



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

**CARACTERIZACIÓN DE SISMICIDAD INTRAPLACA DE PROFUNDIDAD
INTERMEDIA EN LA ZONA DE SUBDUCCIÓN CHILENA**

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

MARÍA DE LOS ÁNGELES MÉNDEZ SILVA

PROFESOR GUÍA:
SERGIO RUIZ TAPIA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
JAIME CAMPOS MUÑOZ
LEONCIO CABRERA CASTRO

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por:
proyecto FONDECYT
SANTIAGO DE CHILE

2023

RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR
AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS,
MENCIÓN GEOFÍSICA
POR: MARÍA DE LOS ÁNGELES MÉNDEZ SILVA
FECHA: 2023
PROF. GUÍA: SERGIO RUIZ T.

CARACTERIZACIÓN DE SISMICIDAD INTRAPLACA DE PROFUNDIDAD INTERMEDIA EN LA ZONA DE SUBDUCCIÓN CHILENA

El presente trabajo busca caracterizar la sismicidad intraplaca de profundidad intermedia en el margen chileno, específicamente en la zona de subducción de la placa de Nazca con la placa sudamericana. Para esto se intentará generalizar el modelo propuesto para el norte de Chile (Cabrera et al., 2021). Esta sismicidad ocurre en el interior de la placa oceánica y presenta distintos tipos de geometría de la falla dependiendo de su ubicación y profundidad.

Para ello, en este estudio, se trabaja con 8 sismos repartidos a lo largo del margen chileno, entre los 21° de latitud sur y los 46° de latitud sur, donde se localiza el punto triple en el que convergen las placas de Nazca, Sudamericana y Antártica. Estos sismos fueron seleccionados porque se encuentran a una profundidad mayor que 60 km, para garantizar que no están en la zona de contacto y presentan magnitudes superiores a 6. Además, estos sismos presentan registros en al menos 6 de las estaciones de la red del Centro Sismológico Nacional (CSN).

Se procesan de los sismos seleccionados se utilizan los procesos de inversión cinemática y *Template Matching*. En la inversión cinemática se usan los registros de velocidad para caracterizar la fuente sísmica y se modela el proceso de ruptura mediante un parche elíptico. A partir de esto se obtienen los valores de *stress drop* que se condicionan con lo esperado para la sismicidad intraplaca de profundidad intermedia. Utilizando *Template Matching* se buscan réplicas de los sismos. Así se consigue caracterizar la fragilidad de la zona y el proceso de deshidratación de la placa de Nazca a distintas profundidades.

Los regímenes tensionales de la sismicidad intraplaca están dominados por la profundidad a la que ocurren los sismos teniendo una tendencia a mecanismos focales inversos en la parte superior y normales en la parte inferior. Además, aquellas zonas de sismicidad intraplaca de profundidad intermedia más cercanas a la superficie y al borde de la placa, van a presentar más sismicidad asociada que aquellas que se encuentran a mayor profundidad y más lejos del borde, es decir, más cerca del manto litosférico. Pese a las diferentes estructuras presentes en el margen de subducción, el comportamiento es similar incluso donde ocurre la subducción del Ridge de Juan Fernández y el Ridge de Copiapó. Se concluye que esto responde a la deshidratación de la placa, al igual que en el norte del país. Finalmente, hacia el sur de la placa de Nazca, cerca del punto triple, se observa una disminución de la sismicidad y mayor dificultad para observar el plano inferior de la DZS y, a la vez, menor sismicidad intraplaca de profundidad intermedia queda propuesto para futuros trabajos develar la naturaleza de este fenómeno.

Fallar es parte del proceso

Gracias totales

Agradecimientos

Quiero agradecer en primer lugar al profesor Sergio Ruiz por su paciencia para sacar adelante este proyecto, por su ayuda y por todas las enseñanzas desde ese primer ramo de sismología que tuve la suerte de inscribir con él, por la práctica profesional y ahora con la culminación de mis estudios de magíster como profesor guía.

A mis amigos por aguantar mis desapariciones constantes, a mis amigos de bachillerato por acompañarme en toda la carrera, a los compañeros de oficina donde se pasaron buenos ratos, y en especial a Felipe, mi compañero de incontables ramos donde éramos los únicos de geofísica, a Camila mi mejor amiga, a mi querida Vi por su apoyo incondicional y a todos aquellos que formaron parte de mi paso por la universidad que de una u otra manera aportaron para que llegara hasta aquí.

A la profesora Milén Cortez por enseñarme y transmitirme la pasión por la física. Aquellas cosas que para muchos sonaban incomprensibles abrieron en mí el interés por la ciencia y en especial por la sismología. Y al profesor Nicolás Vergara por mostrarme que las matemáticas no eran difíciles.

Un agradecimiento especial al proyecto Fondecyt que me permitió financiar parte del programa de magíster. Al CSN, a Carlos Herrera, a Bertrand, al profesor Jaime Campos y en especial Leoncio por su paciencia para ayudarme cuando las cosas parecían estancadas y las correcciones sobre el documento.

A Ruki y Lucas por estar conmigo cuando nadie más estaba allí. A mi familia, en particular a mi tía querida por recibirme en su casa y por todo el apoyo que siempre me ha dado aunque quisiera que fuera abogada.

Y en especial a mi madre por confiar en mí cuando le dije que quería estudiar esta carrera y apoyarme siempre en todos mis proyectos por más complejos que parecieran.

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1. Objetivos	3
1.1.1. Objetivo principal	3
1.1.2. Objetivos secundarios	3
1.2. Estructura de la tesis	3
2. Marco Teórico	4
2.1. Stress drop	6
2.2. Concepto de réplica	6
2.3. Modelo de subducción	7
3. Marco Geológico	9
3.1. Contexto sismotectónico	9
3.2. Doble zona sísmica	11
4. Datos utilizados	16
4.1. Terremotos intraplaca y datos	16
5. Metodología	20
5.1. Inversión cinemática	20
5.2. Template Matching	25
6. Resultados	28
6.1. Inversión cinemática	28
6.2. Template Matching	39
7. Discusión y Conclusiones	44
7.1. Modelo Teórico	46
7.1.1. Conclusiones	48
Bibliografía	51
Anexos	56
A. Inversión Cinemática	56
A.1. Resultados numéricos obtenidos por evento para los planos 1 y 2	57
A.2. Resultados inversión cinemática Evento 1	58
A.3. Resultados inversión cinemática Evento 2	61
A.4. Resultados inversión cinemática Evento 3	64

A.5.	Resultados inversión cinemática Evento 4	67
A.6.	Resultados inversión cinemática Evento 5	70
A.7.	Resultados inversión cinemática Evento 6	73
A.8.	Resultados inversión cinemática Evento 7	76
A.9.	Resultados inversión cinemática Evento 8	79
B.	Template Matching	82
B.1.	Estaciones utilizadas en template matching	82
B.2.	Señales obtenidas para el Evento 1	83
B.3.	Señales obtenidas para el Evento 2	89
B.4.	Señales obtenidas para el Evento 3	91
B.5.	Señales obtenidas para el Evento 5	92
B.6.	Señales obtenidas para el Evento 7	94

Índice de Tablas

4.1.	Valores de strike, dip y slip usados en cada sismo para inversión cinemática . .	17
6.1.	Tabla con los resultados de la inversión cinemática siendo ,a,b semiejes de la elipse, alpha el angulo de rotación, el desplazamiento máximo D y la Velocidad de ruptura Vr	28
6.2.	Resultados a partir de la inversión cinemática	29
7.1.	Tabla resumen resultados obtenidos	44
A.1.	Estaciones utilizadas para cada Evento en la inversión cinemática	56
A.2.	Tabla con los resultados de la inversión cinemática siendo ,a,b semiejes de la elipse, alpha el angulo de rotación, np y tp, el desplazamiento máximo D y la Velocidad de ruptura Vr. Plano 1	57
A.3.	Tabla con los resultados de la inversión cinemática siendo ,a,b semiejes de la elipse, alpha el angulo de rotación, np y tp, el desplazamiento máximo D y la Velocidad de ruptura Vr. Plano 2	57

Índice de Ilustraciones

2.1.	Batimetría fondo oceánico	4
2.2.	Esquema del proceso de subducción en el margen chileno	5
2.3.	Esquema resultados de Cabrera et al(2021), modelo de subducción	8
3.1.	Esquema de acumulación de sedimentos e imagen de referencia tomada de Contreras-Reyes et al.,2019	9
3.2.	Diferencia entre los distintos segmentos, arriba Zona centro sur y abajo Zona de Chiloé, Contreras-Reyes et al., 2010	11
3.3.	Ejemplo de DSZ en el mundo tomado de Florez-Prieto et al., (2019)	12
3.4.	Imagen tomada de Sippl et al., (2018) donde se muestra una DSZ a los 22°S en el margen chileno	13
3.5.	DSZ en la zona de subducción del Ridge de Juan Fernández. Tomada de Marot et al., (2013)	13
3.6.	Tabla con las distintas DSZ en el norte de Chile tomada de Marot et al., (2013)	14
3.7.	Imagen en planta y perfil de la sismicidad en la zona de subducción del ridge de Cópiapo tomada de Pasten-Araya et al.,(2022)	15
4.1.	Sismicidad intraplaca de profundidad intermedia disponible en el CSN	16
4.2.	Mapa estaciones utilizadas por sismo	18
4.3.	Resumen de la sismicidad en la zona de contacto Nazca-Sudamérica. Al costado se muestran aproximadamente la posición de las DSZ mencionadas. Los mecanismos focales corresponden a los sismos estudiados.	19
5.1.	Geometría del parche elíptico que define la zona de ruptura dentro del plano de falla para el modelo cinemático. Los puntos $(x_h; y_h)$ y $(x_0; y_0)$ definen el hipocentro y el centro de la elipse respectivamente. Los parámetros a , b y definen los semiejes mayor y menor de la elipse y el ángulo de rotación de esta definido entre la horizontal y el semieje alfa respectivamente.	21
5.2.	Ejemplos parámetros estimados con la inversión cinemática	21
5.3.	Ejemplo comparación sismogramas sintéticos con las señales obtenidas del CSN.	23
5.4.	Resultados inversión cinemática	24
5.5.	Resultados inversión cinemática	25
5.6.	En la imagen se muestran los templates para el sismo E1	26
5.7.	En la imagen se muestra la fórmula utilizada por el programa FMF para calcular el CC	26
5.8.	Peaks de señal en la señal continua	26
5.9.	Ejemplo resultados TM	27
6.1.	Ejemplo convergencia E3 y E5	29
6.2.	Evento 1	29
6.3.	Evento 3	30
6.4.	Resultados inversión cinemática para el Evento 1	31

6.5.	Resultados inversión cinemática para el Evento 2	32
6.6.	Resultados inversión cinemática para el Evento 3	33
6.7.	Resultados inversión cinemática para el Evento 4	34
6.8.	Resultados inversión cinemática para el Evento 5	35
6.9.	Resultados Evento 6	36
6.10.	Resultados Evento 7	37
6.11.	Resultados Evento 8	38
6.12.	Ejemplo resultados TM	39
6.13.	Cantidad de réplicas durante un mes después del sismo principal	40
6.14.	Comparación del coeficiente de cros-correlación de las réplicas por evento	41
6.15.	Perfiles	42
6.16.	Ejemplo resultados TM	43
7.1.	Mapa de sismicidad	45
7.2.	Modelo de comportamiento subducción	50
A.1.	Parámetros estimados con la inversión cinemática	58
A.2.	Resultados inversión cinemática	58
A.3.	Resultados inversión cinemática	59
A.4.	Resultados Evento 1 del 14/12/2020	60
A.5.	Parámetros estimados con la inversión cinemática	61
A.6.	Resultados inversión cinemática	61
A.7.	Resultados inversión cinemática	62
A.8.	Resultados Evento 2 del 15/04/2017	63
A.9.	Parámetros estimados con la inversión cinemática	64
A.10.	Resultados inversión cinemática	64
A.11.	Resultados inversión cinemática	65
A.12.	Resultados Evento 3 del 25/07/2016	66
A.13.	Parámetros estimados con la inversión cinemática	67
A.14.	Resultados inversión cinemática	67
A.15.	Resultados inversión cinemática	68
A.16.	Resultados Evento 4 del 22/09/2015	69
A.17.	Parámetros estimados con la inversión cinemática	70
A.18.	Resultados inversión cinemática	70
A.19.	Resultados inversión cinemática	71
A.20.	Resultados Evento 5 del 20/11/2016	72
A.21.	Parámetros estimados con la inversión cinemática	73
A.22.	Resultados inversión cinemática	73
A.23.	Resultados inversión cinemática	74
A.24.	Resultados Evento 6 del 02/02/2015	75
A.25.	Parámetros estimados con la inversión cinemática	76
A.26.	Resultados inversión cinemática	76
A.27.	Resultados inversión cinemática	77
A.28.	Resultados Evento 7 del 04/11/2016	78
A.29.	Parámetros estimados con la inversión cinemática	79
A.30.	Resultados inversión cinemática	79
A.31.	Resultados inversión cinemática	80
A.32.	Resultados Evento 8 del 26/09/2019	81
B.1.	Resultados TM E1	83

B.2.	Resultados TM E1	84
B.3.	Resultados TM E1	85
B.4.	Resultados TM E1	86
B.5.	Resultados TM E1	87
B.6.	Resultados TM E1	88
B.7.	Resultados TM E2	89
B.8.	Resultados TM E2	90
B.9.	Resultados TM E3	91
B.10.	Resultados TM E5	92
B.11.	Resultados TM E5	93
B.12.	Resultados TM E7	94
B.13.	Resultados TM E7	95
B.14.	Resultados TM E7	96
B.15.	Resultados TM E7	97
B.16.	Resultados TM E7	98

Capítulo 1

Introducción

Chile está localizado en una de las zonas tectónicas más activas del mundo, caracterizado por ser la zona de contacto entre la placa de Nazca y sudamericana que convergen en una tasa de 8 centímetros al año (Leyton, Ruiz, Campos, y Kausel, 2009). Este contacto es la fuente de variado tipo de sismicidad siendo la más ampliamente estudiada en los últimos años la sismicidad interplaca. Sin embargo, existe otro tipo de sismicidad que está relacionado con la zona de contacto que puede ser mucho más dañina que la sismicidad interplaca y cuyo comportamiento en general no se entiende, esta es la sismicidad intraplaca de profundidad intermedia.

Comprender el proceso que rige a la sismicidad intraplaca de profundidad intermedia es un reto para la sismología. Esto debido a que el rango de profundidad en que ocurre y su cercanía con la sismicidad del tipo interplaca en las zonas de subducción, dificultan su estudio y registro. Además, esta sismicidad representa menos del 20 % de la sismicidad a nivel global y dicha proporción se mantiene en el caso de la sismicidad en el margen Chileno (Derode y Campos, 2019). Todo lo anterior abre una brecha de conocimiento que es importante llenar para proteger a la población puesto que los efectos de esta sismicidad suelen ser mucho mayores en términos de daño a las zonas urbanas.

Las condiciones para la ocurrencia de este tipo de sismicidad son especiales y no son las mismas que para la sismicidad interplaca y cortical, puesto que este tipo de eventos ocurren a profundidades donde las condiciones mecánicas de la placa son diferentes (Frohlich, 2006; Mirwald et al., 2019) debido a las diferencias en los regímenes tensionales y los cambios en la presión.

Dada la subducción de la placa de Nazca bajo la sudamericana, es posible encontrar este tipo de sismicidad a lo largo del margen chileno, con sismos que alcanzan magnitudes mayores a 6 y, que además, pueden generar daños incluso mayores a los de la sismicidad ocurrida en el contacto. Algunos ejemplos de terremotos intraplaca a lo largo del margen de subducción son: Chillán 1939 (Mw 7.8), Calama 1950 (Mw 8.2), Punitaqui 1997 (Mw 7.1), y Tarapacá 2005 (Mw 7.8) (Kausel y Campos, 1992; Beck, Barrientos, Kausel, y Reyes, 1998; Peyrat et al., 2006; Delouis y Legrand, 2007; Ruiz y Madariaga, 2018), siendo el de Chillán el más destructivo en la historia del país (Beck et al., 1998).

La sismicidad intraplaca de profundidad intermedia ocurre principalmente en aquellas zonas donde es posible observar una doble zona sísmica, estructura formada por dos planos de sismicidad aproximadamente paralelos, localizados en la placa que subduce, a profundidades

intermedias (Comte y Suárez, 1994; Marot et al., 2014; Sippl, Schurr, Asch, y Kummerow, 2018; Florez y Prieto, 2019) .

Se asocia la sismicidad en el plano superior con la presión de los fluidos por la deshidratación dentro de la corteza o manto superior oceánico subductante (Hacker, Peacock, Abers, y Holloway, 2003; Kirby, 1995; Okazaki y Hirth, 2016). La sismicidad en el plano inferior , en cambio, ha sido un tema controversial ya que sus mecanismos son inciertos (Peacock, 2001; Reynard, Nakajima, y Kawakatsu, 2010; Ferrand et al., 2017; Ohuchi et al., 2017). Esta sismicidad ocurre en el manto litosférico subductado (Green II, Chen, y Brudzinski, 2010)

A menudo, se ha considerado la ocurrencia de reacciones de deshidratación a esas profundidades para explicar un posible fracturamiento frágil (Hacker et al., 2003). En su trabajo, Cabrera et al., (2021) , caracteriza la sismicidad intraplaca de profundidad intermedia en el norte de Chile, entre los 17° y 21° de latitud sur, estudiando 6 eventos que presentan una magnitud y una geometría de ruptura similar, además de una caída de *stress* entre los 7 y 30 MPa. También observa que el decaimiento de las réplicas en estos sismos estaría dominado por las condiciones termales de la placa que subduce.

En dicho trabajo, se propone que el comportamiento de esta sismicidad está ligado a la profundidad dentro del slab y a la posición relativa en la placa que subduce, además de la hidratación de la placa. Esto debido a que al producirse la subducción de la placa hidratada, se genera la migración de fluidos a medida que la temperatura aumenta, siendo este proceso el causante de fenómenos como la generación de réplicas en una profundidad en la que la placa debiese tener un comportamiento más dúctil.

A partir de esto, en este estudio, se pretende continuar con el trabajo realizado por Cabrera et al., (2021) buscando generalizar los resultados obtenidos sobre los mecanismos que controlan la sismicidad intraplaca de profundidad intermedia para el resto de la zona de contacto entre la placa de Nazca y Sudamericana, es decir, entre los 21° y 46.3° de latitud sur.

Para ello se realiza una inversión cinemática para la caracterización de la fuente sísmica y el proceso de ruptura. Esta metodología ha sido utilizada por diversos autores de forma satisfactoria, ya que entrega diversos parámetros que permiten comprender la generación de esta sismicidad (Vallée y Bouchon, 2004; Ruiz y Madariaga, 2011, 2013; Twardzik, Das, y Madariaga, 2014; Ulrich y Aochi, 2015; Ruiz et al., 2017; Momeni, Aoudia, Tatar, Twardzik, y Madariaga, 2019; Mirwald et al., 2019).

Además, se utiliza la técnica de *template matching*. Esta técnica ha sido usada en una gran variedad de contextos donde se sabe que la sismicidad se repite (Shelly, Beroza, y Ide, 2007; Peng y Zhao, 2009; A. Kato, Fukuda, Kumazawa, y Nakagawa, 2016; Frank, Poli, y Perfettini, 2017; Ross, Trugman, Hauksson, y Shearer, 2019) . Sin embargo, en este estudio se utiliza para estimar la eficiencia de la generación de réplicas en las distintas zonas de ruptura. Con los resultados obtenidos de estos procesamientos de datos se concluye que la naturaleza de la sismicidad intraplaca de profundidad intermedia es similar a la del norte del país pese a los cambios en el margen de subducción. Ejemplo de esto es la presencia de estructuras como el *Ridge* de Juan Fernández que alteran las condiciones de la sismicidad, mas no sus características tensionales.

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivo principal

Caracterizar la sismicidad intraplaca de profundidad intermedia, de magnitud mayor que 6, a lo largo de la zona de contacto de la placa de Nazca con la Sudamericana, bajo el margen chileno, para comprender su generación.

1.1.2. Objetivos secundarios

Estimar los parámetros cinemáticos de la ruptura de terremotos intraplaca, de profundidad intermedia, en la zona de subducción de la placa de Nazca.

Comparar la productividad de réplicas de terremotos intraplaca de profundidad intermedia.

Identificar similitudes y diferencias entre terremotos intraplaca de profundidad intermedia, de similar magnitud, que ocurren a lo largo del margen.

Generalizar el resultado obtenido en el norte del país (Cabrera et al., 2021) al resto del margen chileno.

1.2. Estructura de la tesis

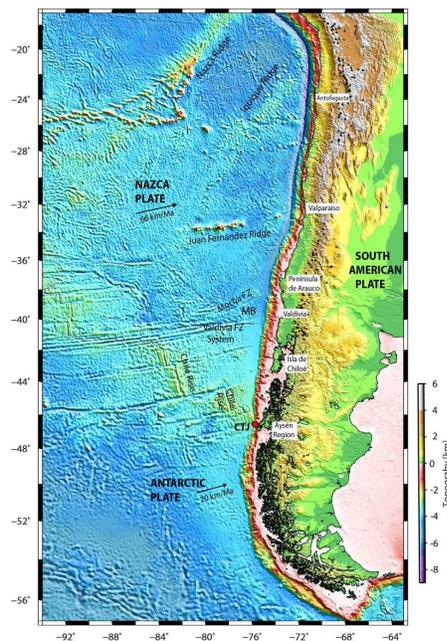
- **Capítulo 1:** Se introduce el trabajo y el contexto del mismo.
- **Capítulo 2:** Se contextualiza teóricamente el trabajo de tesis presentando cada uno de los temas que son importantes para comprender los resultados obtenidos y discutir sobre ellos.
- **Capítulo 3:** Se presentan características de la zona de estudio que puedan ser relevantes en este trabajo.
- **Capítulo 4:** Se detalla la metodología utilizada en este estudio y los datos utilizados para dicha metodología.
- **Capítulo 5:** Se presenta los resultados obtenidos en cada uno de los procesos descritos en el capítulo cuatro.
- **Capítulo 6:** Se discuten los resultados y se concluye a partir de los mismos presentando el modelo teórico generalizado.

Capítulo 2

Marco Teórico

Tanto la placa de Nazca como la placa Antártica subducen bajo la placa sudamericana,. Este proceso se da en el contexto de un marco de placas convergentes y ocurre cuando la placa que es más densa, tras colisionar con una placa de corteza continental se hunde por su mayor densidad. La velocidad de estos procesos de subducción son distintos, el promedio para el límite convergente Nazca-Sudamericana es de 66 milímetros por año, mientras que la subducción Antartica-Sudamerica sería de 19 milímetros por año (DeMets, Gordon, y Argus, 2010) . En la imagen 2.1 se muestra el promedio de las velocidades de las placas y la dirección de movimiento sobre un mapa de profundidad.

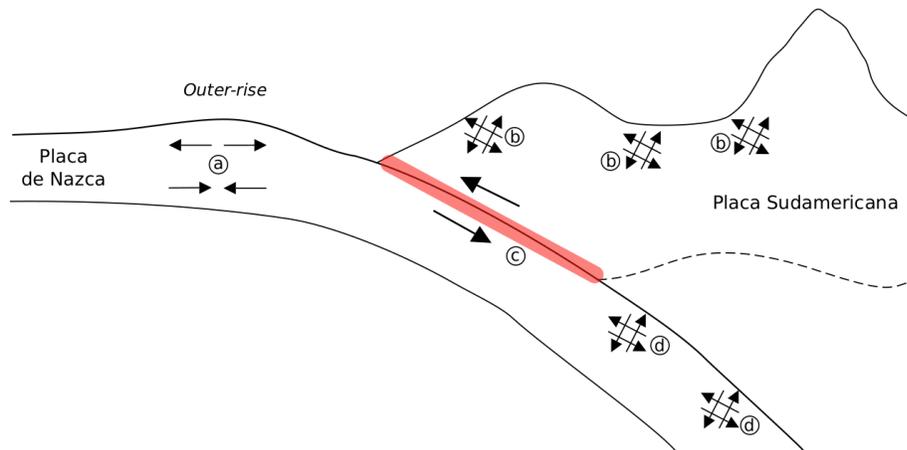
La diferencia de velocidad en estos procesos genera que la tasa de sismicidad sea distinta. En ese sentido, la zona de subducción de Nazca-Sudamerica presenta mucha más sismicidad. La zona de contacto Nazca-Sudamerica se da desde el norte del país hasta aproximadamente los 46° de latitud sur y es la que controla la mayor parte de la sismicidad presente en el país.



(a) Configuración geodinámica tomada de Contreras-reyes et al, (2018)

Figura 2.1: Batimetría fondo oceánico

La sismicidad interplaca es la más estudiada puesto que ocurre en la zona de acoplamiento, por la velocidad con la que la placa subduce y las características de la zona es que se han llegado a producir terremotos de magnitudes tan altas como el terremoto de Valdivia de 1960 de 9.5 Mw, que es el de mayor magnitud del que se tiene registro, y el del Maule del 2010 8.8 Mw. En el esquema 2.2, la sismicidad interplaca se encuentra nombrada con la letra c y corresponde a aquella en la zona de contacto delimitada con una línea roja.



(a) Imagen tomada de la Tesis de Carrasco

Figura 2.2: Esquema del proceso de subducción en el margen chileno

No obstante, este no es el único tipo de sismicidad derivada del proceso de subducción. La sismicidad del tipo outer-rise (a) ocurre en la placa que subduce dado el proceso de plegamiento. En la zona anterior a la fosa oceánica se genera una región de elevación donde se producen fallamientos de la corteza por flexión extensional y conducen a una hidratación parcial tanto de la corteza como del manto superior. Dicha hidratación tiende a ocurrir hasta aproximadamente la ubicación de la isoterma de los 450°C donde se dan las condiciones para permitir que los fluidos ingresen. Aquí se generaría un plano neutral que separa una zona altamente hidratada de una seca o pobremente hidratada.

También es posible observar sismicidad cortical (b) que se produce por la activación de fallas corticales asociadas al proceso de subducción, aunque dicha sismicidad también puede deberse a procesos propios dentro de la placa continental.

Por otra parte, la sismicidad intraplaca de profundidad intermedia (d) ocurre dentro de la placa que subduce a profundidades superiores a los 50 km hasta más de 500 km de profundidad donde se cree que la placa pierde su comportamiento frágil. Sin embargo, en Chile, las profundidades de estos sismos no superan los 250 km, esto, en general, por los ángulos de subducción de la placa.

Si bien la sismicidad intraplaca de profundidad intermedia tiene una menor tasa de ocurrencia en relación con la sismicidad interplaca, se considera que es un 20 % de la sismicidad global, esta puede generar daños aún mayores que la segunda, por lo que estudiarla es relevante para el país, esto estaría relacionado al camino que recorren las ondas sísmicas antes de llegar a la superficie y que no genera tanta atenuación de las mismas como la sismicidad

interplaca.

Normalmente se asocia que la sismicidad intraplaca de profundidad intermedia ocurre debido a procesos tensionales, lo que en primera instancia sirve para diferenciarla de la sismicidad interplaca, sin embargo, se han estudiado casos en los que la evidencia sugiere que estos sismos también pueden tener regímenes compresionales, como la secuencia sísmica ocurrida en Punitaqui en 1997 (Gardi, Lemoine, Madariaga, y Campos, 2006; Lemoine, Madariaga, y Campos, 2001).

También es posible observar casos de sismicidad intraplaca de profundidad intermedia del tipo compresional en la zona de entre Concepción -Constitución, como se ve en el trabajo de Campos (2002). Esto exige un especial cuidado a la hora de localizar la sismicidad y construir los mecanismos focales, esto teniendo en cuenta que la profundidad de estos terremotos por sí misma representa una dificultad e induce a errores.

2.1. Stress drop

El proceso de ruptura de un terremoto alrededor de una falla, está ligado a la liberación de energía. La energía asociada a las fracturas se libera de manera mecánica, en tanto también hay una porción de energía que se disipa como calor por la fricción y otra parte de la energía se convierte en ondas sísmicas elásticas.

El estrés es una fuerza aplicada sobre un área. Un tipo de estrés al que todos estamos acostumbrados es el estrés uniforme, llamado presión. Una tensión uniforme es aquella en la que las fuerzas actúan por igual desde todas las direcciones. En la Tierra, la presión debida al peso de las rocas suprayacentes es un esfuerzo uniforme y se denomina esfuerzo de confinamiento. Si la tensión no es igual en todas las direcciones, entonces la tensión es una tensión diferencial.

La caída de esfuerzo o *stress drop* de un terremoto es uno de los parámetros más importantes para caracterizar la fuente sísmica y su dependencia con el tamaño de un sismo, la profundidad y la configuración tectónica ha sido fuente de discusión durante décadas. Se ha reportado en algunos estudios (N. Kato, 2009) que la caída de *stress* de los terremotos intraplaca es en promedio significativamente mayor a los interplaca. Esto también ha sido estudiado en el margen chileno en trabajos como el de Leyton et. al (2009) llegando a un resultado similar.

2.2. Concepto de réplica

El concepto de réplica, usualmente se refiere a un sismo más pequeño que sigue al sismo principal en un espacio y en una ventana de tiempo definida. Los criterios para escoger esta ventana de tiempo suelen ser arbitrarios. Normalmente las réplicas suelen definirse en un área al rededor de la zona donde ocurre el evento principal.

La mayor parte de las réplicas ocurren en la superficie de la ruptura principal. Además suelen usarse para describir los planos de falla. En el caso de los terremotos de subducción, el área en el que ocurren las réplicas puede ser mayor que el área de la ruptura principal

(Tajima y Kanamori, 1985) esto debido a que ocurre un proceso de reacomodamiento de la zona afectada para volver al equilibrio y es a esto que se le asocian las réplicas. Por otro lado, algunas réplicas ocurren fuera del plano de falla estimulados por el paso de ondas sísmicas.

También se definen las réplicas como una elevada sismicidad por sobre la tasa normal en la zona luego del evento principal. Sin embargo, esta definición requiere un conocimiento de la actividad sísmica en la zona que podría no estar disponible antes del terremoto. Existen herramientas para identificar el decaimiento de la sismicidad en una zona luego de la ocurrencia del sismo principal, por ejemplo, la ley de Omori describe el decaimiento de las réplicas en el tiempo.

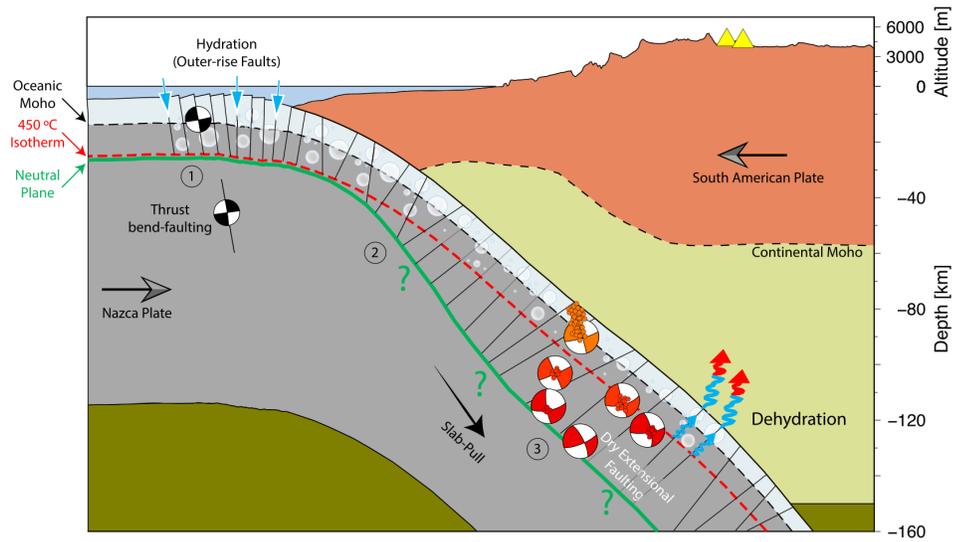
Es en este sentido que las réplicas se diferencian de los terremotos repetitivos o *repeaters*, los que no se estudian en una ventana de tiempo determinada sino que en una zona, buscando en las señales continuas, señales semejantes a los eventos principales.

En este trabajo se considera que las réplicas que posean los sismos seleccionados presentaran un comportamiento similar al romper la misma zona y, por tanto, la búsqueda de réplicas se realiza mediante *template-matching*, mismo proceso que se utiliza para identificar *repeaters* en un periodo de tiempo determinado después de la ocurrencia del evento principal.

2.3. Modelo de subducción

En el norte de Chile, Cabrera et al., (2021) observa una relación entre la profundidad de los eventos dentro de la placa y la cantidad de réplicas encontradas con el método de *template matching*. En dicho trabajo se describe que los eventos que presenten una mayor distancia con la parte superior del *slab* presentarán menor número de réplicas. Dicho comportamiento se asocia principalmente a la temperatura de la placa que subduce y cómo dicha temperatura afecta a los diversos procesos que ocurren en su interior, por ejemplo la deshidratación de la placa. Además existe un cambio en el *bending* de la placa que podría ser el responsable de los cambios en el *stress*.

Aquellos sismos cuya localización está más alejada del borde de la placa se encuentran en un ambiente más seco mientras que aquellos que están más cerca del borde donde es poseen un ambiente más hidratado, aún puede asociarse a eventos de deshidratación por las profundidades en las que ocurren y, por tanto, presentar una mayor cantidad de réplicas.



(a) Esquema de subducción

Figura 2.3: Esquema resultados de Cabrera et al(2021), modelo de subducción

En la imagen 2.3 es posible observar la relación de la sismicidad con la profundidad y la generación de réplicas.

Capítulo 3

Marco Geológico

3.1. Contexto sismotectónico

El margen chileno, se caracteriza por ser un margen de subducción que presenta diferencias importantes a lo largo del mismo. Esto debido a que las características geodinámicas varían en cada sector. Existen varios factores a mencionar, como la velocidad de convergencia de la placa, reología, edad, propiedades elásticas, entre otras, esto impacta al margen de distintas maneras, siendo la sedimentación una de las más interesantes de estudiar debido a su relación con la dorsal de Juan Fernández.

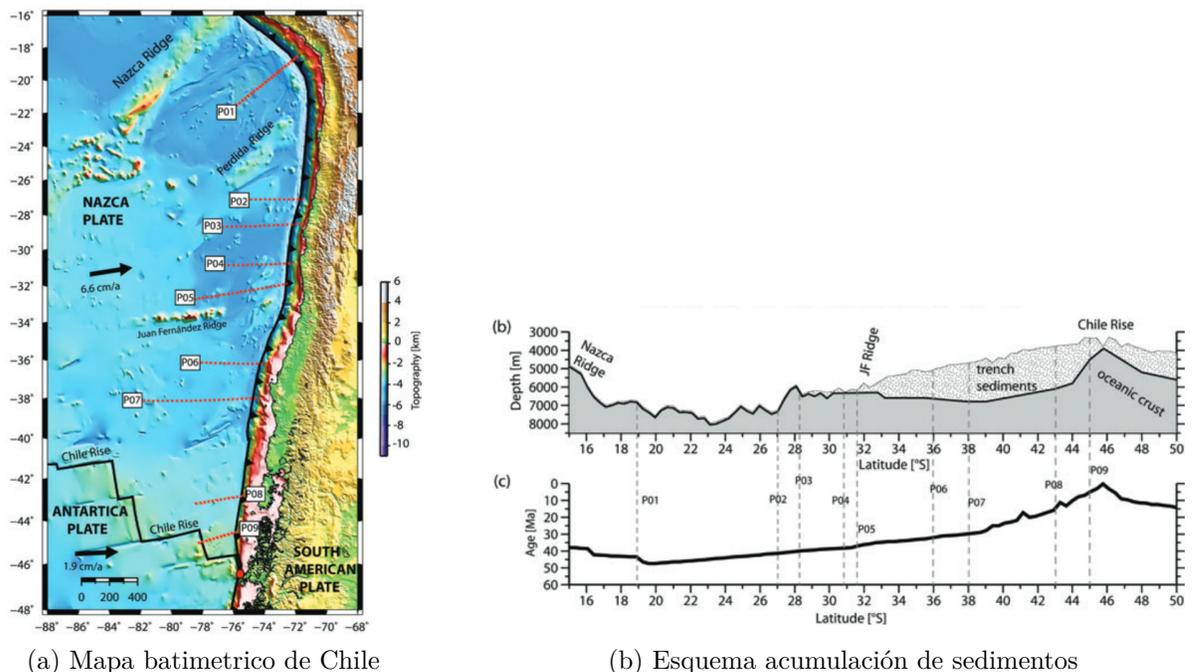


Figura 3.1: Esquema de acumulación de sedimentos e imagen de referencia tomada de Contreras-Reyes et al.,2019

Los procesos de erosión, acreción sedimentaria y subducción son procesos activos a lo largo del margen chileno, que están controlados por condiciones climáticas, suministro de sedimentos a la fosa, subducción de estructuras de gran elevación topográfica como la dorsal de Juan Fernández, así como la reología de la placa oceánica subductante, entre otros factores.

La periodicidad de reactivación magmática de la dorsal de Juan Fernández, causa entre otras, la presencia de una cadena montañosa, la cual actúa como una barrera para los flujos sedimentarios que tienen dirección sur a norte debido a la gravedad (Contreras-Reyes, 2018). En consecuencia se tiene que la carga sedimentaria a lo largo del margen está controlada en parte por la presencia del cordón montañoso submarino asociado a la dorsal, por lo que tiene un impacto no menor sobre las estructuras del margen como lo son los prismas de acreción.

En la imagen 3.1.b se esquematiza cómo se acumulan los sedimentos con respecto a la latitud, dicha acumulación sedimentaria está referenciada a la profundidad del fondo marino y al margen chileno con la imagen 3.1.a.

Los prismas de acreción son cargas sedimentarias deformadas que se anexan al continente en márgenes convergentes debido a los esfuerzos compresivos, estas estructuras tienen un grado de control tectónico y tsunamigénico debido a las propiedades elásticas que presenta al tener un origen sedimentario.

En el margen se puede segmentar según los procesos erosivos, acrecionarios y de subducción de sedimentos (Contreras-Reyes, 2018), estos son según:

Zona norte: Esta zona corresponde a un margen erosivo debido a la baja sedimentación asociada al ambiente sedimentario del norte y la alta tasa de subducción frontal y basal, esto implica prismas de acreción pequeños y espesor sedimentario pequeño en la fosa ya que la dorsal de Juan Fernández actúa como barrera sedimentaria.

Zona centro sur: Se caracteriza por una fosa altamente sedimentada debido a la alta carga de sedimentos provenientes del continente por la gran cantidad de ríos y la rápida denudación de los Andes que terminan acumulándose debido a la dorsal. Aquí es donde se tiene un alto flujo de turbiditas en dirección norte que es debido a la profundización de la placa subductante por el aumento de su edad hacia el norte.

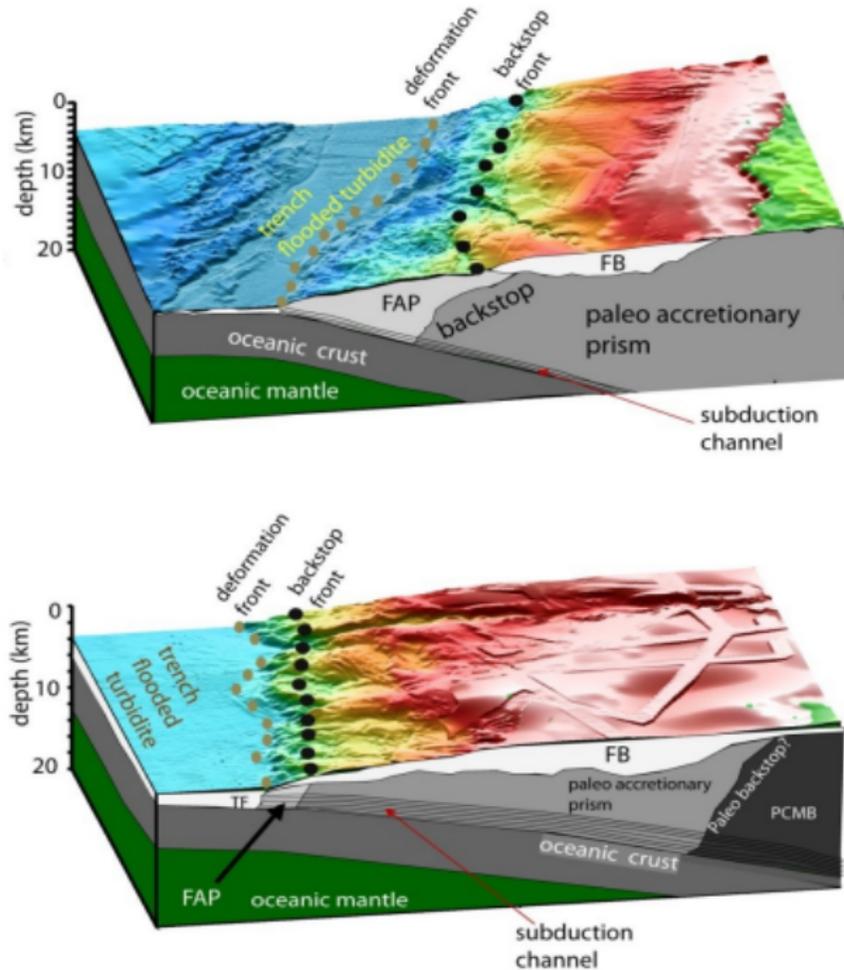
Zona Bloque de mocha-Chiloé: Aquí la placa oceánica no presenta un abombamiento pronunciado, por lo que el transporte de sedimentos llega mar adentro reduciendo su espesor, aunque tenga valor máximo considerable cercano al frente de deformación. El prisma de acreción es de reducido tamaño debido a la alta cantidad de sedimentos subductados por la pronunciada deflexión de la placa joven.

Zona austral: Esta zona está controlada por la subducción de la placa Antártica respecto a la placa Sudamericana, corresponde a un margen acrecionario debido a las grandes fuentes sedimentarias de ríos y glaciares, junto a una tasa de convergencia baja.

Debido a esta variabilidad en el margen, se presume que el control tectónico y tsunamigénico también se ve afectado, ya que debido al origen sedimentario del prisma, no es capaz de sostener grandes esfuerzos de cizalle, por lo que los sismos en esta zona son pequeños y no hay réplicas, actuando como una barrera de propagación para sismos tipo thrust (Contreras-Reyes, 2018). El tamaño de los tsunamis se ve afectado debido al desnivel provocado por la llegada de eventos sísmicos a la fosa, esto implica un menor desplazamiento de volumen de

agua, es decir menor amplitud del tsunami (Contreras-Reyes y Osses, 2010)

En la imagen 3.2 se esquematiza los cambios en el margen debido a la existencia de la acumulación de sedimentos y la forma de los prismas de acreción en el margen los que pueden tener una repercusión en la sismicidad de la zona y en el acoplamiento de las estructuras como se señaló más arriba.



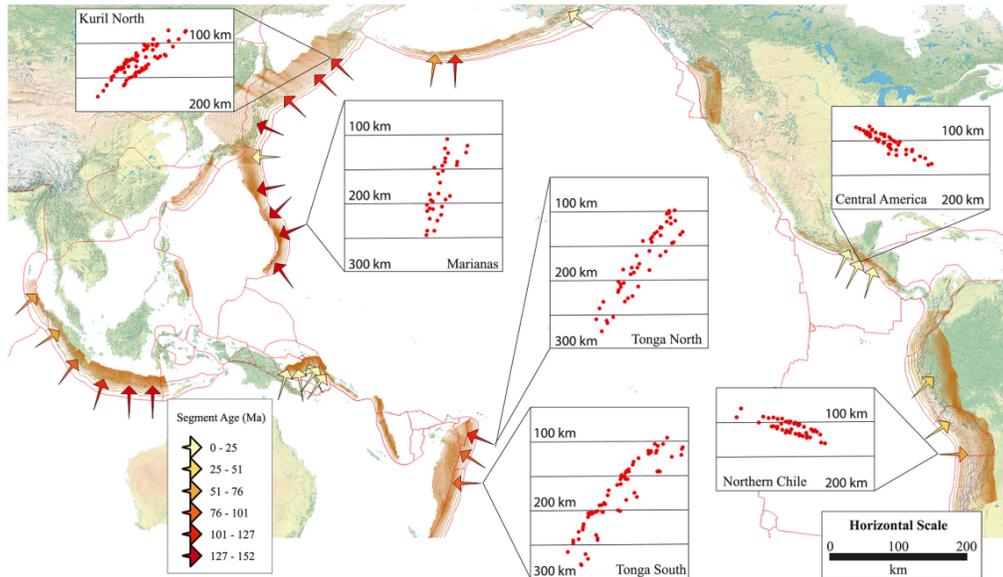
(a) Prismas de acreción.

Figura 3.2: Diferencia entre los distintos segmentos, arriba Zona centro sur y abajo Zona de Chiloé, Contreras-Reyes et al., 2010

3.2. Doble zona sísmica

Los sismos estudiados en Cabrera et al., (2021) ocurren en la doble zona sísmica de subducción en el norte de Chile. Esta estructura sísmica está formada por dos planos de sismicidad aproximadamente paralelos localizados en la placa que subduce, es decir, en la placa oceánica a profundidades intermedias, entre los 50km de profundidad hasta los 200km. Sin embargo, se han observado casos en los que esta estructura se encuentra a profundidades mayores aun-

que no es algo usual. Esto podría deberse a una mejor resolución a la hora de realizar las localizaciones, ya que se tiene la idea de que los planos paralelos tienden a juntarse, pero por las profundidades a la que ocurre la sismicidad, los márgenes de error crecen.



(a) DSZ en el mundo

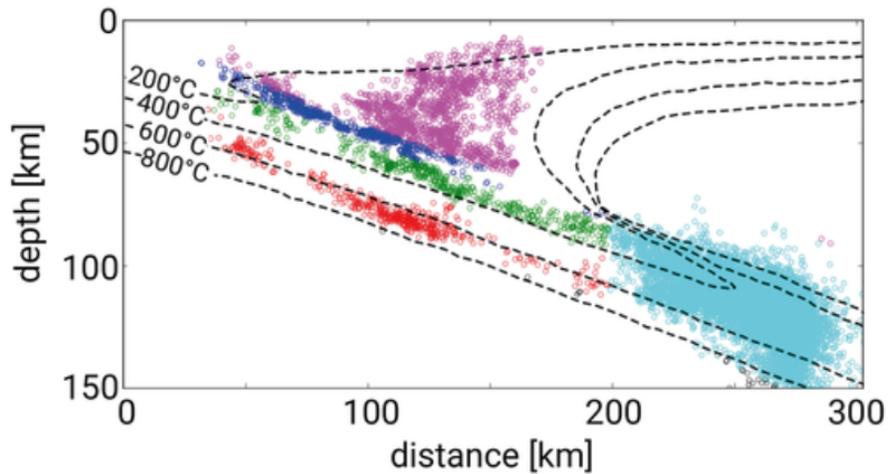
Figura 3.3: Ejemplo de DSZ en el mundo tomado de Florez-Prieto et al., (2019)

Se han observado DSZ por lo menos una vez en todas las zonas de subducción. La presencia de esta estructura se ve por la localización de la sismicidad alineada en planos paralelos. En la imagen 3.3 se muestran las DSZ que han sido caracterizadas hasta ahora en los distintos márgenes de subducción en el mundo, teniendo como ejemplos los encontrados en Japón y en el norte de Chile entre otros.

El plano de sismicidad superior (UP) se localiza normalmente en la corteza oceánica o cerca de ella, en cambio el plano inferior de sismicidad (LP) se localiza a profundidades variables dentro del manto oceánico. Estos planos se separan por una zona de sismicidad reducida. La separación de esta zona se correlaciona con la edad de la placa Brudzinski (2007). Se ha observado en otros trabajos previos diferencias en la tasa de sismicidad (número de sismos por años) entre el plano superior e inferior de la doble zona sísmica (Korenaga, 2016; Wei, Wiens, van Keken, y Cai, 2017). A partir de los 100-150 km de profundidad los planos de sismicidad tienden a unirse, aunque esto podría deberse a una falta de resolución en las localizaciones por la profundidad.

En esta estructura, es posible observar una distribución de sismos con mecanismo focal normal e inverso que varía según el tipo de DZS, los que han sido observados y caracterizados en el mundo por (Kao y Rau, 1999) y en Chile por (Marot, Monfret, Pardo, Ranalli, y Nolet, 2013) entre otros.

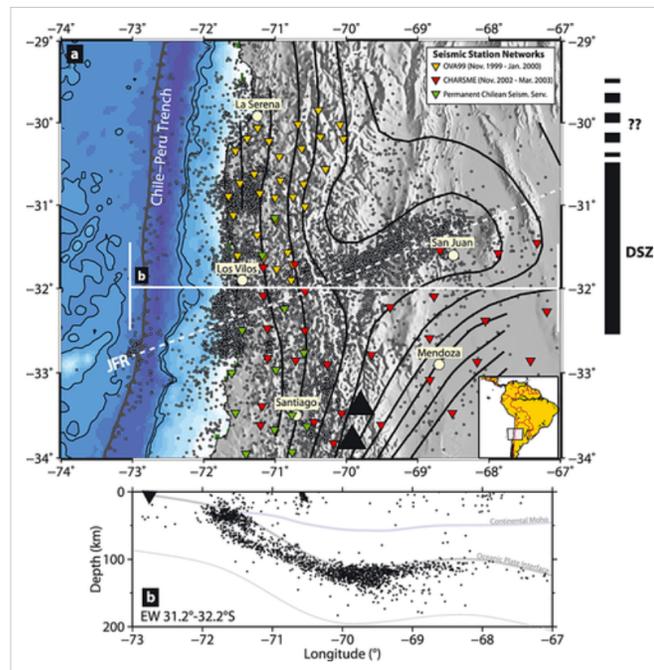
Las DSZ se clasifican en 3 tipos de acuerdo a la distribución de los mecanismos focales en los planos que lo componen.



(a) DSZ a los 22°S

Figura 3.4: Imagen tomada de Sippl et al., (2018) donde se muestra una DSZ a los 22°S en el margen chileno

El tipo I presenta un régimen compresional en el plano superior y un régimen tensional en el plano inferior. El tipo II al contrario presenta un régimen tensional en el plano superior y uno compresional en el plano inferior de sismicidad. Por su parte el tipo III presenta compresión lateral en la parte más somera y tensión en la parte más profunda. Los planos superiores e inferiores presentan el mismo régimen.



(a) DSZ en el JFR

Figura 3.5: DSZ en la zona de subducción del Ridge de Juan Fernández. Tomada de Marot et al., (2013)

En la zona de estudio del trabajo de Cabrera et al., (2021) se ha descrito una DSZ por Comte et al., (1999) y Dorbath et al., (2008) con sismicidad mixta en los planos, esta DSZ se describe entre los 18.5°S y los 19.5°S.

Por otra parte, los primeros dos sismos tomados para este estudio se encuentran en la zona donde Comte et al., (1994) describieron una DSZ del tipo II entre los 20°S y los 24°S . Esta DSZ fue estudiada nuevamente por Sippl et al., (2018). En su estudio se caracterizan en detalle los planos en relación a las isotermas para distintos perfiles, un ejemplo es lo que se muestra en la imagen 3.4.

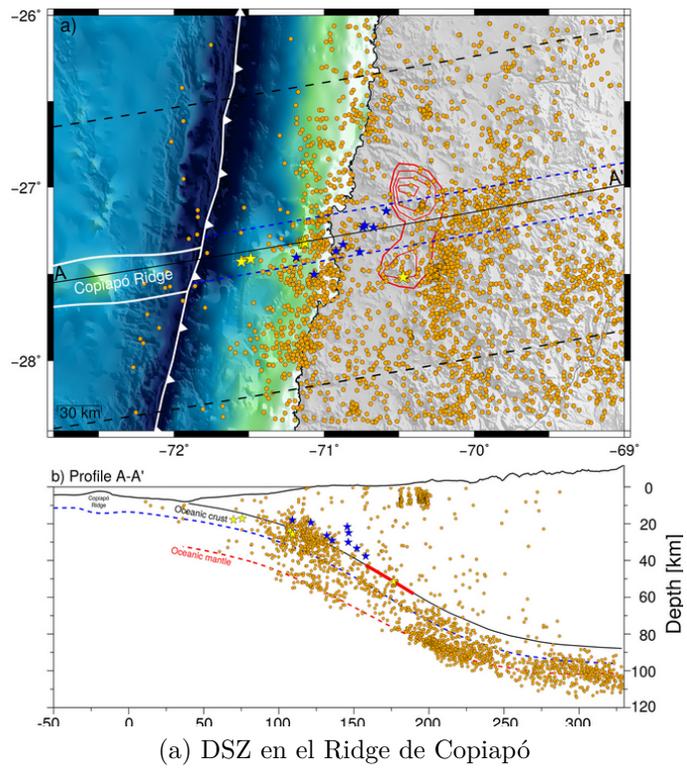
Además, entre los 30°S y los 32°S (Marot et al., 2013) describe una DSZ del tipo III con un régimen principalmente tensional en sus planos. En el caso de este estudio, tanto el Evento 4 como el Evento 5 se encontrarían en la misma zona que esta estructura. En la imagen 3.5 se muestra un perfil tomado del trabajo Marot (2013) donde se muestra el cambio en el ángulo de subducción reflejado en la sismicidad local y en los planos de sismicidad de la DSZ.

DSZ 1	Northern Chile (18.5°S-19.5°S)	47	80	150	20-25	Mixed	Mixed	Comte et al. [1999]; Dorbath et al. [2008]
DSZ 2	Northern Chile (20°S-24°S)	43	80	150	15	T	C	Comte and Suárez [1994]
DSZ 3	Northern Chile (22°S)	43	80	130	9	T	T	Rietbrock and Waldhauser [2004]
DSZ 4	Central Chile (30°S - 32°S)	35	50	100-120	30	T	T	Marot et al. [2013]
DSZ 5	Central Chile 26°S - 28.5°S	observado por Pasten-Araya et al. 2022						

(a) DSZ en Chile

Figura 3.6: Tabla con las distintas DSZ en el norte de Chile tomada de Marot et al., (2013)

En su trabajo, Pasten-Araya et al., (2022) también visualizan una DSZ en la zona de subducción del *Ridge* de Copiapó como se muestra en la figura 3.7. Esto podría ser indicativo de la existencia de estas estructuras en toda la zona de contacto aunque estas no hayan sido estudiadas y caracterizadas en detalle, con lo que las condiciones preliminares para el comportamiento de la sismicidad intraplaca de profundidad intermedia sería semejante a la sismicidad estudiada en el norte de Chile.



(a) DSZ en el Ridge de Copiapó

Figura 3.7: Imagen en planta y perfil de la sismicidad en la zona de subducción del ridge de Cópiaipo tomada de Pasten-Araya et al.,(2022)

Capítulo 4

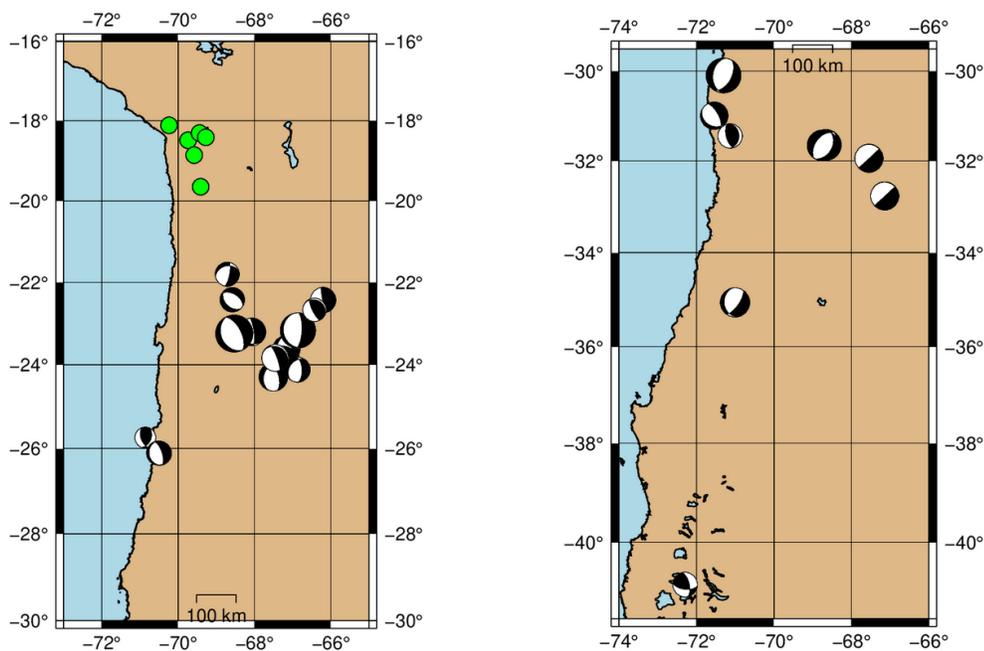
Datos utilizados

4.1. Terremotos intraplaca y datos

La sismicidad intraplaca de profundidad intermedia seleccionada fue definida de la siguiente forma:

En primer lugar, se filtra por latitudes escogiendo aquellas más al sur de los 21°S que es donde termina el trabajo realizado por Cabrera (2021) hasta la zona del punto triple, para que dicha sismicidad se encontrara en el interior de la placa de Nazca.

Luego, se seleccionan aquellos sismos con profundidades mayores a 60 km para asegurar que no se tratara de sismicidad interplaca. Finalmente, se escogen sismos con magnitudes mayores o iguales a 6.



(a) Gráfico en planta

Figura 4.1: Sismicidad intraplaca de profundidad intermedia disponible en el CSN

En cuanto al periodo utilizado, se filtran los sismos de tal manera que todos sean posterior al 2012 para así asegurar que tanto los registros como la calidad de los mismos sean suficiente para buscar réplicas. El último punto para escoger la sismicidad trabajada es la cantidad de estaciones disponibles, se seleccionan, finalmente, 8 sismos intraplaca de profundidad intermedia que hubiesen sido registrados en primera instancia por al menos 6 estaciones. La lista de estaciones utilizadas para cada sismo en la inversión final se encuentra en el Anexo.

	Fecha	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad [Km]	magnitud
E1	2020-12-14	-21.8030	-68.7130	109.4	6
E2	2017-04-15	-23.2090	-68.0700	158.3	6.2
E3	2016-07-25	-26.1070	-70.5110	78.4	6.1
E4	2015-09-22	-31.4510	-71.1300	63.3	6.2
E5	2016-11-20	-31.6600	-68.7400	119.1	6.5
E6	2015-02-02	-32.7700	-67.1400	176.8	6.3
E7	2016-11-04	-35.0640	-71.0030	95.2	6.4
E8	2019-09-26	-40.8340	-72.2920	139.7	6

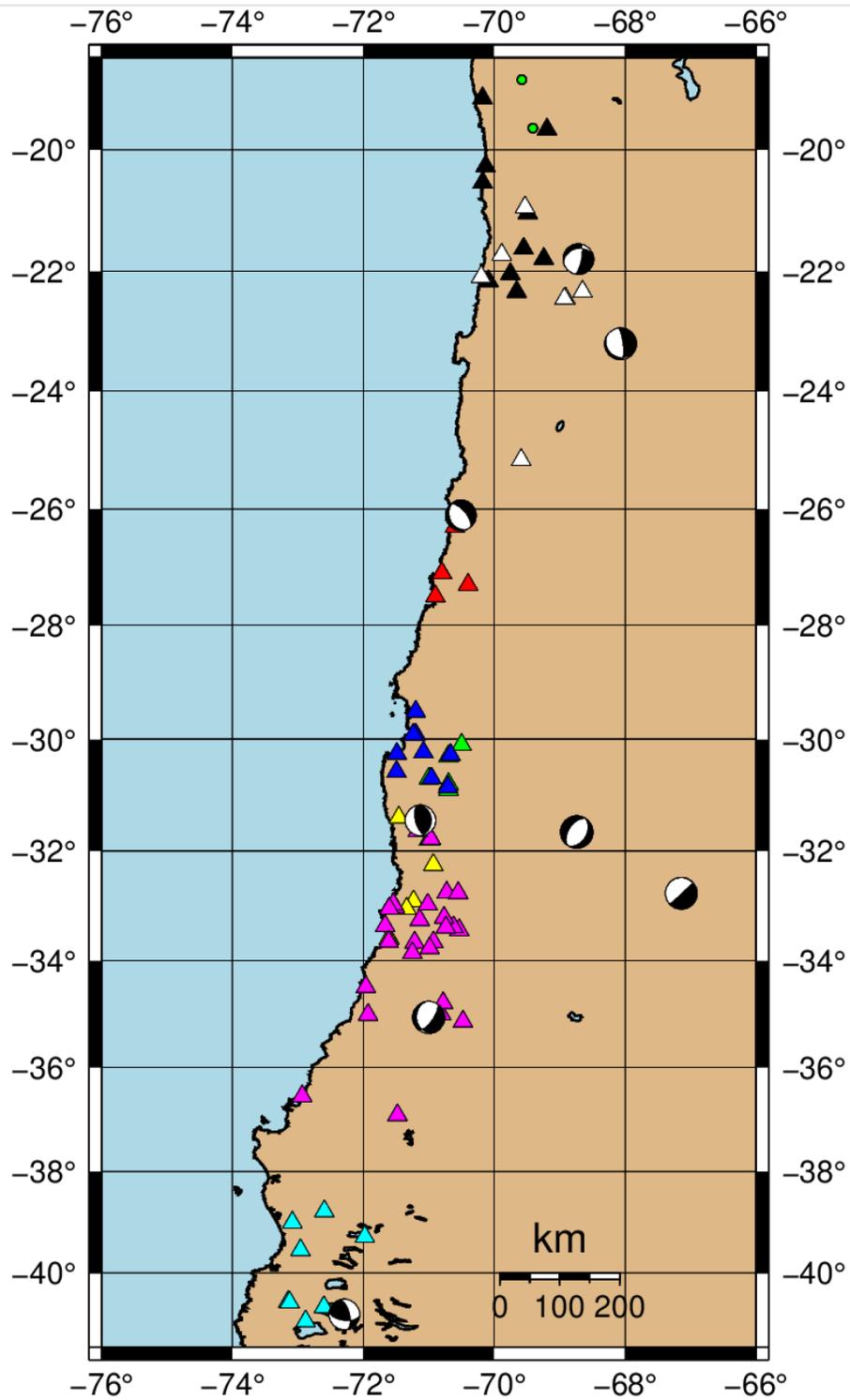
Tabla 4.1: Valores de strike, dip y slip usados en cada sismo para inversión cinemática

	Fecha	strike	dip	slip
E1	2020-12-14	255	32	-29
E2	2017-04-15	353	78	-77
E3	2016-07-25	157	25	-75
E4	2015-09-22	165	63	83
E5	2016-11-20	31	40	-92
E6	2015-02-02	304	4	-13
E7	2016-11-04	173	27	-128
E8	2019-09-26	347	62	143

Para la parte de inversión cinemática se utilizan los registros disponibles en la página del centro sismológico nacional (<http://evtdb.csn.uchile.cl>). De dicha página se descargan los registros y se arreglan de tal manera que todos comienzan en el tiempo de origen del sismo, tiempo que se encuentra en la misma página del centro sismológico nacional.

El mapa de las estaciones utilizadas en la inversión cinemática se encuentra en la imagen 4.2, las estaciones utilizadas registran señales a 200 muestras por segundo y a 100 muestras por segundo. Entre esas estaciones se escogen aquellas que registran a 100 m/s para el proceso de *Template Matching*. Los distintos colores en la imagen representan las distintas redes de estaciones el orden de las redes es Negro para la el evento 1, Blanco para el 2, rojo, azul, verde, amarillo, morado y cyan. Algunas estaciones se repiten para los distintos eventos sobretodo en la zona 3 donde estos se encontraban más cercanos.

A aquellas señales que parten después del tiempo de origen se les agregan valores ceros para completarlas y aquellas que comenzaran antes se cortan de manera de que todos los tiempos sean iguales.

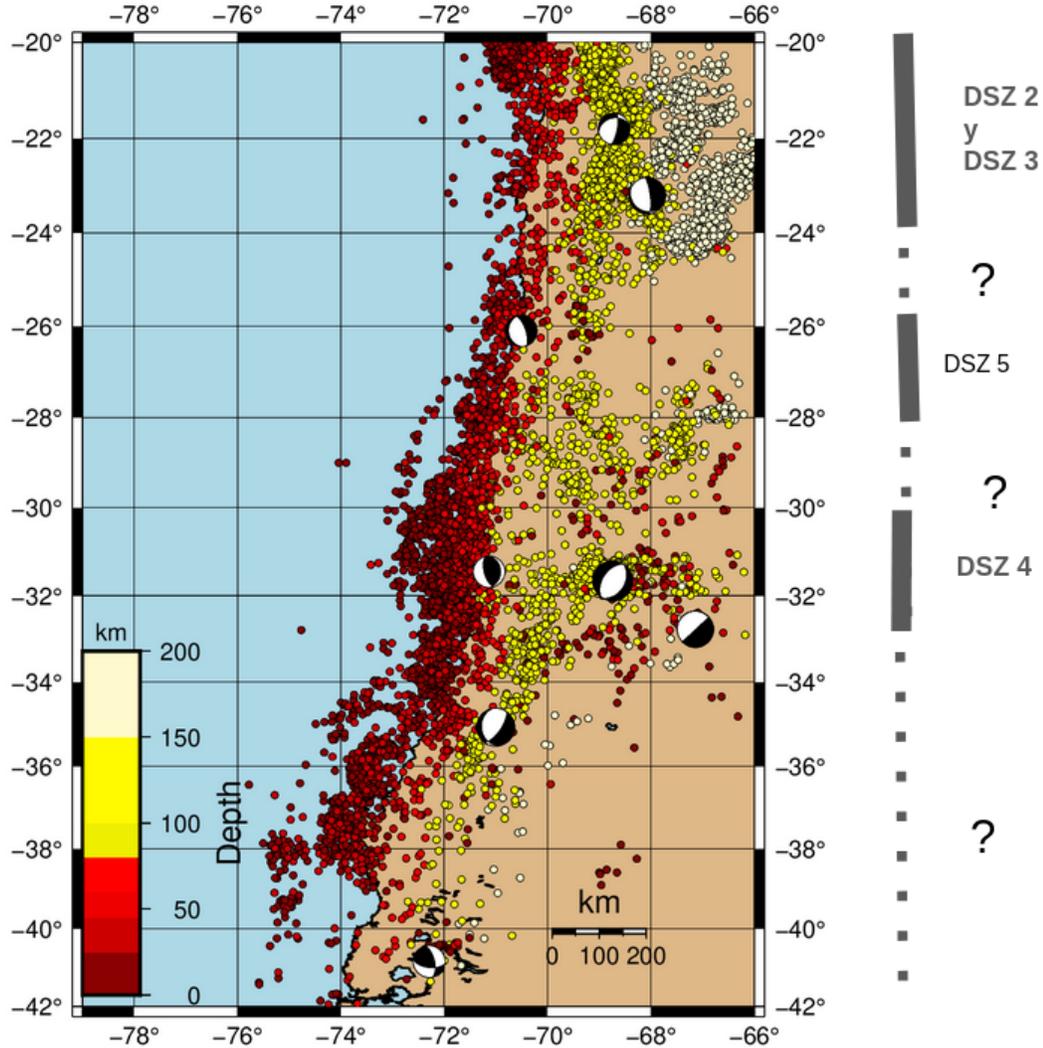


(a) mapa de estaciones

Figura 4.2: Mapa estaciones utilizadas por sismo

En cuanto a las señales utilizadas para el proceso de *template matching*, se utiliza en primera instancia las estaciones que estaban disponibles en el centro sismológico para realizar la búsqueda de las señales completas .

Una vez obtenidas las señales completas para las estaciones, se cortan los *templates* de la misma para asegurar así que dichos *templates* y las señales continuas estén en el mismo formato, es decir, sin ningún filtro o proceso que pudiera afectar la similitud de la señal.



(a) Sismicidad.

Figura 4.3: Resumen de la sismicidad en la zona de contacto Nazca-Sudamerica. Al costado se muestran aproximadamente la posición de las DSZ mencionadas. Los mecanismos focales corresponden a los sismos estudiados.

Capítulo 5

Metodología

5.1. Inversión cinemática

La inversión cinemática se utiliza para comprender el proceso de ruptura de los terremotos intraplaca de profundidad intermedia seleccionados para este estudio. El proceso utilizado es el realizado por Ruiz et al., (2017) para los eventos de Jujuy 2015.

Tomando en cuenta sus magnitudes en torno a 6 Mww, se realizó la aproximación a un parche elíptico. Este tipo de análisis ha sido empleado satisfactoriamente para varios eventos tal como en el trabajo de tesis anterior a este realizado por Cabrera et al., (2021).

Como se trata de sismicidad intraplaca, en la práctica, utilizar telesismos se vuelve complejo, es por esto que se utilizaron estaciones de campo cercano, disponibles en la página del Centro Sismológico Nacional.

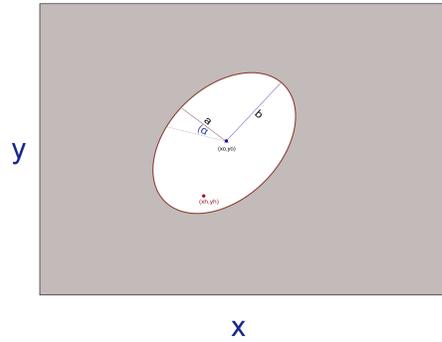
A continuación, se detalla el procedimiento utilizado basado en Ruiz et al., (2017) . Primero se remueve la tendencia de las señales y su media, luego se integran las señales para llevarlas a desplazamiento usando un filtro pasa banda tipo butterworth de orden 2 entre 0.02 y 0.1 Hz. El filtro se define de tal manera que evite el ruido y los artefactos que podría general el instrumento.

Posteriormente, los datos son remuestreados. Para este caso se toma una tasa de muestreo de 4 Hz y 512 puntos, es decir, los registros son de 128 segundos. Esta metodología no se modifica para este trabajo y en caso de que alguna de las estaciones presentara algún problema para este paso, se optó por descartarla. El mínimo de estaciones tomadas por sismo es de 6.

El algoritmo utilizado por Ruiz et al., (2017), una vez que cuenta con los registros de desplazamiento, inicia la inversión. En primer lugar se calculan las funciones de Green teóricas utilizando AXITRA, que realiza la simulación de la propagación de ondas desde la fuente a cada estación definida.

El modelo cinemático buscado es un parche elíptico definido por 7 parámetros que son los invertidos. Estos corresponden a las coordenadas del centro de la elipse con respecto al hipocentro (x_0, y_0), las longitudes de los semiejes a y b de la elipse, el ángulo de rotación de la elipse (definido entre la horizontal y el semieje a), el desplazamiento máximo y la velocidad de ruptura. Los primeros 5 corresponden a la geometría de la ruptura y los últimos 2 son

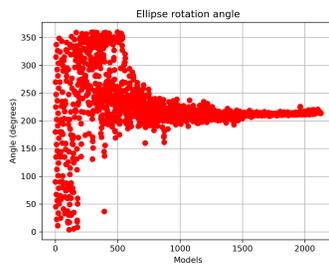
parámetros cinemáticos.



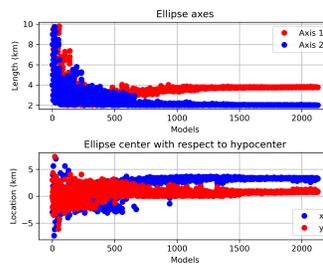
(a) Geometría de ruptura

Figura 5.1: Geometría del parche elíptico que define la zona de ruptura dentro del plano de falla para el modelo cinemático. Los puntos $(x_h; y_h)$ y $(x_0; y_0)$ definen el hipocentro y el centro de la elipse respectivamente. Los parámetros a , b y α definen los semiejes mayor y menor de la elipse y el ángulo de rotación de esta definido entre la horizontal y el semieje alfa respectivamente.

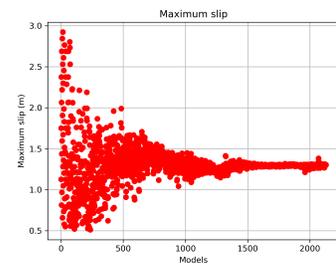
Se asume además que la distribución de deslizamiento o slip es del tipo elíptico, donde el máximo deslizamiento ocurre en el centro de la elipse.



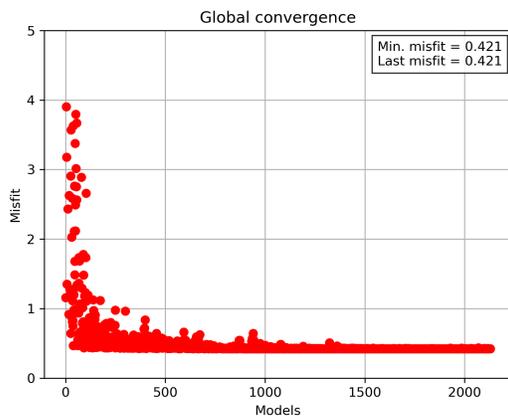
(a) Angulo de convergencia



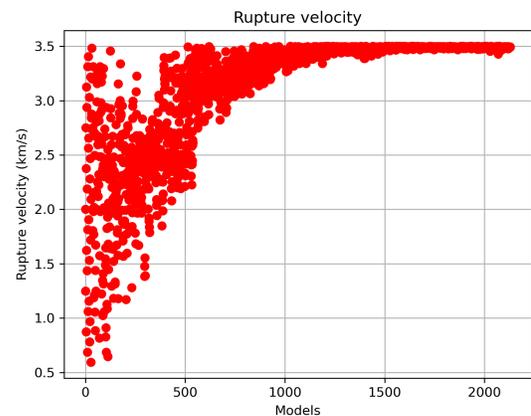
(b) Ejes



(c) Maximo desplazamiento



(d) Misfit



(e) Velocidad de ruptura

Figura 5.2: Ejemplos parámetros estimados con la inversión cinemática

Para construir la ruptura compleja, se utiliza una discretización del plano tomando fuentes puntuales las que actúan como fuentes finitas. Este tipo de inversión permite construir sismogramas complejos de una manera sencilla. La idea es sumar todos los aportes hechos por las fallas puntuales con tal de generar los sismogramas sintéticos. Las grillas utilizadas son de 35x35 km con 30x30 fuentes puntuales.

Se trabaja con los planos de falla publicados tanto en el USGS como en CMT buscando aquel del que se obtengan los menores errores para cada evento por separado. Como no se conoce a priori cuál es el plano de falla real se evaluaron ambos.

La búsqueda de los parámetros se realiza utilizando el algoritmo del vecindario, que de manera iterativa, va variando a partir de un modelo inicial en el espacio determinado con tal de optimizar los resultados. Esto se realiza mediante celdas con una distancia del tipo L2 y cuyo tamaño es inversamente proporcional a la densidad de muestreo, es decir, entre mayor sea la densidad de muestras, menor es el tamaño de las celdas.

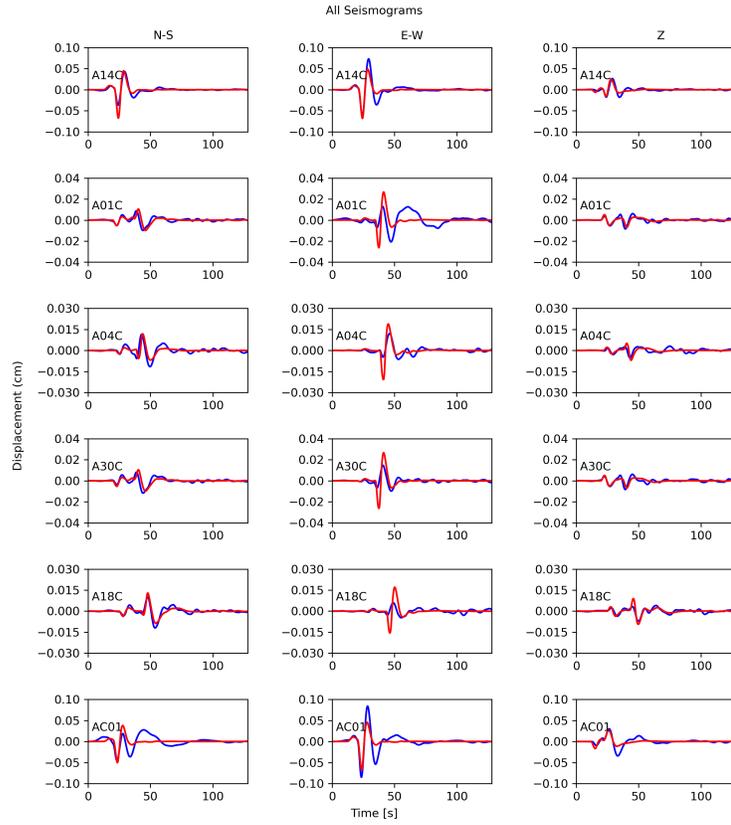
El cálculo del error o *misfit* asociado a los modelos se calcula con la siguiente ecuación:

$$\chi^2 = \frac{\sum_i (obs_i - pred_i)^2}{\sum_i (obs_i)^2} \quad (5.1)$$

Expresión para el calculo de misfit.

Esto compara los resultados de los registros sintéticos con los respectivos registros observados mediante la norma ponderada. En la ecuación *obs_i* y *pred_i* corresponden al *i*-ésimo sismograma observado y modelado respectivamente. Se consideran los primeros 60 segundos del registro para evitar incluir ondas superficiales.

En la imagen 5.3 se muestra un ejemplo de los sismogramas sintéticos para el E3 versus los sismogramas reales tomados de las señales disponibles en el CSN. Los gráficos son generados por el programa luego de filtrar y procesar las señales originales.



(a) Resultados para E3 en sus 3 componentes

Figura 5.3: Ejemplo comparación sismogramas sintéticos con las señales obtenidas del CSN.

Además de los parámetros obtenidos con la inversión, es posible estimar una magnitud de momento con la ecuación 5.4 de los sismos estudiados esto porque se puede calcular el momento sísmico. Este se calcula como el producto del módulo de rigidez μ que a su vez se puede calcular con la densidad del medio ρ y la velocidad de onda S como se muestra en la fórmula 5.2.

$$\mu = \rho(V_s)^2 \quad (5.2)$$

Ecuación parámetro μ

El momento sísmico se estima con el parámetro μ por el área de ruptura (S) y el deslizamiento promedio \bar{D} como se muestra en la fórmula 5.3 y a partir de él es posible calcular la magnitud de momento sísmico.

$$M_0 = \mu S \bar{D} \quad (5.3)$$

Ecuación momento sísmico.

$$M_w = \frac{\log_{10}(M_0) - 6,07}{1,5} \quad (5.4)$$

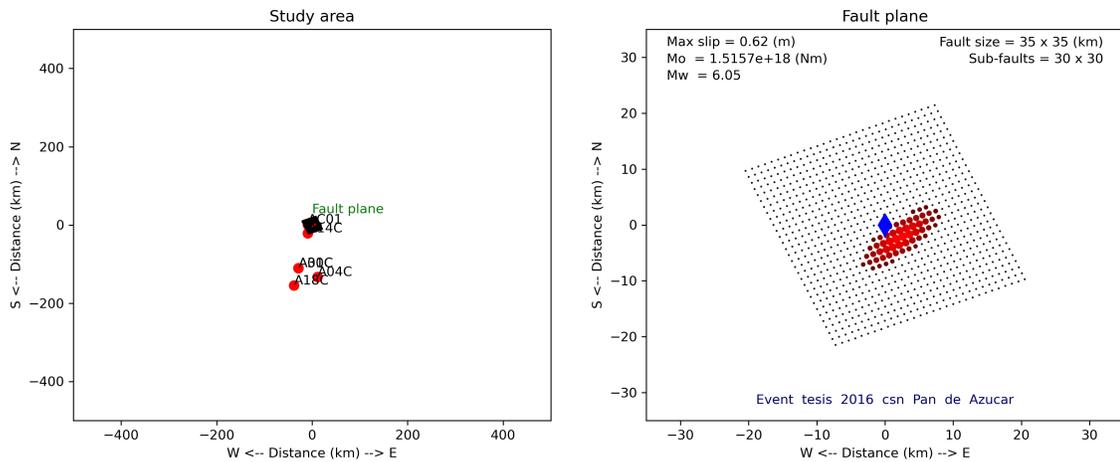
Ecuación magnitud de momento.

Además, a partir del momento sísmico es posible calcular el *stress drop* con la siguiente Fórmula.

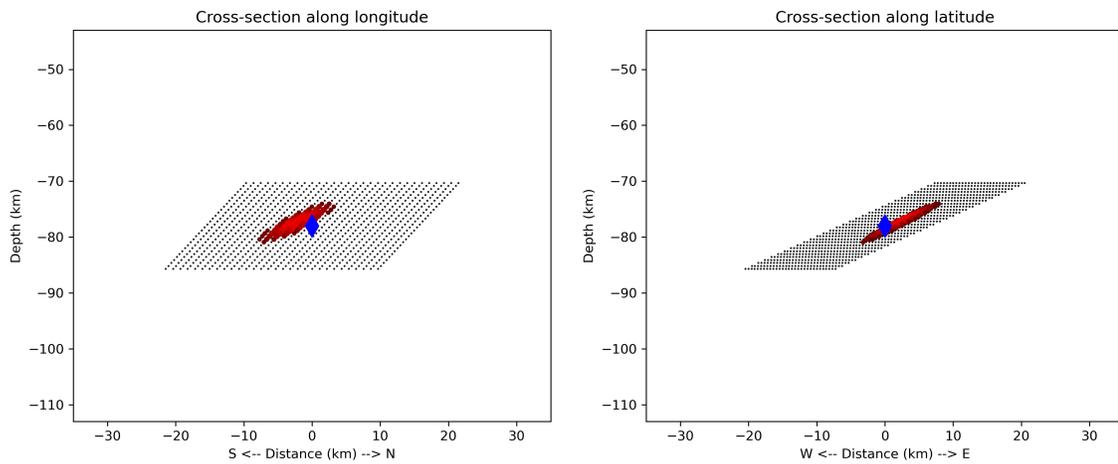
$$\Delta\sigma = \frac{7M_0}{16r^3} \quad (5.5)$$

Ecuación Stress drop.

Finalmente es posible obtener un tiempo de ruptura (Fig. 5.5.a)y la distribución de slip (Fig. 5.5.b) Además de los mapas de la geometría de ruptura y la *cross section*.



(a) Geometría de ruptura



(b) Cross section

Figura 5.4: Resultados inversión cinemática

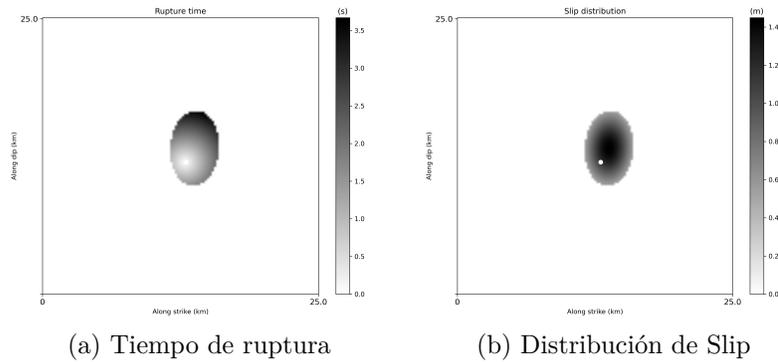


Figura 5.5: Resultados inversión cinemática

5.2. Template Matching

La metodología utilizada para la búsqueda de réplicas es el proceso de *template matching*. En la sección de marco teórico se dio la definición de réplica que considera que estas ocurren en un tiempo determinado en el área donde rompió el sismo principal. Como se considera que las réplicas decaen en el tiempo, se toma un mes después del evento principal.

Template Matching permite comparar las formas de onda entre los eventos seleccionados que son usados como plantilla o *templates* y la señal continua.

El que las réplicas ocurran en la misma ubicación del sismo es lo que permite que el proceso de *template matching* funcione como técnica en la búsqueda de réplicas, esto porque dichas réplicas deben tener una correlación en las ventanas de tiempo de las llegadas de la onda p y s que asegure la distancia de la fuente.

El que se trate de réplicas y que la duración de los *templates* sea tan larga por la duración de los registros puesto que los sismos se encuentran a gran profundidad, genera que los valores de correlación entre los *templates* y las señales encontradas tienda a ser bajo.

El proceso de *template matching* también es utilizado para la busca de terremotos repetitivos, estos consisten en señales sísmicas similares en el tiempo que en largos periodos podrían caracterizar el comportamiento de una región mostrando, por ejemplo, una migración de la sismicidad.

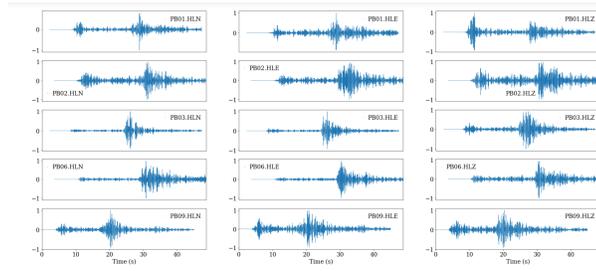
La metodología utilizada es la que se detalla a continuación.

El algoritmo utilizado en este trabajo es conocido como *Fast Matched Filter* (FMF) este proceso consiste en calcular el coeficiente de correlación entre un *template* del sismo principal con una ventana de tiempo tomada de la serie continua.

Los pasos a seguir para este procesamiento son los siguientes :
 Primero se descargan las series de tiempo continuas en el formato de 100 muestras por segundo. Las estaciones seleccionadas son las disponibles en el centro sismológico nacional. Esto porque es necesario además el construir un vector con los tiempos de llegada de la onda P a partir del tiempo original.

Es a partir de estos tiempos que se generan los *templates* del sismo principal. Estas plan-

tillas se calculan de 45 segundos para poder asegurar que se contenga tanto a la onda P como la onda S del sismo original. En la imagen 5.6 se muestra un ejemplo de los *templates* obtenidos para uno de los sismos.



(a) Modelo Templates

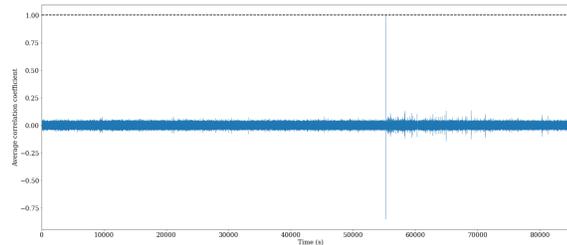
Figura 5.6: En la imagen se muestran los templates para el sismo E1

A partir de estas plantillas y con las señales continuas, el programa desarrollado por Beaucé et al, 2017, se calcula el coeficiente de correlación (CC) entre el *template* y la señal. Si el valor supera un umbral entonces se reconoce como candidato a réplica. En la imagen 5.7 se muestra la fórmula utilizada por el programa para estimar dicho valor.

$$CC(t) = \sum_{s,c} w_{s,c} \frac{\sum_{n=1}^N T_{s,c}(t_n) S_{s,c}(t_n + \tau_{s,c})}{\sqrt{\sum_{n=1}^N T_{s,c}^2(t_n) \sum_{n=1}^N S_{s,c}^2(t_n + \tau_{s,c})}},$$

(a) Ecuación

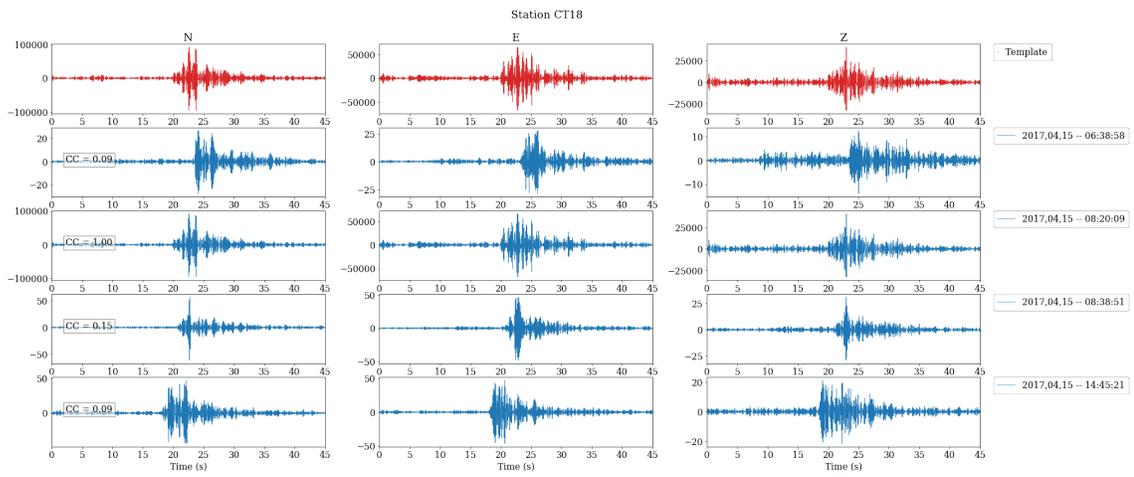
Figura 5.7: En la imagen se muestra la fórmula utilizada por el programa FMF para calcular el CC



(a) Template Matching

Figura 5.8: Peaks de señal en la señal continua

En la figura 5.8 se muestra cómo el programa reconoce el evento original asociándole un valor 1, el resto de los eventos se ven como pequeños peaks dentro de la señal. Los valores no son muy altos debido a que las señales son largas y corresponden a réplicas que podrían no ser similares y estar asociadas a procesos de acomodación.



(a) Ejemplo señales resultados

Figura 5.9: Ejemplo resultados TM

En la imagen 5.9 se muestra un ejemplo de los resultados obtenidos. Como corresponde al día del evento, la señal usada de template se encuentra entre los resultados con un coeficiente de correlación (cc) de 1 tal como se había explicado antes.

Para cada sismo estudiado se utiliza la forma de onda como template único.

Capítulo 6

Resultados

6.1. Inversión cinemática

En la tabla 6.1 se muestran los parámetros obtenidos de la inversión cinemática para cada uno de los sismos estudiados. Los resultados corresponden a aquel plano de falla que optimizaba los resultados obtenidos entregando el menor misfit y mejor representación del deslizamiento, es decir, que la representación elíptica no saliera cortada.

Tabla 6.1: Tabla con los resultados de la inversión cinemática siendo ,a,b semiejes de la elipse, alpha el angulo de rotación, el desplazamiento máximo D y la Velocidad de ruptura Vr

	a [km]	b [km]	alpha [rad]	Dmax[m]	Vr[km/s]
E1	2.06	3.99	0.12	0.89	1.66
E2	3.85	2.79	1.40	1.89	0.71
E3	7.28	2.36	0.60	0.62	2.48
E4	2.71	2.51	1.72	1.57	0.56
E5	5.69	5.35	0.84	1.04	1.03
E6	2.10	5.19	1.38	1.85	1.76
E7	4.23	2.21	0.94	2.39	1.16
E8	4.47	2.95	0.37	0.77	1.39
min	2.0	2.0	0.0	0.5	0.5
max	10.0	10.0	2.0	3.0	3.5

Para todos los eventos la solución indica elipses de tamaños similares, obteniéndose semi-ejes con valores promedios de 4.05 km y 3.42 km para a y b respectivamente. Y, en general, los deslizamientos no superan los 1.9 m, a excepción del evento 7 que parece salir de la norma.

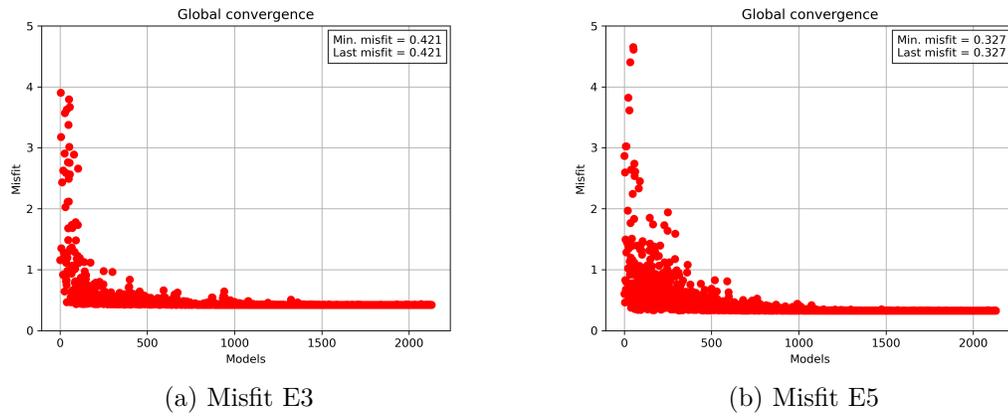


Figura 6.1: Ejemplo convergencia E3 y E5

En la tabla 6.2 se muestran los valores de misfit obtenidos en los mejores modelos, M_o , Magnitud y slip máximo, además del valor calculado de Stress drop a partir de la fórmula 5.5 .

Tabla 6.2: Resultados a partir de la inversión cinemática

	Fecha	misfit	M_o	Magnitud	max slip	stress drop
E1	2020-12-14	0.461	$9.88e+17$	5.93	0.49	15.61
E2	2017-04-15	0.525	$2.7474e+18$	6.23	1.87	32.84
E3	2016-07-25	0.385	$1.4725e+18$	6.05	1.55	5.75
E4	2015-09-22	0.538	$1.5264e+18$	6.06	1.52	37.55
E5	2016-11-20	0.325	$2.9127e+18$	6.24	1.03	7.57
E6	2015-02-02	0.496	$2.188e+18$	6.16	1.58	19.76
E7	2016-11-04	0.557	$2.2779e+18$	6.16	2.39	29.85
E8	2019-09-26	0.559	$1.3666e+18$	6.02	0.76	11.70

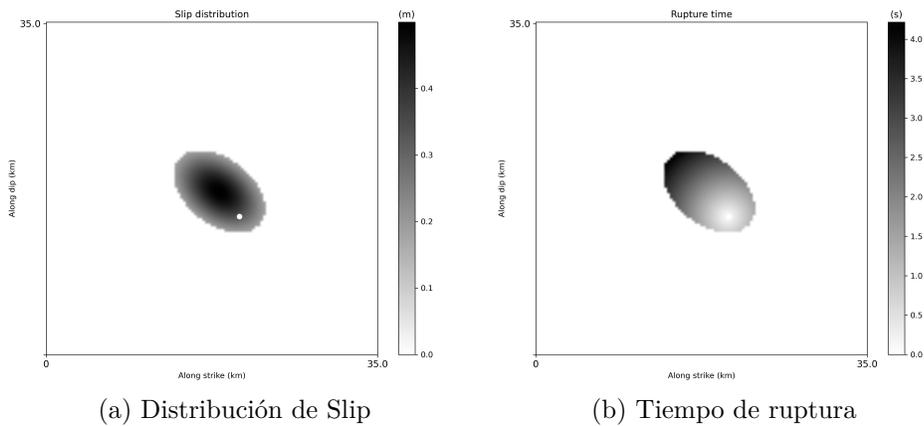


Figura 6.2: Evento 1

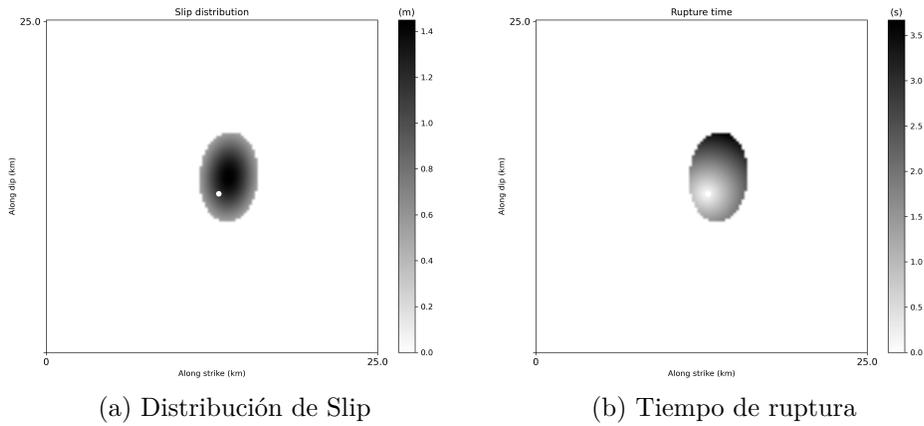
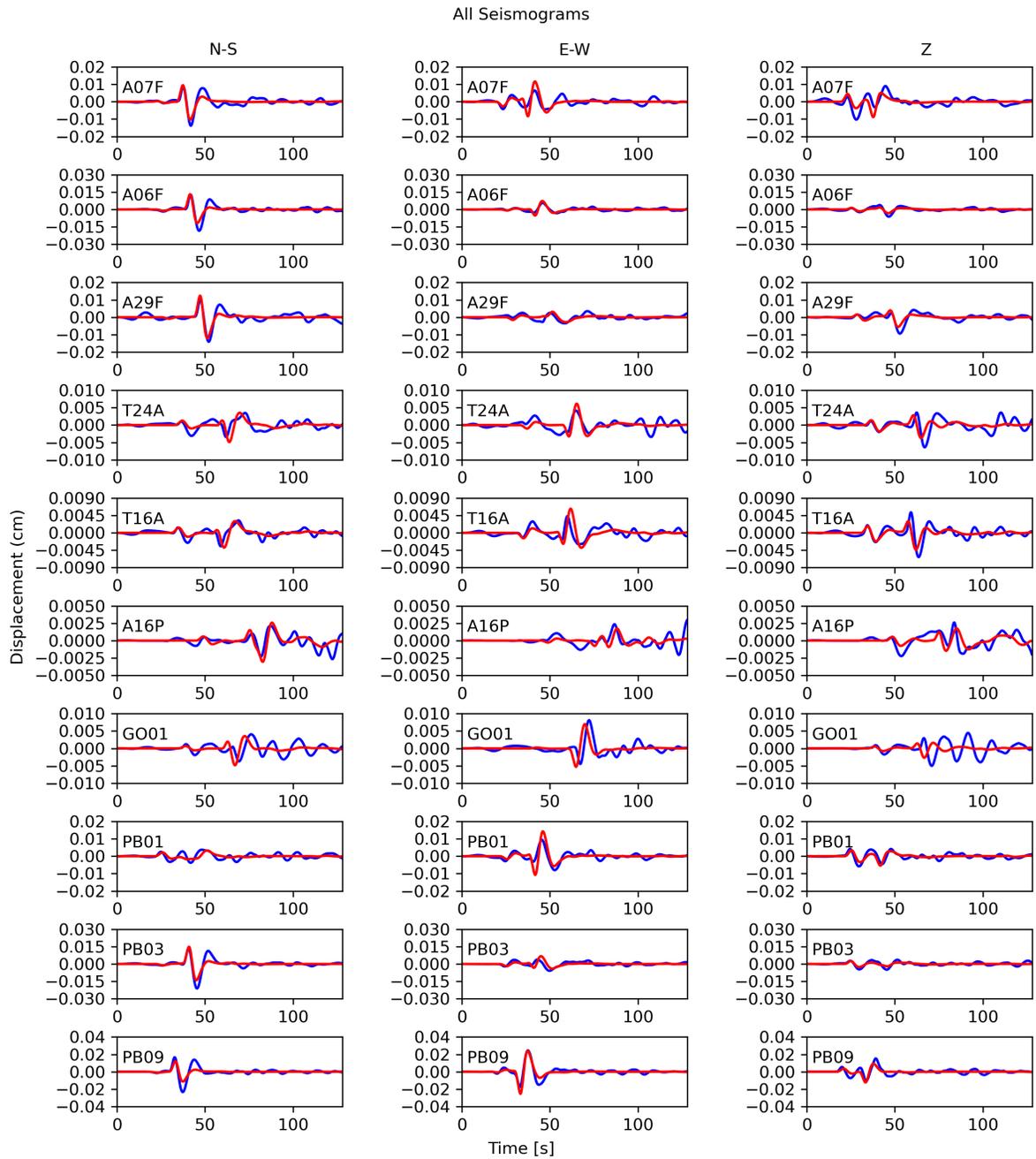


Figura 6.3: Evento 3

En las imágenes 6.2 y 6.3 Las figuras ubicadas a la izquierda muestran la distribución de deslizamiento dentro de la zona de ruptura, mientras que las figuras de la derecha presentan las isócronas del tiempo de ruptura. Los círculos blancos señalan la posición del hipocentro.

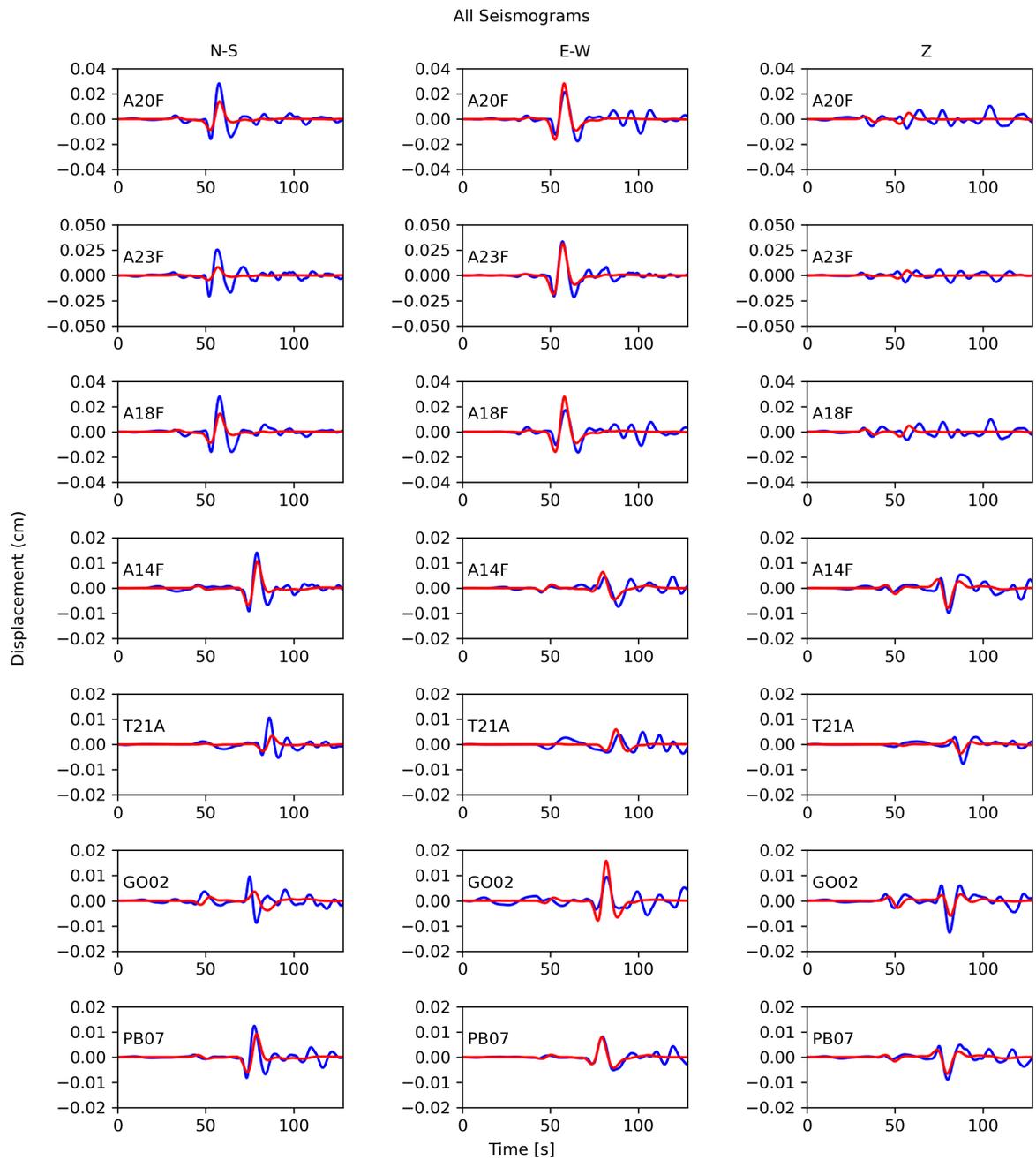
Finalmente, en las Figuras 6.4, 6.5, 6.6 , 6.7 , 6.8 , 6.9, 6.10 y 6.11 se presenta una comparación entre los sismogramas observados con los modelados para cada uno de los eventos en estudio, en las componentes Norte-Sur, Este-Oeste y Vertical.

Se observa que en general, el sismograma simulado logra reproducir al observado dentro del rango de tiempo considerado (primeros 60 segundos).



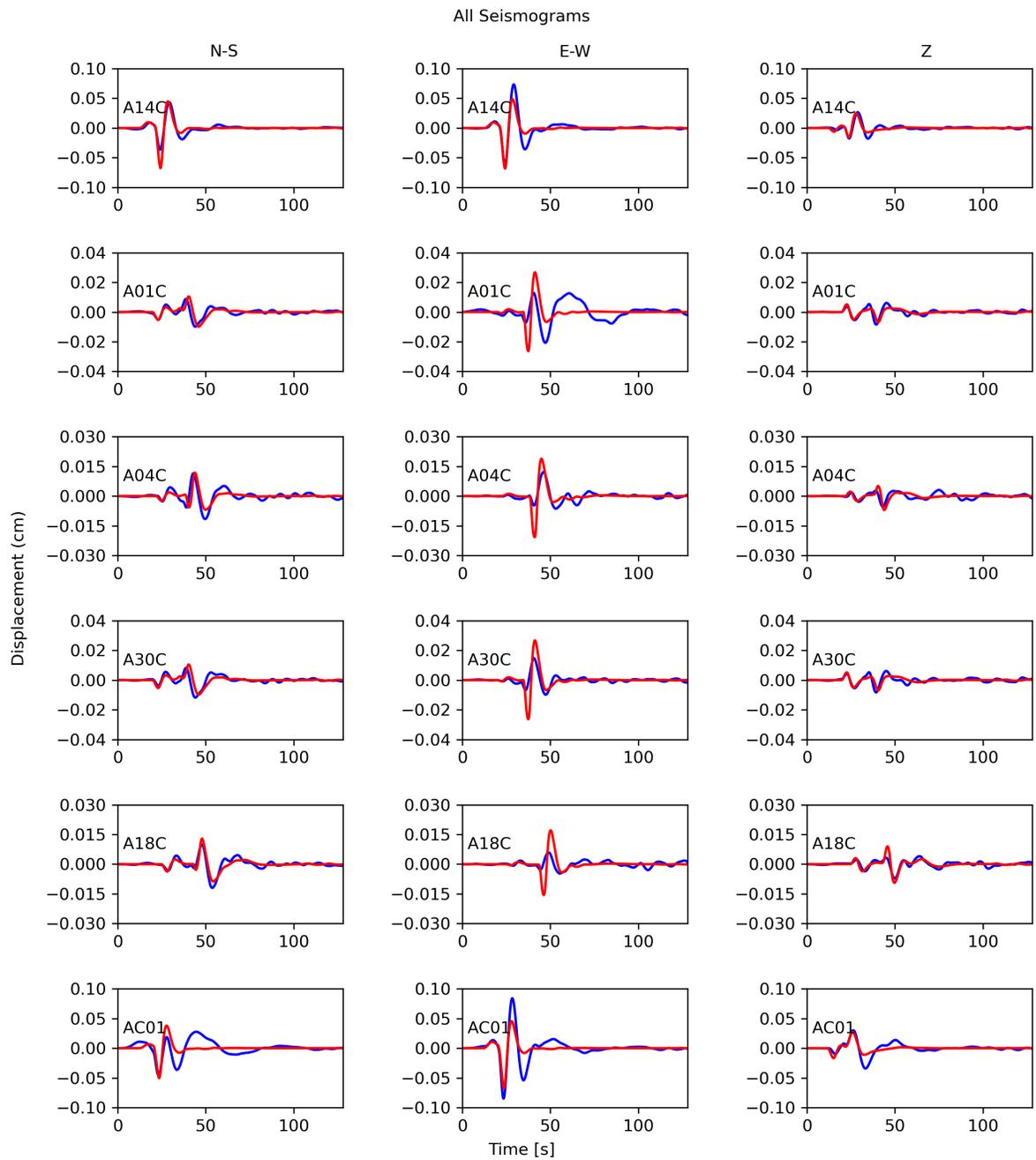
(a) Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento del 14/12/2020, entre 0.02 y 0.1 Hz.

Figura 6.4: Resultados inversión cinemática para el Evento 1



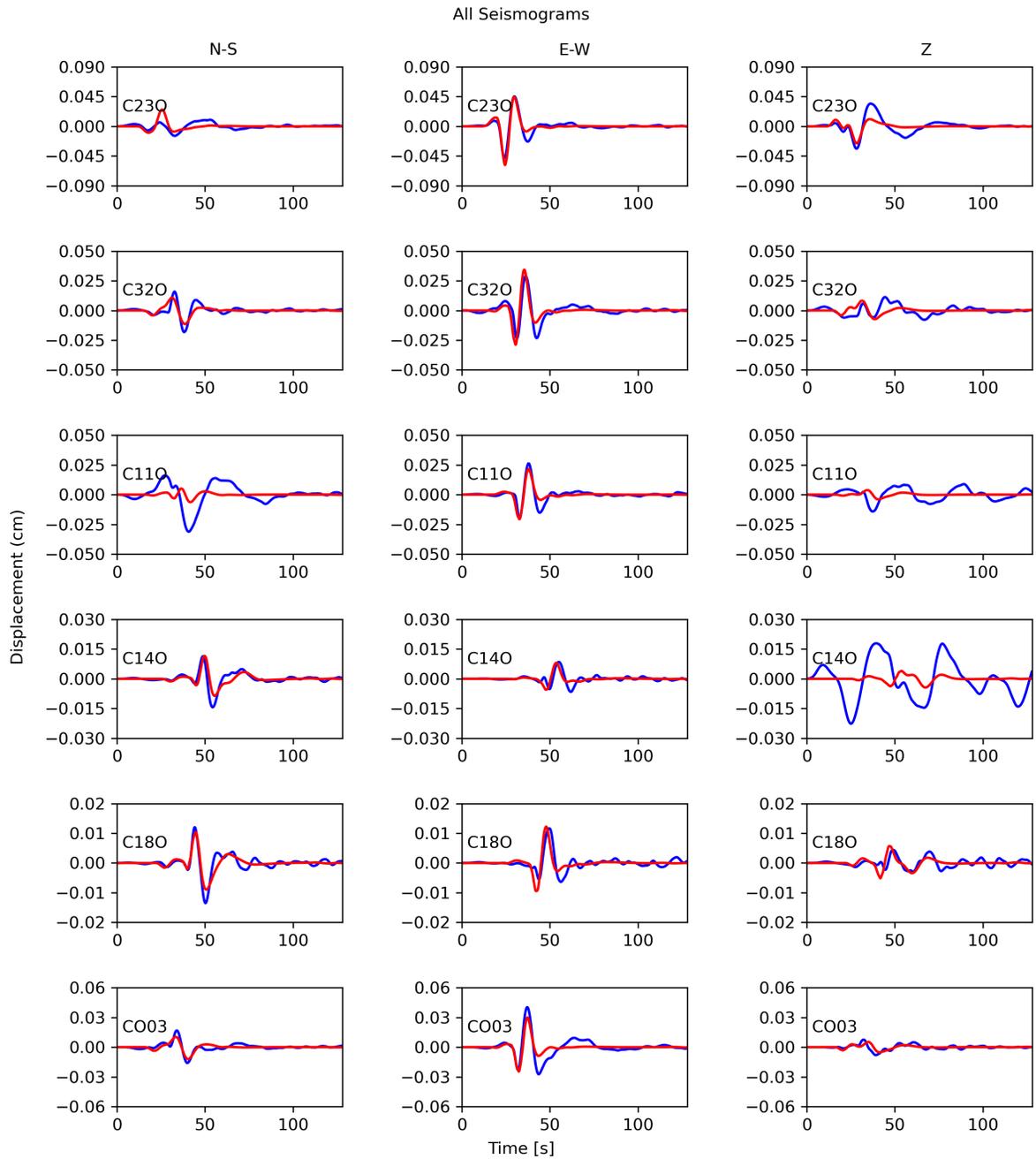
(a) Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento del 15/04/2017, entre 0.02 y 0.1 Hz.

Figura 6.5: Resultados inversión cinemática para el Evento 2



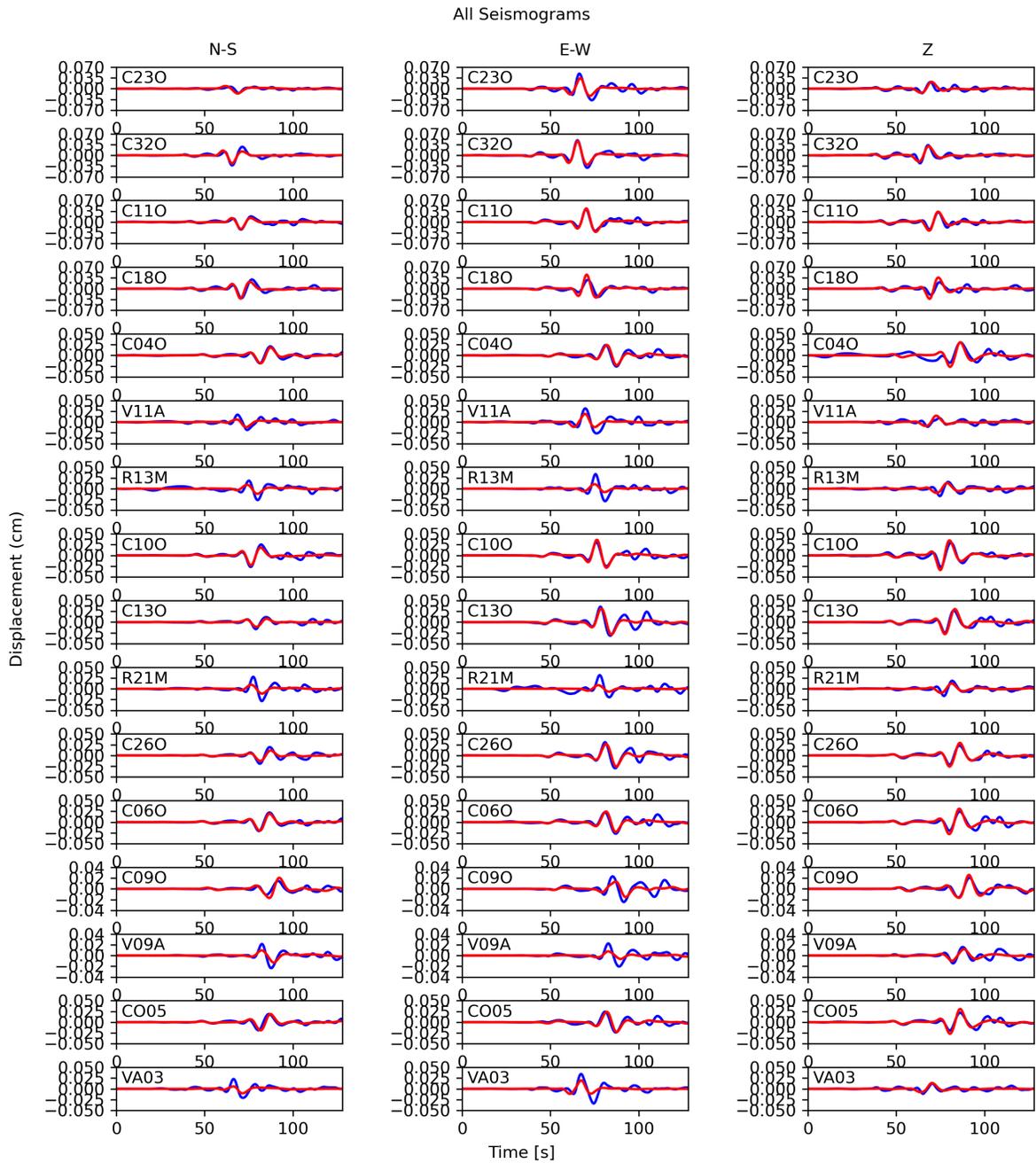
(a) Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento del 25/07/2016, entre 0.02 y 0.1 Hz.

Figura 6.6: Resultados inversión cinemática para el Evento 3



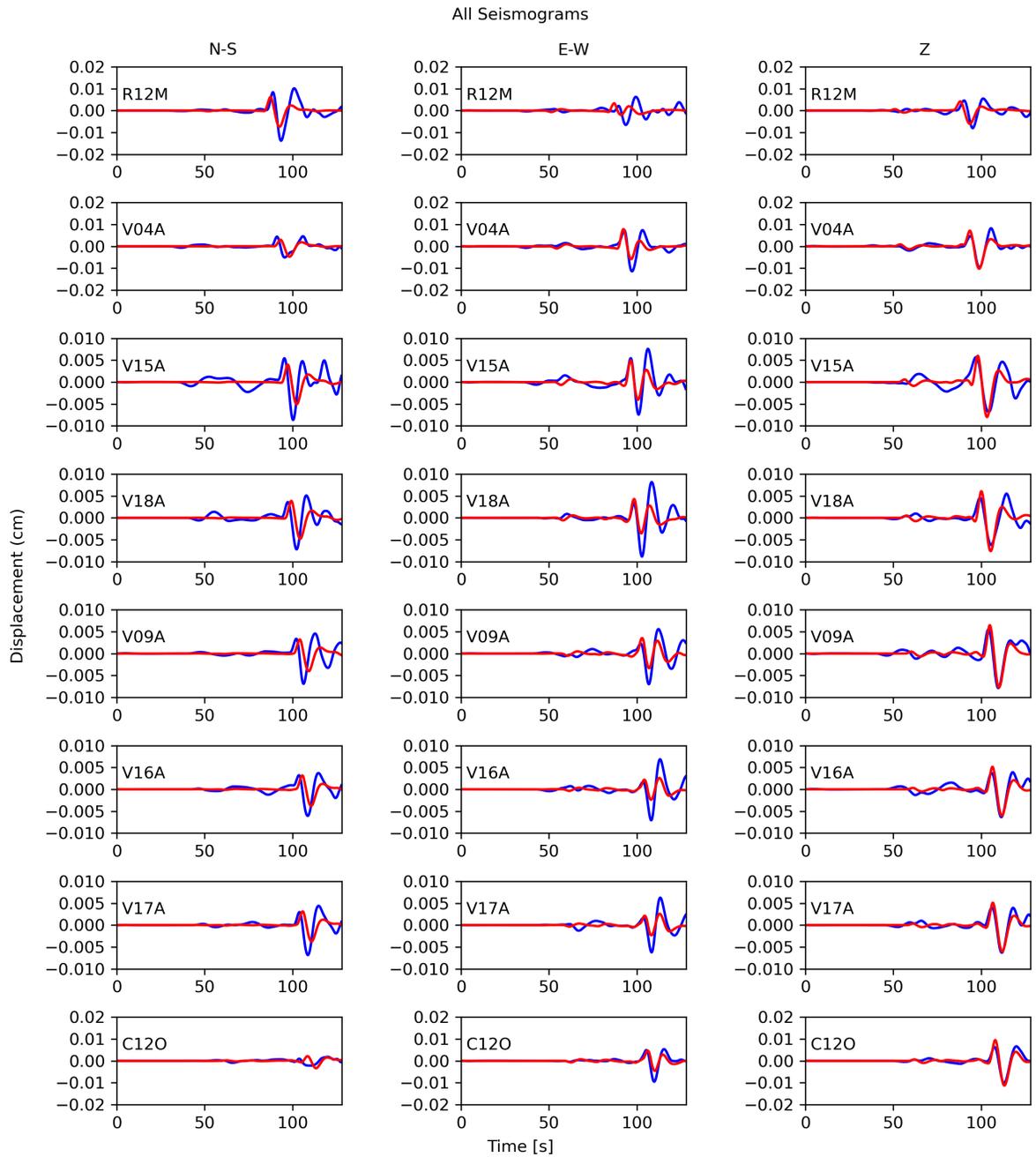
(a) Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento del 22/09/2015, entre 0.02 y 0.1 Hz.

Figura 6.7: Resultados inversión cinemática para el Evento 4



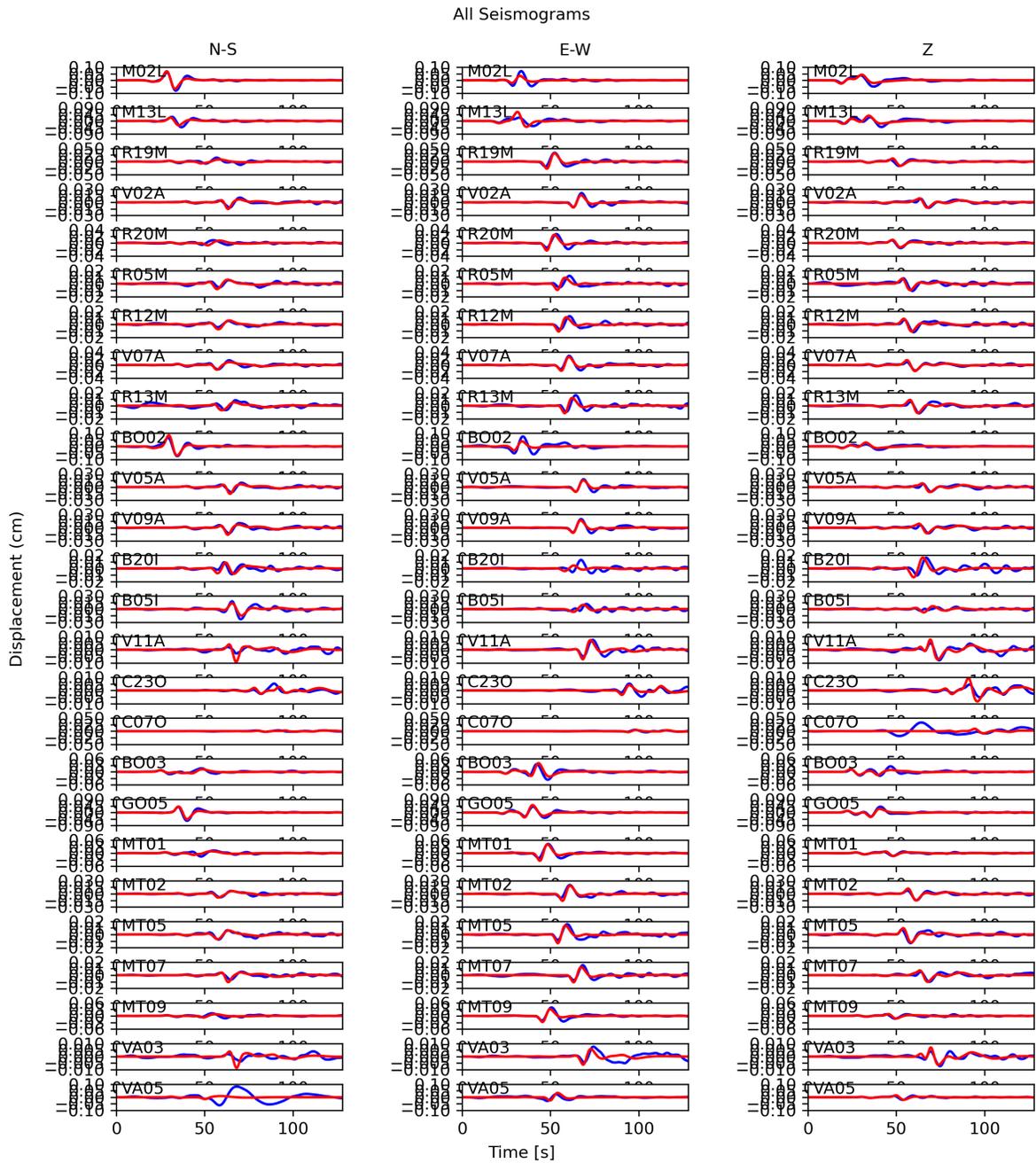
(a) Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento del 20/11/2016, entre 0.02 y 0.1 Hz.

Figura 6.8: Resultados inversión cinemática para el Evento 5



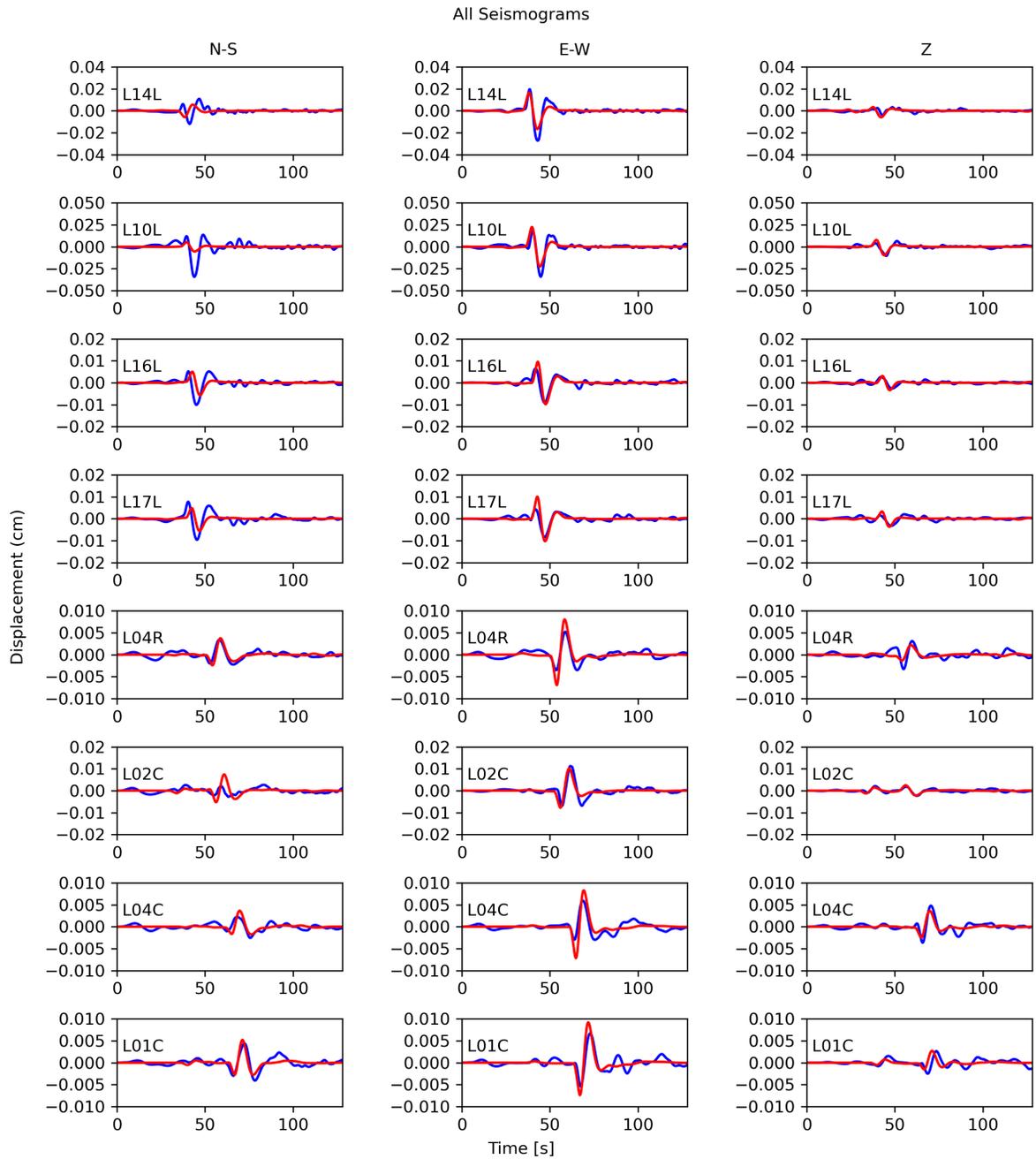
(a) Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento del 02/02/2015, entre 0.02 y 0.1 Hz.

Figura 6.9: Resultados Evento 6



(a) Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento del 04/11/2016, entre 0.02 y 0.1 Hz.

Figura 6.10: Resultados Evento 7



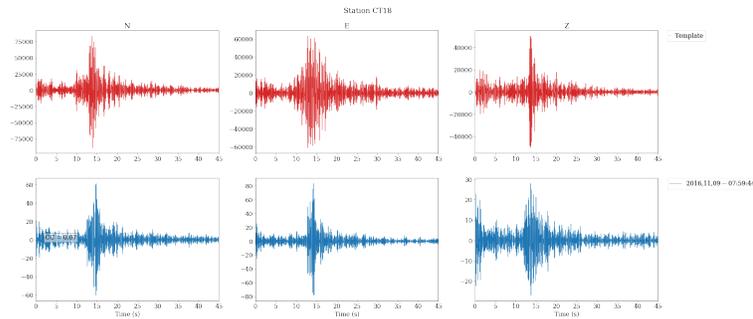
(a) Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento del 26/09/2019, entre 0.02 y 0.1 Hz.

Figura 6.11: Resultados Evento 8

6.2. Template Matching

En la figura 6.13 se muestran las réplicas por día encontradas con el procedimiento descrito en la metodología. En el caso del evento 4, 6 y 8, no fue posible buscar réplicas un mes después del evento principal debido a que las estaciones de las que se habían extraído los *templates* no se encontraban disponibles con las señales continuas.

Como se ha señalado antes en los datos, los *templates* utilizados son las formas de onda de los *mainshock* en las distintas estaciones. Mismas señales que fueron utilizadas para la inversión cinemática.



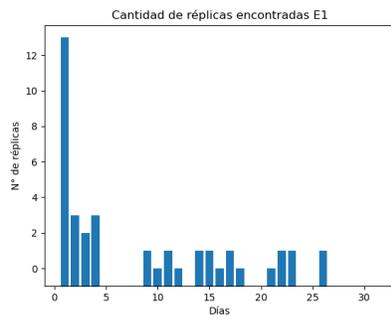
(a) Ejemplo señales resultados

Figura 6.12: Ejemplo resultados TM

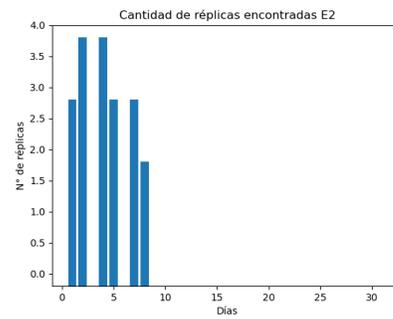
La figura 6.12 muestra un ejemplo de los resultados obtenidos donde aparte del gráfico donde es posible comparar el resultado obtenido con el template utilizado visualmente, se obtiene el valor del coeficiente de cross-correlación (CC) y la fecha y hora del evento obtenido.

Dicho ejemplo corresponde al Evento 7 día 6 donde solamente se obtuvo una señal similar a la señal original con un CC de 0.07.

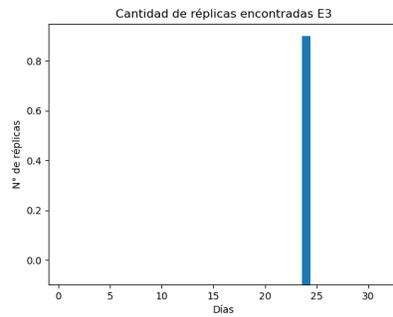
En la figura 6.14 se muestran los coeficientes de cross-correlación de las réplicas de cada sismo, los valores 1 solo se obtienen con los templates originales. Los otros valores son bajos, aunque esto era esperado por el largo de los templates. Además, las réplicas encontradas, aunque poseen una duración y forma de onda similar, tienen amplitudes mucho menores.



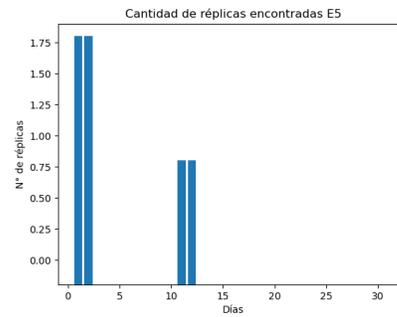
(a) Réplicas E1



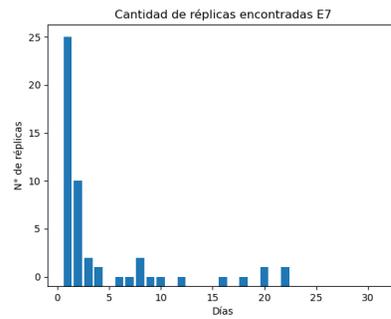
(b) Réplicas E2



(c) Réplicas E3

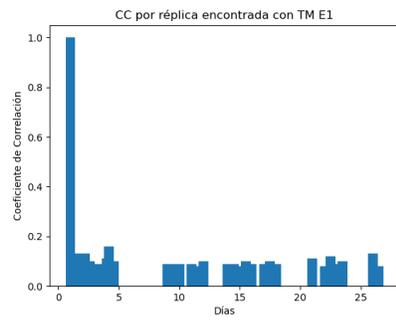


(d) Réplicas E5

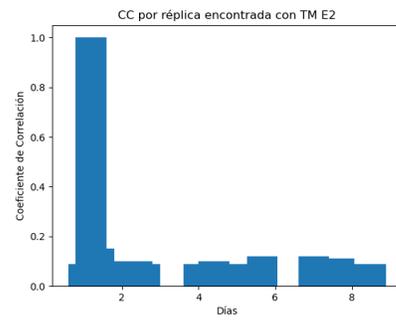


(e) Réplicas E7

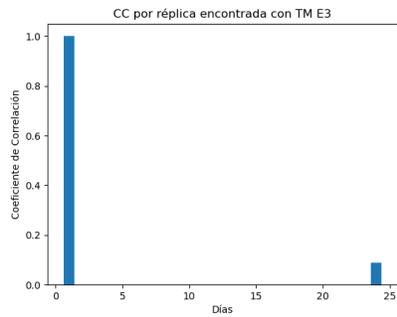
Figura 6.13: Cantidad de réplicas durante un mes después del sismo principal



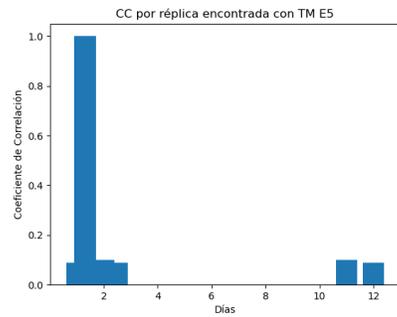
(a) CC réplicas E1



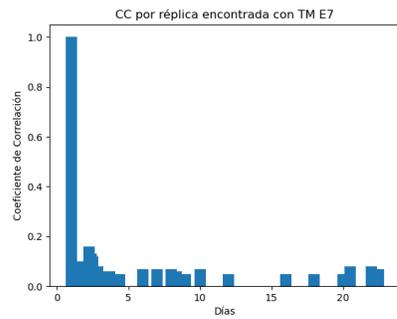
(b) CC réplicas E2



(c) CC réplicas E3

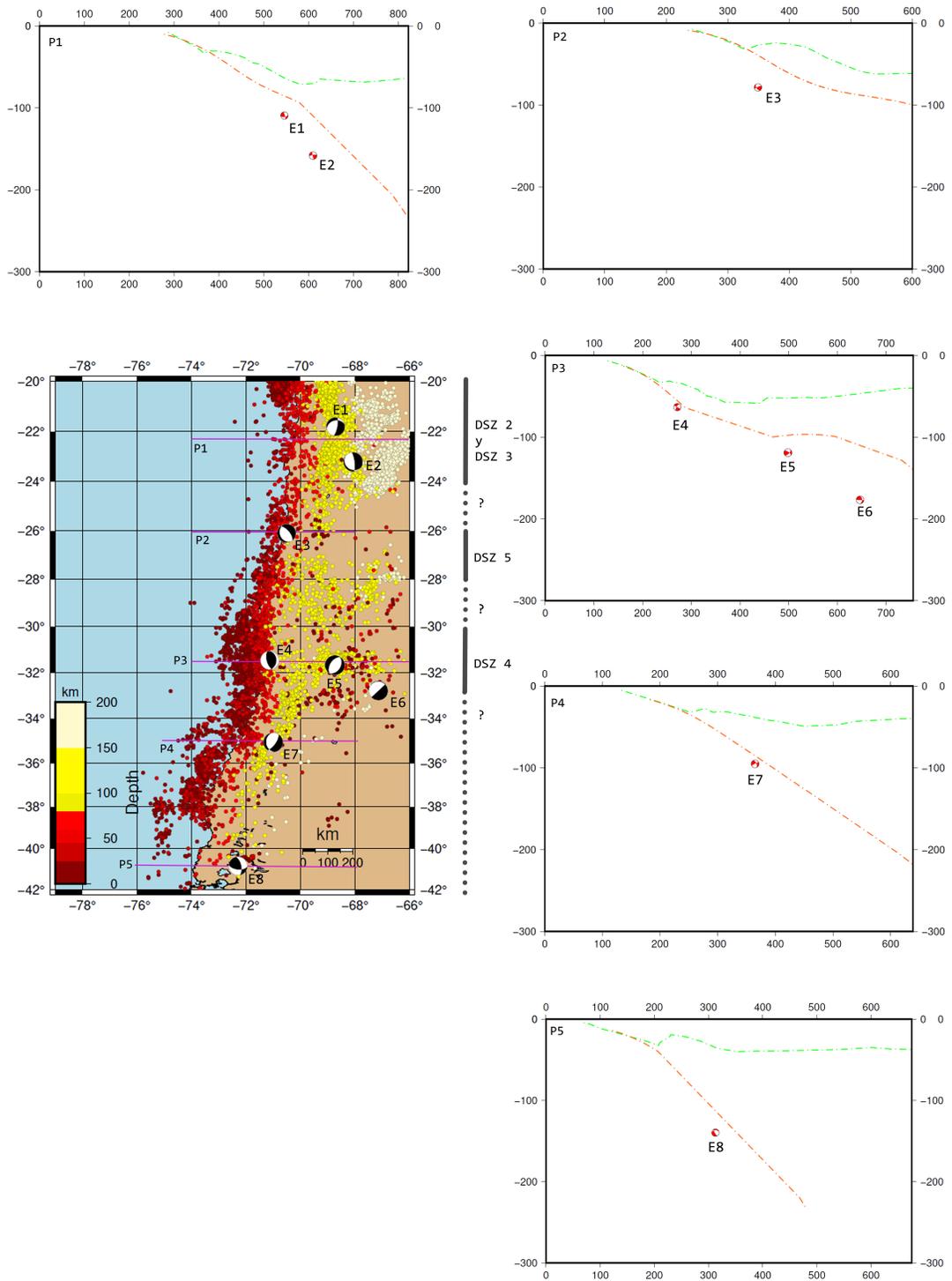


(d) CC réplicas E5



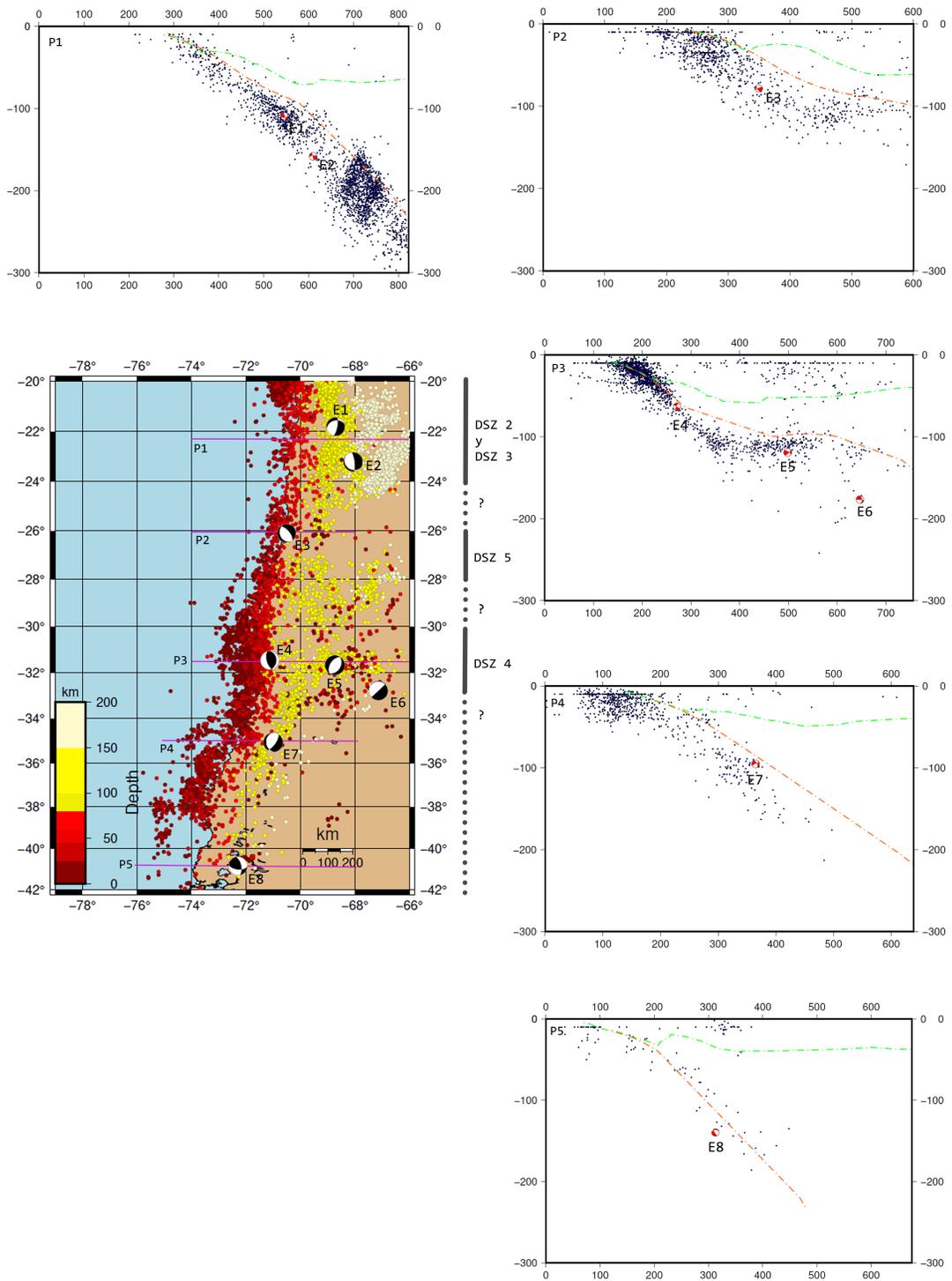
(e) CC réplicas E7

Figura 6.14: Comparación del coeficiente de cross-correlación de las réplicas por evento



(a) Perfiles sin sismicidad

Figura 6.15: Perfiles



(a) Ejemplo señales resultados

Figura 6.16: Ejemplo resultados TM

Capítulo 7

Discusión y Conclusiones

Con el fin de facilitar la comprensión de las discusiones que siguen a continuación, en la tabla 7.1 y en la figura 7.1.a se muestra un resumen de los resultados y un mapa de la disposición de la sismicidad estudiada con las doble zonas sísmicas de subducción, respectivamente.

Tabla 7.1: Tabla resumen resultados obtenidos

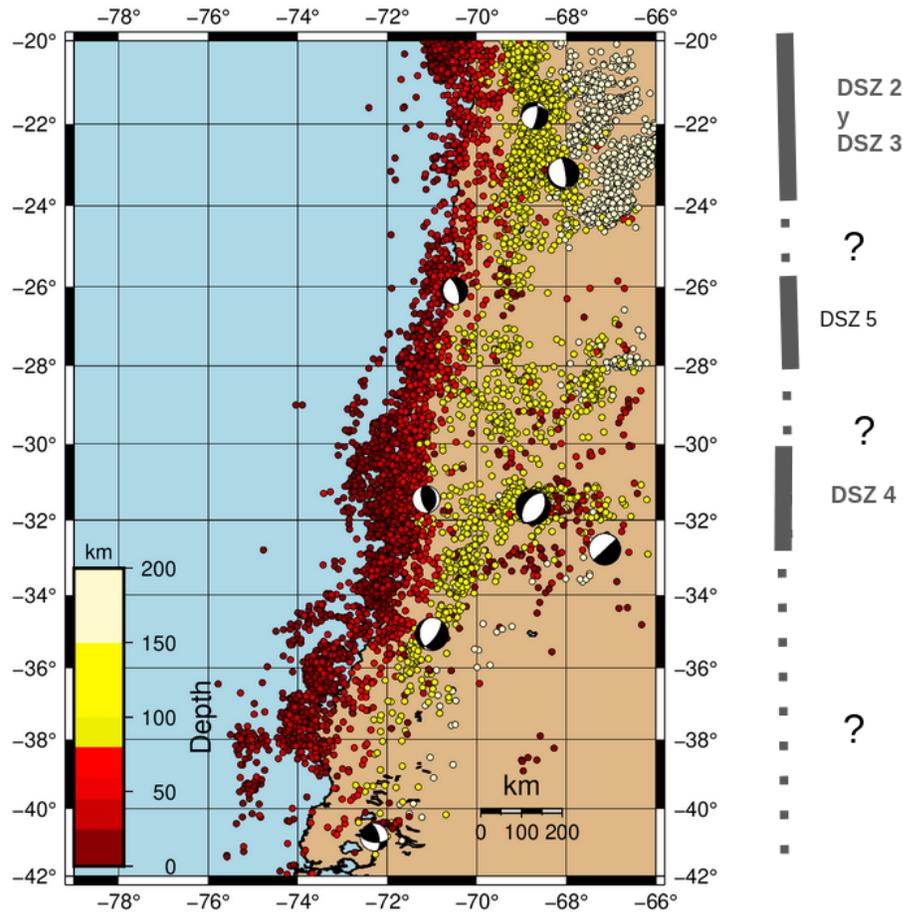
	Fecha	Latitud, Longitud	Prof (Km)	Magnitud	stress drop	réplicas
E1	2020-12-14	-21.803, -68.713	109.4	5.93	15.61	46
E2	2017-04-15	-23.209, -68.070	158.3	6.23	32.84	19
E3	2016-07-25	-26.107, -70.511	78.4	6.05	5.75	1
E4	2015-09-22	-31.451, -71.130	63.3	6.06	37.55	-
E5	2016-11-20	-31.660, -68.740	119.1	6.24	7.57	6
E6	2015-02-02	-32.770, -67.140	176.8	6.16	19.76	-
E7	2016-11-04	-35.064, -71.003	95.2	6.16	29.85	56
E8	2019-09-26	-40.834, -72.292	139.7	6.02	11.70	-

A pesar de que no existen estudios que describan una DSZ de subducción continua en el margen chileno, como ha sido expuesto ya en el marco geológico de este estudio. Las características de los sismos en este trabajo plantean la posibilidad de que esta estructura exista, esta idea se refuerza por la profundidad y los mecanismos focales de la sismicidad estudiada. Esta evidencia permite proponer que la sismicidad tenga características similares a la sismicidad de una DSZ del tipo III, presentando una tendencia lateral del régimen tensional.

Entre los sismos seleccionados en la zona 3 (Evento 4,5 y 6) se observa como el sismo más cercano a la zona de generación de sismicidad interplaca(4), presenta un tipo de régimen compresional, por otro lado, los sismos que se encuentran hacia el interior de la placa, presentan un régimen tensional. Marot et al., (2013) caracteriza esta zona como una DSZ tipo III por este cambio de régimen lateral.

Las otras DSZ estudiadas por otros autores, que han sido categorizadas en otro tipo de régimen tensional suelen tener un tipo mixto con lo que esta caracterización parece más robusta, es decir, las DSZ en la zona de subducción de la placa de Nazca con la Sudamericana en Chile, presentan una clara tendencia a ser del tipo III. Si bien existen zonas en las que no se han identificado estas estructuras puesto que no es posible observar una zona sísmica

ni un plano inferior, sí existe una zona con menor sismicidad donde una relocalización de la sismicidad registrada podría mostrar la existencia de estas estructuras.



(a) Vista general sismos

Figura 7.1: Mapa de sismicidad

De los ocho sismos tomados en este estudio, seis muestran un régimen tensional del tipo normal que se condice con lo estudiado por otros autores donde se ve que aquella sismicidad que es intraplaca de profundidad intermedia en la zona de subducción de la placa de Nazca es del tipo normal, en cambio la sismicidad interplaca presenta un régimen predominante del tipo inverso. Esto implica que, a pesar de la diversidad de estructuras observadas como el JFR o el Ridge de Copiapó, el cambio de régimen ocurre con una dependencia de la profundidad.

De los resultados de la inversión cinemática se obtienen algunos valores que se escapan de los usuales asociados a la sismicidad intraplaca de profundidad intermedia, como se mencionó en la sección de resultados, el evento 7 tiene un desplazamiento mayor de lo esperado alcanzando un valor de 7 metros.

Los modelos de distribución de slip y los tiempos de ruptura modelados de los eventos comienzan de los costados y forman un parche elíptico. El evento 1 presenta una orientación

noroeste mientras que el evento 3 presenta una orientación preferente hacia el norte. Este comportamiento es similar en el resto de los eventos seleccionados, la distribución de slip y tiempos de ruptura del resto de los eventos estudiados se encuentran en el Anexo del documento junto con los demás parámetros por evento.

Dichos valores extraños tanto en los desplazamientos como en los semiejes pueden estar asociados tanto a la profundidad de los sismos como a la falta de estaciones que los registraran. Estas condiciones son las que generan un problema a la hora de calcular los semiejes provocando distorsión en alguna dirección, es por esto que se observa una elipse pronunciada en la inversión cinemática y no una circunferencia.

En cuanto a los valores de *misfit*, se obtuvo valores altos, esto también estaría asociado a la profundidad de los sismos al igual que a la densidad de estaciones en la zona. Para mejorarlos sería necesario añadir más estaciones al proceso, si bien, existían más estaciones de las utilizadas, estas fueron descartadas por el ruido que presentaban que solo aumentaba el valor del error asociado. Esto también afecta la forma de la elipse, se observó que valores altos de *misfit* entregaban elipses con ejes más grandes y un valor de error demasiado pequeños a veces no estaban asociados a una mejor calidad de resultados sino que a parches cortados por lo que un equilibrio entre ambos resultados era necesario para asegurar una buena descripción de la fuente sísmica.

Los resultados para el *Stress drop* obtenidos a partir de la fórmula 5.5 son normales para la sismicidad intraplaca de profundidad intermedia en la placa de Nazca según lo que se ha estudiado en otros trabajos. Cabe destacar que se calculó a partir de esta fórmula, existiendo otras, porque no afectaba directamente el valor de μ seleccionado, el que se ajustó para una mejor obtención de la Magnitud.

En cuanto a la búsqueda de réplicas, en general, en aquellos eventos que fue posible observarlas, se registra un decaimiento que parece cumplir la ley de Omori, puesto que rápidamente la cantidad de réplicas disminuye y los valores de los coeficientes de *cross-correlación* también.

De haber sido posible la búsqueda de réplicas en el evento 4, es esperable que este también presentara una gran cantidad, puesto que se encuentra cerca del *slab* y a menor profundidad, sin embargo, este evento se encuentra en una zona con pocas estaciones y en un periodo con alta sismicidad, ya que su fecha es posterior a un sismo de magnitud $M_w > 8$. El Terremoto de Coquimbo del 2015 ocurrió 6 días antes (el 16 de septiembre), pudiendo ser una de las causas de los problemas con las estaciones del lugar.

7.1. Modelo Teórico

En el modelo de subducción propuesto por Cabrera (2021), mostrado en la figura 2.3, para la sismicidad intraplaca de profundidad intermedia en el norte de Chile, aquellos sismos que se encontraban más cercanos al borde de la placa y a menor profundidad presentan una mayor generación de réplicas.

Tanto el Evento 1 como el Evento 7, presentan la mayor cantidad de réplicas con 46 y 56

respectivamente. Este comportamiento además se condice con su distancia con el borde del slab.

El evento 1, por su parte, está ubicado en la parte final del plano superior de la DSZ, por ello su comportamiento era esperable, además es el evento que más cerca de la zona estudiada por Cabrera se encuentra, esto posibilita que las condiciones de su entorno sean similares. Por otra parte, el Evento 7 que se encuentra mucho más al sur y en una zona donde hay menor sismicidad observada, presenta un comportamiento similar al evento 1 lo que podría llevar a la conclusión de que este comportamiento se cumple a lo largo de la zona de subducción.

El evento 3, además, entrega información importante puesto que es uno de los que ocurre a menor profundidad de los estudiados y solamente fue posible encontrar una réplica de este sismo. La característica que controlaría la falta de réplicas para este evento es la distancia con el borde de la placa puesto que en esta zona, la placa presenta un ángulo distinto por la subducción del ridge de Copiapó que modificaría las características de la misma, haciendo que este sismo se encuentre en una zona donde hay menor presencia fluidos y, por tanto, se limita la generación de réplicas por la deshidratación de la placa al ser esta más joven, menos densa y más caliente.

En el caso del Evento 4, si bien no fue posible buscar réplicas, se encuentra en una zona en la que se espera que presente gran cantidad de las mismas, esto porque se encuentra cerca del borde del *slab*, en el plano superior de una DSZ. Este evento además, posee un mecanismo focal distinto, siendo del tipo inverso, aunque su profundidad permita clasificarlo como un sismo intraplaca de profundidad intermedia, podría ser confundido con sismicidad interplaca. Es el mecanismo focal de este sismo y de los otros dos que se encuentran en la zona asociada a la DSZ 4 los que mejor evidencian esta tendencia lateral existente característica de una DSZ del tipo III, tendencia que pareciera ser la que mejor describe a la sismicidad intraplaca de profundidad intermedia en el margen chileno.

En cuanto al Evento 5, este se encuentra más profundo que la DSZ y solo presenta 6 réplicas, este evento se encuentra en una zona particular donde ocurre la subducción del *ridge* de Juan Fernández. Esto genera que la placa también presente un ángulo de subducción distinto lo que afecta la sismicidad en la zona.

Es posible concluir que, en primer lugar, existe una relación entre la desaparición de la doble zona sísmica de subducción y la sismicidad intraplaca de profundidad intermedia hacia el sur del país. En la zona sur se presenta un prisma de acreción de sedimentos mucho mayor que en el norte lo que permite que el canal de subducción presente un mayor grosor y esto funcione como una zona asísmica donde la placa oceánica puede subducir más fácilmente bajo la placa sudamericana. Este proceso afectaría también a la acumulación de tensión y fracturamiento que ocurre en el *oute-rise*.

A pesar de esto, la presencia de la sismicidad intraplaca de profundidad intermedia de magnitud mayor a 6 hasta aproximadamente los 42° de latitud sur con condiciones similares a la presente en el norte del país según lo obtenido a través de la inversión cinemática y el proceso de *template matching*, podría ser un indicador de la presencia de una DSZ constante en esta zona, el que no haya sido descrita aún en literatura es entonces un indicio de que

hace falta un estudio acabado de esta amplia zona, partiendo por una relocalización de la sismicidad encontrada en estas profundidades y la instalación de nuevas estaciones de monitoreo que permitan aumentar los catálogos de sismicidad de la zona para así obtener mejores perfiles de sismicidad. Esto a su vez permitiría mejorar los modelos de slab disponibles para esta zona que, como es posible observar, discrepa de lo obtenido en cuanto a la distribución de la sismicidad que pareciera indicar que el ángulo de subducción difiere en el perfil de la zona 5.

De existir una DSZ continua o parches hasta los 42° de latitud sur se propone, en base a lo observado en la zona norte y centro norte del país, que esta DSZ tenga una tendencia a ser del tipo III similar a lo observado en la zona de subducción del Ridge de Juan Fernández donde se presenta compresión lateral en la parte más somera y tensión en la parte más profunda. Los planos superiores e inferiores presentan el mismo régimen.

Cabe incluir en esta discusión que las estaciones que fueron utilizadas en la inversión cinemática y template matching se encuentran tabuladas en el anexo de este documento. Mientras que para el proceso de inversión cinemática, fue posible realizar un descarte de las estaciones que presentaran más ruido con el objetivo de mejorar los resultados, esto no fue posible para el proceso de template matching puesto que no todas las estaciones seleccionadas tenían registro de las señales continuas, con lo que fue necesario utilizar estaciones que presentaban mayor ruido en el *mainshock*, esto afectaría los resultados ya que el mismo *template* utilizado pierde calidad con lo que se vuelve importante mejorar la red de estaciones si se desea hacer un estudio más acabado de esta sismicidad que podría presentar un riesgo para el país, esto porque no solo la falta de estaciones genera una dificultad, sino que también la profundidad de la sismicidad.

Existen además otros factores que controlan la producción de réplicas como se discute en el trabajo de Dascher-Cousineau et al.,(2020). donde se propone que la eficiencia de la generación de réplicas más que responder a una variación en la fuente respondería a las propiedades geológicas locales. Es por esto que se consideran además las estructuras presentes en el margen a la hora de realizar el marco geológico de este trabajo y los procesos de subducción de estructuras como el Ridge de Copiapo y el Ridge de Juan fernandez, que no solo provocan un efecto en los ángulos de subducción locales pero también en la sismicidad y en la presencia de réplicas en los sismos.

7.1.1. Conclusiones

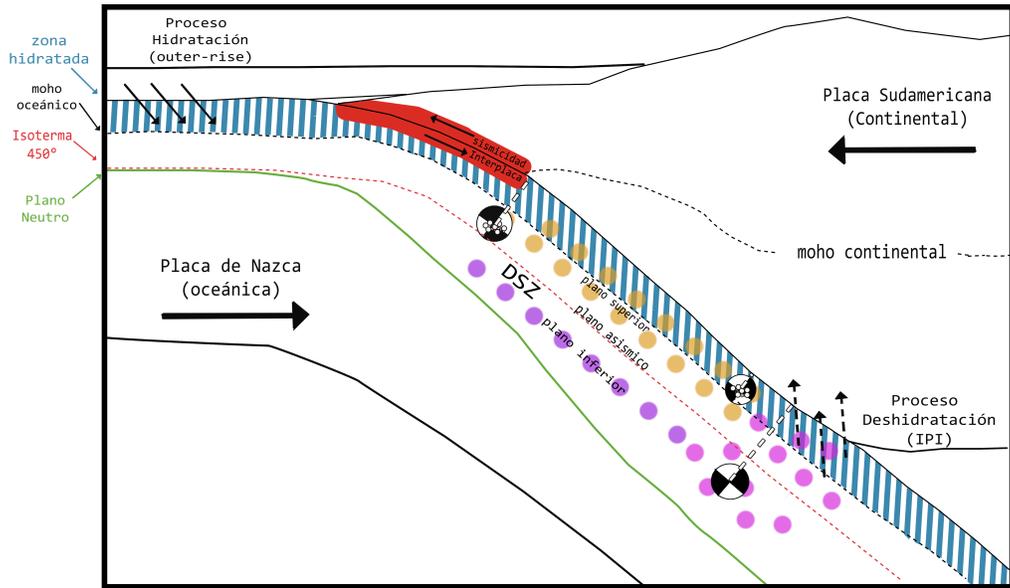
Se realizó el estudio de ocho terremotos intraplaca de profundidad intermedia ocurridos al interior de la placa de Nazca entre el 22 de septiembre del 2015 y el 14 de diciembre del 2020, con magnitudes en torno a 6, para los que se compararon diferentes observaciones y parámetros. Seis de los ocho sismos presentan un mecanismo focal del tipo normal, además, en la misma proporción se encuentran en un sector donde se genera una doble zona sísmica (Comte y Suárez, 1994; Marot et al., 2013; Pastén-Araya et al., 2022; Rietbrock y Waldhauser, 2004).

Se llevó a cabo un análisis cinemático para cada uno de los ocho eventos intraplaca en estudio, lo que permitió obtener la geometría de ruptura, así como el desplazamiento máximo y la velocidad de ruptura asociados. Para la geometría, se observaron dimensiones similares

en las elipses obtenidas, así como desplazamientos de magnitudes comparables, lo cual indica una similitud en su orden de magnitud. En cuanto a las velocidades de ruptura, en general, se encontraron valores bajos inferiores a 2 km/s. Sin embargo, debido a la profundidad de los eventos y la ubicación de las estaciones en áreas cercanas al campo, se requiere más información sobre parámetros como la eficiencia sísmica para obtener resultados más precisos. Es importante mencionar que, a partir del análisis de ajuste de datos (*misfit*), no fue posible identificar un plano de falla preferencial, lo cual podría explicarse por la profundidad de los eventos.

Con el uso de *template matching*, se observa una diferencia en la cantidad de réplicas observadas. Se propone que esta diferencia está fuertemente relacionada con la profundidad y distancia al borde de la placa que subduce de la ruptura que origina cada evento. Dicha relación se cumple en la mayor parte de la sismicidad observada excepto en aquellas donde no fue posible buscar réplicas. Por otro lado, las réplicas encontradas presentan un CC bajo, lo que indicaría una baja correlación con los *mainshock*, asociado a una baja amplitud de onda y pequeñas magnitudes que dificultan su registro y caracterización. Dicha diferencias también podrían estar asociadas a la distribución de las estaciones utilizadas ya que para la mayoría de los eventos, disminuyó significativamente en relación a la cantidad de estaciones disponibles para la inversión cinemática realizada, e incluso, por necesidad, se utilizaron estaciones que presentaban una peor calidad en los registros.

Con lo expuesto anteriormente se propone que el modelo de subducción propuesto por Cabrera (2021) para la zona norte del país, esquematizado en la figura 2.3, se cumpliría de manera similar en el resto del margen. Produciéndose una hidratación en la zona de la sismicidad outer-rise donde la placa se pliega debido a la zona de contacto, esta zona con alta hidratación subduce pasando por la zona de sismicidad interplaca y finalmente se deshidrata al alcanzar una mayor profundidad producto del aumento de temperatura en la placa. Esta es la zona que provoca una sismicidad con mayor generación de réplicas. En cambio, aquella que se encuentre más profunda en la placa no presentará réplicas, ya que no se produce en una zona hidratada. Dichas condiciones se resumen a continuación en la figura 7.2.



(a) Esquema resumen

Figura 7.2: Modelo de comportamiento subducción

Bibliografía

- Beck, S., Barrientos, S., Kausel, E., y Reyes, M. (1998). Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction askew et alzone. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(2), 115-129. doi: [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(98\)00005-4](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(98)00005-4)
- Brudzinski, M. R., Thurber, C. H., Hacker, B. R., y Engdahl, E. R. (2007, 6). Global Prevalence of Double Benioff Zones. *Science*, 316(5830), 1472-1474. doi: [10.1126/science.1139204](https://doi.org/10.1126/science.1139204)
- Cabrera, L., Ruiz, S., Poli, P., Contreras-Reyes, E., Osses, A., y Mancini, R. (2021). Northern Chile intermediate-depth earthquakes controlled by plate hydration. *Geophysical Journal International*, 226(1), 78-90. doi: [10.1093/gji/ggaa565](https://doi.org/10.1093/gji/ggaa565)
- Campos, J., Hatzfeld, D., Madariaga, R., Lopez, G., Kausel, E., Barrientos, S., y Lyon-Caen, H. (2002, 9). A seismological study of the 1835 seismic gap in south-central Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 132(1-3), 177-195. doi: [10.1016/S0031-9201\(02\)00051-1](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(02)00051-1)
- Comte, D., Dorbath, L., Pardo, M., Monfret, T., Haessler, H., Rivera, L., y Frogneux. (1999). A double-layered seismic zone in Arica, northern Chile. *Geophysical Research Letters*, 26(13), 1965-1968. doi: [10.1029/1999gl900447](https://doi.org/10.1029/1999gl900447)
- Comte, D., y Suárez, G. (1994). An Inverted Double Seismic Zone in Chile: Evidence of Phase Transformation in the Subducted Slab. *Science*, 263(5144), 212-215. doi: [10.1126/science.263.5144.212](https://doi.org/10.1126/science.263.5144.212)
- Contreras-Reyes, E. (2018, 04). Structure and tectonics of the Chilean convergent margin from wide-angle seismic studies: A review. En (p. 3-29). doi: [10.1007/978-3-319-67774-3_1](https://doi.org/10.1007/978-3-319-67774-3_1)
- Contreras-Reyes, E., y Osses, A. (2010, 07). Lithospheric flexure modelling seaward of the Chile trench: implications for oceanic plate weakening in the Trench Outer Rise region. *Geophysical Journal International*, 182(1), 97-112. doi: [10.1111/j.1365-246X.2010.04629.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04629.x)
- Dascher-Cousineau, K., Brodsky, E. E., Lay, T., y Goebel, T. (2020, 2). What Controls Variations in Aftershock Productivity? *Journal Of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(2). doi: [10.1029/2019jb018111](https://doi.org/10.1029/2019jb018111)
- Delouis, B., y Legrand, D. (2007). Mw 7.8 tarapaca intermediate depth earthquake of 13 June 2005 (northern Chile): Fault plane identification and slip distribution by waveform inversion. *Geophysical Research Letters*, 34(1). doi: <https://doi.org/10.1029/2006GL028193>
- DeMets, C., Gordon, R. D., y Argus, D. F. (2010, 4). Geologically current plate motions.

- Derode, B., y Campos, J. (2019). Energy budget of intermediate-depth earthquakes in northern Chile: Comparison with shallow earthquakes and implications of rupture velocity models used. *Geophysical Research Letters*, 46(5), 2484–2493. doi: <https://doi.org/10.1029/2018GL080962>
- Dorbath, C., Gerbault, M., Carlier, G., y Guiraud, M. (2008). Double seismic zone of the Nazca plate in northern Chile: High-resolution velocity structure, petrological implications, and thermomechanical modeling. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(7), n/a–n/a. doi: 10.1029/2008gc002020
- Ferrand, T. P., Hilairret, N., Incel, S., Deldicque, D., Labrousse, L., Gasc, J., y Renner, J. (2017, 5). Dehydration-driven stress transfer triggers intermediate-depth earthquakes. *Nature Communications*, 8(1). doi: 10.1038/ncomms15247
- Florez, M. A., y Prieto, G. A. (2019, 4). Controlling Factors of Seismicity and Geometry in Double Seismic Zones. *Geophysical Research Letters*, 46(8), 4174–4181. doi: 10.1029/2018gl081168
- Frank, W. B., Poli, P., y Perfettini, H. (2017, 6). Mapping the rheology of the Central Chile subduction zone with aftershocks. *Geophysical Research Letters*, 44(11), 5374–5382. doi: 10.1002/2016gl072288
- Frohlich, C. (2006). *Deep earthquakes*. Cambridge University Press. doi: 10.1017/CBO9781107297562
- Gardi, A., Lemoine, A., Madariaga, R., y Campos, J. (2006, 4). Modeling of stress transfer in the Coquimbo region of central Chile. *Journal of Geophysical Research*, 111(B4). doi: 10.1029/2004jb003440
- Green II, H. W., Chen, W.-P., y Brudzinski, M. R. (2010, 10). Seismic evidence of negligible water carried below 400-km depth in subducting lithosphere. *Nature*, 467(7317), 828–831. doi: 10.1038/nature09401
- Hacker, B. R., Peacock, S. M., Abers, G. A., y Holloway, S. D. (2003, 1). Subduction factory 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B1). doi: 10.1029/2001jb001129
- Kao, H., y Rau, R.-J. (1999). Detailed structures of the subducted Philippine sea plate beneath northeast Taiwan: A new type of double seismic zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B1), 1015–1033. doi: 10.1029/1998jb900010
- Kato, A., Fukuda, J., Kumazawa, T., y Nakagawa, S. (2016, 4). Accelerated nucleation of the 2014 Iquique, Chile Mw 8.2 Earthquake. *Scientific Reports*, 6(1). doi: 10.1038/srep24792
- Kato, N. (2009). A possible explanation for difference in stress drop between intraplate and interplate earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 36(23). doi: <https://doi.org/10.1029/2009GL040985>
- Kausel, E., y Campos, J. (1992). The $M_s = 8$ tensional earthquake of 9 December 1950 of northern Chile and its relation to the seismic potential of the region. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 72(3), 220–235. doi: <https://doi.org/10.1016/>

- Kirby, S. (1995). Inter-slab earthquakes and phase changes in subducting lithosphere. *Reviews of Geophysics*, 33(S1), 287-297. doi: <https://doi.org/10.1029/95RG00353>
- Korenaga, J. (2016, 12). On the extent of mantle hydration caused by plate bending. *Earth and Planetary Science Letters*, 457, 1–9. doi: 10.1016/j.epsl.2016.10.011
- Lemoine, A., Madariaga, R., y Campos, J. (2001, 7). Evidence for earthquake interaction in central Chile: the July 1997-September 1998 Sequence. *Geophysical Research Letters*, 28(14), 2743–2746. doi: 10.1029/2000gl012314
- Leyton, F., Ruiz, J., Campos, J., y Kausel, E. (2009, 6). Intraplate and interplate earthquakes in Chilean subduction zone: A theoretical and observational comparison. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175(1-2), 37–46. doi: 10.1016/j.pepi.2008.03.017
- Marot, M., Monfret, T., Gerbault, M., Nolet, G., Ranalli, G., y Pardo, M. (2014, 10). Flat versus normal subduction zones: a comparison based on 3-D regional traveltimes tomography and petrological modelling of central Chile and western Argentina (29°–35°S). *Geophysical Journal International*, 199(3), 1633–1654. doi: 10.1093/gji/ggu355
- Marot, M., Monfret, T., Pardo, M., Ranalli, G., y Nolet, G. (2013). A double seismic zone in the subducting Juan Fernandez Ridge of the Nazca Plate (32°S), central Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(7), 3462–3475. doi: 10.1002/jgrb.50240
- Mirwald, A., Cruz-Atienza, V. M., Díaz-Mojica, J., Iglesias, A., Singh, S. K., Villafuerte, C., y Tago, J. (2019, 2). The 19 September 2017 (Mw7.1) Intermediate-Depth Mexican Earthquake: A Slow and Energetically Inefficient Deadly Shock. *Geophysical Research Letters*, 46(4), 2054–2064. doi: 10.1029/2018gl080904
- Momeni, S. M., Aoudia, A., Tatar, M., Twardzik, C., y Madariaga, R. (2019, 2). Kinematics of the 2012 Ahar–Varzaghan complex earthquake doublet (Mw6.5 and Mw6.3). *Geophysical Journal International*, 217(3), 2097–2124. doi: 10.1093/gji/ggz100
- Ohuchi, T., Lei, X., Ohfuji, H., Higo, Y., Tange, Y., Sakai, T., y Fujino, K. (2017, 8). Intermediate-depth earthquakes linked to localized heating in dunite and harzburgite. *Nature Geoscience*, 10(10), 771–776. doi: 10.1038/ngeo3011
- Okazaki, K., y Hirth, G. (2016, 2). Dehydration of lawsonite could directly trigger earthquakes in subducting oceanic crust. *Nature*, 530(7588), 81–84. doi: 10.1038/nature16501
- Pastén-Araya, F., Potin, B., Azua, K., Saez, M., Aden-Antoniow, F., Ruiz, S., y Cabrera, L. (2022, 01). Along-dip segmentation of the slip behavior and rheology of the Copiapó ridge subducted in north-central Chile. *Geophysical Research Letters*, 49. doi: 10.1029/2021GL095471
- Peacock, S. M. (2001, 3). Are the lower planes of double seismic zones caused by serpentine dehydration in subducting oceanic mantle? *Geology*, 29(4), 299.
- Peng, Z., y Zhao, P. (2009, 11). Migration of early aftershocks following the 2004 Parkfield earthquake. *Nature Geoscience*, 2(12), 877–881. doi: 10.1038/ngeo697
- Peyrat, S., Campos, J., de Chabaliér, J. B., Pérez, A., Bonvalot, S., Bouin, M.-P., y Legrand, D. (2006, 11). Tarapacá intermediate-depth earthquake (Mw 7.7, 2005, northern Chile): A slab-pull event with horizontal fault plane constrained from seismologic and geodetic

- observations. *Geophysical Research Letters*, 33(22). doi: 10.1029/2006gl027710
- Reynard, B., Nakajima, J., y Kawakatsu, H. (2010). Earthquakes and plastic deformation of anhydrous slab mantle in double wadati-benioff zones. *Geophysical Research Letters*, 37(24). doi: <https://doi.org/10.1029/2010GL045494>
- Rietbrock, A., y Waldhauser, F. (2004, 5). A narrowly spaced double-seismic zone in the subducting Nazca plate. *Geophysical Research Letters*, 31(10), n/a. doi: 10.1029/2004gl019610
- Ross, Z. E., Trugman, D. T., Hauksson, E., y Shearer, P. M. (2019, 5). Searching for hidden earthquakes in Southern California. *Science*, 364(6442), 767–771. doi: 10.1126/science.aaw6888
- Ruiz, S., y Madariaga, R. (2011, 5). Determination of the friction law parameters of the Mw 6.7 Michilla earthquake in northern Chile by dynamic inversion. *Geophysical Research Letters*, 38(9). doi: 10.1029/2011gl047147
- Ruiz, S., y Madariaga, R. (2013, 3). Kinematic and Dynamic Inversion of the 2008 Northern Iwate Earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(2A), 694–708. doi: 10.1785/0120120056
- Ruiz, S., y Madariaga, R. (2018). Historical and recent large megathrust earthquakes in Chile. *Tectonophysics*, 733, 37–56. doi: 10.1016/j.tecto.2018.01.015
- Ruiz, S., Tavera, H., Poli, P., Herrera, C., Flores, C., Rivera, E., y Madariaga, R. (2017). The deep Peru 2015 doublet earthquakes. *Earth and Planetary Science Letters*, 478, 102–109. doi: 10.1016/j.epsl.2017.08.036
- Shelly, D. R., Beroza, G. C., y Ide, S. (2007, 3). Non-volcanic tremor and low-frequency earthquake swarms. *Nature*, 446(7133), 305–307. doi: 10.1038/nature05666
- Sipl, C., Schurr, B., Asch, G., y Kummerow, J. (2018). Seismicity structure of the northern chile forearc from >100,000 double-difference relocated hypocenters. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(5), 4063–4087. doi: <https://doi.org/10.1002/2017JB015384>
- Tajima, F., y Kanamori, H. (1985). Global survey of aftershock area expansion patterns. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 40(2), 77–134. doi: [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(85\)90066-4](https://doi.org/10.1016/0031-9201(85)90066-4)
- Twardzik, C., Das, S., y Madariaga, R. (2014, 9). Inversion for the physical parameters that control the source dynamics of the 2004 Parkfield earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(9), 7010–7027. doi: 10.1002/2014jb011238
- Ulrich, T. A., y Aochi, H. (2015, 11). Rapidness and Robustness of Finite-Source Inversion of the 2011 Mw 9.0 Tohoku Earthquake by an Elliptical-Patches Method Using Continuous GPS and Acceleration Data. *Pure and Applied Geophysics*. doi: 10.1007/s00024-014-0857-0
- Vallée, M., y Bouchon, M. (2004, 3). Imaging coseismic rupture in far field by slip patches. *Geophysical Journal International*, 156(3), 615–630. doi: 10.1111/j.1365-246x.2004.02158.x
- Wei, S. S., Wiens, D. A., van Keken, P. E., y Cai, C. (2017, 1). Slab temperature controls on the Tonga double seismic zone and slab mantle dehydration. *Science Advances*, 3(1).

Anexos

Anexo A. Inversión Cinemática

Tabla A.1: Estaciones utilizadas para cada Evento en la inversión cinemática

E1	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8
A07F	A20F	A14C	C23O	C23O	V04A	M02L	L14L
A06F	A23F	A01C	C32O	C32O	V15A	M13L	L10L
A29F	A18F	A04C	C11O	C11O	V18A	R19M	L16L
T24A	A14F	A30C	C14O	C18O	V09A	V02A	L17L
T16A	T21A	A18C	C18O	C10O	V16A	R20M	L04R
A16P	GO02	AC01	CO03	C13O	V17A	R05M	L02C
GO01	PB07			C26O	C12O	R12M	L04C
PB01				C06O		V07A	L01C
PB03				C09O		R13M	
PB09				V09A		BO02	
				CO05		V05A	
						V09A	
						B20I	
						B05I	
						V11A	
						C23O	
						C07O	
						BO03	
						GO05	
						MT01	
						MT02	
						MT05	
						MT07	
						MT09	
						VA03	
						VA05	

A.1. Resultados numéricos obtenidos por evento para los planos 1 y 2

Tabla A.2: Tabla con los resultados de la inversión cinemática siendo ,a,b semiejes de la elipse, alpha el angulo de rotación, np y tp, el desplazamiento máximo D y la Velocidad de ruptura Vr. Plano 1

	a [km]	b [km]	alpha [rad]	np	tp	Dmax[m]	Vr[km/s]
E1	2.06	3.99	0.12	0.74	0.67	0.89	1.66
E2	3.85	2.79	1.40	0.99	0.26	1.89	0.71
E3	7.28	2.36	0.60	0.73	0.16	0.62	2.48
E4	2.71	2.51	1.72	0.29	0.83	1.57	0.56
E5	5.69	5.35	0.84	0.52	0.16	1.04	1.03
E6	2.10	5.19	1.38	0.45	0.26	1.85	1.76
E7	4.23	2.21	0.94	0.58	8.42e-5	2.39	1.16
E8	4.47	2.95	0.37	0.99	0.07	0.77	1.39
min	2.0	2.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.5
max	10.0	10.0	2.0	1.0	1.0	3.0	3.5

Tabla A.3: Tabla con los resultados de la inversión cinemática siendo ,a,b semiejes de la elipse, alpha el angulo de rotación, np y tp, el desplazamiento máximo D y la Velocidad de ruptura Vr. Plano 2

	a [km]	b [km]	alpha [rad]	np	tp	Dmax[m]	Vr[km/s]
E1	2.38	6.16	1.99	0.67	0.67	0.89	1.66
E2	3.85	2.79	1.40	0.99	0.26	1.89	0.71
E3	7.28	2.36	0.60	0.73	0.16	0.62	2.48
E4	2.71	2.51	1.72	0.29	0.83	1.57	0.56
E5	5.69	5.35	0.84	0.52	0.16	1.04	1.03
E6	2.10	5.19	1.38	0.45	0.26	1.85	1.76
E7	4.23	2.21	0.94	0.58	8.42e-5	2.39	1.16
E8	4.47	2.95	0.37	0.99	0.07	0.77	1.39
min	2.0	2.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.5
max	10.0	10.0	2.0	1.0	1.0	3.0	3.5

A.2. Resultados inversión cinemática Evento 1

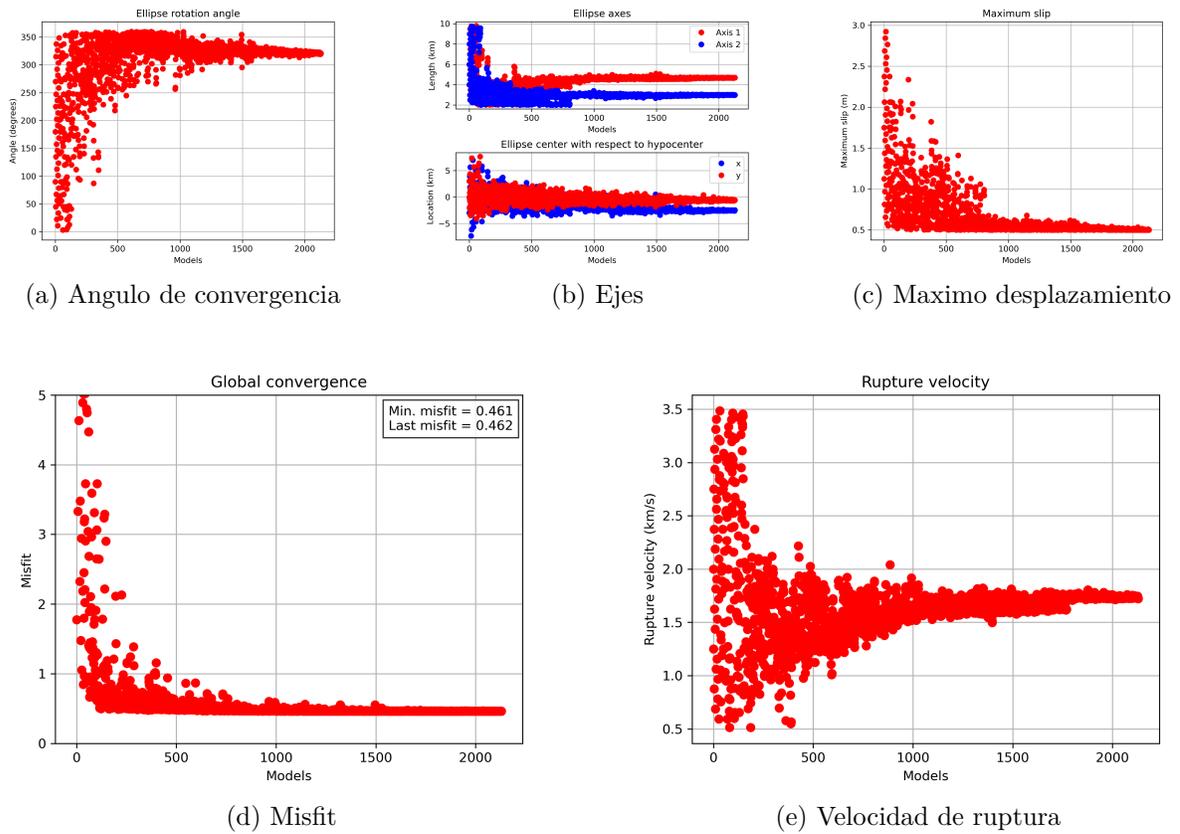


Figura A.1: Parámetros estimados con la inversión cinemática

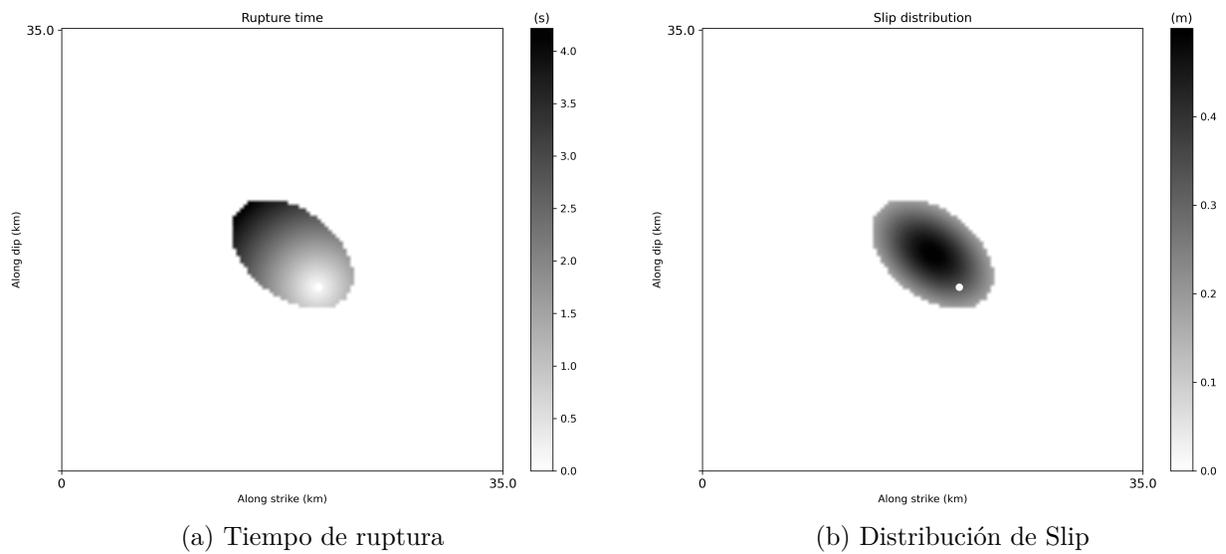
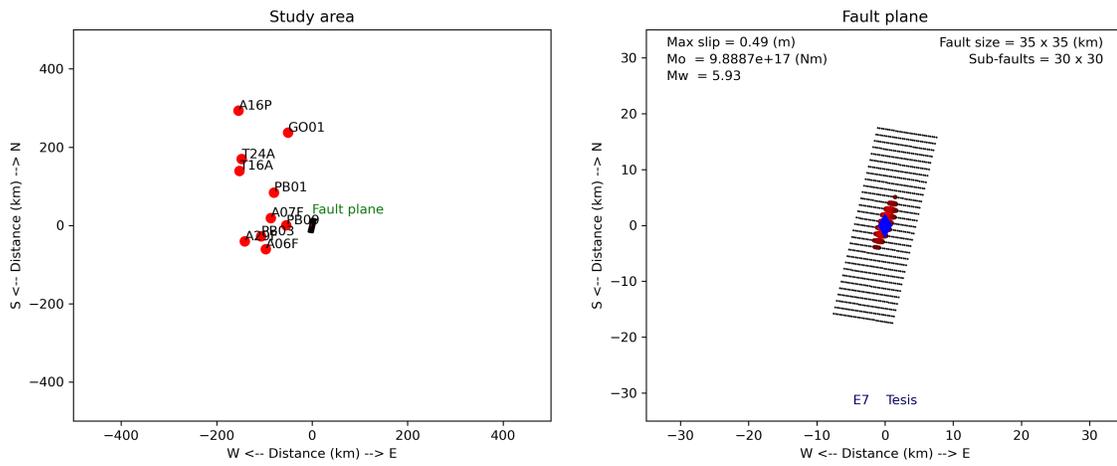
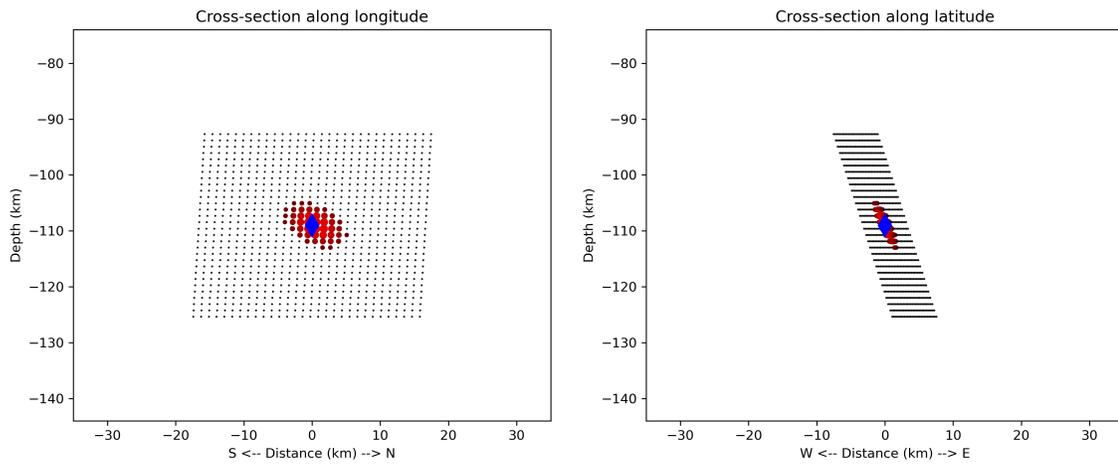


Figura A.2: Resultados inversión cinemática

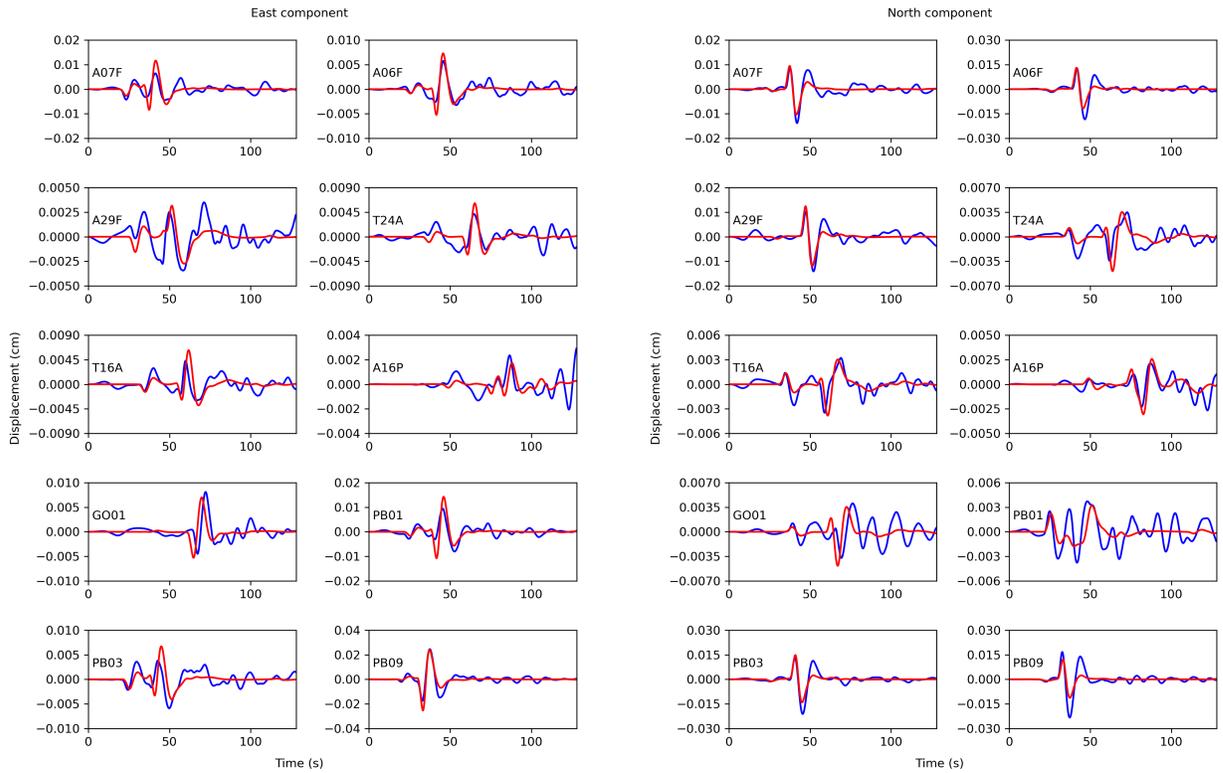


(a) Geometría de ruptura



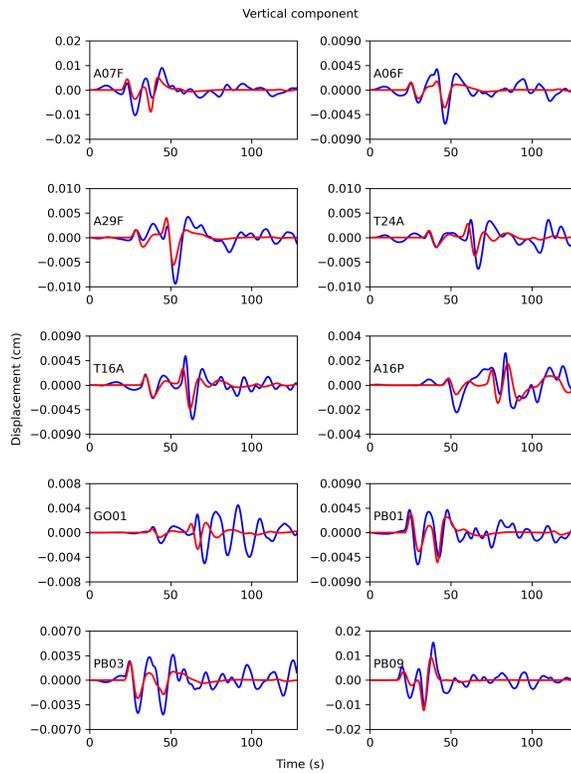
(b) Cross section

Figura A.3: Resultados inversión cinemática



(a) Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento 1, entre 0.02 y 0.1 Hz para la componente este.

(b) Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento 1, entre 0.02 y 0.1 Hz para la componente norte.



(c) Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento 1, entre 0.02 y 0.1 Hz para la componente vertical.

A.3. Resultados inversión cinemática Evento 2

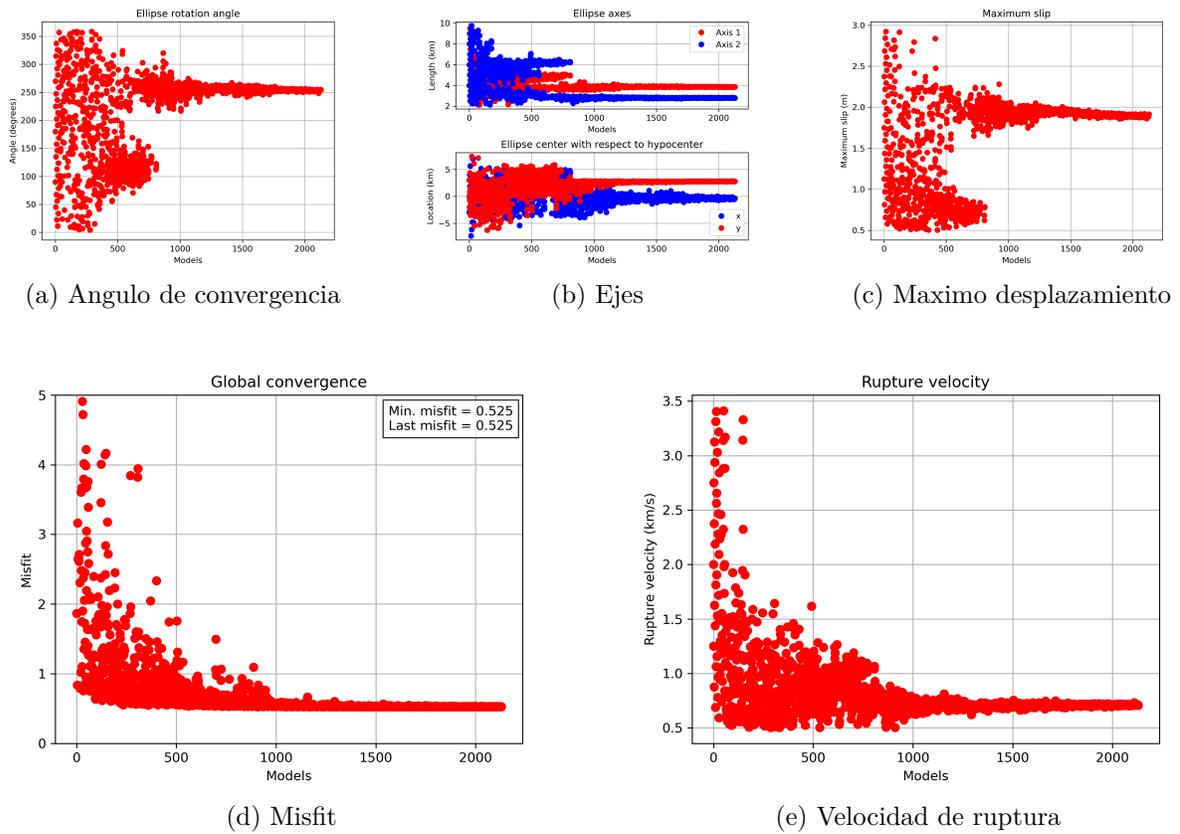


Figura A.5: Parámetros estimados con la inversión cinemática

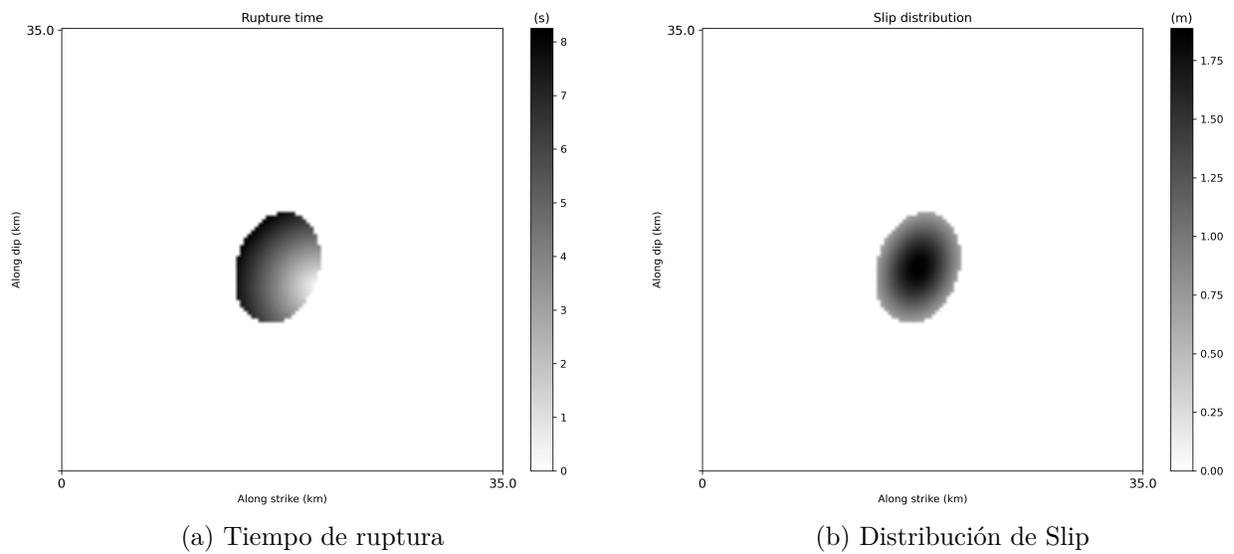
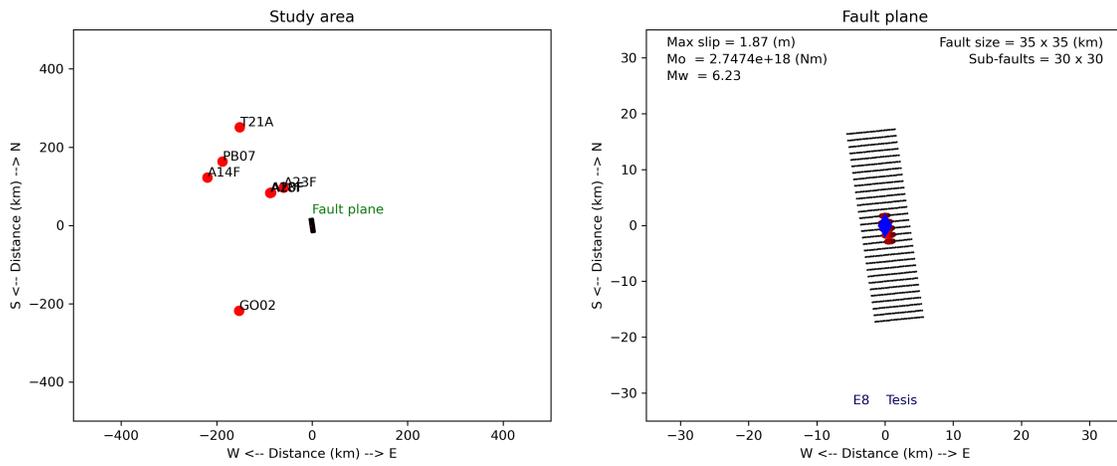
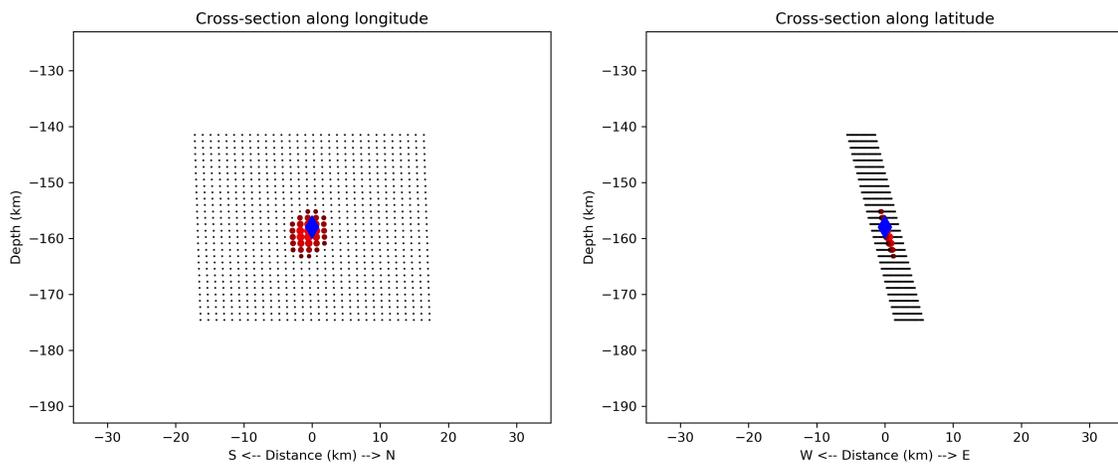


Figura A.6: Resultados inversión cinemática

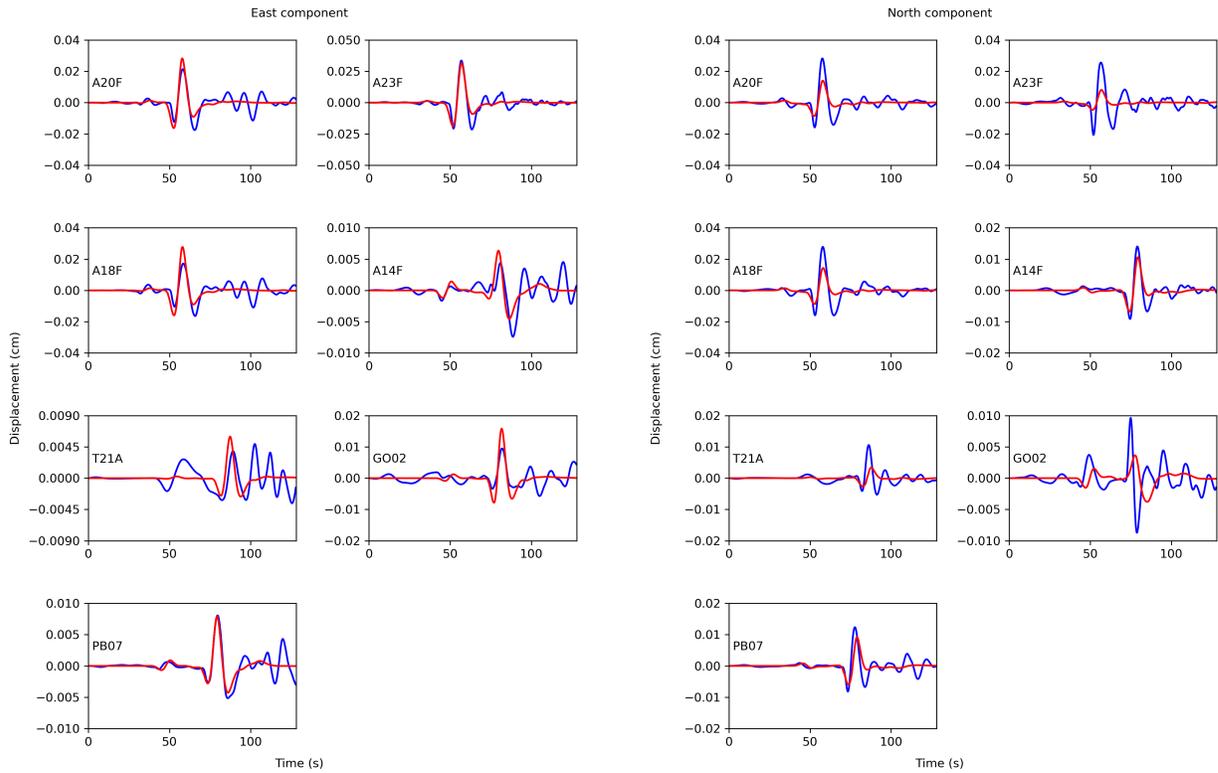


(a) Geometría de ruptura



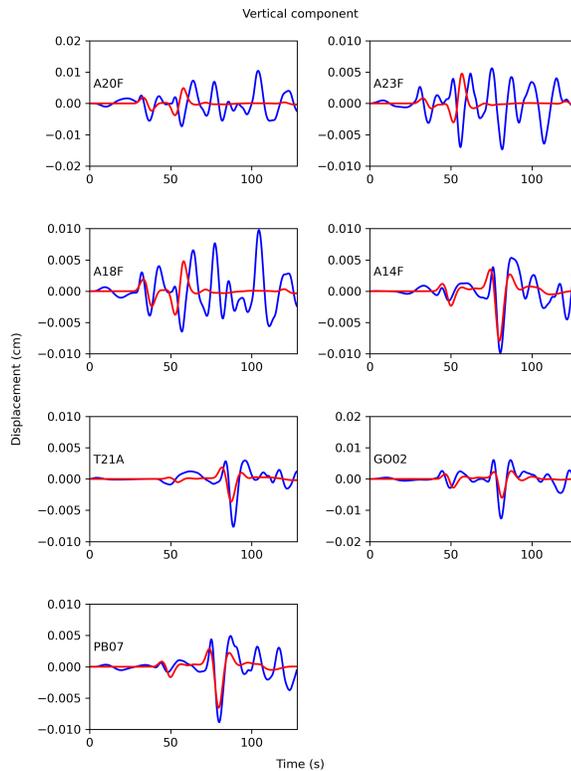
(b) Cross section

Figura A.7: Resultados inversión cinemática



(a) Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento 2, entre 0.02 y 0.1 Hz para la componente este.

(b) Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento 2, entre 0.02 y 0.1 Hz para la componente norte.



(c) Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento 2, entre 0.02 y 0.1 Hz para la componente vertical.

A.4. Resultados inversión cinemática Evento 3

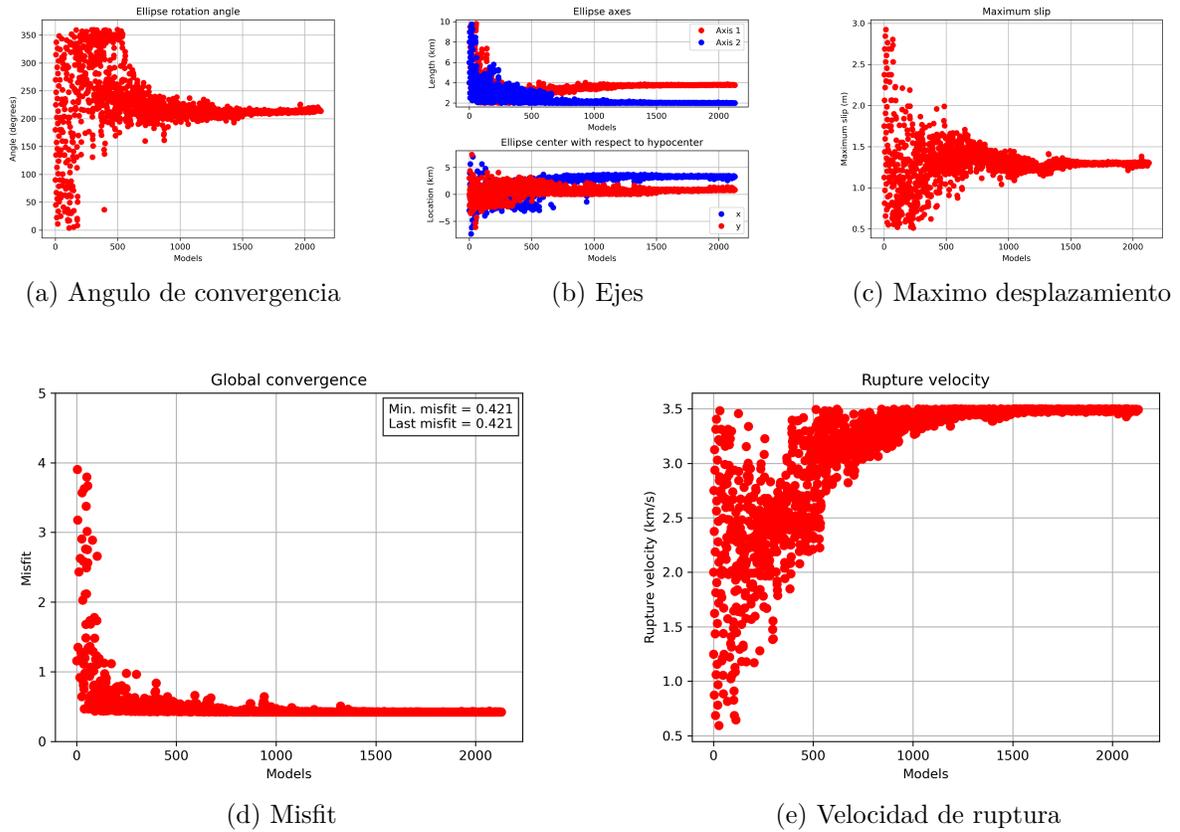


Figura A.9: Parámetros estimados con la inversión cinemática

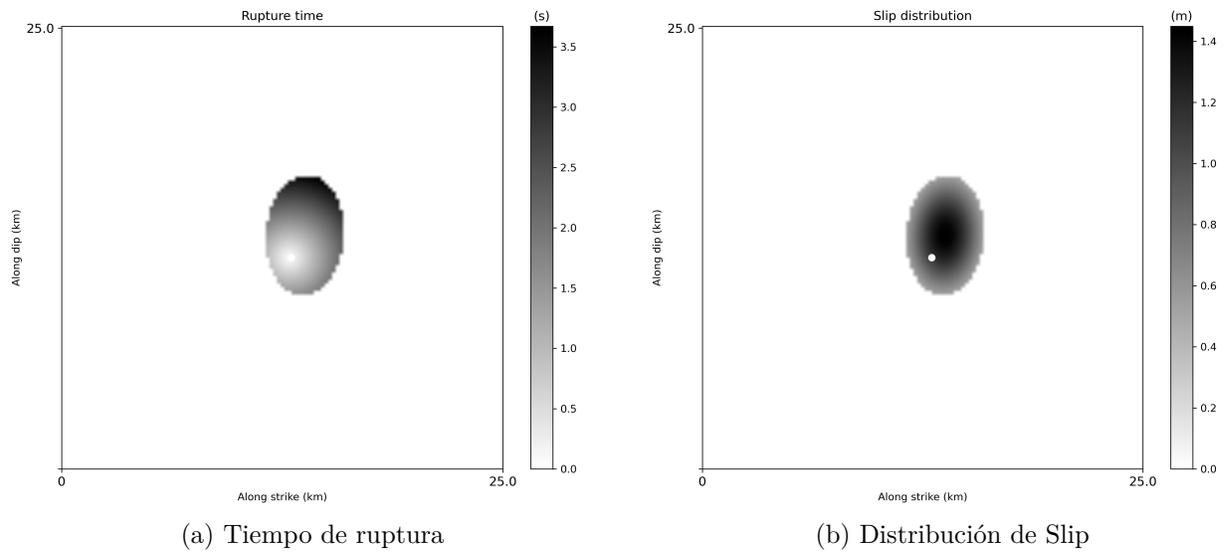
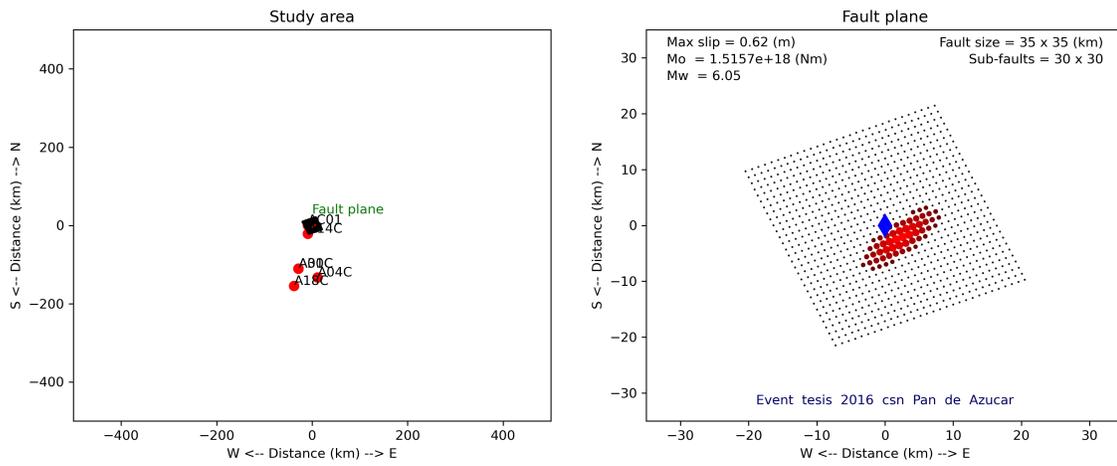
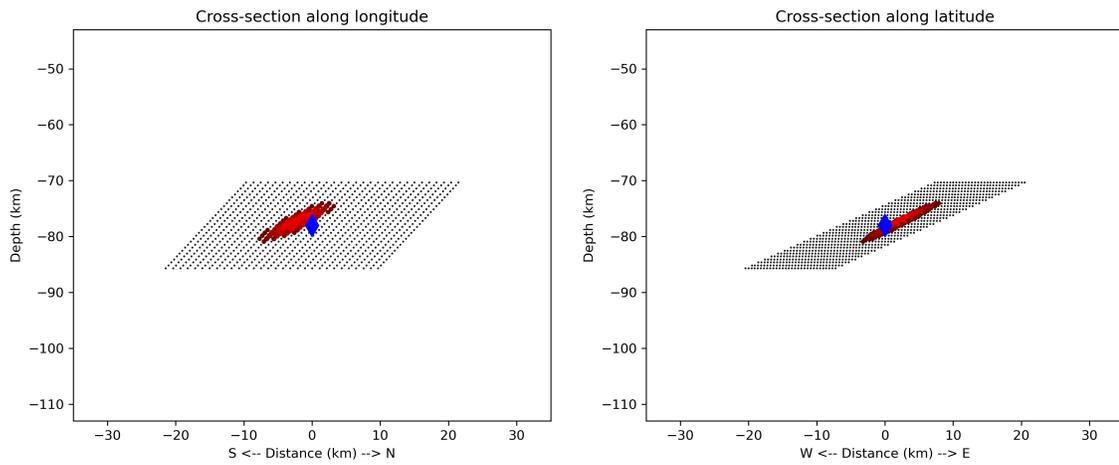


Figura A.10: Resultados inversión cinemática

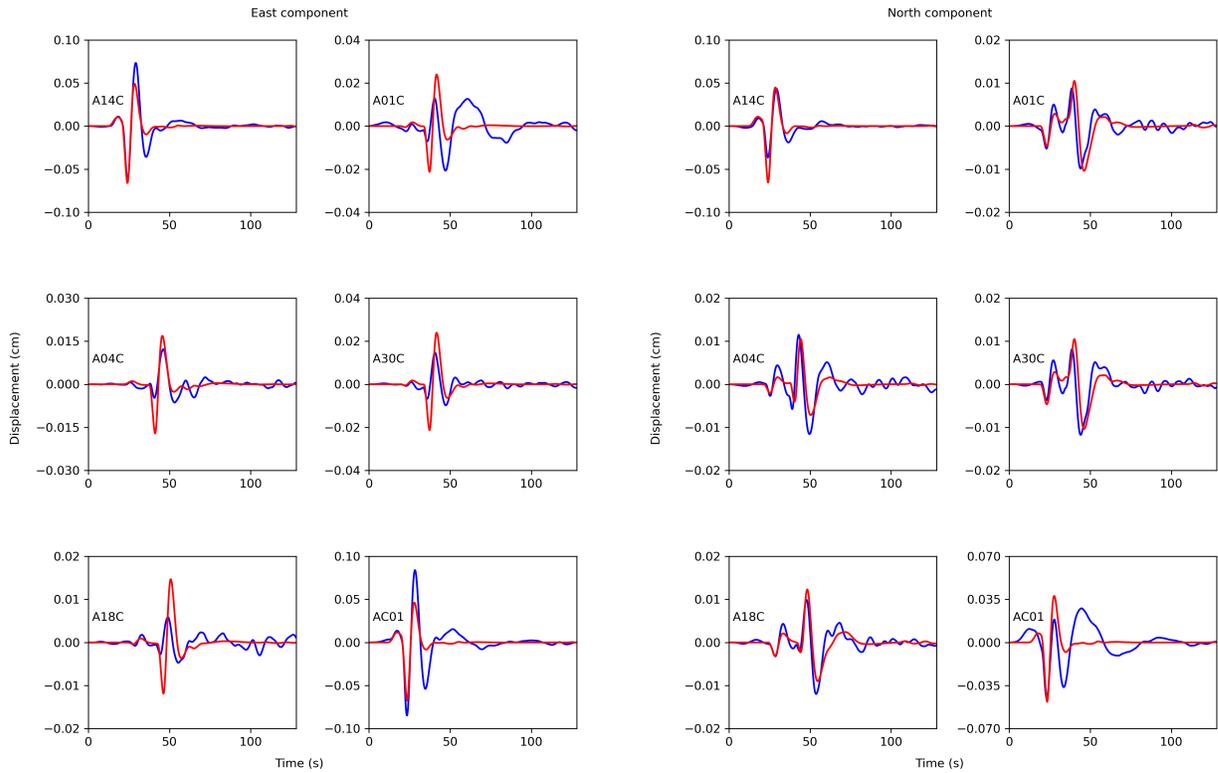


(a) Geometría de ruptura



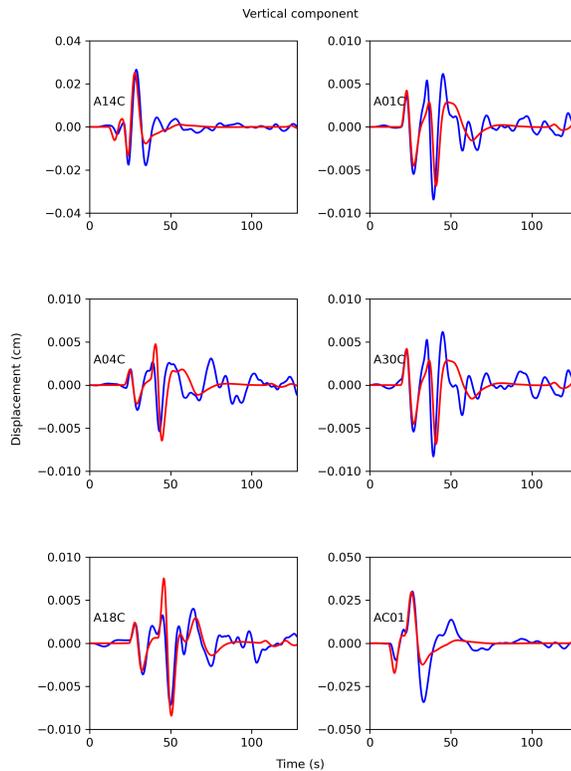
(b) Cross section

Figura A.11: Resultados inversión cinemática



(a) Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento 3, entre 0.02 y 0.1 Hz para la componente este.

(b) Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento 3, entre 0.02 y 0.1 Hz para la componente norte.



(c) Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento 3, entre 0.02 y 0.1 Hz para la componente vertical.

A.5. Resultados inversión cinemática Evento 4

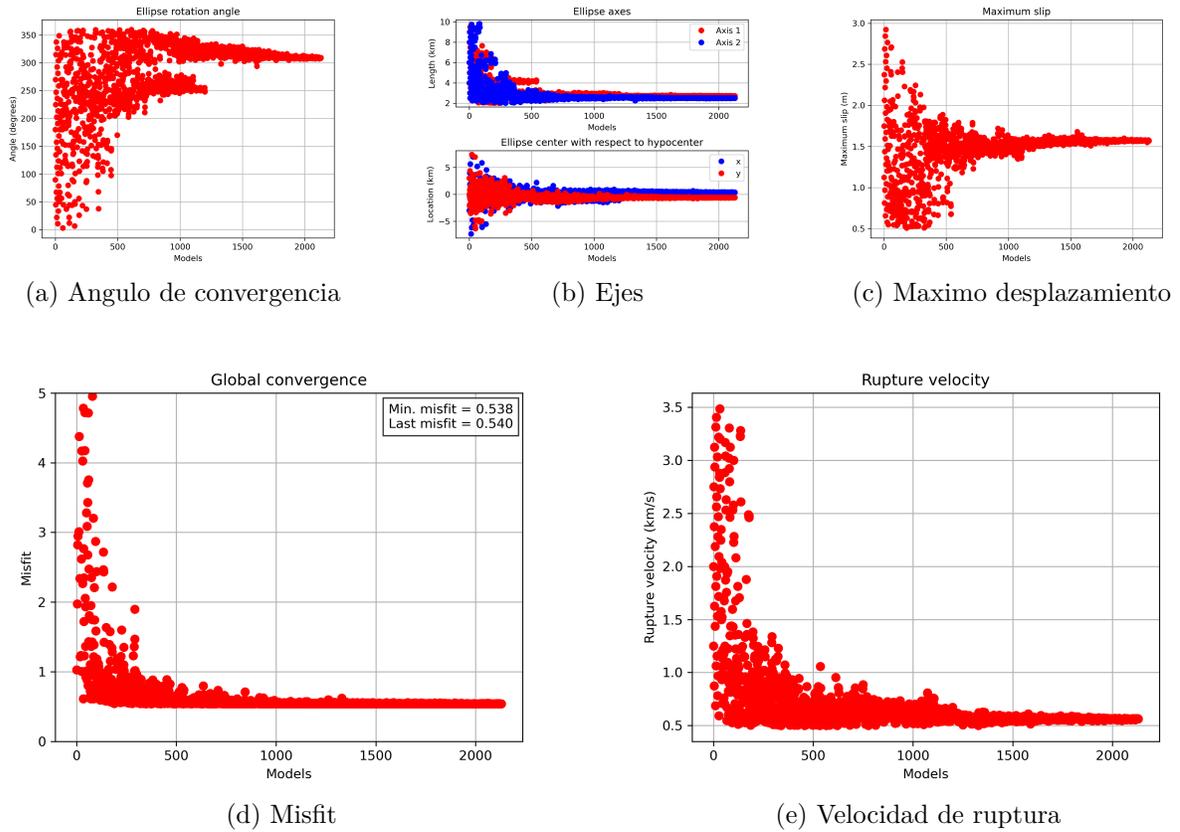


Figura A.13: Parámetros estimados con la inversión cinemática

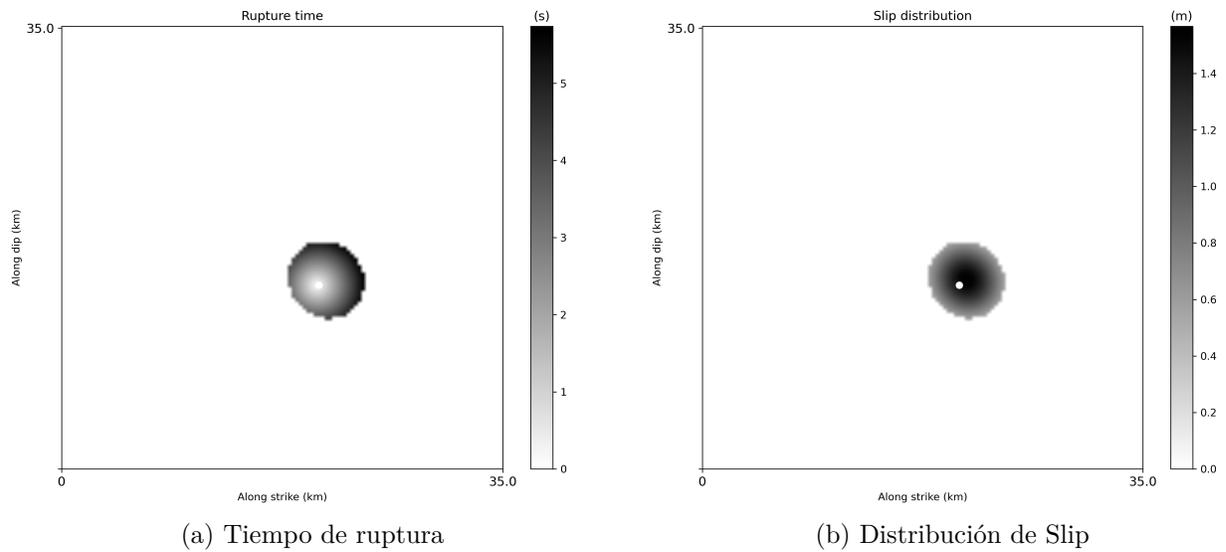
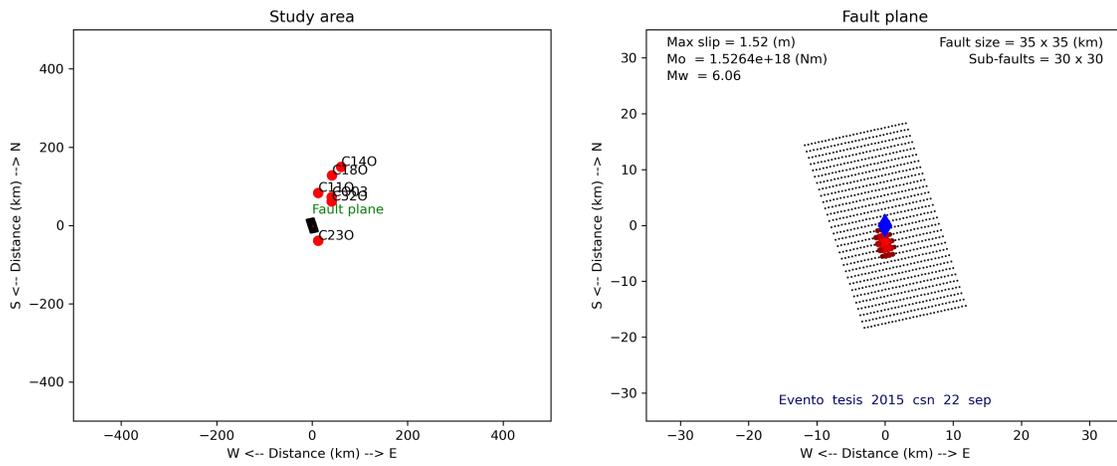
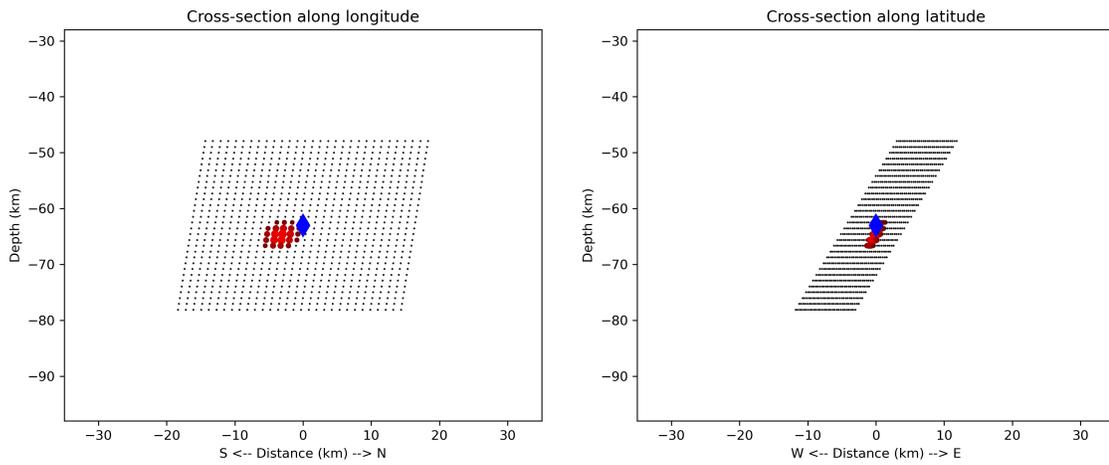


Figura A.14: Resultados inversión cinemática

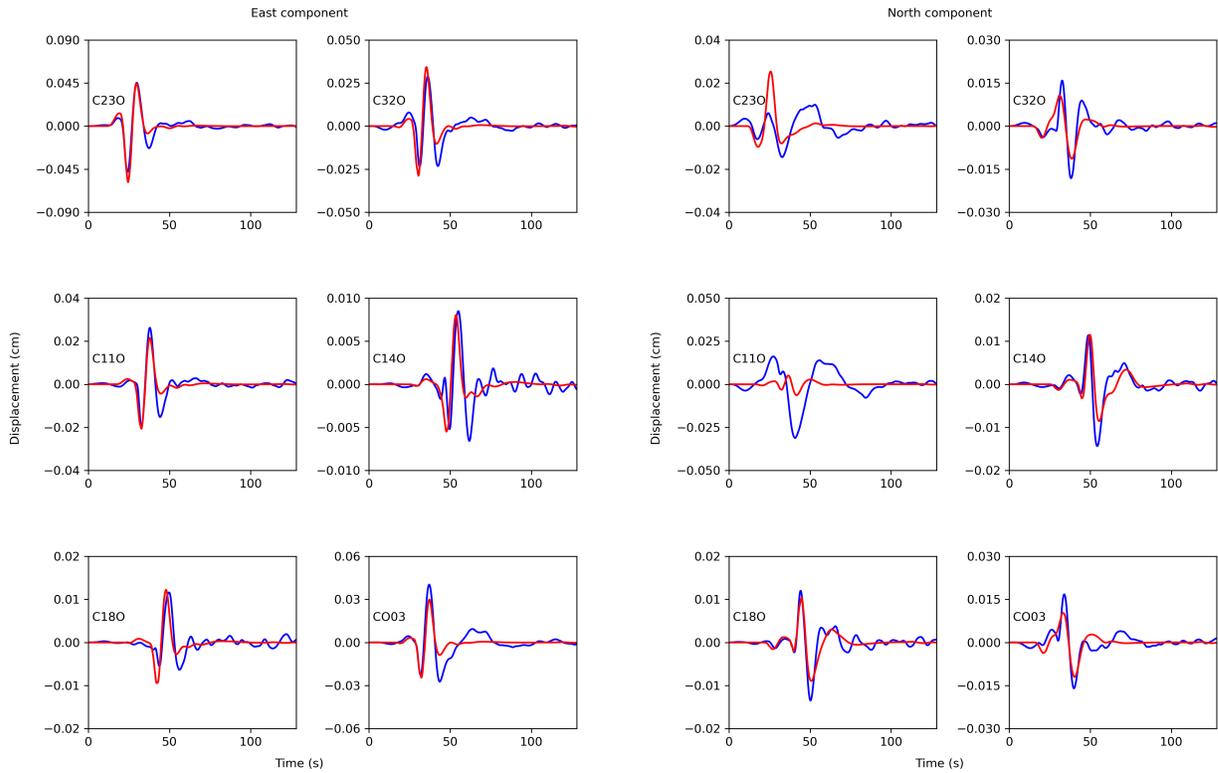


(a) Geometría de ruptura



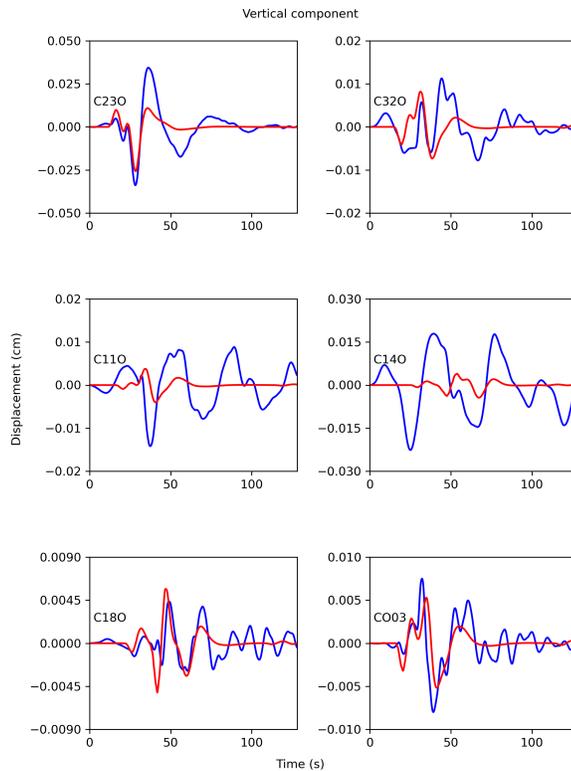
(b) Cross section

Figura A.15: Resultados inversión cinemática



(a) Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento 4, entre 0.02 y 0.1 Hz para la componente este.

(b) Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento 4, entre 0.02 y 0.1 Hz para la componente norte.



(c) Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento 4, entre 0.02 y 0.1 Hz para la componente vertical.

A.6. Resultados inversión cinemática Evento 5

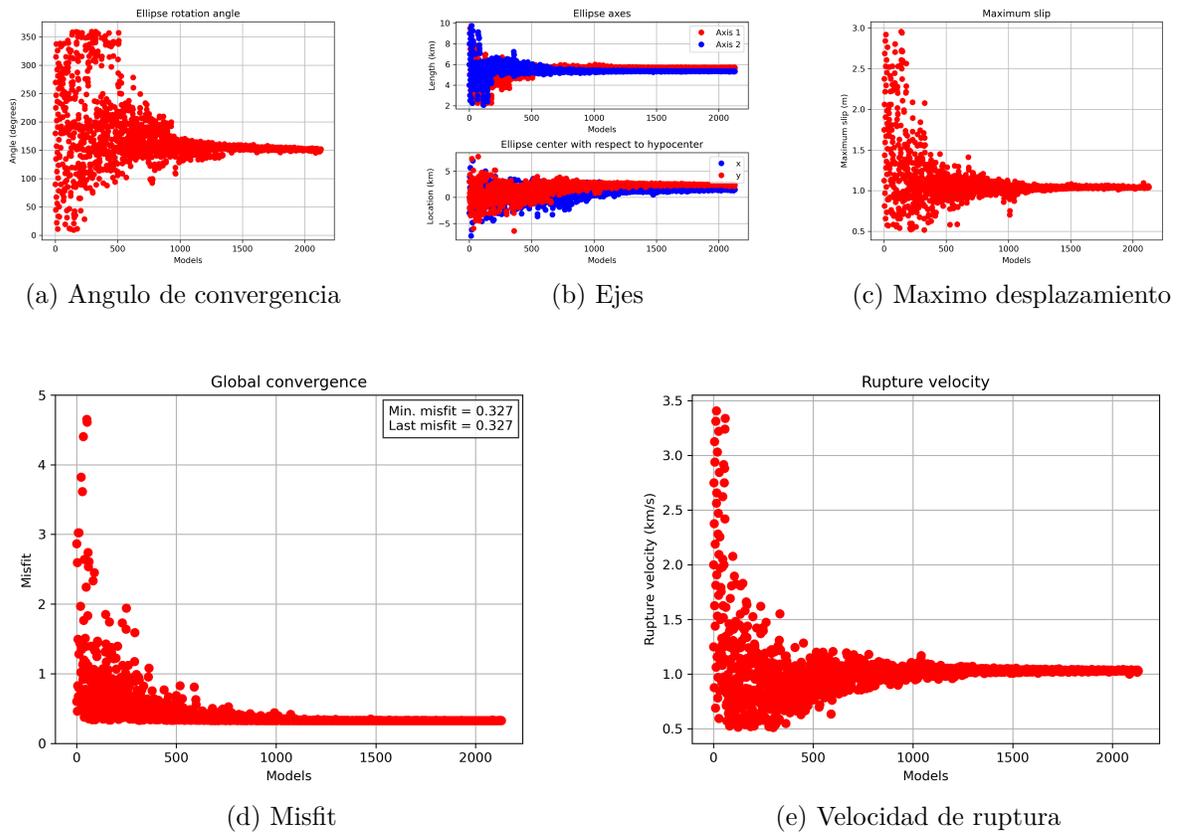


Figura A.17: Parámetros estimados con la inversión cinemática

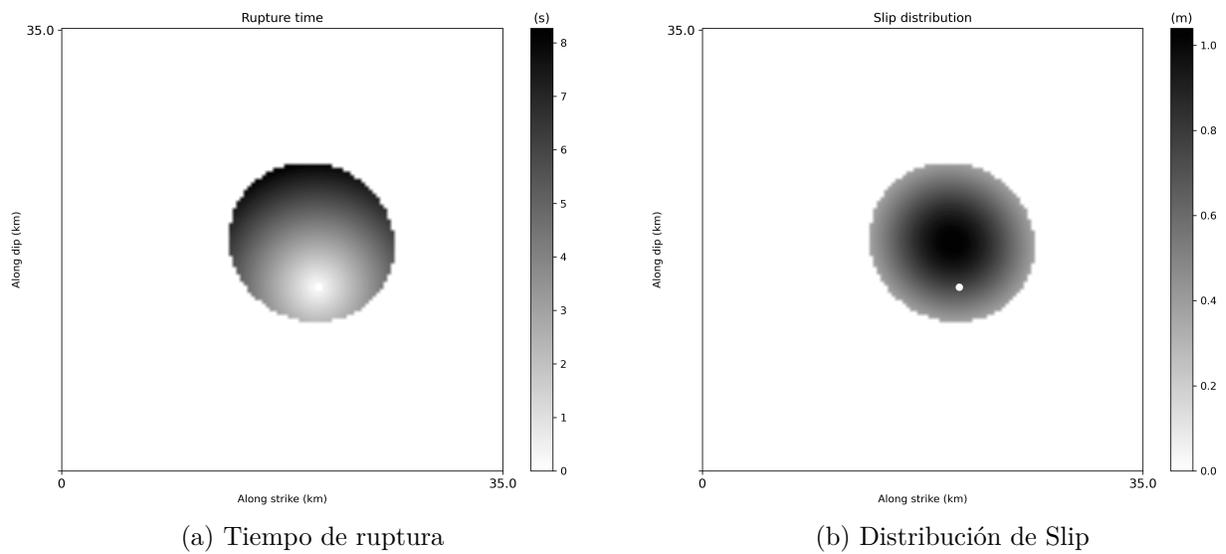
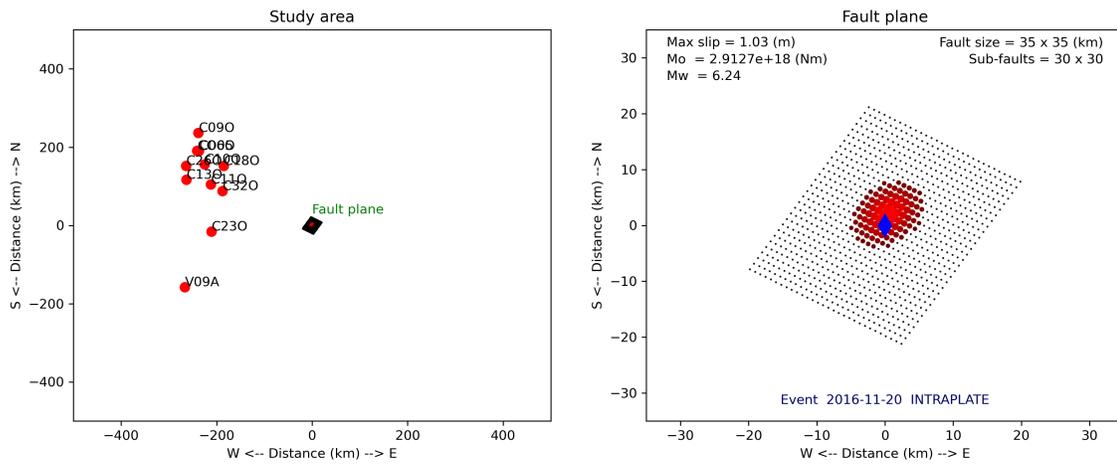
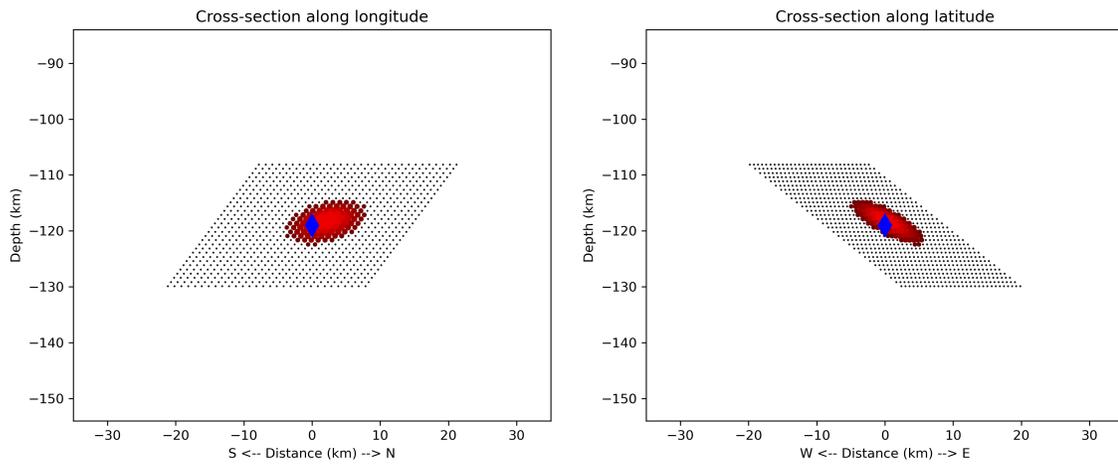


Figura A.18: Resultados inversión cinemática

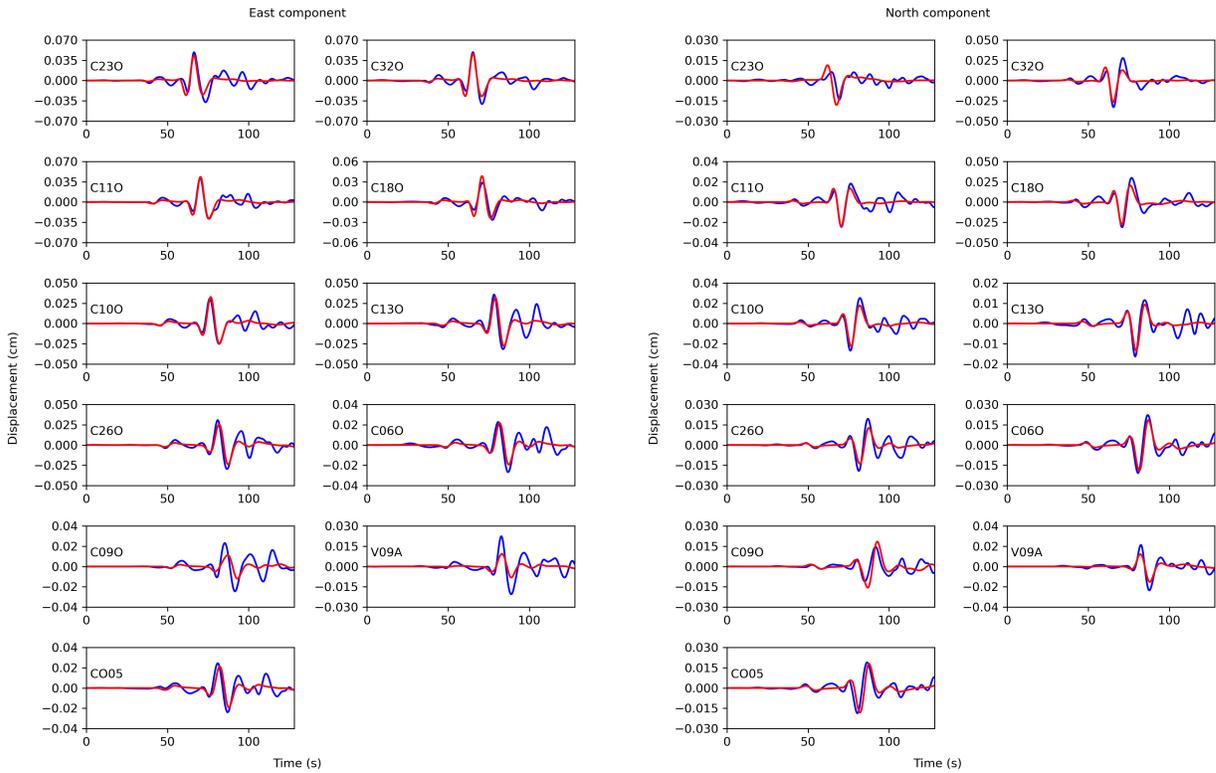


(a) Geometría de ruptura



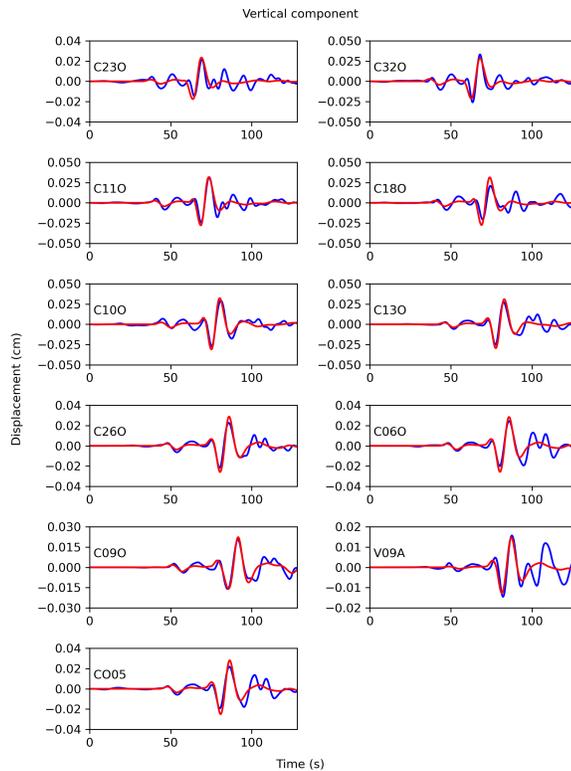
(b) Cross section

Figura A.19: Resultados inversión cinemática



(a) Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento 5, entre 0.02 y 0.1 Hz para la componente este.

(b) Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento 5, entre 0.02 y 0.1 Hz para la componente norte.



(c) Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento 5, entre 0.02 y 0.1 Hz para la componente vertical.

Figura A.20: Resultados Evento 5 del 20/11/2016

A.7. Resultados inversión cinemática Evento 6

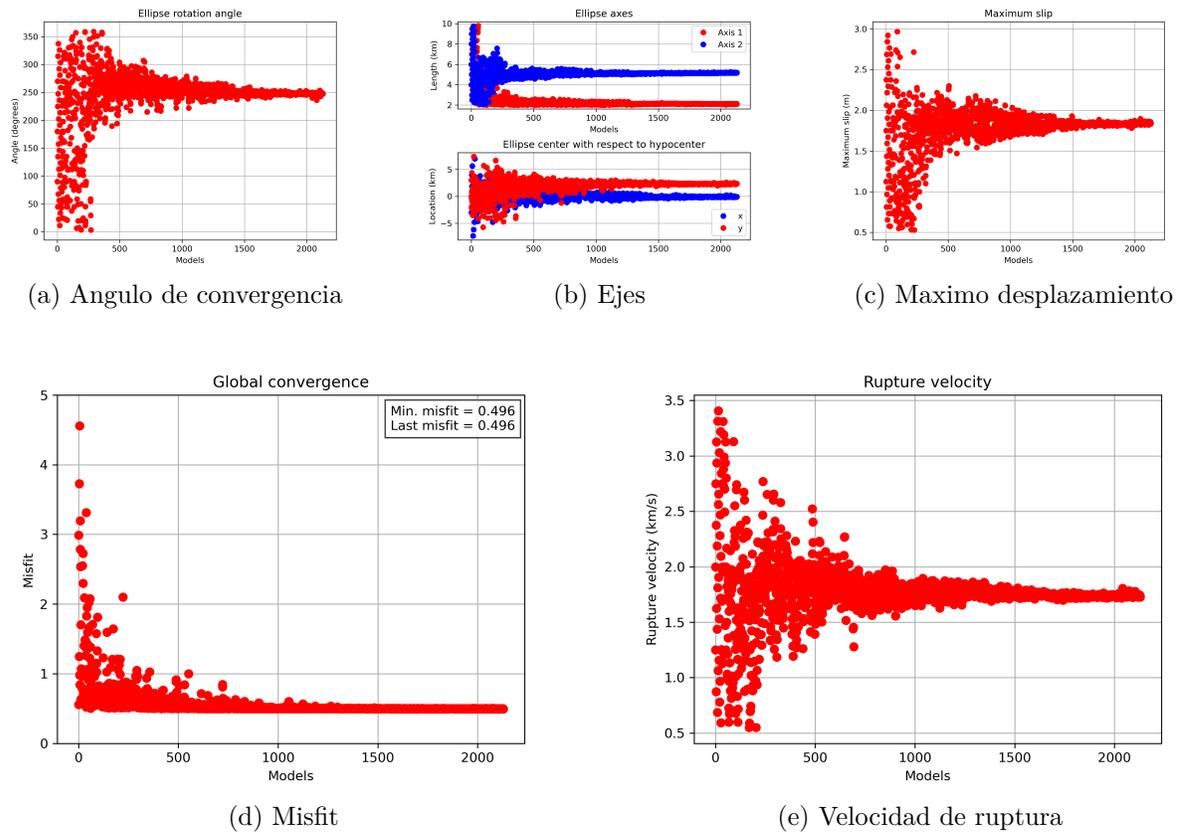


Figura A.21: Parámetros estimados con la inversión cinemática

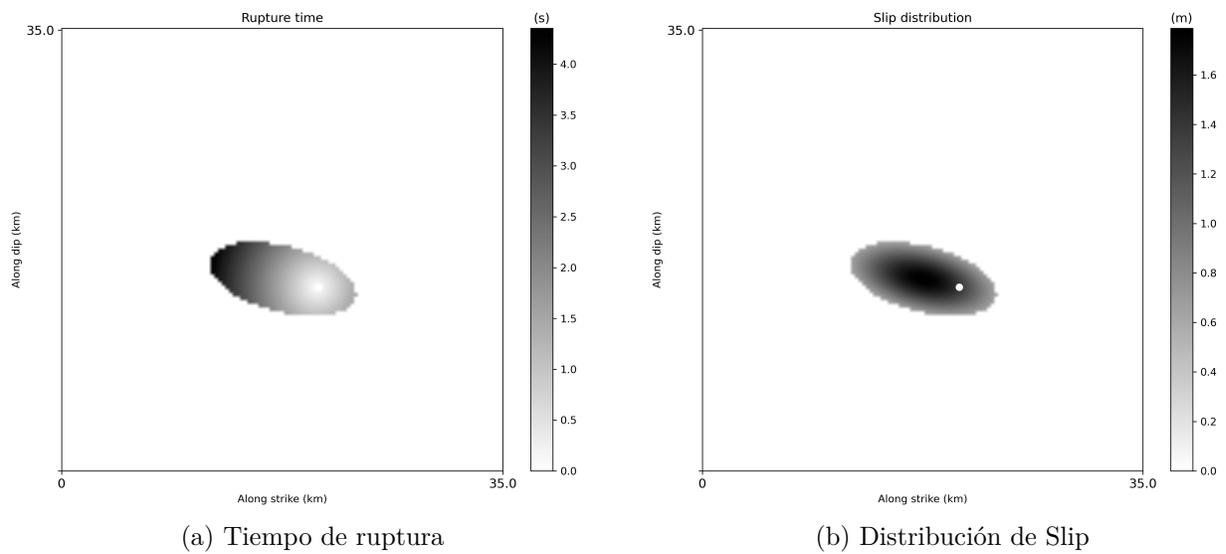
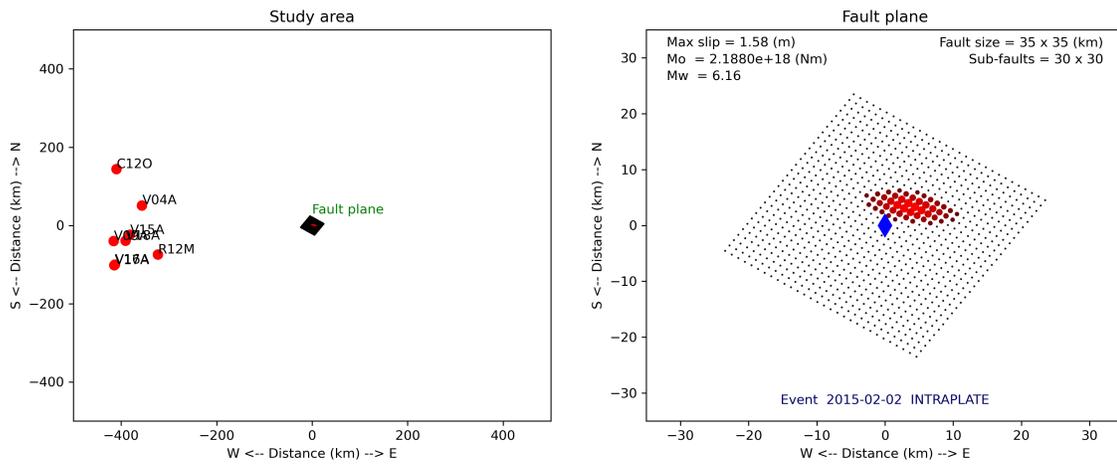
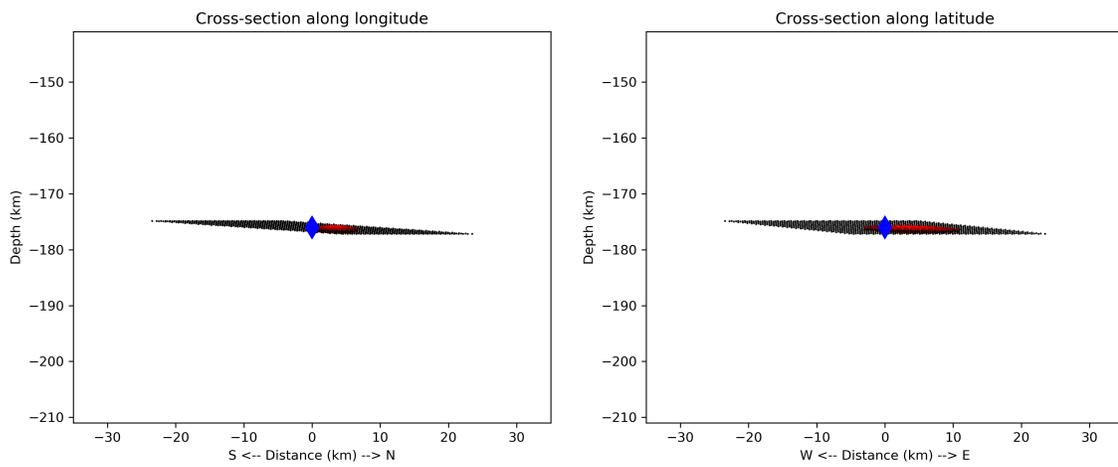


Figura A.22: Resultados inversión cinemática

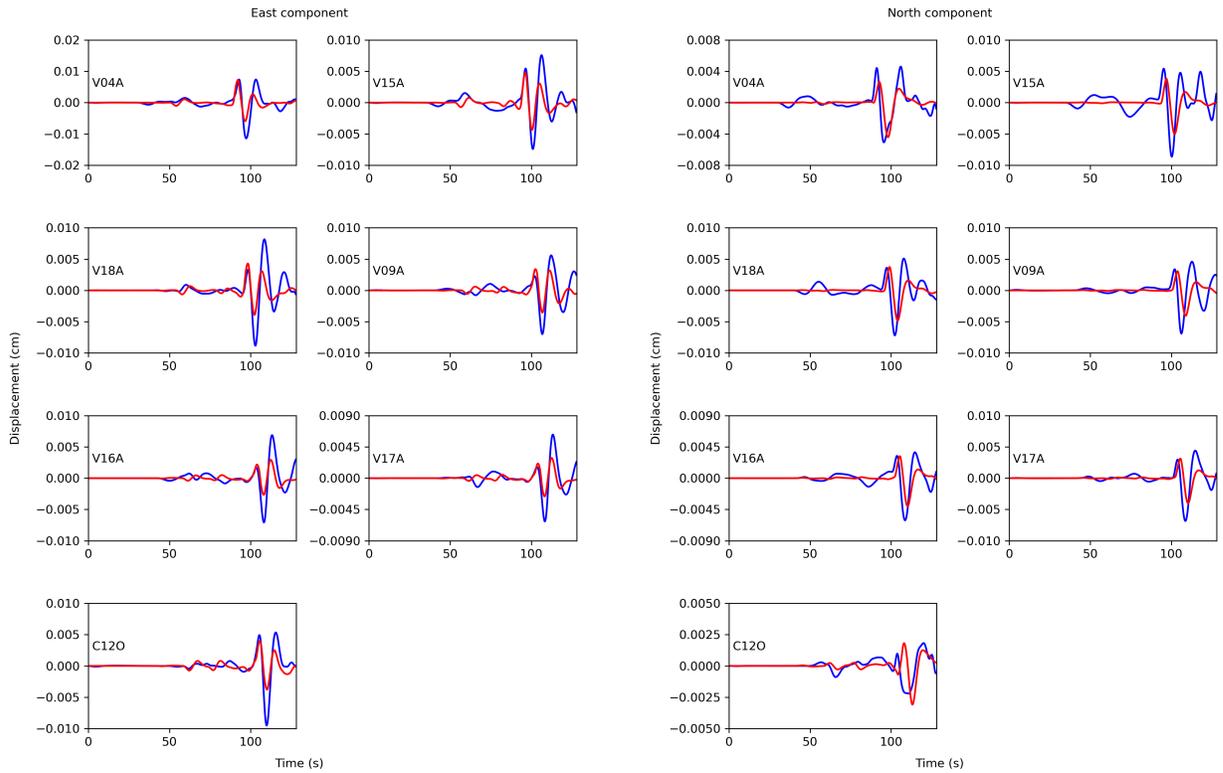


(a) Geometría de ruptura



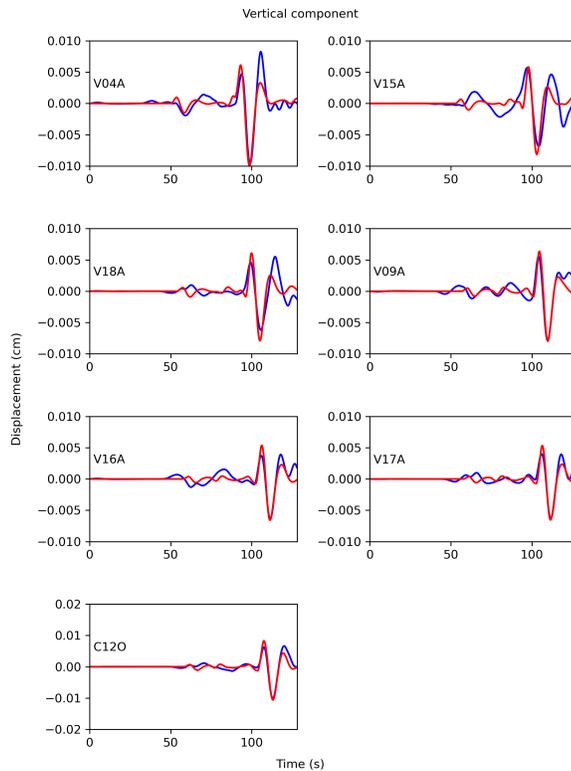
(b) Cross section

Figura A.23: Resultados inversión cinemática



(a) Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento 6, entre 0.02 y 0.1 Hz para la componente este.

(b) Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento 6, entre 0.02 y 0.1 Hz para la componente norte.



(c) Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento 6, entre 0.02 y 0.1 Hz para la componente vertical.

Figura A.24: Resultados Evento 6 del 02/02/2015

A.8. Resultados inversión cinemática Evento 7

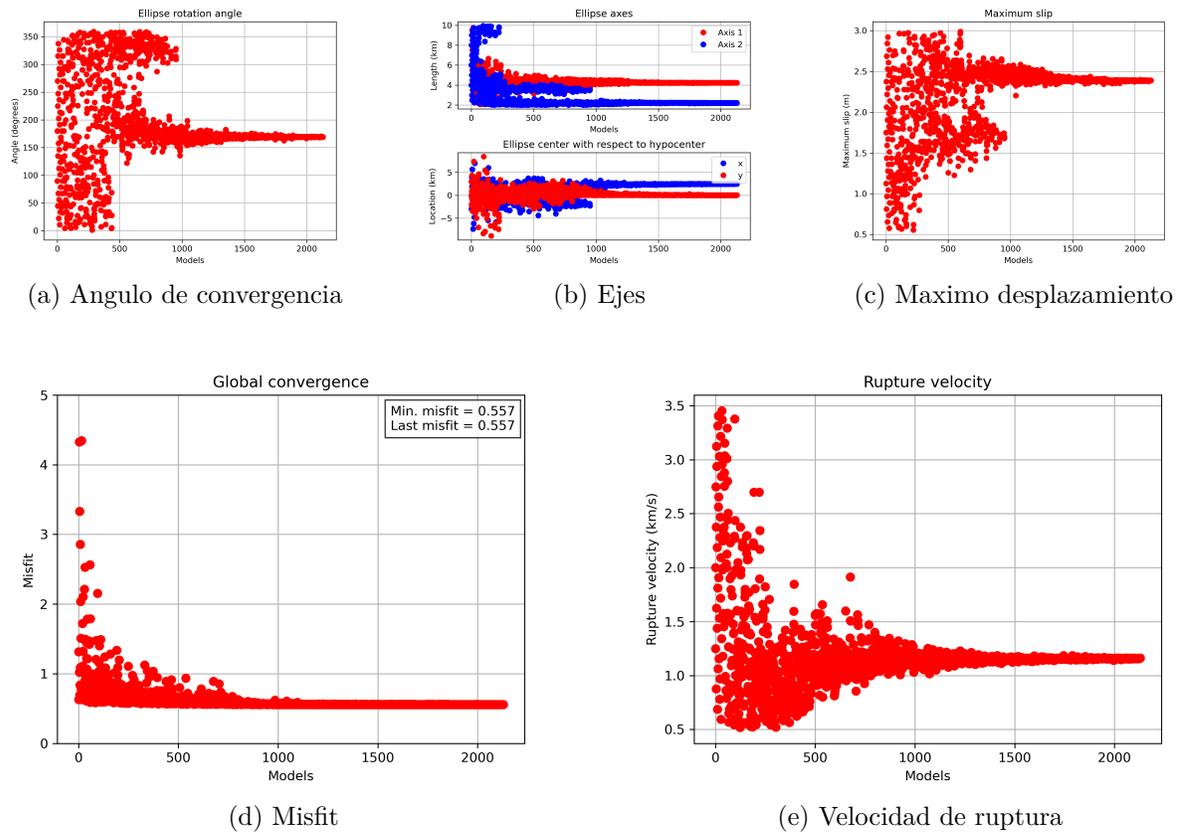


Figura A.25: Parámetros estimados con la inversión cinemática

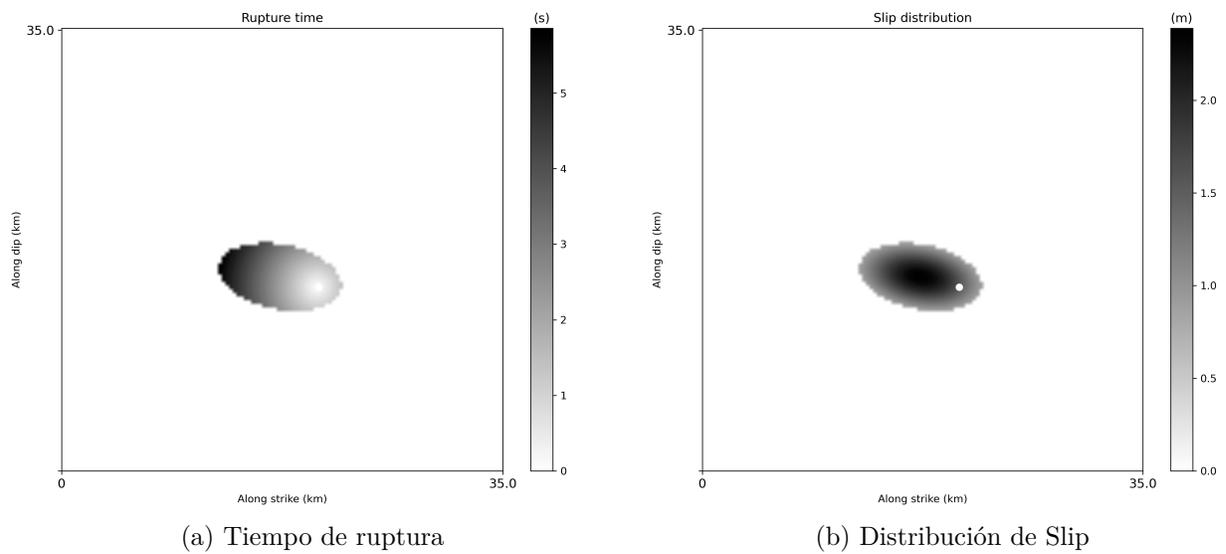
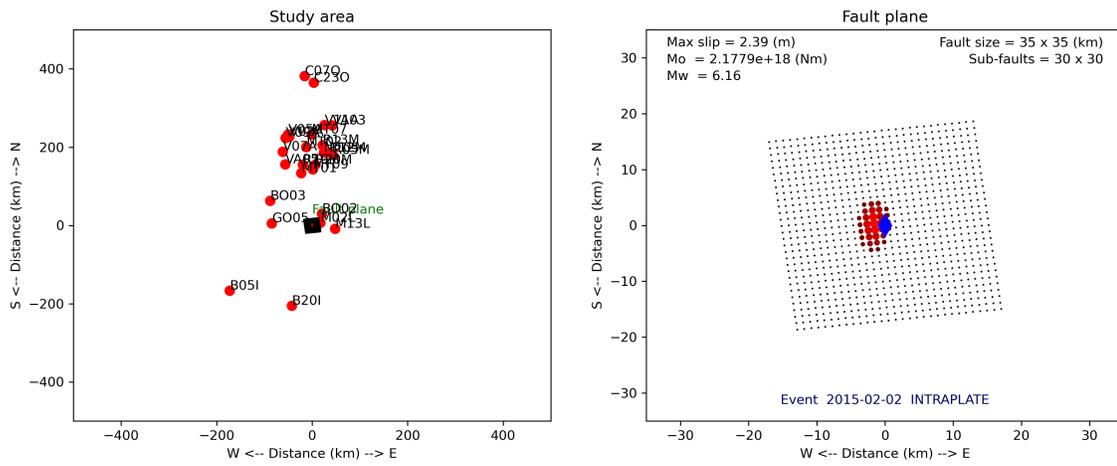
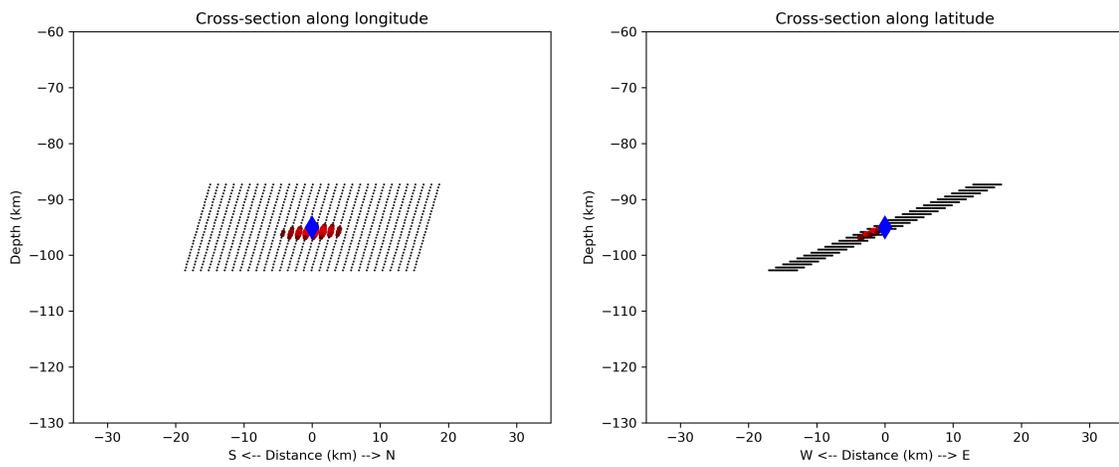


Figura A.26: Resultados inversión cinemática

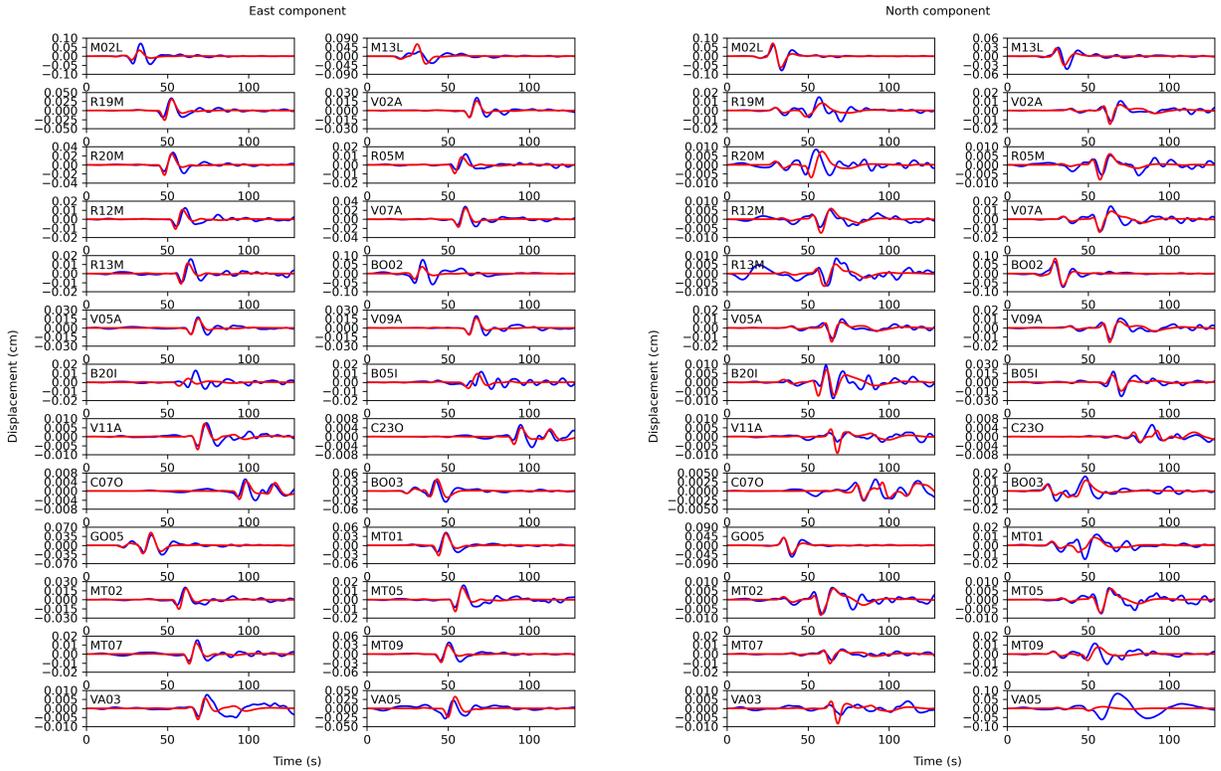


(a) Geometría de ruptura



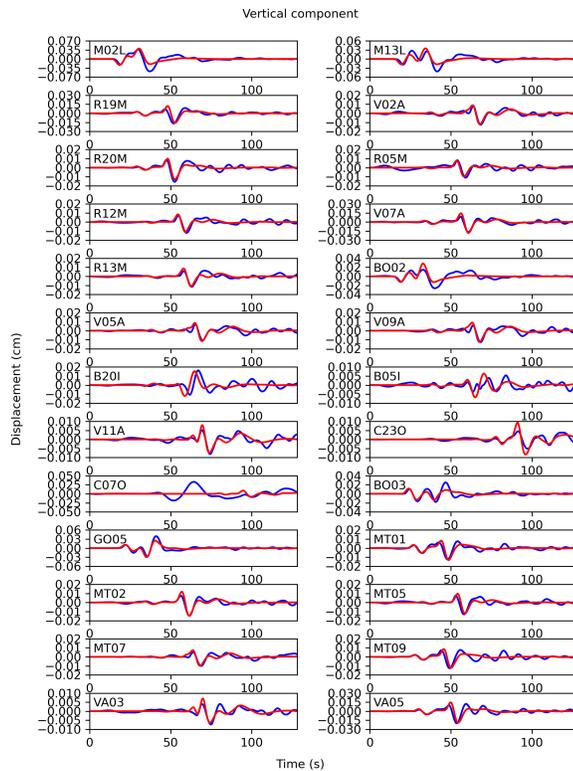
(b) Cross section

Figura A.27: Resultados inversión cinemática



(a) Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento 7, entre 0.02 y 0.1 Hz para la componente este.

(b) Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento 7, entre 0.02 y 0.1 Hz para la componente norte.



(c) Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento 7, entre 0.02 y 0.1 Hz para la componente vertical.

Figura A.28: Resultados Evento 7 del 04/11/2016

A.9. Resultados inversión cinemática Evento 8

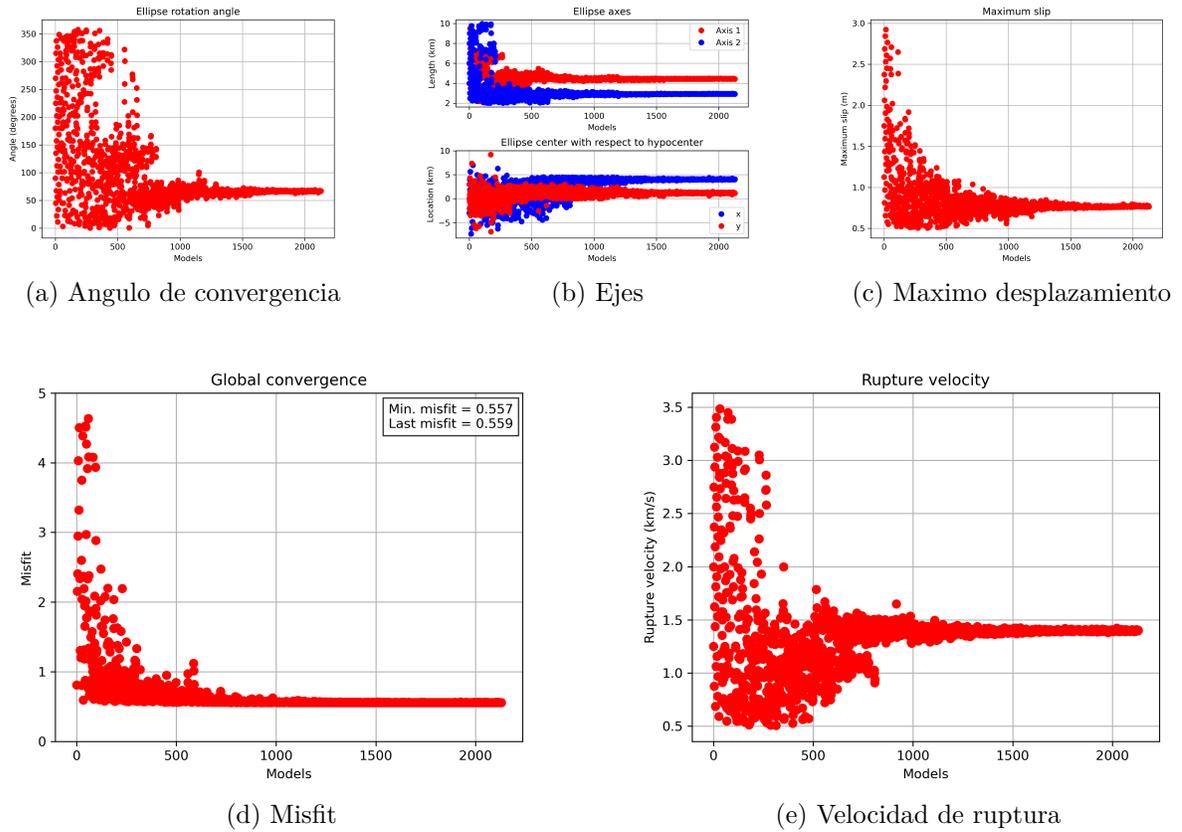


Figura A.29: Parámetros estimados con la inversión cinemática

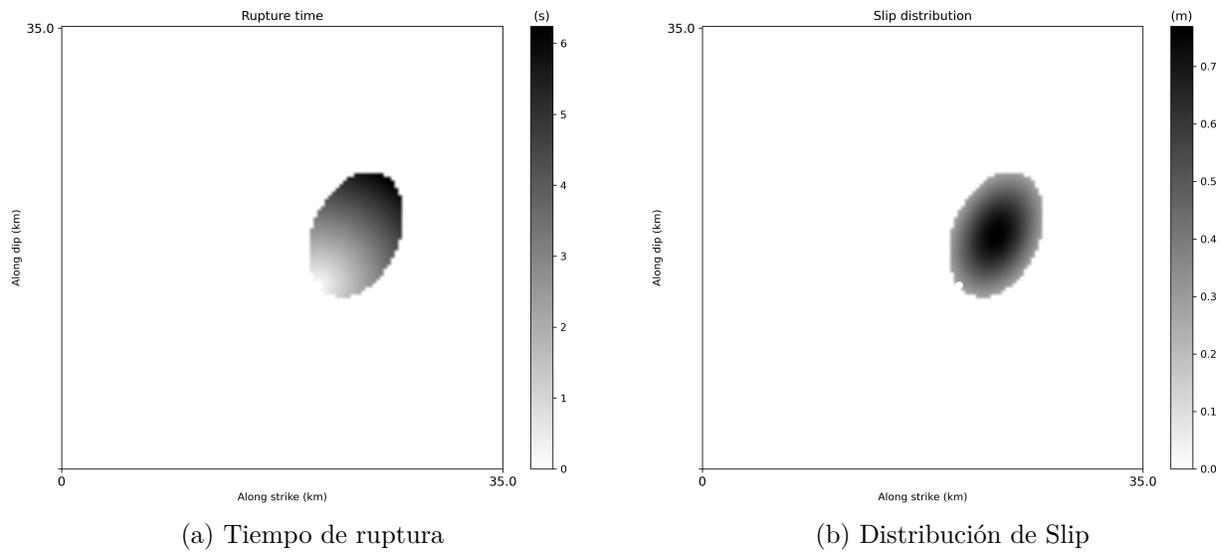
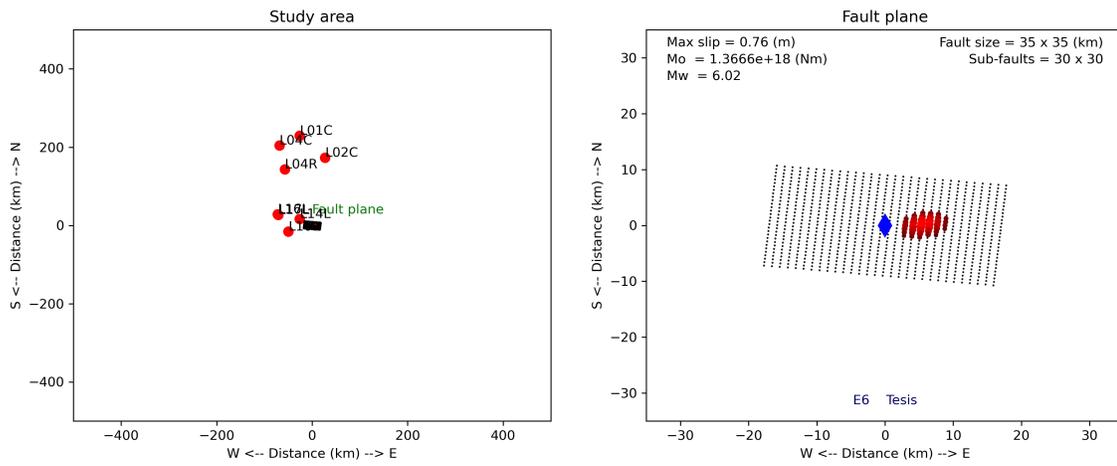
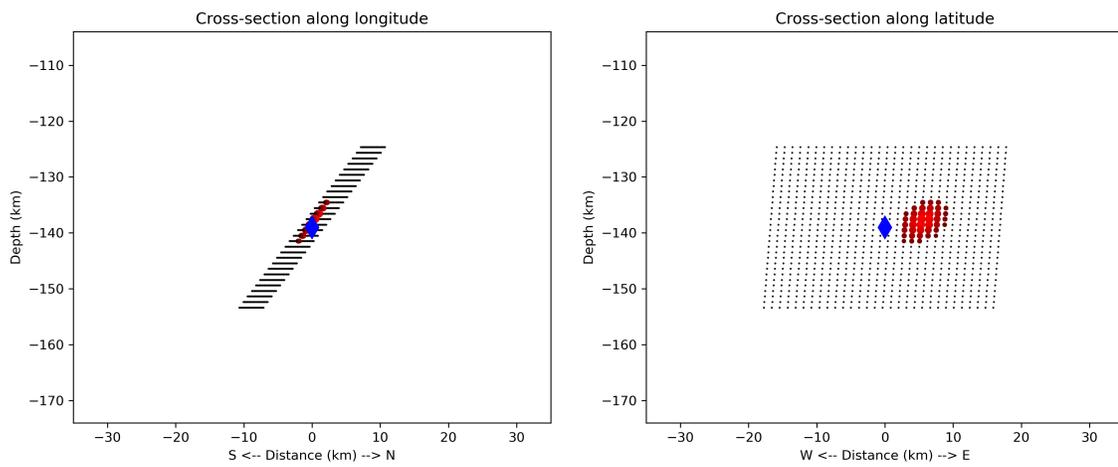


Figura A.30: Resultados inversión cinemática

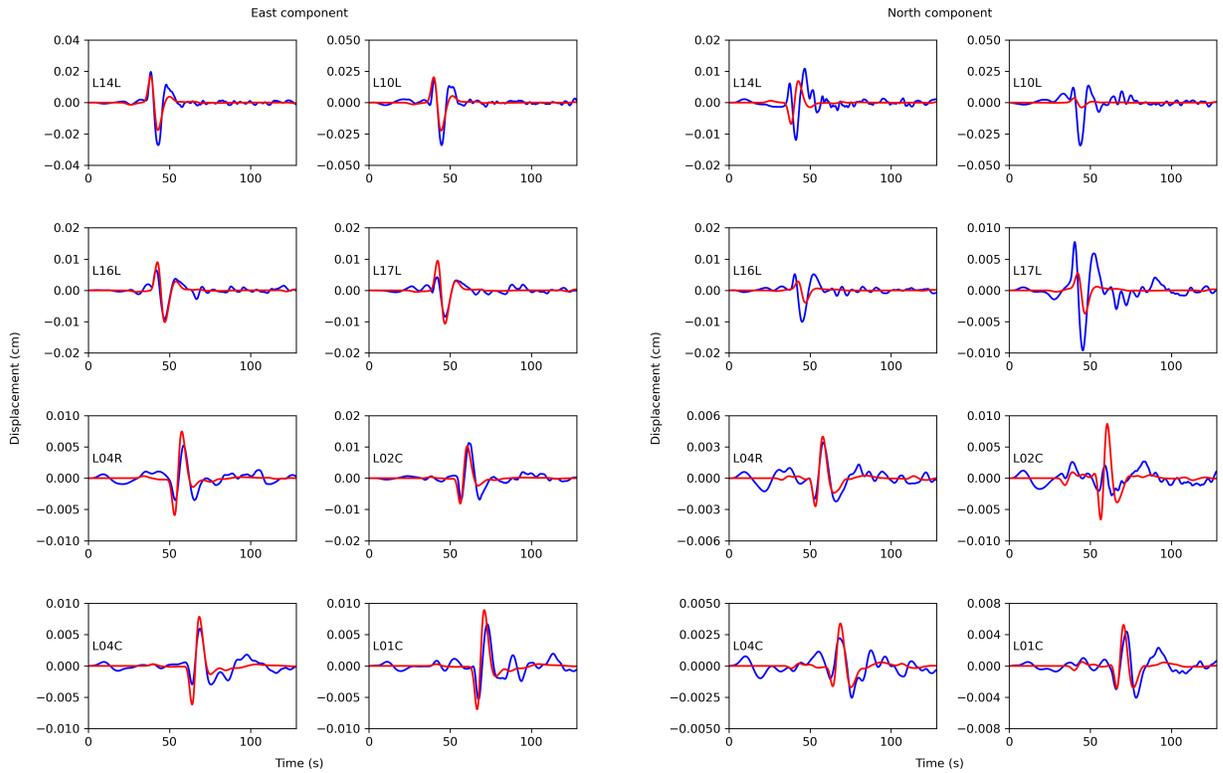


(a) Geometría de ruptura



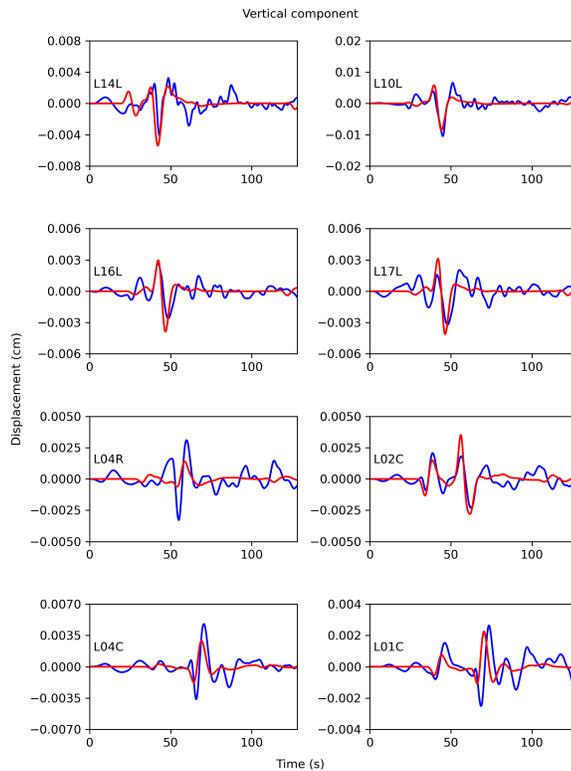
(b) Cross section

Figura A.31: Resultados inversión cinemática



(a) Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento 8, entre 0.02 y 0.1 Hz para la componente este.

(b) Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento 8, entre 0.02 y 0.1 Hz para la componente norte.



(c) Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento 8, entre 0.02 y 0.1 Hz para la componente vertical.

Anexo B. Template Matching

B.1. Estaciones utilizadas en template matching

E1	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8
PB06	PB02	AC01	-	CO02	-	BO02	-
PB02	PB04	AC02	-	CO05	-	BO03	-
GO01	PB06	GO02	-	VA03	-	ML02	-
PB01	PB07	GO03	-	GO04	-	MT01	-
PB03	-	-	-	-	-	MT02	-
PB09	-	-	-	-	-	MT05	-
-	-	-	-	-	-	MT07	-
-	-	-	-	-	-	VA05	-
-	-	-	-	-	-	GO05	-

B.2. Señales obtenidas para el Evento 1

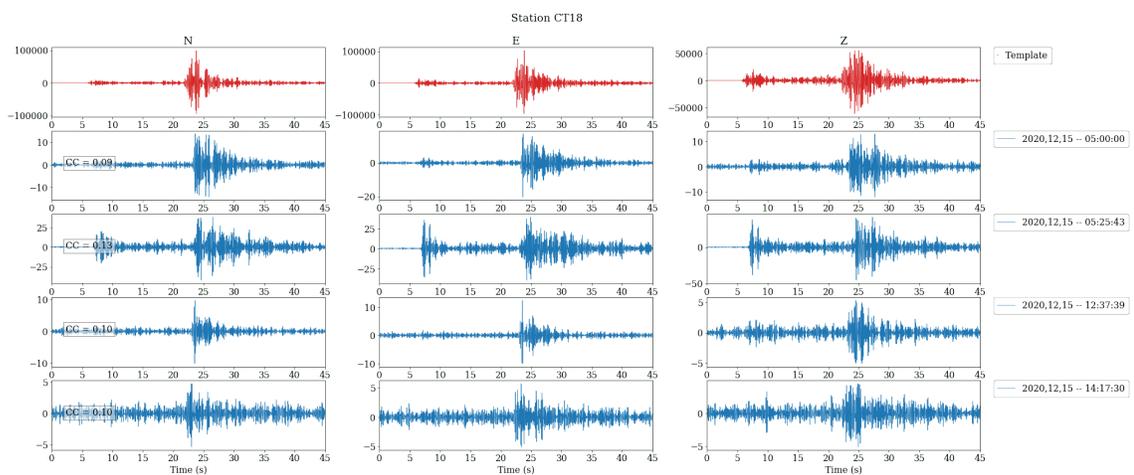
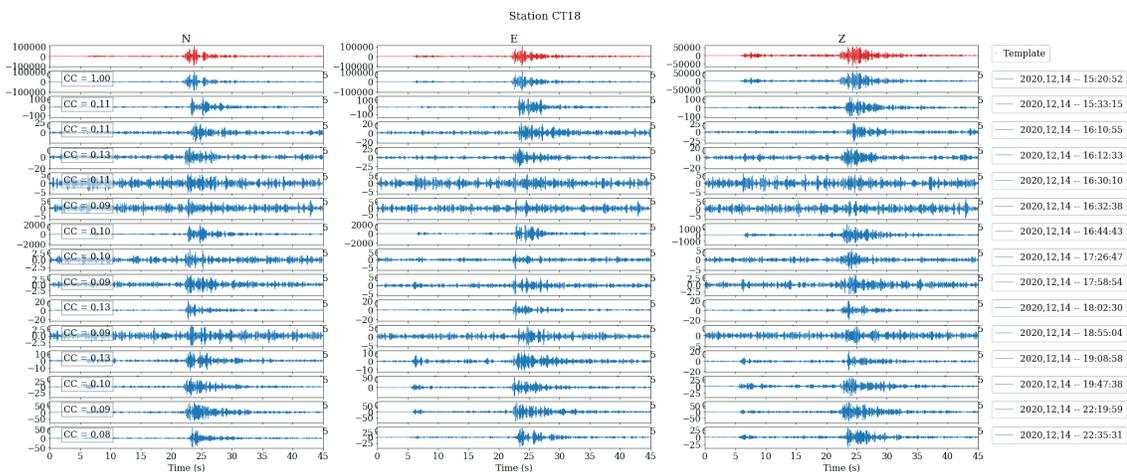
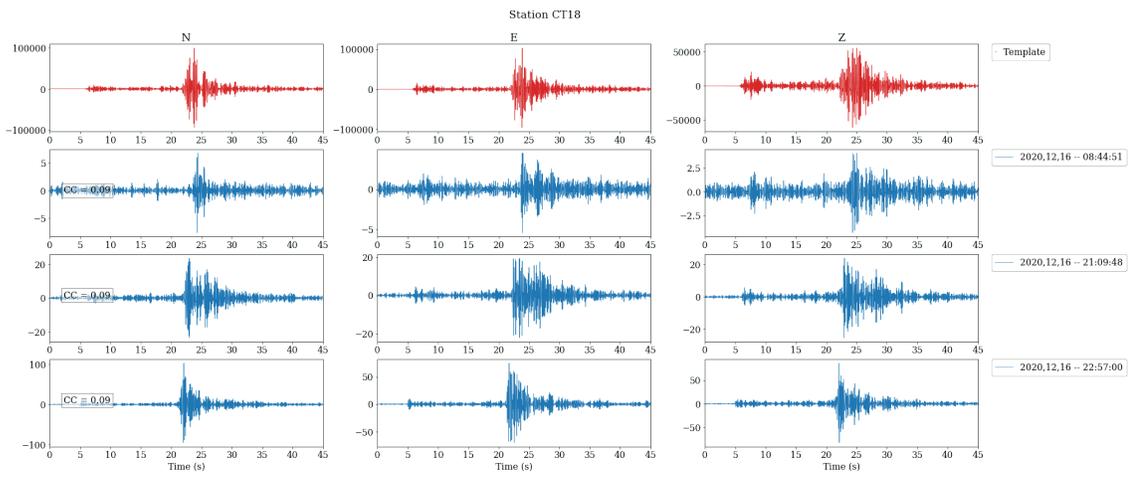
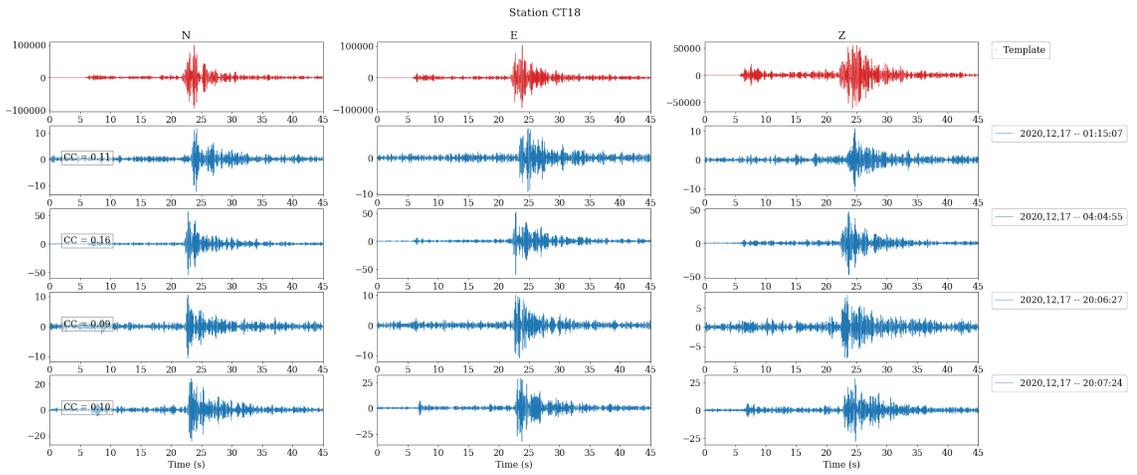


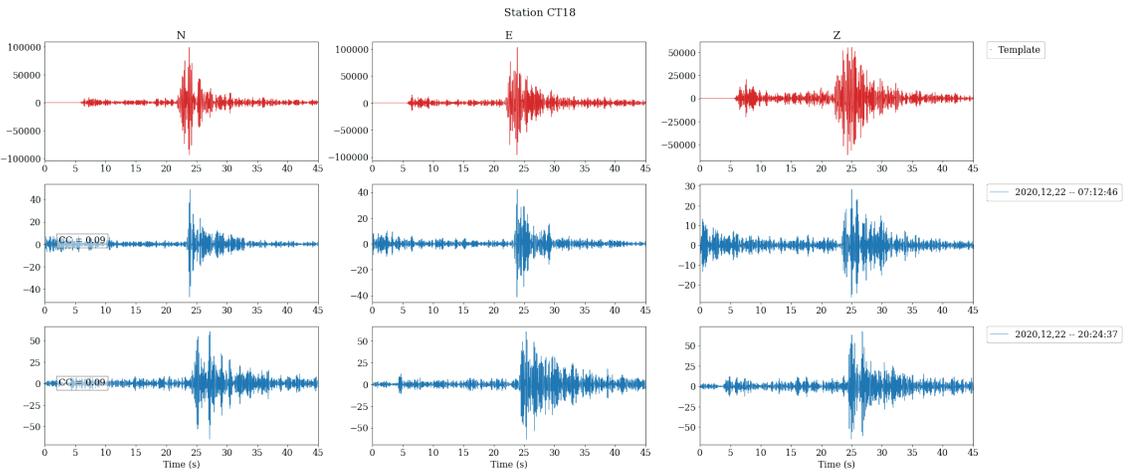
Figura B.1: Resultados TM E1



(a) día 3



(b) día 4



(c) día 9

Figura B.2: Resultados TM E1

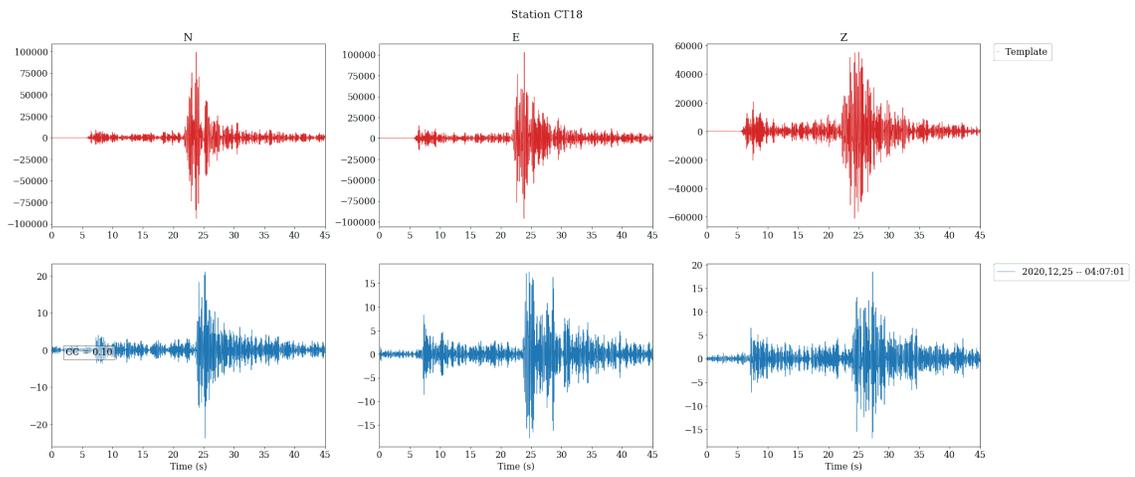
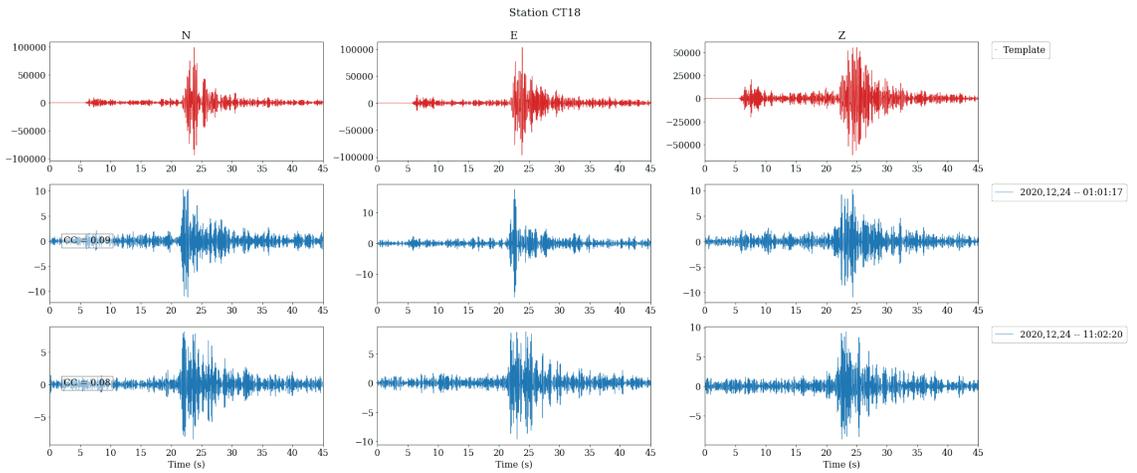
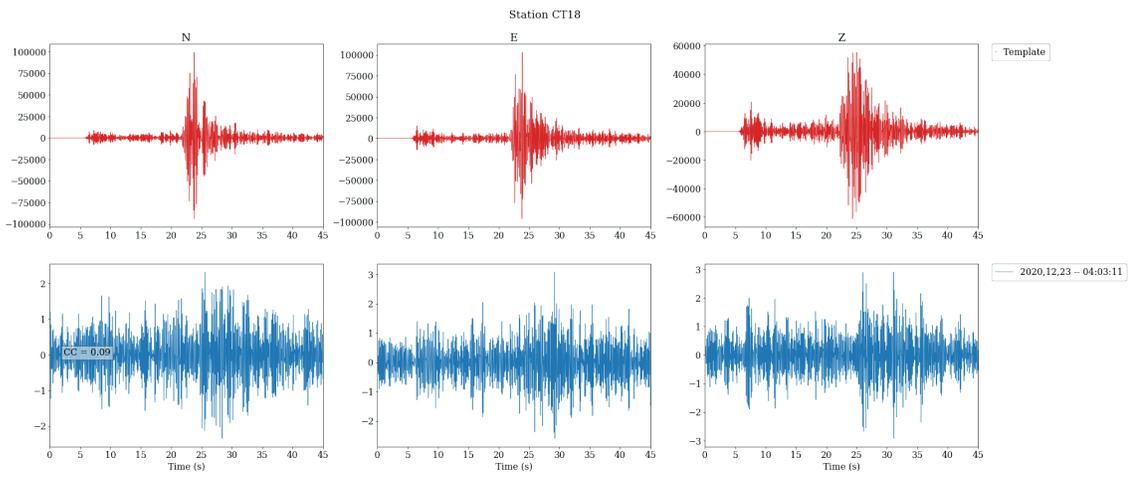
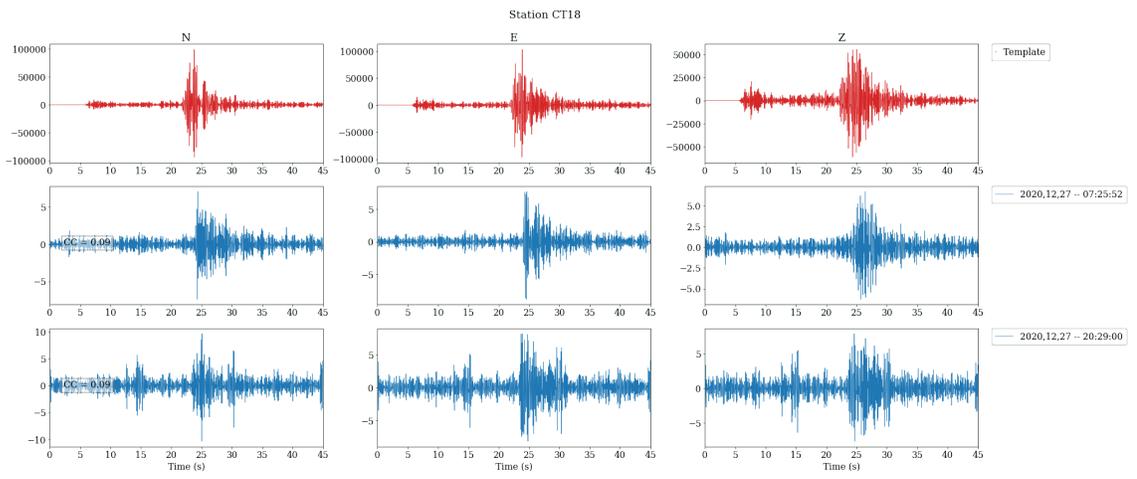
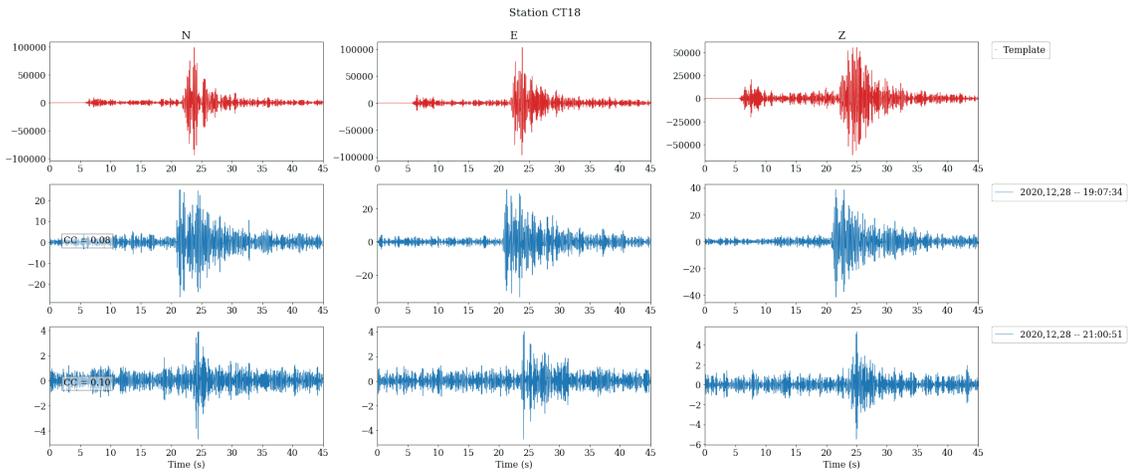


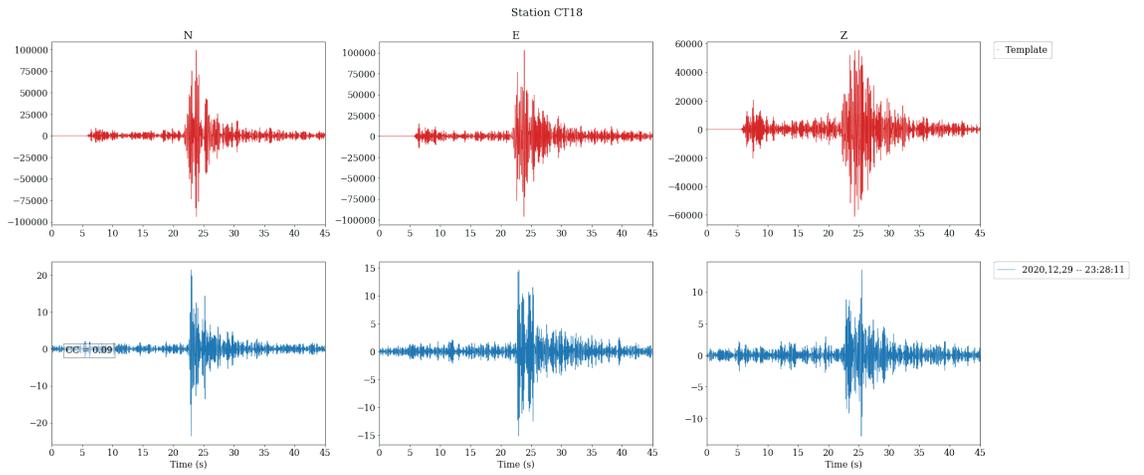
Figura B.3: Resultados TM E1



(a) día 14

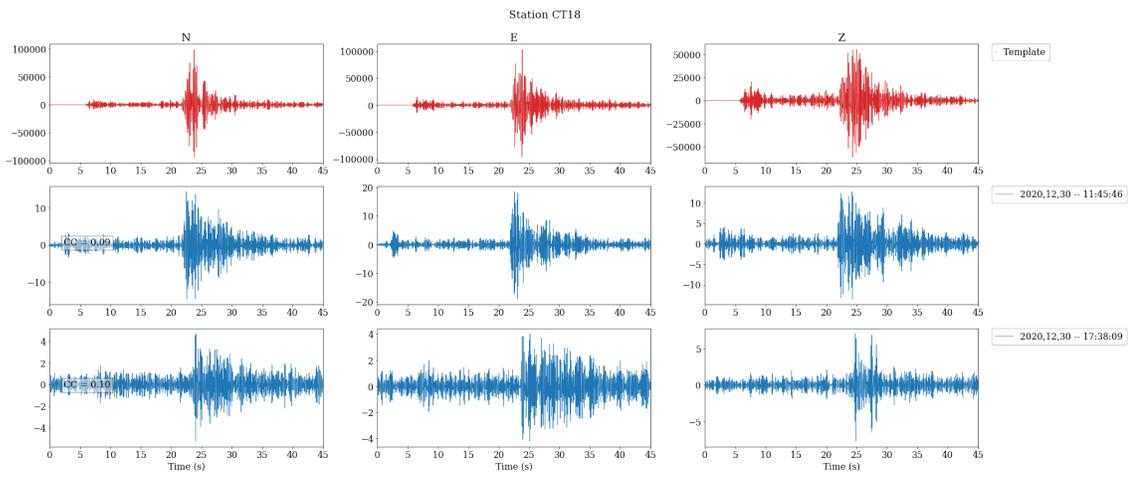


(b) día 15

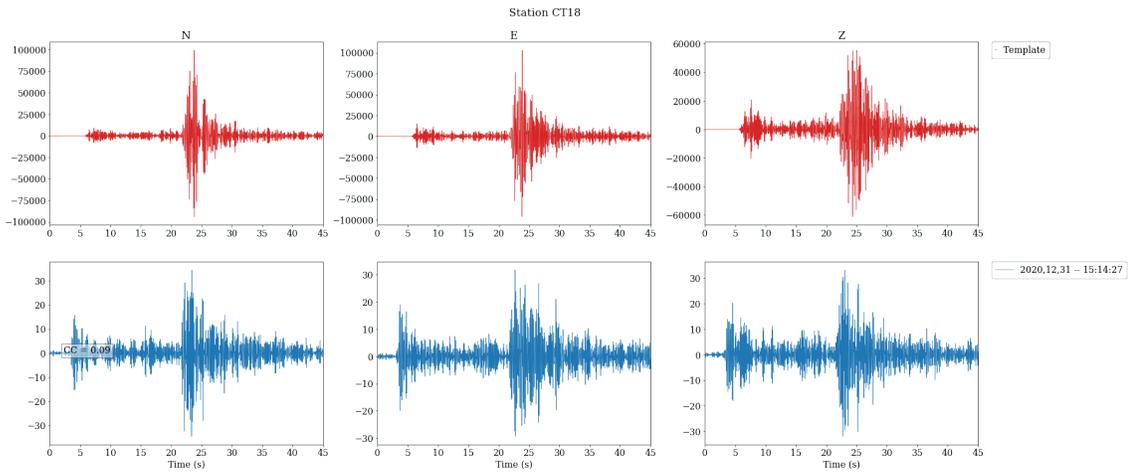


(c) día 16

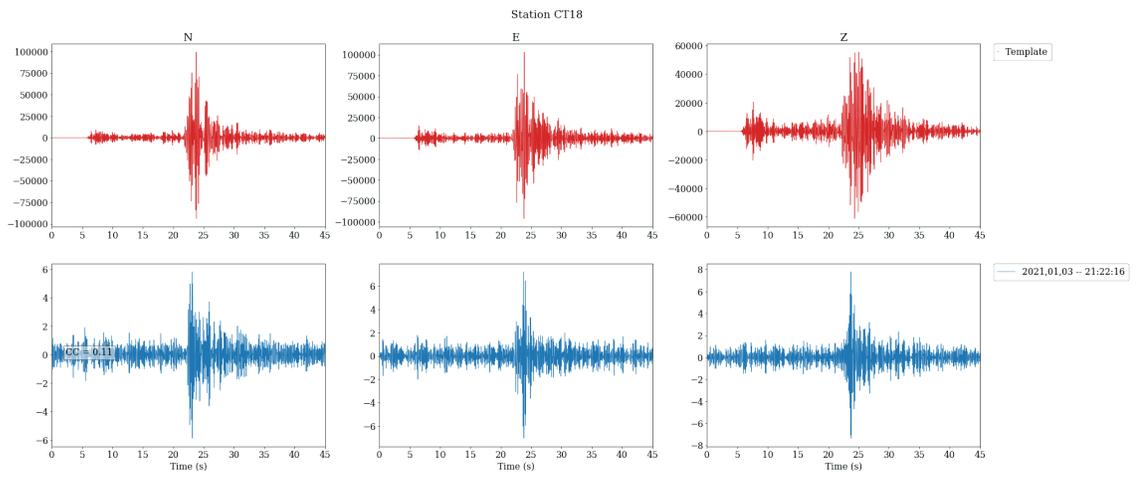
Figura B.4: Resultados TM E1



(a) día 17

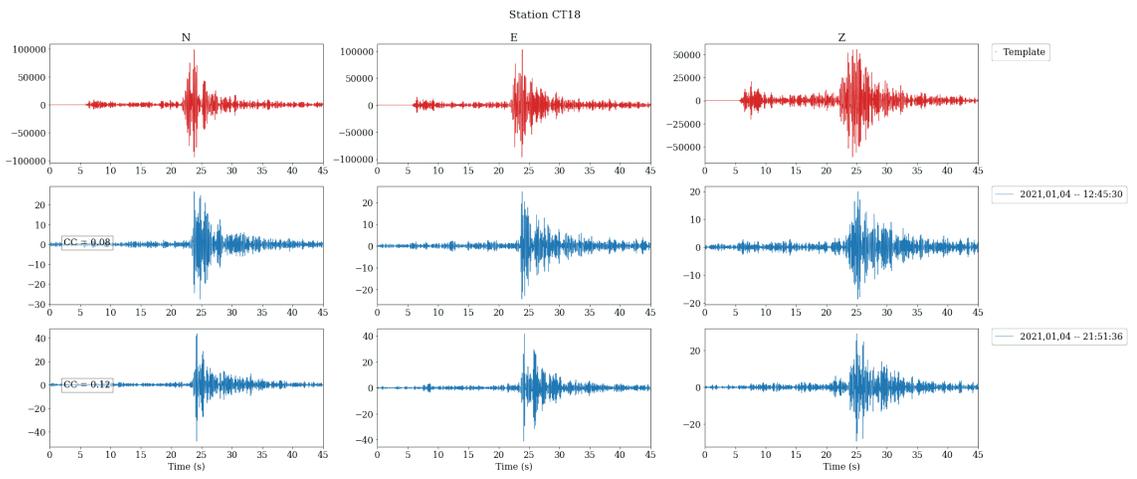


(b) día 18

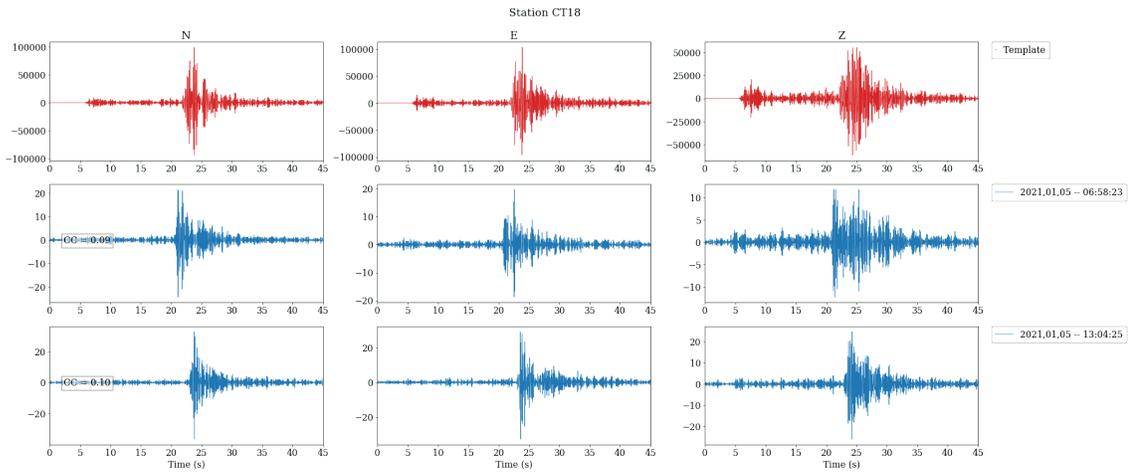


(c) día 21

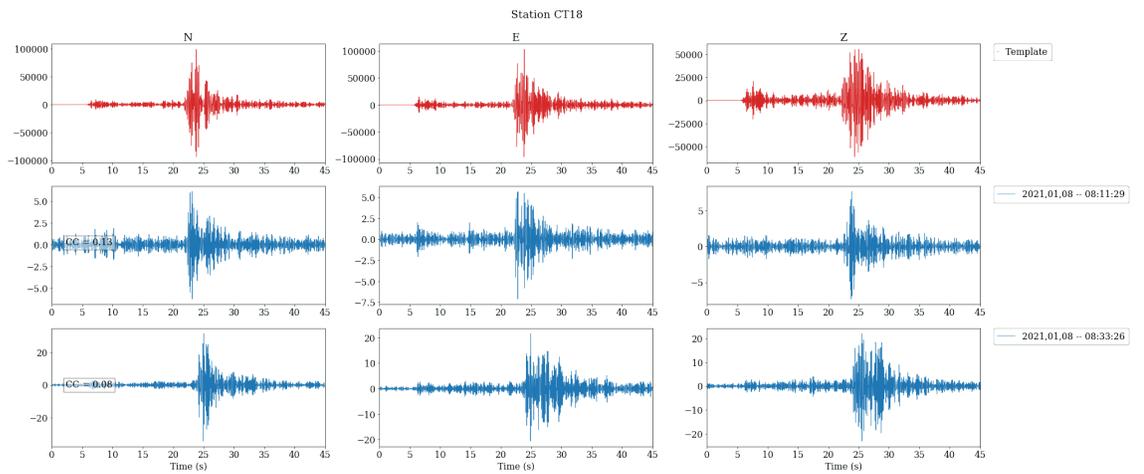
Figura B.5: Resultados TM E1



(a) día 22



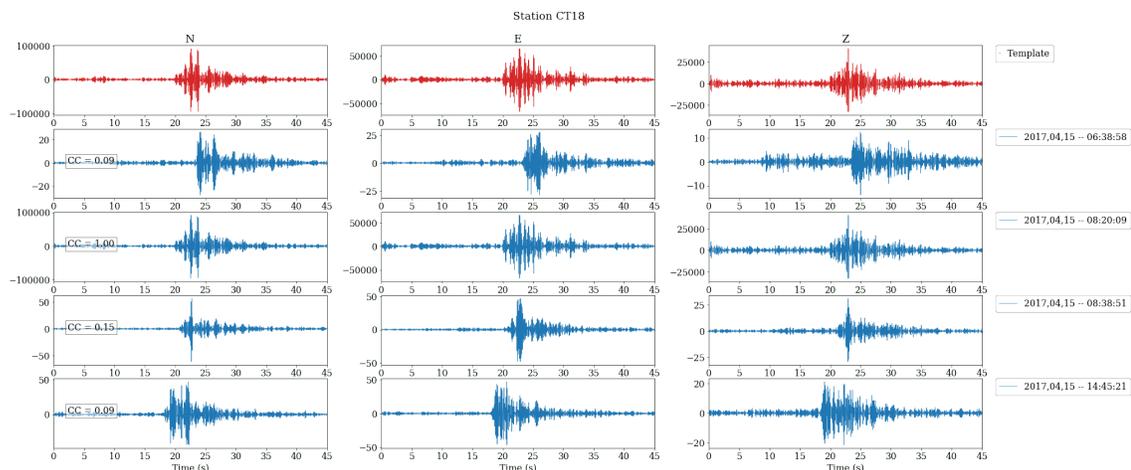
(b) día 23



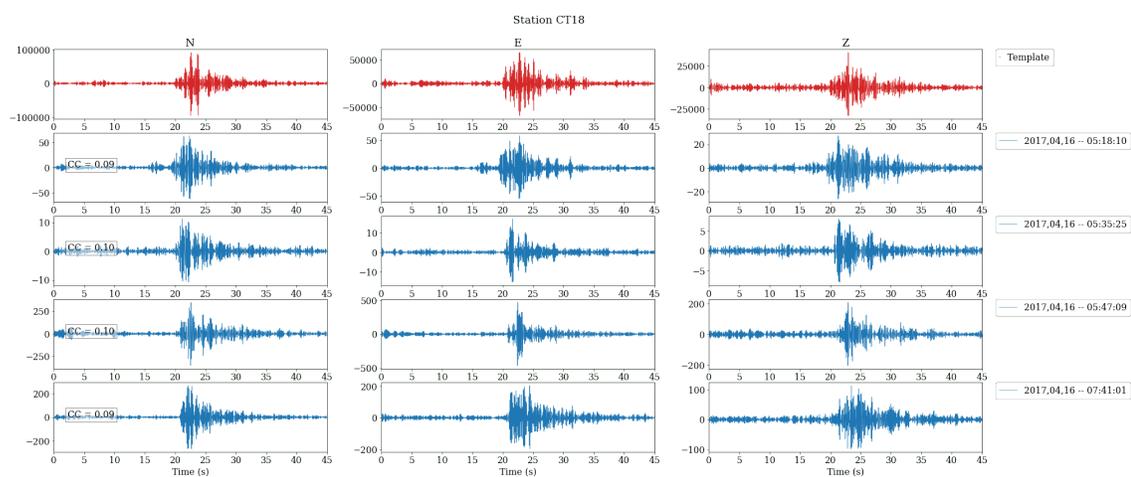
(c) día 26

Figura B.6: Resultados TM E1

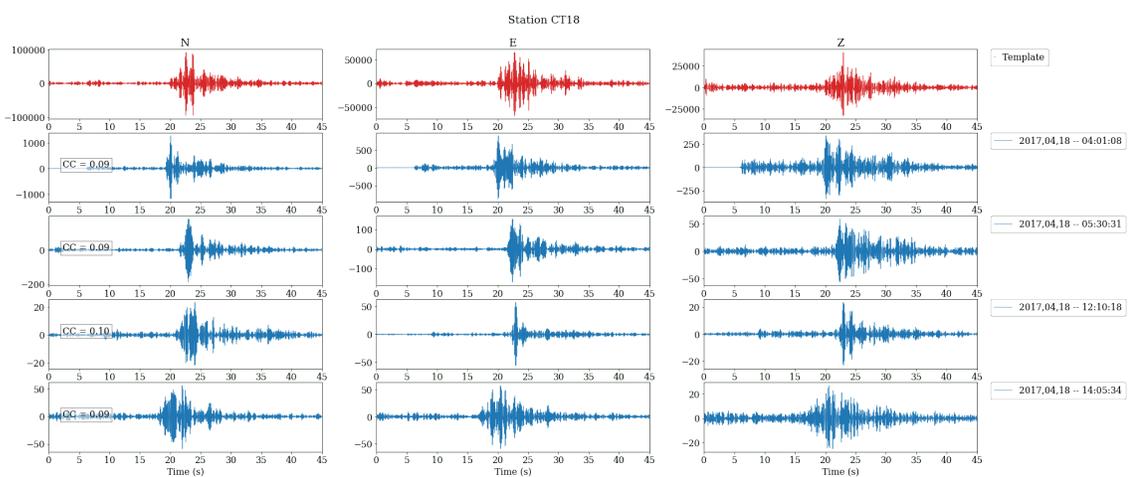
B.3. Señales obtenidas para el Evento 2



(a) día 1



(b) día 2



(c) día 4

Figura B.7: Resultados TM E2

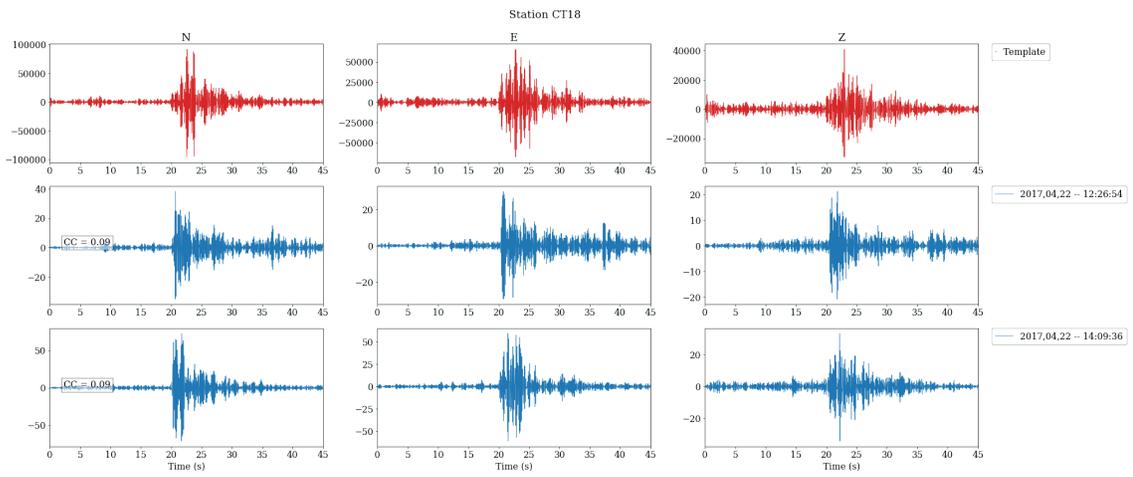
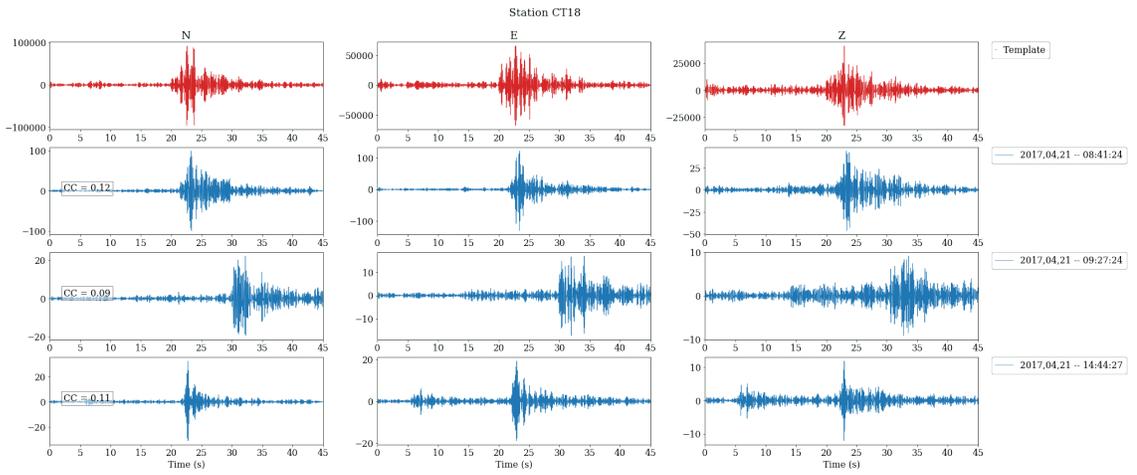
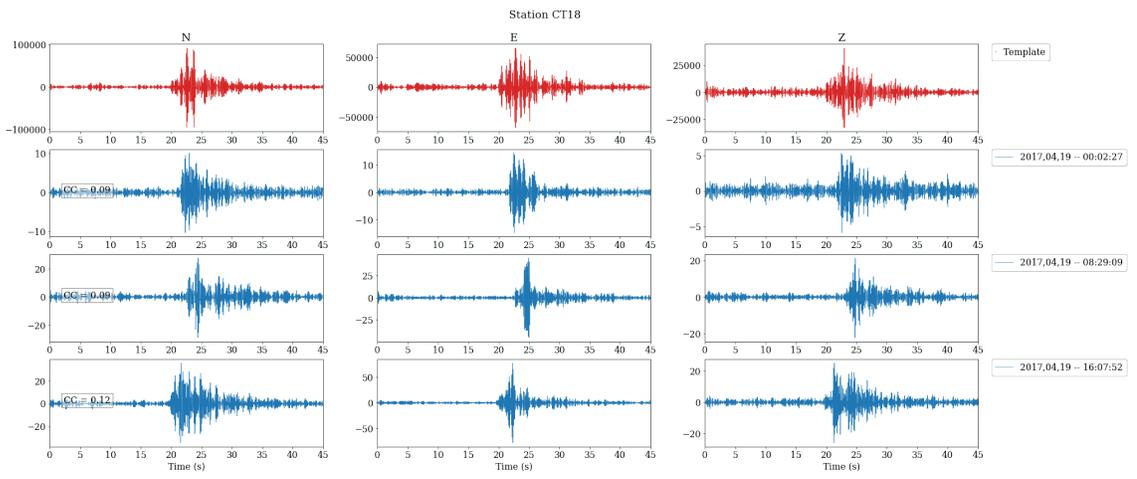
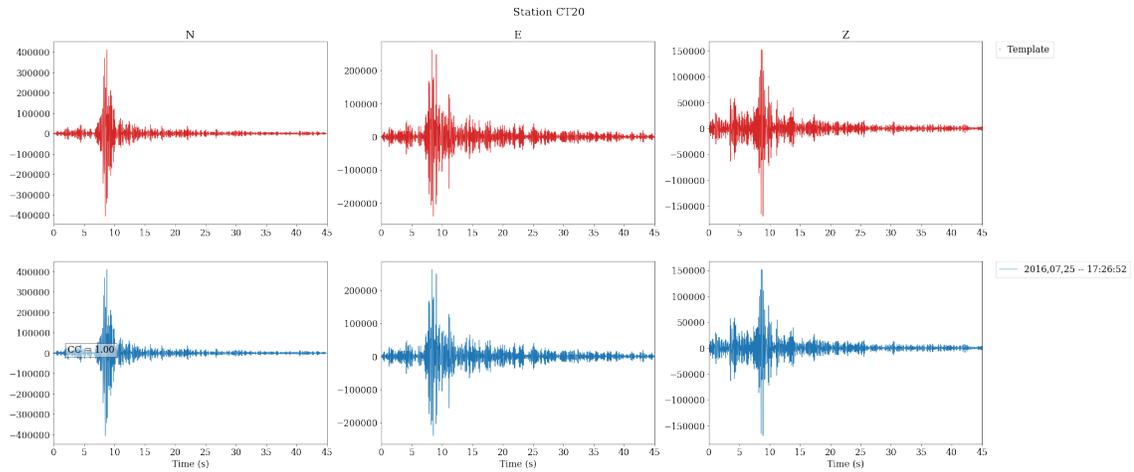
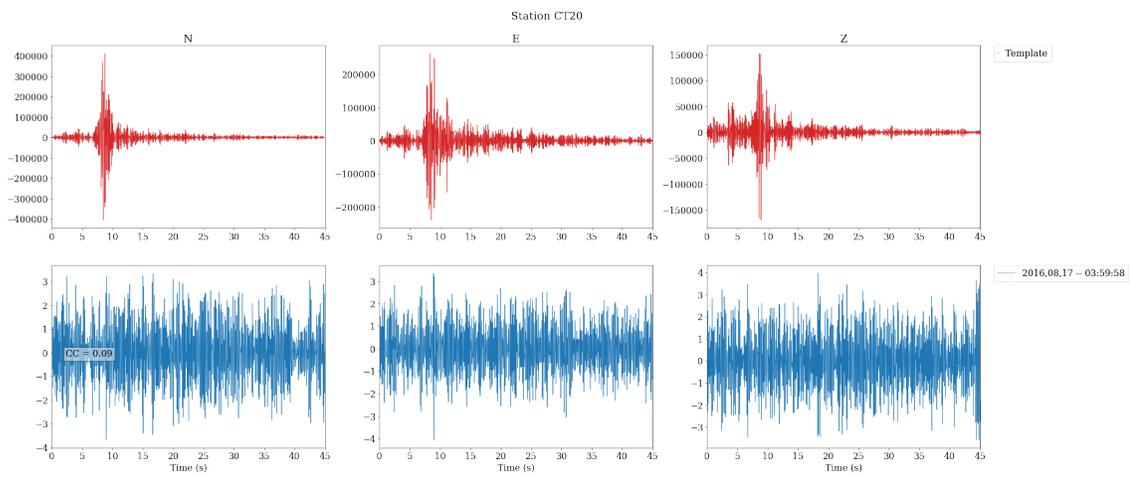


Figura B.8: Resultados TM E2

B.4. Señales obtenidas para el Evento 3



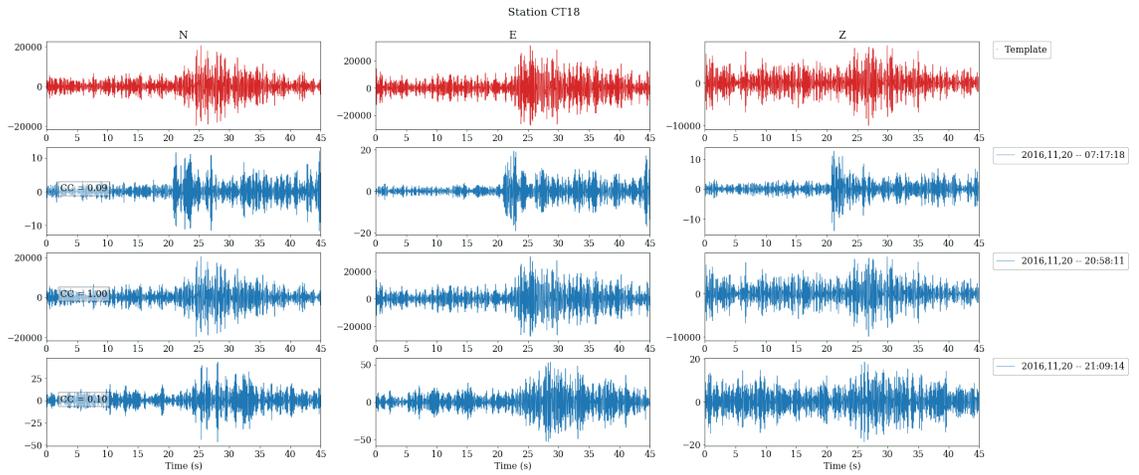
(a) día 1



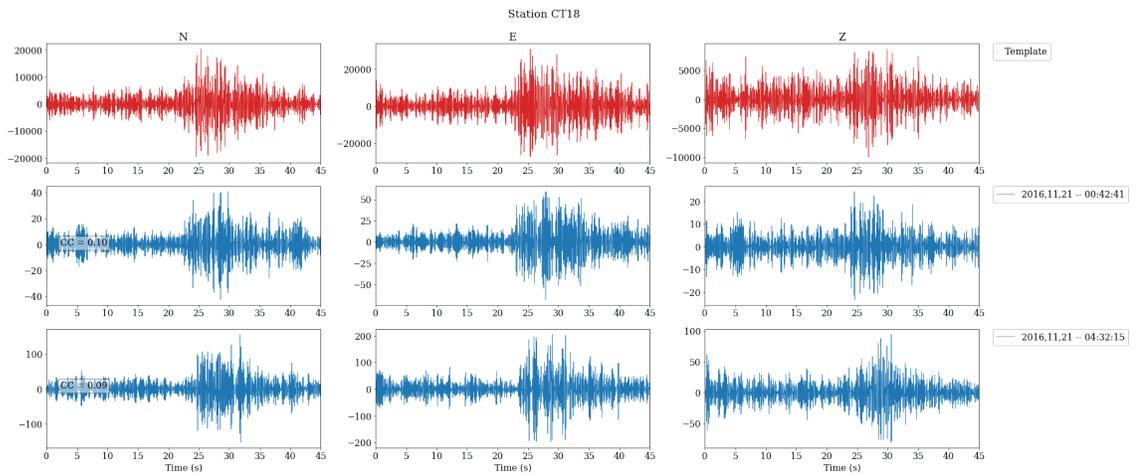
(b) día 24

Figura B.9: Resultados TM E3

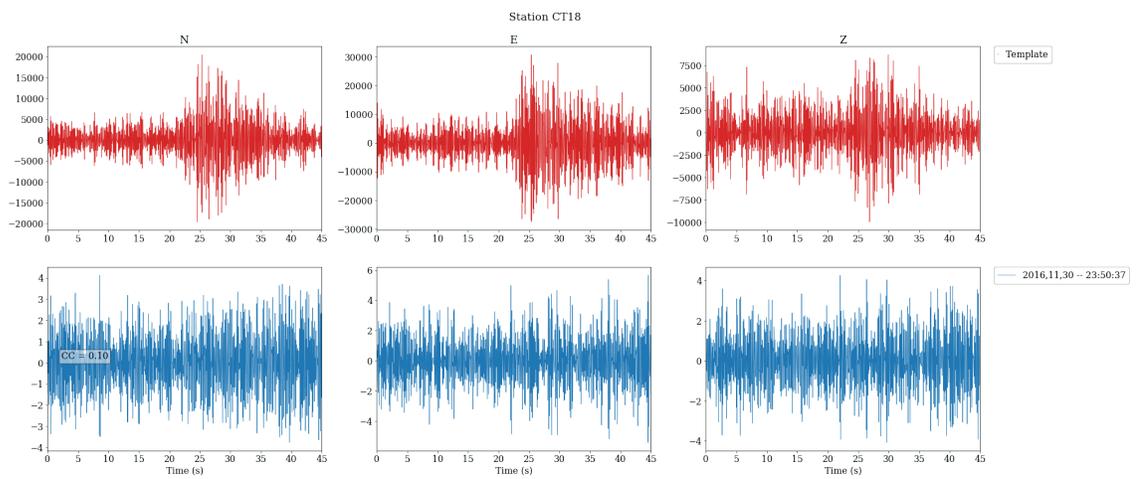
B.5. Señales obtenidas para el Evento 5



(a) día 1



(b) día 2



(c) día 11

Figura B.10: Resultados TM E5

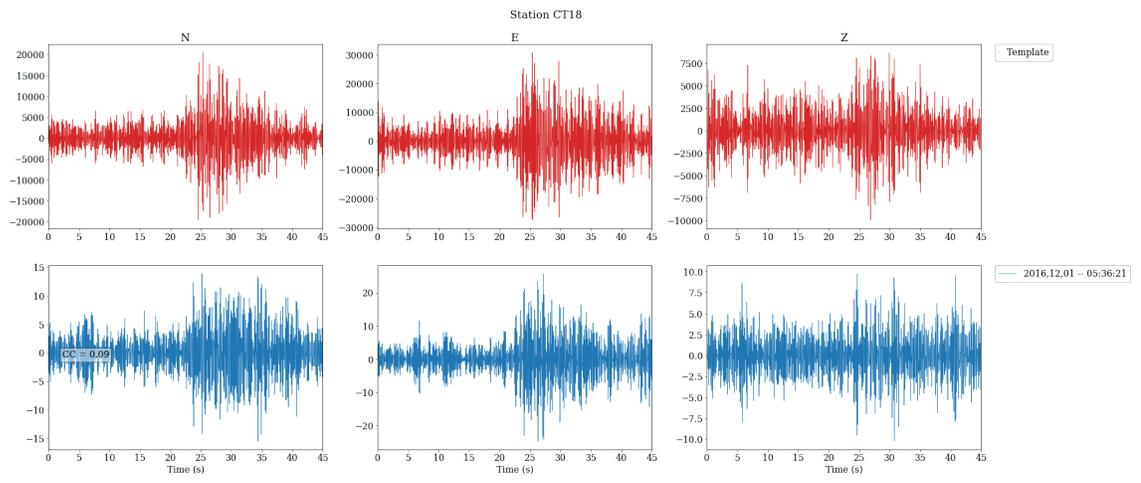
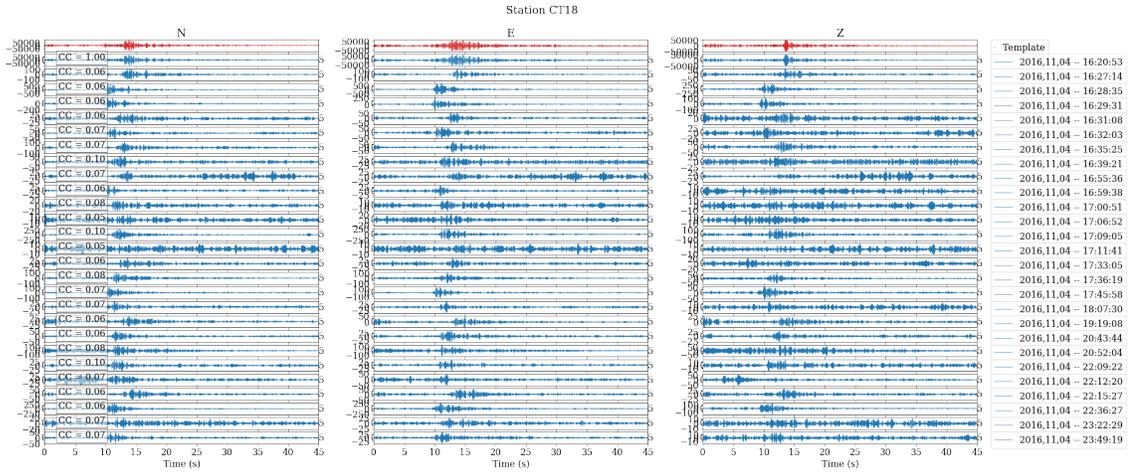
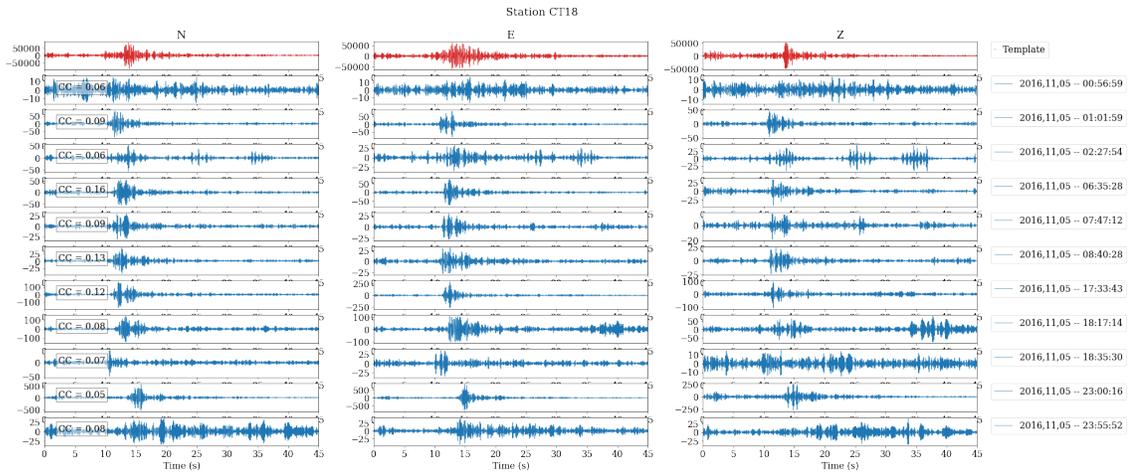


Figura B.11: Resultados TM E5

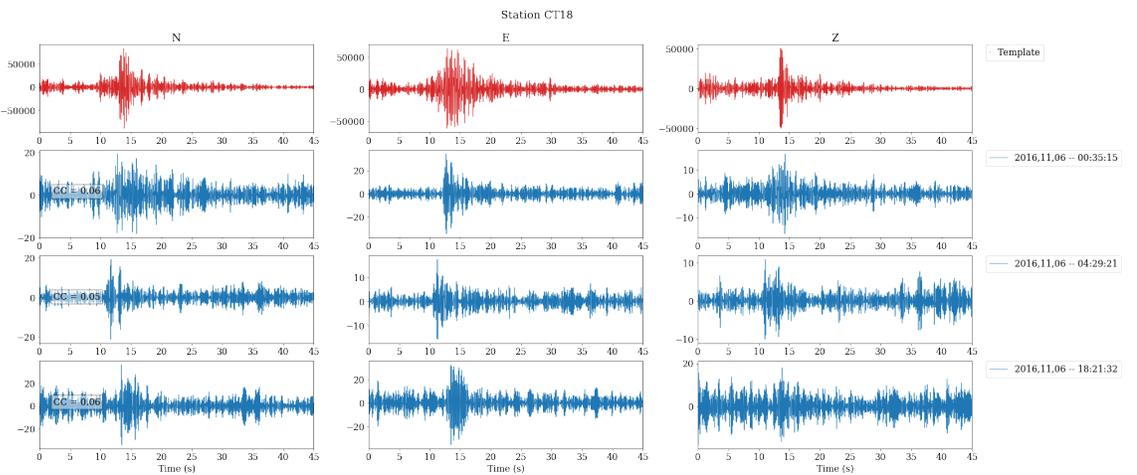
B.6. Señales obtenidas para el Evento 7



(a) día 1



(b) día 2



(c) día 3

Figura B.12: Resultados TM E7

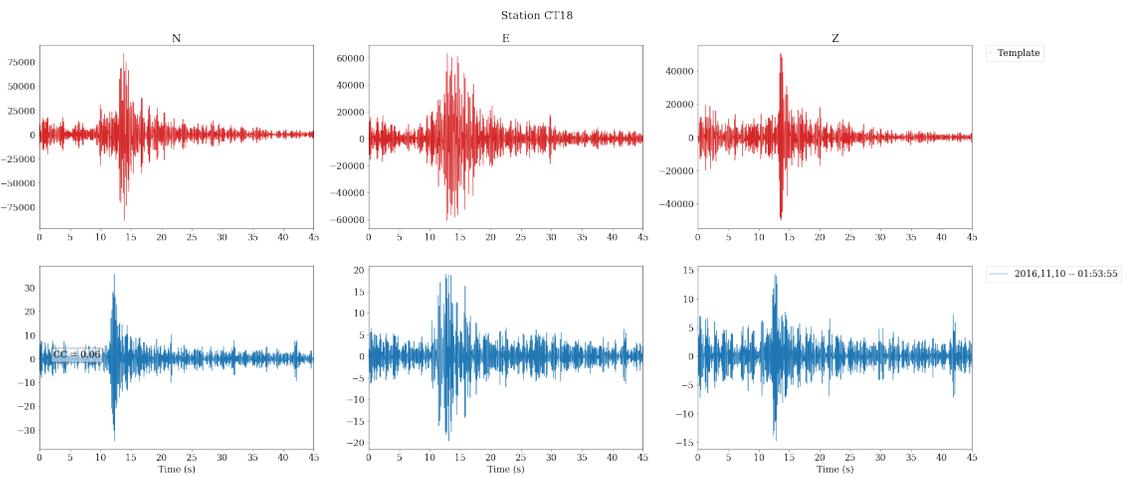
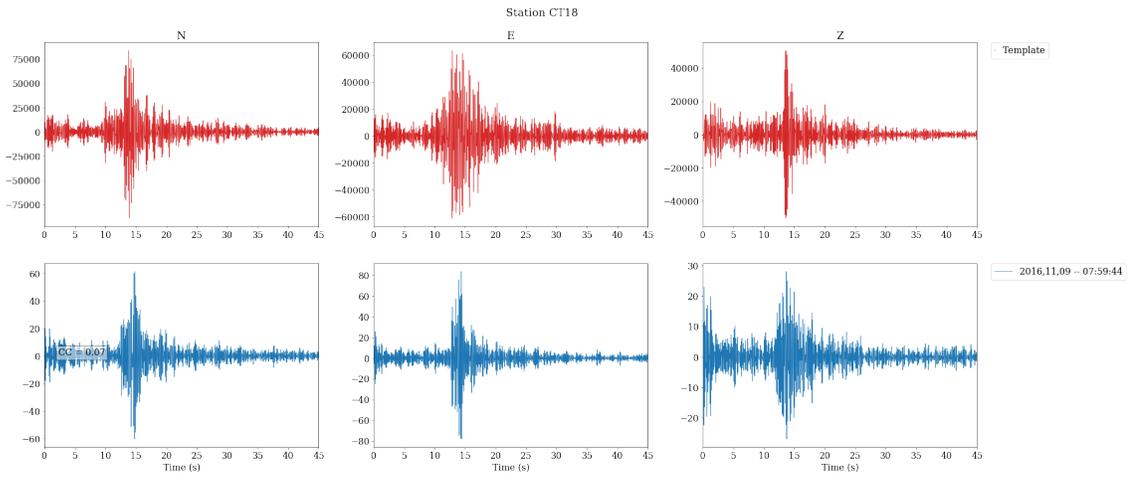
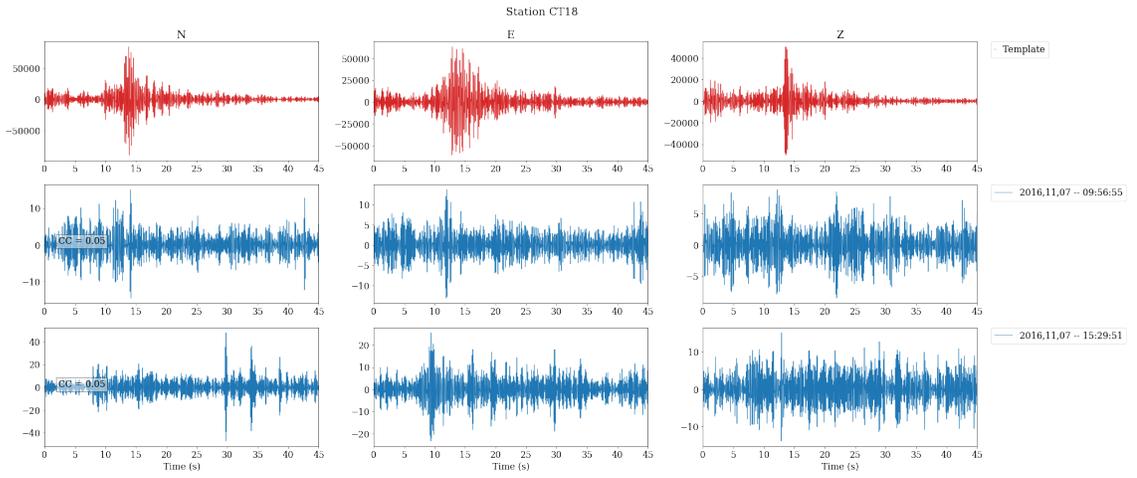
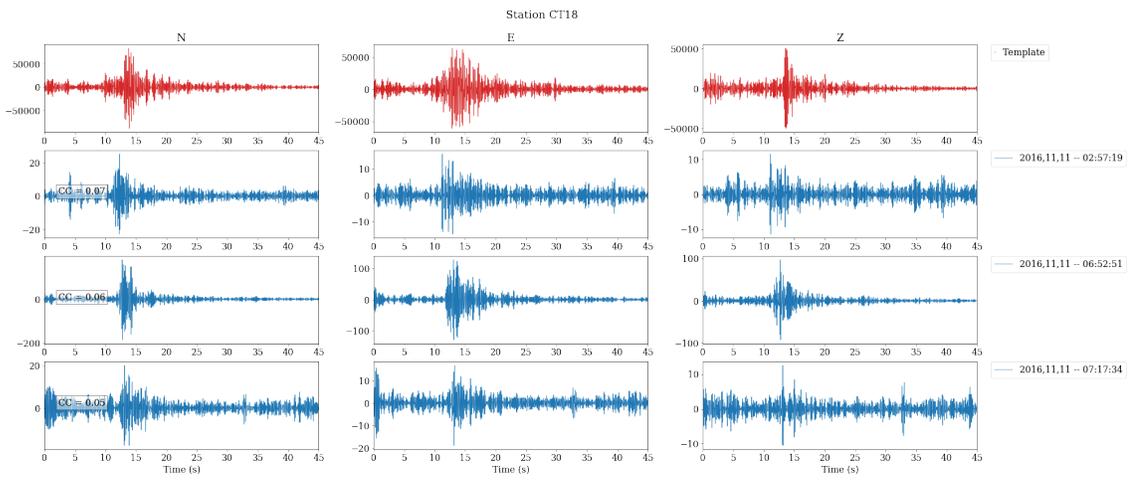
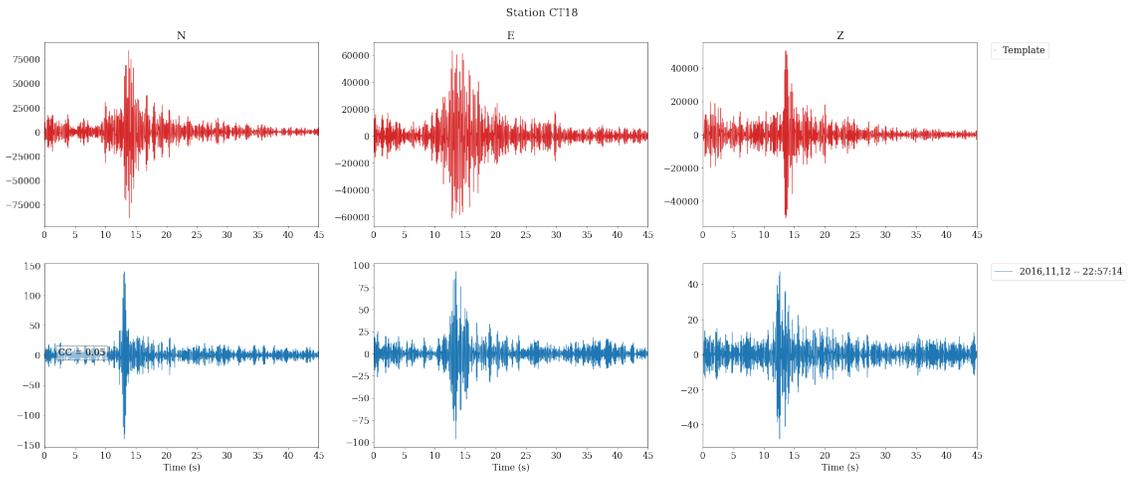


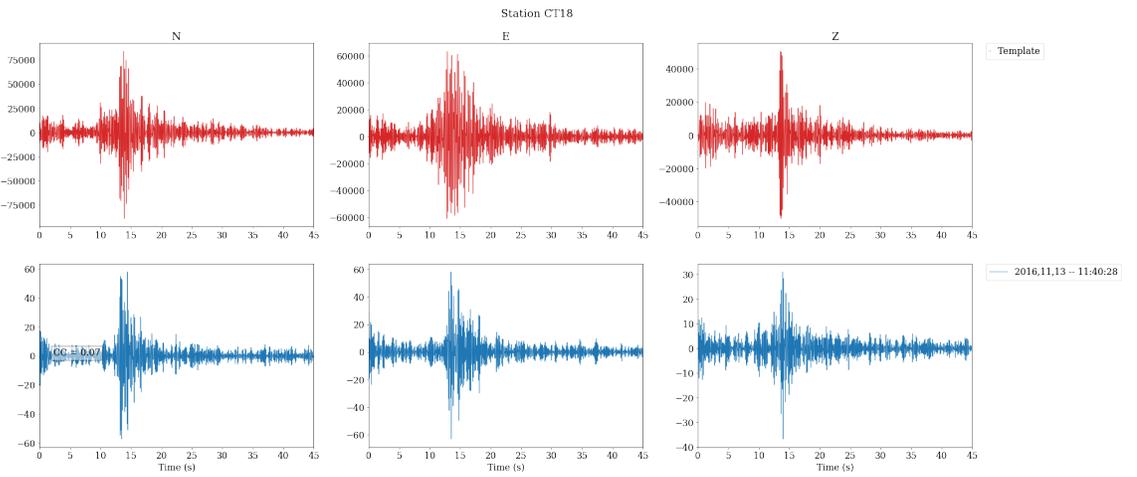
Figura B.13: Resultados TM E7



(a) día 8



(b) día 9



(c) día 10

Figura B.14: Resultados TM E7

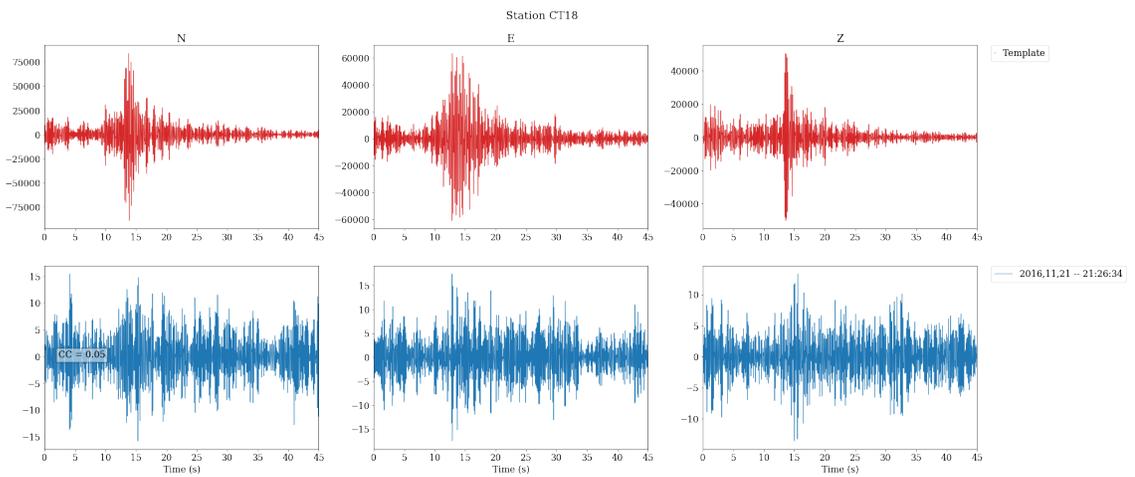
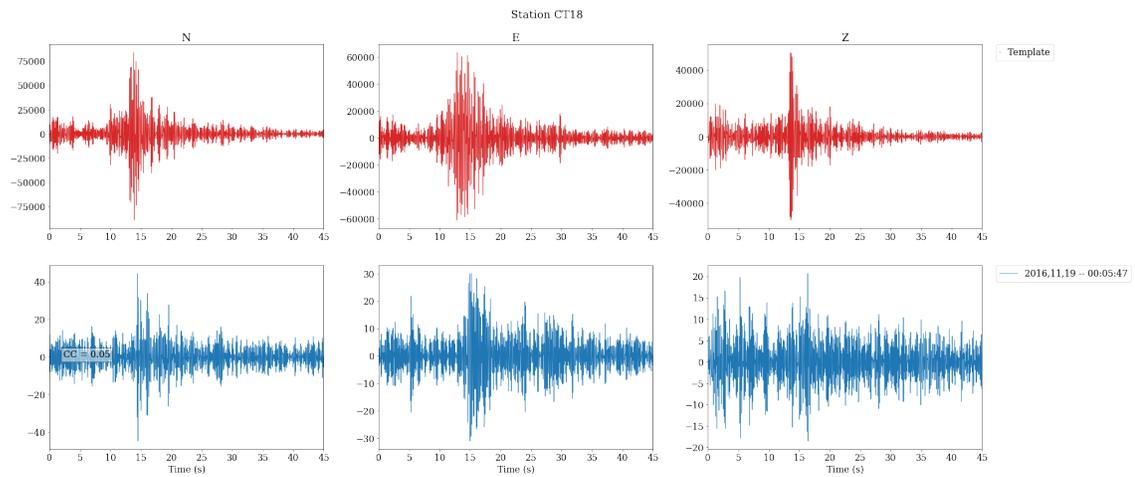
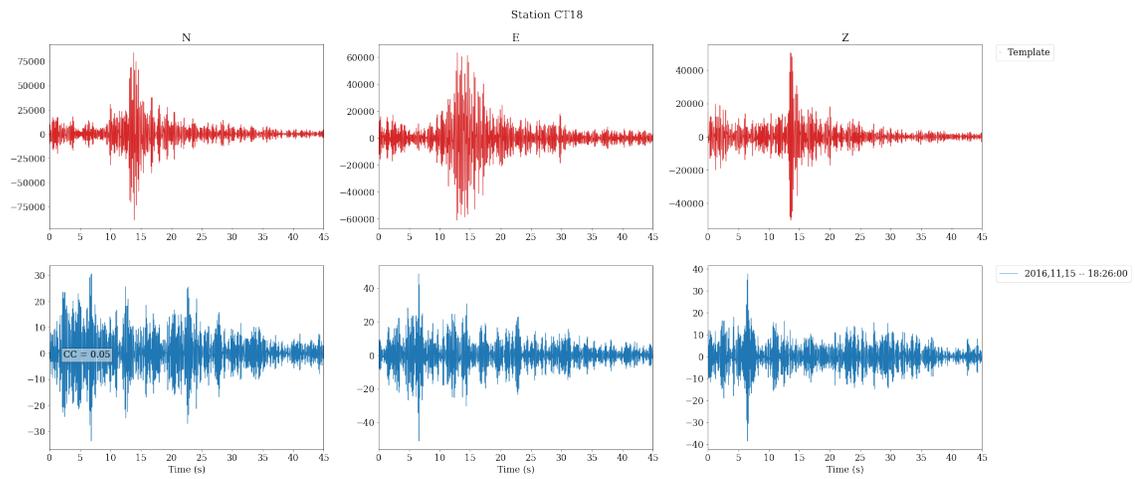


Figura B.15: Resultados TM E7

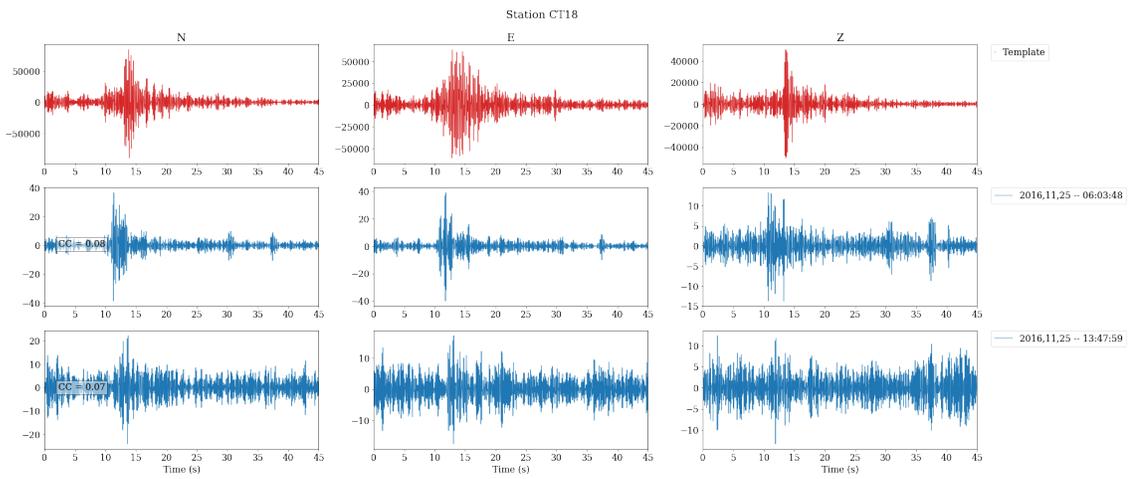
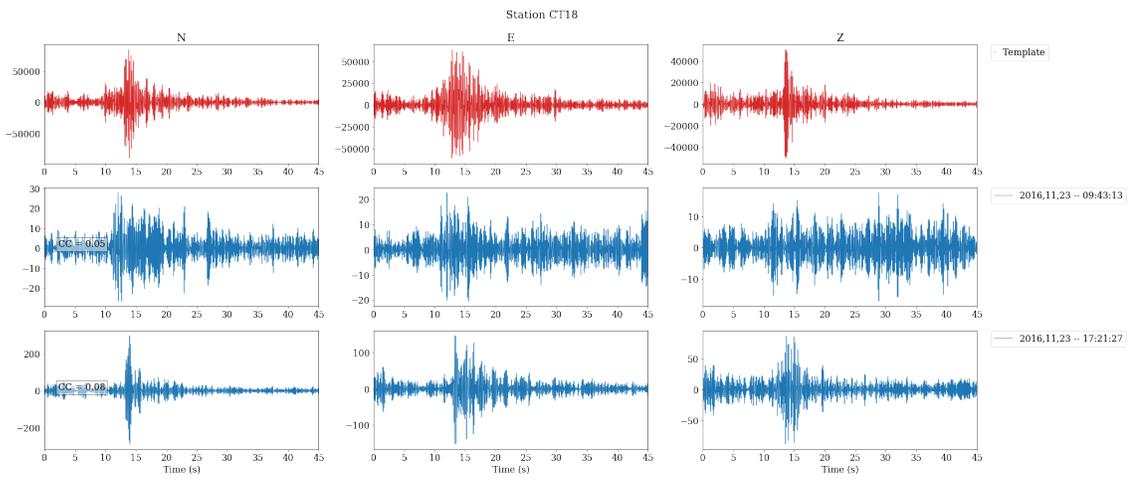


Figura B.16: Resultados TM E7