



Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas

Tesis de Grado en Geofísica

**Análisis de la peligrosidad sísmica
en la región de la Cuenca Neuquina**

Andrea Beatriz Rodriguez

Directora: Dra. María Laura Rosa

La Plata, Argentina
- Marzo de 2022 -

*A mi mamá, mi papá,
mis hermanas, Soledad y Marianela
y mis sobrinos, Álvaro y Abril.*

Índice general

| | |
|---|-----------|
| Resumen | 3 |
| 1. Introducción | 5 |
| 1.1. Antecedentes | 5 |
| 1.2. Objetivos | 8 |
| 1.3. Metodología | 8 |
| 2. Marco Geológico - Geofísico | 9 |
| 2.1. Contexto continental | 9 |
| 2.2. Geología de la Cuenca Neuquina | 9 |
| 2.2.1. Depresión/Valle Central | 10 |
| 2.2.2. Cordillera Principal | 12 |
| 2.2.3. Payenia | 12 |
| 2.2.4. Bloque de San Rafael | 13 |
| 2.2.5. Cordillera Patagónica | 13 |
| 2.2.6. Engolfamiento Neuquino | 14 |
| 2.3. Análisis geofísico | 15 |
| 2.4. Deformaciones cuaternarias | 16 |
| 3. Catálogo sísmico | 19 |
| 3.1. Aspectos teóricos | 19 |
| 3.1.1. Escalas de magnitud | 20 |
| 3.2. Recopilación de datos sísmicos | 22 |
| 3.3. Depuración | 24 |
| 3.4. Homogeneización | 26 |
| 3.5. <i>Declustering</i> | 29 |
| 3.6. Magnitud de completitud | 32 |
| 3.7. Modelo de recurrencia | 32 |
| 3.8. Determinación de zonas sismogénicas | 34 |
| 3.9. Parámetros sísmicos | 37 |
| 3.10. Ecuaciones de predicción de movimiento fuerte (GMPEs) | 40 |
| 3.11. Algunas consideraciones | 41 |
| 4. Peligrosidad sísmica | 43 |
| 4.1. Evaluación probabilista del peligro sísmico | 44 |
| 4.2. Determinación de resultados | 44 |

| | |
|--|-----------|
| 4.2.1. Mapas de peligro sísmico | 46 |
| 4.2.2. Espectros de amenaza uniforme | 46 |
| 4.3. Discusión de resultados y Conclusiones | 51 |
| 4.4. Eventos mayores en la zona aledaña | 54 |
| 4.5. Sobre otros estudios | 55 |
| 4.6. Sismicidad antropogénica | 56 |
| 4.6.1. Fracturación hidráulica | 57 |
| 4.6.2. ¿Sismicidad inducida en la Cuenca Neuquina? | 58 |
| A. Homogeneización | 59 |
| B. Mapas de peligrosidad sísmica | 61 |
| Bibliografía | 63 |

Resumen

Las pérdidas humanas y económicas causadas por terremotos determinan que la peligrosidad sísmica sea un tema de preocupación, responsabilidad e interés mundial. Es fundamental, por ende, dirigir los esfuerzos en caracterizar y estimar, de la mejor manera posible, el grado de amenaza sísmica para lograr reducir significativamente el riesgo al que se exponen la población y las estructuras.

En el presente trabajo se lleva a cabo un análisis de la peligrosidad sísmica en la región que corresponde a la Cuenca Neuquina, que es una de las cuencas sedimentarias más estudiadas del país por su potencial energético. La región de interés tiene lugar en el sector centro - oeste argentino entre los 35°S, 41°S, 67°O y 72°O. Para el estudio de la amenaza sísmica se utilizó el método probabilístico que se basa en una serie de leyes estadísticas. Para realizar el cálculo, se recopiló la información sísmica disponible en catálogos que, luego se filtró, analizó y homogeneizó para así realizar un análisis de sismicidad con mayor detalle. Además, la región se dividió en 8 zonas sismogénicas, donde en cada una se realizó un estudio de la sismicidad haciendo uso de la Ley de Gutenberg - Richter.

Para la estimación del peligro o amenaza, fue fundamental contar con leyes de atenuación que ajustaran a la zona de estudio, debido a esto y considerando la falta de información de este tipo disponible, se decidió aplicar las ecuaciones de predicción de movimiento fuerte considerando criterios de exclusión.

La determinación de la peligrosidad se llevo a cabo con el software R-CRISIS. Los resultados obtenidos son mapas de probabilidad de excedencia de aceleración del suelo para un cierto período de retorno. En particular, se muestran los mapas de la aceleración pico del suelo (PGA) y aceleración espectral para los periodos $T = 0.2$ y 1 segundo, para 475 años de período de retorno. Además, se muestran los espectros de peligrosidad uniforme para distintas ciudades que representan en términos generales a la región de estudio.

Los resultados de peligrosidad sísmica obtenidos en la región de la Cuenca Neuquina se corresponden con suficiente precisión a los mostrados por el INPRES y presentan una tendencia similar a los valores continentales del Proyecto SARA y el GSHAP. Considerando que este trabajo es el resultado de una investigación muy local que presenta una historia sismológica que en principio se puede considerar incompleta, los valores alcanzados son confiables, representativos y tienen la ventaja de estar actualizados. Este análisis podría ser utilizado, contribuyendo con estimaciones actualizadas, como base para un estudio mayor que involucre el cálculo del riesgo sísmico.

Capítulo 1

Introducción

Una motivación fundamental del estudio de la sismología y los sismos es la destrucción causada por los grandes terremotos. El riesgo sísmico se refiere a las consecuencias sociales y económicas potenciales, provocadas como consecuencia de un terremoto, debido a la vulnerabilidad de las estructuras (Wang, 2009) [1]. En términos generales se establece que:

$$\textit{Riesgo sísmico} = \textit{Peligrosidad sísmica} * \textit{Vulnerabilidad}$$

La peligrosidad sísmica también conocida como peligro o amenaza sísmica, se calcula como la probabilidad de que un cierto parámetro que mide el movimiento del suelo debido a la ocurrencia de un terremoto, como por ejemplo la aceleración, velocidad, desplazamiento o intensidad, sobrepase un nivel umbral dado durante un período de tiempo de interés. Por otro lado, la vulnerabilidad se define como un valor único que permite clasificar a las estructuras de acuerdo a la capacidad para experimentar daño ante una cierta acción sísmica.

La peligrosidad es una característica innata del terreno, no siendo posible evitarla o reducirla, tan solo estimarla. En consecuencia, reducir el riesgo sísmico implica reducir la vulnerabilidad (Giuliano, 2017) [2].

Uno de los objetivos de la determinación de la peligrosidad sísmica, es brindar información a las instituciones y/o personas encargadas de tomar las medidas necesarias para mitigar las pérdidas en las zonas más propensas y menos preparadas a sufrir terremotos.

En esta tesis, se lleva a cabo una determinación de la peligrosidad sísmica en la región de la Cuenca Neuquina, una de las principales cuencas sedimentarias productoras de hidrocarburos de la República Argentina. La misma se encuentra contenida dentro de la región comprendida entre los paralelos 33°S y 40°S y meridianos 67°O y 72°O.

1.1. Antecedentes

Según la zonificación sísmica llevada a cabo por INPRES, en base a sus estudios realizados hasta 1983, nuestro país se encuentra dividido en 5 niveles de peligrosidad sísmica (Figura 1.1). Para la región de interés de esta tesis, la peligrosidad corresponde a una zona con amenaza reducida a moderada de este a oeste, con valores máximos de entre 0.1 y 0.18g, donde [g] representa un porcentaje de la aceleración de la gravedad. Esta zonificación se encuentra vigente en el Reglamento INPRES-CIRSOC 103 (Giuliano et al., 2018) [3].

En territorio argentino existen otras regiones con una peligrosidad sísmica determinada por esta zonificación como elevada a muy elevada (con un valor máximo de 0.35g), como sucede en el noroeste del país, en las provincias de San Juan y Mendoza. Este sector presentó a lo largo de su historia sísmica conocida, terremotos fuertes como el evento de 1944 ocurrido en el sur San Juan, el cual se reportó con una intensidad máxima de IX en la escala de Mercalli.

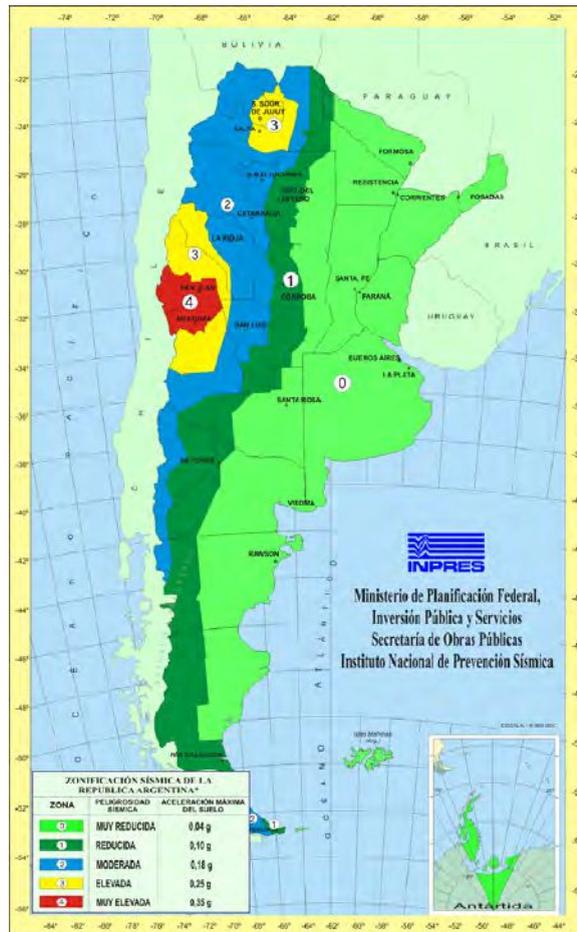


Figura 1.1: Zonificación sísmica determinada por INPRES. Extraída de Reglamento INPRES-CIRSOC 103 [3].

Además de la mencionada zonificación, al momento de escribir esta tesis, no se encontró registro bibliográfico de estudios de peligrosidad sísmica en la zona de interés, solo existen determinaciones a escala continental.

El Proyecto "South America Risk Assessment" (SARA) (Garcia et al., 2017) [4], desarrollado por el Global Earthquake Model (GEM) entre 2013 y 2015, luego de un profundo análisis de la sismicidad en Sudamérica, determinó la peligrosidad sísmica para todo el continente. El resultado de este trabajo se observa en la Figura 1.2. Para la región de interés de esta tesis, los resultados muestran una peligrosidad sísmica de unos 0.06g (como valor mínimo) hacia el interior del continente, a aproximadamente 0.35g (como valor máximo) hacia el oeste, para un período de retorno de 475 años.

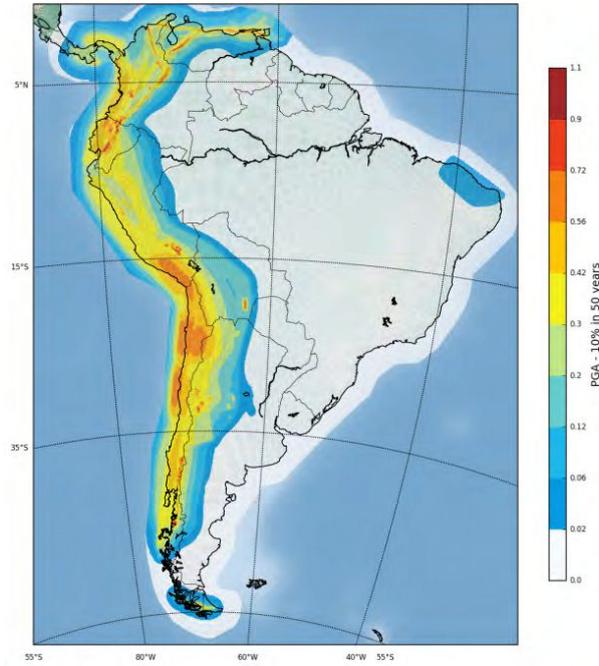


Figura 1.2: Mapa de peligrosidad sísmica en el continente sudamericano en el marco del Proyecto SARA en [% g].

De igual modo, el Global Seismic Hazard Map desarrollado en 2018 por el Global Earthquake Model (GEM) (Pagani et al., 2018) [5], determinó que en la región se esperan aceleraciones mínimas de 0.03g a máximas de 0.35g en dirección este-oeste, para un período de retorno de 475 años. Dichas aceleraciones se encuentran distribuidas de manera equivalente a los resultados obtenidos en el Proyecto SARA, donde las mínimas calculadas se dan en el interior del continente mientras que las máximas tienen lugar hacia el oeste sobre territorio chileno, como se observa en la Figura 1.3.

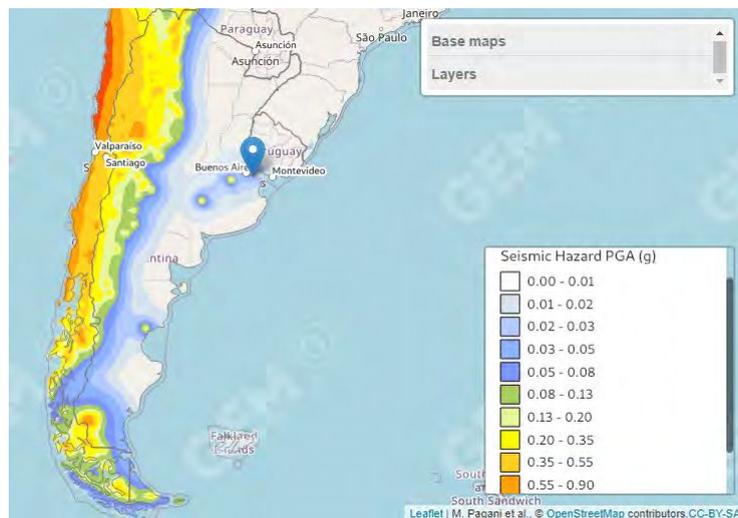


Figura 1.3: Mapa de peligrosidad sísmica del Global Seismic Hazard, para un período de retorno de 475 años en [% g].

1.2. Objetivos

Debido a la falta de una estimación actualizada de la peligrosidad sísmica en Argentina, pero principalmente en la provincia de Neuquén donde, es de público conocimiento que existe actividad sísmica reciente en las inmediaciones de la ciudad de Añelo, se propuso realizar un análisis sismológico detallado de la zona. Para ello, se lleva a cabo el cálculo de la peligrosidad sísmica, determinando y caracterizando las zonas sismogénicas contenidas en la región, que abarca en gran medida la Cuenca Neuquina.

El objetivo principal de este trabajo es determinar los distintos niveles de peligrosidad sísmica en la región de la Cuenca Neuquina, mostrando mapas que representen la probabilidad de ocurrencia de un determinado valor de aceleración del suelo para un período de retorno dado.

1.3. Metodología

Para realizar la determinación del peligro sísmico se requiere conocer una estimación de los factores que intervienen en el movimiento del suelo. Los mismos se podrían resumir en:

- La componente temporal, que indica la frecuencia con la que ocurren los terremotos en cada fuente sísmica. Y el factor tamaño, que está asociado con la energía que se puede liberar en cada una. Estos se encuentran ligados en el modelo de recurrencia.
- Los factores que describen la distancia, que representan la probabilidad de que un sismo se produzca en un rango de distancias dado. Y el factor trayectoria fuente - emplazamiento, que es tenido en cuenta en la estimación de la atenuación del movimiento sísmico. Ambas intervienen en el modelo de atenuación.
- El factor de sitio, que depende de las características topográficas, litológicas y estructurales del emplazamiento de estudio.

La estimación de la amenaza sísmica, se puede llevar a cabo por métodos deterministas o probabilistas (Baker, 2013) [6]. Los métodos deterministas consideran valores específicos de los factores anteriores. Estos métodos estiman el movimiento correspondiente a un cierto escenario sísmico (en general, el más desfavorable), como por ejemplo aquel que genera el mayor movimiento posible en la zona de interés. Por otra parte, los métodos probabilistas, representan los factores antes mencionados a partir de funciones de probabilidad.

Aunque es sabido que la ocurrencia de un evento sísmico no es independiente del tiempo, en estudios de peligrosidad se acepta que el proceso de ocurrencia de sismos sea descrito por el modelo de Poisson, lo que implica eventos independientes entre sí.

Capítulo 2

Marco Geológico - Geofísico

En este capítulo se describen las características geomorfológicas que se destacan a nivel regional. Luego, se mencionan los rasgos geológicos y geofísicos más relevantes en la zona de estudio. Como referencias principales se utilizaron los trabajos de Ramos (1999) [7], Ramos y Folguera (2009) [8], Ramos et al. (2011) [9] y Sigismondi (2012) [10].

2.1. Contexto continental

La Cordillera de los Andes es el resultado de la convergencia de las placas tectónicas de Nazca y Sudamericana. A lo largo de este margen, la Placa oceánica de Nazca se introduce en el manto terrestre bajo la Placa Sudamericana en un proceso de subducción. Esta subducción, en las latitudes de la zona de estudio (al sur de los 33°S) ocurre oblicua con respecto a la trinchera, con una dirección N78°E y un ángulo de aproximadamente 30°. La velocidad actual de convergencia es de unos $7 \frac{cm}{año}$ según observaciones GPS (Colavitto, 2019) [11]. La sismicidad asociada a este borde ocurre tanto en la zona de Wadati-Benioff como en el interior de la placa continental.

Entre los 33°S y 46°S, el proceso de subducción da lugar a la Zona Volcánica Sur de los Andes (ZVSA) ubicada en la frontera Chile-Argentina (Figura ??). En su parte norte, se evidencian estructuras compresionales a trascurrentes asociadas a inversión tectónica, y el segmento sur está controlado por la Zona de Falla Liquiñe - Ofqui (ZFLO) (Sección 2.2.5) y estructuras oblicuas al margen (Tassara et al., 2015) [12].

Entre aproximadamente los 33°S y los 40°S, al este del arco volcánico actual, en el retroarco andino se desarrolla la Cuenca Neuquina, que es la región de interés de esta tesis (Figura 2.1b).

2.2. Geología de la Cuenca Neuquina

La Cuenca Neuquina es una de las principales cuencas sedimentarias productoras de hidrocarburos de la República Argentina, con el 42 % de la producción de petróleo y el 55 % de la de gas del país (Casadio y Montagna, 2015) [13]. La misma corresponde a un depocentro de antepaís de retroarco desarrollada durante el Jurásico, Cretácico y Cenozoico, con más de 6.000 metros de sedimentos marinos y continentales, que fueron depositados desde el Triásico superior al Paleoceno (Sigismondi, 2012) [10].

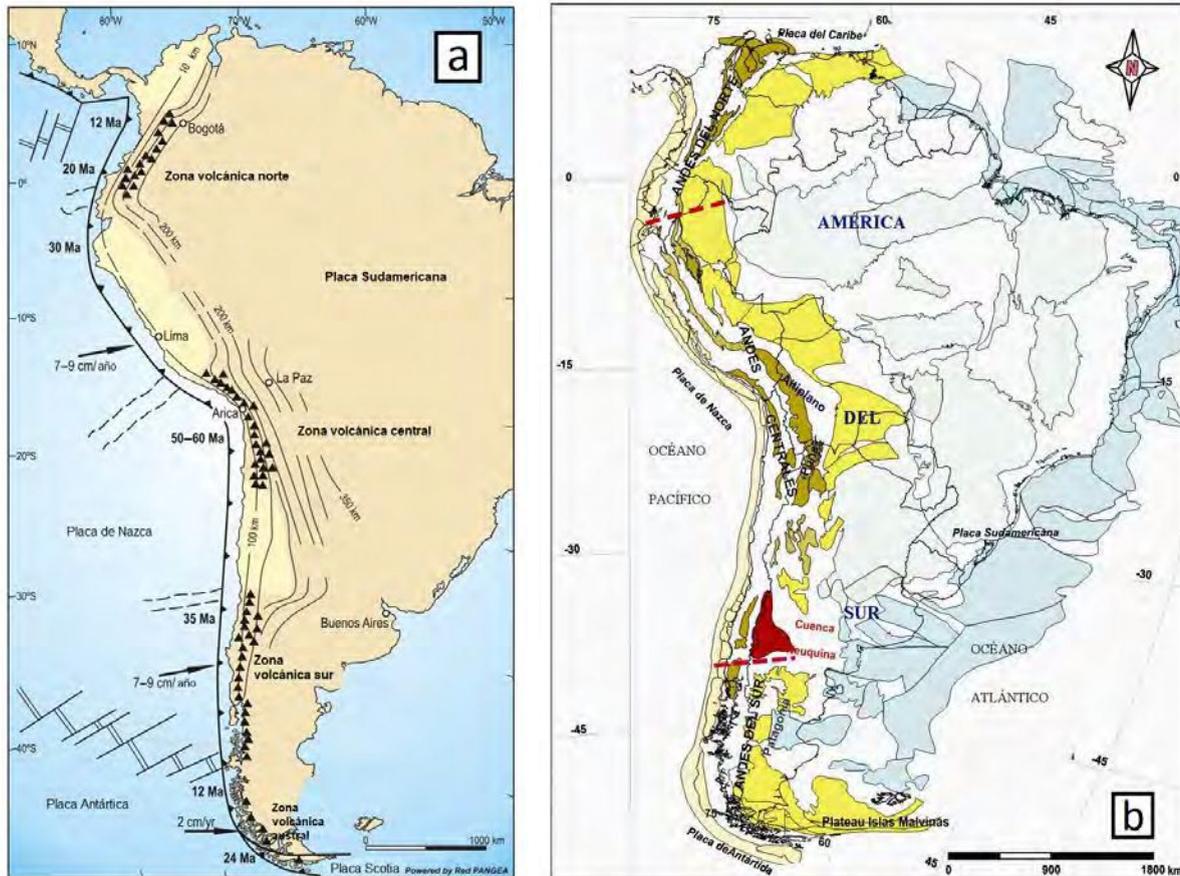


Figura 2.1: (a) Ubicación de la ZVSA en el contexto continental. Modificada de Ramos y Folguera (2009) [8]. (b) Ubicación relativa de la cuenca Neuquina (en rojo) en el contexto de las principales cuencas sedimentarias de América del Sur. En color amarillo están representadas las cuencas de tipo subandina, en rosado suave las de antearco ubicadas en el margen occidental, en marrón oscuro las intermontanas centrales, y en celeste las cuencas de margen pasivo. Extraída de Sigismondi (2012) [10].

En la región comprendida entre los 36°S a 41°S y 69°O a 72°O, se reconocen varias provincias geológicas (Figura 2.2). Las provincias geológicas se definen como regiones que comparten rasgos estructurales y geomorfológicos con límites que pueden ser transicionales (Ramos, 1999) [7]. A continuación se describen brevemente cada una de ellas.

2.2.1. Depresión/Valle Central

La Depresión Central está constituida por depósitos volcano-sedimentarios, cineríticos y fluviales. Su basamento lo conforman unidades cretácicas dispuestas de forma similar a las unidades estratificadas del margen oriental de la Cordillera de la Costa, estas últimas afectadas por fallas con orientaciones preferenciales N-S a NE-SW (Alfaro Soto, 2011) [14].

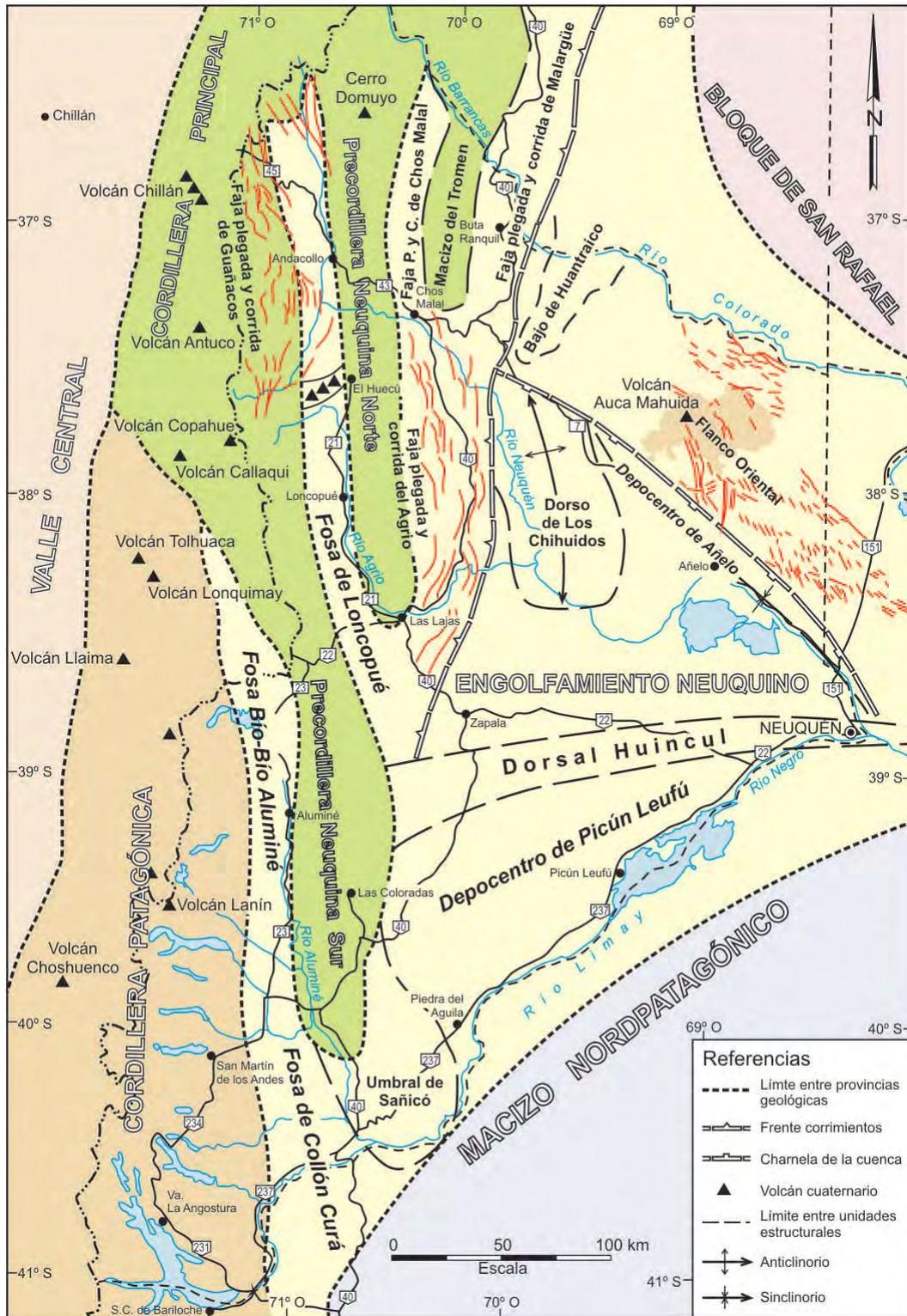


Figura 2.2: Características principales de las distintas unidades reconocidas en las provincias geológicas de Cordillera Principal, Cordillera Patagónica y Engolfamiento Neuquino. Extraído de Ramos y Folguera (2011) [9].

2.2.2. Cordillera Principal

La Cordillera Principal se extiende desde el Valle Central hacia el este, y comprende principalmente depósitos marinos del Jurásico y Cretácico, asociados a rocas volcánicas del arco magmático. Su eje se ubica principalmente en Chile, destacándose a lo largo de este, una serie de volcanes cuaternarios como el Nevados de Chillán, el Copahue y el Callaqui, entre otros. En su parte norte, sobre el lado argentino, está caracterizada por la faja plegada y corrida de Guañacos, una faja de deformación miocena-cuaternaria con evidencias de neotectónica (Ramos y Folguera, 2011) [9], como se observa más adelante en la Figura 2.6.

Esta provincia geológica presenta una serie de cuencas longitudinales que dividen los Andes principales en las Precordilleras Neuquinas Norte y Sur. Estas cuencas, la de Loncopué y la de Bio - Bio Aluminé, son grábenes extensionales parcialmente invertidos en ciertos sectores durante la compresión andina.

En la Precordillera Neuquina Norte, la estructura de la región está controlada por la faja plegada y corrida de Chos Malal, y la faja plegada y corrida de Malargüe (FPCM). Esta se caracteriza por grandes estructuras de plegamiento asociada a fallamiento compresivo, resultado de una inversión tectónica de un sistema extensional que afecta al basamento (Ramos y Folguera, 2011) [9].

Entre los sistemas de fallas más activos dentro de la FPCM se encuentra el Sistema de Falla El Diablo – El Fierro. La falla El Fierro concentra gran parte de la sismicidad superficial en la zona de estudio, y es considerada la estructura de mayor importancia en el control estructural en esta zona. Está vinculada espacialmente con actividad magmática en la Cordillera Principal, como es el caso del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa (CVPP) (Figura 2.3a) (Alfaro Soto, 2011) [14].

La Precordillera Neuquina Norte, comprende también a la Cordillera del Viento, con alturas entre 2.800 y 2.950 metros, y hacia el norte abarca el cerro Domuyo, el más alto de Neuquén y de la Patagónica (Figura 2.3b). En su mitad sur, abarca el sector interno de la faja plegada y corrida del Agrio (FPCA), una deformación compresiva de retroarco al este del arco volcánico activo, y asociada a pliegues y fallas inversas, constituida por depósitos jurásicos y cretácicos intruidos por cuerpos volcánicos y subvolcánicos de edad Cretácica Superior a Eocena (involucra basamento) (Ramos y Folguera, 2011) [9].

2.2.3. Payenia

La provincia geológica de Payenia tiene lugar al sur de la provincia de Mendoza y está caracterizada por amplios campos volcánicos con variedad de composiciones magmáticas.

Es la provincia volcánica neógeno-cuaternaria de mayor extensión en Sudamérica (Figura 2.3a), con más de 800 estructuras como estrato-volcanes, calderas volcánicas, domos y volcanes monogénicos de composición básica - alcalina. Entre los estrato-volcanes pueden mencionarse el Payún Matrú, el Nevado y el Plateado (Figura 2.3b), los cuales han tenido actividad durante el Terciario y Cuaternario. Desde el punto de vista estructural, esta provincia geológica se caracteriza por fallas de tipo extensionales cuya orientación estaría controlada por lineamientos extensionales de estructuras más antiguas (Ramos, 1999) [7].

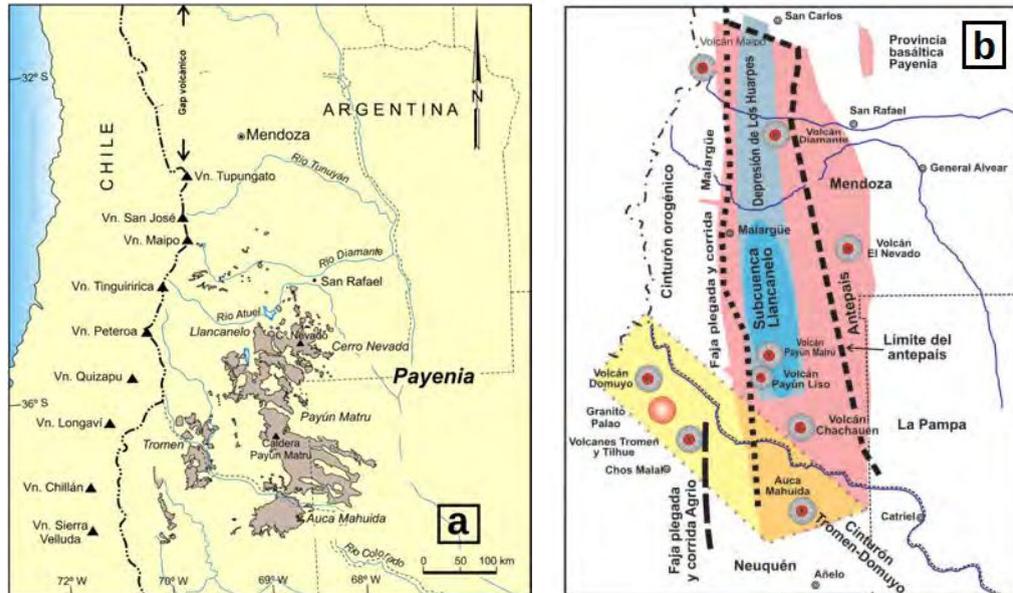


Figura 2.3: (a) Ubicación de la provincia geológica de Payenia, modificada de Ramos y Folguera (2011) [15]. (b) Representación esquemática de los principales centros volcánicos y estructuras. Extraído de Llambías et al. (2010) [16].

2.2.4. Bloque de San Rafael

El Bloque de San Rafael comprende una antigua planicie de erosión regional, labrada durante el Jurásico y el Cretácico. La estructura de la región está caracterizada por una serie de corrimientos que con vergencia este son responsables del actual levantamiento del bloque (Ramos, 1999) [7].

En el área, existe evidencia de actividad tectónica cuaternaria (Figura 2.6). La falla Las Malvinas se reconoce como la estructura donde tuvo lugar en mayo de 1929 un sismo con $M_w > 6$, que destruyó las localidades de Villa Atuel y Las Malvinas, localizadas en el sur de Mendoza. Este sismo se reportó con una intensidad VIII en la escala de Mercalli según INPRES.

2.2.5. Cordillera Patagónica

En la región central de la Cordillera Patagónica se encuentran volcanes cuaternarios como el Lonquimay, el Llaima y el Lanín (Figura 2.2), que constituyen las máximas elevaciones de esta región. La estructura está caracterizada por un faja de corrimientos que involucran al basamento y pliegan la cobertura en el sector extrandino. El límite entre la cordillera y la fosa de Bio - Bio Aluminé está definido por un quiebre topográfico que coincide con fallas de vergencia oriental, que incorporan al basamento y propagan la deformación dentro de la cubierta neógena acumulada (Ramos y Folguera, 2011) [9].

Zonas de Fallas Antiñir-Copahue – Liquiñe-Ofqui

Aproximadamente desde los 36.5°S y hasta los 43°S, se desarrolla el sistema de fallas Antiñir-Copahue (ZFAC), paralela a la subducción y alineada con los volcanes pertenecientes a la ZVSA dentro de la Cordillera Patagónica. Se la considera continuación en territorio argentino del sistema de fallas Liquiñe - Ofqui (ZFLO), caracterizado por fallas de alto ángulo y vergencia este, principalmente fallas de transpresión dextral. Como se observa en la Figura 2.4, ambos sistemas aparecen vinculados mediante una compleja zona de transferencia en la región del Complejo Volcánico Caviahue-Copahue (CVCC), donde se destacan el Sistema de fallas de Mandolengüe, falla Copahue y otras estructuras asociadas (Costa et al., 2011) [17].

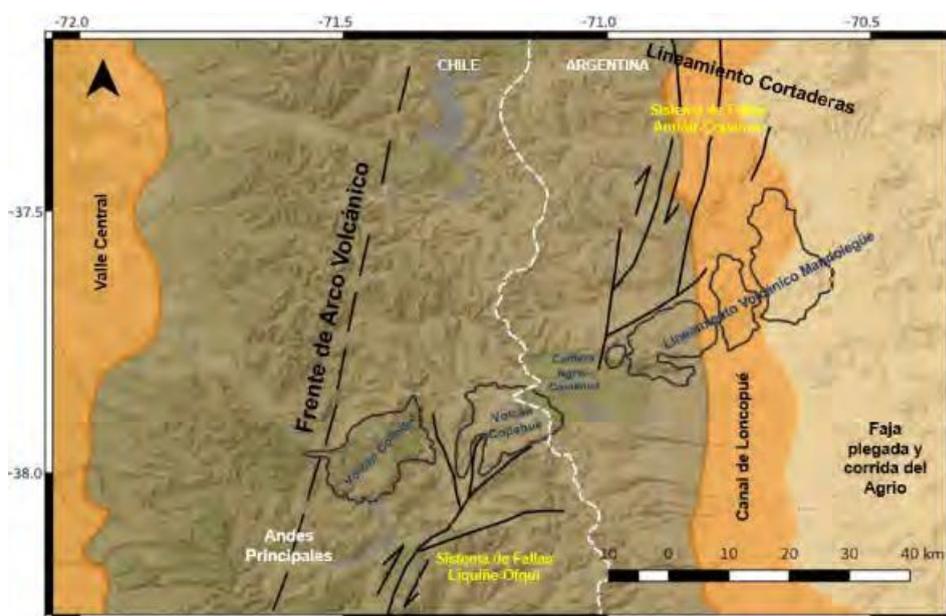


Figura 2.4: Esquema de la ubicación aproximada de los sistemas de fallas Antiñir - Copahue y Liquiñe - Ofqui. Extraído de Pechuan et al. (2020) [18]

2.2.6. Engolfamiento Neuquino

El Engolfamiento Neuquino comprende la región extrandina de Neuquén. En su límite occidental se encuentra la Cordillera Principal, el límite nordoriental está dado por el borde de cuenca en su contacto con el basamento del Bloque de San Rafael, y su límite al sur es determinado por el borde de cuenca (Ramos y Folguera, 2011) [9].

Al norte de la Dorsal de Huíncul, el engolfamiento está caracterizado por el Alto/Dorso de los Chihuidos, el Bajo de Añelo y el Flanco Oriental (Figura 2.2).

El Dorso de los Chihuidos corresponde a un extenso anticlinal, cuyo origen se debería al control del basamento por el proceso de inversión tectónica, favorecido por la existencia de un antiguo sistema de fallas normales (Casadio y Montagna, 2015) [13]. El Bajo de Añelo es un rasgo estructural de primer orden correspondiente a un gran sinclinal de dirección NO-SE. Y el Flanco Oriental, que se encuentra separado mediante el sinclinal del Bajo de Añelo del dorso de Los Chihuidos, está caracterizado por una plataforma segmentada por una serie de fracturas de basamento de rumbo noroeste (Ramos y Folguera, 2011) [9].

Al sur y dividiendo la cuenca, aproximadamente a los 39°S se encuentra la Dorsal de Huincul, la cual conforma un cinturón de deformación de intraplaca ortogonal al margen convergente pacífico, que se extiende por más de 300 *km* con orientación E-O (por las provincias de Neuquén y Río Negro). Esta región presentó actividad tectónica durante el Jurásico, Cretácico y en menor medida el Terciario, y controló la sedimentación del margen sur de la Cuenca Neuquina, desarrollando múltiples series de estratos de sincrecimiento y discordancias (Mosquera et al., 2011) [19].

En el sector sur de la dorsal, se encuentra la subcuenca Picún Leufú, que luego de las fases tectónicas compresivas que generaron la Cuenca Neuquina, quedó como un depocentro aislado (Otharán, 2019) [20].

2.3. Análisis geofísico

Como se mencionó anteriormente, la zona de interés de este trabajo involucra en gran parte la Cuenca Neuquina. Desde un punto de vista físico, la presencia de una cuenca sedimentaria es un indicador de alteración significativa de la litósfera. Este desequilibrio puede ser originado por cambios en el espesor cortical, variaciones del estado térmico o alteraciones del estado de tensión de la litósfera. Es debido a esto que una caracterización a través del flujo de calor, estado isostático y rigidez flexural, puede contribuir a la comprensión de la anisotropía de la deformación del basamento (Sigismondi, 2012) [10].

El flujo de calor es una variable independiente que controla tanto el espesor como los parámetros reológicos en la estructura cortical de las cuencas sedimentarias y, en el caso de la Cuenca Neuquina, origina e influye en las anisotropías del basamento, desde las etapas primitivas de rifting generalizado hasta las etapas recientes de vulcanismo localizado.

Debido a esto, conocer el régimen térmico actual es indispensable para entender mejor la historia de deformación y las heterogeneidades en la estructura del basamento. La existencia de un régimen térmico elevado, indica una mayor probabilidad de estiramiento cortical, y por tanto, generación de espacios que favorecen la sedimentación.

Según Sigismondi y Ramos (2008) [21], el flujo de calor promedio en la Cuenca Neuquina es mayor que el global sobre los continentes. Contribuyen a esto dos factores fundamentales, el vulcanismo localizado reciente y la geometría del basamento.

Analizando las propiedades del subsuelo en la cuenca, es posible caracterizar un basamento magnético y uno gravimétrico, de acuerdo a la propiedad geofísica que produzca un contraste.

El basamento magnético está conformado por rocas con mayor susceptibilidad comparada con los sedimentos suprayacentes, y el basamento gravimétrico se define a partir de las diferencias relativas de densidad en la interfase sedimentos – basamento ígneo-metamórfico responsables de las anomalías de gravedad de Bouguer (Sigismondi y Ramos, 2011) [22].

Analizando el mapa de anomalías magnéticas de intensidad total reducida al polo, confeccionado a partir de datos satelitales (Figura 2.5a), se observa una correlación entre los patrones magnéticos y los rasgos tectónicos mayores en el área de estudio. Los dominios de primer orden son aquellos que involucran cambios de espesores corticales y relieve astenosférico significativos. Los valores negativos de estas anomalías magnéticas son interpretados como una región de adelgazamiento cortical como respuesta a la menor intensidad magnética de la astenosfera.

Se presentan en el mapa dos ejes máximos, uno coincidente con la Dorsal de Huincul y otro con la zona de la Plataforma o Flanco Oriental. Además se destaca, un gran eje de mínimo magnético ubicado en el Bajo de Añelo, este coincide con los depocentros de la cuenca, y se extiende hacia el dorso de los Chihuidos siendo su límite noroccidental coincidente con la zona de transferencia de Mandolengüe (Sigismondi y Ramos, 2011) [22].

Observando las anomalías residuales de Bouguer obtenidas a partir de datos terrestres en la zona de estudio (Figura 2.5b), es posible distinguir una fuerte anomalía positiva en el depocentro principal de la cuenca, que coincide con el mínimo magnético de la región.

Sigismondi (2012) [10] propone la correlación entre las anomalías de Bouguer y la topografía (Figura 2.5c), con el objetivo de obtener una estimación inicial del estado isostático en la cuenca. Su análisis demuestra que la Cuenca Neuquina presenta descompensación isostática residual positiva pero distribuida de manera no uniforme.

Un aspecto importante del basamento en la cuenca es la diferencia en un rasgo superficial al norte y al sur de la Dorsal de Huincul, asociado a un marcado cambio en la rigidez flexural (Figura 2.5d). La rigidez flexural es una propiedad que condiciona la deformación tanto a escala litosférica como del basamento. Su variación puede ser atribuida a distintos orígenes como la edad de carga soportada, tiempo de relajación o variaciones en las propiedades geoquímicas de las rocas, entre otras. Los resultados de la Figura 2.5d se interpretan básicamente como cambios en la resistencia mecánica a la deformación (Sigismondi, 2012) [10].

Se observa que al norte de la Dorsal, coexisten los escenarios más propensos a la deformación por su menor rigidez relativa, como son las fajas plegadas y corridas del Agrio y de Chos Malal, y la zona del volcán Auca Mahuida. Al sur de esta, el vector de convergencia andino se particiona en dos componentes perpendiculares entre sí sometidas a transpresión y transtensión: la ZFLO (detallada en Sección 2.2.5) y la Dorsal de Huincul. Ambos tienen mecanismos dominantes de transcurrencia, reconocidos por geología de superficie y por información geofísica de subsuelo (Sigismondi, 2012) [10].

2.4. Deformaciones cuaternarias

Para el contexto sismotectónico andino, se asume que las estructuras neotectónicas (aquellas con evidencias de actividad durante el Cuaternario) son las que concentran mayores probabilidades de generar movimientos sísmicos futuros (Costa et al., 2011) [17].

A partir de datos recopilados por el Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), se obtuvieron las ubicaciones de deformaciones cuaternarias, estructuras, fallas y pliegues en la región.

En el mapa de la Figura 2.6a se muestran estructuras que incluyen, fracturas con desplazamiento, lineamientos estructurales y pliegues. En la Figura 2.6b se observan las trazas de las deformaciones cuaternarias. Se indican con línea llena las deformaciones comprobadas y en punteada las probables. En color verde las deformaciones cuaternarias, en amarillo las Holocenas y en rojo las históricas.

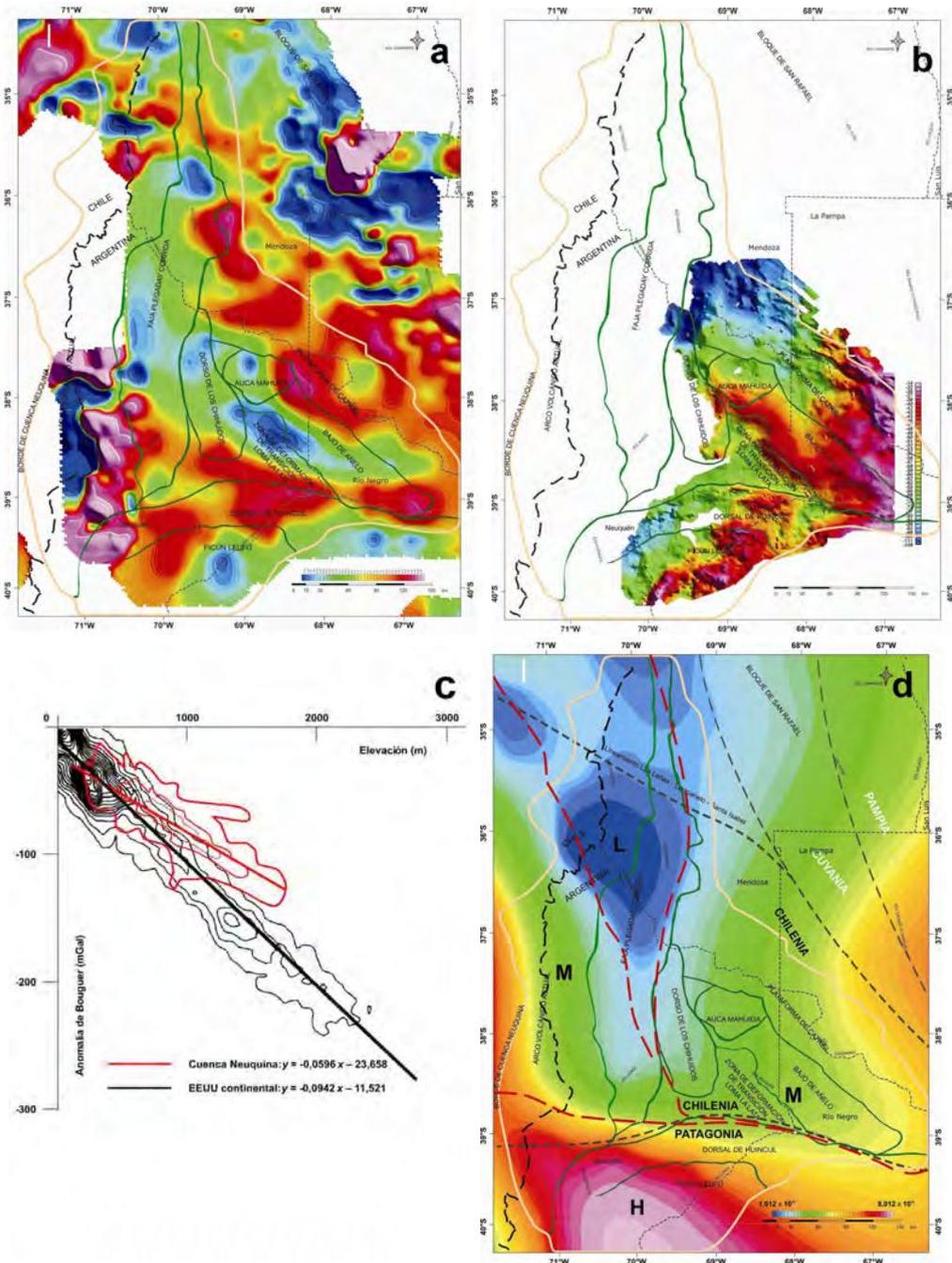


Figura 2.5: (a) Mapa de anomalías magnéticas corticales en [nT]. Los colores cálidos se corresponden con valores positivos de intensidad magnética y, los fríos corresponden a valores negativos. (b) Mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer [mGal]. (c) Correlación entre la topografía y las anomalías de Bouguer, que para un escenario de compensación local como es el ejemplo de EEUU, muestra un desvío de la condición de equilibrio en la Cuenca Neuquina. (d) Estimación de la rigidez flexural a partir de gravimetría [Nm^2]. Se pueden identificar tres dominios divididos por la línea roja punteada: de baja rigidez centro-oeste; media rigidez en el oeste de la región y en el antepaís, y elevada al sur de la Dorsal de Huincul. Extraídos de Sigismondi (2012) [10].

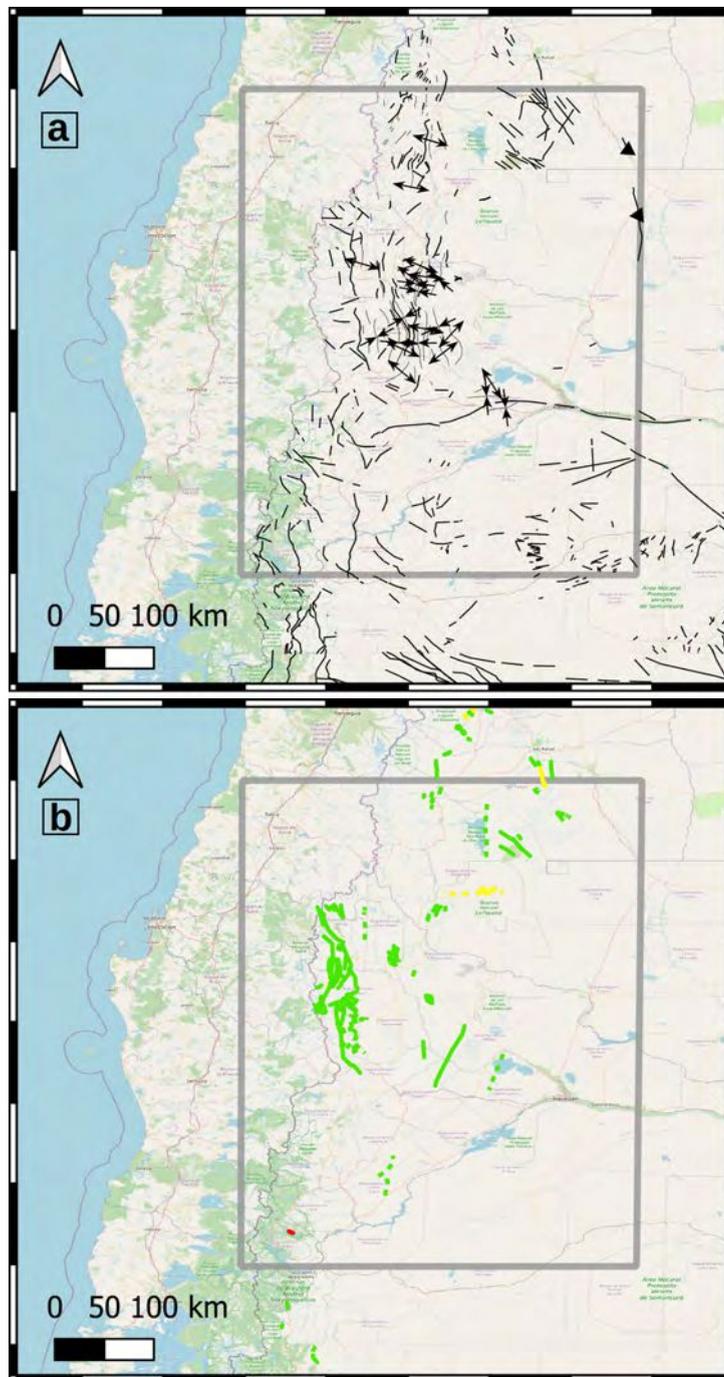


Figura 2.6: Se indica el área de interés con el recuadro gris. (a) Fracturas con desplazamiento, lineamientos estructurales y pliegues. (b) Deformaciones cuaternarias en color verde.

Capítulo 3

Catálogo sísmico

La determinación de la peligrosidad sísmica involucra el análisis del catálogo sísmico de la región de estudio. Una vez obtenido el catálogo inicial, se realiza la depuración de eventos dependientes y la determinación del modelo de recurrencia para las distintas zonas sismogénicas. Estas se obtienen teniendo en cuenta la localización de hipocentros y la caracterización geológica - geofísica en el área. Se consideran, además, las ecuaciones de predicción de movimiento fuerte del terreno para cada zona sismogénica, las cuales representan las relaciones de atenuación según la variación en magnitud y distancia.

3.1. Aspectos teóricos

Un TERREMOTO ocurre cuando se produce la liberación brusca de la energía acumulada en el interior terrestre. La energía elástica liberada se propaga en forma de ondas sísmicas, siendo estas registradas por sismógrafos y/o acelerógrafos en la superficie de la Tierra.

En los sismogramas, se representan las ondas sísmicas que viajaron desde el hipocentro hasta la fuente y, tienen información de esta, del medio y del instrumento de registro. En este registro del movimiento del suelo (Figura 3.1), se pueden distinguir las distintas fases sísmicas en función de su arribo a la estación: las primeras en arribar son las ondas primarias o P , donde la dirección de movimiento de las partículas del medio es paralelo al desplazamiento. Se las puede asociar a procesos de compresión o dilatación en el medio por donde se propagan. Estas ondas dañan muy poco las estructuras en superficie, ya que generan principalmente movimientos en la dirección vertical.

En las ondas secundarias o S , que arriban luego de las primarias, la dirección de movimiento de las partículas es perpendicular al desplazamiento. Estas causan una mayor destrucción en superficie debido principalmente al movimiento horizontal que producen.

Por ultimo, llegando luego de los ondas P y S , arriban las ondas superficiales. Estas pueden ser: las ondas Love, que generan movimientos horizontales en la superficie de la Tierra y las ondas Rayleigh donde el movimiento es elíptico retrógrado con respecto a la dirección de propagación. Estas ondas también afectan las construcciones debido a la dirección de su movimiento. En la figura 3.2 se observan los esquemas del movimiento de partículas para cada fase sísmica descripta.

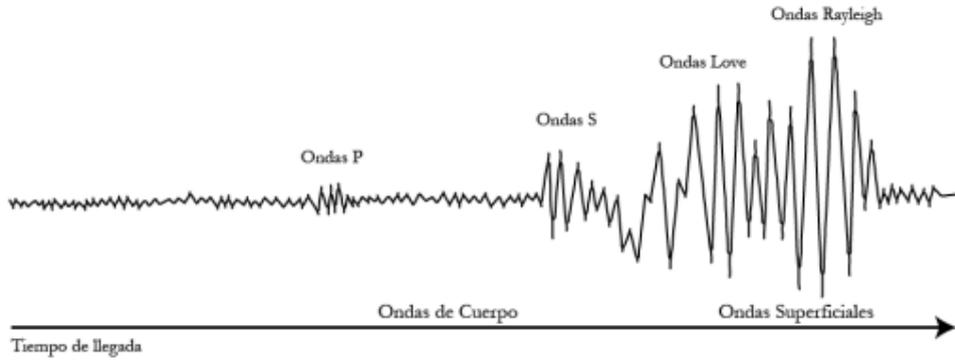


Figura 3.1:
Sismograma esquemático donde se observa el arribo de las distintas fases sísmicas. Modificado de Kusky (2008) [23].

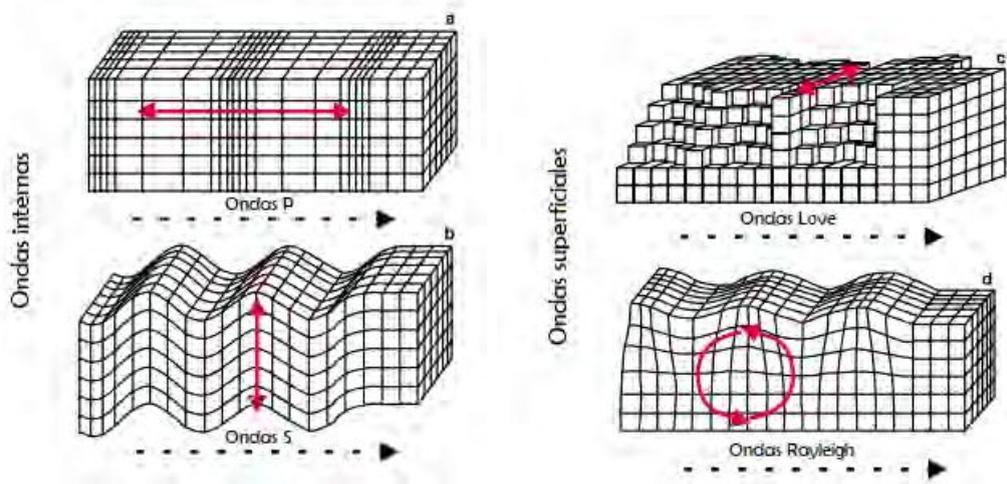


Figura 3.2:
Esquema de los movimientos de partículas generados por las ondas sísmicas tanto internas como superficiales. Extraído de Baxter (2000) [24].

3.1.1. Escalas de magnitud

La energía liberada por un terremoto se cuantifica a partir de un parámetro denominado *Magnitud*. Existen diferentes escalas de magnitud, algunas se basan en el cálculo de la amplitud de una determinada fase sísmica y otras, en cambio, se obtienen utilizando todo el registro sísmico para calcular el tensor momento sísmico.

De acuerdo a Udías (1999) [25], la **magnitud local o de Richter** propuesta por Richter en 1935, consiste en medir la máxima amplitud en el sismograma, registrada en un sismógrafo Wood-Anderson ($T = 0.85s$). El tamaño relativo se calcula por comparación con un evento de referencia, de manera que:

$$m_l = \log A - \log A_0$$

donde A es la amplitud máxima de la onda en micrómetros y, A_0 es una función de calibración que depende de la distancia. Para cada una de estas, considerando $\Delta < 600 \text{ km}$, se muestra en la Tabla 3.1 el valor que le corresponde al término constante.

| Δ [km] | $-\log A_0$ | Δ [km] | $-\log A_0$ |
|---------------|-------------|---------------|-------------|
| 10 | 1.5 | 150 | 3.3 |
| 20 | 1.7 | 200 | 3.5 |
| 30 | 2.1 | 300 | 4.0 |
| 40 | 2.4 | 400 | 4.5 |
| 50 | 2.6 | 500 | 4.7 |
| 100 | 3.0 | 600 | 4.9 |

Tabla 3.1: Término de calibración para la magnitud local

La **magnitud duración** es una variación de la magnitud local. Se calcula a partir de la duración de la señal sísmica y vale para $\Delta < 200$ km. Se desarrolló como una alternativa para determinar la magnitud de un terremoto cuando el sismograma presenta ondas recortadas, esto se produce porque las amplitudes superan el rango dinámico del registro del sismógrafo evitando obtener el valor de las amplitudes máximas (Udías, 1999) [25]. Su expresión es:

$$m_d = a \cdot \log(J) - b + c \cdot \Delta$$

donde J es la duración del registro de la señal sísmica en segundos, Δ es la distancia epicentral en grados, a , b y c son los coeficientes ajustados de manera que m_d corresponda a m_l .

Para distancias epicentrales mayores a 600 km, Gutenberg y Richter definieron otras dos escalas de magnitud: la **magnitud de onda interna** y la **magnitud de ondas superficiales** (Udías, 1999) [25]. La magnitud de onda interna se basa en la medida de la amplitud de la onda P . La expresión para su cálculo es:

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

donde A es la amplitud máxima en micrómetros, T es el período en segundos (entre 0.1 y 3) y Q es el término de calibración que depende de la distancia (Δ) y profundidad (h), determinado empíricamente.

Para las ondas superficiales, la escala de magnitud es válida para eventos superficiales a distancias mayores a 15° . La expresión para calcular este tipo de magnitud es:

$$M_s = \log\left(\frac{A}{T}\right) + 1.66 \cdot \log(\Delta) + 3.3$$

donde A es la amplitud máxima de la onda superficial Rayleigh en micrómetros para períodos (T) entre los 18 y 22 segundos, y Δ es la distancia epicentral en grados.

En el caso particular de las ondas superficiales su amplitud depende de la distancia y sobretodo de la profundidad de la fuente, los eventos más profundos generaran un menor contenido de ondas superficiales.

Para cada una de las escalas descritas anteriormente, existe una magnitud máxima donde la escala satura y como consecuencia, se subestima el valor de magnitud. En términos

generales podemos decir que estas magnitudes son 6.5, 6 y 8 para m_l , m_b y M_s respectivamente.

En caso de saturación del registro, para evitar el problema en el cálculo de la magnitud, Kanamori en 1977 introdujo la escala de **magnitud momento** o M_w . Esta es más precisa y no satura. Se determina a partir del tensor momento sísmico M_0 , relacionado con el tamaño de la falla y el desplazamiento promedio en la ruptura (Udías, 1999) [25]. Su expresión es:

$$M_w = \frac{2}{3} \cdot (\log M_0 - 9.1)$$

donde M_0 es el momento sísmico en $[N.m]$, cuya fórmula es:

$$M_0 = \mu \cdot s \cdot A$$

en la cual μ es el modulo de corte de la corteza terrestre, s el valor medio del desplazamiento en la falla en $[m]$, y A el área de ruptura sobre el plano de falla en $[m^2]$.

Para calcular M_w se utiliza todo el registro sísmico, analizando amplitudes de los diferentes tipos de ondas según su período o frecuencia, pudiéndose determinar distintas medidas según cual sea la fase de la señal utilizada para calcular el tensor momento. M_{ww} se obtiene a partir de la inversión del tensor momento de la fase W de la señal, M_{wc} a partir de la inversión del tensor momento del centroide, M_{wb} se calcula a partir de la inversión del tensor momento de las ondas de cuerpo de largo período, M_{wr} se determina a partir de la inversión del tensor momento de todo el sismograma para las distancias regionales, y M_{wp} se basa en la estimación del tensor momento calculado a partir de la integral del desplazamiento de la onda P registrada en un sismógrafo de banda ancha.

3.2. Recopilación de datos sísmicos

La región de interés se encuentra entre los paralelos $35^\circ S$ - $41^\circ S$ y los meridianos $67^\circ O$ - $72^\circ O$, abarcando el sur de la provincia de Mendoza, oeste de La Pampa, Neuquén y parte del norte de Río Negro. Un mapa topográfico del área se muestra en la Figura 3.3.

La base de datos para plantear el análisis de peligrosidad es un catálogo sísmico completo que abarque el área. Para ello se consideran eventos históricos e instrumentales. Con respecto al catálogo histórico, se debe tener en cuenta que los reportes tienen cierto sesgo en cuanto a localización y magnitud, esto es inherente a la época del registro por razones principalmente instrumentales.

Se tuvieron en cuenta catálogos de acceso público hasta diciembre de 2020. La información que se consideró de estos fue: fecha y hora del evento, latitud, longitud, profundidad, magnitud y tipo o escala de magnitud.

El catálogo en esta tesis se compone por datos proporcionados por las siguientes instituciones:

- **INPRES:** Instituto Nacional de Prevención Sísmica en Argentina. Para la zona de interés existe información disponible desde 1999. Catálogo accesible en http://contenidos.inpres.gob.ar/buscar_sismo.

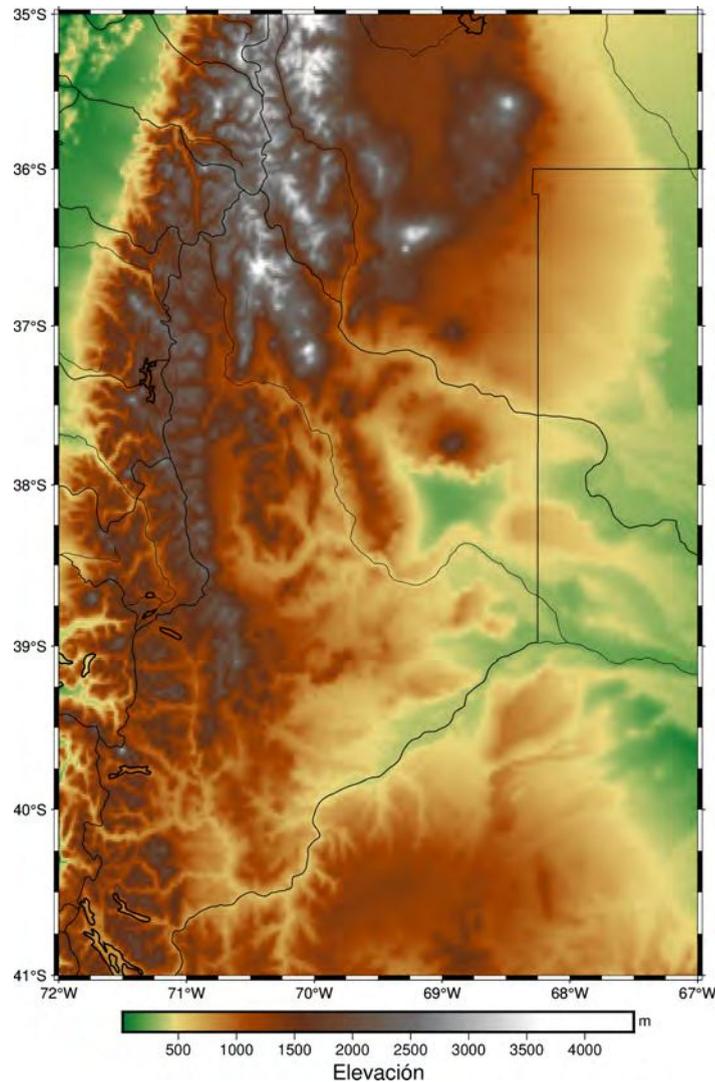


Figura 3.3: Mapa topográfico del área de interés.

- **CSN:** Centro Sismológico Nacional de Chile. Eventos reportados en la zona de estudio desde 2001 ¹. Catálogo disponible en <http://www.sismologia.cl/>.
- **OVDAS:** Observatorio Vulcanológico de los Andes del Sur, forma parte del Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN). Contiene los eventos registrados por las redes permanentes de monitoreo volcánico. Datos disponibles en los Reportes Especiales de Actividad Volcánica Regional (REAV) en <https://www.sernageomin.cl/red-nacional-de-vigilancia-volcanica/>.
- **CERESIS:** Centro Regional de Sismología para América del Sur. En 1985 llevó a cabo el Proyecto SISRA (Programa para la Mitigación de los Efectos de los Terremotos en la Región Andina), que consistió en un catálogo unificado de parámetros sísmicos para América del Sur. Contiene la sismicidad histórica de la zona de estudio desde el año

¹CSN presenta actualizaciones periódicas. Última vez consultado: septiembre de 2021.

1928. Catálogo disponible en <http://www.ceresis.org/informacion-sismologica/catalogo-de-hipocentros.html>.

- **IRIS:** Incorporated Research Institutions for Seismology. Reportando a partir de 1970. Catálogo accesible desde <https://ds.iris.edu/ieb/>.
- **USGS:** United States Geological Survey. Reportando a partir de 1920, aunque hasta 1973 solo existen eventos reportados con magnitudes mayores a 5. Luego de ese año se comenzaron a reportar los eventos con magnitudes menores. Catálogo disponible en <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>.
- **ISC-GEM:** Catálogo del Centro Sismológico Internacional (ISC por sus siglas en inglés) en conjunto con el Global Earthquake Model (GEM), para obtener el Global Instrumental Earthquake ². Catálogo disponible en <http://www.isc.ac.uk/iscgem/>
- **ISC-EHB:** Catálogo del Centro Sismológico Internacional, que contiene eventos recalculados según el algoritmo EHB (Engdahl, 1998) [26] para minimizar errores de localización. Datos desde 1960 a 2007. Catálogo disponible en <http://www.isc.ac.uk/isc-ehb/>.
- **ISC-Bulletin:** Boletín del Centro Sismológico Internacional. Recolecta los datos de alrededor de 130 agencias locales e internacionales en todo el mundo. Catálogo disponible en <http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/>.
- **SARA:** South American Risk Assessment, proyecto desarrollado en el marco del Global Earthquake Model (GEM). Accesible desde https://sara.openquake.org/hazard_rt7.
- Catálogo en (Sielfeld et al., 2019) [27], a raíz del monitoreo sísmico temporal llevado a cabo en la Zona Volcánica de los Andes del Sur, entre 2014 y 2015.

3.3. Depuración

Una vez obtenidos todos los reportes en la zona, se eliminaron los eventos duplicados, es decir, los eventos reportados por diferentes fuentes que corresponden al mismo sismo. Para esto, se definió un orden de jerarquía basado en el nivel de confiabilidad del cálculo, tanto de la magnitud como de su localización. Dicho orden se muestra en la Tabla 3.2, donde además se observa la cantidad de eventos considerados por catálogo.

Se descartaron un número considerable de sismos que no tenían información de magnitud y/o profundidad. De esta manera se logró un catálogo inicial para el análisis de la peligrosidad sísmica, con un total de 4116 eventos.

Los eventos que INPRES reportó son sólo 318 para el período de tiempo comprendido en este trabajo, con magnitudes m_l mayor a 2.5. Esto puede explicarse considerando la cantidad y distribución de estaciones sismológicas en la región. La Red Nacional de Estaciones Sismológicas se encuentra disponible en http://contenidos.inpres.gob.ar/est_sism y

²Versión ISC-GEM actualizada en abril de 2021.

| Catálogos | Cantidad de eventos |
|-----------|---------------------|
| INPRES | 318 |
| CSN | 1545 |
| OVDAS | 127 |
| IRIS | 2000 |
| USGS | 10 |
| ISC | 68 |
| CERESIS | 42 |
| SARA | 6 |

Tabla 3.2: Número de eventos por catálogo.

la Red Nacional de Acelerógrafos en <http://contenidos.inpres.gob.ar/acelerografos/RNA>.

Con respecto a la distribución temporal presente en el catálogo, se hizo una distinción basada en distintos períodos de tiempo, como se observa en la Figura 3.4. En el período histórico, que abarca hasta el año 1923 inclusive, los reportes indicaban solo la intensidad del evento. En esos casos la magnitud fue calculada cuando fue posible la asociación entre esta y la intensidad reportada. Para el período comprendido entre los años 1924 a 1962, ya se determinaba la magnitud a partir de datos instrumentales. Entre 1963 y 1998 se homogeneizó el reporte de magnitud a partir de la implementación del proyecto internacional VELA, y para el período entre 1998 y 2002 se contaba con un mayor número de registros pero provenientes de distintos tipos de instrumentos (analógicos, banda ancha, etc). Desde el año 2003 los cálculos de magnitud se universalizaron.

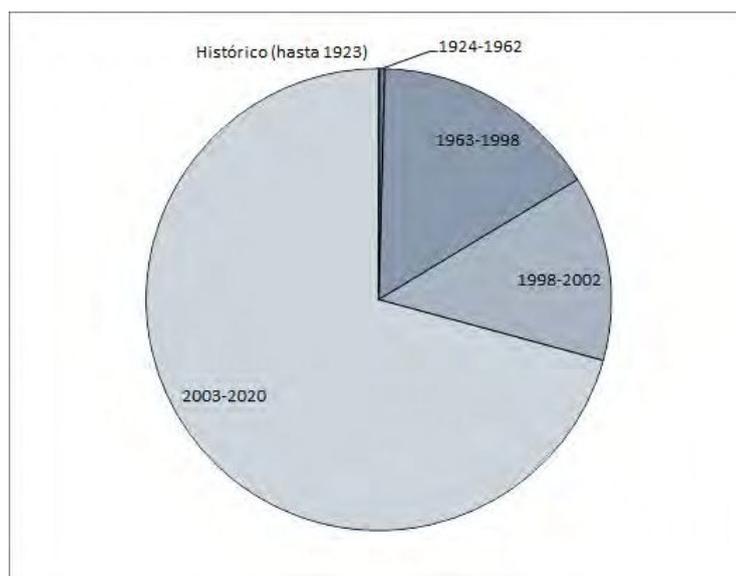


Figura 3.4:
División temporal del catálogo según la evolución del instrumental.

3.4. Homogeneización

Debido a que los terremotos incluidos en el catálogo inicial se presentan con diferentes escalas de magnitud, es fundamental aplicar un proceso para homogeneizar el mismo y así obtener una base de datos uniforme. Esto se logra calculando para los eventos que no lo reporten, el valor de magnitud correspondiente en la escala de MAGNITUD MOMENTO. La elección de esta escala en particular se basa en que esta no satura, y por lo tanto, será más estable respecto a las demás para todo el rango de magnitudes.

Para realizar la homogeneización, se calcularon relaciones para la conversión entre diferentes escalas de manera empírica. En general, en la bibliografía se consideran dos modelos de ajuste: mínimos cuadrados (*MC*) y regresión ortogonal.

Como sostienen Castellaro et al. (2006) [28], muchas veces se aplica mínimos cuadrados sin corroborar las condiciones necesarias que tienen que cumplir las variables tanto dependientes como independientes. Entre ellas, este ajuste supone que la variable independiente está libre de errores mientras que la variable dependiente sí los presenta. Lo que equivale a suponer que se conoce una variable con mayor precisión que otra. De todas maneras, si se elige aplicar *MC*, se tiene que considerar el rango de variación que pueden tener las conversiones de una magnitud a otra, además del error que se podría propagar en la determinación de la magnitud de completitud (ver Sección 3.6).

En la regresión ortogonal, en cambio, se plantea con un error asociado a ambas variables (Das et al., 2013) [29], y como consecuencia se tiene en cuenta la incertidumbre instrumental de ambas escalas de magnitud. Esta regresión se obtiene de la minimización de los cuadrados de las distancias ortogonales a la línea de mejor ajuste, a diferencia de la regresión por mínimos cuadrados que minimiza los cuadrados de los desplazamientos de las distancias verticales.

Para calcular el ajuste ortogonal, al no tener información de los errores de ambas variables, se asume una razón entre varianzas igual a la unidad. Esto quiere decir que la incertidumbre de la respuesta es igual a la incertidumbre del predictor. Como explican Castellaro et al. (2006) [28], al momento de elegir si aplicar mínimos cuadrados o regresión ortogonal, para estudios de peligrosidad sísmica, se prefiere elegir la regresión ortogonal para minimizar en esta etapa todos los errores posibles.

Aunque en la literatura existen relaciones empíricas con una base de datos globales para relacionar escalas de magnitud, como las de Scordillis (2006) [30]; para esta tesis, se desarrollaron de manera empírica y a partir del catálogo de la región, las relaciones de conversión que se utilizaron para la homogeneización.

Proceso de homogeneización

Se calculó un valor de M_w para los eventos que no la reportaban. Para esto, los sismos que se reportaron con distintas magnitudes en (al menos) dos de los catálogos consultados, se agruparon y se analizaron para determinar la regresión ortogonal que mejor ajuste para ambas escalas.

Para organizar el proceso se consideraron los catálogos regionales INPRES y CSN por un lado y, los demás internacionales por otro. Esto se hizo para que al momento de jerarquizar se pudiera ponderar los reportes regionales sobre el resto.

En el caso de los catálogos internacionales: para los sismos que reportaban en m_d , se

calculó m_l a partir de la relación (1) de la Tabla 3.3; luego los eventos con magnitud local se convirtieron con la ecuación (2) a m_b .

| | Relación | Cantidad de eventos | Rango de validez |
|---|-------------------------------------|---------------------|------------------------------|
| 1 | $m_l = 1.1 \cdot m_d - 0.3$ | 452 | $2.4 \leq m_d \leq 4.5$ |
| 2 | $m_b = 0.88 \cdot m_l + 0.4$ | 83 | $3 \leq m_l \leq 5$ |
| 3 | $m_b = 0.9 \cdot m + 0.4$ | 725 | $1.8 \leq m \leq 4.3$ |
| 4 | $M_w = 0.8 \cdot M_s + 1.3$ | 9 | $5.5 \leq M_s \leq 7.3$ |
| 5 | $M_w = 1.1 \cdot m_b - 0.6$ | 191 | $2.2 \leq m_b \leq 6.3$ |
| 6 | $Mw_{CSN} = ml_{CSN} - 0.2$ | 188 | $4 \leq m_l \leq 7$ |
| 7 | $M_w = 0.9 \cdot Mw_{CSN} + 0.1$ | 1508 | $1.6 \leq Mw_{CSN} \leq 6.3$ |
| 8 | $M_w = 1.1 \cdot ml_{INPRES} + 0.5$ | 103 | $2.6 \leq m_l \leq 6.3$ |

Tabla 3.3: Relaciones calculadas a partir de regresión ortogonal, que se utilizaron para homogeneización de magnitudes.

Considerando que se reportaron eventos con magnitud m , y después de probar un ajuste con las demás escalas, se logró ajustar con la ecuación (3) los eventos de m a m_b con un coeficiente de correlación del 90 %.

Por otro lado se convirtieron, los eventos reportados en M_s a M_w con la expresión (4) y, con (5) se convirtieron m_b a M_w . Dejando así esta primera parte homologada a M_w , que se nombró *Parte A*.

Para el caso de los eventos reportados por OVDAS (en magnitud local), se propuso considerarlos dentro del catálogo chileno ya que ambos reportes comparten estaciones en su cálculo. Además, para los eventos reportados por CSN, se encontró un ajuste ortogonal para magnitudes m_l y M_w (relación (6) en la Tabla 3.3), a partir de un catálogo que abarca una región más amplia, con el fin de lograr una relación de mayor peso. Esta se utilizó para convertir eventos con m_l reportados por CSN (y OVDAS) presentes en nuestro catálogo a M_w también reportados por este. Con estos eventos con magnitud momento calculada y los eventos de la *Parte A*, se ajustó la relación (7) y se homogeneizó el catálogo chileno, dando como resultado la *Parte B*.

Por último, teniendo en cuenta que INPRES reporta en m_l , se ajustó la relación ortogonal entre estos eventos y la *Parte A*. La relación (8) nos permitió calcular la magnitud momento para los eventos de INPRES, obteniendo así la *Parte C*. En base a trabajos previos, se consideró que fuera del rango de validez de las relaciones calculadas, las magnitudes son equivalentes.

Para lograr la homogeneización del catálogo completo se agruparon las tres *Partes*. De esta manera cuando fue posible, se consideraron los eventos de INPRES (*Parte C*), si no se eligieron los reportados por CSN (*Parte B*) y por ultimo, se completó con la información brindada por los demás catálogos internacionales (*Parte A*). Para llevar a cabo todos los cálculos se utilizó el paquete SciPy bajo Python (Virtanen et al., 2020) [31].

En la Figura 3.5 se muestran los gráficos que representan las relaciones de regresión ortogonal (7) y (8). También, y a modo de ejemplo, el ajuste por mínimos cuadrados. Los gráficos que corresponden a las relaciones de (1) a (6) se encuentran en el Apéndice A.

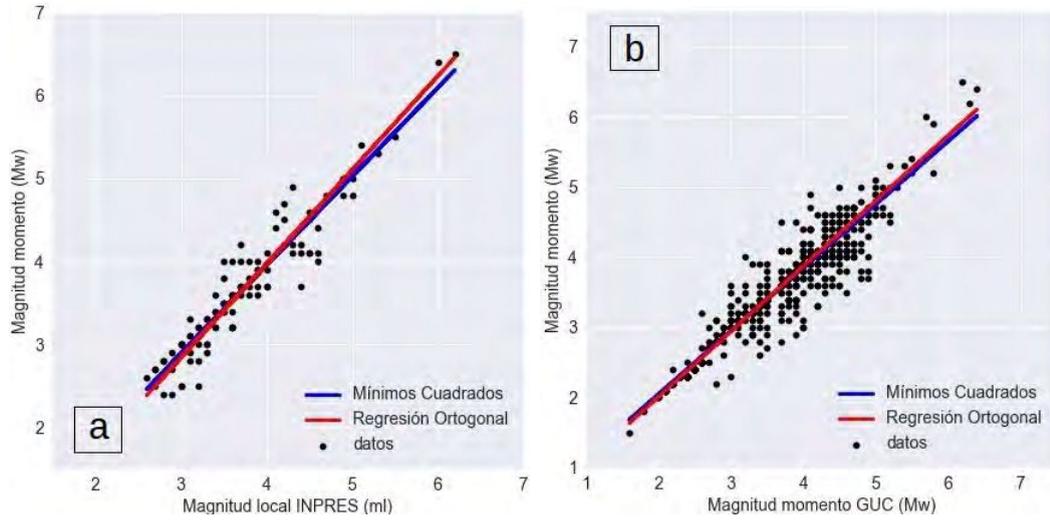


Figura 3.5: (a) Con una correlación de 93 %, se observa el ajuste para los eventos reportados por INPRES y por los catálogos internacionales. (b) Se observa el ajuste entre los eventos reportados en el catálogo chileno y por los catálogos internacionales, ambos en M_w , con un coeficiente de correlación del 90 %.

Analizando el catálogo homogeneizado de acuerdo a la distribución de magnitudes reportadas por año, a partir del histograma de la Figura 3.6, se observa que existen reportes de sismos con magnitudes menores a 5 a partir del año 1963, y menores a 3 a partir de 1995. La falta de registros con magnitudes menores, se atribuye principalmente a la falta de estaciones sismológicas y a la evolución del instrumental.

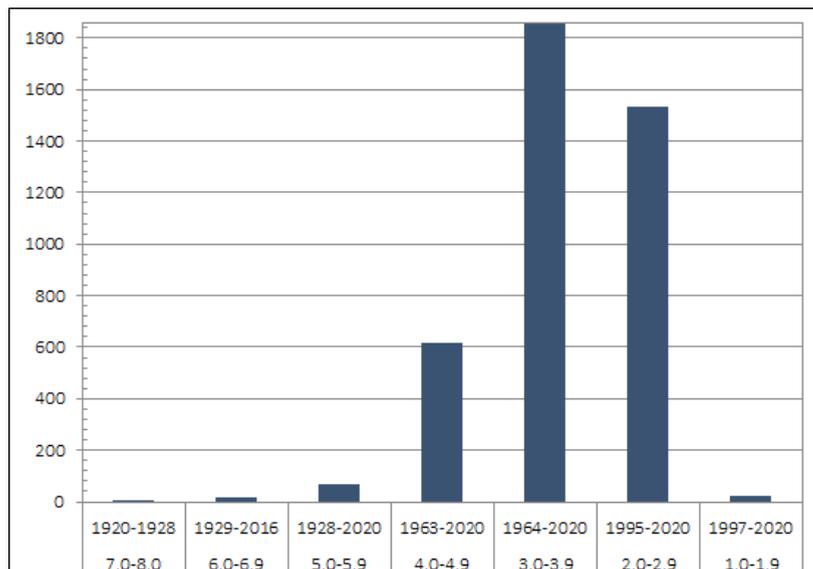


Figura 3.6: Distribución de eventos por rango de magnitudes por año.

En la Figura 3.7, se representa la distribución de sismos por magnitud y por década. Se puede observar que entre 1941 y hasta 1960, sólo se reportan eventos con magnitudes

mayores a 6.

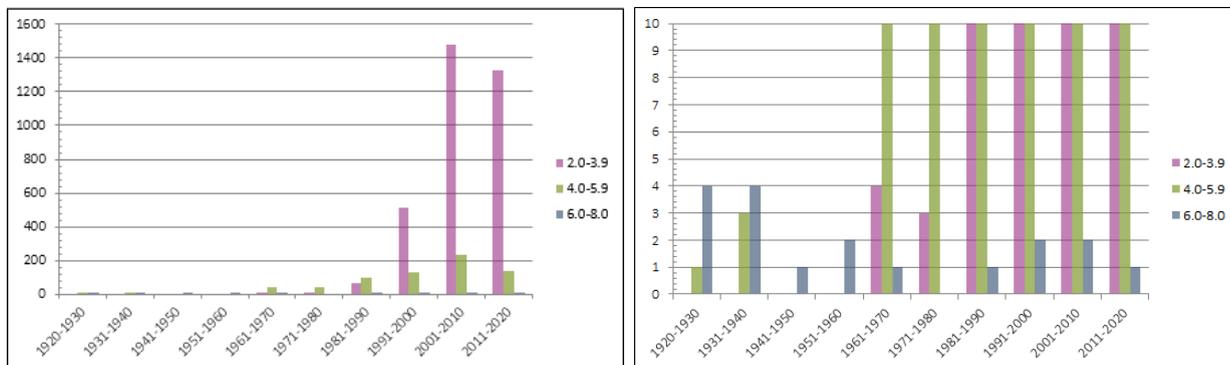


Figura 3.7: Distribución de eventos por rango de magnitudes por década. (a) Se muestra la distribución para todo el catálogo. (b) Se observa en detalle lo que sucede para las magnitudes mayores.

3.5. *Declustering*

Un evento sísmico no ocurre de forma independiente, es decir, por lo general existe una secuencia sísmica donde un evento principal con una magnitud dada, está relacionado en tiempo y espacio con otros de magnitudes menores, que pueden ocurrir antes (PRECURSORES) o después (RÉPLICAS) de este.

En este trabajo se realizó el proceso de depuración para eliminar estos eventos teniendo en cuenta que el proceso de Poisson considera una base de datos con eventos independientes. Existen distintas metodologías para depurar el catálogo de precursoros y réplicas, como son por ejemplo, los algoritmos vinculantes de Reasenberg (1985) [32] y Davis y Frohlich (1991) [33].

Reasenberg plantea identificar *clusters* asociando eventos en espacio y tiempo con la ventaja de no imponer un tamaño final para la ventana ni un tamaño para cada *cluster*. Propone modelar la zona de interacción con un parámetro espacial y otro temporal, donde el cluster va creciendo por asociación. Esta metodología se usó por ejemplo en el trabajo de Leyton et al. (2010) [34].

Por otro lado, Davis y Frohlich identifican los eventos que están cerca en espacio y tiempo definiendo una distancia espacio-temporal a partir de la Ecuación 3.1.

$$d_{st} = \sqrt{d^2 + C^2 \cdot \tau^2} \quad (3.1)$$

Donde d es la separación geográfica en el espacio euclidiano en 3D entre eventos en km , τ es la diferencia de tiempo en días y C es un parámetro que relaciona el tiempo y la distancia. La unidad de d_{st} es km aunque es preciso recordar que considera también la ventana temporal. Estos autores sugieren que $C=1 \frac{km}{día}$ es razonable para sismos en Sudamérica. Para implementar el método es necesario elegir la distancia a la cual se considera que están los precursoros y réplicas, es decir, se debe elegir el valor de d_{st} . Orosoco y Haarala-Orosoco (2010) [35] en su determinación del peligro sísmico en la ciudad de Salta, utilizaron esta metodología definiendo $d_{st} = 75 km$.

Existen además los algoritmos de ventana, como por ejemplo el propuesto por Gardner y Knopoff (1974) [36], donde se calculan ventanas espacio-temporales [$L(m)$ y $T(m)$] fijas en función de la magnitud de un evento dado. Una vez considerado un evento con determinada magnitud, los sismos de magnitudes menores que estén contenidos dentro de ambas ventanas serán considerados precursores o réplicas.

| Magnitud | L [km] | T [dias] |
|----------|----------|------------|
| 2.5 | 19.5 | 6 |
| 3.0 | 22.5 | 11.5 |
| 3.5 | 26 | 22 |
| 4.0 | 30 | 42 |
| 4.5 | 35 | 83 |
| 5.0 | 40 | 155 |
| 5.5 | 47 | 290 |
| 6.0 | 54 | 510 |
| 6.5 | 61 | 790 |
| 7.0 | 70 | 915 |
| 7.5 | 81 | 960 |
| 8.0 | 94 | 985 |

Tabla 3.4: Tabla de las ventanas espacial y temporal.
Extraída de Gardner y Knopoff (1974) [36].

Para llevar a cabo el declustering con esta metodología se utilizaron las ventanas propuestas en el trabajo original, que se muestran en la Tabla 3.4. A modo de ejemplo, podemos observar que para el caso de un evento de magnitud 4, los eventos contenidos dentro de los 42 días y de hasta 30 km de distancia con magnitudes menores a 4, serán considerados réplicas o premonitores y serán eliminados del catálogo. Este método es el de los más utilizados y fue empleado por Petersen et al. (2018) [37] y en el Proyecto SARA (Garcia et al., 2017) [4], entre otros.

Para calcular el declustering se utilizó el algoritmo incluido en ZMAP (escrito en Matlab) desarrollado por Wiemer (2001) [38], que permite calcularlo con los métodos de Reasenber y Gardner y Knopoff. Por otra parte, se implementó Davis y Frohlich utilizando Microsoft Excel para $d_{st} = 60$ km. El resultado de este procedimiento se muestra en las Figuras 3.8 a 3.10.

En la Figura 3.8, se graficó el número acumulado de eventos versus el tiempo. En esta, se observa que los eventos históricos no presentan grandes cambios después de la depuración. Esto se puede atribuir principalmente al registro de datos que se tiene disponible de esa época. En los últimos 20 años, debido a un mayor volumen de datos, cuando se aplican diferentes métodos de declustering, se acentúan las diferencias entre ellos.

El catálogo inicial contaba con 4116 eventos. El procedimiento de declustering con el método de Reasenber considera 3895 sismos principales, utilizando la metodología propuesta por Gardner y Knopoff se obtuvieron 2842 eventos independientes, y por ultimo, la metodología sugerida por Davis y Frohlich determina 1572 sismos independientes. Los resultados

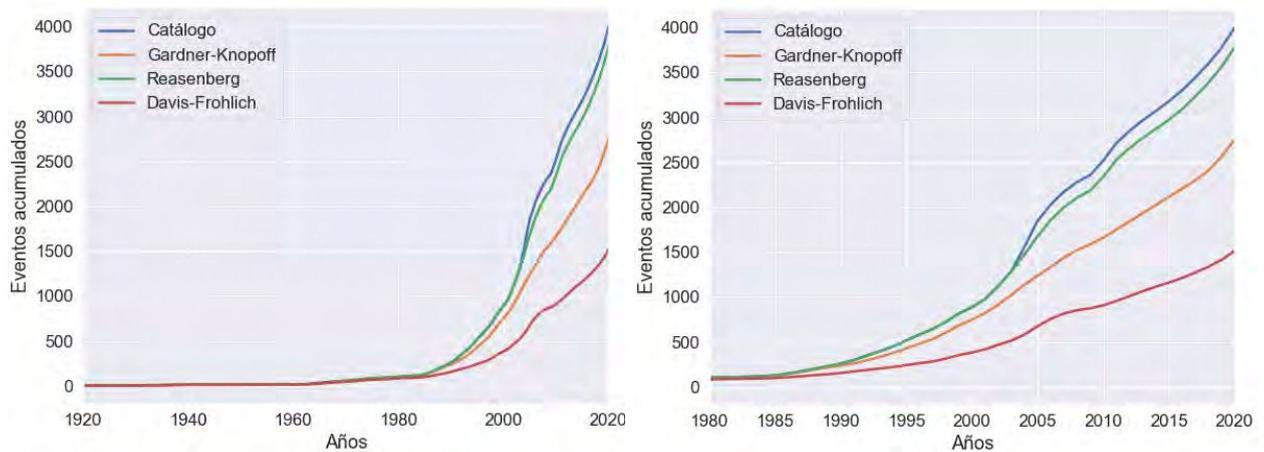


Figura 3.8: Eventos acumulados por año. (a) A partir del año 1920. (b) Con mayor detalle se muestra a partir de 1980.

mencionados se observan con una vista en planta del área de interés en las Figuras 3.9 y 3.10.

Teniendo en cuenta que no existen diferencias físicas entre un evento principal y una réplica o premonitor, se consideró en este trabajo que la metodología propuesta por Gardner y Knopoff es la más apropiada para depurar el catálogo de eventos dependientes, debido a que propone ventanas espaciales y temporales fijas haciendo más clara la determinación de estos.

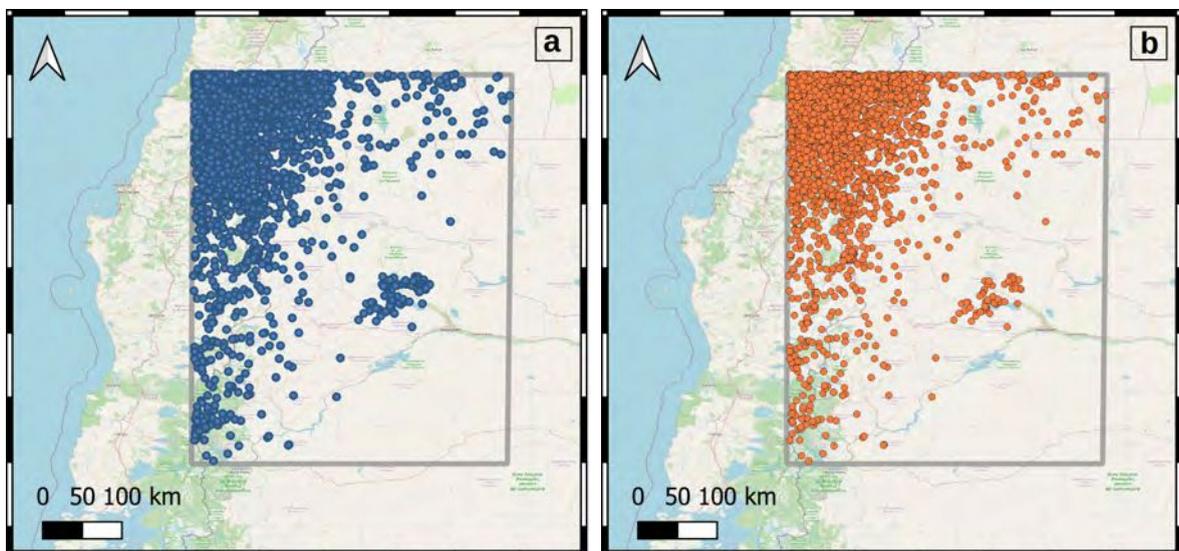


Figura 3.9: (a) Catálogo inicial que consta de 4116 sismos considerando precursores y réplicas. (b) Luego de aplicar la metodología propuesta por Gardner y Knopoff, dando como resultado 2842 eventos principales.

Por lo anterior, se va a considerar para el análisis de la peligrosidad sísmica, el catálogo que consta de 2842 eventos independientes, reportados entre 1920 y diciembre 2020, cuyas profundidades varían hasta los 290 *km* con magnitudes momento entre 1.3 y 8.

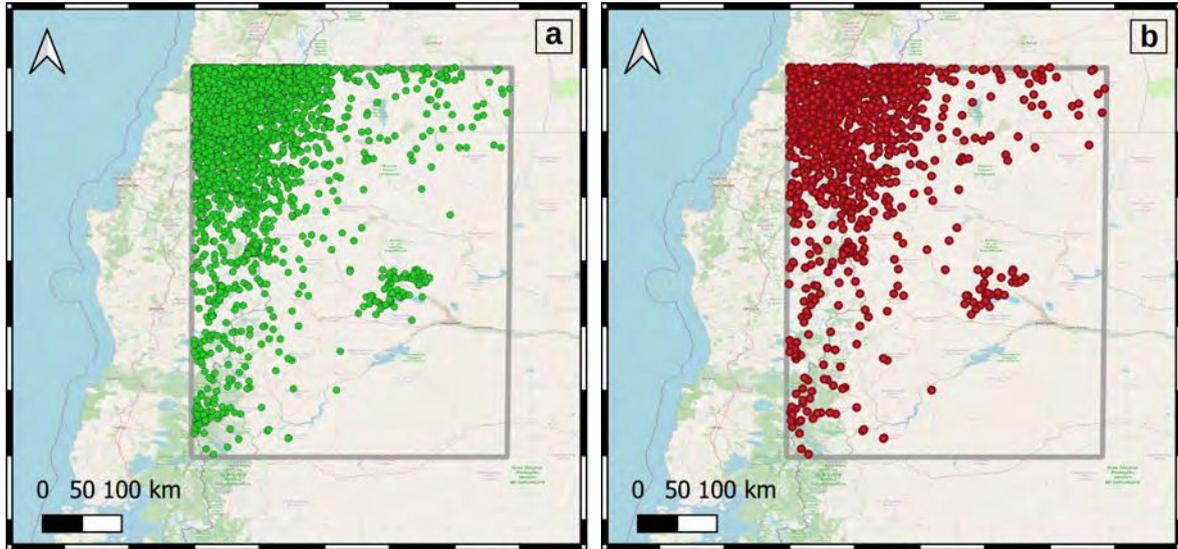


Figura 3.10: (a) Eventos obtenidos utilizando la metodología propuesta por Reasenberg, resultando 3895 eventos independientes. (b) A partir de aplicar lo considerado por Davis y Frohlich, se obtienen 1572 eventos principales.

3.6. Magnitud de completitud

Con el catálogo libre de réplicas y premonitores, se calcula la magnitud de completitud M_c . Esta es la magnitud mínima en la cual el 100 % de los eventos son detectados tanto espacial como temporalmente (Mignan y Woessner, 2012) [39].

En la literatura, se encontraron diferentes métodos para calcularla. Uno de ellos es el Método de Máxima Curvatura (MAXC) propuesto por Wiemer y Wyss (2000) [40], el cual implica hallar el punto de máxima curvatura en la curva de frecuencia - magnitud calculando la derivada primera de dicha curva. Por otra parte, los mismos autores propusieron el Método de Mejor Ajuste (MBF por sus siglas en inglés) que consiste en comparar la curva observada con una sintética. Esta se genera con valores a y b estimados de la curva observada. La idea es determinar con un nivel de confianza del 95 %, o del 90 %, el ajuste entre las curvas. Esto permite saber que los resultados de M_c son fiables y nos garantizan un sesgo menor en cálculos posteriores que dependen de su estimación.

Otro método para calcular este parámetro es el método de Stepp (1972) [41], implementado por ejemplo en Leyton et al. (2010) [34] y Orosco y Hararala-Orosco (2010) [35].

En esta tesis, se calculó M_c con los métodos MAXC y MBF. Para ello, se emplearon los algoritmos disponibles en ZMAP (Wiemer, 2001) [38]. Se determinó $M_c = 3.8 M_w$ para el catálogo completo según MBF, como se observa en la Figura 3.11.

3.7. Modelo de recurrencia

Los sismos de menor magnitud son más frecuentes que los de magnitudes mayores (Shearer, 2009) [42]. Es por eso que el gráfico que muestra el número de eventos frente a su tamaño, tiende a tener una forma fija. Basándose en esto, Gutenberg y Richter (1944) [43] postularon que la relación entre $\log N$ y M debía ser lineal, donde N es el número de sismos con

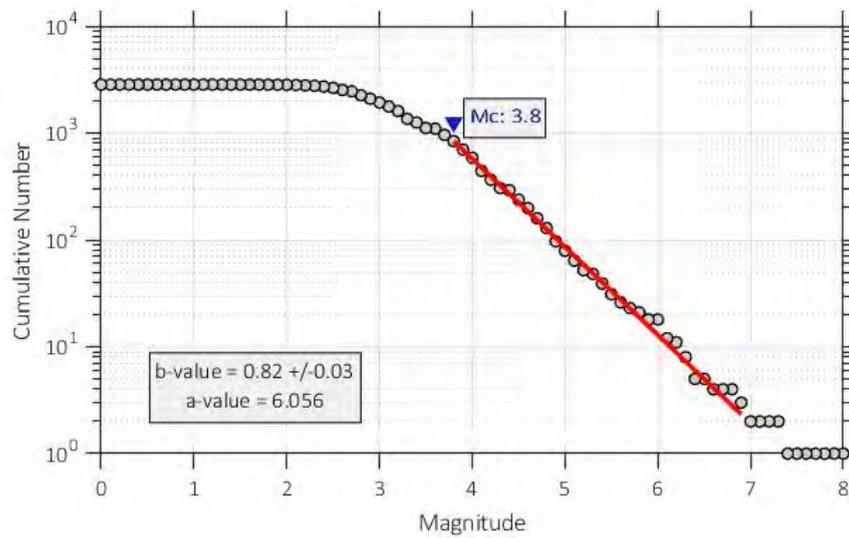


Figura 3.11: Se indica la magnitud de completitud en azul para el catálogo completo, con los correspondientes valores de a y b , utilizando el método MBF de Wiemer y Wyss.

magnitud mayor a una dada M .

La ecuación empírica de la ley de recurrencia de Gutenberg - Richter, que describe la frecuencia de ocurrencia versus la magnitud, es definida como:

$$\boxed{\text{Log}(N) = a - b \cdot M} \quad (3.2)$$

donde \mathbf{a} y \mathbf{b} son constantes reales positivas.

El parámetro \mathbf{b} (también llamado $b - value$) que es la pendiente de la recta, representa la proporción entre el número de sismos grandes y pequeños. La ordenada al origen \mathbf{a} (o $a - value$) caracteriza la productividad sísmica.

La pendiente de la curva puede variar en espacio y tiempo, ya que en general, depende de la completitud del catálogo, homogeneización y depuración del mismo. Según Wiemer y Wyss (2002) [44], b puede variar entre 0.4 y 2. Existe una relación inversa entre este parámetro y el nivel de esfuerzo en la corteza terrestre. Esto es, un valor bajo de b está relacionado con un número mayor de eventos de magnitudes grandes con relación a la cantidad de eventos de magnitudes pequeñas, lo que implica una concentración de esfuerzos mayores en la zona. Mientras que, cuanto mayor es el valor, mayor será la cantidad de sismos pequeños respecto a los grandes registrados. Esto quiere decir que existe una concentración de esfuerzos menores. A nivel global, b es aproximadamente igual a 1.

En el gráfico que representa esta ley, se puede ver que la recta no ajusta en las magnitudes más bajas ni tampoco a las más altas (extremos de la curva). Esto se puede explicar considerando que no se alcanzan a registrar los sismos pequeños (por ejemplo por la falta o poca cantidad de estaciones disponibles en la región), y esto genera que no sean reportados, o que muchas veces no puedan ser localizados con una precisión aceptable. Por otro lado, los sismos con magnitudes altas ocurren con menos frecuencia por eso los tiempos de muestreo no son significativos.

La ley de Gutenberg - Richter estándar predice tasas medias de excedencia distintas de cero para magnitudes hasta infinito, es así que, la ley es truncada en una magnitud máxima M_{max} obteniendo una nueva ley de Gutenberg - Richter modificada (Cosentino et al., 1977) [45]. Por lo tanto, reescribiendo la Ecuación (3.2) se obtiene:

$$N(m) = \nu_{min} \frac{e^{-\beta \cdot m} - e^{-\beta \cdot M_{max}}}{e^{-\beta \cdot M_c} - e^{-\beta \cdot M_{max}}} \quad (3.3)$$

donde ν_{min} que es tasa de excedencia de la magnitud mínima y α y β se definen como:

$$\begin{aligned} \alpha &= a \cdot \ln 10 \\ \beta &= b \cdot \ln 10 \\ \nu_{min} &= e^{\alpha - \beta \cdot M_c} \end{aligned}$$

Se establece la tasa anual de ocurrencia $T(m)$, como la tasa de excedencia $N(m)$ para una cierta magnitud m sobre la cantidad de años que involucra el catálogo T_c , en la región considerada.

$$T(m) = \frac{N(m)}{T_c} \quad (3.4)$$

3.8. Determinación de zonas sismogénicas

A partir de la caracterización geológica - geofísica (Capítulo 2), y considerando la distribución de la sismicidad, se dividió la región de estudio en distintas zonas sismogénicas. Estas se definen como subregiones dentro del área de análisis, en las cuales se asume un comportamiento homogéneo de la sismicidad.

En principio se determinó el tipo de sismicidad involucrada, esto es, intraplaca oceánica ó continental, donde se considera incluida la sismicidad interplaca. Para ello se analizó la distribución de los hipocentros para diferentes orientaciones del perfil 3D de sismicidad en la región de interés. Se determinó que los eventos superficiales (aquellos pertenecientes a la zona activa cortical) o de intraplaca continental se presentan con sus focos a profundidades de hasta 50 *km*. En cuanto a la sismicidad que corresponde a la fuentes de intraplaca oceánica, se observó que los focos se extienden hasta los 290 *km* aproximadamente. Lo anterior se puede observar en la Figura 3.12, donde se muestran diferentes orientaciones para una mejor visualización de la distribución de focos en todo el volumen.

Con base en la información recopilada que fue descrita anteriormente y la localización geográfica de la proyección de los hipocentros en superficie, se propusieron 8 zonas sismogénicas. La Figura 3.13 muestra la vista en planta de los eventos de acuerdo a su profundidad y las zonas sismogénicas detalladas a continuación.

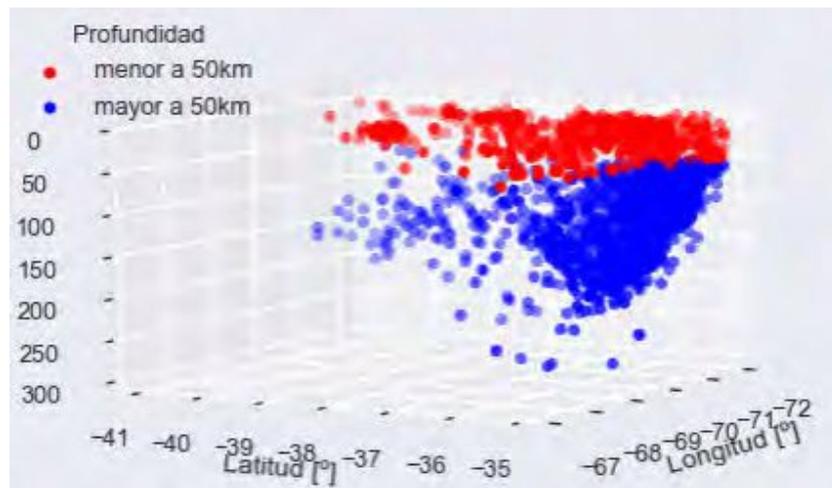
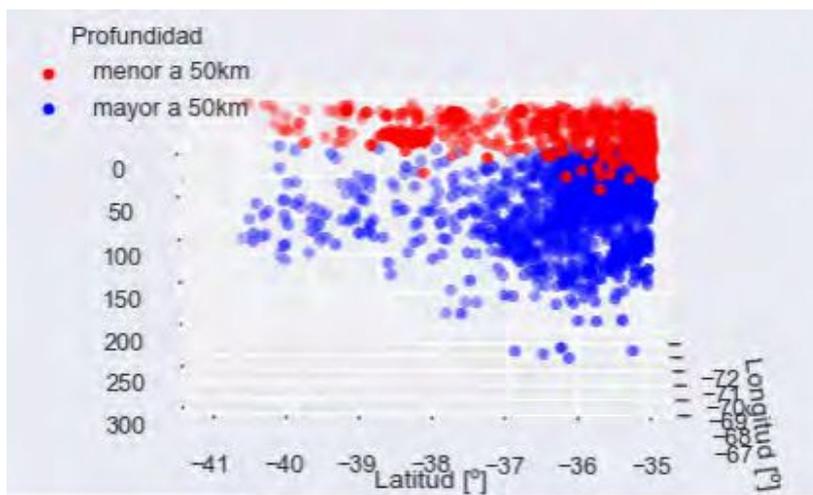
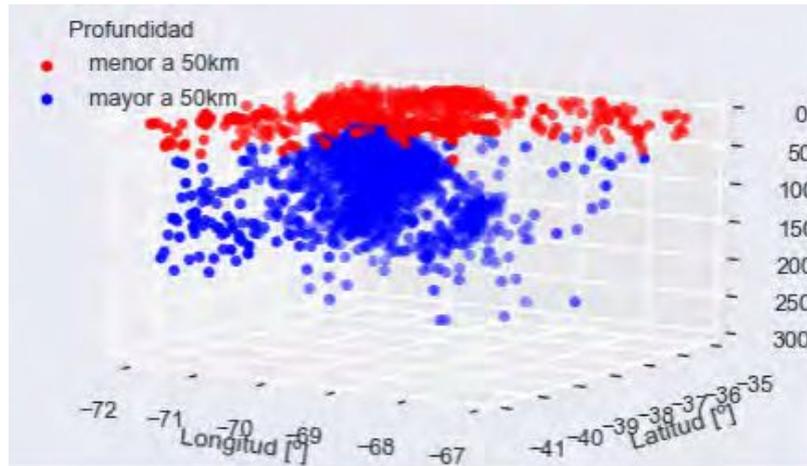


Figura 3.12: Distribución de hipocentros para 3 orientaciones distintas del perfil 3D. En color rojo se observan los eventos superficiales, con profundidades de hasta 50 *km* y, en color azul se distinguen eventos de intraplaca oceánica, con profundidades de hasta 290 *km*.

Fuentes de intraplaca continental

- Zona sismogénica 1: abarca el área desde los 69°O y hasta los 72°O. Considera la región del CVPP, CVLM (puestos 2 y 3 en el ranking de Riesgo Relativo de Arg. (RRA, <https://oavv.segemar.gob.ar/>) y la zona de la Falla El Fierro. Se extiende hacia el sur hasta los 36.5°S. Comprende parte de la Depresión Central en Chile, la Cordillera Principal y la FPCM.
- Zona sismogénica 2: determinada al este de la zona 1. Considera los campos volcánicos de Payenia, la parte sur del Bloque de San Rafael que involucra la zona de falla Las Malvinas.
- Zona sismogénica 3: localizada al sur de la zona 1 y hasta el límite de la región de análisis (41°S). Comprende la actividad sísmica que se asocia al arco volcánico actual. Incluye el CVCC, que ocupa el puesto número 1 en el RRA. En este área, se encuentra también la parte norte de la ZFLO y su continuación en Argentina, la ZFAC. Según reporta SEGEMAR, existe presencia de deformaciones cuaternarias. Del lado chileno, según SERNAGEOMIN, se encuentran el complejo volcánico Nevados del Chillan y Puyehue-Cordón Caulle, y los estratovolcanes Llaima, Lonquimay y Villarrica (que ocupa el puesto 1 en el ranking de riesgo específico de volcanes activos en Chile, accesible en https://www.sernageomin.cl/wp-content/uploads/2020/07/2Ranking-2019_Tabla_Final.pdf), entre otros.
- Zona sismogénica 4: al sur de la zona 1, contiene las fajas plegadas y corridas de Chos Malal, del Agrio y la parte sur de Malargüe. Además de la Fosa de Loncopué y parte de la Precordillera Neuquina Sur. Tiene evidencia de deformaciones cuaternarias según los reportes de SEGEMAR.
- Zona sismogénica 5: comprende la región de Loma La Lata – Bajo de Añelo. Se encuentra en la parte centro-oeste de la Cuenca Neuquina, limita al norte con el Dorso de los Chihuidos y al sur con la Dorsal de Huincul. Esta zona coincide con el mayor espesor sedimentario.

Fuentes de subducción o intraplaca oceánica

- Zona sismogénica 6: esta incluida la sismicidad de la Zona de Wadati–Benioff hasta los 38°S.
- Zona sismogénica 7: localizada al este de la zona 6, considera los eventos que están a profundidad bajo el Bloque de San Rafael.
- Zona sismogénica 8: al sur de la zona 6, representa la sismicidad debajo de CVCC y los demás sistemas volcánicos de la región sur-oeste asociados a la ZFLO, que tienen lugar en la placa oceánica.

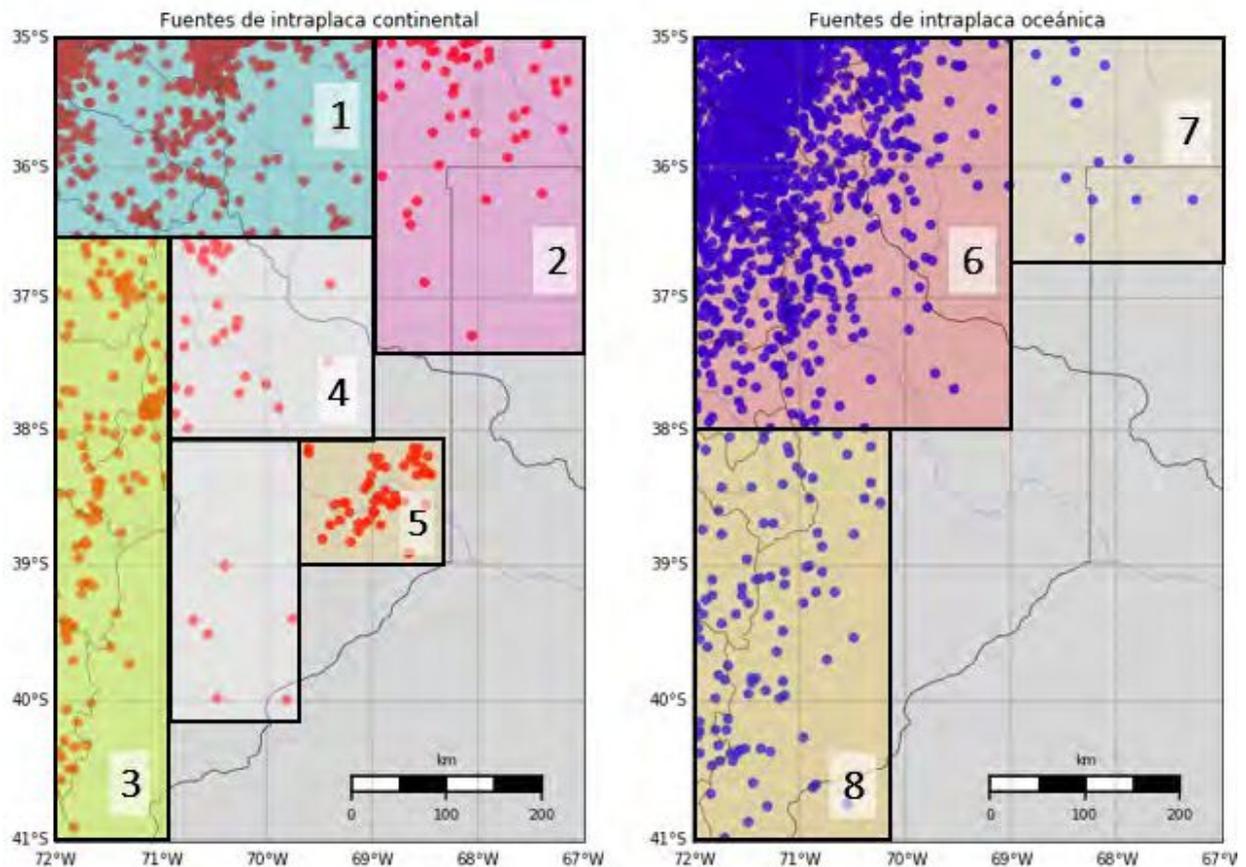


Figura 3.13:
Zonas sismogénicas para fuentes intraplaca oceánica y continental.

3.9. Parámetros sísmicos

Para cada una de las zonas sismogénicas, se calcularon los parámetros sísmicos de acuerdo a la Ley de Gutenberg - Richter.

Para determinar la magnitud de completitud, se utilizó el método del mejor ajuste con el 95 % de confianza cuando fue posible, y si no con 90 %. Cuando no fue posible determinar el intervalo de confianza, se utilizó el método de máxima curvatura.

En la zona sismogénica 3, al calcular M_c con un intervalo de confianza de 90 %, la ley de recurrencia no ajusta correctamente a la curva observada. Esto se puede atribuir a que las magnitudes reportadas son principalmente bajas, y podría explicarse considerando que los reportes de la zona son resultado de monitoreos puntuales en volcanes de la región.

Debido a esto, se decidió ajustar la ley a partir de un valor de magnitud de completitud sugerido por análisis visual. Se probó que para una magnitud de completitud de 4.4 M_w la ley ajusta favorablemente sobre todo para los eventos de magnitudes mayores, como puede observarse en la Figura 3.14.

Los gráficos que muestran el ajuste de la ley de recurrencia para cada una de las zonas, calculados con ZMAP, se muestran en la Figura 3.15.

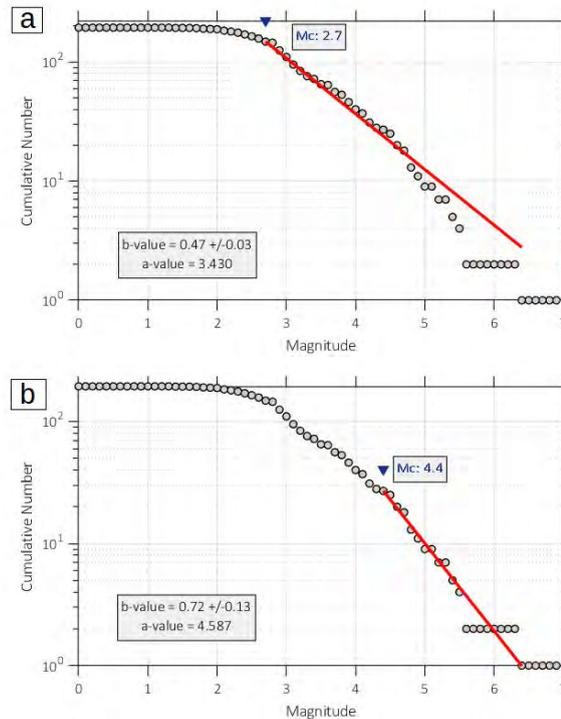


Figura 3.14: Determinación de la ley de recurrencia para la zona sismogénica número 3. (a) Con la magnitud de completitud encontrada utilizando un intervalo de confianza del 90 %. (b) Corregida para lograr un mayor ajuste.

En el caso de la zona sismogénica 5, es sabido que los eventos se reportaron (en su mayoría) en los últimos 5-6 años. Sin embargo, hay evidencia de registros históricos en la zona. Se conoce un evento reportado por CERESIS el día 3 de diciembre de 1963 localizado en los $38.2^{\circ}S$ y $69^{\circ}O$ de latitud y longitud respectivamente, a 65 km de profundidad con una magnitud de $4.1 m_b$. INPRES, aunque no lo reporta cuando la búsqueda de eventos se lleva a cabo a través del buscador, parece tenerlo en cuenta en el mapa de la sismicidad en Argentina. Accesible en <http://contenidos.inpres.gob.ar/sismologia/sismicidad>. Costa et al. (2011) [17] también lo consideran en su recopilación de la sismicidad histórica.

Además, Vásquez et al. (2020) [46] reportan un evento el 31 de julio de 2011 con una intensidad III Mercalli que fue percibido en la zona de Añelo, pero no se pudieron determinar las coordenadas epicentrales por falta de estaciones en el área.

Como excepción en esta zona, se consideró que el rango de profundidades involucradas para eventos superficiales sea hasta los 65 km , de manera de incluir la sismicidad histórica reportada como de intraplaca continental.

Con respecto a la zona sismogénica 7, se determinó no considerarla para el cálculo de la peligrosidad debido a que contiene poca cantidad de eventos reportados (14) y además, esta sismicidad está concentrada en una zona alejada a la placa de Nazca en subducción y por tanto no es tan claro atribuirle la sismicidad a la misma. De acuerdo a Lupari et al. (2015) [47], los eventos sísmicos en esta zona se asocian a procesos de deshidratación de minerales dentro del manto litosférico de la placa sudamericana, favorecidos por generación de fluidos y/o materiales parcialmente fundidos que modificarían las condiciones de presión y temperatura estables.

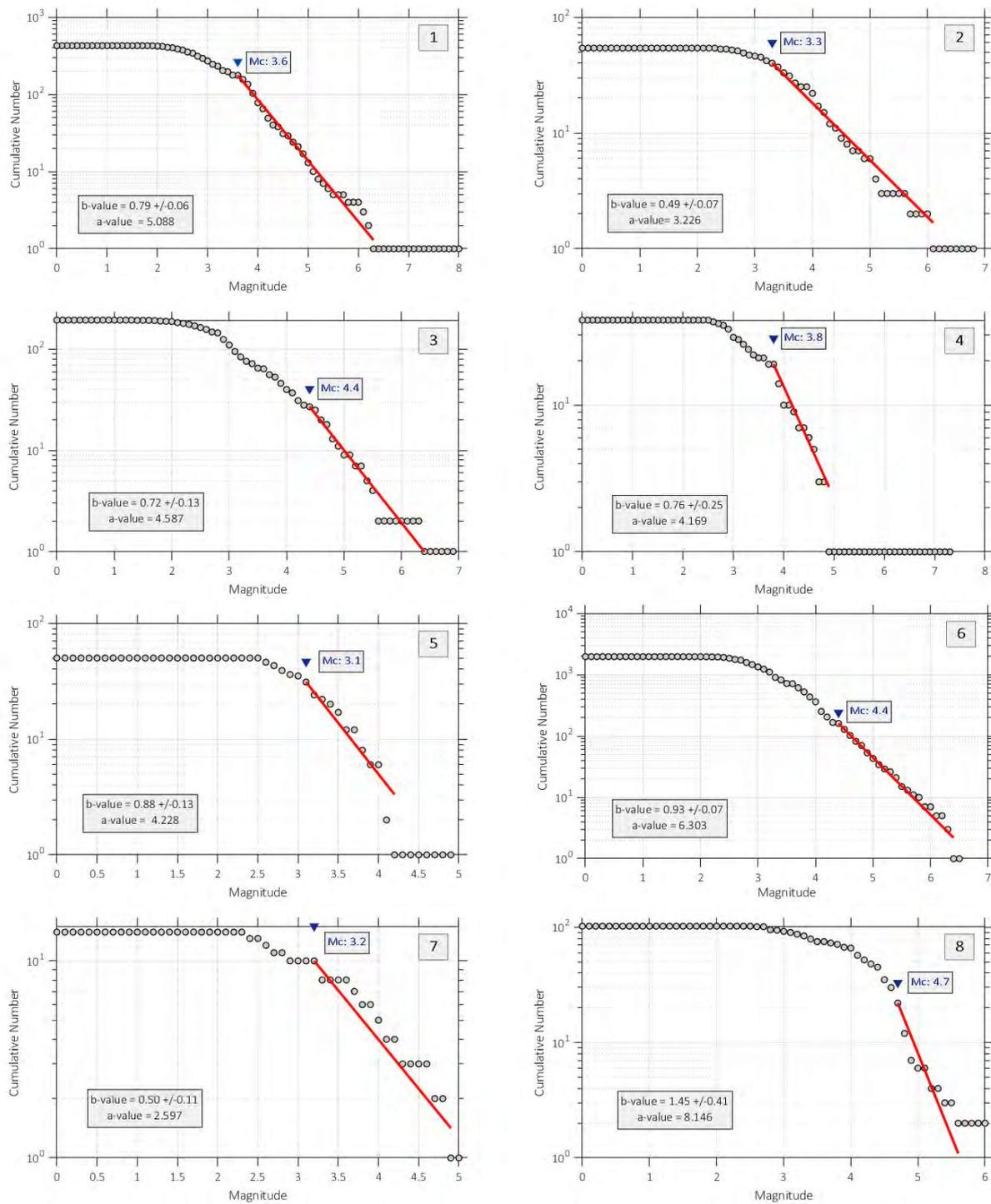


Figura 3.15: Curvas de recurrencia sísmica de las 8 zonas sísmogénicas, indicando en cada caso los valores de a y b . En color rojo se advierte la recta que responde a la relación de Gutenberg - Richter y, en color azul la magnitud de completitud.

En la Tabla 3.5 se observan la cantidad de eventos contenidos en cada zona sismogénica, los parámetros sísmicos determinados a partir de la ley de Gutenberg - Richter y la tasa anual de ocurrencia para cada una de ellas.

| Zona Sismogénica | Cantidad de eventos | M_c | M_{max} | a | b | β | T_c | Tasa anual de ocurrencia |
|------------------|---------------------|-------|-----------|-------|------|---------|-------|--------------------------|
| 1 | 427 | 3.6 | 8 | 5.088 | 0.79 | 1.819 | 92 | 1.906 |
| 2 | 54 | 3.3 | 6.8 | 3.226 | 0.49 | 1.128 | 91 | 0.447 |
| 3 | 193 | 4.4 | 6.9 | 4.587 | 0.72 | 1.658 | 84 | 0.312 |
| 4 | 38 | 3.8 | 7.3 | 4.169 | 0.76 | 1.75 | 100 | 0.191 |
| 5 | 50 | 3.1 | 4.9 | 4.228 | 0.88 | 2.026 | 57 | 0.555 |
| 6 | 1964 | 4.4 | 6.5 | 6.313 | 0.93 | 2.141 | 88 | 1.890 |
| 7 | 14 | 3.2 | 5 | 2.597 | 0.5 | 1.151 | 52 | 0.191 |
| 8 | 102 | 4.7 | 6 | 8.146 | 1.45 | 3.339 | 57 | 0.376 |

Tabla 3.5: Parámetros sísmicos de las 8 zonas sismogénicas.

3.10. Ecuaciones de predicción de movimiento fuerte (GMPEs)

La amplitud de las ondas sísmicas se atenúa en su propagación como consecuencia de la expansión geométrica del frente de ondas y de la anelasticidad del medio (Udías, 1999) [25]. En el análisis de la peligrosidad sísmica es importante tener en cuenta este proceso físico, para modelar los efectos en la fuente y sus alrededores, ya que el área más próxima al epicentro suele registrar los mayores daños.

Para ello, se consideraron las ecuaciones de predicción de movimiento fuerte (GMPEs por sus siglas en inglés), determinadas a partir de datos obtenidos por acelerógrafos. Estas ecuaciones representan a las funciones que describen la variación de la intensidad del movimiento del terreno (velocidad, aceleración u otra) en función de la magnitud, la distancia al foco del evento (pudiendo ser esta epicentral, hipocentral o distancia a la ruptura), efectos de sitio, entre otros.

En la elección de las GMPEs se debe considerar que estas presentan errores inherentes al ajuste matemático de la ley y pueden existir diferencias entre este modelo y los valores observados de la atenuación debido a una cantidad de factores desconocidos en el proceso (precisiones, instrumental, etc).

En la región de estudio, no se cuenta con ecuaciones de predicción de movimiento fuerte actualizadas y disponibles en la bibliografía. Es por eso, que teniendo en cuenta las recomendaciones de Bommer et al. (2010) [48], actualización de Cotton et al. (2006) [49], en cuanto a criterios de exclusión donde se proponen diez criterios para excluir los modelos de atenuación que no deberían usarse para el análisis de la amenaza sísmica, se eligieron las GMPEs que se utilizaron en esta tesis teniendo en cuenta las diferentes zonas sismogénicas.

Entre las recomendaciones de estos autores, se destacan por ejemplo, que se deberá excluir una ley si no corresponde con el entorno tectónico adecuado, como así también si no se tienen

los datos sísmicos disponibles en un formato accesible. Además, no correspondería usar una determinada ley si ésta fue actualizada en un trabajo posterior. Otra consideración a tener en cuenta es el rango de validez de las magnitudes y distancias. Para mayor detalle en cuanto a estos criterios y por completitud, se sugiere consultar a (Bommer et al., 2010) [48].

Para el caso de las fuentes de intraplaca continental, se utilizó la ecuación de movimiento fuerte propuesta por Abrahamson, Silva y Kamai (2014) [50], la cual formó parte del proyecto llevado a cabo por el PEER (*Pacific Earthquake Engineering Research Center*) en combinación con el USGS (entre otros). Este proyecto que se denominó NGA-West 2 (Next Generation Attenuation), tuvo como base los datos de su predecesor NGA-West 1 y además, incluyó registros de eventos superficiales en áreas tectónicamente activas de todo el mundo, así como también actualizaciones en cuanto a rango de magnitudes considerada (incluyeron eventos de California con magnitud baja - moderada), entre otras (Ancheta et al., 2013) [51]. El modelo vale para un período espectral de 0 a 10 *segundos*, distancias de hasta 300 *km* y magnitudes momento de entre 3 y 8.5.

En el caso de las fuentes de subducción, el modelo que se eligió fue el propuesto por Lin y Lee (2008) [52]. Aunque si bien existen modelos más actuales, el modelo elegido representa mejor el rango de magnitudes que se manejaron en este trabajo y para este tipo de fuentes. El mismo vale para distancias focales desde 20 a 250 *km* y es aplicable a magnitudes momento de entre 4 a 8. Vale para períodos espectrales en el rango de 0 a 5 *segundos* siendo la base de datos correspondiente a eventos registrados en una zona de subducción en Taiwan.

En ambos casos, la elección de las ecuaciones tiene implícita la elección del tipo de suelo para el que se calculará el peligro sísmico. En suelos blandos, el movimiento sísmico se amplifica en comparación al producido en suelo duro o roca. Esta amplificación del movimiento del suelo en función de las características geológicas se conoce como efecto local.

Para el cálculo del efecto local es necesario realizar una clasificación sismo-geotécnica, considerando entre otros a la geología superficial y el comportamiento del suelo. Pero esta clasificación resulta un procedimiento de demasiado detalle para el cálculo que se pretende realizar en este trabajo. Es por eso, que el movimiento se caracterizará en condiciones de suelo tipo roca.

3.11. Algunas consideraciones

Vásquez et al. (2020) [46], mencionan eventos registrados en la zona de Añelo (zona sismogénica 5 de nuestro estudio), en los cuales su magnitud y localización fue calculada con datos de redes globales libres localizadas en Chile. Se utilizaron estaciones cercanas al área de estudio que estaban disponibles en IRIS como lo son GO06, PLCA, BI02, LR05, ML02, BO02 y LL04. Para eventos con magnitudes mayores se incluyeron las estaciones UNSL y TRQA de nuestro país.

En total serían 52 sismos más que los reportados por INPRES en el mismo período de tiempo. Los mencionados eventos no fueron tenidos en cuenta para la confección del catálogo debido al grado de confiabilidad en la localización, ya que para su cálculo se utilizó un conjunto de estaciones pobremente distribuidas.

Capítulo 4

Peligrosidad sísmica

La peligrosidad sísmica se define como la probabilidad de excedencia de un cierto valor representativo del movimiento del suelo, producido por un terremoto, en una determinada región para un período de retorno dado. Este movimiento se puede expresar en términos de velocidad, aceleración, intensidad u otros.

La amenaza puede ser calculada tanto por métodos deterministas como probabilistas (Acuña Cabezas, 2016) [53]. Ambos asumen que la sismicidad futura será análoga a la pasada.

Los métodos deterministas tienen como hipótesis la estacionariedad de la sismicidad, considerando que los eventos sísmicos en el futuro se producirán de forma análoga a como lo hicieron en el pasado. Por lo tanto estos métodos conducen a la estimación de los límites superiores del movimiento, ya que consideran que una vez determinada la intensidad máxima en una región, esta será la máxima esperada para la misma. Estos métodos dependen fuertemente del conocimiento de la sismicidad en la zona y además, no brindan información sobre el período de retorno o probabilidad de excedencia del movimiento.

Los métodos probabilistas, en cambio, deducen las relaciones de recurrencia de los fenómenos sísmicos de una zona a partir de información existente en la misma, y con ellas, obtienen las funciones de probabilidad de los parámetros buscados. Estas funciones asocian a cada valor del parámetro, una probabilidad anual de excedencia o bien un período de retorno.

El período de retorno no indica el intervalo de tiempo promedio entre dos terremotos que generan una intensidad, sino el período en años en el que se espera que la intensidad del movimiento supere el nivel de referencia con una cierta probabilidad.

El proceso de ocurrencia de un sismo con respecto al tiempo es comúnmente descrito por el modelo de Poisson, que presenta las siguientes características:

- Los eventos son independientes temporal y espacialmente. Esto es, la ocurrencia de un evento sísmico en un intervalo de tiempo, es independiente del número de veces que el evento se ha presentado en otro intervalo de tiempo. Y la ocurrencia de un evento en un determinado sitio dentro de la fuente, es independiente del sitio en cual el evento se ha presentado en el pasado. Esto implica que los eventos sísmicos no tienen memoria en el tiempo ni en el espacio.
- La probabilidad de que dos eventos sísmicos tengan lugar al mismo tiempo y en el mismo lugar, es casi cero. Esto implica que para un pequeño intervalo de tiempo, no puede ocurrir en un mismo punto más de un evento sísmico.

4.1. Evaluación probabilista del peligro sísmico

En esta tesis se estima la amenaza sísmica teniendo en cuenta la función propuesta por Cornell en 1968 y Esteva en 1970 siguiendo a Baker (2013) [6]. Esta función depende de la caracterización sísmica de las zonas sismogénicas, de los modelos de recurrencia sísmica, y de las ecuaciones de predicción del movimiento fuerte del terreno.

Dada la ocurrencia de un terremoto, la probabilidad de que un parámetro del movimiento del suelo a , exceda un valor particular A , puede ser calculado por el teorema de la probabilidad total:

$$P[a > A] = P[a > A | X] = \int P[a > A | X] f_x(X) dx$$

donde X es un vector de variables aleatorias que influye en A . En la mayoría de los casos los valores de X están limitados a la magnitud M y la distancia R . Asumiendo M y R independientes, es posible expresar la probabilidad de excedencia como:

$$P[a > A] = \int \int P[a > A | m, r] f_M(m) f_R(r) dm dr$$

donde las funciones $f_M(m)$ y $f_R(r)$ son las funciones de densidad de probabilidad de la magnitud y la distancia, respectivamente.

La función de densidad de probabilidad de la magnitud $f_M(m)$ para la fuente i -ésima que vale para m entre M_c y M_{max} , se puede escribir como:

$$f_M(m) = \frac{\beta_i e^{-\beta_i[m-(M_c)_i]}}{1 - e^{-\beta_i[(M_{max})_i-(M_c)_i]}}$$

La función de densidad de probabilidad de la distancia $f_R(r)$, no tiene una expresión analítica y debe ser calculada numéricamente.

Si la región de interés comprende N zonas sismogénicas, y cada una de ellas se encuentra caracterizada por una tasa de excedencia de la magnitud mínima ν_{mini} , la tasa de excedencia total para la región estará dada por:

$$P[a > A] = \sum_{i=1}^N \nu_{mini} \int_{R_{min}}^{R_{max}} \int_{M_c}^{M_{max}} P[a > A | m, r] f_{M_i}(m) f_{R_i}(r) dm dr \quad (4.1)$$

Donde la sumatoria abarca la totalidad de las fuentes que contribuyen a la peligrosidad sísmica del sitio de interés, y las integrales recorren todo el rango de validez, es decir, desde M_c hasta M_{max} y desde R_{min} a R_{max} .

4.2. Determinación de resultados

Para calcular la amenaza sísmica, se utilizó R-CRISIS (Versión 2020.2.0) (Figura 4.1), un software desarrollado por Ordaz et al. (2017) [54]. Este hace uso de la metodología clásica de evaluación probabilista del peligro sísmico que se detalló anteriormente. El cálculo probabilístico implica que a medida que la información sea más precisa, será posible esperar mejores resultados.

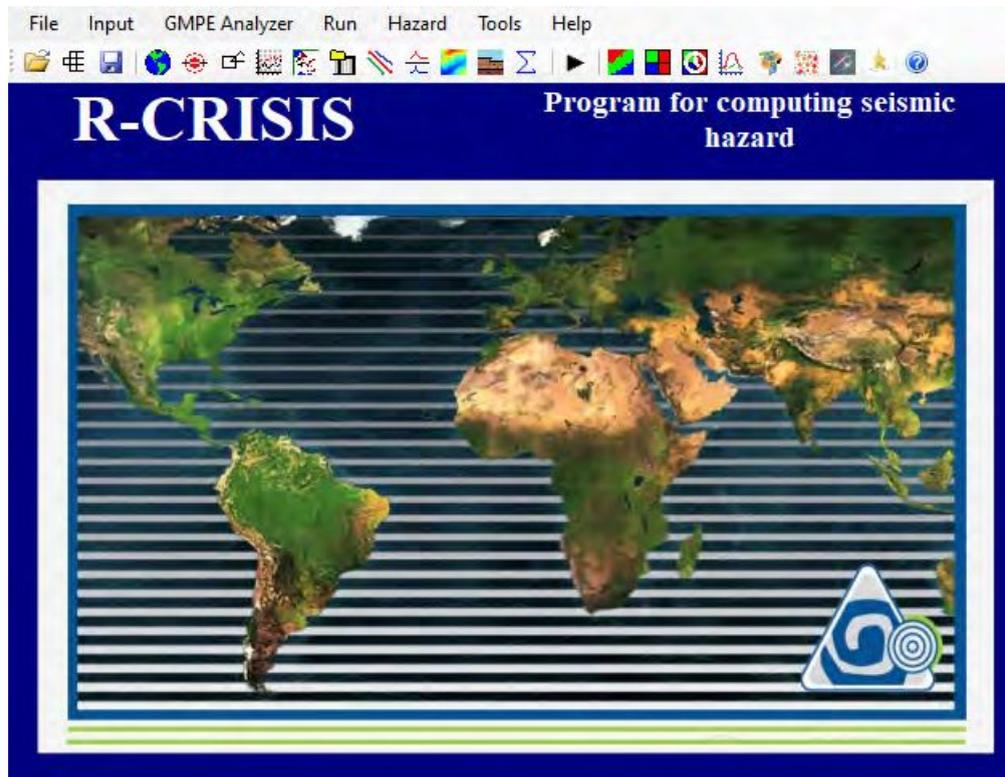


Figura 4.1: Pantalla principal del programa R-CRISIS (Versión 20.2.0).

El software requiere la definición de un conjunto de fuentes sísmicas donde se supone que la sismicidad se distribuye de forma uniforme por unidad de área, y considera que todos los puntos dentro de esta tienen la misma probabilidad de ser foco de un terremoto.

Como se detalló en la Sección 3.8, se utilizaron 7 de las 8 zonas sismogénicas que se obtuvieron en el análisis. La geometría de cada una fue definida por áreas a profundidades representativas, haciendo la distinción entre fuentes intraplaca oceánica y continental.

Considerando las 7 zonas sismogénicas, se decidió que las fuentes intraplaca continental de 1 a 4, sean representadas por un área a una profundidad de 25 km , y en el caso de la zona 5 a una profundidad de 30 km , ya que a diferencia de las demás que fueron definidas hasta 50 km de profundidad, esta zona comprende hasta una profundidad de 65 km . Para las fuentes de subducción se definió una profundidad de 150 km .

Se introdujeron además, los parámetros sísmicos determinados a partir del modelo truncado de la ley de Gutenberg - Richter (Tabla 3.5 en la Sección 3.9), en el que se asumió que el proceso de ocurrencia de un sismo es poissoniano.

Por último, a cada zona se le asoció la ecuación de predicción de movimiento fuerte descrita en la Sección 3.10, en condiciones de suelo tipo roca.

Para llevar a cabo la determinación de la amenaza, se generó una grilla con un incremento de 0.1 grados tanto en latitud como en longitud en la región de interés que, como ya se mencionó, se localiza entre los 35°S , 41°S , 67°O y 72°O .

El procedimiento para el cálculo de la amenaza sísmica consiste en la integración numérica en cada punto de la grilla. Para esto, el programa genera una división de la zona sísmica en función de la distancia de la fuente al sitio de cálculo. En fuentes tipo área la división

se realiza en triángulos, cada uno de los triángulos resultantes a su vez se dividirá en más triángulos si la cercanía con el sitio en estudio lo requiere.

Por lo general, la peligrosidad sísmica se expresa en términos de la aceleración que alcanza el suelo ante un evento sísmico. Es posible calcular la aceleración del terreno y la aceleración espectral $S_a(T)$ para distintos períodos espectrales.

Los periodos espectrales o de vibración pueden ser por ejemplo, $T = 0$ que equivale a la aceleración que se registraría en el suelo de la estructura, también llamada aceleración máxima o PGA (Peak Ground Motion) o $S_a(T=0)$. Para periodos mayores, $S_a(T)$ representa el movimiento en las diferentes construcciones dependiendo de su altura. Esto es, ante una vibración sísmica el edificio se moverá de un lado al otro, describiendo un ciclo en el tiempo de su periodo natural. Los edificios altos se mueven más lentamente, y por lo tanto tienen mayor periodo natural que las construcciones bajas.

Si la perturbación es corta, la oscilación continuará una vez finalizada la sacudida, pero con el tiempo desaparecerá dependiendo del amortiguamiento de la estructura.

La respuesta de un edificio está condicionada por la relación entre la frecuencia predominante del movimiento, la natural del suelo y la propia del edificio. Si todas estas son del mismo orden, la capacidad de daño aumenta.

El resultado que se muestra en los mapas de peligrosidad representa la tasa anual de excedencia del movimiento del suelo, en porcentaje de aceleración de gravedad [% g], calculado para un período de retorno dado y para diferentes periodos espectrales.

4.2.1. Mapas de peligro sísmico

Los mapas de amenaza sísmica son indicativos del peligro específico de la zona, y su aplicación permite adoptar criterios para la zonificación sísmica y las normativas del diseño para construcciones sismo-resistentes.

Se presentan mapas de peligrosidad sísmica para el período espectral $T = 0$ (PGA) (Figura 4.2) y aceleración espectral para períodos fundamentales de vibración de 0.2 y 1 segundos (Figuras 4.3 y 4.4), para un período de retorno de 475 años (el período más utilizado en las normativas de construcción sismo-resistente). Un período de retorno de 475 años, se define como una probabilidad de excedencia del 10 % para una vida útil de 50 años. La vida útil se puede definir como el intervalo de tiempo durante el cual se espera que la estructura funcione perfectamente sin que sea necesario llevar a cabo obras de rehabilitación/mantenimiento.

En el Apéndice B se encuentran los mapas de aceleración pico del suelo para períodos de retorno de 100 y 275 años respectivamente.

4.2.2. Espectros de amenaza uniforme

Debido a que el análisis se realizó para diferentes ordenadas espectrales, seleccionando uno o varios períodos de retorno es posible obtener espectros de amenaza uniforme (UHS por sus siglas en inglés).

El espectro es la base para el diseño sismo-resistente, ya que indica la intensidad sísmica que se podría esperar en un emplazamiento para un nivel de probabilidad determinado y dentro de las frecuencias espectrales de interés ingenieril. La idea es que si se conoce el movimiento sísmico que afectará la estructura, este se podrá tener en cuenta en los cálculos

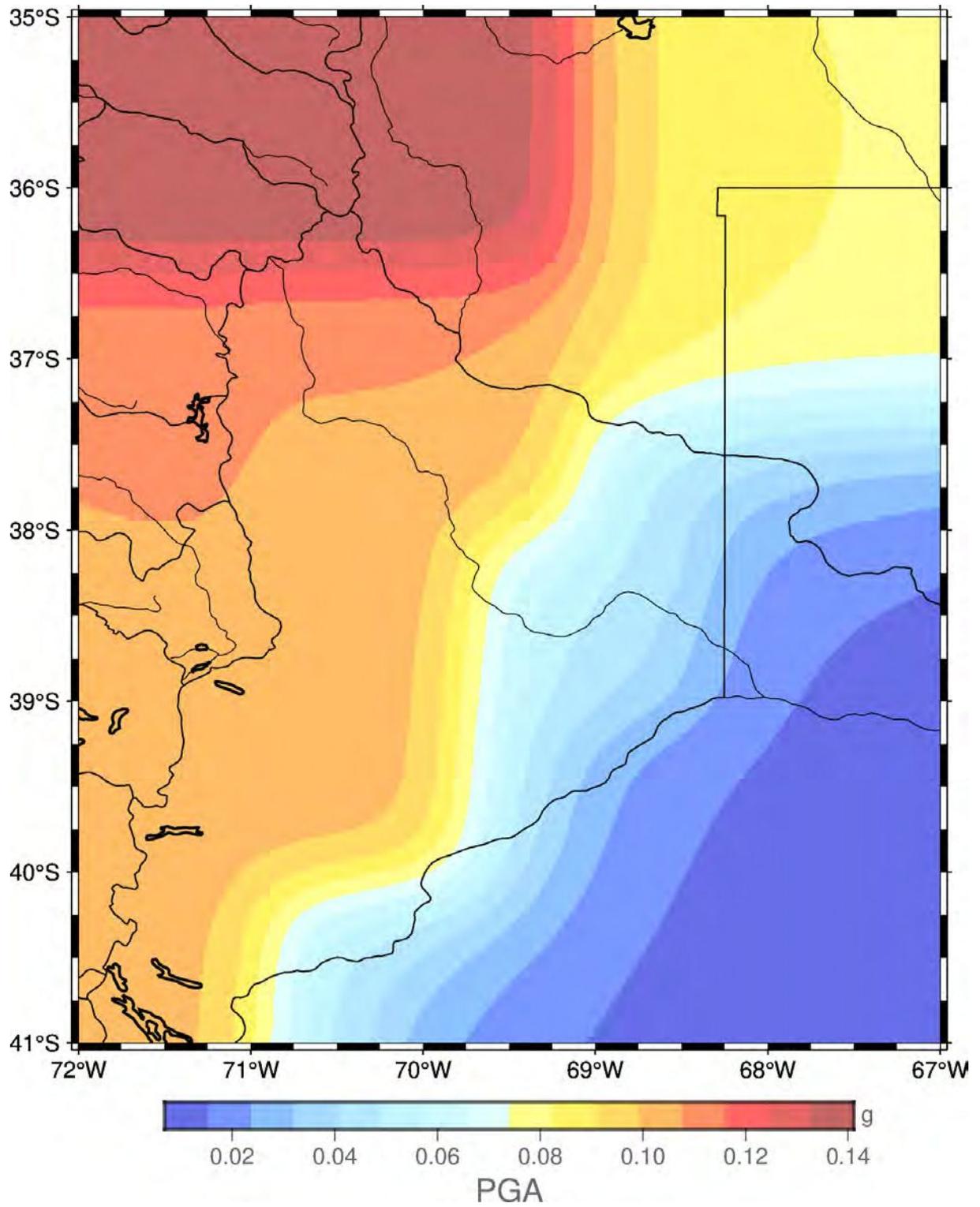


Figura 4.2: Mapa de peligrosidad sísmica para un periodo espectral $T = 0$ (PGA) en condiciones de suelo tipo roca, para un período de retorno de 475 años en [% g].

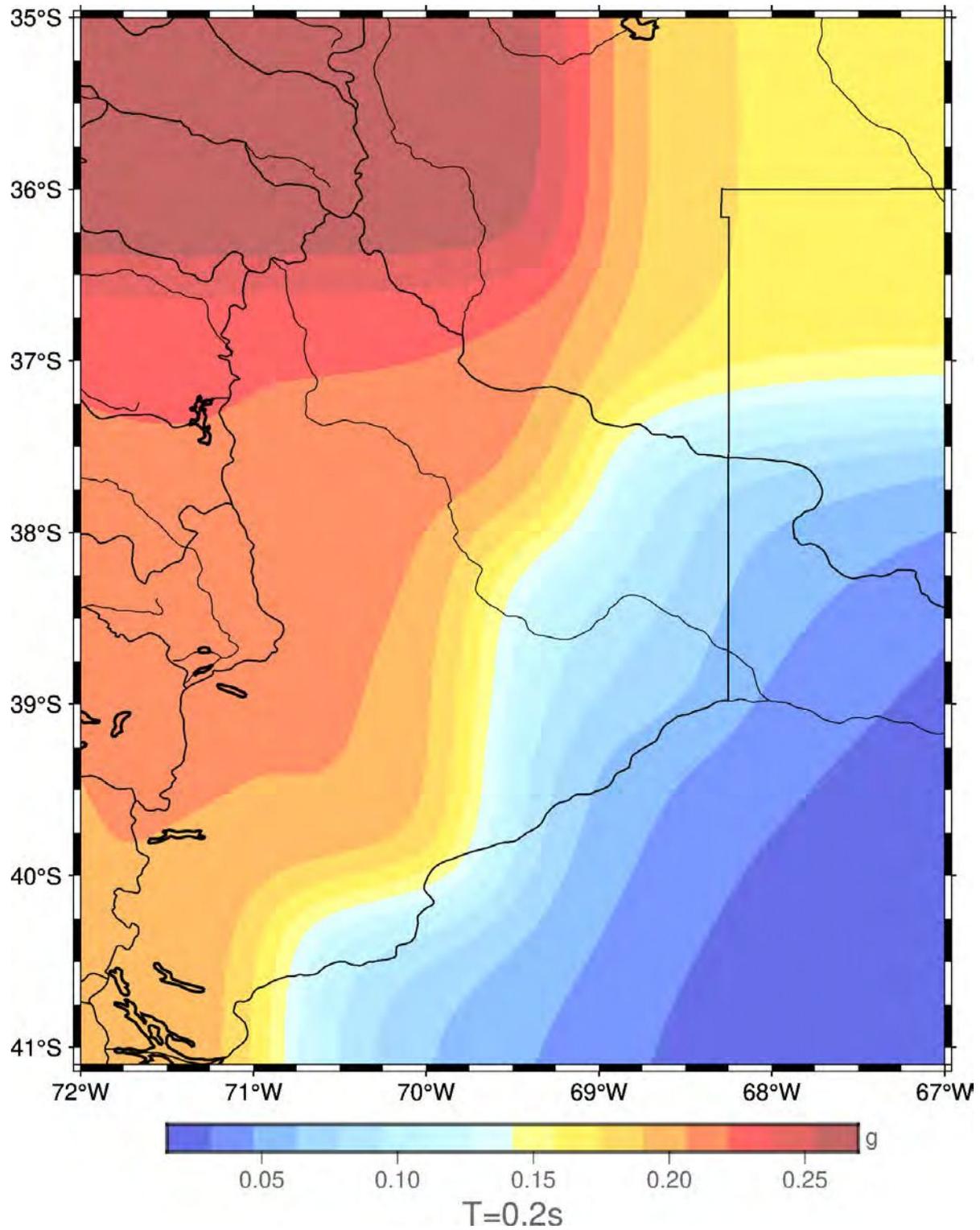


Figura 4.3: Mapa de peligrosidad sísmica para un período espectral $T = 0.2$ segundos [$S_a(0.2s)$] en condiciones de suelo tipo roca, para un período de retorno de 475 años en [$\% g$].

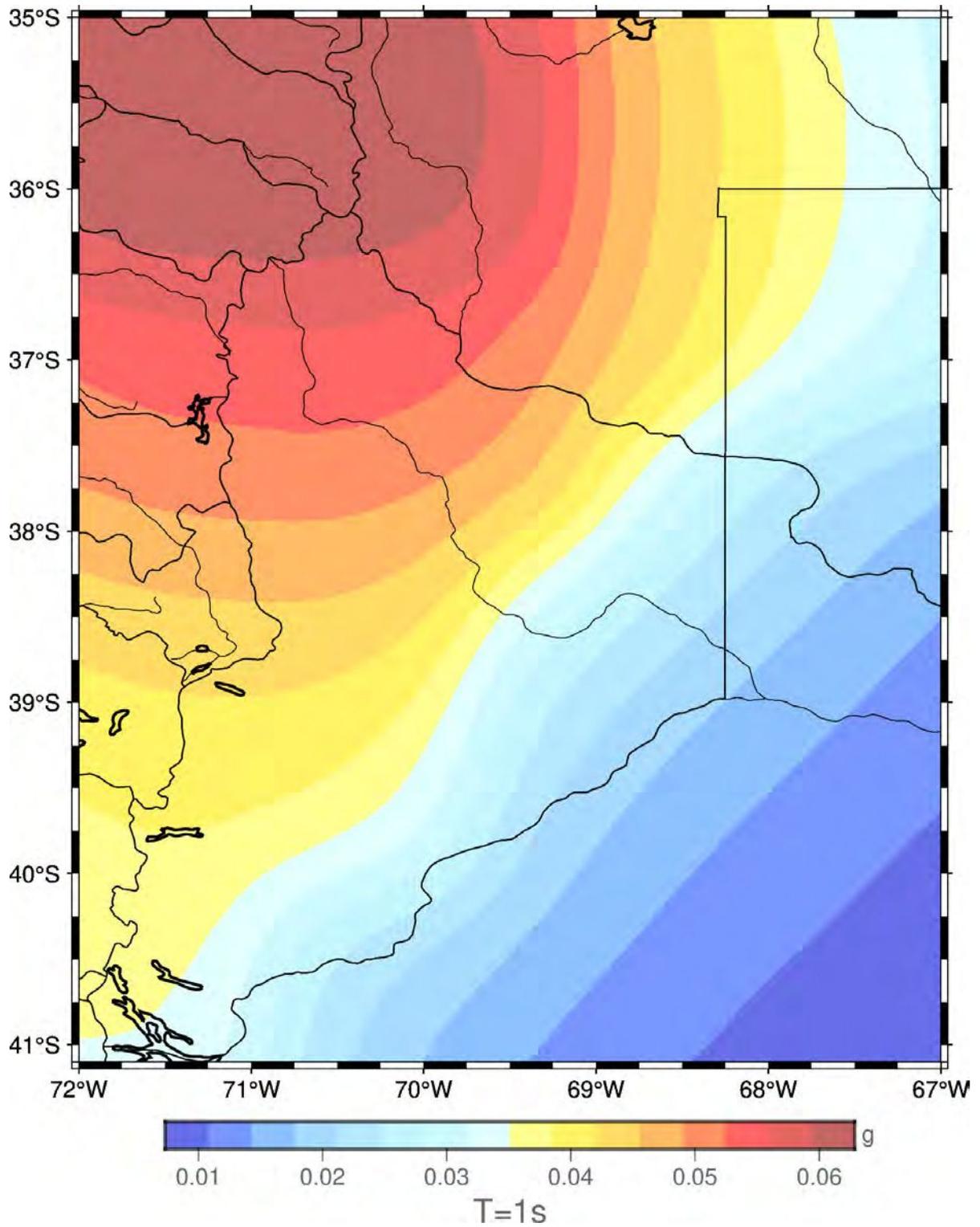


Figura 4.4: Mapa de peligrosidad sísmica para un período espectral $T = 1$ segundo $[Sa(1s)]$ en condiciones de suelo tipo roca, para un período de retorno de 475 años en $[\% g]$.

dinámicos como carga, de manera que el espectro de diseño final no sea superado por la acción sísmica.

Cada uno de los UHS tiene la particularidad de que, para cada ordenada espectral, se tiene asociado el mismo período de retorno.

En la Figura 4.5, se observan los espectros de peligro uniforme para distintas ciudades que representan distintas regiones sismogénicas. Se presentan los espectros para las ciudades de Talca (Chile) y Malargüe representando el sector noroeste del área de interés, se eligió presentar el espectro de peligro uniforme para la ciudad de San Martín de Los Andes que caracteriza la peligrosidad sísmica en el sector oeste del área, y por último se muestra el espectro para la ciudad de Añelo representando el sector centro de la región de estudio. Los gráficos muestran los valores de aceleración espectral calculados para los períodos espectrales de 0 a 5 segundos para un período de retorno de 475 años.

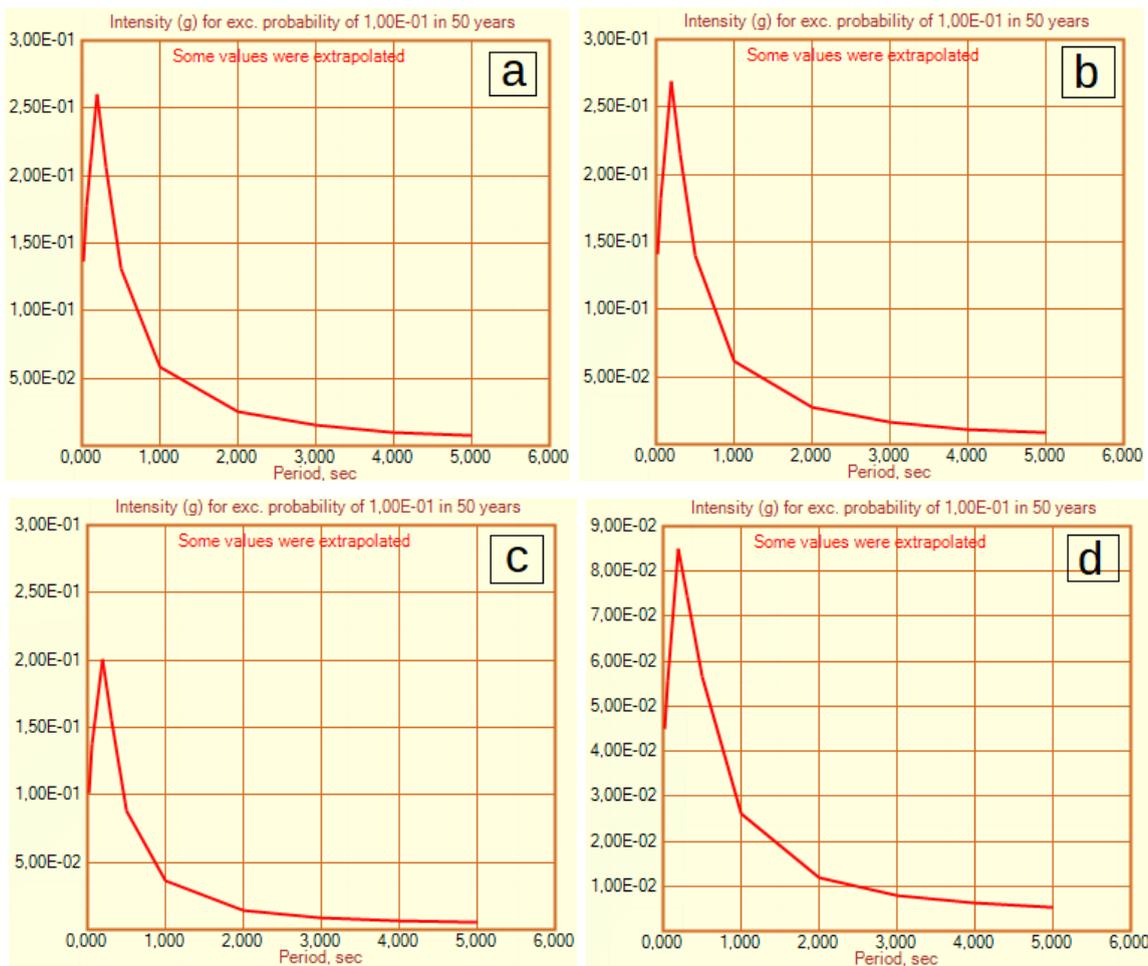


Figura 4.5: Espectro de peligro uniforme para un período de retorno de 475 años, en las ciudades de: (a) Malargüe. (b) Talca (Ch.). (c) San Martín de los Andes. (d) Añelo.

En todos los casos se puede observar que el máximo de aceleración se ubica entre los periodos espectrales 0 a 1 segundo. En el caso del UHS para la ciudad de Talca (Ch.), se observa que el máximo de aceleración se encuentra aproximadamente entre los 0.25 - 0.3g. Para el gráfico que representa el movimiento en la ciudad de San Martín de los Andes, la

máxima aceleración espectral se encuentra aproximadamente a los 0.2g. Mientras que para la ciudad de Añelo, los valores máximos están representados por valores de aceleración espectral de hasta 0.08g, lo que hace de esta zona en comparación con las antes descritas, una zona de baja peligrosidad sísmica.

4.3. Discusión de resultados y Conclusiones

Se considera necesario remarcar que en la base de datos del análisis llevado a cabo, queda implícito el sesgo de la ubicación y magnitud de los sismos históricos por ser en su mayoría estimados de la intensidad. Y además, se debe tener en cuenta la incerteza en la localización de eventos que fue disminuyendo a lo largo de la historia sísmica de la región, debido al desarrollo del instrumental.

Por otra parte, la completitud del catálogo inicial determina los límites para la estimación de la recurrencia sísmica, y es importante tener en cuenta que éste contiene solo aproximadamente un siglo de la historia sismológica de la región. Además, los parámetros sísmicos **a** y **b**, calculados a partir de la magnitud de completitud, son altamente sensibles a las relaciones de homogeneización.

Así mismo, se debe tener presente que existe subjetividad en la elección de los límites entre zonas sismogénicas. Estas son el resultado del análisis de la distribución y localización de los datos contenidos en el catálogo y, de las estructuras presentes en la región de acuerdo a la bibliografía disponible. Cualquier modificación en esta subdivisión cambiará parcial o completamente los resultados obtenidos.

Teniendo en cuenta los comentarios previos, en esta tesis se generó un modelo de peligrosidad sísmica para la región de la Cuenca Neuquina, donde los resultados obtenidos demuestran que la zona de interés presenta distintos niveles de amenaza sísmica.

En particular se discuten los resultados obtenidos para el período de retorno de 475 años para ordenadas espectrales representativas del movimiento (Figura 4.2).

Para el caso de la ordenada espectral que representa el movimiento de máxima aceleración en suelo firme (PGA), se logra observar que en la parte norte de la región, y en particular en el área contenida en la Región del Maule (Chile) se presentan los niveles más elevados de la peligrosidad sísmica, admitiendo valores máximos de hasta 0.14g. Luego, con una tendencia NO-SE la peligrosidad sísmica disminuye notablemente hacia el sur, hasta los valores mínimos presentes en la zona de unos 0.04-0.06g, que tienen lugar en las inmediaciones del Bajo de Añelo.

En los mapas de aceleraciones espectrales que se observan en las Figuras 4.3 y 4.4, se advierte el mismo patrón pero con un cambio en la amplitud de la aceleración, que es mayor para períodos espectrales cortos. En particular en la Región del Maule, para un período espectral de 0.2 segundos, los valores máximos alcanzados para la amenaza sísmica están comprendidos aproximadamente entre los 0.22-0.25g. Se reduce progresivamente hacia el este hasta alcanzar en la región del Bloque de San Rafael valores de hasta 0.15g. Por otra parte, los valores mínimos para este período espectral de 0.2 segundos, varían entre los 0.05 y 0.1g en las proximidades del Bajo de Añelo.

Según la zonificación oficial llevada a cabo por INPRES en PGA para un período de retorno de 475 años (Figura 4.6), la región presenta aceleraciones del orden de 0.18g en la parte más occidental con una orientación norte-sur. Y hacia el este alcanza valores de 0.1g,

la cual es considerada peligrosidad reducida. En los resultados alcanzados en este trabajo, los valores estimados al oeste de la provincia de Neuquén son del orden de los 0.14g al norte, disminuyendo hasta los 0.08g al sur. En el mismo sentido, la región más oriental presenta valores máximos 0.08g disminuyendo al sur hasta alcanzar los 0.02g.

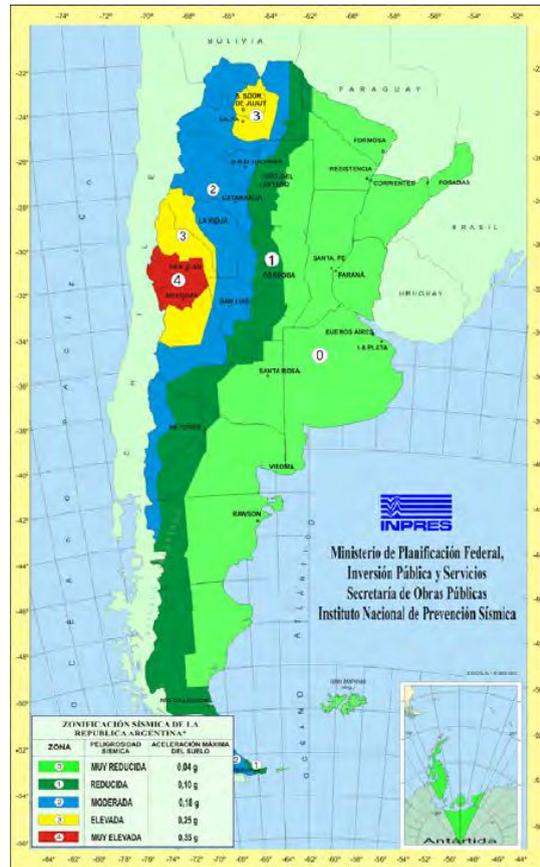


Figura 4.6: Zonificación sísmica determinada por INPRES. Extraída de Reglamento INPRES-CIRSOC 103 [3]

Analizando el mapa obtenido a partir del proyecto SARA (Figura 4.7), se puede observar que la zonificación en este caso presenta una tendencia norte-sur. La parte occidental de la región de interés presenta valores máximos locales de peligrosidad sísmica de 0.72 a 0.56g. Esto ocurre alrededor de los 38°S de latitud y comprende una zona de transferencia para la rigidez flexural y además, un mínimo magnético. En esta zona se encuentra, el Volcán Llaima que es uno de los volcanes históricamente más activos de Sudamérica y uno de los más grandes de los Andes del Sur. En las cercanías de esta zona, la peligrosidad sísmica disminuye hasta alcanzar valores desde los 0.3 a 0.42g. Luego, se reduce al este siguiendo la tendencia norte-sur, alcanzando valores mínimos en el borde de la región de 0.02g.

El cálculo de la peligrosidad sísmica llevado a cabo por GSHAP-GEM (Figura 4.8), muestra en colores cálidos valores que localmente alcanzan máximos de 0.55g en la ubicación aproximada del Volcán Llaima. Y en las cercanías se estimaron valores menores hasta los 0.35g. Hacia el este, disminuye con una tendencia norte-sur, presentando en la porción oriental de la provincia de Neuquén valores entre 0.2 y 0.08g.

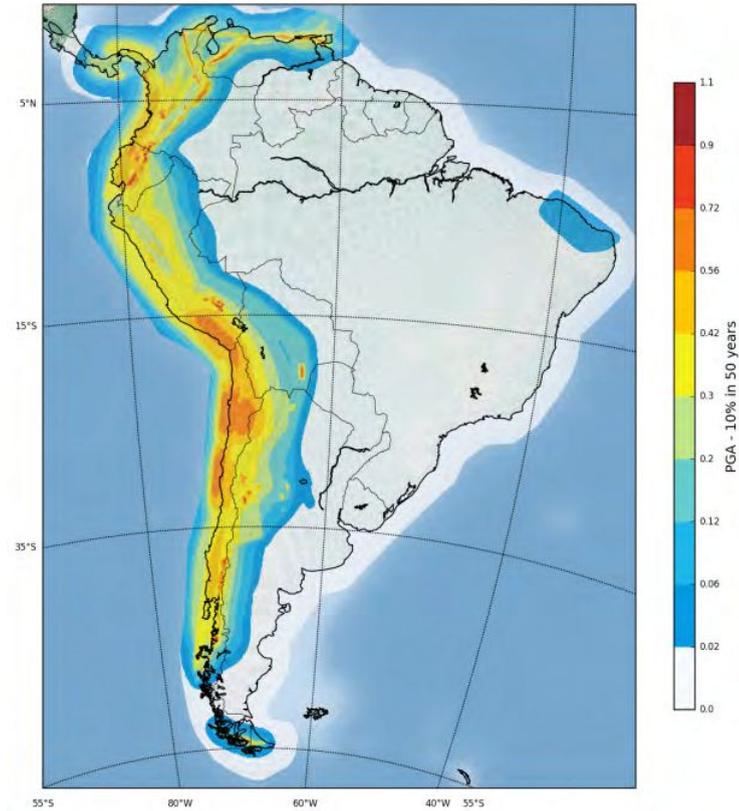


Figura 4.7: Mapa de la peligrosidad sísmica calculado para el continente sudamericano en el marco del Proyecto SARA [% g] [4].

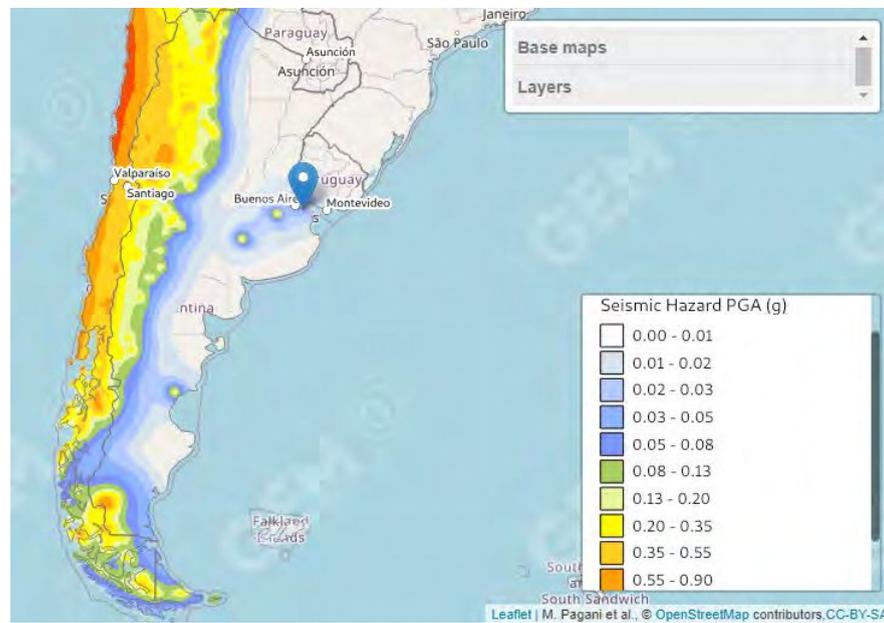


Figura 4.8: Mapa de peligrosidad sísmica del Global Seismic Hazard, para una período de retorno de 475 años en [% g] [5].

En base a lo antes expuesto, es posible concluir que los resultados arrojados en este trabajo son válidos, ya que se corresponden con suficiente precisión a los resultados obtenidos por INPRES. Además, tienen la ventaja de que permiten conocer los valores de amenaza sísmica en la región de la Cuenca Neuquina con mayor detalle, comparado con el mapa de peligrosidad de INPRES que solo especifica dos valores de aceleración para toda la región.

Asimismo, los resultados obtenidos se corresponden con la tendencia de los cálculos realizados con menor detalle en la zona y a nivel continental como lo son el Proyecto SARA y el GSHAP.

Considerando que este trabajo es el resultado de una investigación muy local que presenta una historia sismológica que en principio se puede considerar incompleta, los valores del peligro sísmico calculados son confiables, representativos y tienen la ventaja de estar actualizados.

Los resultados del análisis podrían ser utilizados, contribuyendo con estimaciones actualizadas, como base para un estudio mayor que involucre el cálculo del riesgo sísmico.

Además, el procedimiento para calcular la amenaza sísmica con el método probabilista utilizando el software R-CRISIS podría servir de modelo para futuras estimaciones en el resto del país, tanto para una zonificación local/regional como para una determinación a nivel nacional.

4.4. Eventos mayores en la zona aledaña

La sismicidad histórica e instrumental, con eventos de magnitudes 7 o mayores que afectaron las regiones aledañas a la región de estudio, debería de ser tenida en cuenta al momento de determinar el riesgo sísmico de la región. Este tipo de sismicidad podría afectar la estabilidad tectónica en la zona y por tanto, contribuir a la redistribución de esfuerzos.

Es decir, que las grandes liberaciones de energía en el interior terrestre, pueden generar cambios físicos a grandes distancias y durante un período largo de tiempo. En la Figura 4.9 se observa la ubicación de sismos con magnitudes mayores o iguales a 7, que tuvieron lugar en la región. Para los eventos históricos que reportaban intensidad, se considero asignarle su equivalente en magnitud.

Se mencionan dos eventos que presentaron consecuencias debidamente cuantificadas a nivel tectónico en la zona, los grandes terremotos ocurridos en Chile, en los años 1960 y 2010.

Un claro ejemplo de la activación de un sistema volcánico por un gran terremoto de subducción tuvo lugar el 22 de mayo de 1960. Ocurrió entre el sismo de Valdivia (Chile) y la erupción en el Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle. El sismo fue el más grande registrado instrumentalmente con una M_w de 9.5 y, luego de 36 horas de ocurrido comenzó la erupción en el Complejo Volcánico (Tassara et al., 2015) [12].

Por otra parte, luego de la ocurrencia del terremoto del Maule (Chile) con M_w de 8.8, ocurrido el 27 de febrero de 2010, observaciones de GPS confirmaron que los efectos de los desplazamientos repentinos en la zona de ruptura del terremoto alcanzaron en el territorio de la provincia de Neuquén, vectores del orden de 12 cm en dirección hacia el oeste (Costa et al., 2011) [17].

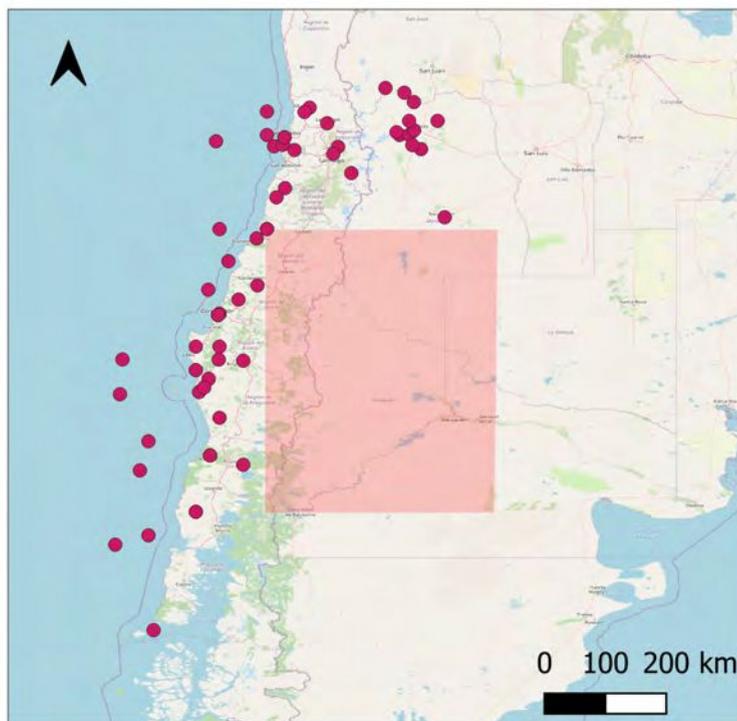


Figura 4.9: Eventos históricos en las regiones aledañas a la zona de estudio, con magnitud reportada mayor o igual a 7.

4.5. Sobre otros estudios

Existen otros estudios en la región que permitirán a futuro recabar más datos sobre la sismicidad de baja magnitud. Esta información volcada al catálogo aquí presentado permitirá redefinir los valores de amenaza sísmica.

El Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica (OAVV) perteneciente a SEGEMAR, tiene como objetivo el estudio y monitoreo de los volcanes cuya actividad puede afectar el territorio. En noviembre de 2021, profesionales del observatorio junto con personal de la Subsecretaría de Defensa Civil y Protección Ciudadana, y personal de la Oficina Provincial de Tecnologías de la Información y la Comunicación (OPTIC) de la Provincia del Neuquén, con el apoyo de medios aéreos por parte de Aeronáutica Neuquén, concretaron la instalación de 7 nuevas estaciones de monitoreo. Estas estaciones permitirán vigilar en tiempo real el comportamiento del Complejo Volcánico Laguna del Maule sobre el sector argentino. De esta manera, Laguna del Maule se convierte en la tercera de las redes de monitoreo en la provincia de Neuquén, luego de las de Copahue y Lanín.

Por otra parte, el ministerio de Energía y Recursos Naturales del país, formalizó el Programa de Monitoreo Sísmico para la provincia de Neuquén. Este programa establece la implementación de una red de sismógrafos que permita obtener información en tiempo real, su procesamiento y posterior evaluación. El programa se asentará sobre la ubicación y coordenadas tentativas consideradas en la red sísmica trabajada y diseñada con INPRES. En su etapa inicial, el programa contará con 16 equipos de lectura sísmica, de los cuales 3 ya han sido instalados (publicación de CONICET, septiembre de 2019).

4.6. Sismicidad antropogénica

Como se menciona anteriormente, el equilibrio tectónico de una zona puede verse modificado de alguna manera por eventos naturales que representen una liberación grande de energía. De igual modo, actividades llevadas a cabo por los seres humanos como lo son, la producción de hidrocarburos, represas, grandes construcciones (como rascacielos), minería, captura y almacenamiento de carbono, almacenamiento de gas y extracción de energía geotermal (entre otras), pueden alterar los regímenes de esfuerzo bajo la superficie. Esto sucede como consecuencia, por ejemplo, de la extracción o inyección de fluidos, exceso de carga superficial o hundimiento del terreno. En algunos casos, estas perturbaciones de los esfuerzos pueden desencadenar un terremoto.

Según Foulger et al. (2018) [55], en la región central de Estados Unidos, ocurrieron sismos que fueron atribuidos a la actividad en pozos de eliminación de aguas residuales. Estos pozos, inyectan grandes cantidades de fluidos asociados a la producción de petróleo y gas, en reservorios profundos. Solo en 2016, en Oklahoma, se observaron tres eventos con magnitud momento mayor a 5 que tuvieron lugar a 10 *km* dentro del área de los pozos. El mayor de los eventos registrados debido a esta actividad fue de 5.8 en Pawnee.

Es interesante señalar que, en 2008 debido a la actividad en una represa en Wenchuan (China), ocurrió un sismo de magnitud cercana a 8, que reportó grandes pérdidas humanas y económicas.

Existe una base de datos global (HiQuake) con eventos tectónicos relacionados con actividad antropogénica (Foulger et al., 2018) [55].

Cabe destacar que no existe aún una cuantificación del stress necesario que se debe modificar para inducir un sismo, ya que los sismos naturales ocurren sin actividad externa. Sin embargo, se pueden considerar algunas recomendaciones a tener en cuenta para la mitigación de los sismos inducidos. Se recomiendan estudios de base con una red temporal de sismógrafos antes de comenzar un proyecto, que permita conocer cuál es el nivel base de actividad, y provea un conocimiento completo de la sismicidad natural en la zona. Además, se podrían generar modelos numéricos para estimar los efectos probables en un proyecto, como pueden ser el campo de esfuerzos, fracturas o fallas en el subsuelo y flujo de fluidos. Sería interesante además, llevar a cabo líneas y/o cubos sísmicos para evaluar potenciales inestabilidades de fallas o estructuras en subsuelo. Otra recomendación es realizar tests de inyección con un pequeño volumen de fluido. Estos tests proveerán información acerca de cómo responde el subsuelo a un gran volumen de fluidos en inyección. Por último, se podría implementar un sistema (tipo semáforo) que tenga predefinido límites en escala de magnitud y colores asociados. Esto serviría como un tipo de alerta, que avisa al usuario cual es el estado de actividad sísmica, para poder tomar las medidas pertinentes en tiempo real en base a la actividad que se esté realizando.

Según Atkitson et al. (2020) [56], existen determinadas condiciones para que sea posible hablar de sismos inducidos. Estos deberían darse en un entorno donde, exista una fuente de perturbación de esfuerzo, una falla preexistente, en estado de esfuerzo crítico, con un área de tamaño suficiente para alojar un evento sentido y un mecanismo de cupla que conecte la fuente a la falla, ya sea directa o indirectamente.

4.6.1. Fracturación hidráulica

La fracturación hidráulica o *fracking* es un método utilizado para extraer hidrocarburos de reservorios no convencionales. Esto se implementa con la inyección de fluidos (una mezcla de arena, agua y químicos) a grandes presiones para crear redes de fracturas que mejoren la circulación del flujo dentro de los poros en las formaciones impermeables.

El proceso está generalmente asociado a eventos sísmicos con magnitudes menores a cero (microsismicidad). Sin embargo, la reactivación de fallas preexistentes debido a la fractura hidráulica, podría generar eventos más grandes y por tanto, causar mayores daños.

Si bien existen lugares en el mundo que registraron sismos debido a la fracturación hidráulica como en la cuenca sedimentaria occidental de Canadá (WCSB) o la cuenca Sichuan en China, es importante notar que existen lugares como Bakken (Dakota del Norte) y Marcellus (Pensilvania) donde, a pesar de que se aplica esta técnica, no se han reportado sismos asociados. Esto demuestra que la relación entre sismos y fracking está influenciada por el ambiente tectónico (Atkitson et al., 2020) [56].

En cuanto a la distribución de sismos asociados a procesos en la industria, se sabe que estos, están representados por la ley de Gutenberg-Richter. De esta manera, la cantidad de eventos decrece al aumentar la magnitud. El mayor evento inducido por fracking fue reportado en 2018 en la cuenca Sichuan (China) con una magnitud momento de 5.3, causando lesiones a personas del lugar, daños a las casas de la zona y deslizamientos de tierra de gran escala.

Peligrosidad sísmica de eventos inducidos

Cabe destacar que para el pronóstico del peligro sísmico y la mitigación del riesgo, sería importante determinar algún aspecto de la sismicidad, que pudiera ser previsible o controlable durante las operaciones, para evitar desencadenar la actividad. Considerando (potencialmente) que el requisito principal para que exista la sismicidad inducida, es una falla preexistente con un determinado nivel de esfuerzo acumulado, sería teóricamente posible evitarla si se conocieran las ubicaciones y estado de esfuerzo en las fallas. En la práctica esto no es posible. Una investigación llevada a cabo en Horn River Basin (Canadá), con eventos de magnitud local de hasta 3.6, concluyó que todos los eventos registrados (menos uno) tuvieron lugar en fallas o fracturas previamente desconocidas. Y por el contrario, estructuras conocidas por sísmica 2D y 3D no estuvieron asociadas con ningún evento.

Actualmente, el método más utilizado para mitigar el riesgo es lo que se conoce como *traffic light protocol* (TLP), el cual requiere definir una magnitud límite para un potencial sismo. Para llevarlo a cabo se necesita de un operador que tome acción en tiempo real ante un suceso dado, con acciones predefinidas para cada caso.

Con se vió en el desarrollo de esta tesis, para calcular la peligrosidad sísmica fue necesario modelar las zonas sismogénicas considerando una sismicidad uniforme en espacio y tiempo. Sin embargo, si se quisiera calcular la peligrosidad para eventos sísmicos inducidos, los eventos en las fuentes se deberán caracterizar por una distribución dependiente de la localización de acuerdo a la ubicación de las actividades antrópicas. Lo que se sabe es que la peligrosidad sísmica debida a la sismicidad inducida excede la peligrosidad sísmica (natural) en ambientes con baja a moderada sismicidad (Atkitson et al., 2020) [56].

4.6.2. ¿Sismicidad inducida en la Cuenca Neuquina?

La Cuenca Neuquina posee un gran potencial a nivel mundial para obtener grandes reservas de hidrocarburos a partir de recursos no convencionales. Se posiciona en segundo y cuarto lugar en reservas de gas y petróleo no convencional, respectivamente. Como consecuencia es una de las regiones más estudiadas y analizadas del país.

La creciente relevancia que fue tomando el reservorio no convencional más conocido de esta cuenca, la Formación Vaca Muerta, fue debido al notorio aumento de la actividad sísmica en la región. Como se hizo notar a lo largo de esta tesis, se conoce que la región no presenta una buena cobertura y distribución del instrumental, es por eso que además de la escasa información disponible al respecto, no hay consenso con el origen de la actividad. Desde el punto de vista de esta tesis no es posible ni responsable inferir ninguna conclusión al respecto. A continuación se exponen dos posturas de diferentes autores acerca de este tema:

Correa-Otto (2021) [57], menciona que si bien los eventos sísmicos son generados por fallas geológicas, debido a que la cantidad de sismos excede la recurrencia de la zona, las actividades antrópicas estarían generando de alguna forma la activación de fallas y zonas pre-existentes con potencial sismogénico.

En cambio la Dra. Alvarado, directora del INPRES, expresó en diferentes medios que la provincia de Neuquén es una zona sísmica y debido a ello, los eventos percibidos en los últimos años no se pueden atribuir a nada más que a la sismicidad natural de la región, considerando que se encuentra según la zonificación oficial, en las zonas con bajo a moderado peligro sísmico. Además, menciona que hacen falta más estudios para poder concluir algo al respecto. En estas expresiones se hace hincapié en no mencionar deliberadamente una potencial sismicidad inducida en la cuenca.

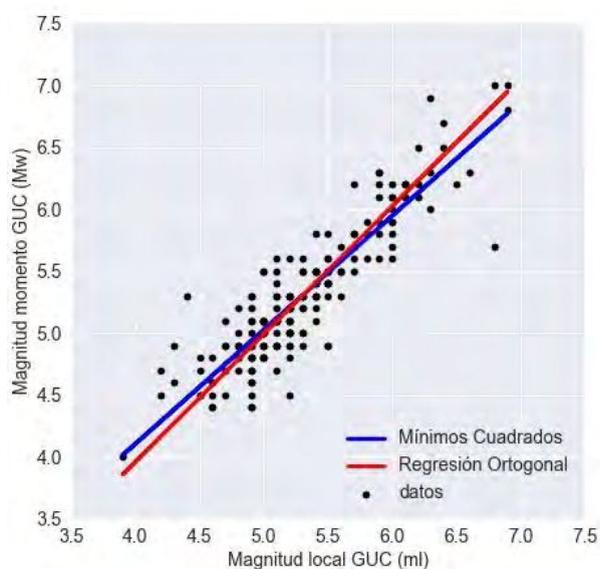
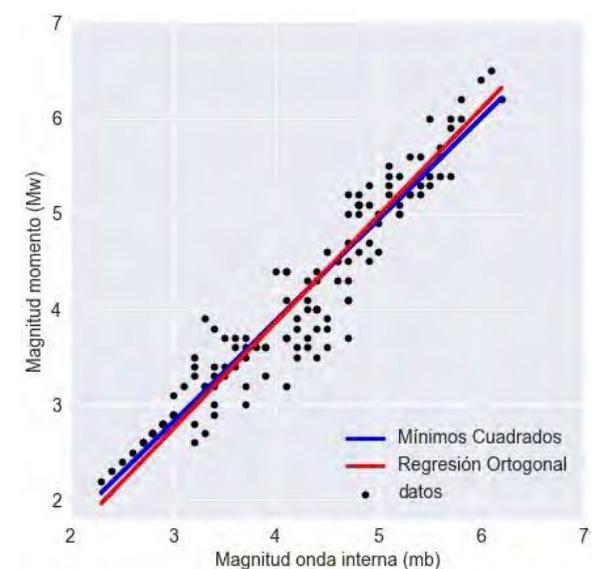
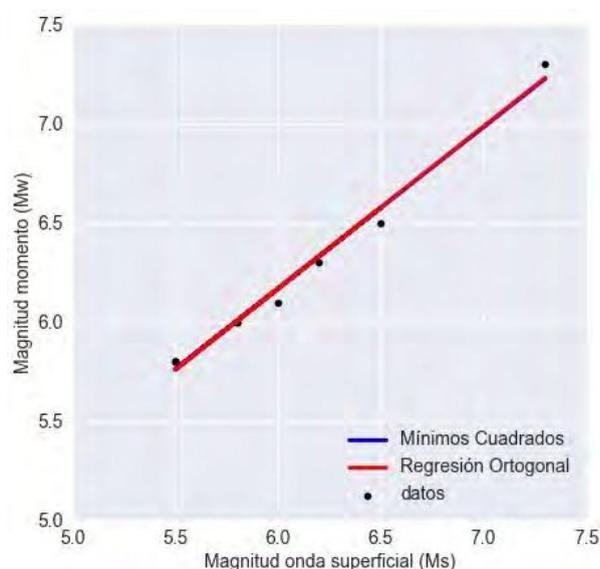
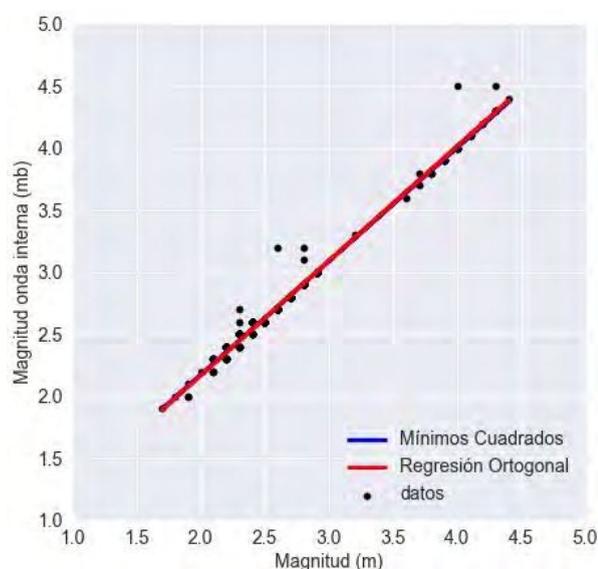
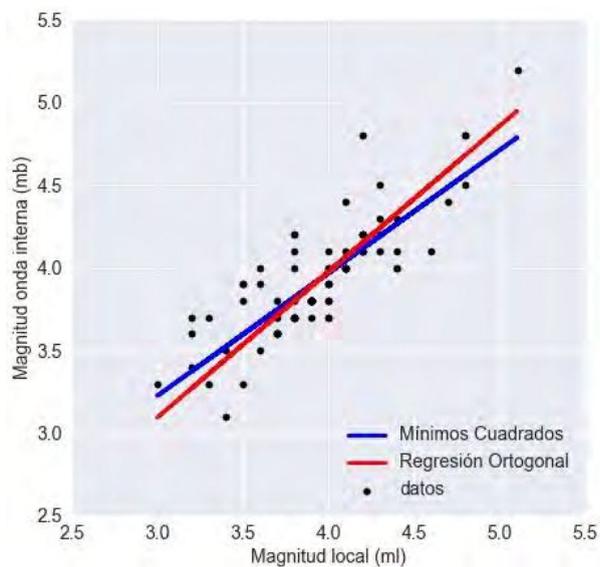
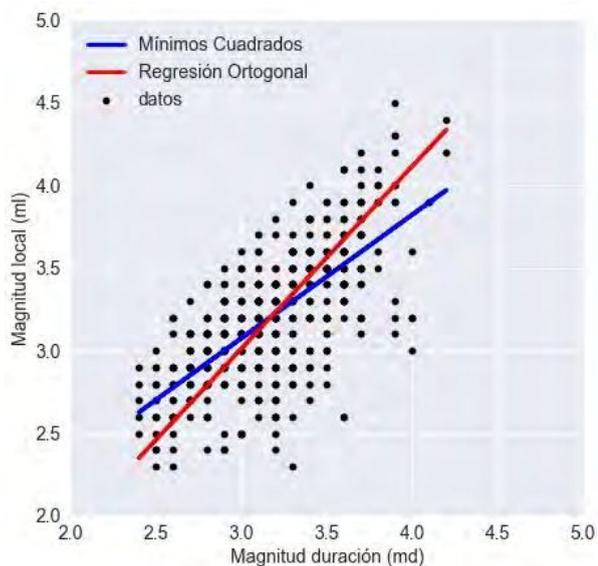
Apéndice A

Homogeneización

Se muestran los ajustes para la homogeneización de las distintas escalas de magnitudes, con regresión ortogonal y mínimos cuadrados, para las relaciones de (1) a (6) presentes en la Tabla A.1.

| | Relación | Cantidad de eventos | Rango de validez |
|---|-------------------------------------|---------------------|------------------------------|
| 1 | $m_l = 1.1 \cdot m_d - 0.3$ | 452 | $2.4 \leq m_d \leq 4.5$ |
| 2 | $m_b = 0.88 \cdot m_l + 0.4$ | 83 | $3 \leq m_l \leq 5$ |
| 3 | $m_b = 0.9 \cdot m + 0.4$ | 725 | $1.8 \leq m \leq 4.3$ |
| 4 | $M_w = 0.8 \cdot M_s + 1.3$ | 9 | $5.5 \leq M_s \leq 7.3$ |
| 5 | $M_w = 1.1 \cdot m_b - 0.6$ | 191 | $2.2 \leq m_b \leq 6.3$ |
| 6 | $Mw_{CSN} = ml_{CSN} - 0.2$ | 188 | $4 \leq m_l \leq 7$ |
| 7 | $M_w = 0.9 \cdot Mw_{CSN} + 0.1$ | 1508 | $1.6 \leq Mw_{CSN} \leq 6.3$ |
| 8 | $M_w = 1.1 \cdot ml_{INPRES} + 0.5$ | 103 | $2.6 \leq m_l \leq 6.3$ |

Tabla A.1: Relaciones calculadas a partir de regresión ortogonal para homogeneizar magnitudes.



Apéndice B

Mapas de peligrosidad sísmica

Se observan los mapas de peligro sísmico en PGA o $S_a(T=0)$ para períodos de retorno de 100 y 275 años, respectivamente. Un período de retorno de 100 años, se define como una probabilidad de excedencia del 40 % para una vida útil de 50 años y de 275, como una probabilidad de excedencia de aproximadamente 20 % para una vida útil de 50 años.

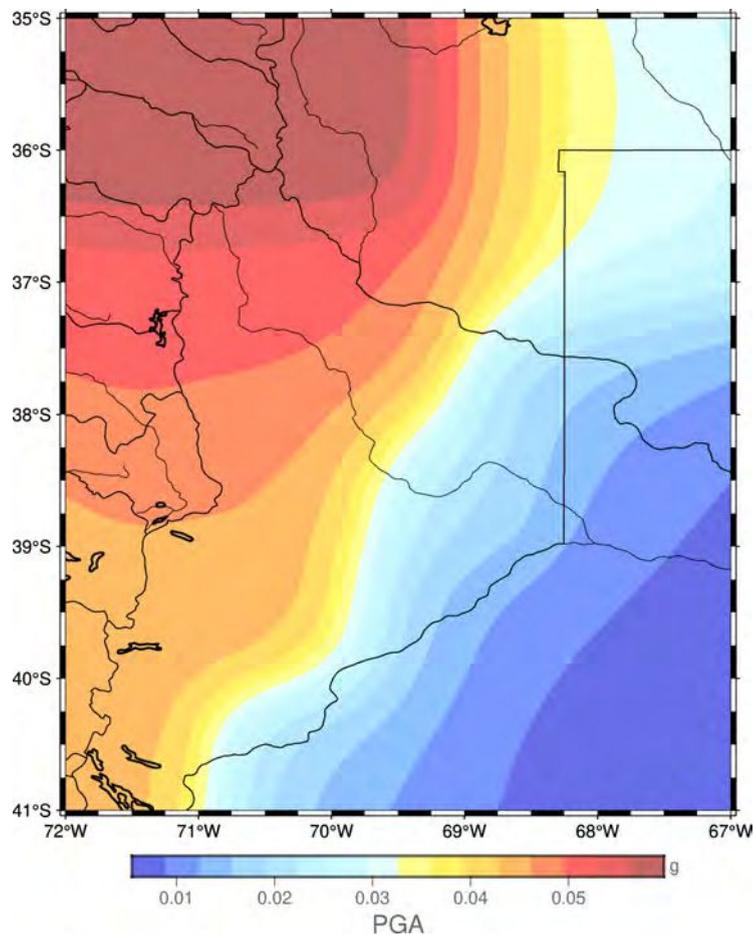


Figura B.1: Peligrosidad sísmica en PGA para un período de retorno de 100 años en [% g], en condiciones de suelo tipo roca.

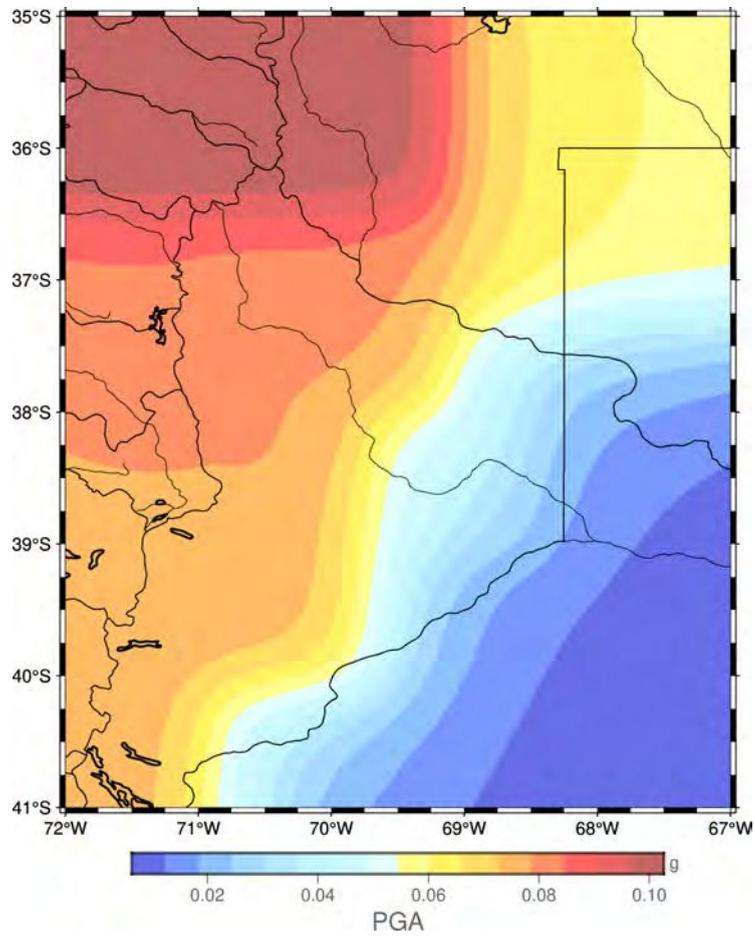


Figura B.2: Peligrosidad sísmica en PGA para un período de retorno de 275 años en [% g], en condiciones de suelo tipo roca.

Bibliografía

- [1] Wang Z. (2009) *Seismic hazard vs. seismic risk*. Seism. Res. Letts. 80(5) 673-674. <https://doi.org/10.1785/gssrl.80.5.673>
- [2] Giuliano A. P. (2017) *Manual de prevención sísmica*. Instituto Nacional de Prevención Sísmica. http://contenidos.inpres.gob.ar/docs/Manual_de_Prevencion_Sismica.pdf
- [3] Giuliano A. P., Crisafulli F., Balasch E., Delle Donne R. y Camps J. (2018) *Reglamento Argentino para construcciones sismorresistentes, Parte I Construcciones en general*. Instituto Nacional de Prevención Sísmica. http://contenidos.inpres.gob.ar/docs/INPRES-CIRSOC-103_Parte_I-Reglamento.pdf
- [4] Garcia J., Weatherill G., Pagani M., Rodriguez L., Poggi V. y the SARA Hazard Working Group. (2017) *Building and open seismic hazard model for South America: The SARA-PSHA model*. 16th World Conference on Earthquake, Santiago, Chile.
- [5] Pagani M., Garcia-Pelaez J., Gee R., Johnson K., Poggi V., Styron R., Weatherill G., Simionato M., Vigano D., Danciu L. y Monelli D. (2018) *GEM Global Seismic Hazard Map v.2018.1*. Global Earthquake Model Foundation. <https://doi.org/10.13117/GEM-GLOBAL-SEISMIC-HAZARD-MAP-2018.1>
- [6] Baker J. W. (2013) *Introduction to probabilistic seismic hazard analysis*. White Paper Version 2.0.1. 79pp.
- [7] Ramos V. A. (1999) *Geología Argentina*. Cap.3 SEGEMAR.
- [8] Ramos V. A. y Folguera A. (2009) *Andean flat-slab subduction through time*. Geological Society, London 327(1) 31-54 <https://doi.org/10.1144/SP327.3>
- [9] Ramos V. A., Folguera A. y Morabito E. G. (2011) *Las provincias geológicas del Neuquén*. Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentina. 317-326.
- [10] Sigismondi M. E. (2012) *Estudio de la deformación litosférica de la Cuenca Neuquina: estructura termal, datos de gravedad y sísmica de reflexión*. Universidad de Buenos Aires. (Tesis doctoral).
- [11] Colavitto B. (2019) *Neotectónica del retroarco interno (norte de Neuquén) y externo (sur de Mendoza) de los Andes Centrales entre los 36° y 38° S*. Universidad de Buenos Aires. (Tesis doctoral).

- [12] Tassara A., García F., Kohler P., Rodríguez F., Guzmán P., Yáñez V., Contreras M., Bataille K., Cardona C., Basualto D., Franco L., Lara L., Baez J. C., Wendt A., Moreno M. y Giorgis S. (2015) *Andes del Sur en acción: Investigando la relación entre tectónica y volcanismo contemporáneos*. XVI Congreso Geológico Chileno.
- [13] Casadio S. and Montagna A. (2015) *Geología de la Cuenca Neuquina y sus sistemas petroleros. Una mirada integradora desde los afloramientos al subsuelo*. Fundación YPF e Universidad Nacional de Río Negro. Cap.1, 8-21.
- [14] Alfaro Soto A. (2011) *Peligro sísmico en el segmento norte de la Región del Maule, Chile*. Universidad de Chile. url: <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/104078>
- [15] Ramos V. A. y Folguera A. (2011) *Payenia volcanic province in the Southern Andes: An appraisal of an exceptional Quaternary tectonic setting*. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 201(1-4) 53-64 <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.09.008>
- [16] Llambías J., Bertotto G. W., Risso C. y Hernando I. (2010) *El volcanismo cuaternario en el retroarco de Payenia: una revisión*. Revista de la Asociación Geológica Argentina 67(2) 278-300.
- [17] Costa C., Alvarado P., Navarro C. y Araujo M. (2011) *Peligrosidad asociada a eventos neotectónicos*. Relatorio XVIII Congreso Geológico Argentino en Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Neuquén. 867-869.
- [18] Pechuan S. N., Godoy L. B., Nacif S., Álvarez O., Correa-Otto S. y Giménez M. (2020) *Análisis geofísico de la región del volcán Copahue y zonas aledañas*. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 7(2) 207-219.
- [19] Mosquera A., Silvestro J., Ramos V. A., Alarcón M. y Zubiri M. (2011) *La estructura de la Dorsal de Huincul*. Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentina.
- [20] Otharán G. (2019) *Sedimentología y análisis de facies de la formación Vaca Muerta (Tithoniano-Valanginiano, Cuenca Neuquina. El rol de los flujos de fango en la depositación de espesas sucesiones de lutitas)*. Universidad Nacional del Sur. (Tesis doctoral).
- [21] Sigismondi M. E. y Ramos V. A. (2008) *El flujo de calor de la Cuenca Neuquina, Argentina (Parte 1)*. Petroctecnia 64-81 <https://doi.org/10.3997/2214-4609-pdb.261.6>
- [22] Sigismondi M. E. y Ramos V. A. (2011) *El basamento de la Cuenca Neuquina*. Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén. 327-333.
- [23] Kusky T. (2008) *Earthquakes: plate tectonics and earthquake hazards*. The Hazardous Earth. ISBN-13: 978-0816064625.
- [24] Baxter S. J. (2000) *Earthquake basics*. Delaware Geological Survey. Special publication N°. 23.

-
- [25] Udías A. (1999) *Principles of seismology*. Cambridge University Press.
- [26] Engdahl E. R., Van Der Hilst R. y Buland R. (1998) *Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination*. Bull. Seism. Soc. Am. 88 722-743.
- [27] Sielfeld G., Lange D. y Cembrano J. (2019) *Intra-arc crustal seismicity: Seismotectonic implications for the southern Andes volcanic zone, Chile*. Tectonics 38 552-578 <https://doi.org/10.1029/2018TC004985>
- [28] Castellaro S., Mulargia F. y Kagan Y. Y. (2006) *Regression problems for magnitudes*. Geophys. J. Int. 165 913-930 <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.02955.x>
- [29] Das R., Wason H. R. y Sharma M. L. (2013) *General orthogonal regression relations between body-wave and moment magnitudes*. Seism. Res. Letts. 84(2) 219-224 <https://doi.org/10.1785/0220120125>
- [30] Scordilis E. M. (2006) *Empirical global relations converting M_s and m_B to moment magnitude*. J. Seismol. 225-236.
- [31] Virtanen P., Gommers R., Oliphant T. E., Haberland M., Reddy T., Cournapeau D., Burovski E., Peterson P., Weckesser W., Bright J., Van der Walt S. J., Brett M., Wilson J., Millman K. J., Mayorov N., Nelson A. R. J., Jones E., Kern R., Larson E., Carey C. J., Polat İ., Feng Yu, Moore E. W., VanderPlas J., Laxalde D., Perktold J., Cimrman R., Henriksen I., Quintero E.A., Harris C. R., Archibald A. M., Ribeiro A. H., Pedregosa F., Van Mulbregt P. y SciPy 1.0 Contributors. (2020) *SciPy 1.0: Fundamental Algorithms for Scientific Computing in Python*. Nature Methods. 17(3) 261-272.
- [32] Reasenber P. A. (1985) *Second-order moment of central California seismicity, 1969-1982*. J. Geophys. Res. 90 5479-5495.
- [33] Davis S. D. y Frohlich C. (1991) *Single-link cluster analysis, synthetic earthquake catalogues, and aftershock identification*. Geophys. J. Int. 104 289-306.
- [34] Leyton F., Ruiz S. y Sepúlveda S. A. (2010) *Reevaluación del peligro sísmico probabilístico en Chile central*. Andean Geology. 37(2) 455-472.
- [35] Orosco L. E. y Haarala-Orosco M. (2010) *Estimación de la peligrosidad sísmica que afecta a la ciudad de Salta*. Cuadernos de Ingeniería. 5 72-106.
- [36] Gardner J. K. y Knopoff L. (1974) *Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian?* Bull. Seis. Soc. Am. 64(5) 1363-1367.
- [37] Petersen M. D., Harmsen S. C., Jaiswal K. S., Rukstales K. S., Luco N., Haller K. M., Mueller C. S. y Shumway A. M. (2018) *Seismic hazard, risk, and design for South America*. Bull. Seis. Soc. Am. <https://doi.org/10.1785/0120170002>

- [38] Wiemer S. (2001) *A software package to analyze seismicity: ZMAP*. Seism. Res. Letts. 72(3) 373-382.
- [39] Mignan A. y Woessner J. (2012) *Estimating the magnitude of completeness for earthquake catalogs*. Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis. 4 1-45 <https://doi.org/10.5078/corssa-00180805>
- [40] Wiemer S. y Wyss M. (2000) *Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: Examples from Alaska, the western US and Japan*. Bull. Seism. Soc. Am. 90(4) 859-869.
- [41] Stepp J. C. (1972) *Analysis of completeness of the earthquake sample in the Puget Sound area and its effect on statistical estimates of earthquake hazard*. Proceedings of the International Conference on Microzonation 2 897-910.
- [42] Shearer P. M. (2009) *Introduction to seismology*. Cambridge University Press.
- [43] Gutenberg R. y Richter C.F. (1944) *Frequency of earthquakes in California*. Bull. Seism. Soc. Am. 34(4) 185-188 <https://doi.org/10.1785/BSSA0340040185>
- [44] Wiemer S. y Wyss M. (2002) *Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes*. Adv. Geophys. 45 259-302 [https://doi.org/10.1016/S0065-2687\(02\)80007-3](https://doi.org/10.1016/S0065-2687(02)80007-3)
- [45] Cosentino P., Ficarra V. y Luzio D. (1977) *Truncated exponential frequency-magnitude relationship in earthquake statistics*. Bull. Seism. Soc. Am. 67(6) 1615-1623 <https://doi.org/10.1785/BSSA0670061615>
- [46] Vásquez J., Spagnotto S., Mescua J., Giambiagi L. y Sigismondi M. E. (2020) *Aumento notorio de la sismicidad de la Provincia del Neuquén, en el período 2015-2020*. Boletín Brackebuschiano N°2. Geociencias y sociedad. Asociación Geológica Argentina. 9-17 ISSN 0328-2724.
- [47] Lupari M. N., Spagnotto S. L., Nacif S. V., Yacante G., García H. P. A., Lince-Klinger F., Sánchez M. A. y Triep E. (2015) *Sismicidad localizada en la zona del Bloque San Rafael, Argentina*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. 32(2) 190-202.
- [48] Bommer J. J., Douglas J., Scherbaum F., Cotton F., Bungum H. y Fah D. (2010) *On the selection of ground-motion prediction equations for seismic hazard analysis*. Seism. Res. Letts. 81(5) 783-793 <https://doi.org/10.1785/gssrl.81.5.783>
- [49] Cotton F., Scherbaum F., Bommer J.J. y Bungum H. (2006) *Criteria for selecting and adjusting ground-motion models for specific target applications: Applications to Central Europe and rock sites*. Journal of Seismology 10(2) 137-156 <https://doi.org/10.1007/s10950-005-9006-7>
- [50] Abrahamson N., Silva W. y Kamai R. (2014) *Summary of the ASK14 ground motion relation for active crustal regions*. Earthq. Spectra. 30(3) <https://doi.org/10.1193/070913EQS198M>

-
- [51] Ancheta T. D., Darragh R. B., Stewart J. P., Seyhan E., Silva W. J., Chiou B. S. J., Wooddell K. E., Graves R. W., Kottke A. R., Boore D. M., Kishida T. y Donahue J. L. (2013) *PEER NGA-West2 database*. Pacific Earthquake Engineering Research Center.
- [52] Lin P. y Lee C. (2008) *Ground-motion attenuation relationships for subduction-zone earthquakes in Northeastern Taiwan*. Bull. Seismol. Soc. Am. 98(1) 220-240 <https://doi.org/10.1785/0120060002>
- [53] Acuña Cabezas P. A. (2016) *Evaluación de la peligrosidad sísmica del centro sur de Chile a partir de la simulación de un terremoto probable mediante un S.I.G.* Universidad de Concepción.
- [54] Ordaz M., Martinelli F., Aguilar A., Arboleda J., Meletti C. y D'Amico V. (2017) *R-CRISIS. Program and platform for computing seismic hazard*. <http://www.r-crisis.com/>
- [55] Foulger G. R., Wilson M., Gluyas J., Julian B. R. y Davies R. (2018) *Global review of human-induced earthquakes*. Earth-Science Reviews 178 438-514 <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.07.008>
- [56] Atkinson G. M., Eaton D. W. y Igonin N. (2020) *Developments in understanding seismicity triggered by hydraulic fracturing*. Nature Reviews Earth and Environment 1 264-277 <https://doi.org/10.1038/s43017-020-0049-7>
- [57] Correa-Otto S. (2021) *Experimento sismológico en la Cuenca Neuquina, la región de mayor explotación de hidrocarburos por métodos no convencionales de la Argentina*. Universidad Nacional de San Juan. (Tesis doctoral).