en la historia de la posición de los GNSS. Por ejemplo, las iteraciones actuales de GipsyX/RTGx del JPL (Bertiger et al., 2020) y GAMIT/GLOBK del MIT (T. Herring et al., 2010) contienen métodos para estimar la posición, variaciones estacionales, desplazamientos, y deformaciones postsísmicas. Aun así, estas series de tiempo contienen señales provenientes de distintas fuentes tales como las causadas por procesos geofísicos, artefactos del sistema de posicionamiento y fuentes antrópicas. Las señales geofísicas pueden incluir movimientos seculares debido a una carga tectónica intersísmica (debido al acoplamiento entre placas y el movimiento de cuero rígido de estas), deformaciones asociadas a terremotos (deformación cosísmica y relajación postsísmica) y señales estacionales causadas por el forzamiento hidrológico de la corteza, entre otras. Dado lo anterior, es necesario considerar modelos de trayectorias de mayor complejidad, los cuales definen ecuaciones matemáticas, idealmente con base física o empírica, que permiten hacer una predicción del desplazamiento de un punto de la corteza en el tiempo y así poder identificar las diferentes señales de deformación corticales.

Este capítulo se centra en describir brevemente el desarrollo histórico de los modelos de trayectoria y describir en mayor detalle el que se utilizará en este estudio.

3.1. Modelos de trayectoria

El vector de posición de una estación $\mathbf{x}(t)$ puede expresarse en un sistema de coordenadas cartesiano geocéntrico $\{X, Y, Z\}$, en donde el eje Z apunta hacia el polo Norte, el eje X en la intersección del primer meridiano y la línea del ecuador y el eje Y es ortogonal a los anteriores. Cabe destacar que el sistema de referencia se mueve de manera solidaria con respecto a la Tierra (es un sistema de referencia ECEF *Earth centered, Earth Fixed*). Alternativamente, las posiciones pueden expresarse en un sistema de ejes locales o topocéntricos $\{E, N, U\}$ en el que los ejes apuntan al este (E), norte (N) y arriba (U). El modelo de trayectoria lineal estándar (SLTM) es un modelo cinemático que contempla la superposición lineal de tres modos de desplazamiento en el tiempo (t), o clases distintas de movimiento: el que describen la tendencia progresiva de la trayectoria ($\mathbf{x}_{secular}(t)$) (e.g., T. A. Herring et al., 1990; Dong et al., 1998), cualquier salto instantáneo o discontinuidad en la posición ($\mathbf{x}_{saltos}(t)$), y los desplazamientos periódicos o cíclicos ($\mathbf{x}_{ciclico}(t)$) (e.g., Sangawa, 1993; Miyazaki y Heki, 2001; Dong et al., 2002; Ozawa et al., 2002; Bennett, 2008):

$$\mathbf{x}(t) = \mathbf{x}_{secular}(t) + \mathbf{x}_{saltos}(t) + \mathbf{x}_{ciclico}(t) \quad (3.1)$$

Los saltos se describen como combinaciones lineales de funciones escalón o *Heaviside* en tiempos de salto preseleccionados $\{t_j\}_{j=1}^{n_J}$, donde el número de saltos, n_J , puede ser cero, uno o más. Los saltos pueden representar discontinuidades cosísmicas en la señal, que son movimientos de la corteza, o saltos “antrópicos” asociados a cambios en la antena GNSS, o a cambios en el monumento de la antena, que producen movimientos debido a un cambio de ubicación del instrumento, o un movimiento aparente debido a cambios en las propiedades electromagnéticas de la antena del GNSS. Casi todas las series posicionales de GNSS presentan un ciclo estacional de desplazamiento que puede modelarse como una serie de Fourier de 4 términos con períodos de 1 año y 0,5 años. Estos ciclos están causados por los cambios estacionales de la cantidad de agua, nieve y hielo soportados por la Tierra sólida (Bevis y

Brown, 2014), o (menos comúnmente) por cambios estacionales en la presión atmosférica (Heki, 2001).

El modelo de trayectoria más común invoca una tendencia de velocidad constante, en cuyo caso el SLTM tiene la siguiente forma:

$$\mathbf{x}(t) = \mathbf{x}_r + \mathbf{v}[t - t_r] + \sum_{j=1}^{n_J} \mathbf{b}_j H(t - t_j) + \sum_{k=1}^{n_F} [\mathbf{s}_k \sin(\omega_k t) + \mathbf{c}_k \cos(\omega_k t)] \quad (3.2)$$

donde t_R es un tiempo de referencia arbitrario, usualmente fijado en el tiempo medio de observación, $\mathbf{x}_R = \mathbf{x}(t_R)$ es la posición de referencia, y \mathbf{v} es el vector de velocidad de la estación, que se supone constante en el tiempo. La función $H()$ es la función de Heaviside o escalón unitario, y el vector \mathbf{b}_j describe la dirección y la magnitud del salto que se produce en el momento t_j , y n_J es el número de saltos. Los vectores \mathbf{s}_k y \mathbf{c}_k son los coeficientes de Fourier (uno por cada componente del vector de posición) para el armónico con frecuencia angular ω_k , y n_F es el número de frecuencias distintas. La frecuencia angular $\omega_k = 2\pi/\tau_k$, donde τ_k es el período correspondiente. Para modelar los ciclos anuales de desplazamiento, se elige el período fundamental $\tau_1 = 1$ año, y los períodos de los armónicos superiores $\tau_k = 1/k$ años. Esto garantiza que el ciclo construido a partir de n_F senos y n_F cosenos (y un total de n_F frecuencias o periodos) se repite sólo una vez al año. Casi siempre es adecuado establecer $n_F = 2$, especificando una serie de Fourier de 4 términos.

En el caso de que la estación no se mueva con una tendencia de velocidad constante, podemos utilizar una forma más general del SLTM donde la tendencia es polinómica en el tiempo:

$$\mathbf{x}(t) = \sum_{i=1}^{n_p+1} \mathbf{p}_i [t - t_R]^{i-1} + \sum_{j=1}^{n_J} \mathbf{b}_j H(t - t_j) + \sum_{k=1}^{n_F} [\mathbf{s}_k \sin(\omega_k t) + \mathbf{c}_k \cos(\omega_k t)] \quad (3.3)$$

en donde n_p es el grado máximo del polinomio.

El SLTM definido en la ecuación anterior no puede describir adecuadamente los desplazamientos postsísmicos. Para ello, se aumenta el SLTM utilizando uno o más funciones que modelan señales transientes, representando el transiente postsísmico mediante el uso de funciones exponenciales o logarítmicas. Un modelo de transiente logarítmico simple, $d(\Delta t)$, tiene la forma

$$d = A \log(1 + \Delta t/\tau) \quad (3.4)$$

en donde A es la amplitud del coeficiente, τ es la escala temporal característica del desplazamiento del transiente, y Δt es el tiempo que transcurre posterior a la ocurrencia del terremoto ($\Delta t = t_{post} - t_{eq}$, donde t_{eq} es el tiempo del terremoto y t_{post} corresponden a los tiempos posteriores al terremoto). Cabe destacar que esta fórmula es válida solamente posterior al tiempo del terremoto, por lo que hay que restringir el dominio a $\Delta t > 0$.

Una alternativa común para modelar la evolución de los desplazamientos postsísmicos, es la basada en la función exponencial,

$$d = A[1 - \exp(-\Delta t/\tau)] \quad (3.5)$$

Esta última fórmula suele ser más atractiva, ya que representa una señal que tiende a un valor constante (A) cuando t tiende a infinito. Esto parece físicamente razonable, ya que el desplazamiento postsísmico termina. En cambio, la ecuación con la formulación logarítmica tiene un comportamiento donde el desplazamiento transitorio acumulado crece indefinidamente, aunque a un ritmo cada vez más lento a medida que t aumenta. Este transitorio logarítmico es favorecido por algunos autores porque es obtenido en base a la teoría *rate and state* que modela el comportamiento friccional de la evolución temporal de *afterslip* durante el período postsísmico, y se asume que ese comportamiento se reflejaría en los desplazamientos medidos en la superficie de la corteza terrestre (C. J. Marone et al., 1991; C. Marone, 1998; Hsu et al., 2006; Perfettini y Avouac, 2007; Perfettini et al., 2010).

Para obtener un mejor ajuste a la señal transiente postsísmica, se ha observado que utilizando una doble transiente en el cual hay dos escalas de tiempo característico, τ_1 y τ_2 se logran mejores ajustes. En donde si se prefieren transientes con una forma logarítmica se tiene,

$$d = A_1 \log(1 + \Delta t / \tau_1) + A_2 \log(1 + \Delta t / \tau_2) \quad (3.6)$$

mientras que la forma exponencial vendría a ser

$$d = A_1 [1 - \exp(-\Delta t / \tau_1)] + A_2 [1 - \exp(-\Delta t / \tau_2)] \quad (3.7)$$

en ambos casos se adopta la convención de $T_1 < T_2$. También es posible utilizar una formulación híbrida que esta dada por

$$d = A_1 \log(1 + \Delta t / \tau_1) + A_2 (1 - \exp(-\Delta t / \tau_2)) \quad (3.8)$$

en donde por lo general se adopta $\tau_1 < \tau_2$. Esta variante está motivada por la idea de que los primeros transitorios postsísmicos están dominados por el *afterslip*, pero más tarde estos transitorios están dominados por la relajación viscoelástica de los esfuerzos inducidos por el terremoto (Sobrero et al., 2020).

Bevis y Brown (2014) definieron el modelo de trayectoria extendida (ETM) como la combinación de un SLTM y uno o más transientes. En función de transientes logarítmicos, el ETM es

$$\mathbf{x}(t) = \sum_{i=1}^{n_{p+1}} \mathbf{p}_i [t - t_R]^{i-1} + \sum_{j=1}^{n_J} \mathbf{b}_j H(t - t_j) + \sum_{k=1}^{n_F} [\mathbf{s}_k \sin(\omega_k t) + \mathbf{c}_k \cos(\omega_k t)] + \sum_{i=1}^{n_T} \mathbf{a}_i \log(1 + \Delta t_i / \tau_i) \quad (3.9)$$

donde n_T es el número de logaritmos transientes. Para cada transiente causado por un terremoto en el momento t_{EQ} , definimos $t = 0$ para $t < t_{EQ}$ y $t = (t - t_{EQ})$ en caso contrario. Note que es posible utilizar dobles transientes teniendo el mismo valor de t_{EQ} para dos vectores t_i , pero diferentes valores para el parámetro de escala τ_i .

Uno de los aspectos más atractivos del SLTM es que el modelo es lineal, por lo que ajustar una serie de tiempo con este modelo se puede reducir a resolver un problema lineal de mínimos cuadrados, si se asume conocidos los tiempos de ocurrencia de los saltos (t_j), los tiempos de relajación (τ_i) y las frecuencias (ω_k).

Actualmente el modelo más utilizado es el descrito por Bevis y Brown (2014), en donde usualmente se considera solamente un logaritmo transitorio para modelar la señal postsísmica. Dada su simpleza, aumentan los errores asociados a las primeras posiciones posterior a grandes terremotos, prefiriendo así un buen ajuste a los días posteriores. Para estimar los diversos parámetros asociados a la ecuación que define el modelo de trayectorias (3.9), usualmente se utiliza un enfoque optimal, en donde se minimiza la norma L2 de la diferencia entre los valores observados de la serie de tiempo y la predicción del modelo de trayectorias (mas adelante se entrará más en detalle). Gran parte de lo mencionado anteriormente (sección 3.1) fue en base a lo escrito por Montillet y Bos (2019).

Publicaciones recientes han propuesto mejoras al modelo de trayectoria descrito por Bevis y Brown (2014). Por ejemplo, Greedy Automatic Signal Decomposition (GrAtSiD, Bedford y Bevis (2018)), en donde se busca detectar y modelar señales transitorias en las series de tiempo utilizando métodos iterativos. Pero sigue estando en debate cual es la forma o modelo óptimo a utilizar, ya que aún no se conocen a cabalidad todos los procesos físicos que producen deformaciones corticales. En particular, en este trabajo se utilizó el paquete de python **DISSTANS**(Köhne et al., 2023), que implementa la metodología propuesta por Riel et al. (2014), el cual se detalla en la siguiente sección.

3.2. Descomposición e inferencia de fuentes mediante el análisis espacio-temporal de señales de red (DISSTANS)

En base a la gran variedad de funciones que se pueden utilizar para modelar las diversas señales que son medibles por los datos GNSS, Köhne et al. (2023) desarrolló un paquete de Python denominado **DISSTANS** para facilitar la descomposición temporal y espacial de las series temporales de instrumentos GNSS. Los códigos del paquete están escritos de forma genérica y orientada a objetos, con suposiciones mínimas acerca de la ubicación de la zona de estudio, las unidades de datos y la frecuencia de muestreo de las series de tiempo posicionales, lo que convierte a DISSTANS en un *software*, que si bien es de alta complejidad, es bastante útil y moldeable para modelar las series de tiempo posicionales de los GNSS.

3.2.1. Estructura del código

DISSTANS pretende aprovechar los avances y las mejores prácticas de trabajos anteriores, combinándolos en un único paquete que se adhiere a los estándares de programa libre, extensible, compartible y escalable.

La Figura 3.1 presenta la estructura modular de **DISSTANS**. En donde el nivel más alto de abstracción es la clase **Network**, que sirve para tres propósitos principales. En primer lugar, para cada estación de la red, contiene un objeto **Station** en su atributo de diccionario de estaciones, que permite un acceso directo a la información relevante de cada una de las estaciones GNSS (series de tiempo, posición, etc). Su segundo uso es proporcionar un conjunto de métodos prácticos que realizan una determinada tarea para cada estación, los que admiten ejecución en paralelo, permitiendo un análisis más eficiente al tomar ventaja de múltiples núcleos de procesamiento en un computador. Sin la paralelización habilitada, su única ventaja es que el usuario no tiene que escribir bucles explícitos. Sin embargo, los

métodos de **Network** también implementan un cambio automático a la ejecución en paralelo de los métodos utilizando el módulo `multiprocessing.pool` de Python. Finalmente, la clase **Network** contiene métodos que interactúan con todas las estaciones simultáneamente; por ejemplo, la interfaz gráfica `gui()` y otras funciones.

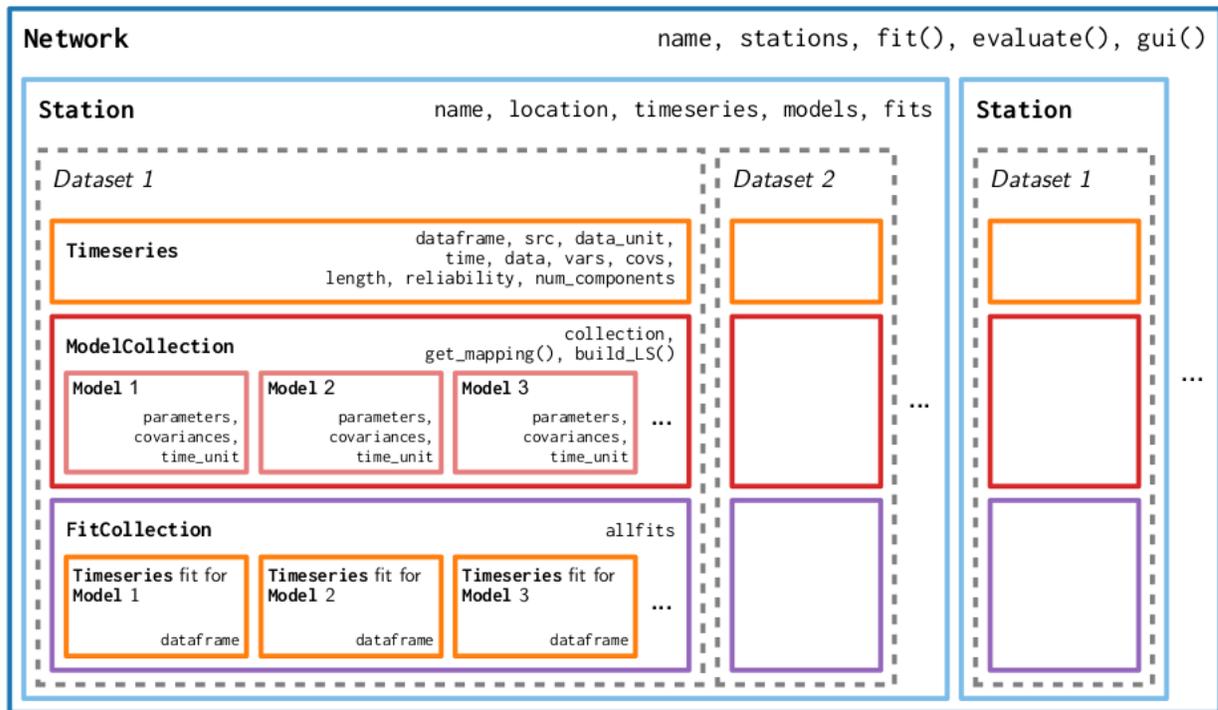


Figura 3.1: Estructura del código DISSTANS extraído de Köhne et al. (2023).

Un nivel inferior en la jerarquía es la clase **Station**. Además de almacenar la información de metadatos nombre y ubicación, es el objeto contenedor de todos los conjuntos de datos que se asignan a la estación; por ejemplo, series temporales de desplazamiento GNSS sin procesar o postprocesadas (por ejemplo, *Dataset 1* y *Dataset 2* en la Fig. 3.1). Una red puede contener múltiples estaciones, y cada estación puede contener múltiples conjuntos de datos, pero no todos los conjuntos de datos tienen que estar presentes en todas las estaciones. La clase **Station** también proporciona funciones que trabajan directamente sobre las series temporales contenidas.

En el tercer nivel, para cada conjunto de datos, una estación contiene tres elementos clave: los datos reales (en el objeto **Timeseries**, almacenado en el diccionario `Station.timeseries`); los modelos asociados (como un objeto **ModelCollection** que contiene los objetos **Model** individuales, almacenados en el diccionario `Station.models`); y cualquier ajuste de los datos basado en las evaluaciones del modelo (como un diccionario de objetos **Timeseries**, uno para cada modelo, más uno para todos los modelos conjuntamente, todos almacenados en `Station.fits` del objeto **FitCollection**). El uso de los métodos proporcionados por la clase **Station** garantiza que cada vez que se añade (o se elimina) un nuevo conjunto de datos, los tres elementos se inicializan (o se eliminan) adecuadamente. Aunque esta separación puede parecer algo confusa, es necesaria para permitir un fácil acceso a los objetos individuales, al tiempo que se mantiene la flexibilidad del software ante futuras modificaciones. Por ejemplo,

un objeto **Timeseries** es físicamente independiente del modelo que se le quiera aplicar y, por lo tanto, el código debe reflejarlo (es decir, el objeto **Timeseries** no debe cambiar cuando se añade o elimina un modelo, o cuando se evalúa un modelo individual para obtener una predicción). La separación en datos, modelos y ajustes también permite que el mismo conjunto de datos tenga fácilmente diferentes modelos en diferentes estaciones, o múltiples modelos de la misma clase (por ejemplo, dos conjuntos de funciones escalón, uno para modelar las discontinuidades que pueden aparecer en las series de tiempo debido a cambios de hardware en la estación GNSS, y otro para los desplazamientos inducidos por terremotos). El uso de la clase **Timeseries** también para los ajustes (es decir las series de tiempo predichas por el modelo) permite la reutilización eficiente de los métodos prácticos de **Timeseries**, como el almacenamiento de archivos o las operaciones matemáticas.

En el nivel más bajo, los objetos **Model** y **Timeseries** almacenan sus datos utilizando arrays NumPy estándar (Harris et al., 2020) y pandas DataFrames (McKinney et al., 2010; pandas development team, 2023), respectivamente, permitiendo una integración sin problemas con los flujos de trabajo existentes basados en Python.

La naturaleza de código abierto de **DISSTANS**, junto con una estructura jerárquica y orientada a objetos definida, permite una fácil modificación y extensión por parte del usuario a través de clases derivadas. Por ejemplo, el almacenamiento de metadatos adicionales de la estación, como la información de la antena o en general cambios de *hardware* en los GNSS, puede implementarse fácilmente creando una clase Python que heredada de la clase **Station** y ampliando la función de inicialización para aceptar variables adicionales.

3.2.2. Herramientas

El paquete **DISSTANS** contempla diferentes herramientas para facilitar el manejo de redes compuestas por un gran número de estaciones GNSS, los cuales facilitan mucho el preprocesamiento, procesamiento y visualización de los datos. A continuación se dan a conocer las herramientas más relevantes de este paquete. Para mayor detalle, se refiere al lector a Köhne et al. (2023).

3.2.2.1. Valores anómalos estadísticos y modo común de error

En las series de tiempo de los datos GNSS es común observar valores anómalos (*outliers*) los cuales se pueden observar como valores que se escapan de la tendencia de los datos, estos valores son removidos tomando en cuenta el residuo entre un filtro pasa bajo y la serie de tiempo, basándose en la varianza del residuo (el usuario decide cuantas varianzas tomar en cuenta para definir el intervalo de confianza que representa los datos no anómalos). Además de los valores anómalos, existe una señal que es coherente para toda una red de estaciones GNSS. Dicha señal refleja la incertidumbre en la estimación del marco de referencia que define las coordenadas de los GNSS y se manifiesta como un ruido de alta frecuencia que debe estimarse independientemente de los ajustes del modelo. Esta señal es conocida como modo común de error (CME, por *Common Mode Error* en inglés). Para estimar el CME se pueden utilizar diferentes métodos, por ejemplo, Análisis por Componentes Principales (PCA por *Principal Component Analysis*) o por Componentes Independientes (ICA, por *Independent Component Analysis*). Al utilizar PCA o ICA, primero se elimina empíricamente la señal de baja frecuencia, que puede contener información potencialmente interesante para

estudios geofísicos, utilizando una media móvil de paso bajo (ver Dong et al. (2006); Huang et al. (2012)). Un filtro media móvil, en particular es robusto a la hora de manejar grandes saltos en los datos (que pueden estar presentes antes de que se realice cualquier eliminación de saltos). Las funciones claves para realizar tanto la detección de *outliers* y estimación de la media móvil y CME son `clean()`, `median()`, y `common_mode` respectivamente, los cuales se ejecutan a toda la red a través de los métodos de red `call_func_ts_return()` y `call_func_no_return()`.

3.2.2.2. Datos sintéticos

La creación de datos sintéticos es otra característica directamente integrada en **DISSTANS**. Cada objeto **Model** y **ModelCollection** tiene los dos métodos `read_parameters()` y `evaluate()`, que se integran en el flujo de trabajo existente en Python aceptando y devolviendo (respectivamente) arrays NumPy. Por lo tanto, un flujo de trabajo típico para generar conjuntos de datos consiste en instanciar objetos **Model** (por ejemplo, un polinomio de cierto orden), definir y leer los parámetros del modelo y, finalmente, evaluar los modelos individuales (o una **ModelCollection**). Si los datos van a ser utilizados dentro de **DISSTANS**, existe un simple constructor de **Timeseries** para arrays NumPy, de lo contrario se pueden utilizar los métodos regulares de NumPy para exportar los datos.

3.2.2.3. Detector de saltos

DISSTANS incluye la clase **StepDetector** que permite decidir en base a criterios estadísticos si las funciones escalón deben añadirse a una serie de tiempo, con el fin de estimar los desplazamientos debidos a procesos físicos (por ejemplo, terremotos) o no físicos (por ejemplo, eventos de mantenimiento). Dado que no existe un algoritmo totalmente automatizado cuya eficiencia se aproxime a la de la inspección manual, e.g., Gazeaux et al. (2013), el objetivo aquí es proporcionar un método semiautomatizado que se utilice junto con la interacción del usuario final. El método implementado en **DISSTANS** se basa en el criterio de información de Akaike (AIC), (e.g., Akaike, 1998; Burnham, 2002). Para un tamaño de ventana determinado, es decir una cantidad de datos determinado, el algoritmo evaluará los residuos del ajuste de las series temporales con dos modelos diferentes: uno con una pendiente lineal simple y un desplazamiento, y el otro con una pendiente lineal, un desplazamiento y un desplazamiento adicional en el centro de la ventana. A continuación, para cada paso de tiempo, se calcula la probabilidad relativa de que el modelo con pasos sea verdadero frente al modelo sin pasos. En el último paso, se calculan los máximos de las probabilidades de los pasos y se establece un umbral. Posteriormente, el usuario puede examinar los pasos (junto con sus respectivas varianzas) y determinar si se añaden las compensaciones como pasos a estimar. El enfoque del detector de pasos es similar al de GipsyX (Bertiger et al., 2020), pero GipsyX considera múltiples tamaños de ventana, **DISSTANS** sólo utiliza uno.

StepDetector puede ejecutarse varias veces con diferentes tamaños de ventana, de manera que sus resultados combinados pueden proporcionar una estimación de probabilidad más robusta.

3.2.2.4. Visualización

Debido a que los datos de posiciones de estaciones GNSS contenidos en los objetos **Timeseries** son DataFrames estándar de pandas, pueden ser visualizados usando Matplotlib utilizando sus atributos `Timeseries.time` y `Timeseries.data`. El uso de formatos de objetos

de Python comúnmente utilizados permite inspecciones fáciles de una estación, en particular de sus series de tiempo, o del ajuste del modelo de trayectorias. Los valores de los parámetros del modelo y las covarianzas (a los que se accede a través de sus atributos de matriz `Model.parameters` y `Model.covariances`). Hay rutinas de visualización de alto nivel ya incluidas en **DISSTANS**, en donde la principal está contenida en el método `Network.gui()`, que proporciona un mapa de la red en el que se puede hacer clic con el *mouse* del computador (opcionalmente con un fondo de imágenes de satélite), y una figura separada con todas las series temporales contenidas en una estación. Si una serie temporal contiene modelos ajustados, se representa la predicción del modelo de trayectorias y, opcionalmente, se puede graficar por separado las predicciones de las diferentes señales que componen dicho modelo. En el caso en que se utiliza modelos **SplineSet** en una estación, se puede mostrar un escalograma, un gráfico que indica la amplitud de cada una de las b-plines o i-splines, en la figura 3.2 se puede apreciar un ejemplo de un escalograma de i-splines. Todas las figuras también pueden guardarse directamente en archivos. Además, para visualizar el movimiento de las estaciones en una vista de mapa, el método `Network.wormplot()` puede producir mapas fijos y vídeos animados de la historia temporal de desplazamientos de las estaciones (o de las componentes individuales del modelo). Por último, el método `Network.graphical_cme()` realiza la estimación del modo común de error CME, presentando sus componentes temporales y espaciales por separado con fines de validación.

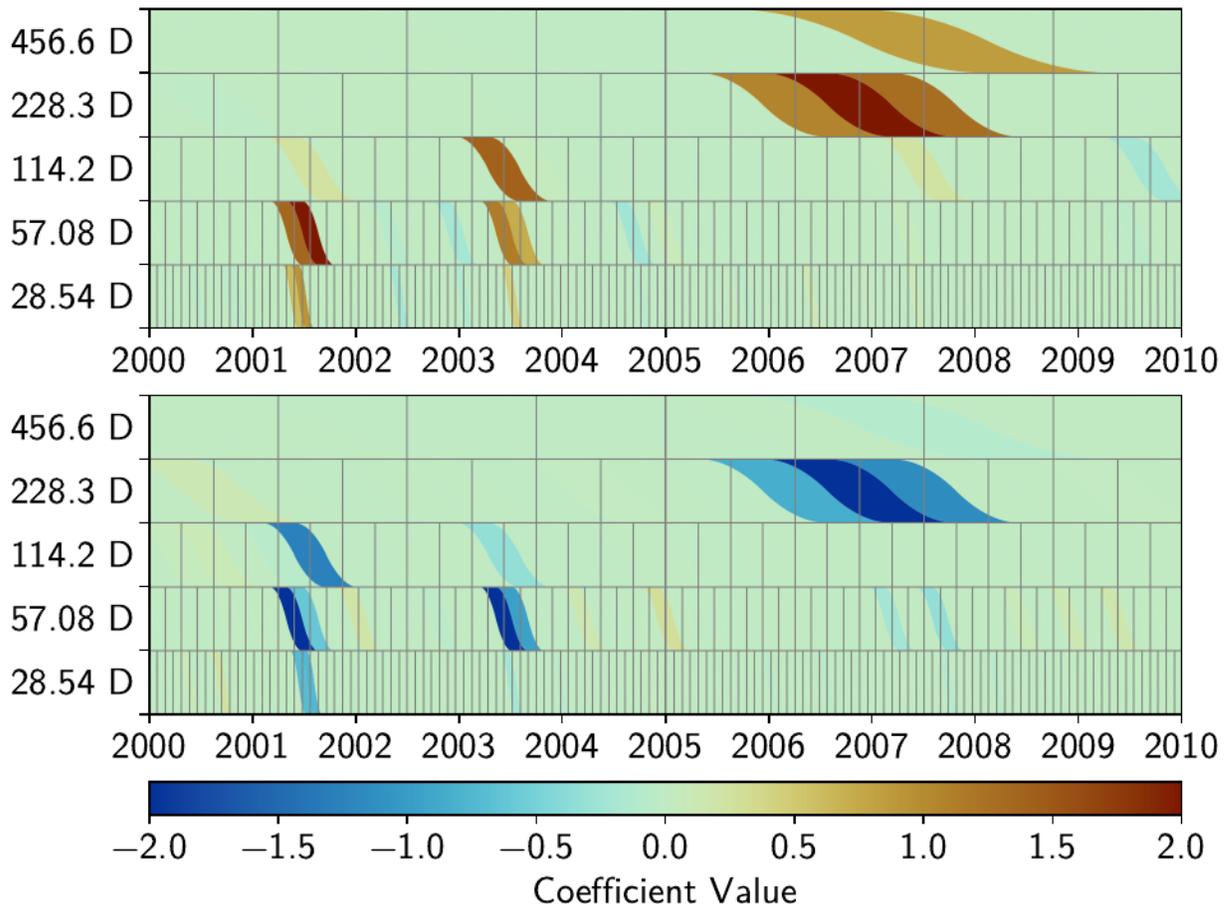


Figura 3.2: Ejemplo de un escalograma de i-splines para la componente EW y NS, en donde cada casilla representa una duración distinta de dichas funciones (en días) y la amplitud de estas está de acuerdo a la barra de colores. Figura extraída del Manual de usuario **DISSTANS** Köhne et al. (2023).

3.2.3. Modelos

DISSTANS utiliza una combinación lineal de modelos paramétricos para representar las series de tiempo posicionales de los GNSS. Los modelos paramétricos, si bien son una combinación lineal de funciones, estas funciones no necesariamente son lineales, por lo que se asume conocidos (y definidos por el usuario) los parámetros que tienen una dependencia no lineal en éstas. Lo anterior permite tanto un ajuste simple de mínimos cuadrados no regularizado, como un ajuste más complejo por mínimos cuadrados regularizados con norma L2, L1 o L0 (los que se detallan más adelante). Además, la estimación conjunta de varios modelos es sencilla, ya que se suman linealmente, y la matriz de diseño es simplemente una concatenación horizontal de todas las matrices de diseño individuales de los modelos (todo lo hace automáticamente la clase **ModelCollection**). Por último, la matriz de covarianza de los parámetros del modelo ajustado, puede estimarse normalmente con una fórmula cerrada, o mediante una aproximación a un problema de mínimos cuadrados con regularización L2 (Riel et al., 2014).

Las clases de python que definen las señales constituyentes del modelo de trayectorias

(**model**) incluidas en **DISSTANS** pueden separarse en modelos básicos y spline. Los modelos básicos incluidos actualmente son: **Polinómico**, **Escalón**, **Sinusoide**, **Logarítmico**, **Exponencial**, **TangenteHiperbólica** y **Arcotangente**. Los modelos básicos son funciones únicas (e.g., logaritmo), o sus funciones forman bases ortogonales dentro de su clase (e.g., polinomios). Las funciones spline del modelo **BSpline** o **ISpline** se basan en Hetland et al. (2012) y Riel et al. (2014), que contiene múltiples B- o integradas- splines de la misma escala de tiempo y orden pero con diferentes tiempos centrales. El **SplineSet** combina varios modelos **BSpline** o **ISpline** de diferentes escalas de tiempo en una gran colección, formando un conjunto de funciones linealmente dependiente (sobrecompleto) capaz de aproximar funciones arbitrarias.

El **AmpPhModulatedSinusoid** estima una sinusoide de una frecuencia nominal determinada, pero permite que la amplitud y la fase instantáneas varíen. Las propiedades variables en el tiempo se consiguen modelando los coeficientes que amplifican las funciones seno y coseno, como un conjunto linealmente independiente de funciones B-Spline en el intervalo de tiempo dado. Es necesario utilizar algún tipo de regularización en el problema inverso para poder obtener un resultado cuando se utiliza un conjunto sobrecompleto de splines, ya que se plantea en esencia un problema inverso subdeterminado si no se considera la regularización. Como se discutirá en el numeral 3.2.4, se escogerá una regularización que permita ajustar la serie de tiempo posicional usando un número mínimo de funciones, seleccionadas de dicho conjunto sobrecompleto.

3.2.3.1. Formulación matemática

En **DISSTANS**, la formulación matemática conjunta $g(t)$ es la suma de todos los modelos individuales contenidos en **ModelCollection**. Cada Modelo g_{modelo} constitutivo individual (descrito por los objetos **model**) puede ser de nuevo una superposición lineal de funciones g_j y los coeficientes correspondientes m_j

$$g(t) = \sum g_{modelo}(t) = \sum_{j=1}^{num_parametros} m_j g_j(t) \quad (3.10)$$

Aquí, **num_parametros** es el número total de todas las funciones individuales, y por lo tanto también el número de todos los coeficientes a estimar. Mientras que los modelos son continuos en el tiempo, la descomposición de las series temporales trabaja intrínsecamente con observaciones discretas d_i en tiempos t_i . Utilizando la notación matricial, el problema de mínimos cuadrados puede formularse como sigue

$$\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m} + \epsilon \quad (3.11)$$

donde

$$\mathbf{d} = (d_i) \in \mathbb{R}^{num_observaciones \times 1} \quad (3.12)$$

$$\mathbf{G} = (G_{i,j}) \in \mathbb{R}^{num_observaciones \times num_parametros} \quad (3.13)$$

$$= (g_j(t_i)) \in \mathbb{R}^{num_observaciones \times num_parametros} \quad (3.14)$$

$$\mathbf{m} = (m_j) \in \mathbb{R}^{num_parametros \times 1} \quad (3.15)$$

y $\epsilon \in \mathbb{R}^{num_observaciones \times 1}$ representa el vector de los residuos del ajuste de la serie de tiempo. Todos los algoritmos de resolución parten de esta formulación para encontrar el mejor

conjunto de m_j que minimice una determinada función objetivo dependiente de ϵ (incluyendo potencialmente criterios de regularización). La elección de la función objetivo define implícitamente la distribución de probabilidades del cual se realiza el vector de residuales ϵ . Por ejemplo, si la función objetivo se define como la suma de las diferencias entre los datos de posiciones y las predichas por el modelo de trayectoria, es decir, un problema de mínimos cuadrados, ϵ sigue una distribución Normal multivariada. Las observaciones pueden incluir mediciones en las tres dimensiones Este(E), Norte(N) y vertical (U), permitiendo el uso de las covarianzas entre las distintas componentes observadas en el proceso de ajuste. En **DISSTANS**, las matrices de mapeo (es decir, de diseño) **G** se ensamblan mediante los métodos `get_mapping()`, **d** se representa mediante objetos **Timeseries** y **m** es devuelta por el algoritmo de resolución en objetos **Solution** y se añade a cada objeto **Model**.

En las siguientes tres subsecciones, se detallan tanto los modelos básicos y los basados en splines.

3.2.3.2. Modelos básicos

Los modelos básicos de **DISSTANS** incluyen funciones comúnmente utilizadas para modelar señales presentes en series de tiempo geodésicas:

$$g_{\text{arcotangente}}(t) = m' \left[\frac{1}{\pi} \arctan \left(\frac{t}{\tau} \right) + 0.5 \right] \quad (3.16)$$

$$g_{\text{exponencial}}(t) = m' \left[1 - \exp \left(-\frac{t}{\tau} \right) \right] \quad (3.17)$$

$$g_{\text{TangenteHiperbolica}}(t) = m' \left[\frac{1}{2} \tanh \left(\frac{t}{\tau} \right) + 0.5 \right] \quad (3.18)$$

$$g_{\text{logaritmica}}(t) = m' \log \left(1 + \frac{t}{\tau} \right) \quad (3.19)$$

$$g_{\text{polinomio}}(t) = \sum_l m'_l t^l \quad (3.20)$$

$$g_{\text{salto}}(t) = \sum_l m'_l H \left(t - t_l^{\text{salto}} \right) \quad (3.21)$$

$$g_{\text{sinusoide}}(t) = m'_0 \cos(\omega t) + m'_1 \sin(\omega t) \quad (3.22)$$

en donde todos los m' son sólo sustituciones del conjunto global de coeficientes m_j , τ puede variar entre los modelos, los t_l^{salto} son tiempos de saltos, y $H(t)$ es la función escalón. Mientras que todos estos modelos están disponibles previamente, el usuario todavía tiene que especificar activamente qué modelos utilizar, cuántos de cada uno, y con qué tiempos de referencia, escalas de tiempo o períodos, según corresponda.

3.2.3.3. Diccionario linealmente dependiente y sobrecompleto de Splines: SplineSet

Para las áreas de estudio en las que pueden encontrarse señales transientes con una evolución temporal suave, pero arbitraria, **DISSTANS** ofrece una modelización de dichas transientes basada en funciones spline.

Se parte de la formulación de una única función B-spline (función spline) de tiempo de

referencia t_{ref} . Las marcas de tiempo “normalizadas” t' pueden calcularse como sigue

$$t' = \frac{t - t_{ref}}{\rho} \quad (3.23)$$

Por defecto, esta función spline simple se desplaza a múltiples tiempos centrales utilizando su escala de tiempo ρ , lo que conduce a diferentes vectores de tiempo normalizados para cada función spline:

$$t'_j = \frac{(t - t_{ref} - j \cdot \rho)}{\rho} \quad (3.24)$$

Aquí, $j = 0 \dots num_splines$ solo considera las funciones spline.

Para crear funciones spline (bspline) de un cierto grado p (con orden $n = p + 1$), se puede usar la siguiente relación (Butzer et al., 1988; Schoenberg, 1973):

$$g_j(t'_j) = \sum_{k=0}^n \frac{(-1)^k}{p!} \cdot \binom{n}{k} \cdot \left(t'_j + \frac{n}{2} - k\right)^p \quad (3.25)$$

Este es el modelo representado por Bspline basado en Hetland et al. (2012), en **DISS-TANS** se utiliza la forma integrada (i-spline) de esta función spline para representar los transientes. Su representación matemática es:

$$g_j(t'_j) = \sum_{k=0}^n \frac{(-1)^k}{(p+1)!} \cdot \binom{n}{k} \cdot \left(t'_j + \frac{n}{2} - k\right)^{p+1} \quad (3.26)$$

Cabe destacar que el dominio de $g_j(t'_j)$ es $-(p+1)/2 < t'_j < (p+1)/2$. El modelo spline final (un único objeto **BSpline** o **ISpline**) sobre todos los tiempos centrales disponibles es por lo tanto

$$g_{\{B,i\}Spline}(t) = \sum_{j=0}^{num_splines} m_j g_j(t) \quad (3.27)$$

Dentro de la clase **SplineSet**, este modelo se puede repetir de nuevo para diferentes escalas de tiempo ρ . En la figura 3.3, se puede apreciar en el panel de la izquierda un ejemplo de la formas de las bspline cúbicas (grado 3) y en el panel de la derecha un ejemplo de la forma de las isplines cúbicas.

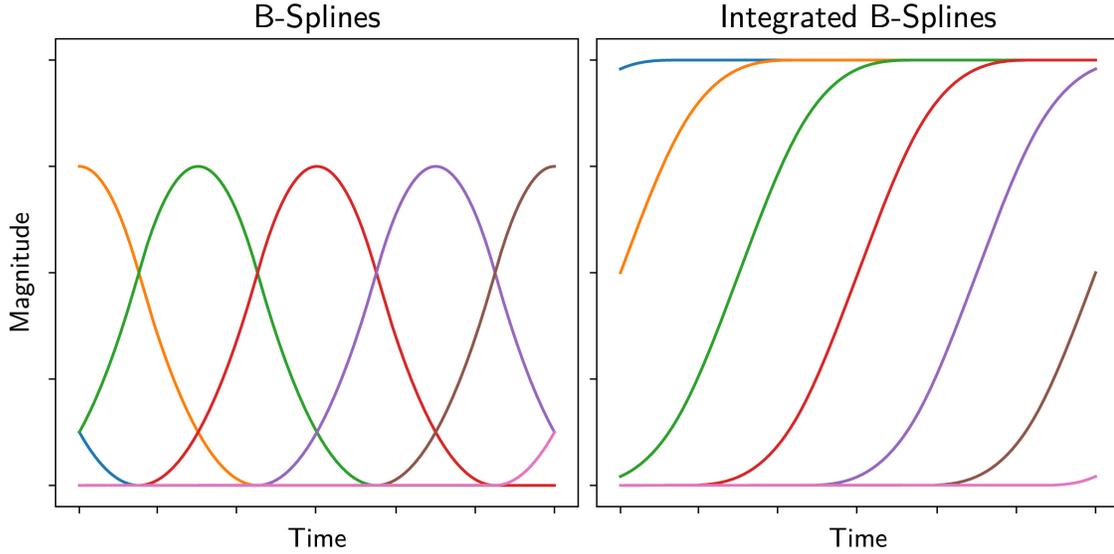


Figura 3.3: Forma de las bsplines (panel de la izquierda) y bsplines integradas (panel de la derecha). Figura extraída de Köhne et al. (2023).

3.2.3.4. Base de Splines Linealmente Independientes para señal estacional modulada en el tiempo `AmpPhModulatedSinusoid`

Para las zonas de estudio en donde las amplitudes de la componente estacional oscilatoria pueden variar significativamente en períodos de tiempo mayor al anual y de forma no necesariamente periódica, **DISSTANS** ofrece un modelado sinusoidal de amplitud variable. Este modelo también puede mejorar el ajuste de los procesos transitorios a corto plazo, ya que las partes potencialmente periódicas pueden ser acomodadas por el modelo estacional.

La clase **Sinusoid** modela una señal estacional, dada una determinada frecuencia ω como la combinación lineal de una combinación de seno y coseno, lo que permite estimar tanto la fase ϕ como la amplitud A como un problema lineal:

$$g_{sinusoide}(t) = A\cos(\omega t - \phi) = a\cos(\omega t) + b\sin(\omega t) \quad (3.28)$$

en donde

$$A = \sqrt{a^2 + b^2} \quad (3.29)$$

$$\phi = \tan^{-1}(b/a) \quad (3.30)$$

Si se quiere permitir que la amplitud global A cambie con el tiempo, basta ampliar la definición de a (y, de forma similar, de b):

$$a \rightarrow a(t) = \bar{a} + \Delta a(t) \quad (3.31)$$

$$b \rightarrow b(t) = \bar{b} + \Delta b(t) \quad (3.32)$$

Para mantener el problema lineal, se utiliza una representación spline de $\Delta a(t)$, $\Delta b(t)$:

$$a(t) = \bar{a} + \sum_j a_j h_j(t) \quad (3.33)$$

$$b(t) = \bar{b} + \sum_j b_j h_j(t) \quad (3.34)$$

En donde a_j (y respectivamente, b_j) son los parámetros m_j a estimar, y h_j son las funciones spline bases. Expandiendo $g_{\text{sinusoide}}(t)$ con la definición ampliada se conduce a una separación natural de las componentes:

$$a(t)\cos(\omega t) + b(t)\sin(\omega t) \quad (3.35)$$

$$=(\bar{a} + \Delta a(t))\cos(\omega t) \quad (3.36)$$

$$+(\bar{b} + \Delta b(t))\sin(\omega t) \quad (3.37)$$

$$=(\bar{a}\cos(\omega t) + \bar{b}\sin(\omega t)) \quad (3.38)$$

$$+(\Delta a(t)\cos(\omega t) + \Delta b(t)\sin(\omega t)) \quad (3.39)$$

$$=(\bar{a}\cos(\omega t) + \bar{b}\sin(\omega t)) \quad (3.40)$$

$$+\sum_j (a_j h_j(t)\cos(\omega t) + b_j h_j(t)\sin(\omega t)) \quad (3.41)$$

$$=g_{\text{sinusoide}}(t) + g_{\text{AmpPhModulatedSinusoid}}(t) \quad (3.42)$$

Aquí, la primera componente representa una componente esperada, y la segunda componente la componente de desviación. En **DISSTANS**, estos términos corresponden a **Sinusoid** y **AmpPhModulatedSinusoid** respectivamente.

Un ejemplo de un conjunto de funciones base spline h_j , así como los términos coseno y seno modulados resultantes utilizados como funciones de expansión para **AmpPhModulatedSinusoid** se representan en la figura 3.4.

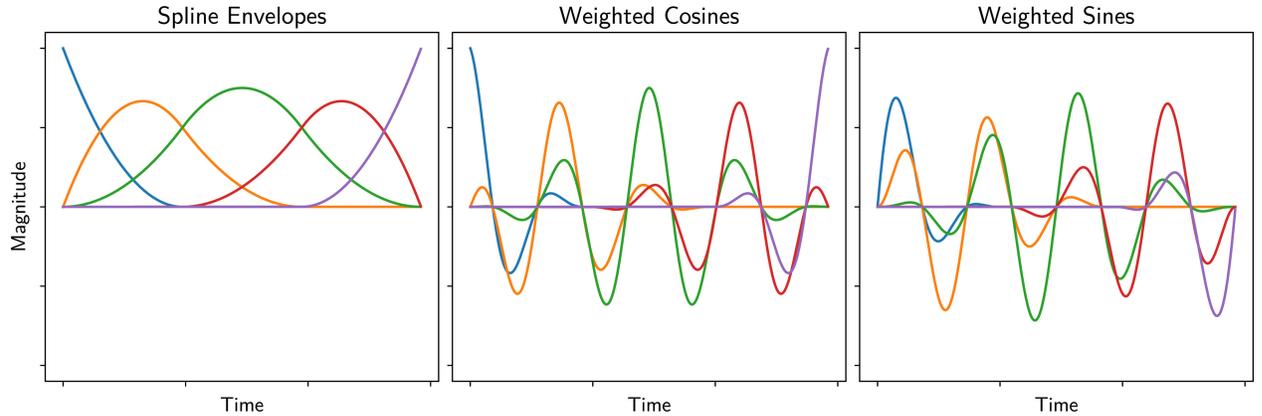


Figura 3.4: Funciones intermedias utilizadas por **AmpPhModulatedSinusoid**. Las funciones spline base h_j se pueden apreciar en el panel de la izquierda. Al multiplicar las funciones spline por el coseno y el seno de un periodo determinado, se obtienen los cosenos y los senos modulados en los paneles central y derecho, respectivamente. Figura extraída de Köhne et al. (2023).

3.2.4. Algoritmos de resolución

Los métodos de resolución proporcionados por **DISSTANS** son de un enfoque optimal, derivados del método de mínimos cuadrados (en donde se realiza un ajuste paramétrico a las series de tiempo), con diferentes grados de complejidad añadida según el tipo de regularización que se desee considerar. Cada uno de ellos corresponde a:

1. Construir las matrices de mapeo y observación para un objeto **Timeseries** de observaciones y objeto **ModelCollection** (**G** y **d**, respectivamente). Esto define **m**, el vector de parámetros del modelo, que son los coeficientes de las funciones que se usan para modelar la series de tiempo.
2. Dividir el proceso de solución en subproblemas independientes si no hay una matriz de covarianza de los datos disponible, o si sólo se toma en cuenta la varianza de éstos (disminuyendo la carga computacional).
3. Ejecutar un algoritmo de optimización de bajo nivel para minimizar la función de objetivo $\|\mathbf{Gm} - \mathbf{d}\|_2^2$, potencialmente sujeto a algún tipo de regularización como los que se discutirán más adelante.
4. Opcionalmente, se puede calcular la matriz de covarianza de los parámetros de los coeficientes de las funciones base (**C_m**), de manera exacta o aproximada.
5. Devuelve la solución, objeto **Solution**, que contiene el mejor modelo **m**.

Para evitar problemas de convergencia o problemas de estabilidad numérica, los algoritmos de resolución y la clase **Solution** mantienen un registro de los parámetros del modelo que no pueden ser estimados (porque son los coeficientes de funciones base cuya predicción de las observaciones es nula, o el tiempo de las observaciones queda fuera del dominio de la función base) o que no deberían ser estimados (útil, por ejemplo, si se desea asumir que algunas splines en un **SplineSet** son nulas). Los algoritmos de resolución regularizados mantienen además un registro de los parámetros del modelo que se prescriben para ser regularizados, lo que permite una mayor flexibilidad al momento de definir la regularización.

El primer algoritmo de resolución, y el más básico, `linear_regression()`, usa como base la rutina de mínimos cuadrados en SciPy (`optimize.lsqr_linear`) (Virtanen et al., 2020). Por lo tanto, puede considerarse como un ejemplo de código mínimo para nuevos algoritmos de resolución definidos por el usuario. La función de coste a minimizar (con respecto a **m**) es

$$\|\mathbf{Gm} - \mathbf{d}\|_2^2 \quad (3.43)$$

en donde la matriz de covarianza *a posteriori* (**C_m**), dada la matriz de covarianza de los datos **C_d**, es

$$\mathbf{C}_m = (\mathbf{G}^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{G})^{-1} \quad (3.44)$$

El segundo algoritmo de resolución, `ridge_regression()`, agrega una regularización minimizando la norma L2 de un subconjunto **m_{reg}** de los parámetros del modelo y también ocupa la rutina de mínimos cuadrados de SciPy. La función de costo a minimizar es:

$$\|\mathbf{Gm} - \mathbf{d}\|_2^2 + \lambda \|\mathbf{m}_{reg}\|_2^2 \quad (3.45)$$

donde λ es un parámetro de penalización de regularización elegido, y \mathbf{m}_{reg} es el subconjunto de parámetros de \mathbf{m} que se regulariza. Además, λ puede variar entre los componentes (EW, NS, UP) de los datos para tener en cuenta los diferentes niveles de ruido de estos, es decir, se puede asignar un distinto λ según la componente respectiva. La matriz de covarianza *a posteriori* de los parámetros estimados, para el caso en que se analiza cada serie de tiempo de manera independiente, esta dada por

$$\mathbf{C}_m = (\mathbf{G}^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{G} + \lambda \mathbf{I}_{reg})^{-1} \quad (3.46)$$

El tercer algoritmo de resolución, `lasso_regression()`, utiliza CVXPY, en particular el *solver* CVXOPT (Diamond y Boyd, 2016; Agrawal et al., 2018) para proporcionar la norma L1 y, mediante iteraciones ponderadas, una regularización con la norma L0 específica de la estación (Candes et al., 2008). El *solver* o motor de optimización, puede ser cambiado por otro compatible con DISSTANS, por ejemplo, MoSEK (MOSEK ApS, 2022). Cabe destacar que la idea de estos algoritmos de resolución es obtener soluciones en donde se tenga la menor cantidad de parámetros no nulos, es decir, soluciones tipo *sparse*. En su forma básica, el algoritmo de resolución minimiza:

$$\|\mathbf{G}\mathbf{m} - \mathbf{d}\|_2^2 + \lambda \|\mathbf{m}_{reg}\|_1 \quad (3.47)$$

Definiendo una función de reponderación e iterando sobre la solución L1-regularizada, el algoritmo de resolución `lasso_regression()` se usa para aproximar la solución del problema de mínimos cuadrados con regularización basada en la norma L0 de los parámetros del modelo (la cantidad de parámetros no nulos), minimizando

$$\|\mathbf{G}\mathbf{m} - \mathbf{d}\|_2^2 + \lambda \|\mathbf{m}_{reg}\|_0 \quad (3.48)$$

La aproximación a la norma L0 se basa en Candes et al. (2008). La idea es reducir iterativamente el peso (antes a la multiplicación por λ) de los parámetros regularizados, pero estadísticamente significativos (que deberían ser diferentes de cero), a 1, y aumentar iterativamente el peso de un parámetro regularizado, que no es significativo, a un valor mucho mayor. Esto se consigue introduciendo un vector de pesos \mathbf{w} en el término de regularización con norma L1. Las componentes de \mathbf{w} se van actualizando en cada iteración mediante una función de reponderación $w(\cdot)$. El proceso iterativo se describe a continuación:

1. Inicialización $w^{(0)} = 1$.
2. Resolver el problema L1-regularizado ponderando el vector de parámetros \mathbf{m} por \mathbf{w} , en donde se minimiza $f(\mathbf{m}^{(i)}) = \|\mathbf{G}\mathbf{m}^{(i)} - \mathbf{d}\|_2^2 + \lambda \|\mathbf{w}^{(i)} \circ \mathbf{m}_{reg}^{(i)}\|_1$, siendo \circ la multiplicación por elementos e i es el paso de la iteración.
3. Actualizar la reponderación por elementos mediante una función de reponderación predefinida, es decir, $\mathbf{w}^{(i+1)} = w(\mathbf{m}_{reg}^{(i)})$.
4. Repetir desde el paso 2 hasta que se alcancen las iteraciones máximas definidas o que la diferencia entre la norma de los residuales de la ultima solución y la actual sea menor a un umbral dado.

DISSTANS consta de tres funciones de reponderación (**ReweightingFunction**): `InverseReweighting`, `InverseSquaredReweighting` y `LogarithmicReweighting`, en donde el usuario puede escoger cual utilizar (para mas información ver documentación de **DISSTANS**

<https://tobiscode.github.io/disstans>). La elección de la función de repesado se debe determinar caso a caso, mediante un procedimiento de prueba y error.

El resultado de una solución regularizada con la norma L0, entrega un subconjunto de valores de \mathbf{m} que son no nulos, esto se puede ver como si se resolviera un problema no regularizado, sólo considerando un subconjunto de parámetros del modelo a estimar. Luego, se puede aproximar la matriz de covarianza *a posteriori* para `lasso_regression()` por la que se obtiene para `linear_regression()` (ecuación 3.44), pero considerando un modelo reducido con un número ad-hoc de parámetros de \mathbf{m} y por lo tanto de las funciones representadas en las columnas \mathbf{G} .

La función de reponderación no aparece explícitamente en la función de costo de la norma L0, aun así, este imita el papel del factor de penalización (λ) de la función de costo en la norma L2 y L1, en donde se va redefiniendo un λ diferente para cada parámetro regularizado. En concreto, durante cada iteración, la función de reponderación devuelve penalizaciones que están relacionadas con la amplitud de los parámetros: los parámetros de pequeña amplitud serán penalizados en gran medida, y los parámetros cuyo valor es mayor recibirán muy poca penalización. Con este enfoque, el algoritmo de resolución converge a una solución regularizada por la norma L0 en la que los parámetros que son significativamente no nulos tienen una penalización cercana a cero, y los que tienen una amplitud significativamente cercana a cero son altamente penalizados. En consecuencia, la función de coste final no contiene un parámetro de penalización explícito λ , aun así, es necesario tener cuidado al especificar la función de reponderación para que sea capaz de distinguir los parámetros despreciables de los significativos. Los umbrales para esta distinción no son límites estrictos; se definen en el contexto de los objetos **ReweightingFunction** y suelen corresponder al punto de inflexión de una curva-L en la función de reponderación. La elección adecuada de los hiperparámetros de los cuales depende la función de repesado utilizada variará según el caso de estudio. Se recomienda realizar un análisis de ensayo y error para determinar valores de hiperparámetros que permitan obtener una residual del ajuste cuya dispersión sea similar a la del ruido de las series de tiempo posicionales de los GNSS. Para más detalles sobre la implementación del algoritmo de resolución con la norma L0-regularizado, ver Candès et al. (2008).

El método `Network.spatialfit()` amplía las posibilidades de la regularización con la norma L0 específica de cada estación para tener en cuenta los pesos de un modelo dado en las estaciones cercanas. El enfoque implementado aquí sigue de cerca a Riel et al. (2014), con el objetivo de identificar las señales cercanas al nivel del ruido, suprimir el ruido local y promover modelos *sparse* tanto en el tiempo como en el espacio. **DISSTANS** es capaz de realizar los ajustes específicos de cada estación en paralelo, lo que supone una gran mejora en el tiempo de ejecución. Por último, `Network.spatialfit()` también puede minimizar el problema en que diferentes subconjuntos de \mathbf{m} se pueden regularizar basado en la normal L1 ($\mathbf{m}_{\text{reg,L1}}$) y L0 ($\mathbf{m}_{\text{reg,L0}}$) de manera simultánea:

$$\|\mathbf{G}\mathbf{m} - \mathbf{d}\|_2^2 + \lambda\|\mathbf{m}_{\text{reg,L1}}\|_1 + \|\mathbf{m}_{\text{reg,L0}}\|_0 \quad (3.49)$$

3.3. Ejemplo usando datos sintéticos

Se utilizaron datos sintéticos GNSS creados por el proyecto PRECURSOR (ACT-192169), en la ubicación de estaciones GNSS presentes en la base de datos *Nevada Geodetic Laboratory*. Los datos sintéticos se generaron usando la metodología de Carr Agnew (2013), implementada por Donoso et al. (2021). Las series sintéticas están compuestas por una componente secular, estacional, ruido individual de cada GNSS, ruido común a toda la red de GNSS y transientes lentos. El ruido de las series de tiempo sintéticas fue calibrado usando datos reales de GNSS. Los transientes fueron calculados a partir de un deslizamiento impuesto en un modelo del contacto interplaca de subducción, el cual está discretizado en una malla triangularizada representando la geometría de Slab2 (Hayes et al., 2018). Los desplazamientos en superficies fueron calculados usando el algoritmo de Nikkhoo y Walter (2015), el cual es una solución analítica para simular dislocaciones de geometría triangulares en un semiespacio homogéneo. Finalmente, la evolución temporal del transiente en la serie de tiempo fue calculada usando la siguiente ecuación:

$$s(\Delta t_j) = \nu \left[(1 + \Delta t_j^2)^{-0.5} - 1 \right] \quad (3.50)$$

donde se considera los valores de Δt_j con $j = 1 \dots h$, donde $\Delta t_1 = 0$ y Δt_h es la duración del transiente en días. ν es una constante tal que $s(\Delta t_h)$ es igual al valor de *slip* cuasi-estático predefinido para el transiente (para mas información ver Donoso et al. (2021)).

Tomando en cuenta lo mencionado anteriormente, se analizaron las series de tiempo donde se simuló un terremoto lento ubicado en el contacto de subducción cercano a las estaciones consideradas, y cuyo deslizamiento máximo es de 88 cm. Para modelar de forma adecuada las series de tiempo, se removió el CME utilizando el método ICA, con ayuda de las herramientas del paquete **DISSTANS**. Posteriormente se creó un modelo de trayectoria considerando una componente secular, estacional (anual y semi-anual) y una gran cantidad de i-splines para modelar el terremoto lento. En particular, se utilizaron diversos conjuntos de i-splines con diferente duración, que resultan en dividir en 17, 33, 65, 129 y 257 segmentos el intervalo de tiempo de las observaciones. Producto de la gran cantidad de funciones utilizadas para definir el modelo de trayectorias, y debido a que se está buscando una señal coherente espacialmente (el terremoto lento), se decidió utilizar una regularización con una aproximación a la norma L_0 , utilizando un repesado espacial.

En la figura 3.5 se puede apreciar los datos sintéticos de la estación TTAL con línea negra y con línea azul el modelo de trayectoria ajustado, el cual explica bastante bien los datos y además logra modelar la forma de la transiente que se encuentra aproximadamente en Mayo del 2001. A modo de mostrar que la solución del ajuste es *sparse*, es decir se usa el mínimo número de funciones, en la figura 3.6 se puede apreciar un escalograma con las amplitudes de las funciones i-spline usadas para el ajuste del transiente. En el escalograma se aprecia que terremoto lento está representado por unas pocas i-splines, las que tienen mayores amplitudes. Producto al ruido existente y no tener una matriz de covarianza o errores asociado a la generación de los datos sintéticos, se tiende a modelar oscilaciones que corresponden a ruido de periodos altos (decenas de días) presentes en las series de tiempo. Lo anterior se aprecia en el escalograma donde se aprecian pequeñas amplitudes en tiempos distintos al del terremoto lento. En la figura 3.7 se visualiza de forma espacial las predicciones de todas las i-spline, en donde se aprecia la evolución espacio-temporal de estas. En la misma figura se aprecia además una congruencia espacial de los desplazamiento entre estaciones cercanas y los

desplazamientos decaen drásticamente a medida que aumenta la distancia entre la estación de GNSS y la ubicación de la fuente del terremoto lento.

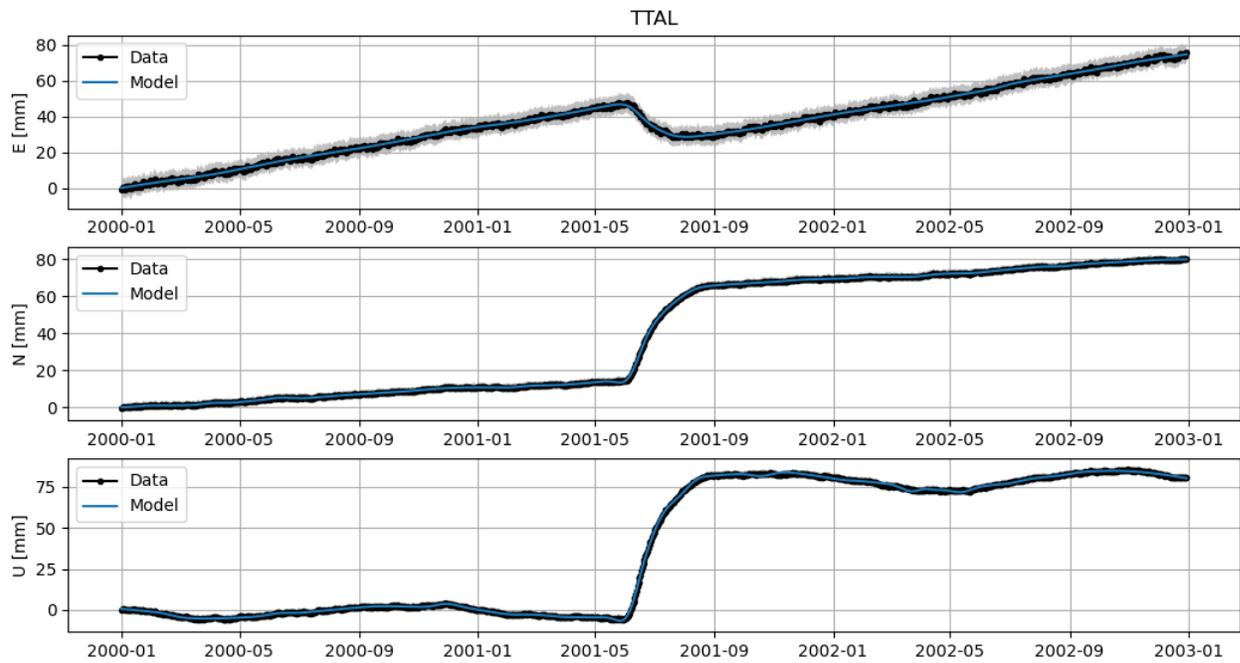


Figura 3.5: Serie de tiempo sintética de las tres componentes, para un periodo de tres años de la estación TTAL, en donde con color negro se puede apreciar los datos y con color azul el modelo predicho.

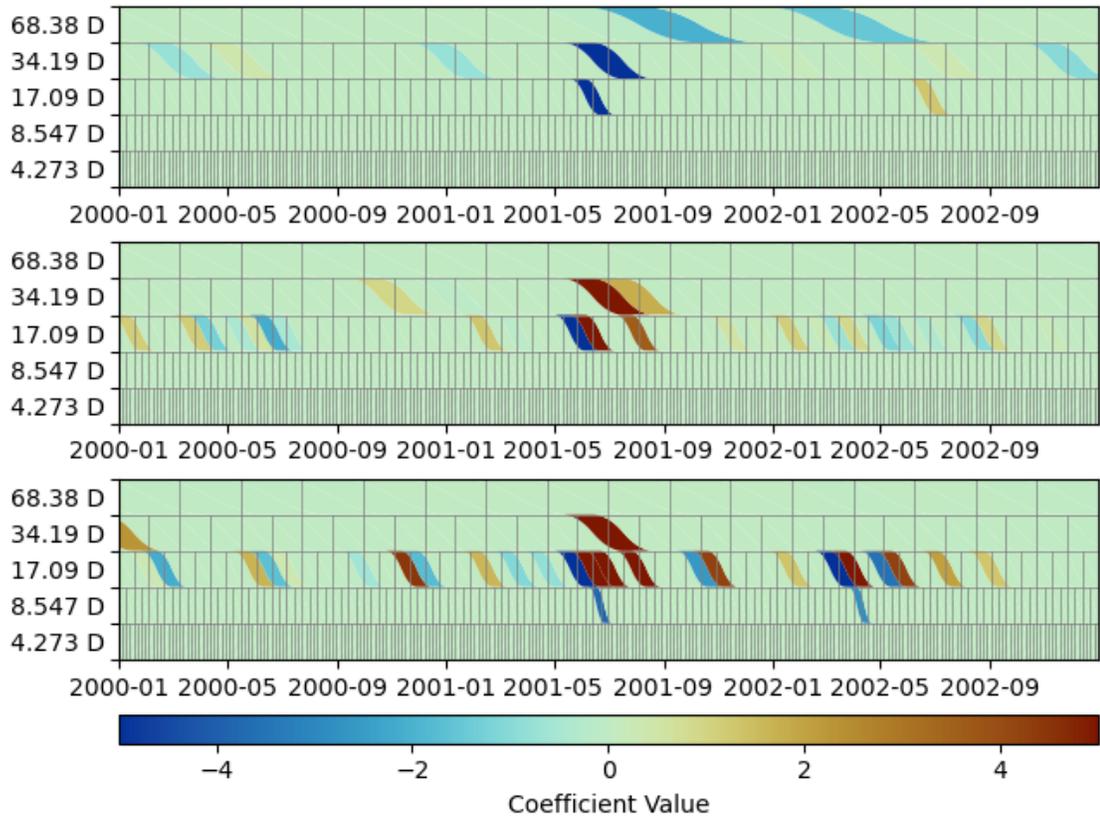


Figura 3.6: Escalograma obtenido en donde con colores se aprecian la amplitud de los coeficientes de las i-spline con su respectiva duración. El panel superior muestra la componente EW, central NS e inferior Vertical. Los valores de las ordenadas representan la duración en días de las i-spline y en las abscisas las fechas respectivas.

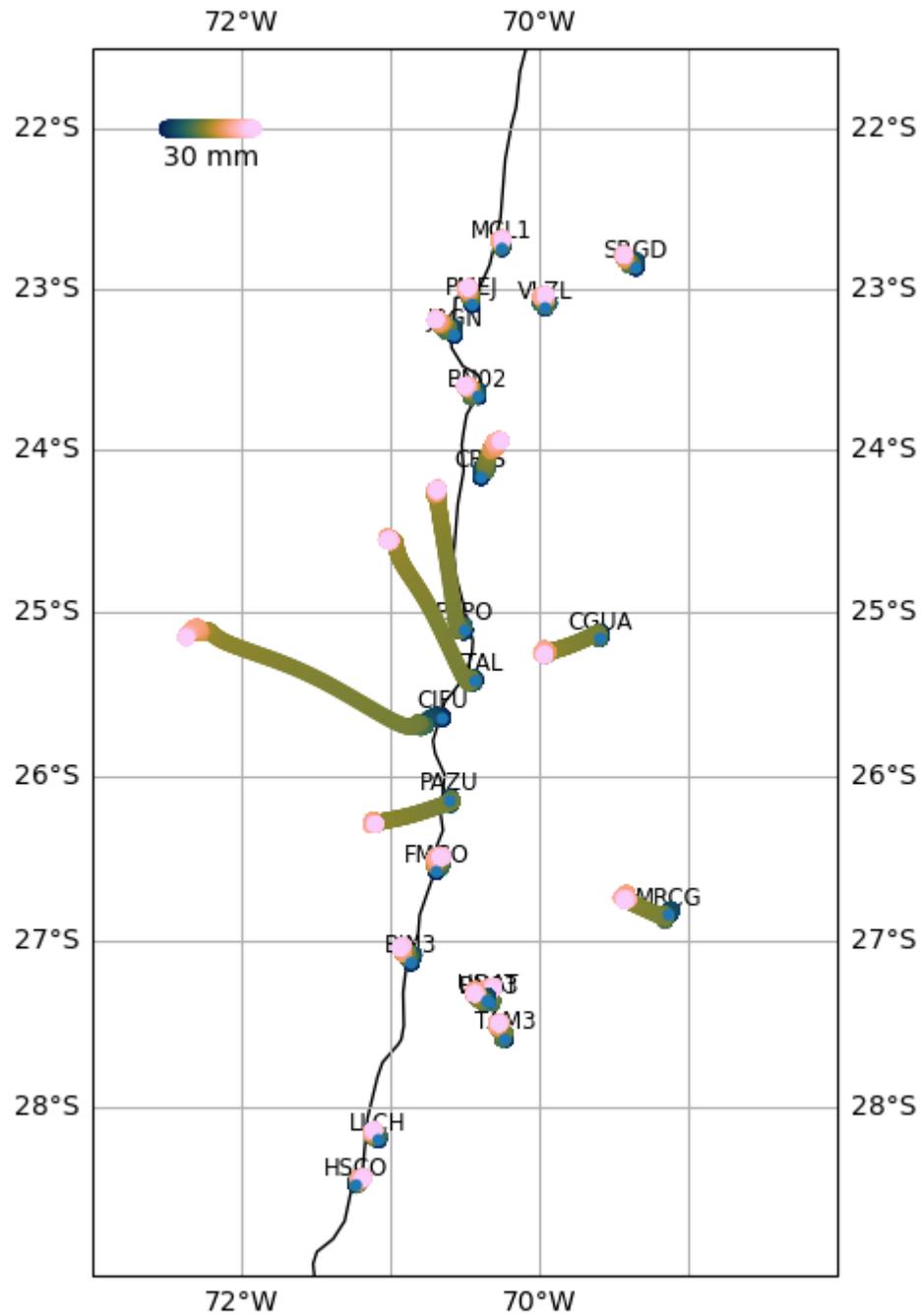


Figura 3.7: Mapa de la zona de los datos sintéticos en donde se presenta una evolución espacio-temporal de las predicciones de las i-spline resultantes, para un periodo de 3 años.

3.4. Modelamientos de los datos GNSS en la zona de estudio

Las series de tiempo posicionales de GNSS usualmente contienen datos anómalos (*outliers*), que se removieron utilizando, en gran parte, las herramientas del paquete **DISSTANS** y posteriormente se realizó una inspección manual para eliminar los restantes. Una vez removidos los datos anómalos, se prosiguió a eliminar el ruido común existente en redes de estaciones GNSS, conocido como CME (por *Common Mode Error* en inglés), el cual se hizo tomando en cuenta las herramientas del paquete **DISSTANS**, específicamente utilizando el método ICA (Huang et al., 2012). En donde para estimar y remover el CME, primero se elimina empíricamente las señales de baja frecuencia y se estima el residual entre la señal filtrada y la original para posteriormente utilizando el método ICA se estima el CME, el cual posteriormente se elimina de las series de tiempo de las estaciones.

En las series de tiempo de los datos GNSS usualmente se pueden apreciar diversos saltos tanto de origen tectónico como artificial. Es sumamente importante identificar los tiempos de cada salto de forma correcta para generar buenas estimaciones de las diversas señales que se desean modelar evitando sesgos en el ajuste que pueden inducir los saltos no modelados. Para poder identificar estos tiempos, primero se utilizaron los tiempos de cambios de antena y actualización de *hardware* de cada GNSS disponibles en la página de *Nevada Geodetic Laboratory* y se fijaron los tiempos de ocurrencia de dichos saltos. Posteriormente, con ayuda de las herramientas de **DISSTANS**, se identificaron los saltos producidos por sismos con una magnitud mayor a 7. Cabe destacar que estos saltos cosísmicos varían su amplitud según la ubicación y orientación espacial relativa entre la ruptura de los sismos y las estaciones GNSS. Una vez realizado lo anterior se utilizó un modelo simple, es decir, un modelo con una componente anual, semi-anual, secular y saltos detectados anteriormente, y utilizando mínimos cuadrados no regularizados se estimaron los residuales respectivos. Con los residuales estimados anteriormente se utilizó el algoritmo de detección de saltos que incluye el paquete **DISSTANS**, fijando así el tiempo de posibles saltos en las series de tiempo GNSS. Mediante una inspección visual de las series de tiempo, se corroboró si efectivamente en los tiempos detectados existe o no un salto, además de agregar de forma manual saltos que este algoritmo no detectó. Cabe destacar que lo último se realizó de forma reiterativa hasta haber fijado todos los posibles saltos existentes en las series de tiempo de cada estación.

Debido a que las series de tiempo utilizadas abarcan distintos periodos del ciclo sísmico, incluyendo la ocurrencia de los terremotos de Tocopilla (M_w 7.7) 2007 y Pisagua (M_w 8.2) 2014, para poder modelar correctamente los desplazamientos postsísmicos asociados a cada terremoto se siguieron diversas estrategias. En particular, para el caso de la estación AREQ se puede apreciar la influencia postsísmica producto del terremoto de Arequipa (M_w 8.4) 2001, en donde, dada la ventana temporal escogida en este trabajo, en donde solo se analizaron datos posterior al 2006, se perdió información de los primeros años de este postsísmico, por lo cual se escogió un τ representativo para esta estación, tal que con la componente postsísmica no generará un *trade-off* con la componente secular, es importante mencionar que este τ se escogió totalmente de forma manual. Para el caso del terremoto de Tocopilla 2007, pocas estaciones tenían registros que son afectados por este terremoto, por lo que se ajustó la escala temporal característica del modelo logarítmico del transiente (τ) de cada estación manualmente, haciendo un mayor énfasis en el postsísmico temprano y que el salto

producto del terremoto quedase bien modelado. Producto a que es bastante complejo lograr modelar la señal postsísmica en su totalidad utilizando solo un logaritmo se decidió agregar conjuntos de i-spline cúbicas cortadas a la mitad (ecuación 3.27, pero con un dominio entre $0 \leq t'_j < (p + 1)/2$) con escalas de 5, 10 y 15 días con el fin de modelar de mejor manera los primeros días posteriores al terremoto. Estas i-splines se regularizaron con la norma L1, para buscar una solución tipo *sparse* de estas.

En el caso del terremoto de Pisagua, casi toda la red de estaciones a utilizar se ve afectada por este terremoto por lo cual inspeccionar estación por estación de forma manual es un proceso complejo que puede inducir sesgos. Producto de lo anterior, se tomó en consideración la siguiente metodología que se explicará utilizando datos sintéticos creados con ayuda de **DISSTANS**. En primera instancia se creó una red de estaciones con una componente estacional, secular, un cosísmico, postsísmico y un ruido aleatorio. Particularmente para el caso del postsísmico se utilizó un τ de 31 días para los datos sintéticos y se consideró variaciones de la amplitud de la señal postsísmica, la cual se definió considerando una grilla con un decaimiento Gaussiano en de la distancia, con media nula y desviación estándar 1 mm, medida desde la estación central de la red. Una vez considerado lo anterior se estimaron diversos modelos variando solamente los τ entre 1 día a 1 año, en donde se calculó el χ^2 reducido (χ_{red}^2) de cada modelo utilizando los diversos τ , de la siguiente forma:

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^{N_{obs}} \left(\frac{d_i^{obs} - d_i^{pred}}{\sigma_i} \right)^2 \quad (3.51)$$

$$\chi_{red}^2 = \frac{\chi^2}{N_{obs}} \quad (3.52)$$

una vez calculado el χ^2 reducido se aproxima la función de densidad de probabilidad (fdp) marginal de cada estación en función del valor τ , de acuerdo a la siguiente ecuación,

$$f_i(\tau_j) = \frac{1}{\nu} \exp \left(-\frac{1}{2} \chi_{red}^2(\tau_j) \right) \quad (3.53)$$

en donde el subíndice i indica la estación y j el valor de τ respectivo. Aquí ν es una constante de normalización. Dado lo anterior se escogió el τ óptimo para cada estación (en primera instancia) como el valor que minimiza el χ_{red}^2 (o que maximiza la fdp(τ)) y que a su vez cumple con $\chi_{red}^2 \geq 1$, a este τ óptimo lo denominaremos como τ^{χ^2} . En la figura 3.8 se puede apreciar, en los paneles de la columna de la izquierda, las amplitudes de la señal postsísmica obtenida utilizando el τ^{χ^2} (panel superior), en el panel del medio el τ recuperado utilizando esta metodología y en el panel inferior los residuales obtenidos. De esta figura se puede desprender que, si bien la distribución espacial de las amplitudes se asemeja bastante a lo original (considerando los residuales), siguen existiendo pequeñas incongruencias sobre todo en las zonas donde la amplitud del postsísmico es mayor y la distribución de τ es bastante dispersa en algunas estaciones.

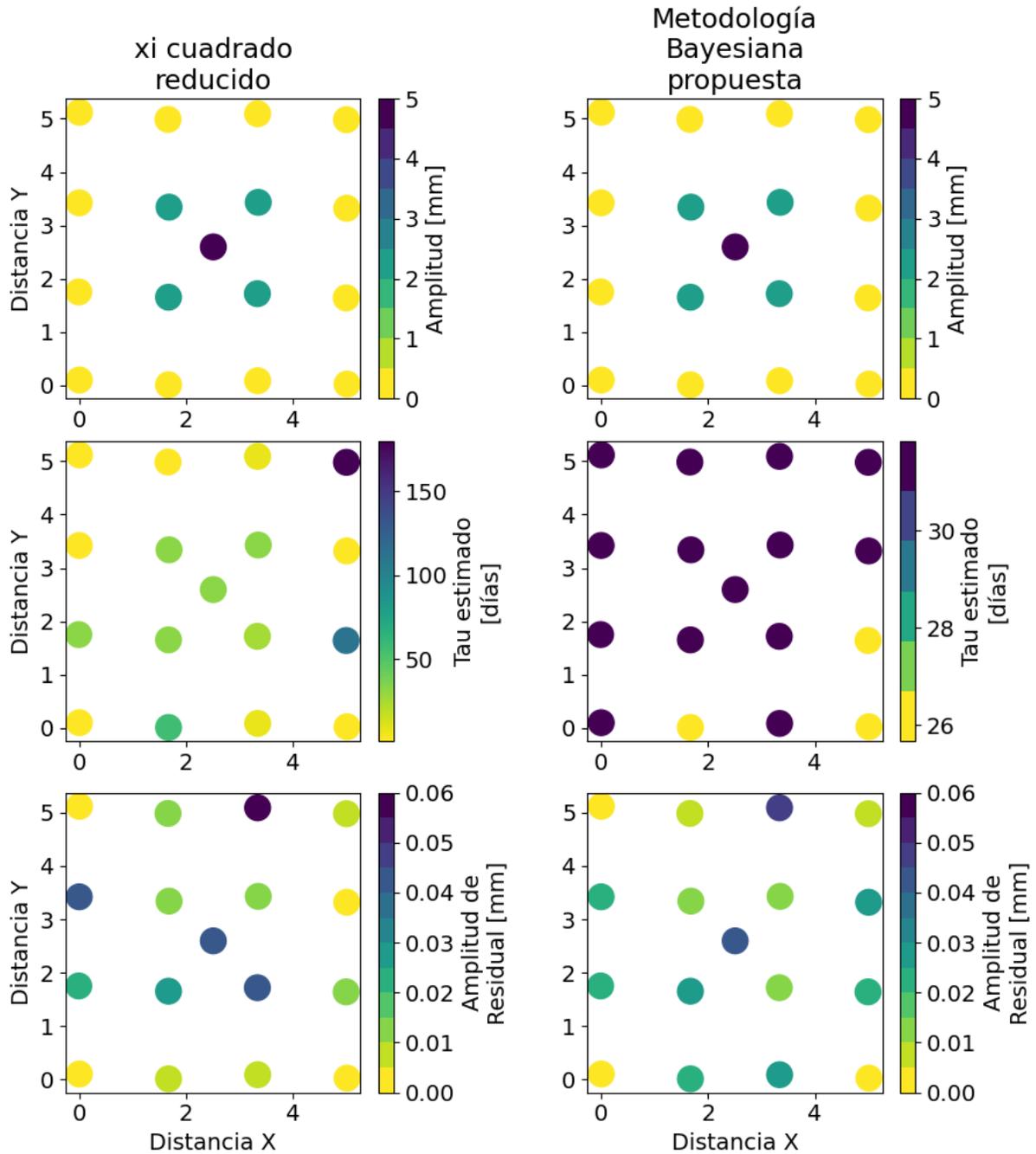


Figura 3.8: Amplitudes postsísmicas (paneles superiores), Tau estimado (panel del medio) y Amplitud de los residuales entre las amplitudes originales y aplicando las metodologías respectivas (panel inferior). Los paneles de la columna de la izquierda corresponden los resultados obtenidos minimizando del xi cuadrado reducido y los paneles de la columna de la derecha los resultados en base a la metodología Bayseiana propuesta.

Producto a lo anterior se decidió ver la posibilidad de variar los valores de τ^{χ^2} considerando un enfoque Bayesiano. Para aquello se estimó la fdp de proposición (f_i^{prop}) que permite perturbar los valores de τ en función de que tan bien está constreñido por los datos en una estación particular y las estaciones GNSS más cercanas. Para definir las estaciones cercanas a una estación GNSS determinada, se construyó una triangulación de Delaunay de las posiciones de los GNSS, en donde se consideraron tanto las líneas de cada triángulo creado

por esta triangulación, como líneas a nodos de triángulos adjacentes en la triangulación de Delaunay. Una vez realizado lo anterior, se eliminaron las conexiones entre estaciones cuya distancia fuese mayor a la mitad de la distancia máxima entre las estaciones más distantes y que no excedieran la media de la distancia a las estaciones vecinas y el logaritmo natural de 4 desviaciones estándar de las estaciones vecinas. Cabe destacar que el logaritmo natural de 4 aparece porque esta desviación estándar se estimó utilizando la desviación mediana absoluta (*Median absolute deviation*). En la figura 3.9 se puede apreciar las redes de líneas a utilizar (líneas rojas) y las eliminadas posterior de haber aplicado el filtro (líneas azules). En tanto a la fdp de la distribución de proposición, esta se calcula como la conjunción (e.g., Tarantola, 2005) de las fdp en función de τ de la estación en cuestión con las fdp respectivas del conjunto de estaciones cercanas/vecinas,

$$f_i^{prop}(\tau_j) = \frac{1}{\nu_p} \prod_{k=1}^{N_{vecinos}} f_k(\tau_j) \quad (3.54)$$

en donde el subíndice k vendría a ser las estaciones vecinas de la estación i-esima y ν_p es la constante de normalización. De $f_i^{prop}(\tau_j)$, se calcula un τ propuesto, denominado τ^{prop} , que corresponde al valor de τ que maximiza su verosimilitud.

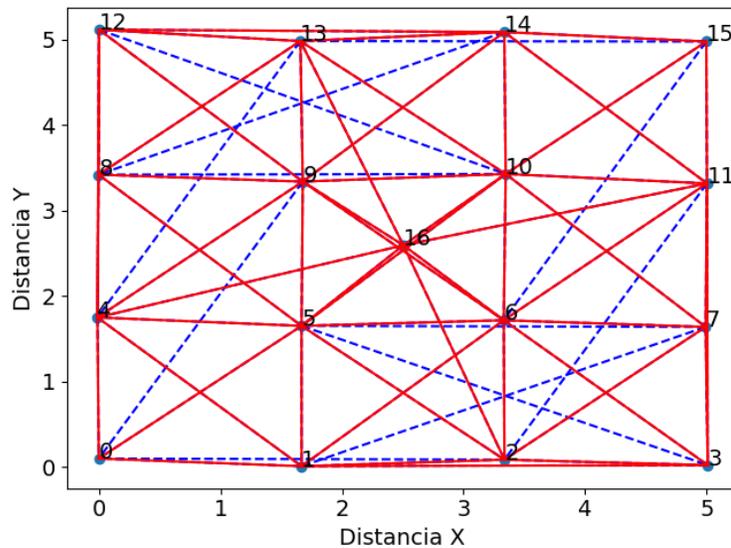


Figura 3.9: Conectividad de la red de estaciones.

Para ver si el valor de τ^{χ^2} de cada estación se puede actualizar en base a la función de proposición, se compara el valor de la fdp de las estaciones vecinas para el τ propuesto (τ^{prop}) y τ^{χ^2} , para que exista una congruencia espacial de los τ . De esta manera, se acepta el cambio de τ considerando una probabilidad de aceptación PAC,

$$PAC = \frac{f_i(\tau^{prop})}{f_i(\tau^{\chi^2})} \quad (3.55)$$

La influencia de las fdp de estaciones cercanas, al momento de ver si es posible actualizar el valor de τ en una estación particular, se puede apreciar en la figura 3.10. En la figura se aprecia la fdp de la estación central, de las estaciones cercanas y la función de proposición. En

la figura 3.11 se aprecia la ubicación de la estación principal (con una estrella) y las estaciones cercanas (con círculos naranjos). En mayor detalle, la figura 3.10 muestra como hay estaciones que influyen bastante al momento de actualizar, por ejemplo en la figura serian las estaciones 5 y 6, mientras que otras no tienen un gran impacto (resto de estaciones) y al hacer la pitatoria de estas funciones el valor de τ se ve modificado. La poca influencia de ciertas estaciones puede estar ligado a que las amplitudes de la señal postsísmica no se modifican considerablemente al momento de cambiar el valor de τ .

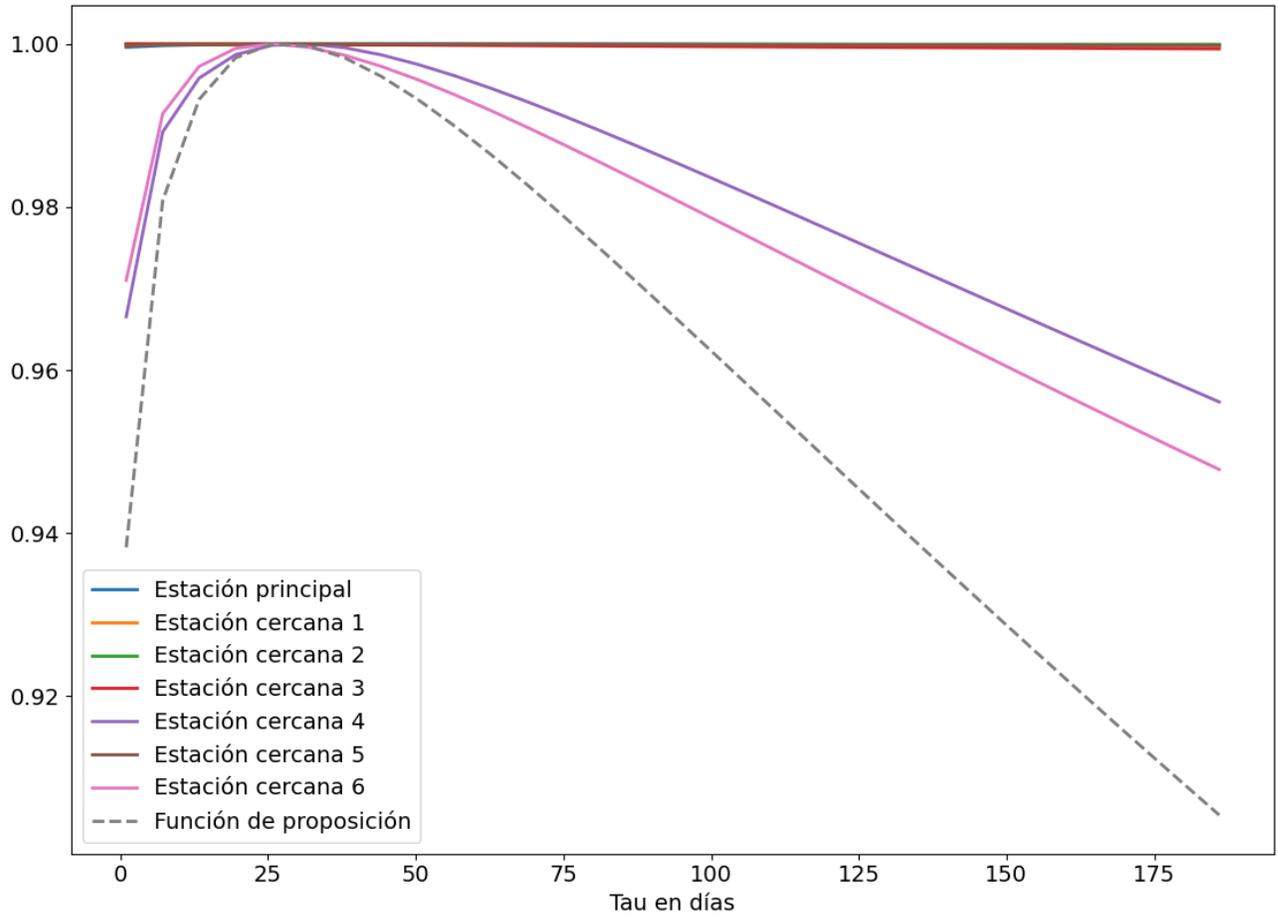


Figura 3.10: Funciones de proposición de las estaciones vecinas y la función de proposición en sus formas exponenciales.

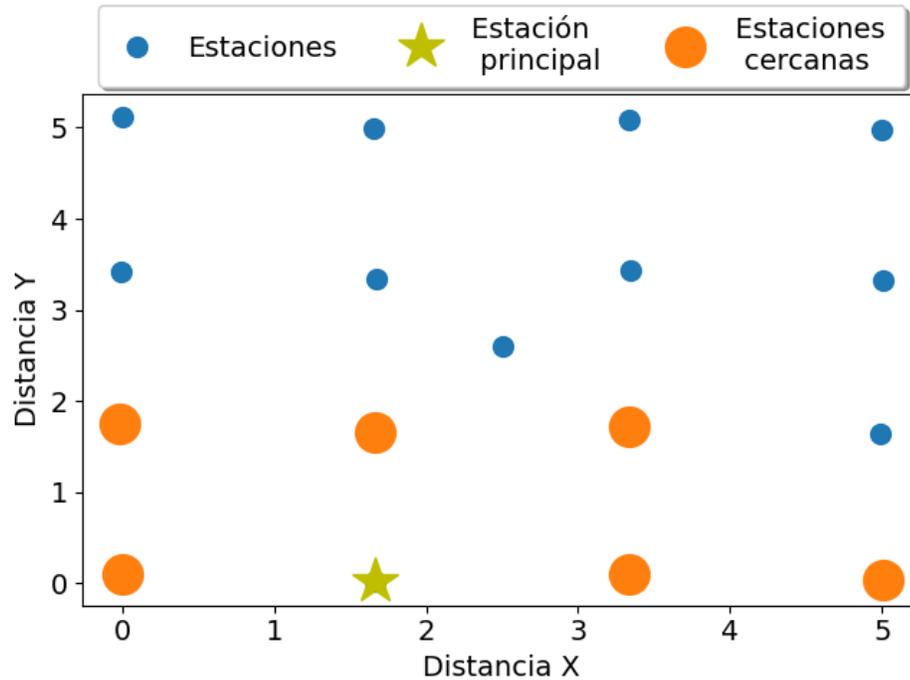


Figura 3.11: Estación principal (estrella) y estaciones cercanas (círculos naranjos), para el caso de la figura 3.10.

Para el caso de la metodología propuesta, en la figura 3.8, en los paneles de la derecha, el panel superior se aprecian las amplitudes de las señales postsísmicas, en el panel del medio los τ recuperados y en el panel inferior los residuales respectivos. De la figura se logra desprender que existe una mayor congruencia espacial de los τ , además de una ligera disminución en los residuales en comparación a utilizar el χ^2 reducido.

Para poder apreciar de forma más clara la diferencia entre los τ solamente minimizando el χ cuadrado reducido y posterior a la metodología mencionada anteriormente, en la figura 3.12 se puede apreciar con color rojo la diferencia entre la serie original (sin ruido) y el modelo obtenido utilizando el τ^{χ^2} , mientras que con color verde se aprecia la diferencia pero considerando la metodología planteada anteriormente, en donde se puede observar que en gran parte de las estaciones mejora considerablemente la estimación del modelo modificando el τ en base a la metodología planteada. Esto es especialmente útil, para mejorar la estimación del valor de τ en estaciones con señales post-sísmicas de baja amplitud, en donde el valor de τ está menos constreñido por los datos, reflejándose en las fdp en función de τ más planas en la figura 3.10.

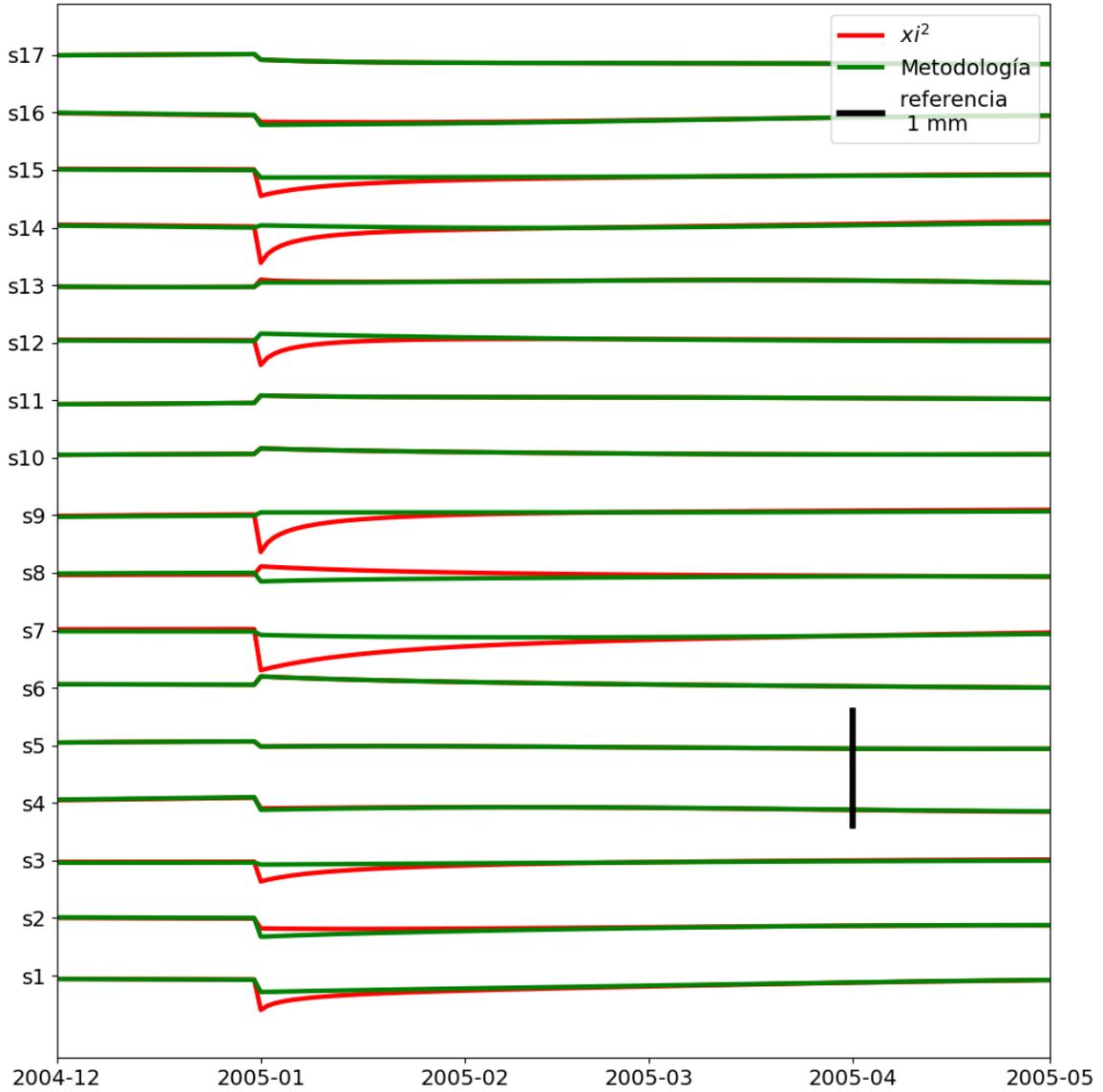


Figura 3.12: Residuales entre los datos sintéticos originales sin ruido y las predicciones del modelo minimizando el χ cuadrado reducido (rojo) y la predicción del modelo posterior a haber implementado la metodología Bayesiana para encontrar el τ óptimo (verde).

En la aplicación a observaciones de la red GNSS de la zona de estudio, posterior a haber utilizado la metodología descrita anteriormente, se realizó una inspección manual de los τ y se descartó la existencia de una señal postsísmica a estaciones que se encontraran muy alejadas del epicentro del terremoto de Pisagua y que no tuviesen registro en los primeros meses posterior al terremoto en cuestión. A las estaciones que se encuentran cerca del epicentro del terremoto y que además constan de datos desde el mismo día del terremoto, se les agregaron i-spline cúbicas cortadas a la mitad con escalas de 5, 10 y 15 días con el fin de modelar de mejor manera los primeros días posteriores al terremoto, las cuales se regularizaron con la norma L1.

Dado que existen oscilaciones estacionales que no necesariamente son constantes a lo largo del tiempo, producto de variaciones interanuales en las cargas hídricas sobre la corteza, se consideró agregar un modelo estacional sinusoidal con amplitud modulada (`AmpPhModulatedSinusoid`)

con el fin de modelar estas variaciones. Las funciones base de este modelo consideraron 19 funciones bspline, y se regularizaron con la norma L1.

A priori no se tiene noción de cuando ocurren transientes en una serie de tiempo GNSS, a no ser que existan estudios previos que garanticen la existencia de estos, o que sean claramente visibles en una inspección visual de las series de tiempo. Lo último es particularmente complejo para transientes lentos cuya amplitud final es cercana a la amplitud de la dispersión (o ruido) de las observaciones. Luego, se decidió agregar diferentes conjuntos de i-splines para modelar posibles transientes que estén ocurriendo a lo largo de las series de tiempo. Estos conjuntos de funciones i-spline se dividen en 2: (1) transientes largas con escalas de 96 y 192 días, los cuales se asignaron a tiempos previos a 2 meses antes de la ocurrencia de los terremotos de Tocopilla y Pisagua, y a partir de 1 día después de los terremotos; (2) i-splines cortas con escalas de 6, 12, 24 días definidas en el período comprendido entre 2 meses antes de cada terremoto y el día previo al sismo principal considerado. La existencia de escalas distintas para distintos periodos se debe principalmente al elevado costo computacional que tendría se quisiera buscar transientes de corta duración a lo largo de toda la series de tiempo de los datos. Esta tesis se desarrolló en un computador con 64GB de memoria RAM, lo que no es suficiente para dicho caso. Ambos conjuntos de i-splines se normalizaron con la norma L0 con una regularización espacial, ya que se buscan transientes que son coherentes espacialmente.

Como se está utilizando una regularización aproximada a la norma L0, resolviendo la ecuación (3.49), en donde en este caso en particular se esta pidiendo que las i-spline estén regularizadas con la norma L0, es necesario utilizar una función de reponderación la cual está incorporada en el paquete **DISSTANS** y es esta dada por la siguiente expresión (Candes et al., 2008),

$$w(m_j) = \frac{scale}{|m_j| + eps} \quad (3.56)$$

en donde *scale* es un factor de escala y *eps* es un factor de estabilidad. $w(m_j)$ es un peso que se aplica al parámetro m_j en la regularización con norma L1 de manera iterativa (Candes et al., 2008). Dado que la función de reponderación tiene dos hiperparámetros es necesario explorar diversas soluciones con diferentes conjuntos de hiperparámetros. Se escogió como conjunto de hiperparámetros favorito, el que tuviese la solución mas *sparse* posible y que su rms (*root mean square*) no fuese muy alto y al mismo tiempo no excesivamente bajo para no sobre ajustar los datos debido a que estos contienen ruido. Los valores de *scale* y *eps* utilizados fueron de 1e-3 y 1e-7 respectivamente. Con respecto al parámetro de penalización utilizado, se definió como 25 para las componentes horizontales y 20 para la componente vertical, producto a que las distintas componentes (E-O, N-S, vertical) presentan distintos niveles de ruido en los datos. En particular, la componente vertical es mucho mas ruidosa que las horizontales, y las horizontales tienden a tener niveles de ruido similares. En particular, el repesado espacial se aplicó a toda la red a excepción de tres estaciones (SOCM, YEMA e YCBA), las cuales se procesaron de manera independiente producto a que en las series de tiempo de estas estaciones se puede apreciar a simple vista la existencia de transientes lentas aisladas, es decir, una señal “anómala” que no se aprecian en estaciones vecinas y solamente en ellas de forma separada. Al momento de incorporar estas estaciones al momento de realizar el repesado espacial no era posible modelar de forma correcta la red completa y producto de esto se tomo la decisión de procesarlas de manera independiente. Estas tres estaciones se mo-

delaron considerando el mismo diccionario de funciones que para la red (según corresponda) y se utilizó una aproximación a la norma L0 pero con un repesado sobre sí mismo y no sobre estaciones vecinas. El conjunto de hiperparámetros escogidos para estaciones se definió según el mismo criterio que para la red completa, los cuales son: un parámetro de penalización de 5000 para las componentes horizontales y 1000 para la vertical, para el caso de la estación SOCM; un parámetro de penalización de 2500 para las tres componentes en el caso de la estación YEMA; y un parámetro de penalización de 100 para las tres componentes para la estación YCBA. Cabe destacar que para las tres estaciones se utilizó un *eps* de $1e-7$ y un *scale* de $1e-1$.

Capítulo 4

Señales presentes en la red de estaciones GNSS en el Norte de Chile

Como ya se mencionó anteriormente, existen distintas señales de deformación cortical que son registradas por las estaciones GNSS. Poder separar y cuantificar estas señales nos permite tener una noción de los distintos procesos que producen deformaciones corticales en una zona y sus tiempos de ocurrencia. En este capítulo, utilizando la metodología descrita anteriormente, se van adscribir y mostrar las diversas señales identificadas en las series de tiempo posicionales registradas por las estaciones GNSS indicadas en la figura 2.1.

4.1. Obtención de la escala temporal característica del desplazamiento postsísmico

Como ya se ha mencionado anteriormente, las series de tiempo posicionales de la red de GNSS en la zona de estudio han registrado distintos periodos del ciclo sísmico y algunas estaciones tienen registro de los terremotos de Tocopilla (M_w 7.7) 2007 y Pisagua (M_w 8.2) 2014. Para el caso del terremoto de Tocopilla, son pocas las estaciones que tienen registro del terremoto en sí, y de las deformaciones postsísmicas desde el día del terremoto. Debido a lo anterior, la tasa de decaimiento (τ) asociado al logaritmo que se utiliza para modelar la señal postsísmica se escogió manualmente, ya es difícil separar la señal postsísmica de la intersísmica de manera automática. Si no se cuenta con registros de al menos 2 años de datos antes del terremoto, las señales postsísmica e intersísmica tienden a ser similares al postsísmico tardío, lo que genera un *trade-off* o dependencia en la estimación de dichas señales. Para el caso del postsísmico inducido por el terremoto de Pisagua, una gran cantidad de estaciones lo registran, y cuentan con registros que abarcan muchos años antes del terremoto, por lo que se utilizó la metodología Bayesiana desarrollada en el capítulo anterior para poder definir el τ óptimo de cada estación que sea coherente con el estimado para estaciones vecinas.

Siguiendo la metodología desarrollada en este trabajo, primero se estimó diversos modelos de trayectoria para cada estación, considerando 365 valores de τ entre 1 día a 2 años. Para cada modelo se calculó el χ_{red}^2 . En primera instancia el τ óptimo se escoge como el que minimiza el χ_{red}^2 . Tomando en cuenta lo anterior, para cada estación se obtuvo los valores de τ indicados en la figura 4.1, junto a los valores del valor absoluto de la amplitud del coeficiente que pondera la señal logarítmica que modela los desplazamiento postsísmicos en cada dirección (E, N, U). A simple vista, en la figura 4.1 no se aprecia una coherencia espacial

significativa entre los valores de τ y las amplitudes postsísmicas. En principio, se debería obtener tasas de decaimiento que sean coherentes espacialmente, ya que los desplazamientos postsísmicos son el resultado de un proceso friccional en el contacto de subducción. Si bien la reología friccional en la zona puede tener una distribución espacial heterogénea, la gran distancia (> 30 km) entre el contacto sismogénico y la red de estaciones GNSS, añadido a que el “patrón de radiación” de la dislocación cuasi-estática es relativamente suave, sugiere que la tasa de decaimiento postsísmico no debería tener cambios drásticos entre estaciones GNSS cercanas.

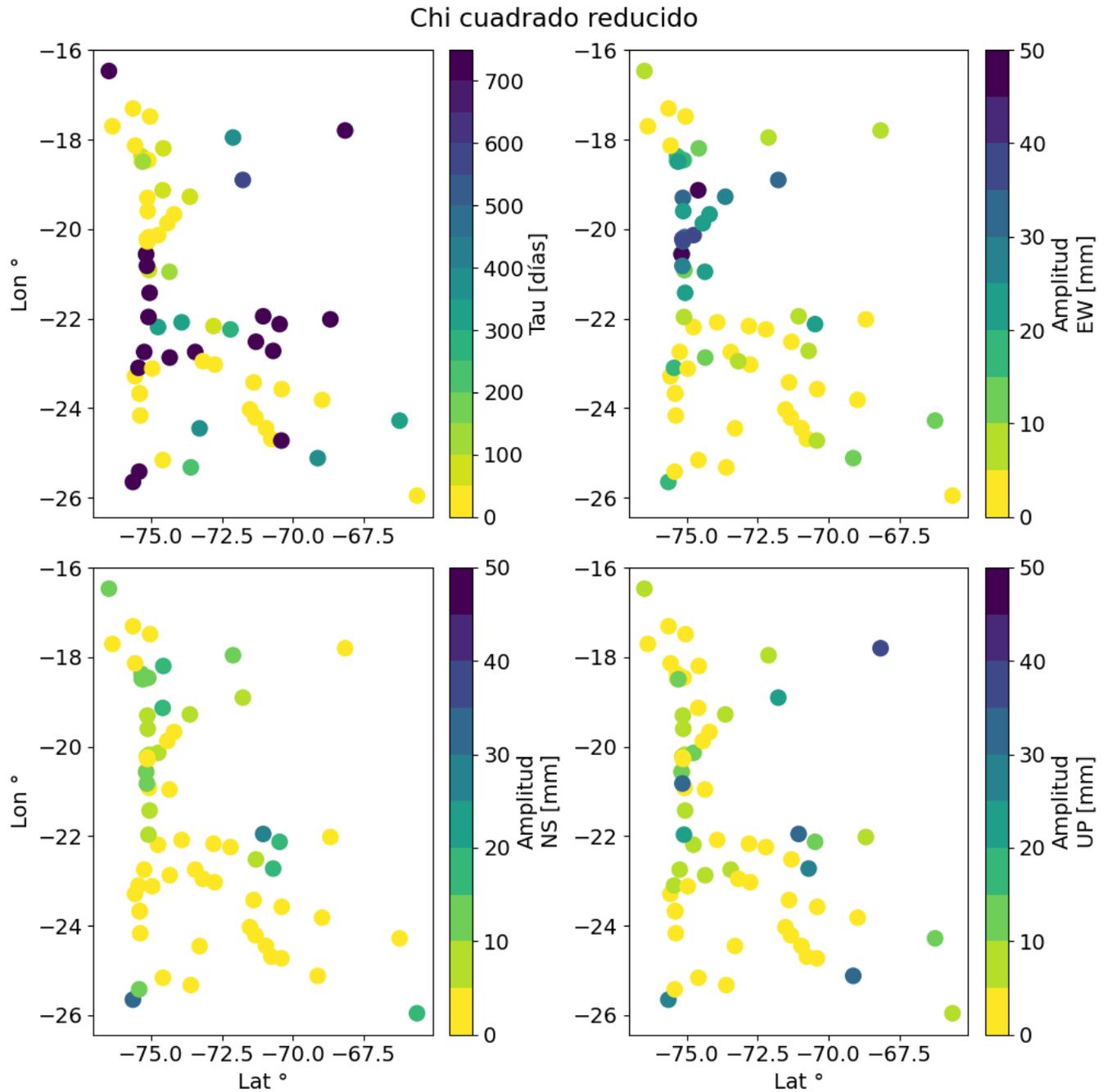


Figura 4.1: Mapa de la zona de estudio representando los valores de τ original (en días) y amplitud de la componente postsísmica en cada componente.

En la figura 4.2 se puede apreciar el grafo de conectividad a utilizar para determinar las estaciones cercanas a una estación GNSS determinada (líneas rojas). Las líneas azules representan las conexiones no utilizadas de acuerdo al procedimiento descrito en el capítulo anterior. El inserto de la figura muestra un acercamiento a un grupo de estaciones, mostrando la conectividad de la estación marcada con una estrella amarilla y sus estaciones cercanas.

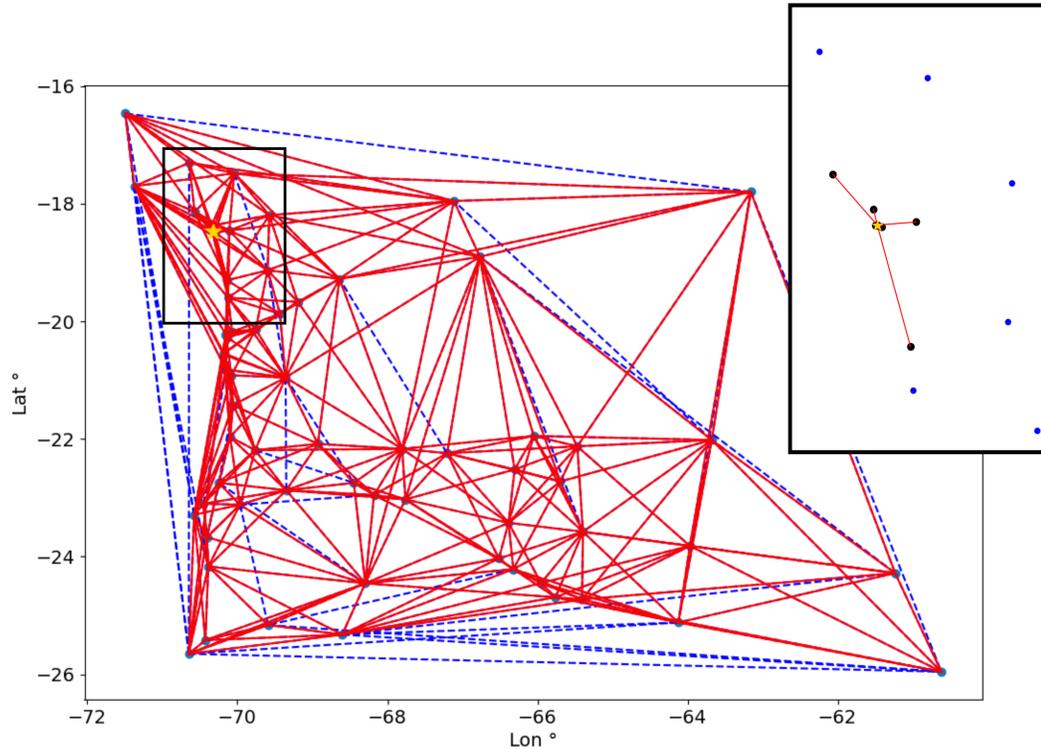


Figura 4.2: Grafo de conectividad de la red de estaciones GNSS. Se incluye un acercamiento a la conectividad de la estación que tiene una estrella amarilla (rectángulo negro)

Una vez definida la red, se estimaron las fdps de la estación y de sus vecinos, en base a la ecuación 3.53, y además la función de distribución de proposición, ecuación 3.54, considerando las fdp de la estación y de los vecinos. Usando la función de proposición, se propone un valor de τ , y se decide si se usa dicho valor de τ o el original de cada estación en base a una probabilidad de aceptación, dada por la ecuación 3.55. Un ejemplo del procedimiento anterior se ilustra en la figura 4.3 para la estación indicada con una estrella en la figura 4.2 de la red de estaciones. En el ejemplo, se observa como la forma de las fdp de cada estación determina la fdp, y por ende el τ , de la distribución de proposición. En la figura 4.4, se pueden apreciar los nuevos τ óptimos actualizados con la fdp de proposición y las amplitudes de las señales postsísmicas respectivas en cada componente. A simple vista es un poco complejo apreciar las variaciones en los valores de τ y las amplitudes respectivas, pero en las zonas cercanas al terremoto se puede apreciar un suavizamiento espacial de los valores de τ . Este resultado indica que el valor óptimo de τ es modificado por la distribución de proposición en las estaciones donde las series de tiempo postsísmicas no permite constreñir bien el valor de τ , ya sea porque la amplitud de la señal postsísmica es muy pequeña, o porque las estaciones no tienen datos completos, faltando datos en un período que se inicia el tiempo de la ocurrencia

del terremoto de Pisagua (M_w 8.3) 2014.

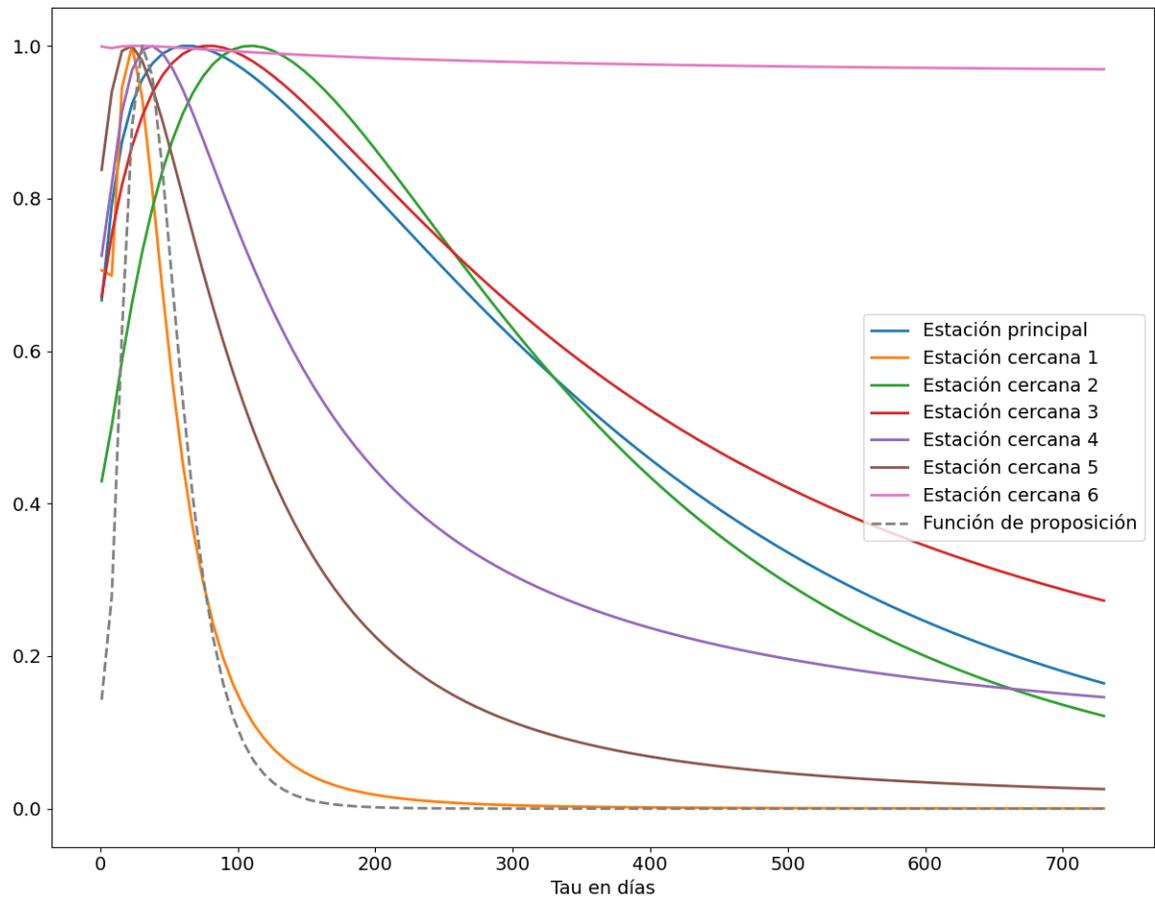


Figura 4.3: fdps de la estación principal, las estaciones vecinas y la función de proposición. Todas las fdp están normalizadas a su valor de máxima verosimilitud.

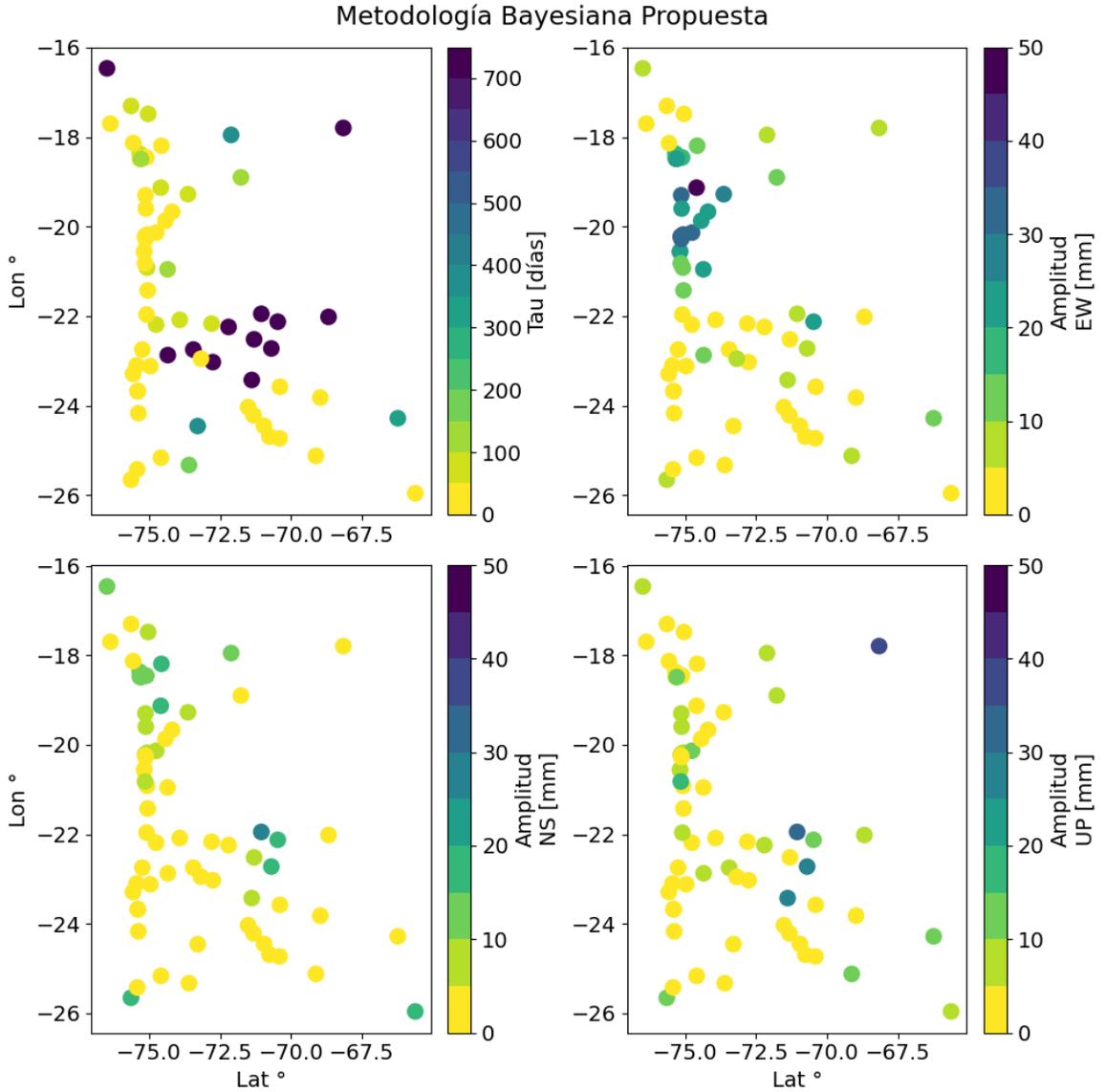


Figura 4.4: Mapa de la red de estaciones GNSS, en donde se muestra los valores de τ (días) corregido y amplitud de la componente postsísmica (mm) en cada componentes (EW, NS, UP).

4.2. Post-procesamiento: aislamiento de señales

La metodología descrita en el capítulo anterior nos permite obtener modelos de las distintas señales que podrán estar registradas en las series de tiempo GNSS. Aun así es necesario considerar que existen errores asociados a cada señal y posibles *trade-off* entre las distintas señales. Para poder visualizar de forma mas correcta las distintas señales y la posible existencia de señales mal modeladas, es necesario considerar series de tiempo asociadas a cada señal (modelo), en donde, para obtener estas basta estimar los residuales entre los datos y la predicción si se hace cero la señal de la que se busca obtener la serie, es decir:

$$\mathbf{d}^{\text{obs}} - \mathbf{G}\mathbf{m}_{i=0}^{\text{est}} = \mathbf{d}_i^{\text{res}} \quad (4.1)$$

en donde i es la señal o modelo del que se quiere generar la serie de tiempo. En la figura 4.5 se puede apreciar el caso para la estación de PTRE, en donde se puede apreciar como las series de tiempo respectivas a cada señal son coherentes con los modelos estimados para cada una de ellas. En particular se puede apreciar el caso de la señal postsísmica, en donde se aprecia como se logra ajustar el decaimiento posterior al terremoto y no existe un *trade-off* con la componente lineal, ya que esta última se encuentra bien modelada y es representativa de los datos.

Una manera cuantitativa para saber que tan bueno es el modelo de trayectorias ajustado, es calcular el RMS de la serie de tiempo residual de cada estación/componente, con el cual se tiene una medida estadística que se utiliza comúnmente para evaluar la precisión de la predicción del modelo de trayectorias en comparación con los datos originales. En la figura 4.6 se aprecia el valor del RMS para cada estación utilizada, en donde se puede observar que estos valores son en su totalidad menores a 8 mm, es decir, nuestro modelo tiene una precisión mejor que a 8 mm. El ruido observacional en las series de tiempo GNSS es del orden de 5 mm en las componentes horizontales y 10 mm en la vertical, por lo que el RMS se encuentra dentro del ruido de los datos.

Es necesario destacar que si bien el RMS es una medida para evaluar la precisión del ajuste, esta medida es una representación del ajuste promedio de toda la serie de tiempo. Luego, no es un buen indicador para evaluar si el modelo utilizado está sobreajustando los datos, ya que al ser un indicador global se podría sobreajustar parte de los datos y subajustar otra porción. Luego, es altamente recomendable revisar el ajuste de los modelos de forma manual para asegurar una buena calidad del ajuste a los datos a lo largo de todas las series de tiempo.

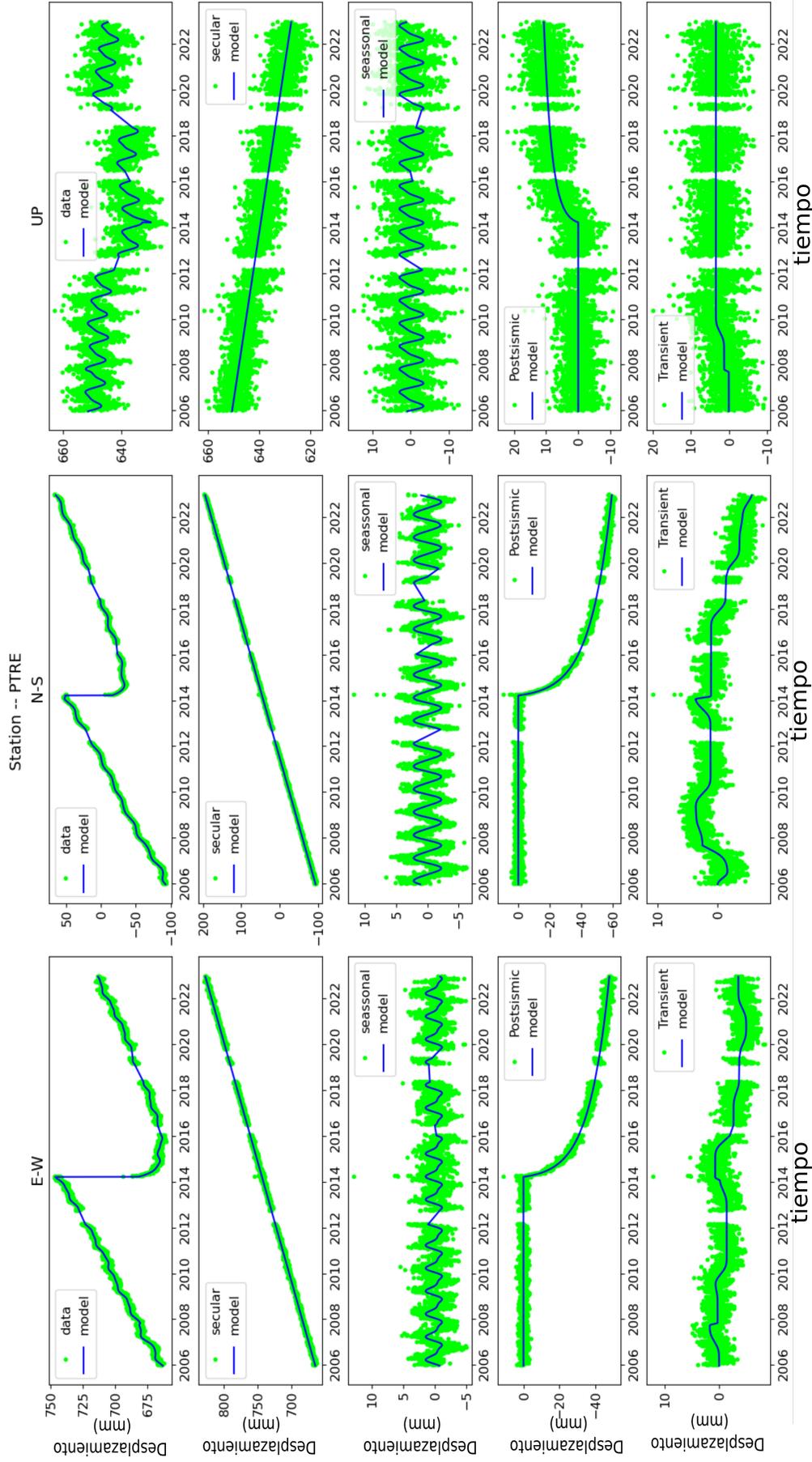


Figura 4.5: Series de tiempo y modelos obtenidos en la estación PTRE. La columna de la izquierda corresponde a la componente EW, la de al medio NS y la de la derecha hacia abajo, las que toman valores positivos cuando el movimiento es hacia el Este, Norte y hacia arriba, respectivamente. De arriba hacia abajo, en los paneles de la primera fila se muestran los datos y los modelos predichos, en la segunda fila la serie de tiempo asociada a la señal secular con su respectivo modelo, en los paneles de la tercera fila, la serie de tiempo de la componente estacional y la estacional modulada, con su modelo respectivo, en la cuarta fila las series de tiempo postsísmica con sus modelos respectivos y en la última fila de paneles las series de tiempo asociados a los transientes y sus modelos respectivos.

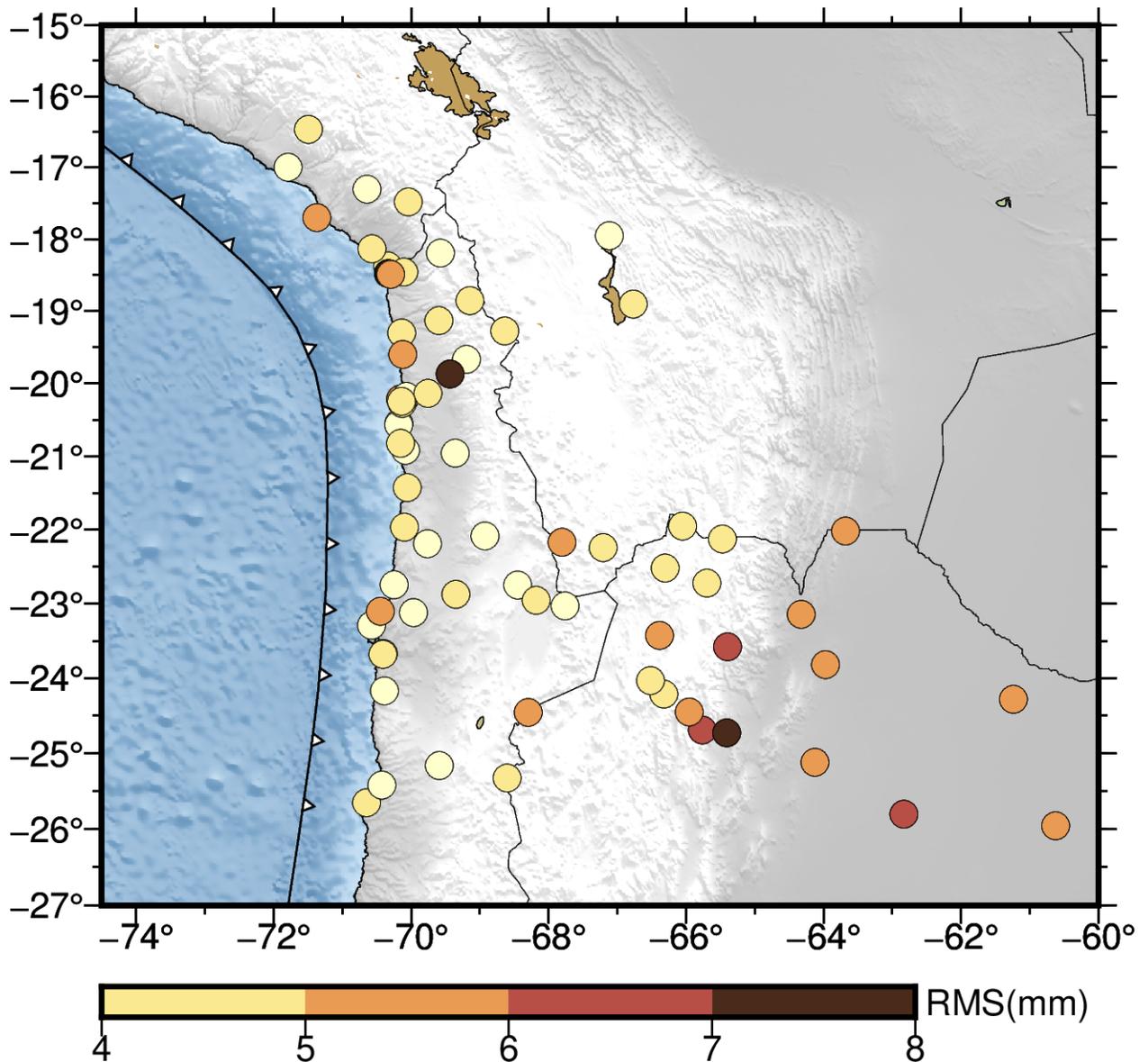


Figura 4.6: Mapa del norte de Chile con las medidas de RMS de la serie tiempo residual graficada en círculos para cada estación, entre la predicción del modelo de trayectorias ajustado y los datos GNSS.

4.3. Post-procesamiento: descomposición de señales

Las series de tiempo posicionales de datos GNSS contienen diversas señales y algunas de estas están asociadas a distintas etapas del ciclo sísmico. A continuación, se presentan las señales identificadas y separadas en sus respectivas etapas del ciclo sísmico y además otras señales que producen deformaciones corticales, que pueden estar asociados a otros tipos de forzamiento de la corteza terrestre.

4.3.1. Señal secular

Como se ha mencionado anteriormente, la señal secular se asocia con el periodo inter-sísmico del ciclo sísmico y se puede apreciar típicamente como una tendencia lineal (cuya velocidad “secular” es constante) a lo largo de las series de tiempo de los datos GNSS. Para el caso de este trabajo se tomó en cuenta todo el dominio temporal de los datos para estimar las velocidades seculares. Las velocidades seculares se obtienen en el mismo sistema de referencia de los datos GNSS (ITRF-2014 (Altamimi et al., 2017)). Para obtener las velocidades con respecto a un punto estable de la placa Sudamericana, a las velocidades se les removió el efecto del movimiento de cuerpo rígido de la placa Sudamericana. Para ello, a las velocidades en el sistema ITRF2014 se le resta la predicción del polo de Euler de 21.44°S , 125.18°W , $0.12^{\circ}/\text{Myr}$ (Moreno et al., 2011) que describe el movimiento de cuerpo rígido de la placa sudamericana. Las velocidades resultantes se pueden apreciar en la Figura 4.7, en donde la gran mayoría indica un movimiento en una dirección similar a la de la convergencia de placas, siendo de mayor magnitud las estaciones que se encuentran más cercanas a la costa y van decayendo a medida que nos alejamos de esta. En tanto a la componente vertical (indicado con círculos con colores), la mayoría de las estaciones cercanas a la costa presentan un alzamiento, el cual va decayendo en magnitud a medida que nos alejamos de esta.

Los patrones observados en las velocidades horizontales y verticales son esperados en el margen de una zona de subducción. Si las placas tectónicas están trabadas existe una acumulación de energía elástica de deformación, lo que se expresa en la superficie de la placa cabalgante como movimientos horizontales a una velocidad constante en el tiempo para cada estación y cuya dirección es similar a la de la convergencia entre placas. En tanto a la componente vertical, producto del ángulo de manteo y de la fricción que existe en el contacto de subducción, la placa cabalgante presenta una subsidencia en la zona más cercana a la fosa, para luego presentar un alzamiento el cual se va atenuando a mayores distancias de la fosa. Dicho comportamiento se puede apreciar en las velocidades verticales de las estaciones GNSS en el antearco (ver Figura 4.7). Cabe destacar que sólo algunas estaciones presentan subsidencia. Dichas estaciones están ubicadas en la línea de costa, notoriamente más cercanas a la fosa que las estaciones costeras que presentan alzamiento, capturando el cruce por cero de las velocidades verticales, y sugiriendo que dicho cruce por cero podría estar cerca de la línea de costa en general. Cabe destacar que en la zona de estudio existe una gran cantidad de volcanes (Figura 2.1), por lo que las estaciones más cercanas a éstos pueden estar influenciadas por deformaciones causadas por procesos locales de origen volcánico.

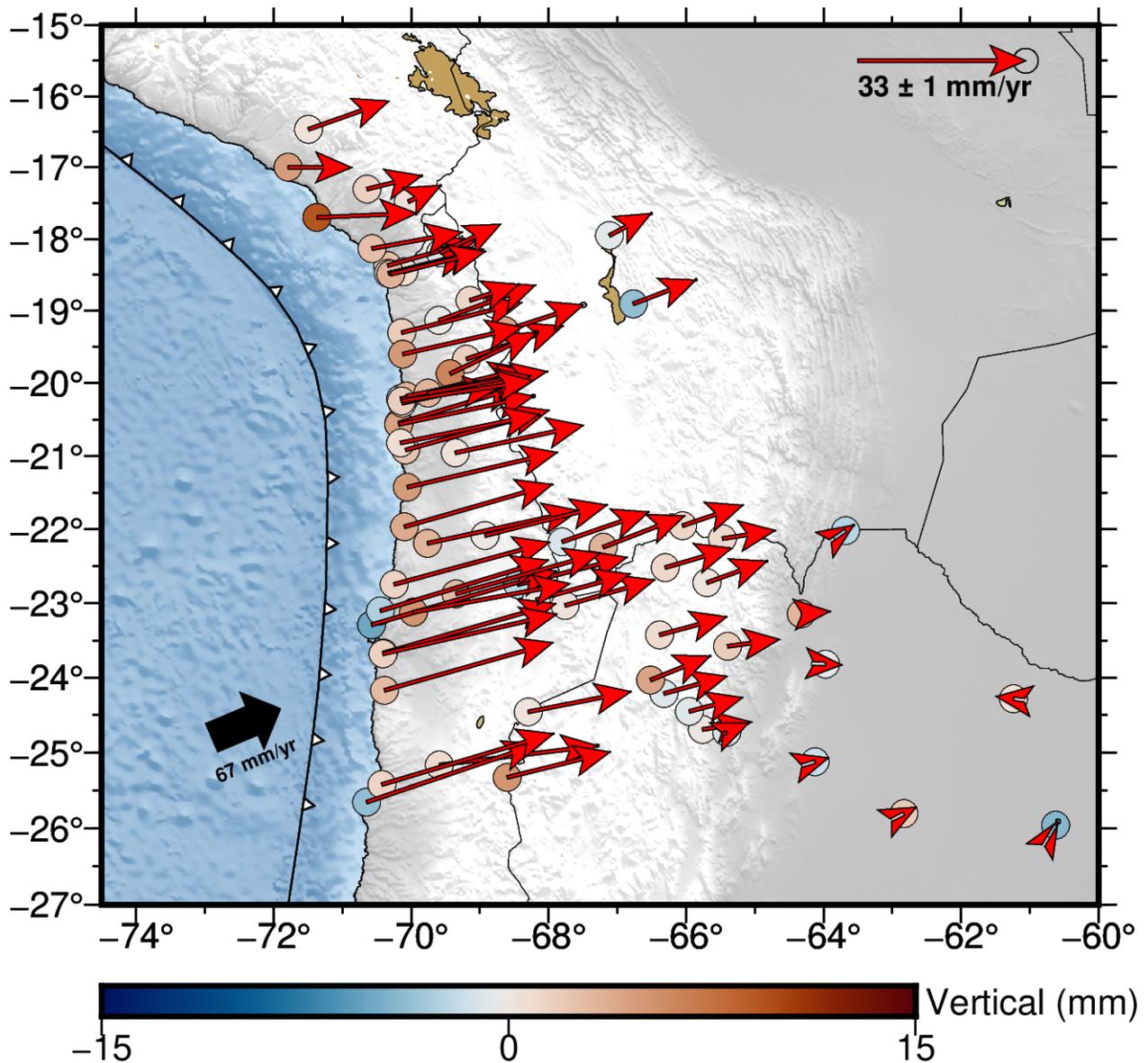


Figura 4.7: Mapa indicando las velocidades seculares con respecto a SOAM de las estaciones GNSS. Las flechas indican la componente horizontal y el color del círculo el movimiento vertical.

4.3.2. Señal cosísmica

Durante el período intersísmico se acumulan esfuerzos en la interfaz entre las placas debido a la fricción entre estas. Cuando se supera un esfuerzo de corte crítico en el contacto de subducción, se produce un deslizamiento en un periodo de algunos segundos a minutos, que corresponde a la ruptura de un terremoto. En las series de tiempo GNSS a tasa de muestreo diarias, un terremoto se aprecia como un salto abrupto o discontinuidad, y usualmente se modela a través de una función escalón o Heaviside. En el periodo de tiempo que se analiza en este estudio ocurren dos terremotos de magnitud lo suficientemente grande como para ser registrados en la red GNSS, los terremotos de Tocopilla (M_w 7.7) 2007 y Pisagua (M_w 8.2) 2014. Sin embargo, no todas las estaciones registraron ambos terremotos, debido a que no estaban en operación o se encuentran muy lejos del evento, a distancias donde los despla-

mientos generados por el terremoto tienen una razón señal/ruido muy baja.

Para el terremoto de Tocopilla, los desplazamientos producidos en las estaciones GNSS se pueden apreciar en la figura 4.8. Los desplazamientos horizontales van en dirección hacia la fosa y van disminuyendo en magnitud a medida que nos alejamos de la costa. Los desplazamientos verticales en la zona más costera presentan un alzamiento y posteriormente una subsidencia. Estos desplazamientos son coherentes para lo que uno esperaría en el caso de un terremoto interplaca de subducción en el margen chileno. En particular, el cruce por cero del campo de desplazamientos verticales, sugiere que el límite más profundo de la ruptura del terremoto de Tocopilla se ubica costa adentro.

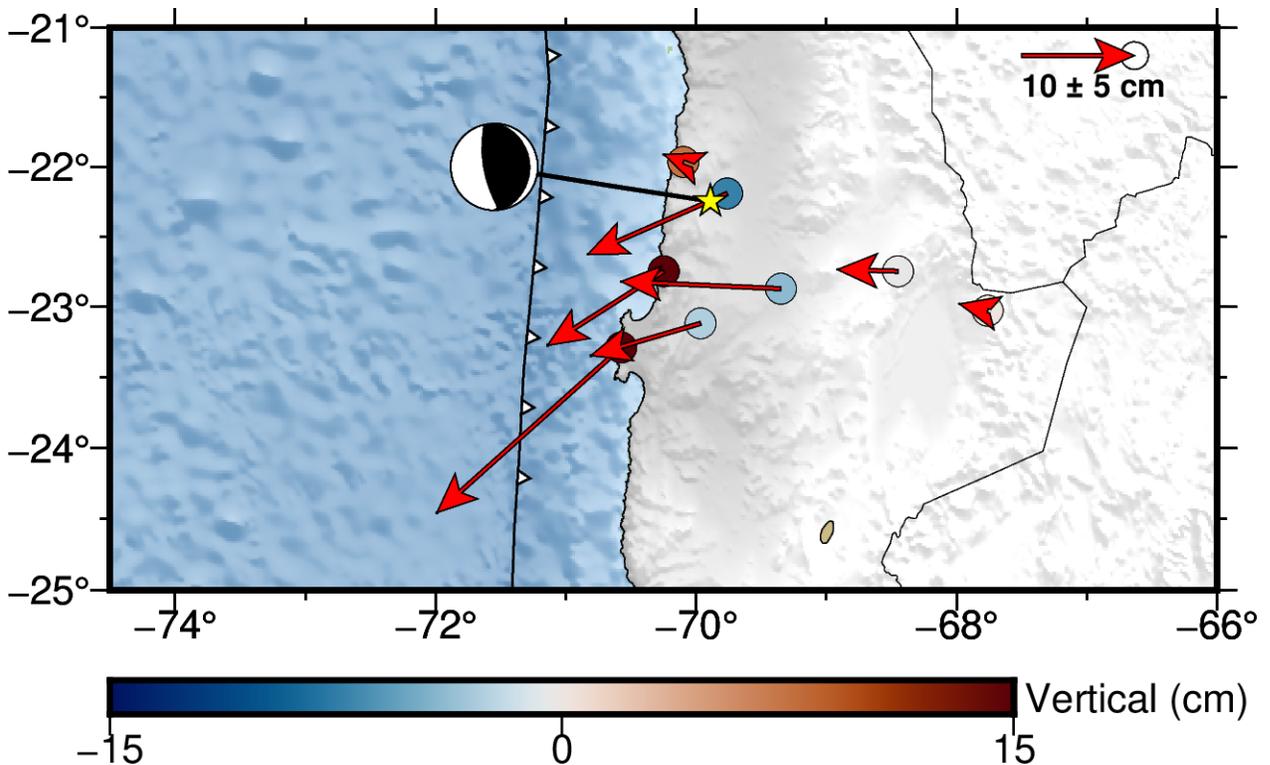


Figura 4.8: Mapa de los desplazamientos cosísmicos inducidos por el terremoto de Tocopilla 2007. Con vectores se aprecian los desplazamientos horizontales y con círculos con colores los desplazamientos verticales.

Para el caso del terremoto de Pisagua del 1 de Abril del 2014, los desplazamientos producto del terremoto se pueden ver en la figura 4.9. Los desplazamientos producidos por el terremoto de Pisagua son notoriamente mayores al caso al terremoto de Tocopilla, debido mayormente a la diferencia de magnitud entre ambos terremotos. Al igual que para el terremoto de Tocopilla, los desplazamientos horizontales son mayores en la zona costera y van en dirección hacia la fosa, mientras que los desplazamientos verticales en este caso mayormente muestran una subsidencia, lo que es consistente con la ocurrencia costa-afuera del terremoto. Es importante señalar que se están utilizando soluciones diarias, por lo que es sumamente complejo separar los efectos del evento principal de los de la réplica M_w 7.7 ocurrida el 3 de Abril del 2014. Dado lo anterior, los desplazamientos mostrando en la figura 4.9 también consideran los desplazamiento de la réplica.

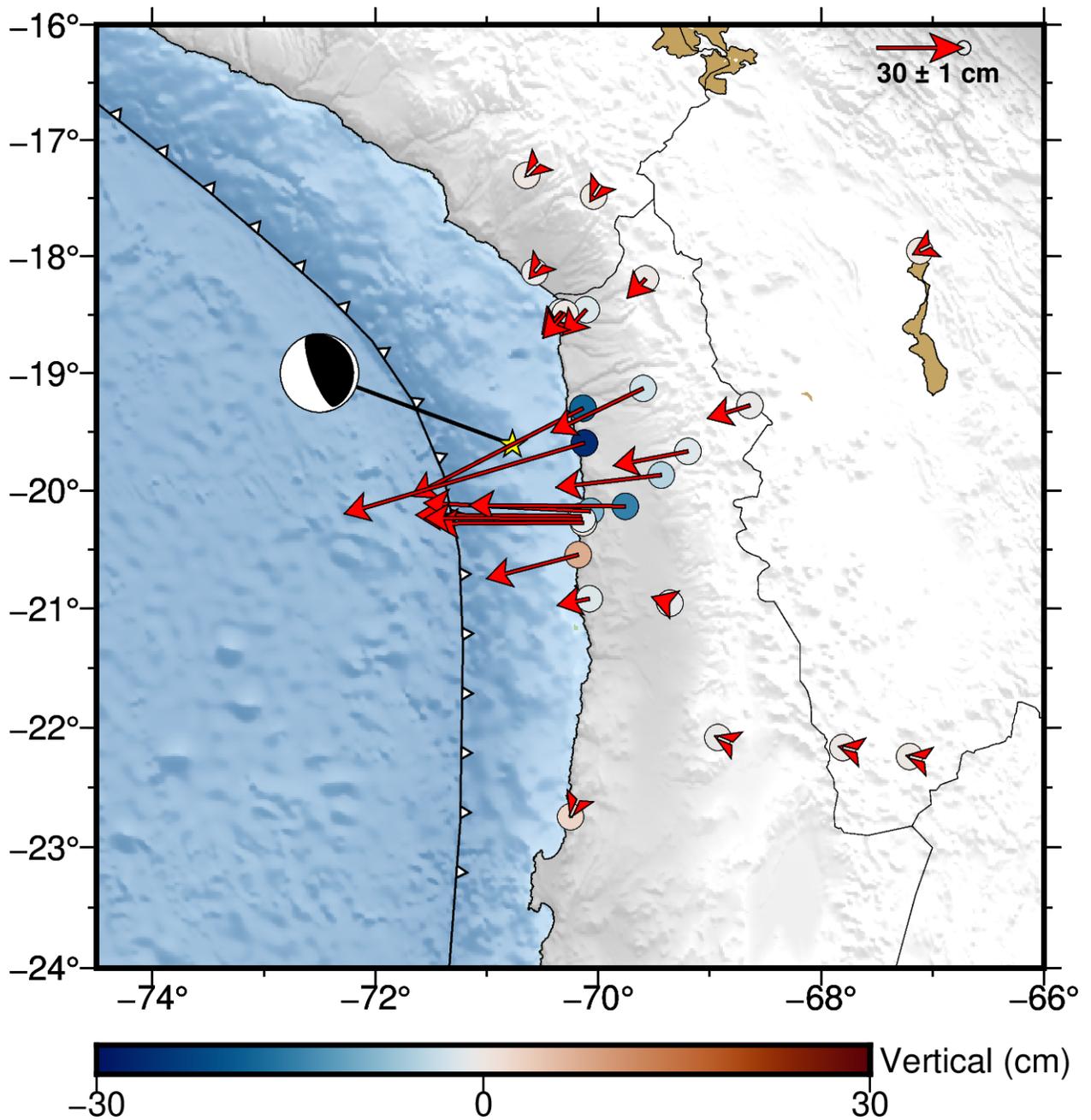


Figura 4.9: Mapa de desplazamientos producidos por el terremoto de Pisagua 2014 M_w 8.2. Con vectores se aprecian los desplazamientos horizontales y con círculos con colores los desplazamientos verticales.

4.3.3. Señal postsísmica

La señal postsísmica se puede apreciar posterior a grandes terremotos y se observa en los datos GNSS como una evolución temporal con forma similar a la función “logaritmo”, en donde la tasa de variación de la posición decae con el tiempo. La amplitud de los desplazamientos postsísmicos tienen una fuerte dependencia con la magnitud del terremoto y la cercanía de la ruptura del terremoto a las estaciones GNSS. La señal postsísmica muchas veces es bastante compleja de modelar, siendo a veces necesario utilizar más de una función

logarítmica o exponencial para ajustarlos correctamente (ver ecuaciones 3.17, 3.19). En el caso de la metodología implementada, se utilizó una función logarítmica y además la parte positiva de las i-splines cúbicas cortadas a la mitad (ecuación 3.27). El rol de las i-splines es principalmente modelar el postsísmico muy temprano, es decir, los primeros 15 días, por lo que los desplazamientos postsísmicos que se mencionará en lo siguiente considerarán la contribución de la función logarítmica y de las funciones i-splines cortadas a la mitad.

En la figura 4.10 se pueden apreciar tanto los desplazamientos horizontales (vectores) como verticales (círculos de colores) ocurridos durante 1 año posterior al terremoto de Tocopilla. Se observa que estos desplazamientos van en dirección hacia la fosa, siguiendo un patrón mas o menos similar que los desplazamientos cosísmicos de este terremoto. Sin embargo, las magnitudes de los desplazamientos son bastante menores a las producidas por el terremoto (del orden de 30 %).

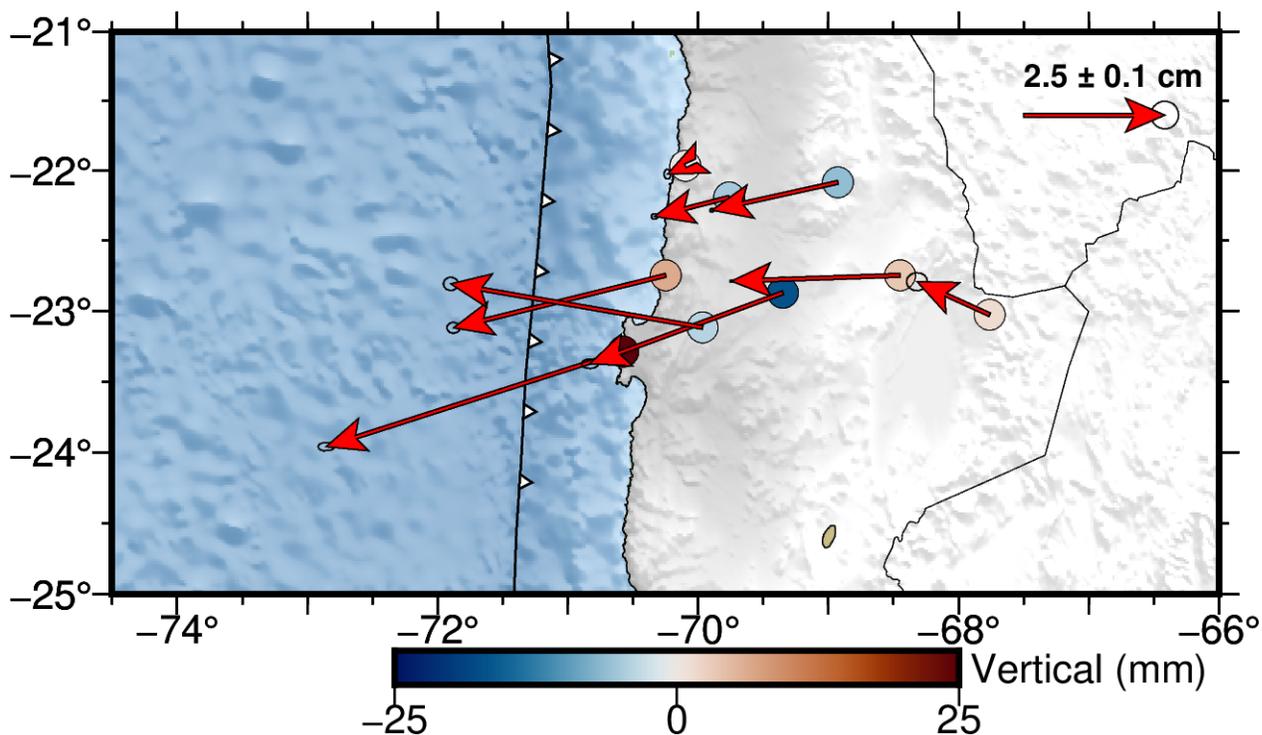


Figura 4.10: Desplazamientos postsísmicos producto del terremoto de Tocopilla 2007. Estos desplazamientos abarcan un periodo de 1 año después del terremoto. Los vectores indican desplazamientos horizontales y los círculos con colores los desplazamientos verticales.

En la figura 4.11 se ilustra la evolución espacio-temporal de los desplazamientos postsísmicos gatillados por el terremoto de Tocopilla 2007. En la figura, la evolución espacio-temporal de los desplazamientos postsísmicos se indica con el mapa de colores, donde cada color representa el tiempo asociado a cada desplazamiento. Se observa que la mayor cantidad de desplazamiento acumulado (largo de la línea para un intervalo de tiempo) ocurre durante los primeros meses posterior al terremoto, y posteriormente van decayendo considerablemente hasta prácticamente no haber un desplazamiento significativo en dirección hacia la fosa. Esta variación temporal de la magnitud del desplazamiento es acorde al decaimiento logarítmico que se utiliza para modelar esta señal.

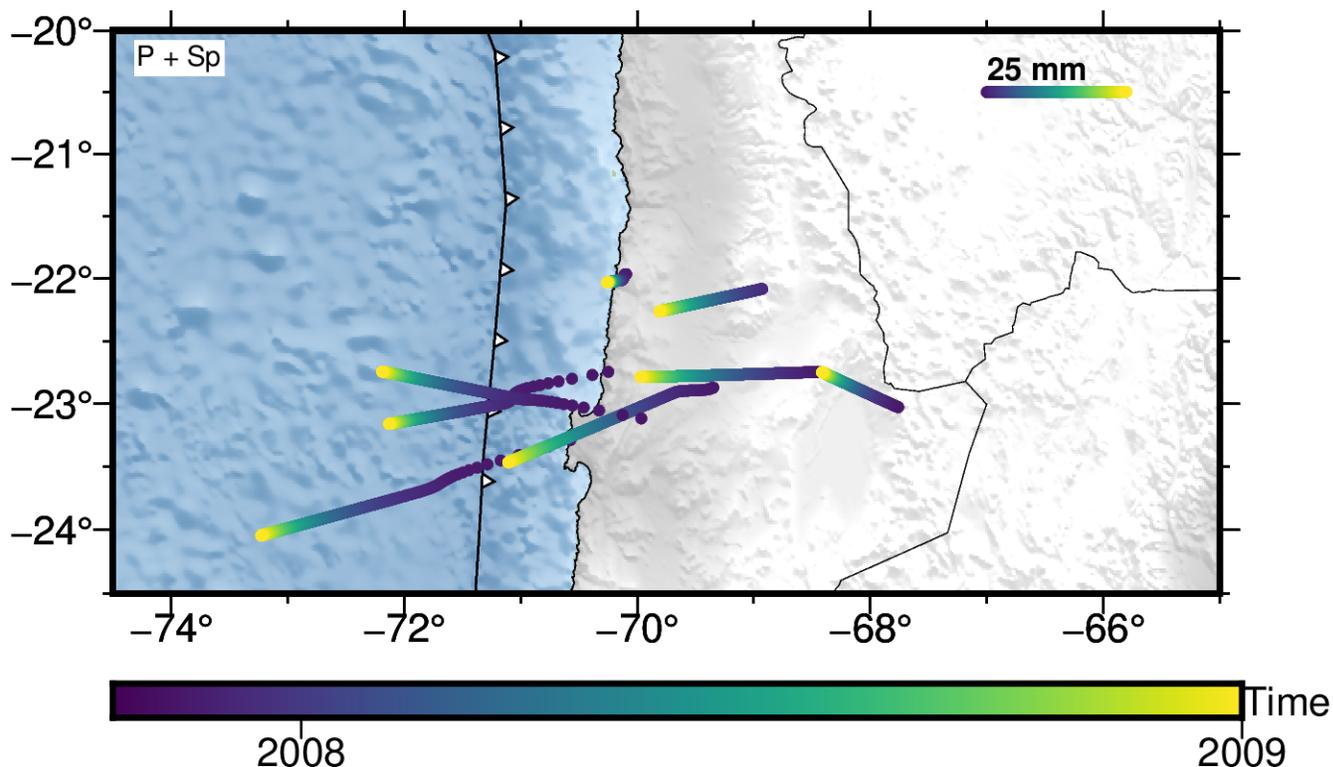


Figura 4.11: Evolución espacio-temporal de las componentes horizontales del postsísmico del terremoto de Tocopilla 2007.

El caso de los desplazamientos postsísmicos, acumulados 1 año, inducidos por el terremoto de Pisagua 2014 se pueden apreciar en la figura 4.12, en donde los vectores indican los desplazamientos horizontales y los círculos de colores los desplazamientos verticales. De la figura se puede apreciar que los desplazamientos horizontales van en dirección hacia la fosa, de forma similar que en el caso del cosísmico de este terremoto, pero en menor magnitud. En el caso de los desplazamientos verticales, en la zona costera presentan mayormente una subsidencia al igual que en el caso del terremoto, y a medida que nos alejamos de la costa empiezan a disminuir en magnitud llegando a zonas que presentan ligeramente un alzamiento. Cabe destacar que las estaciones que se encuentran lejos del epicentro tienen un desplazamiento casi nulo, lo cual es esperado tomando en cuenta la distancia ruptura-estación. La evolución espacio-temporal de la señal postsísmica del terremoto de Pisagua se puede apreciar en la figura 4.13, en donde se aprecia que la mayor acumulación de desplazamiento ocurre en los primeros meses posteriores al terremoto y luego la tasa de desplazamientos va decayendo drásticamente hasta ser despreciable hacia fines del año 2016.

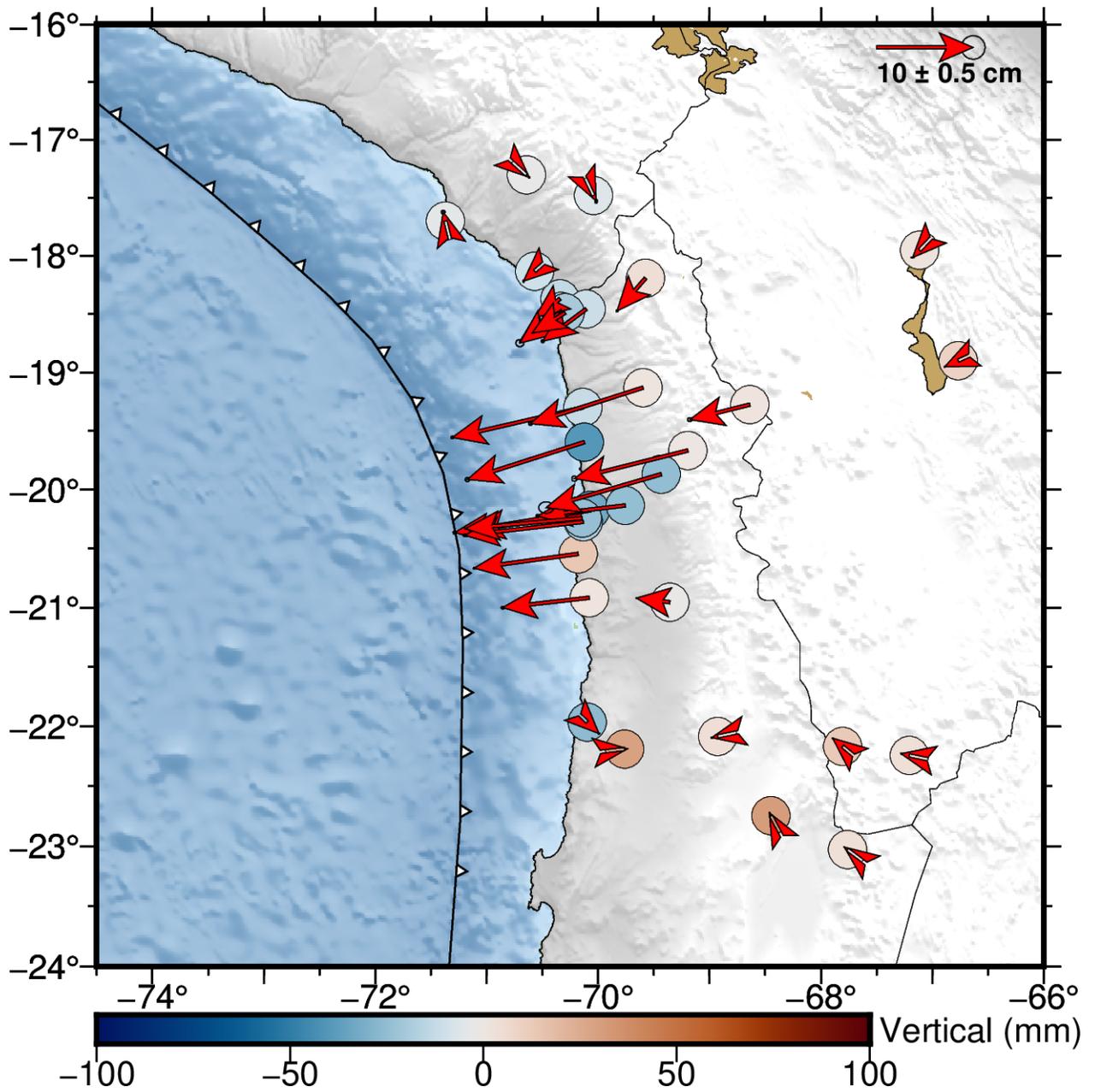


Figura 4.12: Desplazamientos postsísmicos producto del terremoto de Pisagua 2014. Estos desplazamientos abarcan un periodo de 1 año. Con vectores se pueden apreciar los desplazamientos horizontales y con círculos con colores los desplazamientos verticales.

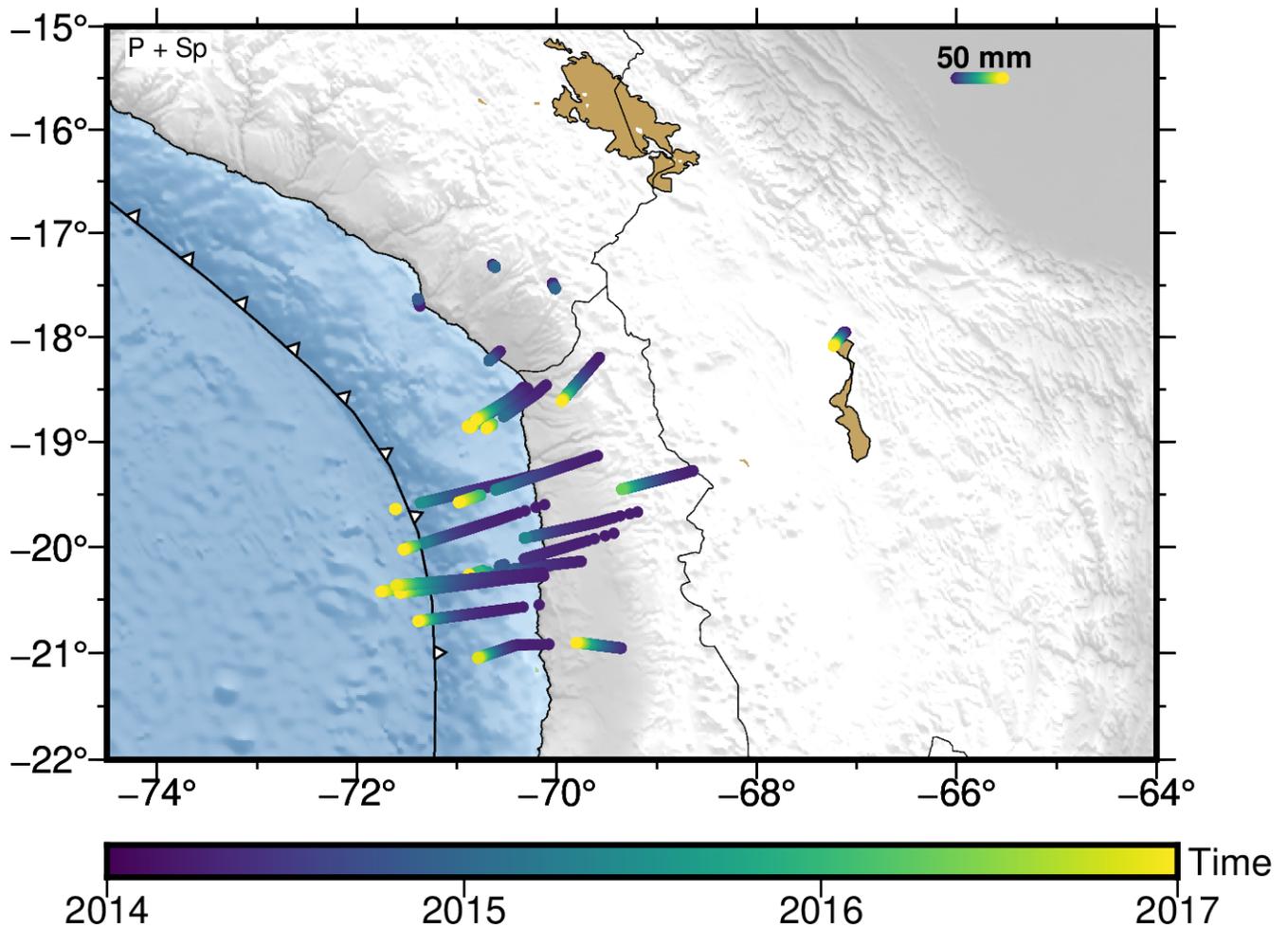


Figura 4.13: Evolución espacio-temporal de las componentes horizontales del postsísmico del terremoto de Pisagua 2014

Si bien los desplazamientos postsísmicos nos indican que siguen existiendo desplazamientos corticales en dirección a la fosa, es importante mencionar que estos desplazamientos decaen con el tiempo, hasta que en un cierto punto ocurre un cambio de dirección en los desplazamientos hacia el este. Lo anterior ocurre principalmente porque la placa oceánica sigue subduciendo todo el periodo de tiempo en el cual ocurre el proceso de deformación postsísmica que libera los esfuerzos inducidos en el medio por la ocurrencia del terremoto. A lo largo de este proceso las velocidades seculares siempre estuvieron presentes, pero en el periodo más temprano la componente postsísmica predomina, hasta que la tasa de los desplazamientos postsísmicos son menores a las velocidades seculares, generando así desplazamientos nuevamente en dirección opuesta a la fosa (hacia el este). El momento en que ocurre este cambio de dirección se conoce como "*relocking*" (reacoplamiento) (e.g., Bedford et al., 2016). Para el terremoto de Tocopilla 2007, en la figura 4.14 se ilustra la evolución espacio-temporal de la suma de los desplazamientos postsísmicos y los desplazamientos producto de las velocidades seculares (intersísmicos). Aquí, se puede apreciar que el reacoplamiento, ocurre solo unas semanas posterior al terremoto en las estaciones más alejadas de la costa. Para las estaciones costeras el reacoplamiento ocurre aproximadamente 3-4 meses posterior al terremoto.

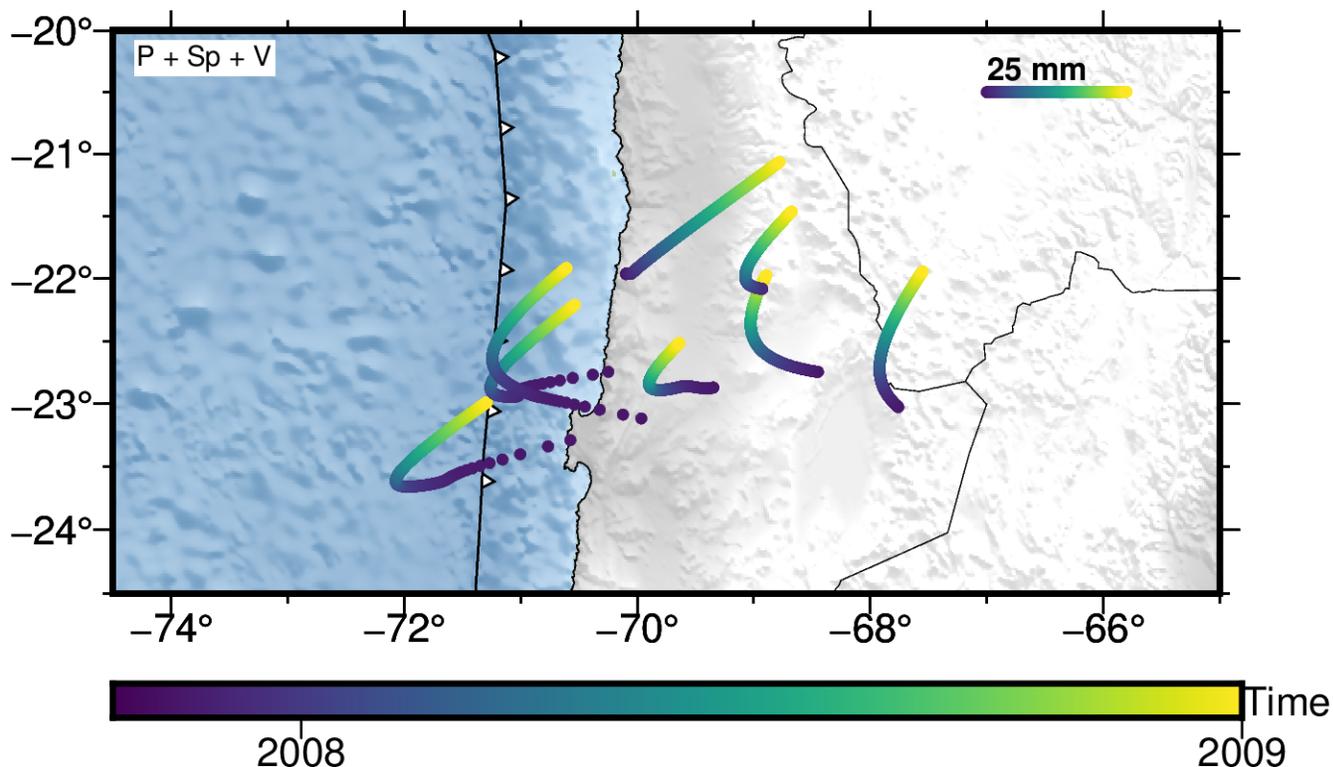


Figura 4.14: Evolución espacio-temporal del postsísmico del terremoto de Tocopilla 2007 y las velocidades seculares en SOAM.

Ahora, considerando tanto los desplazamientos postsísmicos, como las velocidades seculares para el caso del terremoto de Pisagua 2014, (Figura 4.15), se puede apreciar que los desplazamientos postsísmicos predominan una mayor cantidad de tiempo en comparación al terremoto de Tocopilla, en donde se aprecia que, hasta aproximadamente a fines del 2016, los desplazamientos tienden a ser en dirección hacia la fosa. Luego, sigue existiendo una tasa de desplazamiento postsísmico predominante en la zona comparado con las velocidades seculares. Aproximadamente a fines del 2016, en la mayoría de las estaciones ya existe un comportamiento en dirección hacia el Este (hacia el tras arco), sugiriendo que esta zona se está reacoplando, comenzando la corteza de la placa Sudamericana a acumular energía elástica de deformación nuevamente, es decir, el régimen extensional del postsísmico deja de ser dominante y empieza a regir nuevamente un régimen compresivo de deformación asociado al intersísmico. Dado lo anterior, en este trabajo se propone denominar como *elastic reloading* a esta etapa de los desplazamientos postsísmicos, concepto que se acuñó en mi publicación Hormazábal et al. (2023). Se prefiere *elastic reloading* por sobre *relocking* ya que en esta etapa se produce la transición de una extensión cortical dominada por la relajación postsísmica, a la acumulación de energía elástica de deformación en la corteza de la placa cabalgante caracterizada por un campo de deformación compresivo típico del periodo intersísmico.

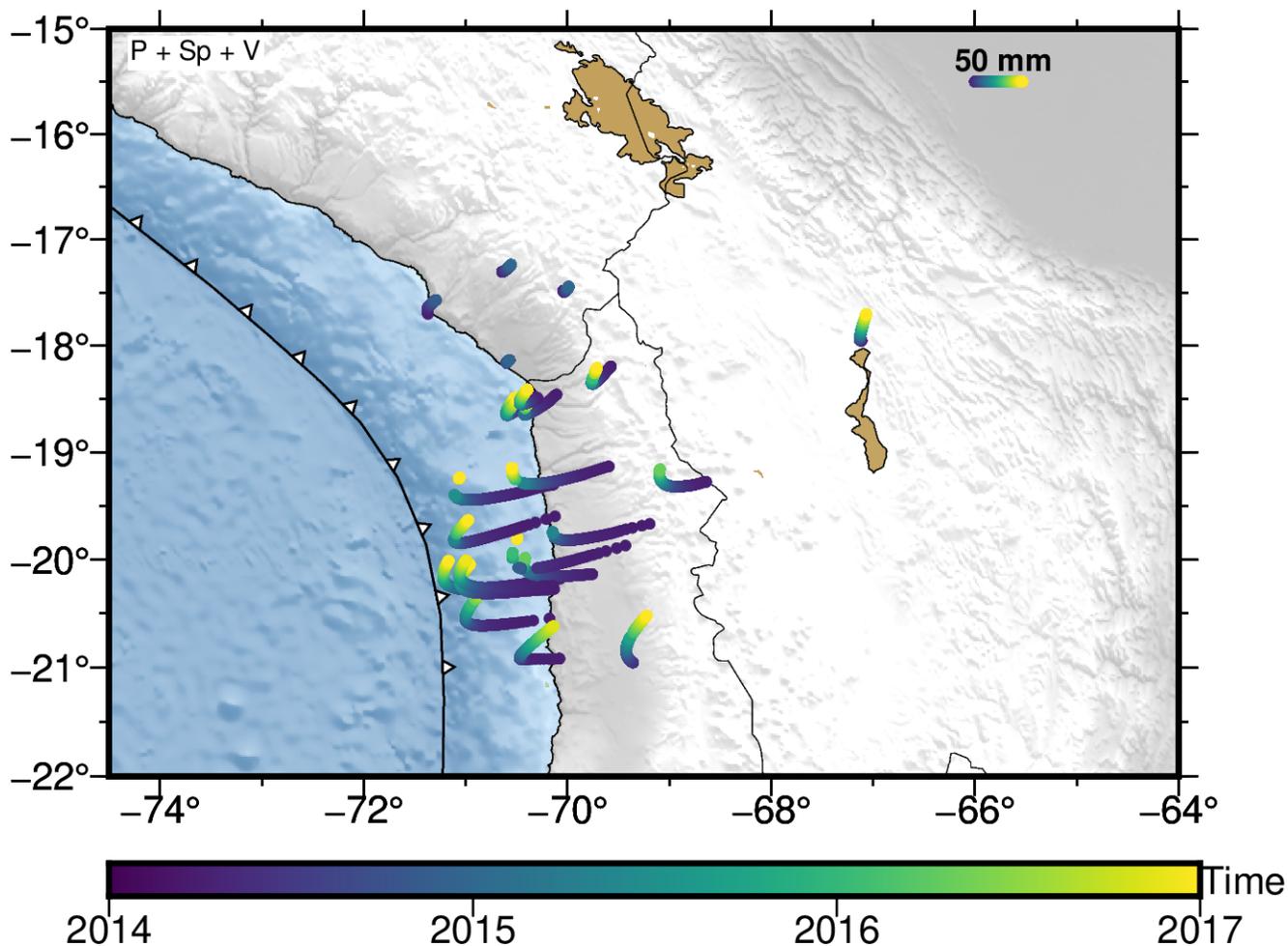


Figura 4.15: Mapa que muestra la evolución espacio-temporal de los desplazamientos horizontales del postsísmico del terremoto de Pisagua 2014 y las velocidades seculares en con respecto a SOAM.

4.3.4. Señal estacional

Existen deformaciones corticales producidas principalmente por la respuesta elástica de la Tierra debido a las cargas impuestas en la litosfera a causa de la evolución de la hidrosfera terrestre en el tiempo (Heki, 2001). Estas deformaciones usualmente se expresan como desplazamientos oscilatorios con una amplitud de oscilación relativamente constante en el tiempo. Algunos procesos que influyen en esta señal son las cargas asociadas al agua superficial, la nieve y el hielo (e.g., Mangiarotti et al., 2001; Van Dam et al., 2001; Blewitt et al., 2001; Dong et al., 2002). Cabe destacar que, como se mencionó en la metodología, para poder modelar correctamente la señal estacional, se utilizó también un modelo que permite capturar variaciones en la amplitud máxima de las oscilaciones, permitiendo que estas varíen lentamente a lo largo del tiempo.

La señal estacional se observa con mayor amplitud en la componente vertical, y en particular en las oscilaciones anuales. En la figura 4.16 se puede apreciar la amplitud y fase de las oscilaciones anuales en la componente vertical, en donde el tamaño de los círculos representan las amplitudes máximas y el color de estos indica el mes del año correspondiente

a este máximo. Se puede apreciar que dichas fases ocurren mayormente entre los meses de septiembre a noviembre y las amplitudes son mayores en Bolivia y Argentina. En las zonas costeras de Chile las amplitudes son bastante pequeñas. La amplitud mostrada en esta figura corresponde a la máxima subsidencia de la señal estacional vertical.

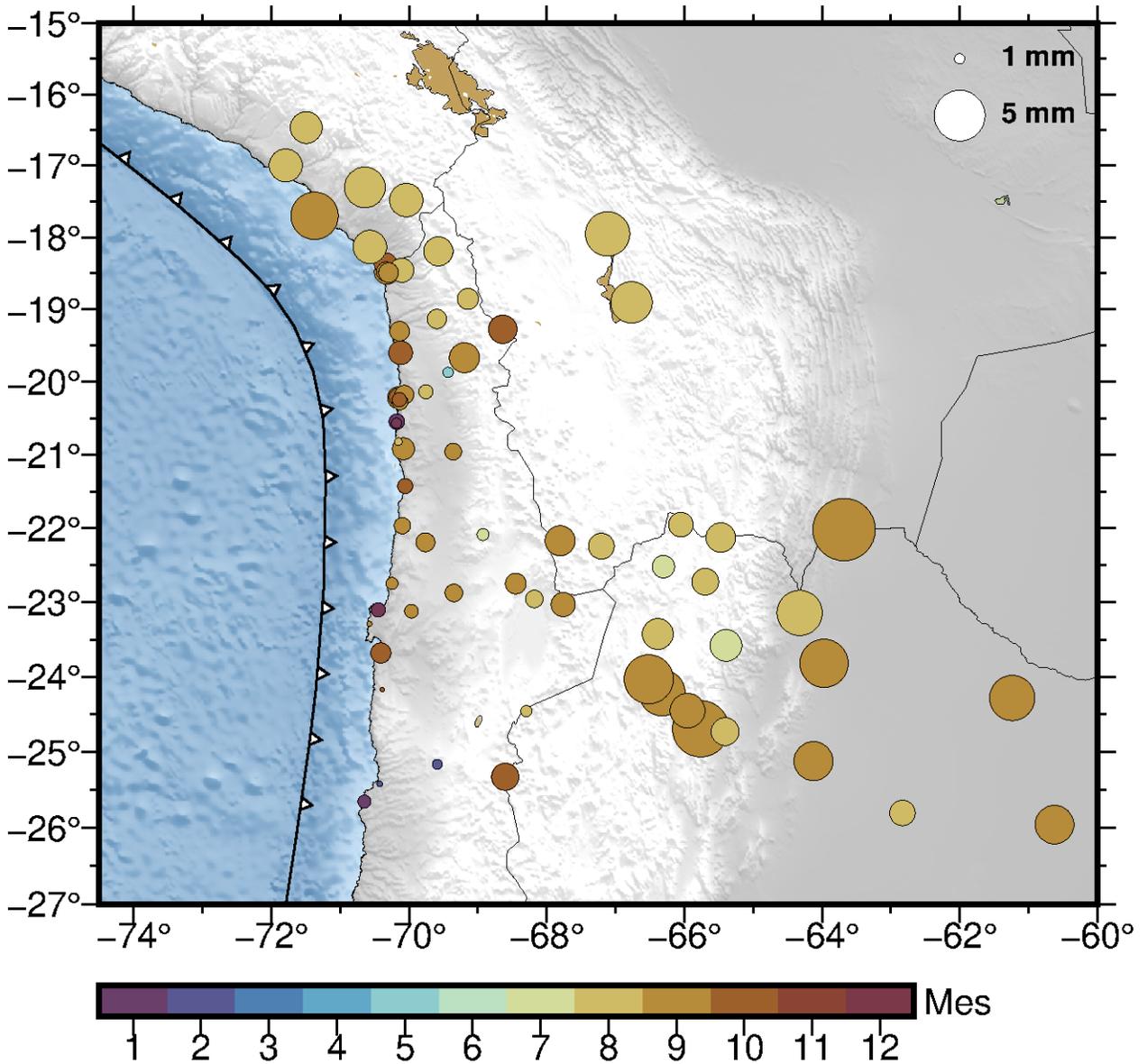


Figura 4.16: Fase y amplitud de la componente vertical de la señal estacional anual. El tamaño de los círculos representan la amplitud y el color la fase expresada como el mes del año en que se produce la máxima amplitud de la señal estacional.

4.3.5. Posibles señales transientes lentas

En esta sección se presentan estimaciones de señales transientes lentas que no corresponden a variaciones estacionales de la posición ni asociables a procesos de deformación postsísmica. En el caso de este estudio, se utilizó funciones bases con forma de i-spline cubicas para representar posibles transientes a lo largo de la serie de tiempo. En la figura 4.17 se pueden apreciar

la evolución espacio temporal de los distintos transientes encontrados en las series de tiempo registrados por la red de estaciones utilizada, tanto las cortas (entre 6 a 24 días) como las largas (entre 96 a 192 días) mencionadas en la metodología. De la figura se puede desprender que principalmente existen pequeños desplazamientos asociados al periodo de tiempo entre el 2007 y 2008, los cuales se asocian principalmente a una actividad previa al terremoto de Tocopilla 2007 que no ha sido previamente documentada. Estos desplazamientos alcanzan valores del orden de 10 mm. La evolución espacio-temporal de estos desplazamientos previos al terremoto se puede apreciar con mayor detalle en la figura 4.18. En la figura se aprecia que efectivamente existen desplazamientos coherentes en las cercanías del terremoto de Tocopilla. Al norte de la zona de ruptura del terremoto también existen estos desplazamientos.

Además de la señal transiente previa al terremoto de Tocopilla, sólo se identifican transientes lentos en tres estaciones, con fecha de inicio posterior al año 2017 y a la ocurrencia del terremoto de Tocopilla. Como se ha mencionado anteriormente, se ubica una gran cantidad de volcanes en la zona de estudio (Figura 2.1). En la estación ubicada cerca del volcán Socompa (SOCM), se identifica una señal transiente, que es clara al realizar una inspección visual de la serie de tiempo de posiciones. Esta señal indica una aceleración del movimiento que comienza el año 2019.

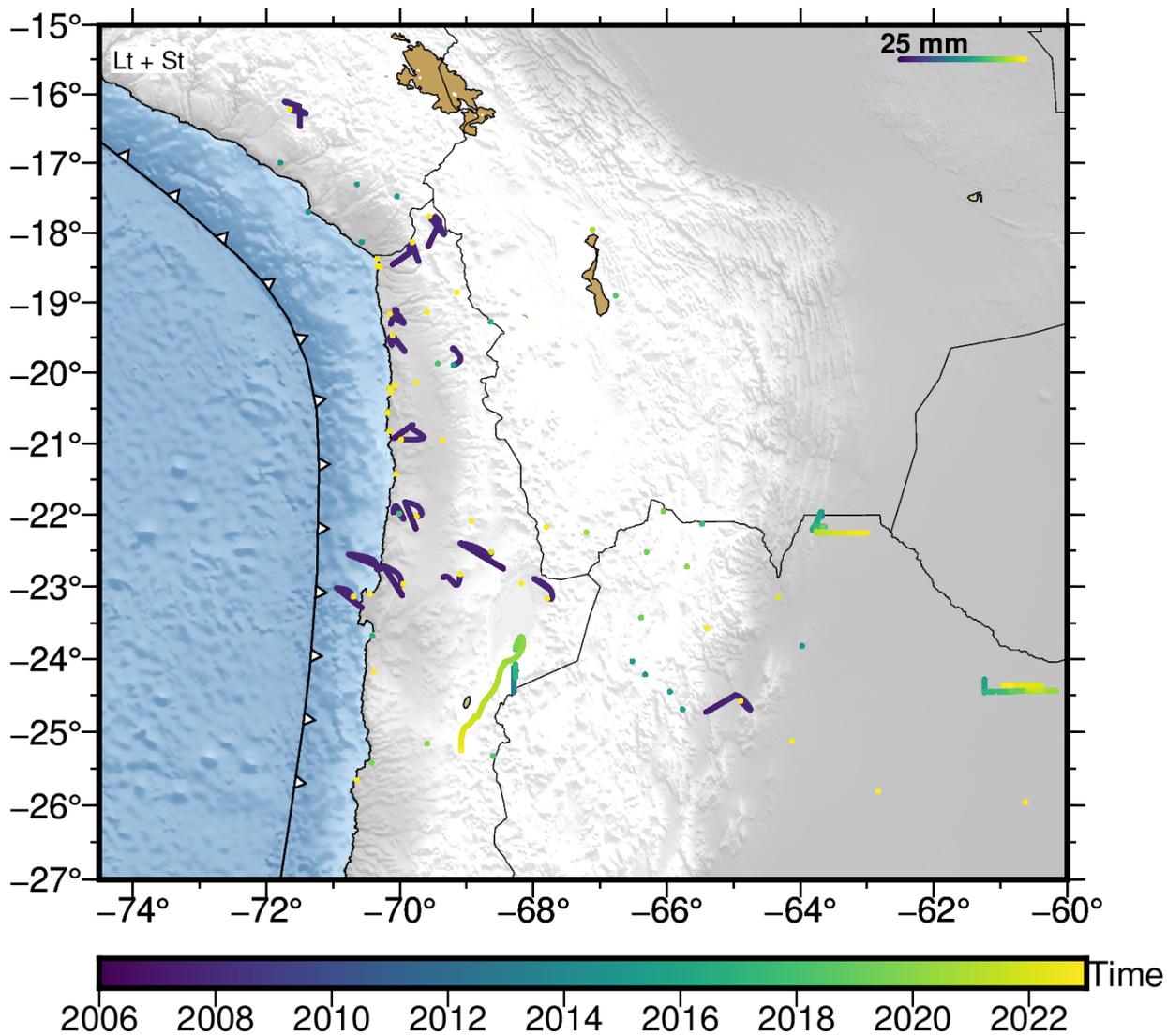


Figura 4.17: Evolución espacio-temporal de los desplazamientos transientes horizontales en todo el dominio del tiempo.

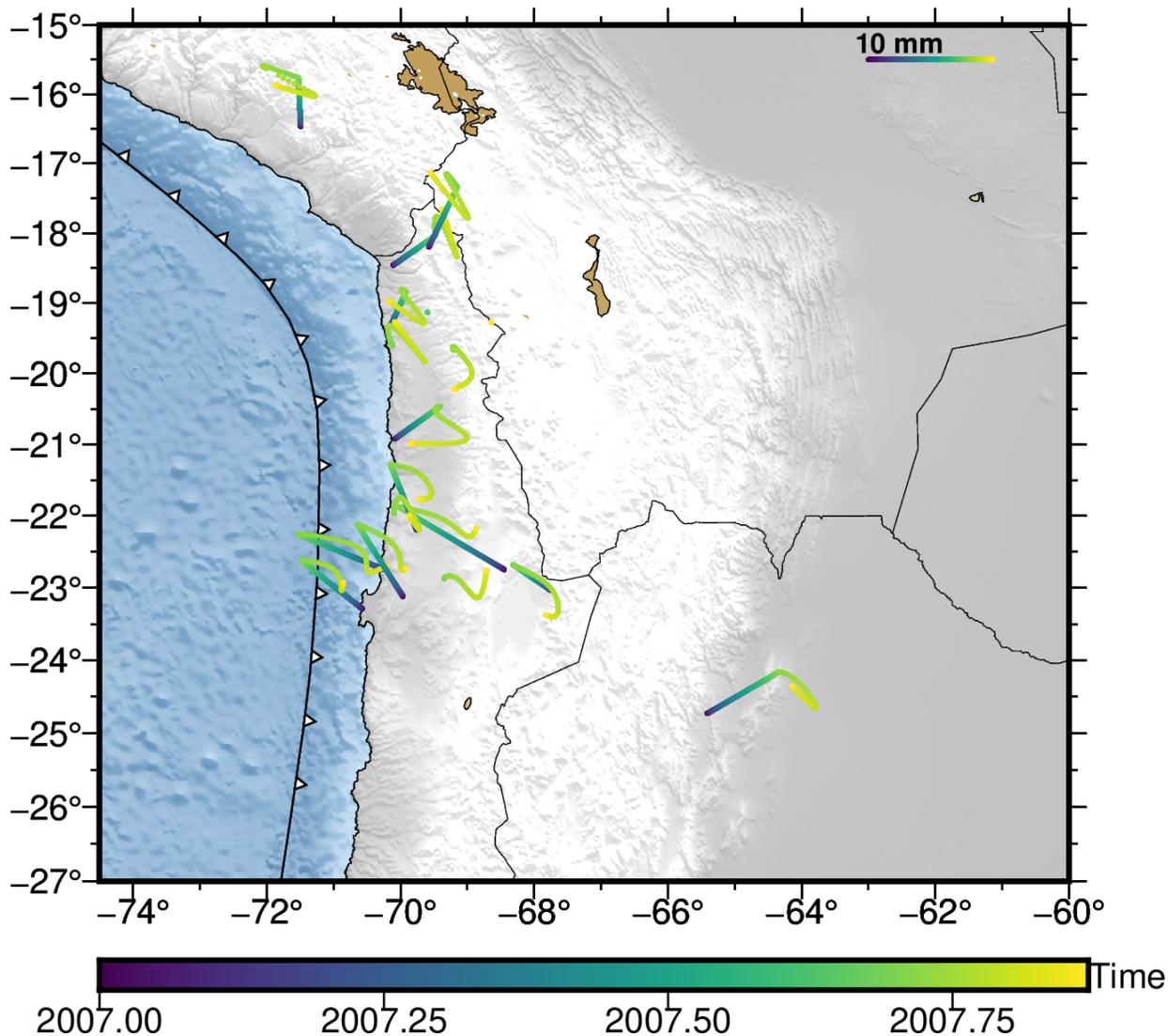


Figura 4.18: Evolución espacio-temporal de los desplazamientos transientes horizontales en el dominio del tiempo previo al terremoto de Tocopilla 2007.

4.3.6. Actividad Precursora al Terremoto de Pisagua (M_w 8.2) 2014

Como ya se ha mencionado anteriormente, se utilizaron diversas funciones para modelar las distintas señales registradas en las series de tiempo de las estaciones GNSS ubicadas en la zona de estudio. En particular, 2 meses previo a la ocurrencia del terremoto de Pisagua 2014, en adición a las funciones utilizadas para modelar las señales de largo plazo (e.g., secular, estacional), se definió un conjunto de i-splines cortas y diversas funciones *Heaviside*. Las i-splines se utilizan para modelar señales transientes lentas en dicho período y las *Heaviside* para modelar los diversos saltos que se pueden observar en las series de tiempo previo a la ocurrencia de dicho terremoto. Al momento de utilizar tanto i-splines de un periodo corto de duración (regularizados con la norma L_0 y utilizando un repesado espacial), funciones *Heaviside* y el resto de funciones, estamos permitiendo que se escojan de manera óptima y de manera coherente, la cantidad mínima de funciones necesarias para poder modelar las series

de tiempo de cada estación.

La figura 4.19, muestra las series de tiempo de las estaciones: AEDA (morado); UAPE (rojo); IQQE (verde); PSGA (naranja); y UTAR (azul). Se ilustra con color negro el modelo estimado y con bandas translúcidas las desviaciones estándar de los datos de dichas estaciones, como de la predicción de los modelos respectivos. Cabe destacar que en dicha figura se puede observar solamente las componentes horizontales de cada estación, en donde, en el panel de arriba se muestra la componente EW y en el panel inferior la componente NS, además con una línea gris horizontal se indica la coordenada de cada estación al tiempo de inicio del gráfico. De dicha figura se aprecia que el procedimiento de inferencia prefiere seleccionar funciones *Heaviside* en vez de i-splines (funciones suaves) para así modelar los desplazamientos de las estaciones como una serie de saltos (tanto de origen tectónico como otro) a lo largo de este periodo de tiempo. De manera similar, se aprecia que la predicción del modelo de trayectorias estimado para cada estación se encuentra dentro del ruido de los datos, y particularmente para los 15 días previos al terremoto, sigue teniendo consistencia el modelo a pesar de haber considerado solamente *Heavisides* y no movimientos lentos que podrían haberse modelado con i-splines.

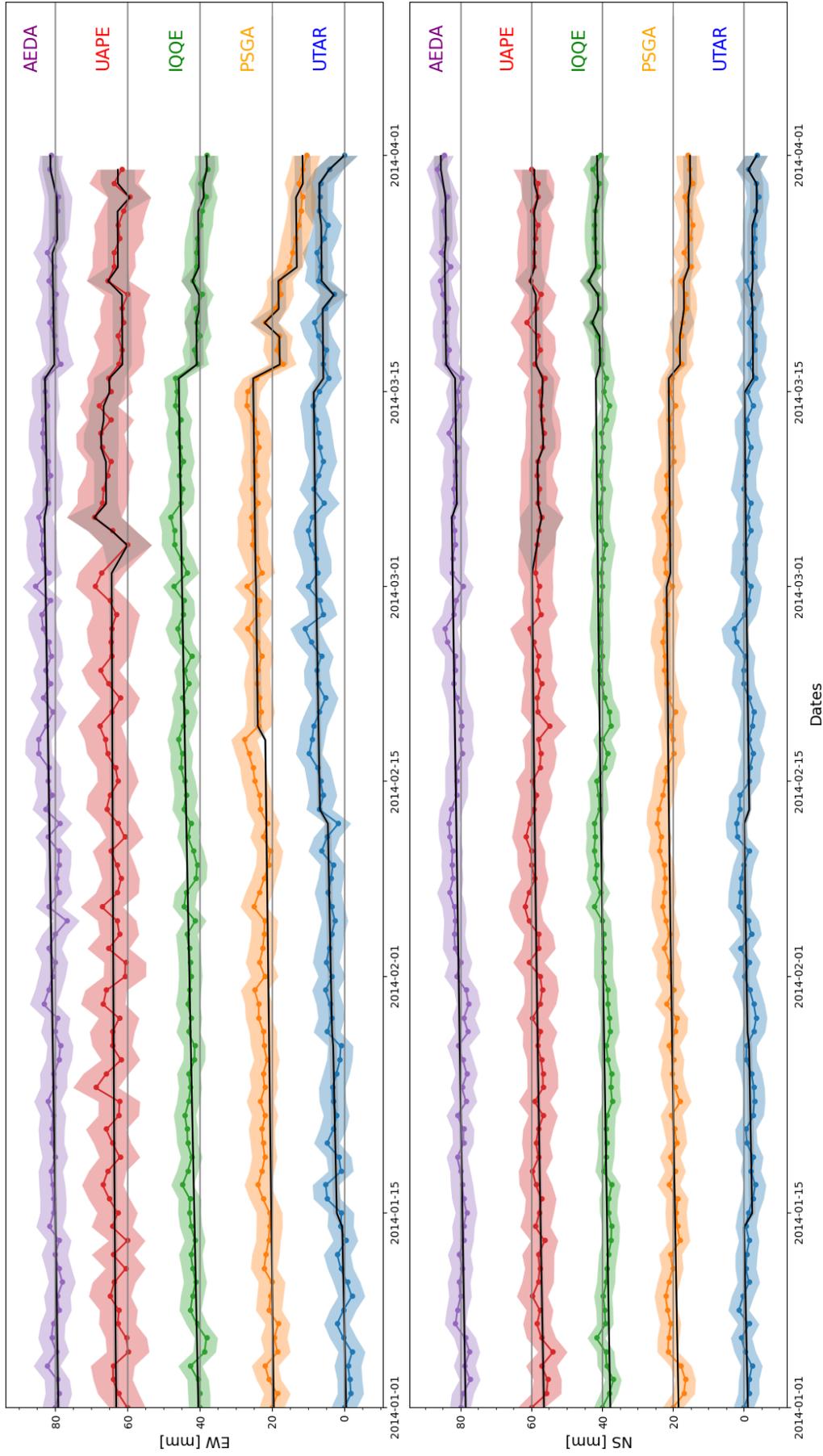


Figura 4.19: Series de tiempo horizontales con sus respectivos modelos de las estaciones AEDA (morado), UAPE (rojo), IQQE (verde), PSGA (naranja) y UTAR (azul). Cabe destacar que los modelos respectivos de cada estación se aprecian se aprecian con color negro. Las desviaciones estándar de los datos, como de la predicción del modelo de trayectorias, se aprecian con colores translúcidos, del mismo color de los datos y gris, respectivamente. Con una línea gris horizontal se muestra la coordenada inicial de cada serie de tiempo. En el panel superior se aprecia la componente EW y en la inferior la componente NS de las estaciones consideradas.

Capítulo 5

Discusión y Conclusiones

En este trabajo se ha utilizado y modificado el paquete de python **DISSTANS** para generar un modelo de trayectorias representativo de la zona de estudio, haciendo un énfasis en encontrar posibles transientes entre los años 2006 y 2022, inclusive. Las modificaciones realizadas al paquete DISSTANS no necesariamente fueron implementadas en la metodología de este trabajo debido a restricciones de tiempo del desarrollo de este trabajo de tesis.

Los instrumentos de la zona de estudio han registrado procesos de deformación que ocurren en diferentes periodos del ciclo sísmico, por lo que las señales que se ha logrado identificar y aislar en este trabajo permitirán complementar la realización de estudios futuros que busquen una mejor comprensión del ciclo sísmico en la zona. Por ejemplo, mediante la estimación de dislocación de terremotos, estimación de dislocación postsísmica, grado de acoplamiento; y de otros procesos como el análisis de la influencia de las cargas hídricas, procesos de deformación volcánica, entre otros.

En este último capítulo se discuten los resultados obtenidos en base a la metodología utilizada, las limitaciones e implicancias de dicha metodología.

5.1. Modelamiento de los datos GNSS

Existen diversas metodologías para modelar las series de tiempo posicionales de instrumentos GNSS, las cuales permiten descomponer las series de tiempo en señales constituyentes, con origen en diferentes procesos físicos que producen deformación cortical a diferentes escalas espaciales y temporales. La identificación y descomposición de esas señales es de gran utilidad para poder mejorar el entendimiento acerca de, por ejemplo, los procesos físicos causativos de terremotos. En particular, en este trabajo se decidió utilizar el paquete de python **DISSTANS**, el que provee una gran versatilidad para modelar las series de tiempo, ya que cuenta con una gran variedad de funciones para representar las señales constituyentes, y su programación orientada a objetos y paralelización optimiza los tiempos de cómputo. Este último aspecto es relevante al momento de modelar y estudiar señales complejas en series de tiempo de gran duración en una gran cantidad de estaciones GNSS. En particular, las bsplines integradas cúbicas (i-splines) permiten capturar diversas señales que varían lentamente en el tiempo, que posiblemente con otras funciones no es posible o es muy difícil de describirlas (Riel et al., 2014). Sin embargo, el utilizar una gran cantidad de funciones hace que el problema de estimación a resolver sea extremadamente subdeterminado, por lo que es necesario

aplicar algún tipo de regularización. En particular, la regularización utilizada en este trabajo, se basa en una aproximación a la norma L_0 de las amplitudes de las funciones del diccionario de funciones que se define para representar la señal, utilizando un repesado espacial y un repesado sobre si mismo en el caso de tres estaciones. En este sentido, el uso de la norma L_0 permitió generar representaciones de las series de tiempo de tipo *sparse*, seleccionando un número mínimo de funciones del diccionario con amplitud no nula, haciendo así nulas las amplitudes de las funciones que no eran necesarias - o estadísticamente no significativas - para modelar las series de tiempo. La regularización utilizada requiere seleccionar valores de un hiperparámetro que controla el *trade-off* entre minimizar el conjunto de funciones utilizadas y mejorar el ajuste a los datos. El seleccionar un valor adecuado para el hiperparámetro es bastante complejo, ya que uno podría tender a sobre ajustar el modelo y permitir el uso de muchas funciones del diccionario, o en el caso contrario, utilizar muy pocas funciones y que la predicción del modelo de trayectorias no ajuste bien las observaciones. Como un criterio ad-hoc y práctico, el modelo final escogido, se basó en minimizar el RMS de los residuales y tener una solución con la menor cantidad de parámetros (amplitudes de las funciones del diccionario) no nulos que permita mantener bajo el valor del RMS.

A continuación se discute las diferentes señales encontradas en los datos de GNSS de este trabajo.

5.1.1. Señales asociadas al ciclo sísmico

En las series de tiempo posicionales estudiadas en este trabajo, las principales señales asociadas al ciclo sísmico encontradas son las velocidades seculares, desplazamientos cosísmicos, desplazamientos postsísmicos y transientes atribuibles a procesos que ocurren en la interfaz de subducción (estas últimas se mencionaran en la sección 5.1.3). Considerando que la velocidad de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana es de ~ 67 mm/año, se puede mencionar que las velocidades seculares obtenidas en los instrumentos GNSS tienen una dirección similar a la de convergencia, pero su amplitud es menor a la mitad de la velocidad de convergencia entre placas (ver Figura 4.7). Si bien, no es posible determinar exactamente cuanto es el grado de acoplamiento de la zona en base a una mera inspección de velocidades seculares, la distribución espacial de dichas velocidades puede dar un indicio de la variación del acoplamiento interplaca - promediado en profundidad - a lo largo de la dirección que define la fosa (aproximadamente latitudinal en este caso) (a modo de ejemplo, ver Figura 4 en Simons et al. (2011)). Las velocidades obtenidas son congruentes con las obtenidas en estudios previos en la zona (e.g., Chlieh et al., 2004; Métois et al., 2013; Li et al., 2015), validando las estimaciones de velocidad secular realizadas en este trabajo.

Para el caso de los desplazamientos cosísmicos estimados, es importante mencionar que en este estudio se consideraron soluciones diarias de posición a partir de los datos GNSS, en donde las soluciones diarias son una representación de todas las coordenadas que ha registrado todo el día este instrumento. Luego, es posible que las estimaciones estén contaminadas con un postsísmico muy temprano, por alguna réplica o por actividad precursora que ocurrió el mismo día que el evento principal que se está analizando. Estimar de forma correcta el desplazamiento cosísmico, considerando una serie temporal extensa, es bastante complejo, ya que se está modelando diversas señales al mismo tiempo (e.g., saltos, velocidades seculares, postsísmicos). Por ejemplo, la señal cosísmica está altamente influenciada por el modelamiento del postsísmico en las series de tiempo, ya que si se modela de forma inco-

recta el postsísmico temprano, es muy probable que el desplazamiento cosísmico también quede mal estimado. En particular, el terremoto de Tocopilla (M_w 7.7) 2007 fue un terremoto interplaca, en donde el hipocentro se sitúa a ~ 40 km de profundidad y con epicentro tierra adentro. Todas las estaciones que registraron el terremoto presentan desplazamientos horizontales hacia la fosa y para los desplazamientos verticales un alzamiento en la zona más costera, posteriormente una ligera subsidencia y en las zonas más cercanas al arco un ligero alzamiento. Lo anterior es esperado para el margen de subducción chileno, en donde la placa cabalgante (placa sudamericana) libera la energía de deformación elástica acumulada (o una fracción de esta) produciendo así desplazamientos corticales horizontales en dirección hacia la fosa, y un alzamiento de las estaciones GNSS en la zona costera debido a la ubicación costera adentro de la ruptura del terremoto (ver Figura 3.10 Segall (2010)). Los desplazamientos cosísmicos del terremoto de Tocopilla obtenidos en este estudio son similares a los encontrados en publicaciones del terremoto. Por ejemplo, a los estimados por Béjar-Pizarro et al. (2010).

En tanto al terremoto de Pisagua 2014, los desplazamientos cosísmicos obtenidos en base a las soluciones GNSS diarias del NGL son bastante similares en magnitud y dirección a los desplazamientos estimados por otros estudios (e.g., Schurr et al., 2014; Duputel et al., 2015; Gusman et al., 2015; Liu et al., 2015). Es importante mencionar que Duputel et al. (2015) utilizó datos de *California Institute of Technology* (Caltech), *École Normale Supérieure* (ENS), *Geo Forschungs Zentrum* (GFZ), y Universidad de Chile (DGF), los cuales se procesaron en el *Jet Propulsion Laboratory* (JPL) usando GIPSY-OASIS y utilizando Precise Point position (PPP) (Zumberge et al., 1997), para producir soluciones diarias y soluciones con 1 muestra por segundo. En tanto a Schurr et al. (2014); Gusman et al. (2015), estos autores utilizaron datos de *Integrated Plate Boundary Observatory Chile* (IPOC), y proyectos del Conjunto Geodésico del Observatorio Tectónico de los Andes Centrales en el norte de Chile, los cuales se procesaron utilizando Bernese GNSS *software* versión 5.2 (Dach y Walser, 2015) y con una tasa de muestreo diaria. Finalmente Liu et al. (2015) utilizó datos del IPOC con soluciones diarias.

Como parte de un proceso de relajación de los esfuerzos inducidos por grandes terremotos en el medio circundante a la ruptura, los instrumentos GNSS pueden registrar una señal de deformación cortical superficial denominada como señal postsísmica. Esta señal consta de un periodo temprano y otro tardío, y existen distintas formas de modelarla. Algunos autores consideran funciones logarítmicas (una o más), exponenciales (una o más) para modelar de forma correcta la señal postsísmica (e.g., Bevis y Brown, 2014; Bedford y Bevis, 2018; Sobrero et al., 2020). Particularmente, separar la parte temprana de la tardía es sumamente complejo, ya que estas actúan de forma simultánea y es difícil discernir cuando exactamente termina una y comienza la otra. En este contexto, utilizar sólo una función base para modelar ambos sub-periodos puede producir sesgos. En base a experiencia previa (Bevis y Brown, 2014; Riel et al., 2014; Bedford y Bevis, 2018; Köhne et al., 2023), no es posible representar bien la señal postsísmica en toda su extensión usando sólo un tiempo de decaimiento (τ), ya sea en la función logarítmica o exponencial. En experimentos de ajuste preliminares, si uno usa un tiempo de decaimiento pequeño, se puede ajustar bien el inicio de la señal postsísmica, no ajustando bien la señal tardía. Para valores mayores de τ , se obtiene el resultado opuesto. Se cree que este efecto es debido a que el deslizamiento postsísmico causativo ocurre en lugares del contacto que tienen propiedades friccionales diferentes (por ejemplo que varían en profundidad), y por ende con tiempos de decaimiento diferente. Luego, las observaciones de

desplazamiento postsísmico en la superficie corresponderían a una superposición de dichos procesos, no modelables con un único tiempo de decaimiento.

Otra complejidad que puede aparecer al modelar la señal postsísmica, son los diferentes *trade-off* entre los parámetros a determinar de las funciones bases de esta señal y los de funciones base representando otras señales (e.g., cosísmico, velocidad secular). Aquí, se destaca que si el valor de τ es erróneo en la función logarítmica, dicho *trade-off* con otras componentes es mucho más notorio, resultando típicamente en una estimación sesgada de los desplazamientos cosísmicos y de la velocidad secular. De la misma manera, una estimación sesgada de la señal secular y la función escalón que modela los desplazamientos cosísmicos generaría también un sesgo en la estimación de la señal postsísmica. *A priori*, no existe una metodología concreta para saber el valor que debe tener esta tasa de decaimiento, dependiendo el valor correcto de τ de distintos factores, tales como, de la distribución de esfuerzos inducidos por el terremoto, propiedades friccionales del contacto de subducción, estructura elástica del medio, entre otros factores. En este estudio y en base a la metodología descrita previamente, se logró modelar de forma óptima la señal postsísmica de ambos terremotos (Tocopilla, Pisagua). Aquí en un procedimiento similar al descrito en Becerra (2018), se utilizó i-splines cúbicas cortadas a la mitad para modelar la parte muy temprana de la señal postsísmica y la función logaritmo (con un τ distinto para cada estación para modelar la parte más tardía de la señal postsísmica (ver sección 3.4). Lo anterior permite dar una posible solución de como modelar en su totalidad la señal postsísmica medible por los datos GNSS, logrando ajustar el decaimiento más rápido (temprano) al mismo tiempo que el más lento (tardío) que se puede apreciar en las series de tiempo de los datos GNSS. Lo anterior es corroborado examinando las residuales del ajuste de las series de tiempo.

Las estimaciones de desplazamientos postsísmicos asociados al terremoto de Tocopilla, tienen una dirección similar a los desplazamientos inducidos por el terremoto en cuestión. Para el postsísmico del terremoto de Pisagua, comparando con los resultados obtenidos por Hoffmann et al. (2018) y los desplazamientos obtenidos en este estudio tienen una menor magnitud para las tres ventanas que consideró el autor, aun así en ambos resultados se puede apreciar que para el periodo de 2 a 16 días ocurre un desplazamiento rápido, posteriormente entre los días 17 a 334 después del terremoto ocurre un desplazamiento más lento en comparación a la ventana anterior, y en la tercera ventana que es entre los días 335 y 717, ocurre muy poco desplazamiento, lo cual es congruente con lo obtenido en este estudio.

Es importante mencionar que, en base a un análisis cualitativo de la figura 4.14 y 4.15, en el caso de ambos terremotos, se deduce que el proceso de recarga elástica o *elastic re-loading*, se inicia bastante rápido en la zona, en donde las velocidades seculares dominan la tendencia de los datos GNSS, en donde para el caso del terremoto de Tocopilla es mucho más rápido que en el caso del terremoto de Pisagua, lo cual se puede atribuir a la diferencia de magnitud entre ambos terremotos, que está asociada a diferencia en la potencia del terremoto (deslizamiento multiplicado por área), que finalmente se traduce en una diferencia en la magnitud de los esfuerzos que induce el terremoto las regiones cercanas del contacto de subducción, esfuerzos que son la fuerza motriz de los procesos de deformación postsísmica.

5.1.2. Señales estacionales

Comúnmente se utiliza una serie de Fourier de cuatro términos (dos anual y dos semi-anual) para modelar las variaciones estacionales existentes en las series de tiempo de los datos GNSS. Lo anterior implica que la amplitud de las variaciones provocadas por cargas hídricas es constante en el tiempo (ecuación 3.28). Existen diversos fenómenos atmosféricos como climatológicos que indican que la cantidad de lluvias en una zona puede variar año a año e.g., el niño y la oscilación del sur (Garreaud et al., 2009). Una serie de Fourier de 4 términos como la propuesta no permite modelar de forma correcta variaciones en las amplitudes existente a lo largo de los años. Gracias a las funciones base `AmpPhModulatedSinusoid`, fue posible modelar la señal estacional, detectando variaciones interanuales en la serie de tiempo. Lo anterior, produce un mejor ajuste de las series de tiempo posicionales de los GNSS, facilitando una mejor identificación de las señales de origen tectónico en éstas.

El norte de Chile es caracterizado principalmente por una zona seca y calurosa, el cual contempla el desierto de Atacama, que es el más árido del mundo. Esta zona presenta lluvias muy ocasionales, pero abundantes asociadas principalmente al Invierno Boliviano, el cual ocurre aproximadamente entre los meses de Diciembre a Marzo (Zambrano et al., 2017). Si consideramos las fases asociadas a las amplitudes máximas de la componente anual, se puede apreciar que estas coinciden con los meses previos al Invierno Boliviano. Tomando en cuenta lo anterior se puede inferir que, previo a las lluvias es donde ocurre la mayor amplitud de la señal estacional (el máximo alzamiento de la corteza). Esto puede estar ligado a que antes del Invierno Boliviano, la corteza en la zona tiene una menor carga hídrica (volumen de agua/nieve/hielo), debido a la menor cantidad de precipitaciones. Luego, durante el periodo de altas precipitaciones aumenta la carga hidráulica en la corteza, generando así esta fase ligada al Invierno Boliviano (el cual usualmente ocurre entre diciembre y marzo), donde se alcanza la mayor subsidencia de la corteza.

5.1.3. Señales transientes lentas

Existen variaciones en las amplitudes en las series de tiempo de los datos GNSS que son lentas, monotónicas, no son periódicas y pueden tener una duración de días/meses. Estas variaciones son comúnmente denominadas como transientes lentos, los que en este trabajo se busca representar mediante funciones i-splines cúbicas. La ocurrencia de estos desplazamientos transientes en la corteza, puede eventualmente asociarse con actividad precursora a grandes terremotos (e.g., Obara y Kato, 2016; Bedford et al., 2020) y a procesos de deformación causado por actividad volcánica (e.g., Poli et al., 2022). En particular, en este estudio se buscaron posibles transientes utilizando i-splines cúbicas de distintas duraciones entre los años 2006 y 2020 (ambos inclusive), en donde se utilizaron escalas largas durante el período inter-sísmico, a excepción de los 2 meses previos a los terremotos de Tocopilla y Pisagua, donde se utilizaron escalas temporales cortas. En particular en este estudio se encontraron posibles transientes lentas asociadas a tres grupos de estaciones distintas: (1) una señal coherente espacialmente previo a la ocurrencia del terremoto de Tocopilla 2007; (2) una aceleración posiblemente asociada a una actividad volcánica; (3) desplazamientos lentos en algunas estaciones ubicadas en el tras-arco.

Para el caso de la señal coherente previa al terremoto de Tocopilla (figura 4.18), es im-

portante destacar como se ha mencionado anteriormente que son desplazamientos del orden de 10 mm, en donde se ve que en la zona de estudio existe una especie de "desaceleración y aceleración", lo cual se ha podido visualizar previo a grandes terremotos (e.g., Bedford et al., 2020). El intervalo temporal en donde ocurren estos desplazamientos es ligeramente menor a 1 año, y existen estaciones ubicadas al norte en la zona de estudio en donde sólo se puede apreciar una pequeña aceleración en los desplazamientos. Estos desplazamientos posiblemente se puedan asociar a un proceso tectónico que ocurrió en la zona previo al terremoto de Tocopilla. Si bien está fuera del alcance de este trabajo, se expresa que es necesario hacer un estudio más detallado de esos desplazamientos transientes con el fin de explorar una causa física de estos, incluyendo posibles procesos de deshidratación del contacto de subducción, de acuerdo a lo propuesto por e.g., Bedford et al. (2020).

En tanto a la aceleración encontrada, en particular en la estación SOCM, cercana al volcán Socompa – que pertenece a la cadena de volcanes al sur de la zona de estudio – se puede apreciar como existe una aceleración prominente que comienza el año 2019. En este trabajo se logró identificar y extraer dicha señal transiente gracias a las funciones base y metodología de estimación *sparse* utilizadas.

En dos estaciones GNSS, YEMA y YCBA, ubicadas en el tras-arco, se infiere desplazamientos asociados a algún posible transiente lento ocurriendo en dicha zona. Una inspección visual de dichas señales registradas por estas estaciones revela claramente la existencia de un desplazamiento “anómalo” o “fuera de la tendencia” en las series de tiempo. No se pudo encontrar una explicación sencilla para dichos desplazamientos y buscar explicaciones de mayor complejidad escapa al alcance de este trabajo. Se sugiere realizar un trabajo posterior detallado en dichas zonas, para evaluar la existencia de algún proceso tectónico o de otra índole que pueda causar deformación localizada en el entorno de dichas estaciones GNSS.

Estudios previos han señalado la existencia de desplazamientos lentos observados en series de tiempo de estaciones GNSS en dirección hacia la fosa 8 meses previo al terremoto del Pisagua, desde julio 2023 hasta mediados de marzo del 2014 (Socquet et al., 2017) y un posible deslizamiento lento en el contacto de subducción, ambos categorizados como actividad precursora previa al terremoto de Pisagua 2014 (Ruiz et al., 2014). En el caso de este estudio, como se puede apreciar en la figura 4.17, no se encontraron desplazamientos lentos previos a la ocurrencia del terremoto de Pisagua. Lo anterior, se podría atribuir a la diferencia en la técnica de estimación de la posición de las series de tiempo utilizadas. El trabajo de Socquet et al. (2017) utilizó datos de IPOC, LIA Montessus de Ballore, ISTerre, Caltech Andean Observatory y IGS, en donde se procesaron utilizando, doble diferencias e incluyendo retrasos y gradientes troposféricos (Boehm et al., 2006), mientras que en este estudio se utilizaron los datos disponibles de NGL Blewitt et al. (2018), los cuales usan GipsyX (Bertiger et al., 2020) para obtener las series de tiempo posicionales. Utilizar metodologías distintas en el procesamiento de los datos GNSS posiblemente genere un sesgo en los resultados. Al ser ambos estudios basados en los mismos datos crudos de GNSS, el que dichos movimientos lentos sean o no observables dependa de la estrategia/software de posicionamiento, da indicios de que dicha señal podría ser por un lado realista, pero con una razón señal ruido muy pequeña, o ser el resultado de la estrategia de posicionamiento y post-procesamiento de los datos. Por otro lado, con respecto a la actividad precursora que se inicia un par de semanas antes del evento principal, Ruiz et al. (2014) reporta un movimiento de evolución lenta. En este trabajo no

se infiere una evolución lenta de los desplazamientos, sino que se obtiene una representación del movimiento previo al terremoto de la forma de saltos discretos (sub-diarios) en la señal, los que son representados por funciones *Heaviside*, lo cual se puede apreciar en la figura 4.19. La metodología utilizada prefiere representar el movimiento como una seguidilla de saltos discretos, esto a pesar de tener la posibilidad de representarlos de manera suave usando las funciones base i-splines. Dichas discontinuidades eventualmente se podrían asociar a una seguidilla de desplazamientos cosísmicos causados por la sismicidad anómala (los eventos de mayor magnitud) que fue reportada en las semanas previas a este terremoto (Schurr et al., 2014).

El estudio realizado por Bedford et al. (2015) hace mención a que la señal transiente encontrada semanas previas al terremoto se puede asociar en gran medida a desplazamientos cosísmicos producidos por una seguidilla de eventos sísmicos (ver Figura 4.19). Lo anterior es consistente con los resultados de este trabajo de tesis, en donde la señal precursora de desplazamientos es representada por una serie de saltos atribuible a dichos sismos. Aun así, es necesario realizar un estudio mas detallado, idealmente con series de tiempo con una mayor tasa de muestreo, para así poder estimar de mejor manera los desplazamientos cosísmicos asociados a diversos sismos que se hayan catalogado en la zona afectada por la mencionada actividad precursora.

5.1.4. Limitaciones

El paquete de python **DISSTANS** tiene una gran abanico de diversas funciones bases que se pueden utilizar para modelar distintos procesos que producen deformaciones corticales. Además, incluye diversos algoritmos de resolución para estimar los parámetros asociados a dichas funciones bases que se utiliza para modelar las series de tiempo de los datos GNSS. En particular, es importante considerar que si se utiliza una gran cantidad de funciones bases, es posible que el problema a resolver se vuelva extremadamente subdeterminado, lo que si bien es contrarrestado por la regularización de tipo *sparse* definida, puede eventualmente existir un *trade-off* entre los parámetros que definen las diversas funciones bases. Particularmente, las funciones bases tipo i-spline cúbicas son extremadamente versátiles para modelar cualquier proceso que ocurre a lo largo de las series de tiempo de los datos GNSS, por lo que se debe ser cuidadosos con la cantidad y las escalas de estas funciones, ya que si se utiliza una cantidad excesiva de estas funciones, con escalas temporales muy pequeñas, los tiempos de cómputo y los recursos computacionales requeridos para poder resolver el problema (memoria RAM y tiempo de cómputo) serán muy altos. Por último, se debe tener especial cuidado en la utilización del repesado espacial, ya que particularmente al modelar señales de desplazamiento pequeñas (amplitudes cercanas al nivel de ruido), se puede ajustar señales espacialmente coherentes que pueden ser espurias, en donde la coherencia espacial sólo aparece por ser parte de la información *a priori* definida en el procedimiento de ajuste.

5.2. Conclusiones

Gracias al paquete de python **DISSTANS** que tiene una programación orientada a objetos y ejecución en paralelo, es posible analizar redes con una gran numero de estaciones GNSS y utilizar un vasto conjunto de funciones para modelar las distintas señales registradas en series de tiempo GNSS. Dentro de esta diversidad de funciones, algunas están pensadas

especialmente para modelar procesos conocidos, e.g., desplazamientos postsísmicos, cosísmicos, intersísmicos, fluctuaciones estacionales. Al mismo tiempo, otras funciones se usan para modelar procesos que no tienen una forma y/o ocurrencia predeterminado, e.g., terremotos lentos, señales precursoras de grandes terremotos. Además **DISSTANS** permite estimar el modo común de error, *outlier* y saltos que son sumamente útiles para limpiar las series de tiempo. Este paquete también cuenta con distintos algoritmos de resolución para encontrar los distintos parámetros que definen las funciones y sus amplitudes, lo cual genera una amplia diversidad de posibles soluciones. Todos estos algoritmos tienen un enfoque optimal, abarcando desde soluciones utilizado mínimos cuadrados sin regularización hasta con una regularización con una aproximación a la norma L0 de las amplitudes del conjunto de funciones que se define para representar las series de tiempo, en donde se puede especificar qué funciones se desea regularizar y con que norma hacerlo. En particular, la regularización con una aproximación a la norma L0, la cual tiene dos opciones de repesado (espacial y sobre si misma), permite buscar soluciones *sparse* coherentes espacialmente (si se utiliza un repesado espacial) o simplemente *sparse* (repesado sobre si misma), lo cual es muy útil al momento de utilizar funciones como i-splines cúbicas, para encontrar procesos de los cuales no se tiene una gran claridad de donde ni cuando ocurren.

En este estudio fue posible modelar de forma correcta diferentes etapas del ciclo sísmico en la zona de estudio, en donde se logró extraer las velocidades intersísmicas, los desplazamientos cosísmicos del terremoto de Tocopilla 2007 y Pisagua 2014, desplazamientos postsísmicos de los respectivos terremotos, movimientos corticales estacionales y posibles transientes. Si bien se logra caracterizar la zona de estudio de buena manera, para extraer algunos procesos, e.g., cosísmicos, es necesario considerar soluciones GNSS de alta frecuencia (e.g., 1Hz), para así extraer de forma más precisa los desplazamientos cosísmicos minimizando la influencia de los desplazamientos postsísmicos tempranos y de posibles transientes previos a terremotos. Para el caso particular de los desplazamientos postsísmicos, la señal extraída utilizando funciones i-spline cúbicas cortadas y una función logaritmo (en donde el τ se escogió en base a la metodología creada en este trabajo), logró ajustar tanto el decaimiento rápido como el lento de las series de tiempo de los datos GNSS en la zona de estudio. Aun así, para el caso de todas las señales, se sugiere que, para modelar de forma más detallada y verificar posibles *trade-off* entre señales, se debe realizar lo señalado en el la sección 4.2.

Tener buenas estimaciones de las diversas señales que producen deformaciones corticales es de suma importancia para posteriormente modelar y analizar los fenómenos físicos que las causan, e.g., acoplamiento interplaca, deslizamientos transientes, cosísmicos, etc. En estas estimaciones influyen fuertemente la calidad de los datos, por lo que al tener vacíos (*gaps*) de mediciones genera complicaciones como *trade-off* entre los modelos de las distintas señales o que algunos modelos de señales no estén bien constreñidos. Un buen procesamiento de los datos per se y una buena estimación de los la incertidumbre de estos es vital para generar buen modelos y poder aislar las señales de manera robusta.

Las diversas señales generadas en este estudio, permitirán generar un mayor entendimiento de los procesos geofísicos (e.g., tectónicos) causativos en la zona de estudio e.g., grado de acoplamiento, dislocaciones cosísmicas, dislocaciones postsísmicas, etc. Nuestros resultados nos indican claramente que el contacto de subducción en la zona norte de Chile se encuentra acoplada, lo que es consistente con que es una zona con un gran potencial sísmico producto

de la brecha sísmica de 1877 y en donde los dos terremotos recientes (Tocopilla y Pisagua) han liberado solo una pequeña porción de la energía elástica de deformación acumulada en la zona de estudio desde 1877.

5.3. Contribuciones Adicionales

Como palabras finales, es importante mencionar que en el transcurso de este trabajo se realizaron distintas modificaciones y pruebas para probar otro tipo de funciones para modelar las señales postsísmicas. En particular, durante una estadia en Caltech, en donde se tuvo una directa colaboración con Dr(c). Tobias Köhne y el Dr. Mark Simons, se realizaron las siguientes mejoras al paquete de python **DISSTANS** (disponibles desde su versión 2.0 RC): la adición de la funcionalidad **Multiple Timescales** para el caso de la función exponencial y logarítmica, en donde es necesario constreñir el signo de la amplitud de las funciones base; y **DecayingSplineSet** las cuales son la parte positiva de las i-splines cortadas a la mitad (ver capítulo 3 para más detalle). Además de lo anterior, también se colaboró ayudando a descubrir y resolver diversos *bugs* existentes en las primeras versiones de **DISSTANS**.

Adicionalmente, de manera paralela durante el transcurso de este trabajo de tesis, en colaboración con algunos miembros de la comisión evaluadora (Dr. Francisco Ortega, Dr. Javier Ruiz y Dr. Marcos Moreno), se terminó un trabajo iniciado durante la realización de mi tesis de pregrado en la Universidad de Concepción. Dicho esfuerzo culminó con la publicación del trabajo “J. Hormazábal, M. Moreno, F. Ortega-Culaciati, J.C. Báez, C. Peña, C. Sippl, D. González-Vidal, J. Ruiz, S. Metzger, S. Yoshioka (2023). Fast relocking and afterslip-seismicity evolution following the 2015 Mw 8.3 Illapel earthquake in Chile”, publicado el 09 de Noviembre del 2023 en la revista Scientific Reports (Hormazábal et al., 2023). El artículo es *Open Access* y se puede descargar siguiendo este [link](#).

Bibliografía

- Agrawal, A., Verschueren, R., y Diamond, S. (2018). Boyd, s3760141: A rewriting system for convex optimization problems. vol. 5, issue 1. *Journal of Control and Decision*, 42–60.
- Akaike, H. (1998). *Likelihood and the bayes procedure*. Springer.
- Altamimi, Z., Métivier, L., Rebischung, P., Rouby, H., y Collilieux, X. (2017). Itrf2014 plate motion model. *Geophysical Journal International*, 209(3), 1906–1912.
- Altamimi, Z., Rebischung, P., Métivier, L., y Collilieux, X. (2016). Itrf2014: A new release of the international terrestrial reference frame modeling nonlinear station motions. *Journal of geophysical research: solid earth*, 121(8), 6109–6131.
- Avouac, J.-P. (2015). From geodetic imaging of seismic and aseismic fault slip to dynamic modeling of the seismic cycle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 43, 233–271.
- Becerra, V. (2018). *Caracterización de los procesos de deformación asociados al terremoto de pisagua M_w 8.2, 2014 mediante el uso de observaciones del sistema de posicionamiento global (gps)* (Tesis de Master no publicada). Universidad de Chile.
- Bedford, J., y Bevis, M. (2018). Greedy automatic signal decomposition and its application to daily gps time series. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(8), 6992–7003.
- Bedford, J., Moreno, M., Deng, Z., Oncken, O., Schurr, B., John, T., ... Bevis, M. (2020). Months-long thousand-kilometre-scale wobbling before great subduction earthquakes. *Nature*, 580(7805), 628–635.
- Bedford, J., Moreno, M., Li, S., Oncken, O., Baez, J. C., Bevis, M., ... Lange, D. (2016). Separating rapid relocking, afterslip, and viscoelastic relaxation: An application of the postseismic straightening method to the maule 2010 cgps. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(10), 7618–7638.
- Bedford, J., Moreno, M., Schurr, B., Bartsch, M., y Oncken, O. (2015). Investigating the final seismic swarm before the iquique-pisagua 2014 mw 8.1 by comparison of continuous gps and seismic foreshock data. *Geophysical Research Letters*, 42(10), 3820–3828.
- Béjar-Pizarro, M., Carrizo, D., Socquet, A., Armijo, R., Barrientos, S., Bondoux, F., ... others (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.
- Bennett, R. A. (2008). Instantaneous deformation from continuous gps: Contributions from quasi-periodic loads. *Geophysical Journal International*, 174(3), 1052–1064.
- Bertiger, W., Bar-Sever, Y., Dorsey, A., Haines, B., Harvey, N., Hemberger, D., ... others (2020). Gipsyx/rtgx, a new tool set for space geodetic operations and research. *Ad-*

vances in space research, 66(3), 469–489.

- Bevis, M., y Brown, A. (2014). Trajectory models and reference frames for crustal motion geodesy. *Journal of Geodesy*, 88(3), 283–311.
- Blewitt, G., Hammond, W. C., y Kreemer, C. (2018). Harnessing the gps data explosion for interdisciplinary science. *Eos*, 99(10.1029), 485.
- Blewitt, G., Lavallée, D., Clarke, P., y Nurutdinov, K. (2001). A new global mode of earth deformation: Seasonal cycle detected. *Science*, 294(5550), 2342–2345.
- Boehm, J., Werl, B., y Schuh, H. (2006). Troposphere mapping functions for gps and very long baseline interferometry from european centre for medium-range weather forecasts operational analysis data. *Journal of geophysical research: solid earth*, 111(B2).
- Brodsky, E. E., y Lay, T. (2014). Recognizing foreshocks from the 1 april 2014 chile earthquake. *Science*, 344(6185), 700–702.
- Bürgmann, R. (2018). The geophysics, geology and mechanics of slow fault slip. *Earth and Planetary Science Letters*, 495, 112–134.
- Burnham, K. P. (2002). Information and likelihood theory: a basis for model selection and inference. *Model selection and multimodel inference: a practical information-theoretic approach*, 49–97.
- Butzer, P. L., Schmidt, M., y Stark, E. (1988). Observations on the history of central b-splines. *Archive for History of Exact Sciences*, 39(2), 137–156.
- Candes, E. J., Wakin, M. B., y Boyd, S. P. (2008). Enhancing sparsity by reweighted ℓ_1 minimization. *Journal of Fourier analysis and applications*, 14(5), 877–905.
- Carr Agnew, D. (2013). Realistic simulations of geodetic network data: The fakenet package. *Seismological Research Letters*, 84(3), 426–432.
- Cesca, S., Grigoli, F., Heimann, S., Dahm, T., Kriegerowski, M., Sobiesiak, M., . . . Olcay, M. (2016). The m w 8.1 2014 iquique, chile, seismic sequence: a tale of foreshocks and aftershocks. *Geophysical Journal International*, 204(3), 1766–1780.
- Chlieh, M., De Chabalier, J., Ruegg, J., Armijo, R., Dmowska, R., Campos, J., y Feigl, K. (2004). Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the north chile subduction zone, from gps and insar observations. *Geophysical Journal International*, 158(2), 695–711.
- Comte, D., Carrizo, D., Roecker, S., Ortega-Culaciati, F., y Peyrat, S. (2016). Three-dimensional elastic wave speeds in the northern chile subduction zone: variations in hydration in the supraslab mantle. *Geophysical Supplements to the Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 207(2), 1080–1105.
- Comte, D., y Pardo, M. (1991). Reappraisal of great historical earthquakes in the northern chile and southern peru seismic gaps. *Natural hazards*, 4(1), 23–44.
- Contreras-Reyes, E., y Carrizo, D. (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.
- Dach, R., y Walser, P. (2015). Bernese gnss software version 5.2.
- Delouis, B., Pardo, M., Legrand, D., y Monfret, T. (2009a). The m w 7.7 tocopilla earthquake

- of 14 november 2007 at the southern edge of the northern chile seismic gap: rupture in the deep part of the coupled plate interface. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(1), 87–94.
- Delouis, B., Pardo, M., Legrand, D., y Monfret, T. (2009b). The Mw 7.7 Tocopilla Earthquake of 14 November 2007 at the Southern Edge of the Northern Chile Seismic Gap: Rupture in the Deep Part of the Coupled Plate Interface. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(1), 87–94.
- Diamond, S., y Boyd, S. (2016). Cvxpy: A python-embedded modeling language for convex optimization. *The Journal of Machine Learning Research*, 17(1), 2909–2913.
- Dong, D., Fang, P., Bock, Y., Cheng, M., y Miyazaki, S. (2002). Anatomy of apparent seasonal variations from gps-derived site position time series. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B4), ETG–9.
- Dong, D., Fang, P., Bock, Y., Webb, F., Prawirodirdjo, L., Kedar, S., y Jamason, P. (2006). Spatiotemporal filtering using principal component analysis and karhunen-loeve expansion approaches for regional gps network analysis. *Journal of geophysical research: solid earth*, 111(B3).
- Dong, D., Herring, T., y King, R. W. (1998). Estimating regional deformation from a combination of space and terrestrial geodetic data. *Journal of Geodesy*, 72, 200–214.
- Donoso, F., Moreno, M., Ortega-Culaciati, F., Bedford, J., y Benavente, R. (2021). Automatic detection of slow slip events using the picca: Application to chilean gnss data. *Frontiers in Earth Science*, 9, 1271.
- Dorbath, L., Cisternas, A., y Dorbath, C. (1990). Assessment of the size of large and great historical earthquakes in peru. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80(3), 551–576.
- Dragert, H., Wang, K., y James, T. S. (2001). A silent slip event on the deeper cascadia subduction interface. *Science*, 292(5521), 1525–1528.
- Duputel, Z., Jiang, J., Jolivet, R., Simons, M., Rivera, L., Ampuero, J.-P., . . . others (2015). The iquique earthquake sequence of april 2014: Bayesian modeling accounting for prediction uncertainty. *Geophysical Research Letters*, 42(19), 7949–7957.
- Díaz, N. (2019). *Aplicación de métodos bayesianos de inversión al análisis del terremoto de tocopilla (M_w 7.7) 207* (Tesis de Master no publicada). Universidad de Chile.
- Gao, X., y Wang, K. (2017). Rheological separation of the megathrust seismogenic zone and episodic tremor and slip. *Nature*, 543(7645), 416–419.
- Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R., y Marengo, J. (2009). Present-day south american climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3-4), 180–195.
- Gazeaux, J., Williams, S., King, M., Bos, M., Dach, R., Deo, M., . . . others (2013). Detecting offsets in gps time series: First results from the detection of offsets in gps experiment. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(5), 2397–2407.
- Giovanni, M. K., Beck, S. L., y Wagner, L. (2002). The june 23, 2001 peru earthquake and the southern peru subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 29(21), 14–1.
- Govers, R., Furlong, K., Van de Wiel, L., Herman, M., y Broerse, T. (2018). The geodetic

- signature of the earthquake cycle at subduction zones: Model constraints on the deep processes. *Reviews of Geophysics*, 56(1), 6–49.
- Gusman, A. R., Murotani, S., Satake, K., Heidarzadeh, M., Gunawan, E., Watada, S., y Schurr, B. (2015). Fault slip distribution of the 2014 iquique, chile, earthquake estimated from ocean-wide tsunami waveforms and gps data. *Geophysical Research Letters*, 42(4), 1053–1060.
- Harris, C. R., Millman, K. J., Van Der Walt, S. J., Gommers, R., Virtanen, P., Cournapeau, D., ... others (2020). Array programming with numpy. *Nature*, 585(7825), 357–362.
- Hayes, G. P., Herman, M. W., Barnhart, W. D., Furlong, K. P., Riquelme, S., Benz, H. M., ... Samsonov, S. (2014). Continuing megathrust earthquake potential in chile after the 2014 iquique earthquake. *Nature*, 512(7514), 295–298.
- Hayes, G. P., Moore, G. L., Portner, D. E., Hearne, M., Flamme, H., Furtney, M., y Smoczyk, G. M. (2018). Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model. *Science*, 362, 58–61. doi: 10.1126/science.aat4723
- Heki, K. (2001). Seasonal modulation of interseismic strain buildup in northeastern japan driven by snow loads. *Science*, 293(5527), 89–92.
- Herring, T., King, R., McClusky, S., y cols. (2010). Introduction to gamit/globk. *Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts*.
- Herring, T. A., Davis, J. L., y Shapiro, I. I. (1990). Geodesy by radio interferometry: The application of kalman filtering to the analysis of very long baseline interferometry data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B8), 12561–12581.
- Hetland, E., Musé, P., Simons, M., Lin, Y., Agram, P., y DiCaprio, C. (2012). Multiscale insar time series (mints) analysis of surface deformation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B2).
- Hoffmann, F., Metzger, S., Moreno, M., Deng, Z., Sippl, C., Ortega-Culaciati, F., y Oncken, O. (2018). Characterizing afterslip and ground displacement rate increase following the 2014 iquique-pisagua mw 8.1 earthquake, northern chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(5), 4171–4192.
- Hormazábal, J., Moreno, M., Ortega-Culaciati, F., Báez, J. C., Peña, C., Sippl, C., ... Yoshio-ka, S. (2023). Fast relocking and afterslip-seismicity evolution following the 2015 mw 8.3 illapel earthquake in chile. *Scientific Reports*, 13(1), 19511.
- Houston, H., Delbridge, B. G., Wech, A. G., y Creager, K. C. (2011). Rapid tremor reversals in cascadia generated by a weakened plate interface. *Nature Geoscience*, 4(6), 404–409.
- Hsu, Y.-J., Simons, M., Avouac, J.-P., Galetzka, J., Sieh, K., Chlieh, M., ... Bock, Y. (2006). Frictional afterslip following the 2005 nias-simeulue earthquake, sumatra. *Science*, 312(5782), 1921–1926.
- Huang, D. W., Dai, W. J., y Luo, F. X. (2012). Ica spatiotemporal filtering method and its application in gps deformation monitoring. En *Applied mechanics and materials* (Vol. 204, pp. 2806–2812).
- Jolivet, R., Simons, M., Duputel, Z., Olive, J.-A., Bhat, H., y Bletery, Q. (2020). Interseismic loading of subduction megathrust drives long-term uplift in northern chile. *Geophysical Research Letters*, 47(8), e2019GL085377.

- Kaneko, Y., Avouac, J.-P., y Lapusta, N. (2010). Towards inferring earthquake patterns from geodetic observations of interseismic coupling. *Nature Geoscience*, 3(5), 363–369.
- Kato, A., y Nakagawa, S. (2014). Multiple slow-slip events during a foreshock sequence of the 2014 Iquique, Chile Mw 8.1 earthquake. *Geophysical Research Letters*, 41(15), 5420–5427.
- Kausel, E. (1986). Los terremotos de agosto de 1868 y mayo de 1877 que afectaron el sur del Perú y norte de Chile. *Boletín de la Academia Chilena de Ciencias*, 3(1), 8–13.
- Kelleher, J. A. (1972). Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. *Journal of Geophysical Research*, 77(11), 2087–2103.
- Köhne, T., Riel, B., y Simons, M. (2023). Decomposition and inference of sources through spatiotemporal analysis of network signals: The `disstans` Python package. *Computers & Geosciences*, 170, 105247.
- Kumazawa, T., Ogata, Y., y Toda, S. (2010). Precursory seismic anomalies and transient crustal deformation prior to the 2008 Mw=6.9 Iwate-Miyagi Nairiku, Japan, earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B10).
- Langbein, J. (2020). Methods for rapidly estimating velocity precision from GNSS time series in the presence of temporal correlation: A new method and comparison of existing methods. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(7), e2019JB019132.
- Lay, T., Yue, H., Brodsky, E. E., y An, C. (2014). The 1 April 2014 Iquique, Chile, Mw 8.1 earthquake rupture sequence. *Geophysical Research Letters*, 41(11), 3818–3825.
- Li, S., Moreno, M., Bedford, J., Rosenau, M., y Oncken, O. (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.
- Lin, Y.-n. N., Sladen, A., Ortega-Culaciati, F., Simons, M., Avouac, J.-P., Fielding, E. J., . . . others (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.
- Liu, C., Zheng, Y., Wang, R., y Xiong, X. (2015). Kinematic rupture process of the 2014 Chile Mw 8.1 earthquake constrained by strong-motion, GPS static offsets and teleseismic data. *Geophysical Journal International*, 202(2), 1137–1145.
- Mangiarotti, S., Cazenave, A., Soudarin, L., y Crétaux, J. (2001). Annual vertical crustal motions predicted from surface mass redistribution and observed by space geodesy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B3), 4277–4291.
- Marone, C. (1998). Laboratory-derived friction laws and their application to seismic faulting. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 26(1), 643–696.
- Marone, C. J., Scholtz, C., y Bilham, R. (1991). On the mechanics of earthquake afterslip. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B5), 8441–8452.
- McKinney, W., y cols. (2010). Data structures for statistical computing in Python. En *Proceedings of the 9th Python in Science Conference* (Vol. 445, pp. 51–56).
- Meade, B. J., y Hager, B. H. (2005). Block models of crustal motion in southern California constrained by GPS measurements. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*,

110(B3).

- Melbourne, T. I., y Webb, F. H. (2002). Precursory transient slip during the 2001 mw= 8.4 peru earthquake sequence from continuous gps. *Geophysical Research Letters*, *29*(21), 28–1.
- Meng, L., Huang, H., Bürgmann, R., Ampuero, J. P., y Strader, A. (2015). Dual megathrust slip behaviors of the 2014 iquique earthquake sequence. *Earth and Planetary Science Letters*, *411*, 177–187.
- Métois, M., Socquet, A., Vigny, C., Carrizo, D., Peyrat, S., Delorme, A., ... Ortega, I. (2013). Revisiting the north chile seismic gap segmentation using gps-derived interseismic coupling. *Geophysical Journal International*, *194*(3), 1283–1294.
- Minson, S. (2010). *A Bayesian approach to earthquake source studies* (Tesis Doctoral no publicada). California Institute of Technology.
- Miyazaki, S., y Heki, K. (2001). Crustal velocity field of southwest japan: Subduction and arc-arc collision. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *106*(B3), 4305–4326.
- Montillet, J.-P., y Bos, M. S. (2019). *Geodetic time series analysis in earth sciences*. Springer.
- Moreno, M., Haberland, C., Oncken, O., Rietbrock, A., Angiboust, S., y Heidbach, O. (2014). Locking of the chile subduction zone controlled by fluid pressure before the 2010 earthquake. *Nature Geoscience*, *7*(4), 292–296.
- Moreno, M., Melnick, D., Rosenau, M., Bolte, J., Klotz, J., Echtler, H., ... others (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.
- MOSEK ApS, . (2022). The mosek optimizer api for python 9.3.21 [Manual de software informático].
- Motagh, M., Schurr, B., Anderssohn, J., Cailleau, B., Walter, T. R., Wang, R., y Villotte, J.-P. (2010). Subduction earthquake deformation associated with 14 november 2007, mw 7.8 tocopilla earthquake in chile: Results from insar and aftershocks. *Tectonophysics*, *490*(1-2), 60–68.
- Nikkhoo, M., y Walter, T. R. (2015). Triangular dislocation: an analytical, artefact-free solution. *Geophysical Journal International*, *201*(2), 1119–1141. doi: 10.1093/gji/ggv035
- Nishenko, S. P. (1991). Circum-pacific seismic potential: 1989–1999. En *Aspects of pacific seismicity* (pp. 169–259). Springer.
- Nishimura, T., Yokota, Y., Tadokoro, K., y Ochi, T. (2018). Strain partitioning and interplate coupling along the northern margin of the philippine sea plate, estimated from global navigation satellite system and global positioning system-acoustic data. *Geosphere*, *14*(2), 535–551.
- Obara, K., y Kato, A. (2016). Connecting slow earthquakes to huge earthquakes. *Science*, *353*(6296), 253–257.
- Ozawa, S., Murakami, M., Kaidzu, M., Tada, T., Sagiya, T., Hatanaka, Y., ... Nishimura, T. (2002). Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the tokai region, central japan. *Science*, *298*(5595), 1009–1012.
- pandas development team, T. (2023, enero). *pandas-dev/pandas: Pandas*. Zenodo. (If you

use this software, please cite it as below.) doi: 10.5281/zenodo.7549438

- Perfettini, H., y Avouac, J.-P. (2007). Modeling afterslip and aftershocks following the 1992 landers earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B7).
- Perfettini, H., Avouac, J.-P., Tavera, H., Kositsky, A., Nocquet, J.-M., Bondoux, F., . . . others (2010). Seismic and aseismic slip on the central peru megathrust. *Nature*, 465(7294), 78–81.
- Peyrat, S., Madariaga, R., Buforn, E., Campos, J., Asch, G., y Vilotte, J. P. (2010). Kinematic rupture process of the 2007 Tocopilla earthquake and its main aftershocks from teleseismic and strong-motion data. *Geophysical Journal International*, 182(3), 1411–1430.
- Poli, P., Cabrera, L., Flores, M., Báez, J., Ammirati, J., Vásquez, J., y Ruiz, S. (2022). Volcanic origin of a long-lived swarm in the central transfield basin, antarctica. *Geophysical Research Letters*, 49(1), e2021GL095447.
- Pritchard, M., Ji, C., y Simons, M. (2006). Distribution of slip from 11 $m_w > 6$ earthquakes in the northern chile subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B10).
- Pritchard, M., Simons, M., Rosen, P., Hensley, S., y Webb, F. (2002). Co-seismic slip from the 1995 july 30 $m_w = 8.1$ antofagasta, chile, earthquake as constrained by insar and gps observations. *Geophysical Journal International*, 150(2), 362–376.
- Radiguet, M., Perfettini, H., Cotte, N., Gualandi, A., Valette, B., Kostoglodov, V., . . . Campillo, M. (2016). Triggering of the 2014 $m_w 7.3$ papanao earthquake by a slow slip event in guerrero, mexico. *Nature Geoscience*, 9(11), 829–833.
- Riel, B., Simons, M., Agram, P., y Zhan, Z. (2014). Detecting transient signals in geodetic time series using sparse estimation techniques. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(6), 5140–5160.
- Rogers, G., y Dragert, H. (2003). Episodic tremor and slip on the cascadia subduction zone: The chatter of silent slip. *Science*, 300(5627), 1942–1943.
- Ruiz, S., Metois, M., Fuenzalida, A., Ruiz, J., Leyton, F., Grandin, R., . . . Campos, J. (2014). Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 iquique $m_w 8.1$ earthquake. *Science*, 345(6201), 1165–1169.
- Saffer, D. M., y Tobin, H. J. (2011). Hydrogeology and mechanics of subduction zone forearcs: Fluid flow and pore pressure. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39, 157–186.
- Sangawa, A. (1993). The paleo-earthquake study using traces of the liquefaction. *Quat. Res*, 32, 249–255.
- Schoenberg, I. (1973). The basis property of b-splines. *Cardinal Spline Interpolation*, 11–19.
- Scholl, D. W., Kirby, S. H., von Huene, R., Ryan, H., Wells, R. E., y Geist, E. L. (2015). Great ($\geq m_w 8.0$) megathrust earthquakes and the subduction of excess sediment and bathymetrically smooth seafloor. *Geosphere*, 11(2), 236–265.
- Schurr, B., Asch, G., Hainzl, S., Bedford, J., Hoechner, A., Palo, M., . . . others (2014). Gradual unlocking of plate boundary controlled initiation of the 2014 iquique earthquake. *Nature*, 512(7514), 299–302.

- Schurr, B., Asch, G., Rosenau, M., Wang, R., Oncken, O., Barrientos, S., . . . Vilo, J. (2012). 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*, *117*(B05305), doi:10.1029/2011JB009030.
- Schurr, B., Moreno, M., Tréhu, A. M., Bedford, J., Kummerow, J., Li, S., y Oncken, O. (2020). Forming a mogi doughnut in the years prior to and immediately before the 2014 m8. 1 iquique, northern chile, earthquake. *Geophysical Research Letters*, *47*(16), e2020GL088351.
- Segall, P. (2010). *Earthquake and volcano deformation*. Princeton University Press.
- Simons, M., Minson, S. E., Sladen, A., Ortega, F., Jiang, J., Owen, S. E., . . . others (2011). The 2011 magnitude 9.0 tohoku-oki earthquake: Mosaicking the megathrust from seconds to centuries. *science*, *332*(6036), 1421–1425.
- Sobrero, F. S., Bevis, M., Gómez, D. D., y Wang, F. (2020). Logarithmic and exponential transients in gns trajectory models as indicators of dominant processes in postseismic deformation. *Journal of Geodesy*, *94*(9), 84.
- Socquet, A., Valdes, J. P., Jara, J., Cotton, F., Walpersdorf, A., Cotte, N., . . . Norabuena, E. (2017). An 8 month slow slip event triggers progressive nucleation of the 2014 chile megathrust. *Geophysical Research Letters*, *44*(9), 4046–4053.
- Song, T.-R. A., y Simons, M. (2003). Large trench-parallel gravity variations predict seismic behavior in subduction zones. *Science*, *301*(5633), 630–633.
- Tarantola, A. (2005). *Inverse problem theory and methods for model parameter estimation*. SIAM.
- Tavera, H., Buforn, E., Bernal, I., Antayhua, Y., y Vilacapoma, L. (2002). The arequipa (peru) earthquake of june 23, 2001. *Journal of Seismology*, *6*(2), 279–283.
- Van Dam, T., Wahr, J., Milly, P., Shmakin, A., Blewitt, G., Lavallée, D., y Larson, K. (2001). Crustal displacements due to continental water loading. *Geophysical Research Letters*, *28*(4), 651–654.
- Virtanen, P., Gommers, R., Oliphant, T. E., Haberland, M., Reddy, T., Cournapeau, D., . . . others (2020). Scipy 1.0: fundamental algorithms for scientific computing in python. *Nature methods*, *17*(3), 261–272.
- Voss, N., Dixon, T. H., Liu, Z., Malservisi, R., Protti, M., y Schwartz, S. (2018). Do slow slip events trigger large and great megathrust earthquakes? *Science advances*, *4*(10), eaat8472.
- Wallace, L. M., Hreinsdóttir, S., Ellis, S., Hamling, I., D’Anastasio, E., y Denys, P. (2018). Triggered slow slip and afterslip on the southern hikurangi subduction zone following the kaikōura earthquake. *Geophysical Research Letters*, *45*(10), 4710–4718.
- Wang, K., y Bilek, S. L. (2011). Do subducting seamounts generate or stop large earthquakes? *Geology*, *39*(9), 819–822.
- Wells, R. E., Blakely, R. J., Sugiyama, Y., Scholl, D. W., y Dinterman, P. A. (2003). Basin-centered asperities in great subduction zone earthquakes: A link between slip, subsidence, and subduction erosion? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *108*(B10).
- Zambrano, F., Wardlow, B., Tadesse, T., Lillo-Saavedra, M., y Lagos, O. (2017). Evaluating

satellite-derived long-term historical precipitation datasets for drought monitoring in chile. *Atmospheric Research*, 186, 26–42.

Zumberge, J., Heflin, M., Jefferson, D., Watkins, M., y Webb, F. (1997). Precise point positioning for the efficient and robust analysis of gps data from large networks. *Journal of geophysical research: solid earth*, 102(B3), 5005–5017.