



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

**CARACTERIZACIÓN Y ANÁLISIS DEL  
B-VALUE PARA LA ZONA DEL TERREMOTO  
M<sub>w</sub> 8.8 DEL MAULE 2010**

POR  
VANESSA FERNANDA CARRILLO BARRA

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

Profesora Guía:  
Dra. Cindy Mora-Stock

Comisión Evaluadora:  
Dr. Matthew Robert Miller - Dr. Andrés Tassara Oddó

Diciembre 2020  
Concepción, Chile

© 2020, VANESSA FERNANDA CARRILLO BARRA

Se autoriza la reproducción total o parcial, con fines académicos, por cualquier medio o procedimiento, incluyendo la cita bibliográfica del documento.

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

**CARACTERIZACIÓN Y ANÁLISIS DEL  
B-VALUE PARA LA ZONA DEL TERREMOTO  
M<sub>w</sub> 8.8 DEL MAULE 2010**

POR  
VANESSA FERNANDA CARRILLO BARRA

Habilitación Profesional  
para optar al Título de Geofísica

Profesora Guía:  
Dra. Cindy Mora-Stock



Diciembre 2020



*A mis compañeras  
que abandonaron sus sueños  
porque sus agresores seguían -siguen- en las aulas.  
**No olvidamos.***



## AGRADECIMIENTOS

Quisiera agradecer en primer lugar a mi familia, quienes siempre me brindaron su apoyo y soportaron cada maña y ausencia. A mis padres por creer en mi y no cuestionar mi decisión de estudiar una carrera no convencional; en particular a mi madre por sus oraciones amorosas y por sostenerme en los momentos en que quise tirar la toalla.

De manera especial a Cindy, por motivarme desde el primerísimo trabajo de investigación; por todo su apoyo, paciencia y rigurosidad con cada arista de esta tesis; escogerla como guía sin duda ha sido una de las mejores decisiones que he tomado. A los miembros de la comisión, Matt y Andrés por tomarse el tiempo de revisar esta tesis y por las discusiones enriquecedoras que mantuvimos respecto al *b-value*.

A la/los docentes del área de Tierra Sólida DGEO (Klaus incluido) por participar de mi formación académica y siempre motivar mi curiosidad. A Carla y Roxana, por su amabilidad, preocupación y los tecitos compartidos a media tarde.

A los amigos de la vida, por ser y estar. A Pablo por todo su apañe y contención, incluso estando tan lejos. A Angélica y Nathy por su cariño y por sacarme una sonrisa incluso en los momentos difíciles. A Diego por su amistad y por aportar otra visión al desarrollo de este trabajo. A las personas maravillosas que en los meses más crudos estuvieron ahí, mis queridas Isa, Jenny, Romi, Pía y Fran, compañeras que el feminismo me entregó y que fueron una enorme luz. A Andrés por el gran apoyo y cariño durante tanto tiempo. A mis queridos de la Sala de Tesistas, por la compañía, risas y conversaciones de pajaritos que hicieron más amenos los meses de trabajo en medio de la represión y violencia policial en el Campus.

Especialmente a Javiera, por ayudarme a encontrar las herramientas para llevar de mejor manera mi sentir y comprender muchas cosas.

A Hugo Soto por facilitarme el programa *b-estimator* para el desarrollo de esta investigación. A José Ilić por ayudarme a dar forma a mi problemático informe.

Este trabajo es parte de "Millennium Nucleus The Seismic Cycle Along Subduction Zones (CYCLO)", financiado por ICM NC160025.



## Resumen

El terremoto  $M_w$ 8.8 del 27 de febrero del año 2010 en la zona del Maule rompió un segmento de aproximadamente 500 km de largo, entre los  $34^\circ$  y  $38.5^\circ$ S, cerrando el *gap* sísmico de Concepción-Constitución luego del terremoto de 1835, contando con bastantes datos disponibles que permiten el estudio de esta zona del *megathrust* con diversas metodologías.

En este trabajo se analizan tres catálogos sísmicos (Servicio-Centro Sismológico Nacional, SSN-CSN; *National Earthquake Information Center*, NEIC; e *International Maule Aftershock Deployment*, IMAD), entre febrero de 2000 y agosto de 2018, para la zona entre los  $32^\circ$  y  $40^\circ$ S. Los datos de sismicidad asociados a la interfaz, se dividieron en etapas previa, del año y posterior al terremoto, y se analizó la distribución espacio-temporal de la sismicidad y la caracterización de la pendiente de la Ley de Gutenberg-Richter de frecuencia-magnitud de eventos sísmicos (*b-value*) para la zona de ruptura. Además, se evaluó la influencia del tipo de magnitud de los datos y distribución de la redes sismológicas en la obtención de este parámetro, considerando su rol en la determinación de este medidor de *stress*.

Los tres catálogos muestran variaciones del *b-value* en el área de ruptura del terremoto, con bajos valores de *b* en la zona sur cercana a la nucleación del *mainshock*; mientras que hacia el norte se observan altos *b-values* durante los tres periodos estudiados, con diferencias de  $\sim 0.5$  entre ambas sub-zonas (según los catálogos locales SSN-CSN e IMAD). Dicho patrón se muestra relativamente persistente en el tiempo, con una clara delimitación en sentido NNW-SSE en torno a los  $36^\circ$ S.

Las variaciones de *b* que permanecen en el tiempo, podrían tener relación a características geológicas estructurales y friccionales en la placa subductada. Igualmente, la densidad y ubicación de las estaciones es un parámetro relevante a considerar en la magnitud de completitud y por ende en el *b-value*. Con esto, la utilización de *b* como medidor de *stress* también depende directamente del catálogo utilizado y del tratamiento de datos.

**Palabras clave :** *b-value*, Ley de Gutenberg Richter, magnitud de completitud, margen Chileno, terremoto  $M_w$ 8.8 del Maule 2010.



# Índice general

|   |            |
|---|------------|
| <b>AGRADECIMIENTOS</b>  | <b>I</b>   |
| <b>Resumen</b>  | <b>III</b> |
| <b>Índice de figuras</b>  | <b>VII</b> |
| <b>Índice de Tablas</b>   | <b>XI</b>  |
| <b>1. Introducción</b>  | <b>1</b>   |
| 1.1. Marco Geotectónico . . . . .                                   | 2          |
| 1.1.1. Terremoto $M_w$ 8.8 del Maule 2010 . . . . .                 | 7          |
| 1.2. Marco Teórico . . . . .  | 12         |
| 1.2.1. Magnitudes . . . . .   | 12         |
| 1.2.1.1. Magnitud de Completitud . . . . .                          | 18         |
| 1.2.1.2. Conversión de Magnitudes . . . . .                         | 19         |
| 1.2.2. Ley de Gutenberg-Richter . . . . .                           | 21         |
| 1.2.2.1. Variaciones en $b$ . . . . .                               | 22         |
| 1.2.3. Estudios de $b$ -value en el margen Chileno . . . . .        | 25         |
| 1.3. Hipótesis y Objetivos del trabajo . . . . .                    | 30         |
| <b>2. Metodología</b>   | <b>31</b>  |
| 2.1. Bases de Datos . . . . .                                       | 31         |
| 2.1.1. Distribución temporal y espacial . . . . .                   | 31         |
| 2.1.2. Distribución temporal y espacial, <i>Slab 2.0</i> . . . . .  | 33         |
| 2.2. Homogeneización de magnitudes . . . . .                        | 35         |
| 2.3. Cálculo del $b$ -value . . . . .                               | 36         |
| 2.3.1. Programa $b$ -estimator . . . . .                            | 36         |
| 2.3.1.1. $run\_bvalue$ . . . . .                                    | 39         |
| 2.3.2. Magnitud de completitud . . . . .                            | 41         |
| <b>3. Resultados</b>  | <b>44</b>  |
| 3.1. Base de Datos . . . . .  | 44         |
| 3.1.1. Distribución temporal y espacial - General . . . . .         | 44         |
| 3.1.2. Distribución temporal y espacial - <i>Slab 2.0</i> . . . . . | 53         |
| 3.2. Homogeneización de magnitudes . . . . .                        | 57         |
| 3.3. Definición de parámetros R y Nmin . . . . .                    | 62         |
| 3.3.1. Comparación con errores $\sigma_1$ y $\sigma_2$ . . . . .    | 63         |
| 3.4. Magnitud de Completitud . . . . .                              | 66         |
| 3.5. Cálculo de $b$ -value . . . . .                                | 69         |

|   |               |
|---|---------------|
| <b>4. Discusión</b>   | <b>75</b>     |
| 4.1. De la naturaleza de los datos . . . . .                  | 75            |
| 4.2. Homogeneización de catálogos sísmicos . . . . .          | 84            |
| 4.3. <i>b-value</i> para el terremoto del Maule . . . . .     | 86            |
| 4.3.1. Respecto de la Metodología . . . . .                   | 86            |
| 4.3.2. Magnitud de Completitud . . . . .                      | 87            |
| 4.3.3. <i>b-value</i> . . . . .                               | 89            |
| 4.4. <i>b-value</i> como <i>stressmeter</i> . . . . .         | 94            |
| <b>5. Conclusiones</b>  | <b>96</b>     |
| <b>Referencias</b>  | <b>97</b>     |
| <b>Apéndices</b>  | <b>I</b>      |
| <b>A. Sismicidad</b>  | <b>I</b>      |
| A1. Rupturas históricas segmento Maule y en torno . . . . .   | I             |
| A2. Sismicidad . . . . .                                      | X             |
| <b>B. <i>b-value</i></b>                                      | <b>XXVI</b>   |
| B1. Mapas de <i>b-value</i> . . . . .                         | XXVI          |
| B2. Soluciones <i>b-value</i> según <i>Slab 2.0</i> . . . . . | XXXIII        |
| <b>C. <i>b-estimator</i></b>                                  | <b>XXXVII</b> |
| C1. <i>Test</i> espacial . . . . .                            | XXXVIII       |
| C2. <i>Test</i> temporal . . . . .                            | XLIII         |

# Índice de figuras

|   |    |
|---|----|
| 1.1.1. Escenario geotectónico general de Chile . . . . .  | 4  |
| 1.1.2. Esquema la zona de subducción Chilena y los principales tipos de terremotos . . . . .  | 6  |
| 1.1.3. Localizaciones hipocentrales para el terremoto $M_w$ 8.8 del Maule 2010  | 10 |
| 1.2.1. Observación de Richter, decaimiento $\log(A)$ vs distancia epicentral.   | 12 |
| 1.2.2. Metodologías para la determinación de la Magnitud de Completitud $M_{comp}$ . . . . .  | 18 |
| 1.2.3. Regresión de mínimos cuadrados. . . . .  | 19 |
| 1.2.4. Regresión Ortogonal General . . . . .  | 21 |
| 2.1.1. Distribución de estaciones sismológicas de las distintas redes . . . . .   | 32 |
| 2.1.2. Modelo <i>Slab</i> 2.0; vista noreste-suroeste . . . . .   | 33 |
| 2.1.3. Utilización tridimensional del modelo <i>Slab</i> 2.0 . . . . .  | 34 |
| 2.1.4. Esquema de la separación de catálogos según el criterio del <i>Slab</i> 2.0, siguiendo el análisis de <a href="#">Legrand et al. (2012)</a> . . . . .            | 34 |
| 2.2.1. Tipos de magnitudes catálogo SSN-CSN . . . . .   | 35 |
| 2.3.1. Ventanas sísmicas . . . . .  | 38 |
| 2.3.2. Ejemplo grilla <i>test</i> espacial . . . . .  | 38 |
| 2.3.3. Mapa conceptual <i>run_bvalue</i> . . . . .  | 39 |
| 2.3.4. Esquema de selección de $M_{comp}$ para cada <i>test</i> en cada <i>set</i> de datos.  | 42 |
| 3.1.1. Distribución del número de eventos según magnitud . . . . .  | 45 |
| 3.1.2. Distribución de sismos en el espacio . . . . .   | 47 |
| 3.1.3. Número de eventos mensuales en el periodo previo al <i>mainshock</i> (01/02/2000 - 26/02/2010) . . . . .   | 48 |
| 3.1.4. Distribución espacial de la secuencia precursora ( <a href="#">Madariaga et al., 2010</a> ) del terremoto del Maule 2010. . . . .                                | 50 |
| 3.1.5. Número de eventos diarios para la segunda etapa de estudio, que considera el año posterior al <i>mainshock</i> (incluyéndolo, 27/02/2010 - 26/02/2011) . . . . . | 51 |
| 3.1.6. Número de eventos diarios registrados por los catálogos desde el <i>mainshock</i> hasta fines de marzo (27/02/2010 - 31/03/2010) . . . . .                       | 51 |
| 3.1.7. Número de eventos mensuales en el periodo posterior al año del <i>mainshock</i> (27/02/2011 - 31/08/2018) . . . . .  | 52 |
| 3.1.8. Número de eventos conservados en las etapas del estudio, para los catálogos del SSN-CSN y NEIC, tras los filtrajes . . . . .                                     | 53 |
| 3.1.9. Distribución espacial de la sismicidad para el periodo previo al <i>mainshock</i> (01/02/2000 - 27/02/2010), filtrado con el modelo <i>Slab</i> 2.0 3D . . . . . | 54 |

|   |      |
|---|------|
| 3.1.10. Distribución espacial de la sismicidad para el año posterior al <i>mainshock</i> (incluyéndolo, 27/02/2010 - 26/02/2011), filtrado con el modelo <i>Slab 2.0 3D</i> . . . . .                                 | 55   |
| 3.1.11. Distribución espacial de la sismicidad para la etapa posterior al año del <i>mainshock</i> hasta el fin del periodo de estudio (27/02/2011 - 31/08/2018), filtrado con el modelo <i>Slab 2.0 3D</i> . . . . . | 56   |
| 3.2.1. Distribución porcentual de magnitudes a partir del catálogo del SSN entre 2000-2008, para la zona entre los 32°-40°S y 70°- 76°W. . . . .  | 58   |
| 3.2.2. Distribución porcentual de magnitudes a partir del catálogo del SSN entre 2009-2018, para la zona entre los 32°-40°S y 70°- 76°W. . . . .  | 59   |
| 3.2.3. Regresión ortogonal (ODR) para $M_c$ y $M_l$ en datos SSN-CSN . . . . .  | 60   |
| 3.2.4. Regresión ortogonal (ODR) para $M_l$ y $M_w$ en datos SSN-CSN . . . . .  | 60   |
| 3.2.5. Regresión ortogonal (ODR) para $M_l$ y $M_w$ en datos IMAD . . . . .   | 61   |
| 3.2.6. Distribución de magnitudes, a partir del catálogo NEIC entre 01/02/2000-31/08/2018, para la zona entre los 32°-40°S y 70°-76°W . . . . .   | 62   |
| 3.3.1. Error $\sigma_1$ para cada combinación de radio y número mínimo de eventos. . . . .  | 64   |
| 3.3.2. Error $\sigma_2$ para cada combinación de radio y número mínimo de eventos. . . . .  | 65   |
| 3.4.1. Magnitud de completitud para los distintos catálogos . . . . .   | 67   |
| 3.5.1. Diagramas de distribución frecuencia-magnitud (FMD) de cada subcatálogo . . . . .  | 69   |
| 3.5.2. Mapas de <i>b-value</i> para los distintos catálogos . . . . .   | 73   |
| 3.5.3. Mapas de error $\sigma_1$ como porcentaje de las determinaciones de <i>b-value</i> para los distintos catálogos . . . . .  | 74   |
| 4.1.1. Combinación de fuentes de información de localización y magnitud de los registros NEIC-PDE . . . . .   | 77   |
| 4.1.2. Distribución espacial de sismicidad en la etapa más temprana de réplicas, contraste entre los catálogos SSN y NEIC . . . . .   | 79   |
| 4.1.3. Distribución espacial y temporalidad de diseño de las estaciones sismológicas de la red C . . . . .  | 81   |
| 4.1.4. Distribución espacial y temporalidad de diseño de las estaciones sismológicas de la red C1 . . . . .   | 82   |
| A2.1. Mecanismos focales de las mayores réplicas del terremoto $M_w$ 8.8 del Maule 2010 en el periodo 27/02/2010 y 26/02/2011 . . . . .   | X    |
| A2.2. Perfil profundidad-distancia en km de los mecanismos focales de CMT <i>Catalog</i> para la zona y periodo de estudio . . . . .  | XI   |
| A2.3. Sismicidad detectada por el SSN entre el 01/08/2004 y 30/09/2004 concentrada en cinco <i>clusters</i> . . . . .   | XII  |
| A2.4. Evolución tiempo-latitud de la sismicidad detectada por el SSN entre el 01/08/2004 y 30/09/2004. . . . .  | XIII |

|        |   |        |
|--------|---|--------|
| A2.5.  | Mapa estructural simplificado de los Andes Centrales, se muestra la ubicación epicentral y los mecanismos focales de los terremotos del 28/08/2004 y 12/09/2004. Extraído de Comte et al. (2008). . . . . | XIV    |
| A2.6.  | Sismicidad detectada por el SSN el mes de diciembre de 2008, <i>cluster</i> en las costas de Valparaíso. . . . .  | XV     |
| A2.7.  | Distribución espacial de la sismicidad entre el 01/01/2009 y 26/02/2010 para los catálogos de SSN y NEIC. . . . .   | XVI    |
| A2.8.  | Sismicidad detectada por el SSN entre el 01/12/2009 y 26/02/2010 cerca de la locación hipocentral del terremoto del Maule. . . . .  | XVII   |
| A2.9.  | Sismicidad detectada por el SSN el mes de septiembre de 2015, réplicas del terremoto $M_w$ 8.3 Illapel 2015 en la zona de estudio . . .   | XVIII  |
| A2.10. | Sismicidad detectada por el SSN entre el 01/04/2017 y 31/05/2017, secuencia en las costas de Valparaíso. . . . .  | XIX    |
| A2.11. | Evolución tiempo-latitud de la sismicidad detectada por el SSN entre el 01/04/2017 y 31/05/2017, secuencia en las costas de Valparaíso. .   | XX     |
| A2.12. | Distribución de magnitudes (en colores), a partir del catálogo NEIC entre 01/02/2000-31/12/2008, para la zona entre los 32°-40°S y 70°-76°W. . . . .  | XXI    |
| A2.13. | Distribución de magnitudes (en colores), a partir del catálogo NEIC entre 01/01/2009-31/08/2018, para la zona entre los 32°-40°S y 70°-76°W. . . . .  | XXII   |
| A2.14. | Tipos de magnitudes calculadas para los diferentes sismos registrados por el SSN-CSN por año, entre el 2000 y 2005. . . . .   | XXIII  |
| A2.15. | Tipos de magnitudes calculadas para los diferentes sismos registrados por el SSN-CSN por año, entre el 2006 y 2011. . . . .   | XXIV   |
| A2.16. | Tipos de magnitudes calculadas para los diferentes sismos registrados por el SSN-CSN por año, entre el 2012 y 2018. . . . .   | XXV    |
| B1.1.  | Variaciones temporales del <i>b-value</i> en el margen Chileno, estudio de Legrand et al. (2012). . . . .   | XXVI   |
| B1.2.  | Variaciones espaciales del <i>b-value</i> en el margen Chileno, según el <i>slab</i> , estudio de Legrand et al. (2012). . . . .  | XXVII  |
| B1.3.  | Espacio de parámetros de <i>b-value</i> vs <i>afterslip</i> que explora la relación entre ambos parámetros en términos de procesos físicos relevantes, estudio de Tassara et al. (2016). . . . .          | XXVII  |
| B1.4.  | Mapas de <i>b-value</i> y <i>afterslip</i> para la zona de ruptura del terremoto del Maule, estudio de Tassara et al. (2016). . . . .   | XXVIII |
| B1.5.  | (Panel izquierdo) Mapa de <i>b-value</i> para la ventana TO del estudio de Tassara et al. (2016), (panel derecho) misma distribución en la escala de colores del presente estudio. . . . .                | XXIX   |
| B1.6.  | R y Nmin para el catálogo SSN entre 27/02/2010-26/02/2011. De arriba hacia abajo R=20,40,60 km . . . . .  | XXX    |

---

|       |   |        |
|-------|---|--------|
| B1.7. | R y Nmin para el catálogo SSN entre 27/02/2010-26/02/2011. De arriba hacia abajo R=80,100,120 km . . . . .                    | XXXI   |
| B1.8. | R y Nmin para el catálogo SSN- entre 27/02/2010-26/02/2011. De arriba hacia abajo R=140,160,180 km . . . . .                  | XXXII  |
| B2.1. | Comparación de soluciones de <i>b-value</i> para el catálogo SSN en la etapa previa al <i>mainshock</i> . . . . .             | XXXIII |
| B2.2. | Comparación de soluciones de <i>b-value</i> para el catálogo NEIC en la etapa previa al <i>mainshock</i> . . . . .            | XXXIV  |
| B2.3. | Comparación de soluciones de <i>b-value</i> para el catálogo SSN en la etapa del año posterior al <i>mainshock</i> . . . . .  | XXXIV  |
| B2.4. | Comparación de soluciones de <i>b-value</i> para el catálogo IMAD en la etapa del año posterior al <i>mainshock</i> . . . . . | XXXV   |
| B2.5. | Comparación de soluciones de <i>b-value</i> para el catálogo NEIC en la etapa del año posterior al <i>mainshock</i> . . . . . | XXXV   |
| B2.6. | Comparación de soluciones de <i>b-value</i> para el catálogo SSN-CSN en la etapa posterior al <i>mainshock</i> . . . . .      | XXXVI  |
| B2.7. | Comparación de soluciones de <i>b-value</i> para el catálogo NEIC en la etapa posterior al <i>mainshock</i> . . . . .         | XXXVI  |
| C2.1. | Diagrama de códigos de <i>run_bvalue.py</i> . . . . .   | XLIV   |

## Índice de Tablas

|   |    |
|---|----|
| 1.2.1. Síntesis variaciones <i>b-value</i> . . . . .  | 23 |
| 2.1.1. Catálogos sísmicos utilizados, fechas de inicio y término de los datos<br>y número total de eventos. . . . . | 32 |
| 3.2.1. Coeficientes de la conversión ortogonal (ODR) para los datos del<br>SSN-CSN. . . . .                         | 60 |
| 3.2.2. Coeficientes de la conversión ortogonal (ODR) para los datos de la<br>red IMAD. . . . .                      | 61 |
| 3.4.1. Magnitud de completitud para los subcatálogos en estudio. . . . .  | 68 |

# Capítulo 1

## Introducción

El terremoto  $M_w$  8.8 del Maule 2010 además de ser el mayor evento sísmico registrado en Chile luego del terremoto de Valdivia, tiene una significación multidimensional para nuestro país. Encima de marcar un antes y un después en el desarrollo de la red sismológica nacional y en la conformación/funcionamiento de organismos técnicos de respuesta temprana y gestión del riesgo de desastres en Chile, influyó en la esfera político-social de nuestra nación, demostrando que *los desastres no son naturales*, que a pesar de ser un país con una habitual ocurrencia de eventos sísmicos, la preparación continua ante emergencias es necesaria.

El caso del Maule se ha descrito como el terremoto responsable de cerrar el *gap* sísmico de Concepción-Constitución posterior al evento tsunamigénico de 1835 en el área. Ha sido objeto de gran cantidad de estudios que han pormenorizado con diversas metodologías: la sismicidad histórica y configuración tectónica de esta zona del Margen Chileno, modelos del acoplamiento previo, deslizamiento cosísmico y postsísmico, la distribución espacial de la sismicidad de fondo en la zona y de la ocurrencia de réplicas posteriores al evento y su relación con otras estructuras geológicas, parámetros de interés en estudios de ingeniería estructural, entre otros temas.

En este trabajo en particular, se estudian en extenso tres catálogos sismológicos de la zona, divididos en las etapas: previa, del año y posterior a la ocurrencia del gran terremoto, donde detallaremos la distribución espacio temporal de la sismicidad, la distribución espacial del *b-value* asociado a la subducción en esta zona del margen Chileno, además de testear la influencia de los tipos de datos en la obtención de este parámetro ampliamente utilizado en estudios sismológicos.

## 1.1. Marco Geotectónico

Chile está ubicado al sur del borde occidental de Sudamérica, formando parte de las zonas de subducción de las costas del océano Pacífico, posicionándolo como uno de los países con mayor actividad sísmica del mundo, albergando en su territorio un terremoto  $M > 8$  cada aproximadamente 10 años en el periodo histórico (Lomnitz, 1970; Madariaga, 1998; Campos et al., 2002; Barrientos, 2007; Ruiz and Madariaga, 2012; Mora-Stock and Rabbel, 2013). Esta zona presenta un gran registro histórico de terremotos, destacándose el evento sísmico más grande registrado instrumentalmente ( $M_w 9.6$  Valdivia 1960), además de una vasta cantidad de grandes terremotos inversos ( $M_w \geq 7.5$ ) en los últimos 30 años. Actualmente cuenta con una gran cobertura de datos geofísicos, geológicos y geodésicos.

En el margen Chileno participan principalmente cuatro placas, Sudamericana, Nazca, Antártica y Scotia, siendo la interacción de las dos primeras (en Chile desde Arica ( $18^\circ\text{S}$ ) al Punto Triple Chileno ( $\sim 46^\circ\text{S}$ ), cerca de la Península de Taitao), un escenario ideal para estudios en sismología, dada la configuración tectónica relativamente simple, marcada por una rápida y oblicua convergencia de 66 mm/año (Kendrick et al., 2003).

Dicha convergencia no es regular a lo largo del margen, es más rápida y cercana a ser perpendicular a la fosa en la zona norte y más lenta y oblicua al sur, cerca del Punto Triple Chileno (o *Chile Triple Junction* CTJ) (Mora-Stock and Rabbel, 2013). La edad de la placa oceánica de Nazca varía a lo largo de la fosa Perú-Chile, aumentando de los  $\sim 0$  Ma en el CTJ a un máximo de  $\sim 50$  Ma alrededor de los  $20^\circ\text{S}$ . Al norte de esta latitud varía la orientación del margen continental de NNE a NW en el Codo de Arica, hacia el norte de este punto, la edad de la placa disminuye a unos  $\sim 28$  Ma a los  $5^\circ\text{S}$  (Müller et al., 1997). La profundidad del fondo oceánico también varía de norte a sur, siendo de unos 3 km en la vecindad del *Ridge* de Chile, haciéndose mucho más profunda hacia el norte del territorio chileno, alcanzando los 8 km cerca de los  $22^\circ\text{S}$  (Contreras-Reyes and Osses, 2010). La subducción del *Ridge* de Juan Fernández cerca de los  $33^\circ\text{S}$  separa dos dominios sedimentarios (Völker et al., 2006), al norte una fosa más profunda y

con menor cantidad de sedimentos, mientras que al sur, la fosa entre los 34°-45.5°S está fuertemente sedimentada como resultado de la descarga de ríos y la rápida denudación glacial de los Andes a estas latitudes (Contreras-Reyes and Osses, 2010).

Estudios de relocalización de eventos sísmicos en el margen muestran variaciones en el ángulo de subducción entre las placas de Nazca y Sudamérica, destacando una disminución del *dip* en la zona entre los 27°-33°S (entorno a los 10° según Barazangi and Isacks (1976)), descrita posteriormente como una zona de *flat slab* relacionada con la boyancia del *Ridge* de Juan Fernández en subducción, que se expresa con una brecha en el volcanismo en la zona (Gutscher et al., 2000) y una abundante sismicidad en la zona de San Juan y Mendoza en los Andes Argentinos (Madariaga, 1998).

La placa de Nazca alberga una gran cantidad de elementos batimétricos, incluyendo zonas de fractura y *hotspot tracks* (Figura 1.1.1), los que en su mayoría están en proceso de ser subductados (Herron et al., 1981). Dichos elementos se han relacionado con la segmentación sísmica del margen Perú-Chile (Contreras-Reyes and Carrizo, 2011), es decir, se han discutido como elementos que podrían propiciar o delimitar espacialmente rupturas de terremotos en la zona de subducción.

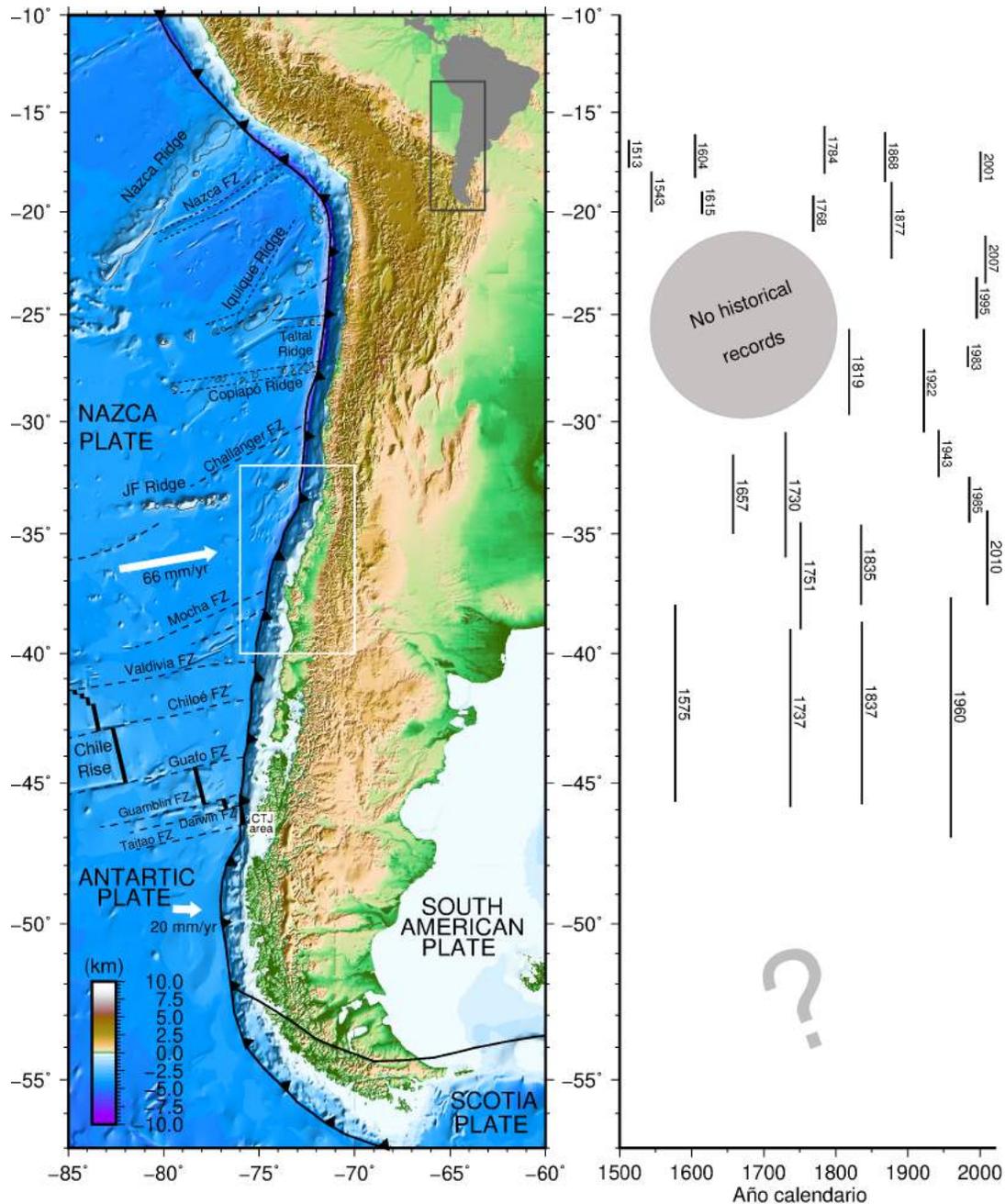


Figura 1.1.1: Escenario geotectónico general de Chile. (Panel izquierdo) Vista en planta, velocidades de subducción de las placas de Nazca (66 mm/año) y Antártica (20 mm/año) representadas por flechas blancas proporcionales a la velocidad (Kendrick et al. (2003) y Wang et al. (2007), respectivamente). La línea con triángulos muestra la ubicación de la fosa en el margen, la orientación de dichos triángulos indica la dirección de la subducción. Las líneas gruesas negras representan el *Ridge* de Chile, mientras que las líneas segmentadas negras y continuas grises exhiben las respectivas zonas de falla y *ridges* del margen. El rectángulo blanco encierra el área de estudio, mientras que la escala de color corresponde a la profundidad del fondo oceánico y la altitud de la topografía. (Panel derecho) Extensión de rupturas de terremotos ( $M_w > 7.0$ ) en el margen de subducción (modificado de Contreras-Reyes and Carrizo (2011)).

Probablemente el rasgo más notable del margen sea el *Ridge* de Chile, un centro de expansión activo que marca el límite entre las placas Antártica y Nazca; su intersección con la fosa Chilena ocurre en el CTJ entre las placas de Nazca, Sudamericana y Antártica, el cual ha sido mapeado a los 46.4°S y 75.7°W, subduciendo costa afuera de la Península de Taitao (Herron et al., 1981).

Entre el CTJ y los ~52°S la subducción de la placa Antártica bajo la Sudamericana es normal al margen a una tasa de 20 mm/año (Wang et al., 2007). Al sur de los 52°S la interacción entre las placas Scotia y Sudamérica, en su movimiento mayormente *strike-slip* lateral izquierda que se extiende aproximadamente a lo largo del sistema de Fallas Magallanes-Fagnano, acomoda parte de la convergencia (unos 7 mm/año (Smalley et al., 2003)), mientras que Antártica y Scotia convergen a una tasa de unos 13 mm/año (Thomas et al., 2003). Si bien la zona de Magallanes (53°-55°S) es percibida como una con muy poca o nula sismicidad, presenta un riesgo sísmico alto (Barrientos, 2007), considerando que han tenido lugar en la zona, probablemente a lo largo de la falla Magallanes-Fagnano (Lomnitz, 1970), eventos de magnitud  $M > 7$  el 2 de febrero de 1879 y 2 sismos con horas de diferencia el 17 de diciembre de 1949.

El margen Chileno tiene al menos cuatro zonas de sismicidad bien definidas (ver Figura 1.1.2).

1. Interplaca: Eventos de mecanismo inverso que resultan ser los más frecuentes en el margen, de hecho la mayoría de los terremotos en CMT *Catalog* para Chile son inversos con un bajo ángulo de *dip* (Madariaga, 1998). Si bien la mayoría se cree tienen lugar en la parte más somera del contacto, pueden ocurrir también en la más profunda de la interfaz, como el terremoto de Tocopilla  $M_w 7.8$  de 2007.

En general los eventos de este tipo se caracterizan por no generar grandes *tsunamis*, con excepción de (1) los grandes terremotos ( $M_w > 8.5$ ) como el Maule 2010, cuya ruptura se propaga por todo o la mayoría del contacto sismogénico, siendo los eventos que cuentan con el mejor registro histórico pues además de generar *tsunamis*, se producen cambios de elevación en la costa (alzamiento y/o hundimiento), como también un alto nivel de daño a obras civiles (Ruiz and Madariaga, 2012) o (2) algunos eventos de magnitud  $M_w \sim 8.0$  que rompen sólo la parte cercana a la fosa, que

se han denominado *tsunami earthquakes*, terremotos seguidos de *tsunamis* de mayor envergadura a lo esperado según su magnitud de momento, como ha sido verificado en otras zonas de subducción (Polet and Kanamori, 2000).

2. Intraplaca (oceánica) de profundidad intermedia: son los más destructivos en Chile, debido a esfuerzos tensionales y compresionales en la placa de Nazca (Barrientos, 2007), presentan una mayor liberación de energía respecto de eventos interplaca para un mismo momento sísmico y más altas caídas de tensión (Leyton et al., 2009). El ejemplo más insigne es el terremoto de Chillán  $M_w 8.0$  de 1939 (Campos and Kausel, 1990), siendo el que registra la mayor cantidad de víctimas fatales en Chile.

Investigaciones han demostrado que no son poco frecuentes y que se dan a lo largo de todo el margen Chileno, siendo un tipo de fuente sísmica particularmente peligrosa pues se producen directamente bajo de las zonas habitadas de Chile (Madariaga, 1998).

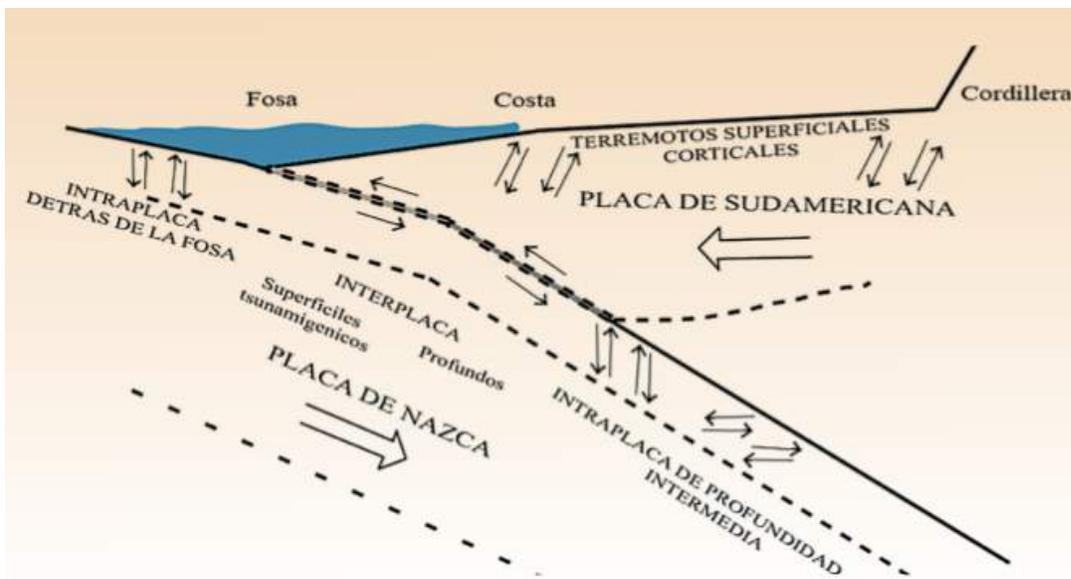


Figura 1.1.2: Esquema de la zona de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana y los principales tipos terremotos que se generan en este ambiente: interplaca, intraplaca de profundidad intermedia, terremotos superficiales corticales y sismos en el *outer-rise*. Extraído de Ruiz and Madariaga (2012).

3. Intraplaca Sudamericana superficiales o corticales: Eventos con bajos periodos

de recurrencia, por lo que no son prioridad en los estudios de riesgo sísmico. Sin embargo hay registros de eventos de magnitudes no despreciables en la zona centro sur de Chile: los terremotos de Curicó  $M_w$ 6.4 de 2004 (Campos et al., 2005; Comte et al., 2008) y los eventos del 11/03/2010 en Pichilemu  $M_w$ 6.9 y  $M_w$ 7.0 (Farías et al., 2011). Además de fuentes asociadas a sistemas de Falla como Liquiñe-Ofqui y Magallanes-Fagnano (Barrientos, 2007).

4. Superficial en el *outer-rise*: Eventos aún más escasos, se caracterizan por ser muy superficiales y se relacionan a la flexión de la placa de Nazca en la zona del *outer-rise*. Según detalla Madariaga (1998), este tipo de eventos fue estudiado por Astiz and Kanamori (1986) en la zona costa afuera de la Isla Grande de Chiloé, proponiendo que se producían en respuesta a ciclos de carga y descarga debido al acoplamiento en la interfaz, por lo que antes de un gran terremoto estos sismos tenderían a ser compresivos (inversos) y posterior a ello de tensión (normales). Coincidentemente los mecanismos que predominaron la sismicidad de la zona de ruptura del evento de Valdivia entre los años 1980-2005 en el catálogo de CMT son sismos normales (Barrientos, 2007).

Algunos de los mayores eventos en el *outer-rise* son los terremotos del 16/10/1981  $M_s$ 7.2 (Astiz and Kanamori, 1986) y del 09/04/2001  $M_w$ 7.0 (Clouard et al., 2007) ambos cerca de Valparaíso.

### 1.1.1. Terremoto $M_w$ 8.8 del Maule 2010

A continuación se detallan los principales antecedentes de la sismicidad histórica del segmento del terremoto de Maule 2010 y las áreas que lo delimitaron al norte y al sur. Una descripción más detallada de cada terremoto de la zona se encuentra en el Anexo A1 (véase también Fig. 1.1.1).

Los terremotos que precedieron al Maule en su zona de ruptura durante 1570, 1657, 1730, 1751 y 1835 tuvieron distintas extensiones (estimadas), pero algunas características comunes, como la gran destrucción de los asentamientos costeros de la época tanto por el movimiento como por el tipo de construcción de ese

entonces. Particularmente destructivos fueron los *tsunamis* que azotaron la costa en los eventos de 1730 y 1751. El primero, el gran terremoto de Chile central y el segundo aquél que generó el traslado de la ciudad de Concepción desde la costa (Penco) a su ubicación actual.

En el siglo XX al norte y en parte de la ruptura del Maule, entre la zona de Illapel y Constitución, ocurrieron al menos 5 eventos menores, pero considerables en la interfaz de placa, de los cuales 4 fueron tsunamigénicos, estos son los terremotos de 1906, 1928, 1943 y 1985. Mientras que al otro extremo acontecieron los grandes terremotos de la secuencia de 1960 en la zona de Concepción hacia el sur, además de sus grandes réplicas en la Península de Arauco en los años 70's.

Aunque la zona del *gap* de Concepción-Constitución (Madariaga, 1998) estaba delimitada por rupturas importantes tanto al norte y al sur, ninguno de esos terremotos rompió esta zona entre los 36°- 37.5°S, por lo que esta área no registraba un gran evento de subducción desde 1835. Sin embargo, por mucho tiempo esta zona no se consideró como una *gap* sísmico, debido a que el evento  $M_w$ 8.0 de Chillán 1939 fue catalogado en un principio como interplaca (Kelleher, 1972; Nishenko, 1985). Luego de los trabajos de Campos and Kausel (1990) y Beck et al. (1998) se estimó que dicho terremoto era el mayor evento intraplaca registrado en Chile, reconociéndose así la ausencia de grandes eventos en la interfaz en el área durante más de 150 años.

Durante la década de los 90's fueron instalados receptores GPS y estaciones sismológicas de campaña (Ruegg et al., 2002; Campos et al., 2002), que permitieron estimar con certeza la madurez de este *gap* sísmico (Campos et al., 2002; Moreno et al., 2008; Ruegg et al., 2009) y la sismicidad de base previo al terremoto (Campos et al., 2002). Los datos geodésicos previos mostraron que la deformación en el antearco (Moreno et al., 2008) y el acoplamiento en la zona de contacto tenía una distribución heterogénea a lo largo de la costa y que la zona centro sur de Chile presentaba un alto nivel de acoplamiento, haciendo que la ocurrencia de un terremoto fuera inminente (Ruegg et al., 2009).

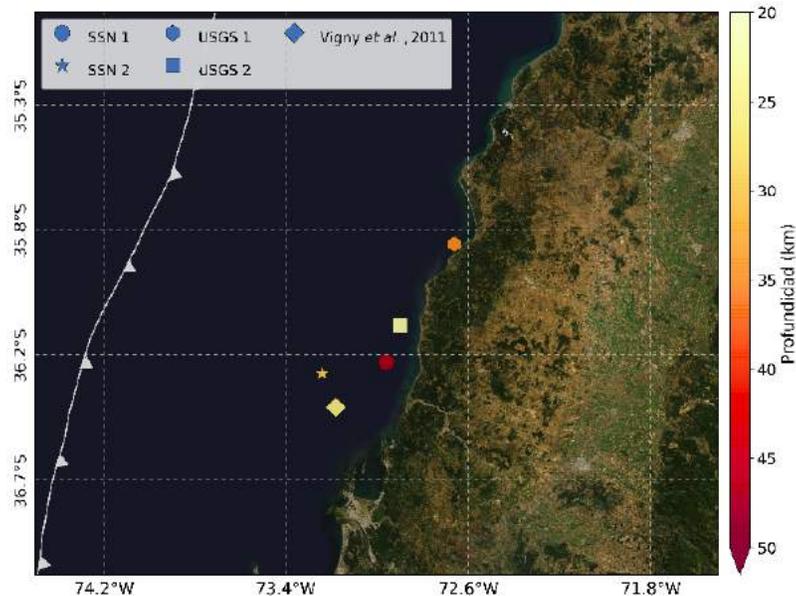
Sobre la sismicidad previa, los catálogos globales y globales relocalizados (CMT y Engdahl et al. (1998)) entre los años 70's y 2000 muestran que la zona entre los 34.5°y 36.5°S presenta una “quietud sísmica”, es decir, una ausencia de sismicidad al menos de  $M_w > 5$ , con excepción de algunas réplicas de los eventos de 1971-1985 que ocurrieron en las cercanías de Valparaíso y las réplicas del terremoto de 1960 en la Península de Arauco, además de sismos a profundidades intermedias bajo el valle central. Un estudio más local es el de Campos et al. (2002), quienes muestran los resultados de la sismicidad del área, obtenida mediante la instalación de una red temporal por 3 meses a fines de los 90's, registrando en general pocos eventos, de los cuales la mayoría (un 90 %) correspondían a sismos intraplaca Nazca y muy pocos eventos interplaca, confirmando la existencia del denominado *gap* sísmico de Concepción-Constitución.

La ausencia de eventos de magnitudes moderadas  $M \geq 5$  también es documentada durante los 5 años previos al evento (Xue et al., 2010). Mientras que datos del SSN en la segunda mitad de 2009 muestran poca actividad en las costas chilenas a estas latitudes, a excepción de eventos en *clusters* en las costas de Valparaíso (Mora-Stock and Rabbal, 2013). Esta ausencia de sismicidad se ha señalado como un posible indicador de que el *megathrust* estaba tan fuertemente acoplado que no se estaban nucleando terremotos de magnitud significativa y que la mayor parte de la convergencia se manifestaba en deformación elástica del antearco (Legrand et al., 2012). Sin embargo, tres meses antes del *mainshock*, se observa la ocurrencia de un pequeño grupo de eventos en la vecindad del hipocentro del terremoto del Maule, el que ha sido considerado un “enjambre” por algunos autores (Madariaga et al., 2010; Ruiz and Madariaga, 2012), lo que ha dado pie para la discusión de la existencia de una posible secuencia precursora, como se ha observado en el caso de otros terremotos de subducción que han sido precedidos por sismos más pequeños como Tohoku-Oki 2011 e Iquique 2014.

El 27 de febrero de 2010, a las 03:34:08 hora local (Barrientos, 2010) comienza el terremoto  $M_w 8.8$ , de mecanismo inverso, con un epicentro localizado unos  $\sim 40$  km al

oeste de Cobquecura<sup>1</sup>, su ruptura duró unos 110 s (Barrientos, 2010) y se extendió bilateralmente (Lay et al., 2010), rompiendo un segmento de aproximadamente 500 km de largo (34°-38.5°S) en el margen Chileno, cerrando el *gap* sísmico de Concepción-Constitución luego del terremoto de 1835 (Melnick et al., 2012).

Figura 1.1.3: Localizaciones para el terremoto  $M_w$ 8.8 del Maule 2010. Los símbolos representan los hipocentros y sus respectivas profundidades (escala de color), entregados por las agencias Servicio Sismológico Nacional (SSN -ahora CSN-) (círculo y estrella), USGS (hexágono y cuadrado), y el hipocentro presentado por el artículo de Vigny et al. (2011) (diamante). Datos tomados de Ruiz and Madariaga (2012).



El terremoto, junto con el *tsunami* posterior que afectó al litoral central, causó 521 víctimas fatales y daños estimados en US\$ 30000 millones (equivalentes a un 18 % del PIB nacional de la época) por afectación a infraestructura pública y privada y servicios que se dejaron de producir (Contreras and Winckler, 2013).

Los estudios posteriores de la distribución de *slip* cosísmico muestran en su mayoría una fuerte concentración en la zona norte de la ruptura con deslizamientos de hasta 20 m y un menor parche en la zona sur (y en el caso de algunos modelos, un tercero en la zona central de la ruptura), con 10-15 m de desplazamiento (Lay et al., 2010; Delouis et al., 2010; Vigny et al., 2011; Lorito et al., 2011; Moreno et al., 2012).

<sup>1</sup>Las estimaciones del hipocentro fueron variando con el transcurso de las horas, meses y de las distintas instituciones. Las estimaciones del entonces SSN incluían datos locales, a diferencia de aquellas agencias que usaron datos telesísmicos, las cuales proporcionaron la primera información durante la emergencia, ver diferencias en Figura 1.1.3.

El terremoto del Maule sorprendió a un Chile sin una red sísmica capaz de registrar grandes terremotos (Madariaga et al., 2010), sin embargo fue el primer evento de  $M_w > 8$  registrado instrumentalmente en el campo cercano (considerando algunos receptores GPS, cGPS y acelerógrafos en el área) (Ruiz and Madariaga, 2012), sin duda presentaba una oportunidad única para poder investigar el ciclo sísmico, por lo que un enorme esfuerzo entre organismos científicos chilenos e internacionales se realizó para montar una densa red local (*International Maule Aftershock Deployment*, IMAD) en el área de ruptura, con más de un centenar de estaciones, que registrara las réplicas del gran terremoto.

Posterior a la ocurrencia del Maule 2010, hubo en la zona central de Chile una caída en la recepción de datos, debido a problemas con el abastecimiento de energía y transmisión de las estaciones sismológicas producto del *mainshock*, lo que se regularizó unos 10 días después (Barrientos, 2010), por ello la información de la etapa más temprana de réplicas está mayoritariamente en datos telesísmicos (ver Figura A2.1). La distribución de réplicas abarcó un área mayor que la ruptura estimada por los modelos de *slip* cosísmico, extendiéndose unos 50 km más tanto al norte como al sur (Lange et al., 2012), sin embargo se ha discutido en la literatura que los eventos que están por fuera del área de ruptura corresponden más bien a una acomodación de los cambios de esfuerzo en los segmentos vecinos que a réplicas como tal (Farías et al., 2011).

Similar al caso del terremoto  $M_w 9.6$  de Valdivia 1960, no se registraron réplicas  $M_w > 8$  (Ruiz and Madariaga, 2012). La sismicidad posterior en el área de ruptura en su mayoría son eventos interplaca de mecanismo inverso, a excepción de dos casos (ver Figura A2.1): (1) un gran evento  $M_w 7.4$  de mecanismo normal que se registró un par de horas después del terremoto en el *outer-rise* al sur de la Península de Arauco y (2) la actividad sísmica, de mecanismo normal, que se desarrolló a los  $\sim 34^\circ\text{S}$ , cerca de la zona de Pichilemu, relacionada a una falla en sentido NW-SE sin expresión superficial (Barrientos, 2010; Farías et al., 2011), cuyos dos mayores eventos  $M_w 6.9$  y  $M_w 7.0$  ocurrieron el 11 de marzo de 2010, fecha que coincidió con el cambio de mando de la presidencia de Chile.

## 1.2. Marco Teórico

### 1.2.1. Magnitudes

La magnitud de un sismo es una herramienta cuantitativa que busca caracterizar su tamaño, con el fin de comparar de forma simple varios eventos más allá de la ocurrencia temporal, espacial o el tipo de ruptura y poder dirigirse a una estimación del riesgo y tolerancia de las obras civiles ante este fenómeno.

El concepto originalmente fue introducido por Richter (1935), el cual siguiendo la recomendación de Kiyoo Wadati, graficó el logaritmo del máximo de las trazas medidas por un sismómetro de torsión Wood-Anderson (WA)<sup>2</sup>, en función de la distancia epicentral, notando un decaimiento importante, con curvas más o menos paralelas entre sí para diferentes eventos sísmicos locales en California (Figura 1.2.1), por lo que en su trabajo propone la siguiente definición: "*The magnitude of a shock is defined as the logarithm of the calculated maximum trace amplitude, expressed in microns, with which the standard short-period torsion seismometer ( $T_0=0.8$  s,  $V=2800$ ,  $h=0.8$ ) would register that shock at an epicentral distance of 100 kilometers*" (Richter, 1935).

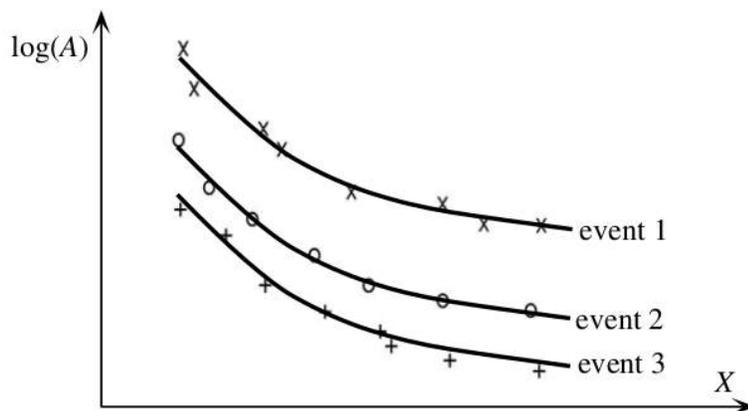


Figura 1.2.1: Ilustración de la observación de Richter, donde diferentes eventos sísmicos muestran un decaimiento similar en la relación logaritmo de la amplitud máxima registrada  $\log(A)$ , respecto de la distancia epicentral  $X$ . Modificado de Shearer (2009).

<sup>2</sup>Con un periodo natural  $T_0$  de 0.8s, factor de damping  $DS=0.8$ , y una magnificación máxima  $V_{max} = 2800$ .

Sus observaciones sugerían la existencia de una medida característica del terremoto, en cierta forma independiente de la distancia epicentral, que podía ser provista por el logaritmo de la amplitud máxima, de esta manera se introduce la expresión para la Magnitud Local

$$M_l = \log A + f(X) \quad (1.2.1)$$

donde  $A$  es la mayor amplitud *zero-peak* en la traza de un sismómetro WA estándar en  $\mu\text{m}$ , y  $f$  una función de calibración dependiente de la distancia epicentral  $X$  en km, definida en su investigación por tablas para terremotos locales en el sur de California (para  $X=30\text{-}600\text{km}$ ); de acuerdo a la definición de esta magnitud, la función  $f$  es ajustada para ser 0 con  $X = 100\text{km}$ . Por su parte, [Bullen and Bolt \(1985\)](#) (como se citó en [Shearer \(2009\)](#)) proponen una fórmula empírica para  $M_l$

$$M_l = \log A + 2.56 \log X - 1.67 \quad (1.2.2)$$

Conservando las unidades anteriores y el mismo rango de distancia epicentral  $X$ . Podemos notar que la definición original de la Magnitud Local implica condiciones bastante específicas para su determinación, las que no resultan tan prácticas, como estar definida para una zona particular y utilizar un sismómetro Wood-Anderson. Si bien por varios años equipos de este tipo operaron en California y en otras zonas como Nueva Zelanda, lo que podría indicarnos que dichas determinaciones habrían sido  $M_l$  "puras" en su definición, actualmente se tiende a denominar Magnitud Local a estimaciones de magnitud a partir de datos de redes locales generalmente utilizando instrumentos de periodo corto, sin emplear sismogramas reales o sintéticos WA ([Utsu, 2002](#)).

Posteriormente, [Gutenberg \(1945b\)](#) desarrolla la escala  $M_s$  basada en ondas de superficie de periodo 20 s aproximadamente, para fuentes someras en un rango de distancia epicentral entre  $15^\circ\text{-}130^\circ$

$$M_s = \log A_H + 1.656 \log(\Delta) + 1.818 + C \quad (1.2.3)$$

con  $A_H$  la amplitud máxima horizontal en  $\mu\text{m}$ ,  $\Delta$  la distancia epicentral en grados y

C una constante de corrección para cada estación, determinada empíricamente y que incluye efectos de absorción y dispersión (Båth, 1981); en particular esta ecuación fue mayormente desarrollada para estaciones en la zona de Pasadena (Utsu, 2002).

Geller and Kanamori (1977), analizan en detalle los apuntes del trabajo de Beno Gutenberg, detallando que la amplitud horizontal de la expresión 1.2.3 se refiere más precisamente a la amplitud horizontal máxima “total” (*zero-peak*) del movimiento del suelo, expresada como:  $A_H = (A_N^2 + A_E^2)^{1/2}$ , la suma vectorial de las amplitudes máximas de los registros en componentes N-S y E-W, respectivamente; lo que resulta en una mayor estimación a la obtenida midiendo ondas de superficie (Rayleigh o Love) por si solas en cada componente, en las cuales los máximos respectivos no tienen por qué coincidir en los mismos tiempos (Geller and Kanamori, 1977). Por lo anterior, Gutenberg (1945b) especifica que en caso de contar solo con registros de una componente horizontal, esta amplitud debería multiplicarse por un factor de 1.4 para ser utilizada en la ecuación 1.2.3.

La conformación de la escala de Magnitud de Ondas de Superficie expuesta anteriormente, surge de intentar ajustarla a la determinada en su momento para  $M_l$ , pues hasta ese instante se creía que, si bien eran estimaciones que utilizaban distintas metodologías, podía lograrse una concordancia (Båth, 1981). Por otra parte, Gutenberg (1945a) desarrolla una relación de magnitud para fases de ondas de cuerpo telesísmicas P, PP (utilizando componentes verticales y combinación de componentes horizontales) y S (sólo componentes horizontales combinadas) para eventos someros y calibrándola con la definición de  $M_s$ , definiéndola de la forma:

$$m_b = \log \left( \frac{A}{T} \right) + q(\Delta) + 0.1(m_b - 7) + C_r \quad (1.2.4)$$

con  $q(\Delta)$  una corrección de amplitud-distancia,  $C_r$  una corrección dada para cada estación y el factor  $0.1(m_b - 7)$  para la equivalencia entre  $m_b$  y  $M_s$ ; este último término es planteado por Båth (1981) como el primer atisbo de que ambas escalas de magnitud no eran compatibles sin echar mano de correcciones empíricas. Posteriormente Gutenberg (1945c) extiende la definición de  $m_b$  a toda profundidad focal  $h$ , bajo el

concepto de que dos eventos sísmicos con fuentes a distinta profundidad deberían tener la misma magnitud si la energía de sus ondas sísmicas era igual, por lo que la definición de  $m_b$  pasa a ser de la forma

$$m_b = \log \left( \frac{A}{T} \right) + q(\Delta, h) \quad (1.2.5)$$

Suministrando también en su trabajo, funciones de calibración  $q(\Delta, h)$  en gráficos y tablas para las distintas componentes de las ondas de cuerpo (PH, PZ, PPH, PPZ, SH).

Gutenberg and Richter (1956) presentan valores mejorados para la función de calibración  $q(\Delta, h)$  para las distintas componentes de las ondas P, PP y S. Paralelamente concluyen que las escalas de ondas de superficie y de cuerpo no son compatibles, en consecuencia no pueden coincidir en toda su definición (Båth, 1981), por lo que introducen relaciones matemáticas entre  $m_b$  y  $M_s$ , expresadas de la forma:

$$m_b = 0.63 M_s + 2.5 \quad M_s = 1.59 m_b - 3.97 \quad (1.2.6)$$

y plantean (junto con trabajos posteriores) el concepto de “magnitud unificada”, definido como el promedio con pesos de ambas magnitudes de la forma (Geller and Kanamori (1977), como citó Båth (1981)):

$$m_{\text{unificada}} = \frac{3}{4} m_b + \frac{1}{4} (0.63 M_s + 2.5) \quad (1.2.7)$$

El estudio de Geller and Kanamori (1977) revisa en detalle los trabajos de definición de magnitud de los catálogos que surgen en la época y establecen que las dos décadas de trabajos de Gutenberg & Richter entorno a la definición de escalas de magnitud no incluyeron detalles muy explícitos de sus metodologías, en consecuencia varias de sus estimaciones de  $m_b$  por ejemplo, no usaban los mismos periodos que se estaban utilizando en los catálogos globales para estimar magnitudes, por lo que en opinión de los autores, las determinaciones clásicas y aquellas más “modernas” de  $m_b$  representaban partes diferentes del espectro y no debían ser comparadas de forma directa.

Lo anterior, sumado a que durante los años 50-60's las fórmulas de estimación de magnitud se aplicaron cada vez a más datos, en diversas redes y agencias en el mundo, que no contaban necesariamente con los mismos instrumentos en sus estaciones, es que comenzaron a surgir una serie de fórmulas particulares para cada caso, no siempre definidas de manera rigurosa, generándose la necesidad de aunar criterios.

En este contexto, el trabajo de [Vanek et al. \(1962\)](#) resume muchas de las versiones particulares de  $M_s$ , proponiendo la fórmula

$$M_s = \log \left( \frac{A}{T} \right)_{\max} + 1.66 \log(\Delta) + 3.3 \quad (1.2.8)$$

donde  $(A/T)_{\max}$  es el máximo valor de amplitud/periodo para el grupo de ondas en un registro (con A en  $\mu\text{m}$  y T en s), y  $\Delta$  la distancia epicentral en grados. En el caso de  $T = 20$  s, la expresión se reduce a

$$M_s = \log A_{20} + 1.66 \log(\Delta) + 2.0 \quad (1.2.9)$$

la cual es casi idéntica a aquella definida por [Gutenberg \(1945b\)](#) (ec. 1.2.3). Posteriormente la Asamblea General de IASPEI (*International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior*) en 1967 adopta oficialmente la expresión 1.2.8, añadiendo las restricciones de: utilizar ondas Rayleigh de periodo  $20 \pm 3$  s y aplicarla para un rango de  $\Delta=20^\circ$ - $160^\circ$  ([Båth, 1981](#); [Utsu, 2002](#)), además de especificar convenciones para la determinación de  $m_b$  y una relación entre  $m_b$  y  $M_s$  ([Båth, 1981](#)):

$$m_b = \log \left( \frac{A}{T} \right)_{\max} + q(\Delta, h) \quad \text{y} \quad m_b = 0.56 M_s + 2.9 \quad (1.2.10)$$

Donde para  $m_b$ , el término  $\log(A/T)_{\max}$  es determinado para todas las ondas de las que se dispongan funciones de calibración (P y PP de componentes horizontales y verticales; y S en componentes horizontales) y la función  $q$  es definida según los resultados de [Gutenberg and Richter \(1956\)](#). Uno de los aspectos más remarcables de esta "convención" es el reconocimiento de que  $m_b$  y  $M_s$  son dos escalas

independientes que deben ser estimadas e informadas separadamente, además del llamado a precisar los periodos y amplitudes utilizados en las estimaciones (Bâth, 1981). Particularmente los catálogos de la USGS (*United States Geological Survey*) e ISC (*International Seismological Centre*) comenzaron a utilizar las expresiones recomendadas por IASPEI desde 1968 y 1978, respectivamente (Utsu, 2002).

Sin embargo, ambas escalas de magnitud, de ondas de cuerpo y de superficie, saturan para grandes terremotos y dependen fuertemente del contenido de frecuencia de la onda sísmica utilizada. Por lo anterior, se introduce la estimación del tamaño de un gran terremoto, usando ondas de largo periodo (baja frecuencia). La magnitud de momento  $M_w$  se obtiene a partir del momento sísmico  $M_o$ , definido de la forma  $M_o = \mu A \mathbf{u}$ , con  $\mu$  el módulo de corte,  $A$  el área de la falla y  $\mathbf{u}$  el desplazamiento promedio de dicha falla. Lo particularmente conveniente es que  $M_w$  está claramente relacionada con una propiedad física de la fuente ( $M_o$ , Shearer (2009)), con un único valor para determinado terremoto, siendo una medida más confiable que  $m_b$  y  $M_s$  para la determinación de la magnitud de un gran evento. En este contexto, los trabajos de Kanamori (1977) y Hanks and Kanamori (1979) introducen la magnitud de momento  $M_w$

$$M_w = \frac{2}{3}[\log_{10} M_o - 9.1] \quad , \quad \text{con } M_o \text{ en Nm} \quad (1.2.11)$$

$$M_w = \frac{2}{3}[\log_{10} M_o - 16.1] \quad , \quad \text{con } M_o \text{ en dina-cm} \quad (1.2.12)$$

Es posible determinar el momento sísmico mediante observaciones y estimaciones del área del plano de falla y del desplazamiento del evento o también expresarlo en términos del espectro de amplitudes de ondas de baja frecuencia (por ejemplo, fase W), lo que puede ser calculado desde sismogramas, siendo una magnitud consistente tanto de manera física como práctica.

### 1.2.1.1. Magnitud de Completitud

La magnitud de completitud  $M_{\text{comp}}$  indica el nivel de magnitud a partir del cual todos los eventos sísmicos son detectados, es decir, representa un umbral a partir del cual determinado catálogo debería estar completo y no haber perdido ningún evento en una zona y periodo de estudio dados. Este concepto nos conduce a la pregunta ¿por qué no todos los terremotos son detectados?, según Mignan and Woessner (2012) la respuesta a dicha pregunta se resume a cuatro principales razones

1. Un evento de magnitud muy pequeña resulta prácticamente indistinguible en el ruido de fondo que registra el sismógrafo.
2. Un evento con una magnitud muy pequeña muy probablemente no será registrado en una cantidad suficiente de estaciones, lo que es problemático dado que es habitual la definición de un mínimo de estaciones que marquen un *trigger* para comenzar el procedimiento de localización y posterior reporte.
3. Las personas a cargo del análisis de la red y/o investigadores pueden decidir que eventos bajo cierto umbral de magnitud no son interesantes.
4. En las secuencias de réplicas, algunos eventos pequeños pueden ser enmascarados por la coda de eventos de mayor magnitud.

En la literatura se han definido diversos enfoques para determinar  $M_{\text{comp}}$  (Figura 1.2.2), donde los métodos más habitualmente utilizados están en estrecha relación con distribución de frecuencia-magnitud (FMD) de eventos sísmicos, dada por la Ley de Gutenberg Richter (ver Sección 1.2.2)

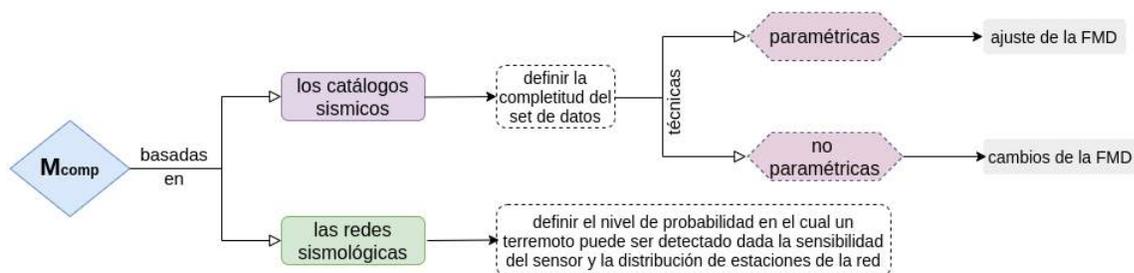


Figura 1.2.2: Metodologías para la determinación de la Magnitud de Completitud  $M_{\text{comp}}$  (Mignan and Woessner, 2012). FMD: distribución de frecuencia-magnitud de eventos sísmicos.

### 1.2.1.2. Conversión de Magnitudes

El interés en realizar conversiones entre distintos tipos de magnitud recae en que los distintos estimadores del tamaño del terremoto reflejan fenómenos distintos, pues están influenciados por efectos variados, como instrumentos utilizados y propiedades de las secuencias sísmicas. Debido a estas limitaciones es que con el tiempo se han definido nuevas escalas, por ejemplo la introducción de la magnitud de duración  $M_d$  ante la evidente saturación de  $M_l$  y  $m_b$ . Sin embargo, ésta también presenta problemas con secuencias de réplicas y enjambres, donde los registros pueden solaparse y generar una ambigüedad en donde inician y terminan los eventos. Diversos métodos estadísticos se pueden utilizar para convertir los valores entre magnitudes, sin embargo lo importante es cuantificar el sesgo que se induce en los resultados.

El ajuste de mínimos cuadrados es la técnica más sencilla y mayormente utilizada para establecer una relación lineal entre dos variables, sin embargo tiene algunos requerimientos que no siempre son considerados. A saber (1) la incerteza de la variable independiente debe ser al menos un orden de magnitud menor respecto de la respectiva de la variable dependiente (por lo que no puede ser invertida); (2) los datos e incertezas tienen distribución normal y (3) los residuos son constantes (Figura 1.2.3).

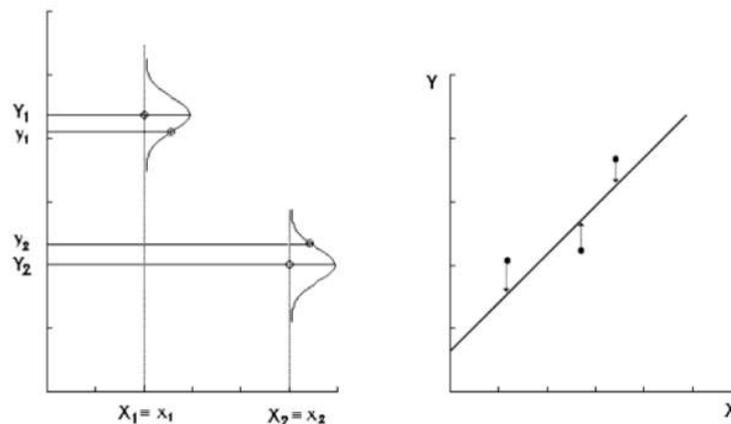


Figura 1.2.3: La regresión de mínimos cuadrados se aplica cuando la variable dependiente es afectada por un error gaussiano mucho mayor que aquél que afecta a la variable independiente (panel izquierdo), lo que consiste en proyectar la variable independiente a lo largo de la línea vertical (panel derecho). Extraído de [Castellaro et al. \(2006\)](#).

Dicha regresión ha sido utilizada ampliamente como metodología en la búsqueda de relaciones entre distintos tipos de magnitudes de terremotos. Según [Castellaro et al. \(2006\)](#), es posible discutir algunos factores de la utilización de mínimos cuadrados, pues (1) ambas variables, dependiente e independiente son afectadas por errores similares y (2) las magnitudes sísmicas no distribuyen normal (si no más bien siguen una distribución del tipo *power-law*: Ley de Gutenberg-Richter). Bajo estos factores, el método de Regresión Ortogonal General (*General Orthogonal Regression*, en adelante GOR) se ha propuesto como una respuesta a la necesidad de relacionar distintas magnitudes sísmicas.

En general asumiremos que dos variables<sup>3</sup>  $Y$  y  $X$  están relacionadas linealmente y que sus errores  $\epsilon$  y  $u$  son variables normales independientes, con varianzas  $\sigma_\epsilon^2$  y  $\sigma_u^2$ , respectivamente, es decir,  $y = Y + \epsilon$ ,  $x = X + u$ , y la regresión estaría dada por  $Y = \alpha + \beta X + \hat{\epsilon}$ , con  $\hat{\epsilon} = \epsilon + u$ . Ahora considerando la tasa de las varianzas de los errores  $\eta = \frac{\sigma_\epsilon^2}{\sigma_u^2}$ , donde  $\sigma_\epsilon^2 = \sigma_y^2$  y  $\sigma_u^2 = \sigma_x^2$ , siempre y cuando  $\sigma_\epsilon^2$  y  $\sigma_y^2$  sean constantes. Con  $\eta = 1$  se define la *Orthogonal Regression* (OR). La estimación de GOR se obtiene minimizando

$$\sum_{i=1}^n \left[ \frac{(y_i - \alpha - \beta X_i)^2}{\eta} + (x_i - X_i)^2 \right] \quad (1.2.13)$$

Tal que las incógnitas son  $\alpha$ ,  $\beta$  y  $X_i$ . Para  $\eta = 1$  se tiene el cuadrado de la distancia Eucladiana del punto  $(x_i, y_i)$  desde la línea  $(X_i, \alpha + \beta X_i)$ . Si  $\eta \neq 1$ , la ec. 1.2.13 representa la distancia ortogonal (Figura 1.2.4).

<sup>3</sup> Siguiendo la notación de [Castellaro et al. \(2006\)](#), denotamos con letras mayúsculas a aquellas que representan los valores reales de las variables, y con minúsculas, el valor de la misma variable, pero afectada por los errores.

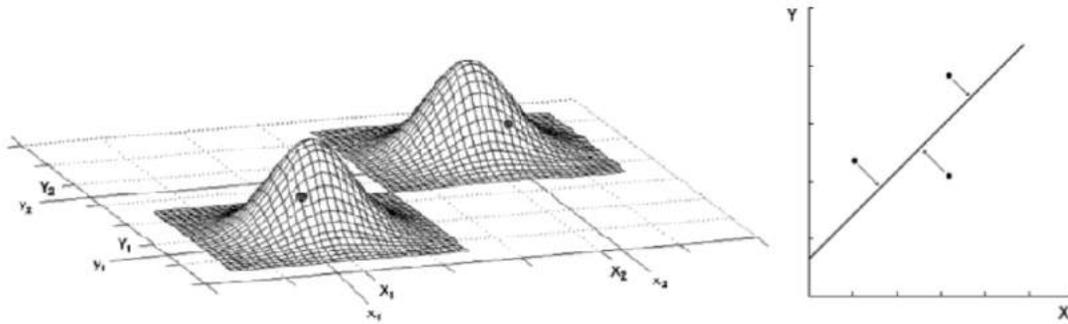


Figura 1.2.4: GOR aplica cuando ambas variables son afectadas por errores gaussianos no despreciables (panel izquierdo), el camino entre los punto experimentales  $(x_i, y_i)$  y los "verdaderos" valores  $(x_i, y_i)$  es la distancia ortogonal representada por las líneas (panel derecho). Extraído de [Castellaro et al. \(2006\)](#).

### 1.2.2. Ley de Gutenberg-Richter

Los terremotos pequeños son más frecuentes que aquellos de gran magnitud. Esta tendencia en los eventos sísmicos puede ser cuantificada en términos de la relación frecuencia-magnitud, que posee distribución del tipo *power-law*, ([Ishimoto and Iida, 1939](#); [Gutenberg and Richter, 1944](#)), la cual es denominada Ley de Gutenberg-Richter

$$\log(N(t) \geq M) = a - bM \quad (1.2.14)$$

donde  $N(t)$  representa el número cumulativo de terremotos con magnitud mayor o igual a  $M$ , durante una ventana o periodo de tiempo  $t$ , con  $a$  y  $b$  constantes reales y positivas. El valor de  $a$  es el logaritmo del número de eventos con magnitud  $M = 0$  ([Marzocchi and Sandri, 2003](#)), mientras que el *b-value*, la pendiente de dicha relación, es utilizado para describir la medida de la cantidad relativa de pequeños y grandes terremotos, que tienen lugar en una región y periodo de tiempo dados. Esta ley se satisface sólo para magnitudes  $M \geq M_{\text{comp}}$ , donde  $M_{\text{comp}}$  es la magnitud de completitud<sup>4</sup> de un catálogo sísmico.

Valores altos de  $b$  indican una gran cantidad de eventos pequeños, en relación a los de mayor magnitud y viceversa ([Schorlemmer et al., 2005](#)). Se ha vinculado a este

<sup>4</sup>Umbral que representa desde qué magnitudes un determinado catálogo estaría completo.

parámetro la capacidad de representar varios aspectos de las propiedades sísmicas del medio, como el régimen de esfuerzos y las condiciones del material de la región focal (Kulhanek, 2005).

Si bien en grandes áreas o en un periodo muy prolongado  $b \sim 1$ , lo que introdujo la idea que el *b-value* es constante (Kagan, 1999), otras investigaciones (Wiemer and Benoit, 1996; Ayele and Kulhánek, 1997; Wiemer et al., 1998) argumentan que existen variaciones significativas de este parámetro en espacio y tiempo. Corroborando esta línea se han observado distintos valores de  $b$  para diferentes contextos tectónicos y fallas (Scholz, 1998; Wyss, 1973; Hanks, 1979; Schorlemmer et al., 2005). Schorlemmer et al. (2005), luego del análisis de catálogos de sismicidad global y regional de alta calidad, muestran que los eventos asociados a mecanismos inversos ocurridos en fallas inversas muestran los menores *b-values* ( $b \sim 0.7$ ), mientras que aquellos de fallamiento normal exhiben *b-values* mayores que 1 ( $b \sim 1.1$ ), y los de *strike-slip*, *b-values* intermedios ( $b \sim 0.9$ ).

#### 1.2.2.1. Variaciones en $b$

Las variaciones espacio-temporales de este parámetro han sido utilizadas en numerosos estudios sísmicos, con diversos objetivos, como describir la relación entre la subducción del *slab* y las condiciones necesarias para la fusión parcial del manto en profundidad que daría paso a la creación de arcos volcánicos (Wiemer and Benoit, 1996), identificar volúmenes de cuerpos de magma activos (Wiemer et al., 1998), rasgos de volcanismo regional (Monterroso and Kulhánek, 2003), migración de fluidos magmáticos e hidrotermales en complejos volcánicos (Farrell et al., 2009), anomalías que preceden grandes terremotos (Nuannin et al., 2005; Schorlemmer and Wiemer, 2005) y sismicidad inducida en minería.

Estudios de laboratorio, así como contextos controlados en minería y simulaciones numéricas, muestran que el *b-value* depende principalmente de las condiciones de *stress*, sin desmedro de otras variables que pudiesen incrementar o disminuir dicho parámetro (ver Tabla 1.2.1).

Tabla 1.2.1: Síntesis variaciones *b-value*

| Altos valores de <i>b</i>  | Bajos valores de <i>b</i>                                       |
|--|---|
| Grandes heterogeneidades del material<br>Número de grietas orientadas de forma aleatoria en la roca (Mogi, 1962) | Secuencia de eventos precursoros (Suyehiro, 1964)               |
| Incremento en el gradiente termal (Warren and Latham, 1970)  | Eventos sísmicos en fallas inversas (Schorlemmer et al., 2005)  |
| Secuencia de réplicas (Suyehiro, 1964)   | Posibles asperezas, concentración de <i>stress</i> <sup>a</sup> |

<sup>a</sup>(Scholz, 1968; Wyss, 1973; Legrand et al., 2012)

El *b-value* puede ser utilizado para inferir el estado de *stress* en ambientes corticales y de subducción (Scholz, 1998; Wyss, 1973; Schorlemmer et al., 2005). Schorlemmer et al. (2005) sugieren más explícitamente una relación inversa entre el *b-value* y el *stress* diferencial, concluyendo que este parámetro puede ser considerado como un *stressmeter* en la corteza. Esto se ha observado en varios estudios, entre ellos, para el terremoto de M 6.0 de Parkfield California 2004, donde el 99 % del *slip* y el 95 % de las réplicas más tempranas estaban contenidas en zonas de la falla mapeadas con anterioridad como áreas de bajos *b-value* (con una completa base de datos de décadas de microsismicidad), además de la ocurrencia de las dos mayores réplicas en días posteriores, en la única zona de bajo *b* que no había roto producto del *mainshock* (Schorlemmer and Wiemer, 2005).

Nuannin et al. (2005), luego de un estudio exhaustivo de la sismicidad de NEIC, en los 5 años previos el evento de Sumatra-Andaman  $M_w 9.0$  de 2004, identificaron variaciones temporales y espaciales de *b-value*. En primer lugar dos marcadas disminuciones de *b* en el tiempo, una en la segunda mitad del año 2002 y otra a fines de 2004, las que destacan como previas e indicios de la ocurrencia de dos grandes eventos  $M_s > 7.0$  ( $M_s 7.1$  el 21/10/2002 y  $M_s 7.6$  el 02/11/2002) y del *mainshock*  $M_w 9.0$  de 2004, respectivamente. Por otra parte, su análisis espacial muestra dos regiones de bajos *b-value* que asignan como zonas de concentración de estrés, la primera de unos 450 km de extensión en la zona epicentral del terremoto de 2004, área donde además tienen lugar los dos grandes eventos de 2002 antes

mencionados y la segunda al norte de la isla Andaman, donde ocurre el tercer evento de mayor magnitud del periodo de estudio ( $M_s 6.7$  del 13/11/2002).

Nanjo et al. (2012) analizan más de 40 años de datos de los catálogos de Japón e Indonesia, mostrando una pronunciada disminución del *b-value* en el tiempo a una escala de 10-20 años previos a los terremotos de Sumatra-Andaman 2004 y Tohoku-Oki 2011. Para este último, muestran que desde el 2006 en la zona de la posterior ruptura existen tres zonas de muy bajos *b* ( $\sim 0.5$ ), dos de ellas coincidirían con las ubicaciones de los mayores *slip* cosísmicos del terremoto y la tercera con una zona de gran *afterslip*. Por su parte Tormann et al. (2015) también analizan la relación de frecuencia magnitud de terremotos en las costas de Japón pero en un periodo de tiempo más acotado. En primer lugar encuentran que los *b-values* varían espacialmente, reflejando tres expresiones estructurales mayores, (1) una banda relativamente homogénea de altos *b* ( $>1.1$ ) a más de 100 km de profundidad siguiendo el frente volcánico, que mostraría zonas de deshidratación o fusión parcial del *slab* relacionados probablemente con mecanismos de alimentación de cámaras magmáticas; (2) algunas zonas de altos *b* ( $>1.2$ ) en el *outer-rise* que serían características de un régimen superficial de fallamiento normal; y (3) una gran extensión de bajos y muy bajos *b-values* (0.9 - 0.5) en el *slab* desde la fosa hasta unos 100 km de profundidad, en el cual señalan no observar una segmentación significativa que sugiera límites de potenciales rupturas.

En segundo lugar, evalúan los cambios espacio-temporales en el margen producto de los terremotos M8 Tokachi-Oki 2003 y M9 Tohoku-Oki 2011. Para el primer evento muestran que ocurre en una zona de persistente bajo *b*, pero no distintiva de valores extremadamente bajos, además de que post terremoto el parámetro retorna a sus valores previos en 1-2 años, observan que su ocurrencia no marca una fuerte incidencia en el campo de esfuerzos de la zona. Para el evento de Tohoku-Oki en cambio, se observa que ocurre en una área de muy bajos *b*, además de mostrar una importante correlación espacial entre las zonas de bajos *b-values* previos y los mayores deslizamientos, tendencia que se mantiene con todos los modelos de *slip* cosísmicos testeados. Si bien para este terremoto diversos estudios demuestran

que liberó gran parte de los *stresses* y que efectivamente impactó el campo de esfuerzos en la zona, demuestran que probablemente las condiciones de *stress* en el área se reconstruyeron en  $\sim 3$  años.

### 1.2.3. Estudios de *b-value* en el margen Chileno

Varios son los estudios de *b-value* que se han realizado en el margen Andino Chileno. En particular [Legrand et al. \(2012\)](#) analizaron la variación espacio temporal de dicho parámetro con cuatro décadas (1973-2010) de sismicidad del catálogo NEIC, con el objeto de identificar asperezas en el *megathrust* y zonas de deshidratación del *slab* bajo el margen Andino entre los 15°y 48°S. Para el análisis espacial separaron la sismicidad según tres ambientes tectónicos, (1) aquella relacionada con la actividad cortical en la placa superior, (2) los eventos correspondientes a la parte superior del *slab*, concentrada a  $\pm 15$ km de la geometría de éste (modelo de [Tassara et al. \(2006\)](#)) y (3) aquella en la placa subductante bajo 15 km de este límite en el *slab*. Mientras que el análisis temporal se realizó separando en ventanas entorno a los principales terremotos de *megathrust* en el margen y periodo de estudio ( $M_w > 7.7$ ), es decir, Valparaíso 1985 ( $M_w 8.0$ ), Antofagasta 1995 ( $M_w 8.1$ ), Arequipa 2001 ( $M_w 8.4$ ), Tarapacá 2005 ( $M_w 7.8$ ), Tocopilla 2007 ( $M_w 7.7$ ) y Maule 2010 ( $M_w 8.8$ ).

Su análisis espacial muestra diferencias entre los distintos contextos tectónicos que separaron, en primer lugar, la existencia de zonas no resueltas en el cálculo exhibe áreas con una sismicidad muy baja en las cuatro décadas que examina el estudio. Por su parte la sismicidad cortical (Figura B1.2 a) demuestra que en el periodo considerado, las regiones sísmicamente activas con eventos de  $M > 4.5$  son pocas en el margen Andino, concentrándose en la parte norte de la CVZ (16°-22°S) y en la zona de Sierra de Pie de Palo Argentina, siendo caracterizadas mayoritariamente por valores de  $b < 1$ .

Respecto de la sismicidad interplaca (Figura B1.2 b), ésta se caracteriza por bajos valores de  $b$  (0.6-0.8) bajo el antearco, donde es posible apreciar zonas que forman parte de rupturas de terremotos incluidos en el estudio, además de otras tres áreas que no estaban relacionadas a un evento reciente: (1) la zona entre 18°-22°S,

correspondiente al *gap* sísmico de Iquique cuyo último terremoto fue en 1877 (Comte and Pardo, 1991), el que según su análisis exhibía parches de bajos *b-value*, pero desconectados por regiones neutrales (con valores  $\sim 1$ ), las que indican como posibles barreras en una futura propagación. Lo que actualmente podría tener sentido con el desarrollo de la ruptura del terremoto de Iquique 2014 en la mitad de este *gap*. (2) Aquella entre 25°-33°S, cuyos eventos más recientes son el terremoto de 1922, con una ruptura estimada entre 25°y 29°S (Comte et al., 2002) y el evento de 1943 entre los 30°-32°S (Beck et al., 1998). (3) el área entre los 38°-41°S que incluye la zona de nucleación y mayor deslizamiento del terremoto de Valdivia 1960 (Barrientos and Ward, 1990).

Su análisis temporal muestra que para la mayoría de los terremotos considerados en el estudio, la presencia de bajos valores de *b* comenzaron años antes de la ocurrencia de éstos, en el caso de Antofagasta 1995 cerca de 10 años previos (Figura B1.1 a), posteriormente extendiéndose hacia el norte y siendo persistente en todas las ventanas del estudio, alcanzando la zona epicentral del evento de Tocopilla 2007 (Figura B1.1 c). En el caso de los eventos de Arequipa  $M_w$ 8.4 y  $M_w$ 7.6 de 2001, esto sucede aproximadamente 6 años antes (Figura B1.1 b y c) y luego estas zonas de bajos *b-value* se extienden hacia el NW observándose también en las ventanas posteriores. Respecto a la zona del terremoto de Valparaíso 1985, a diferencia de los anteriores, ésta muestra persistentes altos *b-value*, sin embargo comparando estos resultados con el análisis espacial, lo atribuyen a la sismicidad *intraslab* y no a una propiedad del *stress* del contacto interplaca.

Los autores señalan también la zona entre los 25°-27°S (entre Taltal y Caldera), indicada con el cuadro E, que presenta bajos *b-value* en casi todo el periodo de estudio (Figuras B1.1 a-e y B1.2 b), y que en los últimos 10 años disminuyó su sismicidad, por lo que la señalan podría ser un indicio de que este segmento está en una fase de incremento de carga para una futura ruptura. Por su parte, la zona sur del segmento del Maule muestra bajos *b* entre 1973 y 1995 (en las ventanas que consideran únicamente estos años) y posteriormente una menor ocurrencia de sismicidad que impide el cálculo del parámetro. Señalan que la ruptura se inició en

una región de  $b \sim 1$  y por ende no dentro de una aspereza de alto *stress*, y que su posterior propagación de la ruptura habría ingresado hacia el sur a una zona de bajo *b-value* y de alto *stress*, sin embargo al norte, donde se presenta el máximo de *slip* cosísmico, habría ingresado en una zona de relativo alto *b-value*.

Para el norte de Chile (entre los 23°-25°S), Sobiesiak et al. (2007) investigan la distribución de asperezas del terremoto  $M_w$ 8.0 de Antofagasta 1995, conjugando el análisis de sismicidad con anomalías de gravedad. A diferencia de otros estudios de *b-value* asociado a terremotos en éste calcularon el parámetro únicamente de las réplicas del evento  $M_w$ 8.0, asumiendo que las zonas de bajos *b* previos serían alteradas por la ocurrencia del terremoto a áreas de altos *b* posteriores, identificando finalmente dos parches de alto *b* ( $>0.9$ ) en el área de ruptura que indican como zonas de asperezas pues se correlacionarían positivamente con los dos máximos de la *source time function* obtenida con la modelación de ondas P y SH del terremoto y que tendrían sentido con algunos modelos de *slip* de este terremoto. Por otra parte, estos parches de altos *b* coincidirían en ubicación con anomalías de gravedad asociadas en la literatura a dos cuerpos batolíticos del Jurásico-Cretácico temprano, por lo que proponen un modelo mecánico en el cual la presencia de los batolitos, que son intrusiones en la corteza superior, aportarían en un mayor *locking* de la interfaz donde se ubicarían las asperezas debido a su carga extra y la boyancia de la placa, lo que implicaría una condición a más largo plazo en la existencia de estas asperezas, proponiéndolas como posibles rasgos estacionarios, al menos en varios ciclos sísmicos para la zona.

Para el terremoto  $M_w$ 8.1 de Iquique 2014, que rompió la parte central del *gap* sísmico del norte de Chile (Comte and Pardo, 1991), Schurr et al. (2014) analizaron en detalle la evolución de la ruptura, además de la prolongada secuencia precursora registrada por la red IPOC, la que habría incluido tres *clusters* comenzando en julio de 2013, cuyas magnitudes fueron incrementando en el tiempo, auto-acelerándose. El mapeo del *b-value* mostró valores significativamente bajos ( $\sim 0.5$ ) en el área de la fuente del terremoto, respecto de otras zonas colindantes donde también se pudo resolver el parámetro, además de una disminución gradual

de  $b$  de 0.75 a 0.6 aproximadamente durante los tres años previos, revirtiendo la tendencia hacia el aumento de  $b$  pocos días antes del terremoto, cuando la actividad sísmica de fondo aumentó a más de 35 veces su ocurrencia.

Por otra parte, Fiedler et al. (2018) mediante el desarrollo de un algoritmo Bayesiano, se enfocan en la detección automática de cambios en el tiempo del  $b$ -value, evaluando su significancia estadística. En primer lugar testearon la capacidad de identificar puntos de cambio en datos sintéticos y luego lo aplicaron a diversas datos observacionales, analizando series de tiempo de  $b$  en secuencias precursoras y de réplicas asociadas a grandes terremotos y enjambres sísmicos, descritas en la literatura. Establecen que la detectabilidad de cambios en  $b$  con significancia estadística depende fuertemente de la cantidad de eventos de los catálogos, por ejemplo, un  $\Delta b = 0.5$  sólo sería detectable en la mitad de las secuencias de 100 eventos, misma situación se replica con un  $\Delta b = 0.2$  para catálogos de 1000 eventos, mientras que cambios mucho menores, del orden de  $\Delta b = 0.1$  podrían ser sólo detectables en *set* de datos de 10000 eventos o más.

Dentro de las secuencias de *foreshocks*, estudian el caso del terremoto de Iquique 2014 donde además de la observación de la aceleración de la actividad sísmica previa, la zona de la fuente sísmica fue caracterizada por una disminución de  $b$  previa al terremoto (Schurr et al., 2014), sin embargo la re evaluación de esta secuencia indica que el cambio en el  $b$ -value es muy pequeño ( $\sim 0.2$ ) para aceptarlo con una significancia estadística razonable, aunque podría ser real. Respecto a las secuencias de réplicas, mencionan que puntos de cambio significativos no siempre indican un cambio en el sistema físico, pues en dichas etapas puede haber una fuerte influencia de la completitud del catálogo en el tiempo, ya que en periodos de alta actividad sísmica la detectabilidad disminuye.

Para la etapa postsísmica temprana del evento del Maule, Tassara et al. (2016) estudiaron la variación espacio-temporal del  $b$ -value con la sismicidad de NEIC, junto a las series de *afterslip* acumulativo del modelo de Bedford et al. (2013), analizando un periodo de 392 días después del terremoto (sin considerar

datos entre el 10 y 12 de marzo de 2010 por la ocurrencia de los eventos de Pichilemu), subdividiendo el periodo de estudio T0 (01/03/2010-25/03/2011) en tres macroventanas: T1 (01/03/2010-29/04/2010), T2 (30/04/2010-25/03/2011) y una transitoria TT (20/03/2010-17/09/2010) entre ambas.

Su análisis muestra grandes diferencias a lo largo del área de ruptura (Figura B1.4). La zona sur de ésta, desde la zona epicentral al sur, coincidía con lo que se espera de una aspereza sísmica fuerte con alta fricción, del tipo *stick-slip*, con un régimen friccional de *rate weakening*, presentando un persistente bajo *b-value* en la mayor parte del periodo de estudio (con valores menores a 1.1, llegando a 0.8) y un *afterslip* cumulativo que alcanzaba los 1.2 m hacia el sur de la Bahía de Arauco, pues ésta se caracterizó por presentar un *afterslip* de 0 m en todas las subetapas, rasgos que en conjunto demostrarían un rápido *healing* de la falla en esta zona, lo que es consistente con lo que se ha propuesto que sucedió bajo la región de Arauco, que luego del terremoto de Valdivia 1960, fue capaz de acumular suficiente energía elástica para liberar un *slip* del orden de 5-10 m en el evento del Maule.

Por otra parte, el área norte de la ruptura, donde tuvo lugar el mayor parche de *slip* cosísmico en una zona de transición entre una región altamente acoplada y otra menos bloqueada (Moreno et al., 2012), mostró un comportamiento postsísmico bastante particular, donde cabe destacar altos valores de *b* (alcanzando valores de 1.6 en el límite norte) y un mayor y complejo patrón de *afterslip*, llegando a los 1.8 m en todo el periodo de estudio, lo anterior se interpretó como causado por la presencia de fluidos en dicha zona del *megathrust* y de un régimen friccional condicionalmente estable por la alta presión de poros. En este contexto es que proponen un nuevo concepto de aspereza sísmica, extendiendo aquella del modelo de Lay and Kanamori (1981), dando paso a zonas condicionalmente estables que pueden bloquearse en el intersísmico y contribuir posteriormente a la liberación de energía cosísmica.

### 1.3. Hipótesis y Objetivos del trabajo

De acuerdo al estado del arte, el *b-value* correspondería a un indicador de zonas de mayor *stress* en la corteza. Sin embargo, de la literatura revisada, no existen trabajos que comparen dos o más catálogos para la misma zona de estudio.

El presente estudio busca establecer la relación (o independencia) entre los valores de *b-value* como *stressmeter* y el o los catálogos utilizados.

Se pretende caracterizar la distribución de *stress* previa y posterior al terremoto  $M_w 8.8$  del Maule 2010, mediante el estudio de este parámetro y su variación en la zona de ruptura, entre los  $32^\circ$  y  $40^\circ$ S en el periodo comprendido entre los años 2000 y 2018 con datos sísmicos de distintas agencias.

#### Objetivos Específicos

- Generar la base de datos de sismicidad, mediante catálogos CSN, NEIC y redes temporales.
- Homogeneizar los catálogos de sismicidad para Chile.
- Estimar el *b-value* para la zona del terremoto del Maule.
- Caracterizar la evolución temporal y espacial del *b-value* en la zona de ruptura del terremoto del Maule.
- Distinguir zonas con mayor y menor *stress* en el área de ruptura del evento.
- Identificar el efecto de la variación del catálogo sísmico en el *b-value*.

# Capítulo 2

## Metodología

### 2.1. Bases de Datos

#### 2.1.1. Distribución temporal y espacial

Los catálogos de sismicidad utilizados son los pertenecientes al *National Earthquake Information Center (NEIC)*, Centro Sismológico Nacional (*CSN*) e *International Maule Aftershock Deployment (IMAD)* (Tabla 2.1.1 y Figura 2.1.1), acotados al área de estudio de este trabajo, que comprende la zona entre los 32°-40°S y 70°-76°W.

Los catálogos de CSN y NEIC, incluyen eventos entre el 01/02/2000 hasta el 31/08/2018, con el fin de comparar la situación previa y posterior al terremoto. En este contexto es necesario estudiar las posibles diferencias que pueden haber en la magnitud de completitud de ambos catálogos, pues NEIC al ser una red global y trabajar con datos telesísmicos presenta un catálogo completo a partir de una magnitud mayor que la que es posible detectar con la red del CSN.

El catálogo de la red IMAD, presentado por Lange et al. (2012), fue obtenido con una densa red de estaciones banda ancha instalada para registrar las réplicas del terremoto del Maule entre el 15/03/2010 y 30/09/2010, con más de 20000 eventos localizados.

En adelante utilizaremos las siglas de las instituciones para referirnos a los catálogos; NEIC, SSN-CSN<sup>1</sup> e IMAD presentado en el trabajo de Lange et al. (2012).

---

<sup>1</sup>En 2013 se crea el Centro Sismológico Nacional CSN (continuador del Servicio Sismológico Nacional SSN), donde colaboran la FCFM de la Universidad de Chile y la ONEMI.

Tabla 2.1.1: Catálogos sísmicos utilizados, fechas de inicio y término de los datos y número total de eventos.

| Catálogo | Fechas                  | N°eventos |
|----------|-------------------------|-----------|
| SSN-CSN  | 01/02/2000 - 31/08/2018 | 31170     |
| NEIC     | 01/02/2000 - 31/08/2018 | 14065     |
| IMAD     | 15/03/2010 - 30/09/2010 | 20110     |

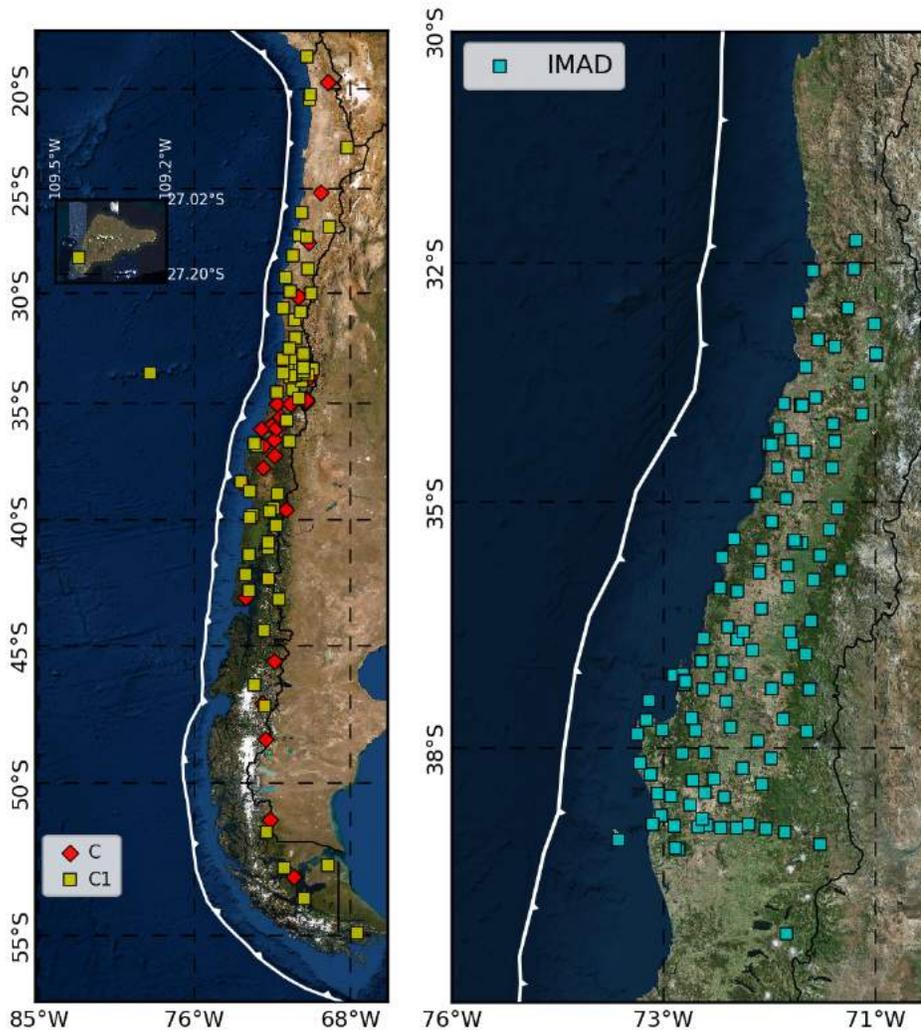


Figura 2.1.1: Distribución de estaciones sísmológicas en el territorio nacional de (panel izquierdo) las redes C (rombos rojos) y C1 (cuadros amarillos), dependientes del SSN-CSN; (panel derecho) el despliegue de las estaciones IMAD (cuadros celestes) en la zona de ruptura del terremoto  $M_w$ 8.8 del Maule 2010 (Fuente: IRIS).

Los catálogos se dividieron en tres etapas principales, una previa al terremoto (01/02/2000 - 27/02/2010), el año posterior al *mainshock*, incluyéndolo (27/02/2010 - 26/02/2011) y una última desde dicha fecha hasta el fin del periodo de estudio (27/02/2011 - 31/08/2018).

### 2.1.2. Distribución temporal y espacial, *Slab 2.0*

Para determinar la distribución de *stress* de la zona de ruptura del terremoto del Maule, en particular de la zona interplaca, se filtraron los catálogos de sismicidad en profundidad utilizando una sub-grilla del modelo tridimensional *Slab 2.0* (Hayes et al., 2018). En primer lugar, se tomó una sub-grilla correspondiente a la zona de estudio (32°- 40°S y 70°- 76°W, Figura 2.1.2); para cada evento en los catálogos se busca el punto de la sub-grilla que más se acerque en latitud y longitud, posteriormente se compara la profundidad del sismo con la que dicho modelo señala como contacto entre ambas placas.

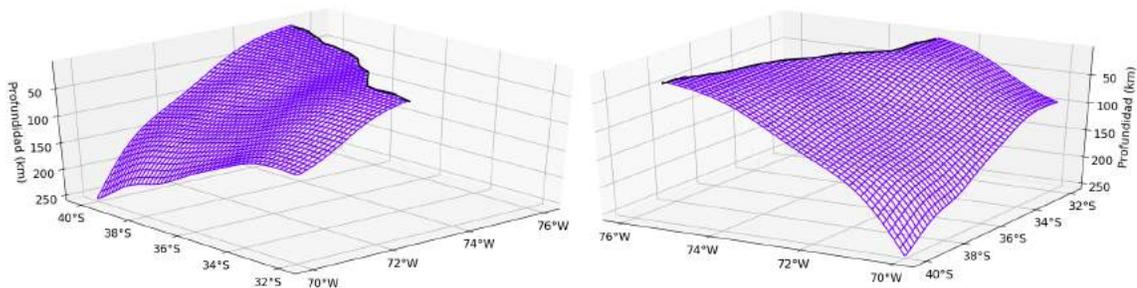


Figura 2.1.2: Modelo *Slab 2.0* para la zona de estudio, vistas (panel izquierdo) noreste a suroeste y (panel derecho) sureste a noroeste.

Buscando representar el espesor de la placa y aislar la sismicidad asociada a la zona del *slab*, se estudiaron primeramente los mecanismos focales disponibles para el periodo y zona de estudio, utilizando los 370 que CMT mantiene en línea (Figura A2.2). Sin embargo, no se encontró un patrón que destacara una posible doble banda de sismicidad, con un comportamiento inverso en el contacto superior y normal en el inferior que pudiese marcar la barrera sísmica de la placa subductante. Se determinó utilizar entonces una estimación a partir del modelo *Slab 2.0*, considerando 5 km sobre el límite del contacto del modelo y 25 km bajo éste, resultando en un *slab* de

30 km de espesor (Figura 2.1.3); si la profundidad del evento sísmico resulta estar entre estas distancias verticales se conserva para el nuevo catálogo (Figura 2.1.3). Por su parte Legrand et al. (2012) utilizaron una estimación de  $\pm 15$ km para la zona interplaca, donde además estimaron el *b-value* para las zonas que quedaban fuera de este límite, con el fin de evaluar aportes de distintos escenarios en la subducción.

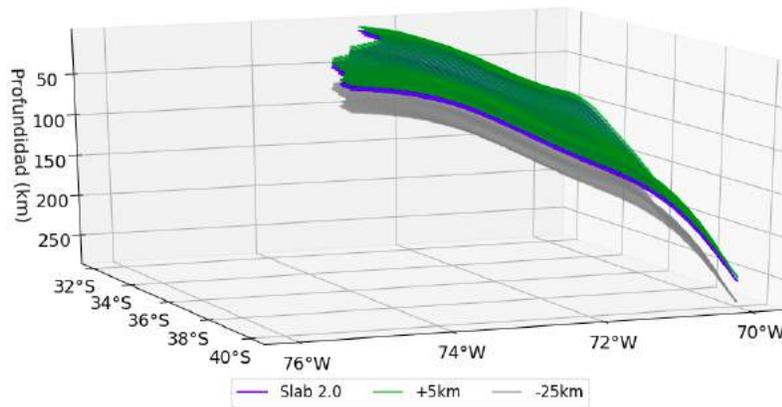


Figura 2.1.3: Utilización tridimensional del modelo *Slab 2.0*, se ilustra la sub-grilla para la zona de estudio (azul), el límite 5 km sobre el modelo (verde) y el límite 25 km bajo el modelo (gris).

Replicando este último análisis para nuestros subcatálogos, los eventos que no resultan seleccionados bajo nuestro criterio del *slab* (+5km, -25km) se dividen en tres grupos, como indica la Figura 2.1.4; un subcatálogo  $\alpha$  que corresponde a la parte superior del límite *slab*+5km,  $\beta$  al inferior de la frontera *slab*-25 km y  $\gamma$  a la suma de  $\alpha + \beta$  más la sismicidad *outer-rise* (que queda fuera, hacia el oeste, de la sub-grilla del modelo *Slab 2.0*).

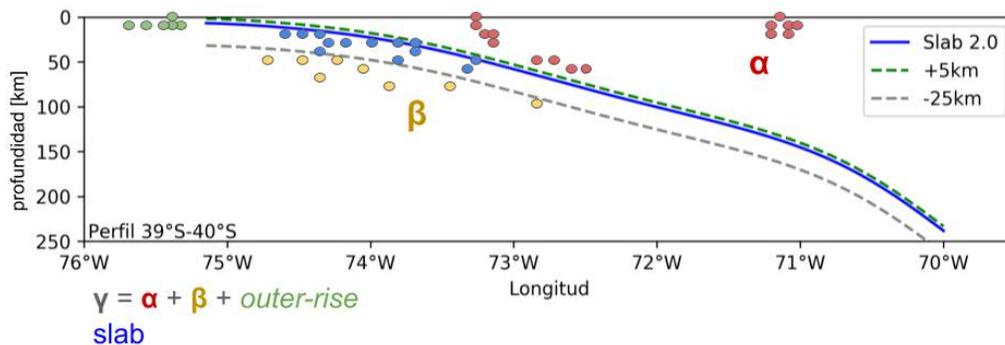


Figura 2.1.4: Esquema de la separación de catálogos según el criterio del *Slab 2.0*, siguiendo el análisis de Legrand et al. (2012). Se muestra como referencia el perfil en profundidad del *Slab 2.0* entre los 38°-39°S, los eventos sísmicos representados por colores corresponden a sus respectivos subcatálogos: rojo ( $\alpha$ ), amarillo ( $\beta$ ), verde (*outer-rise*), azul (*slab*).

## 2.2. Homogeneización de magnitudes

En el caso del catálogo SSN-CSN, éste cuenta con cinco columnas de datos de magnitud,  $M_c$ ,  $M_l$ ,  $m_b$ ,  $M_s$  y  $M_w$ . Entre los sismos que tienen lugar en el periodo y zona de estudio, hay eventos con más de una magnitud estimada y otros con un solo tipo especificado (Figura 2.2.1), además de no contar con datos para  $m_b$  en el registro.

Para este catálogo se realizaron las conversiones de magnitud entre las combinaciones con mayor cantidad de pares, buscando que el cálculo fuera más robusto ( $M_c$ -  $M_l$  con 9675 pares y  $M_l$ -  $M_w$  con 259 pares).

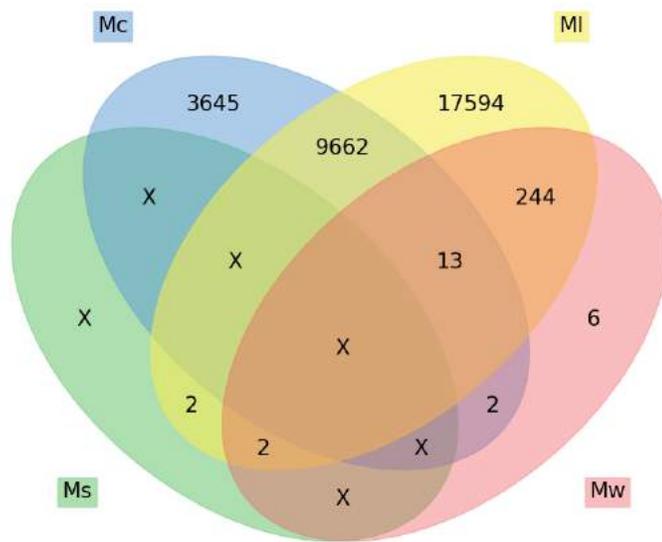


Figura 2.2.1: Tipos de magnitudes catálogo SSN-CSN, el diagrama muestra la cantidad de eventos con un solo tipo de magnitud y aquellos que tienen datos para más de una magnitud, las "X" señalan que no hay datos en determinado grupo o intersección.

Por su parte, el catálogo NEIC si bien contiene información de distintas escalas de magnitud, sólo presenta una estimación por evento sísmico, en consecuencia no hay pares de datos para realizar una conversión.

En el caso del catálogo de Lange et al. (2012), éste cuenta con solo dos tipos de datos de magnitud,  $M_l$  y  $M_w$ . Como este catálogo es originado con un proceso de localización y cálculo automático, presenta eventos sin magnitud o con sólo una de ellas entre sus datos, por lo que se eliminaron dichos casos para esta conversión

y las siguientes estimaciones (755 eventos en total). Posteriormente se extrajeron aquellos sismos cuya localización en la vertical está sobre la profundidad de 0 km (611 eventos), quedando para el cálculo un total de 18744 terremotos con datos de ambas magnitudes, por lo que se cuenta con 18744 pares con los cuales se realiza la conversión.

De acuerdo con lo expuesto en la Sección 1.2.1.2, y dado que no conocemos las varianzas de los errores de las magnitudes para la conversión, estamos frente a un caso donde asumimos  $\eta = 1$  en la regresión ortogonal. Se calculó la *Orthogonal Distance Regression* (ODR) utilizando la función de *Python orthoregress* Wilson (2013), la cual utiliza los módulos de la biblioteca *SciPy* para este tipo de regresión.

## 2.3. Cálculo del *b-value*

El valor  $b$  de la ley de Gutenberg-Richter (ec. 1.2.14), de acuerdo con el método de máxima verosimilitud (*Maximum likelihood method* (Aki, 1965)), será determinado según:

$$b = \frac{1}{\ln(10)(\bar{M} - M_{\text{comp}})} \quad (2.3.1)$$

donde  $\bar{M}$  es la magnitud media del catálogo. Dicha estimación tiene una incerteza asociada  $\sigma(b)_1 = \frac{b}{\sqrt{N}}$  (Aki, 1965) o en correspondencia a Shi and Bolt (1982) como  $\sigma(b)_2 = 2.3b^2 \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (M_i - \bar{M})^2}{N(N-1)}}$

### 2.3.1. Programa *b-estimator*

Para el cálculo computacional del *b-value*, se utilizó el programa *b-estimator v1.0*, creado por Soto-Parada (2018), previamente utilizado por Tassara et al. (2016), el cual permite la obtención de los parámetros del catálogo:

- $b$
- $\sigma(b_{1,2})$ : incertezas asociadas al valor de  $b$
- $M_{\text{comp}}$ : magnitud de completitud del subcatálogo

- $N$ : parámetro para *test* espacial (*nmin*) y temporal (*evsgemc*)

La explicación del funcionamiento de *b-estimator* se extrae del manual (Soto-Parada, 2018) y del estudio exhaustivo de los *scripts*. Se puede encontrar una descripción detallada del funcionamiento del programa, sus *scripts* y salidas en el Anexo C.

El programa está formado por varios códigos, utilizando principalmente Python (van Rossum, 1995), GFortran y GMT (Wessel and Smith, 1998). Un *script* principal *run\_bvalue.py* que utiliza dos módulos mayores: *bspace.py* y *btime.py*, que contienen las funciones del cálculo en espacio y tiempo, respectivamente. Los archivos de salida del análisis permiten generar mapas para el *test* espacial y series de tiempo para el *test* temporal. La Figura C2.1 resume el diagrama de flujo de los módulos.

Para los cálculos de *b* se crean "ventanas sísmicas" que se basan en dos parámetros, el tamaño (*win\_size*) y el solapamiento (*win\_overlap*) entre ellas (Figura 2.3.1). El tamaño puede definirse como el número de elementos incluidos en dicha ventana o, para el caso excepcional del análisis temporal, como un rango de tiempo en segundos.

Para el *test* espacial se utiliza una grilla 2D definida por la zona de estudio, donde en cada nodo de la grilla se centra un cilindro con un radio ( $R$ ) determinado, considerando todas las profundidades en dicho espacio. Por otra parte se establece un número mínimo de eventos ( $N_{min}$ ) en el cilindro cuya magnitud  $M$  sea mayor que  $M_{comp}$ , cantidad utilizada como requisito para efectuar el cálculo (el cálculo no se realiza si en determinado cilindro de radio  $R$  no existe tal número mínimo de eventos sísmicos, ver Figura 2.3.2).

Figura 2.3.1: Ventanas sísmicas. Ilustración de tres ventanas sísmicas VT1, VT2 y VT3, las que contienen distinto número de eventos N1, N2 y N3 respectivamente. Las flechas negras indican el largo de la ventana, mientras que flechas y zonas rojas el solapamiento entre ellas. Extraído de Soto-Parada (2018).

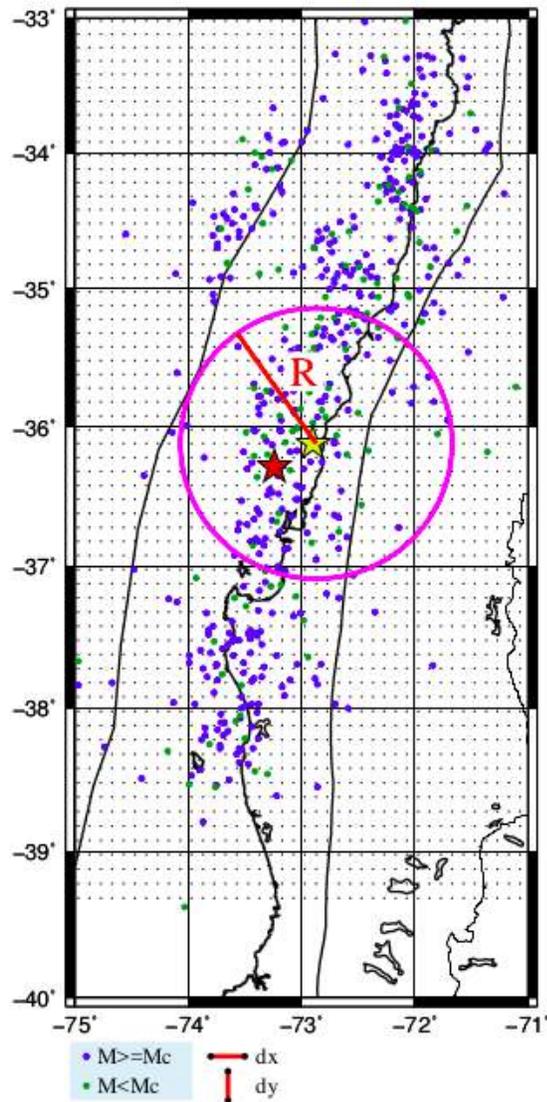
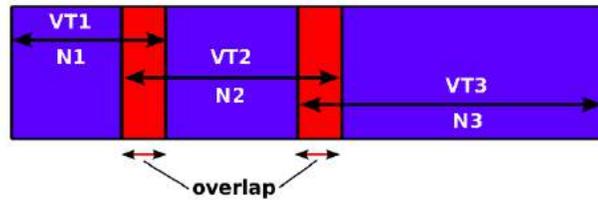


Figura 2.3.2: Grilla *test* espacial. Ejemplo de la geometría 2D utilizada para el cálculo espacial del *b-value*. Los pequeños puntos negros representan los nodos de dicha grilla, mientras que los puntos azules y verdes eventos sísmicos de distinta magnitud ( $M$ ). Para determinado nodo,  $b$  y otros parámetros son calculados sólo si en el cilindro de radio  $R$  se registra al menos una cantidad  $N_{min}$  de eventos con magnitud  $M \geq M_{comp}$ , sino se le asignará la variable NaN. Extraído de Soto-Parada (2018).

### 2.3.1.1. *run\_bvalue*

El programa *run\_bvalue* es la parte principal de *b-estimator*. En primer lugar importa los códigos independientes *bspace*, *btime* y *butil*, que contienen las funciones que se utilizarán para el cálculo y la modificación de archivos de entrada (Figuras 2.3.3 y C2.1), además de módulos matemático-científicos como *numpy*, *sys*, *pylab*, *datetime*, entre otros. Explicación en detalle en el Anexo B.

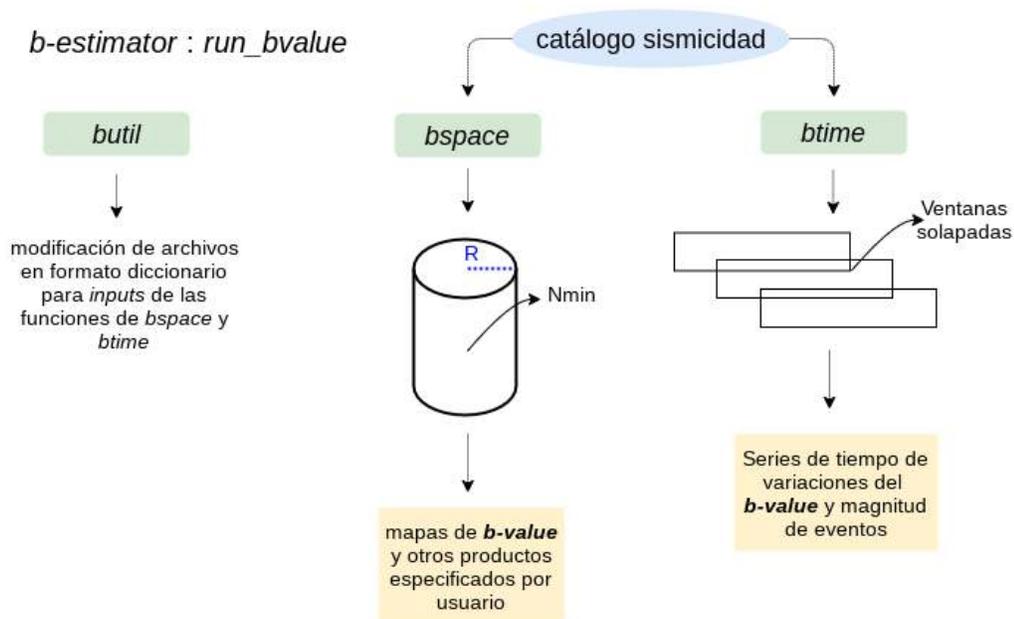


Figura 2.3.3: Mapa conceptual *run\_bvalue*, los cuadros verdes muestran los subprogramas del *script*, en azul el *input* principal, en color naranja los *output* del proceso.

En el programa se declaran como variables y crean (con **`bspace.initialize`** y **`btime.initialize`**, dependiendo el caso) los directorios donde se realizarán los procesos y se guardarán los diversos *output*, además de la ruta y nombre del catálogo que se utilizará como *input* en la mayoría de las sub-funciones.

Para el caso del *test* espacial, se establecen los valores para la creación de las ventanas sísmicas, las que se generan utilizando **`bspace.make_windows`** y **`bspace.create_windows`**. Para cada proceso se muestra un mensaje de inicio y término en la consola para informar al usuario, estos mensajes se elaboran con la función **`bspace.show_message`**, la que utiliza diccionarios.

Se definen algunos parámetros para la magnitud de completitud, si ésta será calculada o fija por el usuario (en dicho caso, el valor para  $M_{\text{comp}}$ ) y los límites geográficos de la región de estudio (las opciones son, fija predefinida por el usuario, establecida por los eventos del catálogo o definidos por los eventos de cada ventana en particular). Además se ingresan los parámetros a calcular (las opciones son *b-value*, ambas estimaciones de incerteza en dicho parámetro, porcentaje del primer estimador, magnitud de completitud y número mínimo de eventos), el o los valores para el radio y número mínimo de eventos.

Luego ejecuta la función **bspace.make\_mapping**, que revisa los límites de la zona de estudio, en caso de no ser fijados por el usuario, los calcula mediante el o los sub-catálogos. Posterior a ello, para cada radio, número mínimo y ventana (ciclos *for* sucesivos) calcula con **bspace.calc\_mc** la magnitud de completitud para cada ventana en cada combinación de parámetros (ver Sección 2.3.2); y se estima el *b-value* según la metodología de Aki (1965), además de  $\sigma(b)_1$ .

Si la magnitud de completitud es fija por el usuario se considera ésta y se utiliza **bspace.calculate\_bvalue\_f90**, el que ordena la información de entrada a la rutina de Fortran 90 **bvalue2D.f90**, con los *output* de ésta se calcula iterativamente los valores de las paletas de colores de cada parámetro (**bspace.calc\_palette\_vals**) y se generan los mapas de resultados (**bspace.make\_maps**), además de animaciones de éstos (**bspace.make\_anim**).

Para el *test* temporal, una vez creados los directorios de *output* (**btime.initialize**) se generan las ventanas sísmicas (**btime.make\_windows**), basadas en valores de tamaño respecto a fechas y solapamiento entre ellas, para posteriormente crear los gráficos de las series de tiempo (**btime.make\_plots**) para las distintas combinaciones de parámetros ingresados.

Paralelamente el módulo *butil.py* que se importa en *run\_bvalue.py* incluye varias funciones que hacen más sencillo el cálculo y modificación de archivos.

Para el presente estudio utilizaremos sólo el *test* espacial del programa *b-estimator*, introduciendo los catálogos correspondientes a cada etapa (previa, año del *mainshock* y posterior), realizando los cálculos en una sola ventana (del largo de la cantidad de eventos de cada catálogo), posteriormente las grillas se graficarán para cada caso con un *script* de *python*, de elaboración propia.

### 2.3.2. Magnitud de completitud

El programa *run\_bvalue*, cuando el usuario decide determinar la magnitud de completitud  $M_{\text{comp}}$  de los datos, emplea el criterio de Máxima Curvatura (Wyss et al., 1999; Wiemer and Wyss, 2000), el cual es la forma más directa y rápida de estimar  $M_{\text{comp}}$  (Mignan and Woessner, 2012). Consiste en definir el punto de máxima curvatura en la curva de la distribución de frecuencia-magnitud (FMD) de eventos sísmicos, es decir, el máximo valor de su primera derivada; lo que en la práctica concuerda con el *bin* de magnitud con la mayor frecuencia en la FMD no acumulativa (es decir, el *bin* de magnitud con mayor cantidad de eventos en el programa *b-estimator*).

De esta forma, el programa **bspace.calc\_mc** recorre la grilla completa, calculando  $M_{\text{comp}}$  para cada grupo de eventos en cada cilindro de radio  $R$ . Si se cumple la cantidad mínima de eventos  $N_{\text{min}}$  con magnitud  $M > M_{\text{comp}}$ , se utiliza este resultado para calcular  $b$  en dicho cilindro.

Dado que posterior al cálculo con cada combinación de parámetros para cada *set* de datos, tendremos una grilla de magnitud de completitud en cada caso, se determinó para cada subcatálogo, seleccionar los estadísticos media, moda, mediana, máximo y mínimo de  $M_{\text{comp}}$  para cada *test*. Posterior a la evaluación y análisis de estos valores, se resolvió seleccionar la mediana de las medianas de cada *test* como magnitud de completitud fija, tal como se ilustra en la Figura 2.3.4.

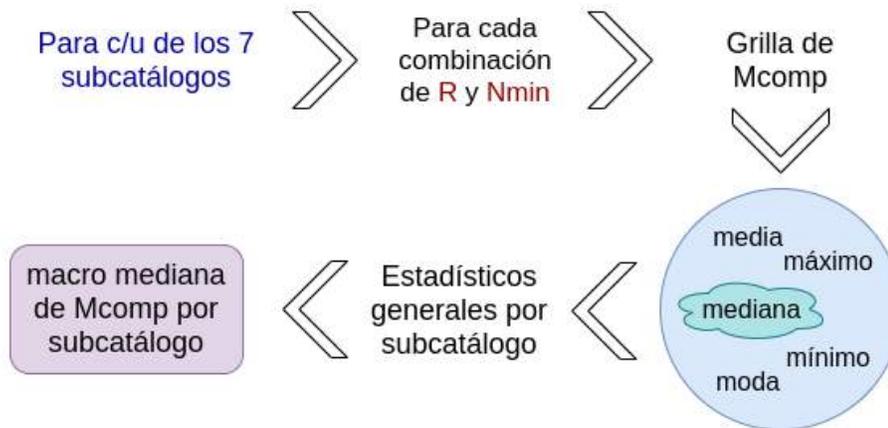


Figura 2.3.4: Esquema de selección de  $M_{comp}$  para cada *test* en cada *set* de datos.

Una vez determinada la magnitud de completitud a utilizar como parámetro fijo en cada subcatálogo, se especifica esta opción en las variables `mc_mode` y `mc_man` (ver en detalle en Anexo C1), donde el programa no calculará más  $M_{comp}$ , sino que usará la entrada del usuario.

$$b = \frac{1}{\ln(10)(\bar{M} - M_{\text{comp}})} \quad \sigma(b)_1 = \frac{b}{\sqrt{N}} \quad \sigma(b)_2 = 2.3b^2 \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (M_i - \bar{M})^2}{N(N-1)}} \quad (2.3.2)$$

$$\sigma(b)_1 = \frac{b}{\sqrt{N}} \quad (2.3.3)$$

$$\sigma(b)_2 = 2.3b^2 \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (M_i - \bar{M})^2}{N(N-1)}} \quad (2.3.4)$$

donde  $\bar{M}$  es la magnitud media del catálogo. Dicha estimación tiene una incerteza asociada  $\sigma(b)_1 = \frac{b}{\sqrt{N}}$  (Aki, 1965) o en correspondencia a Shi and Bolt (1982) como  $\sigma(b)_2 = 2.3b^2 \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (M_i - \bar{M})^2}{N(N-1)}}$

# Capítulo 3

## Resultados

### 3.1. Base de Datos

#### 3.1.1. Distribución temporal y espacial - General

En esta sección se consideran las características generales de los tres catálogos observados en su totalidad, sin discriminación respecto profundidad.

Mediante la inspección en detalle de los catálogos sísmicos para la zona y periodo de estudio, se pueden apreciar claras diferencias entre el número de eventos, así como las magnitudes registradas (Figura 3.1.1). Estas discordancias son causadas por las diferencias en la ubicación de las estaciones de las distintas redes (Figura 2.1.1). Aquellas utilizadas por el SSN-CSN se ubican a lo largo del territorio nacional, elongadas en sentido N-S, concentrándose en mayor número en la zona central (30°-36°S), a pesar de tener estaciones en las islas de Rapa Nui y Juan Fernández, la cobertura para eventos fuera de la costa en el margen es poca, teniendo una reducida resolución en longitud. El catálogo NEIC se conforma a partir de mediciones telesísmicas de estaciones de distintas partes del mundo, lo que aporta en reducir el *gap*, sin embargo permite sólo localizar grandes eventos, perdiendo la actividad local de menor magnitud. Finalmente la red IMAD también se elonga en sentido N-S, similar a las redes C y C1 del SSN-CSN, sin embargo tiene una mayor cantidad de estaciones, cubriendo la zona de forma más homogénea y contando con más mediciones para el proceso de localización.

El catálogo SSN-CSN, que se extiende en la totalidad del periodo de estudio, presenta más de 30000 eventos, superando la cantidad de 1000 sismos entre las magnitudes 2.5 y 3.8; además de un fuerte decaimiento en el número de eventos desde la magnitud

4.0. Por otra parte, la red internacional perteneciente a NEIC registra una cantidad mucho menor de eventos, relacionado a la lejanía de su despliegue, pero distribuidos más uniformemente entre las magnitudes 2.5 y 4.3. Finalmente el catálogo de IMAD, a pesar de su corto periodo de medición en la zona central de Chile (inferior a un año), presenta una gran cantidad de eventos (cercana a los 20000), con magnitudes inferiores a aquellas de las dos agencias mencionadas anteriormente, presentando más de 500 eventos con magnitud 2.0.

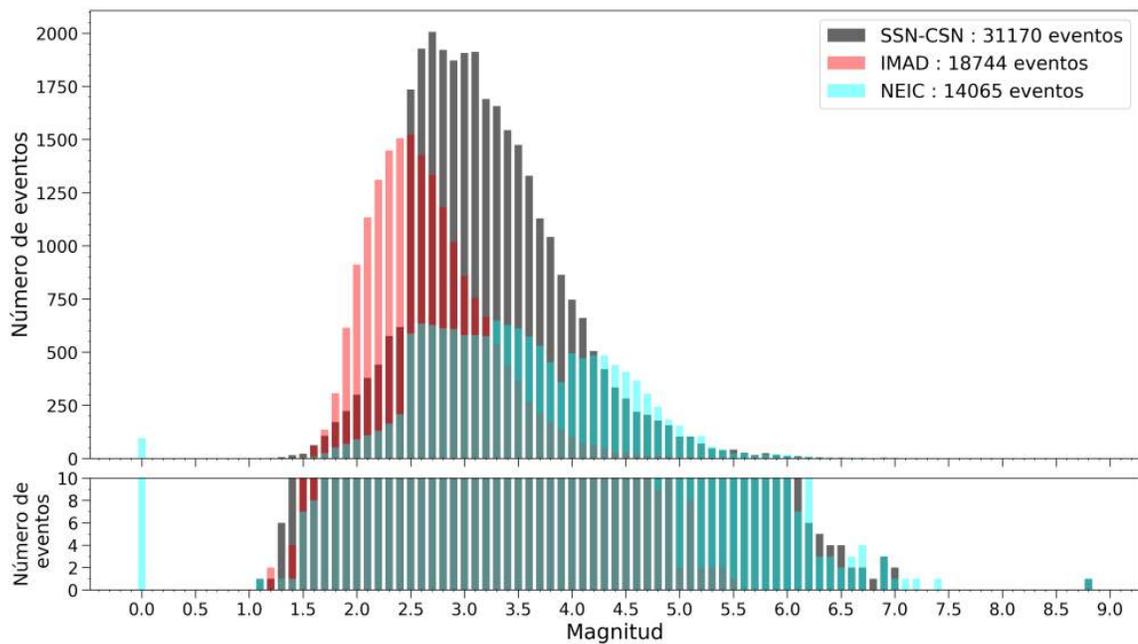


Figura 3.1.1: (panel superior) Distribución del número de eventos según magnitud, a partir de los catálogos: SSN-CSN (gris), IMAD (rojo) y NEIC (celeste), catálogos sin filtrar. (panel inferior) Acercamiento a la cantidad de 0 a 10 eventos. Se puede observar en detalle la cantidad de sismos con pequeñas y grandes magnitudes, incluyendo el terremoto del Maule  $M_w$  8.8.

Al analizar la distribución espacial de la sismicidad (Figura 3.1.2) para los catálogos en todo el periodo de estudio podemos notar características propias de cada subetapa que son independientes del catálogo y otras que exhiben las diferencias entre las redes. En primer lugar para la etapa previa al terremoto del Maule (Figura 3.1.2, paneles superiores), SSN y NEIC presentan poca diferencia en la cantidad de eventos que recuperan y muestran un patrón similar, de alta ocurrencia de sismicidad (cientos de eventos) en la parte norte del área de estudio, en toda la extensión del antearco entre los  $32^\circ$ - $35^\circ$ S y en particular gran cantidad de sismos cerca de la cordillera de los

Andes que combina eventos en la zona más profunda del *slab* y sismicidad cortical. Hacia el sur de la zona de estudio se evidencia una clara ausencia de sismicidad, predominando las zonas sin eventos registrados en un periodo de más de 9 años, exhibiendo la presencia del *gap* sísmico en el área.

En el caso del año posterior al terremoto (Figura 3.1.2, paneles de en medio), predomina la sismicidad en y frente a la costa de la zona de estudio, asociada a la ocurrencia de réplicas en la zona sismogénica del contacto, con una zona *peak* entre los 34°-35°S que en el caso del catálogo IMAD es del orden de miles de eventos. Es en esta etapa de gran actividad sísmica donde comienzan a ser notorias las diferencias entre los distintos catálogos, NEIC recupera poco más de 2000 eventos, mientras que la red temporal IMAD cerca de 20000.

En el caso de la etapa posterior (Figura 3.1.2, paneles inferiores), se observa que NEIC registra un número bastante reducido de eventos en este periodo que considera casi 7 años de datos, con mayor cantidad de eventos, del orden de decenas, localizados en la zona entre la fosa y la costa, por su parte el SSN-CSN recupera gran cantidad de eventos, presentando una distribución más uniforme de eventos entre norte y sur, lo que se debe a la actividad en lo que era la zona del *gap*, además de la posible mejora en el proceso de localización debido a la implementación de la red C1 posterior al terremoto.

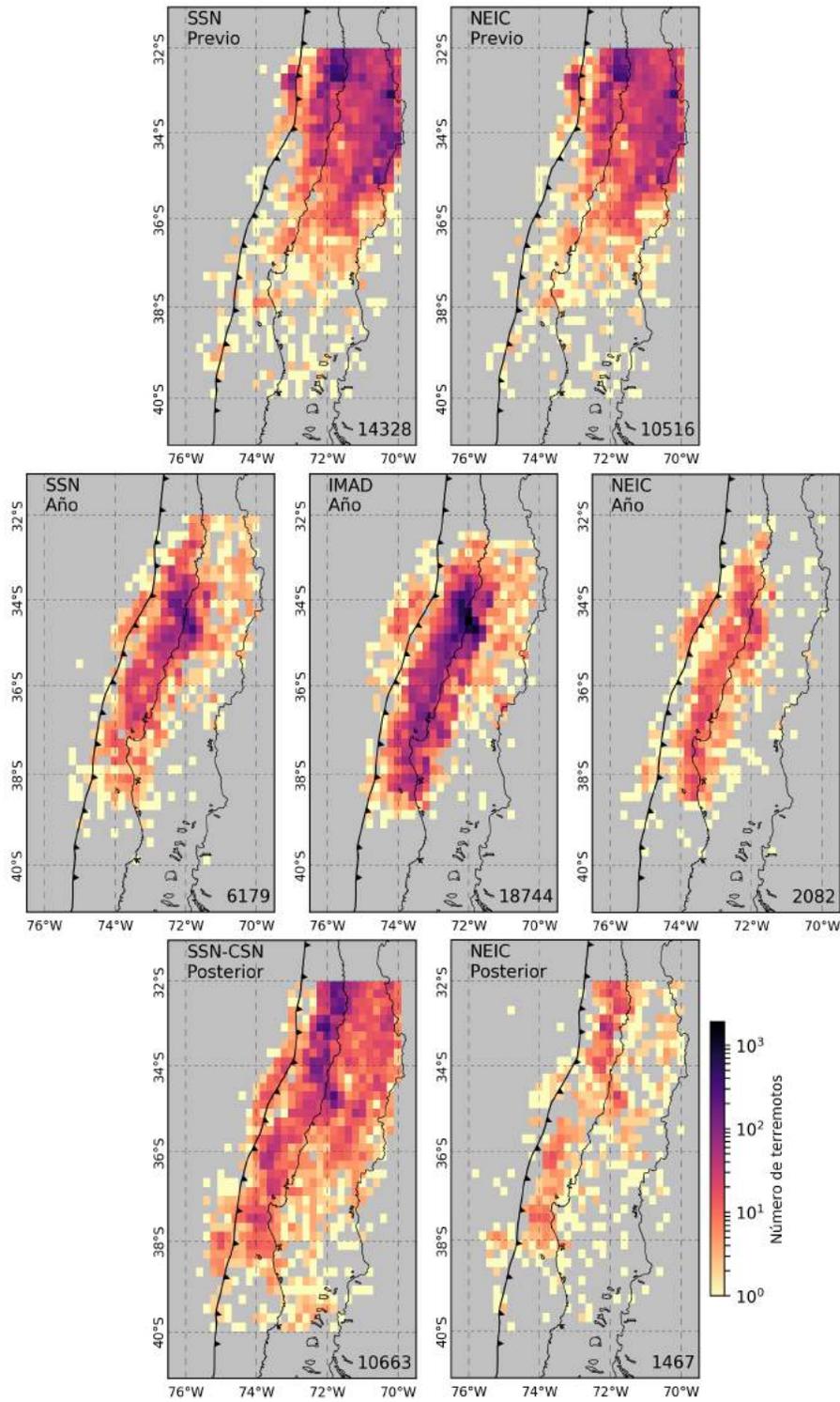


Figura 3.1.2: Distribución de sismos en el espacio por cada  $0.2^\circ \times 0.2^\circ$  para los catálogos SSN-CSN, NEIC e IMAD en las etapas previa, año y posterior entorno al terremoto  $M_w 8.8$  del Maule 2010. La cantidad de eventos totales de cada catálogo se indica en la esquina inferior derecha.

Al analizar temporalmente los catálogos, podemos advertir algunos efectos importantes. En la primera etapa de estudio (entre el 01/02/2000 y 26/02/2010) podemos observar que hasta los primeros meses de 2004, los catálogos NEIC y SSN presentan una cantidad de eventos similar (Figura 3.1.3). A mediados de 2004 toman lugar mayores diferencias entre ambas agencias, resaltando los meses de agosto - septiembre 2004, donde el SSN registra cerca de 100 eventos más que NEIC. Durante este tiempo, el catálogo nacional exhibe la presencia de cinco *clusters* de sismicidad (Figuras A2.3 y A2.4). Tres (A, B y C) en sectores cordilleranos, relacionados a actividad minera (*cluster* A); y a la ocurrencia del terremoto  $M_w$ 6.4 en las cercanías de río Teno, región del Maule (*cluster* C); y su secuencia de réplicas (C y B) bastante someras (Figuras A2.3-A2.5); y dos *clusters* en zonas costeras, cercanas a Valparaíso y Navidad, *clusters* D y E respectivamente en la Figura A2.3.

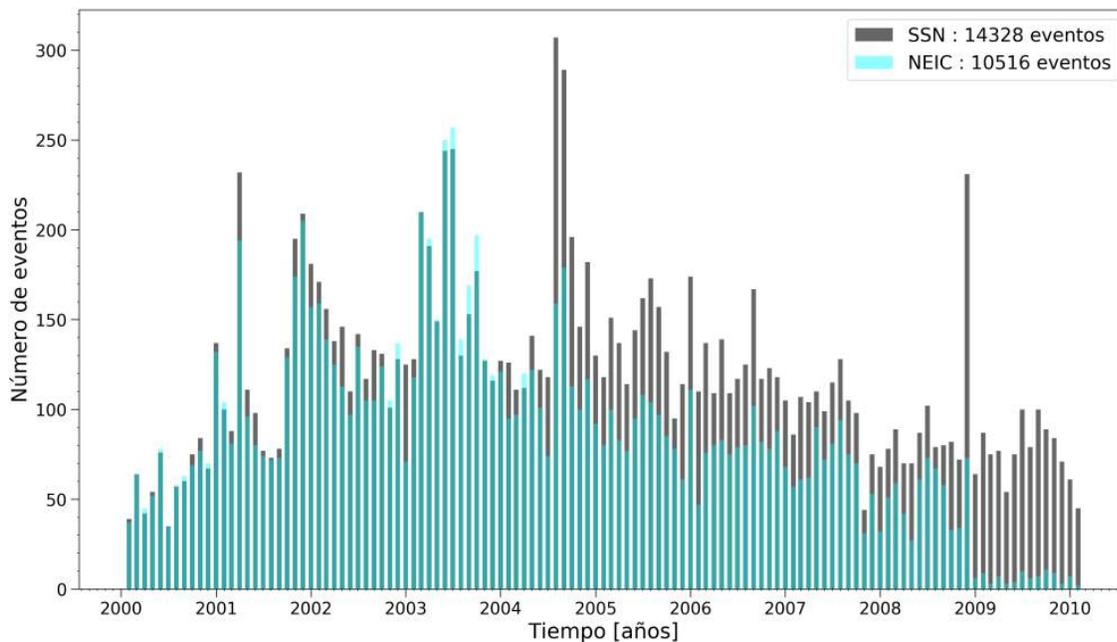


Figura 3.1.3: Número de eventos mensuales en el periodo previo al *mainshock* (01/02/2000 - 26/02/2010). Información de los catálogos sin filtrar: SSN-CSN (gris) y NEIC (celeste).

Grandes diferencias entre ambas agencias, SSN-CSN y NEIC, también se presentan en diciembre 2008, donde difieren por más de 200 eventos. El análisis de este periodo muestra una secuencia sísmica cercana a las costas de Valparaíso con un evento máximo de  $M_w$ 6.1 y varias réplicas de magnitudes  $M_w > 5$ , observables notoriamente

en el catálogo nacional (Figura A2.6). Dicha secuencia, cuya ocurrencia se extiende hasta marzo de 2009, se ha descrito mediante un re-análisis de localización y soluciones de mecanismo focal por Contreras-Reyes et al. (2015), resultando estar formada por dos grupos; un *cluster* de sismicidad en el contacto interplaca y otro de eventos inversos intraplaca superior, estos últimos han sido relacionados a un sistema de fallas que en dicho estudio observan también con datos de reflexión sísmica.

Posteriormente, entre enero de 2009 y el término de la etapa previa al terremoto del Maule, si bien baja la cantidad de sismicidad luego de la secuencia de diciembre 2008, las grandes diferencias entre ambos catálogos se mantienen en aproximadamente 100 eventos todos los meses. La distribución espacial de la sismicidad en dicho periodo se muestra en la Figura A2.7, donde se evidencia claramente que NEIC sólo reporta eventos  $M > 4$ , mientras que el evento de menor magnitud registrado por el SSN en este periodo corresponde a un  $M_{l}1.4$ , por lo tanto, el catálogo NEIC no muestra la ocurrencia de sismos de magnitudes pequeñas bajo el Valle Central, la costa de la zona norte del área de estudio (específicamente entre los  $32^{\circ}$  y  $36^{\circ}$ S), ni los sismos *outer-rise* entre los  $32^{\circ}$  y  $34^{\circ}$ S.

Madariaga et al. (2010) mencionan que durante los últimos tres meses previo al terremoto (diciembre 2009 - febrero 2010), en particular en el mes de enero 2010 una serie de eventos comienza a romper una pequeña zona a menos de 30 km de lo que sería el epicentro del terremoto del Maule (Figuras 3.1.4 y A2.8), categorizándolo como una pequeña secuencia precursora al gran evento el cual posteriormente se propagaría bilateralmente de norte a sur (Ruiz and Madariaga, 2012).

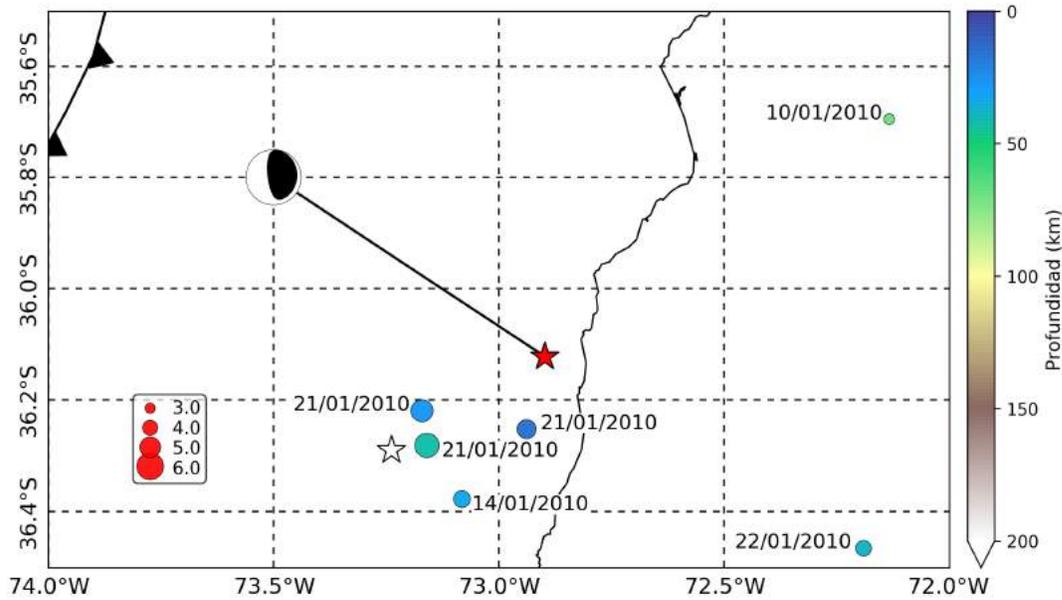


Figura 3.1.4: Distribución espacial y fecha de la secuencia de eventos precursoros (Madariaga et al., 2010) ocurridos el mes antes al terremoto M<sub>w</sub>8.8 del Maule a unos 30 km de la locación epicentral del gran evento según catálogo SSN (Imágenes generales de la distribución espacial y temporal de esta secuencia en Figura A2.8).

Para la segunda etapa de estudio, que considera el año después del terremoto del Maule (27/02/2010 - 26/02/2011), la red IMAD comienza a registrar eventos a mediados de marzo. A pesar de ésto, este catálogo es el que presenta la mayor cantidad de sismos para esta etapa de estudio (Figura 3.1.5). Para los tres catálogos se observa un decaimiento en la ocurrencia de sismicidad al avanzar los meses (en particular el catálogo IMAD muestra este efecto, desplazado el tiempo). En la Figura 3.1.6 se observa en detalle lo ocurrido en los primeros días de la ventana en estudio, con más de 300 eventos, correspondiente al 27 de febrero de 2010, sólo presentes en el catálogo de NEIC, pues para la misma fecha el SSN muestra en la zona menos de 50 eventos. Esta diferencia se justifica con la caída en la recepción de datos por problemas con el abastecimiento de energía y transmisión de las estaciones sismológicas debido a la ocurrencia del terremoto, situaciones que pudieron regularizarse unos diez días posterior al evento sísmico (Barrientos, 2010).

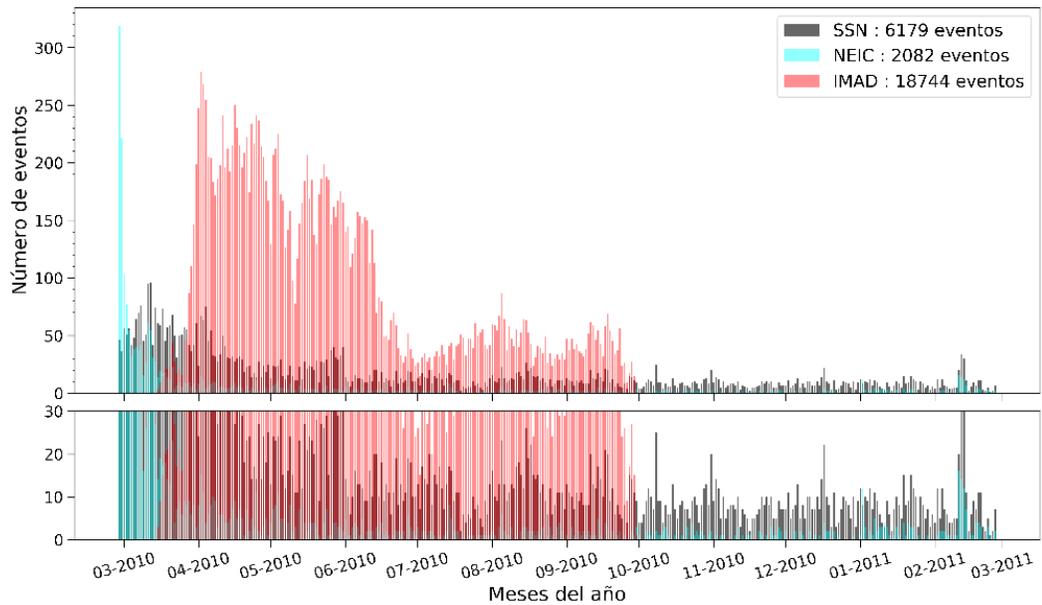


Figura 3.1.5: (Panel superior) Número de eventos diarios para el año posterior al *mainshock* (incluyéndolo, 27/02/2010 - 26/02/2011). Catálogos sin filtrar: SSN (gris), IMAD (rojo) y NEIC (celeste). (Panel inferior) Acercamiento a la cantidad de 30 eventos, se observa con mayor detalle la diferencia entre los catálogos SSN y NEIC.

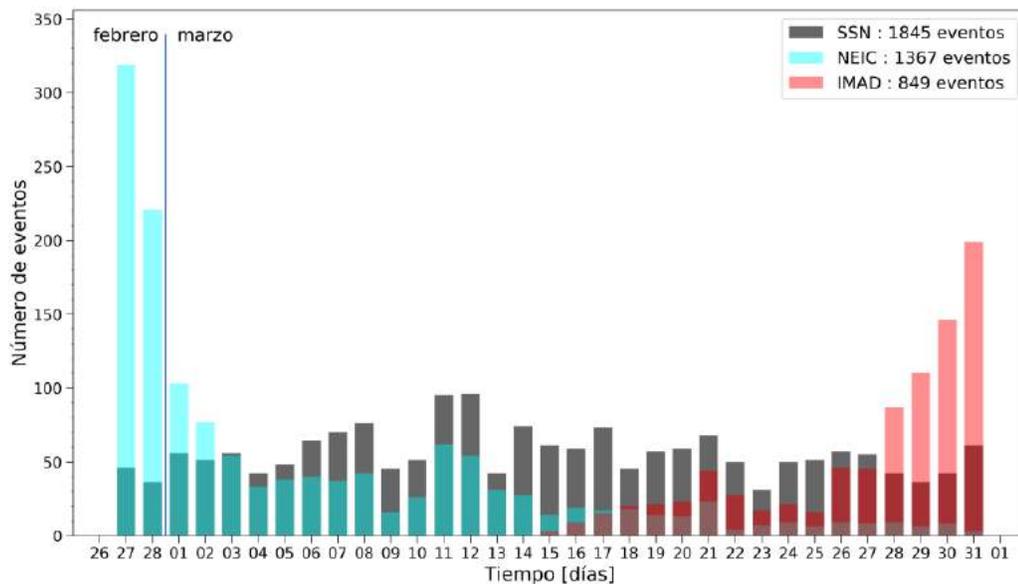


Figura 3.1.6: Número de eventos diarios registrados por los catálogos desde el *mainshock* hasta fines de marzo (27/02/2010 - 31/03/2010). Registro de los catálogos sin filtrar: SSN (gris), IMAD (rojo) y NEIC (celeste).

En la tercera etapa de estudio, un año después del *mainshock* (27/02/2011 - 31/08/2018), podemos ver en las cantidades mensuales de eventos sísmicos (Figura 3.1.7), un registro bastante superior por parte de SSN-CSN respecto del NEIC, rasgo que se relaciona con la instalación de nuevas estaciones sísmicas posterior al terremoto por parte del SSN-CSN. Paralelamente se aprecian dos grandes *peaks* de sismicidad, en el mes de septiembre 2015 con las réplicas del terremoto  $M_w$ 8.3 de Illapel que tuvieron lugar dentro del área del presente estudio (Figura A2.9); y el mayor *peak* en abril-mayo de 2017 (más de 700 sismos), relacionado con el evento  $M_w$ 6.9 y la secuencia sísmica asociada en las costas de Valparaíso (Figuras A2.10 y A2.11).

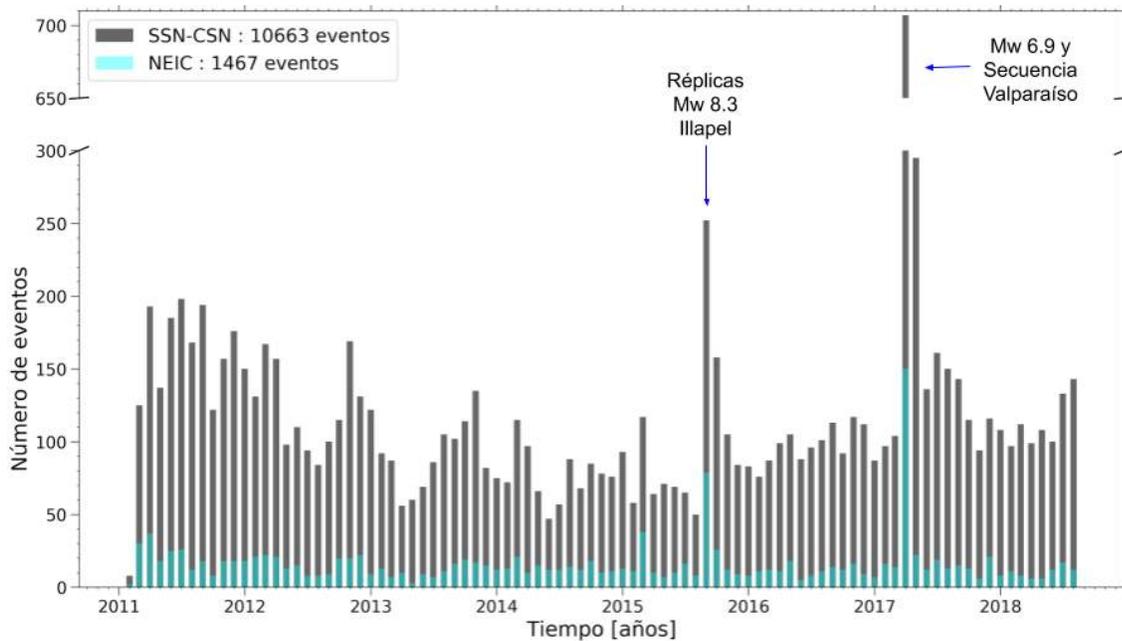


Figura 3.1.7: Número de eventos mensuales en el periodo posterior al año del *mainshock*, hasta el fin del periodo de estudio (27/02/2011 - 31/08/2018). Información de los catálogos sin filtrar: SSN-CSN (gris) y NEIC (celeste).

### 3.1.2. Distribución temporal y espacial - *Slab 2.0*

En esta sección se consideran las características de los tres catálogos estudiados, posterior a la discriminación según profundidad respecto al *slab*.

Al filtrar los eventos según el modelo *Slab 2.0* (Hayes et al., 2018), se obtiene la sismicidad asociada al *slab* para cada catálogo en cada periodo de estudio. En la Figura 3.1.8 se observa la cantidad de eventos que se conservaron para cada periodo (previo, año y posterior) según dicho criterio versus el utilizado por Legrand et al. (2012) de  $\pm 15$ km.

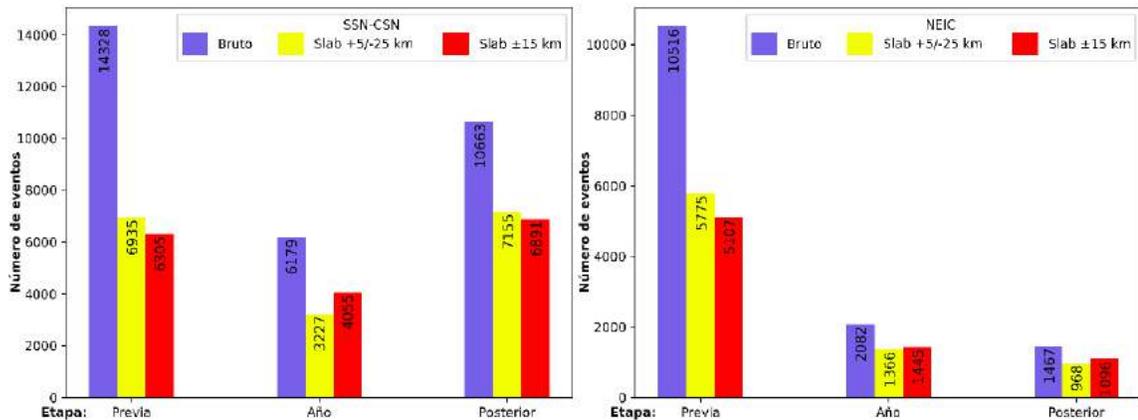


Figura 3.1.8: Número de eventos conservados en las etapas de estudio (previa, el año y posterior), para el catálogo del SSN-CSN (izquierda) y el catálogo de NEIC (derecha), considerando todos los eventos (sin filtrar, azul), filtraje del contacto sismogénico, utilizando el modelo de *Slab 2.0* 3D (amarillo) y según el criterio del estudio de Legrand et al. (2012) (rojo).

Considerando la sismicidad asociada al *slab* (con el criterio propuesto en este trabajo), se presentan en las Figuras 3.1.9, 3.1.10 y 3.1.11 la distribución en planta para cada etapa de estudio y catálogo.

La sismicidad asociada al *slab* (Figuras 3.1.9-3.1.11) muestra patrones similares a aquellos del catálogo completo (Figura 3.1.2), siendo la actividad en la interfaz la dominante en todos los periodos. Es importante notar que el proceso de discriminación por el *Slab 2.0* también elimina la sismicidad en el *outer-rise* de los catálogos, pues el modelo tiene resolución desde la expresión de la fosa al este.

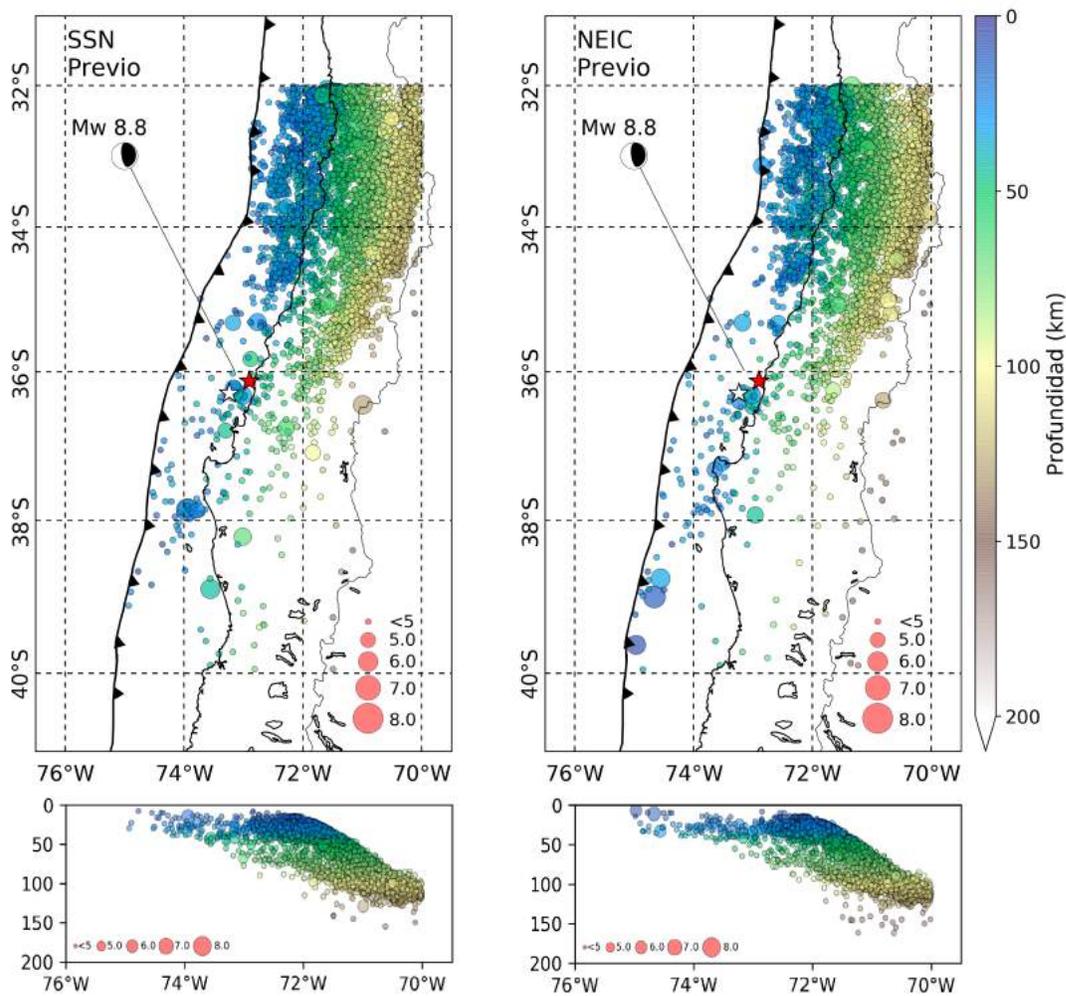


Figura 3.1.9: Distribución espacial de la sismicidad para el periodo previo al *mainshock* (01/02/2000 - 26/02/2010) para el catálogo del SSN (panel izquierdo) y NEIC (panel derecho), ambos filtrados según el modelo *Slab 2.0 3D*. Los paneles inferiores representan perfiles profundidad-longitud de la sismicidad para cada caso; los colores muestran profundidad, según la escala adjunta. Se señalan las estimaciones para el epicentro del terremoto según NEIC y SSN (estrella roja y blanca, respectivamente), además del mecanismo focal del evento (CMT *Catalog*).

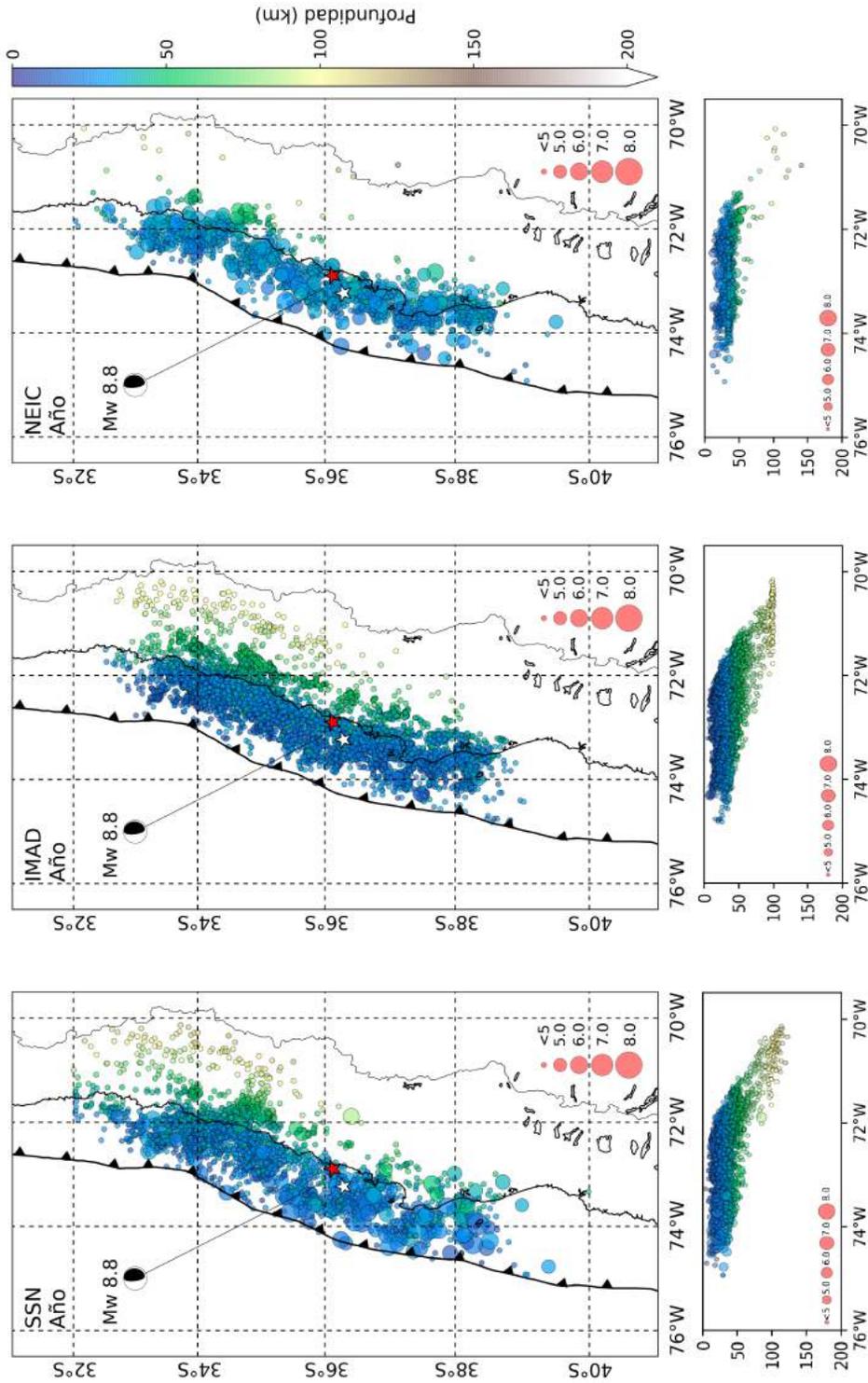


Figura 3.1.10: Distribución espacial de la sismicidad para el año posterior al *mainshock* (incluyéndolo, 27/02/2010 - 26/02/2011) para el catálogo del SSN (primer panel), IMAD (segundo panel) y NEIC (tercer panel), todos filtrados según el modelo *Slab 2.0 3D*. Los paneles inferiores representan perfiles profundidad-longitud de la sismicidad para cada caso; los colores muestran profundidad, según la escala adjunta. Se señalan las estimaciones para el epicentro del terremoto según NEIC y SSN (estrella roja y blanca, respectivamente), además del mecanismo focal del evento (CMT *Catalog*).

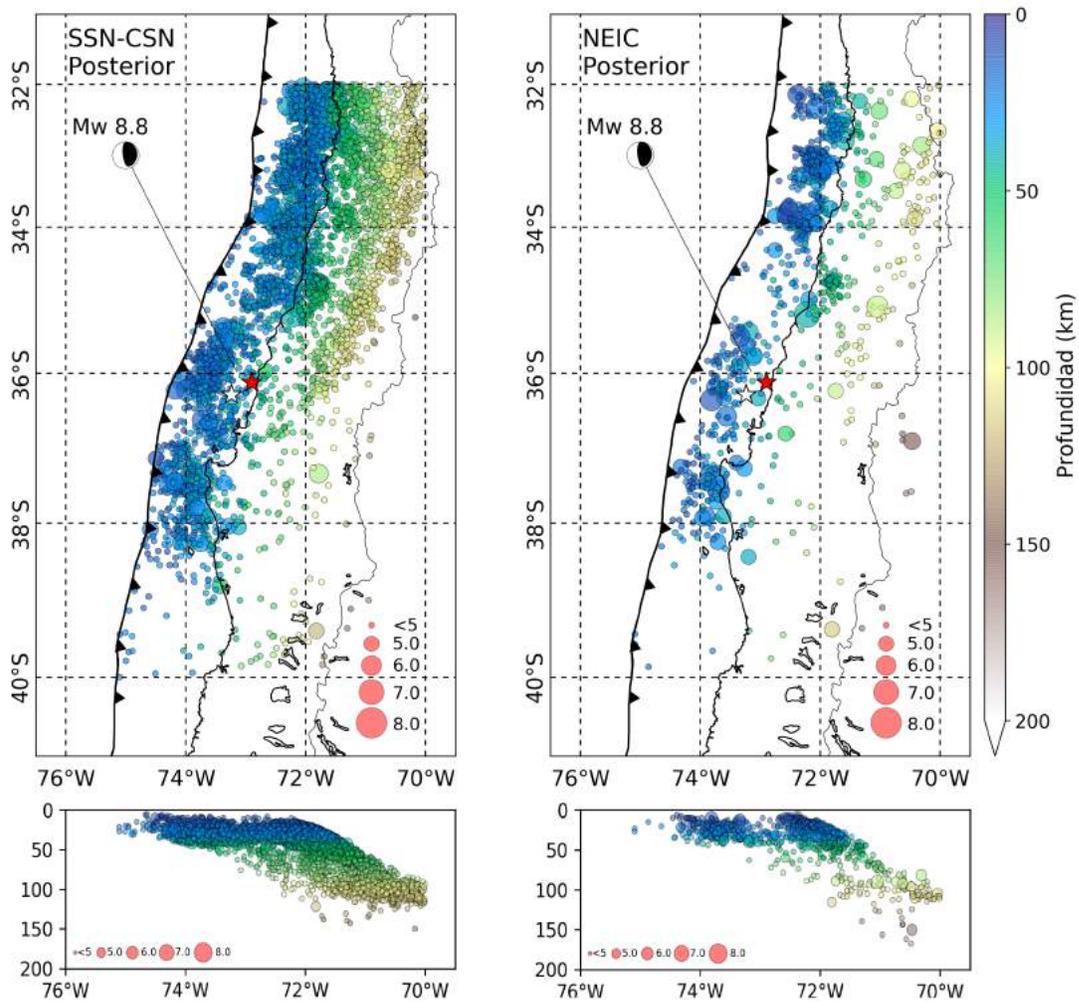


Figura 3.1.11: Distribución espacial de la sismicidad para el periodo posterior al año del *mainshock* hasta el fin del periodo de estudio (27/02/2011 - 31/08/2018) para el catálogo del SSN (panel izquierdo) y para NEIC (panel derecho), ambos filtrados según el modelo *Slab 2.0 3D*. Los paneles inferiores representan perfiles profundidad-longitud de la sismicidad para cada caso; los colores muestran profundidad, según la escala adjunta. Se señalan las estimaciones para el epicentro del terremoto según NEIC y SSN (estrella roja y blanca, respectivamente), además del mecanismo focal del evento (*CMT Catalog*).

## 3.2. Homogeneización de magnitudes

Dentro de las variadas magnitudes que incluye el catálogo del SSN-CSN, éstas no solo varían según la magnitud del sismo (por la saturación de algunas de las escalas), sino también presentan variaciones durante el periodo de estudio. En la Figura 3.2.1 se muestra el porcentaje de magnitudes registradas entre los años 2000 y 2008. Los primeros dos años de estudio se caracterizan por un registro de eventos casi único de magnitud de coda ( $M_c$ ), lo que varía gradualmente en los siguientes años tomando una amplia mayoría la estimación de magnitud local ( $M_l$ ). Se observan porcentajes mínimos de eventos con magnitudes de ondas de superficie ( $M_s$ ) o magnitud de momento ( $M_w$ ), incluso sin cálculo de éstas durante los años 2000, 2003, 2005 y 2006.

La situación del periodo 2009-2018 (Figura 3.2.2), es distinta. Entre 2009 y 2010 disminuye bruscamente la utilización de  $M_c$ , dando paso al uso exclusivo de  $M_l$  y  $M_w$ , además de ya no registrarse eventos con  $M_s$  en el catálogo (0% desde el año 2011 hasta el fin del estudio). Es importante notar que en estos años casi el 100% de los eventos registrados por el SSN-CSN cuenta con estimaciones de  $M_l$ .

El detalle de las variaciones de tipos de magnitudes registradas entre 2000-2018 para la zona del terremoto del Maule se encuentran detalladas por evento reportado en las Figuras A2.14-A2.16.

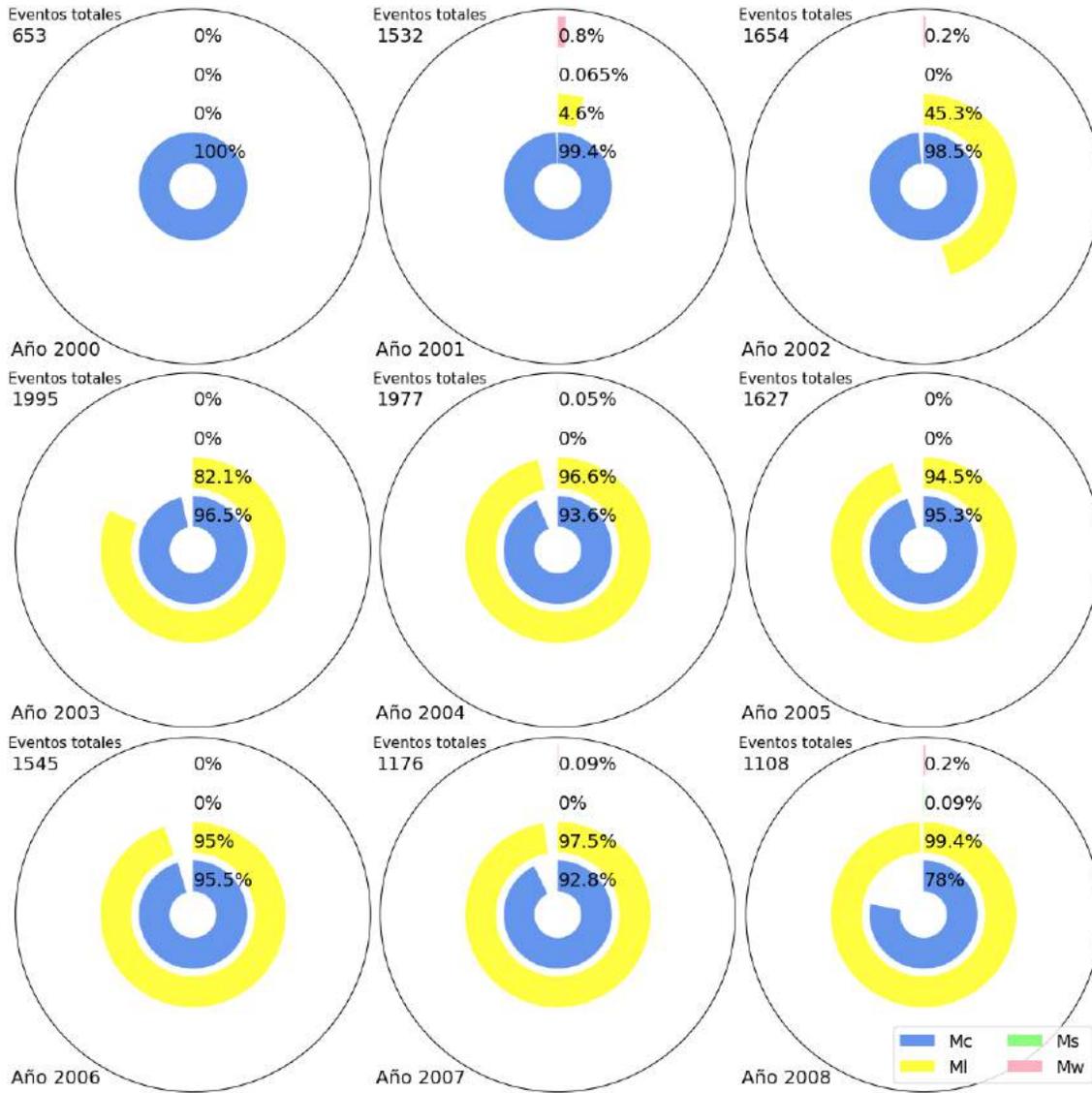


Figura 3.2.1: Distribución de magnitudes a partir del catálogo del SSN entre 2000-2008, para la zona entre los 32°- 40°S y 70°- 76°W. Las barras concéntricas indican el porcentaje de los eventos que contienen determinada magnitud; desde el centro hacia afuera:  $M_c$ (celeste),  $M_1$ (amarillo),  $M_s$ (verde) y  $M_w$ (rosa).



Figura 3.2.2: Distribución de magnitudes a partir del catálogo del SSN entre 2009-2018, para la zona entre los 32°-40°S y 70°- 76°W. Las barras concéntricas indican el porcentaje de los eventos que contienen determinada magnitud; desde el centro hacia afuera:  $M_c$  (celeste),  $M_l$  (amarillo),  $M_s$  (verde) y  $M_w$  (rosa).

A partir de los pares formados entre los eventos del catálogo del SSN-CSN con más de una magnitud, se calculó la regresión ortogonal asociada a las respectivas variables. Las gráficas de las ecuaciones de regresión pueden observarse en la Figura 3.2.3 para la conversión  $M_c$ - $M_I$  y en la Figura 3.2.4 para la conversión  $M_I$ - $M_w$ . Los valores de  $m$  y  $n$  para las ecuaciones se resumen en la Tabla 3.2.1.

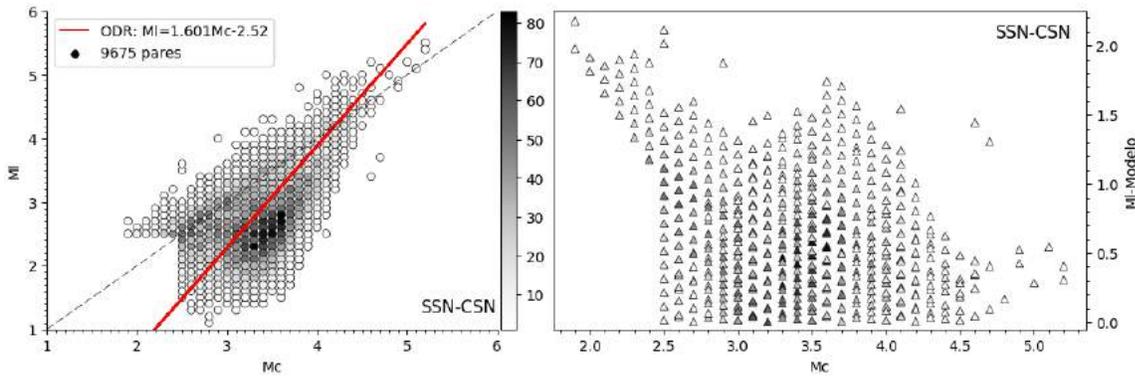


Figura 3.2.3: Regresión ortogonal (ODR, rojo) para 9675 pares de eventos registrados con  $M_c$  y  $M_I$  en la zona y periodo de estudio por el SSN-CSN.

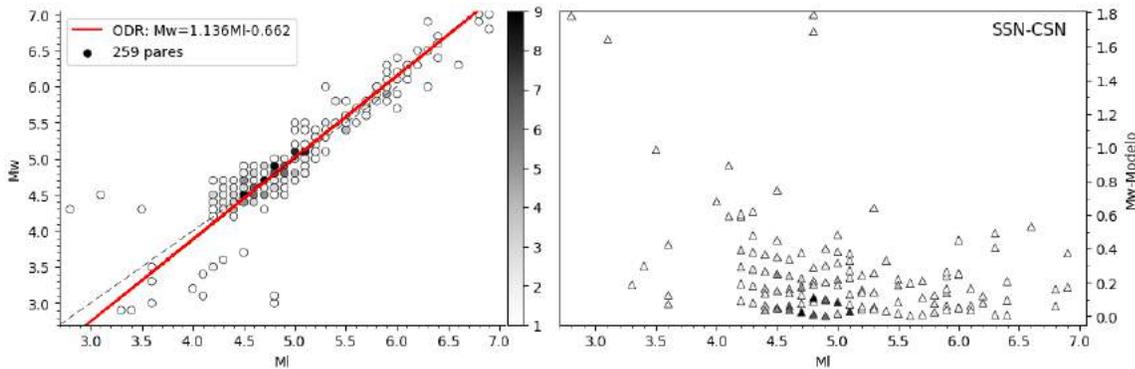


Figura 3.2.4: Regresión ortogonal (ODR, rojo) para 259 pares de eventos registrados con  $M_I$  y  $M_w$  en la zona y periodo de estudio por el SSN-CSN.

Tabla 3.2.1: Coeficientes de la conversión ortogonal (ODR) para los datos del SSN-CSN.

|     | $M_c$ - $M_I$ |        | $M_I$ - $M_w$ |        |
|-----|---------------|--------|---------------|--------|
|     | $m$           | $n$    | $m$           | $n$    |
| ODR | 1.601         | -2.520 | 1.135         | -0.661 |

Por otra parte, con el catálogo IMAD, se utilizan todos los datos con ambas magnitudes ( $M_I$  y  $M_w$ ) y se procedió a calcular la regresión ortogonal. La recta de regresión se observa en la Figura 3.2.5. Los valores de  $m$  y  $n$  de la estimación se resumen en la Tabla 3.2.2.

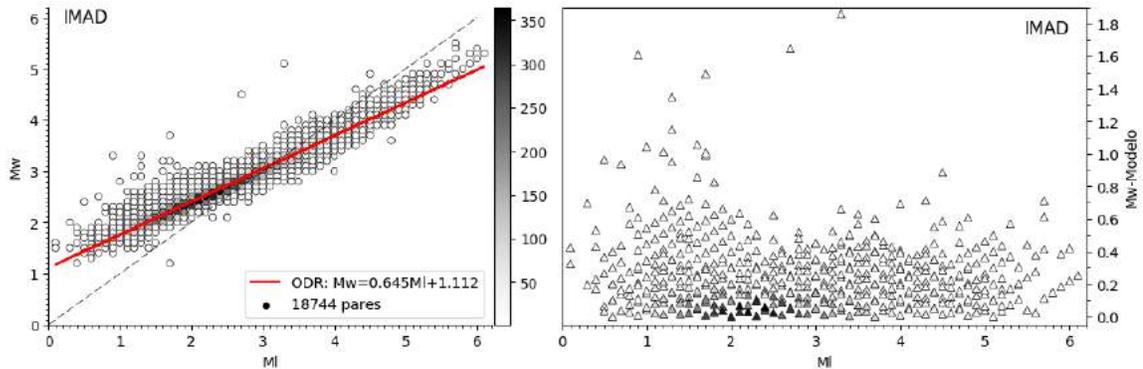


Figura 3.2.5: Regresión ortogonal (ODR, rojo) para 18744 pares de eventos registrados con  $M_I$  y  $M_w$  (utilizando sólo los eventos con profundidades no negativas, es decir no sobre los 0km), en la zona y periodo de estudio por la Red IMAD (Lange et al., 2012).

Tabla 3.2.2: Coeficientes de la conversión ortogonal (ODR) para los datos de la red IMAD.

|     | $M_I - M_w$ |       |
|-----|-------------|-------|
|     | $m$         | $n$   |
| ODR | 0.644       | 1.112 |

Debido a que el catálogo NEIC contiene sólo un dato de magnitud por evento, no es posible obtener pares para el cálculo de la regresión. Las distintas magnitudes presentes en dicha base de datos se presentan en la Figura 3.2.6. Una vista en detalle de las magnitudes por año se pueden encontrar en las Figuras A2.12 y A2.13.

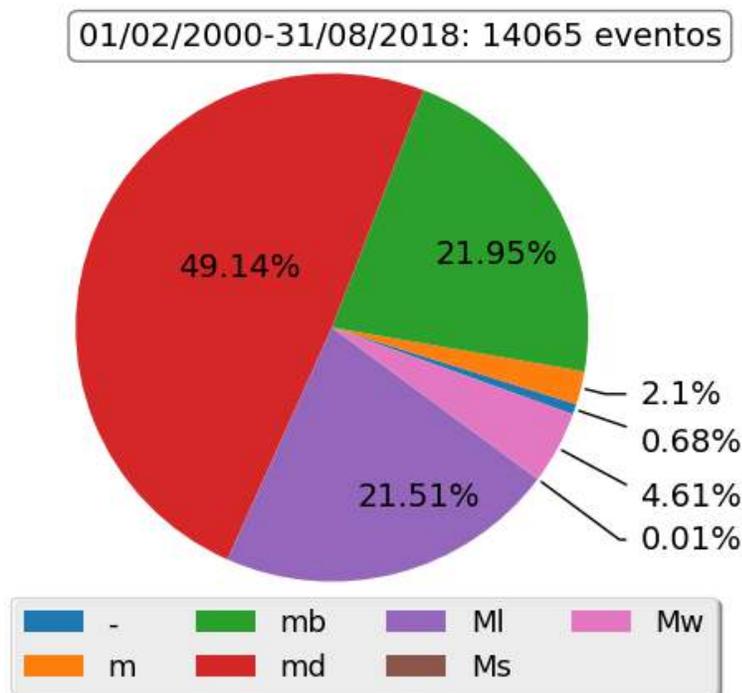


Figura 3.2.6: Distribución de magnitudes (en color), a partir del catálogo NEIC entre 01/02/2000-31/08/2018, para la zona entre los 32°-40°S y 70°-76°W.

### 3.3. Definición de parámetros R y Nmin

Se utilizó *b-estimator v1.0* (Soto-Parada, 2018) para realizar los cálculos de variación espacial del *b-value*, sus errores y la magnitud de completitud. Se testearon dichos cálculos con distintos valores de radio ( $R = 20, 40, 60, 80, 100, 120, 140, 160, 180$  km) y número mínimo de eventos ( $N_{min} = 20, 30, 40, 50, 60, 80, 100$  eventos) por nodo de grilla, dando combinaciones que difieren en resolución espacial y suavizamiento de los resultados. Un ejemplo de esta variación se muestra para el catálogo del año posterior al evento para el SSN-CSN sin filtraje en profundidad (Figuras B1.6-B1.8).

Para determinar el par óptimo de R y Nmin para los cálculos de *b-value*, se realizó la inspección visual del desempeño de cada combinación, además de realizar el cálculo de la mediana de las grillas de errores con tales parámetros (Sección 3.3.1). En combinación de ambos factores, se decide el par  $R=100$  km y  $N_{min}=50$  eventos, los que se mostrarán en todos los resultados a seguir.

### 3.3.1. Comparación con errores $\sigma_1$ y $\sigma_2$

Para seleccionar el par óptimo de los parámetros de radio (R) y número mínimo de eventos (Nmin) en el cálculo del *b-value*, contrastamos los distintos pares con los errores  $\sigma_1$  y  $\sigma_2$  para los siete catálogos estudiados. Las Figuras 3.3.1 y 3.3.2 muestran los valores a considerar en la elección. Para cada par R-Nmin se muestra la mediana de las grillas de error respectivas (color) y del número de eventos estimado que sobrepasa el umbral Nmin (números interiores). Con ésto, buscamos minimizar los errores  $\sigma_1$  y  $\sigma_2$  manteniendo el mayor número posible de eventos en el cilindro de radio R en el cual se calcula el *b-value*. Como cada par de R-Nmin tendrá un resultado distinto para cada catálogo, se busca un mínimo común para estandarizar los cálculos, que no vaya en desmedro de la resolución espacial (Figuras B1.6-B1.8). La minimización de  $\sigma_1$  y  $\sigma_2$ , corroboran la selección de R=100km y Nmin=50 eventos.

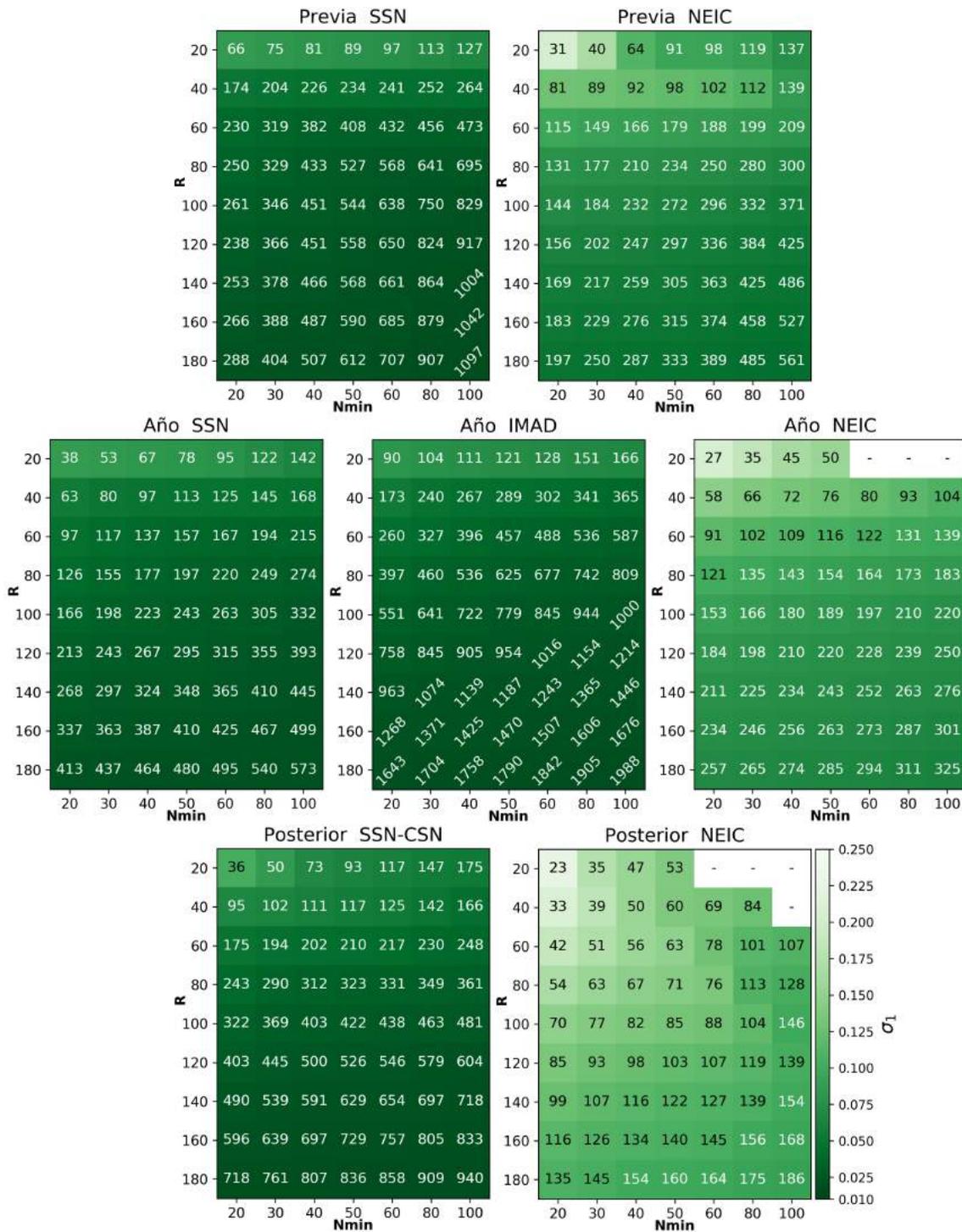


Figura 3.3.1: Error  $\sigma_1$  (Aki, 1965), para cada combinación de radio y número mínimo de eventos, para los 7 subcatálogos del periodo de estudio. El color de los cuadros señala la mediana de los errores para dicha combinación de parámetros, según la escala de colores, mientras que el número del interior, blanco o negro según el caso, muestra una estimación (mediana), de la cantidad de eventos (que pasan el umbral  $nmin$ ) que hay por cilindro con dicha combinación.

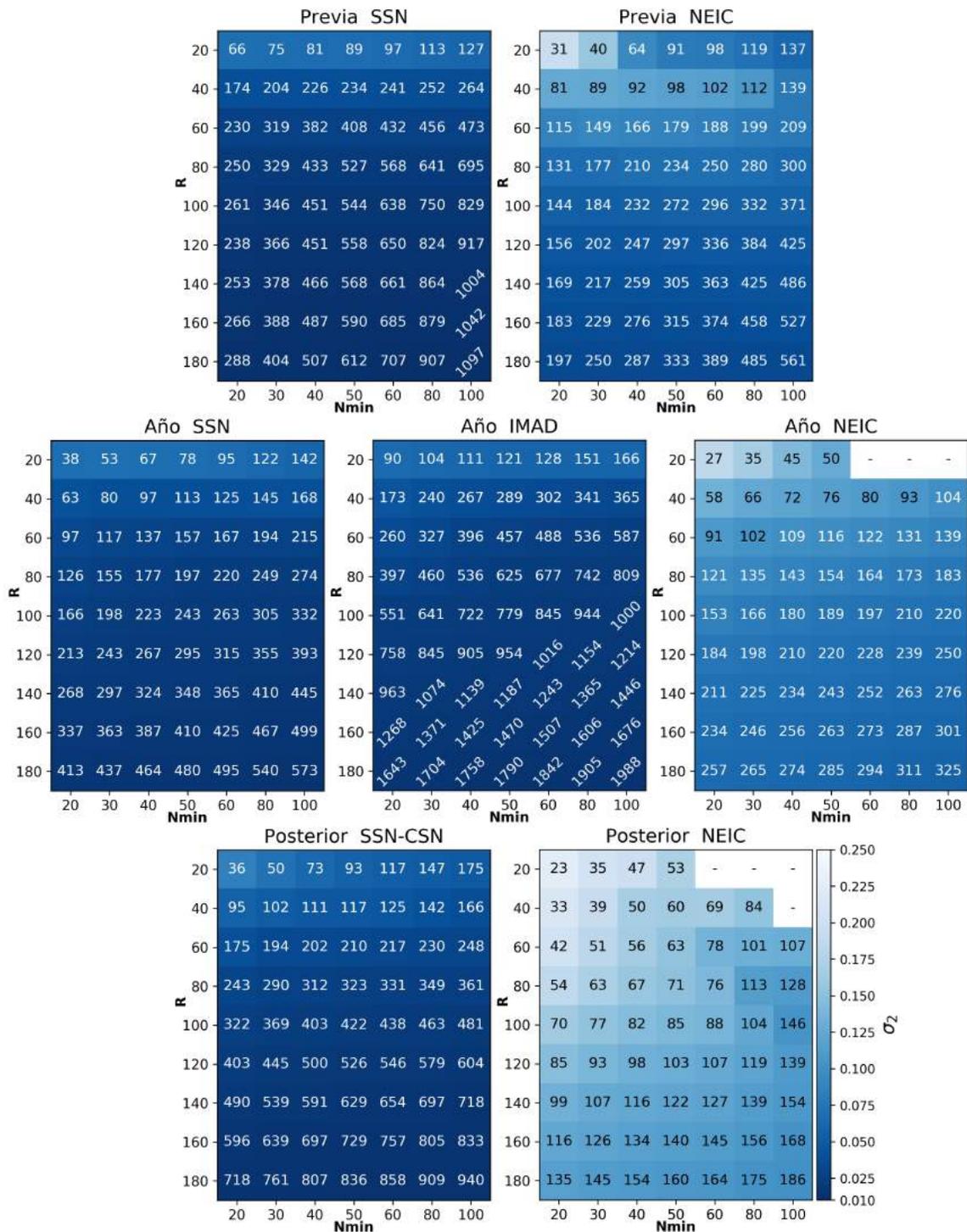


Figura 3.3.2: Error  $\sigma_2$  (Shi and Bolt, 1982), para cada combinación de radio y número mínimo de eventos, para los 7 subcatálogos del periodo de estudio. El color de los cuadros señala la mediana de los errores para dicha combinación de parámetros, según la escala de colores, mientras que el número del interior, blanco o negro según el caso, muestra una estimación (mediana), de la cantidad de eventos (que pasan el umbral  $n_{min}$ ) que hay por cilindro con dicha combinación.

### 3.4. Magnitud de Completitud

Para cada catálogo se obtuvo la distribución espacial de la magnitud  $M_{\text{comp}}$  a partir de la cual el catálogo se encuentra completo, en forma de grillas de salida que *b-estimator* calcula.

En la etapa previa al terremoto (Figura 3.4.1, paneles superiores), para ambos catálogos, SSN y NEIC, la magnitud de completitud sigue una tendencia de mayores a menores valores desde el SW al NE, encontrándose valores de  $M_{\text{comp}} < 3$  hacia la zona NE del área de estudio, entre los  $32^{\circ}\text{S}$  y  $36^{\circ}\text{S}$ , sobretodo bajo el antearco; los que se incrementan ( $M_{\text{comp}} > 3.5$ ) hacia el sur de la ruptura, en las inmediaciones de la Península de Arauco.

Para el año del evento del Maule (Figura 3.4.1, paneles centrales) los tres catálogos presentan marcadas diferencias en los valores de  $M_{\text{comp}}$ . El catálogo NEIC (Figura 3.4.1, panel central derecho) tiene una completitud casi homogénea para toda la zona de estudio, con una  $M_{\text{comp}}$  que supera M 4.2; mientras que los catálogos SSN e IMAD presentan una variación de norte a sur en los valores de magnitud. Si bien ambos muestran la tendencia de menores valores hacia el norte y mayores valores hacia el sur, los rangos y distribución de dichos valores son distintos. El catálogo de la red IMAD (Figura 3.4.1, panel central) muestra valores de  $M_{\text{comp}}$  no superiores a M 3.5, con dos zonas muy marcadas de valores en torno a M 2.5 (NE de la zona de estudio y parte del valle central) y M 3.0 (zona del epicentro hacia el sur); mientras que el catálogo del SSN-CSN (Figura 3.4.1, panel central izquierdo) muestra mayor variabilidad de valores, diferenciando claramente el norte de la ruptura ( $2.0 < M_{\text{comp}} < 3.5$ ) y el sur de la misma ( $3.5 < M_{\text{comp}} < 4.5$ ).

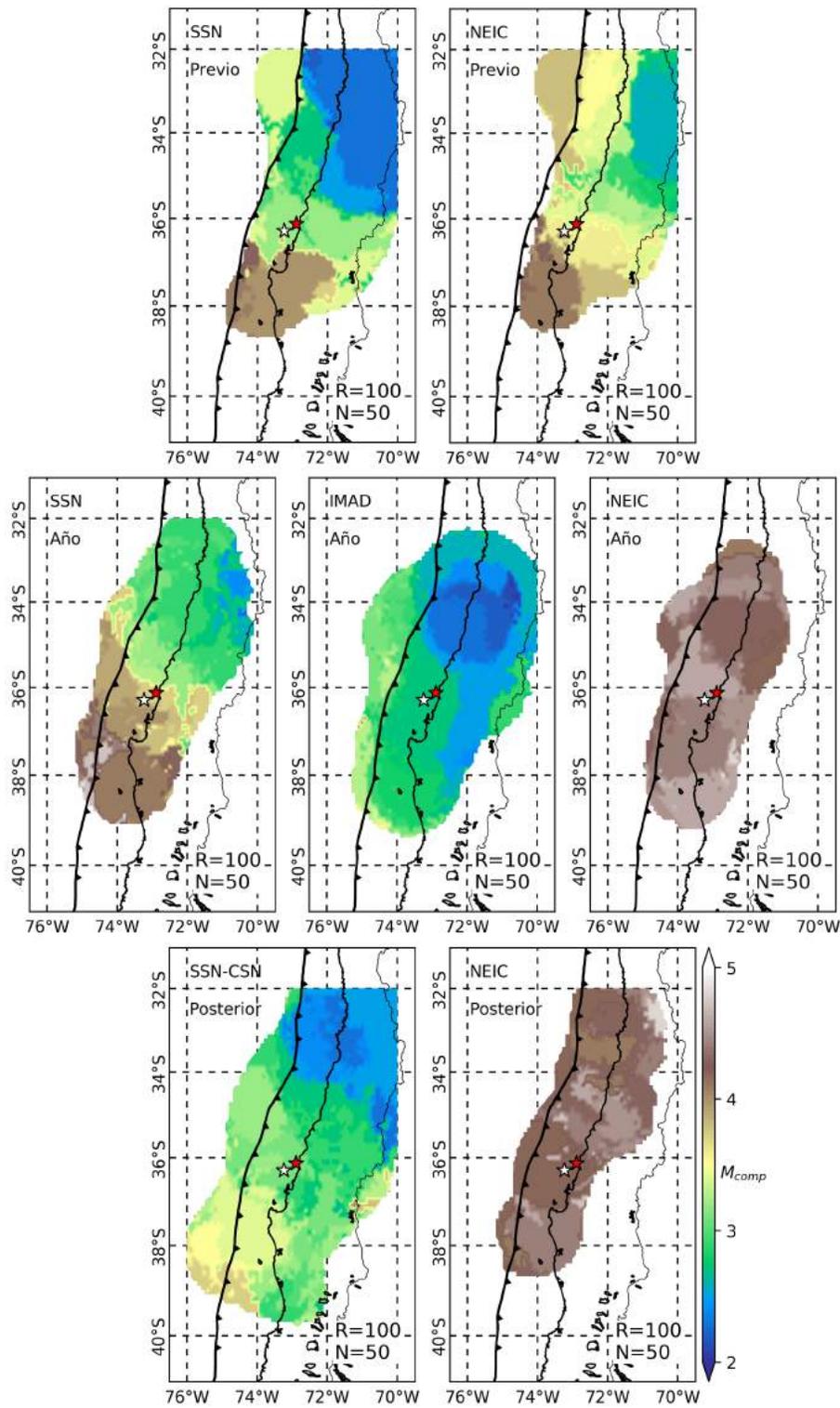


Figura 3.4.1: Magnitud de completitud para los distintos periodos y catálogos, considerando la sismicidad filtrada por el *slab*.

Para la etapa posterior al año del *mainshock*, el catálogo de SSN-CSN (Figura 3.4.1, panel inferior izquierdo) mantiene la tendencia de valores de  $M_{\text{comp}}$  más bajos ( $M < 2.8$ ) hacia el NW de la zona de estudio, y más altos ( $M > 3.5$ ) hacia la Península de Arauco y sur de la ruptura. Si bien la tendencia se mantiene, los valores límite difieren de las etapas anteriores para este catálogo en casi un punto al sur y medio punto al norte. En el caso del catálogo NEIC (Figura 3.4.1, panel inferior derecho), la magnitud de completitud se mantiene homogénea, con algunos parches de mayor o menor magnitud (de 0.5 a 0.8 puntos de variación), en torno a  $M_{\text{comp}} = 4.3$ .

Posteriormente, se obtuvo la magnitud de completitud para cada subcatálogo (agencia-periodo de estudio), las que se resumen en la Tabla 3.4.1. Los catálogos homogeneizados corresponden a aquellos con magnitud  $M_w$  calculada a partir de las ecuaciones descritas en la Sección 3.2

Tabla 3.4.1: Magnitud de completitud para los subcatálogos en estudio.

| Periodo   | Agencia | $M_{\text{comp}}$ |
|-----------|---------|-------------------|
| Previo    | CSN     | 2.8 / (H) 2.4     |
|           | NEIC    | 3.3               |
| Año       | CSN     | 3.5 / (H) 3.3     |
|           | NEIC    | 4.4               |
|           | IMAD    | 2.6               |
| Posterior | CSN     | 3.1 / (H) 2.9     |
|           | NEIC    | 4.3               |

H: catálogos homogeneizados

Posterior a ello se realiza el cálculo de *b-value* con magnitud de completitud libre y luego fija, utilizando los valores de la Tabla 3.4.1, los que se presentan en la Sección 3.5.

### 3.5. Cálculo de $b$ -value

En primer lugar se estimaron las distribuciones de frecuencia-magnitud para cada subcatálogo, con el objetivo de tener un idea de primer orden de variaciones del  $b$ -value para cada etapa y agencia. Estos fueron calculados con el método de máxima verosimilitud (Aki, 1965).

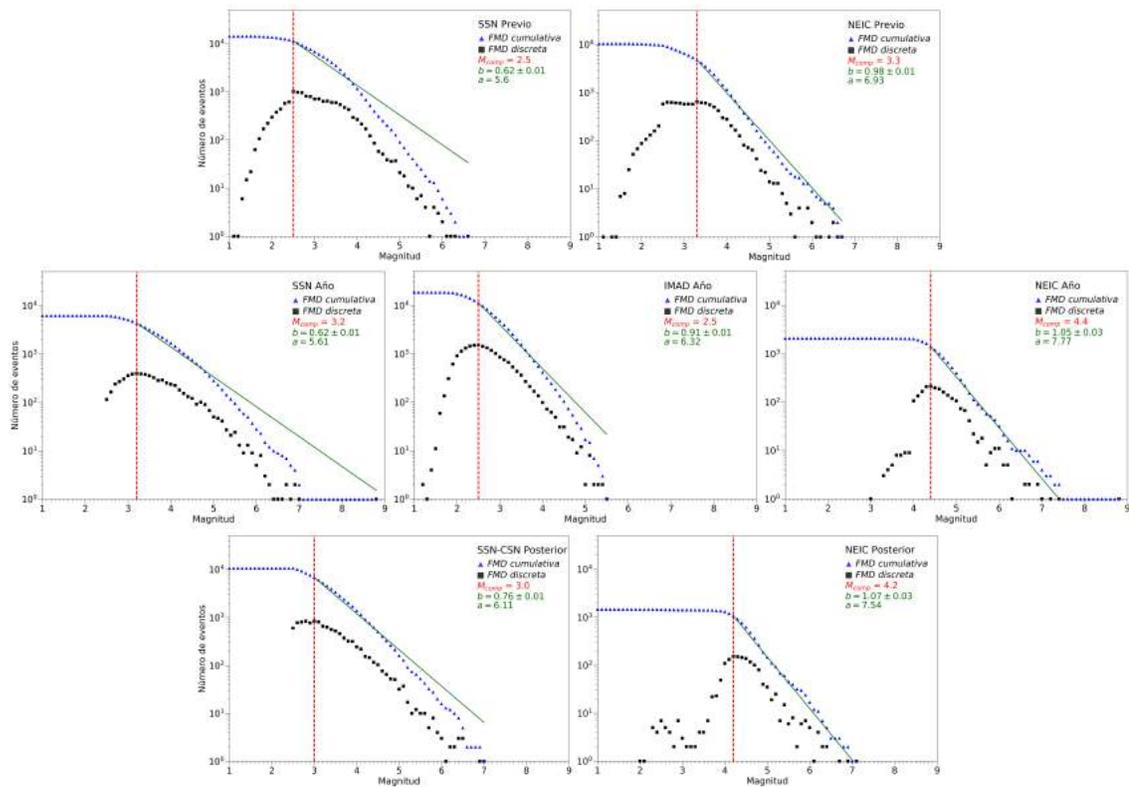


Figura 3.5.1: Diagramas de distribución frecuencia-magnitud (FMD) de cada subcatálogo. En la horizontal magnitudes de 1 a 9 y en la vertical número de eventos; en cada caso se muestra la cantidad discreta y cumulativa de terremotos (cuadros negros y triángulos azules, respectivamente) y para cada rango sobre la  $M_{comp}$  los valores respectivos de  $b$  y  $a$ .

De las FMD generales de cada subcatálogo (Figura 3.5.1), tenemos que en primer orden, las cantidades cumulativas siguen efectivamente la tendencia lineal que plantea la Ley empírica de frecuencia-magnitud de terremotos (Ishimoto and Iida, 1939; Gutenberg and Richter, 1944), con algunas perturbaciones. La más notoria es la que se da en los catálogos SSN y NEIC del periodo del año del terremoto, donde al incluir

la ocurrencia del *mainshock* y tener que los mayores sismos luego de éste son de magnitudes  $\sim 7$ , hay una evidente línea recta en la cantidad acumulativa en este rango de magnitud. En las gráficas de esta etapa del periodo de estudio podemos notar más explícitamente el hecho de que el terremoto del Maule no presentó réplicas  $M \sim 8$ , y que la mayor registrada fue el evento  $M_w 7.4$ , que sólo forma parte del catálogo NEIC, sumado a otras estimaciones de  $M > 7$  que discrepan o no se encuentran en lo registrado por el SSN.

Similar al análisis realizado por [Legrand et al. \(2012\)](#), se calculó el *b-value* (sin fijar  $M_{\text{comp}}$ ), para los eventos de los subcatálogos  $\alpha, \beta, \gamma$  que no forman parte del catálogo seleccionado por el criterio del *slab* de este estudio (+5km, -25km) y para el designado por los autores en su estudio (de  $\pm 15$  km).

Tenemos en un primer orden que las soluciones para el *b-value* con nuestro criterio y el utilizado por [Legrand et al. \(2012\)](#) son relativamente similares en valores y resolución (Figuras B2.1 - B2.7). Por otra parte, considerando que cada primer panel en las Figuras B2.1 - B2.7 corresponde al sub-catálogo en bruto de la etapa y agencia respectiva, observamos el mismo efecto registrado por los autores, los valores de *b* resueltos para el catálogo sin discriminación en profundidad son una ponderación de la estimación de *b* de cada sub-zona respecto del *slab* (esquema Figura 2.1.4). Para los sub-catálogos correspondientes de  $\alpha$  y  $\beta$  existen claras diferencias en el área que alcanza a ser resuelta, pues en estos dos grupos hay menor cantidad de eventos fuera de los rangos de kilómetros establecidos al rededor del modelo. Tenemos que en el caso de los 7 catálogos, la zona que controla mayormente el *b-value* para cada sub-etapa es evidentemente la asociada a los criterios de *slab*, que se condice con lo observado para la sismicidad (Figuras 3.1.9-3.1.11).

Posteriormente se escogió una magnitud de completitud  $M_{\text{comp}}$  única y fija para cada sub-catálogo filtrado por el *Slab 2.0*, dada por lo expuesto en la Tabla 3.4.1. El cálculo considera los parámetros radio  $R=100$  km y número mínimo de eventos por cilindro  $N=50$ , cuya elección se especifica en la Sección 3.3.1. Para el caso de los datos de SSN-CSN estos se encuentran homogeneizados.

Los resultados para el *b-value* de cada catálogo se presenta en la Figura 3.5.2, mientras que la determinación del error  $\sigma_1$  de cada una se presenta como porcentaje del valor de *b* calculado (Figura 3.5.3).

En el caso de la etapa previa (Figura 3.5.2, paneles superiores), para el catálogo SSN (izquierda) observamos una transición paulatina entre valores de  $b \sim 0.8$  en el interior de la zona entre los  $32^\circ$ - $36^\circ$ S hasta valores inferiores (incluso menores a 0.4) desde la zona epicentral hacia el SW. Dicha transición tiene orientación NNW-SSE y está centrada un poco más al norte de los  $36^\circ$ S. La zona al sur del epicentro posee una resolución considerablemente menor en esta área debido a la baja tasa de ocurrencia de sismicidad, como se evidenció en la densidad de sismos en el espacio (Figura 3.1.2).

Para el catálogo NEIC en esta etapa (Figura 3.5.2, panel superior derecho) tenemos que, al menos en un primer orden, se observa dicha transición NNW-SSE pero, con valores más altos en parte de la zona interior entre los  $32^\circ$ - $36^\circ$ S (desde  $b > 1.2$ ) hasta valores bajos alrededor de la zona epicentral ( $b \sim 0.6$ ). El cálculo de *b-value* posee una menor resolución espacial en el área epicentral y al sur de ésta, probablemente producto de una menor recuperación de eventos en la zona del *gap* sísmico y por una mayor magnitud de completitud para este subcatálogo.

Para el año posterior al terremoto (Figura 3.5.2, paneles centrales), tenemos que la distribución del cálculo de *b* se elonga en sentido N-S debido a que predomina la ocurrencia de sismicidad en la zona sismogénica, cubriendo el *gap* con la actividad de la secuencia de réplicas para todos los catálogos. En general se sigue observando una división en sentido NNW-SSE al norte de los  $36^\circ$ S en los tres catálogos, en particular para los correspondientes al SSN e IMAD. En ambos se exhibe una especie de comportamiento dipolar entorno a este límite, con valores de  $b \sim 0.7$  al norte y de  $\sim 0.4$  al sur para el catálogo SSN (Figura 3.5.2, panel central izquierdo); y con valores de *b* de 1.0-1.1 en la mayoría de la parte norte, con una sección elongada de  $b \sim 1$  entre  $36^\circ$ - $38^\circ$ S y  $71^\circ$ - $73^\circ$ W; y valores entre 0.4 y 0.8 en la zona al sur de la transición para el catálogo IMAD (Figura 3.5.2, panel central). El catálogo NEIC

para este periodo (Figura 3.5.2, panel central derecho) muestra valores  $b > 0.9$  en toda la extensión de cálculo sin una visible transición entre norte y sur.

Finalmente para la etapa posterior, que dentro de nuestro periodo de estudio sería una estimación de un postsísmico más tardío, tenemos que se conserva esta delimitación orientada NNW-SSE cerca de los  $36^{\circ}\text{S}$  para el cálculo con la sismicidad recuperada por el SSN-CSN (Figura 3.5.2, panel inferior izquierdo). Se observa, en primer lugar, una grilla con mucha mayor resolución, debido a la sismicidad un poco más uniforme en espacio. La zona norte se ve caracterizada por valores de  $b$  entre 0.8 y 0.9, mientras que el área al sur del epicentro, con valores entre 0.4 y 0.6. Para el caso del catálogo de NEIC (Figura 3.5.2, panel inferior derecho) el área donde es posible estimar el *b-value* es bastante acotada debido a su reducida sismicidad en esta etapa (ver también Figuras 3.1.2 y 3.1.11), además de presentar valores sobre 1.1 en casi toda la extensión resuelta.

Sobre el error, vemos que las mayores incertidumbres se encuentran en los extremos de las áreas donde se pudo estimar el parámetro, representando cerca del 15% del valor de  $b$ . En general los catálogos presentan hacia el interior de la zona de resolución, errores en torno al 5%, con excepción de dos casos (1) catálogo IMAD que posee los valores porcentuales más bajos de  $\sigma_1$ , de al rededor del 3% (Figura 3.5.3 panel central), mientras que (2) los catálogos NEIC para el año y etapa posterior presentan las mayores y más homogéneas incertidumbres (Figura 3.5.3, paneles central derecho e inferior derecho).

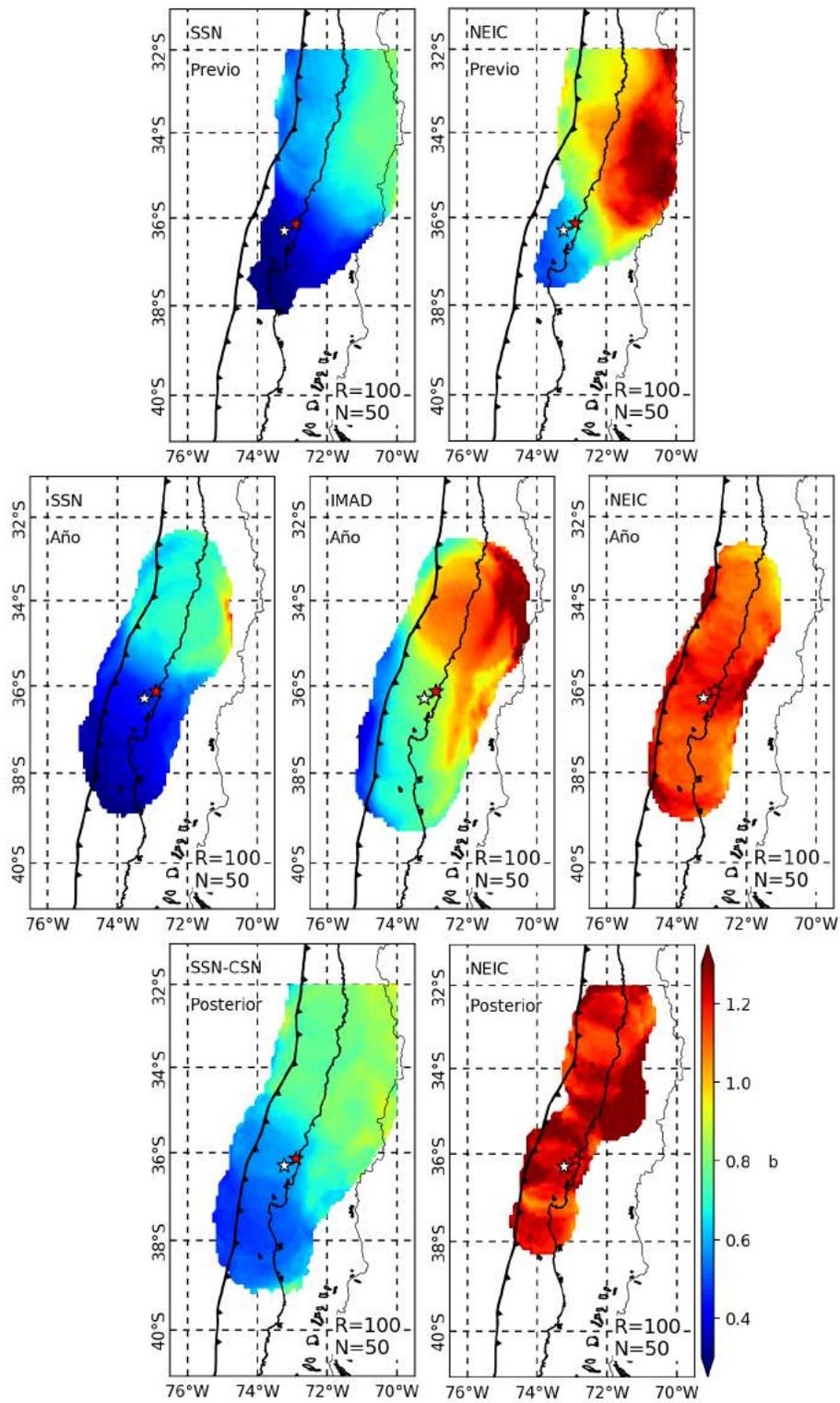


Figura 3.5.2: Mapas de  $b$ -value para los distintos catálogos (con  $M_{\text{comp}}$  fija), considerando la sismicidad filtrada por el *slab*.

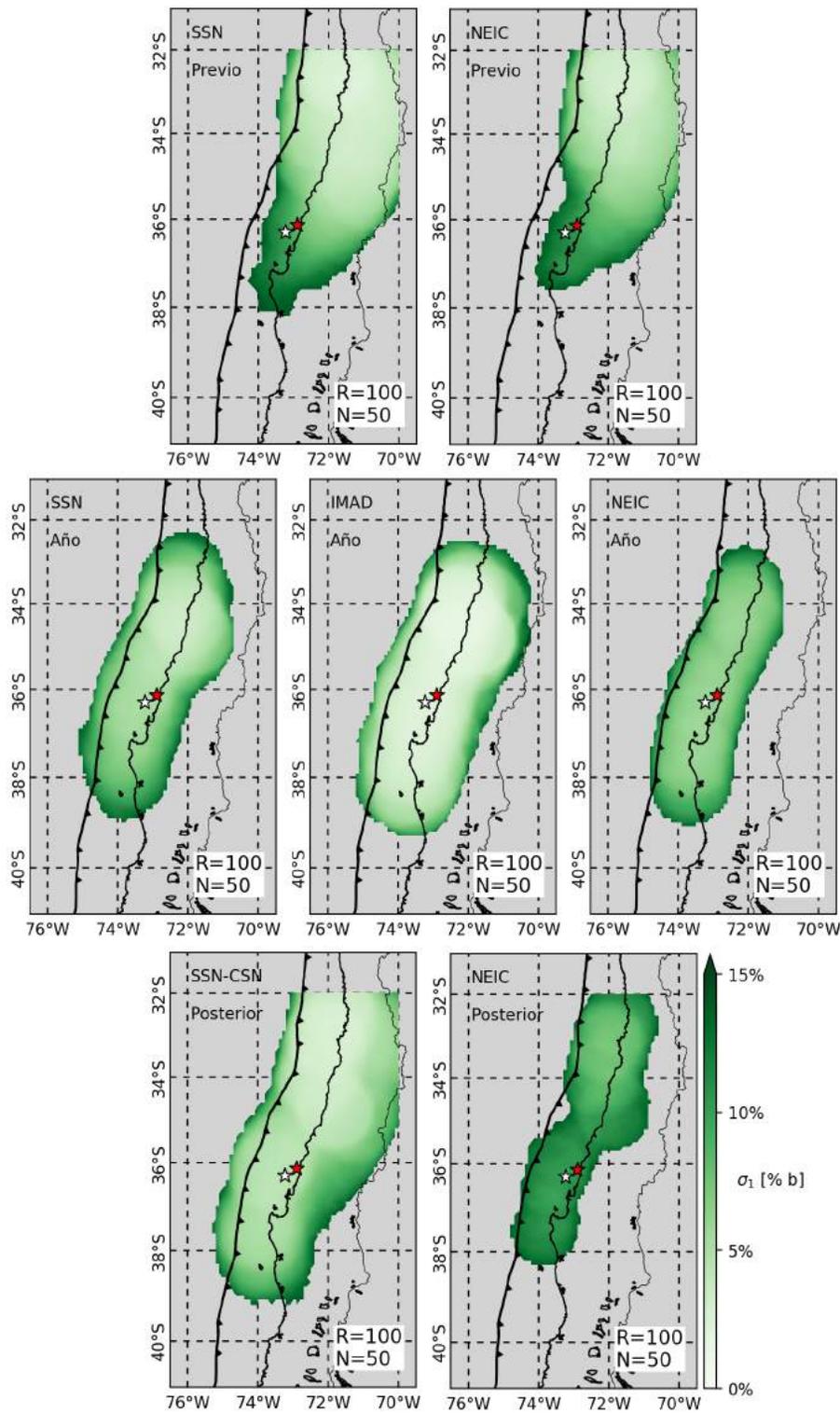


Figura 3.5.3: Mapas de error  $\sigma_1$  como porcentaje de las determinaciones de  $b$ -value para los distintos catálogos (con  $M_{\text{comp}}$  fija), considerando la sismicidad filtrada por el *slab*.

# Capítulo 4

## Discusión

### 4.1. De la naturaleza de los datos

Los tres catálogos considerados en el estudio representan tres ejemplos de distintos tipos de redes. El correspondiente a NEIC proporciona localizaciones y estimaciones de magnitud a partir de datos en su mayoría telesísmicos; SSN-CSN una red local cuyo despliegue en el territorio nacional tuvo variaciones importantes en las últimas dos décadas; y el catálogo de eventos generado por [Lange et al. \(2012\)](#) a partir de datos de la red IMAD, representa una red temporal local de gran cantidad de instrumentos y que integra técnicas de localización automática.

Luego de la revisión de cuatro trabajos principales donde se estudia el *b-value* en parte del margen Chileno, se tiene que dos de ellos han utilizado catálogos telesísmicos de NEIC ([Legrand et al., 2012](#); [Tassara et al., 2016](#)), mientras que los dos restantes estudiaron catálogos de redes temporales y locales ([Sobiesiak et al., 2007](#); [Schurr et al., 2014](#)).

#### NEIC

[Legrand et al. \(2012\)](#) señalan que deciden usar el catálogo telesísmico debido a que, aparte de ser el más adecuado dada la extensión temporal hacia el pasado de su estudio, habría demostrado ser un catálogo bastante completo en trabajos similares en otras zonas de subducción (como el de [Nuannin et al. \(2005\)](#) en el evento de Sumatra 2004), lo que es posible cuestionar, puesto que si bien la posición de las estaciones globales no varía dramáticamente en el tiempo, la cobertura de éstas es muy distinta respecto de Chile e Indonesia dadas las ubicaciones geográficas de ambos países, teniendo un *gap* instrumental mucho más reducido en el último caso y estaciones mucho más cercanas a la zona respectiva.

Por su parte Tassara et al. (2016) añaden que dadas estas casi nulas variaciones en despliegue de estaciones de la red global se podía considerar una red bastante homogénea para el análisis de variaciones espacio-temporales de sismicidad en Chile central, lo que es una realidad comprobada. Sin embargo se indagó por otras variaciones en la conformación del catálogo, motivado por (1) las evidentes diferencias y disminuciones en la sismicidad registrada por NEIC a lo largo del periodo que aborda esta investigación (sobretudo en los últimos años, ver Figuras 3.1.2 y 3.1.7) y (2) la imposibilidad de recuperar desde el catálogo global aquel de 1884 eventos utilizado por Tassara et al. (2016) (valiéndonos de los parámetros mencionados en dicho artículo, esto con el fin de testear la metodología en un inicio).

Examinando el catálogo descargado desde la plataforma de la USGS (*Search Earthquake Catalog*), que en su formato original proporciona información extra a la localización, se revisaron las columnas de datos ‘*status*’ donde todos los eventos se muestran en la categoría ‘*reviewed*’, añadiendo las fechas de sus últimas revisiones en la columna ‘*updated*’. La mayoría de la sismicidad entre el año 2000-2012 fue revisada a fines de 2014 y el resto entre 2014 y 2018. Esto posiblemente implica que al ser re-revisado el catálogo los reportes y su conformación varíen en el tiempo y no se puedan re-estudiar periodos con los mismos datos utilizados por otros autores, como la imposibilidad de recuperar el catálogo original utilizado por Tassara et al. (2016) desde los datos disponibles en la web.

También están disponibles en los datos las columnas ‘*locationSource*’ y ‘*magSource*’ que indican las fuentes desde las que se obtienen la localización y estimación de magnitud de cada uno de los eventos sísmicos, entre los que se muestran combinaciones de: ‘*guc*’ asociada al SSN-CSN, ‘*gcmt*’ Global CMT *Catalog*, ‘*us*’ correspondiente a USGS-NEIC, y en menor medida otras agencias. En la distribución de esta información en el tiempo hay notorios cambios (ver Figura 4.1.1); entre los años 2000-2008 las estimaciones eran en su mayoría provenientes desde ‘*guc*’, tanto localización como magnitud, luego de 2010 toman mayor uso la combinación (localización-magnitud) ‘*guc*’-‘*us*’ y ‘*us*’-‘*us*’, siendo esta última la que se utiliza casi íntegramente desde 2016. Esto indicaría que si bien la posición de las estaciones de

la red global tiende a ser estable en el tiempo, si ha cambiado la forma en que se combina la información para la conformación del catálogo, resultando que en los años recientes al parecer casi no se estarían usando las estimaciones nacionales para los reportes, convirtiéndose aparentemente en estimaciones puramente telesísmicas, a pesar de tener integrados los datos de redes nacionales a la red global.

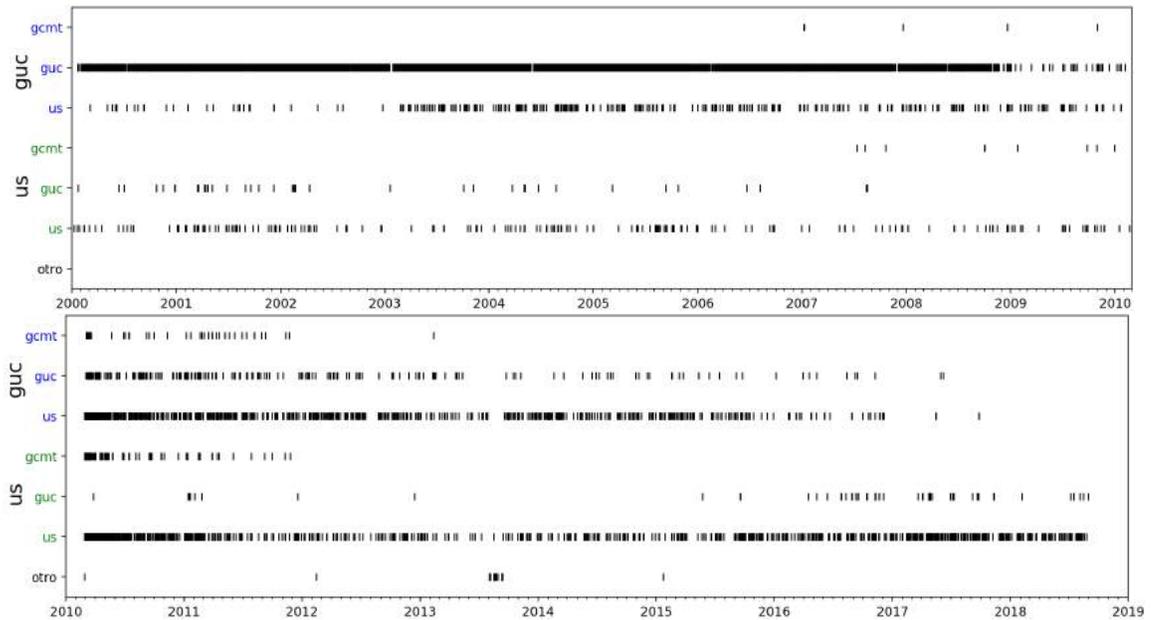


Figura 4.1.1: Combinación de fuentes de información de los registros NEIC-PDE en el tiempo, para la zona y periodo de estudio. Las siglas verticales representan la fuente de datos de localización y aquellas de color sus correspondientes combinaciones con las fuentes de estimación de magnitud.

### SSN-CSN

Tal como señalan [Madariaga et al. \(2010\)](#), el terremoto del Maule sorprendió a un Chile que no estaba preparado para un gran terremoto, ni contaba con una red sísmica capaz de registrar grandes eventos. En dicha oportunidad y como fue precisado por el SSN ([Barrientos, 2010](#)), hubo una caída en el funcionamiento de parte de la red posterior al *mainshock* debido a problemas con la transmisión de datos y alimentación energética de varias estaciones. Esta caída se observa claramente en las diferencias entre el catálogo nacional y el de NEIC ([Figuras 3.1.5 y 3.1.6](#)), donde el SSN los primeros tres días registra sólo un valor de  $\sim 50$  eventos diarios, mientras el catálogo global informa entre los 300 a 100 eventos diarios en el mismo periodo.

Estos problemas significaron la imposibilidad de catalogar de forma local (con el mayor alcance en magnitudes que esto implica, respecto de los datos telesísmicos) la ocurrencia más temprana de réplicas, resultando al menos entre los días 27/02-03/03 en un registro del orden de 500 eventos menos que el catálogo global para la misma zona; lo que es verificable en la distribución espacial de estas réplicas en ambos catálogos (Figura 4.1.2, paneles superiores), estando todas las localizaciones del SSN ubicadas en la parte norte de la ruptura (más precisamente al norte de los 36°S). Además esto implicó no poder registrar de forma local la mayor réplica del terremoto del Maule, el evento  $M_w7.4$ , de mecanismo normal, ocurrido costa afuera de la Península de Arauco, del cual sólo hay registro en catálogos globales (NEIC y CMT *Catalog*, Figura A2.1). Este hecho en otras circunstancias podría ser de especial cuidado para el manejo de “desastres”, si bien en este caso la ocurrencia del *mainshock* fue sucedida de réplicas no tsunamigénicas, en un escenario similar al caso de la secuencia de terremotos Concepción-Valdivia 1960, tener una caída en parte de la red tendría fuertes implicaciones en las acciones de respuesta de organismos técnicos ante eventos tsunamigénicos posteriores.

Los problemas con el funcionamiento de la red se subsanan por completo 10 días después de ocurrido el terremoto (Barrientos, 2010), rasgo observable en la distribución de sismicidad de ambos catálogos desde el 04/03 hasta fines del mes de marzo (Figura 4.1.2, paneles inferiores), donde el SSN recupera más eventos que el catálogo global, que es lo esperado; incluyendo además una gran densidad de eventos entre los 33°-35°S en sentido NNW-SSE, relacionados con la secuencia de los terremotos corticales de Pichilemu desde el 11/03/2010.

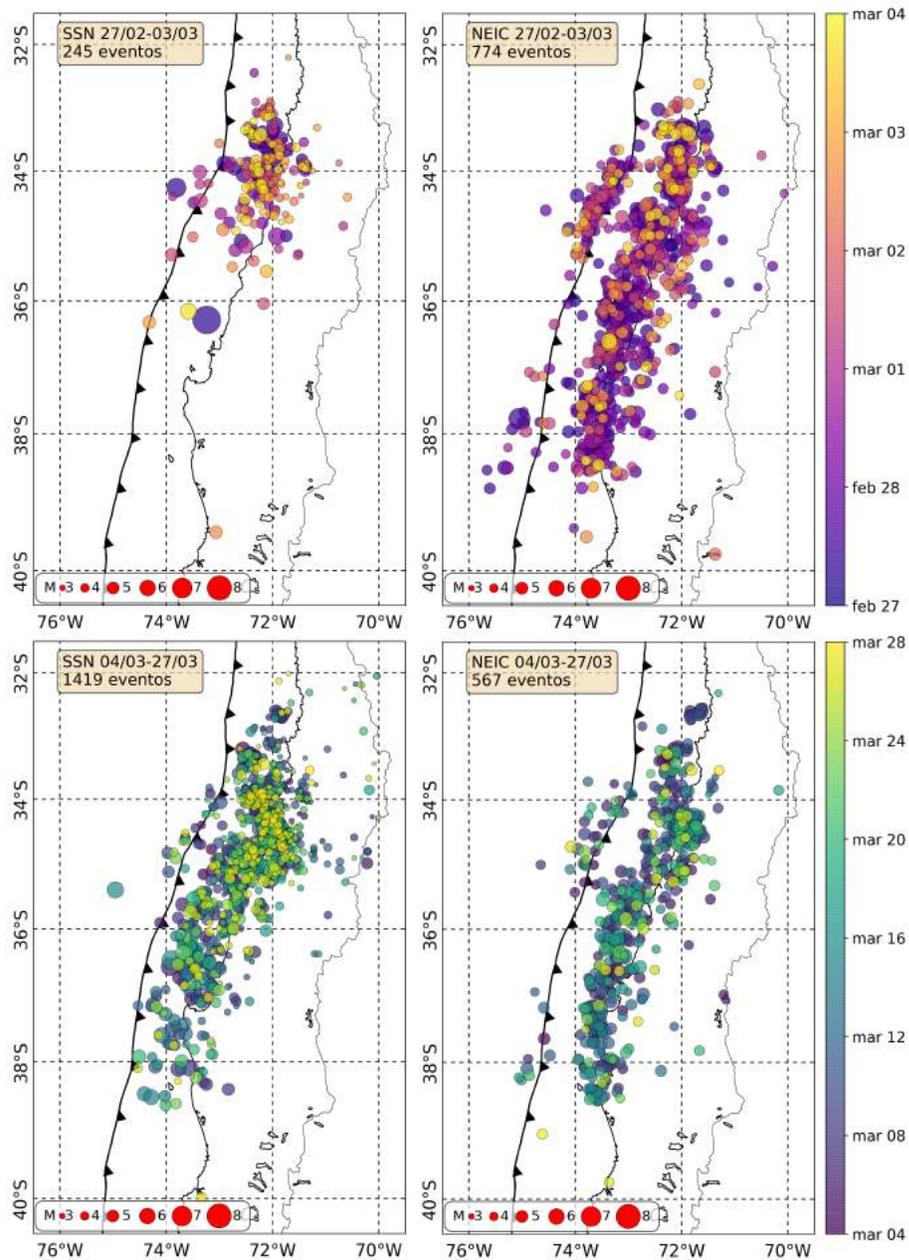


Figura 4.1.2: Distribución espacial de sismicidad en la etapa más temprana de réplicas, contraste entre los catálogos SSN (paneles a la izquierda) y NEIC (paneles a la derecha). En color la temporalidad de la ocurrencia de los sismos, (paneles superiores) registro de los 5 días luego del *mainshock* (27/02/2010-03/03/2010 inclusive), (paneles inferiores) reportes de los días posteriores hasta cumplirse un mes luego de la ocurrencia del *mainshock* (04/03/2010-27/03/2010 inclusive).

La creación del Centro Sismológico se conjugó con el reconocimiento de la gran necesidad de mejorar la instrumentación sismológica en Chile, lo que implicó grandes cambios en la red C durante el periodo de estudio. Según la información de la temporalidad de diseño del funcionamiento de cada estación<sup>1</sup> disponible en IRIS (Figura 4.1.3), en el territorio nacional previo al evento del Maule había cerca de una decena de equipos de esta red que llevaban varios años de registro, los que en su mayoría operaron hasta 2011-2012 (estaciones IHA, PEL1, CL2C, entre otras). Paralelamente se instalaron unas 15 estaciones (aquellas con nombres SD-ST) de forma temporal entre los 30°-35°S, dejando de registrar lamentablemente sólo días antes del gran terremoto, según IRIS. Algunos días y meses después del *mainshock* del Maule se instalaron cerca de una decena de estaciones, sobretodo en el área de ruptura del terremoto, de las cuales varias siguen funcionando hasta el día de hoy.

Otro importante avance fue el despliegue de la nueva red C1. Luego del terremoto del Maule, se instaló una gran cantidad de estaciones en todo el territorio nacional (ver Figura 4.1.4), lo que significó que en algunas zonas se duplicara o triplicara la cantidad de instrumentación, como es el caso de las regiones de Magallanes y Aysén o de la zona entre los 20°-25°S donde se instalan tres nuevas estaciones que complementan el registro de la red IPOC en el área. Sin embargo este nuevo despliegue no es homogéneo en el territorio, con una mayor densidad de equipamiento en la zona centro-sur de Chile, concentrándose casi 50 estaciones entre los 30°-40°S (replicando también la distribución centralizada de los equipos de la red C). A pesar de que ésta área incluye a nuestra zona de estudio, la distribución de estaciones tampoco es homogénea, concentrándose principalmente entorno a la ciudad de Santiago, y en un segundo grupo entre los 38°-42°S, dejando zonas menos cubiertas como por ejemplo parte de la región del Bío-Bío.

---

<sup>1</sup>Esto quiere decir, las fechas de inicio y fin de registro, no incluye posibles caídas repentinas de la transmisión o funcionamiento de la estación.

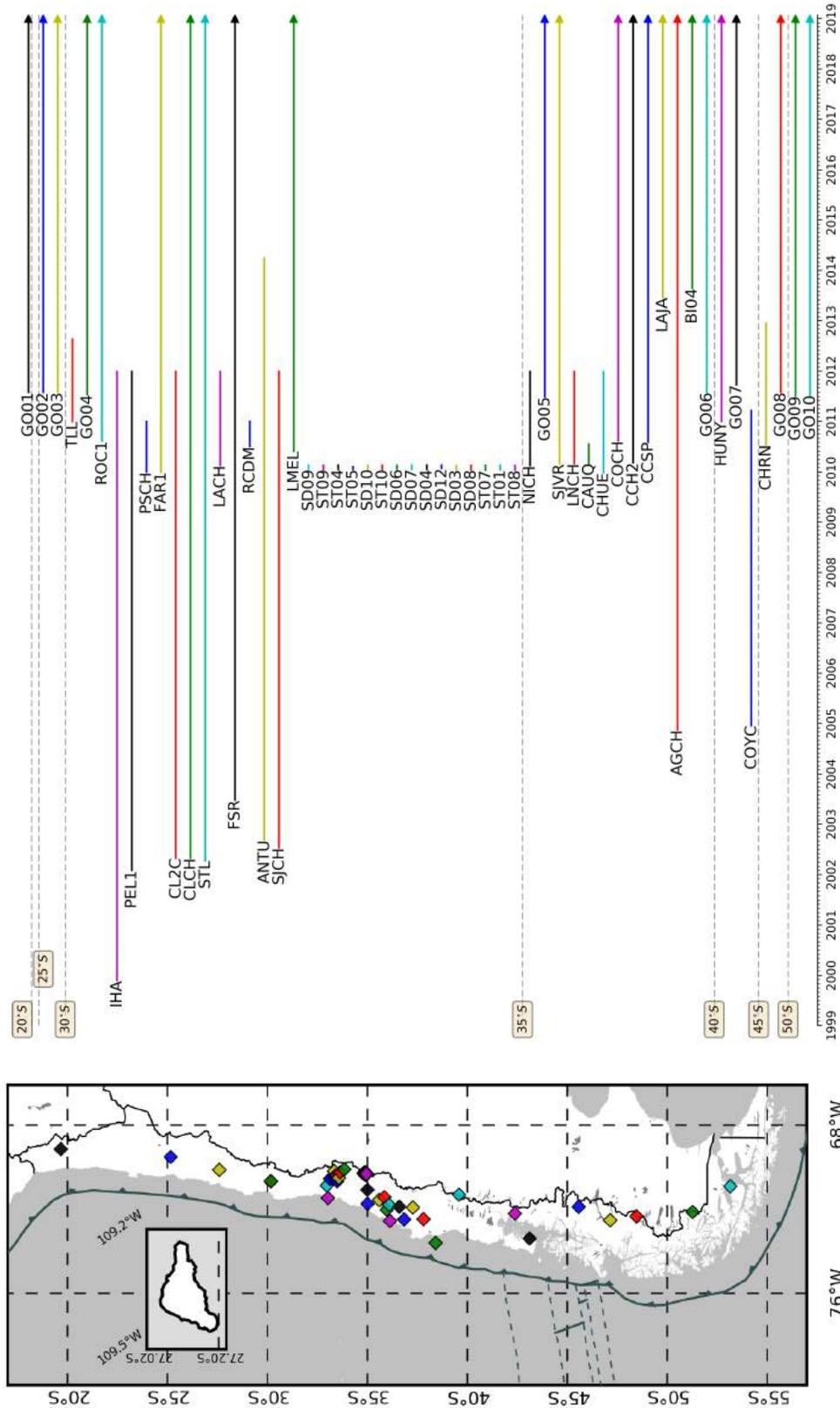


Figura 4.1.3: Distribución espacial y temporalidad de diseño de las estaciones sísmológicas de la red C (fuente IRIS). (Panel izquierdo) Mapa de las 54 estaciones en el territorio, incluyendo los principales rasgos tectónicos del margen Chileno, (panel derecho) funcionamiento general de las estaciones en el tiempo detalladas en latitud, las flechas finales indican que se establece un funcionamiento hasta el 31/12/2599. Los colores de los símbolos en ambos paneles son asignados por latitud a cada estación.

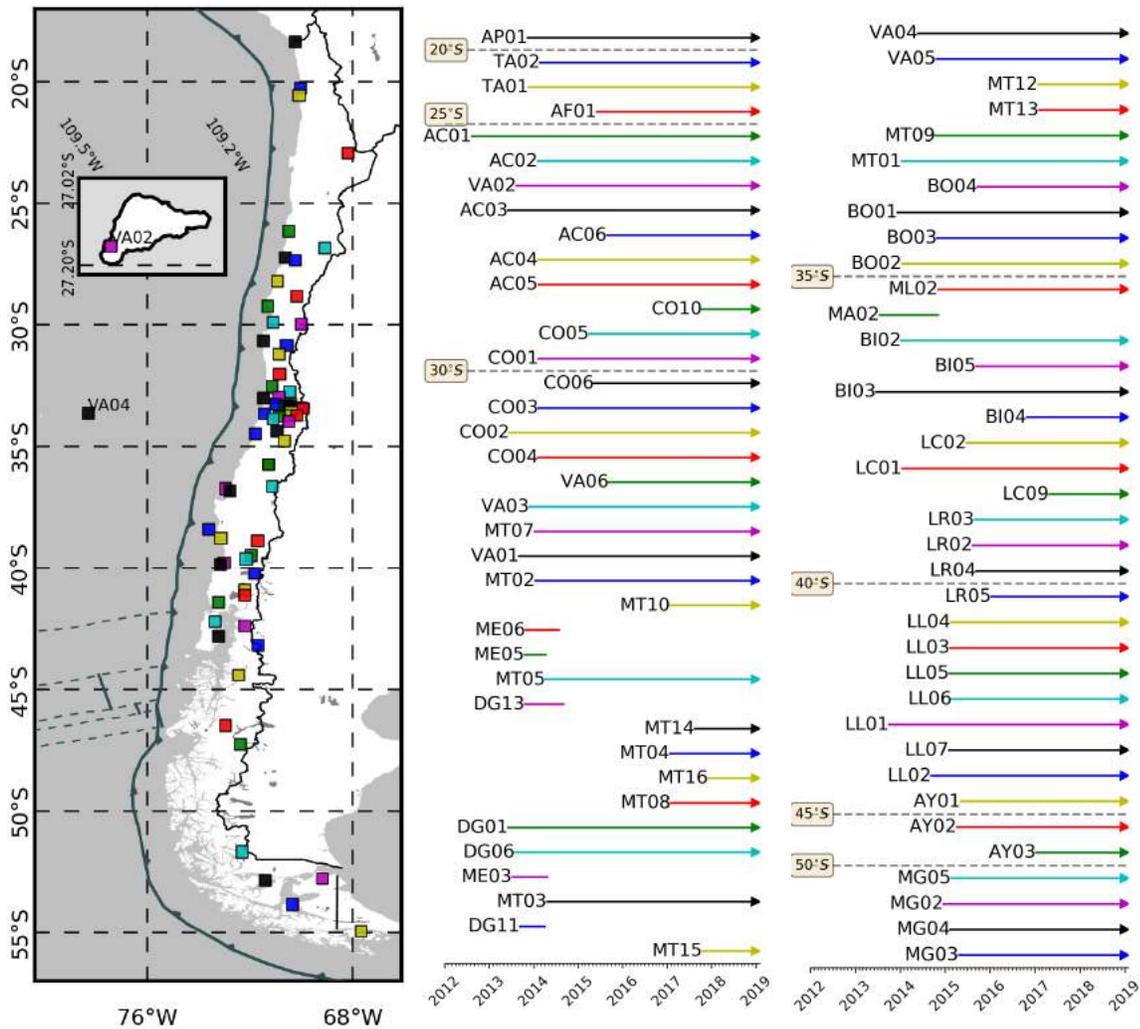


Figura 4.1.4: Distribución espacial y temporalidad de diseño de las estaciones sismológicas de la red C1 (fuente IRIS). (Panel izquierdo) Mapa de las 76 estaciones en el territorio, incluyendo los principales rasgos tectónicos del margen Chileno, (panel derecho) funcionamiento general de las estaciones en el tiempo detalladas en latitud, las flechas finales indican que se establece un funcionamiento hasta el 31/12/2599. Los colores de los símbolos en ambos paneles son asignados por latitud a cada estación.

## IMAD

Respecto al caso del catálogo local de la red IMAD, éste debido al gran despliegue de estaciones, según lo detallado por Lange et al. (2012), logra resoluciones bastante uniformes con errores en la horizontal de entre 0-5km en gran parte del antearco, incluidos varios kilómetros costa afuera. En particular estas mediciones de incerteza son bastante buenas en latitud, dada la distribución uniforme de

las estaciones en el área, cubriendo también gran parte de la zona entre la costa y la fosa sobretudo al sur, frente a la Península de Arauco, mientras que en profundidad los errores también son bastante bajos en la mayoría de la zona de estudio.

En síntesis, tenemos que el catálogo global NEIC además de mostrar cambios en las fuentes de información en que basa sus reportes, la actualización de los datos de localización incluso años después de la ocurrencia de los sismos, no siempre precisa los tipos de magnitud de las estimaciones que integran el catálogo (como se observó en la Sección 3.2, reporta eventos con magnitud ‘m’), haciendo que la recuperación de los catálogos utilizados en estudios anteriores sea incompleta.

De todas las redes del estudio, aquellas asociadas al SSN-CSN, sin duda son las que han tenido las mayores variaciones temporales en su despliegue. Este drástico cambio en la cobertura instrumental en la zona de estudio puede, sin duda, afectar las estimaciones de *b-value*, pues al haber más estaciones a partir de determinado momento es posible registrar más sismos con un mayor alcance hacia menores magnitudes, lo que introduce cambios en la distribución frecuencia-magnitud de eventos sísmicos, y con ello una variación en la magnitud de completitud.

Una configuración como la que representó la red IMAD es lo más cercano al caso ideal para el estudio de terremotos en Chile, sobretudo por la calidad y bajos errores de localización que es posible alcanzar con una red tan densa y homogéneamente distribuida en un territorio cuya localización en la zona de subducción es mermada fuertemente por la falta de datos al oeste de la fuente sísmica (otro ítem que debe abordarse en Chile).

Llama la atención al estudiar la distribución actual de las estaciones de redes chilenas que justamente la zona del *gap* Concepción-Constitución, que tanta atención atrajo en la literatura de los años 90’s, es la menos cubierta por estaciones en Chile Central. Si bien dada la extensión temporal del ”ciclo sísmico” el interés actual recae en las zonas de Valparaíso y las regiones de Los Ríos y Los Lagos, debería instrumentarse de igual forma esta área. Algunos motivos son:

1. Su borde costero está densamente poblado.
2. Es una zona que concentra gran parte de la actividad económica e industrial del sur de Chile, la cual depende enormemente de sus puertos.
3. Poder evaluar con datos actuales si es efectivamente una zona con “quietud sísmica” natural y característica en los periodos intersísmicos o el efecto observado en este y otros estudios es dada la reducida cobertura instrumental.
4. Avanzar en el entendimiento de los procesos que ocurren en esta zona del *megathrust* con nuevos datos, como por ejemplo, la generación de modelos de velocidad de mayor resolución y ahondar en el posible rol de barrera sísmica de la Península de Arauco.

Respecto del tercer punto, haber tenido una red sísmica y geodésica más densa cerca de la zona epicentral y al sur, sin duda habría ayudado a dilucidar si efectivamente este gran terremoto tuvo alguna secuencia precursora como proponen [Madariaga et al. \(2010\)](#) o algún tipo de movimiento o inestabilidad previa, dado que terremotos más recientes han mostrado intensas secuencias de *foreshocks* y/o movimientos lentos antes de la ocurrencia de un terremoto mayor (en Chile, casos de Iquique  $M_w$ 8.1 2014 y Valparaíso  $M_w$ 6.9 2017).

## 4.2. Homogeneización de catálogos sísmicos

En el desarrollo de esta investigación se utilizaron catálogos compuestos por reportes de varios tipos de magnitud. En particular dos de dichos catálogos contenían eventos con más de una magnitud calculada, lo que permitió plantearnos la posibilidad de esbozar un cálculo de conversión entre distintas escalas para la zona y periodo de estudio.

Adicional a las variaciones y mejoras en el despliegue de estaciones de las redes del SSN-CSN que tratamos en la sección anterior, se tiene que para esta agencia hay un cambio gradual en las magnitudes calculadas en el tiempo (Figuras [A2.14-A2.16](#)). El periodo entre los años 2000-2009 se caracterizó por un amplio uso de

magnitud de coda (Figura 3.2.1), sumado a un cambio en 2010 donde cae en desuso y es reemplazada por reportes de magnitud local que posee casi la totalidad de los datos, además del uso creciente de la magnitud de momento, llegando a representar un 4% de los reportes anuales totales para la zona (Figura 3.2.2), probablemente debido a la necesidad de constreñir de mejor forma la magnitud de grandes eventos asociados a las réplicas del terremoto del Maule y al avance en los métodos usados en respuesta temprana en Chile.

Sobre la metodología para homogeneizar los catálogos, si bien mínimos cuadrados ha sido ampliamente utilizado para este fin, los estudios de [Castellaro et al. \(2006\)](#) han demostrado una mejor y más correcta relación entre magnitudes con la regresión ortogonal. Esto debido a que el primero requiere que los datos presenten una distribución normal, lo cual no corresponde al caso de las magnitudes sísmicas. En consecuencia, se prefirió este procedimiento para la homogeneización de magnitudes.

Respecto a los estudios de *b-value* revisados, [Legrand et al. \(2012\)](#) señalan que los datos globales que utilizaron para su trabajo en el margen Perú-Chile contenían magnitudes  $M_s$ (13%),  $M_w$ (11%),  $m_b$ (76%), y no aplicaron algún tipo de conversión pues podía introducir un sesgo en los datos, especialmente en regiones donde las relaciones entre magnitudes son desconocidas. Este hecho puede también fundarse en que utilizaron el catálogo global, que muy probablemente no registraba pares de distintas estimaciones de magnitud para un mismo evento, además de no estar muy claro si se utilizaba alguna fórmula particular para las magnitudes en Sudamérica; sin embargo [Legrand D. \(pers. comm., noviembre, 2018\)](#) nos sugirió para esta investigación implementar una homogeneización, en parte pues eran datos más actuales y al comparar catálogos podía ser valioso intentar aunar criterios.

## 4.3. *b-value* para el terremoto del Maule

### 4.3.1. Respecto de la Metodología

En el desarrollo de esta investigación se buscó un criterio más cuantitativo para elegir los parámetros de cálculo  $R$  y  $N_{min}$ , más allá de la inspección visual de la resolución espacial y suavizamiento de distintos *test*, como han realizado otros trabajos. En consecuencia se evaluaron los errores para apoyar dicha estimación, determinando aproximadamente qué  $R$  y  $N_{min}$  tenían valores de error moderado en cada sub-catálogo, y que a la vez mantuvieran una buena cantidad general de eventos en el cálculo. Si bien esta aproximación valida una elección más objetiva de los parámetros, sería importante en análisis futuros constreñir de mejor forma este criterio, como por ejemplo añadir factores como la cantidad final de puntos de grilla analizables en nuestra discretización, como proponen [Zakharova et al. \(2017\)](#).

Para los cálculos de la magnitud de completitud y el *b-value* se utilizó el programa *b-estimator* ([Soto-Parada, 2018](#)), que surge como una alternativa en código al uso de otros *softwares* como ZMAP ([Wiemer, 2001](#)) (el cual es ampliamente utilizado en la literatura revisada en este trabajo).

*b-estimator* posee varias ventajas, como ser un código unificado en todos sus procesos y definir una geometría muy clara del problema, adaptable a una zona de estudio cuadrada. Sin embargo requiere mejoras en aspectos de uso: (1) los programas que utiliza dependen fuertemente de las versiones sugeridas, algunas de difícil instalación; (2) la versión v1.0 no está del todo desarrollada para ser amigable con el usuario, al no considerar comentarios respecto a los procesos, por lo que su estudio y análisis tomó bastante tiempo, sobretodo considerando que incluye códigos de distintos lenguajes de programación; (3) es necesario actualizar a las versiones de *python* más recientes para evitar que algunos procesos queden obsoletos; (4) sería muy enriquecedor poder incluir distintas metodologías de estimación de  $M_{comp}$ , paramétricas y no paramétricas para dar más robustez a los resultados.

### 4.3.2. Magnitud de Completitud

La distribución de frecuencia-magnitud (FMD) de eventos sísmicos dadas con la aproximación de Aki (1965) (Figura 3.5.1) en general parecen comportarse mejor en el caso de NEIC, mientras que las correspondientes al SSN-CSN muestran rectas que no representan tan bien los datos hacia las mayores magnitudes. Este efecto se debe al tipo de catálogos que estamos contrastando y a dificultades en la determinación de la magnitud de completitud en éstos. Por una parte el carácter telesísmico de NEIC causa que prevalezcan reportes de eventos de mayores magnitudes y con ello una estimación de  $M_{\text{comp}}$  mucho más conservadora, estando este umbral ya inserto en la parte más lineal de la curva; mientras que en el catálogo SSN en su etapa previa, para el rango de magnitudes inmediatamente mayores al *bin* que presenta el máximo en la frecuencia de eventos (donde el criterio de Máxima Curvatura determina la completitud) hay variaciones graduales de la curva de cantidad acumulativa (que es el objeto del ajuste); en consecuencia la  $M_{\text{comp}}$  en este caso es subestimada lo que genera que para grandes magnitudes el ajuste no retrate de buena forma el comportamiento lineal por sobre ajustar el principio de la curva.

El motivo de esta curvatura gradual es que el catálogo probablemente sufre cambios en su conformación, ya sea por variaciones en la red que registra o porque existe una heterogeneidad intrínseca en la magnitud de completitud de los datos. En el caso del SSN en la etapa previa puede ser una combinación de ambos fenómenos; ya que tenemos una red con variaciones en su despliegue y con una clara diferencia de capacidad de detección entre la zona norte y sur del área de estudio que incide bastante en las magnitudes medibles, además de una clara diferencia en la tasa de ocurrencia de sismos entre estas áreas de la zona de estudio dado el *gap* Concepción-Constitución.

Este efecto de subestimación de  $M_{\text{comp}}$  también ha sido descrito en la literatura, particularmente por Mignan and Woessner (2012), quienes confirman que anexo a la gran y directa aplicabilidad del método, el criterio de máxima curvatura (MAXC) en estos casos de curvas graduales estima una magnitud de completitud menor a la esperada, en consecuencia, ante casos con esta "horizontalidad" en el principio de la

curva acumulativa recomiendan utilizar otros métodos paramétricos (es decir, basados en el ajuste de la FMD; Figura 2.3.4) para determinar el umbral, los que sin duda podrían ser incorporados en estimaciones futuras de este parámetro.

Respecto al análisis espacial de la magnitud de completitud de los catálogos, el estudio de [Legrand et al. \(2012\)](#) incluye un mapa de  $M_{\text{comp}}$  para sus datos NEIC en el margen Chileno. Si bien estos resultados son de un catálogo que abarca desde 1973 hasta justo antes del terremoto de 2010, podemos compararlos con los obtenidos en nuestro análisis para el catálogo global en el periodo previo al terremoto (Figura 3.4.1, panel superior derecho) que sería el más homólogo.

En este contexto obtenemos una resolución espacial similar (para la zona), remarcándose en ambos casos que las mayores  $M_{\text{comp}}$  están concentradas en el extremo sur del área de estudio en torno a los  $M \sim 4.8$ . Para la porción norte, nuestro análisis muestra valores de  $M \sim 3$  en la zona entre  $32^\circ$ -  $35^\circ$ S (Figura 3.4.1, panel superior derecho), mientras que sus resultados dan a Chile Central una magnitud  $M \sim 4.2$  generalizada. Estas diferencias en magnitud de completitud, además de las discrepancias del periodo de estudio considerado en ambos análisis, puede deberse al tipo de técnica utilizada para la estimación de  $M_{\text{comp}}$ ; en nuestro caso el criterio no paramétrico de Máxima Curvatura (MAXC), mientras que [Legrand et al. \(2012\)](#) utilizaron el software ZMAP ([Wiemer, 2001](#)) el cual determina  $M_{\text{comp}}$  mediante un criterio paramétrico de Bondad de Ajuste (GFT, el cual analiza cambios en el ajuste de la FMD). Tal como se mencionó anteriormente, hay diferencias en el desempeño de ambos tipos de aproximaciones, registrándose que técnicas no paramétricas como MAXC subestiman  $M_{\text{comp}}$  en catálogos que presentan heterogeneidades propias de su completitud, como sería el caso de la zona del Maule.

### 4.3.3. *b-value*

Para calcular el *b-value* y sus variaciones respecto de la ocurrencia del terremoto del Maule se determinó aislar la sismicidad relacionada a la placa subductante con el modelo de *Slab 2.0*. Nuestro criterio de +5km, -25km, de 30 km de espesor no selecciona únicamente la actividad de la interfaz de placa, sino muy probablemente también la sismicidad intraplaca; sin embargo con los datos utilizados, describir un criterio más restrictivo no resultaba razonable dado que la calidad de las estimaciones de localización en profundidad de los hipocentros no siempre fue conocida (información que no era parte de todos los catálogos). Si bien [Legrand et al. \(2012\)](#) definen un criterio  $\pm 15$  km para evadir esta sismicidad intraplaca, tenemos la comparación de ambas perspectivas aplicadas a nuestros datos ([Anexo B2](#)), con resultados muy similares para los distintos sub-catálogos, por lo que ambos criterios tienden a incluir parte de la sismicidad intraplaca.

Sin duda se podría aplicar un criterio que aproxime más exactamente la interfaz, considerando errores en profundidad que sean, ojalá, cada vez menores para nuevos datos, dadas las posibles mejoras en la conformación de las redes locales.

Respecto a las secuencias sísmicas que se registraron en el periodo de estudio de casi 20 años (descritos en detalle en la [Sección 3.1.1](#)), con el criterio de *Slab 2.0* se eliminaron aquellos *clusters* que correspondían a fuentes corticales; sin embargo, las secuencias en el contacto interplaca no fueron removidas. De todas estas series de eventos, la más importante es la relacionada a la sismicidad de la zona de Pichilemu, posterior a la ocurrencia del terremoto  $M_w 8.8$  del Maule 2010, la que probablemente no fue extraída del todo con nuestro criterio, pues los perfiles de dicha actividad sísmica muestran que el *cluster* surge desde las cercanías del contacto interplaca hasta su extensión más superficial ([Farías et al., 2011](#); [Lange et al., 2012](#)).

Estos eventos pudieron influir en parte de la determinación de  $b$  y  $M_{\text{comp}}$  para el área cercana a los  $34^\circ\text{S}$  dado que responden a un mecanismo completamente diferente (como veremos más adelante). En análisis futuros sería conveniente incluir alguna

metodología de *de-clustering*, para evaluar resultados con y sin estas secuencias para evaluar su incidencia.

Evaluando los resultados de forma general, tenemos que la determinación del *b-value* muestra también una dependencia del catálogo del cual se estima (Figura 3.5.2), no tan solo en resolución espacial como es de esperar, sino también en los valores obtenidos, donde tenemos que para una misma etapa de estudio, distintos catálogos difieren en los resultados, por lo que cualquier interpretación debe ser tomada con mesura.

Dado que en el margen Chileno existen pocos estudios de este parámetro y la mayoría considera un periodo de tiempo de pocos meses/años, la ocurrencia del terremoto del Maule y los cambios que significó para la mejora de los datos resultó ser una buena oportunidad para testear si el *b-value* sólo revela el *stress* en una zona o también es alterado por la calidad de los datos sísmicos, además de ser el primer análisis para un terremoto con catálogos modernos de gran extensión y cantidad de eventos antes y después de un *mainshock* en Chile.

Considerando lo anterior, si examinamos los resultados principales del *b-value* de este estudio (para cada sub-catálogo con magnitud de completitud fija, Figura 3.5.2), si bien las grillas muestran diferentes estimaciones para la zona resuelta, observamos que en una primera aproximación expresan dos rasgos generales:

- Diferencias claras entre la zona norte y sur de la ruptura, tendiendo a altos y bajos valores de *b*, respectivamente.
- Un patrón divisorio de estos comportamientos opuestos, en sentido NNW-SSE al rededor de los  $\sim 36^{\circ}\text{S}$ .

Estos rasgos son visibles en 5 de los 7 sub-catálogos, siendo los restantes los correspondientes a las etapas del año y posterior para el catálogo global NEIC, los cuales, al menos en nuestra paleta de colores, se ven casi homogéneos con valores iguales o superiores a  $b = 1.1$ . En particular el catálogo global proporciona muy pocos eventos posterior a la ocurrencia del terremoto para la zona central de Chile

(Figuras 3.1.2, 3.1.7, 3.1.11), lo cual también incide en que la determinación de su magnitud de completitud varíe drásticamente hacia el final del periodo total de estudio (Figura 3.4.1). En razón de lo expuesto (también en la Sección 4.1), es que las determinaciones de NEIC en sus últimas etapas, en comparación a las otras agencias, son las que según nuestra evaluación tienen menor calidad.

A esta observación se agrega el hecho que en torno a los 34°S hay una marcada zona de alto *b* coincidente a la ocurrencia de la secuencia de Pichilemu, mayormente visible en el catálogo IMAD para el año, (Figuras 3.5.2 y B2.4), lo que concuerda con sismicidad de réplicas y con la característica de altos *b-values* para eventos de mecanismo normal (Schorlemmer et al., 2005).

Respecto de los otros 5 sub-catálogos, si bien hay influencias por la sub-determinación de  $M_{\text{comp}}$  en la etapa más temprana del SSN, el rasgo de menores *b-values* (de incluso  $b \sim 0.4$ ) en la zona sur de la ruptura respecto de mayores valores hacia el norte (0.7-1.2) emerge como una característica más o menos independiente en el tiempo (Figura 3.5.2), las que también son observables en los resultados con magnitud de completitud libre, separados respecto del *slab* (Figuras B2.1, B2.2, B2.3, B2.4 y B2.6).

Si analizamos la zona cercana al epicentro (Figura 3.5.2), tenemos que ésta, previo a la ocurrencia del terremoto, mostraba un área de extremos bajos *b* (0.5-0.4, para los catálogos del SSN y NEIC previos). Posterior al evento, además de aumentar el área donde tenemos resolución producto de la ocurrencia de réplicas en la zona sismogénica, el SSN también muestra valores de  $\sim 0,4$ , mientras que la red IMAD muestra *b-values* de 0.8 aproximadamente, aumento que tendría sentido con lo documentado para secuencias de réplicas (Suyehiro, 1964). Para la ventana posterior al año del *mainshock* en esta zona el valor de *b* permanece bajo, con resultados de  $\sim 0,6$ , lo que de ser un efecto real podría indicar un proceso de *healing* en la falla, es decir, un retorno rápido a la acumulación de esfuerzos en el área; lo que correspondería a una aspereza de alto *stress* en la zona de subducción.

En contraste, el área norte de la ruptura, que concuerda con la zona de mayor deslizamiento cosísmico (Moreno et al., 2012) presenta sistemáticamente mayores valores de  $b$  que el área sur, es decir, representaría una zona de menor *stress*. Tassara et al. (2016) analizan patrones similares de  $b$  (con valores más altos que los resueltos por nuestro desarrollo) para las réplicas del terremoto del Maule, relacionando estos mayores valores en la zona norte de la ruptura con una corteza oceánica muy fracturada subductando al norte de los 35.5°S, capaz de absorber gran cantidad de fluidos, los que percolan en el sistema aumentando la presión de poros. Por su parte Maksymowicz et al. (2015) y Maksymowicz (2015), describen la zona norte de la ruptura del evento  $M_w$ 8.8 como una zona de bajas densidades en la cuña y con una baja fricción basal efectiva  $\mu_b$  (con valores de  $\mu_b = 0.385$ , mientras que en la zona sur de la ruptura estiman valores de  $\mu_b = 0.465$ ). Ambas observaciones indicarían una zona con un bajo *shear stress* o cizalle paralelo a la falla; es decir, el esfuerzo que debe ser superado para nuclear o propagar una ruptura.

Los resultados obtenidos en general están en sintonía con las observaciones para otros grandes terremotos (Schorlemmer and Wiemer, 2005; Nuannin et al., 2005; Nanjo et al., 2012; Legrand et al., 2012), donde se precisa que estos grandes eventos tienden a nuclear en zonas de bajo *b-value*. Sin embargo, nuestros resultados para la ruptura del *mainshock* del Maule difieren con algunas observaciones en otras zonas de subducción, que indican que las zonas de menores  $b$  corresponden a las de mayor *slip* cosísmico (Nanjo et al., 2012; Tormann et al., 2015), pues en el caso del Maule, todos los modelos convergen a mayores desplazamientos en el segmento norte, el cual muestra un persistente alto *b-value* respecto de la zona sur.

Si bien la forma en que se diseñó el estudio en torno al terremoto  $M_w$ 8.8 del Maule 2010 es única, dentro de los subcatálogos en estudio, existen dos trabajos en la literatura con los que podemos comparar algunos de nuestros resultados, pues consideraron periodos o datos similares. En la investigación de Tassara et al. (2016), se analiza la evolución del *b-value* de las réplicas (a partir del catálogo global, sin criterios de separación por profundidad), junto con el *afterslip* para la actividad postsísmica temprana del terremoto del Maule. Si bien la ventana de su análisis es

de 392 días, ésta abarca un periodo de tiempo bastante similar a nuestro catálogo "NEIC: Año posterior" sin discriminación por el modelo *Slab* 2.0 (Figura B2.5, primer panel).

En primer lugar, visualizamos la estimación de Tassara et al. (2016) en los límites de nuestros resultados (Figura B1.5), podemos evidenciar que los extremos de nuestro rango de *b*, con los que buscamos representar las variaciones de los 7 subcatálogos, se definieron de forma muy restrictiva para el límite de altos valores de *b*. De igual manera, comparando el catálogo más similar al del estudio (dado que no fue posible recuperar el catálogo original), tenemos que la mayor discrepancia se da en la zona norte del área de estudio, donde nuestro catálogo sin consideraciones en profundidad ((Figura B2.5, primer panel) muestra valores  $b \sim 1$ , a diferencia de la estimación de  $b \sim 1.4$  de los autores (Figura B1.5). Dado que utilizamos metodologías similares en los análisis, no es posible dar una respuesta certera a estas diferencias sin analizar más a fondo las posibles disparidades en la recuperación de datos originales, lo que no fue posible considerando los cambios periódicos en los reportes de NEIC.

El segundo caso es el estudio de Zakharova et al. (2017), donde analizan las variaciones espaciales de parámetros relacionados a la ocurrencia de réplicas y sus posibles relaciones con modelos de *slip* para el terremoto del Maule 2010 y Tohoku Oki 2011. En este estudio señalan utilizar el catálogo de la red IMAD conformado por el estudio de Lange et al. (2012) (aunque sin detalles de criterios para seleccionar la sismicidad ni cantidad total de eventos), sumado a algunos grandes eventos registrados por el CMT *Catalog* en los días que la red IMAD aún no comenzaba su registro. En general nuestros resultados para el catálogo "IMAD: Año posterior" son relativamente similares a los obtenidos en este estudio, en cuanto a la extensión del área donde logramos resolución para este catálogo y la zonificación de resultados de  $M_{\text{comp}}$  y *b*, con el rasgo más característico de menores *b* en la zona sur del área de estudio.

Finalmente, evaluando los resultados obtenidos según cada red sismológica, tenemos que si bien la mayoría de los estudios de *b-value* en el margen Chileno se han realizado con el catálogo NEIC (otros casos con redes locales), posterior al 2010 éste demuestra tener un menor registro de eventos dada la nueva forma de combinar información para integrar eventos a su catálogo (Figura 4.1.1). Aunque un catálogo local con una densa cantidad de estaciones sería el escenario ideal, no siempre es posible acceder a una configuración tan óptima de equipo sismológico y técnicas de procesamiento automático. Si bien la red del SSN-CSN muestra importantes y drásticas variaciones en su despliegue en el periodo de estudio (Figuras 4.1.3 y 4.1.4), para análisis de sismicidad reciente (al menos posterior al año 2013) recomendamos utilizar esta base de datos, pues si bien persisten zonas en el margen con menor densidad de estaciones, la conformación de la red actual es bastante más estable, situando a esta data en un nivel de calidad mayor que los datos actuales del catálogo global (al menos para la zona central de Chile).

#### 4.4. *b-value* como *stressmeter*

La literatura nos da cuenta de un gran número de observaciones sobre la Ley de Gutenberg-Richter, ley empírica que relaciona la frecuencia de ocurrencia y la magnitud de eventos sísmicos, en ambientes de subducción, fallas corticales, zonas de volcanismo activo, experimentos de laboratorio, sismicidad asociada a actividad hidrotermal y de minería. Posterior al estudio de Schorlemmer et al. (2005), dada la relación de *b* con el mecanismo de la fuente sísmica, se sitúa y confirma el parámetro como un *stressmeter*.

Si bien se han demostrado aspectos interesantes del *b-value* en las zonas de subducción, donde el margen Chileno no ha sido la excepción, creemos que es necesario cuantificar qué tan sesgados pueden ser nuestros resultados dados por las metodologías utilizadas y por la naturaleza misma de los datos en Chile. Nuestro análisis si bien muestra en general, un patrón de separación claro entre un comportamiento "dipolar" entre la zona norte y sur de la ruptura, que se solapa con observaciones de otros *proxys* friccionales de la zona de subducción, es necesario

---

advertir que dado que el *b-value* es un *proxy* de corto plazo, cambios profundos en la conformación de las redes que proveen la sismicidad son especialmente relevantes en los resultados.

Con los datos disponibles, creemos que el carácter de medidor de *stress* del *b-value* tiene restricciones para la zona central de Chile, que para ciertos periodos en torno a la ocurrencia del terremoto del Maule no se pueden evitar. Sin duda son necesarios nuevos análisis, considerando las propuestas metodológicas que hemos planteado, pero más aún es necesaria una cobertura sismológica homogénea del margen Chileno, para poder dilucidar sin sesgos instrumentales la sismicidad y su distribución espacio-temporal en la zona de subducción.

# Capítulo 5

## Conclusiones

Del cálculo del *b-value* de los tres catálogos SSN-CSN, IMAD y NEIC, para la región entre los 32°-40°S y periodo entre 2000-2018, se puede concluir que los resultados obtenidos para el terremoto del Maule nos muestran una zona sur con bajos *b-values*, mientras que la zona norte de la ruptura, que además concentró el área de mayor *slip* cosísmico, exhibe los mayores valores de *b*. Dicho patrón se muestra relativamente persistente en el tiempo, con una clara delimitación en sentido NNW-SSE en torno a los 36°S, coincidiendo con otras observaciones de cambios en el régimen friccional en la zona central de Chile.

La distribución espacial de las estaciones sismológicas influye fuertemente en la cantidad de sismos registrados y con ello en la magnitud de completitud observada para la zona y periodo de estudio. Para análisis de sismicidad reciente (posterior a 2013) en la zona central de Chile, se recomienda utilizar el catálogo nacional del CSN, en lugar del global NEIC.

Finalmente, nuestro análisis sugiere que el carácter de *stressmeter* del *b-value* posee restricciones ante redes sismológicas y catálogos sísmicos con alta variabilidad en su conformación, por lo que es necesario avanzar en una red con estaciones homogéneamente distribuidas en el margen Chileno.

## Bibliografía

- Aki, K. (1965). Maximum likelihood estimate of  $b$  in the formula  $\log n = a - bm$  and its confidence limits. *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.*, 43:237–239.
- Astiz, L. and Kanamori, H. (1986). Interplate coupling and temporal variation of mechanisms of intermediate-depth earthquakes in Chile. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76(6):1614–1622.
- Ayele, A. and Kulhánek, O. (1997). Spatial and temporal variations of seismicity in the horn of Africa from 1960 to 1993. *Geophysical Journal International*, 130(3):805–810.
- Barazangi, M. and Isacks, B. L. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *geology*, 4(11):686–692.
- Barrientos, S. (2007). Earthquakes in Chile. *The Geology of Chile*, pages 263–287.
- Barrientos, S. (2010). Informe técnico actualizado 27 de mayo 2010, terremoto Cauquenes 27 febrero 2010. Technical Report 1, Servicio Sismológico Nacional SSN, Santiago, Chile.
- Barrientos, S. E. and Ward, S. N. (1990). The 1960 Chile earthquake: inversion for slip distribution from surface deformation. *Geophysical Journal International*, 103(3):589–598.
- Båth, M. (1981). Earthquake magnitude—recent research and current trends. *Earth-Science Reviews*, 17(4):315–398.
- Beck, S., Barrientos, S., Kausel, E., and Reyes, M. (1998). Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction arc. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(2):115–129.
- Bedford, J., Moreno, M., Baez, J. C., Lange, D., Tilmann, F., Rosenau, M., Heidbach, O., Oncken, O., Bartsch, M., Rietbrock, A., et al. (2013). A high-resolution, time-variable afterslip model for the 2010 Maule  $M_w = 8.8$ , Chile megathrust earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 383:26–36.
- Bullen, K. E. and Bolt, B. A. (1985). *An introduction to the theory of seismology*. Cambridge University Press.
- Campos, J., Hatzfeld, D., Madariaga, R., Lopez, G., Kausel, E., Zollo, A., Iannaccone, G., Fromm, R., Barrientos, S., and Lyon-Caen, H. (2002). A seismological study of the 1835 seismic gap in south-central Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 132(1-3):177–195.
- Campos, J. and Kausel, E. (1990). The large 1939 intraplate earthquake of southern Chile. *Seis. Res. Lett.*, 61:135–145.

- Campos, J., Ruiz, S., Pérez, A., Ruiz, J., Kausel, E., Thiele, R., Saragoni, G., and Sepúlveda, S. (2005). Terremotos corticales de las melosas 1958, chusmiza 2001 y curicó 2004: Un análisis comparativo de los terremotos de northridge 1994 y kobe 1995. nuevos antecedentes para el peligro sísmico en chile. *Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica*, No. 9.
- Castellaro, S., Mulargia, F., and Kagan, Y. Y. (2006). Regression problems for magnitudes. *Geophysical Journal International*, 165(3):913–930.
- Cifuentes, I. L. (1989). The 1960 chilean earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B1):665–680.
- Cisternas, M. (2012). El terremoto de 1647 de chile central como un evento intraplaca: ¿otra amenaza para chile metropolitano? *Revista de Geografía Norte Grande*, (53):23–33.
- Cisternas, M., Carvajal, M., Wesson, R., Ely, L., and Gorigoitia, N. (2017). Exploring the historical earthquakes preceding the giant 1960 chile earthquake in a time-dependent seismogenic zone exploring the historical earthquakes preceding the giant 1960 chile earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(6):2664–2675.
- Clouard, V., Campos, J., Lemoine, A., Perez, A., and Kausel, E. (2007). Outer rise stress changes related to the subduction of the juan fernandez ridge, central chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B5).
- Comte, D., Eisenberg, A., Lorca, E., Pardo, M., Ponce, L., Saragoni, R., Singh, S., and Suárez, G. (1986). The 1985 central chile earthquake: A repeat of previous great earthquakes in the region? *Science*, 233(4762):449–453.
- Comte, D., Farías, M., Charrier, R., and González, A. (2008). Active tectonics in the central chilean andes: 3d tomography based on the aftershock sequence of the 28 august 2004 shallow crustal earthquake. In *International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice)*, number 7, pages 160–163.
- Comte, D., Haessler, H., Dorbath, L., Pardo, M., Monfret, T., Lavenu, A., Pontoise, B., and Hello, Y. (2002). Seismicity and stress distribution in the copiapo, northern chile subduction zone using combined on-and off-shore seismic observations. *Physics of the earth and planetary interiors*, 132(1-3):197–217.
- Comte, D. and Pardo, M. (1991). Reappraisal of great historical earthquakes in the northern chile and southern peru seismic gaps. *Natural hazards*, 4(1):23–44.
- Contreras, M. and Winckler, P. (2013). Pérdidas de vidas, viviendas, infraestructura y embarcaciones por el tsunami del 27 de febrero de 2010 en la costa central de chile. *Obras y proyectos*, (14):6–19.

- Contreras-Reyes, E. and Carrizo, D. (2011). Control of high oceanic features and subduction channel on earthquake ruptures along the chile–peru subduction zone. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 186(1-2):49–58.
- Contreras-Reyes, E. and Osses, A. (2010). Lithospheric flexure modelling seaward of the chile trench: implications for oceanic plate weakening in the trench outer rise region. *Geophysical Journal International*, 182(1):97–112.
- Contreras-Reyes, E., Ruiz, J. A., Becerra, J., Kopp, H., Reichert, C., Maksymowicz, A., and 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.
- Delouis, B., Nocquet, J.-M., and Vallée, M. (2010). Slip distribution of the february 27, 2010 mw= 8.8 maule earthquake, central chile, from static and high-rate gps, insar, and broadband teleseismic data. *Geophysical Research Letters*, 37(17).
- Engdahl, E. R., van der Hilst, R., and Buland, R. (1998). Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(3):722–743.
- Farrell, J., Husen, S., and Smith, R. B. (2009). Earthquake swarm and b-value characterization of the yellowstone volcano-tectonic system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 188(1-3):260–276.
- Fariás, M., Comte, D., Roecker, S., Carrizo, D., and Pardo, M. (2011). Crustal extensional faulting triggered by the 2010 chilean earthquake: The pichilemu seismic sequence. *Tectonics*, 30(6).
- Fiedler, B., Hainzl, S., Zöller, G., and Holschneider, M. (2018). Detection of gutenbergrichter b-value changes in earthquake time series. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 108(5A):2778–2787.
- Geller, R. J. and Kanamori, H. (1977). Magnitudes of great shallow earthquakes from 1904 to 1952. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 67(3):587–598.
- Gutenberg, B. (1945a). Amplitudes of p, pp, and s and magnitude of shallow earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 35(2):57–69.
- Gutenberg, B. (1945b). Amplitudes of surface waves and magnitudes of shallow earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 35(1):3–12.
- Gutenberg, B. (1945c). Magnitude determination for deep-focus earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 35(3):117–130.
- Gutenberg, B. and Richter, C. F. (1944). Frequency of earthquakes in california. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 34(4):185–188.

- Gutenberg, B. and Richter, C. F. (1956). Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration: (second paper). *Bulletin of the seismological society of America*, 46(2):105–145.
- Gutscher, M.-A., Spakman, W., Bijwaard, H., and Engdahl, E. R. (2000). Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the andean margin. *Tectonics*, 19(5):814–833.
- Hanks, T. (1979). b values and  $\omega^{-\gamma}$  seismic source models: Implication for tectonic stress variations along active crustal fault zones and the estimation of high-frequency strong ground motion. *J. Geophys. Res.*, 84:2235–2242.
- Hanks, T. C. and Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B5):2348–2350.
- Hayes, G. P., Moore, G. L., Portner, D. E., Hearne, M., Flamme, H., Furtney, M., and Smoczyk, G. M. (2018). Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model. *Science*, 362(6410):58–61.
- Herron, E. M., Cande, S. C., and Hall, B. R. (1981). An active spreading center collides with a subduction zone: A geophysical survey of the chile margin triple junction. In *Nazca Plate: Crustal Formation and Andean Convergence*. Geological Society of America.
- Ishimoto, M. and Iida, K. (1939). Observations sur les seismes enregistres par le microsismographe construit dernièrement. *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, 17:443–478.
- Kagan, Y. (1999). Universality of the seismic moment-frequency relation. In *Seismicity patterns, their statistical significance and physical meaning*, pages 537–573. Springer.
- Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes. *Journal of geophysical research*, 82(20):2981–2987.
- Kelleher, J. A. (1972). Rupture zones of large south american earthquakes and some predictions. *Journal of Geophysical Research*, 77(11):2087–2103.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley Jr, R., Brooks, B., Vargas, R. B., Lauria, E., and Fortes, L. P. S. (2003). The nazca–south america euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(2):125–131.
- Kulhanek, O. (2005). Seminar on b-value. *Dept. of Geophysics, Charles University, Prague*, pages 10–190.
- Lange, D., Tilmann, F., Barrientos, S. E., Contreras-Reyes, E., Methe, P., Moreno, M., Heit, B., Agurto, H., Bernard, P., Vilotte, J.-P., et al. (2012). Aftershock seismicity of the 27 february 2010 mw 8.8 maule earthquake rupture zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 317:413–425.

- Lay, T., Ammon, C. J., Kanamori, H., Koper, K., Sufri, O., and Hutko, A. (2010). Teleseismic inversion for rupture process of the 27 february 2010 chile (mw 8.8) earthquake. *Geophysical Research Letters*, 37(13).
- Lay, T. and Kanamori, H. (1981). An asperity model of large earthquake sequences. *Earthquake prediction: an international review*, pages 579–592.
- Legrand, D., Tassara, A., and 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.
- Lemoine, A., Madariaga, R., and Campos, J. (2001). Evidence for earthquake interaction in central chile: the july 1997–september 1998 sequence. *Geophysical Research Letters*, 28(14):2743–2746.
- Leyton, F., Ruiz, J., Campos, J., and Kausel, E. (2009). Intraplate and interplate earthquakes in chilean subduction zone: A theoretical and observational comparison. *Physics of the Earth and Planetary interiors*, 175(1-2):37–46.
- Lomnitz, C. (1961). *Los terremotos del 4 de septiembre de 1958 en el Cajón del Maipo: Esfuerzos y deformaciones en el interior de un planeta no evolutivo*. Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.
- Lomnitz, C. (1970). Major earthquakes and tsunamis in chile during the period 1535 to 1955. *Geologische Rundschau*, 59(3):938–960.
- Lomnitz, C. (2004). Major earthquakes of chile: a historical survey, 1535-1960. *Seismological Research Letters*, 75(3):368–378.
- Lorito, S., Romano, F., Atzori, S., Tong, X., Avallone, A., McCloskey, J., Cocco, M., Boschi, E., and Piatanesi, A. (2011). Limited overlap between the seismic gap and coseismic slip of the great 2010 chile earthquake. *Nature Geoscience*, 4(3):173–177.
- Madariaga, R. (1998). Sismicidad de chile. *Física de la Tierra*, (10):221 – 258.
- Madariaga, R., Métois, M., Vigny, C., and Campos, J. (2010). Central chile finally breaks. *Science*, 328(5975):181–182.
- Maksymowicz, A. (2015). The geometry of the chilean continental wedge: Tectonic segmentation of subduction processes off chile. *Tectonophysics*, 659:183–196.
- Maksymowicz, A., Tréhu, A. M., Contreras-Reyes, E., and Ruiz, S. (2015). Density-depth model of the continental wedge at the maximum slip segment of the maule mw8. 8 megathrust earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 409:265–277.
- Malgrange, M., Deschamps, A., and Madariaga, R. (1981). Thrust and extensional faulting under the chilean coast: 1965, 1971 aconcagua earthquakes. *Geophysical Journal International*, 66(2):313–331.

- Marzocchi, W. and Sandri, L. (2003). A review and new insights on the estimation of the b-value and its uncertainty. *Annals of Geophysics*, 46(6).
- Melnick, D., Moreno, M., Cisternas, M., and Tassara, A. (2012). Darwin's seismic gap closed by the 2010 maule earthquake. *Andean Geology*, 39(3):558–563.
- Mignan, A. and Woessner, J. (2012). Estimating the magnitude of completeness for earthquake catalogs. *Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis*, pages 1–45.
- Mogi, K. (1962). Magnitude-frequency relation for elastic shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes (2nd paper). *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 40(4):831–853.
- Monterroso, D. A. and Kulháněk, O. (2003). Spatial variations of b-values in the subduction zone of central america. *Geofísica Internacional*, 42(4).
- Mora-Stock, C. and Rabbel, W. (2013). Maule mw 8.8 earthquake: a seismological review. In *The Chilean Earthquake and Tsunami 2010: A Multidisciplinary Study of Mw8.8, Maule*. WIT Press.
- Moreno, M., Klotz, J., Melnick, D., Echtler, H., and Bataille, K. (2008). Active faulting and heterogeneous deformation across a megathrust segment boundary from gps data, south central chile (36°–39°s). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(12).
- Moreno, M., Melnick, D., Rosenau, M., Baez, J., Klotz, J., Oncken, O., Tassara, A., Chen, J., Bataille, K., Bevis, M., et al. (2012). Toward understanding tectonic control on the mw 8.8 2010 maule chile earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 321:152–165.
- Müller, R. D., Roest, W. R., Royer, J.-Y., Gahagan, L. M., and Sclater, J. G. (1997). Digital isochrons of the world's ocean floor. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B2):3211–3214.
- Nanjo, K., Hirata, N., Obara, K., and Kasahara, K. (2012). Decade-scale decrease in b value prior to the m9-class 2011 tohoku and 2004 sumatra quakes. *Geophysical Research Letters*, 39(20).
- Nishenko, S. P. (1985). Seismic potential for large and great interplate earthquakes along the chilean and southern peruvian margins of south america: a quantitative reappraisal. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 90(B5):3589–3615.
- Nuannin, P., Kulhanek, O., and 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).
- Plafker, G. and Savage, J. C. (1970). Mechanism of the chilean earthquakes of may 21 and 22, 1960. *Geological Society of America Bulletin*, 81(4):1001–1030.

- Polet, J. and Kanamori, H. (2000). Shallow subduction zone earthquakes and their tsunamigenic potential. *Geophysical Journal International*, 142(3):684–702.
- Richter, C. F. (1935). An instrumental earthquake magnitude scale. *Bulletin of the seismological society of America*, 25(1):1–32.
- Ruegg, J., Campos, J., Madariaga, R., Kausel, E., De Chabalier, J., Armijo, R., Dimitrov, D., Georgiev, I., and Barrientos, S. (2002). Interseismic strain accumulation in south central chile from gps measurements, 1996–1999. *Geophysical research letters*, 29(11):12–1.
- Ruegg, J., Rudloff, A., Vigny, C., Madariaga, R., De Chabalier, J., Campos, J., Kausel, E., Barrientos, S., and Dimitrov, D. (2009). Interseismic strain accumulation measured by gps in the seismic gap between constitución and concepción in chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175(1-2):78–85.
- Ruiz, S., Aden-Antoniow, F., Baez, J., Otarola, C., Potin, B., del Campo, F., Poli, P., Flores, C., Satriano, C., Leyton, F., et al. (2017). Nucleation phase and dynamic inversion of the mw 6.9 valparaíso 2017 earthquake in central chile. *Geophysical Research Letters*, 44(20):10–290.
- Ruiz, S. and Madariaga, R. (2012). Sismogénesis, proceso de ruptura y réplicas del mega terremoto del maule 2010. *Mw*, 8:13–30.
- Ruiz, S. and Madariaga, R. (2018). Historical and recent large megathrust earthquakes in chile. *Tectonophysics*, 733:37–56.
- Scholz, C. (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.
- Scholz, C. H. (1998). Earthquakes and friction laws. *Nature*, 391(6662):37–42.
- Schorlemmer, D. and Wiemer, S. (2005). Microseismicity data forecast rupture area. *Nature*, 434(7037):1086–1086.
- Schorlemmer, D., Wiemer, S., and Wyss, M. (2005). Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes. *Nature*, 437(7058):539–542.
- Schurr, B., Asch, G., Hainzl, S., Bedford, J., Hoechner, A., Palo, M., Wang, R., Moreno, M., Bartsch, M., Zhang, Y., et al. (2014). Gradual unlocking of plate boundary controlled initiation of the 2014 iquique earthquake. *Nature*, 512(7514):299–302.
- Shearer, P. (2009). *Introduction to seismology*. Cambridge University Press.
- Shi, Y. and Bolt, B. A. (1982). The standard error of the magnitude-frequency b value. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(5):1677–1687.

- Smalley, R., Kendrick, E., Bevis, M., Dalziel, I., Taylor, F., Lauría, E., Barriga, R., Casassa, G., Olivero, E., and Piana, E. (2003). Geodetic determination of relative plate motion and crustal deformation across the scotia-south america plate boundary in eastern tierra del fuego. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(9).
- Sobiesiak, M., Meyer, U., Schmidt, S., Götze, H.-J., and Krawczyk, C. (2007). Asperity generating upper crustal sources revealed by b value and isostatic residual anomaly grids in the area of antofagasta, chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B12).
- Soto-Parada, H. (2018). *Documentation: b-estimator v1.0*. GFZ, Potsdam, Germany, version 1.0, 10/07/2018 edition.
- Suyehiro, S. (1964). Foreshocks and aftershocks accompanying a perceptible earthquake in central japan. *Pap. Met. Geophys.*, 15:71–88.
- Tassara, A., Götze, H.-J., Schmidt, S., and Hackney, R. (2006). Three-dimensional density model of the nazca plate and the andean continental margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B9).
- Tassara, A., Soto, H., Bedford, J., Moreno, M., and Baez, J. C. (2016). Contrasting amount of fluids along the megathrust ruptured by the 2010 maule earthquake as revealed by a combined analysis of aftershocks and afterslip. *Tectonophysics*, 671:95–109.
- Thomas, C., Livermore, R., and Pollitz, F. (2003). Motion of the scotia sea plates. *Geophysical Journal International*, 155(3):789–804.
- Tormann, T., Enescu, B., Woessner, J., and Wiemer, S. (2015). Randomness of megathrust earthquakes implied by rapid stress recovery after the japan earthquake. *Nature Geoscience*, 8(2):152–158.
- Udías, A., Madariaga, R., Buforn, E., Muñoz, D., and 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.
- Utsu, T. (2002). Relationships between magnitude scales. *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, Part A, IASPEI*.
- van Rossum, G. (1995). Python tutorial, technical report cs-r9526. Technical report, Centrum voor Wiskunde en Informatica (CWI), Amsterdam.
- Vanek, J., Zatopek, A., Karnik, V., Kondorskaya, N., Riznichenko, Y. V., Savarensky, E., Solov'ev, S., and Shebalin, N. (1962). Standardization of magnitude scales. *Izv. Acad. Sci. G. Ser. USSR*, 2:108–111.
- Vigny, C., Socquet, A., Peyrat, S., Ruegg, J.-C., Métois, M., Madariaga, R., Morvan, S., Lancieri, M., Lacassin, R., Campos, J., et al. (2011). The 2010 mw 8.8 maule

- megathrust earthquake of central chile, monitored by gps. *Science*, 332(6036):1417–1421.
- Völker, D., Wiedicke, M., Ladage, S., Gaedicke, C., Reichert, C., Rauch, K., Kramer, W., and Heubeck, C. (2006). Latitudinal variation in sedimentary processes in the peru-chile trench off central chile. In *The Andes*, pages 193–216. Springer.
- Wang, K., Hu, Y., Bevis, M., Kendrick, E., Smalley Jr, R., Vargas, R. B., and Lauría, E. (2007). Crustal motion in the zone of the 1960 chile earthquake: Detangling earthquake-cycle deformation and forearc-sliver translation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(10).
- Warren, N. and Latham, G. V. (1970). An experimental study of thermally induced microfracturing and its relation to volcanic seismicity. *Journal of Geophysical Research*, 75(23):4455–4464.
- Wessel, P. and Smith, W. (1998). New, improved version of generic mapping tools released. *Eos Trans. AGU*, 79(47):579–579.
- Wiemer, S. (2001). A software package to analyze seismicity: Zmap. *Seismological Research Letters*, 72(3):373–382.
- Wiemer, S. and Benoit, J. P. (1996). Mapping the b-value anomaly at 100 km depth in the alaska and new zealand subduction zones. *Geophysical Research Letters*, 23(13):1557–1560.
- Wiemer, S., McNutt, S. R., and Wyss, M. (1998). Temporal and three-dimensional spatial analyses of the frequency–magnitude distribution near long valley caldera, california. *Geophysical Journal International*, 134(2):409–421.
- Wiemer, S. and Wyss, M. (2000). Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: Examples from alaska, the western united states, and japan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(4):859–869.
- Wilson, R. (2013). Orthoregress. <https://gist.github.com/robintw/d94eb527c44966fbc8b9#file-orthoregress-py>.
- Wyss, M. (1973). Towards a physical understanding of the earthquake frequency distribution. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 31(4):341–359.
- Wyss, M., Hasegawa, A., Wiemer, S., and Umino, N. (1999). Quantitative mapping of precursory seismic quiescence before the 1989, m 7.1 off-sanriku earthquake, japan. *Annals of Geophysics*, 42(5).
- Xue, Y., Liu, J., and Li, G. (2010). Characteristics of seismic activity before chile m w 8.8 earthquake in 2010. *Earthquake Science*, 23(4):333–341.
- Zakharova, O., Hainzl, S., Lange, D., and Enescu, B. (2017). Spatial variations of

aftershock parameters and their relation to geodetic slip models for the 2010 mw8. 8 maule and the 2011 mw9. 0 tohoku-oki earthquakes. *Pure and Applied Geophysics*, 174(1):77–102.

# Apéndice A

## Sismicidad

### A1. Rupturas históricas segmento Maule y en torno

**08 de febrero de 1570:** Zona de Concepción

$M_s 8$  (Lomnitz, 2004)

Evento tsunamigénico, destruye la ciudad de Concepción en ese entonces ubicada en Penco, presenta un daño similar al evento de 1835 en la región (Lomnitz, 1970, 2004).

**17 de marzo de 1575:** Zona de La Ligua

$M_s 7-7.5$  (Lomnitz, 2004)

Descrito por Montessus de Ballore como un terremoto "menos destructivo", se ha estimado que posiblemente ocurrió a unos 100 km de Santiago en la región de La Ligua (Lomnitz, 1970, 2004).

**16 de diciembre de 1575:** Zona de Valdivia

$M_s 8-8.5$  (Lomnitz, 2004)

Los 5 fuertes españoles en la zona, Imperial, Valdivia, Villarrica, Osorno y Castro resultaron destruidos, de acuerdo a los reportes el *tsunami* en Valdivia ocurrió poco después del terremoto, generando un "agujero" en el río Valdivia, lo cual se repetiría en 1960 (Lomnitz, 1970, 2004).

**13 de mayo de 1647:** Zona de Santiago

$M_s \sim 8$  (Lomnitz, 2004)

Conocido como el "terremoto de mayo" por coincidir con dicha procesión religiosa, destruyó prácticamente toda la ciudad de Santiago, y falleciendo 1/5 de su población (Udías et al., 2012). Su fuente es aún debatida, siendo asociada a la costa, mas no tsunamigénica (Lomnitz, 1970) o un evento intraplaca profundidad intermedia (Cisternas, 2012).

**15 de marzo de 1657:** Zona de Concepción $M_s \leq 8$  (Lomnitz, 2004)

Se reporta que la, entonces pequeña ciudad de Concepción, quedó totalmente destruida seguido unas dos horas después de un *tsunami* que tres veces afectó el área, el cual sería similar al del evento de 1835 (Lomnitz, 1970), además de antecedentes históricos de la destrucción de lo poco que se reconstruyó en Santiago posterior al terremoto de 1647 (Udías et al., 2012).

**08 de julio de 1730:** Zona de Valparaíso $M_s 8.5-9$  (Lomnitz, 2004),  $M > 9$  (Udías et al., 2012)

Montessus de Ballore lo describe como el más grande de Chile central. Fue precedido por grandes *foreshocks* horas antes, lo que despertó a las personas que salieron de sus casas y produjo que en Santiago muy poca gente falleciera aplastada por estructuras. Se reportan daños debido al sismo en: Santiago muy similares al evento de 1647, severos en los pueblos mineros de Petorca, Illapel y Tiltil, daños moderados en Chillán. El evento fue seguido de un gran *tsunami*, mayor que el de 1657, que destruyó la mayoría de Valparaíso y Concepción, generando grandes daños en un área de más de 1000 km de extensión (entre Copiapó y Concepción), sumado al gran *tsunami* en el Pacífico con reportes de daño en Callao, Perú y en la costa de Japón (Lomnitz, 1970, 2004). Trabajos más recientes proponen que su magnitud es incluso superior a 9 (Udías et al., 2012).

**24 de diciembre de 1737:** Zona de Valdivia $M_s 7.5$  (Lomnitz, 2004)

Evento con pocos registros históricos, más que la destrucción de Valdivia y localidades al sur, incluyendo varios poblados de la Isla Grande de Chiloé. Sus réplicas fueron percibidas los siguientes 10 años (Lomnitz, 1970, 2004). No hay información concreta de *tsunami* (Ruiz and Madariaga, 2018). Sin embargo, investigaciones recientes de registros históricos han llevado a proponer que este evento rompió la parte norte de la ruptura de Valdivia 1960 y habría roto la zona más profunda del contacto (Cisternas et al., 2017).

**25 de mayo de 1751:** Zona de Concepción $M_s 8.5$  (Lomnitz, 2004),  $M_w \geq 8.8$  (Udías et al., 2012)

El evento fue precedido por dos *foreshocks* los que causaron una treintena de fallecidos en Concepción. Fue seguido de un gran *tsunami* de 3 olas que arribó a Concepción una media hora después del *mainshock*, siendo el más destructivo para dicho asentamiento hasta el momento, además de afectar a la costa Pacífico, incluyendo Isla Juan Fernández, Callao Perú y parte de la costa de Japón. Antecedentes de daño van desde Santiago a Valdivia, destrucción completa de Concepción, severa en Chillán, Talca, localidades del valle central y Valparaíso. Sus réplicas fueron descritas como muy frecuentes, y luego de la mayor el 26 de junio, Concepción es reconstruida en su ubicación actual. Udías et al. (2012) en consideración de la extensión del daño lo sitúa como muy similar al terremoto Maule 2010, incluso con una zona afectada más extendida al sur.

**19 de noviembre de 1822:** Zona de Valparaíso $M_s 8-8.5$  (Lomnitz, 2004)

Evento precedido por algunos *foreshocks* los 5 días previos (Comte et al., 1986), seguido por muchas réplicas, especialmente los 3 días posteriores. Reportes de daño severo en Viña del Mar, Concón, Casablanca, Limache, Quillota, La Ligua, Santiago, sin embargo no en los Andes, en Valparaíso gran cantidad de barcos y navíos fondeados en el puerto fueron destruidos y se registraron 72 fallecidos mayormente por construcciones de adobe. María Graham describe en su diario con gran detalle el movimiento del suelo, la temporalidad e intensidad de las réplicas, los daños en las localidades y el alzamiento costero de 3 pies ( $\sim 0.9$  m) en Valparaíso, dadas las marcas de moluscos en las rocas descubiertas post-terremoto. Fue seguido de un *tsunami* moderado, del cual no hay reportes de daño (Lomnitz, 1970, 2004).

**20 de febrero de 1835:** Zona de Concepción $M_s 8-8.5$  (Lomnitz, 2004)

El terremoto habría sido precedido por un sismo unos 2 minutos antes. Darwin describe el terremoto según lo percibió en la ciudad de Valdivia, además del alcance del *tsunami* posterior en la Bahía de Concepción mediante testimonios y observación.

Se registran alzamientos en Isla Quiriquina de  $\sim 3$  m, donde el basamento Paleozoico fue expuesto, Isla Santa María  $\sim 3$  m, Talcahuano  $\sim 1.5$  m, Tubul  $\sim 1.8$  m. El terremoto se percibió entre Copiapó, Isla de Chiloé e Isla Juan Fernández y el daño se extendió por todas las ciudades del valle central entre Talca y Península de Arauco, registrándose fallecidos en Talcahuano, Chillán, Constitución, Cauquenes, Talca y Concepción esta última con gran cantidad de edificaciones destruidas (Lomnitz, 1970, 2004).

#### **07 de noviembre de 1837:** Zona de Valdivia

$M_s 8$  (Lomnitz, 2004).

Evento de gran extensión en la zona sur de Chile como los terremotos de 1575, 1737 y 1960. Si bien Montessus de Ballore señala que no se observó “maremoto”, hay registros un pequeño *tsunami* regional, con fluctuaciones en el mar en Ancud, y en algunas costas planas del lado este de la Isla Grande de Chiloé las inundaciones llegaron hasta 1000 yardas ( 900 m) costa adentro, sin embargo no se reportan daños en la costa, sin embargo daños por *tsunami* en Samoa, Hawaii y la costa de Japón relacionan a este terremoto un *tsunami* transpacífico, lo que ha dificultado la estimación de su magnitud, Cisternas et al. (2017) proponen que el terremoto tuvo lugar en la zona sur del terremoto de 1960 y rompió tanto zonas someras y profundas del contacto. La poca cantidad de fallecidos se ha relacionado a la prevalencia de construcción de madera (Lomnitz, 1970, 2004).

#### **16 de agosto de 1906:** Zona de Valparaíso

$M_s 8.4$  (Beck et al., 1998),  $M_s 8.6$  Gutenberg & Richter

El evento fue precedido por un *foreshock* 2 minutos antes, se percibió desde Tacna a Chiloé y desde Isla Juan Fernández a Buenos Aires. No se registró daño por *tsunami*, sólo amplitudes de  $\sim 1,2$  m en el nivel de la máxima marca de agua. Se registraron alzamientos costeros de cerca de 80 cm en Zapallar y 40 cm en Llico (Vichuquén) (Comte et al., 1986). Valparaíso resultó destruido casi por completo por el terremoto y los incendios posteriores (Lomnitz, 1970, 2004). La gran crisis producto de este terremoto instó al presidente Pedro Montt a gestionar la creación del Servicio Sismológico Nacional SSN (fundación 1 de mayo de 1908).

**01 de diciembre de 1928:** Zona de Constitución

$M_s$ 8.4 Gutenberg & Richter;  $M_w$ 7.9 (Beck et al., 1998)

Localizado a los 35°S 72°W por Gutenberg & Richter, su mecanismo estuvo en duda, sin embargo Beck et al. (1998) lo sitúan como un evento inverso más bien somero, que habría roto unos 150 km de la interfaz, con una propagación hacia el sur (al igual que sus réplicas), además de presentar un *tsunami* de 1.5m en Constitución. Se registra la destrucción de Talca y Constitución, con 108 y 67 fallecidos respectivamente y 50 en otros poblados cercanos. No se registran cambios en la costa a excepción de la localidad de Putú, donde la playa se alzó y la línea de playa retrocedió unos 200m, en dicha localidad las intensidades fueron muy severas y el daño fue casi total (Lomnitz, 1970, 2004).

**24 de enero de 1939:** Zona interior de Concepción

$M_s$ 7.8 (Beck et al., 1998)

El nivel de daño y cantidad de fallecidos (28000) lo hace el terremoto más destructivo de la historia de Chile (Lomnitz, 1970). No se registró *tsunami*, ni alzamiento en la costa, sin embargo un alzamiento de 5 pies ( $\sim 1.5$  m) del batolito costero sin una falla observable o una conexión con una estructura conocida. Fue considerado por mucho tiempo un evento interplaca, sin embargo investigaciones posteriores lo situaron como un evento normal, profundo (80-100 km) y con dos pulsos de liberación de energía y una duración total de 60 s. Habría sido tan destructivo en parte por su naturaleza intraplaca, además de la amplificación de los sitios del valle central del centro sur de Chile (Beck et al., 1998), además de la hora de su ocurrencia y el tipo de edificación (Lomnitz, 1970). La catástrofe motivó al Presidente Pedro Aguirre-Cerda a formar una comisión técnica la que concluyó la necesidad de establecer un código de construcción en Chile.

**06 de abril de 1943:** Zona de Illapel

$M_s$ 8.3 (Lomnitz, 2004);  $M_w$ 7.9 (Beck et al., 1998)

Evento de mecanismo inverso, estimado a unos 10-30 km de profundidad, rompiendo una única y pequeña aspereza, con una función fuente simple con unos 24 s de duración Beck et al. (1998). Generó un *tsunami* local estimado en 4m, con

antecedentes de destrucción por éste en Los Vilos y registros de *tsunami* en Japón de 10-30cm, además de presentar varias réplicas en un gran área. Existen antecedentes de daños por el sismo en los poblados de Combarbalá, Ovalle e Illapel, derrumbes en las rutas que conectan Illapel y la costa, además del colapso de un depósito de relaves cerca de Ovalle que dejó 5 fallecidos (Lomnitz, 1970, 2004).

**04 de septiembre de 1958:** Zona del Valle de Maipo, interior de Santiago

M 6.9 (Lomnitz, 1961)

En agosto de 1958 se percibieron varios eventos someros de magnitudes 3-5 en el Valle del Maipo, el 28 de agosto tuvo lugar un sismo de M 5.4 que generó daño en el poblado Las Melosas y en el canal hidroeléctrico de la planta Los Queltehues, debido a todo lo anterior, parte de la población había comenzado a evacuar la zona. El día del terremoto M 6.9 de una profundidad cercana a 10 km, había elecciones, por lo que gran parte de los habitantes no estaba en la zona. Según los registros, hubo 3 sismos de magnitudes similares (6.9, 6.7 y 6.8 (Campos et al., 2005)) en un lapsus de pocos minutos, que generaron un gran nivel de daño en Las Melosas y en el poblado minero El Volcán a unos 6 km, además de varios derrumbes en el área (Lomnitz, 1961).

**21 y 22 de mayo de 1960:** Zona de Arauco y Valdivia

M<sub>s</sub>8.5 (Plafker and Savage, 1970); M<sub>w</sub>9.6 (Lomnitz, 2004)

El 21 de mayo a las 06:02 hora local, ocurre el denominado “terremoto de Concepción” M<sub>w</sub>8.1 al este de la Península de Arauco, con una ruptura estimada de 150 km e importantes alzamientos costeros al sur de la Península de Arauco (Plafker and Savage, 1970). No hay registros telesísmicos de algún *foreshock* para este terremoto, el cual fue seguido de 8 eventos (al menos de grandes magnitudes), 3 de ellos de M<sub>w</sub>≥7 los que habrían migrado hacia el sur respecto del primero, entre ellos uno de M 7.8, unos 15 minutos previo al gran terremoto (Cifuentes, 1989).

Alrededor de las 15:10 hora local, comenzaría el *mainshock* que ha sido considerado en la literatura como un evento doble, con dos sismos separados por poco menos de un minuto, siendo el mayor terremoto registrado en la era instrumental con una M<sub>w</sub>9.6 y una ruptura de aproximadamente 1000 km de largo desde la zona de Arauco hasta la Península de Taitao (Cifuentes, 1989; Lomnitz, 2004), con un completo

registro de los cambios verticales en la costa, entre los que destacan los alzamientos en Isla Guamblin, Isla Guafo, Isla Mocha del orden de 6 m, 4 m y 2 m respectivamente y subsidencia de unos 2-3 m en Valdivia y alrededores (Plafker and Savage, 1970). Fue seguido de un gran *tsunami* que destruyó prácticamente todas las zonas costeras del sur de Chile, desde la Península de Arauco hasta la Isla de Chiloé, al igual que Puerto Montt en el seno de Reloncaví (Madariaga, 1998), además de dañar puertos en Japón y Juan Fernández y causar unas 3000 muertes en el sur de Chile (Lomnitz, 2004).

**28 de marzo de 1965:** Zona interior de Valparaíso

$m_b$ 6.4,  $M_s$ 7.5 (Malgrange et al., 1981)

Evento estimado a unos 72 km de profundidad, de falla normal e intraplaca, una semana antes (22 de marzo) ocurre un sismo  $M_s$ 6.0 de mecanismo inverso y de profundidad más somera (46 km), interpretado como interplaca. Según ISC (*International Seismological Centre*, UK) el evento sólo tuvo dos réplicas menores en el mes de mayo de dicho año. Se ha estimado un  $M_o$  de  $1.8 - 1.0 \times 10^{21}$  dyn cm, según ondas de superficie y de cuerpo, respectivamente, además de una caída de tensión estimada con ondas P cercana a 91 bar. Se menciona que, posterior a este evento, la zona de Valparaíso se habría mantenido bastante activa (Malgrange et al., 1981).

**09 de julio de 1971:** Zona de Valparaíso

$m_b$ 6.6,  $M_s$ 7.5 (Malgrange et al., 1981)

Evento que ocurre muy cerca de la localización del terremoto de 1965, se estimó que fue un evento interplaca de mecanismo inverso, con una profundidad de 40 km, con un  $M_o$  de  $5.6 \times 10^{27}$  dyn cm, según ondas P y de superficie, además de una caída de tensión de 38 bar y un largo de ruptura de unos 110 km (Comte et al., 1986). Para este evento en cambio se registraron varias réplicas en un área de varios kilómetros en la costa, sobre todo en el mes posterior. Los eventos de 1965 y 1971 se encuentran en la zona norte de las estimaciones de la ruptura del terremoto de 1906 en el área de Valparaíso (Malgrange et al., 1981).

**18 de agosto de 1974 y 10 de mayo de 1975:** Zona de Arauco

$M_s$ 7.1 y 7.5, respectivamente (Cifuentes, 1989)

Posterior al terremoto de 1960, el catálogo ISC de la época registró varias réplicas de magnitud  $m_b \geq 5$  en la década de los 70's, entre las que resaltan dos eventos  $M_s \sim 7$  en las inmediaciones de la Península de Arauco. El primero de ellos el 18 de agosto de 1974 con una  $M_s$ 7.1 y el segundo el 10 de mayo de 1975 con una magnitud estimada de  $M_s$ 7.7, evento inverso de profundidad somera, presumiblemente entre 15-30 km (Cifuentes, 1989).

**03 de marzo de 1985:** Zona de Valparaíso

$M_s$ 7.8,  $M_w$ 8.0 (Comte et al., 1986)

El evento fue precedido por una intensa actividad sísmica, que comenzó con un sismo  $m_b$ 4.7 el 21 de febrero, registrándose más de 300 eventos, la frecuencia de estos *foreshocks* causó una gran conmoción y alarma en la zona de Valparaíso y esfuerzos de parte de los científicos por instalar nuevas estaciones sismológicas en la zona. 11 días después ocurre el *mainshock*, del cual se estimó un  $M_o$  de  $1.15 \times 10^{28}$  dyn cm, correspondiente a un evento  $M_w$ 8.0 considerando una ruptura de 170km  $\times$  110 km (en acuerdo también a las réplicas), generando también un *tsunami*, causando daños severos en los poblados costeros, desde Quintero al norte de Matanza, unos 150 km aproximadamente (Comte et al., 1986).

**15 de octubre de 1997:** Zona de Punitaqui

$M_w$ 7.1 (Lemoine et al., 2001)

El 6 de julio de 1997, luego de la ocurrencia de un evento  $M_w$ 6.7 en la zona norte de la ruptura del terremoto de Illapel 1943, comienza un enjambre de eventos de igual mecanismo, pertenecientes al contacto de las placas, con profundidades someras fuera de la costa, los que comienzan a migrar hacia el sur, ocurriendo en dicho mes otros 4 eventos  $M_w > 6$ . Posteriormente, el 15 de octubre ocurre, más hacia el interior que la sismicidad de julio, el mayor evento de la secuencia  $M_w$ 7.1; de profundidad intermedia dentro de la placa subductante y con un mecanismo normal (indicado como de *slab-push*), con un plano de ruptura casi vertical, posteriormente se desarrolla un nuevo *cluster*, en esta zona más al interior con sismos en la interfaz,

con dos eventos considerables, ambos de mecanismo inverso, de  $M_w$ 6.2 y  $M_w$ 6.6; en 3 de noviembre de 1997 y 12 de enero de 1998, respectivamente (Lemoine et al., 2001).

**28 de agosto de 2004:** Zona de Curicó

$M_w$ 6.4 (Campos et al., 2005)

Evento cortical de mecanismo *strike-slip*, cerca de Río Teno en Curicó. Se estimó un  $M_o$  de  $4 \times 10^{25}$  dyn cm y posterior al evento hubo varias réplicas con una distribución en sentido NS, registrándose un segundo evento importante, de mecanismo inverso, el 12 de septiembre de  $M_w$ 5.3 (Comte et al., 2008). El terremoto  $M_w$ 6.4 se ha descrito como posiblemente relacionado al sistema de falla El Diablo - El Fierro (Comte et al., 2008), además de poner en evidencia la presencia de fallas activas en los Andes, que acomodan la deformación cortical y que son capaces de generar eventos de magnitudes importantes y que no son consideradas en las estimaciones de peligro sísmico, dados sus bajos periodos de recurrencia (Campos et al., 2005).

## A2. Sismicidad

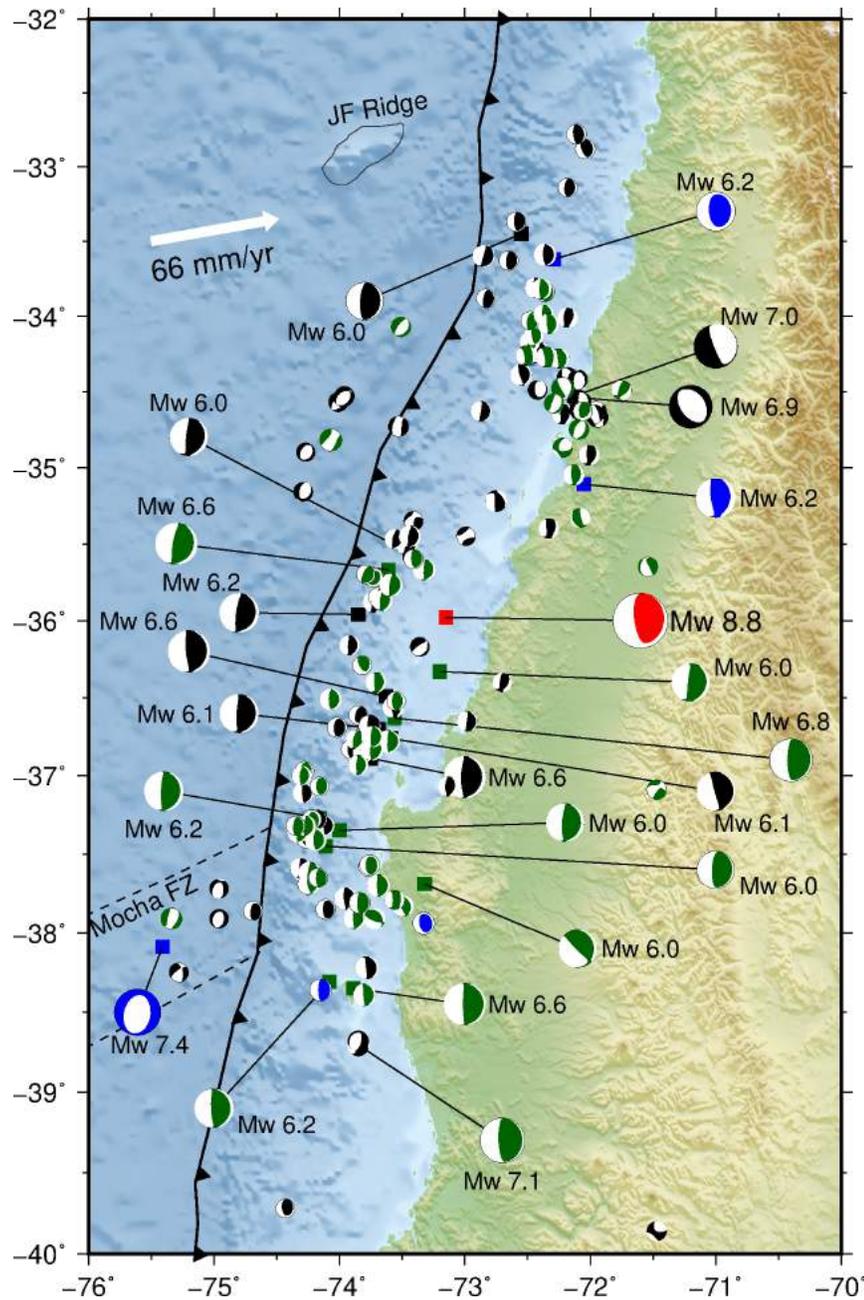


Figura A2.1: Ubicaciones de centroide y mecanismos focales de las mayores réplicas ( $M_w \geq 5$ ) del terremoto del Maule 2010 en el periodo del 27/02/2010 y 26/02/2011. Eventos de  $M_w \geq 6$  señalados con mayor tamaño y rótulo de magnitud. En rojo el *mainshock*, azul eventos de los días 27 y 28 de febrero 2010, negro aquellos correspondientes a marzo 2010, verde el resto del periodo.

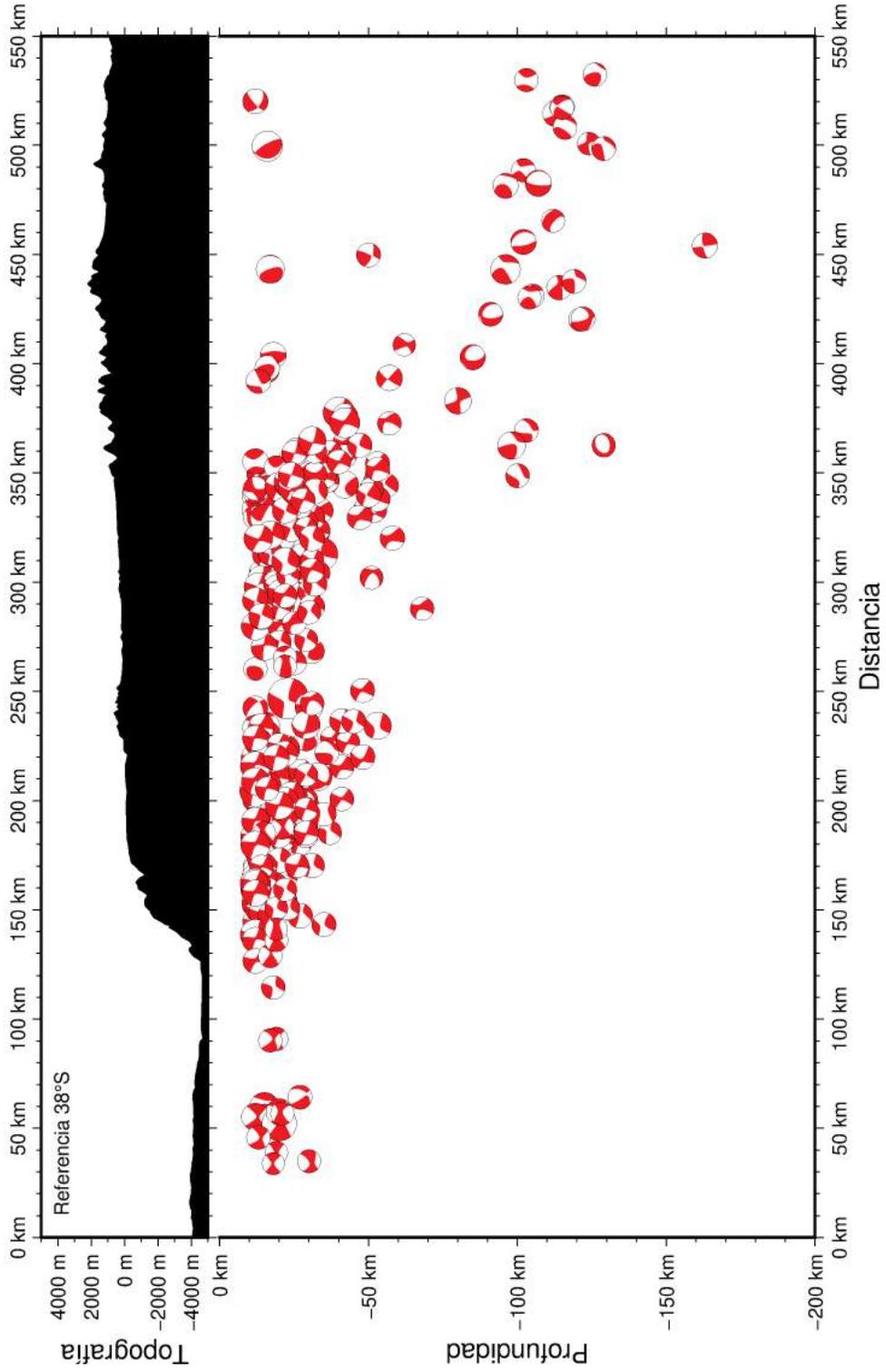


Figura A2.2: Perfil profundidad-distancia en km desde el meridiano 76°W de los mecanismos focales disponibles en CMT *Catalog* para la zona y periodo completo de estudio. El sombreado muestra el perfil topográfico a los 38°S, usando SRTM.

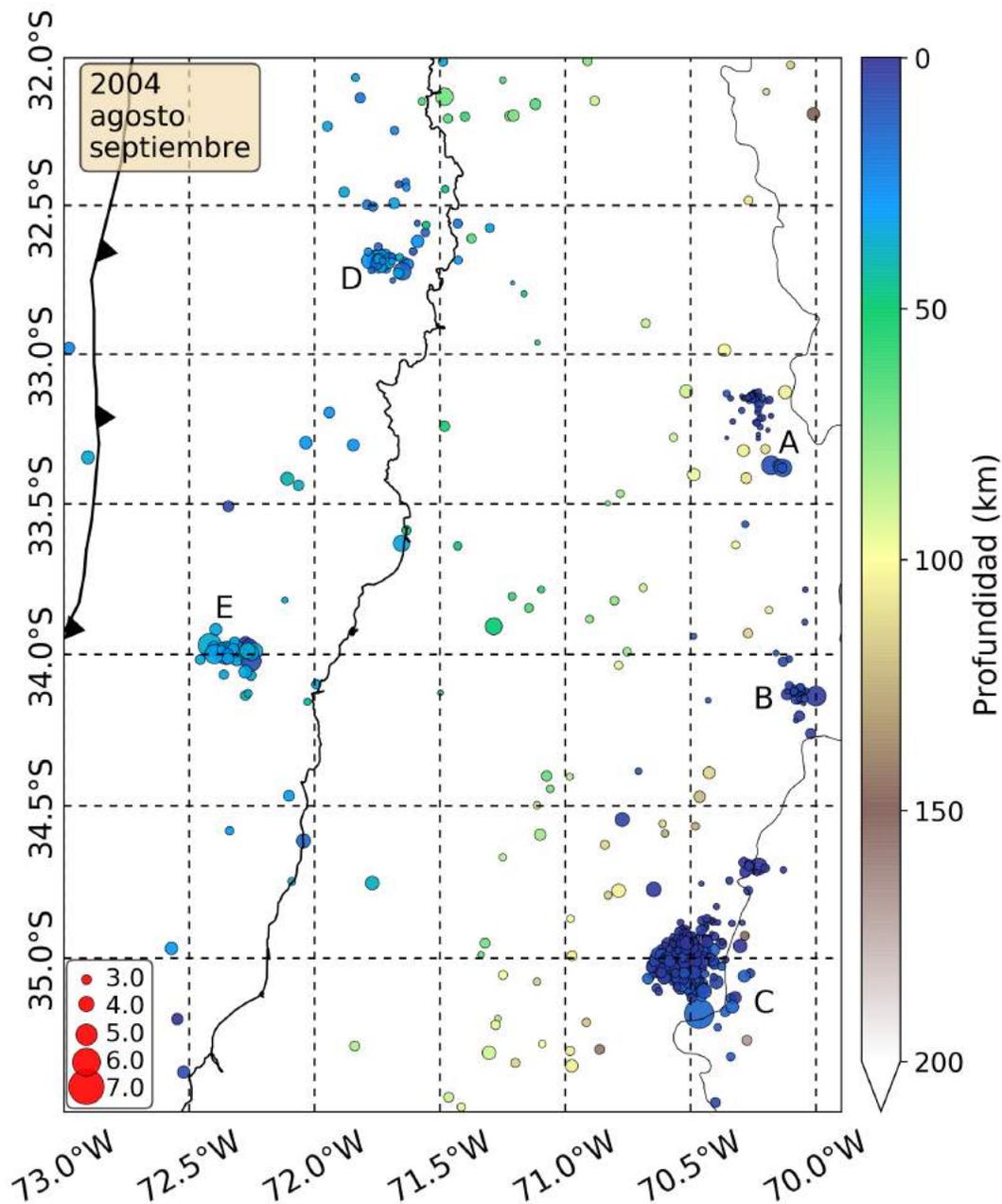


Figura A2.3: Sismicidad detectada por el SSN entre el 01/08/2004 y 30/09/2004, en color la profundidad de los eventos y en tamaño sus magnitudes. El mayor número de terremotos en este periodo se concentra en cinco *clusters*, tres de ellos fueron secuencias de eventos someros (en su mayoría con profundidades <10 km) en sectores cordilleranos (grupos A, B y C) y dos *clusters* en la costa (grupo D a unos 40 km al N de Valparaíso y E a 50 km al W de Navidad).

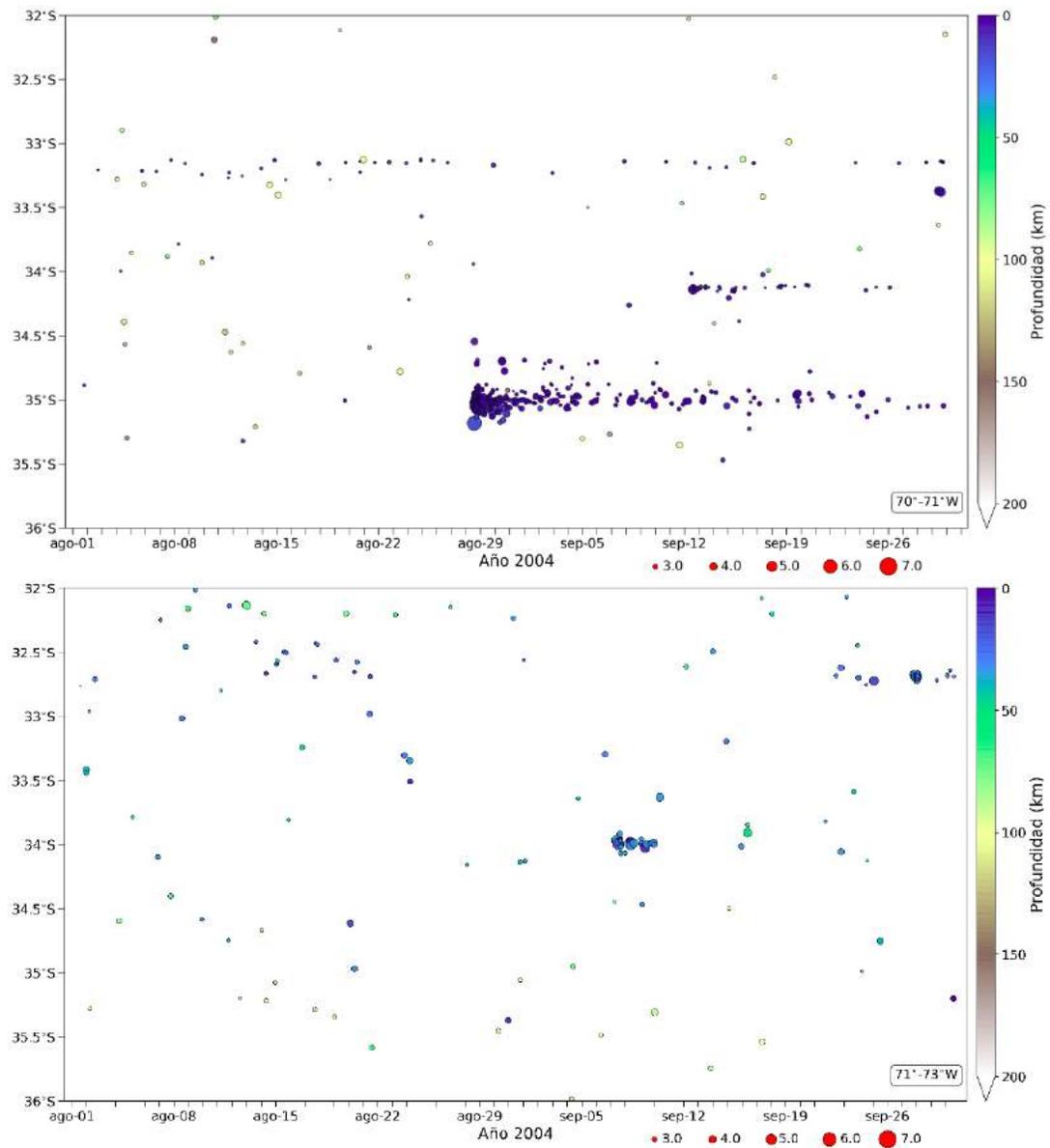


Figura A2.4: Evolución tiempo-latitud de la sismicidad detectada por el SSN entre el 01/08/2004 y 30/09/2004, en color la profundidad de los eventos y en tamaño sus magnitudes. (panel superior) Terremotos en sector cordillera (70°- 71°W) para A, B y C. (panel inferior) Terremotos en sector costa (71°- 73°W) para D y E; los *clusters* son indicados en la Figura A2.3.

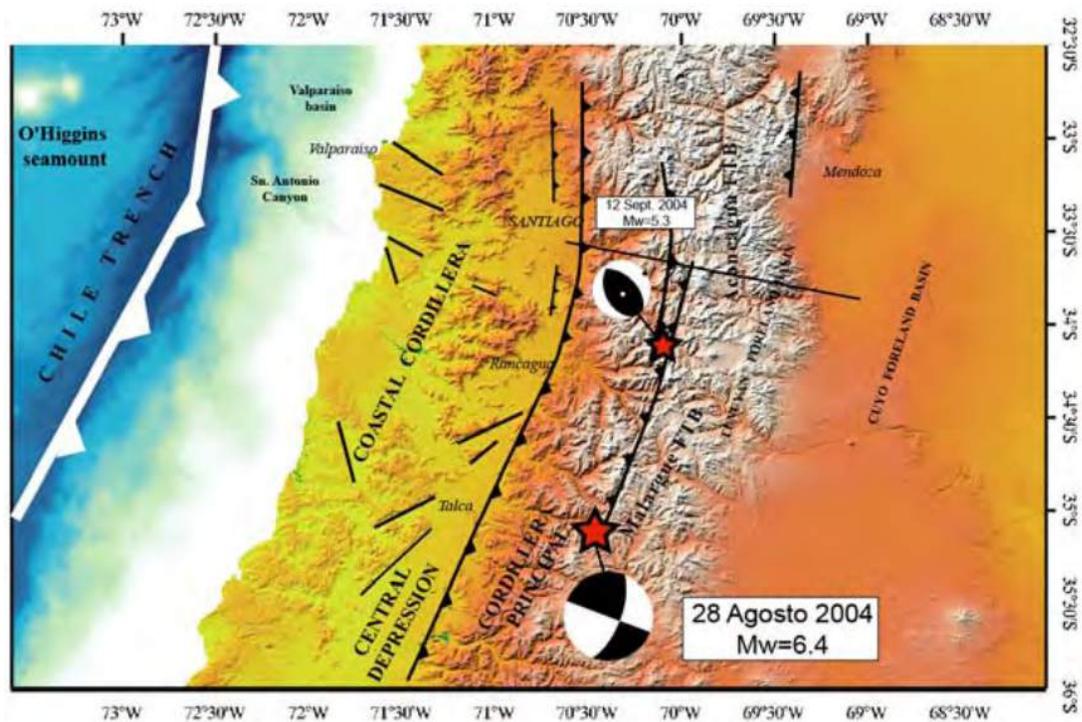


Figura A2.5: Mapa estructural simplificado de los Andes Centrales, se muestra la ubicación epicentral y los mecanismos focales de los terremotos del 28/08/2004 y 12/09/2004. Extraído de Comte et al. (2008).

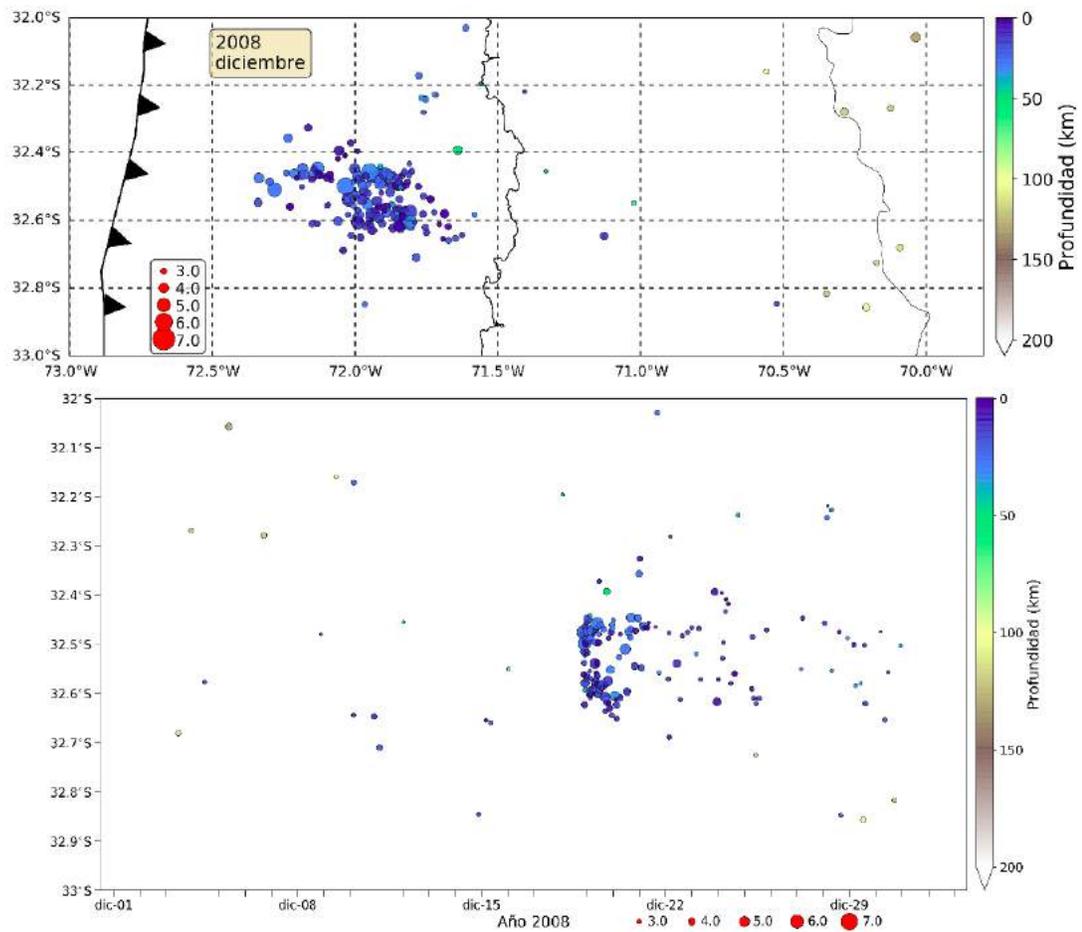


Figura A2.6: Sismicidad detectada por el SSN el mes de diciembre de 2008, en color la profundidad de los eventos y en tamaño sus magnitudes. (panel superior) Distribución geográfica de los terremotos, en la que se identifica un único *cluster* a unos 60 km al NW de Valparaíso. (panel inferior) Evolución tiempo-latitud de los eventos de dicha secuencia que comienza el 18/12/2008 pasadas las 21 hrs (UTC) con un evento  $M_w$ 6.1 y réplicas superiores a  $M_w$ 5.

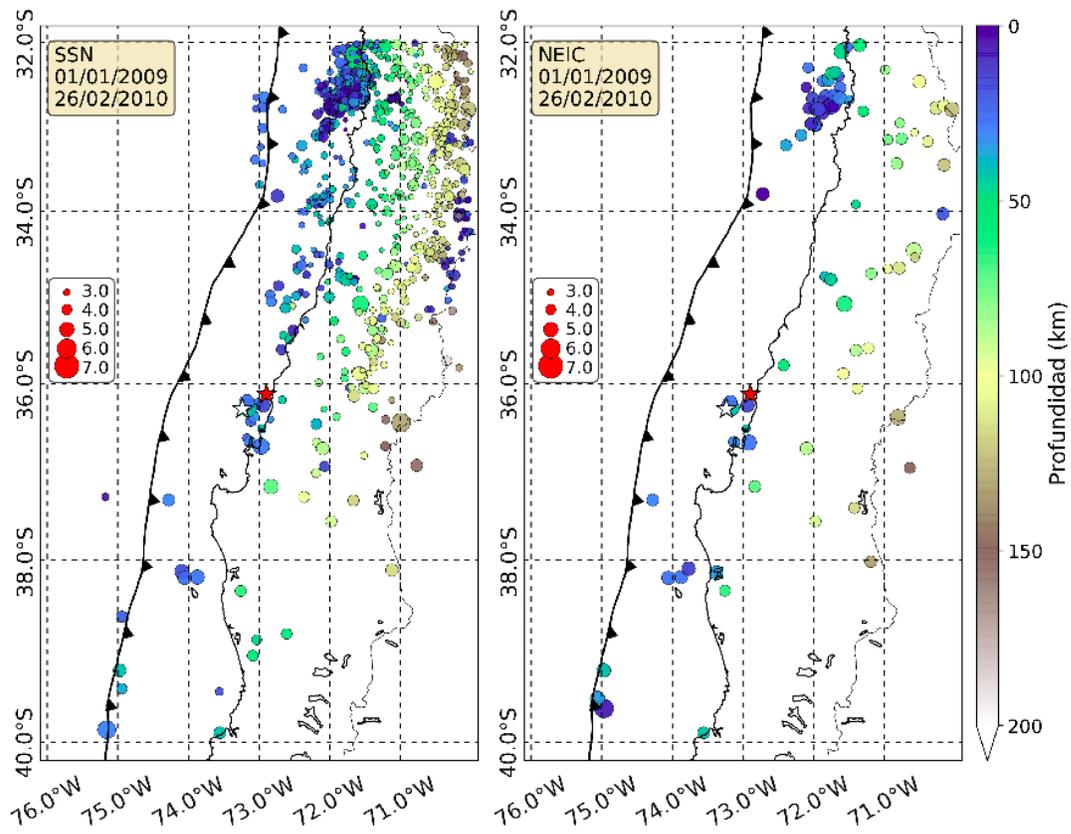


Figura A2.7: Distribución espacial de la sismicidad entre el 01/01/2009 y 26/02/2010 para el catálogo del SSN (panel izquierdo) y para NEIC (panel derecho), en color la profundidad de los eventos y en tamaño sus magnitudes, las estrellas roja y blanca representan la ubicación epicentral del terremoto del Maule según NEIC y SSN, respectivamente.

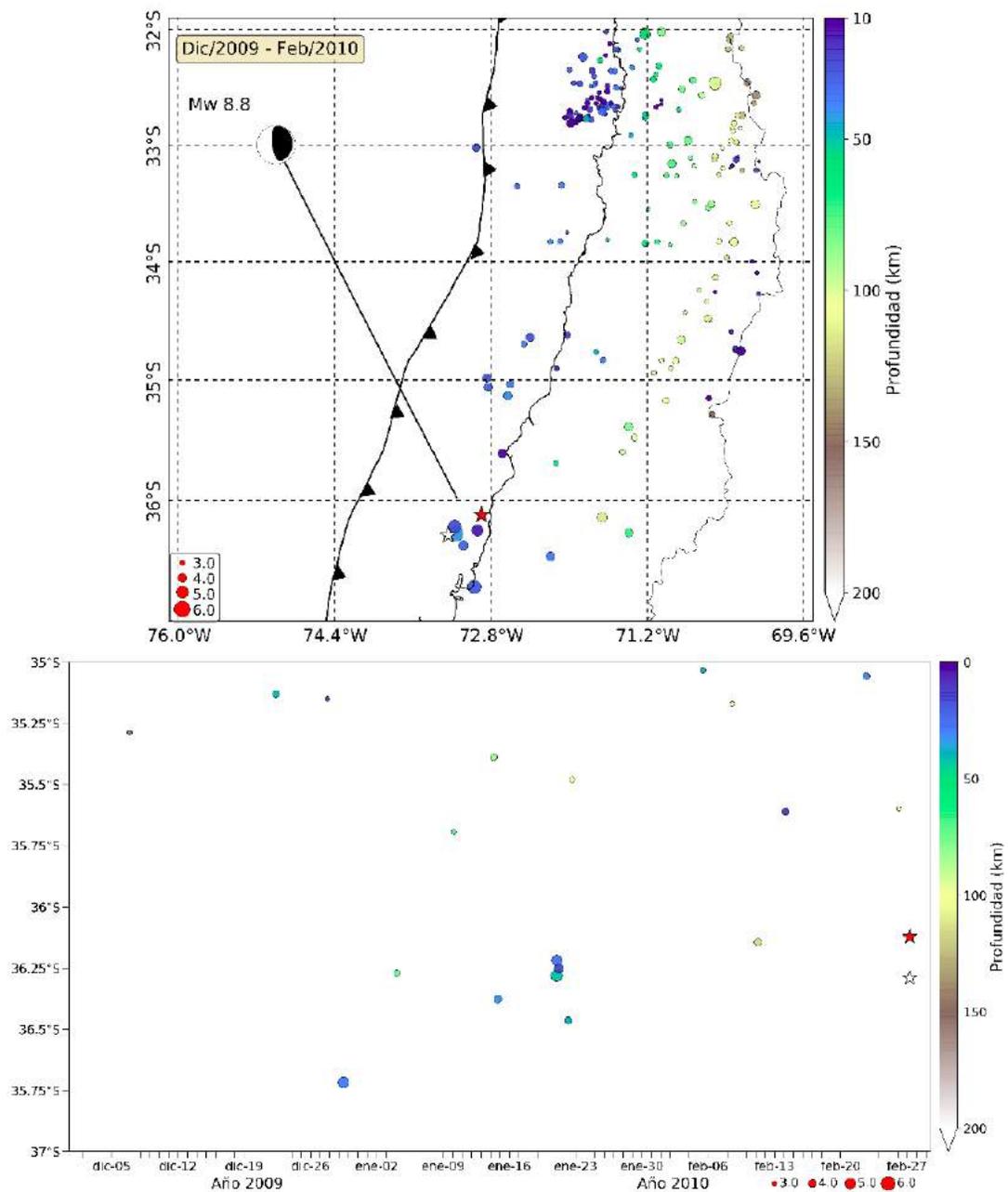


Figura A2.8: Sismicidad detectada por el SSN entre el 01/12/2009 y 26/02/2010, en color la profundidad de los eventos y en tamaño sus magnitudes. (panel superior) Distribución geográfica de los terremotos, en la que se identifica la presencia de eventos cercanos a la locación hipocentral del terremoto del Maule. (panel inferior) Evolución tiempo-latitud de dichos eventos cercanos ocurren a mediados de enero, dicha actividad ha sido catalogada como precursora en la literatura (Madariaga et al., 2010; Ruiz and Madariaga, 2012). Las estrellas roja y blanca representan las ubicaciones epicentrales de NEIC y SSN, respectivamente.

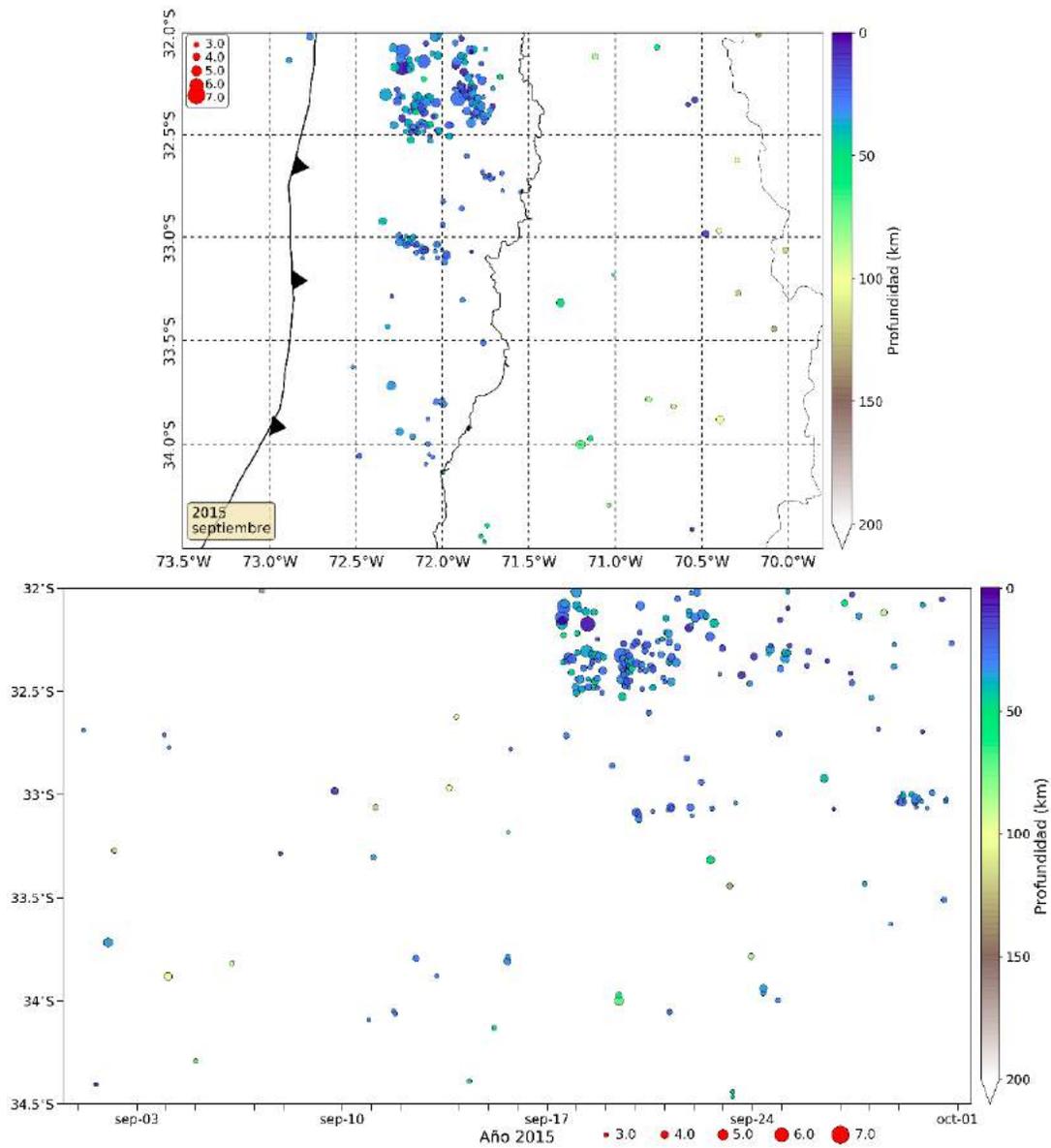


Figura A2.9: Sismicidad detectada por el SSN el mes de septiembre de 2015, réplicas del terremoto  $M_w$ 8.3 Illapel 2015 en la zona del presente estudio, en color la profundidad de los eventos y en tamaño sus magnitudes. (panel superior) Distribución geográfica de los terremotos, en la que se identifican partes de las réplicas entre los  $32^\circ$  -  $33^\circ$ S. (panel inferior) Evolución tiempo-latitud de los eventos de dicha secuencia en la zona de estudio.

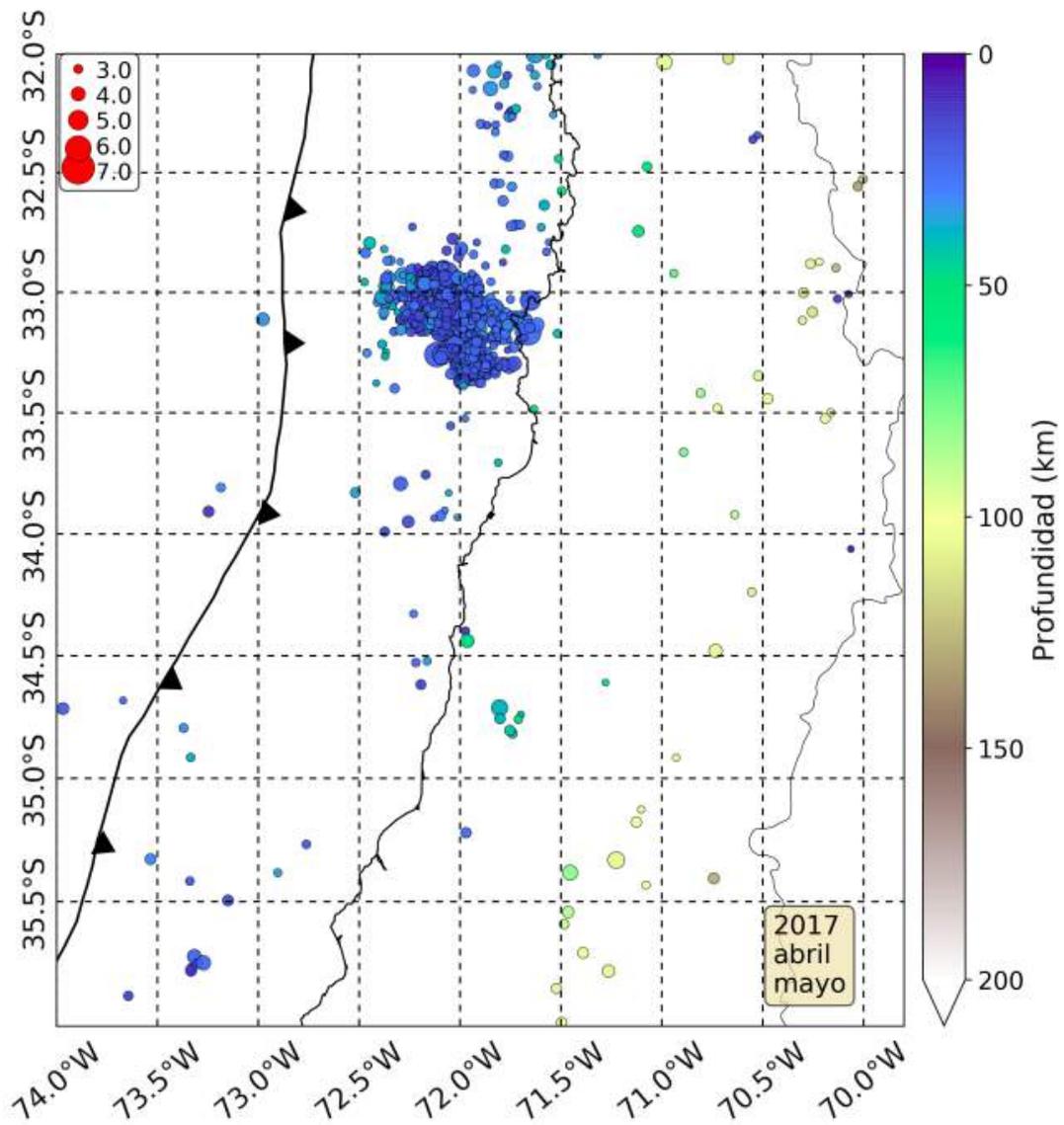


Figura A2.10: Sismicidad detectada por el SSN entre el 01/04/2017 y 31/05/2017, en color la profundidad de los eventos y en tamaño sus magnitudes. En ésta se identifica un única secuencia correspondiente a la que acompañó la ocurrencia del terremoto  $M_w$ 6.9 el 24/04/2017 (Ruiz et al., 2017).

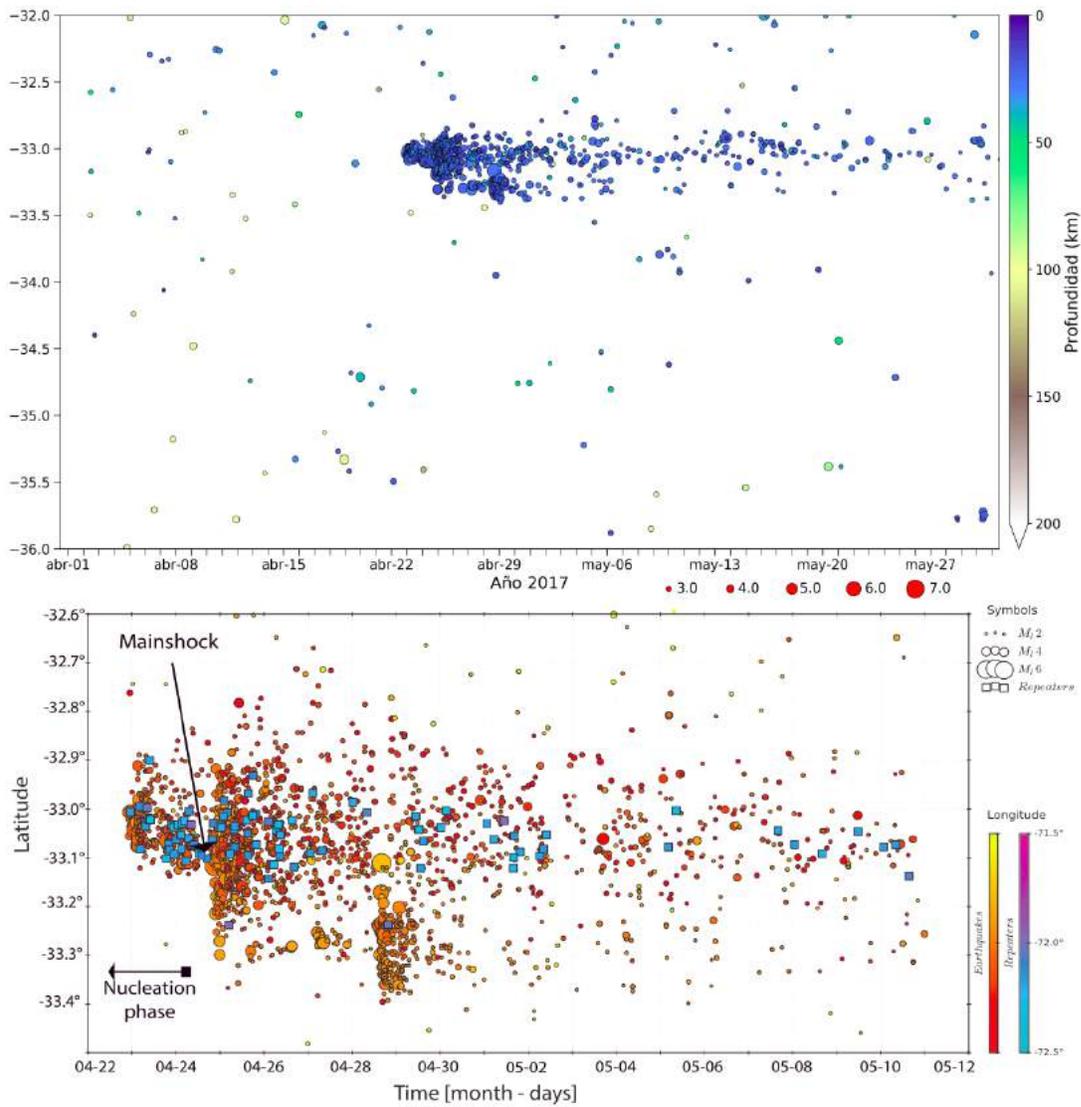


Figura A2.11: (Panel superior) Evolución tiempo-latitud de la sismicidad detectada por el SSN entre el 01/04/2017 y 31/05/2017 que contiene las réplicas del terremoto  $M_w$ 6.9 de Valparaíso 2017, en color la profundidad de los eventos y en tamaño sus magnitudes. (Panel inferior) Evolución tiempo-latitud extraída de Ruiz et al. (2017), con la sismicidad regular y eventos repetidores analizados en su investigación.

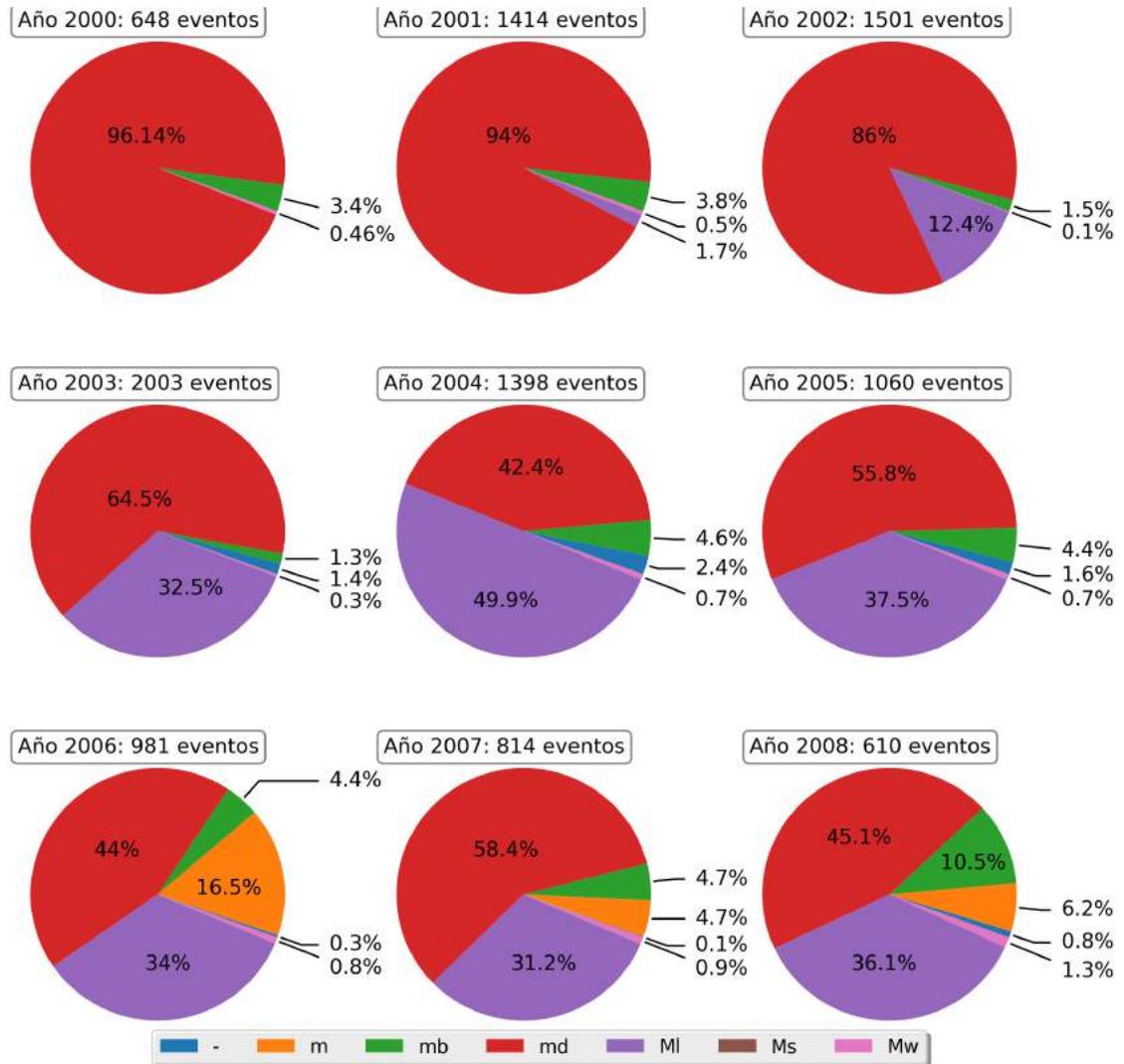


Figura A2.12: Distribución de magnitudes (en colores), a partir del catálogo NEIC entre 01/02/2000-31/12/2008, para la zona entre los 32°-40°S y 70°-76°W.

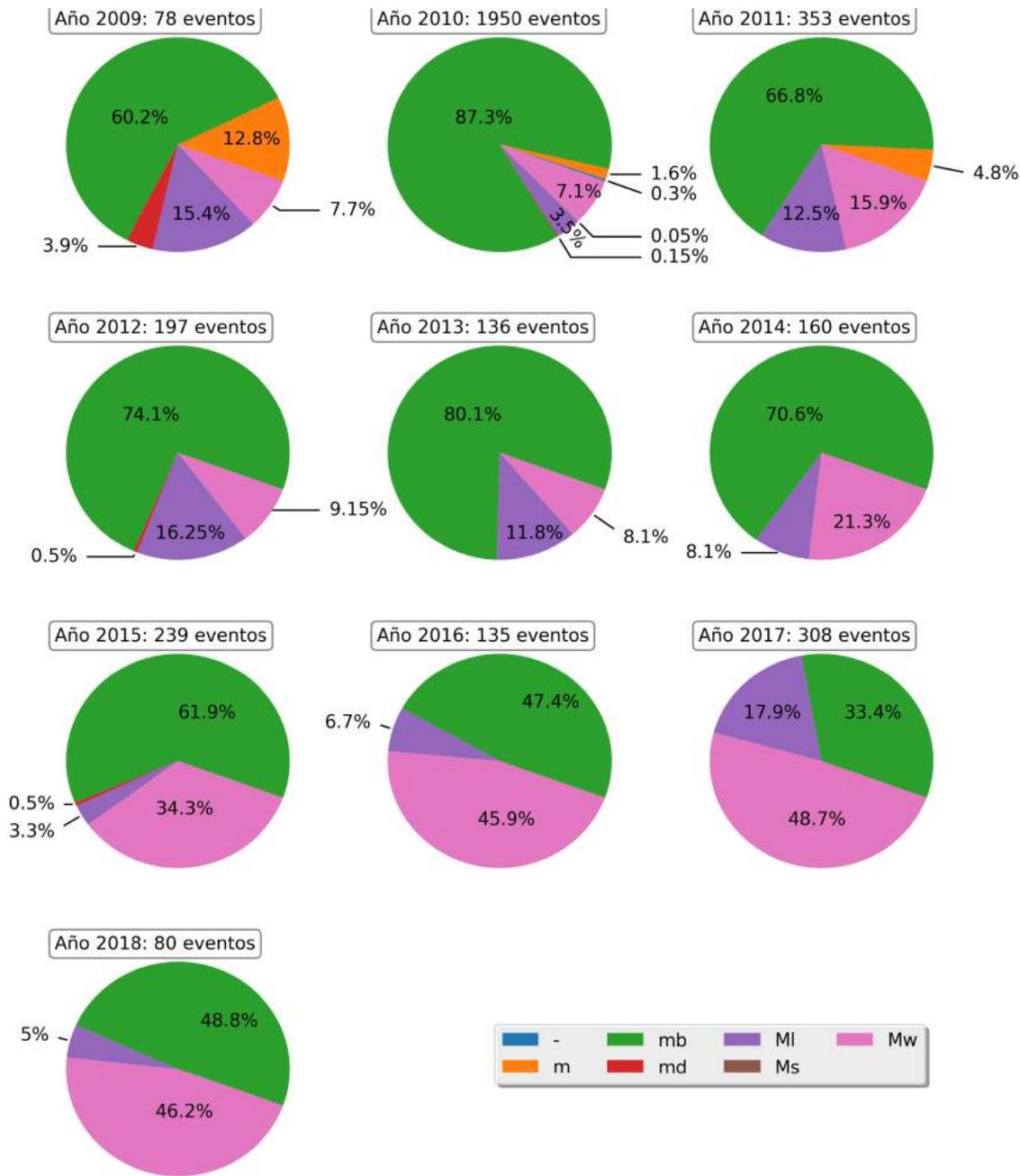


Figura A2.13: Distribución de magnitudes (en colores), a partir del catálogo NEIC entre 01/01/2009-31/08/2018, para la zona entre los 32°-40°S y 70°-76°W.

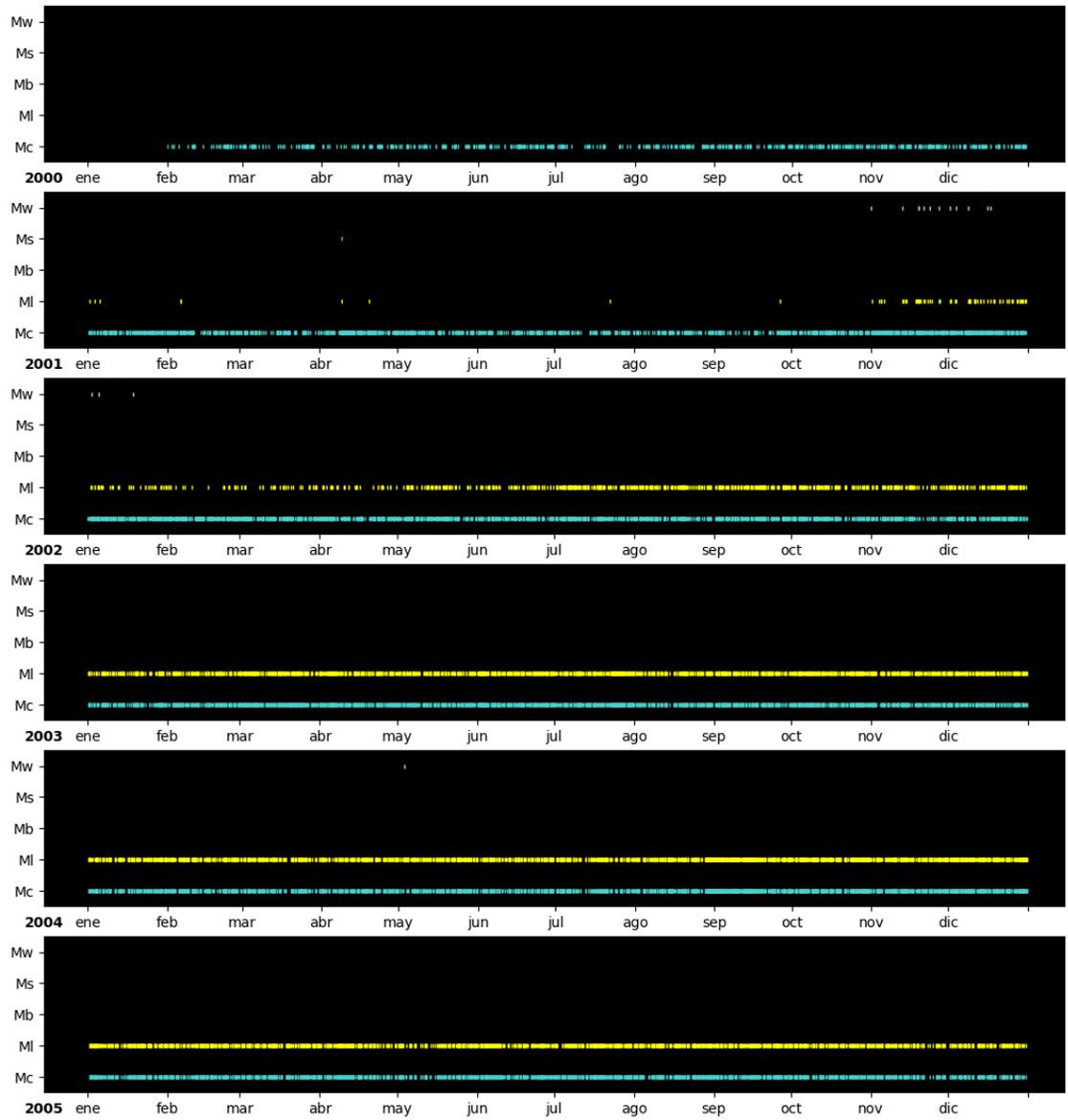


Figura A2.14: Tipos de magnitudes calculadas para los diferentes sismos registrados por el SSN-CSN por año, entre el 2000 y 2005.

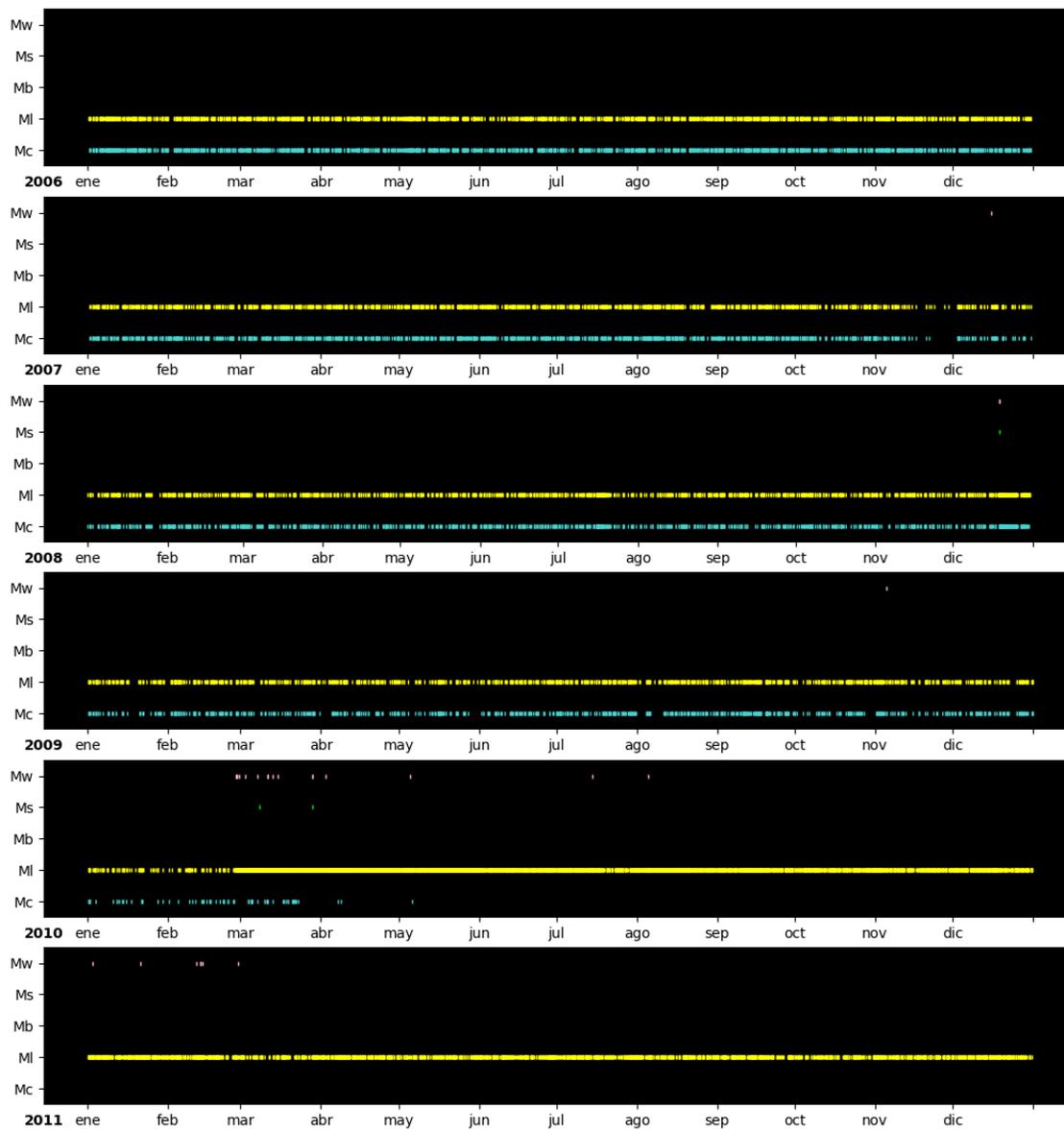


Figura A2.15: Tipos de magnitudes calculadas para los diferentes sismos registrados por el SSN-CSN por año, entre el 2006 y 2011.

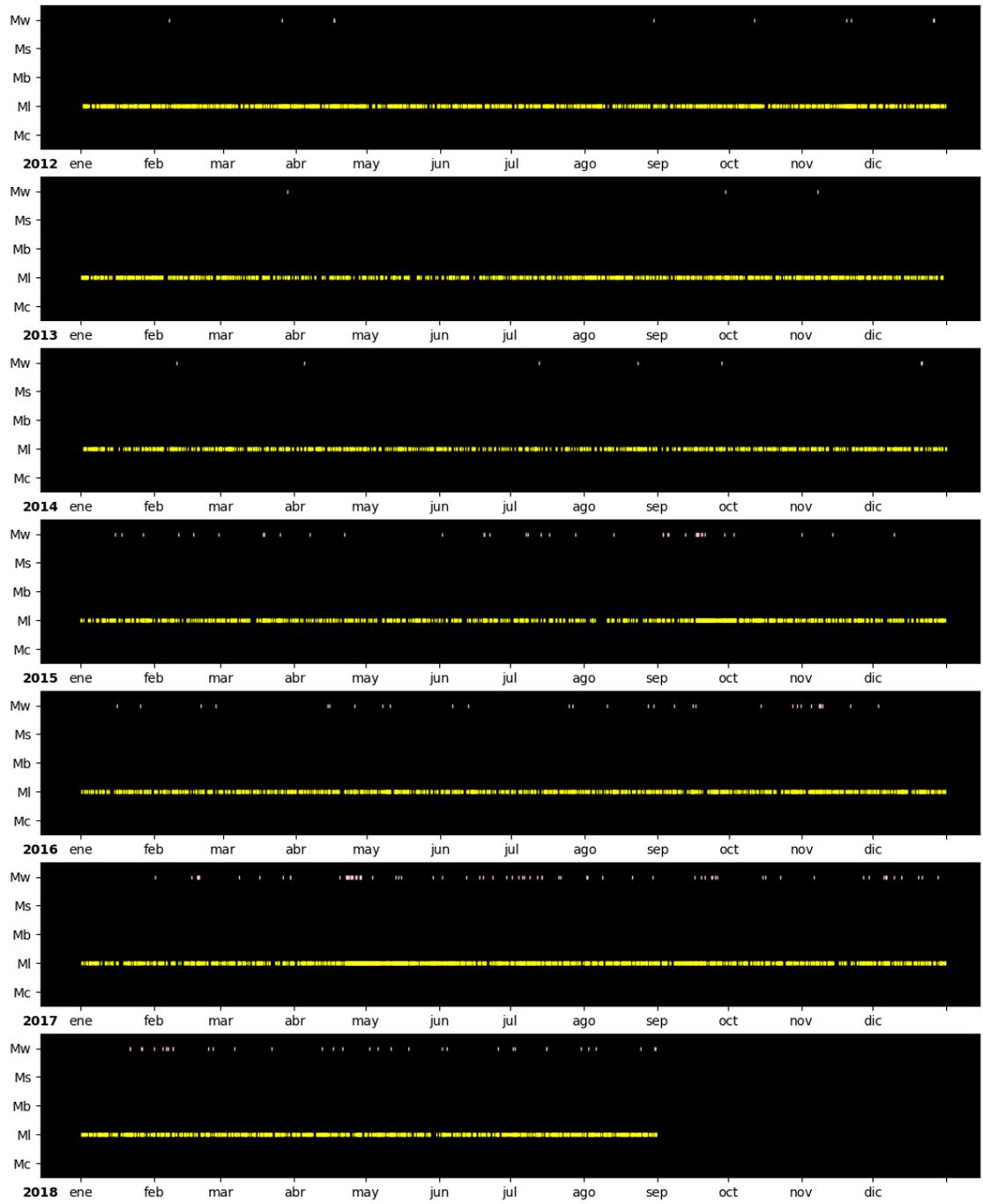


Figura A2.16: Tipos de magnitudes calculadas para los diferentes sismos registrados por el SSN-CSN por año, entre el 2012 y 2018.

# Apéndice B

## *b-value*

### B1. Mapas de *b-value*

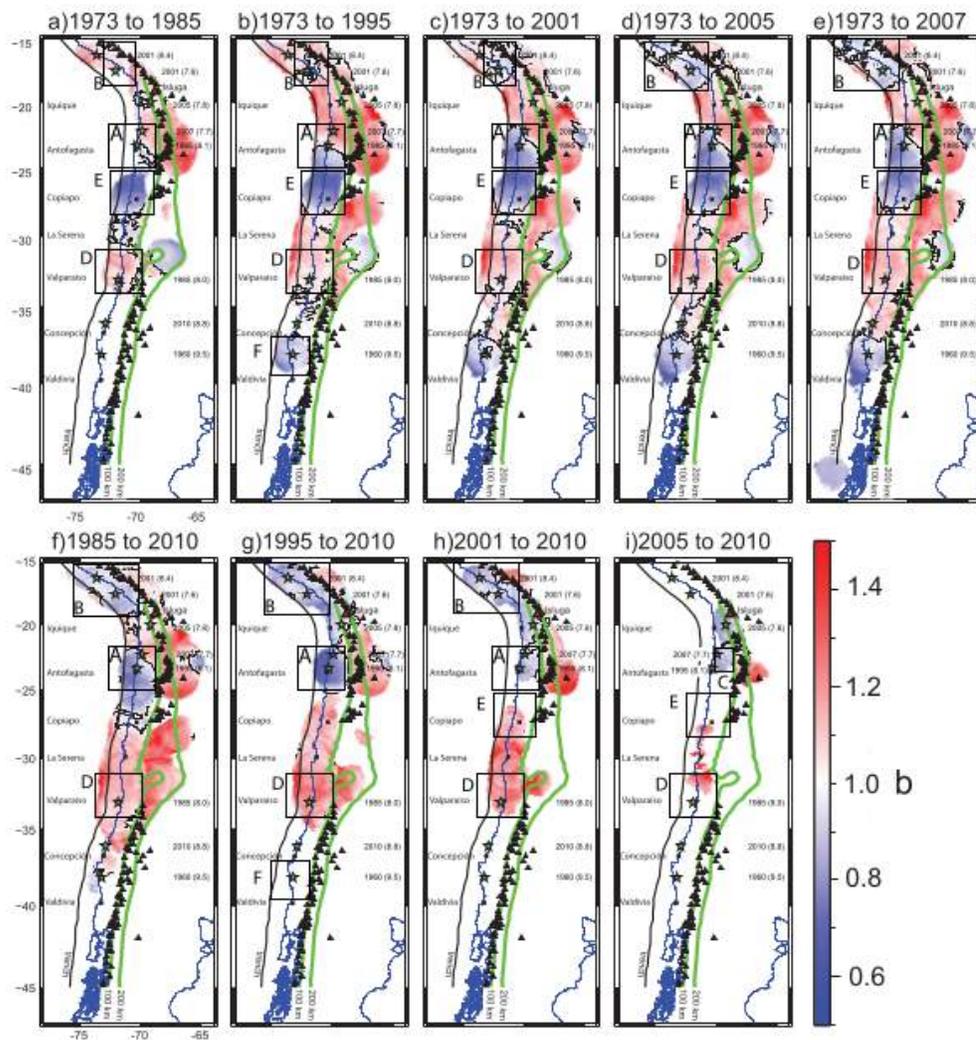


Figura B1.1: Variaciones temporales del *b-value*. La fecha 1973 corresponde al 01/01/1973. Las otras fechas corresponden al día antes o justo después del mayor terremoto de los años 1985, 1995, 2001, 2005, 2007 y 2010. Triángulos blanco/rojo son volcanes activos. Las estrellas negras y blancas son los terremotos  $M_w \geq 7.5$ . El *b-value* entre 2007 y 2010 no pudo ser calculado debido a la falta de datos suficientes con el criterio utilizado en este estudio. En lugar de ello, grafican la ventana temporal 1973-febrero 2010. Los parámetros son  $R = 150$  km,  $N = 50$ ,  $M_c = 4.5$ . Modificado de Legrand et al. (2012).

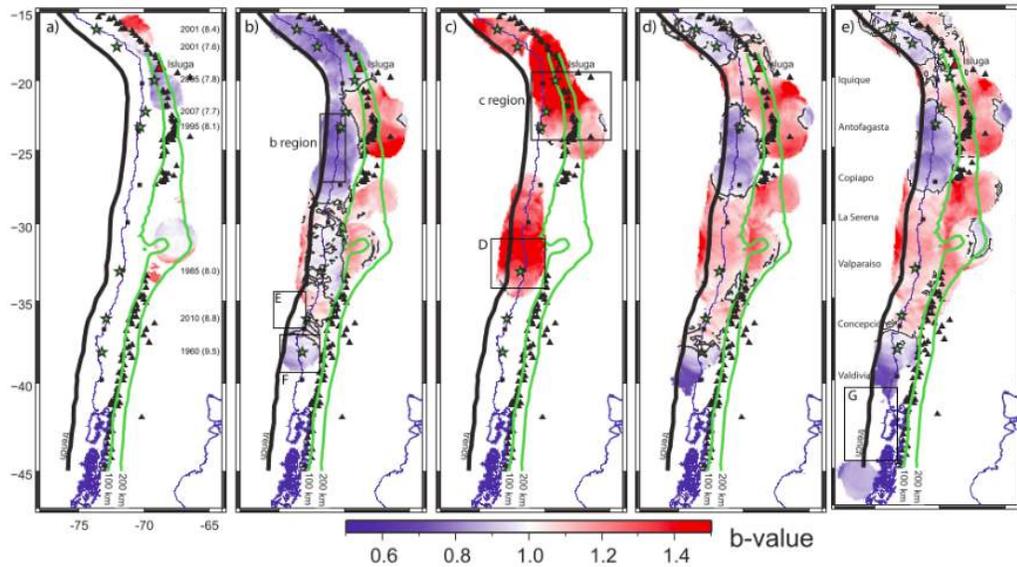


Figura B1.2: Mapas de  $b$ -value desde enero 1973 a febrero 2010, usando los parámetros  $R = 150$ ,  $N = 50$ ,  $M_{comp} = 4.5$ . La línea negra corresponde a  $b = 1.0$ . (a) para el catálogo A (sismicidad cortical). (b) Para el catálogo B (sismicidad en la parte superior del *slab*). (c) Para el catálogo C (sismicidad bajo el límite de 15 km desde el límite superior del *slab*). (d) para catálogos B+C. (e) para catálogos A+B+C. Modificado de Legrand et al. (2012).

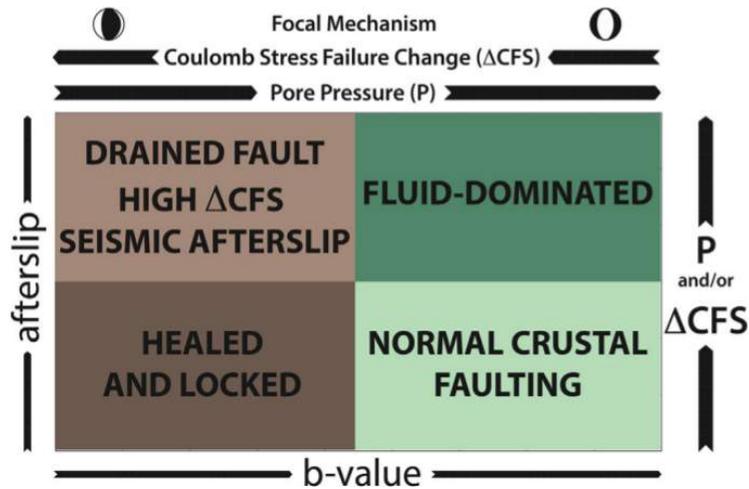


Figura B1.3: Espacio de parámetros de  $b$ -value vs *afterslip* que explora la relación entre ambos parámetros en términos de procesos físicos relevantes. Un incremento del *afterslip* en un punto dado puede estar asociado a un aumento del estrés de falla de Coulomb ( $\Delta CFS$ ) cargado por el *mainshock* y/o por parches vecinos de *afterslip* (posiblemente sísmico), o por un aumento en la presión de poros de fluido (P). Un incremento de  $b$  se relaciona con esta última alternativa y con una disminución en  $\Delta CFS$  con un cambio en el mecanismo focal dominante. Esta combinación ofrece la posibilidad de una interpretación más robusta de la evolución temporal de ambos parámetros, como se resume en los conceptos expresados en cada cuadrante. Modificado de Tassara et al. (2016).

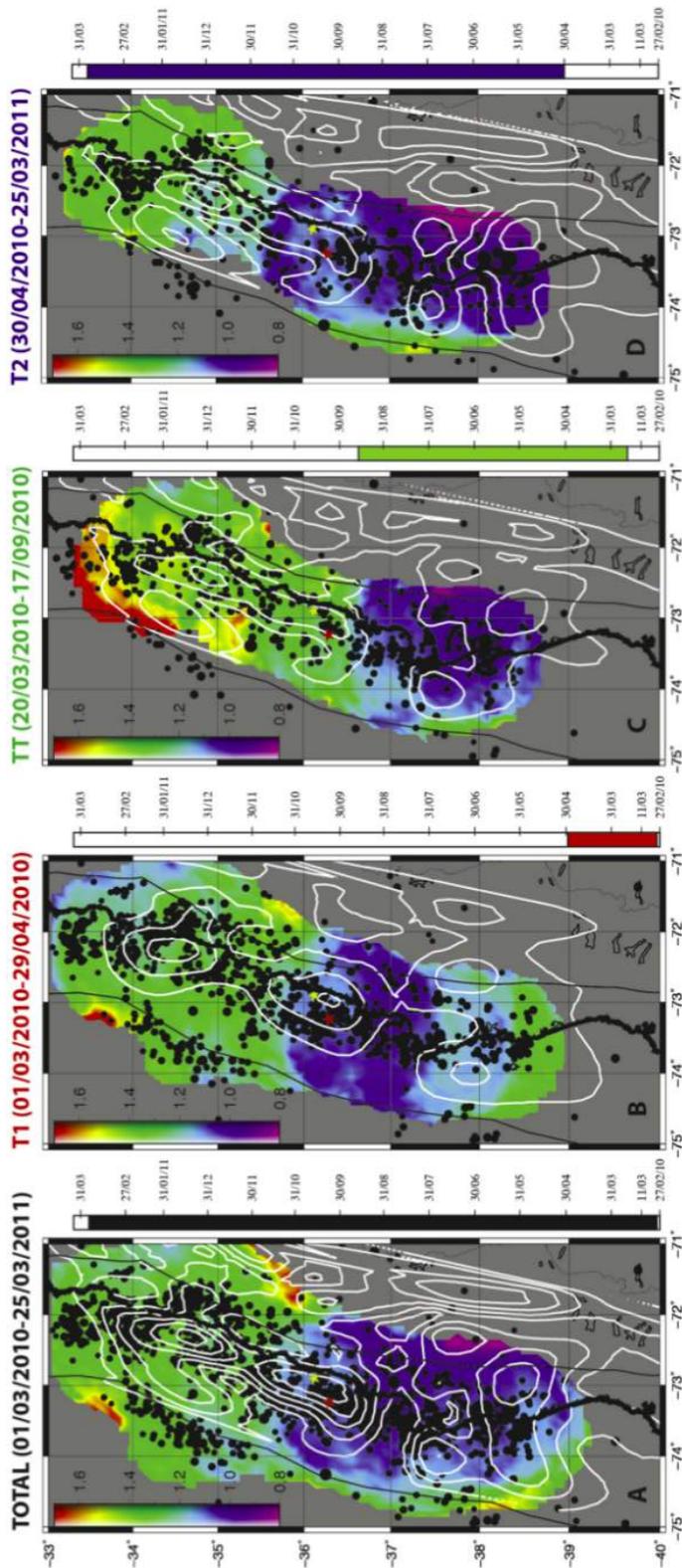


Figura B1.4: Mapas de *b-value* (grillas de color) y contornos de *afterslip* cada 0.3 m (en blanco). Los puntos negros representan las réplicas escalas en magnitud. Las ventanas desde izquierda a derecha son TO, T1, TT and T2. Las barras a la derecha de cada mapa muestran el periodo de tiempo específico considerado en cada mapa. Modificado de Tassara et al. (2016).

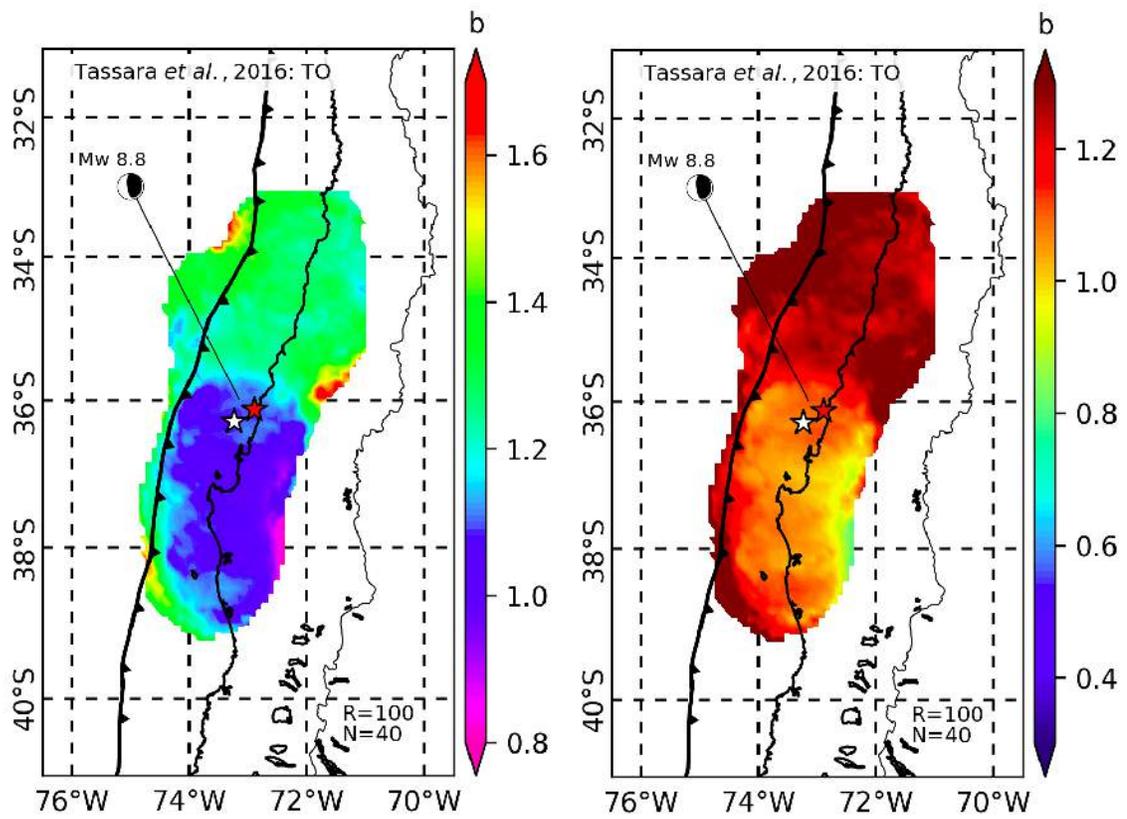


Figura B1.5: (Panel izquierdo) Mapa de  $b$ -value para la ventana TO del estudio de Tassara et al. (2016), (panel derecho) misma distribución en la escala de colores del presente estudio.

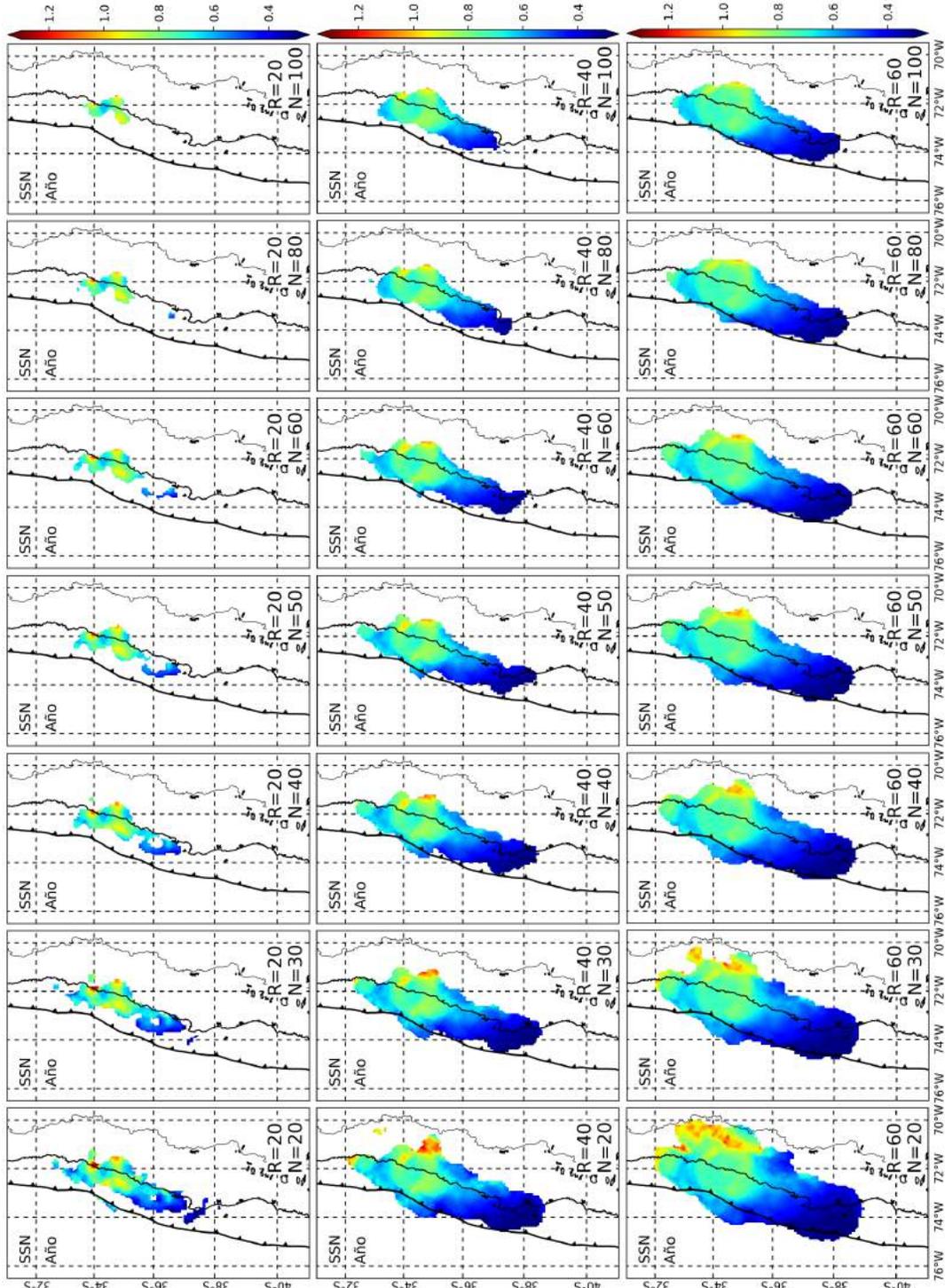


Figura B1.6: R y Nmin para el catálogo SSN entre 27/02/2010-26/02/2011. De arriba hacia abajo R=20,40,60 km.

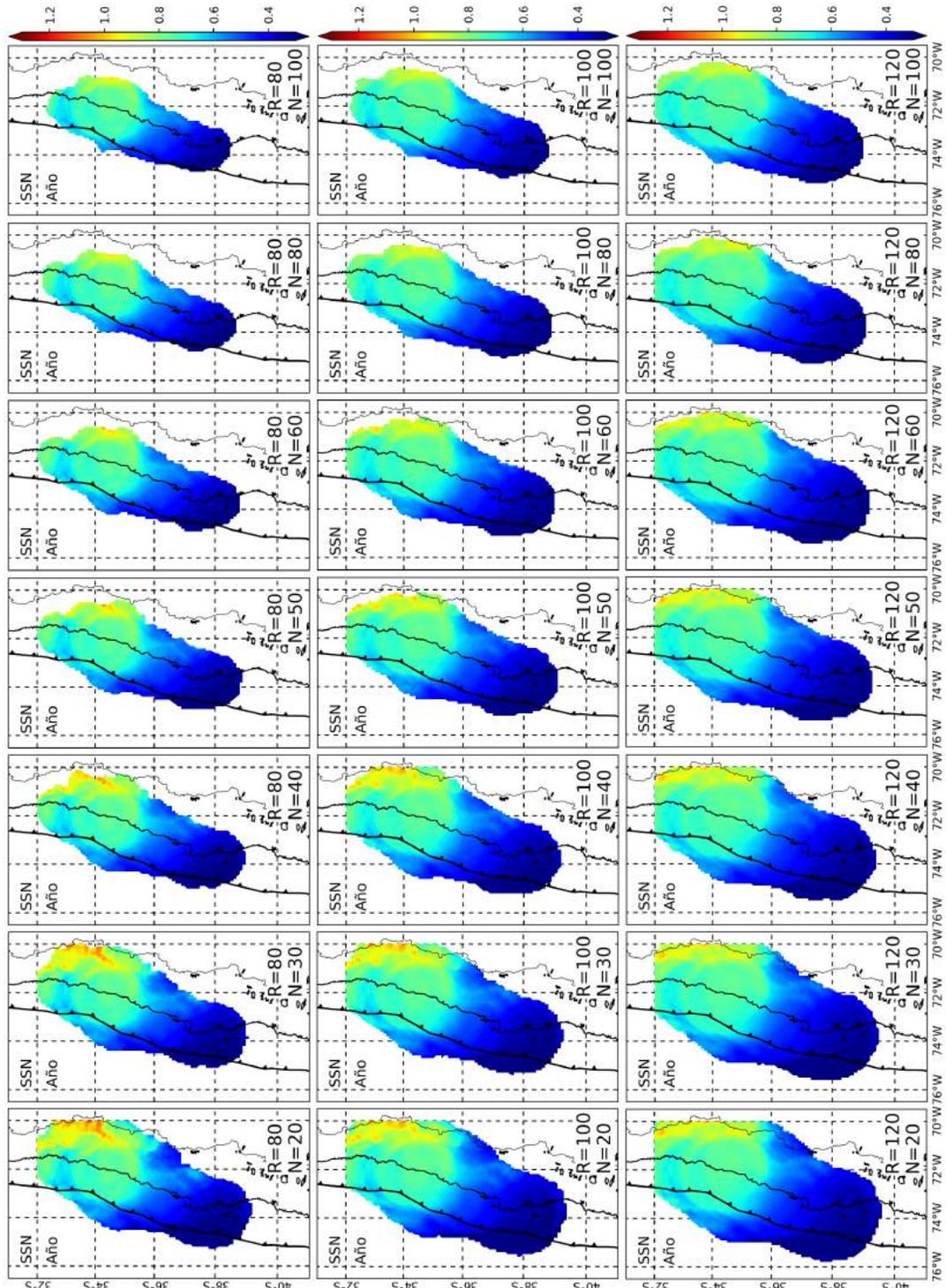


Figura B1.7: R y Nmin para el catálogo SSN entre 27/02/2010-26/02/2011. De arriba hacia abajo R=80,100,120 km.

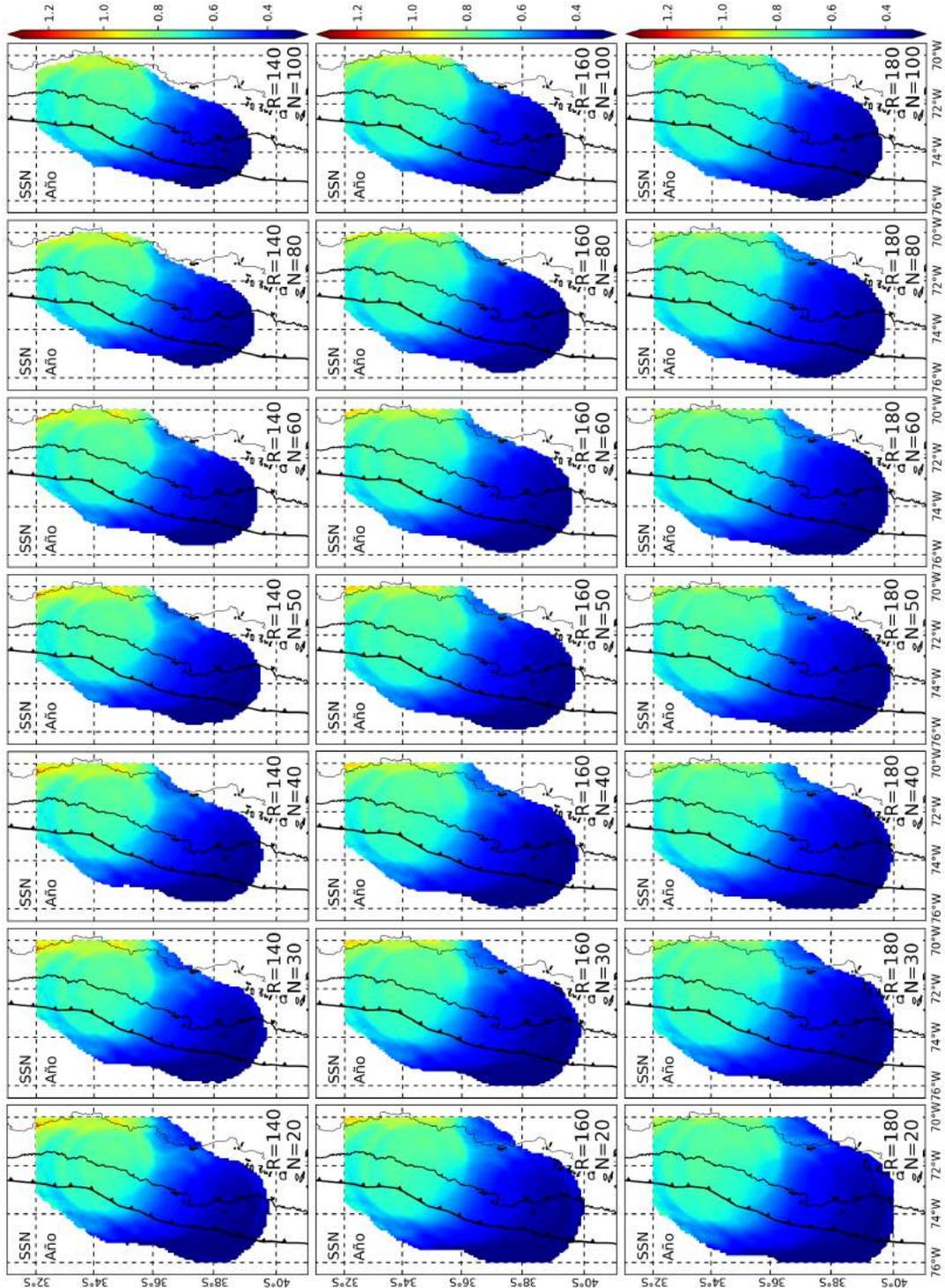


Figura B1.8: R y Nmin para el catálogo SSN entre 27/02/2010-26/02/2011. De arriba hacia abajo R=140,160,180 km.

## B2. Soluciones *b-value* según *Slab* 2.0

A continuación se muestran las distintas soluciones de *b-value* según los distintos modos de utilización del modelo *Slab* 2.0 (Hayes et al., 2018), para cada catálogo en cada etapa de estudio, sin fijar magnitud de completitud. En cada caso, los cuadros superiores representan las soluciones para el *Slab* +5–25 km, y los inferiores al *Slab*  $\pm$  15 km, y de izquierda a derecha: catálogos (1) en bruto, (2) filtrados por el *slab* correspondiente, (3) $\alpha$ : sismicidad superior, (4) $\beta$ : sismicidad inferior, (5) $\gamma = \alpha + \beta +$  sismicidad *outer-rise*.

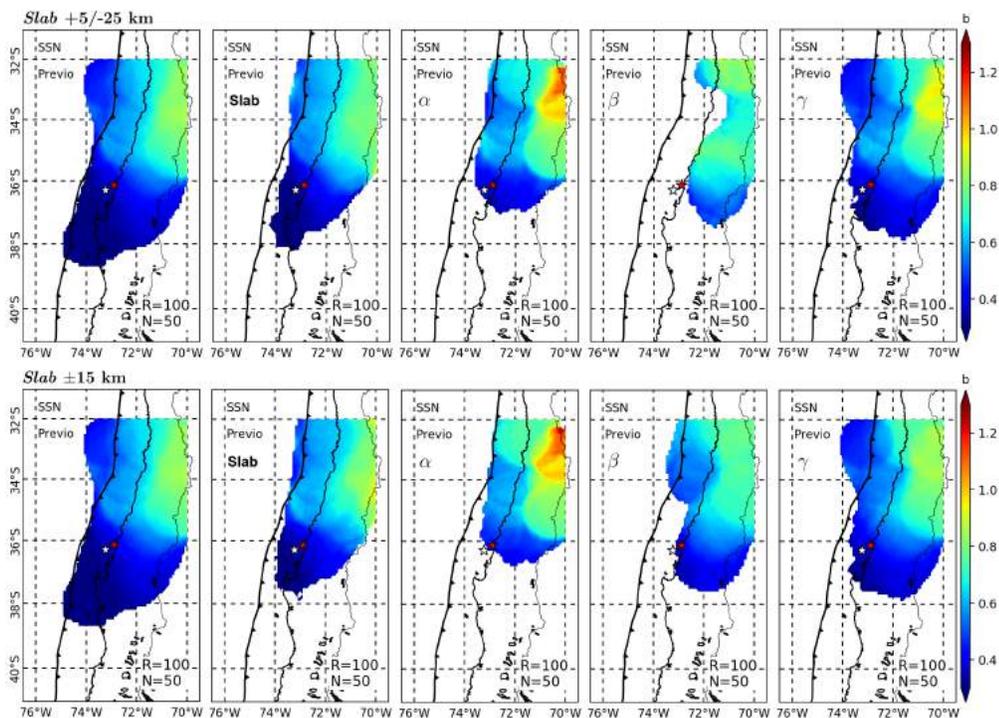


Figura B2.1: Comparación de soluciones de *b-value* para el catálogo SSN en la etapa previa al *mainshock*.

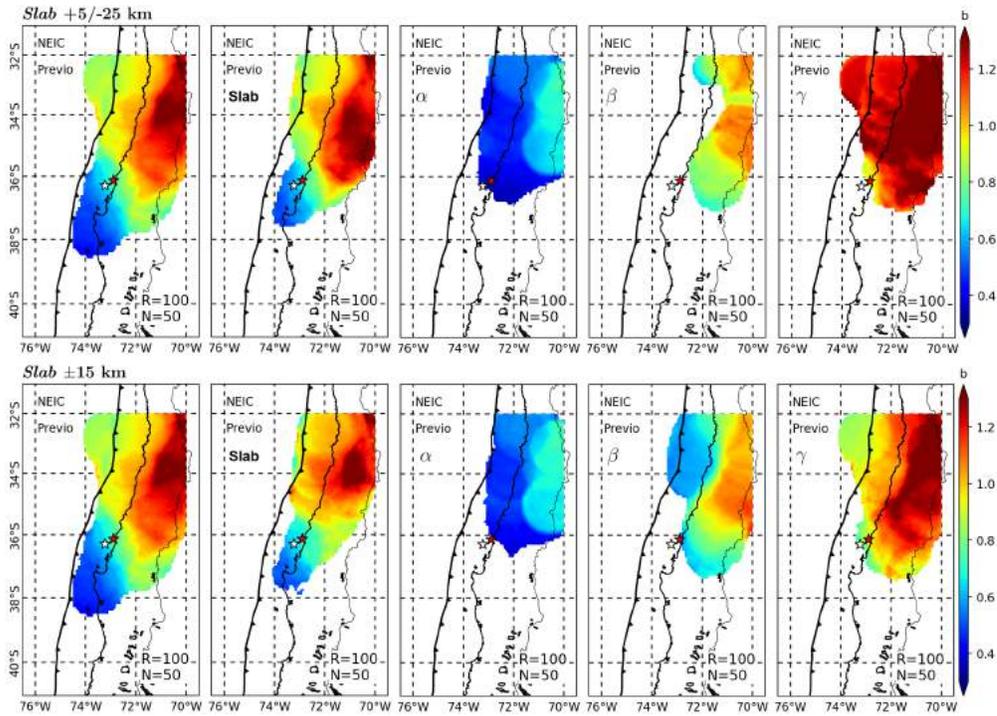


Figura B2.2: Comparación de soluciones de  $b$ -value para el catálogo NEIC en la etapa previa al *mainshock*.

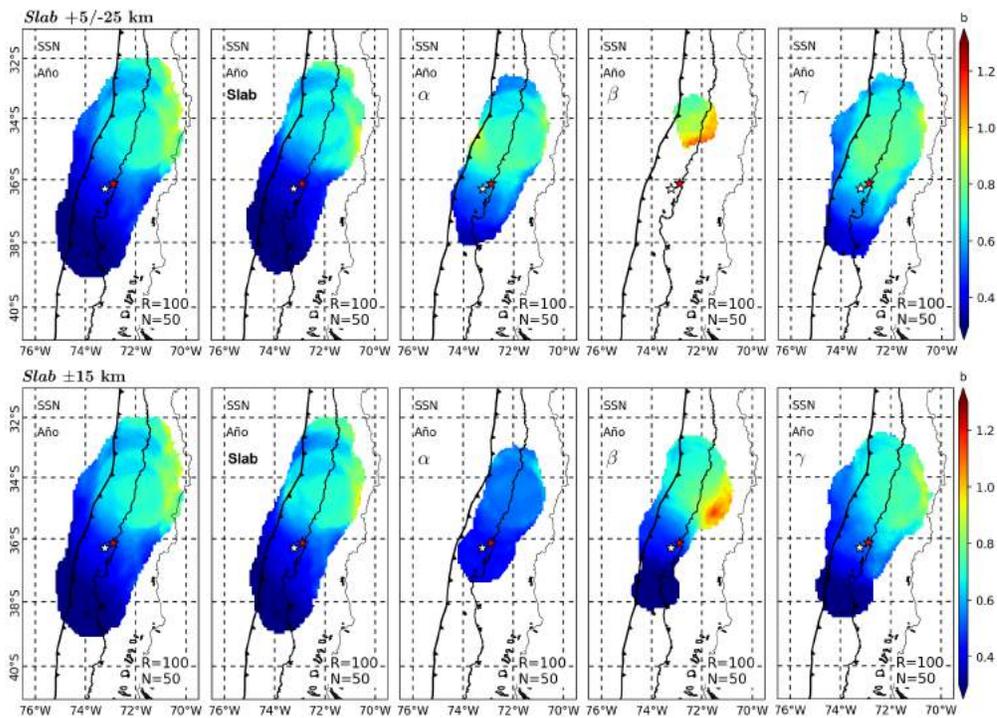


Figura B2.3: Comparación de soluciones de  $b$ -value para el catálogo SSN en la etapa del año posterior al *mainshock*.

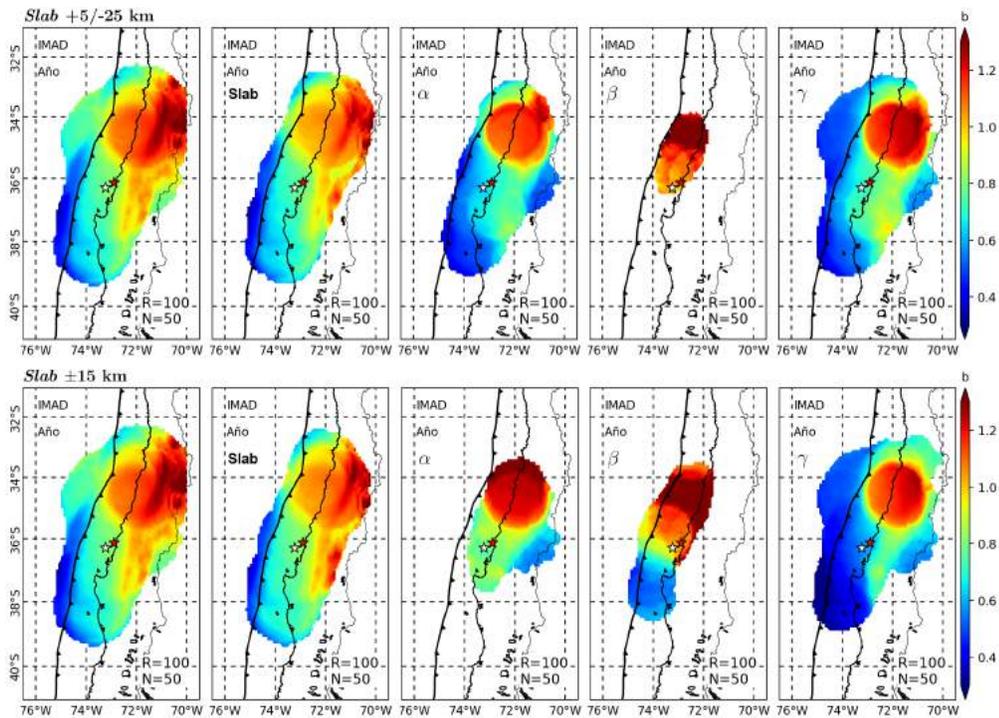


Figura B2.4: Comparación de soluciones de *b-value* para el catálogo IMAD en la etapa del año posterior al *mainshock*.

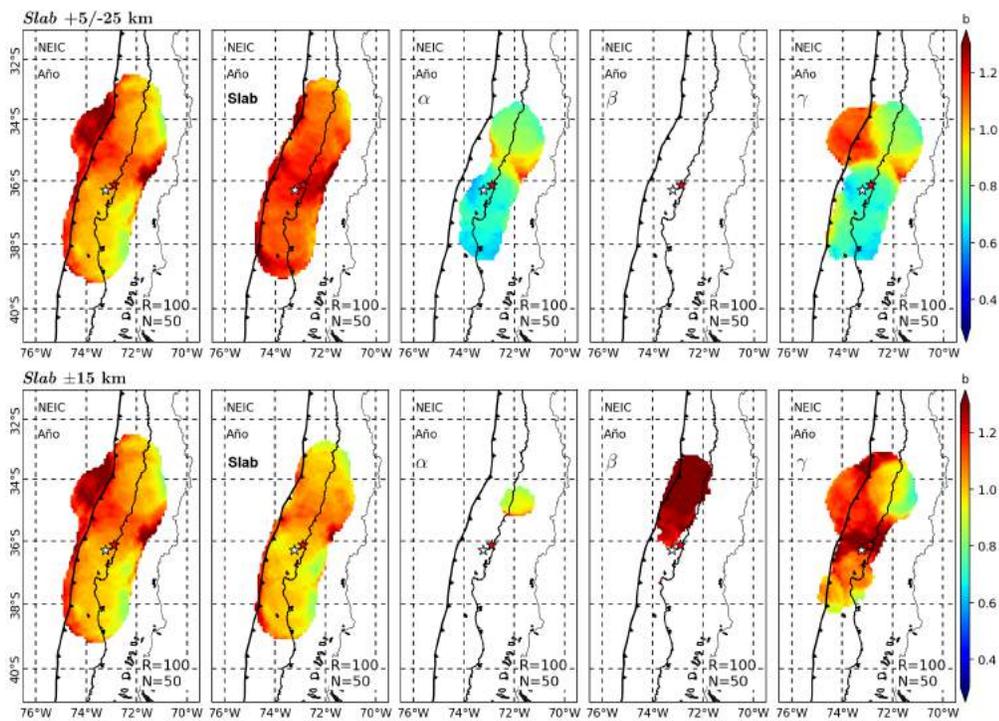


Figura B2.5: Comparación de soluciones de *b-value* para el catálogo NEIC en la etapa del año posterior al *mainshock*.

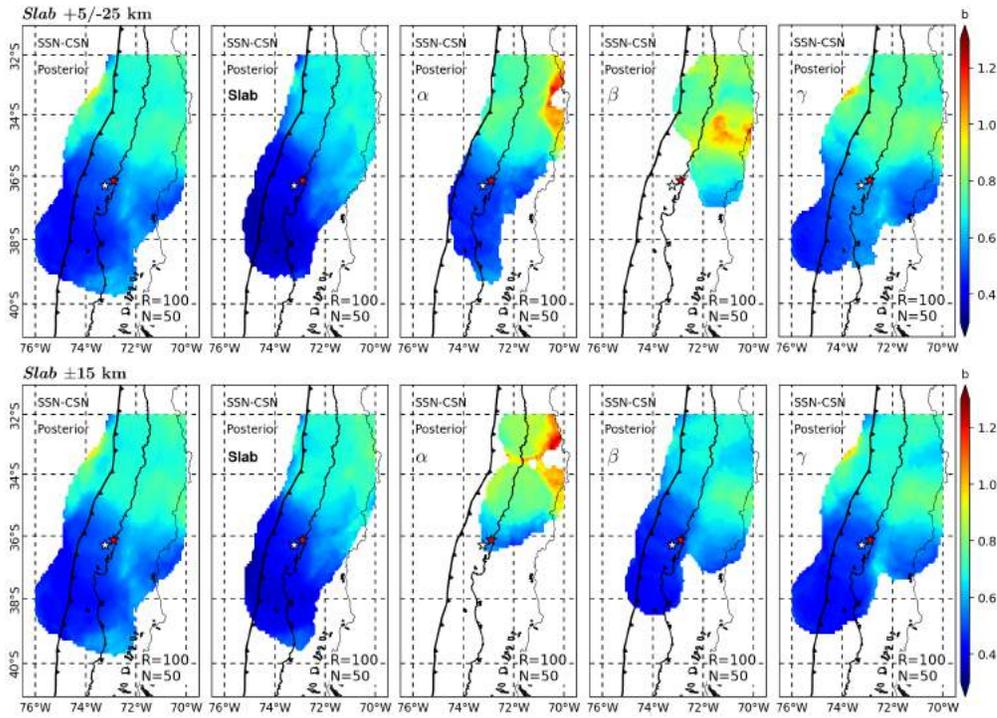


Figura B2.6: Comparación de soluciones de *b-value* para el catálogo SSN-CSN en la etapa posterior al *mainshock*.

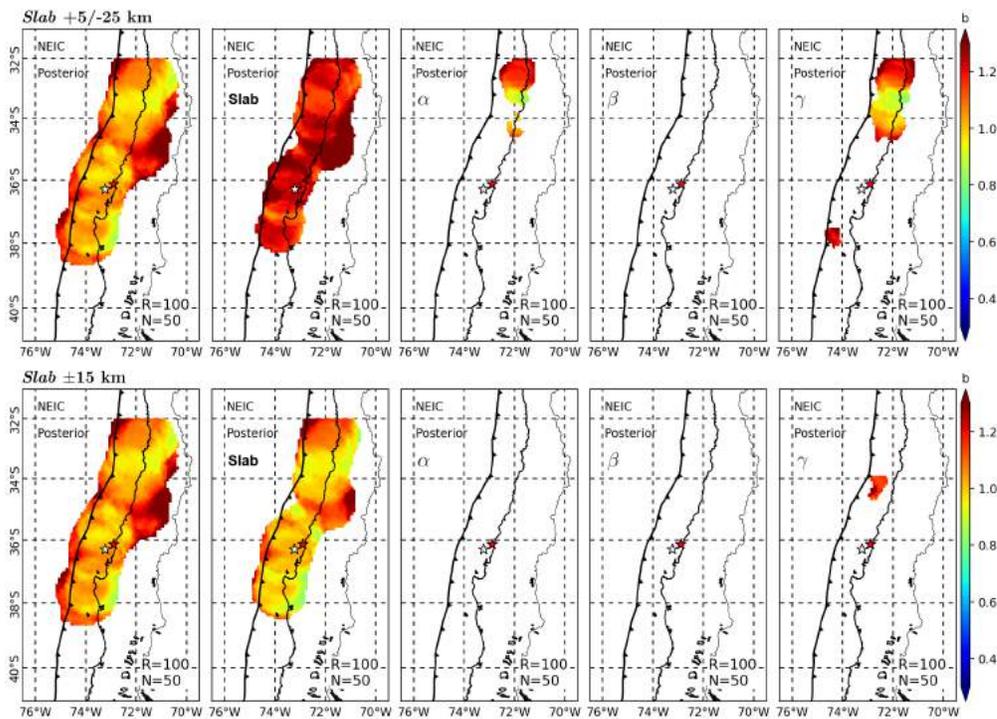


Figura B2.7: Comparación de soluciones de *b-value* para el catálogo NEIC en la etapa posterior al *mainshock*.

# Apéndice C

## *b-estimator*

*run\_bvalue* es el programa más general de *b-estimator*, en primer lugar importa los códigos independientes *bspace*, *btime* y *butil*, que contienen las funciones que se utilizarán para el cálculo y modificación de archivos (Figura C2.1), además de módulos matemático-científicos como *numpy*, *sys*, *pylab*, *datetime*, entre otros.

Declara la variable *path*, la que se utilizará como *input* en la mayoría de las funciones. Contiene parte de la información de los directorios donde se realizarán los procesos y se guardarán los diferentes productos, así como también la ruta hacia el catálogo sísmico

---

```
1 paths = {
2   'wdir': '/home/hugo/Academic/Processing/test_bvalue_python',
3   'test': 'test_bspace',
4   'cat': 'NEIC_no8_8_fosch.dat',
5   'windows': 'out/windows',
6   'mapping': 'out/mapping',
7   'maps': 'out/maps',
8   'anims': 'out/anims'}
```

---

Donde:

**wdir**: directorio de trabajo (para los ejemplos, se denominará *wdir*)

**test**: nombre del directorio donde queda el *test* espacial, en este caso.

**cat**: nombre archivo de catálogo.

**windows**: directorio donde se encontrará la información de las ventanas, símil a mapping, maps, anims.

## C1. *Test* espacial

Llama a la función `ospace.initialize()`. Así crea los nombres de los directorios a utilizar, con el diccionario `path`. Para el caso de ejemplo, tenemos

```
wdir/test_ospace/out/windows
wdir/test_ospace/out/mapping
wdir/test_ospace/out/maps
wdir/test_ospace/out/anim
```

Define las variables `win_size`, `win_overlap`, `adjwd` y `test` a utilizarse para crear los directorios para las ventanas sísmicas con la función `ospace.make_windows()`, donde:

**win\_size**: (entero) tamaño de la ventana en número de eventos.

**win\_overlap**: (flotante) solapamiento de la ventana actual en la siguiente.

**adjwd**: (bool), *True*: se ajustan el comienzo y final de la ventana al comienzo y final de los días (análisis para *afterslip*).

**test**: (bool) *True*: para realizar un *test* (ventanas no creadas: información en `/out/windows/cat_info.dat`) Se ejecuta la función `ospace.make_windows()`.

- Despliegue de un mensaje de información para el usuario, notificando el inicio del proceso, utilizando la función `ospace.show_message()`, a través de un diccionario con mensajes para las acciones referidas a: *windows*, *mapping*, *maps*, *anim*, *pallet*. Todas en opciones de *start* y *end*. En este caso se ejecuta y se obtiene lo siguiente

---

```
1 show_message('windows','start')
2 ##### Creation of seismic windows initialized #####
```

---

- Se crea la variable `work_dir`, con el nombre *tmp*, subdirectorio donde se guardan las ventanas durante el cálculo. Dentro de este directorio se ejecuta la función `ospace.create_windows()`
- Los *output* del paso anterior (`cat_info.dat` y `wd*.dat`) se mueven al directorio `../out/windows`, posteriormente se elimina el `work_dir`.
- Al terminar el proceso, se le notifica al usuario mediante un mensaje en terminal

---

```
1 show_message('windows','end')
2 ##### Creation of seismic windows completed #####
```

---

Se crea el diccionario *kwargs\_mapping* con algunos parámetros para el mapa

---

```
1 kwargs_mapping = {'mc_mode':1, 'mc_man':3.5, 'reg_mode':1,
2                  'reg_lims':[-18.0,-23.0,-69.0,-72.0]}
```

---

Donde:

**mc\_mode:** (entero) 1 / 2 / 3 / 4.

[1] Mc pre-calculado para todo el catálogo. Default

[2] Mc fijo en la región de estudio (para cada ventana sísmica)

[3] Mc es variable nodo a nodo en la región de estudio

[4] Mc es fijo por el usuario para todo el catálogo (ver mc\_man).

**mc\_man:** (flotante) Mc usada para el cálculo basado en una Mc fija, definida por el usuario.

Default mc\_man = 4.0

**reg\_mode:** (entero) 1 / 2 / 3. Límites de la región de estudio:

[1] aquellos de todo el catálogo. Default

[2] obtenidos de cada ventana sísmica (subcatálogo)

[3] predefinidos por el usuario (se requiere reg\_lims).

**reg\_lims:** [North,South,East,West] Límites predefinidos por el usuario para la región de estudio (reg\_mode = 3)

Se definen las variables *params*, *rads*, *nmins*, *windows*, *resol*, *to\_window*

---

```
1 params,rads,nmins,windows,resol,to_window = ['bval','bval_err1','bval_err2',
2                                               'bval_porcen_err1','mc','nmin'],
3                                               [100], [40], 'all', [0.1,0.1], True
```

---

Donde:

**params:** (lista de strings) Elección de los parámetros a calcular, opciones: 'bval','bval\_err1', 'bval\_err2','bval\_porcen\_err1','mc','nmin'

**rads:** (lista de flotantes) Valor del radio en km que será usado para el cálculo

**nmins:** (lista de enteros) Valor de la cantidad mínima permitida de eventos con magnitud  $M \geq Mc$

**windows:** (lista de enteros) Número de ventanas a utilizar en el cálculo. Opción 'all' utiliza todas las creadas

**resol:** (lista de flotantes) Resolución para el cálculo del mapeo [resol\_lat[deg], resol\_lon[deg], para latitud y longitud en grados

**to\_window:** (booleano) *True* para calcular el mapeo para la ventana en el tiempo total (cubriendo todas las ventanas)

Se ejecuta la función `bspace.make_mapping()`

- Se definen las variables *mc\_mode*, *mc\_man* y *reg\_mode* con la función **butil.get\_kwarg()**, donde no importando el valor de entrada, la variable de salida será la del diccionario definido en un principio.
- Se crea un string llamado *param\_str*, que contiene los nombres de los parámetros listados en *params*, separados por comandos.
- Al comenzar el proceso *mapping*, se muestra el mensaje correspondiente al usuario

---

```

1     show_message('mapping','start')
2     ##### Mapping of seismic windows initialized #####

```

---

- Crea nuevamente el directorio *work\_dir* llamado *tmp* como entorno momentáneo de trabajo. Se establecen como variables los siguientes paths

```

idir = wdir/test_ospace/out/windows
odir = wdir/test_ospace/out/mapping
kdir = wdir/com

```

Junto al *cat\_path*: catálogo. Se copia todo el contenido de *idir*(windows) y *kdir*(com) en el directorio de trabajo.

- Entra a dicho directorio. Revisa el estado de los límites de latitud y longitud escogidos anteriormente
  - Si la variable *reg\_mode* es 1 se consideran los límites de todo el catálogo, los que se buscan con la función **ospace.calc\_catalog\_lims()**, la cual lee el catálogo, separa latitudes de longitudes según las columnas, busca los máximos y mínimos con dos decimales (uniformidad de formato) y los entrega como salida en orden:  
*lons\_min,lons\_max,lats\_min,lats\_max*.
  - Si *reg\_mode* es 3 se consideran aquellos límites definidos en la variable *reg\_lims*, por lo que dichos valores se buscan en el diccionario *kwarg*s, resultando en una lista [North,South,East,West]
  - Si no es ninguna de estas opciones, se calcularán internamente utilizando la función **ospace.calculate\_bvalue\_f90()**
- Si *windows = 'all'* (todas las ventanas) abre el archivo *cat\_info.dat* y crea una lista con número de ventanas, según el largo del archivo.
- Luego realiza un ciclo para cada *radio* en *rads*, en este entorno para cada *nmin* en *nmins*, y para cada *wd* en *windows* (ciclos *for* sucesivos), donde se crea el nombre de un nuevo archivo para cada ventana: *wdn.dat* y con ello utiliza la función **ospace.calc\_mc()**, la cual calcula la magnitud de completitud
  - *Inputs*: *cat\_path*: es el catálogo de sismicidad y *cat\_wd\_path*: referido a los archivos *wdn.dat*

- *Output:*
  - nevs:** largo del archivo `wdn.dat`: cantidad de eventos en la ventana `n`
  - mc:** magnitud de completitud
  - N:** número de eventos con magnitud mayor a la de completitud
  - b:** bvalue para el catálogo, sobre la magnitud de completitud
  - errb1:**  $\sigma(b_1)$  primera incerteza
- Abre el archivo `wdn.dat`, obtiene la cantidad de eventos que contiene (`nevs`)
- Abre el catálogo y guarda todas las magnitudes en un array
- Genera las variables para un histograma, contando cuantas veces se repite cada magnitud
- Busca la magnitud con mayor repetición y la designa como la variable `mc`
- Define la constante de la expresión de Aki 1965 `Aki (1965)` ( $\ln(10)$ )
- Construye un array de las magnitudes centradas para el gráfico
- Calcula el valor de `b` según Aki 1965 `Aki (1965)`
- Calcula  $\sigma(b_1)$ , primera incerteza
- Si la variable `mc_mode` es igual a 4 (referido a `Mc` es fijo por el usuario para todo el catálogo), se considera `mc` como el valor ingresado en `mc_man`. En este caso se utiliza la función `bspace.calculate_bvalue_f90()`
  - *Inputs:* **cat\_path:** catálogo sismicidad
  - params:** (lista de strings) con los parámetros requeridos
  - rad:** (flotante) valor del radio en km
  - nmin:** (entero) cantidad mínima de eventos con magnitud  $M \geq Mc$  para realizar el cálculo
  - wd:** (entero) número de ventana que será utilizada en el cálculo
  - nevs:** salida de `bspace.calc_mc()`, largo del archivo `wdn.dat`, cantidad de eventos en la ventana `n`
  - mc:** salida de `bspace.calc_mc()`, magnitud de completitud
  - mc\_mode:** (entero) opciones de entrada para la magnitud de completitud
  - reg\_mode:** (entero) parámetro para decidir la forma de determinar los límites del mapa
  - reg\_lims:** [N,S,E,W] límites del mapa. Si es que `reg_mode=3`
  - resol:** (lista de flotantes) [`resol_lat[deg]`, `resol_lon[deg]`] resolución para el mapa
- Crea el archivo (a escribir) `'input_var.dat'`
- Crea el siguiente diccionario con todos los parámetros a utilizar

---

```

1         dct_var =
2         {'lim_cond': reg_mode,
3          'mc_cond': mc_mode,
4          'mc_pref': mc,
5          'name_cat1': 'NEIC_no8_8_fosch',
6          'name_cat2': 'dat',
7          'ndw': wd,
```

---

```

8         'nevs_cat': nevs,
9         'nmin': nmin,
10        'ntest_param': len(params),
11        'param_name1': 'bval',
12        'param_name2': 'bval_err1',
13        'param_name3': 'bval_err2',
14        'param_name4': 'bval_porcen_err1',
15        'param_name5': 'mc',
16        'param_name6': 'nmin'
17        'rad': rad,
18        'reg_lim1': reg_lims[0],
19        'reg_lim2': reg_lims[1],
20        'reg_lim3': reg_lims[2],
21        'reg_lim4': reg_lims[3],
22        'resol1': resol[0],
23        'resol2': resol[1]
24    }

```

---

- Con un ciclo for escribe cada key y su respectivo value del diccionario en el archivo `input_var.dat`
- Posteriormente compila y corre la rutina de fortran con los siguientes comandos

---

```

1         gfortran bvalue2D.f90 -o bvalue2D
2         ./bvalue2D

```

---

Posteriormente se utilizan las siguientes funciones

- **bspace.calc\_palette\_vals**(*paths, params, rads, nmins, windows, to\_window*):  
Calcula iterativamente los valores para las paletas de colores de los parámetros en distintas combinaciones de éstos (*params*) y ventanas sísmicas (*windows*) y valores predefinidos para el radio del cilindro y número mínimo de eventos (*rads* y *nmins*).
- **bspace.make\_maps**(*paths, params, rads, nmins, windows, to\_window, \*kwargs\_maps*):  
Crea mapas para los valores calculados en la zona de estudio, los que son creados de forma iterativa para distintas combinaciones de *params*, *windows*, *rads*, *nmins*.

- **bspace.make\_anim**(*paths, params, rads, nmins, windows, anim\_to*):  
Crea animaciones de los resultados para distintas ventanas sísmicas en la región de estudio.

## C2. *Test* temporal

**btime.initialize**(*paths*):

Crea los directorios de *output*, donde se guardarán los resultados.

**btime.make\_windows**(*paths, win\_sizes, win\_ovlaps, mode, \*\*kwargs\_win*):

De forma iterativa crea las ventanas sísmicas, basadas en distintas combinaciones de pares predefinidos de tamaño (*win\_sizes*) y solapamiento (*win\_overlap*) de la ventana.

**btime.make\_plots**(*paths, params, win\_sizes, win\_overlap, mode, \*\*kwargs\_series*):

De forma iterativa crea los gráficos de las series de tiempo para distintas combinaciones de parámetros (*params*) y valores predefinidos para la ventana (*win\_sizes* y *win\_overlap*).



Figura C2.1: Diagrama de códigos de `run_bvalue.py`, en colores las subfunciones correspondientes a cada una de las funciones principales (`bspace`, `btime` y `butil`), se muestra el detalle de los `input` (dentro de los paréntesis), que requiere cada una.