



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

**ANÁLISIS DE LA DISTRIBUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL DE ENJAMBRES
SÍSMICOS EN LA ZONA CENTRAL DE CHILE, ENTRE LOS AÑOS 2000 Y 2015**

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

CARLA ESTEFANÍA VALENZUELA MALEBRÁN

PROFESOR GUÍA:
SERGIO RUIZ TAPIA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
FELIPE LEYTON FLOREZ
ANDREI MAKSYMOWICZ JERIA
MARIO PARDO PEDEMONTE

SANTIAGO DE CHILE
2016

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL GRADO DE:** Magister en Ciencias, Mención
Geofísica

POR: Carla Estefanía Valenzuela Malebrán

FECHA: Septiembre 2016

PROFESOR GUIA: Sergio Ruiz Tapia

ANÁLISIS DE LA DISTRIBUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL DE ENJAMBRES SÍSMICOS EN LA ZONA CENTRAL DE CHILE, ENTRE LOS AÑOS 2000 Y 2015

La zona Central de Chile se ha caracterizado por una persistente presencia de enjambres sísmicos. Existe enjambres sísmicos precursores de grandes terremotos, como por ejemplo el enjambre sísmico previo al terremoto de Valparaíso 1985 (Mw 8.0). Y también existe la presencia de enjambres no precursores, como los enjambres sísmicos ocurridos en Copiapó en 1973 y 2006. De éstos últimos se ha observado una persistencia en el tiempo de enjambres sísmicos distribuidos en una misma zona, característica que ha sido preponderante para la motivación de este estudio. En este trabajo se caracteriza la distribución espacio-temporal de enjambres sísmicos identificados en la zona Central de Chile, situados entre los 30°S y 36°S y los 71°W y 74°W, entre los años 2000 y 2015, a partir de localizaciones del catálogo del Centro Sismológico Nacional (CSN).

La distribución espacial de la sismicidad en la zona de estudio presenta rasgos que perduran en el tiempo. Se observa que existen zonas con mayor y menor actividad sísmica, y zonas con altas tasas de actividad sísmica caracterizadas por clusters que se generan persistentemente en la misma zona. Estas zonas con mayor tasa de sismicidad perduran en el tiempo independiente de la eventualidad de un gran terremoto.

En este estudio se caracteriza particularmente la distribución espacio-temporal de enjambres sísmicos identificados en la zona de Navidad, situados aproximadamente en los 34°S y los 72.3°W, utilizando los datos entre los años 2000 y 2015. Se localizan y se realiza una inversión de tensor de momento sísmico de cada sismo perteneciente a los enjambres sísmicos identificados.

La actividad de enjambre sísmico en la zona de Navidad tiene una periodicidad de aproximadamente $2.7 \pm 0,7$ años. Estos enjambres ocurren en una zona de bajo acoplamiento en relación a la zona Central de Chile. la distribución espacial de los enjambres siguen una distribución preferentemente Este-Oeste, esta característica se podría correlacionar con las estructuras observadas hoy en la placa de Nazca.

Se propone que existe una alta presencia de zonas de fallas en la placa oceánica que generan alta presión de poros. Las regiones ricas en fluido con bajo acoplamiento actúan como barreras para grandes eventos. Los enjambres se relacionan a características de sismicidad con extensiones de fluidos y regiones geológicas complejas, es probable que sea impulsado por eventos de deslizamiento lento. A pesar de que se necesitan más estudios, se postula que en esta zona ha ocurrido, en la última década, un movimiento lento caracterizado por estos enjambres con sismicidad tipo tremor y que los enjambres se encuentran en la frontera de una gran aspereza o zona de falla.

A mis amigos, mi familia, mi esposo y mi Maia

Agradecimientos

Quiero agradecer a la Comisión Nacional de Investigación Científica y Tecnológica (CONICYT) por el financiamiento de esta tesis a través de la Beca de Magister Nacional, al Proyecto de Riesgo Sísmico (PRS) y al proyecto FONDECYT N°11130230 proyecto de investigación *Mega-earthquakes scenarios in Chile and Synthetic Strong Motion Simulation*. También agradecer al Departamento de Geofísica (DGF), sus profesores y funcionarios los cuales me hicieron tener una grata formación académica.

A los miembros de la comisión gracias por sus consejos, ayuda y disposición para realizar de mejor manera esta investigación y gracias también por su formación durante mi estudio en el magister. Quiero agradecer de manera muy especial a mi profesor guía, Sergio Ruiz, por aceptarme como su alumna tesista y motivarme a seguir por lo que ahora realmente me apasiona.

A mis compañeros y amigos del magíster, quiero dar las gracias por estar ahí presente, por el apoyo y el cariño, gracias por todos los momentos vividos ya que gracias a ustedes este camino fue muy especial para mí. Quiero agradecer en especial a los que me ayudaron en este trabajo: Efra, Topo, Stefano, Barby, Sebas, Vales y Carlitoss.

Quiero agradecer a mi familia, a mis papás muchas gracias por todo el apoyo y el amor incondicional, a pesar de la distancia, gracias por estar siempre presente, son mi gran base de lo que soy y lo que he formado. A mis hermanas por su cariño y por los buenos y malos momentos que vivimos. Los amo mucho. Finalmente quiero agradecer a mi nueva familia, a mi esposo mil gracias por absolutamente todo, has sido lo mas importante de esta etapa, te adoro y te amo, y a mi perrita Maia por darme alegría día a día.

Tabla de contenido

1. Introducción	1
1.1. El problema de investigación	1
1.2. La zona de estudio	5
1.3. Objetivos	7
1.3.1. Objetivo principal	7
1.3.2. Objetivos específicos	7
1.4. Estructura de la tesis	7
2. Base de datos	9
2.1. Red sismológica	10
2.2. Origen y selección de datos	12
2.2.1. Selección de magnitud	13
2.2.2. Completitud del catálogo	14
2.3. Resultados y discusión	15
3. Relocalización de sismos e identificación de clusters	18
3.1. Relocalización de la sismicidad	18
3.1.1. Algoritmo de doble diferencia para la relocalización	19
3.1.2. HypoDD: Programa para el proceso de relocalización	20
3.1.3. Catálogo relocalizado	21
3.2. Identificación de los sismos	23
3.2.1. Clusters	23
3.2.2. Enjambres sísmicos	25
3.3. Resultados y discusión	28
4. Tensor de Momento Sísmico	30
4.1. Determinar el Tensor de Momento Sísmico	30
4.2. Programa para determinar el Tensor de Momento Sísmico	31
4.2.1. Parámetros aplicados al programa	33
4.3. Resultados	33
4.3.1. El problema de los datos	33
4.3.2. Selección del algoritmo de inversión	36
4.3.3. Definición de profundidades	38
4.4. Discusión	39
5. Estudio de sismicidad de la zona	43

5.1. b-value	44
5.2. Quiescencia sísmica	48
5.3. Resultados y discusión	50
6. Distribución espacio-temporal de enjambres sísmicos en Navidad	52
6.1. Sismicidad en la zona de Navidad	52
6.1.1. Influencia del Terremoto del Maule	54
6.2. Enjambres sísmicos en Navidad	56
6.2.1. Enjambres de los años 2001-2002	56
6.2.2. Enjambre del año 2004	57
6.2.3. Enjambre del año 2008	57
6.2.4. Enjambres del año 2012	59
6.2.5. Enjambres del año 2014	61
6.3. Recurrencia temporal y espacial	62
6.4. Interpretación sismotectónica	63
6.4.1. Acoplamiento sísmico	68
6.5. Trabajo a futuro	70
6.5.1. Identificación de tremors	70
6.6. Resultados y discusión	72
7. Conclusiones y discusiones generales	74
Bibliografía	76
A. Estaciones sismológicas	85
B. Tensores de momento	88
C. Hipocentros de enjambres	117
D. Modelos de velocidades	123

Capítulo 1

Introducción

1.1. El problema de investigación

En el margen continental a lo largo del territorio chileno existe un alto nivel de actividad sísmica a consecuencia de la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, con una tasa de convergencia de 6.8 cm/año aproximadamente [Vigny *et al.* (2009)], lo que lo ubica en uno de los márgenes convergentes más activos del mundo. Chile además se ubica en la lista de países con grandes terremotos, como el terremoto de Valdivia 1960 ($M_W = 9.5$) [Barrientos & Ward (1990)], el terremoto de Chillán 1939 ($M_S = 7.8$) [Astroza *et al.* (2005)], el terremoto del Maule 2010 ($M_W = 8.8$) [Ruiz *et al.* (2012)], entre otros. En este escenario se produce en promedio un sismo de magnitud superior a 8.0 cada 10 años [Madariaga (1998)]. Varios de estos terremotos presentaron una actividad precursora previa al evento principal, como el terremoto de Valparaíso el 3 de marzo de 1985 [Comte *et al.* (1986)], el terremoto del Maule el 27 de febrero del 2010 [Madariaga *et al.* (2010)], el terremoto de Iquique el 1 de abril del 2014 [Ruiz *et al.* (2014b)], entre otros.

A pesar del poco conocimiento sobre el comportamiento de los precursores, este fenómeno ha tenido un fuerte arraigo en la población durante la historia de terremotos en Chile, pues existe la creencia de que es una advertencia ante la ocurrencia de un gran terremoto. No obstante, este fenómeno no siempre ha concluido con un gran terremoto. Por esto, dada la alta frecuencia de este tipo de actividad en Chile y los vacíos de conocimiento actuales de sus causas y consecuencias, han motivado el desarrollo de este trabajo.

Un posible fenómeno precursor es conocido como *clusters* o agrupaciones sísmicas en el espacio y el tiempo, los cuales pueden manifestarse como enjambres sísmicos. Un enjambre sísmico se puede definir como un aumento en la tasa de sismicidad concentrada en espacio y en tiempo, y que carece de un sismo principal desencadenante [Hill (1977)]. Los sismos pertenecientes al enjambre sísmico tienen magnitudes similares, es decir, no están dominados por un sismo principal de gran magnitud. La relación entre los sismos que pertenecen al enjambre podrían indicar ser una componente importante dentro del ciclo sísmico [Holtkamp *et al.* (2011)], dado que suelen ocurrir con gran frecuencia en diferentes zonas y con distintos orígenes en Chile y el mundo [Holtkamp & Brudzinski (2011), Sykes (1970)].

La mayoría de los enjambres se asocia con vulcanismo (Sykes (1970)), éstos han sido ampliamente estudiados asociándolos a regiones volcánicas o intrusiones de material magmático [Benoit & McNutt (1996)]. Sin embargo, también se observan enjambres sísmicos en zonas con margen convergente como Nueva Zelanda [Evison & Rhoades (1993)], Japón [Fujinawa *et al.* (1983)], Kamchatka [Zobin (1996)], México [Zobin (1996)] y Sudamérica [Holtkamp *et al.* (2011)]. También se han estudiado enjambres sísmicos en áreas vinculadas a fallas transformantes [Lohman & McGuire (2007), Shibutani *et al.* (2002), Comte *et al.* (2007b)] y a sistemas hidrotermales [Fischer & Horálek (2003), Vallee *et al.* (2013)]. Estos estudios han sido motivados por su relación e interacción con acontecimientos de grandes terremotos, a pesar de que el origen de esta relación aun está siendo debatido [Holtkamp *et al.* (2011)].

En Chile se han estudiado en detalle varios de estos enjambres sísmicos [Barrientos *et al.* (2007), Comte *et al.* (2007a)]. Sin embargo, el comportamiento durante largos períodos de tiempo y en amplias zonas de este tipo de sismicidad no ha sido analizado. Por lo tanto, es de gran interés poder caracterizar este tipo de actividad, ya que podría proporcionar información sobre los procesos sismotectónicos que ocurren sobre el margen convergente chileno y establecer un precedente para futuros enjambres sísmicos.

La Figura 1.1 muestra imágenes obtenidas por el Centro Sismológico Nacional (CSN) de la Universidad de Chile, en donde se observan *clusters* cerca de la ciudad de Navidad. Estos *clusters* persistentes se han convertido en la principal motivación de este trabajo. Se estudiará su distribución espacio-temporal para poder definir si estos *clusters* son o no enjambres sísmicos, y con esto determinar si están asociados a alguna estructura tectónica importante que permita explicar su origen.

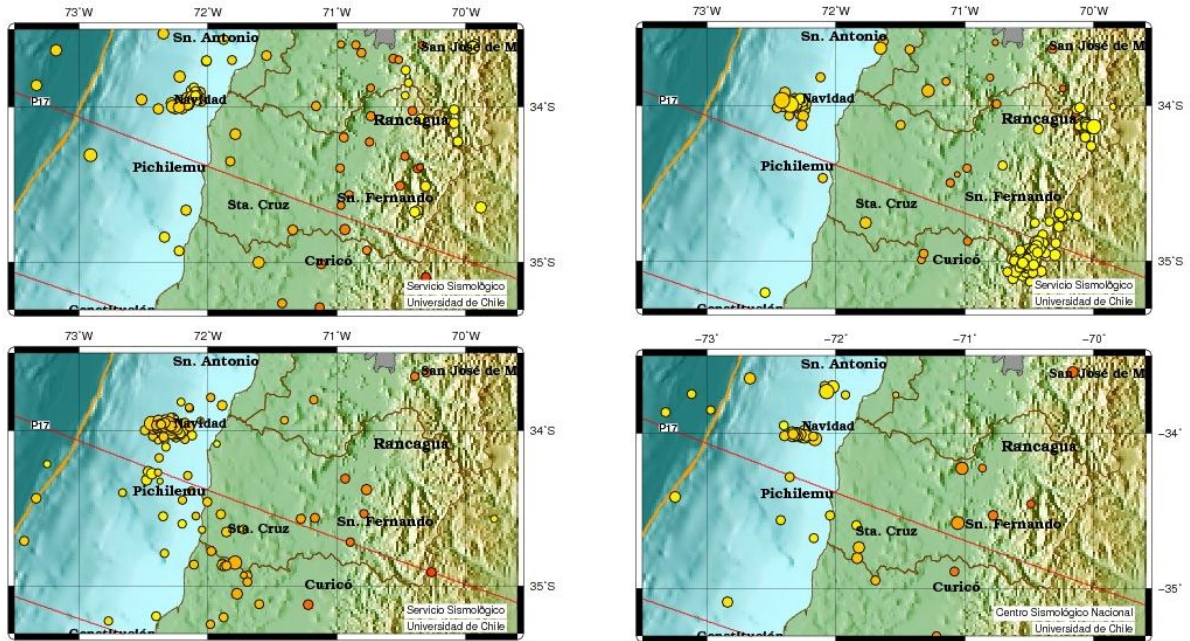


Figura 1.1: Imágenes obtenidas del Centro Sismológico Nacional las cuales grafican la sismicidad ocurrida en un mes entre las regiones chilenas de Valparaíso por el norte y Maule por el sur. Superior izquierda: Sismos ocurridos en el mes de Diciembre del 2001. Superior derecha: Sismos ocurridos en el mes de Septiembre del 2004. Inferior izquierda: Sismos ocurridos en el mes de Noviembre del 2012. Inferior derecha: Sismos ocurridos en el mes de Octubre del 2014

Los enjambres sísmicos pueden preceder un terremoto, de no ser así hablamos de un enjambre sísmico no precursor. En Chile se han registrado varios enjambres sísmicos precursores, como los ocurridos antes del terremoto de Valparaíso el 3 de marzo de 1985 [Comte *et al.* (1986)], antes del terremoto del Maule el 27 de febrero del 2010 [Madariaga *et al.* (2010)] y previo al terremoto de Iquique el 1 de abril del 2014 [Ruiz *et al.* (2014b)]. Igualmente se han registrado enjambres sísmicos sin un evento posterior de gran magnitud, como el enjambre de Copiapó en 1973 y 2006 [Comte *et al.* (2007a)] (ver Figura 1.2).

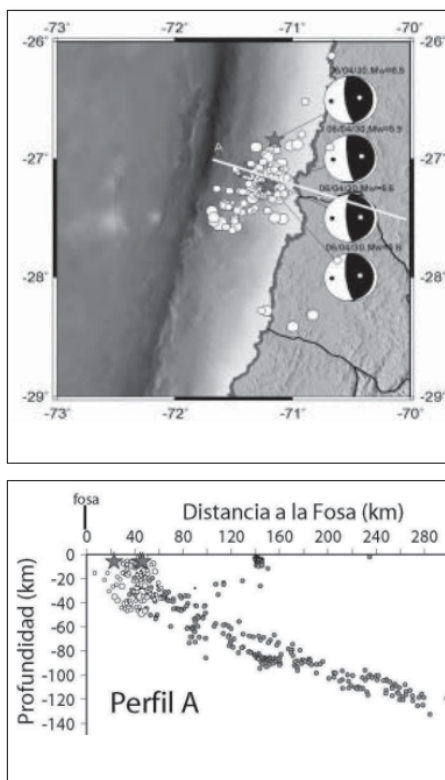


Figura 1.2: Distribución hipocentral del enjambre sísmico de Copiapó en abril-mayo por Comte *et al.* (2007a).

Existen leyes para caracterizar la evolución temporal de los sismos que corresponden a las réplicas luego de un evento principal. Un ejemplo corresponde a la ley de Omori [Omori (1894)], la que establece que el número de réplicas decae exponencialmente en una región determinada después del sismo principal.

$$R \sim (c + \Delta t)^{-p}. \quad (1.1)$$

Esta relación es conocida como ley de Omori modificada, donde R es el número de eventos registrados desde la ocurrencia del sismo principal durante el tiempo t . El valor de p modifica la tasa de decaimiento y típicamente se ubica en un rango 0.7-1.5 y c es una constante pequeña (Utsu et al, 1995).

Sin embargo, no se ha encontrado una ley que permita establecer el comportamiento temporal de la actividad tipo enjambre [Hainzl (2003)]. Por el contrario, se ha observado claramente que los enjambres sísmicos tienen una tasa de sismicidad que comienza y termina bruscamente. Por lo tanto, no cumplen con la ley de Omori [Omori (1894)], la que establece un decaimiento exponencial de la tasa de sismicidad para las réplicas de un terremoto. También, los enjambres suelen tener muchos sismos agrupados de magnitudes similares, por ende, no siguen la ley de Bath [Båth (1965)], la cual establece que la réplica mayor debe tener una magnitud de momento menos que el evento principal desencadenante. Por otro lado, se ha encontrado que la distribución estadística de los enjambres sísmicos en el espacio y el tiempo es de tipo fractal [Mittag (2003)].

La actividad tipo enjambre ha sido explicada por diferentes mecanismos y condiciones estructurales. Por un lado, Mogi (1963) y Lohman & McGuire (2007) suponen que el grado de heterogeneidades estructurales determina los patrones de sismicidad resultantes, en los que se puede esperar enjambres sísmicos para grandes heterogeneidades. Por otro lado, los fluidos en los poros desempeñan un papel importante para la generación de un enjambre [Kisslinger (1975); Noir *et al.* (1997); Heinicke *et al.* (2009)]. La presión de los poros influye directamente en los esfuerzos sobre la falla, debido a que reduce la presión normal. Los experimentos de campo con inyecciones de fluidos han demostrado que los pequeños cambios en la presión de poro ya pueden desencadenar un gran número de terremotos en la corteza, por ejemplo, en Rangely, Colorado y KTB sitio de perforación profunda en Alemania [Raleigh *et al.* (1976); Zoback & Harjes (1997); Jost *et al.* (1998)]. Hill (1977) explica el origen de enjambre sísmico por una combinación de ambos, la presencia de heterogeneidades y el efecto de los fluidos de los poros.

1.2. La zona de estudio

La zona de estudio se encuentra entre los 30°S y los 36°S y entre los 70°W y los 74°W, corresponde a la zona de Chile Central (Figura 1.3izquierda), zona definida por el largo de ruptura estimada de aproximadamente 600 km producido por el megaterremoto de 1730 [Udías *et al.* (2012)]. Esta zona se encuentra dominada por la subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana a una velocidad de convergencia aproximada de 6.8 cm/año en dirección 79°NE [Vigny *et al.* (2009)].

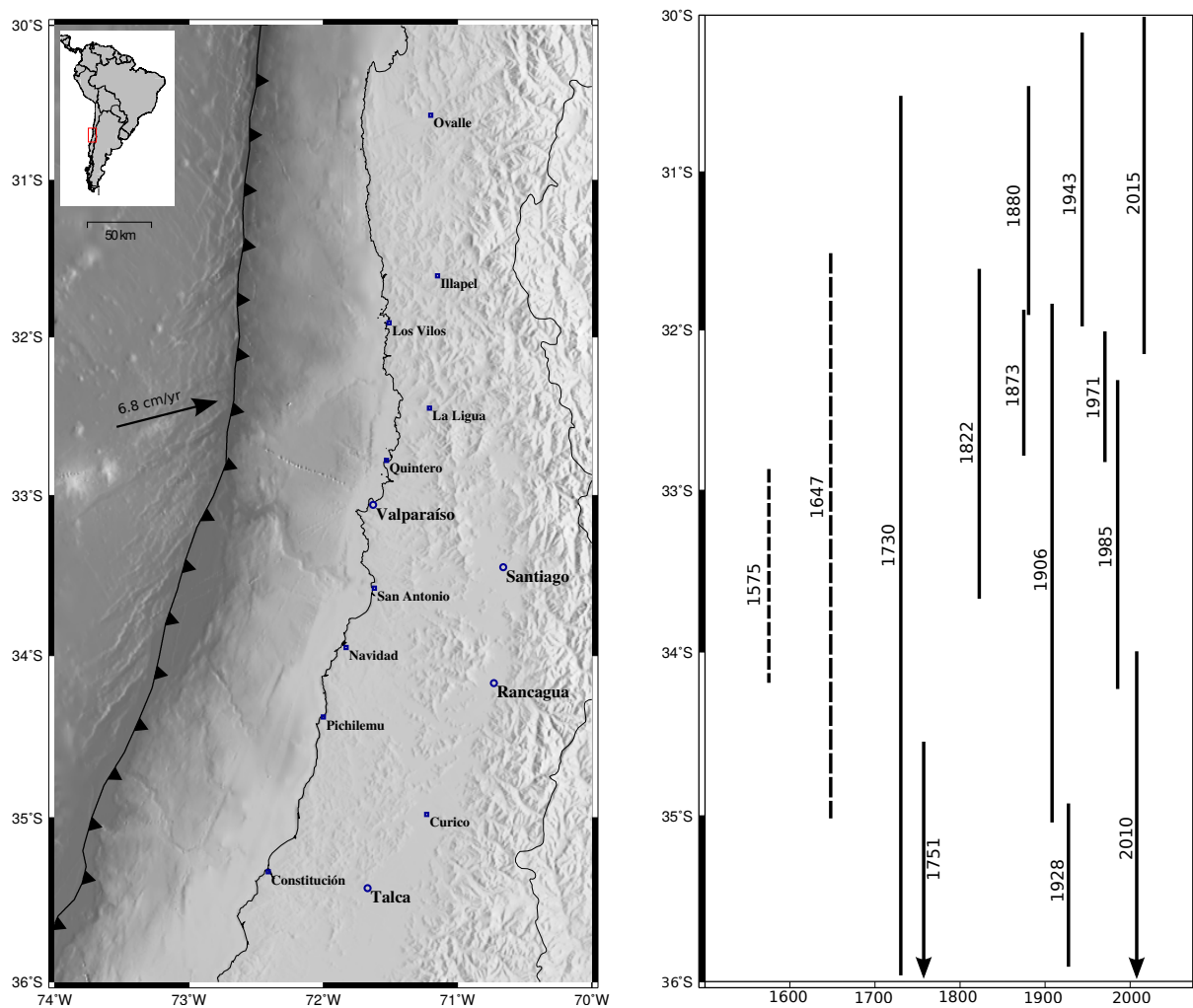


Figura 1.3: izquierda: Ciudades en Chile que comprenden la zona de estudio, zona desde 30°S a 36°S. derecha: Sismicidad histórica de la zona de estudio, imagen modificada de Beck *et al.* (1998). Líneas continuas indican el largo de ruptura estimados de los terremotos y líneas segmentadas indican desconocimiento del largo de ruptura para el terremoto correspondiente

La zona de Chile Central presenta una intensa actividad sísmica histórica (Figura 1.3 derecha), caracterizada por grandes terremotos de subducción con diversas magnitudes. En esta zona se tienen registros instrumentales de grandes terremotos interplaca de magnitudes $M_W \geq 8$ y reportes de terremotos históricos en los años 1575, 1647, 1730, 1822, 1906 y 1985 [Comte *et al.* (1986)], siendo el megaterremoto de 1730 el sismo de mayor magnitud reportado en la zona de estudio, con una magnitud de momento estimada M_W mayor a 9 [Udías *et al.* (2012)].

La importancia de la elección de la zona de estudio dentro del área de ruptura del megaterremoto de 1730 se basa en la probable ocurrencia de un nuevo sismo de similar magnitud en la zona, ya que los eventos de este nivel de magnitud tendrían una recurrencia de aproximadamente 200 a 600 años [Cisternas *et al.* (2005),]. Además, este sismo podría estar precedido por un enjambre sísmico, tal como ya sucedió en el terremoto de 1985, el cual ocurrió en esta misma zona.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo principal

Caracterizar la distribución espacial y temporal de enjambres sísmicos en la zona central de Chile entre los años 2000 y 2015.

1.3.2. Objetivos específicos

- Realizar un catálogo adecuado para este estudio utilizando la base de datos del Centro Sismológico Nacional (CSN).
- Relocalizar la sismicidad de la zona de estudio usando la técnica de doble diferencia a partir del catálogo previamente obtenido.
- Identificar enjambres sísmicos y localizar los sismos asociados a ellos dentro de la zona de estudio.
- Estimar los mecanismos focales y tensores de momento para sismos con magnitud local mayor a 5 pertenecientes a la sismicidad de la zona de estudio y relacionarlos con la tectónica de Chile Central.
- Analizar las implicancias para el estudio del peligro sísmico de la zona calculando el valor de parámetro b de la ley de Gutenberg-Richter y la *quiescencia* o quietud de la zona Central de Chile.
- Relacionar la distribución espacial y temporal de los enjambres sísmicos con modelos de acoplamiento sísmico previamente propuestos y cuantificar el período de recurrencia que existe en una misma zona.

1.4. Estructura de la tesis

La organización del presente trabajo será el siguiente:

En el **capítulo uno** se introduce el concepto de enjambre sísmico, presentando la motivación de este trabajo, las características de la zona de estudio y los objetivos a realizar.

En el **capítulo dos** se presenta la base de datos utilizada para este estudio con el fin de obtener de un catálogo sísmico adecuado para la investigación de esta tesis, describiendo la red sismológica utilizada, la confección del catálogo y la completitud.

En el **capítulo tres** se realiza la relocalización de la sismicidad y la identificación de los eventos sísmicos para, posteriormente, el estudio de enjambres sísmicos, mostrando la metodología del

proceso de los datos.

El **capítulo cuatro** describe el cálculo de tensor de momento sísmico, haciendo referencia al programa utilizado, entregando y analizando los resultados obtenidos para los eventos sísmicos.

El **capítulo cinco** consiste en el estudio de los datos obtenidos de acuerdo a su distribución espacio-temporal haciendo referencia a la sismicidad completa de la zona de estudio. Se estudia el valor de b y la *quiescencia* de la zona del terremoto del Maule y del terremoto de Illapel.

El **capítulo seis** es el estudio de la distribución espacio-temporal donde se alude a los enjambres sísmicos en Navidad, entregando resultados de cada enjambre, una interpretación sismotectónica de la zona de Navidad, presentando también el trabajo a futuro. Por último las discusiones y conclusiones del estudio.

Finalmente, el **capítulo siete** presenta las conclusiones generales de este estudio.

Capítulo 2

Base de datos

Se utiliza el catálogo de eventos sismológicos del Centro Simológico Nacional de la Universidad de Chile (CSN) con la finalidad de estudiar las características espacio-temporales de los sismos ocurridos en la zona de estudio. Se recopila la información desde enero del año 2000 hasta mayo del año 2015. Para esto, se utilizan los datos adquiridos de lo que antes fue el Servicio Sismológico de Chile (hasta mayo del año 2013), y que ahora es el Centro Simológico Nacional de la Universidad de Chile (2013 en adelante).

La importancia de la utilización de los datos sísmicos del CSN se basa en que este catálogo tiene datos con una amplia cobertura de estaciones sismológicas en la zona de estudio. Por lo tanto, se tiene mayor precisión en eventos sísmicos de magnitudes bajas (menor a M_L 4). Esto otorga una mayor completitud del catálogo, ya que los eventos que podrían estar asociados a un enjambre sísmico tienen magnitudes bajas, alrededor de M_L 4. Por la misma razón se utiliza el catálogo cuyos datos empiezan desde el año 2000, pues este catálogo tiene mejor cobertura espacial, mayor cantidad de estaciones sismológicas, mejor calidad de los datos y mayor precisión en comparación a años anteriores a éste.

En el presente capítulo se describe la metodología para la confección del catálogo sísmico que se utilizará en esta tesis, su origen y características en la elaboración de éste, la red sismológica utilizada y completitud adecuada para la selección de datos del catálogo.

2.1. Red sismológica

Las estaciones sismológicas utilizadas para la adquisición de los datos de eventos sísmicos en la zona de estudio son parte de la red sismológica de estaciones permanentes que pertenecen al CSN, las cuales están distribuidas a lo largo de todo el territorio chileno.

La Figura 2.1 muestra la distribución espacial de las estaciones utilizadas en la adquisición de datos para la zona de estudio, con un total de 140 estaciones que han sido instaladas durante los últimos 15 años. La Figura 2.1 y la Tabla A.1 (Apéndice A) contienen estaciones de la red sismológica del CSN y además contiene estaciones de otras redes sismológicas cuyos datos son adquiridos por el CSN, tales como estaciones que pertenecen al territorio Argentino, estaciones temporales y estaciones que pertenecen al OVDAS (Observatorio Volcanológico de Los Andes del Sur).

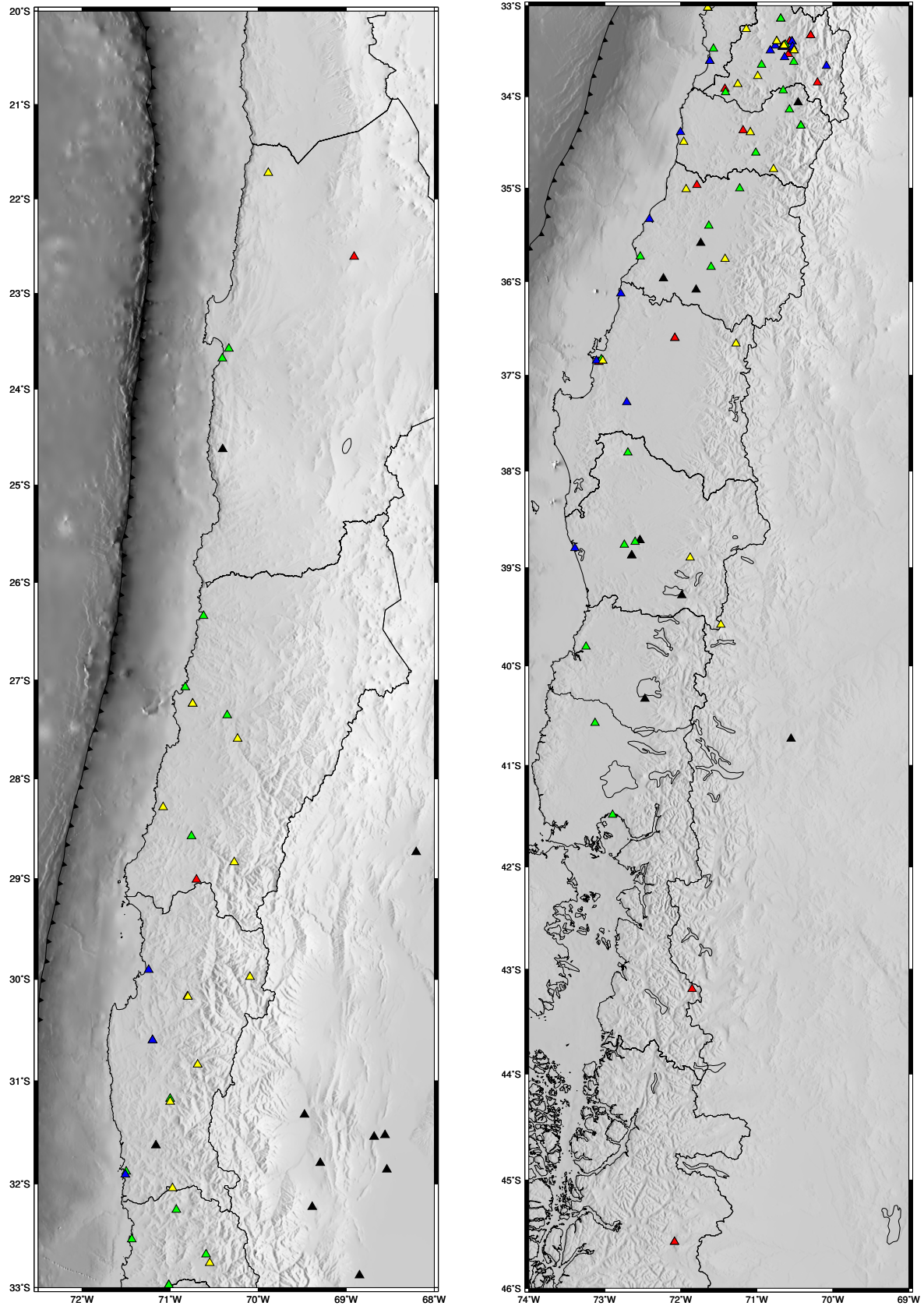


Figura 2.1: Distribución de la red sísmológica con datos disponibles para ser estudiado en este trabajo. Las estaciones están clasificadas según el tipo de estación: en rojo corresponden a Banda Ancha, en verde corresponden a período corto, en azul corresponden a acelerómetros, en amarillo corresponden a estaciones multiparamétricas y en negro a estaciones extranjeras y redes temporales.(Ver Tabla A.1)

Los registros de las estaciones sismológicas fueron utilizada por el CSN para la localización de eventos y la generación del catálogo CSN. Es de importancia mencionar que se observa una heterogeneidad en la distribución espacial y falta de continuidad temporal de las estaciones sismológicas utilizadas, factor que podría ser de relevancia en los resultados posteriores. La Figura 2.2 muestra la estadística de cantidad de estaciones que se utiliza por año, lo cual fue realizado mediante una investigación previa del período útil de cada estación, se obtuvo un promedio de 43 estaciones por año.

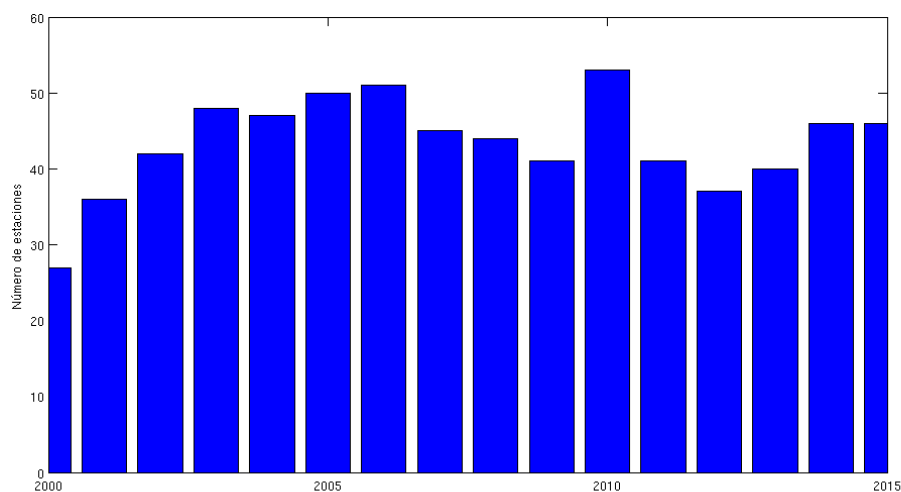


Figura 2.2: Cantidad de estaciones por año, desde el año 2000 al 2015, utilizadas por el CSN para la localización hipocentral de sismos en Chile.

Las estaciones sismológicas son de diferentes períodos, tienen distintos orígenes y características. Se muestra en la Tabla A.1 (Apéndice A) todas las estaciones empleadas para la adquisición de los datos de este trabajo, describiendo para cada una el código de la estación, las coordenadas, el período útil y el tipo de estación.

2.2. Origen y selección de datos

El origen de los datos se obtiene mediante la localización de hipocentros de eventos sísmicos, la cual es una de las principales herramientas en la observación sísmica. El Centro Sismológico Nacional realiza la localización a través del programa SEISAN [Haskov & Ottemöller (1999)]. Cabe mencionar que a partir de noviembre del año 2010 se implementa el sistema de localización automática llamada *Earlybird* de un paquete de programas de *Earthworm*. Este programa realiza una localización previa y luego se realiza la localización oficial con SEISAN.

El sistema de análisis sísmico SEISAN es un conjunto completo de programas y una base de datos sencilla para el análisis de terremotos a partir de datos analógicos y digitales. Con SEISAN es posible el uso de la información de terremotos locales y globales para introducir manualmente las lecturas de fase, localizar eventos, editar eventos, determinar los parámetros espectrales, momento sísmico, azimut de la llegada de las estaciones en 3 componentes y calcular hipocentros. El programa determina las localizaciones hipocentrales basado en los tiempos de llegada de las ondas P

y S utilizando un modelo de velocidad 1D, en este estudio se utilizan los modelos de velocidades de los trabajos de Campos *et al.* (2002) y de Pardo & Fuenzalida (1988) según la zona donde está ubicado el evento sísmico respectivo. (Ver Tablas D.2 y D.1)

En este trabajo se realiza un catálogo preliminar a partir de los datos sísmicos obtenidos del CSN en donde se seleccionan eventos desde enero del año 2000 hasta mayo del año 2015, con magnitud igual o superior a M_L 3.0 y con una profundidad hasta los 60 km. Se realiza una selección de sismos en longitud, se define el límite Este en los 70.8°W de longitud, pues se estudiarán eventos que pertenezcan a enjambres sísmicos asociados al margen convergente y no los asociados a zonas volcánicas. Por el Oeste se seleccionan los datos hasta la fosa como límite, no se estudiarán los eventos intraplaca de la zona del outer-rise. Por otro lado, los límites en latitud del catálogo a estudiar están entre los 30°S y los 36°S , debido a que ésta fue la zona de ruptura del megaterremoto de 1730, tal como se señaló anteriormente. Se obtiene un catálogo preliminar con una cantidad de 14475 eventos que pertenecen a la zona de estudio.

2.2.1. Selección de magnitud

Los sismos obtenidos del catálogo del CSN tienen una diversidad del tipo de magnitud debido a la gran cantidad de sismos y para un período tan extenso. Para este estudio se utilizará la magnitud local (M_L), la cual es registrada por la mayoría de los sismos, sin embargo muchos datos sísmicos tienen sólo magnitud coda (M_C) la cual fue muy bien utilizada en datos más antiguos, entonces, para regularizar el catálogo se realiza una regresión lineal para los datos que tienen ambas magnitudes y se obtiene una estadística para convertir los datos de magnitud coda a magnitud local (ver Figura 2.3).

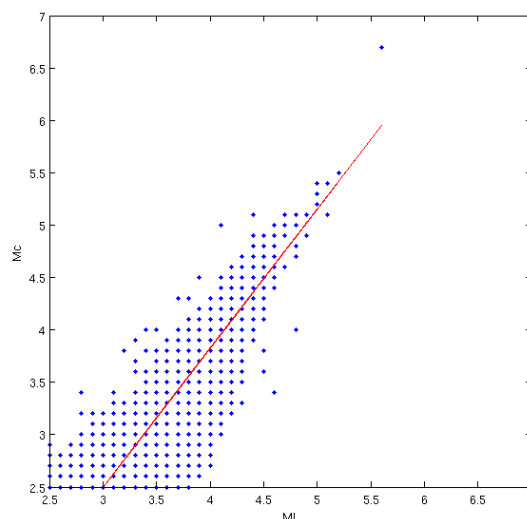


Figura 2.3: Relación de la magnitud versus la magnitud local. Regresión lineal con mayor peso a magnitudes mayores (línea roja).

De la Figura 2.3 se obtiene la relación empírica

$$M_L = 0,75M_C + 1,1185. \quad (2.1)$$

2.2.2. Completitud del catálogo

La completitud del catálogo se realiza para validar la calidad de la base de datos. Para esto se utiliza la relación de Gutenberg & Richter (1956) usando el catálogo los datos obtenidos del CSN. Este método permite conocer la magnitud mínima para la cual el catálogo CSN puede ser considerado completo.

Se utiliza el catálogo de la zona de estudio discutido anteriormente que cuenta con 14475 datos de eventos sísmicos y la ventana temporal a utilizar es de 15.4 años, desde el año 2000 hasta mayo de año 2015.

La relación de Gutenberg & Richter (1956), se define como:

$$\text{Log}(N) = a - bM, \quad (2.2)$$

donde N representa la cantidad de sismos con magnitud mayor o igual a M registrados para una zona determinada por sus parámetros regionales de sismicidad, a y b .

El resultado se obtiene a partir de la estadística presentada en la Figura 2.4. Para que el catálogo sea completo se determina un valor mínimo para la magnitud local. Este valor se determina en la magnitud donde la sismicidad comienza a mostrar desajustes en la ley de Gutenberg-Richter. Para este estudio se determina el valor corte en M_L 3.5. Por lo tanto, los datos de eventos sísmicos a caracterizar posteriormente deben tener una magnitud local mayor o igual a M_L 3.5.

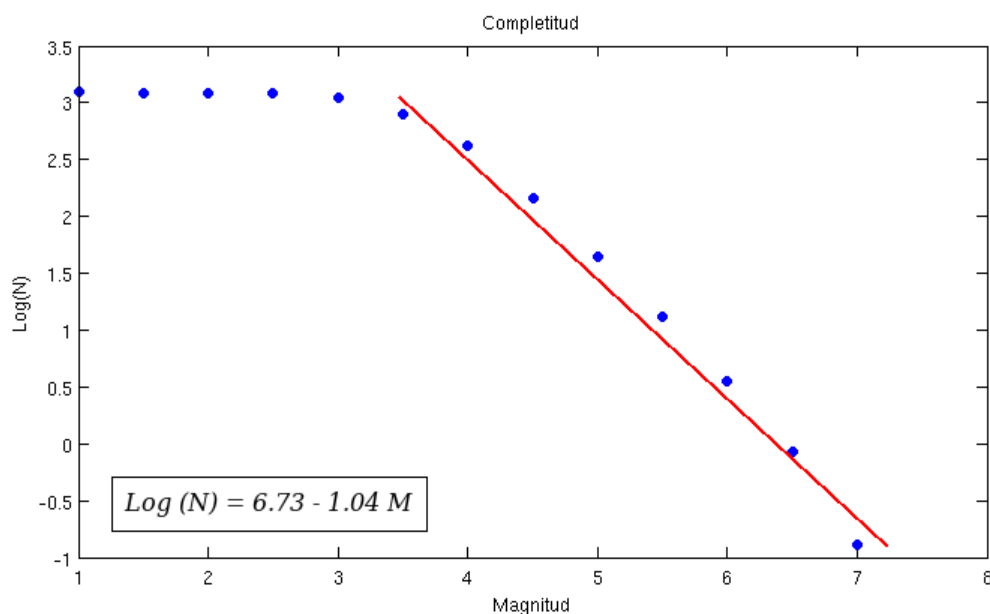


Figura 2.4: Relación de Gutenberg & Richter (1956) de la zona de estudio determinada para los registros observados desde el año 2000 hasta mayo de año 2015. La línea roja representa la tendencia ideal en la relación de G-R obtenida, donde es posible definir M_L 3.5 la magnitud mínima para que el catálogo sea considerado completo para este estudio.

Mediante el estudio de la ley de Gutenberg-Richter para la completitud del catálogo, es posible obtener el b-value para la zona de estudio. Se obtiene un valor de $a = 6,73$, un valor de $b = 1,04$ y el valor de $R^2 = 0,9713$.

Por otro lado, hay que tener en cuenta que el resultado de la magnitud mínima a considerar es producto de un largo período en el tiempo. Sin embargo, sabemos que muchas estaciones no tienen buena continuidad, algunas son más antiguas y otras fueron instaladas recientemente con mejores tecnologías. Por esta razón, se considerará este resultado de completitud del catálogo para estudios generales de la zona considerando espacio y tiempo total, pero en el caso para el estudio particular de los enjambres sísmicos, la completitud del catálogo dependerá del período en que éste ocurra.

2.3. Resultados y discusión

El catálogo final con que se llevará a cabo esta investigación contiene un total de 7913 eventos, donde los datos seleccionados son los eventos sísmicos que ocurrieron desde enero del año 2000 a mayo del año 2015 en un área comprendida entre los 30°S a los 36°S y desde los 70.8°W hasta la fosa, con una profundidad menor a 60 km y una magnitud igual o superior a los M_L 3.5. En la Figura 2.5 se muestra la distribución de sismos del catálogo final obtenido, donde se reconocen a simple vista agrupaciones de mayor y menor densidad en diferentes zonas en el mapa.

Para un mejor análisis, se desglosan los eventos sísmicos pertenecientes al catálogo anterior y se grafican en latitud versus tiempo, mostrada en la Figura 2.6(a). En esta figura es posible identificar latitudes con mayor tasa de sismicidad que otras como en el caso de Navidad en la latitud 34°S o en el caso de Pichilemu en la latitud 34.7°S, entre otras, las cuales tienen una alta densidad sísmica. También es posible identificar períodos con mayor tasa de sismicidad que otros períodos, como la ausencia de sismicidad entre los años 2006 y 2010. También identificar sismos de gran magnitud con sus réplicas como el caso del terremoto del Maule, el de Pichilemu y varios *clusters*.

A través del histograma representado en la Figura 2.6(b), se identifican en latitud las zonas con mayor y menor tasa de sismicidad, destacándose con los más altos peaks las zonas donde hay mayor concentración de sismos. Estas zonas con mayor tasa de sismicidad perduran en el tiempo independiente de los grandes terremotos que ocurren en un momento dado.

Con respecto a la red sismológica utilizada, es importante nuevamente mencionar que no tiene la misma distribución espacial año a año. Algunas estaciones no se mantienen en el tiempo y hay algunas que se han ido instalando recientemente. Por ende, no hay una continuidad de las estaciones en el tiempo. Posteriormente, esto puede influir en los resultados de algunas áreas en la zona de estudio.

Para estudios generales de la zona a trabajar, se considerará la completitud del catálogo obtenido en este capítulo. Sin embargo, para estudios particulares de enjambres sísmicos, se considerará la completitud del catálogo para el año y zona correspondiente donde éste se genera.

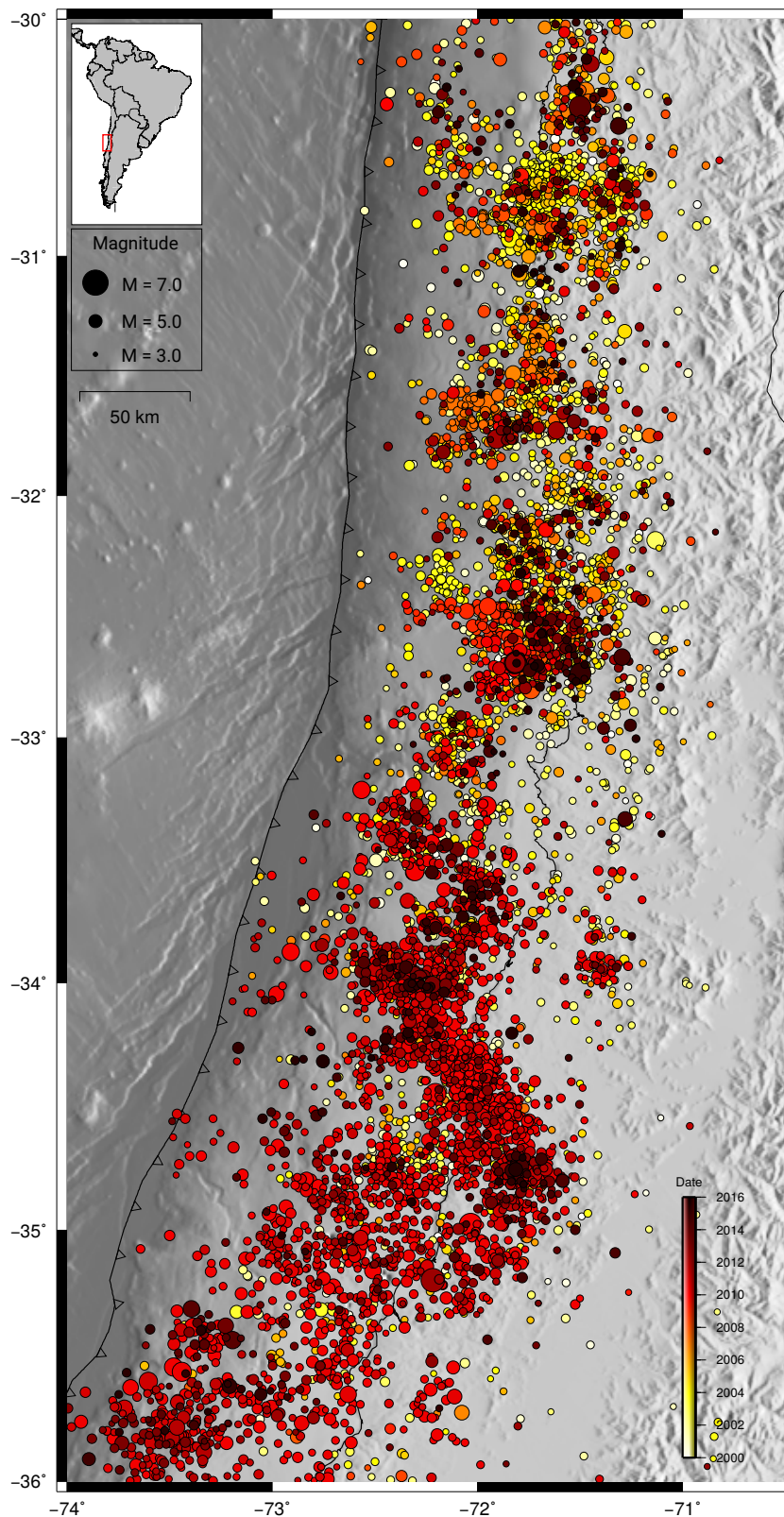


Figura 2.5: Sismicidad de la zona de estudio durante los años 2000 al 2015 obtenida a partir del catálogo del CSN. Eventos en un área comprendida entre los 30°S - 36°S y los 70.8°W hasta la fosa, con magnitud igual o superior a M_L 3.5 y con una profundidad menor a 60 km. El tamaño de los círculos representan la magnitud relativa y el color está asociado al tiempo o fecha de cada evento sísmico.

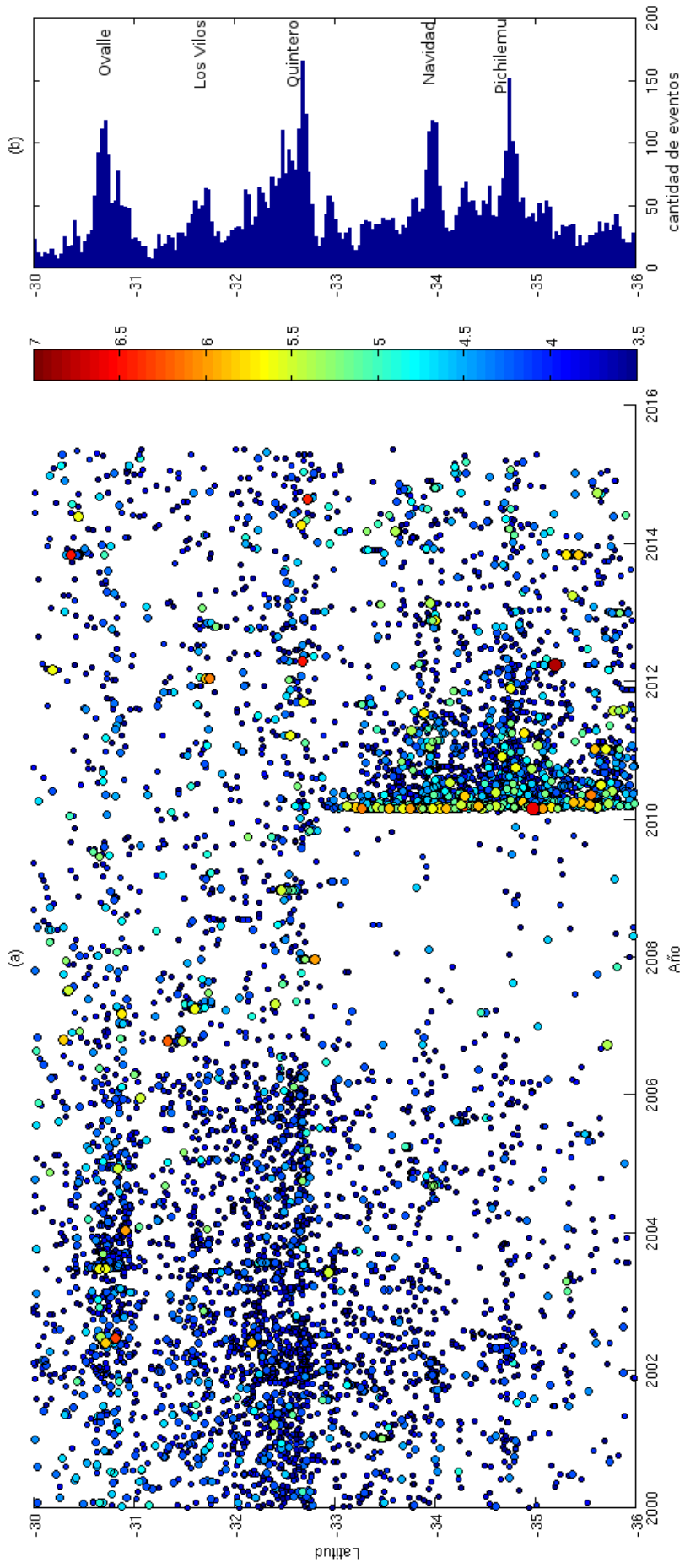


Figura 2.6: a) Sismicidad graficada en latitud en función del tiempo ocurrida a lo largo de la zona de estudio durante los años 2000 al 2015 obtenida a partir del catálogo del CSN. El color de cada evento representa la magnitud de asociada a éste y el tamaño de los círculos representan la magnitud relativa. b) histograma que muestra la cantidad de sismos por latitud en un periodo de 15.4 años, los nombres de localidades corresponden a zonas con mayor peak de sismicidad.

Capítulo 3

Relocalización de sismos e identificación de clusters

La localización de los hipocentros está controlada por varios factores, tales como: la geometría de la red de instrumentos, las fases de ondas disponibles, la calidad de la lectura de los tiempos de arribo, la exactitud del modelo de velocidades, entre otros factores. Las localizaciones pueden tener errores intrínsecos, para mejorar la ubicación de los sismos se propone realizar relocalizaciones relativas de eventos.

En el proceso de relocalización se busca incluir un modelo de velocidades adecuado a la región de estudio y disminuir el error en las localizaciones obtenidas por el CSN. Para ello se utiliza el método de doble diferencia implementado por Waldhauser & Ellsworth (2000), debido a que es un algoritmo que minimiza el error por la estructura de la Tierra. La finalidad es poder tener hipocentros correctamente localizados para, posteriormente, definir la sismotectónica de los enjambres sísmicos.

En este capítulo, luego de la relocalización se realiza el proceso de clusterización de los eventos sísmicos basado en el método propuesto por Reasenberg (1985), la cual identifica agrupaciones sísmicas o *clusters* discriminando agrupaciones pertenecientes a réplicas de terremotos, para después identificar enjambres sísmicos basado en criterios generales con sismos bien localizados para el estudio de esta tesis.

3.1. Relocalización de la sismicidad

Se ha desarrollado un método eficiente para determinar la localización del hipocentro sobre grandes distancias. El método de relocalización de doble-diferencia incorpora mediciones de tiempo de viaje absolutas y/o mediciones de tiempo de viaje diferenciales de la onda P y S con correlación cruzada. Los residuales entre las diferencias (o doble diferencia) de tiempo de viaje observados y teóricos se minimizan para los pares de terremotos en cada estación, mientras que juntando todos los pares de eventos de estaciones observadas.

El método de doble-diferencia se basa en el hecho de que si la distancia hipocentral entre dos sismos localizados con una misma estación es pequeña comparada con la distancia evento-estación y la heterogeneidad de la velocidad, entonces las trayectorias de los rayos entre la fuente sísmica y una estación en común son similares a lo largo de casi toda la trayectoria del rayo [Fréchet (1985)]. En este caso, la diferencia en el tiempo de viaje para dos eventos registrados en una misma estación puede ser atribuido a la desviación espacial entre los eventos. Los residuales entre los tiempos de viaje teóricos y los observados son minimizados en un proceso iterativo para pares de sismos en cada estación, al mismo tiempo que se enlazan todas las parejas de eventos observados. Este método facilita la identificación de *clusters*, puesto que, realiza la relocalización mediante agrupaciones de sismos.

3.1.1. Algoritmo de doble diferencia para la relocalización

El tiempo de llegada T , para un sismo i , a una estación sísmica k , se expresa mediante la teoría de rayos como una integral de caminos a lo largo del rayo,

$$T_k^i = \tau^i + \int_i^k u ds, \quad (3.1)$$

donde τ es el tiempo de origen del evento i , u es el campo de lentitud y ds es un elemento de longitud de la trayectoria. Debido a la relación no lineal entre el tiempo de viaje y la ubicación de eventos, se utiliza un desarrollo en serie de Taylor truncada (Geiger, 1910) para linealizar la ecuación 3.1. El problema resultante es uno en el que los residuos de tiempo de viaje r , para un evento i están linealmente relacionadas a las perturbaciones $\Delta \mathbf{m}$, a los cuatro parámetros hipocentrales actuales para cada observación k :

$$\frac{\partial t_k^i}{\partial \mathbf{m}} \Delta \mathbf{m}^i = r_k^i, \quad (3.2)$$

donde $r_k^i = (t_k^{obs} - t_k^{cal})^i$, t_k^{obs} y t_k^{cal} son los tiempos de viaje observado y teórico, respectivamente, y $\Delta \mathbf{m}^i = (\Delta x^i, \Delta y^i, \Delta z^i, \Delta \tau^i)$.

La ecuación 3.2 es apropiada para su uso con los tiempos de llegada medidos. Sin embargo, los métodos de correlación cruzada miden las diferencias en tiempo de viaje entre eventos, $(t_k^i - t_k^j)^{obs}$, y como consecuencia, la ecuación 3.2 no puede ser usada directamente. Fréchet (1985) obtiene una ecuación para los parámetros hipocentrales relativos entre dos eventos, i y j , tomando la diferencia entre la ecuación 3.2 para un par de eventos,

$$\frac{\partial t_k^{ij}}{\partial \mathbf{m}} \Delta \mathbf{m}^{ij} = dr_k^{ij}, \quad (3.3)$$

donde $\Delta \mathbf{m}^{ij} = (\Delta dx^{ij}, \Delta dy^{ij}, \Delta dz^{ij}, \Delta d\tau^{ij})$ es el cambio en los parámetros hipocentrales relativos entre los dos eventos, y las derivadas parciales de t con respecto a $\Delta \mathbf{m}$ son los componentes

del vector de la lentitud del rayo que conectan la fuente y el receptor medida en la fuente (Aki y Richards, 1980). Tenga en cuenta que en la ecuación 3.3 la fuente es en realidad el centro de gravedad de los dos hipocentros, suponiendo un vector lentitud constante para los dos eventos. dr_k^{ij} en la ecuación 3.3 es el residuo entre el tiempo de viaje diferencial observada y calculada entre los dos eventos definidos como

$$dr_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{obs} - (t_k^i - t_k^j)^{cal}, \quad (3.4)$$

Se define la ecuación 3.4 como la doble diferencia. La suposición de un vector lentitud constante es válida para eventos que están suficientemente cerca, pero se descompone en el caso en el que los eventos están más separados. Una ecuación general válida para el cambio en la distancia entre dos eventos hipocentro i y j se obtiene tomando la diferencia entre la ecuación 3.2 y el uso del término momento apropiado vector de la lentitud y el origen de cada evento (ver Figura 3.1):

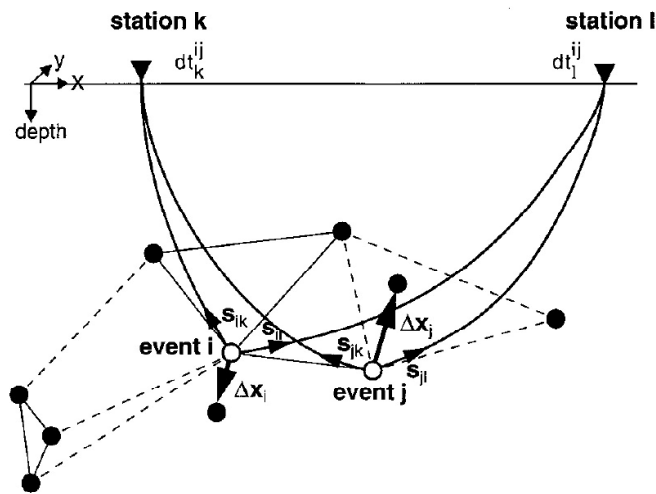


Figura 3.1: Ilustración del algoritmo de la relocalización de doble-diferencia. El círculo abierto y sólido representan hipocentro de prueba que están vinculados a eventos vecinos por correlación cruzada (líneas continuas) o del catálogo (líneas segmentadas). Se muestra para dos eventos, i y j la ubicación inicial (círculos blancos) y s que corresponde a vectores lentitud con respecto a dos estaciones, k y l . Se indica las trayectorias de los rayos desde el inicio hasta las estaciones. Las flechas (x) indican el vector de reubicación para los eventos i y j obtenidos del conjunto completo de ecuaciones y dt es la diferencia en tiempo de viaje entre los eventos i y j observado en la estación k y l respectivamente.

3.1.2. HypoDD: Programa para el proceso de relocalización

HypoDD es un paquete de programas escritos en Fortran que permite la reubicación de sismos con el algoritmo de doble diferencia propuesto por Waldhauser & Ellsworth (2000). El programa calcula los tiempos de viaje en un modelo de velocidad unidimensional con capas planas (donde la velocidad sólo depende de la profundidad) para los hipocentros en la estación donde se registró la fase, en este trabajo se utilizan los modelos de velocidades de Campos *et al.* (2002) y de Pardo & Fuenzalida (1988). Los residuos de doble diferencia para pares de sismos en cada estación se minimizan por mínimos cuadrados ponderados utilizando el método de descomposición de valores singulares (SVD) o el método de gradientes conjugados [LSQR, Paige & Saunders (1982)]. Las

soluciones se encuentran de manera iterativa, ajustando la diferencia vectorial entre pares de hipocentros cercanos. Las ubicaciones y las derivadas parciales se actualizan después de cada iteración.

HypoDD usa un modelo unidimensional para calcular los tiempos de propagación de las ondas de la fuente a la estación.

Previo a la utilización del programa se necesita el catálogo de datos con un formato para HypoDD. El tratamiento de datos se realiza mediante el programa Nor2DD el cual convierte los datos obtenidos por SEISAN a formato HypoDD, generando un catálogo de los datos de eventos sísmicos en el archivo **phase.dat** y un catálogo de la estaciones utilizadas en las localizaciones de datos en el archivo **station.dat**.

La relocalización de eventos con hypoDD es un proceso de dos pasos mediante dos programas:

ph2dt: Este primer paso implica el análisis de los datos de fase catálogo y/o datos de forma de onda para derivar las diferencias de tiempo de viaje para los pares de sismos. Para la proyección de los datos es necesario optimizar el vínculo entre los eventos y minimizar la redundancia en el conjunto de datos.

hypoDD: En el segundo paso, los datos de tiempo de viaje diferencial obtenidas del paso uno se utilizan para determinar la localización del hipocentro de doble diferencia. Este proceso, llevado a cabo por hypoDD, resuelve la distancia hipocentral después de asegurar que la red de vectores que conectan cada sismo a sus vecinos no tiene puntos débiles que llevarían a inestabilidades numéricas. Como ocurre con cualquier procedimiento de mínimos cuadrados, la solución y resultados determinados por hypoDD es necesario que se evalúen adecuadamente.

La evaluación de errores del programa sugiere una atención cuidadosa que debe ser abordado en la salida del HypoDD, se deben revisar las estimaciones de error de hipocentros relocalizados. Esto es especialmente importante cuando la distribución de la estación es escasa y/o la cobertura azimutal de las fases disponibles no es óptima. También por cambios en el modelo de velocidad, los cambios de las localizaciones iniciales de hipocentros y cambios en la distribución de estaciones.

3.1.3. Catálogo relocalizado

Se relocalizan los datos de eventos sísmicos del catálogo obtenido utilizando los programas ph2dt e hypoDD. La Figura 3.2 muestra los eventos sísmicos relocalizados por HypoDD en color rojo. Por otro lado, también se grafican los datos del catálogo anterior a la relocalización en color azul, esta figura se realiza para mostrar una comparación de la distribución de eventos sísmicos relocalizados con la distribución anterior.

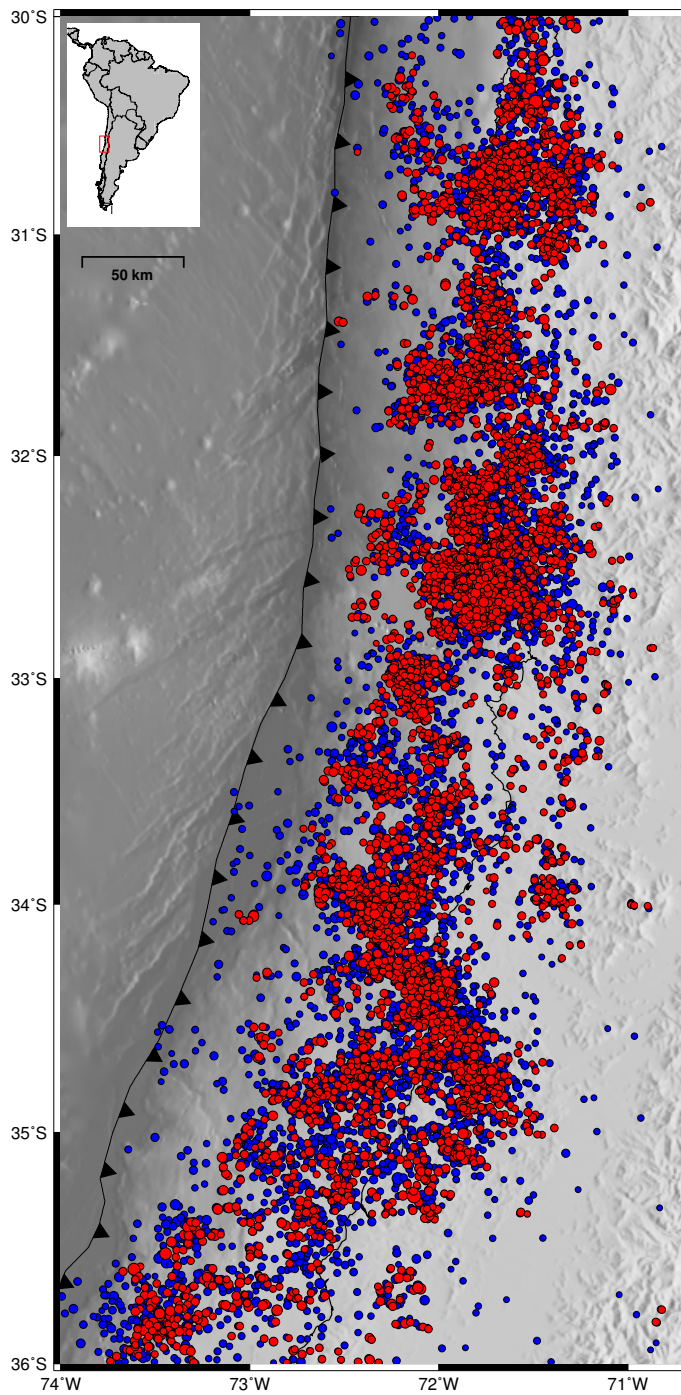


Figura 3.2: Distribución espacial de eventos sísmicos, en rojo datos relocalizados y en azul datos sin relocalizar.

La Figura 3.2 muestra que los datos relocalizados se encuentran mayormente agrupados en comparación con los datos originales del CSN. En la Tabla 3.1 se indica las estadísticas entre los parámetros hipocentrales originales y los relocalizados.

Parámetro	Diferencia promedio	desv. estandar
Latitud	1.801 km	2.757 km
Longitud	3.724 km	3.649 km
Profundidad	3.658 km	4.218 km
Tiempo	0.302 s	0.277 s

Tabla 3.1: Tabla de diferencias entre los distintos parámetros: latitud, longitud, profundidad y tiempo.

La cantidad de sismos relocalizados disminuye con respecto a la cantidad de sismos antes de la relocalización. Esto se debe a que el programa realiza una clusterización dependiendo directamente de la localización original de los eventos, esto genera que eventos con mala localización, ya sea por altos errores o pocas estaciones, no sean relocalizados y queden fuera. Por lo tanto, se logra obtener una distribución espacial de los sismos con una tendencia más clusterizada, sólo mejorando la posición epicentral de algunos eventos. No obstante, no se logra obtener un buen resultado de la profundidad de cada evento y tampoco el epicentro de los eventos que no fueron relocalizados.

3.2. Identificación de los sismos

3.2.1. Clusters

Después de realizar la relocalización de la sismicidad, se debe identificar la aparición de *cluster* en la zona de estudio, para posteriormente caracterizar la aparición de enjambres sísmicos. Los *clusters* se identifican usando un programa que se basa en la técnica propuesta por Reasenber (1985) (programa denominado **Cluster** y desarrollado por el Dr. Felipe Leyton).

Reasenber (1985) introdujo un método para identificar réplicas de un terremoto mediante la vinculación de agrupaciones sísmicas de acuerdo a las zonas de interacción espacial y temporal. El algoritmo de Reasenber (1985) permite enlazar una réplica desencadenante dentro de un *cluster* de terremoto: si A es el sismo principal de B, y B el sismo principal de C, entonces todos los sismos A, B y C se consideran que pertenecen a una agrupación común. Al definir un clúster, sólo el terremoto más grande es el que finalmente se mentendrá siendo el sismo principal del clúster.

El programa **Cluster** identifica agrupaciones sísmicas discriminando réplicas de terremotos de la misma manera que el algoritmo de Reasenber (1985). Primero identifica réplicas de terremotos a partir de un sismo principal para luego eliminarlas del catálogo, luego lee el nuevo catálogo, el cual debe estar ordenado de manera temporal, en donde se asocia sismo a sismo si pertenece o no a un *cluster* en común, esto se realiza de acuerdo a la probabilidad de que se genere un *cluster* basado en magnitud, distancia y tiempo.

La Figura 3.3 representa la búsqueda de sismos clusterizados mediante el programa **Cluster**. En el gráfico la Figura 3.3 (a) se tiene el catálogo de los eventos sísmicos anteriormente relocalizados, los cuales están graficados en latitud en función del tiempo, para que la observación sea más clara y poder ver la presencia de *clusters*. La Figura 3.3 (b) muestra los *clusters* identificados mediante el programa **Cluster** empleado en la zona de estudio, también graficados en latitud en función de tiempo.

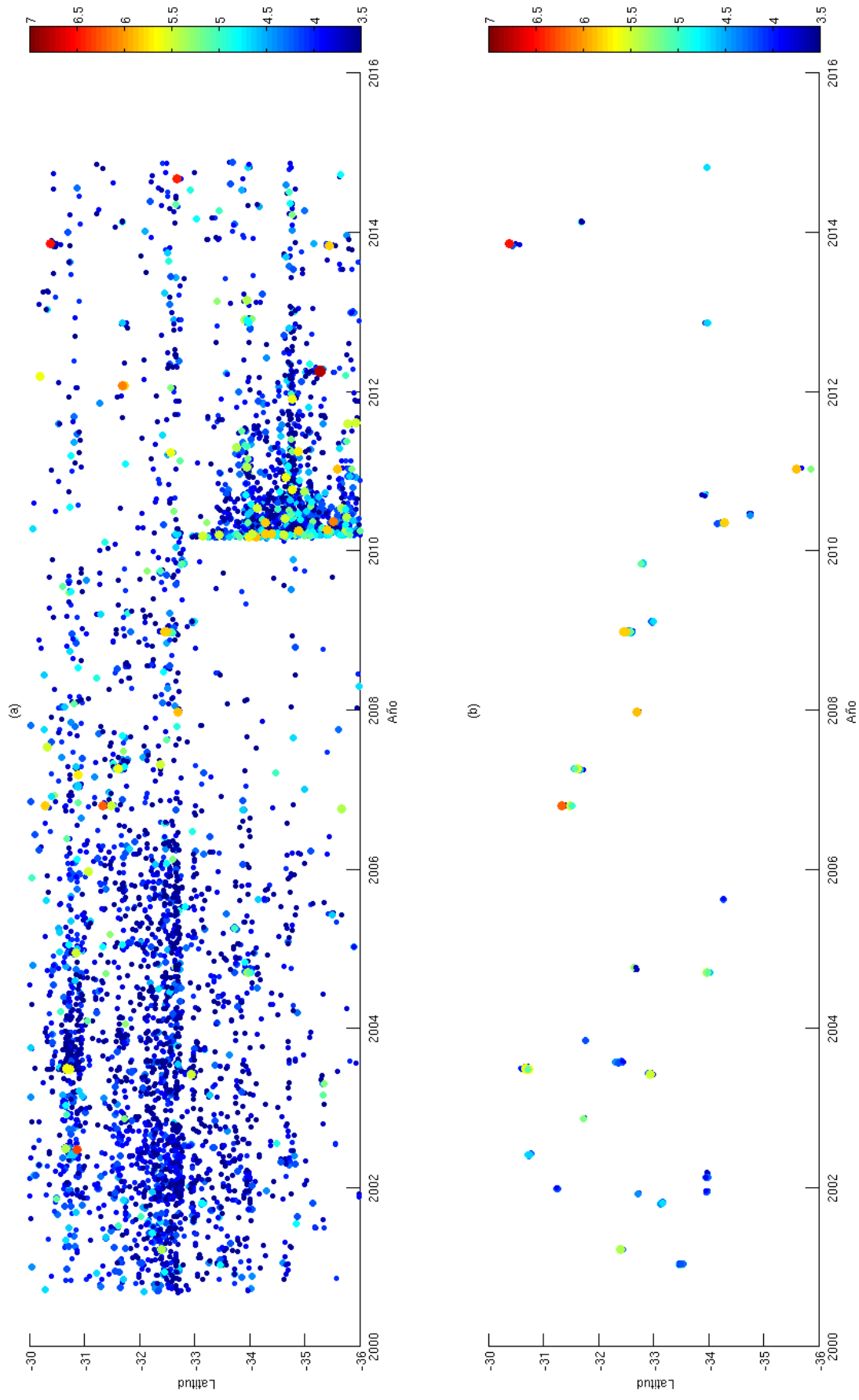


Figura 3.3: a) sismicidad graficada en latitud en función del tiempo del catálogo obtenido de la relocación en la zona de estudio. b) *clusters* sísmicos identificados en la zona de estudio graficados en latitud en función del tiempo.

3.2.2. Enjambres sísmicos

Luego de la identificación de *clusters*, se requiere examinar y clasificar *clusters* de acuerdo a si pertenece o no a un enjambre sísmico. Para esto, se define un enjambre sísmico basado en 4 criterios generales: (1) aumento de la tasa de sismicidad, que no es producido por un evento principal; (2) la sismicidad no sigue la ley de Bath (la réplica mayor es un grado de magnitud menor que el evento principal); (3) la sismicidad comienza y termina bruscamente es decir, no cumple con la ley de Omori (con un decaimiento exponencial de la tasa de sismicidad); y (4) la cantidad de sismos asociados a un enjambre sísmico debe ser mayor o igual a 5 eventos.

Considerando el último criterio y con respecto a éste, se encontraron *clusters* con menor cantidad de eventos mediante el programa Cluster. Sin embargo, para la realización de este trabajo se considera que un enjambre sísmico debe tener 5 o más eventos, cantidad suficiente y representativa para este estudio. Por otro lado, no se consideran los *clusters* identificados por el programa que pertenecen a las réplicas del megaterremoto del Maule.

Las figuras a continuación muestran el producto de la identificación de enjambres sísmicos de acuerdo a la relocalización, clusterización e implementación de criterios generales. La Figura 3.4 muestra el resultado desde los 30°S hasta los 33°S y la Figura 3.5 muestra el resultado desde los 33°S hasta los 36°S. El catálogo fue seccionado en dos partes sólo para una mejor observación de las figuras.

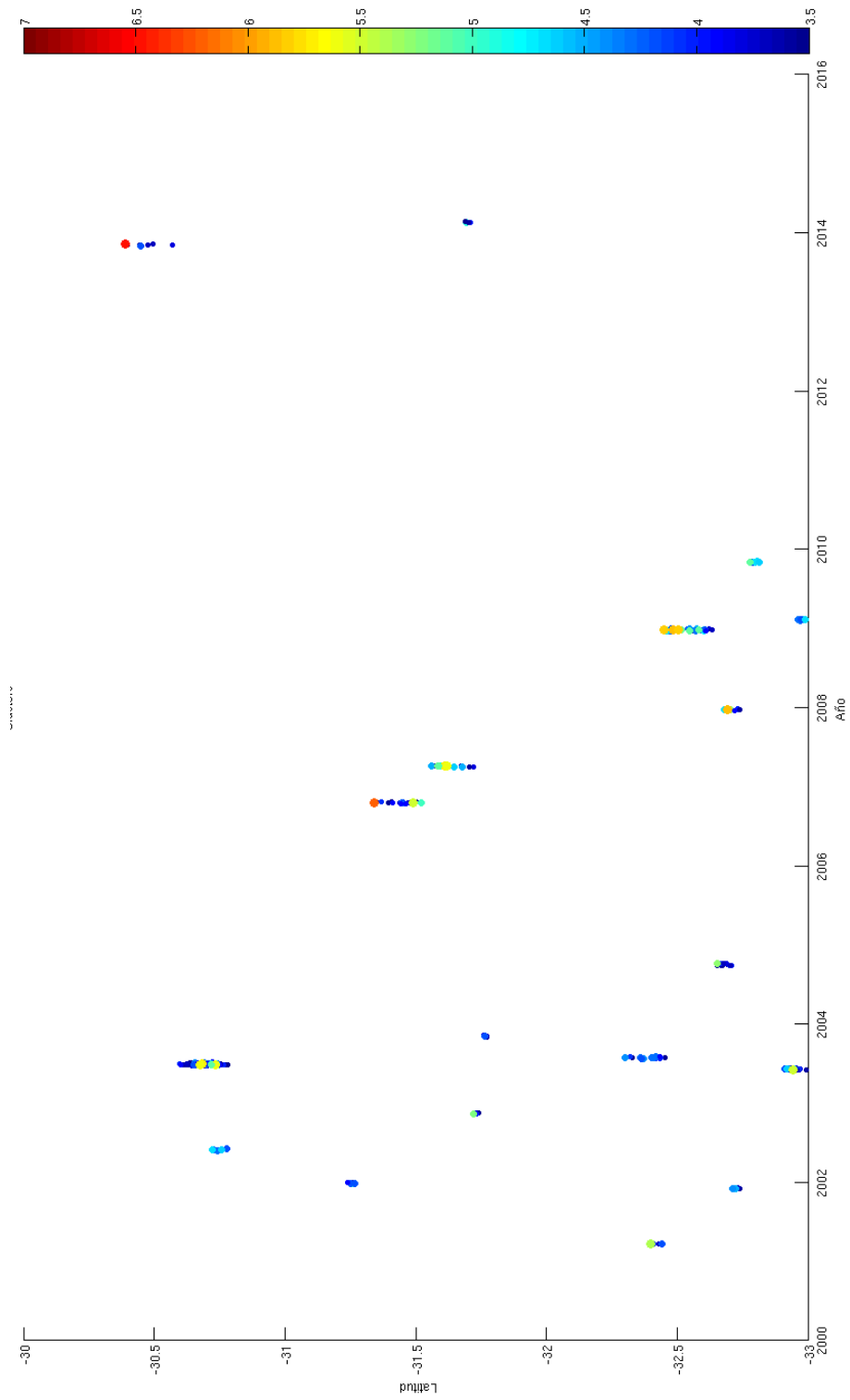


Figura 3.4: Gráfico en latitud versus tiempo de los enjambres sísmicos identificados en la zona desde 30°S al 33°S

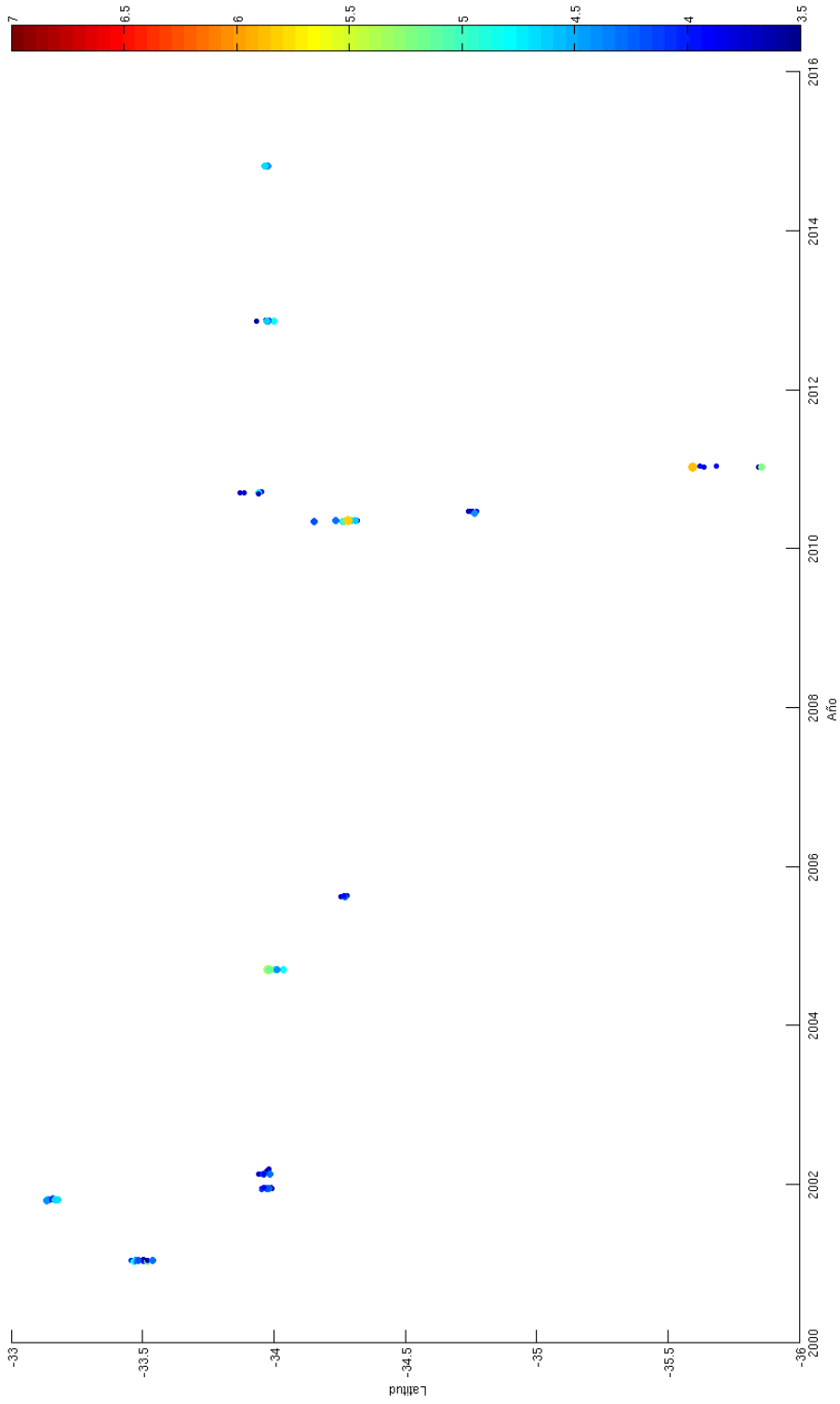


Figura 3.5: Gráfico en latitud versus tiempo de los enjambres sísmicos identificados en la zona desde 33°S al 36°S

3.3. Resultados y discusión

La Figura 3.6 muestra el mapa de la zona de estudio con los eventos sísmicos relocados y seleccionados, considerando la completitud anteriormente obtenida. Se consideran sismos con magnitudes $M_L \geq 3.5$, se tiene un total de 5129 eventos sísmicos.

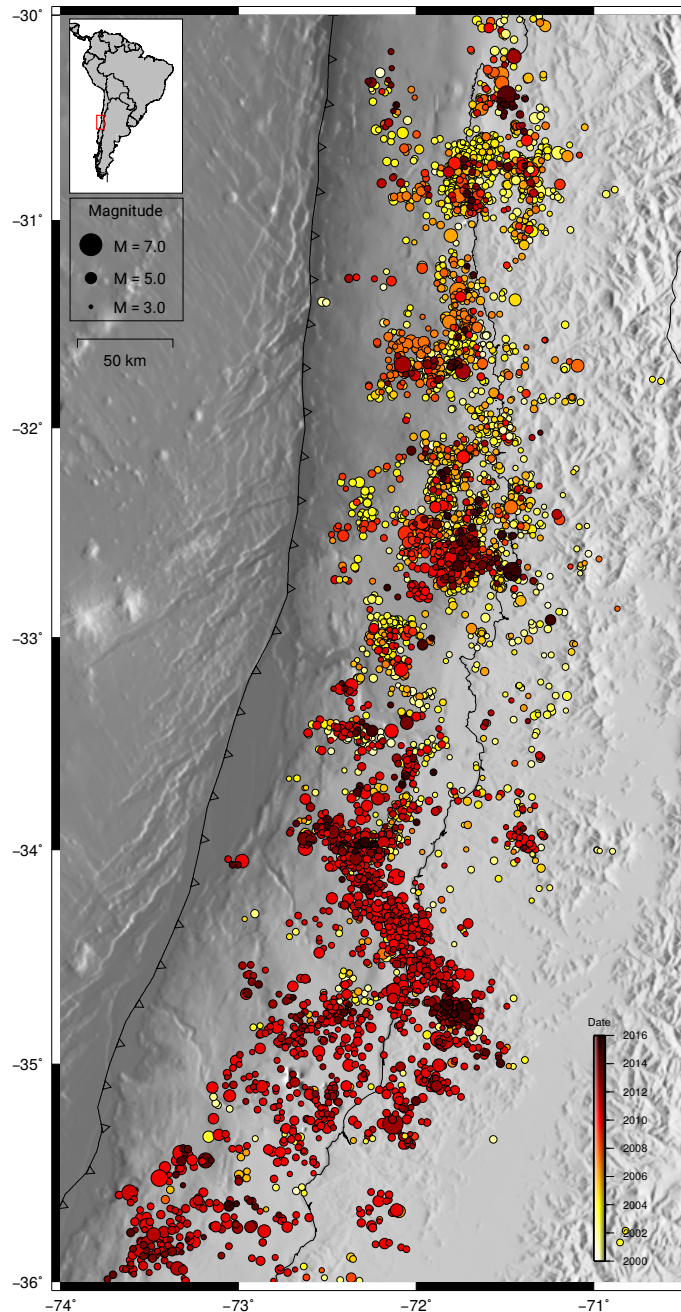


Figura 3.6: Distribución espacial de eventos sísmicos relocados. El color de cada evento representa el tiempo de ocurrencia y el tamaño de los círculos representan la magnitud relativa.

Es de mucha importancia poder definir una correcta localización de los eventos, puesto que, de esto depende realizar una correcta interpretación de los datos en relación a su distribución espacial.

En este caso, la relocalización sólo mejora la localización epicentral de los eventos pero no el hipocentro, ya que los datos originales tienen errores en el parámetro de profundidad. Este problema genera un error de arrastre en la ejecución. Debido a este problema, por el momento, sólo se tiene una localización epicentral mejorada de los eventos sísmicos, pero no en profundidad, para lo cual se estimará posteriormente el tensor de momento sísmico y poder obtener un mejor resultado de la profundidad de cada evento sísmico

La agrupación que genera el programa de relocalización, permite que el programa Cluster identifique *clusters* de manera más estable que sin la relocalización. La Figura 3.7 muestra la comparación de la clusterización después de usar HypoDD (círculos rojos) y la clusterización sin usar HypoDD (círculos azules). Se puede observar mayor cantidad de *clusters* y más definidos con la relocalización que sin ella.

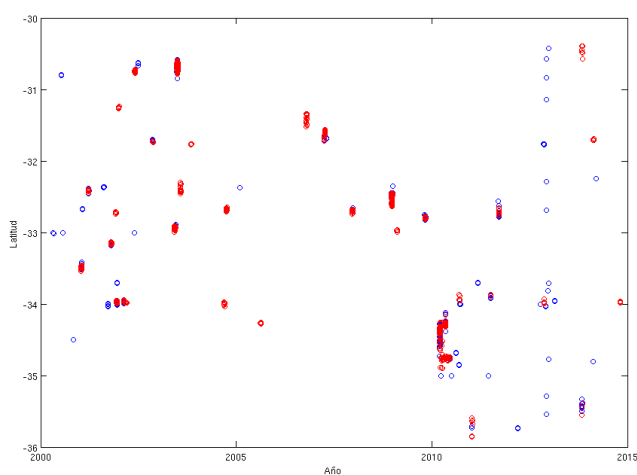


Figura 3.7: Comparación del programa Cluster para el catálogo relocalizado (círculos rojos) y no relocalizado (círculos azules)

Con respecto al programa Cluster y el problema del parámetro de profundidad, éste realiza agrupaciones sísmicas independiente de la profundidad del evento, de modo que, es posible su ejecución sin arrastre de error. Sin embargo, hay una pérdida de información previamente con la relocalización.

Capítulo 4

Tensor de Momento Sísmico

El Tensor de Momento Sísmico (TMS) es en la actualidad una habitual forma de representación de la fuente sísmica de un evento. Contiene información sobre el tamaño del sismo así como de los parámetros geométricos de la falla. Ha sido utilizado para obtener el mecanismo focal de un terremoto a partir de la inversión de oscilaciones libres de la Tierra [Gilbert & Dziewonski (1975)], de ondas de período largo [Strelitz (1980); Sipkin (1982)], de ondas superficiales [Dziewonski & Woodhouse (1983); Sipkin (1987); Sipkin & Needham (1994)] y de ondas registradas a distancias regionales [Dreger & Helmberger (1993); Mao *et al.* (1994); Ichinose *et al.* (1998)].

En este trabajo se utiliza el paquete de programas de sismología desarrollado por Herrmann (2013), el cual utiliza registros regionales para obtener el tensor de momento sísmico y mecanismos focales de los eventos a través de la inversión de la forma de onda.

En el presente capítulo se realizará el procedimiento para la obtención del tensor de momento sísmico y los mecanismos focales de los eventos sísmicos estudiados. Uno de los objetivos principales es obtener el centroide y con esto tener una mejor idea de la profundidad de cada sismo. A partir de los tensores de momento sísmico obtenidos en este capítulo se realizará una inferencia sismotectónica de la zona que se presenta en el capítulo 6.

4.1. Determinar el Tensor de Momento Sísmico

Para obtener el TMS existen varios métodos de inversión, tanto en el dominio del tiempo como de la frecuencia. Además de obtener las componentes del tensor de momento, mediante un proceso iterativo, es posible obtener la localización del centroide de un evento, entregando una mejor ubicación en profundidad de la fuente.

Para determinar el TMS primero se debe realizar la adquisición y procesamiento de los datos donde es necesario contar con señales de buena calidad con respecto a la tasa de ruido presente en el registro y una buena cobertura azimutal con las estaciones desplegadas. Se debe identificar y remover señales de amplitudes muy grandes causadas por efectos no sísmicos, así como remover la respuesta instrumental de las estaciones sismológicas.

Luego se debe realizar el cálculo de las funciones sintéticas de Green, éstas tienen una dependencia directa con el modelo de velocidades utilizado, la localización del hipocentro del sismo a analizar y la ubicación de los receptores en superficie.

Para finalmente realizar la inversión del tensor de momento, esto es, determinar la solución a la ecuación $d = Gm$, donde d es un vector y corresponde a n muestras del desplazamiento para diferentes tiempos de llegada, estaciones y ángulos azimutales, G es una matriz de $n \times 6$, la cual contiene las funciones de Green calculadas usando un algoritmo apropiado y un modelo de velocidad para la zona de estudio, y m es un vector que contiene las 6 componentes del tensor de momento sísmico a ser determinados [Stump & Johnson (1977)]. Generalmente la inversión se formula como un problema de mínimos cuadrados [Gilbert (1973); Freeman & Buland (1976); Mendiguren (1977); Stump & Johnson (1977)]. Sin embargo, es posible utilizar otros métodos cuando se requiere probar la sensibilidad de la inversión con respecto a errores puntuales.

Cabe señalar que es posible encontrar errores sistemáticos en la inversión debido a una incorrecta elección del modelo de velocidades, lo cual afecta la determinación de las funciones de Green. Esto implica que la solución obtenida está limitada a un área acotada de estudio en donde se cumplan las condiciones descritas por el modelo de velocidades elegido.

En general, las soluciones obtenidas a través de la inversión entregan un buen ajuste para la representación de un doble par de fuerzas. Sin embargo, existen algunos casos en donde la fuente no puede ser descrita como un doble par de fuerzas y debe ser representada como una solución del tipo no doble par que se conoce como dipolo compensado (CLVD: Compensated Linear Vector Dipole, Knopoff & Randall (1970)). El dipolo compensado, que en su valor absoluto varía entre 0 y 1, indica cuanto se aleja la fuente de poder ser representada como un doble par de fuerzas. Por lo tanto, encontrar valores altos podría implicar rupturas complejas que consisten en eventos con geometrías diferentes, o inusuales, para una determinada zona de estudio.

El paquete de programas desarrollado por Herrmann (2013) contiene un procesamiento automático de la señal, que remueve posibles fuentes de ruido. Además, permite ingresar modelos de velocidad 1D para el cálculo de las funciones de Green para un rango de profundidad determinado. Por último, el proceso de inversión se realiza a través de un sistema de búsqueda del mínimo error en una grilla determinada por el usuario. Este programa permite además el uso de la representación de doble par de fuerzas, en donde la solución obtenida puede ser netamente doble cupla, o con un porcentaje de ella a través del dipolo compensado.

4.2. Programa para determinar el Tensor de Momento Sísmico

Como fue mencionado anteriormente, para el desarrollo de este trabajo se utiliza el paquete de programas desarrollado por Herrmann (2013). Este programa se concentra en interpretación y entendimiento de la propagación de ondas sísmicas en la corteza y manto superior de la Tierra. Entre las funciones disponibles se encuentra la posibilidad de hacer inversiones de registros de banda ancha para sismos regionales, determinando la profundidad de foco, el mecanismo focal, y el tensor de momento sísmico. Además, posee la ventaja de que todas las funciones están integradas y funcionan con un único modelo de velocidad previamente determinado.

Para obtener la inversión de los datos es necesario utilizar los programas con un correcto orden de ejecución dentro del paquete de programas.

Primero se deben realizar las funciones de Green con el modelo de velocidades determinados para la zona a trabajar. Para esto se utiliza el programa **DOIT.WK**. El programa determina una autofunción que depende de la profundidad. Dicha autofunción crea el número de onda para las funciones de Green para cada profundidad y distancia epicentral.

Luego de obtener el cálculo de las funciones de Green se requiere un tratamiento de los registros de forma de ondas, para esto se deben ejecutar los programas en el siguiente orden:

DOEVT. Agrega como encabezado la información del evento a cada archivo en formato **.SAC**. Esta es la única modificación que se hace a los archivos originales.

DORESP. Realiza la deconvolución de los registros con extensión **.SAC**. A partir de este paso, las trazas tienen unidades físicas de m/s, están sincronizadas al mismo tiempo de referencia para una estación, y además se deciman con un factor de 5 para eliminar altas frecuencias que no son de interés para este estudio.

DOCUT. Este programa asegura que las trazas sincronizadas tengan el mismo tiempo de inicio y final para una estación. Con esto, todas las componentes quedan con la misma cantidad de muestras, lo que es necesario para el próximo paso.

DOROT. Rota las dos componentes horizontales, Este y Norte, llevandolas a componentes radial y transversal.

DODIST. Crea un archivo de datos, **dist.sort**, en el cual se enlista de forma ascendente el nombre de la estación y su distancia epicentral. Este paso entrega una referencia en cuanto a la distancia de las estaciones con respecto al epicentro del evento.

IDOQC. Este paso interactúa con el usuario, quien realiza una inspección visual de las trazas. Estos registros en velocidad pueden no ser útiles debido a varias razones, entre las que se encuentran: la señal no está contenida en la ventana temporal, la señal no muestra una buena resolución debido a distancia o falla de instrumento.

Programas para la inversión de formas de onda (sólo se debe ejecutar uno de ellos):

WVFGRD96. Este programa se basa en **srcgrd** de Ammon *et al.* (1994). Necesita como entrada los archivos que contengan las formas de onda que serán usadas para la inversión. La salida de este programa consiste en la lista de la búsqueda realizada para las diferentes profundidades (**HS**), **oout.0HS0**, además de la solución para el mecanismo focal y profundidad de fuente que presenta mejor ajuste, **fmdfit.dat**, y las trazas de las formas de onda predichas con una extensión **.pre**. Esta solución de la inversión representa la fuente como un doble par de fuerzas.

WVFMTD96. Este programa se basa en **mtinv** de Ammon *et al.* (1994), y realiza una inversión de las formas de onda para el tensor de momento sísmico deviatórico usando mínimos cuadrados. Los archivos de salida de este programa son similares a los detallados para el método anterior (**WVFGRG96**), con la diferencia de que la última columna en el archivo **fmdfit.dat** entrega la información sobre el porcentaje de doble par de fuerzas que tiene la solución, siendo el valor cero la

representación puramente como doble par de fuerzas.

Finalmente se ejecutan los programas para obtener resultados gráficos:

FMPLLOT. Genera el gráfico de la solución de mecanismo focal obtenido.

FMDFIT. Genera la representación visual del ajuste de la solución del mecanismo focal en función de la profundidad. El gráfico generado por este programa es útil para ver como evoluciona el mecanismo focal según la búsqueda de la profundidad de foco engrilla determinada por las funciones de Green.

4.2.1. Parámetros aplicados al programa

En la generación de los resultados se utiliza el programa WVFGRD96 y WVFMTD96 para la inversión de los datos. El primero representa la fuente como un doble par de fuerzas o ciento por ciento doble cupla y el segundo entrega la solución de la inversión como dipolo compensado (CLVD) representada sobre el porcentaje de doble par de fuerzas.

En la ejecución del programa se propuso con un modelo de velocidades 1D basado en el estudio de Moscoso *et al.* (2011) con un perfil a 80 km de la fosa para profundidades menores a 25 km y para mayores profundidades se complementa con el modelo de velocidades del estudio de Pardo & Fuenzalida (1988) (ver Tablas D.3 y D.1).

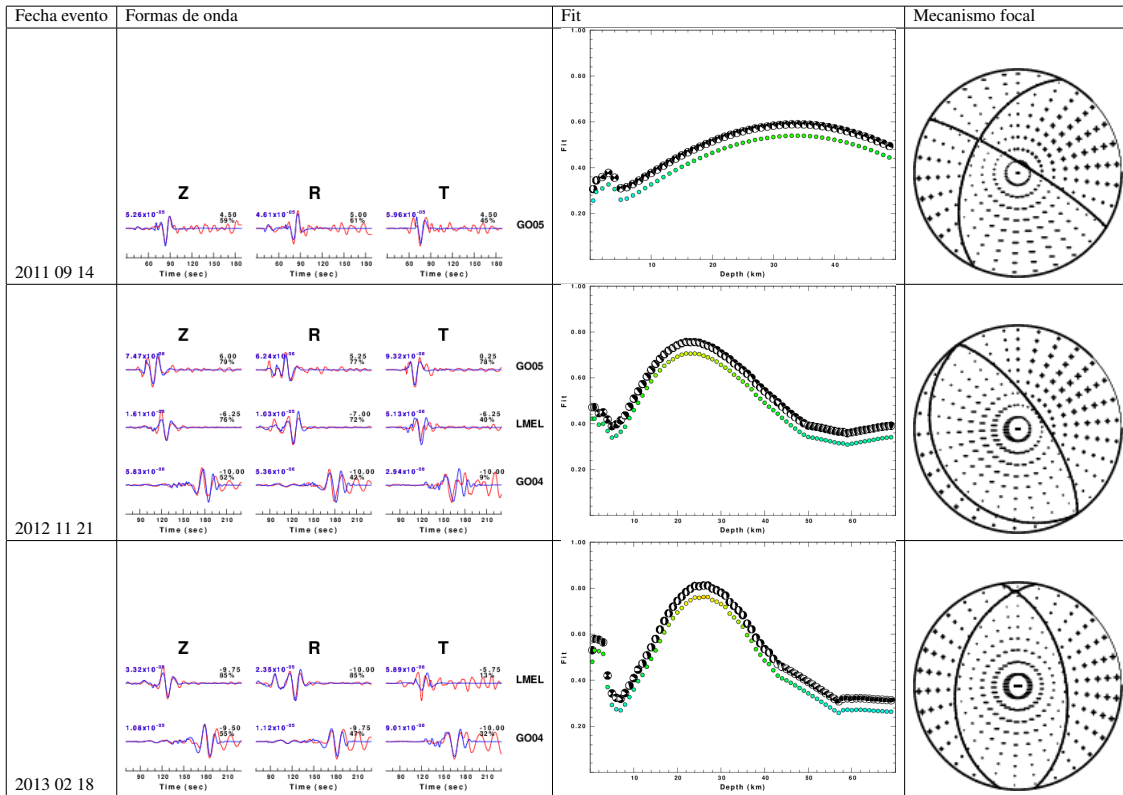
La inversión del tensor de momento sísmico utiliza formas de onda en un rango de baja frecuencia para así eliminar el ruido de alta frecuencia y satisfacer la condición de fuente puntual impuesta al momento de considerar la representación de la fuente. En este estudio se utiliza el rango de frecuencias comprendido entre 0.02 Hz y 0.06 Hz, rango utilizado por otros autores en trabajos con sismos de magnitudes similares [Batlló *et al.* (2010), Ito *et al.* (2007), Whidden & Pankow (2012), entre otros]. Cabe mencionar que el problema del fito de frecuencia de los datos sigue en discusión y hay diversas opiniones sobre el rango de valores óptimo a utilizar [Dahm *et al.* (1999), Minson & Dreger (2008)].

4.3. Resultados

4.3.1. El problema de los datos

Dadas las características de los datos, este procedimiento se puede realizar sólo para algunos eventos sísmicos debido a los requerimientos necesarios para realizar este proceso. Para poder realizar la inversión de los eventos se requieren datos de tipo banda ancha y acelerómetro. También se requiere una buena cantidad y cobertura de estaciones, por otro lado, las estaciones deben estar bien calibradas y sin mucho ruido.

La Tabla 4.1 muestra ejemplos de inversiones obtenidas en distintos años, ya que se sabe que hay diferencias en cantidad de estaciones año a año. Esta comparación se realiza para seleccionar los sismos que están aptos para poder realizar una buena inversión.



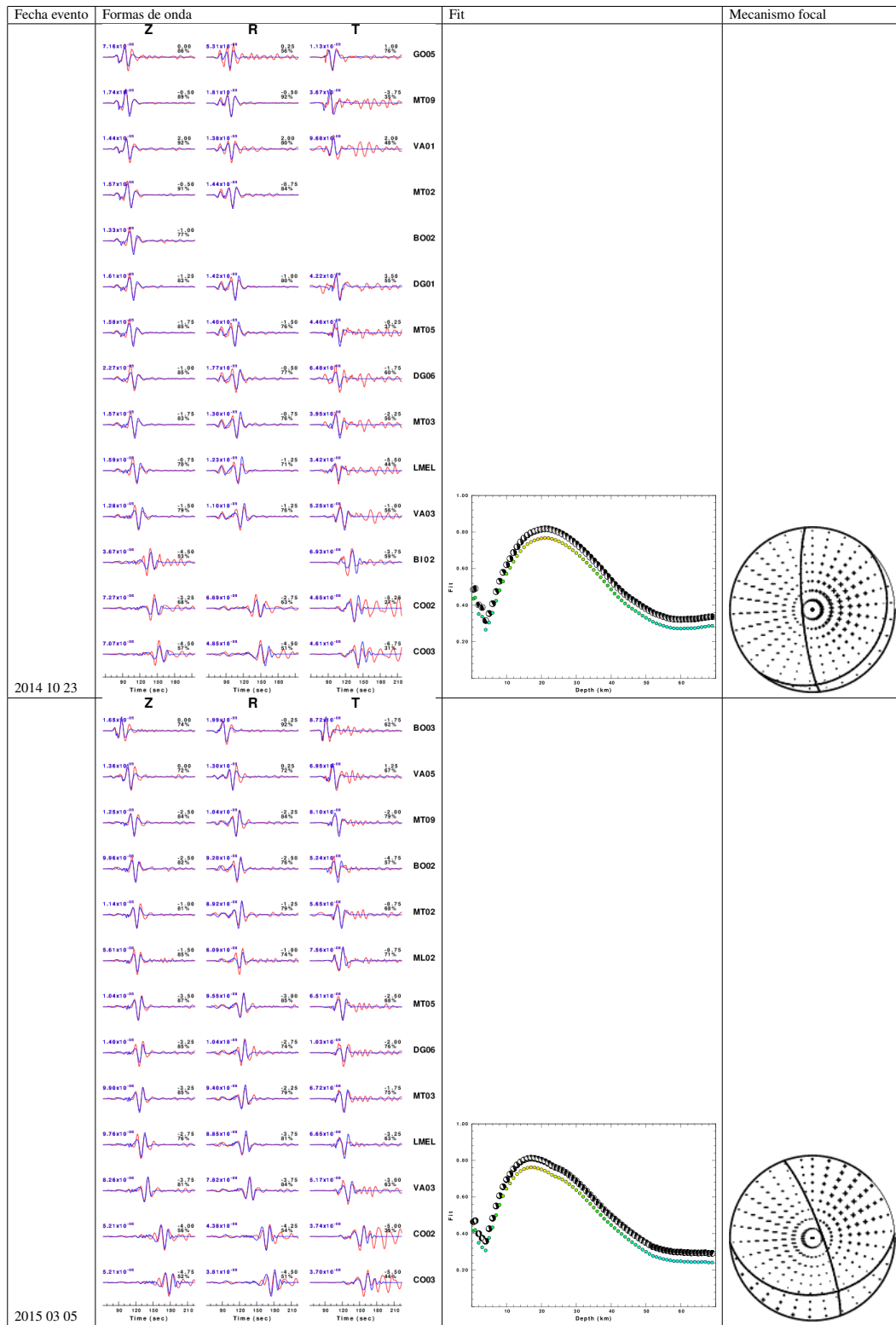


Tabla 4.1: Resultado de inversión en distintos años para comparación de resultados. Columna 1: fecha del evento. Columna 2: comparación de formas de onda observada (rojo) y sintética (azul). Columna 3: Ajuste de la solución en función de la profundidad (fit). Columna 4: Mecanismo focal correspondiente.

Mediante un trabajo de prueba y error de diferentes eventos y como se observa en las Figuras de la Tabla 4.1, los datos obtenidos desde el 2000 al 2011 no son suficientes para poder realizar la inversión debido a la falta de información. Esto se debe principalmente a la baja cantidad de instrumentos apropiados en la zona. Un ejemplo se muestra en la Tabla 4.1 para el sismo del año 2011 sólo se tiene una estación para estimar el tensor de momento. Por lo mismo, esta solución no es confiable para nuestro estudio.

Para los eventos en los años 2012 y 2013 se logra obtener resultados del centroide de manera confiable para eventos de magnitud sobre 5.0, pues se obtiene un ajuste o fit estable. Sin embargo, el resultado de su mecanismo focal es muy inestable debido también a la baja cantidad de instrumentación apropiada.

Para eventos del 2014 y posterior, con la inversión se logra obtener resultados del centroide y de los mecanismos focales. Se obtienen resultados confiables para la mayoría de los eventos con magnitud sobre 4.7, pero no para todos, esto va a depender de su ubicación, pues se mencionó que la red sismológica es heterogénea y existen zonas con pocas estaciones sismológicas.

En resumen, para eventos anteriores al 2011 no se puede realizar la inversión, para eventos entre el 2012 y 2013, sólo se utilizará en esta tesis el resultado de la profundidad y para eventos posterior al 2014 se consideran los resultados de la inversión completa (centroide y tensor de momento).

4.3.2. Selección del algoritmo de inversión

Tal como se había mencionado, en la generación de los resultados se utilizan dos programas para la inversión: **WVFGRD96**, el cual representa la fuente como un doble par de fuerzas, que generalmente las soluciones obtenidas son representadas con un buen ajuste; y **WVFMTD96**, el cual entrega la solución de la inversión como dipolo compensado (CLVD), utilizado cuando la fuente no se puede representar con doble par, lo que podría implicar eventos con geometrías diferentes o complejas.

Para la definición del programa a utilizar, se realiza una comparación entre los resultados de los programas usados y los resultados obtenidos por National Earthquake Information Center (NEIC). La comparación sólo se realiza para los eventos que tienen los tres resultados de mecanismos focales para poder relacionarlos. La Tabla 4.2 muestra los mecanismos focales de distintos eventos, en la primera columna la fecha y hora del evento, en la segunda columna el resultado con tipo doble cupla, en la tercera columna el resultado con tipo CLVD y en la cuarta columna el resultado obtenido por NEIC.

Fecha evento	Doble cupla	CLVD	NEIC
2014 03 04 10:51			 91.2 % DC (173.68.91)
2014 03 15 14:46			 87.8 % DC (176.50.83)
2014 04 05 02:22			 74.5 % DC (211.61.96)
2014 05 30 22:06			 70.6 % DC (176.77.84)
2014 08 23 22:32			 96.0 % DC (183.67.82)
2014 10 23 23:38			 94.7 % DC (173.67.88) (37.4.1)
2014 10 24 07:16			 88.3 % DC (176.69.93)

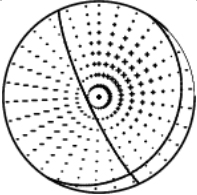
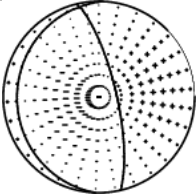
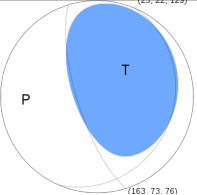
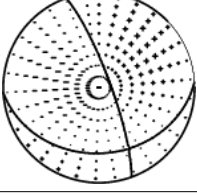
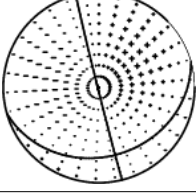
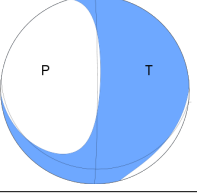
Evento	Doble cupla	CLVD	NEIC
2014 10 25 17:05			
		62.9 % DC	
2015 03 05 02:08			
		95.2 % DC	

Tabla 4.2: Mecanismos focales de distintos eventos, primera columna: fecha y hora del evento, segunda columna: resultado con tipo doble cupla, tercera columna: resultado con tipo CLVD y cuarta columna: resultado obtenido por NEIC.

Se observa que los resultados obtenidos del programa de inversión tipo doble cupla tienen parámetros más cercanos a los resultados que muestra NEIC, excepto por el evento del 30 de mayo del 2014. Por otro lado, no se pudo comparar todos los tensores de momento obtenidos en nuestros resultados, puesto que NEIC no tenía la información de todos estos eventos. Por lo tanto, en este trabajo se analizarán los resultados obtenidos de los dos programas. (Ver resultado completo de cada evento en Apéndice B).

4.3.3. Definición de profundidades

El objetivo principal para la ejecución de esta inversión es poder obtener un buen resultado de la profundidad de cada evento. Los hipocentros fueron calculados previamente con el programa SEISAN, estos tienen un buen resultado en el cálculo de su epicentro, no así de su profundidad. Lamentablemente este parámetro es el más difícil de calcular, pues depende de factores como el modelo de velocidades para la zona y de buenas estimaciones de la llegada de la onda P y S en cada señal, esto difícilmente se pudo realizar puesto que las señales estaban muy ruidosas, sobretodo las más antiguas.

Entonces, de acuerdo al tipo de datos donde es posible realizar la inversión, se obtienen resultados de profundidades para eventos desde el 2012 al 2015.

La Figura 4.1 muestra los datos que pudieron ser ajustados. En la parte izquierda se muestra un mapa con los eventos en la zona de estudio y el trazado de los perfiles AB, CD y EF. En la parte derecha de la Figura 4.1 se muestra los perfiles AB, CD y EF, en base al modelo de slab propuesto por Hayes *et al.* (2012), en donde se grafica una comparación de profundidades del hipocentro, los círculos en azul son eventos localizados con SEISAN y los círculos en rojo son el resultado de la inversión de los mismos eventos.

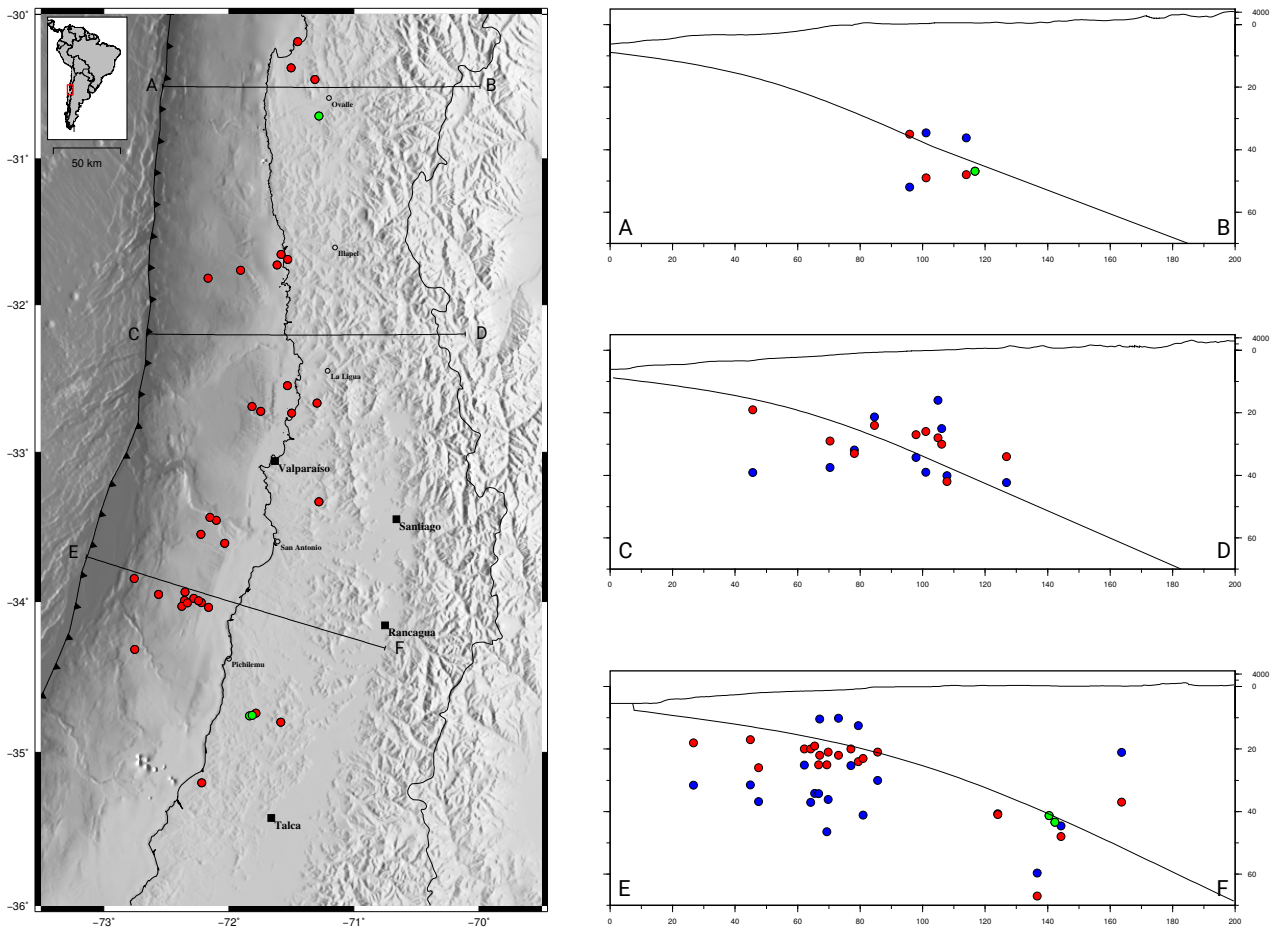


Figura 4.1: Izquierda: mapa en planta de eventos tratados por la inversión y el trazado de los perfiles. Derecha: muestra los perfiles AB, CD y EF. Los círculos en azul son eventos localizados con SEISAN, los círculos en rojo son el resultado de la inversión de los mismos eventos y los círculos en verde eventos que no se pudo realizar la inversión.

Los resultados del parámetro de la profundidad de los eventos, en comparación con los calculados por SEISAN, muestran que éstos se ajustan mucho mejor al contacto entre placas en profundidad. Tienden a agruparse entre sí y tienen menor dispersión espacial. Muchos eventos mostraron grandes diferencias, algunos con una diferencia en profundidad de más de 20 km. El perfil más claro donde se observa este ajuste es el perfil EF, zona donde se encuentran los datos que serán estudiados en detalle posteriormente en este trabajo.

4.4. Discusión

Cabe recalcar que con un resultado más preciso de la profundidad se puede realizar una mejor interpretación sismotectónica de la zona del evento, y por ende, poder estudiar los procesos o las posibles causas de los eventos registrados mediante su localización y los mecanismos focales obtenidos.

Se obtuvieron buenos resultados de la profundidad para sismos a partir del año 2012 y con

magnitudes mayores a 5.0. Lamentablemente, anterior al año 2012 no se tiene la instrumentación necesaria para realizar la inversión y tampoco para sismos con magnitudes menores a MI 5.0.

Con respecto los mecanismos focales, estos se logran obtener para eventos a partir del año 2014. Debido a la instalación de nuevas estaciones a partir de ese año en comparación con años anteriores, se logra obtener el resultado de 15 eventos. Sin embargo, no se puede realizar en todas las zonas, por la distribución heterogénea se éstas.

Se realiza la inversión de los datos mediante los dos programas antes mencionados. La Figura 4.2 muestra la solución de la inversión de los datos tratados de tipo cien por ciento doble cupla y la Figura 4.3 muestra la solución de la inversión de tipo CLVD. La parte izquierda de las figuras muestra los resultados en el mapa y en la parte derecha los perfiles asociados. Los eventos representados en círculo verde son los datos que sólo se pudo calcular la profundidad, los datos con mecanismo focal son los datos que se pudo obtener un resultado completo de la inversión y los datos en magenta son los eventos que no se pueden realizar inversión.

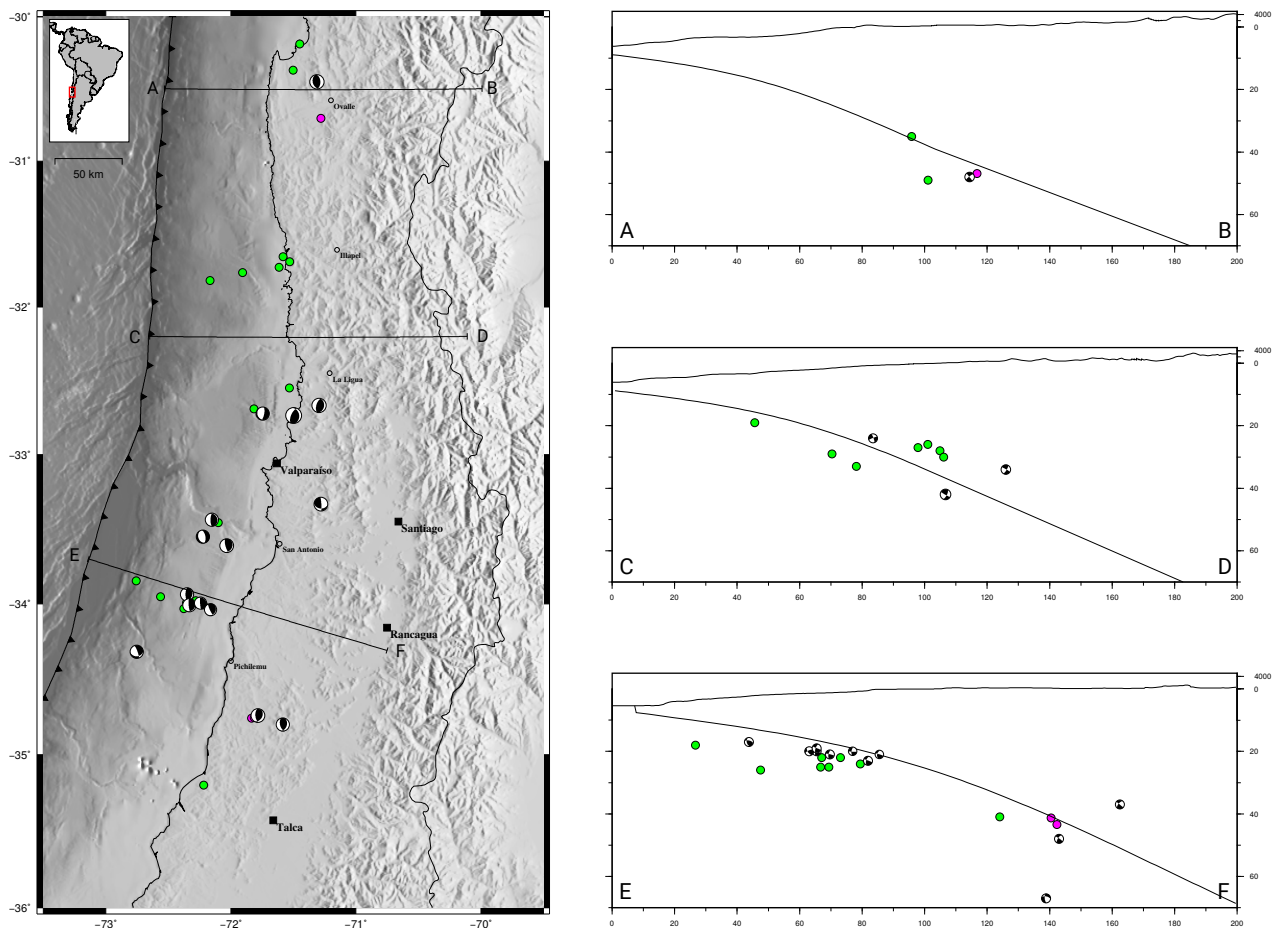


Figura 4.2: Izquierda: mapa en planta de eventos tratados por la inversión tipo doble cupla, en magenta datos que no se pudieron invertir, en verde datos que sólo se obtuvo la profundidad, datos con mecanismo focal y la ubicación de los perfiles. Derecha: muestra los perfiles AB, CD y EF, con datos respectivos con la figura a su izquierda.

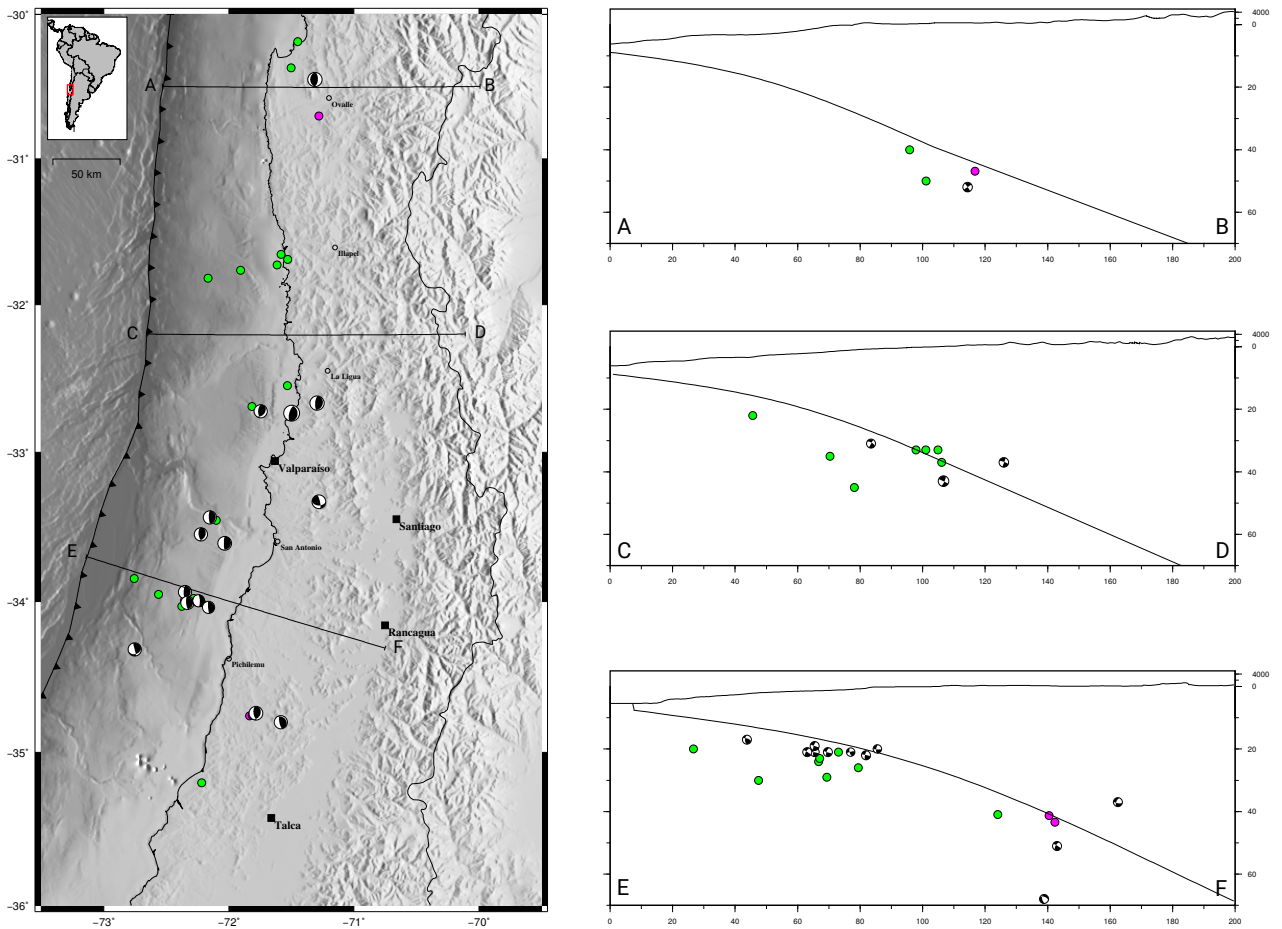


Figura 4.3: Izquierda: mapa en planta de eventos tratados por la inversión tipo CLVD, en magenta datos que no se pudieron invertir, en verde datos que sólo se obtuvo la profundidad, datos con mecanismo focal y la ubicación de los perfiles. Derecha: muestra los perfiles AB, CD y EF, con datos respectivos con la figura a su izquierda.

Mediante la observación de las Figuras 4.2 y 4.3, en el perfil AB hay una baja cantidad de eventos que pudieron ser procesados debido a factores como la cantidad de estaciones y/o por el estado de estas en la zona entre el 30°S y 31°S. Sólo se pudo realizar la inversión a tres eventos y sólo uno con mecanismo focal que pertenece a un sismo del año 2014 y con magnitud de MI 5.6.

El perfil CD muestra una mayor cantidad de sismos que pudieron ser procesados, pero sólo tres con mecanismo focal. Los resultados de tipo CLVD muestran mayor convergencia en el contacto entre placas y los tres mecanismos focales del tipo inverso. Los resultados de tipo doble cupla muestra dos mecanismos tipo inverso y uno de tipo normal.

En el perfil EF se observa una menor dispersión, lo que conlleva a un mejor ajuste al contacto de placas en profundidad. Se obtienen mayor cantidad de mecanismos focales. En el caso de la inversión tipo CLVD, los mecanismos son todos de tipo inverso; en cambio, en la inversión tipo doble cupla existe un mecanismo tipo normal.

Con respecto a la zona que estamos estudiando, como es una zona de subducción, se espera que la mayoría de los sismos sean del tipo inverso. Por esta razón, los resultados obtenidos de la inversión con dipolo compensado tienen una mayor aproximación a lo que se espera obtener en

la zona, ya que la mayor parte de los eventos obtenidos son de tipo inverso. Por otro lado, en la comparación de los mecanismos focales (ver Tabla 4.2), se observa que NEIC obtiene resultados del tipo inverso en todos los eventos, pero los resultados obtenidos con doble par son los que más se aproximan a los resultados obtenidos por NEIC. Por lo tanto, no se define solo un programa a utilizar, sino que se analizarán ambos resultados.

Los tres perfiles analizados muestran menor dispersión de los datos, existe una convergencia hacia el contacto de placas en profundidad en comparación con los resultados de profundidades obtenidos con SEISAN, y este resultado se observa en ambos programas utilizados.

Capítulo 5

Estudio de sismicidad de la zona

En Japón, Imoto (1991) encontró una disminución del *b-value* identificado unos años antes de terremotos con magnitud 6.0 y mayor. Él considera que la disminución del *b-value* es una señal precursora, ya que se ha observado recurrentemente este fenómeno antes de grandes terremotos. Otro ejemplo fue Sahu & Saikia (1994) que observaron una caída a corto plazo del *b-value* antes de la ocurrencia del terremoto el 6 de agosto de 1988 ($M = 7.3$) en la región fronteriza entre India y Myanmar. Se analizará en este trabajo el estudio que realiza Nuannin *et al.* (2005) donde emplea datos sísmicos durante un período de cinco años antes del gran terremoto de Sumatra el 26 de diciembre de 2004 y los resultados muestran que los *b-value* caen significativamente dos años antes de la aparición de dos grandes eventos, uno en el año 2002 y otro antes del terremoto del 2004.

Por otro lado, varios estudios han examinado los patrones espacio-temporales de la sismicidad antes de la ocurrencia de grandes terremotos, incluyendo el fenómeno de la *quiescencia* precursora, como una herramienta importante para comprender el proceso sismo-tectónico [Mogi (1969); Wyss & Habermann (1988); Habermann (1991); Ogata (1992); Wiemer & Wyss (1994); Wyss *et al.* (1996)]. Estos estudios, por lo general, muestran una disminución de la tasa de sismicidad de más del 50 por ciento en todas las bandas de magnitud sobre la magnitud mínima de la información útil.

En este capítulo se realiza un estudio con la sismicidad de la zona a través del catálogo total de datos, primeramente a través del estudio del *b-value* y también mediante la observación de la *quiescencia* de cada zona para poder analizar las implicancias para el estudio del peligro sísmico de la zona Central de Chile.

5.1. b-value

La frecuencia de ocurrencia de un sismo en un área determinada durante un período de tiempo específico de observación se puede expresar como una función de la magnitud a través de la relación de Gutenberg-Richter dada por:

$$\text{Log}(N) = a - bM \quad (5.1)$$

donde N representa la frecuencia de sismos con magnitud mayor o igual a M registrados para una zona determinada por sus parámetros regionales de sismicidad, a y b (constantes reales positivas).

Para una distribución acumulativa N se refiere a una serie de eventos con magnitudes iguales o mayores que M que ocurren en un período de tiempo. El parámetro a muestra el nivel de actividad de sismicidad y exhibe variaciones significativas de región a región. El cálculo de b para diferentes regiones se limita entre las magnitudes $M_{min} \geq M \geq M_{max}$, donde M_{min} es la magnitud de corte para el catálogo completo calculado en el capítulo 2, con un valor de $M_L = 3.5$.

El resultado de b -value para el total de sismos en la zona de estudio y en un período desde el año 2000 al año 2015 es de $b = 1,04$. (Figura 2.4)

Se elabora un programa para el cálculo de b -value en la zona estudiada, de modo de poder graficar y mostrar la variación del valor de b en una zona y en un período determinado. Para esto se divide la zona de estudio en una rejilla regular donde el tamaño de cada celda es de $0.1^\circ \times 0.1^\circ$. En cada punto se calcula el valor de b , sólo en el caso de que exista un mínimo de N eventos sísmicos con magnitud mayor a 3.5, y debe existir dentro de una ventana de $R^\circ \times R^\circ$ centrada en la celda. Se realiza para diferentes valores de N y R . Para distintos N y R se tratan con $N=10$, $N=20$ y $N=30$, $R=0.5^\circ$, $R=1^\circ$, $R=1.5^\circ$ donde no se observan cambios significativos en el centro, pero sí en los bordes. Los resultados mostrados son para $N=20$ y $R=1^\circ$, es decir para un mínimo de 20 sismos y con una ventana de $1^\circ \times 1^\circ$ centrada en la celda a calcular, valores que resultaron maximizar la cobertura espacial con el resultado mas adecuado sin suavizarlo demasiado ni perder la resolución.

Para estudiar el valor de b intersísmico se debe remover la secuencias de réplicas de terremotos. Para esto se utiliza un programa basado en la metodología de Reasenberg (1985), el cual identifica agrupaciones pertenecientes a réplicas de terremotos y éstos se remueven del catálogo total.

Con el programa realizado se ingresan todos los datos del catálogo sin réplicas y se calcula el valor de b para la zona de estudio con una ventana móvil de $1^\circ \times 1^\circ$ que se mueve cada 0.1° y con un mínimo de 20 eventos dentro de la ventana. La Figura 5.1 muestra un mapa de b -value obtenidos al ejecutar el programa. Los valores de b -value se muestran en una escala de azules y rojos con punto medio en blanco con un valor de $b = 1$, esta escala se realiza bajo los criterios del estudio realizado por Legrand *et al.* (2012), el cual indica que diferentes valores de b se han observado para diferentes contextos tectónicos y estilo de fallas [Scholz (1968); Hanks (1979); Frohlich & Davis (1993); Schorlemmer *et al.* (2005)].

Existen varias explicaciones posible para las variaciones observadas en los valores de b , tales como: tensiones altas y bajas causan serie de terremoto con valores de b bajos y altos [Scholz (1968)], esta observación se emplea para estudiar los niveles de estrés y anomalías estructurales de la corteza y la subducción. Las grandes heterogeneidades corresponden a un valor de b mayor [Mogi (1969)]. Las réplicas tienen valores de b altos, y los precusores, por el contrarior muestran valores de b bajos. En enjambres se muestran grandes desviaciones de $b \sim 1$. Y por ultimo se ha observado de b varía lateralmente y con la profundidad, los valores de b bajos implica un menor tiempo de recurrencia, zonas de bajo valor de b pueden interpretarse como posibles asperezas (concentración de estrés)[Kulhanek (2005)].

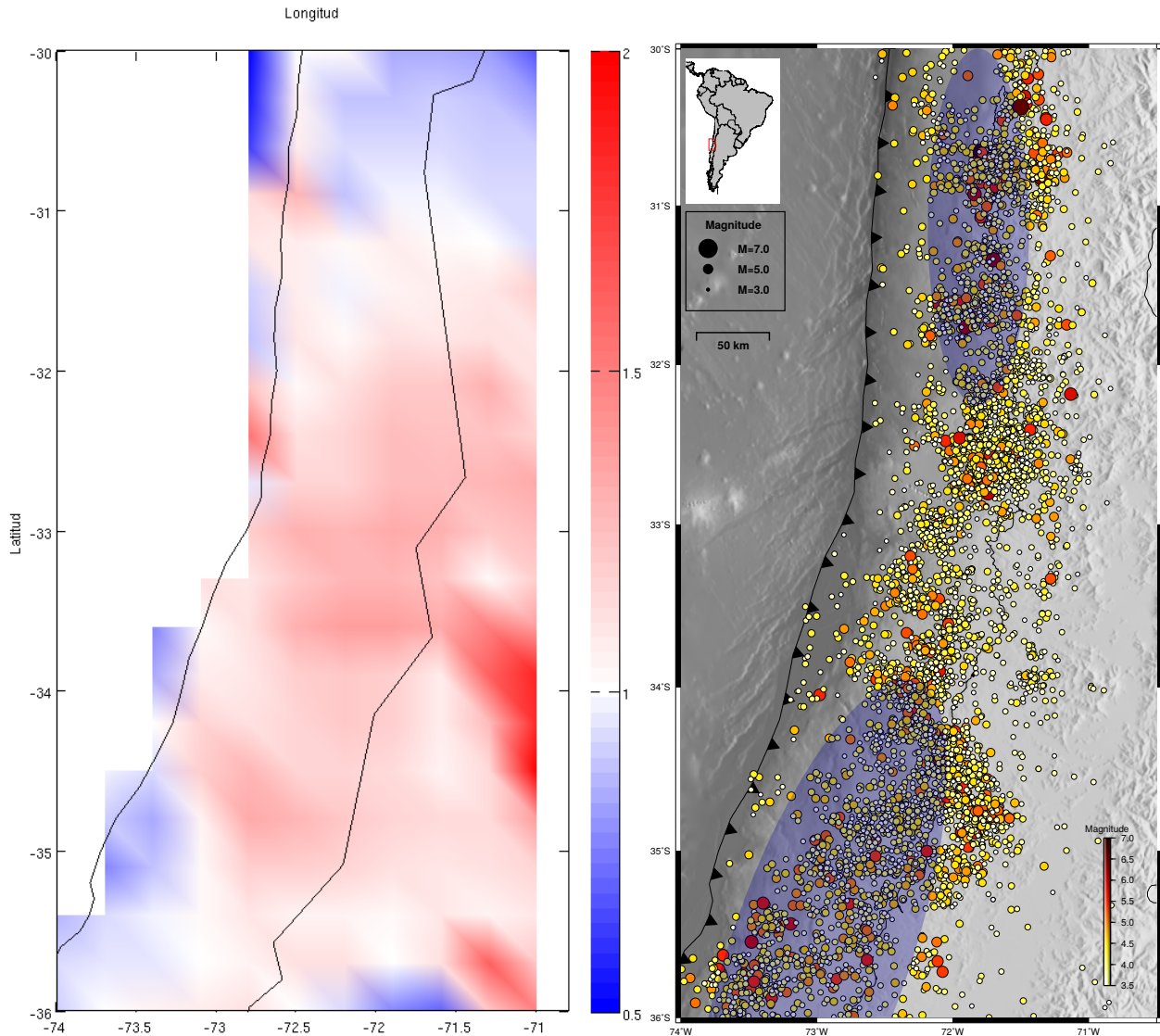


Figura 5.1: Izquierda: Mapa de b -value para la zona de estudio desde el 2000 al 2015, las líneas negras grafican la fosa y la costa respectivamente de izquierda a derecha. Mapa realizado con una ventana móvil de $1^\circ \times 1^\circ$ para un mínimo de 20 sismos que se mueve cada 0.1° . Derecha: Sismicidad de la zona de estudio durante los años 2000 al 2015. La magnitud está representada en la escala de colores y en el tamaño del círculo de cada sismo. Se destacan las zonas de ruptura de los terremotos de Illapel (elipse superior) y del Maule (elipse inferior).

De la Figura 5.1 complementada con los mapas de la Figura 5.2 se puede observar que las zonas donde existe un bajo b -value (en azul) son zonas donde ocurrieron sismos de gran magnitud (sobre 6.0) y por el contrario, las zonas de alto b -value (en rojo) se observa que se concentra sismicidad de menor magnitud. No se consideran los bordes debido a que poseen errores de cálculo.

De acuerdo a la hipótesis planteada por Nuannin *et al.* (2005) en la introducción de este capítulo, se realizan mapas de b -value de la sismicidad en períodos de 5 años, los cuales se muestran en la Figura 5.2. Para poder realizar una adecuada relación con la sismicidad se grafican sus respectivos mapas en la Figura 5.3 en conjunto con sus análisis de completitud (Figura 5.4) de la sismicidad en su respectivo período para comprobar el correcto estudio.

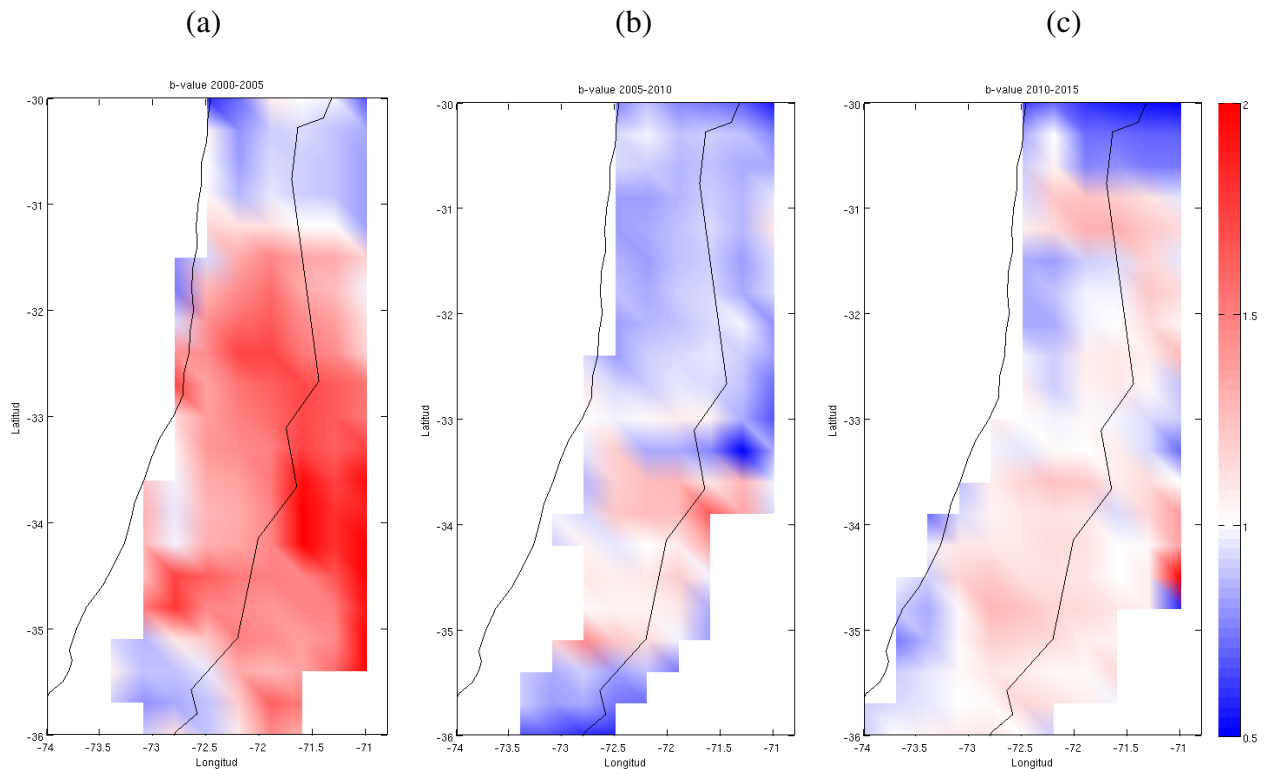


Figura 5.2: mapas de b -value para la zona de estudio y para distintos períodos. (a)2000-2005. (b)2005-2010. (c)2010-2015

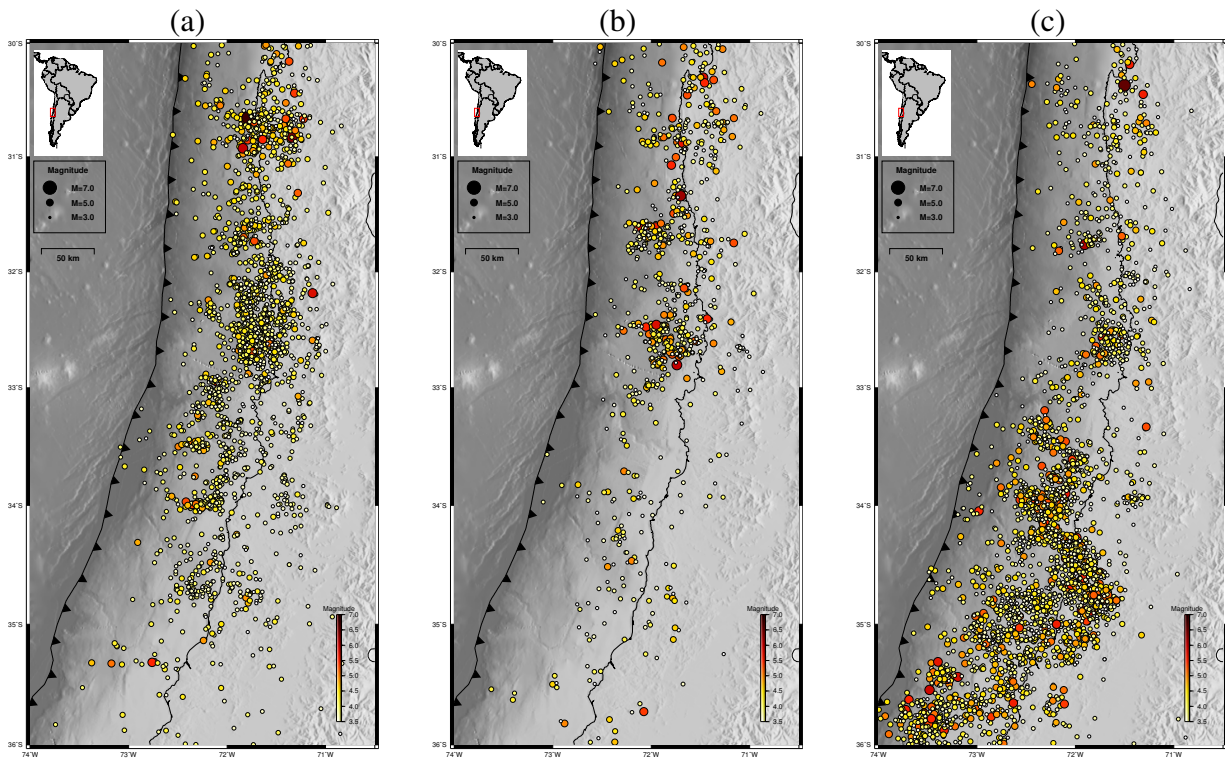


Figura 5.3: mapa de sismicidad de la zona de estudio para distintos períodos: (a)2000-2005. (b)2005-2010. (c)2010-2015

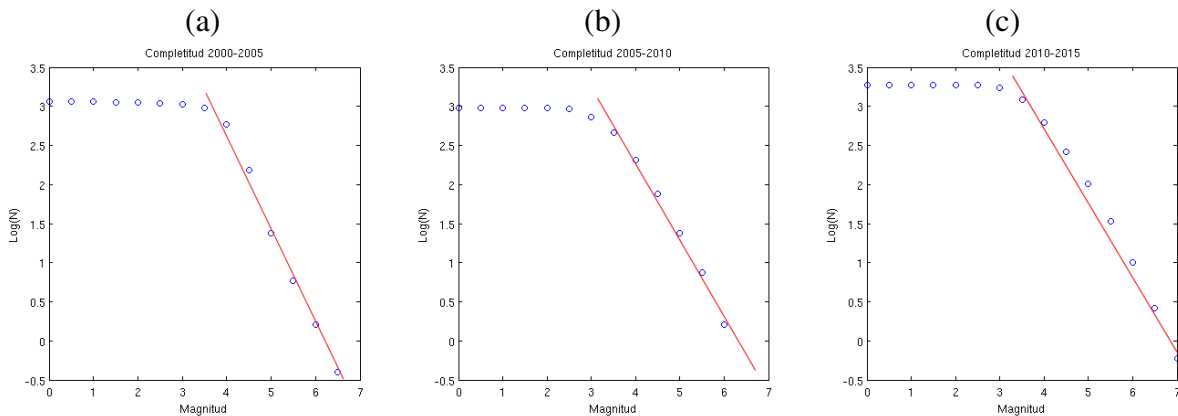


Figura 5.4: estudio de la completitud de la sismicidad en la zona de estudio para distintos períodos: (a)2000-2005. (b)2005-2010. (c)2010-2015

De las figuras se observa un claro comportamiento de valores bajos de b -value al ocurrir un sismo de mayor magnitud y menor cantidad de sismos de magnitud menor. En zonas donde hay gran cantidad de sismos de menor magnitud se mantienen valores de b -value altos. En zonas donde hay baja cantidad de sismos, no se puede obtener un resultado de b -value, por esta razón se realiza este estudio cada 5 años y no se puede realizar un estudio cada 2 años.

Con respecto a la completitud del catálogo por período, se concluye que la magnitud de corte es de M_L 3.5 para todos los períodos en investigación.

5.2. Quiescencia sísmica

La *quiescencia* sísmica se define como una disminución significativa en la tasa de sismicidad media, en comparación con la tasa de sismicidad media de un período anterior en la misma zona [Wyss & Habermann (1988)]. La disminución de la tasa puede durar entre uno o varios años, debe preceder y extenderse hasta el momento del evento principal, o puede estar separada de ella en un período relativamente corto del aumento de la tasa sísmica [Murru *et al.* (1999)].

La *quiescencia* sísmica puede ser un prometedor precursor en un plazo intermedio. Por esta razón se evalúa este fenómeno para los datos de este trabajo. Sin embargo, no se conoce la dependencia que tiene la duración de la *quiescencia* sísmica con respecto a la magnitud y dimensiones del evento principal [Wyss & Fu (1989)].

Para el estudio de este fenómeno se utiliza el catálogo obtenido y se realizan gráficos que indican la cantidad acumulada de eventos en función del tiempo como se muestra en la Figura 5.5 y la Figura 5.6. Se indica mediante líneas punteadas las pendientes obtenidas al realizar este tipo de gráficos, y los resultados dependen de la alza o baja de la pendiente.

En la Figura 5.5 se muestra la cantidad acumulada de eventos en la zona desde los 33.2°S a los 36°S, zona donde ocurre la parte superior del terremoto del Maule el 27 de febrero del 2010 e incluye completamente el terremoto ocurrido en Pichilemu el 11 de marzo del 2010. La línea punteada indica la pendiente promedio que ocurre en el período desde el año 2000 al año 2006 aproximadamente con un valor aproximado de 130 eventos por año con magnitud sobre 3.5 y la línea segmentada indica la pendiente media que existe en el período desde el año 2006 hasta el terremoto del 2010 con un valor aproximado de 15 eventos por año con magnitud sobre 3.5. Esto corresponde a una disminución de la sismicidad de aproximadamente un 88 por ciento.

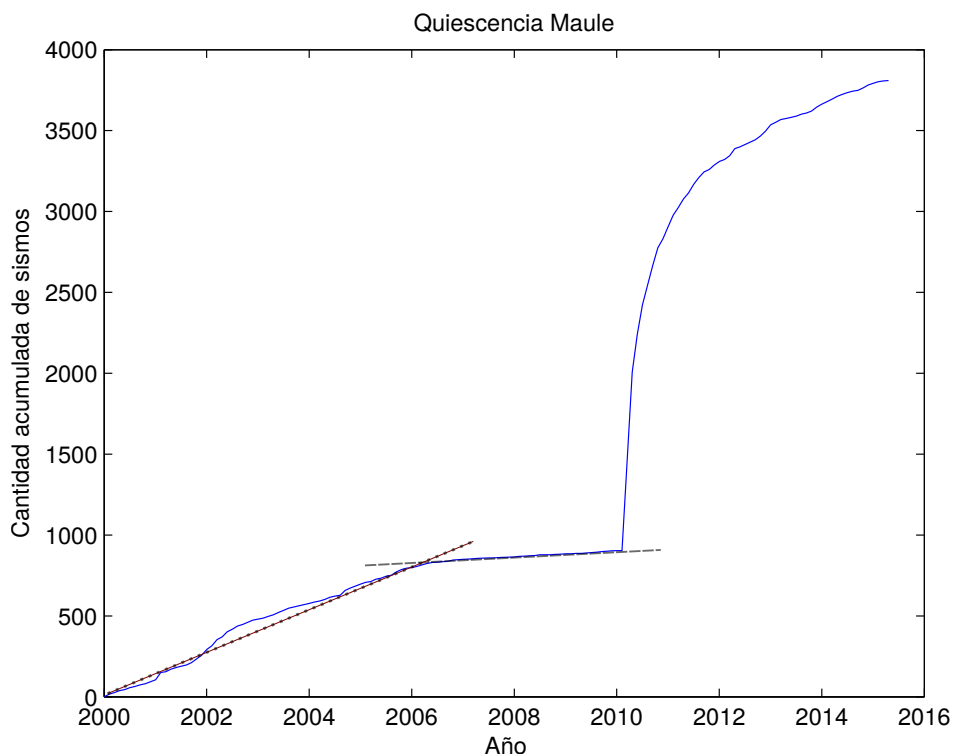


Figura 5.5: Cantidad acumulada de eventos en función del tiempo desde los 33.2°S a los 36°S con magnitud sobre 3.5. La línea punteada indica la pendiente media que ocurre en el período desde el 2000 al 2006 aproximadamente con un valor aproximado de 130 eventos por año, y la línea segmentada indica la pendiente media que existe en el período desde el 2006 hasta el terremoto del 27 de febrero del 2010 con un valor aproximado de 15 eventos por año

En la Figura 5.6 se muestra la cantidad acumulada de eventos en la zona desde los 30°S a los 32.2°S, zona donde ocurre el terremoto de Illapel el 16 de septiembre del 2015, y para realizar un buen análisis se incluyen datos desde mayo hasta diciembre del año 2015 obtenidos del catálogo del CSN. La línea punteada indica la pendiente promedio que ocurre en el período desde el año 2000 al año 2007.3 (aproximadamente) con un valor cercano a los 148 eventos por año con magnitud sobre 3.5 y la línea segmentada indica la pendiente media que existe desde el año 2007.3 hasta el terremoto del 2015 con un valor aproximado de 66 eventos por año con magnitud sobre 3.5. Este valor corresponde a una disminución de la sismicidad en la zona de aproximadamente un 55 por ciento.

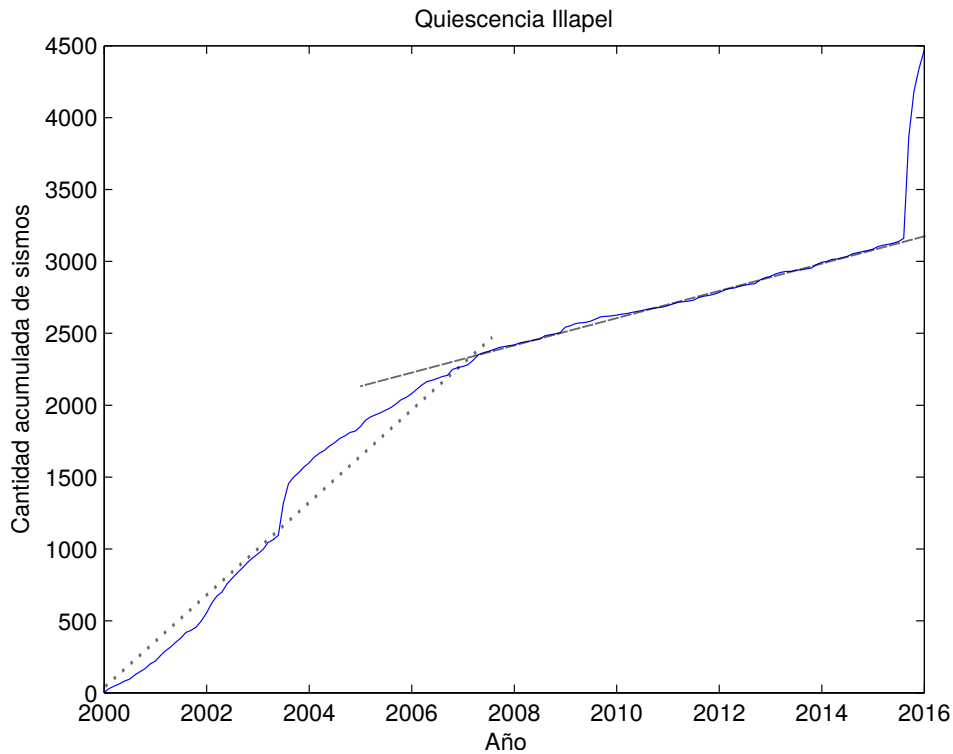


Figura 5.6: Cantidad acumulada de eventos en función de tiempo desde los 30°S a los 32.2°S con magnitud sobre 3.5, con datos desde enero del 2000 hasta diciembre del año 2015. La línea punteada indica la pendiente media que ocurre en el período desde el 2000 al 2007.3 con un valor aproximado de 148 eventos por año y la línea segmentada indica la pendiente media que existe en el período desde el 2007.3 hasta el terremoto del 17 de septiembre del 2015 con un valor aproximado de 65 eventos por año.

5.3. Resultados y discusión

De acuerdo con la hipótesis planteada anteriormente, en donde se propone que existe una disminución del *b-value* aproximadamente dos años anterior a un gran terremoto, se realiza en este trabajo un estudio del *b-value* de toda la zona y se analiza con mayor énfasis la zona donde ocurre el Terremoto del Maule (33.2°S - 36°S) y el Terremoto de Illapel (30°S - 32.2°S), para así verificar la hipótesis.

En la zona de Illapel se observa una disminución del *b-value* en las Figuras 5.2(b) y 5.2(c) en comparación con la Figura 5.2(a), esto quiere decir que comienza a disminuir el *b-value* posterior al año 2005, por lo tanto, se tiene un baja del valor de *b* de más de 5 años anterior al Terremoto de Illapel. En detalle, si comparamos las Figuras 5.2(b) y 5.2(c), se observa para el rango 2010-2015 un aumento en la latitud del 31°S y una gran baja al norte de ella debido a un sismo de magnitud sobre M_L 6.0. Entonces, con este resultado, se puede decir que existe una disminución del *b-value* en la zona en un período mayor a 5 años anterior al terremoto de Illapel, sin embargo, no se puede confirmar la hipótesis planteada, pues esta es de dos años de antelación.

En la zona del Maule se comparan las Figuras 5.2(a) y 5.2(b), se puede observar que hay una leve disminución de los valores de b pero no se observa con claridad, esto puede deberse a la baja cantidad de sismos que ocurren en ese período en la zona. Por esta razón no se pudo realizar en cálculo de b -value para un período de dos años antes del terremoto debido a la cantidad de eventos insuficientes. Por lo tanto, existe una disminución del b -value en la zona durante el período anterior al terremoto del Maule, sin embargo, no se puede calcular en detalle el tiempo de este comportamiento para así comprobar la hipótesis planteada.

Por motivos de estas dificultades al llevar a cabo los resultados, la baja cantidad de sismos anterior a los terremotos nombrados y de acuerdo a la figura 2.6 donde se observa heterogeneidades temporales en la sismicidad, esto conlleva al estudio de la *quiescencia* o quietud sísmica en las mismas zonas.

La *quiescencia* sísmica evaluada para el terremoto del Maule es muy clara, existe una disminución importante de la tasa de sismicidad en la zona a partir del año 2006 hasta el 2010, anterior al terremoto, de una tasa aproximada de 130 eventos por año disminuye a una tasa aproximada de 15 eventos por año. Lo que corresponde a una disminución de un 88 por ciento en la sismicidad de la zona en un período aproximadamente de 4 años.

La *quiescencia* sísmica evaluada en la zona del Terremoto de Illapel es menos clara que la anterior pero de igual manera se observa que existe una disminución de la tasa de sismicidad a partir del año 2007 hasta antes del terremoto, 2015, esto es aproximadamente 8 años manteniendo una media de 66 eventos por año, en comparación con la media anterior de aproximadamente 148 eventos por año. Esto corresponde a una disminución de un 55 por ciento de la sismicidad en la zona, pero en este caso es de un período aproximadamente 8 años anterior al terremoto. Este valor cumple con la hipótesis planteada de una baja de más de un 50 por ciento en la tasa de sismicidad en la zona, sin embargo, no cumple como fenómeno precursor por su extenso período.

Los cambios de pendiente en el estudio de la *quiescencia* sísmica encontrada en las dos zonas coinciden con la disminución de b -value en cada zona respectivamente, se observa una relación de estos dos comportamientos anteriores a los grandes terremotos.

La dificultad para realizar estos estudios puede deberse a varios factores que conllevan a resultados con errores, uno de ellos en la falta de estaciones sismológicas en algunas zonas o la continuidad de ellas. Este último factor se hace notar hacia el año 2006 hasta el 2010, por ende, la *quiescencia* sísmica en ambas zonas puede deberse a baja de estaciones o que realmente hubo una quietud de la sismicidad en la zona. Y por otro lado, no se puede verificar los valores correctos de b -value, debido a la poca cantidad de eventos ya sea por una baja en la tasa de sismicidad o falta de estaciones.

Capítulo 6

Distribución espacio-temporal de enjambres sísmicos en Navidad

La zona de Navidad se encuentra en la provincia de Cardenal Caro, en la región de Libertador General Bernardo O'Higgins a 120 km al Suroeste de Santiago. La zona presenta una intensa actividad sísmica caracterizada por una persistencia de enjambres sísmicos los cuales han sido registrados desde al menos el año 2000 por el Centro Sismológico Nacional (CSN). Esta zona corresponde al área de ruptura del terremoto de 1985 donde fueron identificados enjambres sísmicos por Comte *et al.* (1986) y Comte *et al.* (1989).

El marco tectónico de la zona es caracterizado por la alta tasa de convergencia (6.8 cm/año, Vigny *et al.* (2009)) lo cual favorece el proceso de erosión tectónica [Clift & Vannucchi (2004)], esto junto con las rigurosidades de la placa subducida determinan un alto nivel de fracturamiento en el límite de placas, generando así distintas estructuras dentro de la cuña continental [Contreras-Reyes *et al.* (2015)]. De esta forma, las condiciones reológicas en el límite de interplaca a largo plazo están relacionadas con las inhomogeneidades, tanto en la corteza oceánica como en la corteza continental.

El objetivo del presente capítulo es el estudio de la actividad tipo enjambre perteneciente a la zona de Navidad. Se analiza su distribución espacial, su correlación con el estudio de acoplamiento sísmico [Métois *et al.* (2014)], migraciones de enjambres y una interpretación sismotectónica de los enjambres según los tensores de momento obtenidos en el capítulo 4. También se analiza su distribución temporal mostrando la posible existencia de una recurrencia temporal en la zona.

6.1. Sismicidad en la zona de Navidad

Para el estudio de la zona de Navidad, se selecciona la sismicidad de un área acotada la cuál abarca los enjambres ocurridos entre los 33.8°S al 34.2°S y los 72.6°W a los 71.9°W, se utiliza el catálogo del CSN, sin corte de magnitud y de tipo magnitud local.

La Figura 6.1a muestra 3 gráficos de la sismicidad en la zona, el primer gráfico es latitud en función del tiempo (años) para el área seleccionada. En la Figura 6.1a se observan agrupaciones de eventos los cuales son indicados dentro de elipses en la Figura 6.2. El segundo gráfico (Figura 6.1b) es en magnitud en función del tiempo, se identifica que la sismicidad indicada en la Figura 6.1b no cumple la ley de Båth (1965). Finalmente la Figura 6.1c muestra el histograma de la cantidad de sismos por período de tiempo, donde el aumento significativo de la tasa de sismicidad ocurre en un período de tiempo sin que se aprecie un decaimiento exponencial como se propone en la ley de Omori (1894). A partir de estas tres figuras se propone que estos eventos ocurridos a fines del 2001 y principio del 2002 (febrero y marzo), en septiembre del 2004, en febrero del 2008, en octubre y noviembre del 2012 y en octubre del 2014 corresponden a enjambres sísmicos (Figura 6.2).

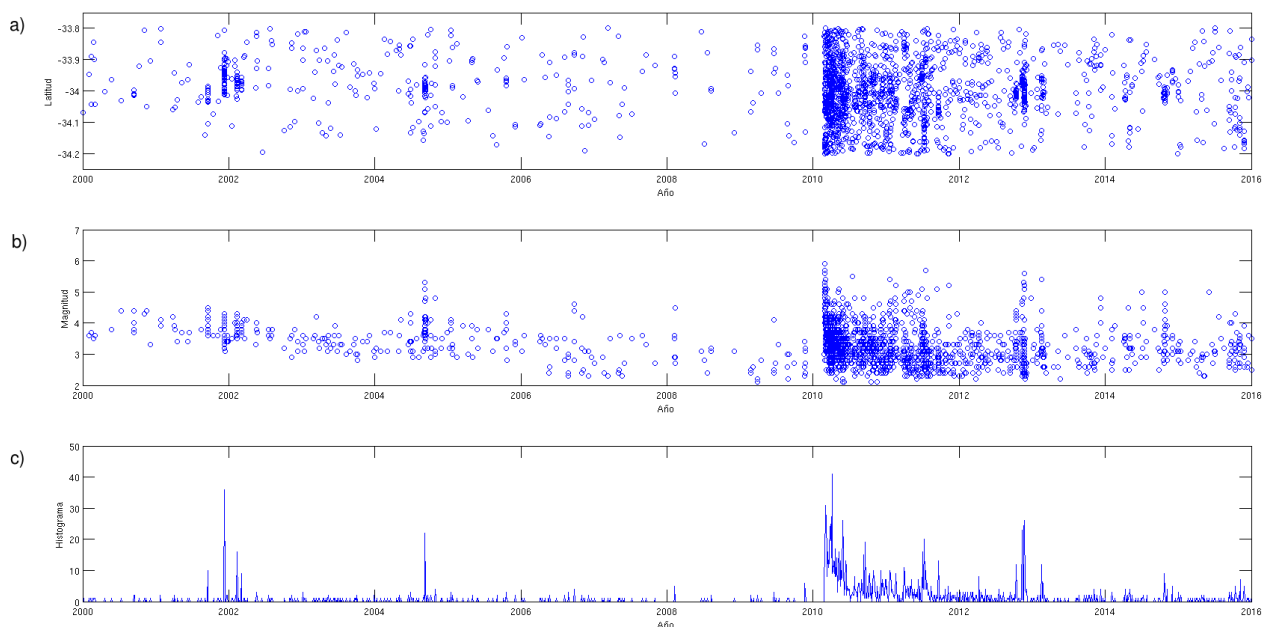


Figura 6.1: Sismicidad en la zona de Navidad desde el año 2000 al 2015 obtenido del catálogo del CSN (a) gráfico de latitud en función tiempo(años) (b) gráfico de la magnitud en función tiempo(años) (c) histograma que grafica cantidad de sismos en pequeños períodos en función del tiempo(años)

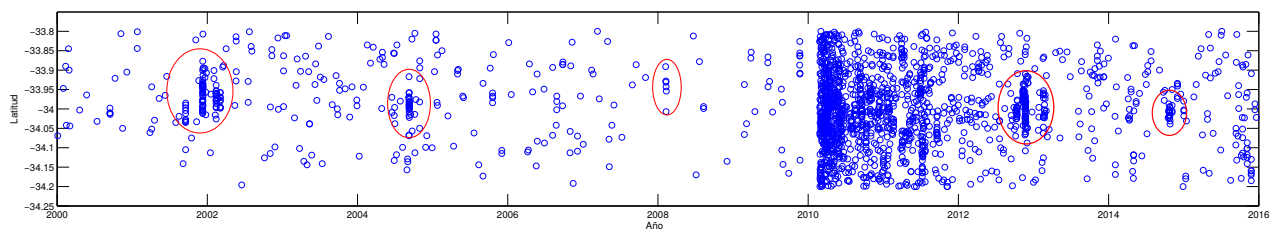


Figura 6.2: Sismicidad en la zona de Navidad desde el año 2000 al 2015 con datos obtenidos del CSN y en círculos rojos enjambres identificados

Para verificar que en la zona de Navidad existe una persistencia permanente de la sismicidad tipo enjambre, se revisa el catálogo de datos obtenidos del NEIC seleccionando particularmente en la misma zona y en un período desde el año 1990 al año 2000 y se comprueba la existencia de esta actividad tipo enjambre anterior al año 2000. Estos datos se grafican en la Figura 6.3a en latitud en función del tiempo junto a los datos adquiridos del catálogo del CSN desde el año 2000. Complementando con los gráficos de magnitud en función del tiempo (Figura 6.3b) y el histograma correspondiente (Figura 6.3c).

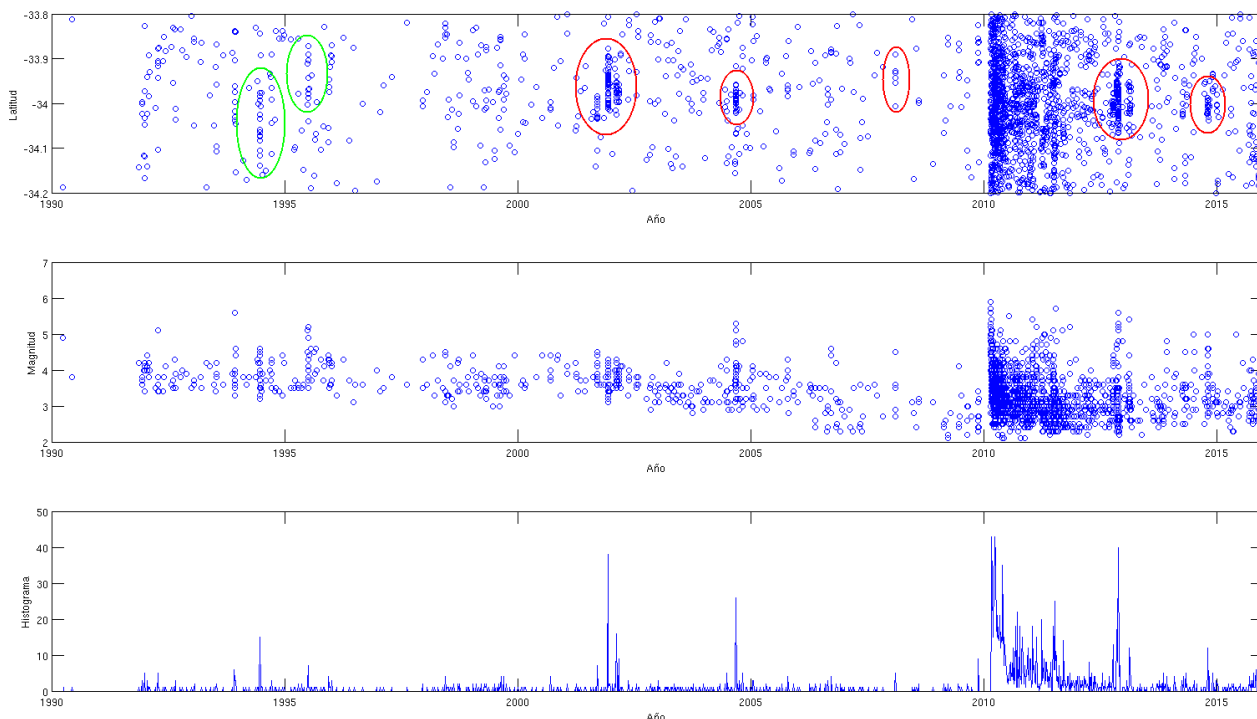


Figura 6.3: Sismicidad en la zona de Navidad desde el año 1990 al 2015 con datos obtenidos del NEIC y del CSN (a) gráfico en latitud versus tiempo(años) (b) gráfico de la magnitud versus tiempo(años) (c) histograma que grafica cantidad de sismos en pequeños períodos en función del tiempo(años)

En la Figura 6.3 se observa la presencia de enjambres sísmicos anterior al año 2000, los enjambres más claros son identificados con una elipse verde y en elipse roja los enjambres identificados posterior al año 2000. Por lo tanto, en esta zona se confirma una recurrencia de enjambres sísmicos de manera persistente, es decir, al menos desde el año 1990, los enjambres sísmicos han ocurrido recurrentemente de forma permanente a través del tiempo.

6.1.1. Influencia del Terremoto del Maule

Se realizan 2 Figuras a continuación con el objetivo de estudiar si el Terremoto del Maule tiene influencia en la alta sismicidad en esta latitud (34°S). La Figura 6.4a corresponde a la sismicidad total de la zona desde el 33°S al 36°S en latitud versus tiempo en el período anterior al año 2010, fecha anterior del terremoto del Maule. La Figura 6.4b corresponde a la sismicidad total de la zona

desde el 33°S al 36°S en latitud versus tiempo en el período posterior al año 2010, incluyendo el terremoto del Maule que ocurrió el 27 de Febrero. A la derecha de cada figura se grafica su respectivo histograma de la cantidad de sismos por latitud.

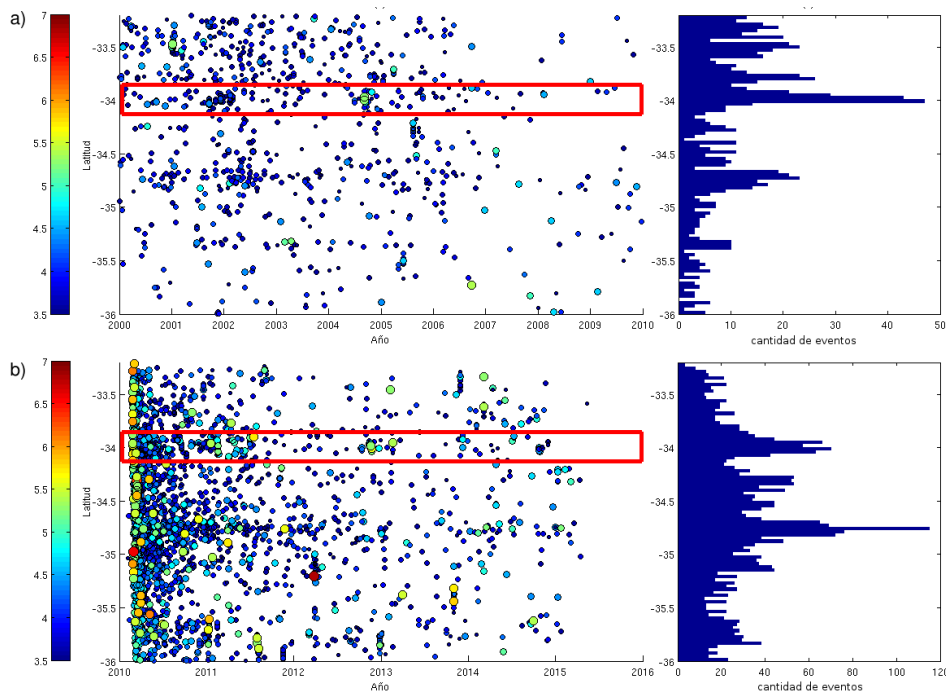


Figura 6.4: Gráficos de la sismicidad en la zona de Navidad, cuadro rojo muestra la latitud 34° (a) Sismicidad desde el 33°S al 36°S en latitud en función del tiempo en el período desde el 2000 al 2010, junto a su histograma (a la derecha) correspondiente a la cantidad de sismos por latitud. (b) Sismicidad desde el 33°S al 36°S en latitud en función del tiempo en el período desde el 2010 al 2015, junto a su histograma (a la derecha) correspondiente a la cantidad de sismos por latitud.

Se observa que las Figuras 6.4a y 6.4b para la latitud en Navidad (rectángulo rojo) tienen características similares, en ambos gráficos se observa un alto peak de sismicidad en los 34°S, destacándose un peak con mayor claridad en la Figura 6.4a. Sin embargo, en la Figura 6.4b se observa con mayor énfasis un peak en la zona de Pichilemu (34.7°S), zona que también se observa una alta tasa de sismicidad, pero su alto peak es debido a la gran cantidad de réplicas del terremoto de Pichilemu, réplica de magnitud Mw 6.9 del terremoto del Maule (2010)[Farías *et al.* (2011); Ruiz *et al.* (2014a)].

Esta característica de continuidad en distintas zonas, como en este caso ocurre para la zona de Navidad y que perdura en el tiempo parece ser independiente de la ocurrencia de un gran terremoto.

6.2. Enjambres sísmicos en Navidad

6.2.1. Enjambres de los años 2001-2002

En este período se identifican 4 enjambres con meses de diferencia mostrados en la Figura 6.5: el primero ocurre en los días 16 y 17 de septiembre del año 2001 con una cantidad de 9 sismos localizados con una magnitud que varía desde M_L 3.6 a 4.5, el segundo se manifiesta en los días 8 al 11 de diciembre del año 2001 con una cantidad de 39 sismos localizados con magnitud entre M_L 3.1 y 4.3. El tercer enjambre ocurre el día 13 de febrero del año 2002 con una cantidad de 16 sismos localizados en la zona con magnitud entre M_L 3.5 a 4.3. Y el cuarto enjambre ocurre los días 2 y 3 de marzo del año 2002 con una cantidad de 9 sismos localizados con magnitud entre M_L 3.6 y 4.0. En las Tablas C.1, C.2, C.3 y C.4 se muestran sus hipocentros.

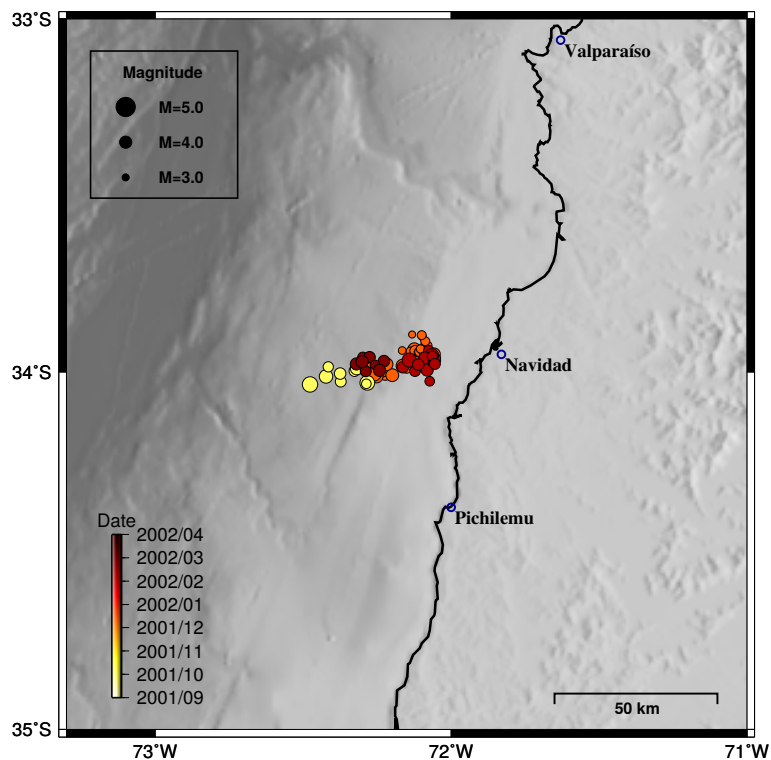


Figura 6.5: Mapa de los enjambres identificados en los años 2001 y 2002, los colores de los eventos muestran la temporalidad de acuerdo a la barra de colores

En la Figura 6.5 se distinguen estos cuatro enjambres con una barra de tiempo. Se muestra la distribución de cada enjambre localizado y el tiempo en que ocurren, observándose una migración de éstos en el tiempo. También se puede observar que tienen una distribución espacial con dirección Este-Oeste en la zona.

6.2.2. Enjambre del año 2004

En este período se identifica sólo un gran enjambre los días 7, 8 y 9 de septiembre del año 2004, éste tiene una cantidad de 26 sismos localizados que varían en magnitud desde M_L 2.7 a 5.3. En las Tablas C.5 y C.6 se muestran sus hipocentros.

La Figura 6.6 muestra una comparación de localización de los sismos, en azul son los localizados por el Centro Sismológico Nacional y en rojo los sismos nuevamente localizados en este trabajo. De la Figura 6.6 se puede observar que la localización realizada para este trabajo tiene como resultado un distribución con menor dispersión en comparación con la localización realizada por el CSN y también con una agrupación más cercana hacia la fosa. Se utilizarán los datos en rojo para este análisis.

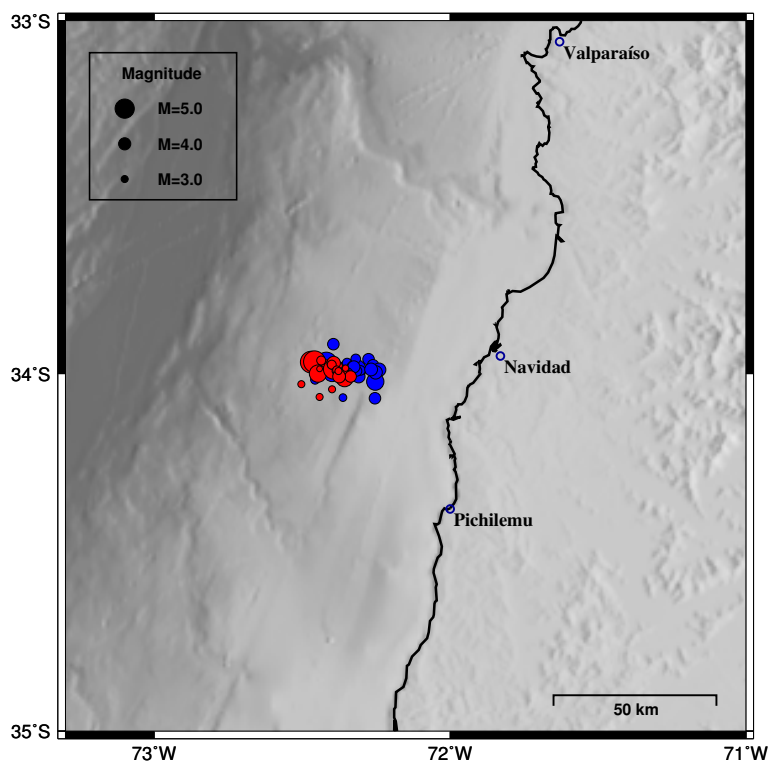


Figura 6.6: Mapas del enjambre identificado en el año 2004, se muestra la comparación de los eventos localizados por el CSN (azul) y los eventos localizados en este estudio (rojo). El tamaño de los círculos representa la magnitud relativa de cada evento.

6.2.3. Enjambre del año 2008

Del 8 al 11 de febrero del 2008 se produce otro enjambre, esta vez menor a los anteriores porque tan solo consta de 6 sismos. Según los criterios generales acordados no cumple con la ley de Bath y tampoco cumple con la ley de Omori. El 9 de febrero ocurre un sismo de magnitud M_L 4.5 y en comparación con el sismo anterior a este es de M_L 3.6. En las Tablas C.7 y C.8 se muestran los hipocentros de los sismos de este enjambre.

Se calificó como enjambre sísmico debido a que cumple con los criterios anteriores y debido a que la magnitud mínima de localización del CSN pudo ser mayor a M_L 4.5, por factores como la disminución de la completitud del catálogo en ese período, la falta de cantidad de estaciones y la distribución azimutal de la red. Desafortunadamente para los datos anteriores al 2012 no se cuenta con registros en continuo, para poder realizar un nuevo catálogo sismológico.

La Figura 6.7 muestra una comparación de la localización de los sismos, en azul los datos localizados por el CSN y en rojo los sismos nuevamente localizados en este trabajo, estos últimos datos son los que se utilizarán en el análisis.

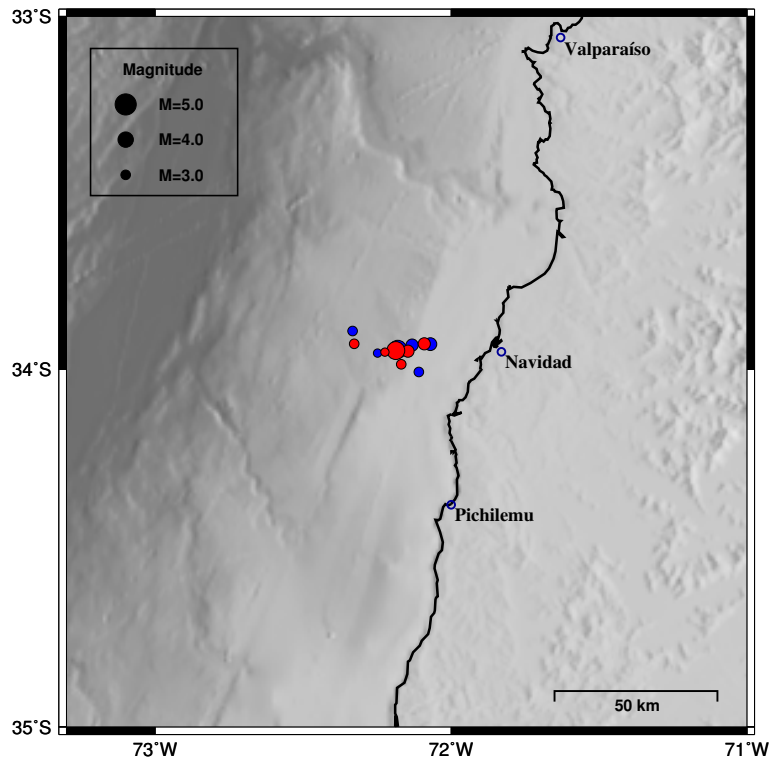


Figura 6.7: Mapas del enjambre identificado en el año 2008, la Figura muestra la comparación de los eventos localizados por el centro sismológico Nacional (azul) y los eventos localizados para este estudio (rojo). El tamaño de los círculos representa la magnitud relativa de cada evento.

De la Figura 6.7 se puede observar un sismo de magnitud mayor, pero dicho anteriormente este sismo no fue el evento desencadenante de este *cluster*, por lo tanto, califica como enjambre. Por otro lado, existe levemente una distribución espacial con dirección Este-Oeste del enjambre sísmico.

Se debe tener en consideración que en este período podría existir una *quiescencia* en la zona, lo cual influye en una baja tasa de sismicidad. Por otro lado existe una disminución de estaciones sismológicas para eventos en esta zona. Por ende, se registra un enjambre pequeño o la falta de sismos.

6.2.4. Enjambres del año 2012

En este período se identifican 3 claros enjambres sísmicos en la zona que se muestran en el Figura 6.8, el primero ocurre el día 11 de octubre con una cantidad de 15 sismos localizados con magnitudes entre M_L 2.6 y 4.4. Luego, un mes después, se manifiesta un enjambre en los días 11 y 12 de noviembre con una cantidad de 23 sismos localizados con magnitudes desde M_L 2.3 a 4.7. Y finalmente ocurre otro enjambre sísmico mayor desde el 19 al 24 de noviembre con una cantidad de 52 sismos localizados con magnitudes entre M_L 3.3 y 5.5. En las Tablas C.9, C.10 y C.11 se muestran sus hipocentros.

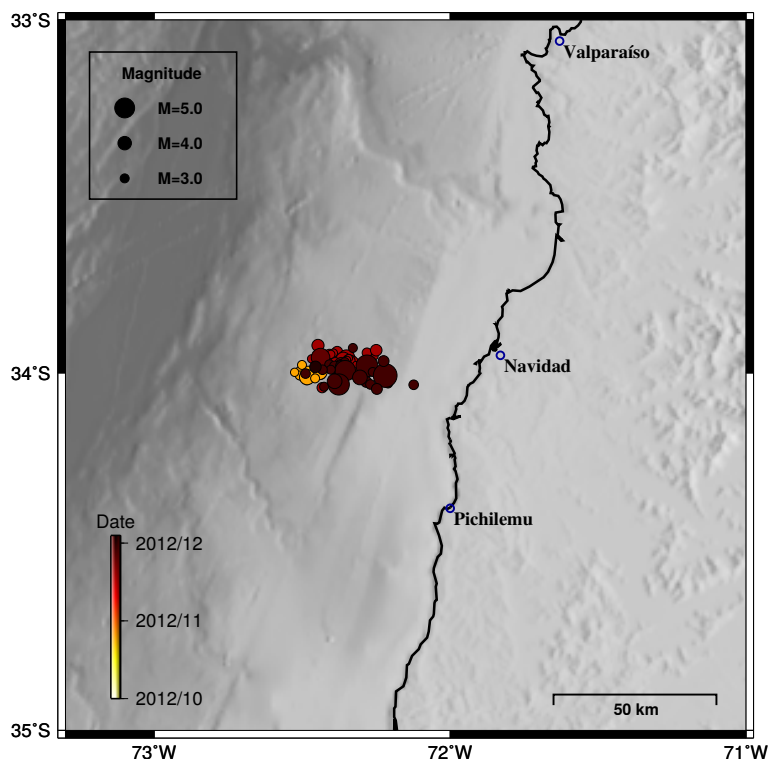


Figura 6.8: Mapa de los enjambres identificados en el año 2012, la figura muestra la temporalidad de acuerdo a la barra de colores.

En este período, mediante la Figura 6.8 se muestra la distribución espacio-temporal de los 3 enjambres sísmicos observándose una posible migración. Los enjambres tienen una tendencia en su distribución espacial posicionados en dirección Este-Oeste.

Se analiza una señal de un día completo en un día que ocurre el enjambre sísmico para analizar la existencia de sismos de menor magnitud que no pudieron ser localizados por el CSN, ya que la completitud en este período es de una magnitud mínima de M_L 3.0

La Figura 6.9 muestra un ejemplo de la señal de un día completo el día 11 de Noviembre del 2012 de la estación GO05 ubicada como muestra la Figura 6.10

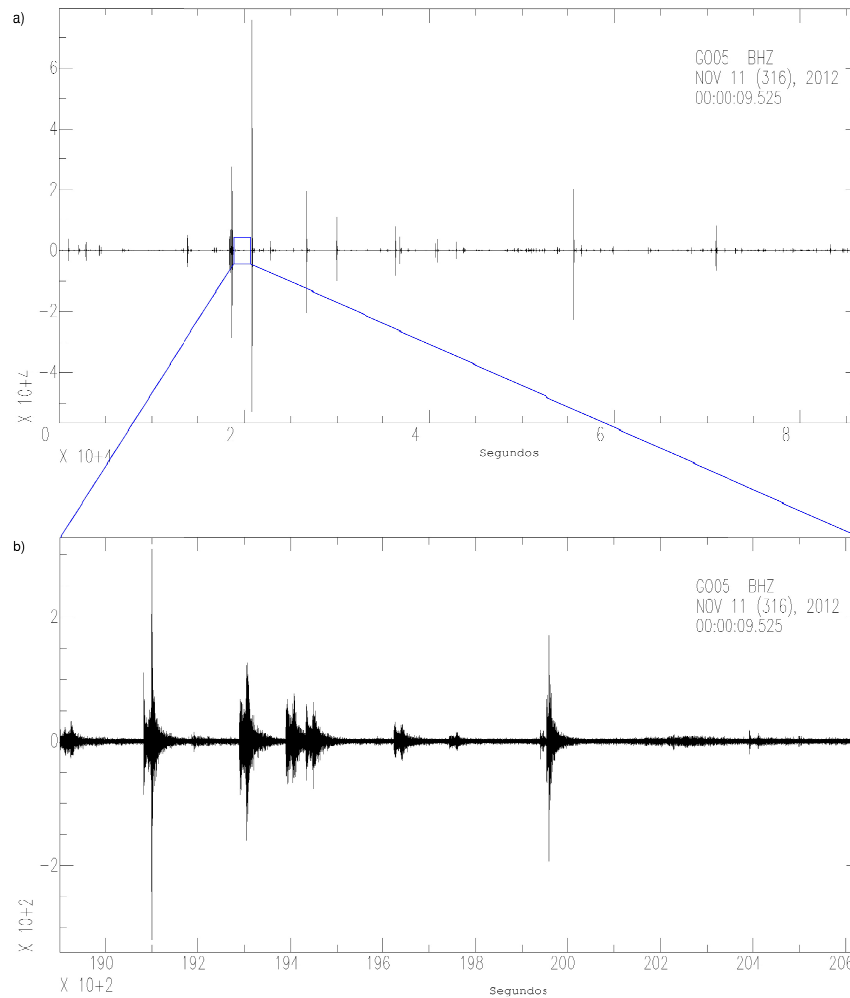


Figura 6.9: (a) Señal continua de un día completo del día 11 de Noviembre del 2012 de la estación GO05 BHZ. (b) Ventana de tiempo empleada de la Figura (a), se observa en detalle la presencia de sismos de menor magnitud.

En la Figura 6.9 se observa claramente la presencia de sismos de menor magnitud, que no están localizados en el catálogo, entre dos sismos de mayor magnitud los cuales pudieron ser localizados con mayor facilidad. Por lo tanto, la cantidad de sismos que pertenecen a un enjambre sísmico es mucho mayor a la registrada en el catálogo del CSN.

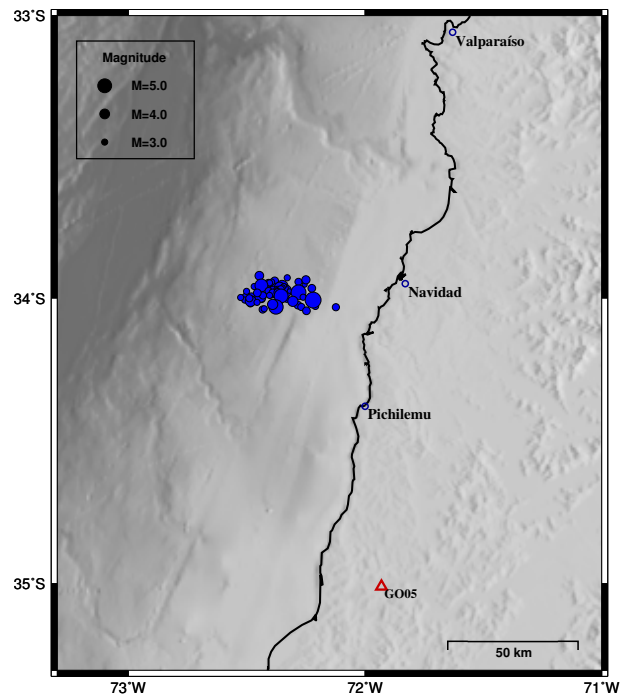


Figura 6.10: Mapa de enjambres del año 2012 y en triángulo rojo la estación GO05

6.2.5. Enjambres del año 2014

El día 19 de Octubre se manifiesta un pequeño enjambre con una cantidad de 5 eventos con magnitudes entre M_L 2.7 y 3.6. Luego los días 23, 24 y 25 de octubre ocurre otro enjambre con una cantidad de 11 eventos con magnitudes entre M_L 2.7 y 5.0. En las Tablas C.12 y C.13 se muestran sus hipocentros.

La Figura 6.11 muestra la distribución espacial de los dos enjambres en este período presentando también una tendencia de su distribución espacial en dirección Este-Oeste.

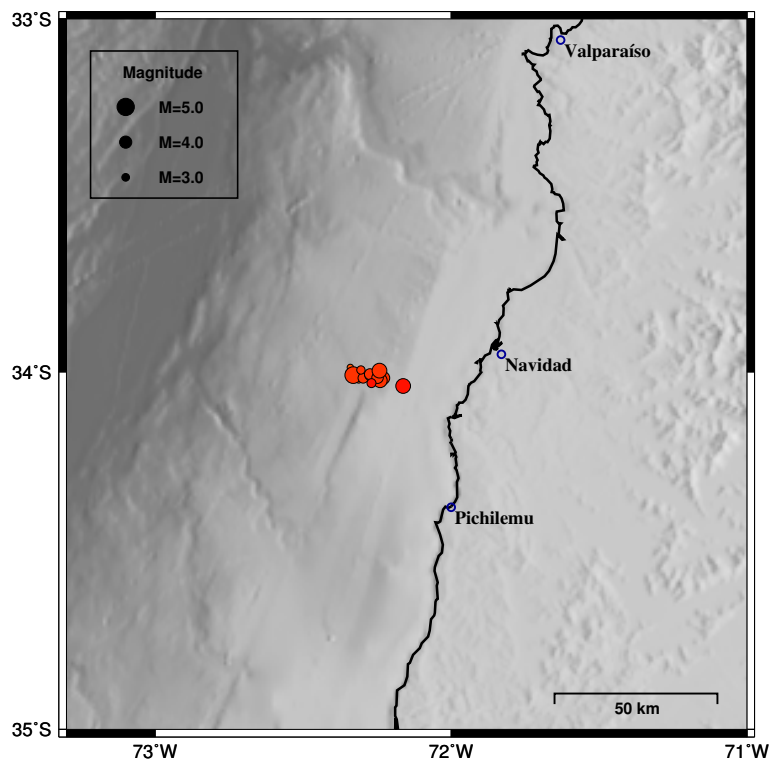


Figura 6.11: Mapa de los enjambres identificados en el año 2014

6.3. Recurrencia temporal y espacial

La recurrencia temporal parece ser una manifestación sísmica característica de la zona de Navidad. Existe una persistencia de actividad tipo enjambre en el período de este estudio. También se concluye que este tipo de actividad es continua en el tiempo e independiente de la ocurrencia de un gran terremoto como fue el del 2010.

La base de datos a utilizar abarca 15 años, desde el año 2000 al 2015. La recurrencia de enjambres sísmicos en la zona de Navidad se muestra en la Figura 6.12, en donde sólo se muestra la sismicidad producida por los enjambres acontecidos. Cabe mencionar que la sismicidad ocurrida entre el año 2010 a partir del 27 de febrero y hasta el 31 de diciembre del 2011, no fue estudiada, debido a la gran cantidad de réplicas del megaterremoto del Maule.

En la Figura 6.12 con flechas rojas continuas se indica los enjambres identificados y con flecha roja segmentada indica el posible enjambre en el año 2010.

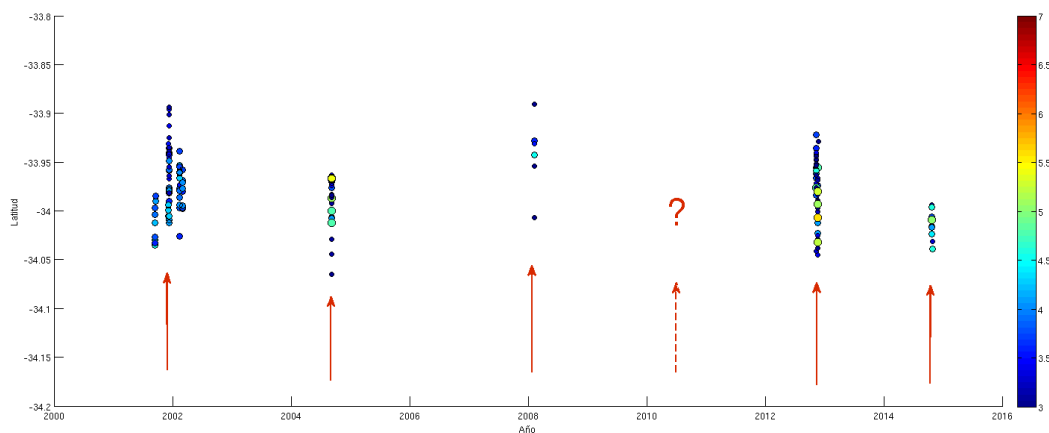


Figura 6.12: Enjambres identificados en la zona de Navidad. Flechas rojas continuas indica los enjambres ocurridos y flecha roja segmentada indica un posible enjambre en el año 2010.

Con este análisis se estima una recurrencia de 2.7 ± 0.7 años, siempre cuando sea incluido el posible enjambre en el año 2010. Por lo tanto, se podría decir que existe una recurrencia con cierta periodicidad de enjambres sísmicos en la misma zona. Anterior al 2002 se observan enjambres pero la completitud mínima del catálogo del NEIC es de M_L 4.0. Esto permite suponer que algunos enjambres no fueron registrados.

6.4. Interpretación sismotectónica

A lo largo del margen oceánico chileno la placa de Nazca subducta a una velocidad de convergencia de aproximadamente 6.8 cm/año [Vigny *et al.* (2009)] debajo de la placa Sudamericana, con un azimut de convergencia de 78°E [Angermann *et al.* (1999)]. En la zona central de Chile (33°S - 46.5°S) se depositan en la fosa sedimentos procedentes de los Andes [Thornburg & Kulm (1987)], llegando a un espesor de 2-3 km en eje de la fosa [por ejemplo Scherwath *et al.* (2009)].

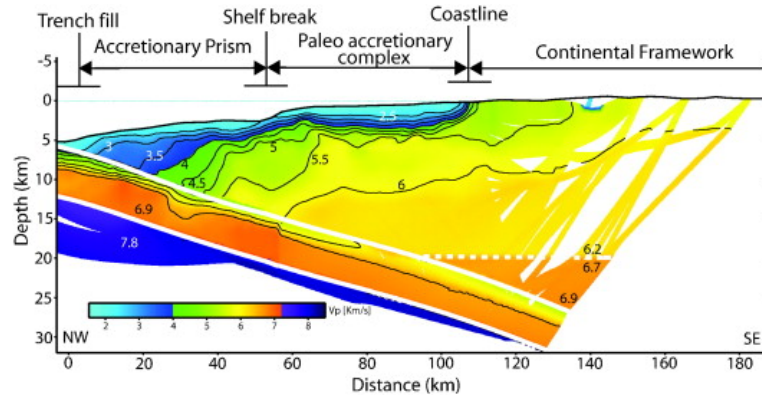
Moscoso *et al.* (2011), quien realizó perfiles sísmicos nuevos para la zona que comprende el terremoto del Maule ($\sim 34.5^\circ\text{S}$), propone que el margen se compone de tres claros dominios (ver Figura 6.13):

(1) Prisma de acreción frontal (AP): cuerpo en forma de cuña con velocidades típicas de sedimentos (<4.0 km/s).

(2) Complejo Paleo-acrecionario: En este dominio las velocidades oscilan entre 4.0 km/s y 5.5 km/s, lo que indica un menor efecto de fracturamiento y una resistencia mecánica mayor en comparación con la del prisma de acreción frontal. Este dominio ya ha sido interpretado como un paleo prisma de acreción con una edad estimada Jurásica [Contreras-Reyes *et al.* (2008)].

(3) Marco continental: La transición a este dominio se señala por otro gradiente de velocidad hacia tierra, donde V_p se incrementa desde la plataforma continental a valores de 5.0 - 5.5 km/s cerca de tierra firme. Este cambio en la velocidad marca la transición del complejo paleoacrecionario a finales de los granitoides paleozoicos de arco [Arriagada *et al.* (2011)].

La transición entre las zonas (1) y (2) se caracteriza por un fuerte gradiente de velocidad horizontal de entre 40 y 60 km tierra adentro desde el frente de deformación.



E. Moscoso *et al.* / *Earth and Planetary Science Letters* 307 (2011) 147–155

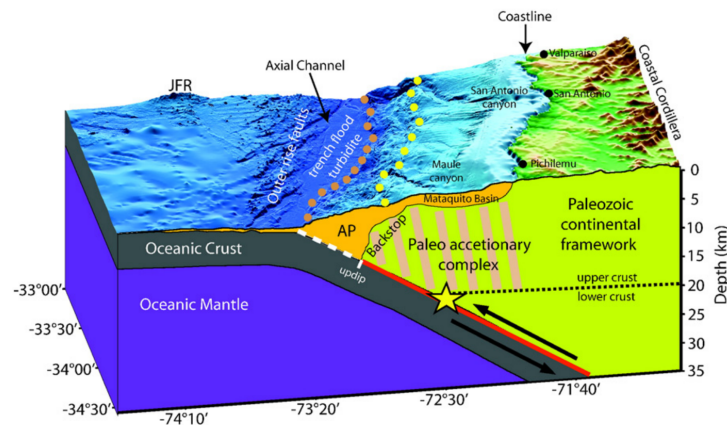


Figura 6.13: (a) Resultados del trabajo de Moscoso de acuerdo al tiempo de viaje de ondas sísmicas utilizadas en la tomografía de la costa del Maule y su interpretación sísmica. (b) Batimetría conjunta e interpretación sísmica del área de estudio. AP prisma de acreción. La línea de color rojo corresponde a la zona sísmogénica estimada, y la línea blanca segmentada corresponde a la zona asísmica. La estrella indica el hipocentro estimado de $M_w = 8.8$ grados proyectada sobre nuestro perfil. Los puntos de color naranja en la batimetría indican el frente de deformación y los amarillos de la proyección de la parte delantera.

Anteriormente, en el capítulo 4 se realizó la inversión del tensor de momento sísmico y se obtuvo las profundidades de sismos más relevantes. En la Figura 6.14 se muestra el perfil particularmente para la zona de Navidad, incluyendo sólo los sismos con $M_L \geq 5$ que pertenecen al enjambre del 2012 y los sismos con $M_L \geq 4.7$ que pertenecen al enjambre del 2014.

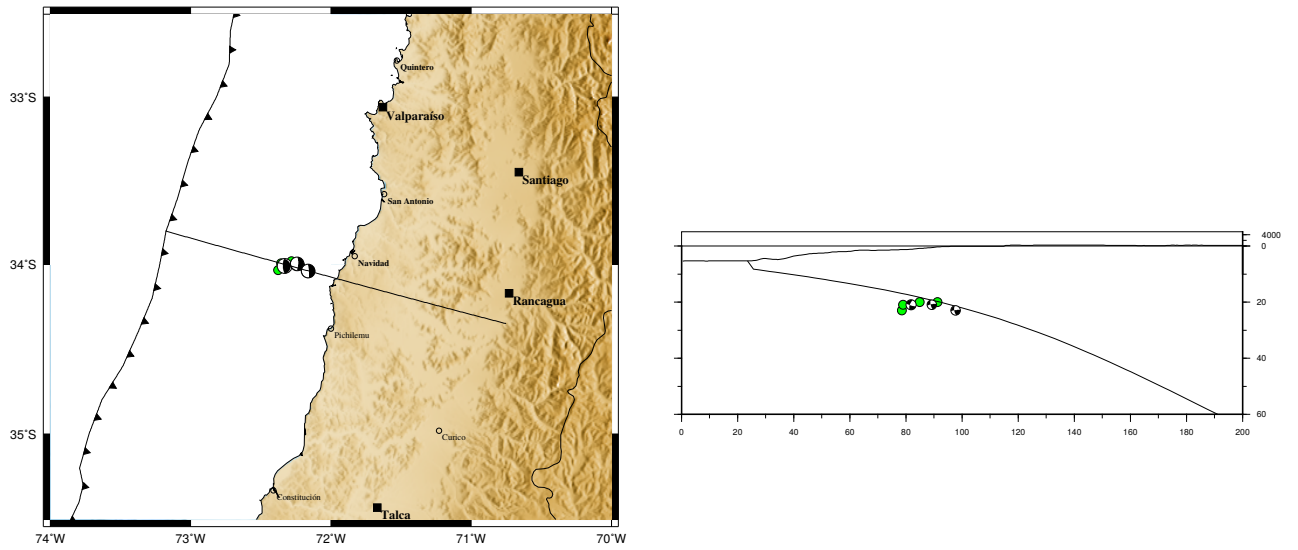


Figura 6.14: Enjambre del 2012 con sismos de magnitud $M_I \geq 5$ y enjambre del 2014 con sismos de magnitud $M_I \geq 4.7$.

La distribución de los eventos que pudieron ser estudiados se sitúan en el contacto entre placas a una profundidad aproximada de 22 km y entre 70 y 100 km de distancia desde la fosa. Los mecanismos focales obtenidos son de tipo inverso, resultado que se espera obtener en la zona, si asumimos que estos eventos ocurren en el contacto de placas.

La Figura 6.15 muestra una representación del perfil realizado en conjunto con el estudio de Moscoso *et al.* (2011). En éste se representa los dominios propuestos para la zona. La zona con AP representa el prisma acrecionario, la zona achurada corresponde al dominio (2) Complejo Paleoacrecionario, y luego la zona de basamento en la placa continental.

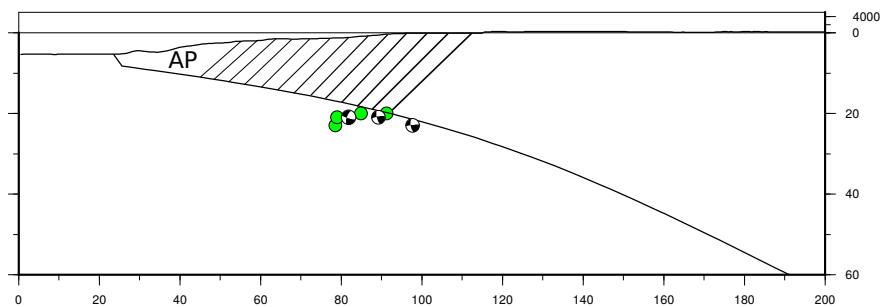


Figura 6.15: Perfil sísmico de la zona de Navidad en conjunto con la interpretación sismotectónica de acuerdo al trabajo de Moscoso

De acuerdo a la Figura 6.15 la distribución de los enjambres sísmicos estudiados se localizan en una zona que puede ser interpretada de tres posibles maneras: estar ubicados en la zona de contacto por debajo del prisma paleo-acrecionario, en la zona de contacto debajo del basamento o en la zona de transición del complejo paleo-acrecionario y basamento.

Mediante este análisis, en este trabajo se propone que la localización de los enjambres sísmicos se ubican en la zona de contacto con el prisma paleo-acrecionario o en el interfaz entre el prisma paleo-acrecionario y basamento.

Se propone que los enjambres se generan en una zona de falla. Una zona de falla favorece la presencia de fluidos en el contacto sismogénico, aumentando la presión de poros. La alta presión de poros y fluidos se correlaciona con regiones de bajo acoplamiento [Moreno *et al.* (2014)]. Estas zonas hidratadas son también el mejor hábitat de fenómenos asísmicos como el deslizamiento lento y enjambres sísmicos [Rogers & Dragert (2003); Vallee *et al.* (2013); Saffer & Wallace (2015)]. Por lo tanto, la zona donde se ubican los enjambres de Navidad es una zona propicia para la generación de este fenómeno y por ende su recurrencia en el mismo lugar. Como también la alta probabilidad de que se generen sismos lentos en esta misma zona.

Se observa que la distribución espacial de los enjambres (ver Figura 6.16) siguen una distribución preferentemente Este-Oeste. Esta característica puede estar correlacionada con las estructuras y fracturas en la génesis de la placa subductada (Poli *et al.* (2016) *comunicación personal.*). Para ver como influye se analiza la Figura 6.16 que muestra el mapa batimétrico de la zona.

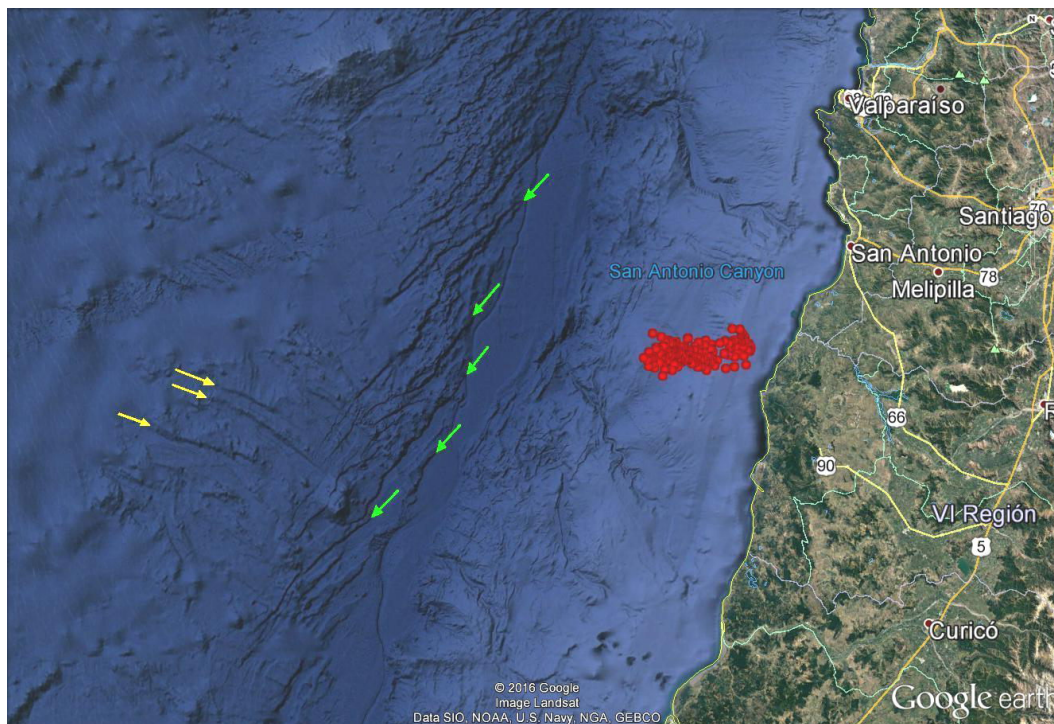


Figura 6.16: Mapa obtenida desde Google Earth para la observación de la batimetría de la zona, sismos de enjambres graficados en círculos rojos, las flechas amarillas indican estructuras de la placa oceánica y las flechas verdes indican estructuras por efecto de flexión de la subducción en la fosa.

Se observa que desde punto de vista de la placa oceánica se tienen dos series de fallas, por un lado se tiene un set de fracturas en dirección noreste donde la fábrica de la placa oceánica va en dirección noroeste (flechas amarillas en la Figura 6.16) y por otro lado se tiene un set de fallas alineadas casi paralelamente al outer rise (flechas verdes en la Figura 6.16). Entonces es probable que estas estructuras pudiesen controlar la migración de fluidos, es decir, si está subduciendo un patrón de fallas. Por dentro los fluidos migran en sentido de las fallas, claramente si hay dos patrones ésta sigue una vía preferente y en este caso seguiría por las fallas con dirección noreste. Entonces se propone la hipótesis que la persistencia de enjambres en el sector de Navidad está asociada a la presencia de zonas de fracturas y/o fallas de la placa de Nazca que se encuentran presentes en el contacto sísmico.

Por otra parte, está la posibilidad de que haya influencia de un monte submarino [Bilek *et al.* (2003)] que esté generando esta distribución de enjambres, ya que la dirección de convergencia de placas es similar a la dirección de distribución de sismos en el enjambre. La Figura 6.17 muestra el estudio realizado por Hicks *et al.* (2012). En la Figura 6.17a se observa una pequeña anomalía de alta velocidad en la zona de Pichilemu señalado con la letra **g** e interpretado como posible monte submarino.

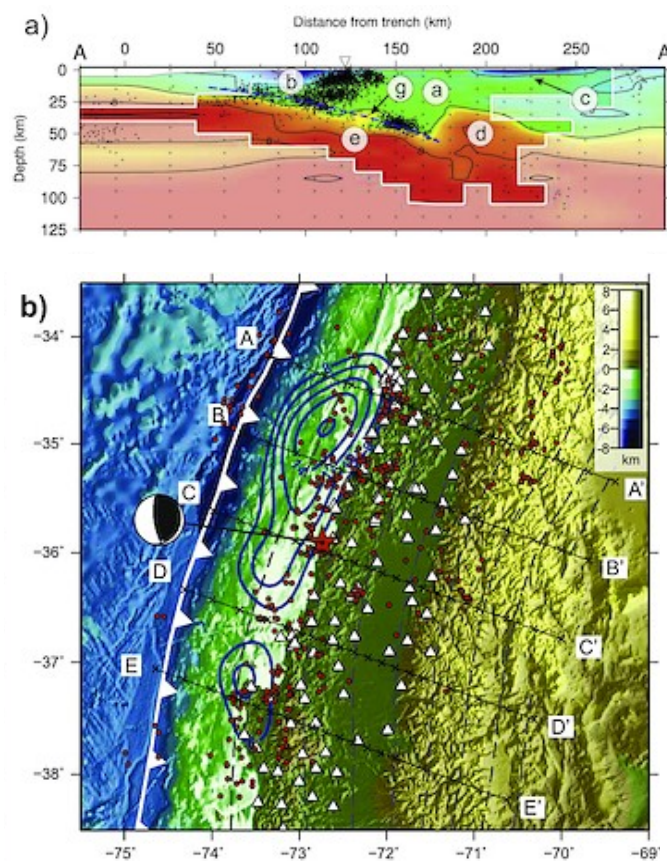


Figura 6.17: a) Sección transversal AA' de modelo de velocidad de la onda P. Interpretación: (a) corteza continental, (b) ante-arco, (c) cuenca central, (d) manto continental, (e) corteza oceánica subducida, (g) anomalía de alta velocidad situada encima de la interfaz de subducción. b) Mapa local con batimetría/topografía del estudio de Hicks *et al.* (2012) para el Terremoto del Maule el 2010, se indican los perfiles realizados.

6.4.1. Acoplamiento sísmico

Una zona hidratada produce alta presión de poros y tiene una alta correlación con una zona de bajo acoplamiento sísmico. Por esta razón se estudia la distribución espacial de la sismicidad de enjambres sísmicos de Navidad en torno al modelo de acoplamiento intersísmico, con el objetivo de corroborar el comportamiento que tienen los enjambres estudiados. Se utiliza el trabajo de la distribución de acoplamiento sísmico para la zona central de Chile obtenido por Moreno *et al.* (2014). Cabe señalar que este modelo presenta una pérdida de resolución en la zona más próxima a la fosa por la distribución en el continente de las antenas GPS.

Durante la etapa intersísmica del ciclo sísmico, la convergencia de las placas produce deformación elástica en la placa superior [Klotz *et al.* (1999); Pritchard *et al.* (2002); Chlieh *et al.* (2004)] Dicha defromación en superficie puede ser cuantificada a través del uso de datos geodésicos. Al realizar la inversión de estos datos es posible obtener la distribución de acoplamiento intersísmico. Este coeficiente entrega una idea sobre como varía la subducción a lo largo de una región.

La Figura 6.18 muestra el modelo de acoplamiento de toda la zona de estudio y sobre ella se identifica con una estrella blanca la distribución espacial de los enjambres sísmicos estudiados.

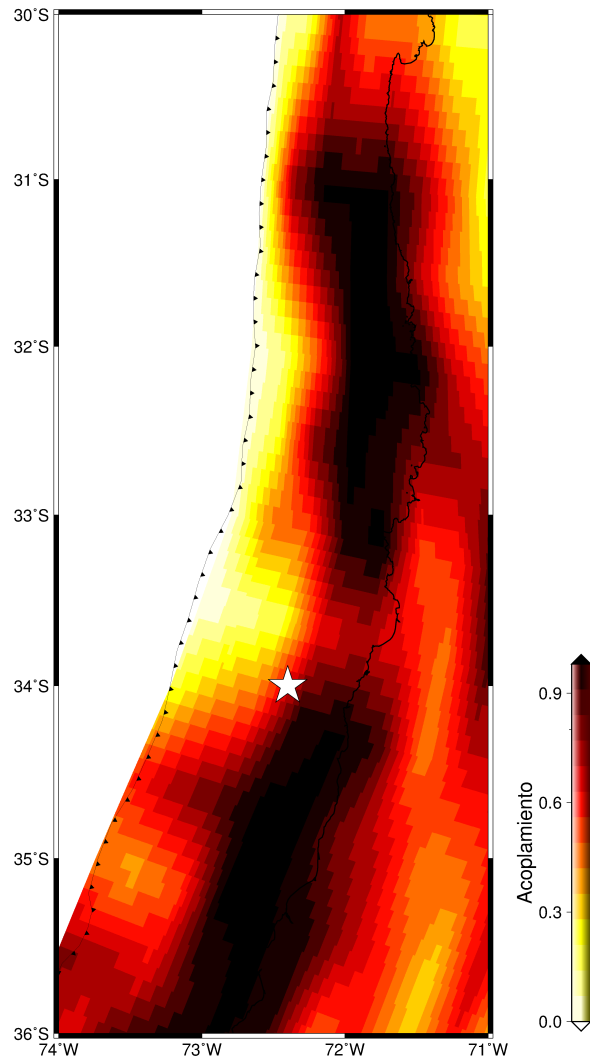


Figura 6.18: Distribución de enjambres sísmicos(estrella blanca) con respecto al acoplamiento intersísmicos de Métois *et al.* (2014)

De acuerdo a la Figura 6.18 los enjambres sísmicos están ubicados en una zona de bajo acoplamiento pero en el límite de una zona de alto acoplamiento (zona en rojo de la Figura).

Es interesante notar que en una zona de bajo acoplamiento permitiría el libre deslizamiento o *creeping*. Este deslizamiento podría manifestarse como enjambres sísmicos recurrentes en esta zona de bajo acoplamiento y también sería una zona favorable para la generación de sismos lentos [Métois *et al.* (2014)].

6.5. Trabajo a futuro

De acuerdo con las características analizadas anteriormente, hay evidencias de la existencia de deslizamiento lento o terremotos lentos en la zona de estudio. Este deslizamiento tendría una estrecha relación con la presencia de tremors en zonas de subducción.

6.5.1. Identificación de tremors

Durante los últimos 60 años, los científicos han descubierto evidencias de una clase de terremotos que se producen inusualmente lento [Benioff & Press (1958); Kanamori (1972); Kanamori & Stewart (1976); Yamashita (1980); Sacks *et al.* (1981); Silver & Jordan (1982)]. Los terremotos lentos generan formas de ondas ineficiente en radiación sísmica en comparación a los terremotos comunes. Los terremotos silenciosos están en el extremo final del espectro, ya que son asísmicos y no generan radiación sísmica detectable [Beroza & Jordan (1990)].

Los tremors se han observado en una estrecha relación con los eventos de deslizamiento lento en las zonas de subducción. La evidencia apunta que estos eventos son miembros de una familia de terremotos lentos que se producen en la zona de subducción abajo de las zonas de falla en un régimen de transición entre una región de alto acoplamiento y una región de libre deslizamiento. Las formas de onda de estos eventos tienen una baja amplitud y se ven ruidosos en comparación con la de sismos ordinarios, pero se observa las llegadas de ondas a las estaciones sismológicas.

Otra evidencia observada de la actividad tipo tremor fue en el estudio que realizó Obara (2002), él observó que el tremor es episódico: hay períodos de actividad concentrada de días a semanas que se interrumpen con períodos de meses con pocos o ningún tremor. Esta misma evidencia fue observada en el trabajo de Rogers & Dragert (2003) la cual mostramos en la Figura 6.19. En la figura se observa la ocurrencia de tremors en forma periódica asociada a deslizamientos lentos. Esta evidencia aunque no del todo similar, se podría relacionar con la recurrencia periódica encontrada en los enjambres de Navidad.

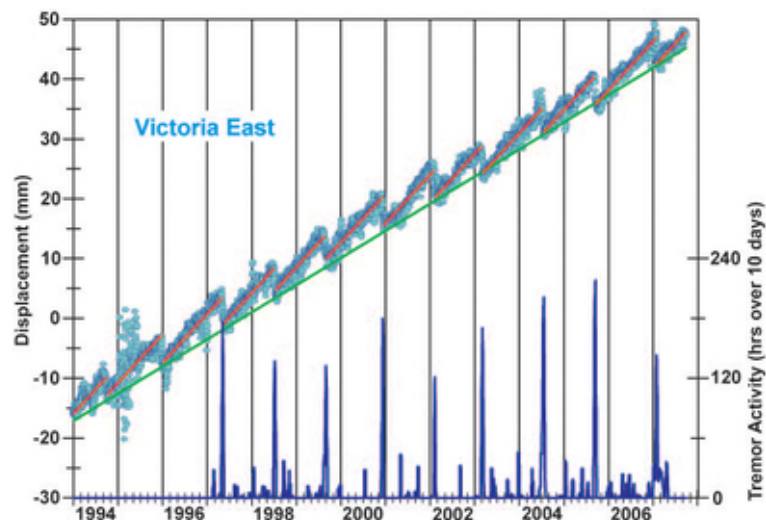


Figura 6.19: Tremors que generan un sismo lento [Rogers & Dragert (2003)]

Obara (2002) también encontró que el lugar del tremor migra lentamente a lo largo del strike a una velocidad de aproximadamente 10 km/día. Con respecto a la migración mencionada, se ha observado también la existencia de migraciones de enjambres sísmicos en algunos períodos donde ocurre más de un enjambre, por ejemplo en los enjambres que pertenecen al año 2012.

Para evidenciar la existencia de tremors en la zona, se realiza una búsqueda en datos de período largo en estaciones cercanas a la zona de estudio. La búsqueda se realiza en las estaciones VA05, GO05 y BO03 (Figura 6.21) para datos después del año 2014, debido a que se tienen más estaciones con mejores instrumentos en comparación a años anteriores. La Figura 6.20 muestra las señales filtradas y seleccionadas en donde observamos señales que no corresponden a sismos comunes. Con estas observaciones se propone la posibilidad de existencia de tremors en la zona y se recomienda realizar un análisis exhaustivo en el futuro.

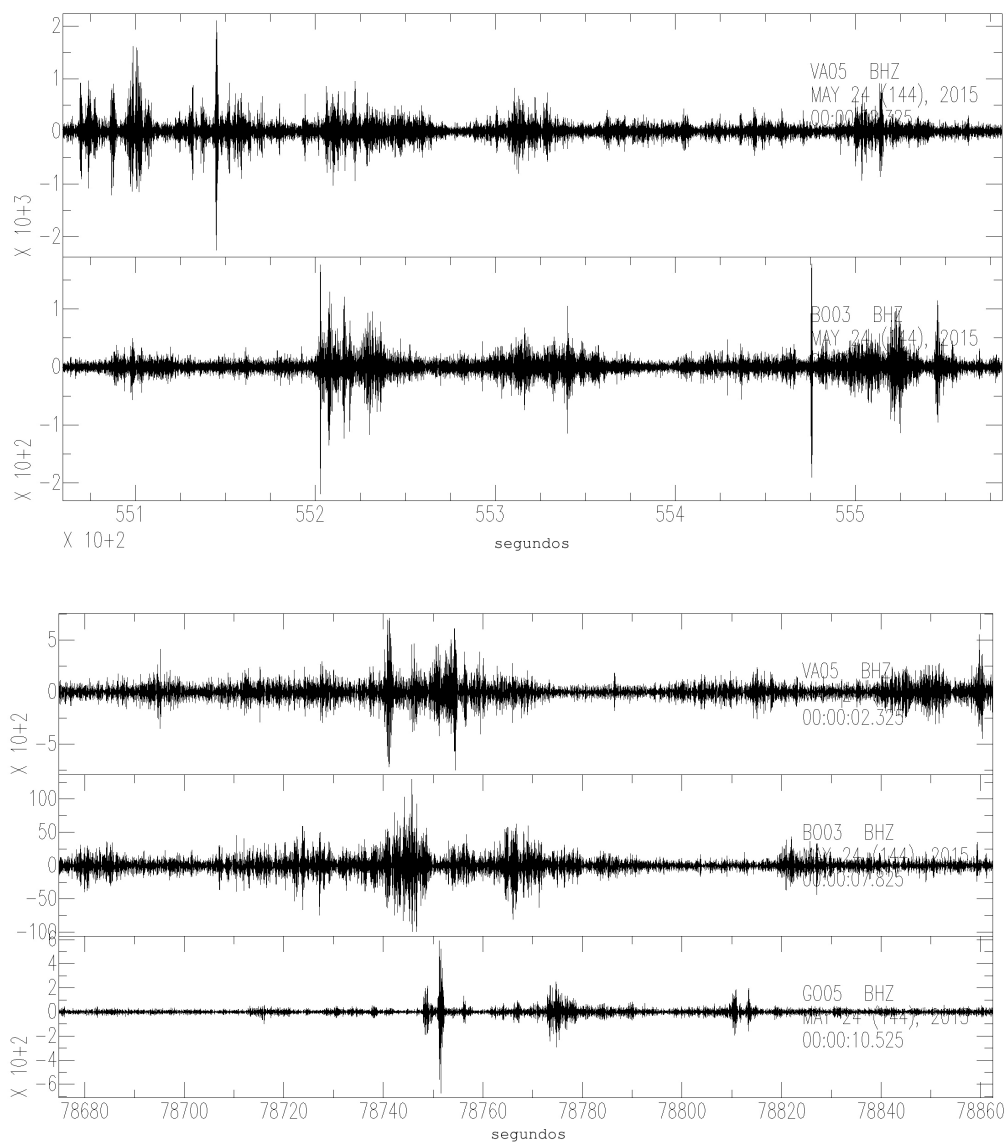


Figura 6.20: Posibles tremors en la zona de Navidad. Se grafican dos o tres estaciones para observar su correlación.

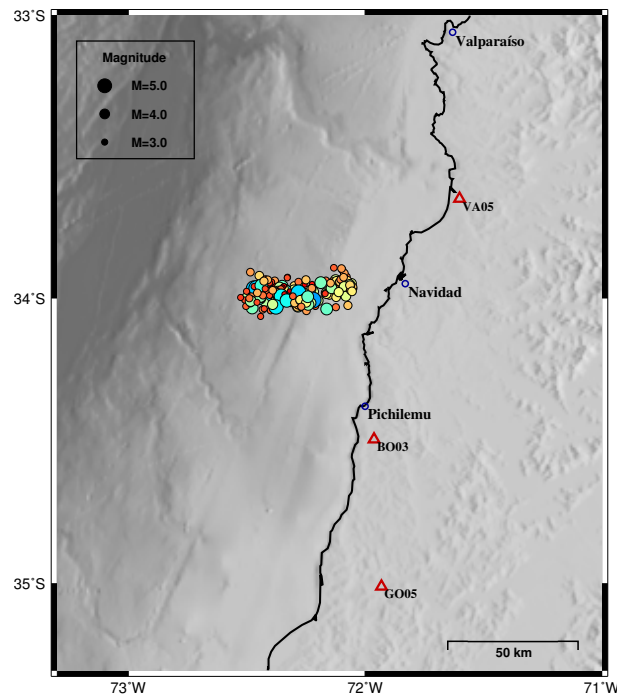


Figura 6.21: Mapa de sismos que pertenecen a los enjambres de Navidad y estaciones utilizadas (triángulos rojos) para la identificación de temors

En la última década, muchos de los descubrimientos relativos a terremotos lentos han sido posible sólo por el despliegue de una nueva generación de redes de monitoreo de terremotos densamente espaciados y altamente sensibles. Sin embargo, en la zona Central de Chile aún no se han evidenciado este tipo de sismos.

Finalmente se recomienda instalar una red de monitoreo con mayor densidad de estaciones sísmológicas para la zona de Navidad y poder así evidenciar la existencia de este tipo de sucesos, ya sea de la existencia de temors y/o sismos de deslizamiento lento.

6.6. Resultados y discusión

Se observa una recurrencia temporal de los enjambres sísmicos estudiado en Navidad de 2.7 ± 0.7 años. Los enjambres sísmicos se localizan en una zona de bajo acoplamiento. Se propone que en la zona de Navidad existe una alta presencia de zonas de fallas que genera la alta presión de poros, esto favorecería la presencia de la sismicidad tipo enjambre persistente en la zona. La correlación de la zonas de falla con el valor observado de bajo acoplamiento sugiere el importante papel de los fluidos en el control de comportamiento de fricción de la interfaz de la placa, según lo propuesto por Moreno *et al.* (2014).

Las regiones ricas en fluido con bajo acoplamiento actúan como barreras para grandes eventos de megathrust y de alta velocidad sísmica en el período intersísmico. Los enjambres se relaciona a características de sismicidad con extensiones de fluidos y regiones geológicas complejas [Blanpied *et al.* (1995), Fagereng & Sibson (2010)] es probable que sea impulsado por eventos de desliza-

miento lento [Rogers & Dragert (2003), Vallee *et al.* (2013)], por tanto, se postula en este trabajo la posible presencia de deslizamiento lento en la zona y que los enjambres se encuentran en la frontera de una gran aspereza o zona de falla de corteza oceánica.

Se observa que los enjambres siguen una distribución espacial preferentemente Este-Oeste, esta característica se correlaciona con las estructura observadas hoy en la placa de Nazca (Figura 6.16) de la placa subductada desde el mar hacia la fosa. La orientación de las fallas en la placa oceánica se correlaciona con la orientación preferente de estos enjambres sísmicos. Pero por otro lado, se puede relacionar a montes submarinos debido a la dirección de convergencia de las placas.

Capítulo 7

Conclusiones y discusiones generales

Se identifican zonas en latitud con mayor y menor tasa de sismicidad, destacándose las zonas con mayor concentración de actividad sísmica con altos peaks en las curvas de cantidad de eventos en función de la latitud. Estas zonas con mayor tasa de sismicidad perduran en el tiempo independiente de la eventualidad de un gran terremoto.

La relocalización realizada sólo mejora la localización epicentral de los eventos pero no la profundidad, ya que la relocalización depende de la localización de los sismos y éstos tienen errores en el parámetro de profundidad. Este problema genera un error de arrastre en la ejecución. La relocalización por HypoDD genera una agrupación de los eventos, permite que el programa Cluster identifique clusters de manera más estable que sin realizar una relocalización.

Con la aplicación de la inversión para obtener el Tensor de Momento Sísmico se obtienen buenos resultados de la estimación de profundidad para sismos a partir del año 2012 y con magnitudes mayores a 5.0. Los mecanismos focales se logran obtener para eventos a partir del año 2014, para sismos con magnitud sobre 4.7, debido a la instalación de nuevas estaciones a partir de ese año, sin embargo, no se puede realizar en todas las zonas, por la distribución heterogénea de éstas.

Dado que la zona de estudio es una zona de subducción, se espera que la mayoría de los sismos sean del tipo inverso. Los resultados obtenidos de la inversión con dipolo compensado (CLVD) tienen mayor aproximación a lo que se espera obtener en la zona, ya que la mayor parte de los eventos obtenidos son de tipo inverso. Por otro lado, la comparación realizada para los mecanismos focales, se observa que NEIC obtiene resultados del tipo inverso en todos los eventos, tal como se espera, pero los resultados obtenidos con doble par son los que más se aproximan a los resultados obtenidos por NEIC. Por lo tanto, se analizan ambos resultados.

Los resultados de profundidades realizando la inversión muestran menor dispersión y una mayor convergencia hacia el contacto de placas en profundidad en comparación con los resultados de profundidades obtenidos con SEISAN.

El estudio de *b-value* para la zona de Illapel muestra que existe una disminución del *b-value* anterior al Terremoto el 2015, pero este cambio ocurre anterior al año 2010. Se concluye que hay una baja del *b-value* en la zona de más de 5 años anterior al terremoto. En la zona del Maule se

percibe una disminución del b-value, pero no muy clara, esto puede deberse a la baja cantidad de eventos que ocurren en ese período en la zona. Por esta misma razón no se pudo realizar en cálculo de b-value para dos años anteriores debido a que la cantidad de eventos es insuficiente.

La *quiescencia* sísmica evaluada para el terremoto del Maule muestra que existe una disminución importante de la tasa de sismicidad en la zona a partir del año 2006 hasta el 2010, anterior al terremoto, de una tasa aproximada de 130 eventos (mayores a $M_L 3.5$) por año disminuye a una tasa aproximada de 15 eventos por año. La *quiescencia* sísmica evaluada en la zona del Terremoto de Illapel se observa una disminución de la tasa de sismicidad a partir del año 2007 hasta antes del terremoto, esto es aproximadamente 8 años manteniendo una media de 66 eventos por año, en comparación con la media anterior de aproximadamente 148 eventos por año. Las dos zonas con una disminución en la tasa de sismicidad de más del 50 por ciento.

Se concluye que los clusters observados en la zona de Navidad son enjambres sísmicos. Se observa que existe una recurrencia temporal de los enjambres sísmicos estudiados en Navidad. Los enjambres sísmicos se localizan en una zona de bajo acoplamiento. Se observa que la distribución espacial de los enjambres siguen una distribución preferentemente Este-Oeste, esta característica se podría correlacionar con las estructuras observadas hoy en la placa de Nazca. Esta distribución también podría deberse a montes submarinos correlacionados con la dirección de convergencia de las placas.

Se propone que en la zona de Navidad existe una alta presencia de zonas de falla en la placa oceánica que generan alta presión de poros, esto favorecería la presencia de la sismicidad tipo enjambre persistente en la zona. La correlación de las zonas de falla con el valor observado de bajo acoplamiento sugiere un importante papel de los fluidos en el control del comportamiento de la fricción en la interfaz de las placas.

Las regiones ricas en fluido con bajo acoplamiento actúan como barreras para grandes eventos de megathrust y de alta velocidad sísmica en el período intersísmico. Los enjambres se relacionan a características de sismicidad con extensiones de fluidos y regiones geológicas complejas, es probable que sea impulsado por eventos de deslizamiento lento, por tanto, se postula la posible presencia de deslizamiento lento en la zona y que los enjambres se encuentran en la frontera de una gran aspereza o se encuentran en una zona de falla.

Se recomienda como trabajo a futuro instalar una red de monitoreo con mayor densidad de estaciones sismológicas para la zona de Navidad y poder así estudiar la posible existencia de tremors y/o sismos de deslizamiento lento.

Bibliografía

- Ammon, C, Lay, T, Velasco, A, & Vidale, J. 1994. Routine estimation of earthquake source complexity: The 18 October 1992 Colombian earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **84**(4), 1266–1271.
- Angermann, D, Klotz, J, & Reigber, Ch. 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, **171**(3), 329–334.
- Arriagada, C, Arancibia, G, Cembrano, J, Martínez, F, Carrizo, D, Jan, M Van Sint, Sáez, E, González, G, Rebolledo, S, Sepúlveda, SA, *et al.* . 2011. Nature and tectonic significance of co-seismic structures associated with the Mw 8.8 Maule earthquake, central-southern Chile forearc. *Journal of Structural Geology*, **33**(5), 891–897.
- Astroza, M, Sandoval, M, & Kausel, E. 2005. Estudio comparativo de los efectos de los sismos chilenos de subducción del tipo intraplaca de profundidad intermedia. *Jornadas de Sismología e ingeniería Antisísmica*.
- Barrientos, S, & Ward, S. 1990. The 1960 Chile earthquake: inversion for slip distribution from surface deformation. *Geophysical Journal International*, **103**(3), 589–598.
- Barrientos, S, Bataille, K, Aranda, C, Legrand, D, Báez, JC, Agurto, H, Pavez, A, Genrich, J, Vigny, C, & Bondoux, F. 2007. Complex sequence of earthquakes in Fjordland, Southern Chile. *Proceedings Geosur, Abstract Volume*, 21.
- Båth, Markus. 1965. Lateral inhomogeneities of the upper mantle. *Tectonophysics*, **2**(6), 483–514.
- Batlló, J, Stich, D, Macià, R, & Morales, J. 2010. moment tensor inversion for the 5 July 1930 montilla earthquake (southern Spain). *Seismological Research Letters*, **81**(5), 724–731.
- Beck, S, Barrientos, S, Kausel, E, & 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.
- Benioff, H, & Press, F. 1958. Progress report on long period seismographs. *Geophysical Journal International*, **1**(3), 208–215.
- Benoit, J. P., & McNutt, S. R. 1996. Global volcanic earthquake swarm database and preliminary analysis of volcanic earthquake swarm duration.

- Beroza, G, & Jordan, T. 1990. Searching for slow and silent earthquakes using free oscillations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **95**(B3), 2485–2510.
- Bilek, S, Schwartz, S, & DeShon, H. 2003. Control of seafloor roughness on earthquake rupture behavior. *Geology*, **31**(5), 455–458.
- Blanpied, Michael L., Lockner, David A, & Byerlee, James D. 1995. Frictional slip of granite at hydrothermal conditions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **100**(B7), 13045–13064.
- Campos, J, Hatzfeld, D, Madariaga, R, López, G, Kausel, E, Zollo, A, Iannacone, G, Fromm, R, Barrientos, S, & Lyon-Caen, H. 2002. A seismological study of the 1835 seismic gap in south-central Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **132**(1), 177–195.
- Chlieh, M, De Chabalier, J, Ruegg, J, Armijo, R, Dmowska, R, Campos, J, & Feigl, K. 2004. Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the North Chile subduction zone, from GPS and InSAR observations. *Geophysical Journal International*, **158**(2), 695–711.
- Cisternas, M, Atwater, B, Torrejón, F, Sawai, Y, Machuca, G, Lagos, M, Eipert, A, Youlton, C, Salgado, I, Kamataki, T, *et al.* . 2005. Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake. *Nature*, **437**(7057), 404–407.
- Clift, P, & Vannucchi, P. 2004. Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, **42**(2).
- Comte, D, Eisenberg, A, Lorca, E, Pardo, M, Ponce, L, Saragoni, R, Singh, S, & Suárez, G. 1986. The 1985 central Chile earthquake: a repeat of previous great earthquakes in the region? *Science*, **233**(4762), 449–453.
- Comte, D, Pardo, M, & Ponce, L. 1989. Evolución espacio-temporal de la secuencia del sismo del 3 de marzo de 1985 en Chile Central: precursores y réplicas. *In: 5as Jornadas chilenas de sismología e ingeniería antisísmica. 7-11 de Agosto. Santiago, Chile.*
- Comte, D, Tassara, A, & Farías, M. 2007a. Análisis del enjambre sísmico de Copiapó, 2006: sismicidad histórica y contacto interplaca. *Santiago: inédito, Departamento de Geofísica, Universidad de Chile.*
- Comte, D., Gallego, A., Russo, R., Mocanu, V., Murdie, R., & Vandecar, J. 2007b. The Aysen (Southern Chile) 2007 seismic swarm: volcanic or tectonic origin? *Page 04 of: AGU Spring Meeting Abstracts*, vol. 1.
- Contreras-Reyes, E, Grevemeyer, I, Flueh, E, & Reichert, C. 2008. Upper lithospheric structure of the subduction zone offshore of southern Arauco peninsula, Chile, at 38 S. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **113**(B7).
- Contreras-Reyes, E, Ruiz, J, Becerra, J, Kopp, H, Reichert, C, Maksymowicz, A, & Arriagada, C. 2015. Structure and tectonics of the central Chilean margin (31–33 S): Implications for subduction erosion and shallow crustal seismicity. *Geophysical Journal International*, **203**(2), 776–791.
- Dahm, T, Manthei, G, & Eisenblätter, J. 1999. Automated moment tensor inversion to estima-

- te source mechanisms of hydraulically induced micro-seismicity in salt rock. *Tectonophysics*, **306**(1), 1–17.
- Dreger, D., & Helmberger, D. 1993. Determination of source parameters at regional distances with three-component sparse network data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **98**(B5), 8107–8125.
- Dziewonski, A., & Woodhouse, J. 1983. An experiment in systematic study of global seismicity: Centroid-moment tensor solutions for 201 moderate and large earthquakes of 1981. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **88**(B4), 3247–3271.
- Evison, F., & Rhoades, D.A. 1993. The precursory earthquake swarm in New Zealand: hypothesis tests. *New Zealand journal of geology and geophysics*, **36**(1), 51–60.
- Fagereng, Åke, & Sibson, Richard H. 2010. Melange rheology and seismic style. *Geology*, **38**(8), 751–754.
- Fariás, Marcelo, Comte, Diana, Roecker, Steven, Carrizo, Daniel, & Pardo, Mario. 2011. Crustal extensional faulting triggered by the 2010 Chilean earthquake: The Pichilemu Seismic Sequence. *Tectonics*, **30**(6).
- Fischer, T., & Horálek, J. 2003. Space-time distribution of earthquake swarms in the principal focal zone of the NW Bohemia/Vogtland seismoactive region: period 1985–2001. *Journal of Geodynamics*, **35**(1), 125–144.
- Fréchet, J. 1985. Sismogenese et doublets sismiques, these dâetat, 206 pp. *Univ. Sci. et Méd. de Grenoble, Grenoble, France*.
- Freeman, G., & Buland, R. 1976. An enhanced deconvolution procedure for retrieving the seismic moment tensor from a sparse network. *Geophysical Journal International*, **47**(1), 251–255.
- Frohlich, C., & Davis, S. 1993. Teleseismic b values; or, much ado about 1.0. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **98**(B1), 631–644.
- Fujinawa, Y., Eguchi, T., Ukawa, M., Matsumoto, H., Yokota, T., & Kishio, M. 1983. The 1981 earthquake swarm off the Kii Peninsula observed by the ocean bottom seismometer array. *Journal of Physics of the Earth*, **31**(6), 407–428.
- Gilbert, F. 1973. Derivation of source parameters from low-frequency spectra. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, **274**(1239), 369–371.
- Gilbert, F., & Dziewonski, A. 1975. An application of normal mode theory to the retrieval of structural parameters and source mechanisms from seismic spectra. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, **278**(1280), 187–269.
- Gutenberg, B., & Richter, C. 1956. Magnitude and energy of earthquakes. *Annals of Geophysics*, **9**(1), 1–15.

- Habermann, R. 1991. Seismicity rate variations and systematic changes in magnitudes in teleseismic catalogs. *Tectonophysics*, **193**(4), 277–289.
- Hainzl, S. 2003. Self-organization of earthquake swarms. *Journal of Geodynamics*, **35**(1), 157–172.
- Hanks, T. 1979. b values and ω - γ seismic source models: Implications for tectonic stress variations along active crustal fault zones and the estimation of high-frequency strong ground motion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **84**(B5), 2235–2242.
- Haskov, J., & Ottemöller, L. 1999. SEISAN: The Earthquake Analysis Software, Version 7.0: Inst. Of Solid Earth Physics, Univ. of Bergen, Norway, 227pp.
- Hayes, G., Wald, D., & Johnson, R. 2012. Slab1. 0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **117**(B1).
- Heinicke, J, Fischer, T, Gaupp, R, Götze, J, Koch, U, Konietzky, H, & Stanek, K-P. 2009. Hydrothermal alteration as a trigger mechanism for earthquake swarms: the Vogtland/NW Bohemia region as a case study. *Geophysical Journal International*, **178**(1), 1–13.
- Herrmann, R. B. 2013. Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research. *Seismological Research Letters*, **84**(6), 1081–1088.
- Hicks, Stephen P, Rietbrock, Andreas, Haberland, Christian A, Ryder, Isabelle, Simons, Mark, & Tassara, Andrés. 2012. The 2010 Mw 8.8 Maule, Chile earthquake: Nucleation and rupture propagation controlled by a subducted topographic high. *Geophysical Research Letters*, **39**(19).
- Hill, D P. 1977. A model for earthquake swarms. *Journal of Geophysical Research*, **82**(8), 1347–1352.
- Holtkamp, SG, & Brudzinski, MR. 2011. Earthquake swarms in circum-Pacific subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, **305**(1), 215–225.
- Holtkamp, SG, Pritchard, ME, & Lohman, RB. 2011. Earthquake swarms in south america. *Geophysical Journal International*, **187**(1), 128–146.
- Ichinose, G, Smith, K, & Anderson, J. 1998. Moment tensor solutions of the 1994 to 1996 Double Spring Flat, Nevada, earthquake sequence and implications for local tectonic models. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **88**(6), 1363–1378.
- Imoto, M. 1991. Changes in the magnitude–frequency b-value prior to large ($M \geq 6.0$) earthquakes in Japan. *Tectonophysics*, **193**(4), 311–325.
- Ito, Y, Obara, K, Shiomi, K, Sekine, S, & Hirose, H. 2007. Slow earthquakes coincident with episodic tremors and slow slip events. *Science*, **315**(5811), 503–506.
- Jost, ML, Bübelberg, T, Jost, Ö, & Harjes, H-P. 1998. Source parameters of injection-induced microearthquakes at 9 km depth at the KTB deep drilling site, Germany. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **88**(3), 815–832.

- Kanamori, H. 1972. Mechanism of tsunami earthquakes. *Physics of the earth and planetary interiors*, **6**(5), 346–359.
- Kanamori, H., & Stewart, GS. 1976. Mode of the strain release along the Gibbs fracture zone, Mid-Atlantic Ridge. *Physics of the earth and planetary interiors*, **11**(4), 312–332.
- Kisslinger, C. 1975. Processes during the Matsushiro, Japan, earthquake swarm as revealed by leveling, gravity, and spring-flow observations. *Geology*, **3**(2), 57–62.
- Klotz, J., Angermann, D., Michel, G., Porth, R., Reigber, C., Reinking, J., Viramonte, J., Perdomo, R., Rios, V., & Barrientos, S. 1999. GPS-derived deformation of the Central Andes including the 1995 Antofagasta $M_w=8.0$ earthquake. *Pages 709–730 of: Seismogenic and Tsunamigenic Processes in Shallow Subduction Zones*. Springer.
- Knopoff, L., & Randall, M. 1970. The compensated linear-vector dipole: A possible mechanism for deep earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, **75**(26), 4957–4963.
- Kulhanek, Ota. 2005. Seminar on b-value. *Dept. of Geophysics, Charles University, Prague*.
- Legrand, D., Tassara, A., & Morales, D. 2012. Megathrust asperities and clusters of slab dehydration identified by spatiotemporal characterization of seismicity below the Andean margin. *Geophysical Journal International*, **191**(3), 923–931.
- Lohman, R., & McGuire, J. 2007. Earthquake swarms driven by aseismic creep in the Salton Trough, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **112**(B4).
- Madariaga, R. 1998. Sismicidad de Chile. *Física de la Tierra*, 221.
- Madariaga, R., Métois, M., Vigny, C., & Campos, J. 2010. Central Chile finally breaks. *Science*, **328**(5975), 181–182.
- Mao, W., Panza, G., & Suhadolc, P. 1994. Linearized waveform inversion of local and near-regional events for source mechanism and rupturing processes. *Geophysical Journal International*, **116**(3), 784–798.
- Mendiguren, J. 1977. Inversion of surface wave data in source mechanism studies. *Journal of Geophysical Research*, **82**(5), 889–894.
- Métois, M., Vigny, C., Socquet, A., Delorme, A., Morvan, S., Ortega, I., & Valderas-Bermejo, C-M. 2014. GPS-derived interseismic coupling on the subduction and seismic hazards in the Atacama region, Chile. *Geophysical Journal International*, **196**(2), 644–655.
- Minson, S., & Dreger, D. 2008. Stable inversions for complete moment tensors. *Geophysical Journal International*, **174**(2), 585–592.
- Mittag, R. 2003. Fractal analysis of earthquake swarms of Vogtland/NW-Bohemia intraplate seismicity. *Journal of Geodynamics*, **35**(1), 173–189.
- Mogi, K. 1963. Some discussions on aftershocks, foreshocks and earthquake swarms: the frac-

- ture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena (third paper). *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ Tokyo*, **41**, 615–658.
- Mogi, K. 1969. 16. Some Features of Recent Seismic Activity in and near Japan (2): Activity before and after Great Earthquakes. *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ Tokyo*, **47**, 395–417.
- Moreno, M, Haberland, C, Oncken, O, Rietbrock, A, Angiboust, S, & Heidbach, O. 2014. Locking of the Chile subduction zone controlled by fluid pressure before the 2010 earthquake. *Nature Geoscience*, **7**(4), 292–296.
- Moscoso, E, Grevemeyer, I, Contreras-Reyes, E, Flueh, E R, Dzierma, Y, Rabbel, W, & Thorwart, M. 2011. Revealing the deep structure and rupture plane of the 2010 Maule, Chile earthquake (Mw= 8.8) using wide angle seismic data. *Earth and Planetary Science Letters*, **307**(1), 147–155.
- Murru, M, Console, R, & Montuori, C. 1999. Seismic quiescence precursor to the 1983 Nihonkai-Chubu (M 7.7) earthquake, Japan. *Annals of Geophysics*, **42**(5).
- Noir, J, Jacques, E, Bekri, S, Adler, PM, Tapponnier, P, & King, GCP. 1997. Fluid flow triggered migration of events in the 1989 Dobi earthquake sequence of Central Afar. *Geophysical Research Letters*, **24**(18), 2335–2338.
- Nuannin, P, Kulhanek, O, & Persson, L. 2005. Spatial and temporal b value anomalies preceding the devastating off coast of NW Sumatra earthquake of December 26, 2004. *Geophysical research letters*, **32**(11).
- Obara, K. 2002. Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan. *Science*, **296**(5573), 1679–1681.
- Ogata, Y. 1992. Detection of precursory relative quiescence before great earthquakes through a statistical model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **97**(B13), 19845–19871.
- Omori, F. 1894. Investigation of aftershocks. *Rep. Earthquake Inv. Comm*, **2**, 103–139.
- Paige, C, & Saunders, MA. 1982. LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares. *ACM Transactions on Mathematical Software (TOMS)*, **8**(1), 43–71.
- Pardo, M, & Fuenzalida, A. 1988. Estructura cortical y subducción en Chile Central. *Pages F247–F265 of: Actas Quinto Congreso Geológico Chileno*, vol. 2.
- Pritchard, M, Simons, M, Rosen, P, Hensley, S, & Webb, F. 2002. Co-seismic slip from the 1995 July 30 Mw= 8.1 Antofagasta, Chile, earthquake as constrained by InSAR and GPS observations. *Geophysical Journal International*, **150**(2), 362–376.
- Raleigh, CB, Healy, JH, & Bredehoeft, JD. 1976. An experiment in earthquake control at Rangely, Colorado. *work (Fig. Ib)*, **108**(52), 30.
- Reasenber, P. 1985. Second-order moment of central California seismicity, 1969–1982. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **90**(B7), 5479–5495.

- Rogers, G, & Dragert, H. 2003. Episodic tremor and slip on the Cascadia subduction zone: The chatter of silent slip. *Science*, **300**(5627), 1942–1943.
- Ruiz, J., Hayes, G., Carrizo, D., Kanamori, H., Socquet, A., & Comte, D. 2014a. Seismological analyses of the 2010 March 11, Pichilemu, Chile Mw 7.0 and Mw 6.9 coastal intraplate earthquakes. *Geophysical Journal International*, **197**(1), 414–434.
- Ruiz, S, Madariaga, R, Astroza, M, Saragoni, R, Lancieri, M, Vigny, C, & Campos, J. 2012. Short-Period rupture process of the 2010 Mw 8.8 Maule earthquake in Chile. *Earthquake Spectra*, **28**(S1), S1–S18.
- Ruiz, S., Metois, M., Fuenzalida, A., Ruiz, J., Leyton, F., Grandin, R., Vigny, C., Madariaga, R., & Campos, J. 2014b. Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique Mw 8.1 earthquake. *Science*, **345**(6201), 1165–1169.
- Sacks, I S, Linde, A T, Snoke, J A, & Suyehiro, S. 1981. A Slow Earthquake Sequence Following the Izu-Oshima Earthquake of 1978. *Earthquake Prediction*, 617–628.
- Saffer, D M, & Wallace, L M. 2015. The frictional, hydrologic, metamorphic and thermal habitat of shallow slow earthquakes. *Nature Geoscience*.
- Sahu, OP, & Saikia, MM. 1994. The b value before the 6th August, 1988 India-Myanmar border region earthquake—a case study. *Tectonophysics*, **234**(4), 349–354.
- Scherwath, M, Contreras-Reyes, E, Flueh, E R, Grevemeyer, I, Krabbenhöft, A, Papenberg, C, Petersen, C, & Weinrebe, R W. 2009. Deep lithospheric structures along the southern central Chile margin from wide-angle P-wave modelling. *Geophysical Journal International*, **179**(1), 579–600.
- Scholz, CH. 1968. The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **58**(1), 399–415.
- Schorlemmer, D, Wiemer, S, & Wyss, M. 2005. Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes. *Nature*, **437**(7058), 539–542.
- Shibutani, T, Nakao, S, Nishida, R, Takeuchi, F, Watanabe, K, & Umeda, Y. 2002. Swarm-like seismic activity in 1989, 1990 and 1997 preceding the 2000 Western Tottori Earthquake. *Earth, planets and space*, **54**(8), 831–845.
- Silver, P G, & Jordan, T H. 1982. Optimal estimation of scalar seismic moment. *Geophysical Journal International*, **70**(3), 755–787.
- Sipkin, S. 1982. Estimation of earthquake source parameters by the inversion of waveform data: synthetic waveforms. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **30**(2), 242–259.
- Sipkin, S. 1987. Moment tensor solutions estimated using optimal filter theory for 51 selected earthquakes, 1980–1984. *Physics of the earth and planetary interiors*, **47**, 67–79.
- Sipkin, S., & Needham, R. 1994. Moment-tensor solutions estimated using optimal filter theory:

- global seismicity, 1993. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **86**(4), 245–252.
- Strelitz, R. 1980. The fate of the downgoing slab: a study of the moment tensors from body waves of complex deep-focus earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **21**(2), 83–96.
- Stump, B, & Johnson, L. 1977. The determination of source properties by the linear inversion of seismograms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **67**(6), 1489–1502.
- Sykes, L R. 1970. Earthquake swarms and sea-floor spreading. *Journal of Geophysical Research*, **75**(32), 6598–6611.
- Thornburg, T M, & Kulm, L D. 1987. Sedimentation in the Chile Trench: Depositional morphologies, lithofacies, and stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, **98**(1), 33–52.
- Udías, A, Madariaga, R, Buforn, E, Muñoz, D, & Ros, M. 2012. The large Chilean historical earthquakes of 1647, 1657, 1730, and 1751 from contemporary documents. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **102**(4), 1639–1653.
- Vallee, Martin, Nocquet, Jean-Mathieu, Battaglia, Jean, Font, Yvonne, Segovia, Monica, Regnier, Marc, Mothes, Patricia, Jarrin, Paul, Cisneros, David, Vaca, Sandro, *et al.* . 2013. Intense interface seismicity triggered by a shallow slow slip event in the Central Ecuador subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **118**(6), 2965–2981.
- Vigny, C, Rudloff, A, Ruegg, J. C, Madariaga, R, Campos, J, & Alvarez, M. 2009. Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo Gap, Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **175**(1), 86–95.
- Waldhauser, F, & Ellsworth, W L. 2000. A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **90**(6), 1353–1368.
- Whidden, K, & Pankow, K. 2012. A catalog of regional moment tensors in Utah from 1998 to 2011. *Seismological Research Letters*, **83**(5), 775–783.
- Wiemer, S, & Wyss, M. 1994. Seismic quiescence before the Landers (M= 7.5) and Big Bear (M= 6.5) 1992 earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **84**(3), 900–916.
- Wyss, M, & Fu, Z. 1989. Precursory seismic quiescence before the January 1982 Hilea, Hawaii, earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **79**(3), 756–773.
- Wyss, M, & Habermann, R E. 1988. Precursory seismic quiescence. *Pure and Applied Geophysics*, **126**(2-4), 319–332.
- Wyss, M, Shimazaki, K, & Urabe, T. 1996. Quantitative mapping of a precursory seismic quiescence to the Izu–Oshima 1990 (M6. 5) earthquake, Japan. *Geophysical Journal International*, **127**(3), 735–743.
- Yamashita, T. 1980. Quasistatic crack extensions in an inhomogeneous viscoelastic medium—a possible mechanism for the occurrence of aseismic faulting. *Journal of Physics of the Earth*,

28(3), 309–326.

Zoback, M, & Harjes, H-P. 1997. Injection-induced earthquakes and crustal stress at 9 km depth at the KTB deep drilling site, Germany. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **102**(B8), 18477–18491.

Zobin, V. 1996. Earthquake clustering in shallow subduction zones: Kamchatka and Mexico. *Physics of the earth and planetary interiors*, **97**(1), 205–218.

Apéndice A

Tabla de estaciones sismológicas utilizadas

Estación	Latitud	Longitud	Periodo útil	Tipo
3A14	-36.8578	-73.0798	2010-2011	Banda ancha
AC03	-27.2392	-70.7455	2013-2015	Multiparamétrica
AC04	-28.2855	-71.0815	2014-2015	Multiparamétrica
AC05	-28.8363	-70.2738	2014-2015	Multiparamétrica
ADGF	-33.4532	-70.6517	2001	Acelerómetro
AGCH	-37.8093	-72.6965	2010,2013	Periodo corto
ANCH	-23.6803	-70.4085	2001-2004	Periodo corto
ANTU	-33.5692	-70.6335	2002-2015	Acelerómetro
AT03	-27.2392	-70.7455	2013.	Multiparamétrica
BI02	-36.6635	-71.2732	2014-2015	Multiparamétrica
BI03	-36.8438	-73.0258	2013-2015	Multiparamétrica
BO01	-34.3918	-71.0848	2014-2015	Multiparamétrica
BO02	-34.7925	-70.7815	2014-2015	Multiparamétrica
BO03	-34.4962	-71.9613	2014-2015	Multiparamétrica
BOR2	-33.6105	-71.6182	2003	Sin información
CACH	-34.1430	-70.5720	2000-2010	Periodo corto
CAUQ	-35.9698	-72.2275	2010	Estación temporal
CCH2	-36.6027	-72.0772	2010-2015	Banda ancha
CCHI	-36.6027	-72.0772	2000-2009	Banda ancha
CCSP	-36.8442	-73.1087	2009-2015	Acelerómetro
CDCH	-27.0730	-70.8288	2006-2009	Periodo corto
CEN1	-23.5790	-70.3340	2005-2006	Periodo corto
CHCH	-33.9333	-70.6525	2000-2013	Periodo corto
CHNG	-31.8827	-71.4998	2005-2010	Periodo corto
CHPI	-34.3903	-72.0033	2011-2013	Acelerómetro
CHUE	-36.0897	-71.7983	2010	Estación temporal
CICH	-34.3198	-70.4205	2001-2002	Sin información
CIP1	-34.3198	-70.4205	2001-2008	Periodo corto
CL2	-33.3962	-70.5368	2002-2003	Banda ancha
CL2C	-33.3962	-70.5368	2003-2012	Banda ancha
CLCH	-33.3962	-70.5368	2001-2015	Acelerómetro
CMCH	-31.1735	-71.0013	2000-2013	Periodo corto
CNCO	-35.7350	-72.5330	2005-2009	Periodo corto
CO01	-29.9773	-70.0940	2014-2015	Multiparamétrica
CO02	-31.2035	-71.0002	2013-2015	Multiparamétrica
CO03	-30.8390	-70.6892	2014-2015	Multiparamétrica

Estación	Latitud	Longitud	Periodo útil	Tipo
CO04	-32.0433	-70.9747	2014-2015	Multiparamétrica
COCH	-36.1313	-72.7885	2001-2015	Acelerómetro
COLN	-34.0667	-70.4567	2000-2001	Sin información
CON	-36.8282	-73.0450	2000-2001	Periodo corto
COYC	-45.5730	-72.0813	2005,2008	Banda ancha
CPCH	-27.3570	-70.3530	2000-2012	Periodo corto
CPN	-24.6260	-70.4040	2004-2007	Acelerómetro
CRCH	-26.3455	-70.6213	2005.	Periodo corto
CTCH	-35.3308	-72.4120	2004-2010	Acelerómetro
DG01	-33.4573	-70.6617	2013-2015	Banda ancha
DG05	-33.4405	-70.6428	2013	Banda ancha
DG06	-33.4785	-70.5273	2013-2015	Banda ancha
DG11	-33.5342	-70.5843	2013-2015	Banda ancha
DG13	-33.3933	-70.5672	2013-2015	Banda ancha
DSCH	-33.3985	-70.5688	2001-2007	Sin información
FAR1	-33.3277	-70.2907	2002-2015	Banda ancha
FCH	-33.3277	-70.2907	2000-2010	Sin información
FSR	-33.4785	-70.5273	2003-2015	Acelerómetro
FSR2	-33.4785	-70.5273	2010-2012	Acelerómetro
FUTA	-43.1888	-71.8525	2010	Banda ancha
GO03	-27.5937	-70.2345	2011-2015	Multiparamétrica
GO04	-30.1727	-70.7993	2012-2015	Multiparamétrica
GO05	-35.0098	-71.9303	2011-2015	Multiparamétrica
GO06	-39.5838	-71.4720	2012-2013	Multiparamétrica
ICA	-31.5282	-68.5598	2002-2003	Extranjera
IHA	-33.0258	-71.6412	2000-2011	Periodo corto
ILCH	-31.6290	-71.1633	2000-2006	Sin información
JACH	-32.6818	-70.5928	2000-2010	Periodo corto
LAB	-33.4567	-70.6637	2001	Periodo corto
LACH	-33.4518	-70.5308	2005-2010	Acelerómetro
LAJA	-37.2810	-72.7112	2013-2015	Acelerómetro
LC01	-38.8975	-71.8760	2014-2015	Multiparamétrica
LCCH	-33.4753	-71.5697	2000-2010	Periodo corto
LCO	-29.0112	-70.7010	2000-2002, 2005-2015	Banda ancha
LLCH	-33.6105	-71.6182	2003-2005	Acelerómetro
LMEL	-33.8477	-70.2035	2003-2015	Banda ancha
LNCH	-35.8475	-71.6013	2006-2012	Periodo corto
LNV	-33.9555	-71.4108	2000-2011	Periodo corto
LSCH	-29.9083	-71.2452	2000-2015	Acelerómetro
LVC	-22.6128	-68.9113	2004	Banda ancha
MA02	-35.7605	-71.4178	2013	Multiparamétrica
MDZ	-32.8833	-68.8500	2003	Extranjera
ME03	-33.4937	-70.5102	2013-2015	Multiparamétrica
ME05	-33.3918	-70.7380	2013-2015	Multiparamétrica
ME06	-33.4403	-70.6428	2013	Multiparamétrica
MT01	-33.8642	-71.2508	2014-2015	Multiparamétrica
MT02	-33.2592	-71.1377	2014-2015	Multiparamétrica
MT03	-33.4937	-70.5102	2014-2015	Multiparamétrica
MT05	-33.3918	-70.7382	2014-2015	Multiparamétrica
MT09	-33.7762	-70.9887	2014-2015	Multiparamétrica
NICH	-35.0015	-71.2243	2004-2012	Periodo corto
OSCH	-40.5758	-73.1277	2010	Periodo corto

Estación	Latitud	Longitud	Periodo útil	Tipo
OVA	-30.6008	-71.2007	2000	Sin información
OVCH	-30.6012	-71.2010	2000-2009	Acelerómetro
PACH	-32.5370	-71.4370	2001-2010	Periodo corto
PAIE, PAIZ	-38.8740	-72.6460	2011,2014,2015	Sernageomin
PB07	-21.7267	-69.8862	2011-2012	Multiparamétrica
PCH	-33.6208	-70.5138	2000-2010	Periodo corto
PEL	-33.1437	-70.6853	2000-2006, 2011-2015	Periodo corto
PEL1	-33.1437	-70.6853	2002-2011	Banda ancha
PLCA	-40.7328	-70.5508	2010	Extranjera
PMCH	-41.4900	-72.8967	2001,2006	Periodo corto
PR35	-33.6105	-71.6182	2004	Sin información
PSCH	-38.7997	-73.3918	2011	Acelerómetro
PTCH	-32.2513	-70.9300	2002-2009	Periodo corto
PUCZ	-39.2830	-71.9860	2011-2012	Sernageomin
PUEX	-33.4413	-70.7578	2002-2005	Acelerómetro
RANZ	-40.3330	-72.4720	2012	Sernageomin
RCDM	-33.4950	-70.8232	2002-2015	Acelerómetro
ROC1	-32.9760	-71.0157	2008-2015	Banda ancha
ROCH	-32.9760	-71.0157	2000-2010	Periodo corto
RTCV	-31.8622	-68.5402	2002-2003	Extranjera
RTLL	-31.3292	-69.4747	2011-2013	Extranjera
RTLS	-31.7990	-69.2960	2002	Extranjera
RTUM	-32.2242	-69.3863	2002	Extranjera
SAN	-33.4532	-70.6617	2000-2011	Periodo corto
SANN	-33.4532	-70.6617	2000	Periodo corto
SANZ	-33.4532	-70.6617	2000	Periodo corto
SCR	-33.4300	-70.6243	2003-2005	Periodo corto
SFDO	-34.6143	-71.0138	2000-2007	Periodo corto
SJVR	-35.5902	-71.7383	2010	Estación temporal
SRP	-33.4785	-70.5273	2003	Sin información
STL	-33.4403	-70.6428	2002-2015	Acelerómetro
TACH	-33.6533	-70.9377	2000-2012	Periodo corto
TALC	-35.4038	-71.6322	2000-2011	Periodo corto
TIGO	-36.8437	-73.0255	2005,2007	proyecto KB
TLL	-30.1697	-70.8053	2000-2012	Banda ancha
TMCH	-38.7640	-72.7430	2001-2003	Periodo corto
TMU	-38.7343	-72.6007	2006,2008	Periodo corto
TMUN, TMUZ	-38.7180	-72.5380	2011-2013	Sernageomin
U14B	-36.8578	-73.0798	2010	Banda ancha
U65B	-34.9642	-71.7887	2010	Banda ancha
U69B	-34.3707	-71.1798	2010	Banda ancha
U73B	-33.9163	-71.4198	2010	Banda ancha
VA01	-33.0228	-71.6473	2013-2015	Multiparamétrica
VA03	-32.7637	-70.5508	2014-2015	Multiparamétrica
VACH	-28.5755	-70.7588	2003-2012	Periodo corto
VCA	-28.7363	-68.2055	2011-2015	Extranjera
VICH	-31.9112	-71.5103	2003-2004	Acelerómetro
VLCH	-39.8060	-73.2460	2001, 2003-2006, 2010, 2012	Periodo corto
YECH	-33.6653	-70.0833	2006-2008, 2010-2011	Acelerómetro
ZON	-31.5450	-68.6840	2006-2007	Extranjera

Tabla A.1: estaciones sismológicas utilizadas para la adquisición de datos de este trabajo, presentando por columnas el código de la estación, las coordenadas, el periodo útil y el tipo de estación

Apéndice B

Tensores de momento

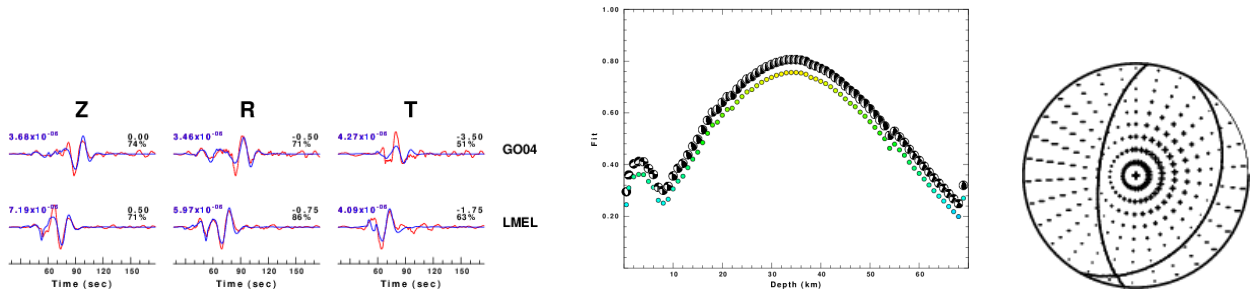


Figura B.1: Evento: 2012 01 09 21:30

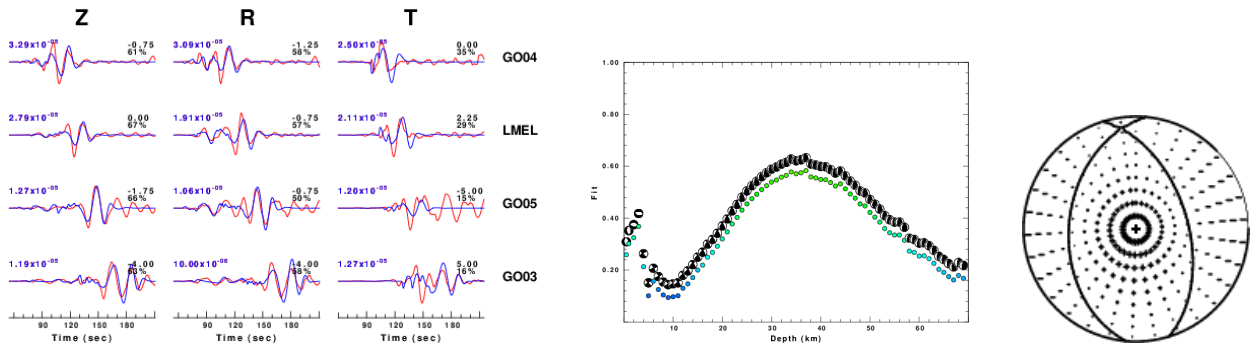


Figura B.2: Evento: 2012 01 17 23:21

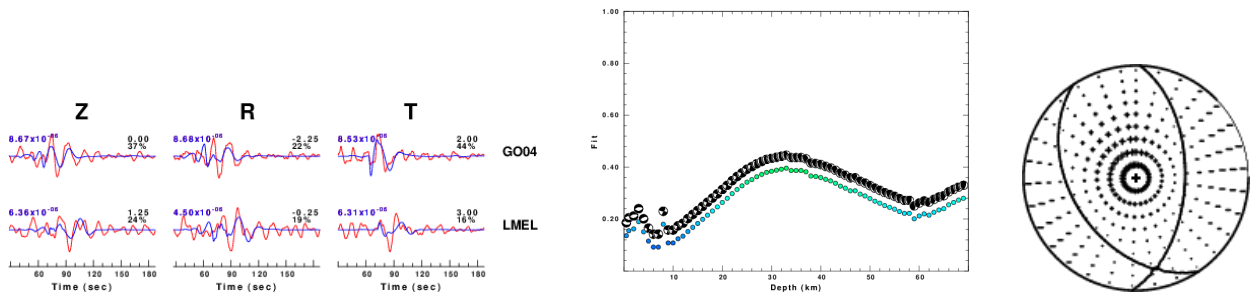


Figura B.3: Evento: 2012 01 17 23:23

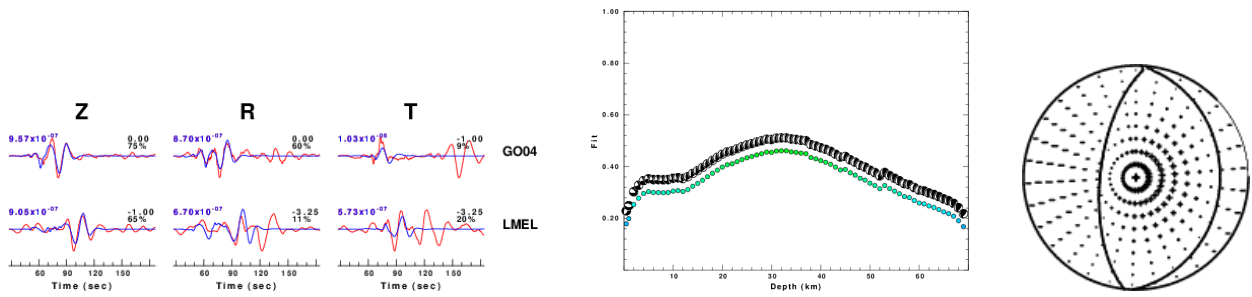


Figura B.4: Evento: 2012 01 19 07:10

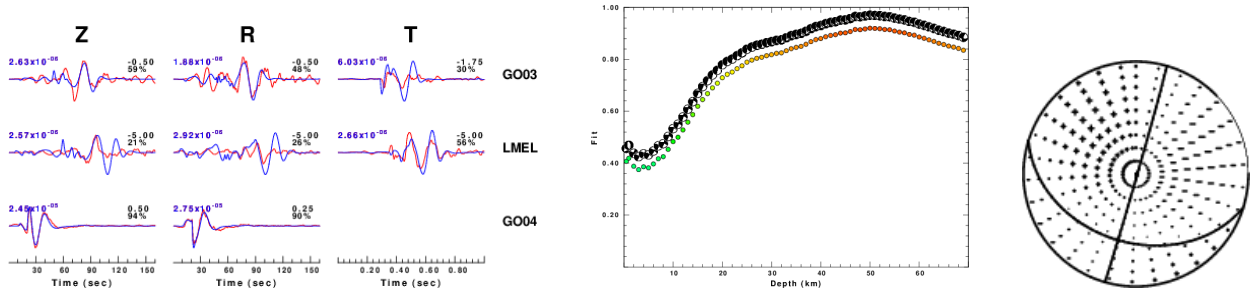


Figura B.5: Evento: 2012 03 03 11:01

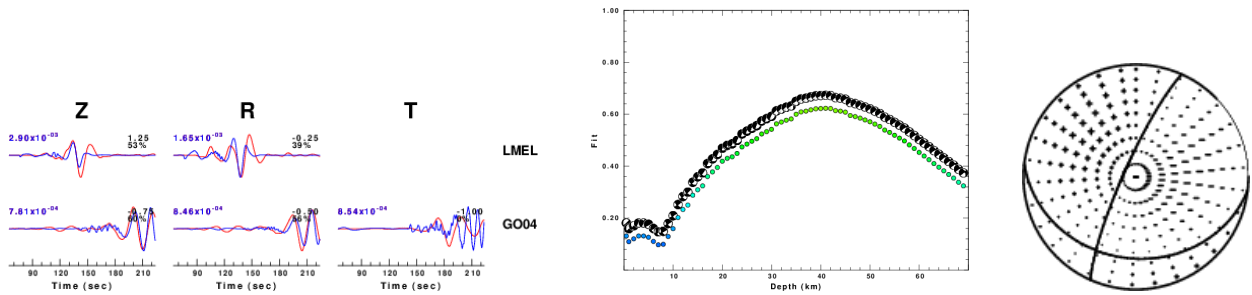


Figura B.6: Evento: 2012 03 25 22:37

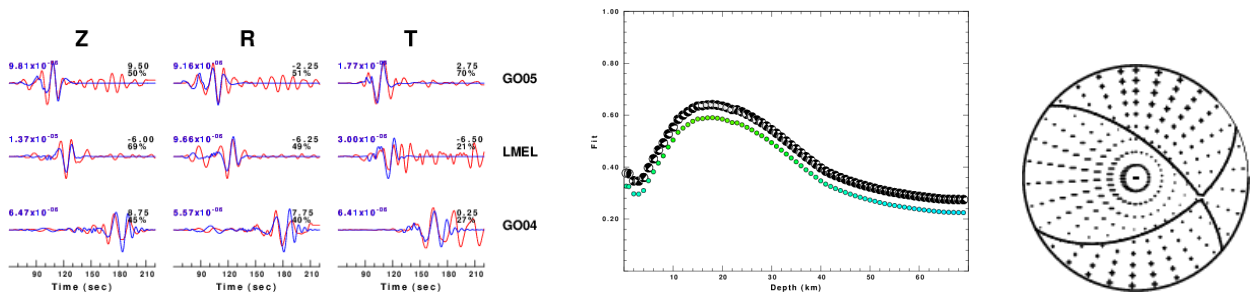


Figura B.7: Evento: 2012 04 03 02:11

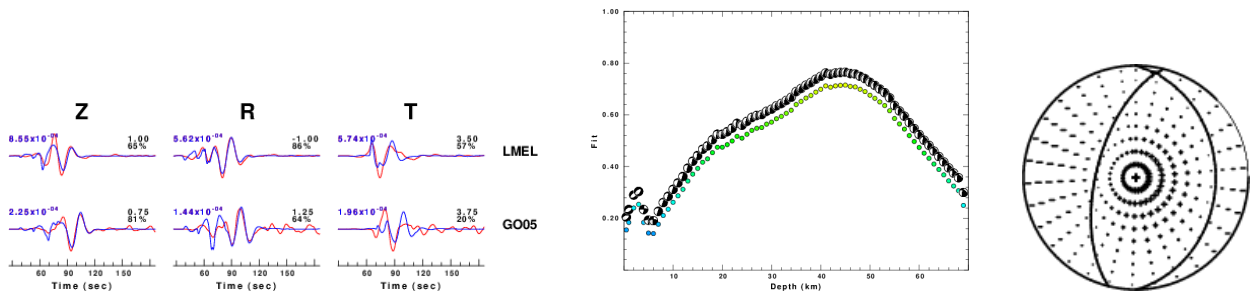


Figura B.8: Evento: 2012 04 17 03:50

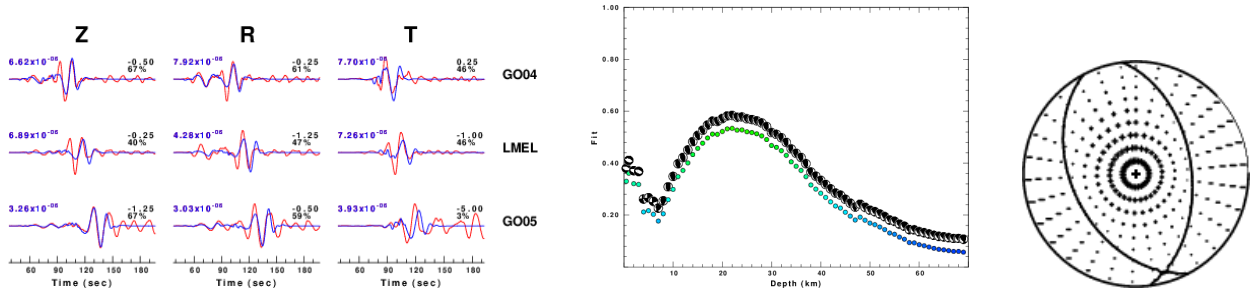


Figura B.9: Evento: 2012 10 15 21:04

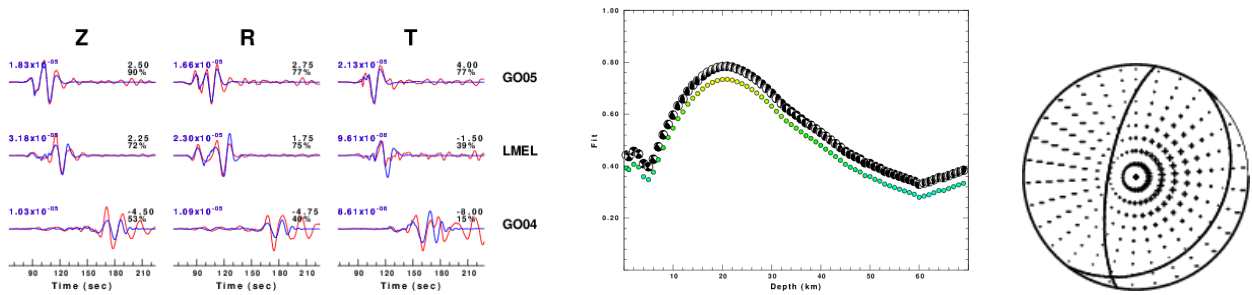


Figura B.10: Evento: 2012 11 20 16:23

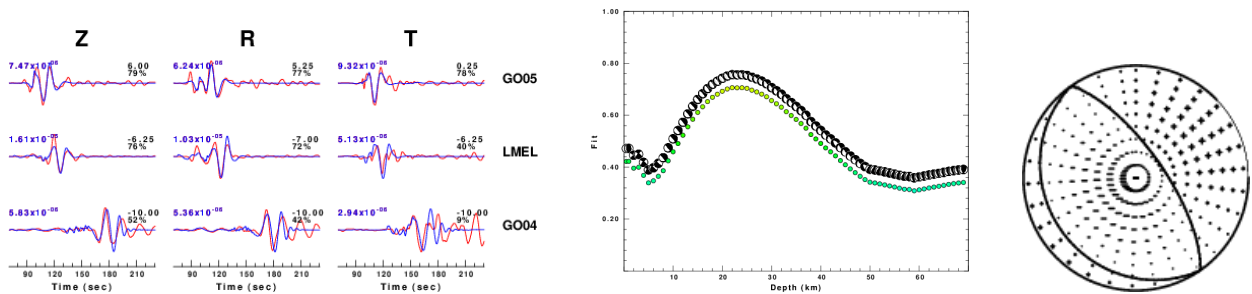


Figura B.11: Evento: 2012 11 21 18:16

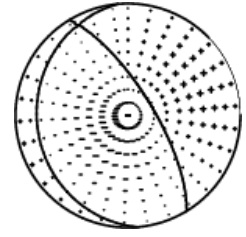
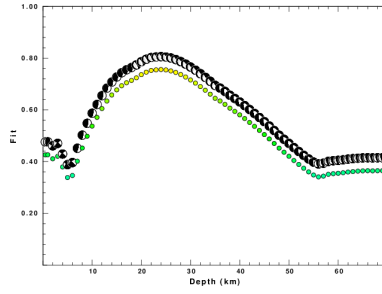
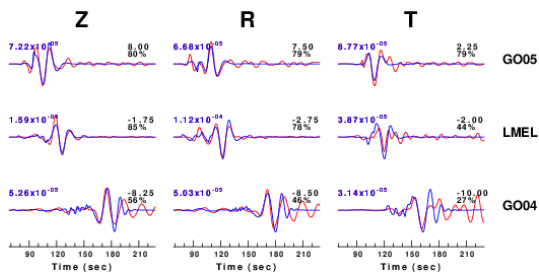


Figura B.12: Evento: 2012 11 21 21:36

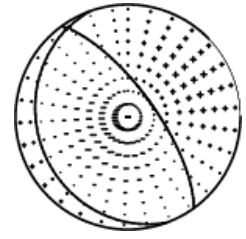
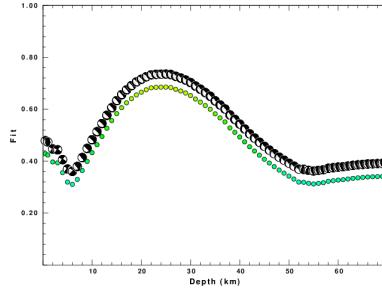
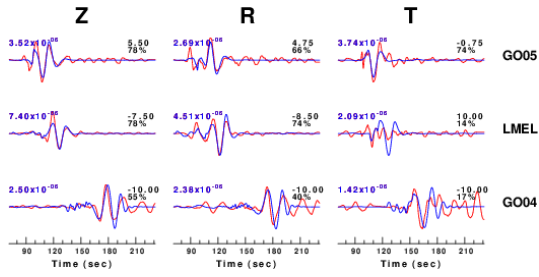


Figura B.13: Evento: 2012 11 21 22:52

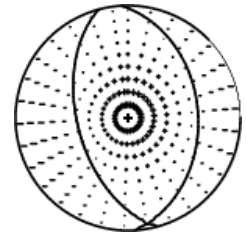
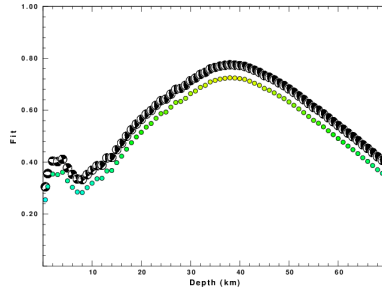
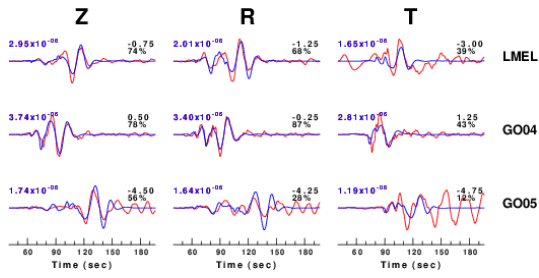


Figura B.14: Evento: 2013 01 23 02:47

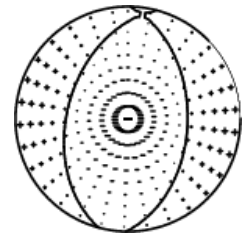
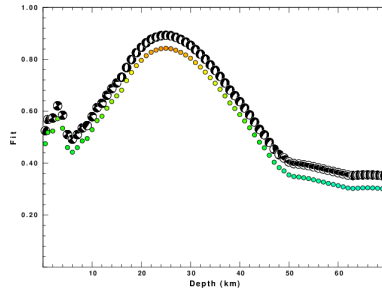
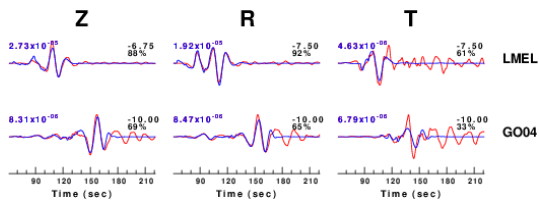


Figura B.15: Evento: 2013 02 10 19:54

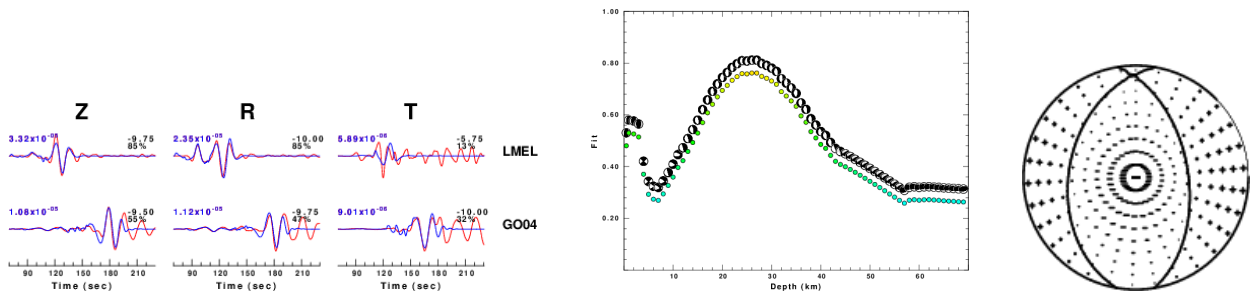


Figura B.16: Evento: 2013 02 18 10:00

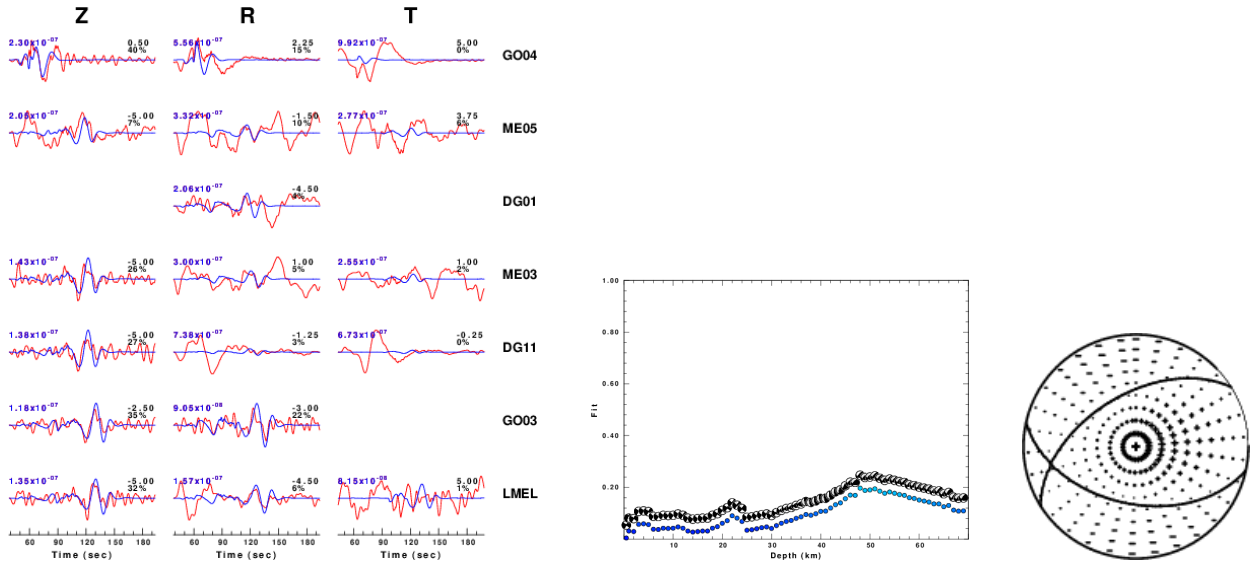


Figura B.17: Evento: 2013 10 29 03:40

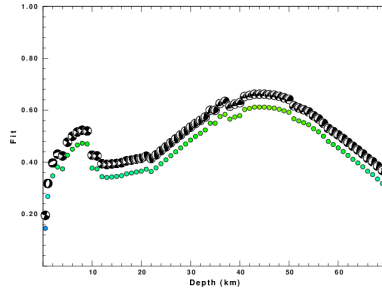
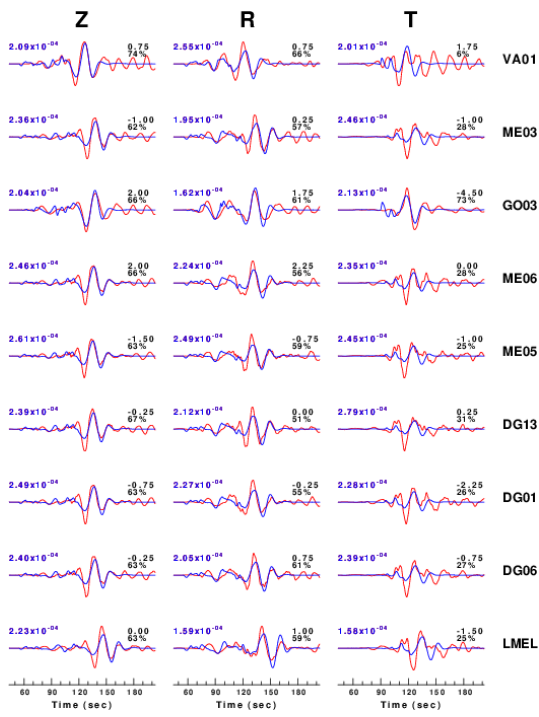


Figura B.18: Evento: 2013 10 31 23:03

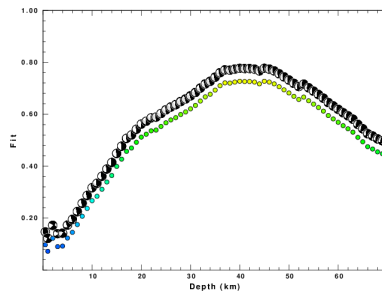
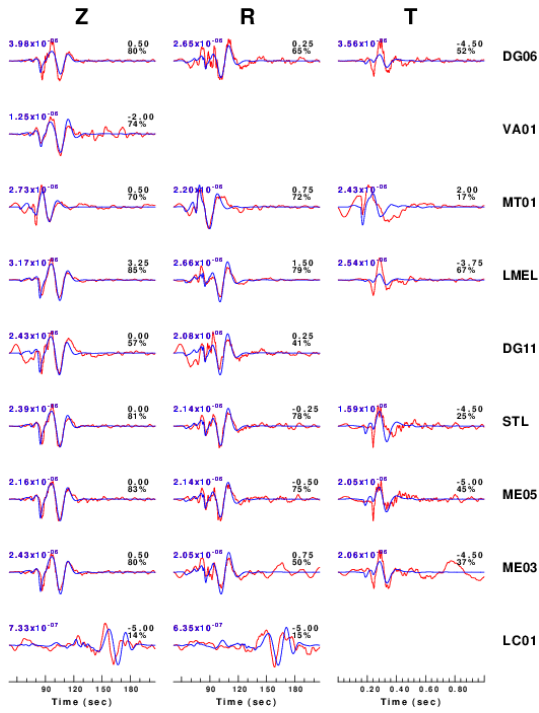


Figura B.19: Evento: 2014 02 12 13:35 CLVD

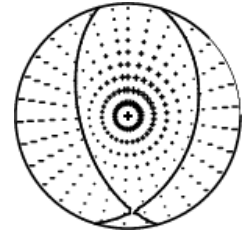
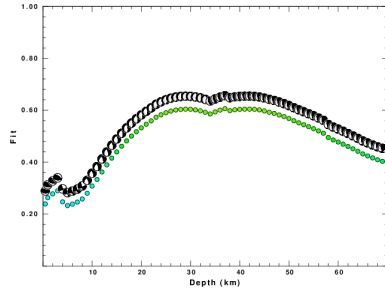
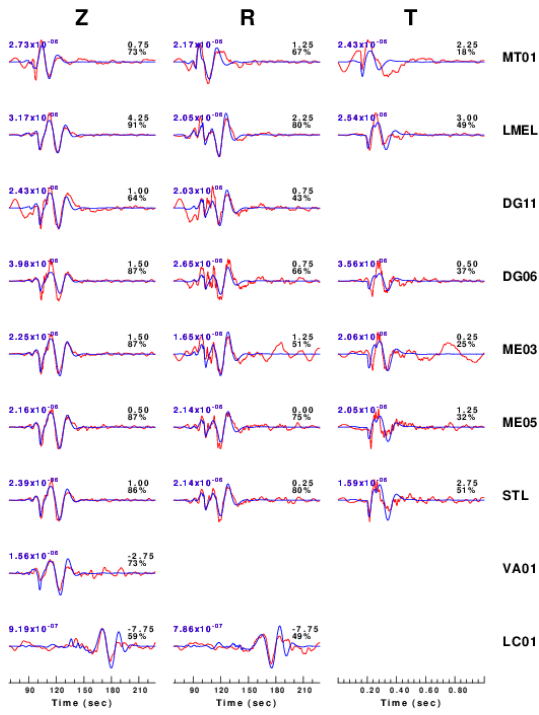


Figura B.20: Evento: 2014 02 12 13:35 doble cupla

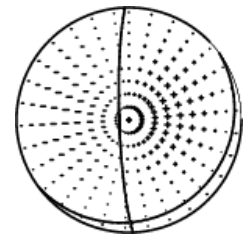
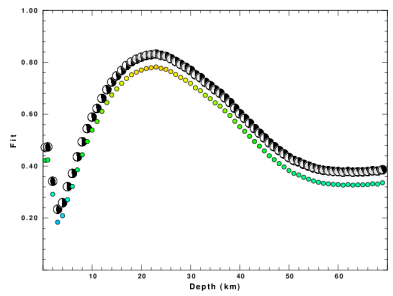
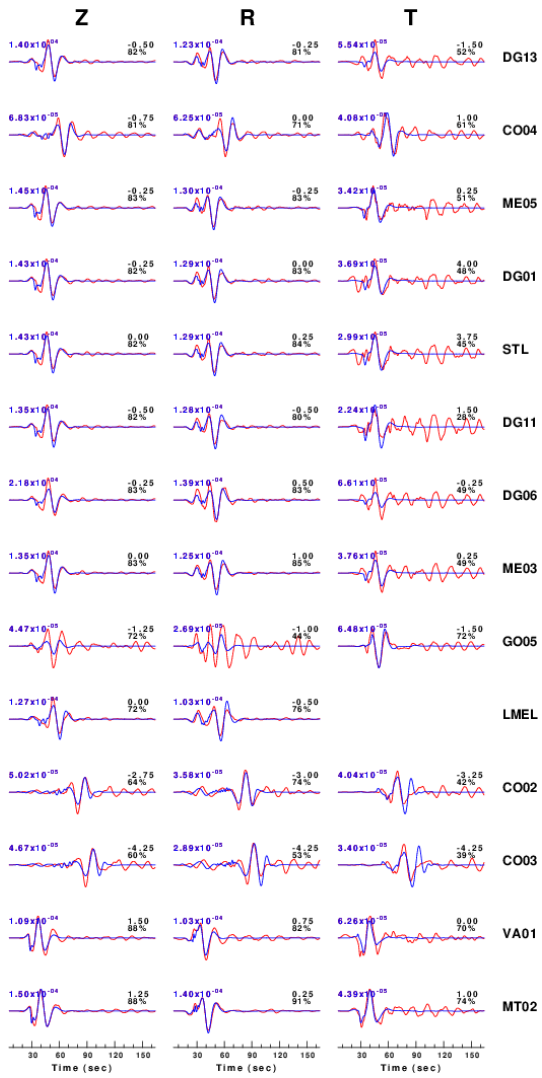


Figura B.21: Evento: 2014 03 04 10:51 CLVD

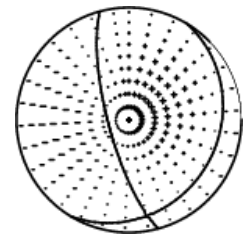
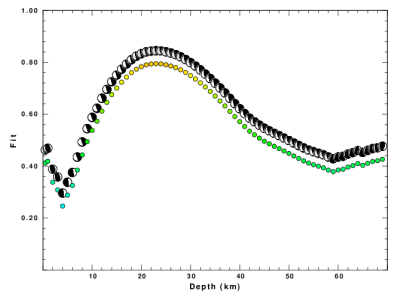
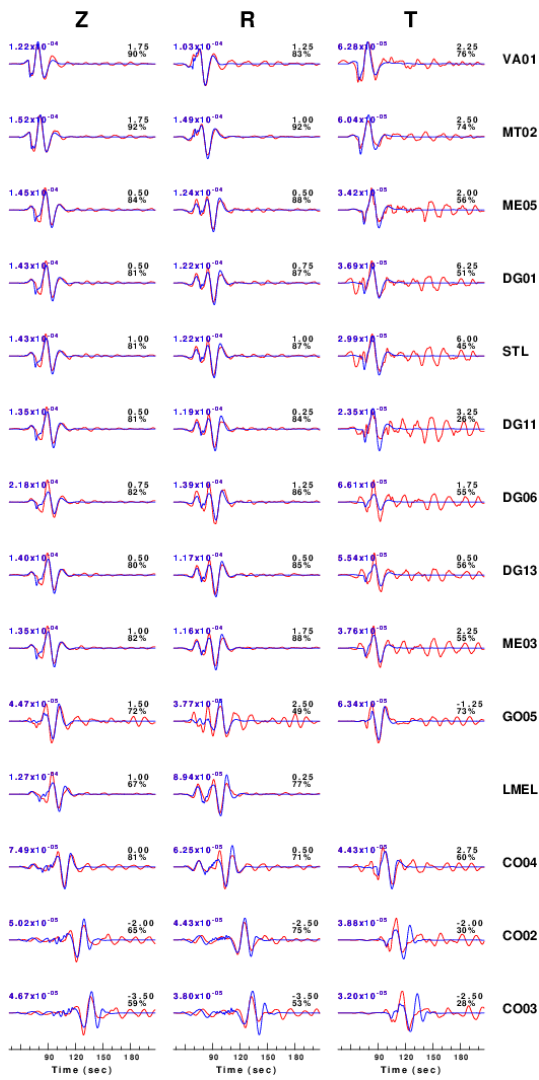


Figura B.22: Evento: 2014 03 04 10:51 doble cupla

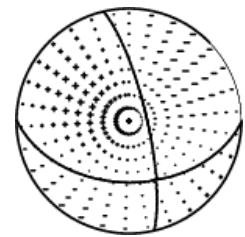
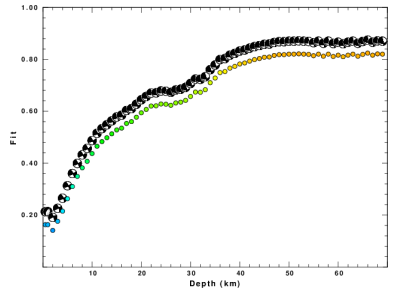
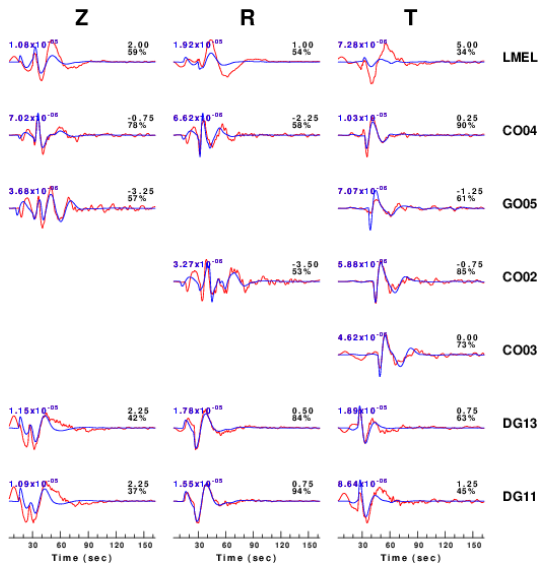


Figura B.23: Evento: 2014 03 06 04:37 CLVD

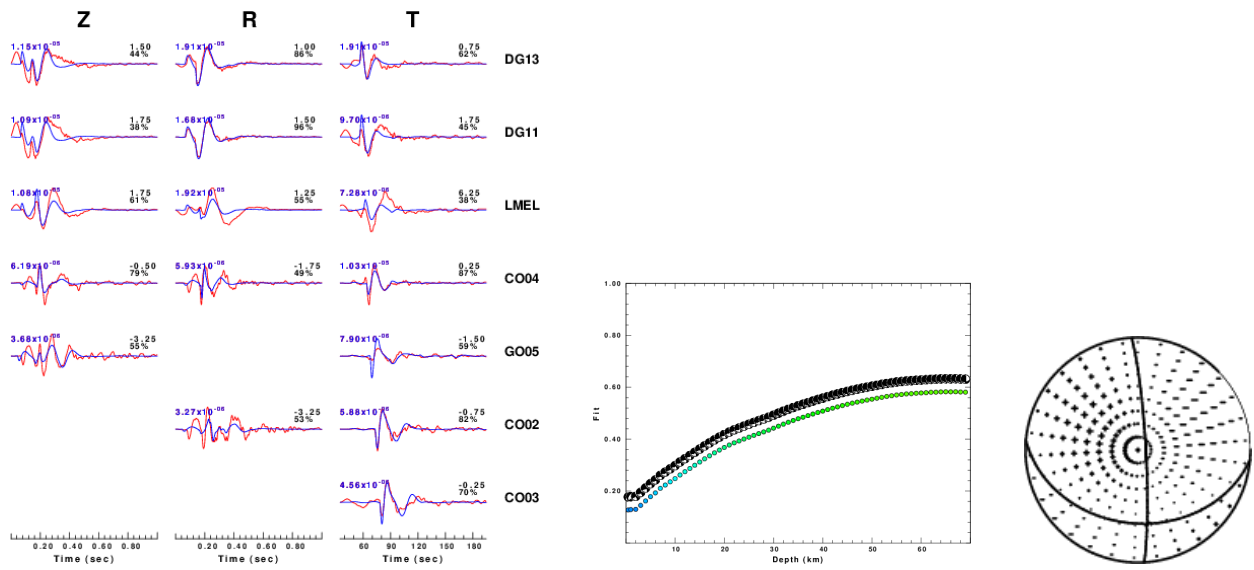


Figura B.24: Evento: 2014 03 06 04:37 doble cupla

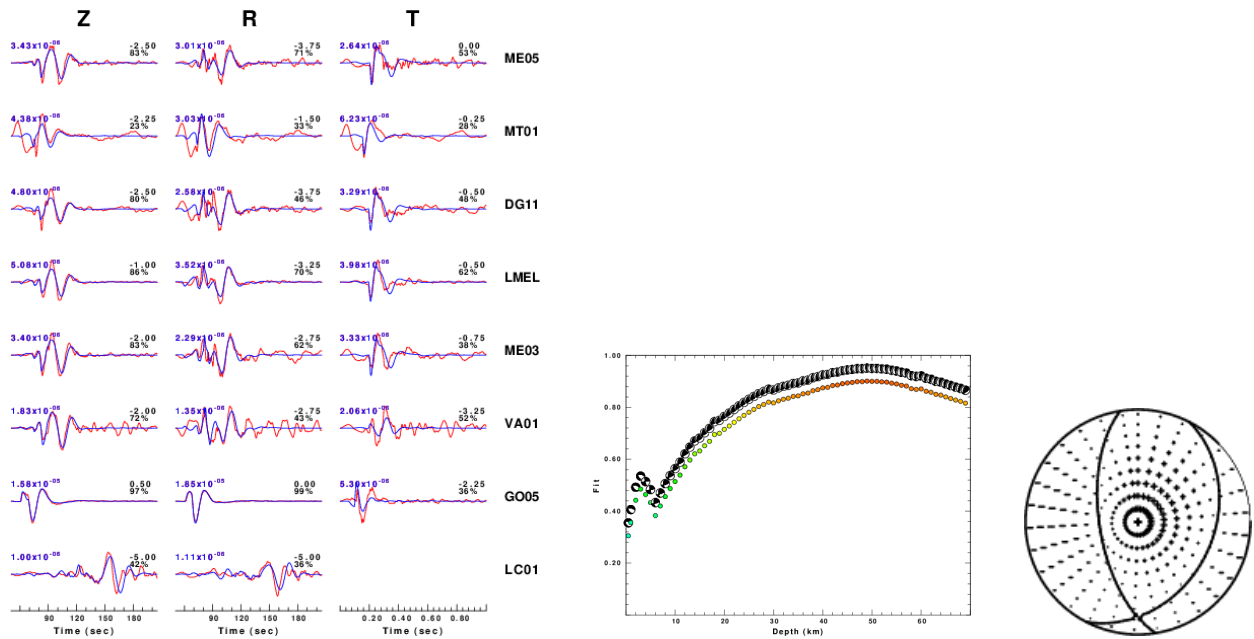


Figura B.25: Evento: 2014 03 15 14:46 CLVD

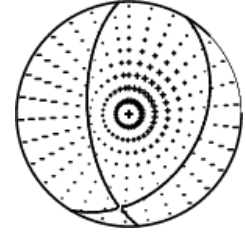
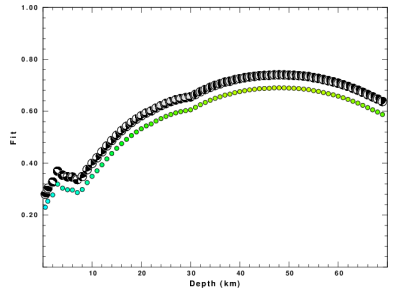
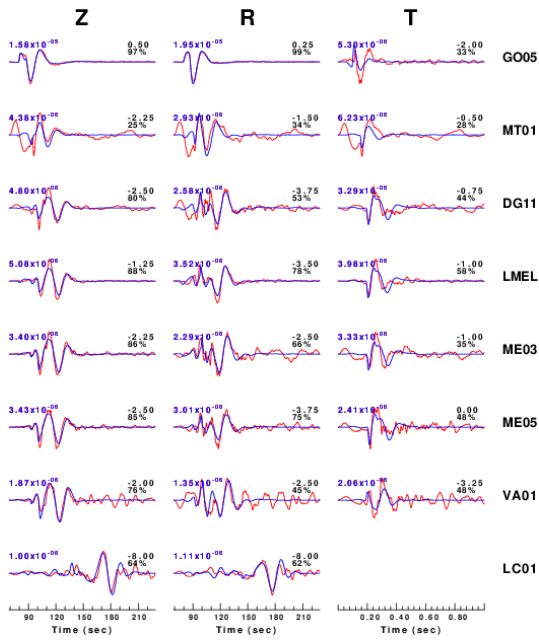


Figura B.26: Evento: 2014 03 15 14:46 doble cupla

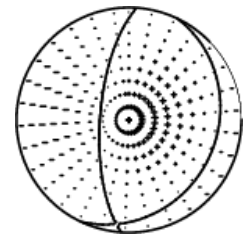
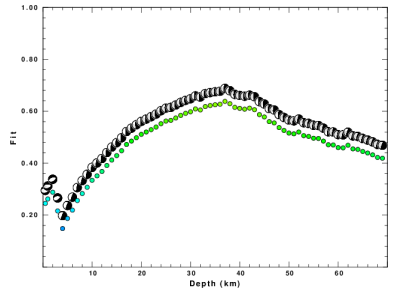
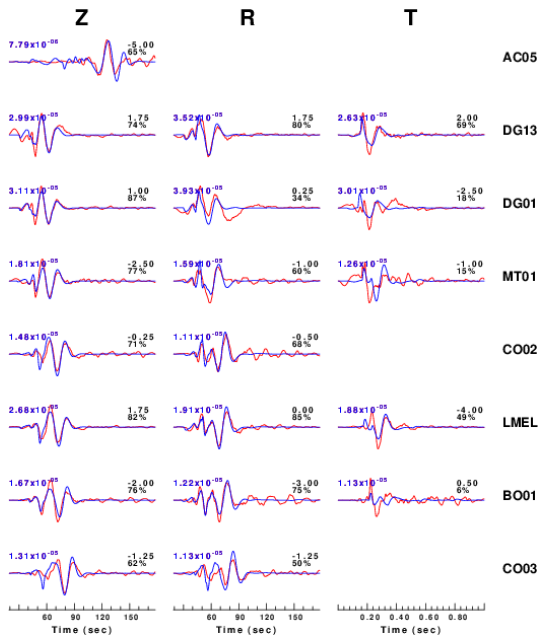


Figura B.27: Evento: 2014 04 05 02:22 CLVD

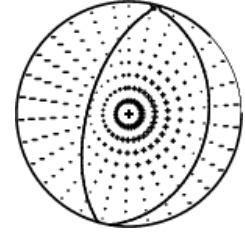
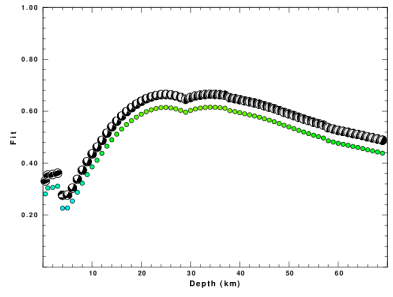
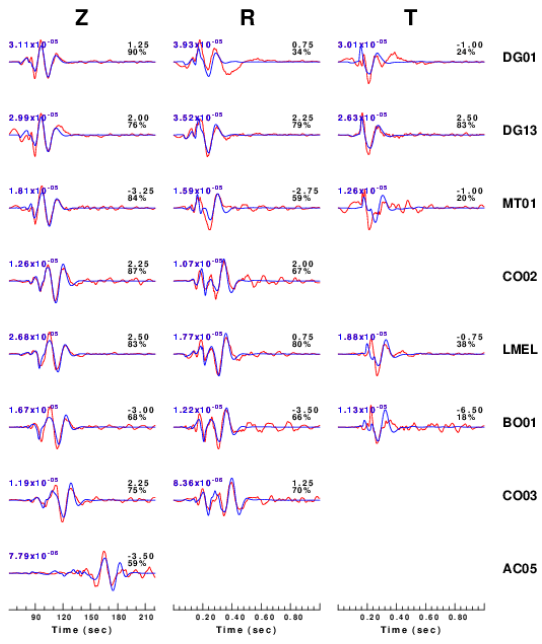


Figura B.28: Evento: 2014 04 05 02:22 doble cupla

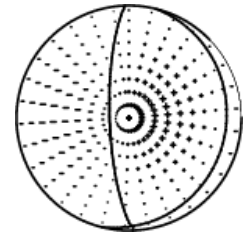
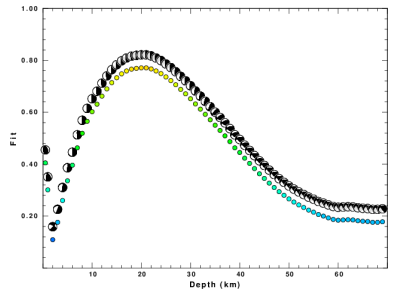
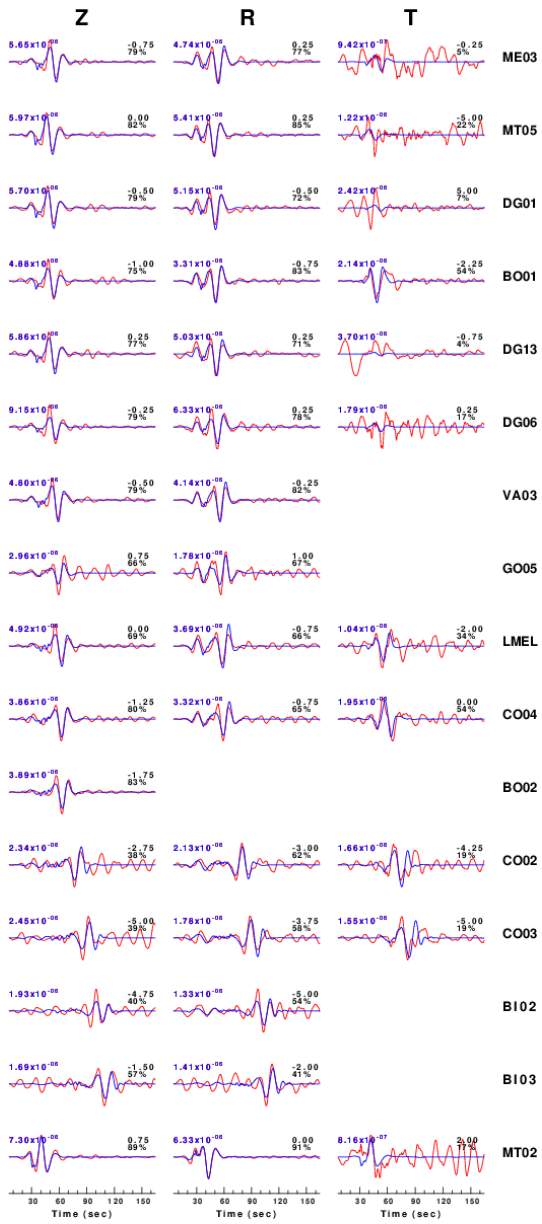


Figura B.29: Evento: 2014 04 11 01:08 CLVD

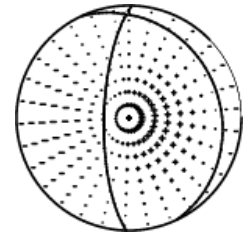
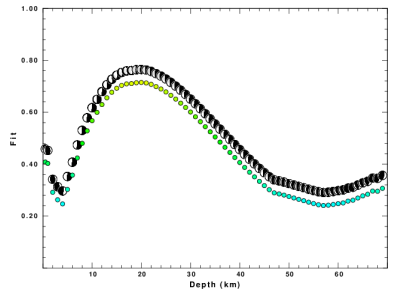
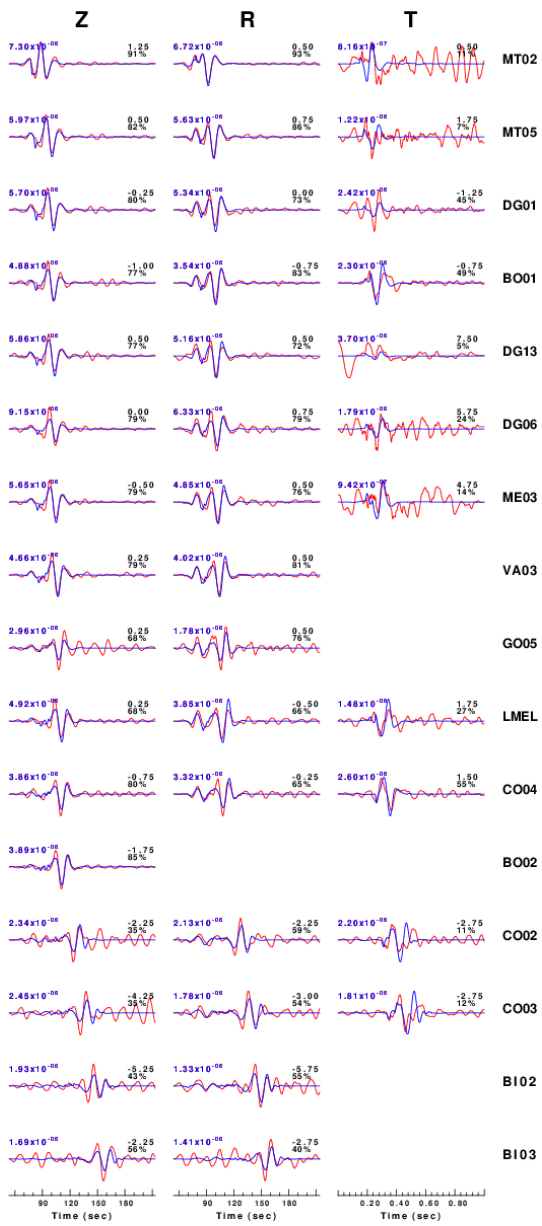


Figura B.30: Evento: 2014 04 11 01:08 doble cupla

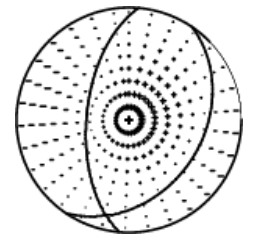
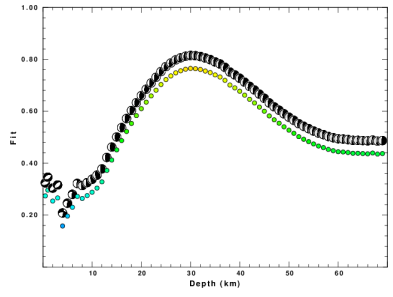
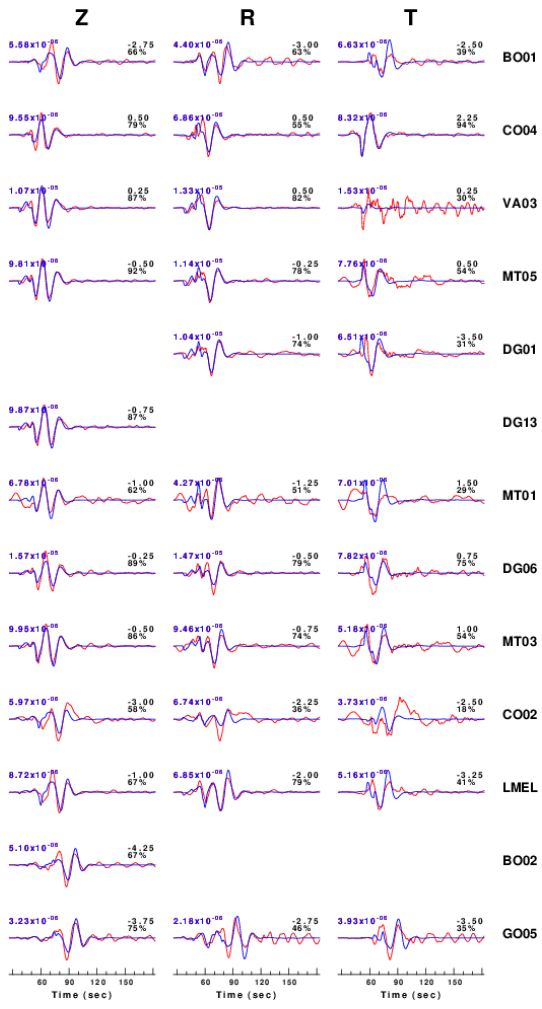


Figura B.31: Evento: 2014 04 30 18:00 CLVD

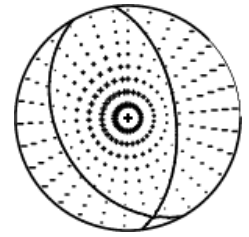
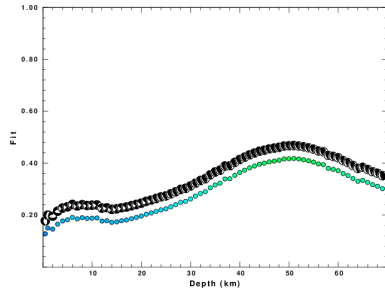
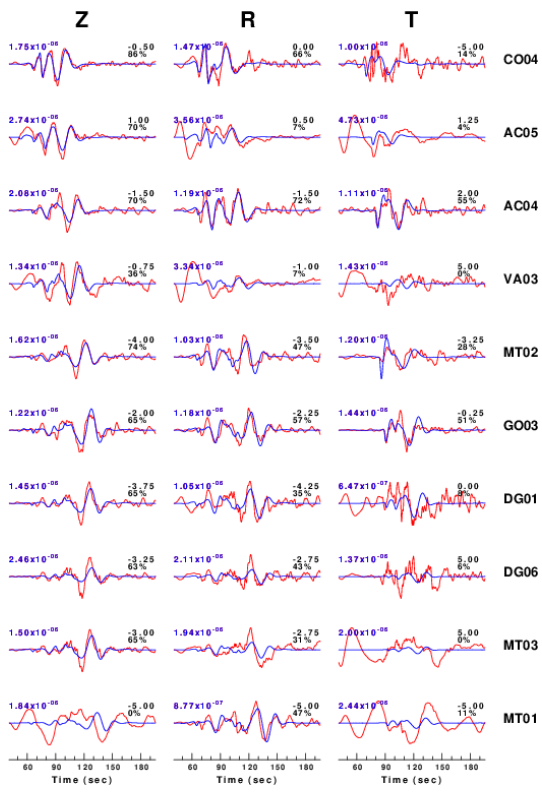


Figura B.32: Evento: 2014 05 21 09:00 CLVD

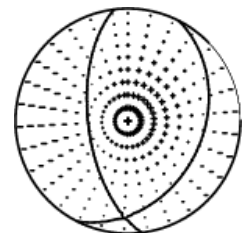
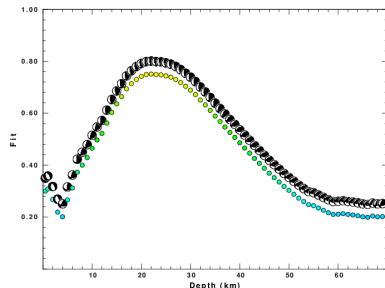
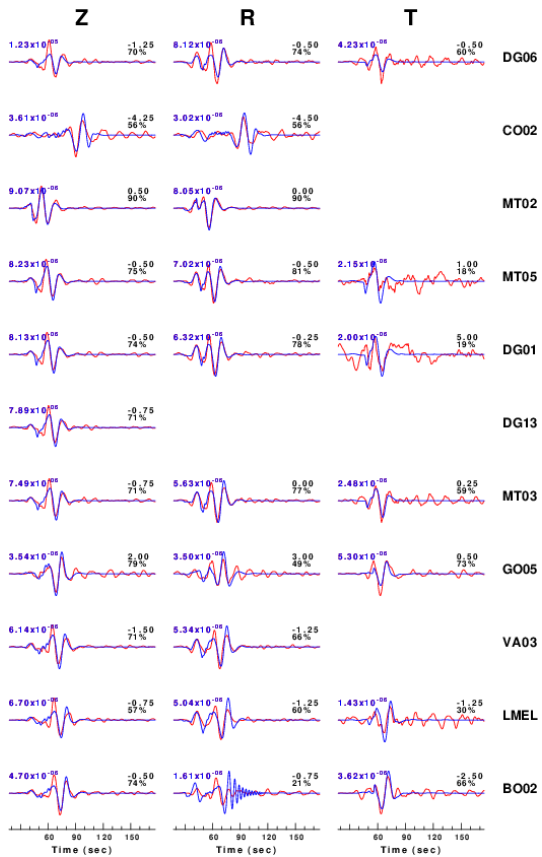


Figura B.33: Evento: 2014 05 30 22:06 CLVD

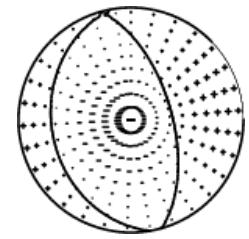
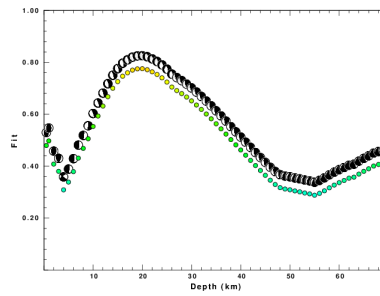
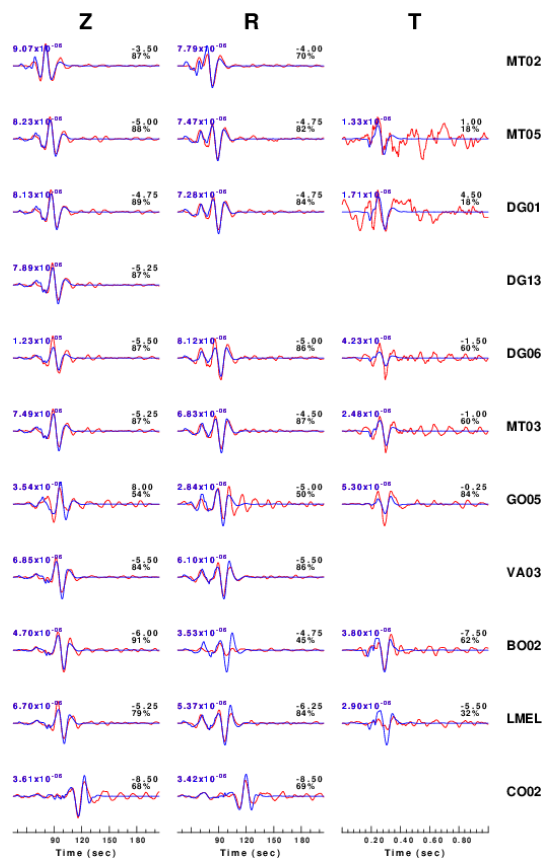


Figura B.34: Evento: 2014 05 30 22:06 doble cupla

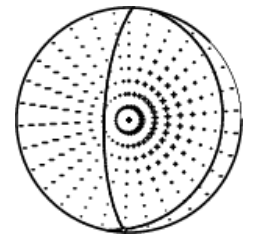
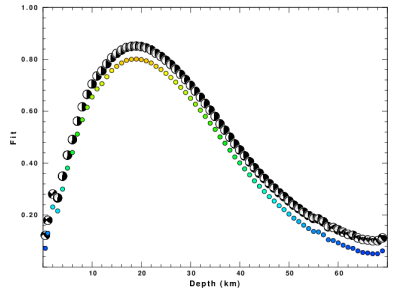
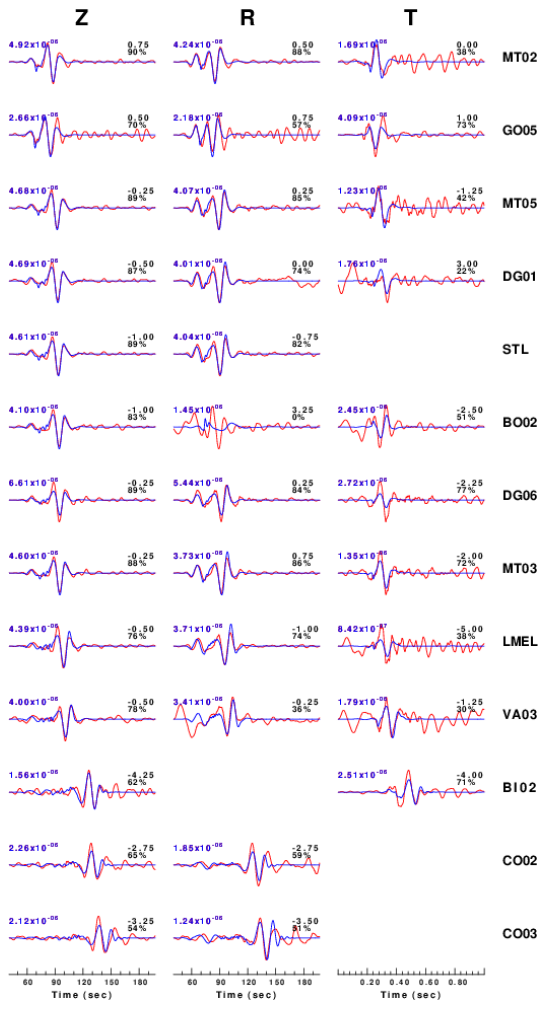


Figura B.35: Evento: 2014 07 01 14:22 CLVD

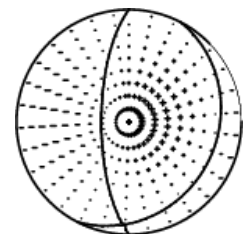
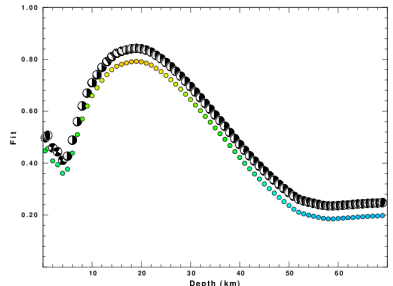
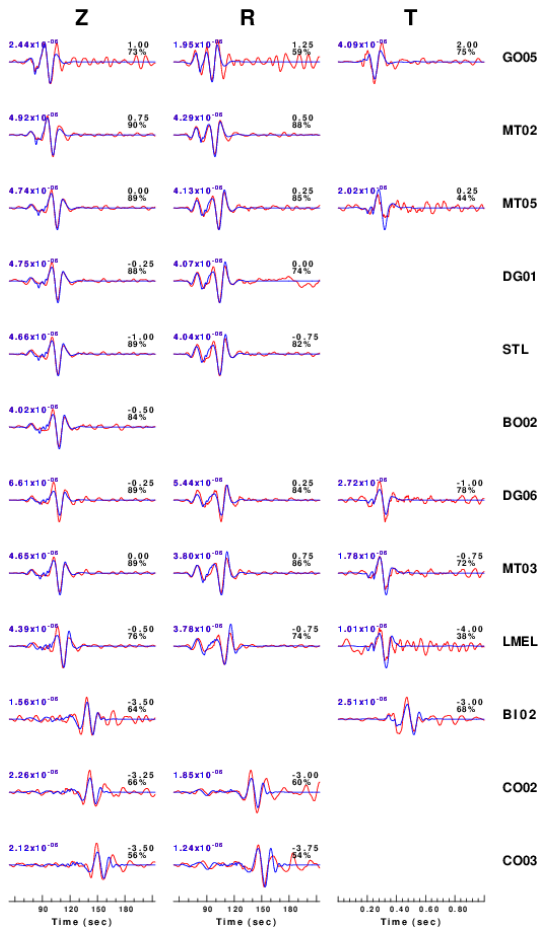


Figura B.36: Evento: 2014 07 01 14:22 doble cupla

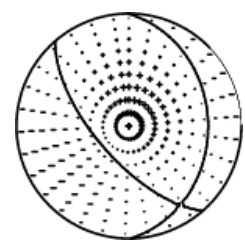
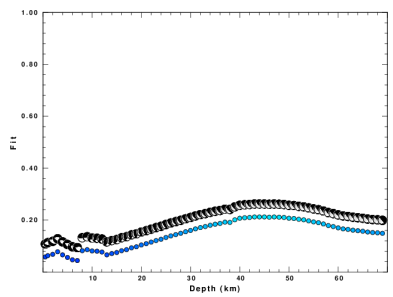
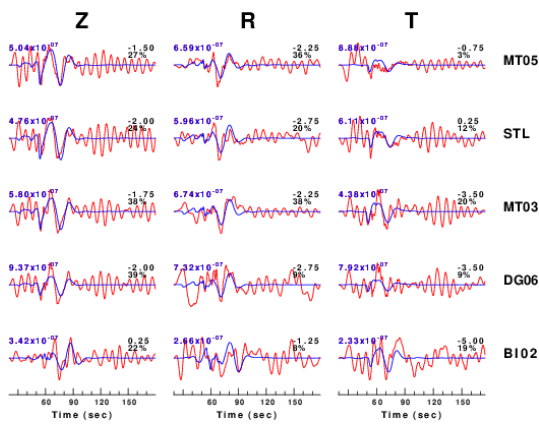


Figura B.37: Evento: 2014 07 03 02:50 CLVD

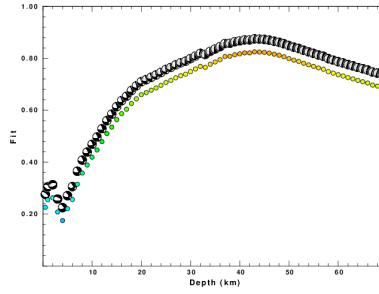
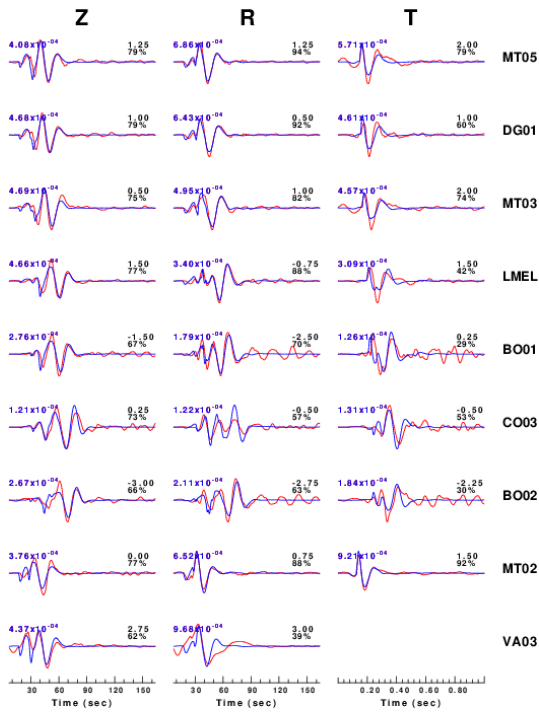


Figura B.38: Evento: 2014 08 23 22:32 CLVD

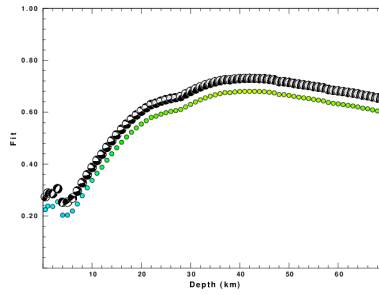
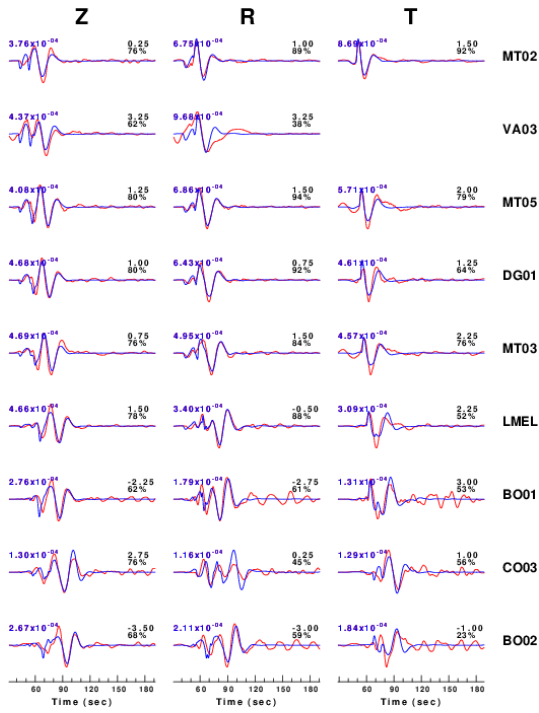


Figura B.39: Evento: 2014 08 23 22:32 doble cupla

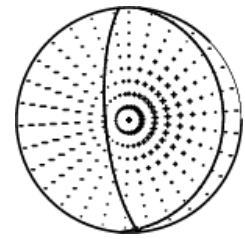
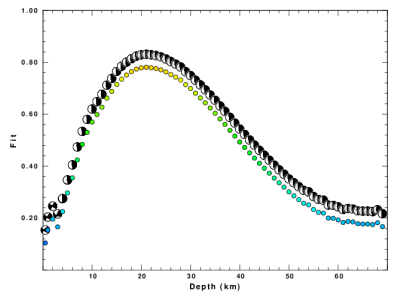
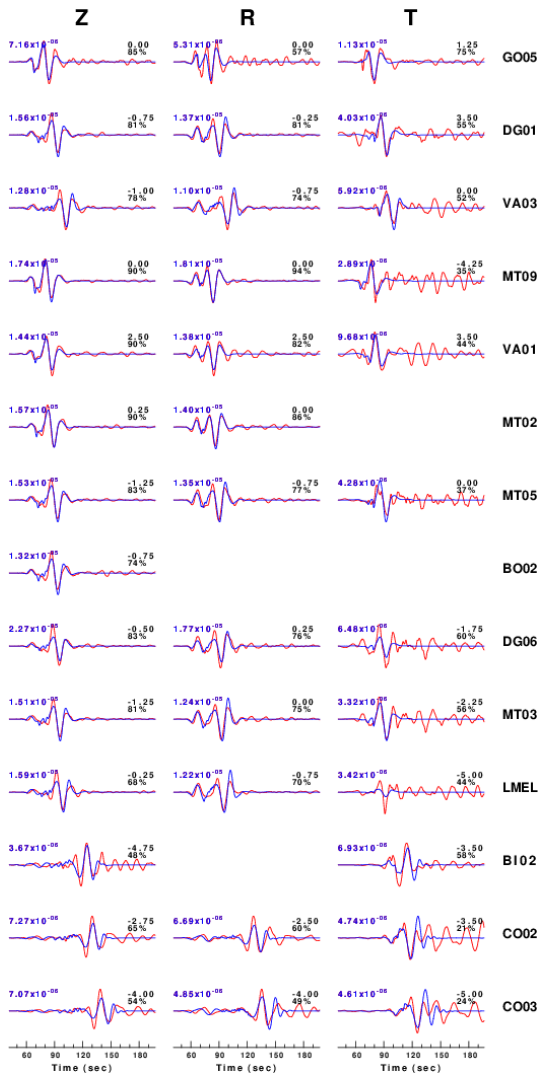


Figura B.40: Evento: 2014 10 23 23:38 CLVD

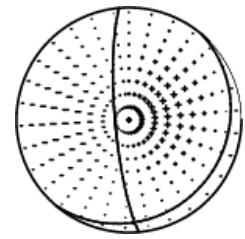
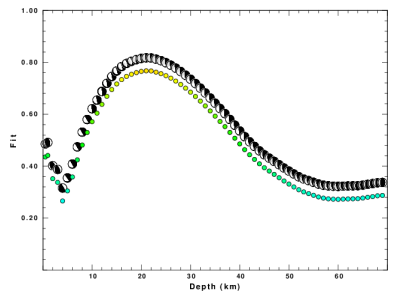
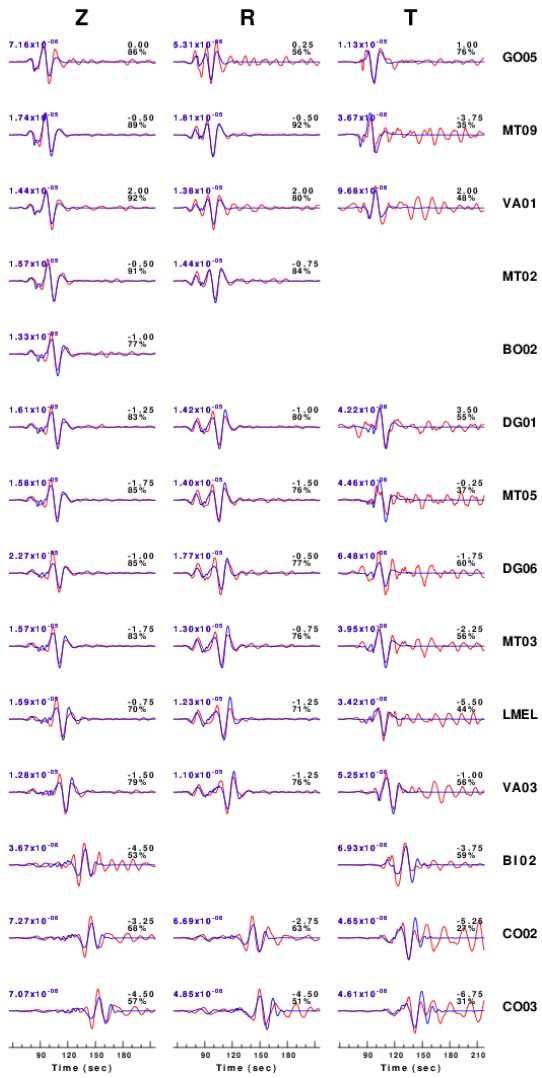


Figura B.41: Evento: 2014 10 23 23:38 doble cupla

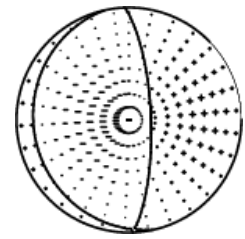
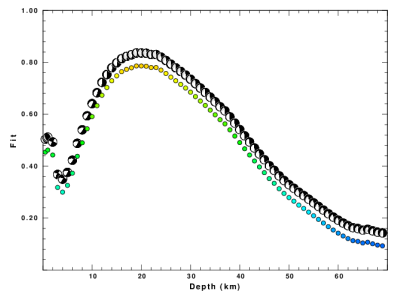
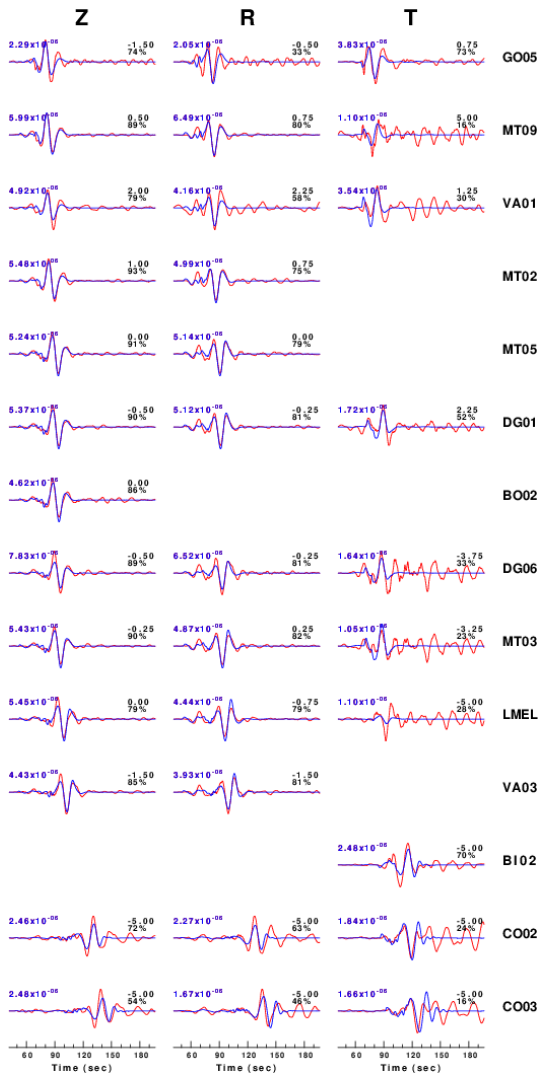


Figura B.42: Evento: 2014 10 24 07:16 CLVD

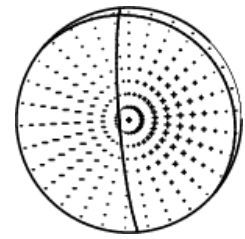
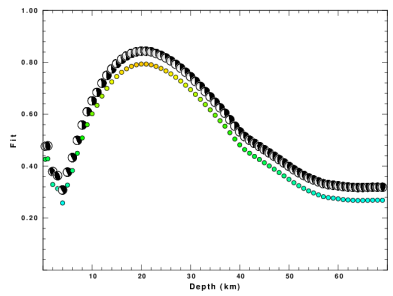
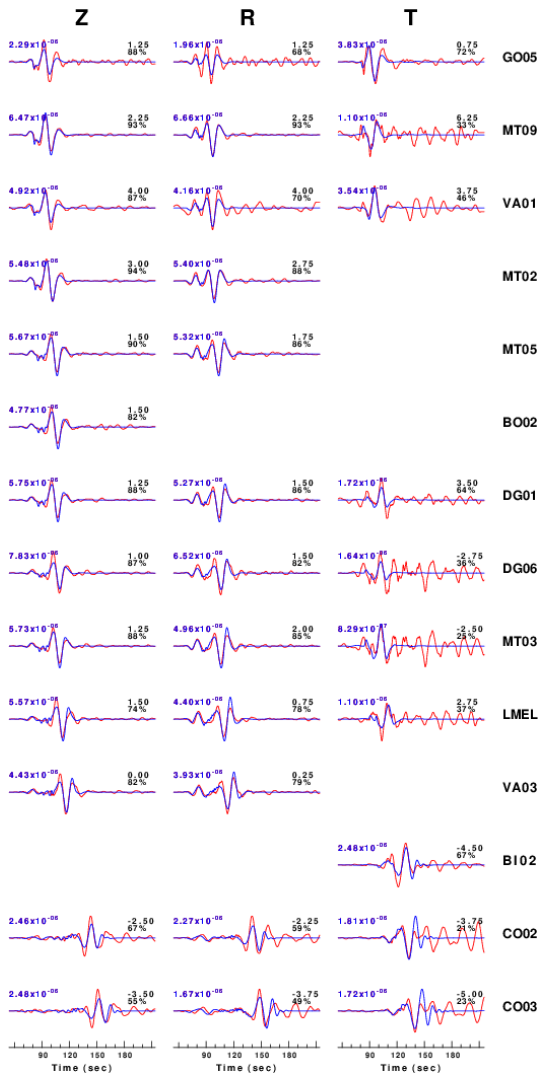


Figura B.43: Evento: 2014 10 24 07:16 doble cupla

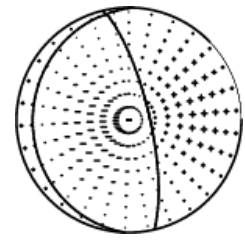
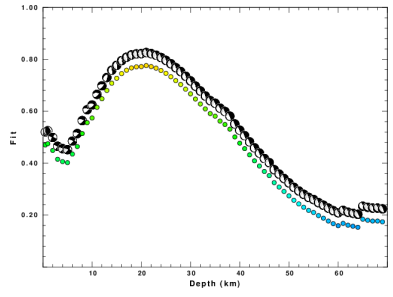
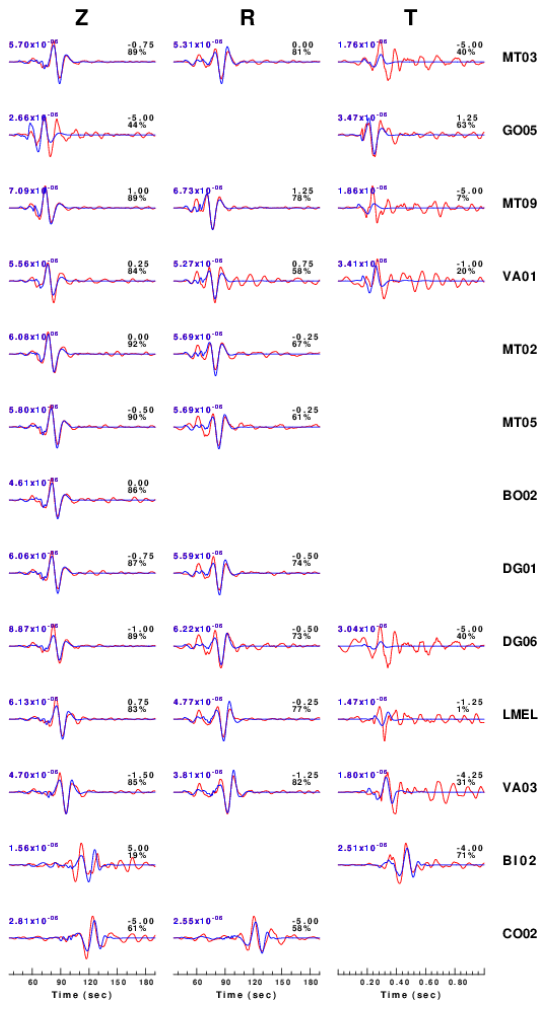


Figura B.44: Evento: 2014 10 25 17:05 CLVD

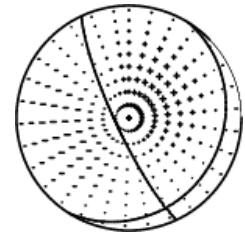
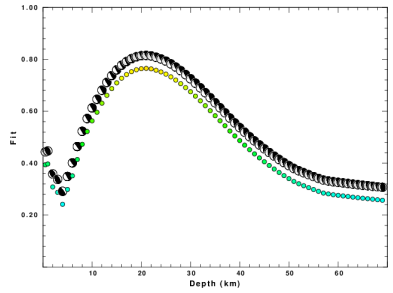
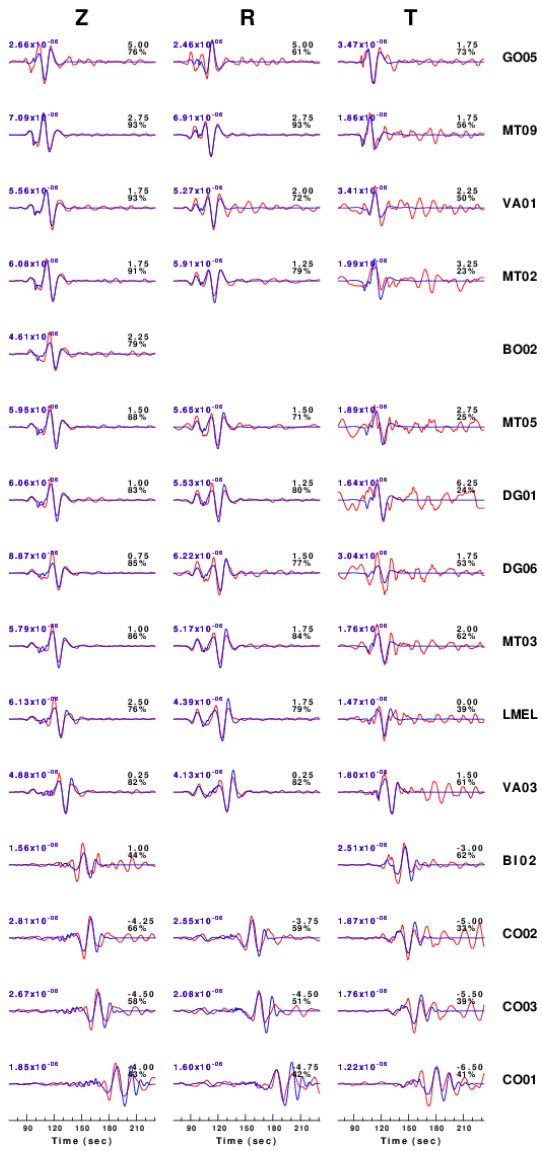


Figura B.45: Evento: 2014 10 25 17:05 doble cupla

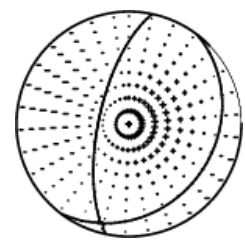
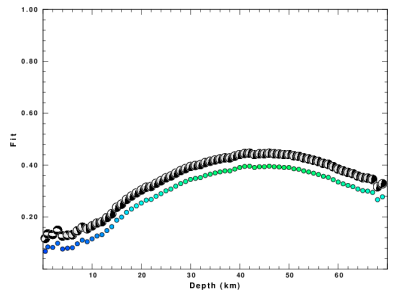
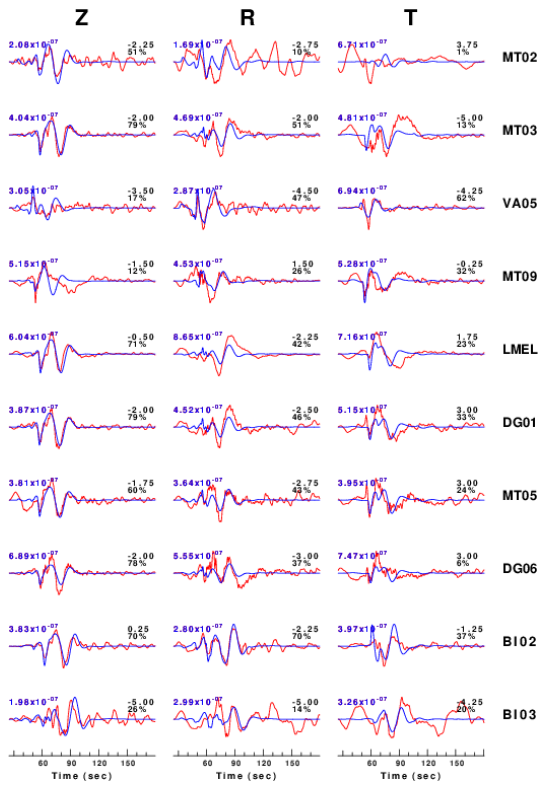


Figura B.46: Evento: 2015 01 25 08:47 CLVD

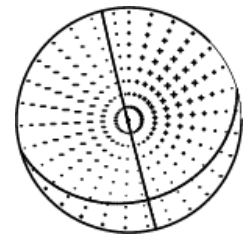
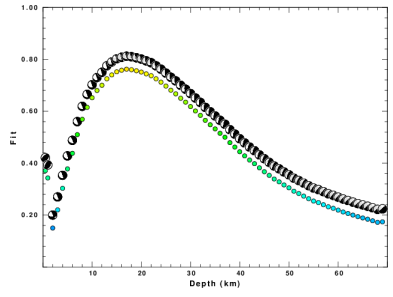
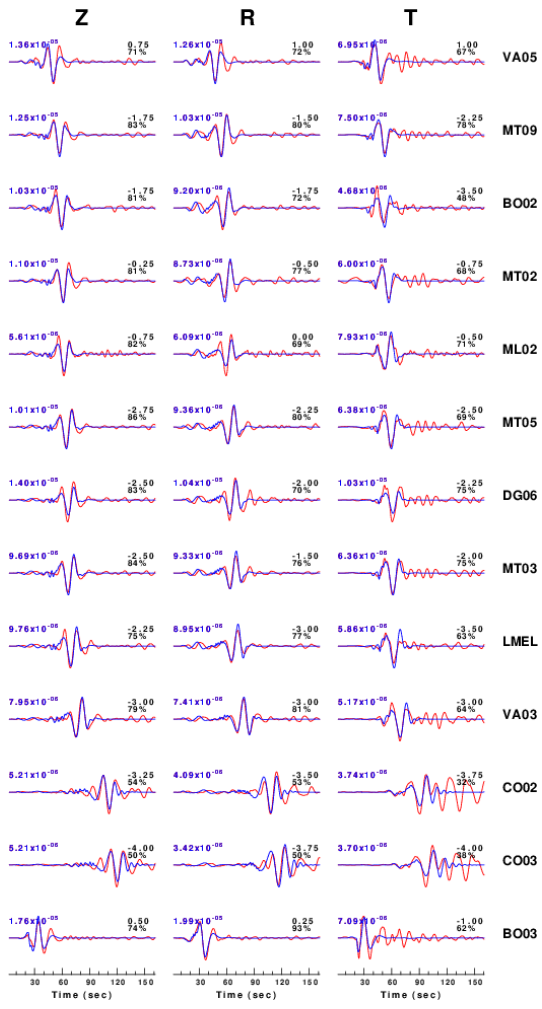


Figura B.47: Evento: 2015 03 05 02:08 CLVD

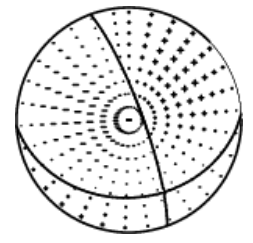
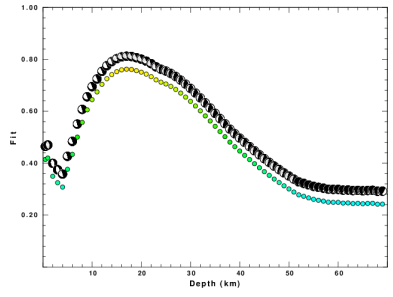
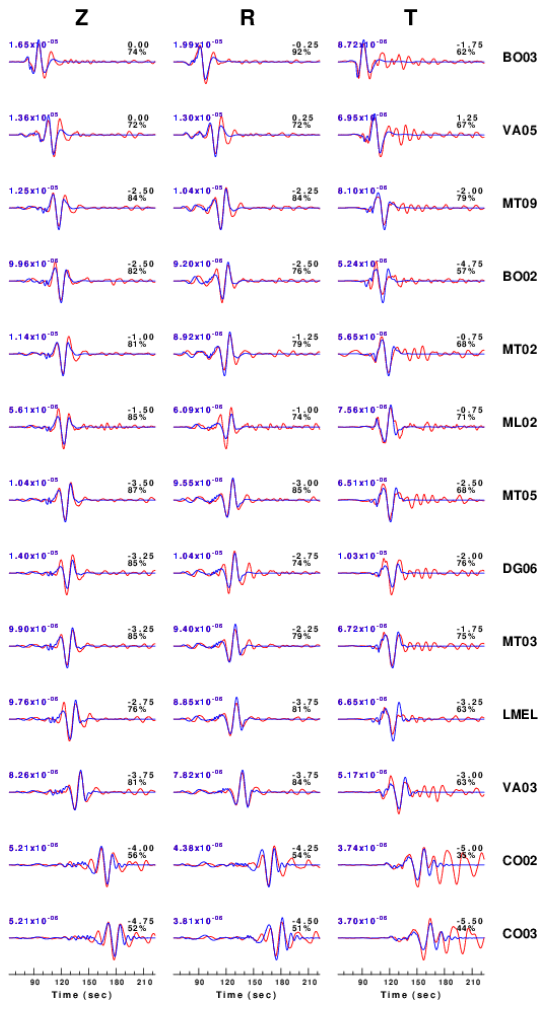


Figura B.48: Evento: 2015 03 05 02:08 doble cupla

Apéndice C

Hipocentros de enjambres

Tiempo (hora local)	Latitud	Longitud	Profundidad(km)	Magnitud coda
2001 09 16 18:02	-34.035	-72.477	31.0	4.5
2001 09 16 18:16	-34.030	-72.283	1.2	4.4
2001 09 16 18:24	-34.027	-72.373	0.0	3.8
2001 09 16 18:28	-34.012	-72.423	30.2	4.2
2001 09 16 18:34	-34.033	-72.286	0.0	3.6
2001 09 16 18:56	-33.997	-72.326	0.0	3.8
2001 09 16 19:02	-34.004	-72.375	0.0	3.9
2001 09 17 09:09	-33.990	-72.319	1.1	4.1
2001 09 17 10:14	-33.985	-72.415	30.5	3.7

Tabla C.1: Enjambre septiembre 2001, datos obtenidos del catálogo del CSN

Tiempo (hora local)	Latitud	Longitud	Profundidad(km)	Magnitud coda
2001 12 08 07:29	-34.005	-72.222	35.0	4.1
2001 12 08 07:34	-33.999	-72.274	33.0	4.3
2001 12 08 08:08	-33.994	-72.234	31.9	4.3
2001 12 08 08:20	-33.931	-72.094	7.0	3.5
2001 12 08 08:59	-33.982	-72.163	28.5	4.2
2001 12 08 15:41	-34.009	-72.199	35.3	4.1
2001 12 08 17:53	-34.012	-72.252	15.0	4.1
2001 12 08 18:29	-33.978	-72.218	15.6	4.1
2001 12 08 19:19	-33.979	-72.280	15.1	4.1
2001 12 08 20:54	-33.958	-72.081	7.5	3.9
2001 12 08 21:18	-34.005	-72.259	15.3	4.3
2001 12 08 22:26	-33.959	-72.117	13.7	3.6
2001 12 08 23:40	-33.976	-72.148	4.4	3.9
2001 12 09 00:10	-33.937	-72.084	38.4	3.2
2001 12 09 00:29	-33.936	-72.124	38.3	4.1
2001 12 09 00:42	-33.942	-72.137	37.0	3.4
2001 12 09 00:46	-33.925	-72.077	37.1	3.2
2001 12 09 00:50	-33.939	-72.165	36.3	3.2
2001 12 09 01:33	-33.955	-72.117	40.0	3.3
2001 12 09 01:49	-33.901	-72.096	7.3	3.2
2001 12 09 02:17	-33.982	-72.144	39.3	3.2
2001 12 09 02:28	-33.964	-72.137	36.5	3.3
2001 12 09 04:56	-33.940	-72.121	33.0	3.8
2001 12 09 06:08	-33.945	-72.110	38.5	3.4
2001 12 09 09:38	-33.990	-72.150	35.7	3.6
2001 12 09 10:05	-33.943	-72.107	36.4	3.6
2001 12 09 14:17	-33.948	-72.090	38.7	3.3
2001 12 09 16:42	-33.967	-72.050	35.0	3.4
2001 12 09 16:44	-33.949	-72.057	38.2	4.0
2001 12 09 16:54	-33.942	-72.094	37.4	3.5
2001 12 09 16:57	-33.935	-72.103	36.9	3.3
2001 12 10 00:57	-33.913	-72.087	37.8	3.4
2001 12 10 06:49	-33.896	-72.099	6.4	3.4
2001 12 11 22:27	-33.894	-72.132	4.2	3.1

Tabla C.2: Enjambre diciembre 2001, datos obtenidos del catálogo del CSN

Tiempo (hora local)	Latitud	Longitud	Profundidad(km)	Magnitud coda
2002 02 13 04:23	-33.986	-72.163	30.5	3.9
2002 02 13 05:51	-33.966	-72.141	33.2	4.3
2002 02 13 06:01	-33.961	-72.061	8.4	4.0
2002 02 13 06:16	-34.026	-72.072	8.0	3.6
2002 02 13 06:21	-33.961	-72.052	3.0	3.6
2002 02 13 06:39	-33.997	-72.122	34.2	3.8
2002 02 13 06:49	-33.939	-72.075	3.8	3.7
2002 02 13 07:00	-33.953	-72.064	8.3	4.2
2002 02 13 07:27	-33.960	-72.088	7.7	4.0
2002 02 13 07:56	-33.994	-72.081	7.8	4.0
2002 02 13 07:59	-33.973	-72.062	0.0	3.5
2002 02 13 08:27	-33.955	-72.063	2.0	3.7
2002 02 13 08:33	-33.979	-72.111	7.1	3.9
2002 02 13 08:36	-33.977	-72.055	8.5	3.8

Tabla C.3: Enjambre febrero 2002, datos obtenidos del catálogo del CSN

Tiempo (hora local)	Latitud	Longitud	Profundidad(km)	Magnitud coda
2002 03 02 18:30	-33.969	-72.227	5.0	3.9
2002 03 02 18:36	-33.958	-72.298	35.0	3.7
2002 03 02 22:37	-33.958	-72.275	36.3	3.9
2002 03 02 22:56	-33.997	-72.288	37.4	3.7
2002 03 02 23:02	-33.998	-72.289	43.0	3.8
2002 03 02 23:46	-33.977	-72.320	35.7	4.0
2002 03 03 00:53	-33.980	-72.257	39.7	3.6
2002 03 03 01:53	-33.971	-72.300	35.8	4.0
2002 03 03 01:59	-33.995	-72.242	35.7	4.0

Tabla C.4: Enjambre marzo 2002, datos obtenidos del catálogo del CSN

Tiempo (hora local)	Latitud	Longitud	Profundidad(km)	Magnitud coda
2004 09 07 10:57	-33.967	-72.469	37.4	5.4
2004 09 07 12:33	-33.966	-72.458	33.1	5.4
2004 09 07 14:55	-33.972	-72.429	34.4	3.4
2004 09 07 15:01	-33.976	-72.416	33.6	3.8
2004 09 07 15:39	-33.963	-72.436	31.3	3.4
2004 09 07 16:31	-33.983	-72.382	37.3	2.7
2004 09 07 16:53	-34.044	-72.399	30.2	3.1
2004 09 07 17:14	-34.029	-72.503	35.2	3.1
2004 09 07 23:56	-34.065	-72.441	33.9	3.0
2004 09 08 08:06	-34.000	-72.446	33.4	4.8
2004 09 08 08:16	-33.987	-72.394	32.4	5.1
2004 09 08 08:25	-33.970	-72.393	34.1	4.2
2004 09 08 09:18	-34.007	-72.364	34.8	4.4
2004 09 08 10:55	-33.987	-72.355	34.5	3.2
2004 09 08 13:35	-34.002	-72.373	34.0	3.3
2004 09 09 02:14	-33.974	-72.400	34.6	3.4
2004 09 09 02:17	-33.992	-72.387	35.7	3.1
2004 09 09 02:18	-33.986	-72.441	32.4	2.8
2004 09 09 08:47	-34.012	-72.357	32.5	4.8
2004 09 09 11:18	-34.008	-72.336	34.7	3.9
2004 09 09 16:32	-33.984	-72.353	34.4	2.9
2004 09 09 21:19	-33.990	-72.383	33.9	3.3
2004 09 09 22:36	-34.008	-72.375	34.7	4.1
2004 09 09 23:21	-33.992	-72.377	25.0	3.1

Tabla C.5: Enjambre septiembre 2004, datos obtenidos de nueva localización

Tiempo (hora local)	Latitud	Longitud	Profundidad(km)	Magnitud local
2004 09 07 10:57	-33.969	-72.418	36.3	5.3
2004 09 07 12:33	-33.995	-72.352	17.9	5.3
2004 09 07 14:55	-33.917	-72.394	34.3	3.9
2004 09 07 15:01	-33.982	-72.363	32.8	3.7
2004 09 07 15:34	-33.974	-72.402	32.1	3.8
2004 09 07 15:39	-33.959	-72.276	1.9	3.9
2004 09 07 16:31	-33.970	-72.348	36.8	3.6
2004 09 07 16:53	-34.069	-72.254	36.8	3.9
2004 09 07 17:14	-34.017	-72.456	34.7	3.4
2004 09 07 23:56	-34.067	-72.362	35.0	3.2
2004 09 08 08:06	-33.999	-72.399	33.5	4.7
2004 09 08 08:16	-33.988	-72.318	31.9	5.1
2004 09 08 08:25	-33.976	-72.260	4.0	3.9
2004 09 08 09:18	-34.008	-72.309	35.1	4.1
2004 09 08 10:55	-33.991	-72.303	33.8	3.6
2004 09 08 13:35	-34.001	-72.256	7.5	3.4
2004 09 08 13:52	-33.989	-72.240	34.2	4.2
2004 09 09 02:14	-33.993	-72.348	31.7	3.7
2004 09 09 02:17	-33.958	-72.319	33.9	3.6
2004 09 09 02:18	-33.984	-72.372	30.9	3.5
2004 09 09 08:47	-34.022	-72.253	7.1	4.8
2004 09 09 11:18	-33.996	-72.252	34.8	4.2
2004 09 09 16:32	-33.992	-72.316	34.2	3.7
2004 09 09 21:19	-33.981	-72.325	33.5	4.0
2004 09 09 22:36	-33.988	-72.267	36.1	4.1
2004 09 09 23:21	-33.999	-72.347	29.4	3.8

Tabla C.6: Enjambre septiembre 2004, datos obtenidos del catálogo del CSN

Tiempo (hora local)	Latitud	Longitud	Profundidad(km)	Magnitud local
2008 02 08 02:27	-33.927	-72.327	33.1	2.9
2008 02 08 23:22	-33.927	-72.091	11.3	3.5
2008 02 09 04:44	-33.948	-72.146	24.9	3.5
2008 02 09 21:21	-33.946	-72.187	38.1	4.5
2008 02 09 21:28	-33.985	-72.168	63.0	2.9
2008 02 11 02:13	-33.951	-72.224	45.2	2.7

Tabla C.7: Enjambre febrero 2008, datos obtenidos de una nueva localización

Tiempo (hora local)	Latitud	Longitud	Profundidad(km)	Magnitud local
2008 02 08 02:27	-33.891	-72.333	36.3	2.9
2008 02 08 23:22	-33.928	-72.070	45.7	3.6
2008 02 09 04:44	-33.931	-72.132	22.3	3.5
2008 02 09 21:21	-33.943	-72.180	31.5	4.5
2008 02 09 21:28	-34.007	-72.109	80.8	2.9
2008 02 11 02:13	-33.954	-72.248	39.1	2.7

Tabla C.8: Enjambre febrero 2008, datos obtenidos del catálogo del CSN

Tiempo (hora local)	Latitud	Longitud	Profundidad(km)	Magnitud local
2012 10 10 18:04	-34.025	-72.385	33.6	4.1
2012 10 11 02:38	-34.000	-72.500	31.7	4.2
2012 10 11 02:44	-34.007	-72.508	34.0	3.0
2012 10 11 02:56	-34.020	-72.484	34.2	3.1
2012 10 11 03:07	-34.004	-72.437	29.8	3.2
2012 10 11 04:38	-33.996	-72.442	34.6	4.4
2012 10 11 05:19	-33.995	-72.480	31.4	3.3
2012 10 11 13:48	-34.005	-72.331	37.3	2.9
2012 10 11 21:36	-34.011	-72.483	42.8	4.3
2012 10 11 22:51	-34.016	-72.360	30.9	2.8
2012 10 12 09:31	-34.015	-72.456	35.6	3.0
2012 10 12 09:45	-33.977	-72.501	32.2	3.0
2012 10 12 19:38	-33.998	-72.525	32.1	2.9
2012 10 13 23:44	-33.979	-72.379	36.8	2.6

Tabla C.9: Enjambre octubre 2012, datos obtenidos del catálogo del CSN

Tiempo (hora local)	Latitud	Longitud	Profundidad(km)	Magnitud local
2012 11 11 00:35	-33.962	-72.363	37.1	3.0
2012 11 11 00:48	-33.952	-72.331	37.8	3.4
2012 11 11 01:12	-33.954	-72.360	37.2	2.9
2012 11 11 01:15	-33.958	-72.368	40.1	2.9
2012 11 11 03:51	-33.968	-72.398	55.0	3.4
2012 11 11 05:06	-33.974	-72.283	41.2	3.7
2012 11 11 05:09	-33.936	-72.383	37.1	3.7
2012 11 11 05:10	-33.956	-72.305	35.2	4.6
2012 11 11 05:46	-33.972	-72.259	37.1	4.7
2012 11 11 06:00	-33.955	-72.384	37.0	2.3
2012 11 11 06:19	-33.983	-72.283	40.4	2.9
2012 11 11 07:24	-33.977	-72.275	37.8	4.2
2012 11 11 08:18	-33.995	-72.236	37.2	3.7
2012 11 11 10:06	-33.972	-72.288	25.1	3.5
2012 11 11 11:17	-33.967	-72.302	20.6	2.9
2012 11 11 11:54	-33.981	-72.333	37.3	3.3
2012 11 11 14:57	-33.976	-72.319	25.5	2.5
2012 11 11 19:41	-34.043	-72.342	36.7	3.3
2012 11 12 01:37	-33.951	-72.177	41.2	3.1
2012 11 12 01:52	-33.961	-72.208	45.8	2.6
2012 11 12 04:25	-33.975	-72.140	43.1	3.5
2012 11 12 06:52	-33.958	-72.330	37.2	2.7
2012 11 12 07:05	-33.964	-72.345	37.7	2.6

Tabla C.10: Enjambre 1 noviembre 2012, datos obtenidos del catálogo del CSN

Tiempo (hora local)	Latitud	Longitud	Profundidad(km)	Magnitud local
2012 11 19 14:09	-33.974	-72.368	37.1	3.8
2012 11 19 16:18	-33.983	-72.349	35.0	3.5
2012 11 19 16:45	-33.956	-72.438	33.0	4.8
2012 11 19 18:06	-33.976	-72.370	37.0	3.3
2012 11 19 21:14	-33.981	-72.372	25.1	3.3
2012 11 20 16:23	-33.980	-72.281	10.1	5.3
2012 11 20 17:07	-33.997	-72.261	17.0	3.0
2012 11 20 22:49	-33.969	-72.356	35.9	3.1
2012 11 21 06:58	-33.976	-72.408	36.6	3.2
2012 11 21 07:12	-33.989	-72.396	36.5	3.0
2012 11 21 07:31	-33.981	-72.390	36.6	3.3
2012 11 21 07:51	-34.029	-72.210	9.9	3.1
2012 11 21 08:11	-33.980	-72.369	36.9	3.4
2012 11 21 18:16	-33.993	-72.355	10.4	5.1
2012 11 21 20:45	-34.025	-72.283	35.0	3.4
2012 11 21 20:47	-34.038	-72.426	40.1	3.0
2012 11 21 21:36	-34.007	-72.219	12.5	5.6
2012 11 21 22:00	-33.991	-72.403	36.6	3.0
2012 11 21 22:51	-34.012	-72.305	34.9	4.1
2012 11 21 22:52	-34.032	-72.376	34.3	5.2
2012 11 21 23:37	-34.023	-72.390	33.0	4.1
2012 11 21 23:47	-33.966	-72.225	37.8	3.4
2012 11 22 01:50	-34.033	-72.123	9.7	3.2
2012 11 22 04:46	-34.032	-72.269	39.2	3.2
2012 11 22 07:22	-34.001	-72.489	35.0	3.2
2012 11 22 07:30	-34.045	-72.247	37.4	3.4
2012 11 22 08:49	-33.991	-72.431	33.4	3.2
2012 11 23 17:09	-33.929	-72.329	35.4	3.0
2012 11 24 23:03	-33.982	-72.455	7.1	3.5

Tabla C.11: Enjambre 2 noviembre 2012, datos obtenidos del catálogo del CSN

Tiempo (hora local)	Latitud	Longitud	Profundidad(km)	Magnitud local
2014 10 19 18:00	-34.008	-72.331	34.4	3.6
2014 10 19 19:20	-34.021	-72.312	34.4	2.8
2014 10 19 20:10	-33.987	-72.340	34.2	2.7
2014 10 19 20:16	-34.006	-72.338	33.9	2.7
2014 10 19 20:17	-34.003	-72.343	25.4	3.1

Tabla C.12: Enjambre 1 octubre 2014, datos obtenidos del catálogo del CSN

Tiempo (hora local)	Latitud	Longitud	Profundidad(km)	Magnitud local
2014 10 23 23:38	-34.009	-72.331	36.1	5.0
2014 10 24 00:16	-34.017	-72.297	23.9	3.6
2014 10 24 00:25	-34.009	-72.273	25.1	3.8
2014 10 24 00:58	-34.017	-72.229	26.1	4.1
2014 10 24 01:49	-34.006	-72.274	26.8	3.8
2014 10 24 02:30	-34.024	-72.240	22.4	4.4
2014 10 24 05:02	-34.016	-72.248	25.1	3.9
2014 10 24 07:16	-33.996	-72.242	25.3	4.6
2014 10 24 16:36	-33.994	-72.305	25.1	3.1
2014 10 25 17:05	-34.039	-72.162	30.0	4.6
2014 10 25 19:30	-34.031	-72.269	0.0	3.3

Tabla C.13: Enjambre 2 octubre 2014, datos obtenidos del catálogo del CSN

Apéndice D

Tabla de modelos de velocidades

Profundidad	V _p	V _s
-5.00	4.350	2.47
0.00	4.900	2.78
2.20	5.850	3.32
8.91	6.300	3.58
15.00	6.600	3.75
20.00	6.800	3.86
25.00	6.920	3.93
30.00	7.141	4.06
35.00	7.141	4.06
40.00	7.560	4.29
45.00	7.670	4.36
50.00	7.850	4.46
55.00	7.990	4.54
60.00	8.112	4.61
80.00	8.142	4.63
100.00	8.451	4.80
120.00	8.530	4.85

Tabla D.1: Tabla del modelo de velocidades propuesto por Pardo & Fuenzalida (1988).

Profundidad	V _p	V _s
0.000	6.200	3.52
15.000	7.000	3.98
25.000	7.100	4.03
45.000	7.900	4.49
50.000	8.050	4.57
60.000	8.120	4.61

Tabla D.2: Tabla del modelo de velocidades propuesto por Campos *et al.* (2002).

Profundidad	Vp	Vs
-5.00	2.000	1.14
0.01	2.500	1.42
2.00	3.500	1.99
4.00	5.000	2.84
5.00	5.500	3.12
11.00	6.000	3.41
15.00	6.200	3.52
20.00	6.800	3.86
25.00	6.920	3.93

Tabla D.3: Tabla de modelo de velocidades obtenida de la tomografía sísmica propuesta por Moscoso *et al.* (2011)