



**UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE
MADRID**



ESCUELA TÉCNICA SUPERIOR DE

INGENIEROS EN TOPOGRAFÍA, GEODESIA Y CARTOGRAFÍA

**TITULACIÓN DE MÁSTER EN ANÁLISIS DE RIESGO SÍSMICO MEDIANTE
TECNOLOGÍAS GEOESPACIALES**

TRABAJO FIN DE MÁSTER

CÁLCULO PROBABILISTA DE PELIGROSIDAD SÍSMICA EN CHILE

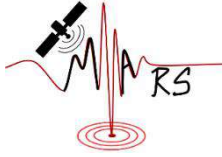
Madrid, julio, 2021

Alumna:

Catalina Alejandra Cabello Parada

Tutora: M^a Belén Benito Oterino

Cotutora: Alicia Rivas Medina



UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE
MADRID



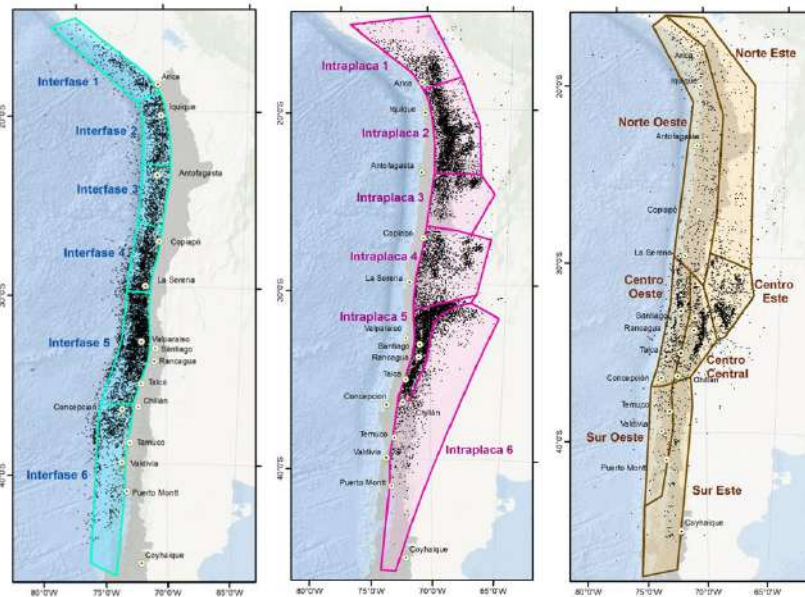
ESCUELA TÉCNICA SUPERIOR DE

INGENIEROS EN TOPOGRAFÍA, GEODESIA Y CARTOGRAFÍA

TITULACIÓN DE MÁSTER EN ANÁLISIS DE RIESGO SÍSMICO MEDIANTE
TECNOLOGÍAS GEOESPACIALES

TRABAJO FIN DE MÁSTER

CÁLCULO PROBABILISTA DE PELIGROSIDAD SÍSMICA EN CHILE



Madrid, julio, 2021

Alumna:

Tutora: M^a Belén Benito Oterino

Catalina Alejandra Cabello Parada

Cotutora: Alicia Rivas Medina

Agradecimientos

En primer lugar, quiero agradecer a mi tutora Belén Benito y a mi Cotutora Alicia Rivas por la paciencia, esfuerzo y la dedicación con la que me ayudaron en cada situación que se presentó durante cada una de las fases del desarrollo de este trabajo.

A la Fundación Carolina, por darme una beca que me permitiese venir a España para la realización de este Máster, con todas las dificultades que se presentaron dado el contexto sanitario actual.

A mis compañeros y profesores de la ETSI de Topografía, Geodesia y Cartografía, siempre dispuestos a responder cuanta pregunta me surgía en los distintos temas.

A Carolina Peña por toda la ayuda dada este año.

Y, por último, y más importante, a mi mamá, mis hermanas y mi pareja, por todo el apoyo brindado a la distancia.

RESUMEN

Chile es uno de los países más sísmicos del mundo con aproximadamente un terremoto de magnitud $M_w \geq 8.0$ cada 10 años dada la gran tasa de convergencia que existe entre las Placas de Nazca y Sudamericana. Esto se traduce en amplios estudios sobre la peligrosidad asociada a la subducción en desmedro de aquellos sismos corticales, los cuales, a pesar de sus magnitudes menores, al ser más someros y cercanos a centros poblados pueden llegar a producir grandes aceleraciones.

En base a lo anterior, se presenta el cálculo de peligrosidad sísmica mediante el método probabilista zonificado, que incluye tanto el régimen de subducción como el cortical, marcando un hito por la inclusión de este último que permitirá la cuantificación de la contribución a la peligrosidad y un punto de partida para cálculos posteriores.

Se parte desde la elaboración de un catálogo sísmico de proyecto, incluyendo: homogeneización, depuración, clasificación según régimen tectónico y análisis de completitud. A partir de esto se elabora una zonificación sísmica para cada régimen tectónico (Interfase, Intraplaca de Profundidad Intermedia, Intraplaca Profunda y Cortical) y se calculan las tasas de recurrencia, la magnitud máxima y las tasas de sismicidad para una magnitud específica ($M_w 4.5$), datos necesarios para el cálculo de la peligrosidad sísmica.

Luego, se prueban distintos Modelos de Predicción de Movimiento Fuerte, dando prioridad a aquellos definidos en Chile en el caso de los regímenes de subducción, e igualdad de importancia para los corticales trabajados ya que ninguno ha sido definido para el país y la cantidad de datos no permiten hacer una buena comprobación.

Se confecciona un árbol lógico utilizando dos geometrías del *slab* definidas en Chile (Tassara & Echaurren (2012) y Hayes (2018)) y dos ventanas espacio temporales de depuración (Gardner & Knopoff (1974) y Reasenberg (1985)), con lo que se obtiene la peligrosidad sísmica nacional, llegando a valores de aproximadamente $1.1g$ en la costa entre Copiapó y La Serena. Como tendencias generales se observa una mayor peligrosidad en la costa del país, consistente con la zona de subducción y menores valores hacia el interior del continente. De igual manera, se observa una mayor peligrosidad en la parte norte del país antes que en el sur.

Se realiza un contraste entre las metodologías de depuración utilizadas y las geometrías del *slab*, a modo de cuantificar cuál es el efecto de cada una de estas opciones para tener en consideración parte de las incertidumbres epistémicas asociadas al proceso de cálculo. Además, se realiza una comparación con los Espectros de Peligrosidad Uniforme obtenidos y los espectros de las Normas Sismorresistentes nacionales, obteniendo ciudades que quedan muy por encima de la normativa como La Serena y Santiago y otras muy por debajo de esta como Coyhaique, sugiriendo la necesidad de una reevaluación de ésta.

Finalizado este trabajo se presenta una propuesta de zonificación sísmica que podrá ser utilizada para el cálculo de la peligrosidad sísmica, siendo la primera que considera la sismicidad cortical del país.

Contenido

Resumen	
1. Introducción.....	2
1.1. Motivación	2
1.2. Objetivo	3
1.2.1. Objetivos Específicos.....	3
1.3. Alcance del estudio	4
1.4. Área de Estudio.....	4
2. Marco Teórico	8
2.1. Contexto Geodinámico	8
2.1.1. Zona de Estudio.....	8
2.1.2. Regímenes tectónicos.....	9
2.1.3. Principales terremotos	11
2.1.4. Fallas corticales	12
2.2. Antecedentes de Zonificaciones Sísmicas en Chile.....	15
2.3. Conceptos.....	17
2.3.1. Peligrosidad sísmica.....	17
2.3.2. Factores que concurren en la peligrosidad sísmica	18
2.3.3. Métodos de Cálculo.....	21
2.3.4. Representación de resultados	24
2.3.5. Incertidumbres.....	25
2.3.6. Desagregación de la Peligrosidad	27
2.3.7. Resumen del proceso.....	28
2.4. Normativa Sismorresistente en Chile	29
3. Metodología y Cálculo	34
3.1. Catálogo Sísmico de Proyecto	34
3.1.1. Fuentes	34
3.1.2. Homogeneización.....	36
3.1.3. Depuración	40
3.1.4. Clasificación según régimen tectónico.....	41
3.1.5. Completitud del Catálogo.....	43
3.2. Zonificación Sísmica	45
3.2.1. Definición de Magnitud Máxima	46
3.2.2. Definición de tasas de Recurrencia	47

3.3. Modelos de Predicción de Movimiento Fuerte (GMPEs).....	49
4. Propuestas de zonas sismogénicas y Caracterización sísmica de las mismas	54
4.1. Zonas de Interfase	54
4.2. Zonas de Intraplaca	58
4.3. Zonas de Intraplaca Profunda	61
4.4. Zonas Corticales	63
5. Cálculo de Peligrosidad y Resultados	68
5.1. Caracterización Sísmica de las zonas	68
5.2. Modelos de movimiento fuerte	71
5.3. Especificaciones de Cálculo	72
5.4. Resultados	73
5.4.1. Mapas de Peligrosidad	73
5.4.2. Espectros de amenaza uniforme (UHS)	83
5.4.3. Desagregación de la Peligrosidad	86
6. Discusión	92
6.1. Depuración del Catálogo	92
6.2. Modelización de la geometría de la zona de subducción.....	96
6.3. Consideraciones sobre la Zona Austral del país	100
6.4. UHS obtenidos versus norma sismorresistente vigente	102
6.5. Comparación con otros modelos de peligrosidad probabilista en Chile.....	104
6.6. Comparación con resultados de Peña (2021).....	106
7. Conclusiones y Línea de Investigación Futura.....	112
7.1. Conclusiones.....	112
7.2. Líneas de investigación futura	113
Referencias	115
Anexos.....	123
A1. Anexo Coeficientes Normativas	123
A1.a. Valores de aceleración según zona sísmica en Chile	123
A1.b. Valores del parámetro S para el tipo de suelo	123
A1.c. Manual de Carreteras.....	123
A2. Anexo Leyes de Gutenberg – Richter mediante metodología de Reasenberg (1985)	124
A2.a. Zonas de Interfase.....	124
A2.b. Zonas de Intraplaca	125
A2.c. Zonas Corticales	126

Figura 1. Ubicación del área de estudio y características Geomorfológicas de la placa oceánicas.....	5
Figura 2. Contexto Geotectónico. Información recopilada de Angerman et al. (1999) y Diraison et al. (1997).....	9
Figura 3. Regímenes Tectónicos en Chile. (a) Interfase; (b) Intraplaca de Profundidad Intermedia; (c) Sismicidad Cortical; (d) Outer-Rise. Tomada de Leyton et al., 2010. ..	10
Figura 4. Terremotos de magnitud $\geq M_w$ 8. Fuente: Proyecto SARA, ICS, CSN y Largos de ruptura de los terremotos de subducción organizados por año, a partir de 1570 hasta 2016. Modificado de Melnick et al. (2009), Contreras et al. (2012), Ruiz & Madariaga (2018).	12
Figura 5. Distribución de trazas de falla en Chile. Modificado de Maldonado et al. (2021).	14
Figura 6. Caracterización del Movimiento Sísmico.	18
Figura 7. Leyes de Recurrencia. (A) Ley de Gutenberg-Richter; (B) Terremoto Característico; (C) Modelo mixto, donde existe un comportamiento tipo Gutenberg-Richter en magnitudes bajas y de Terremoto Característico en las mas altas.	20
Figura 8. Representación de resultados del cálculo de la peligrosidad. (A) Curvas de Peligrosidad, (B) Espectro de Peligrosidad Uniforme. Tomado de Trabajo Nicaragua realizado en la asignatura de Peligrosidad Sísmica con datos de Benito & Torres (2010).	25
Figura 9. Mapas de Peligrosidad de Nicaragua elaborados en asignatura de Peligrosidad Sísmica con datos tomados de Benito & Torres (2010).	25
Figura 10. Ejemplo de rama de árbol lógico.	26
Figura 11. Desagregación de la peligrosidad para la ciudad de Managua, elaborado para la asignatura de Peligrosidad Sísmica con datos de Benito & Torres (2010).....	28
Figura 12. Resumen del proceso de cálculo de la peligrosidad.	29
Figura 13. Zonificación sísmica de la normativa sismorresistente vigente.	30
Figura 14. Espectros de Diseño obtenidos a partir de las normativas sismorresistentes vigentes en Chile.	32
Figura 15. Mapa de distribución de epicentros para el catálogo completo.	36
Figura 16. Relaciones entre escalas de magnitud. Tomado de Heaton et al., 1986.....	38
Figura 17. Esquema de las transformaciones necesarias para homogeneizar el catálogo sísmico.	39
Figura 18. distribución de la sismicidad en profundidad según régimen tectónico. En rosado se encuentran los sismos corticales, en tonos azules aquellos de Interfase, en verde los de Intraplaca de Profundidad Intermedia y en morado aquellos pertenecientes a la Intraplaca Profunda. Se hace una reclasificación por tono para graduar la profundidad. (A) Vista desde arriba. (B) vista hacia el norte.....	42
Figura 19. Distribución de mecanismos focales en profundidad a partir del catálogo del CMT. En rojo se tiene un mecanismo inverso; en azul uno normal; y en verde de tipo Strike Slip. Línea blanca marca el límite de los 60 km.	43
Figura 20. Análisis de Completitud. Imagen obtenida del programa Geo-GR.	44
Figura 21. Distribución de profundidades de sismos corticales.	46

Figura 22. Comparación entre leyes de recurrencia. En anaranjado se observa a línea de tendencia obtenida automáticamente y en verde aquella obtenida luego de una comprobación manual.....	48
Figura 23. Ejemplos de predicción de aceleraciones de GMPEs utilizados.....	51
Figura 24. Zonas sismogénicas de Interfase. Se incluyen las Leyes Gutenberg-Richter obtenidas mediante la depuración de Gardner & Knopoff (1974).	56
Figura 25. Zonas sismogénicas de Intraplaca de Profundidad Intermedia. Se incluyen las Leyes Gutenberg-Richter obtenidas mediante la depuración de Gardner & Knopoff (1974).	59
Figura 26. Zonas sismogénicas de Intraplaca Profunda. Se incluyen las Leyes Gutenberg-Richter obtenidas mediante la depuración de Gardner & Knopoff (1974). .	62
Figura 27. Zonas sismogénicas Corticales. Se incluyen las Leyes Gutenberg-Richter obtenidas mediante la depuración de Gardner & Knopoff (1974).	64
Figura 28. Registros nacionales tomados de la base de datos elaborada por Montalva & Bastías (2017).	71
Figura 29. Modelos de Predicción de Movimiento Fuerte contrastados con registros de acelerogramas chilenos.....	71
Figura 30. Mapa de Peligrosidad con la contribución de la subducción. (A) Utilizando los modelos de Conteras & Boroschek (2012), Idini et al. (2017 y Montalva et al. (2017) (B) Utilizando los modelos Abrahamson et al. (2012), Atkinson & Boore (2003), Contreras & Boroschek (2012)-Zhao et al. (2006), Montalva et al. (2017) y Youngs et al. (1997).	74
Figura 31. Peligrosidad asociada a la sismicidad cortical.	76
Figura 32. Árbol Lógico del estudio.....	77
Figura 33. Resultados con las 4 Ramas del árbol lógico considerando las ponderaciones de los modelos de subducción de la Tabla 12 y los modelos corticales con igual peso.	79
Figura 34. Mapa de Peligrosidad para PGA, SA0.1 y SA1.0 resultado del árbol lógico para un Periodo de Retorno de 475 años.	80
Figura 35. Mapa de Peligrosidad para PGA, SA0.1 y SA1.0 resultado del árbol lógico para un Periodo de Retorno de 975 años.	81
Figura 36. Mapa de Peligrosidad para PGA, SA0.1 y SA.1.0 resultado del árbol lógico para un Periodo de Retorno de 2475 años.	82
Figura 37. Espectros de Peligrosidad Uniforme para un Periodo de Retorno de 475 en líneas punteadas y 975 en líneas continuas para la zona sísmica 3.	84
Figura 38. Espectros de Peligrosidad Uniforme para un Periodo de Retorno de 475 en líneas punteadas y 975 en líneas continuas para la zona sísmica 2.	85
Figura 39. Espectros de Peligrosidad Uniforme para un Periodo de Retorno de (A) 475, (B) 975 y (C) 2475 años para la zona sísmica 1.	85
Figura 40. Curvas de Peligrosidad para algunas capitales regionales del país.....	86
Figura 41. Desagregación de la Peligrosidad para Arica, La Serena, Santiago y Coyhaique.	88
Figura 42. Resultado de peligrosidad en PGA para un Periodo de Retorno de 475 años considerando (A) Depuración de Reasenberg (1985) y (B) Depuración de Gardner & Knopoff (1974).	93
Figura 43. Contraste de las metodologías de depuración. (A) Diferencia absoluta entre las depuraciones utilizadas. (B) Diferencia relativa de las depuraciones utilizadas.	94

Figura 44. Comparación de Slab modelados en las zonas de Interfase e Intraplaca de Profundidad Intermedia. En amarillo se observa la geometría de Tassara & Echaurren (2012), en rojo la de Hayes (2018) y en verde una geometría homogéneamente inclinada.	97
Figura 45. Comparación de la peligrosidad obtenida para PGA en un Periodo de Retorno de 475 años considerando distintas geometrías. (A) Tassara & Echaurren (2012); (B) Hayes (2018); (C) Geometría homogéneamente inclinada.	99
Figura 46. Comparación entre Tassara & Echaurren (2012) con la geometría homogéneamente inclinada.	100
Figura 47. Zona Austral del país. (A) Peligrosidad obtenida por Peña (2021) en su TFM. (B) Peligrosidad calculada mediante un método zonificado.	101
Figura 48. Contraste entre UHS obtenidos y las Normas Sismorresistentes vigentes en Chile.	103
Figura 49. Resultados de modelizaciones probabilísticas previas. (A) Leyton et al. (2009); (B) Das et al. (2020); (C) Proyecto SARA; (D) Banco Iberoamericano; (E) y (F) son ejemplos de Núñez (2014).	106

Tabla 1. Principales sismos corticales en Chile. Tomado de Trabajo de Fin de Máster de Peña (2021).	14
Tabla 2. Zonificaciones previas propuestas para Chile.	16
Tabla 3. Códigos de transformación para cada tipo de transformación.	38
Tabla 4. Ecuaciones de homogeneización utilizadas.	39
Tabla 5. Resultados de las depuraciones utilizadas.	40
Tabla 6. Años de Completitud para el catálogo completo y según régimen tectónico... 45	45
Tabla 7. Modelos de Predicción de Movimiento Fuerte utilizados en el estudio.	50
Tabla 8. Terremotos asociados a las zonas de interfase.	54
Tabla 9. Características de las Zonas Corticales.	63
Tabla 10. Parámetros de sismicidad para los distintos regímenes tectónicos utilizando la depuración de Gardner & Knopoff (1974).	69
Tabla 11. Parámetros de sismicidad para los distintos regímenes tectónicos utilizando la depuración de Reasenberg (1985).	70
Tabla 12. Ramas del nodo de elección de los GMPEs de subducción.	77
Tabla 13. Zona Sísmica según la normativa sismorresistente vigente para las capitales regionales del país.	83
Tabla 14. Resultados de la desagregación sísmica realizada en Arica, La Serena, Santiago y Coyhaique.	89
Tabla 15. Ventanas espacio-temporales de Gardner & Knopoff (1974) y Reasenberg (1985), donde Rfact y Tmax corresponden a los parámetros espaciales y temporales, respectivamente, siendo Rfact proporcional a la dimensión y la fuente. Tmin y Tmax son el tiempo mínimo y máximo predecible para la construcción del agrupamiento, respectivamente. P1 es la probabilidad de detectar el siguiente evento agrupado y Xmeff es la magnitud más baja efectiva para el cierre del catálogo.	96
Tabla 16. Comparación de resultados obtenidos a través del método zonificado aplicado en este trabajo y el resultado de fallas activas elaborado por Peña (2021).	107

Tabla 17. Contraste entre resultados obtenidos a través del método zonificado aplicado en este trabajo y el resultado de fallas activas elaborado por Peña (2021) para localidades especialmente afectadas por fallas.....	109
----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----

CAPÍTULO 1
“INTRODUCCIÓN”

1. INTRODUCCIÓN

1.1. MOTIVACIÓN

Si se analiza el número de sismos de magnitud mayor o igual a Mw 8.0 que se han registrado en Chile, desde 1906 hasta la fecha han ocurrido 11 terremotos (Catálogo sísmico USGS), lo que se traduce en un sismo mayor o igual a Mw 8.0 cada ~10 años en promedio, convirtiéndolo en uno de los países más sísmicos del planeta. Además de lo anterior, el país fue centro del terremoto más grande registrado en época instrumental, el Terremoto de Valdivia de 1960, con una magnitud de Mw 9.6. Esto debido al contacto entre las Placas de Nazca y la Sudamericana, donde la primera subduce bajo la segunda con una tasa de convergencia de aproximadamente 6-7 cm/año (Angermann *et al.*, 1999).

Lo anterior se traduce en amplios estudios sobre la peligrosidad asociada a la subducción. Se han realizado numerosas segmentaciones sísmicas (por ejemplo, Barrientos (1980)) e incluso se ha aplicado el cálculo zonificado para determinar la peligrosidad de forma probabilista (por ejemplo, Leyton *et al.* (2009); Núñez (2014)) pero todo esto considerando únicamente los terremotos de subducción.

En las zonas de subducción también ocurren eventos superficiales asociados a fallas corticales que, si bien son de menor magnitud que aquellos ocurridos producto de la subducción, han causado grandes pérdidas humanas y materiales al tener sus epicentros cerca de núcleos de población (Parra, 2016). Ejemplo de esto fue el sismo ocurrido en El Salvador el 13 de febrero de 2001, el cual con magnitud Mw 6.6 ocasionó el fallecimiento de 315 personas (Guevara *et al.*, 2005).

A diferencia de España o de países centroamericanos, en Chile no se ha considerado la sismicidad cortical en los cálculos probabilísticos, subestimando el potencial que estos eventos pueden tener dada su localización a bajas profundidades y muchas veces cercanos a centros poblados. Sin ir más lejos, en Chile han ocurrido aproximadamente 10 eventos corticales de magnitudes superiores a Mw 6.0 en el último siglo, llegando a ocasionar víctimas fatales en algunos casos como lo fue el enjambre sísmico ocurrido en Aysén en 2007 producto de los deslizamientos de tierra y posterior tsunami en el fiordo (Naranjo *et al.*, 2009).

Dado este antecedente, es imperativo buscar métodos de incluir la sismicidad cortical en estimaciones de peligrosidad sísmica en el país, ya sea a través del estudio de fallas corticales o a través de métodos probabilistas zonificados, como será el caso del presente trabajo, donde se cuantificará cuánto puede aportar la sismicidad proveniente de este régimen tectónico.

Es necesario mencionar, además, que la sismicidad cortical no está considerada en lo que es la normativa sismorresistente del país, por lo que urge aún más el poder cuantificar los efectos de estos eventos.

1.2. OBJETIVO

El objetivo principal de este trabajo Fin de Máster (TFM) es estimar la peligrosidad sísmica en Chile mediante el método probabilista zonificado, pero esta vez incluyendo la sismicidad cortical con el fin de cuantificar cuánto aporta en el movimiento esperado, en términos de aceleración.

1.2.1. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Elaborar un catálogo sísmico de proyecto.
- Homogeneizar y depurar el catálogo elaborado.
- Definir zonas sismogénicas para los diferentes regímenes tectónicos (Cortical, Interfase, Intraplaca de Profundidad Intermedia e Intraplaca Profunda).
- Calcular leyes de recurrencia para cada zona definida mediante la metodología de Gutenberg-Richter y Terremoto Característico.
- Identificar modelos de predicción de movimiento fuerte idóneos para Chile.
- Cálculo de peligrosidad sísmica y elaboración de mapas para periodos de retorno de 475, 975 y 2475 años.

1.3. ALCANCE DEL ESTUDIO

Este estudio pretende dar resultados de la estimación de la peligrosidad sísmica mediante un método probabilista zonificado para el territorio nacional, considerando tanto el régimen cortical como el de subducción, comenzando desde la elaboración de un catálogo sísmico de proyecto.

Como resultado concreto será presentada una propuesta de zonas sismogénicas para Chile a nivel de todo el territorio, que derivará en mapas del movimiento esperado por sismo futuros en términos de Máxima Aceleración del Suelo (PGA por sus siglas en inglés, “*Peak Ground Motion*”) y otras ordenadas espectrales (0.1s y 1.0s) para distintos periodos de retorno (475, 975 y 2475 años).

Por otra parte, serán entregados los espectros de peligrosidad uniforme (UHS por sus siglas en inglés, “*Uniform hazard spectrum*”) para las capitales regionales del país al norte del paralelo 46°S.

Además, se confeccionarán mapas separando la contribución de los dos regímenes tectónicos y también sumando ambas contribuciones, con el fin de cuantificar la influencia de sismos corticales, a menudo no tenida en cuenta en estudios previos de peligrosidad.

Estos resultados serán útiles por marcar un hito en la inclusión de la sismicidad cortical como un *input* en el cálculo de la peligrosidad, lo que viene a ser un punto de partida para nuevos estudios de la amenaza sísmica en un país dominado por los sismos de subducción.

1.4. ÁREA DE ESTUDIO

El estudio será aplicado en todo el territorio nacional, entre las latitudes 14-56°S y longitudes 67-78°W. Sin embargo, dada la escasez de registros sísmicos que se poseen desde el punto triple hacia el sur (latitud 46°S), los cálculos se centrarán desde dicho punto hacia el norte de él (Figura 1).

1. INTRODUCCIÓN

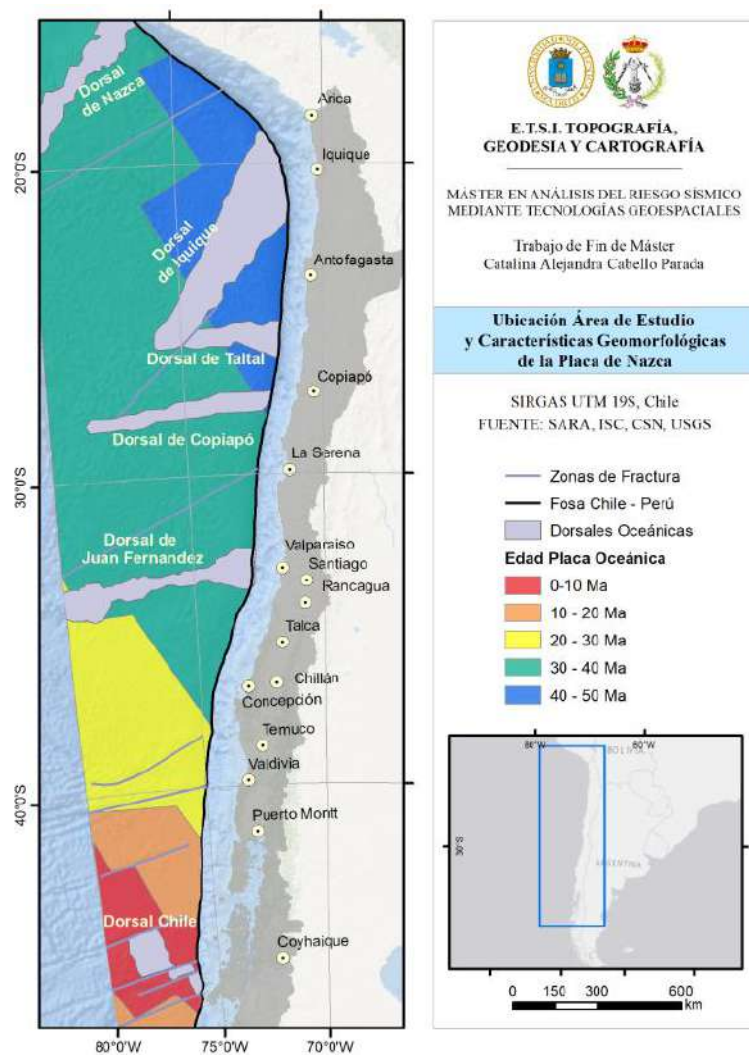


Figura 1. Ubicación del área de estudio y características Geomorfológicas de la placa oceánicas.

CAPÍTULO 2
“MARCO TEÓRICO”

2. MARCO TEÓRICO

2.1. CONTEXTO GEODINÁMICO

2.1.1. ZONA DE ESTUDIO

Chile se ubica en el contacto entre las Placas Sudamericana y de Nazca, teniendo esta última una velocidad relativa de convergencia de 6-7 cm/año y un azimut de N78°E (por ejemplo, Norambuena *et al.* (1998), Angermann *et al.* (1999)), representado en la Figura 2. La alta velocidad de convergencia permite una rápida acumulación de esfuerzos como consecuencia del contacto dinámico de estas placas, dando lugar a la alta sismicidad que caracteriza a Chile y Perú (Ruiz & Saragoni, 2005). Dada las características morfológicas del país, muy largo y angosto, este presenta grandes variaciones latitudinales y longitudinales a lo largo del territorio en la topografía, tectónica, volcanismo, estructura en la litósfera profunda, geometría del *slab* e historia geológica (Tassara & Yañez, 2003).

En la Figura 1 se encuentran algunas de las características del contacto entre las placas, destacando la edad de la Placa de Nazca con un máximo de 52 Ma a los 20°S hasta los 0 Ma en el punto triple con las Placas Antártica y Sudamericana a los 46°S (Tassara & Yañez, 2003). Entre los paralelos 15 y 23°S, la placa subduce con un ángulo de ~30° hasta profundidades del orden de 550 km. Al sur de dicha latitud mantiene su ángulo de subducción, pero entre 100 y 150 km de profundidad presenta una zona sub-horizontal entre los paralelos 28°-33°S, conocida como “*flat slab*” (por ejemplo, Santibáñez *et al.*, 2019). Esta posición coincide con la subducción de la Dorsal de Juan Fernández. Al sur de los 39°S, la escasa información sísmica disponible sugiere que la placa subduce con ángulo constante del orden de 15 a 20° hasta una profundidad de 150 km (Belmonte & Comte (1997), Gutscher (2002)).

Hacia el sur del Punto Triple, aproximadamente a los 46°S (Figura 2), la interacción pasa a ser entre las Placas Antártica y Sudamericana, donde la primera subduce bajo la segunda con una velocidad menor que en el caso de la Placa de Nazca, con una tasa de convergencia de aproximadamente 2 cm/año (Cande & Leslie, 1986). Finalmente, en el segmento más austral del país se encuentra la Placa Scotia, la que se desplaza de forma lateral con respecto a la Placa Sudamericana y la Placa Antártica, dando como resultado

2. MARCO TEÓRICO

lo que se conoce como el Sistema de Fallas de Magallanes – Fagnano, sistema de fallas sinistral con una tasa de movimiento de entre 6.6 ± 1.3 mm/año y 9.6 ± 1.4 mm/año (Smalley *et al.* (2003), DeMets *et al.* (2010)).

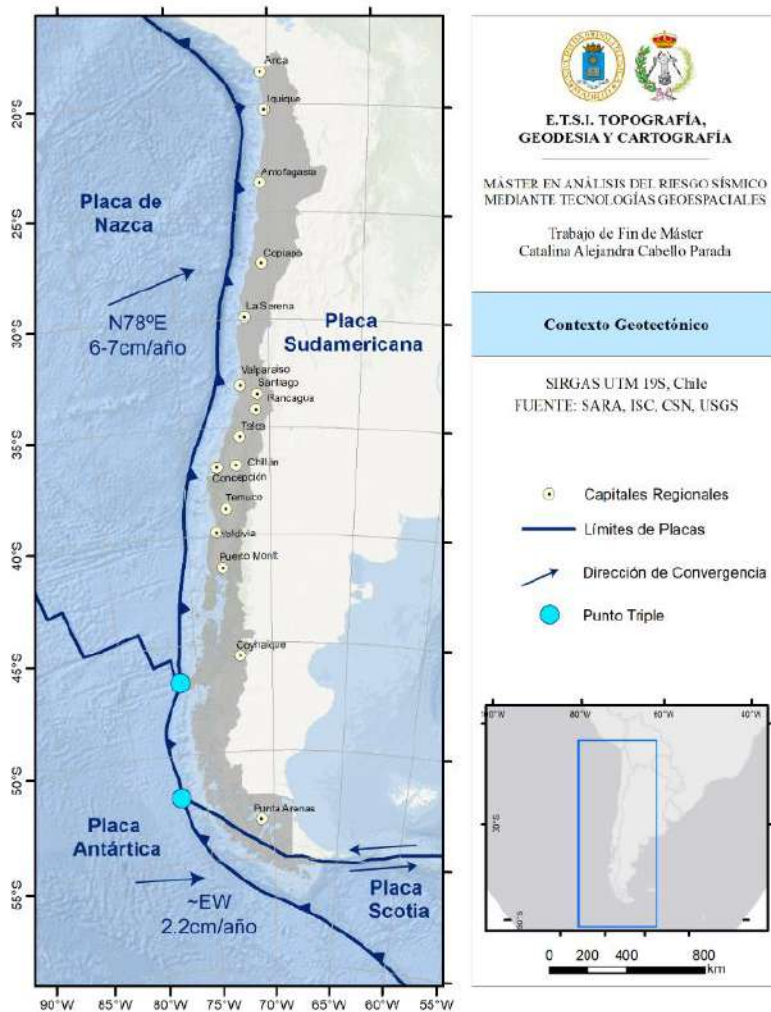


Figura 2. Contexto Geotectónico. Información recopilada de Angerman *et al.* (1999) y Diraison *et al.* (1997).

2.1.2. REGÍMENES TECTÓNICOS

La evaluación del peligro sísmico en Chile se encuentra condicionada por tres fuentes sísmogenéticas principales que lo afectan: Interplaca, Intraplaca de Profundidad Intermedia y Cortical (Leyton *et al.*, 2009).

En la Figura 3 puede verse un perfil esquemático que muestra la distribución de los regímenes tectónicos del país. Se resaltan los sismos “Outer-rise” (Más allá de la fosa), Interfase, Intraplaca de Profundidad Intermedia y Sismos Corticales.

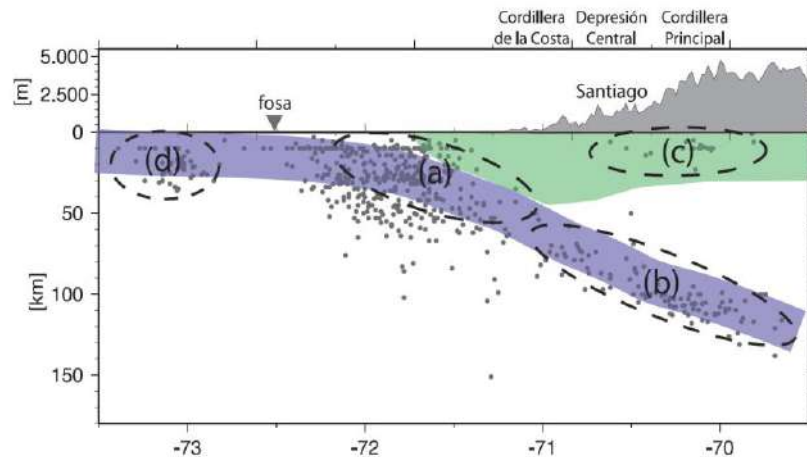


Figura 3. Regímenes Tectónicos en Chile. (a) Interfase; (b) Intraplaca de Profundidad Intermedia; (c) Sismicidad Cortical; (d) Outer-Rise. Tomada de Leyton *et al.*, 2010.

A continuación, se describen las principales características de cada uno de los regímenes tectónicos.

- **Sismicidad Interplaca:** corresponde a aquella producida en el contacto de las placas Sudamericana y Nazca, extendiéndose desde la fosa hasta unos 50-60 km de profundidad (Suárez & Comte (1993), Tichelaar & Ruff (1993), Leyton *et al.* (2010)).
- **Sismicidad Intraplaca de Profundidad Intermedia:** sismicidad que ocurre dentro de la Placa de Nazca, se extiende desde los 60 km a los 200 km (por ejemplo, Barrientos (1980)). Este límite en profundidad se debe a que en Chile no se han observado daños generados por sismos de mayor profundidad (Leyton *et al.*, 2010).
- **Sismicidad Cortical:** es aquella que ocurre en el interior de la Placa Sudamericana, principalmente en los sectores precordilleranos y cordilleranos, ubicándose a una profundidad menor a 30 km (Leyton *et al.*, 2009).

- **Sismicidad “outer-rise”**: producida por la flexión de la placa de Nazca previa a la subducción. Se encuentra caracterizada por generar sismos de magnitud moderada a distancias mayores a 150 km de la costa (Leyton *et al.*, 2009).

2.1.3. PRINCIPALES TERREMOTOS

Los grandes terremotos de subducción rompen regiones similares del *megathrust* durante sucesivos eventos separados por siglos. El mapeo de estas regiones (asperezas) y sus límites (barreras) es importante para la comprensión de los procesos que controlan la segmentación y para la evaluación de peligros sísmicos (Molina *et al.*, 2021).

Entre los principales terremotos que han ocurrido en el país se tienen los de la Figura 4, resaltando aquellos de magnitud igual o mayor a Mw 8.0. Además, se resaltan las longitudes de ruptura definidas por Melnick *et al.* (2009), Contreras *et al.* (2012), Ruiz & Madariaga (2018) y Molina *et al.* (2021). Es posible ver una cierta coincidencia entre los segmentos que se rompen con cada terremoto y una separación temporal similar, que determina periodos de recurrencia aproximada para los sismos de grandes magnitudes.

A modo de ejemplo de lo anterior, la zona de Chile Central, entre las latitudes 32°S y 35°S ha sido afectada por los terremotos de 1575, 1647, 1730, 1822, 1906 y 1986, lo que da como resultado una recurrencia de 83 ± 7 años (Comte *et al.*, 1986).

La mayor parte de los sismos de gran magnitud corresponden al Régimen de Interfase (por ejemplo, Valparaíso 1906 (Mw 8.2), Valdivia 1960 (Mw 9.6), Maule 2010 (Mw 8.8)). Sin embargo, eventos de Intraplaca de Profundidad Intermedia también han tenido importancia a lo largo de la historia del país, siendo el Terremoto de Chillán de 1939 el terremoto más mortífero que ha tenido Chile, con una magnitud Ms 7.8 y una profundidad estimada de 80 km (Campos & Kausel (1990), Beck *et al.* (1998)), que causó aproximadamente 24,000 víctimas además de la destrucción de gran cantidad de viviendas (Memoria Chilena). Otros ejemplos de estos sismos corresponden al Terremoto de Santiago 1945 de magnitud Ms 7.1 y profundidad estimada de 70 km (Barrientos *et al.*, 1997), Antofagasta 1950, de magnitud Ms 8.0 y profundidad de 90 km (Kausel & Campos, 1992), La Ligua 1965 de magnitud Ms 7.5 y profundidad de 70 km (Malgrange

et al., 1981), Punitaqui 1997 de magnitud Mw 7.1 a 58 km de profundidad (Pardo *et al.*, 2002) y Tarapacá 2005 (Mw 7.8).

Año	Mes	Día	Magnitud (Mw)
1513	-	-	8.7
1570	2	8	8.0
1575	12	16	8.2
1600	2	28	8.1
1604	11	24	8.7
1647	5	14	8.0
1657	3	15	8.0
1687	10	20	8.4
1730	7	8	8.7
1751	5	25	8.5
1784	5	13	8.4
1819	4	11	8.5
1821	7	10	8.2
1822	11	20	8.2
1835	2	20	8.2
1837	11	7	8.0
1868	8	13	8.5
1868	8	13	8.8
1877	5	10	8.0
1906	8	17	8.2
1922	11	11	8.3
1943	4	6	8.1
1950	12	9	8.2
1960	5	21	8.1
1960	5	22	8.6
1960	5	22	9.6
1985	3	3	8.0
1995	7	30	8.0
2001	6	23	8.4
2010	2	27	8.8
2014	4	1	8.2
2015	9	16	8.4

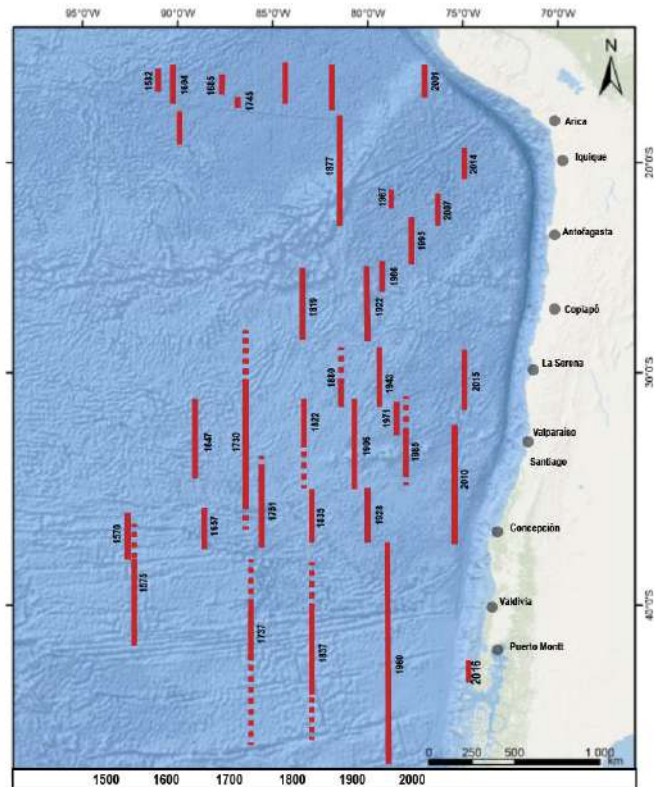


Figura 4. Terremotos de magnitud \geq Mw 8. Fuente: Proyecto SARA, ICS, CSN y Largos de ruptura de los terremotos de subducción organizados por año, a partir de 1570 hasta 2016. Modificado de Melnick *et al.* (2009), Contreras *et al.* (2012), Ruiz & Madariaga (2018).

2.1.4. FALLAS CORTICALES

Las fallas corticales no han sido consideradas hasta ahora en lo que es la peligrosidad sísmica dentro del territorio nacional dada su baja recurrencia temporal (los periodos de recurrencia van desde cientos a miles de años). Es necesario destacar que existe un gran vacío de conocimiento respecto a estas fuentes sísmicas, de las cuales no se tiene información clara sobre las trazas concretas ni sobre las tasas de desplazamiento (*slip rate*).

Estudios recientes, como el trabajo realizado por Maldonado *et al.* (2021) permiten tener una visión general de la información con la que se cuenta respecto a las fallas actualmente. En dicho trabajo se realizó una recopilación bibliográfica de información de casi 1,000 fallas a lo largo del país, considerando una clasificación en fallas probadas, probables y posibles según el grado de certeza de su existencia (Figura 5). Las Fallas Probadas son aquellas asociadas a eventos sísmicos históricos o que tienen estudios paleosismológicos contundentes, las Fallas Probables corresponden a las que exhiben evidencias directas de ruptura superficial o deformación durante los últimos 125,000 años y su actividad es evidenciada a partir de criterios geomorfológicos o microsismicidad. Finalmente, las Fallas Posibles son las que tienen indicios que permiten conjeturar su actividad en el rango temporal propuesto, en especial, fallas orientadas propiciamente respecto al campo de estrés imperante.

La importancia del estudio de fallas corticales radica en lo peligrosos que pueden resultar los eventos sísmicos producidos en ellas dada la baja profundidad de sus hipocentros y la cercanía a núcleos de población. En la Tabla 1 se indican algunos de los principales sismos corticales registrados en el país. Es necesario destacar el enjambre sísmico de Aysén de 2007, el cual tuvo como eventos mayores dos sismos (Mw 6.1 y Mw 6.2), provocando deslizamientos de tierra y posterior tsunami en el fiordo y provocando víctimas fatales (Naranjo *et al.*, 2009).

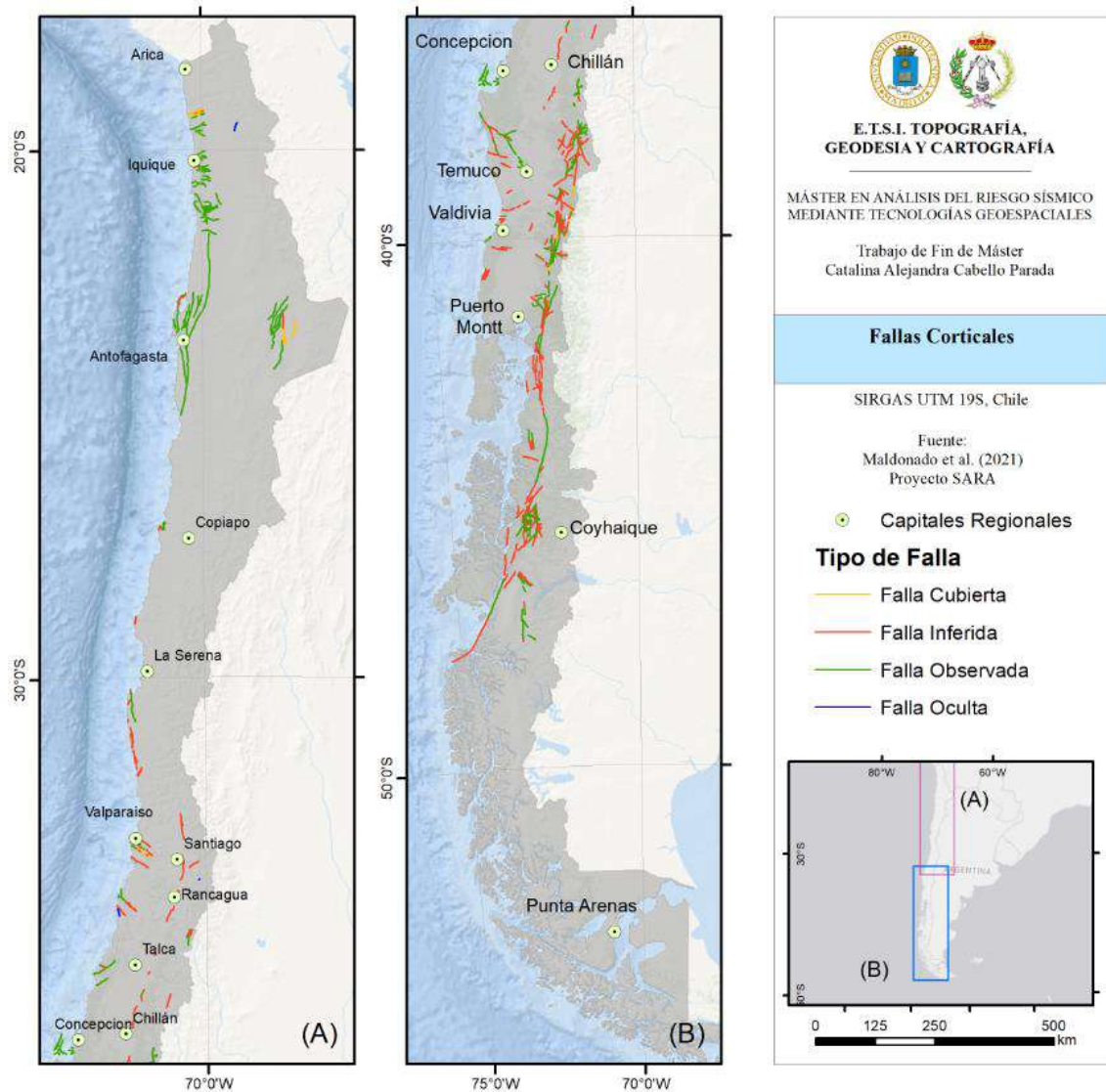


Figura 5. Distribución de trazas de falla en Chile. Modificado de Maldonado et al. (2021).

Tabla 1. Principales sismos corticales en Chile. Tomado de Trabajo de Fin de Máster de Peña (2021).

Nombre Falla	Sistema de falla	Año	Magnitud (Mw)	Profundidad (km)
Pisagua	EWFS	2007	5.7	26
Las Melosas	-	1958	6.9	5-9
Aroma	-	2001	6.3	5
El Fierro	CAFS	2004	6.3	4.7
Pichilemu	CFTF	2010	6.9 y 7.0	12-16
Aysén	LOFS	2007	6.1 y 6.2	4-12
Neltume	LOFS	2021	4.7	10
Magallanes-Fagnano	SFMM	1879; 1949; 1950; 1970	7-7.5; 7.7 y 7.3; 7.0; 7.2	<15

2.2. ANTECEDENTES DE ZONIFICACIONES SÍSMICAS EN CHILE

Algunas de las segmentaciones sísmicas previas realizadas para el territorio nacional son las propuestas por Gajardo y Lomnitz (1960), Welkner (1964), Labbé (1976), Barrientos (1980), Martín (1990), Susa (2004) y Nuñez (2014), todas descritas en el trabajo de Nuñez (2014), en las que principalmente se elabora una zonificación según latitudes para la sismicidad de Interfase e Intraplaca, y en menor medida teniendo en consideración diferencias longitudinales en el país.

Recientemente se han elaborado nuevas zonificaciones del *slab*, como la propuesta por Molina *et al.* (2021), quienes, mediante características como diferencias gravitacionales, friccionales y de acoplamiento, segmentan la Interfase en 17 zonas.

Por otra parte, el método probabilista también ha sido considerado en el cálculo de peligrosidad en Chile. Estos estudios comienzan con Lomnitz (1969), quién realizó los primeros cálculos probabilísticos creando el primer mapa de peligro sísmico en Chile, tomando en cuenta únicamente eventos con magnitud $M_s > 7.5$, donde se consideró que la distribución temporal de la actividad sísmica sigue un comportamiento de Poisson. Shedlock (1993), como es habitual en métodos zonificados, marca diferencias entre la parte somera del *slab* versus la parte profunda. Otras zonificaciones más recientes son resumidas en la Tabla 2.

Leyton *et al.* (2009) confecciona una zonificación considerando siete zonas sismogénicas: cuatro de interfase y tres de intraplaca, obteniendo aceleraciones que van desde 0.6 hasta 1g en la costa del país, para un 10% de probabilidad de excedencia en 50 años. Los autores destacan que hacia el norte del país se ven las mayores aceleraciones versus la zona sur del país, donde se encuentra la ruptura del Terremoto de Valdivia, sector en que se distinguen las aceleraciones más bajas, argumentando que, probablemente, sea debido a la ocurrencia de dicho terremoto.

Tabla 2. Zonificaciones previas propuestas para Chile.

Autor	Número de Zonas	Rango de aceleraciones en PGA (g) para 475 años	Modelos de Predicción de Movimiento Fuerte Utilizados
Leyton <i>et al.</i> (2009)	7 (4 de interfase y 3 de Intraplaca)	0.6 – 1.0g en la costa	Ruiz y Saragoni (2005)
Núñez (2014)	8	0.3 - 0.6g	Youngs <i>et al.</i> (1997), Atkinson & Boore (2003), Zhao <i>et al.</i> (2006), Contreras & Boroschek (2012), Abramson <i>et al.</i> (2012)
Banco Iberoamericano de Desarrollo (2016)	6 (3 de interfase y 3 de intraplaca)	0.3 - 0.6g	Zhao <i>et al.</i> (2006) y Sadigh <i>et al.</i> (1997)
Proyecto SARA	5 zonas en Chile	0.3 - 0.7g	Zhao <i>et al.</i> (2006), Akkar <i>et al.</i> (2014), Boore <i>et al.</i> (2014) Abrahamson <i>et al.</i> (2015), Montalva <i>et al.</i> (2017), entre otros
Das <i>et al.</i> (2020)	15 zonas en el norte del país	0.7 - 1.5g	Youngs <i>et al.</i> (1997), Atkinson & Boore (2003), Zhao <i>et al.</i> (2006), Contreras & Boroschek (2012), Abramson <i>et al.</i> (2012), Idini <i>et al.</i> (2017) y Montalva <i>et al.</i> (2017)

De igual forma, Núñez (2014) confecciona una zonificación sísmica a nivel nacional utilizando 8 zonas sismogénicas, obteniendo valores de máxima aceleración (PGA) en la costa del orden de 0.3 – 0.6g. Por otra parte, se tiene la zonificación elaborada por el Banco Interamericano de Desarrollo (2016), quienes seccionan al país en seis zonas sismogénicas e incluyen la peligrosidad asociada a los principales sistemas de fallas corticales definidos por SERNAGEOMIN. Como resultado obtienen aceleraciones del orden de 0.3 – 0.6g para la costa del país.

Además, el Proyecto SARA (de las siglas en inglés, *South American Risk Assasement*) desarrolló un cálculo probabilista zonificado para todo lo que es el continente sudamericano, definiendo cinco zonas que afectan al territorio chileno, con lo que se obtienen valores de aceleración que van desde 0.3 hasta 0.7g en la costa del país.

Finalmente, se tiene el trabajo de Das *et al.* (2020), quienes se centran puntualmente en lo que es la zona norte del país, incluyendo la sismicidad del sur de Perú. Definen 15 zonas sismogénicas entre las latitudes 17° – 28°S, y obtienen valores de aceleración que van desde ~0.7 - 1.5g en la costa del sector.

2.3. CONCEPTOS

2.3.1. PELIGROSIDAD SÍSMICA

La peligrosidad sísmica en un emplazamiento es la probabilidad de superación de un cierto nivel de movimiento durante un periodo de exposición determinado como consecuencia de las fuentes sísmicas situadas en la zona de influencia alrededor del emplazamiento (Benito & Jiménez, 1999).

Entre los factores que intervienen en el movimiento sísmico se encuentran el factor temporal, que indica la frecuencia entre los eventos, la magnitud, relacionada con la energía que se puede liberar en cada fuente, la distancia fuente-emplazamiento, la trayectoria y el efecto de sitio (Parra (2016), Benito & Jiménez (1999)).

Los dos primeros factores (frecuencia y magnitud) se relacionan a través de modelos de recurrencia de la sismicidad de cada fuente incluida en el cálculo de la peligrosidad, considerando una función de densidad de probabilidad de magnitudes $f(m)$. Generalmente se emplea la Ley de Gutenberg-Richter y el modelo de Terremoto Característico.

Por otra parte, la distancia fuente-emplazamiento, la trayectoria y la magnitud intervienen en lo que es el Modelo o Ecuación de Predicción de Movimiento Fuerte (GMPE, por sus siglas en inglés, *Ground Motion Prediction equation*), el cual permite predecir el movimiento, expresado como Máxima Aceleración del Suelo (PGA) y Aceleraciones Espectrales (SA(t), por sus siglas en inglés, *Spectral Acceleration*).

El movimiento sísmico esperado puede expresarse como la convolución de tres factores determinantes, la fuente sísmica, la atenuación de la onda (o propagación del movimiento fuerte) y el efecto local o de sitio (Figura 6). En el caso de no considerar efecto de sitio, el movimiento calculado se encuentra caracterizado en roca.

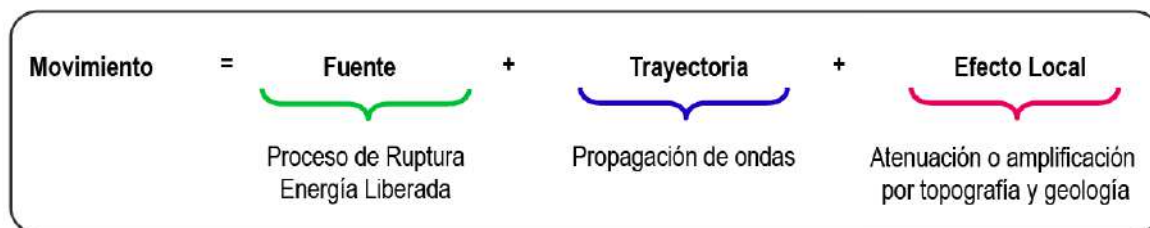


Figura 6. Caracterización del Movimiento Sísmico.

2.3.2. FACTORES QUE CONCURREN EN LA PELIGROSIDAD SISMICA

Como se mencionó anteriormente, tres son los factores que intervienen en el cálculo de la peligrosidad sísmica: fuente, trayectoria y el efecto de sitio.

2.3.2.a.- Caracterización del efecto fuente

Las fuentes reales de los terremotos son las fallas geológicas. Sin embargo, dado que no se cuenta con suficiente información para modelizar las fallas en la mayoría de los casos, se utilizan las zonas sismogénicas. Se busca entonces conocer el patrón de sismicidad de cada fuente dentro de un área de influencia, es decir, los terremotos que se pueden generar asociados a su probabilidad de ocurrencia. No solo se deben considerar las fuentes del emplazamiento de estudio, sino que deben incluirse aquellas que se encuentren en un área de influencia determinada según las normativas.

Para modelar las fuentes sísmicas se utilizan los modelos o leyes de recurrencia, que relacionan la frecuencia y el tamaño de los sismos que se producen en una determinada fuente en un tiempo dado. Entre los parámetros más utilizados está la tasa acumulada (número de sismos por año que tengan una cierta magnitud mayor o igual) y la tasa simple (sismos de magnitud igual), dadas en la Ecuación 1 y Ecuación 2, respectivamente.

Tasa acumulada $\dot{N}(m) \geq m$ Ecuación 1

Tasa simple $n(m) = (m)$ Ecuación 2

El modelo más utilizado para caracterizar la fuente es el de Gutenberg y Richter (1944), quienes establecen que los logaritmos de las tasas acumuladas de cada magnitud se ajustan aproximadamente a una recta, donde la proporción entre sismos grandes y pequeños, que es la pendiente de la recta, permanece aproximadamente constante (Ecuación 3, Figura 7A). En general, se aplica con un doble truncamiento, con M_{\min} y M_{\max} (Magnitud mínima y Magnitud máxima, respectivamente), propuesto por Cosentino *et al.* (1997), en que el evento máximo se define a partir de la geología y la magnitud mínima es fijada por quien esté realizando el estudio.

$$\text{Log}(\dot{N}(m)) = 10^{a-bm} \quad \text{Ecuación 3}$$

Donde a y b son constantes del modelo y números reales y positivos.

Otro modelo de recurrencia utilizado es el de Terremoto Máximo o Terremoto Característico (Figura 7B), donde se considera que la fuente solo rompe con una magnitud máxima cada un periodo de tiempo determinado (T años). Este modelo considera la liberación de la energía en un solo evento, sin sismos de magnitud menor a la característica, apartándose así de la distribución dada por la ley de Gutenberg-Richter.

También se puede dar el caso de modelos mixtos, que las menores magnitudes ocurran siguiendo la ley Gutenberg-Richter y a partir de un cierto valor de Magnitud, haya un intervalo de magnitudes sin ocurrencia de terremotos, terminando con uno mayor (Figura 7C).

Para caracterizar la fuente, en caso de no contar con datos de fallas geológicas, se puede utilizar un método zonificado o uno no zonificado. El primero divide el área de estudio en zonas que cuentan con un potencial sísmico uniforme dentro de cada una de ellas, donde la sismicidad es equiprobable en todos los puntos. Además, los parámetros de sismicidad como recurrencia, tasa anual de terremotos y magnitud máxima esperada también son uniformes. Por otra parte, en el método No Zonificado no se divide el área

de estudio en zonas, sino que el potencial sísmico no es uniforme y depende de forma crucial de la sismicidad recogida del catálogo.

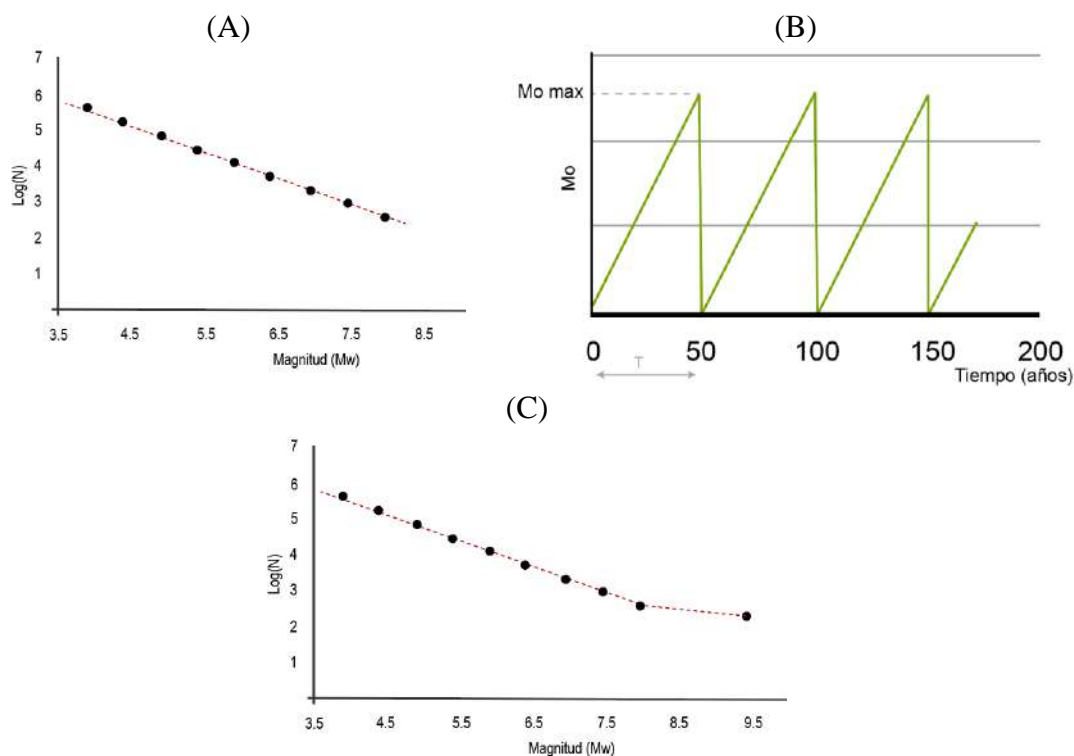


Figura 7. Leyes de Recurrencia. (A) Ley de Gutenberg-Richter; (B) Terremoto Característico; (C) Modelo mixto, donde existe un comportamiento tipo Gutenberg-Richter en magnitudes bajas y de Terremoto Característico en las mas altas.

2.3.2.b.- Caracterización de atenuación de las ondas

La energía de las ondas se atenúa desde la fuente al emplazamiento, por lo que el movimiento del suelo en un emplazamiento no solo depende de la energía liberada en la fuente, sino también de la atenuación que sufran las ondas en el trayecto. Las leyes de atenuación permiten predecir el movimiento sísmico, cuanto mayor sea la magnitud, mayor es la amplitud de las ondas, y cuanto mayor sea la distancia, menor es la amplitud de las ondas.

La amplitud de las ondas se atenúa en su propagación como consecuencia de la expansión geométrica del frente de ondas (atenuación geométrica) y de la anelasticidad del medio (atenuación anelástica). En la práctica estas variables no pueden ser conocidas de forma

precisa puesto que la composición del medio entre la fuente y el emplazamiento no se puede conocer en detalle (Benito & Jiménez, 1999).

Si se tienen suficientes registros de movimiento fuerte es posible ajustar las observaciones en un modelo y determinar los coeficientes por el análisis de regresión. En esto consiste la estimación de modelos de forma empírica.

2.3.2.c.- Caracterización del efecto de sitio

El efecto local consiste en la amplificación o la atenuación del movimiento del suelo debido a la estructura geológica y la topografía donde se asienta el emplazamiento. En muchos casos puede resultar dominante sobre los efectos de la fuente y la propagación de las ondas. Su cuantificación es muy compleja, debido a que intervienen diversos aspectos. Muchos modelos de movimiento fuerte incluyen un factor para cuantificar este efecto en la ecuación de predicción, normalmente a partir de una clasificación geotécnica del suelo (por ejemplo, NEHRP 2009, 2015) o por medio del valor de V_{s30} (valor promedio de la velocidad de las ondas de cizalla en los primeros 30m del suelo). Otro método habitual es calcular la aceleración en roca y luego incorporar factores de amplificación para calcular el espectro específico de respuesta o el espectro de peligrosidad uniforme, incluyendo el efecto local.

El efecto de amplificación del movimiento varía en función de la aceleración espectral y del valor de dicha aceleración, debido a que el efecto local no es lineal. El suelo amplifica proporcionalmente más los movimientos débiles que los fuertes.

2.3.3. MÉTODOS DE CÁLCULO

Existen dos grandes grupos de métodos para el cálculo de la peligrosidad sísmica, el método determinista y el probabilista (Benito & Jiménez, 1999).

El primero es el método más sencillo, el cual considera un terremoto específico que habitualmente es el escenario más desfavorable, utilizando la mayor magnitud esperada

situada a la menor distancia fuente-emplazamiento y que ocurre con baja frecuencia. Entre las ventajas de este método se encuentra que proporciona información sobre un escenario conocido; sin embargo, no proporciona probabilidades de que se produzca dicho movimiento, de modo que éste puede presentar en un plazo de días o de miles de años.

El método probabilista, en tanto, toma en cuenta todas las fuentes sísmicas incluidas en la zona de influencia del emplazamiento con sus características sísmicas (distribución geográfica, temporal y tamaño de cada zona) y estima la probabilidad anual de excedencia de determinados umbrales de movimiento a causa de todas esas fuentes. Considera las funciones de probabilidad de los factores descritos anteriormente (fuente, distancia). La peligrosidad corresponde a la suma de las contribuciones al movimiento debido a la sismicidad de las distintas fuentes, no a un terremoto en concreto.

La peligrosidad sísmica (H , del inglés *Hazard*) se define como la probabilidad (P) de que se iguale o supere un cierto valor umbral de movimiento (X_0) de cierto parámetro durante un tiempo dado o periodo de exposición (t) como consecuencia de los sismos ocurridos dentro de un área de influencia (Ecuación 4), siendo “ $x(s)$ ” el parámetro que representa el movimiento, habitualmente identificado como Máxima Aceleración del Suelo (PGA) o alguna Aceleración Espectral ($SA(t)$).

$$H = P [x (s) \geq x_0; t] \quad \text{Ecuación 4}$$

El movimiento sísmico se debe al conjunto de las fuentes sísmicas que afectan al emplazamiento, con sus diversas probabilidades de ocurrencia y distribuciones de magnitud; no se obtiene el movimiento producido para un evento concreto. Para obtener el resultado de la peligrosidad se debe resolver la triple integral de la amenaza según el planteamiento de Cornell (1968) y Esteva (1967, 1968), (Ecuación 5). Este cálculo considera que la probabilidad de excedencia de un cierto movimiento es función de tres variables, la magnitud (m), la distancia (r) y épsilon (ϵ), tomadas como variables independientes. Este último está relacionado con la variabilidad del modelo de predicción

de movimiento fuerte y representa el número de desviaciones típicas que se consideran en la predicción sobre el valor medio que proporciona el modelo (Benito & Jiménez, 1999). La peligrosidad se estima como el producto de la probabilidad de excedencia del movimiento condicionada a los valores que toman las variables r , m y ε por las probabilidades individuales de cada variable (o funciones de densidad de probabilidad).

$$\begin{aligned} P_{anual}(y > Y) &= \lambda_{anual}(y > Y) && \text{Ecuación 5} \\ &= \tau \iiint P(y > Y|m, r, \varepsilon) * f_{M_i}(m) * f_{M_i}(r) * f_{M_i}(\varepsilon) dm dr d\varepsilon \end{aligned}$$

Donde:

- “ y ” representa el parámetro de movimiento con el que se expresa la peligrosidad (PGA o SA(T)), e “ Y ” es el valor fijado de movimiento cuya excedencia se evalúa.
- “ $f_{M_i}(m)$ ” se refiere a la función de densidad de probabilidad de la magnitud dentro de cada fuente. Describe la probabilidad de que ocurra un terremoto de una determinada magnitud en la fuente sísmica y representa directamente el denominado “efecto de la fuente”.
- “ $f_{M_i}(r)$ ” es la función de densidad de probabilidad de la distancia. Describe la probabilidad de que, si se produce un terremoto una zona, su fuente se encuentre a una distancia “ r ” del emplazamiento de cálculo. Esta función representa la posible localización de un sismo dentro de la zona sísmica y se relaciona con el “efecto de la atenuación del movimiento” a lo largo del trayecto entre la fuente y el emplazamiento. Esta distribución no es uniforme para una misma zona y hay que calcularla para cada emplazamiento, no tiene una expresión analítica conocida.
- “ $f_{M_i}(\varepsilon)$ ” es la función de densidad de probabilidad asociada a la incertidumbre del movimiento que puede registrarse en el emplazamiento debido a un sismo determinado. Así, dadas una magnitud “ m ” y una distancia “ r ”, cabe esperar distintos niveles de movimiento dada la aleatoriedad del mismo, considerando esa variabilidad mediante una distribución log-normal de “ y ” en base a observaciones empíricas. El parámetro “ ε ”

indica el número de desviaciones estándar (σ) que se consideran en la estimación o predicción de “y”.

- “ $P(y>Y|m, r, \epsilon)$ ” es el término de probabilidad que refleja si se produce o no excedencia del nivel de movimiento prefijado al calcular el movimiento esperado para unas variables “m”, “r” y “ ϵ ” determinadas. Es, por tanto, un término que toma dos valores: 1 cuando sí se produce excedencia y 0 en caso contrario.

(Tomado de Rivas-Medina, 2014).

2.3.4. REPRESENTACIÓN DE RESULTADOS

Los resultados del cálculo de peligrosidad para un cierto emplazamiento pueden ser representados de dos formas, mediante curvas de peligrosidad y mediante Espectros de Peligrosidad Uniforme (UHS por sus siglas en inglés, “*Uniform Hazard Spectrum*”).

Las curvas de peligrosidad corresponden a la representación gráfica de la resolución numérica de la triple integral de la peligrosidad y expresan la probabilidad de excedencia de distintos niveles de movimiento del parámetro elegido, que pueden obtenerse tanto para la PGA como para diferentes SA(t). Estas curvas también se pueden expresar en términos de periodo de retorno, siendo inversamente proporcional a la probabilidad anual de excedencia.

Los espectros UHS son utilizados para representar un cierto periodo de retorno escogido, el cual se construye a partir de las curvas de peligrosidad de las diferentes ordenadas espectrales para una misma probabilidad, deduciendo así los valores uno a uno en la intersección, como se muestra en la Figura 8. Este no corresponde a un espectro de un evento en particular, sino a todos los que puedan ocurrir dentro de un área de influencia.

La representación de la amenaza sísmica a nivel regional se efectúa por medio de mapas de isolíneas que muestran la variabilidad del parámetro considerado para un cierto periodo de retorno dado (Figura 9).

2. MARCO TEÓRICO

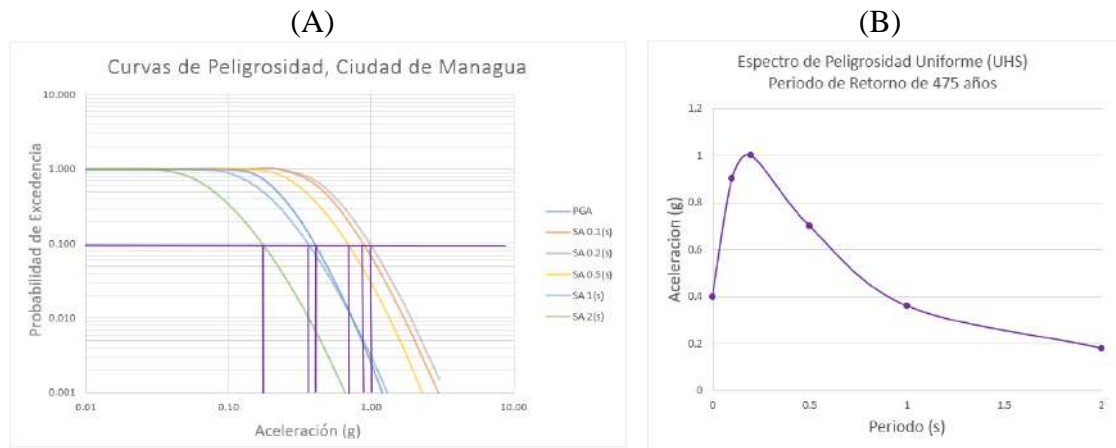


Figura 8. Representación de resultados del cálculo de la peligrosidad. (A) Curvas de Peligrosidad, (B) Espectro de Peligrosidad Uniforme. Tomado de Trabajo Nicaragua realizado en la asignatura de Peligrosidad Sísmica con datos de Benito & Torres (2010).

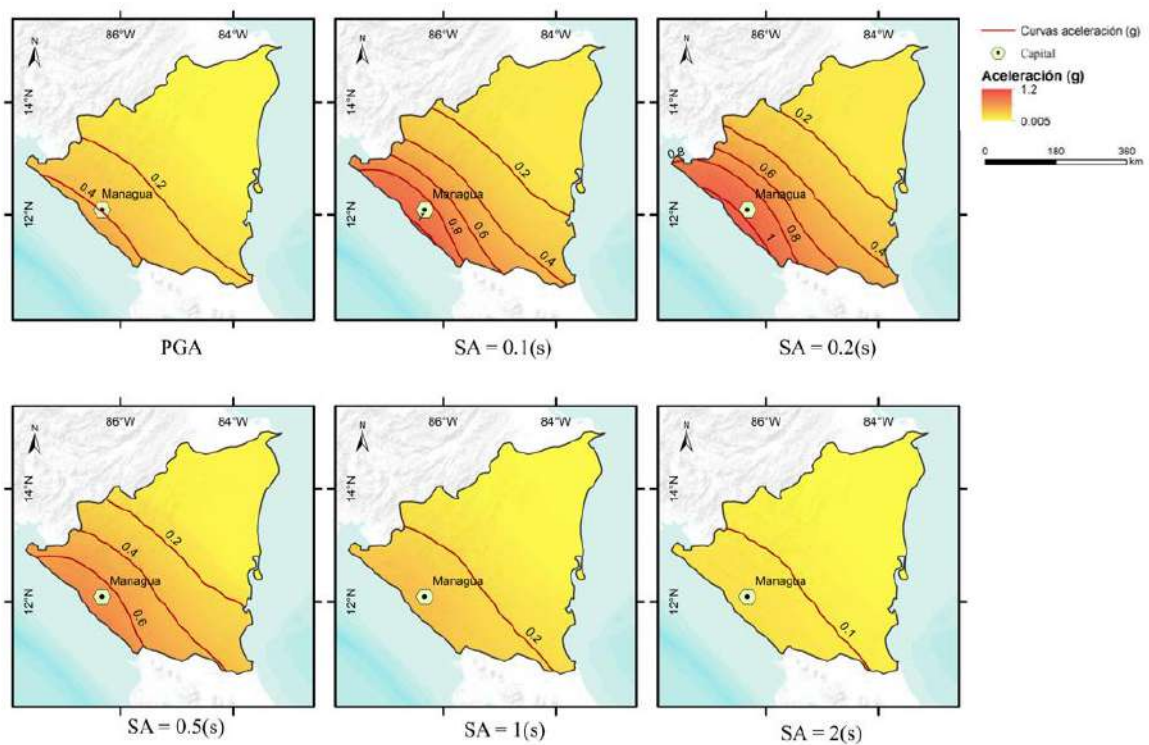


Figura 9. Mapas de Peligrosidad de Nicaragua elaborados en asignatura de Peligrosidad Sísmica con datos tomados de Benito & Torres (2010).

2.3.5. INCERTIDUMBRES

El proceso global de cálculo conlleva numerosas incertidumbres que hacen que los resultados puedan verse afectados de una gran dispersión. La subjetividad en la definición

de fuentes sísmicas, en los modelos de movimiento fuerte y en el efecto local de cada emplazamiento son ejemplos de factores que llevan implícitos una gran incertidumbre.

Existen dos tipos de incertidumbres, las epistemológicas y las aleatorias. Las primeras son inherentes a los modelos asumidos de sismicidad, zonificación, predicción del movimiento, etc., y solo podrían estimarse si se conociera el modelo real, mientras que las segundas están asociadas a errores o desviaciones de los datos reales en torno a un determinado modelo. Estas últimas pueden reducirse aumentando la cantidad y calidad de los datos existentes para estimar con mayor precisión dichos parámetros.

Para poder cuantificar y calibrar las incertidumbres epistémicas se ha propuesto la metodología de árbol lógico, el que se construye considerando diferentes modelos de cálculo. Esta es una herramienta empleada en la metodología PSHA (por sus siglas en inglés, *Probabilistic Seismic Hazard Assessment*) con el fin de incorporar todas las opciones posibles en el cálculo y establecer cuáles de ellas pueden darse con mayor probabilidad. Se compone de distintos nodos correspondientes a distintos estados del proceso, por ejemplo, zonificación, elección del modelo de atenuación, etc., y ramas, que corresponden a las diferentes opciones consideradas en cada uno de los estados del proceso (Figura 10).

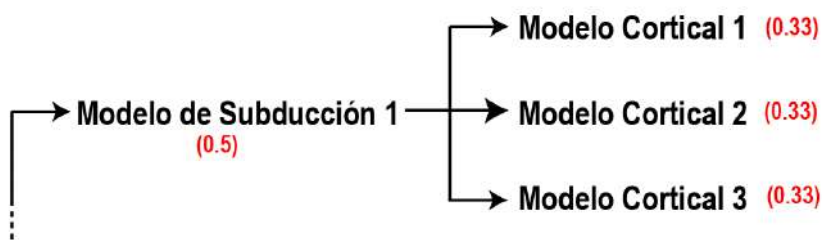


Figura 10. Ejemplo de rama de árbol lógico.

A cada una de las ramas que parte de un nodo se le asigna un peso que representa la probabilidad de que dicha opción sea la real. Los pesos de todas las ramas que parten de un mismo nodo deben sumar la unidad, ya que siguiendo la metodología PSHA se asume que todos los valores que puede tomar la variable definida en cada nodo son mutuamente exclusivos y colectivamente exhaustivos.

Por otra parte, para las incertidumbres aleatorias se utiliza el método de Montecarlo, en el que se elaboran, por ejemplo, N catálogos sintéticos considerando las incertidumbres asociadas a cada una de las magnitudes.

2.3.6. DESAGREGACIÓN DE LA PELIGROSIDAD

Corresponde a un procesado de los resultados de peligrosidad que consiste en recombinar las contribuciones a la peligrosidad, es decir, las probabilidades anuales de excedencia, de cada combinación posible de magnitud-distancia-épsilon.

La desagregación de la peligrosidad busca encontrar el llamado “terremoto de control”, el cual es el terremoto que presenta mayor contribución a la peligrosidad, especificada por un cierto movimiento objeto con una probabilidad de excedencia dada. La magnitud, la distancia y el valor de épsilon (ϵ) del terremoto de control se denominan “parámetros de control”. Este proceso consiste, entonces, en encontrar la terna de valores (m , r , ϵ) que más contribuyen a un movimiento objeto obtenido en la estimación de la peligrosidad.

A modo de ejemplo, se tiene la desagregación realizada para Nicaragua en la asignatura de Peligrosidad Sísmica llevada en el Máster (Figura 11), donde se tiene la ordenada espectral de la PGA para un periodo de retorno de 475 años. Esta desagregación se obtiene dividiendo las magnitudes en intervalos de 0.25, las distancias en 16 km y fijando un valor de épsilon de 2. De aquí se obtiene que el sismo que más contribuye a la peligrosidad corresponde a uno de magnitud Mw 7.7-8.0 ubicado en un rango de distancia de 220-240 km de la ciudad de Managua.

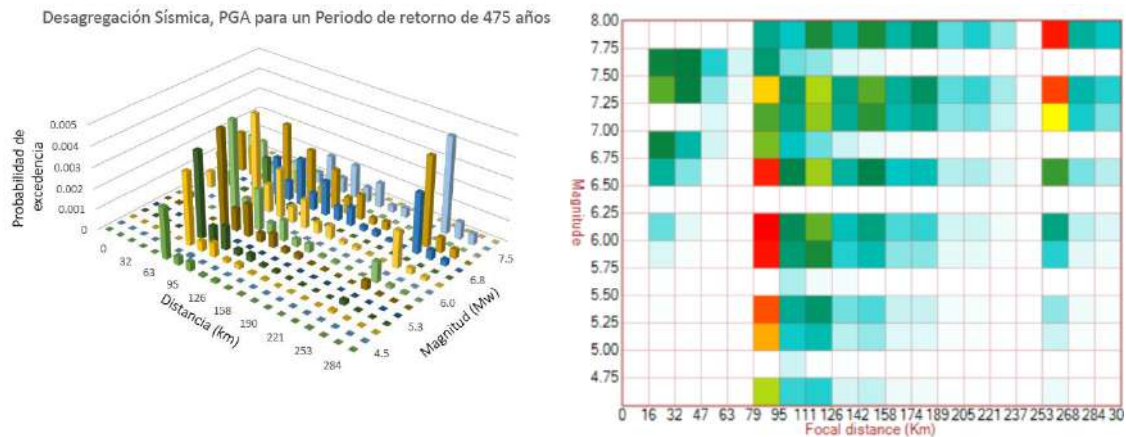


Figura 11. Desagregación de la peligrosidad para la ciudad de Managua, elaborado para la asignatura de Peligrosidad Sísmica con datos de Benito & Torres (2010).

2.3.7. RESUMEN DEL PROCESO

El estudio de la peligrosidad completo consta de varias tareas representadas en el esquema de la Figura 12, que contiene las siguientes fases:

- Análisis de la sismicidad y de la tectónica del área de estudio.
- Elaboración del catálogo de proyecto.
- Definición y caracterización de fuentes sísmicas.
- Elección del modelo de movimiento fuerte del terreno o de atenuación idóneo.
- Cálculo de la peligrosidad resolviendo la triple integral de peligrosidad.

2. MARCO TEÓRICO

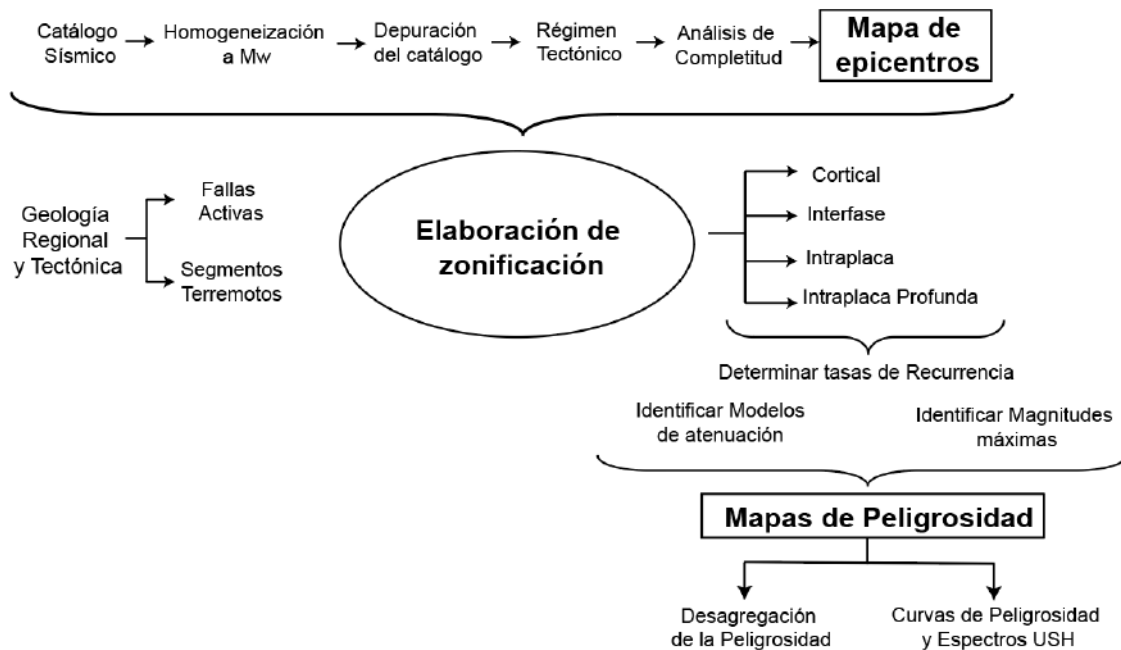


Figura 12. Resumen del proceso de cálculo de la peligrosidad.

2.4. NORMATIVA SISMORRESISTENTE EN CHILE

En Chile se cuenta con tres normativas diferentes según sea el objetivo de construcción. Estas corresponden a la NCh-433 (2012), utilizada para construcción de tipo habitacional, la NCh2369 (2003) utilizada para estructuras industriales y el Manual de Construcción de Carreteras (2020) enfocado a la construcción de puentes y badenes.

En general, las tres utilizan parámetros comunes, como lo es la aceleración efectiva máxima del suelo (A_0), la cual corresponde a los valores de aceleración teóricos que permiten construir espectros elásticos de diseño (Tabla Anexo A1.a). Estos valores se especifican para tres regiones sísmicas como se ve en la Figura 13, como también se indica el coeficiente de tipo de suelo (Tabla Anexo A1.b), mientras que otros parámetros dependen de cada una de las normativas y se detallarán según corresponda.

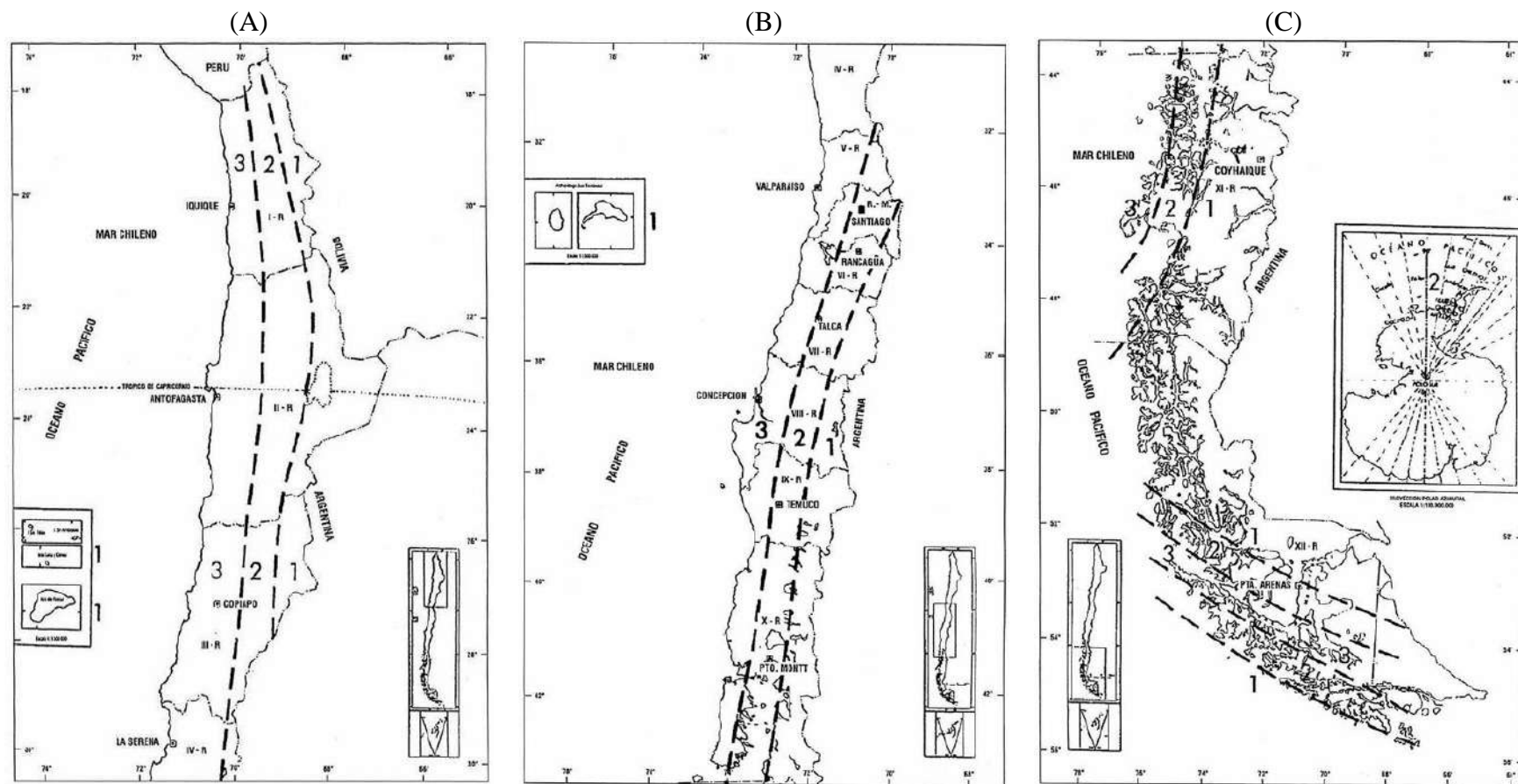


Figura 13. Zonificación sísmica de la normativa sismorresistente vigente.

2. MARCO TEÓRICO

El sismo de diseño se identifica con aquel asociado a una probabilidad de excedencia del 10% en un tiempo de vida útil de 50 años para una estructura. Si se asume una distribución de Poisson en la ocurrencia de sismos, la probabilidad de que ocurra al menos un sismo en un periodo de tiempo t se calcula según la Ecuación 6.

$$P = 1 * \exp(-1 * \lambda) \quad \text{Ecuación 6}$$

Donde λ es la tasa anual de excedencia de un nivel de movimiento “y” cualquiera. La tasa anual puede expresarse como función del periodo de retorno T según la expresión de la Ecuación 7.

$$T = \frac{1}{\lambda} \quad \text{Ecuación 7}$$

El espectro de diseño según la Norma NCh-433 se define por la Ecuación 8.

$$S_a = \frac{SA_0 \alpha}{\left(\frac{R}{I}\right)^*} \quad \text{Ecuación 8}$$

Donde α es el factor de amplificación y se determina para cada modo de vibración “n” por medio de la ecuación 9.

$$\alpha = \frac{1 + 4.5 * \left(\frac{T_n}{T_0}\right)^p}{1 + \left(\frac{T_n}{T_0}\right)^3} \quad \text{Ecuación 9}$$

Siendo “ T_n ” el periodo de vibración del modo “n” y “ T_0 ” y “p” son parámetros asociados al tipo de suelo.

Dado que los cálculos se realizarán en roca y para edificaciones de importancia normal, los parámetros R e I serán iguales a 1.

Por otra parte, para la normativa NCh2369, el espectro de diseño se define según la Ecuación 10.

$$C = 2.75 * \frac{A_0}{g * R} * \left(\frac{T'}{T}\right)^n * \left(\frac{0.05}{\zeta}\right)^{0.4} \quad \text{Ecuación 10}$$

Donde ζ es un coeficiente relacionado con el sistema resistente de las edificaciones. Para este caso de ejemplo, dado que no se tiene una estructura para la cual calcular se utilizará un valor de 0.3 y un R de 1. R es un parámetro que tiene que ver con la disipación de energía (a mayor R, el espectro baja), sin embargo, como aquí no se está trabajando con estructuras, para poder modelizar el espectro se considera un valor de 1, el cual corresponde al espectro máximo que puede obtenerse dada la consideración de una estructura elástica.

Finalmente, para el caso del Manual de Carreteras se debe tener en consideración los coeficientes K_1 y K_2 (Tabla Anexo A1.c), correspondientes al coeficiente de importancia y a constantes espectrales, respectivamente. Dado que se asume un cálculo en roca se toman los valores de 1.0 y 0.513 para estos coeficientes, respectivamente.

$$K_h(T_n) = \begin{cases} 1.5 \cdot K_1 \cdot S \cdot A_0 / g & T_n \leq T_1 \\ \frac{K_1 \cdot K_2 \cdot S \cdot A_0}{g T_n^{2/3}} & T_1 < T_n \end{cases} \quad \text{Ecuación 11}$$

Es así como se obtienen los siguientes tres espectros de diseño considerando un 10% de probabilidad de excedencia en 50 años (Figura 14).

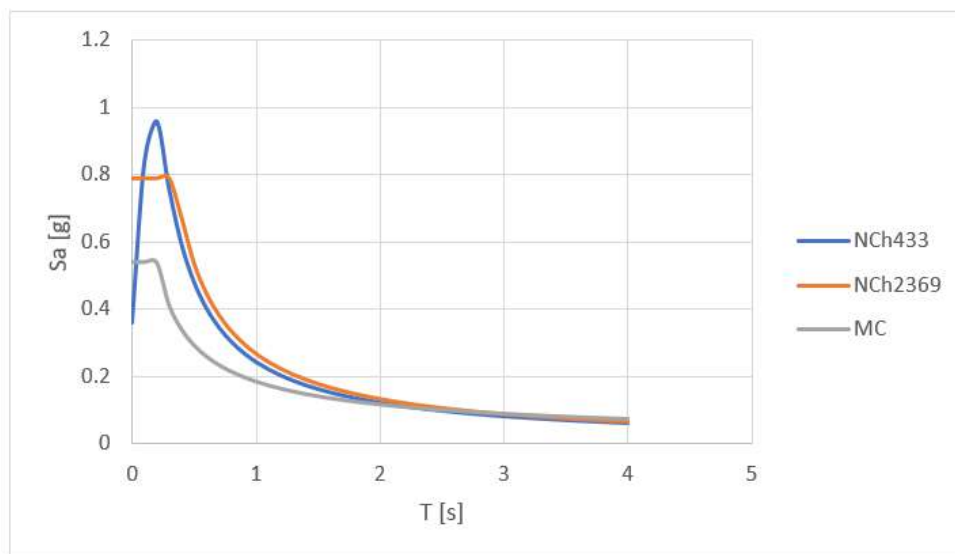


Figura 14. Espectros de Diseño obtenidos a partir de las normativas sismorresistentes vigentes en Chile.

CAPÍTULO 3
“METODOLOGÍA Y CÁLCULO”

3. METODOLOGÍA Y CÁLCULO

3.1. CATÁLOGO SÍSMICO DE PROYECTO

El conocimiento de la sismicidad de la región a estudiar es el primer paso necesario para el cálculo de la peligrosidad, puesto que ese requiere conocer los sismos ocurridos en el pasado con sus tasas de recurrencia para establecer patrones de sismicidad que permitan extrapolar dichas tasas hacia el futuro.

Los catálogos se pueden considerar bastante completos desde mediados del siglo XX, dada la existencia de registro instrumental. Sin embargo, hay poca homogeneidad en los datos en cuanto a las magnitudes y a las localizaciones hipocentrales de los sismos dada la evolución de las redes sísmicas y la intervención de distintas agencias en el registro.

Para el caso de los terremotos históricos o preinstrumentales, sus magnitudes son determinadas a partir de información macrosísmica derivada del estudio de la distribución de daños e intensidades. Su localización se determina generalmente en el centro del área de mayor daño o isosista de mayor intensidad, por lo que su ubicación es bastante imprecisa y subjetiva.

Dadas las situaciones expuestas anteriormente, el catálogo sísmico de proyecto debe ser homogeneizado en términos de magnitud, corregido temporalmente por falta de completitud y depurado de réplicas y premonitores. Esto último es debido a que en este trabajo se aplica un método probabilista zonificado asumiendo que la sismicidad de cada zona se ajusta a un modelo de Poisson, lo que supone considerar independencia entre eventos, algo que solo es válido si se consideran sismos principales y se eliminan las réplicas y premonitores.

3.1.1. FUENTES

Para realizar este estudio se utilizaron tres catálogos sísmicos seleccionados en base a franjas temporales de manera arbitraria, considerando la cantidad de sismos con los que contaba cada una de las fuentes y dando prioridad al catálogo nacional (CSN) desde que

3. METODOLOGÍA Y CÁLCULO

se considera completo (lo que corresponde al año 2000 en adelante, que es la información que entregan al solicitar la información). Estos catálogos son:

- Catálogo del Proyecto SARA (Por sus siglas en inglés, *South America Risk Assessment*), que contiene datos de la sismicidad histórica de Sudamérica homogeneizados a magnitud Mw. Para la zona de estudio se toman datos desde 1512 hasta 1963.
- Catálogo *International Seismological Center* (ISC), cuyos datos son considerados desde 1964 a 1999.
- Catálogo del Centro Sismológico Nacional (CSN), con datos desde enero del año 2000 hasta febrero de 2021.

Además, se extraerán datos del Catálogo del proyecto *Global Centroid Moment Tensor* (CMT) para caracterizar la cinemática predominante en cada una de las zonas definidas, así como datos del catálogo del Servicio Sismológico de Estados Unidos (USGS, *United States Geological Survey*) para la comprobación de profundidades y para completar con datos de terremotos que no aparecen en los catálogos mencionados anteriormente. En total se recopilieron casi 60 mil sismos distribuidos como se ve en el mapa de la Figura 15.

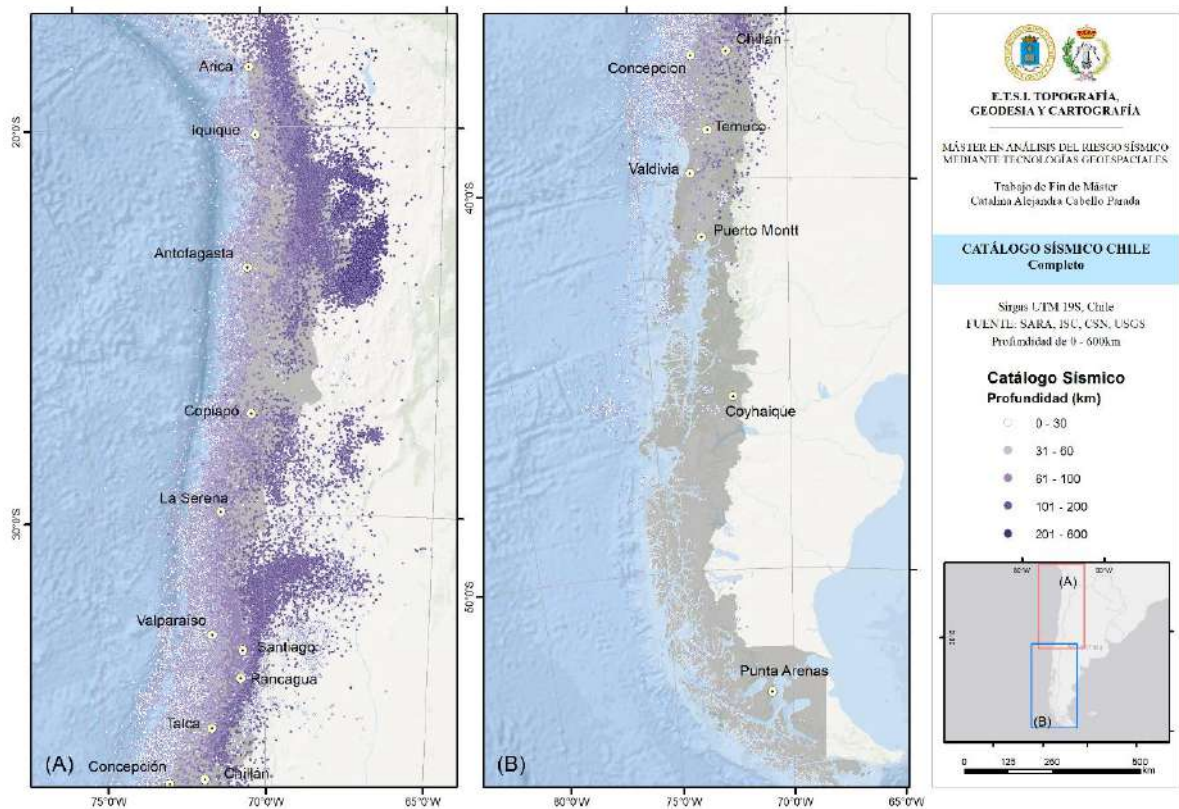


Figura 15. Mapa de distribución de epicentros para el catálogo completo.

3.1.2. HOMOGENEIZACIÓN

En los catálogos anteriormente mencionados se incluyen diversos tipos de magnitud, entre los que se encuentran M_l , M_c , M_d , M_w , M_s y M , que se describen a continuación.

- **M_d** (Magnitud de duración) es una magnitud basada en la duración de la señal del registro del terremoto (t) después del arribo de la onda P hasta cuando la amplitud de la señal se confunde con el ruido de fondo.
- **M_l** (Magnitud local) se basan en la amplitud máxima de la vibración del suelo, sin distinguir las diferentes ondas sísmicas. Popularmente es conocida como la escala "Richter".
- **M_s** (Magnitud de ondas superficiales) magnitud válida para terremotos con foco superficial en donde la amplitud máxima debe ser medida en el modo fundamental de la onda Rayleigh con periodo (t) entre 18 – 22 (s).

- **M_b** (Magnitud de ondas de cuerpo) magnitud calculada a partir de la relación (A/T) de la componente vertical para una onda P. Esta magnitud es válida para terremotos ocurridos a diferentes profundidades y a distancias comprendidas entre 5° y 90°.
- **M** (Magnitud Ponderada) es una magnitud resumida que consiste en un promedio ponderado de las magnitudes individuales e intenta ser el mejor compromiso posible entre todas las magnitudes.
- **M_w** (Magnitud Momento) es una escala logarítmica que refleja la cantidad de energía liberada por un sismo y se calcula a partir del momento sísmico escalar, Mo.

Dado que cada una de las escalas reflejan algo distinto, es necesario homogeneizar los datos a una magnitud común, en este caso Magnitud Momento (M_w). Para esto se utilizaron las relaciones de regresión planteadas por Das *et al.* (2020), quienes trabajaron en el norte de Chile y Sur de Perú, más las ecuaciones de Scordilis (2006), quien desarrolló ecuaciones a nivel global. Finalmente, para aquellas escalas de magnitud que no tenían regresiones establecidas se calculó la correspondiente M_w por medio de regresiones lineales utilizando aquellos registros que tenían información en más de una escala de magnitud.

Para el caso de la magnitud “M” (Magnitud Ponderada), de la agencia “GUC”, en la que no se cuenta con los datos necesarios para establecer una relación consistente con M_w, y debido a que la magnitud de los eventos en su mayoría oscila fundamentalmente entre 3.5 y 4.9, se considerarán directamente como magnitud M_w, bajo el código “T4”. De igual forma, para sismos de magnitud menor a 5, correspondientes a M_b, M_d, M_c y M_l, se transforma el dato de la magnitud original directamente a M_w, con un código identificador expuesto en la Tabla 3. Cabe mencionar que en el caso de haberse podido encontrar buenas regresiones las magnitudes fueron transformadas.

Al ver la Figura 16 es posible notar que en magnitudes menores a 5.5, las distintas escalas de medida tienden a converger en una recta común, por lo que se considera correcto asumir que se puede pasar directamente a M_w aquellos valores mencionados dada la

inexistencia de correlaciones o a la ausencia de suficientes datos que permitan hacer regresiones confiables.

Tabla 3. Códigos de transformación para cada tipo de transformación.

Código	Transformación	Código	Transformación	Código	Transformación
T0	sin transformación	T7	Mb(NEIC) → Mw	T14	Ms → Mw
T1	Md(GUC) → Mw	T8	M(SCB) → Mw	T15	Ms(NEIC) → Mw
T2	Md(SAN) → Mw	T9	Mb(USGS) → Mb(ISC) → Mw	T16*	MI(CSN) → Mw(CSN)
T3	M(LAO) → Mw	T10	Mb(NEIS) → Mb(ISC) → Mw	T16	MI(CSN) <3.2 → Mw
T4	M(GUC) → Mw	T11	Mb(ISC) → Mw	T17	Mc(CSN) → Mw(CSN)
T5	M(ANT) → Mw	T12	MI(ISC) → Mw	T18	Mb(CSN) → Mw (ecuación global)
T6	Mb(EIDC) → Mb(NEIC) → Mw	T13	Ms → Mw, 4.1 ≤ Ms(ISC) ≤ 6.1	T19	Ms → Mw (ecuación global)

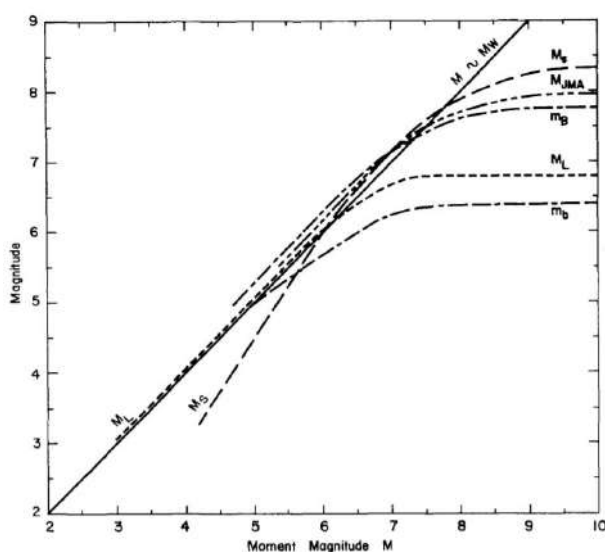


Figura 16. Relaciones entre escalas de magnitud. Tomado de Heaton et al., 1986.

Las magnitudes presentes en el catálogo original se encuentran detalladas en la Figura 17, mostrando la gran cantidad de agencias involucradas en el registro de datos (representadas por los códigos entre paréntesis) y las magnitudes contempladas en los catálogos de partida.

Las ecuaciones correspondientes de transformación, junto con sus parámetros, se detallan en la Tabla 4, donde el valor de R^2 evidencia el grado de relación que existe entre las variables que se están correlacionando, siendo en todos los casos superior a 0.61. Además, se indica la sigma correspondiente a cada transformación, el rango de aplicabilidad, sus referencias y los valores de los parámetros “a” y “b” que permitirían calcular la sigma final por propagación de errores.

3. METODOLOGÍA Y CÁLCULO

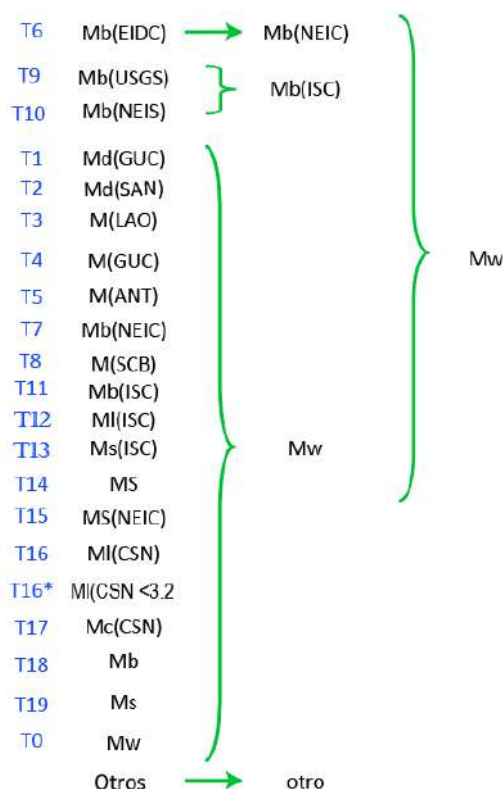


Figura 17. Esquema de las transformaciones necesarias para homogeneizar el catálogo sísmico.

Tabla 4. Ecuaciones de homogeneización utilizadas.

Ecuación	R ²	Sigma	Rango	Referencia	A	B
$M_w = 0.85 * M_b + 1.03$			$3.5 \leq M_d(SAN) \leq 6.2$	Scordilis <i>et al.</i> , 2006	0.04	0.23
$M_w = 0.67 * M_s + 2.07$			$3.0 \leq M_s \leq 6.1$	Scordilis <i>et al.</i> , 2006	0.05	0.03
$M_w = 0.945 * M_b(ISC) + 0.496$	0.61	0.20	$4.3 \leq M_b(ISC) \leq 6.1$	Das <i>et al.</i> , 2020		
$M_w = 0.677 * M_s(ISC) + 2.12$	0.79	0.22	$4.1 \leq M_s(ISC) \leq 6.1$	Das <i>et al.</i> , 2020		
$M_w = 0.998 * M_b(NEIC) + 0.148$	0.78	0.19	$4.6 \leq M_d(SAN) \leq 6.1$	Das <i>et al.</i> , 2020		
$M_w = 0.9404 * M_l(CSN) + 0.2804$	0.85	0.21	$6.0 \leq M_l \leq 6.9$	Elaboración propia	0.01	0.04
$M_b(ISC) = 0.9084 * M_b(USGS) + 0.3645$	0.84	0.18	$3.6 \leq M_b(USGS) \leq 6.2$	Elaboración propia	0.01	0.05
$M_b(ISC) = 0.8909 * M_b(NEIS) + 0.547$	0.82	0.15	$3.9 \leq M_b(NEIS) \leq 6.7$	Elaboración propia	0.01	0.06

Por otra parte, se realizó una revisión de las profundidades, concentrándose en aquellos sismos de profundidad 33 km y 0 km, añadiendo una columna en el catálogo final que indica si la magnitud fue corregida y según qué catálogo, ISC o USGS, llegando a un total de 131 sismos con profundidad corregida. Además, aquellos sismos históricos de magnitud mayor a 6.0 cuya profundidad era 0 km en el catálogo de SARA, fueron situados en las zonas de interfase o intraplaca según su ubicación en superficie, exceptuando

aquellos registros en los que se tenía información sobre su fuente y estuviesen definidos como corticales.

3.1.3. DEPURACIÓN

Dado que el catálogo será utilizado como uno de los *inputs* principales en la definición de las zonas sismogénicas, este debe cumplir con la premisa de recoger una sismicidad que siga el modelo de Poisson, lo que implica asumir la independencia temporal y espacial entre los eventos. Para cumplir esto, es necesario identificar los premonitores y las réplicas de un terremoto principal. Se han propuesto distintas metodologías para realizar este proceso, siendo las más utilizadas la de Reasenberg (1985) y la de Gardner & Knopoff (1974). Esta última propone funciones logarítmicas con el fin de acotar las ventanas espaciales y temporales que contienen a las réplicas y premonitores, permitiendo la identificación de las series sísmicas. Ambas aproximaciones han sido incluidas en este trabajo.

Para realizar las depuraciones se utilizó el *software* Zmap, que incluye las funciones para el cálculo. En el caso de la metodología de Reasenberg (1985) se utilizaron los parámetros por defecto de igual forma que lo hizo Legran *et al.* (2012), obteniendo un total de 53,832 eventos identificados como réplicas o premonitores, mientras que con Gardner & Knopoff (1974) se obtuvieron un total de 24,492. Se deciden utilizar estas metodologías de cálculo dado que Legrand *et al.* (2012) utilizó la de Reasenberg (1985) en su trabajo para Chile y la de Gardner & Knopoff (1974) fue utilizada por Das *et al.* (2012) en el norte del país.

Como resultado se obtiene la cantidad de sismos por cada régimen tectónico para cada una de las depuraciones escogidas (Tabla 5). La definición de los regímenes tectónicos se ve en el apartado siguiente.

Tabla 5. Resultados de las depuraciones utilizadas.

Régimen tectónico	Reasenberg (1985)	Gardner y Knopoff (1974)
Cortical	6,656	3,379
Interfase	23,840	9,359
Intraplaca de Profundidad Intermedia	19,024	10,492
Intraplaca Orofunda	4,322	1,255
Total	53,842	24,684

3.1.4. CLASIFICACIÓN SEGÚN RÉGIMEN TECTÓNICO

Para la clasificación de los sismos en los distintos regímenes tectónicos se tomarán las siguientes consideraciones:

- **Sismos de Intraplaca Profunda:** serán todos aquellos sismos de profundidad mayor a 200 km.
- **Sismos de Intraplaca de Profundidad Intermedia:** sismos de profundidad entre 60-200 km que se encuentren hacia el este de la isolínea de 60 km de profundidad del *slab* definido por Hayes (2018).
- **Sismos interfase:** aquellos sismos que se ubiquen hasta 15 km por encima del límite del *slab* definido por Hayes (2018), hasta una profundidad de 60 km. Dicha tolerancia en la vertical es debida a la incertidumbre en la localización de los sismos dados por los distintos catálogos (Gustavo Pérez, comunicación oral) y, además, es la profundidad utilizada por Legrand *et al.* (2012). Por otra parte, se incluirán aquellos sismos más profundos de 60 km que se encuentren hacia el oeste de dicha isolínea, como si fuesen de interfase, dada la incertidumbre en la profundidad.
- **Sismos Corticales:** serán todos aquellos que queden por sobre la superficie del Moho definido por Tassara & Echaurren (2012). Como se mencionó anteriormente, se eliminarán de este régimen aquellos sismos de profundidad cero o cercana a cero que tengan una magnitud mayor a Mw 6.0, exceptuando aquellos en los que se tengan datos bibliográficos justificando que pertenecen a este régimen. Dichos sismos eliminados del régimen cortical serán asignados a interfase o intraplaca según corresponda por localización.

Resultado de lo anterior puede verse en la Figura 18.

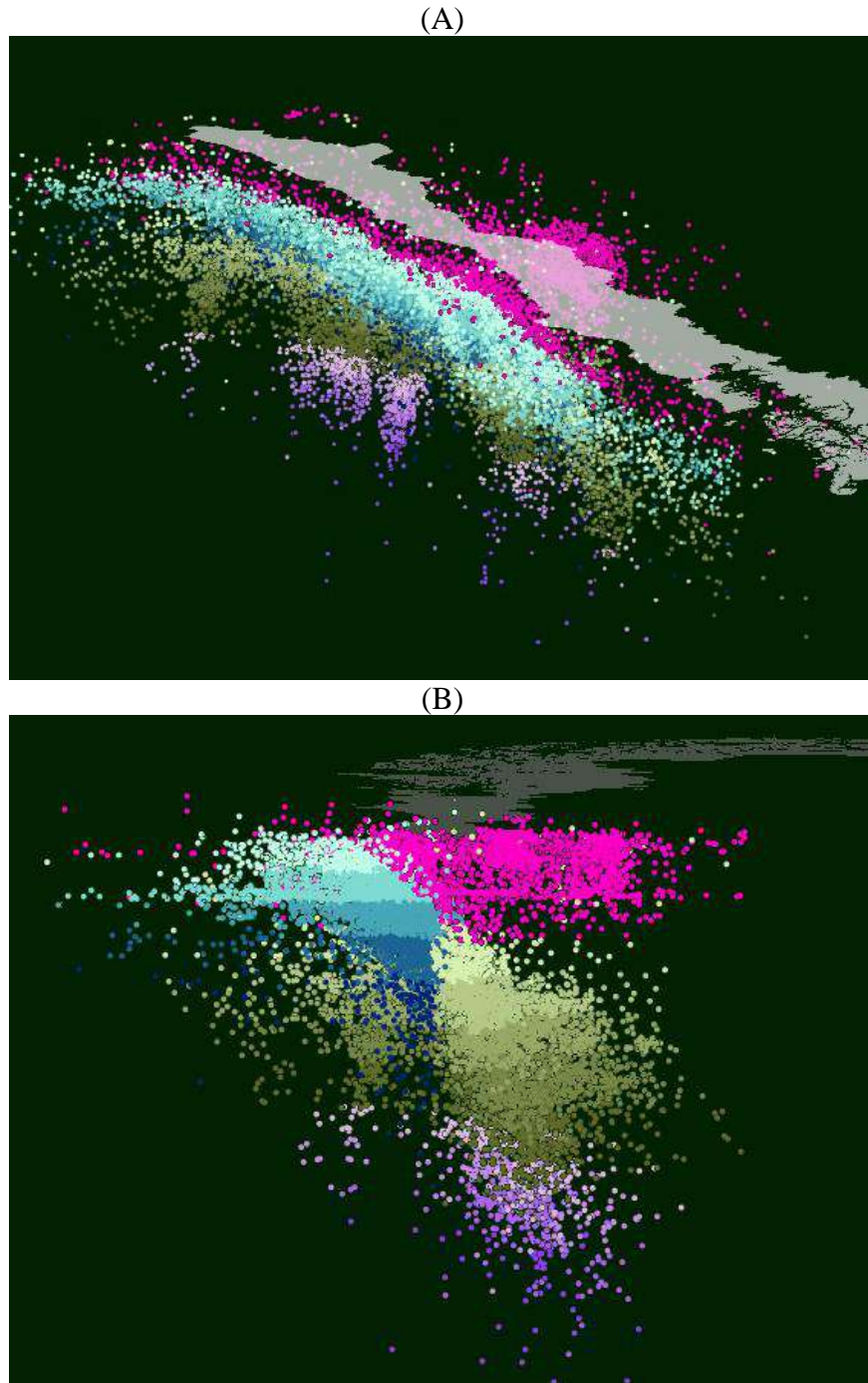


Figura 18. distribución de la sismicidad en profundidad según régimen tectónico. En rosado se encuentran los sismos corticales, en tonos azules aquellos de Interfase, en verde los de Intraplaca de Profundidad Intermedia y en morado aquellos pertenecientes a la Intraplaca Profunda. Se hace una reclasificación por tono para graduar la profundidad. (A) Vista desde arriba. (B) vista hacia el norte.

Además, en la Figura 19 puede verse la ubicación de los sismos del catálogo del CMT coloreados según el mecanismo focal de cada uno. Es posible notar una división

aproximadamente a los 60 km de profundidad; hacia la superficie dominan los fallamientos inversos (en la zona de Interfase), mientras que en profundidad dominan los normales (Intraplaca de Profundidad Intermedia).

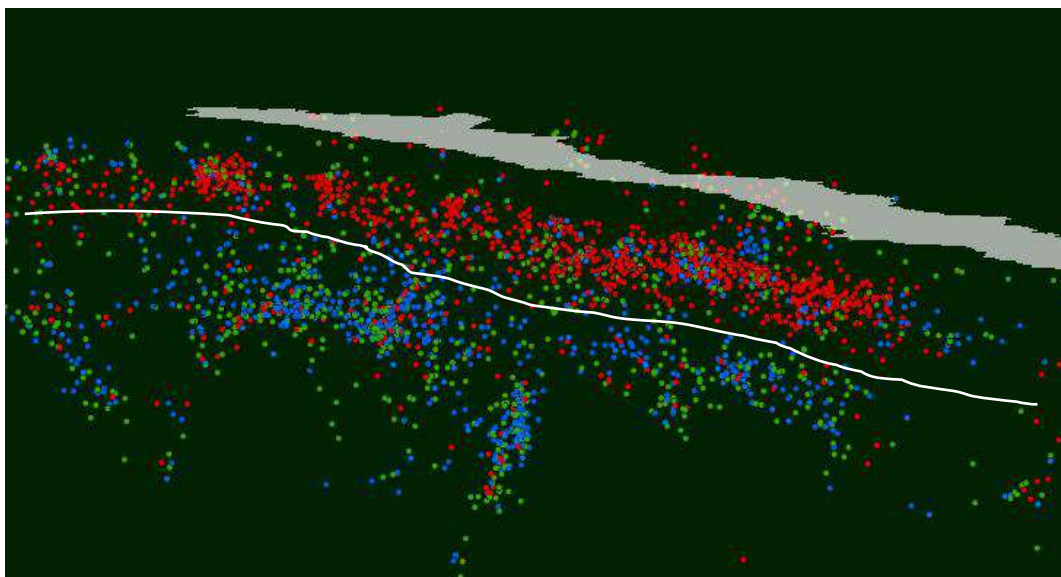


Figura 19. Distribución de mecanismos focales en profundidad a partir del catálogo del CMT. En rojo se tiene un mecanismo inverso; en azul uno normal; y en verde de tipo Strike Slip. Línea blanca marca el límite de los 60 km.

3.1.5. COMPLETITUD DEL CATÁLOGO

Un catálogo sísmico se considera completo en un determinado rango de magnitud si contiene todos los sismos que presumiblemente hayan ocurrido en dicho intervalo. El problema radica en que a medida que disminuye la magnitud se pierde información al remontarse en el tiempo, por lo que para magnitudes bajas a moderadas el catálogo suele estar completo solo en épocas recientes.

Se definieron los periodos temporales en los que el registro sísmico puede considerarse completo para cada rango de magnitud, con intervalos de 5 décimas de magnitud para sismos de $M \geq 3.5$ utilizando el programa “Geo-GR” elaborado por Castro (2021) en su Trabajo de Fin de Máster. Para establecer los periodos de completitud se debe ver los cambios de pendiente en un gráfico que considera la tasa de sismos acumulados respecto

del tiempo (Figura 20), siguiendo la metodología de Stepp (1972). El cambio de las pendientes puede asociarse a mejoras en el nivel de detección de las redes y no a cambios reales en las tasas de sismicidad.

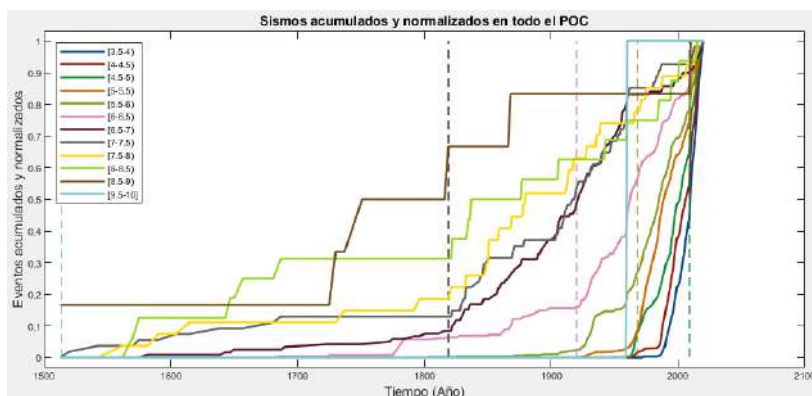


Figura 20. Análisis de Completitud. Imagen obtenida del programa Geo-GR.

Luego de establecer los años a partir de los cuales se puede considerar completa cada una de las magnitudes se debe realizar una extrapolación de la tasa correspondiente hacia el resto del periodo de estudio. Para el presente trabajo se ha adoptado el año 1513 como el inicio del registro histórico, siendo este el año de completitud para las magnitudes mayores a Mw 7.5 en el régimen de subducción. Esto supone considerar el catálogo completo para esta magnitud desde dicho año para los sismos de subducción.

Se realizaron distintos análisis de completitud, uno a nivel nacional, considerando la totalidad de los sismos, otro a nivel de régimen tectónico (Interfase, Intraplaca de Profundidad Intermedia, Intraplaca Profunda y Cortical) para todo el territorio (Tabla 6) y un último análisis de completitud según zona cada sismogénica definida. Cabe señalar que se utilizará el año de completitud definido según el régimen tectónico.

Tabla 6. Años de Completitud para el catálogo completo y según régimen tectónico.

	Catálogo Completo	Régimen Cortical	Régimen Interfase	Régimen de Intraplaca de profundidad intermedia	Régimen de Intraplaca Profunda
Intervalo 3.5 - 3.9	1999	2007	2009	2009	2007
Intervalo 4.0 - 4.4	1999	2007	2009	2009	2007
Intervalo 4.5 - 4.9	1999	2007	2009	2009	2007
Intervalo 5.0 - 5.4	1963	1960	1968	1968	2007
Intervalo 5.5 - 5.9	1963	1960	1968	1968	2007
Intervalo 6.0 - 6.4	1927	1950	1920	1968	1930
Intervalo 6.5 - 6.9	1902	1950	1819	1819	1930
Intervalo 7.0 - 7.4	1902		1819	1819	1930
Intervalo 7.5 - 7.9	1780		1513	1513	1930
Intervalo 8.0 - 8.4	1513		1513	1513	
Intervalo 8.5 - 8.9	1513		1513	1513	
Mayor a 9	1513		1513	1513	

3.2. ZONIFICACIÓN SÍSMICA

El proceso de modelización de las fuentes como áreas o zonas independientes conlleva la acción de dividir la región en polígonos de sismicidad independiente entre sí, que presentan en el interior de cada uno de ellos un potencial sísmico uniforme. Esto implica la adopción de un modelo único de recurrencia en el interior de la fuente sísmica.

Para la determinación de los límites de las zonas sismogénicas se utilizaron, como *inputs* la distribución de la sismicidad (Figura 15), las longitudes de ruptura de los principales terremotos del país (Figura 4) y la distribución de las fallas corticales (Figura 5). Es así como se delimitan 6 zonas sismogénicas de Interfase, 6 de Intraplaca de Profundidad Intermedia, 6 de Intraplaca Profunda y 8 zonas Corticales, cuyas características se especificarán con detalle en el apartado de resultados.

Para la modelización en profundidad de las zonas de subducción se realizarán pruebas con el modelo del *slab* de Hayes (2018) y con el de Tassara & Echaurren (2012), el primero definido de forma global y el segundo definido de forma más local. Para las zonas corticales se asume una profundidad promedio de 14 km, que se justifica por el histograma de distribución de profundidades mostrado en la Figura 21.

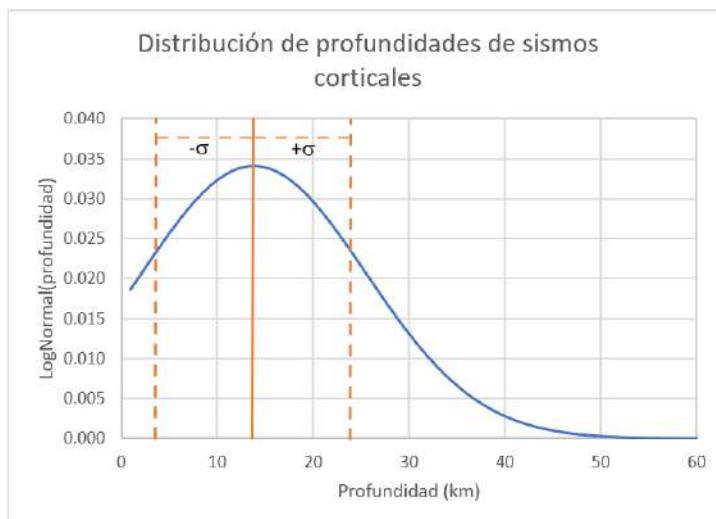


Figura 21. Distribución de profundidades de sismos corticales.

El paso de delimitar las zonas sismogénicas es un paso subjetivo que tiene un efecto muy significativo en la evaluación de la peligrosidad ya que a partir de los límites establecidos se calcularán los parámetros de la sismicidad (tasa de recurrencia, terremoto máximo). Se realizaron distintas pruebas moviendo los límites hasta que la sismicidad de cada zona se ajustara satisfactoriamente a una Ley de Gutenberg-Richter.

3.2.1. DEFINICIÓN DE MAGNITUD MÁXIMA

Un problema que se presenta al momento de determinar la magnitud máxima esperada es el hecho de que el registro histórico es más corto que el periodo de recurrencia de ciertas estructuras, y el máximo observado no tiene por qué ser el sismo de mayor magnitud esperada. Para resolver este problema, al menos en parte, se deben determinar las máximas magnitudes a través de estudios de paleosismicidad.

Los trabajos de Barrientos (1980), Martín (1990), Algermissen *et al.* (1992), Romanoff (1999) y Silva (2008), a partir de observaciones de terremotos históricos, han considerado como magnitudes máximas para las diferentes fuentes valores de Mw 8.5 para Interfase, Mw 8.0 para Intraplaca de Profundidad Intermedia y Mw 7.5 para fuentes Corticales en el territorio chileno. Sin embargo, dado que en este trabajo se presenta un cálculo basado en considerar zonas sismogénicas como fuentes sísmicas, la magnitud máxima será determinada para cada una de forma particular, teniendo en consideración el terremoto

máximo observado y la incertidumbre que este tiene asociada en los registros. Así, la magnitud máxima considerada para cada zona será la suma de dichos valores, es decir, de la magnitud máxima observada y de la incertidumbre, exceptuando para la zona sismogénica que incluye el terremoto de Valdivia de Mw 9.6, el cual será considerado como la magnitud máxima de la zona dada su gran magnitud.

Para el caso de la magnitud máxima de las fallas corticales se utilizarán las calculadas por Peña (2021) en su Trabajo de Fin de Máster, quien utilizó las fórmulas de Stirling *et al.* (2013), Leonard (2010), Wells & Coppersmith (1994) y Brengman *et al.* (2019) para el cálculo de los terremotos máximos dados los largos de ruptura.

3.2.2. DEFINICIÓN DE TASAS DE RECURRENCIA

El potencial sísmico de cada una de las zonas se obtiene mediante la Ley de Gutenberg-Richter y el modelo de Terremoto Característico según corresponda. Este cálculo se realizó para los dos tipos de depuraciones utilizados (Reasenberg (1985) y Gardner & Knopoff (1974)). Entre los parámetros a determinar se encuentra la tasa de sismos de determinada magnitud (n) o tasa acumulada de sismos de una magnitud mayor o igual a una magnitud dada (\dot{N}) y la proporción de sismos grandes frente a pequeños definida como β o b dependiendo de si se utiliza logaritmo neperiano o logaritmo en base 10.

Como se mencionó anteriormente, se realizaron múltiples pruebas para comprobar los mejores límites entre las zonas sismogénicas, lo cual se hizo mediante el programa “Geo-GR” en primera instancia. No obstante, el código desarrollado proporciona las leyes obtenidas de forma automática considerando la totalidad de las magnitudes sin hacer distinción en las tasas de recurrencia por variaciones entre las magnitudes grandes y pequeñas. Estas variaciones, sin embargo, se manifiestan claramente en algunas zonas lo que puede apreciarse por inspección visual de las correspondientes Figura 22. Por ello se ha decidido hacer una comprobación manual para contemplar los posibles cambios de pendientes que reflejan mejor la situación existente.



Figura 22. Comparación entre leyes de recurrencia. En anaranjado se observa a línea de tendencia obtenida automáticamente y en verde aquella obtenida luego de una comprobación manual.

Es necesario mencionar que las regresiones de las Leyes Gutenberg-Richter se confeccionaron a través de una metodología de Mínimos Cuadrados debido al tiempo con el que se contaba, quedando como trabajo pendiente el desarrollo de un cálculo según Máxima Verosimilitud, más acorde con lo recomendado en el estado actual del arte.

En resumen, los parámetros que definen la sismicidad de cada zona son:

- Magnitud Máxima (M_{max}) correspondiente al máximo sismo esperado, definida en cada una de las zonas.
- Magnitud Mínima (M_{min}) que es aquella a partir de la cual se va a evaluar la excedencia de un cierto nivel de movimiento. Para el caso de este estudio es Mw 4.5, ya que Legrand *et al.* (2012) indican que a partir de esta magnitud el catálogo puede considerarse completo en Chile.
- Tasa de sismos de magnitud superior a la magnitud mínima ($\dot{N}(M_{min})$).
- Pendiente de la relación Gutenberg-Richter.

3.3. MODELOS DE PREDICCIÓN DE MOVIMIENTO FUERTE (GMPES)

Una parte esencial en el estudio de Peligro Sísmico es identificar un modelo que permita predecir la distribución de los parámetros asociados al movimiento del suelo debido a un eventual sismo. Esta predicción es realizada mediante las Leyes de Atenuación o Modelos de Predicción de Movimiento Fuerte (GMPE por sus siglas en inglés, *Ground Motion Prediction Equation*), que corresponden a expresiones matemáticas que relacionan la magnitud y la distancia con el parámetro de movimiento del suelo.

Se realizaron diversas pruebas considerando modelos de atenuación definidos tanto con datos chilenos como con datos globales de diversos autores y se contrastaron las diferencias. En la Tabla 7 se muestra un resumen acerca de cada modelo de atenuación utilizado en el estudio.

Para poder comprobar si los GMPEs son aplicables al territorio nacional, estos serán comparados con registros de acelerogramas de la base de datos elaborada por Montalva & Bastías (2017), que cuenta con aproximadamente 10,100 registros desde 1985 a 2015, incluyendo los terremotos de magnitud sobre $M_w > 8.0$ ocurridos la última década (2010 M_w 8.8; 2014 M_w 8.1; 2015 M_w 8.2). Sin embargo, esta comprobación solo podrá ser realizada para los regímenes de subducción, ya que se cuenta con muy pocos registros corticales.

Entre los criterios que se tuvieron en consideración para la elección de los GMPEs se encuentran el régimen tectónico para el cual fueron definidos, los rangos de magnitud y distancia para los cuales fueron elaborados y el lugar de procedencia de los datos con los cuales se definieron los modelos.

- El primer criterio es bastante evidente, no se pueden utilizar modelos definidos en un régimen tectónico para otro régimen distinto.

Tabla 7. Modelos de Predicción de Movimiento Fuerte utilizados en el estudio.

	Rango de Magnitud (Mw)	Rango de distancia (km)	Tipo de distancia	Rango de profundidad (km)	T (s)	Unidad de aceleración	Distribución de Residuos	Tipo de mecanismo	Lugar donde fue definido	vs30 roca (m/s)	Régimen Tectónico
Akkar <i>et al.</i> , 2014	4.0 - 7.6	0 - 200	RJB	0 - 30	PGA, PGV, 0.01 - 10	g	Lognormal	Todos	Europa y Medio Oriente	750	Cortical somero
Campbell & Bozorgnia, 2014	3.3 - 8.5	0 - 300	Rrup	0 - 20	PGA, PGV, 0.01 - 10	g	Lognormal	Todos	Base de datos PEER NGA Weat 2	1100	Cortical somero
Chiou & Youngs, 2014	3.5 - 8.0	0 - 300	Rrup	0 - 20	0 - 10	g	Lognormal	Todos, movimientos de desgarre hasta Mw8.5	Base de datos PEER NGA Weat 2	1130	Cortical somero
Zhao <i>et al.</i> , 2006	5.0 - 8.3	0 - 300	Rrup	0 - 25	0 - 5	cm/s ²	Lognormal	Todos	Japón, USA e Irán	600	Cortical y subducción (interfase e intraplaca)
Abrahamson <i>et al.</i> , 2012. BCHydro	5 - 7.9	10 - 300	Focal		0 - 10	g	Lognormal		Global		Subducción (Intraplaca e interfase)
Atkinson and Boore, 2003	5 - 8.5	1 - 300	Rrup		0 - 3.03	cm/s ²	Lognormal		Cascadia, Japón, México y América Central		Subducción (Intraplaca e interfase)
Contreras y Boroschek, 2012	5 - 9	20 - 600	Rrup		PGA, 0 - 5	cm/s ²	Lognormal		Chile y Perú		Subducción (Sólo interfase)
Monalva <i>et al.</i> , 2017	5 - 9	0 - 300	Rrup		0.01 - 10	g	Lognormal		Chile		Subducción (Intraplaca e interfase)
Youngs <i>et al.</i> , 1997	5 - 8.3	10 - 500	Rrup		PGA	cm/s ²	Lognormal		Global	1500	Subducción (Intraplaca e interfase)

3. METODOLOGÍA Y CÁLCULO

- Dada la gran magnitud que alcanzan los sismos de subducción, el criterio de la magnitud para la cual fueron definidos tuvo que flexibilizarse, debido a que no existen modelos internacionales definidos para magnitudes mayores a Mw 8.5, y los nacionales (Contreras & Boroschek (2012) y Montalva *et al.* (2017)) llegan a magnitudes máximas de Mw 9.0, pero ya es bien conocido que en la zona de subducción del país puede haber sismos de magnitud hasta Mw 9.6 como el terremoto de Valdivia de 1960.
- En cuanto al lugar de procedencia de los datos, se le dará prioridad a aquellos que fueron definidos en Japón por sobre otros lugares, dadas las características tectónicas semejantes.

En los gráficos de la Figura 23 se ven, a modo de ejemplo, las aceleraciones predichas por los modelos de Youngs *et al.* (1997), Contreras & Boroschek (2012), abrahamson *et al.* (2012) y Montalva *et al.* (2017) para magnitudes de Mw 5.0, 6.0, 7.0 y 8.0, y Mw 9.0 si correspondía. Destaca el hecho de que los dos primeros modelos predicen aceleraciones menores que los dos últimos presentados.

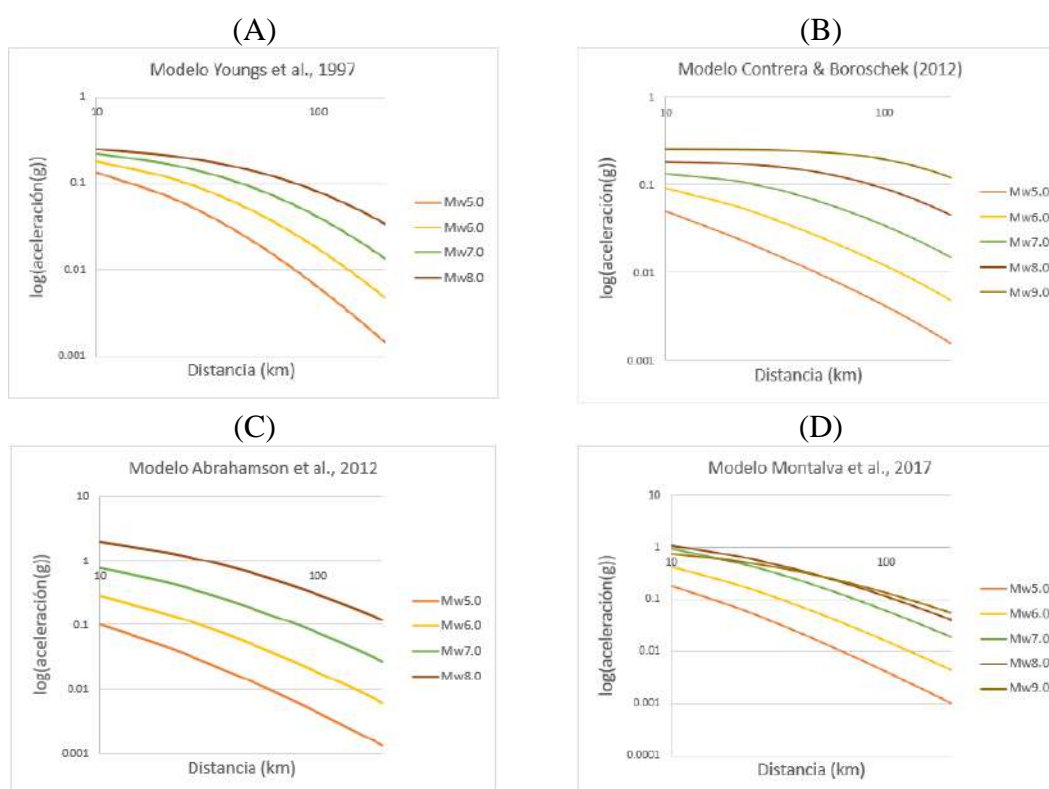


Figura 23. Ejemplos de predicción de aceleraciones de GMPEs utilizados.

CAPÍTULO 4

“PROPUESTAS DE ZONAS SISMOGENÉTICAS Y CARACTERIZACIÓN SÍSMICA DE LAS MISMAS”

4. PROPUESTAS DE ZONAS SISMOGENÉTICAS Y CARACTERIZACIÓN SÍSMICA DE LAS MISMAS

A continuación, se describe cada una de las zonas de la zonificación que se propone en este TFM, clasificando éstas por regímenes tectónicos.

Como se mencionó anteriormente, las zonas sísmogenéticas se definieron según el régimen tectónico, cada una con características propias como se ve en las descripciones que siguen a continuación. Es necesario recordar que para presentar esta zonificación definitiva se realizaron diferentes pruebas moviendo los límites de cada zona y viendo cómo variaban las Leyes Gutenberg-Richter en cada proceso.

4.1. ZONAS DE INTERFASE

Se definieron un total de 6 zonas sísmogenéticas de interfase tomando en cuenta las longitudes de ruptura de los principales terremotos que han acontecido en el país (Tabla 8) y la distribución de la sismicidad epicentral. Lo primero es debido a que, como se vio en la Figura 4, los segmentos de ruptura tienden a repetirse (aproximadamente) en el tiempo y carece de sentido segmentarlos en zonas más pequeñas.

Tabla 8. Terremotos asociados a las zonas de interfase.

Zona de Interfase	Terremoto asociado	Largo de ruptura aproximado (km)	Magnitud del terremoto (Mw)	Año
Zona 1	Terremoto de Arequipa	640	8.5	2001
Zona 2	Norte de Chile	435	8.3	1877
Zona 3	Antofagasta	225	8.1	1995
	Taltal	155	6.5	1906
Zona 4	Copiapó	430	8.5	1819
Zona 5	Terremoto de Chile Central	860	9.1 - 9.3	1730
Zona 6	Terremoto de Valdivia	1,010	9.6	1960

La distribución de las zonas y su sismicidad asociada se puede ver en la Figura 24. En dicha figura se adjuntan las Leyes Gutenberg-Richter obtenidas mediante la depuración

4. PROPUESTAS DE ZONAS SISMOGENÉTICAS Y CARACTERIZACIÓN SÍSMICA DE LAS MISMAS

de Gardner & Knopoff (1974) y en el anexo A2.a se encuentran las obtenidas mediante la depuración de Reasenberg (1985). A continuación, se realizará una breve descripción de cada una de ellas.

Zona de Interfase 1

Zona sismogenética ubicada en lo que es el sur de Perú, incluyendo la frontera con Chile. Esta zona ha sido definida según la longitud de ruptura del Terremoto de Arequipa de 2001. Aquí la Placa de Nazca tiene una velocidad de 7-9 cm/año (DeMets *et al.*, 1994) y se distingue la presencia de la Dorsal de Nazca en el límite norte de la zona, correspondiente a una estructura ubicada aproximadamente en la latitud de 15°S con una orientación NE-SW, cuyo eje incide perpendicularmente a la costa y tiene rocas de edades que van entre los 5 y 10 Millones de años (MA). Por otra parte, en la zona central se encuentra la Zona de Fractura de Nazca, también de dirección NE-SW (Robinson *et al.*, 2006). Finalmente, en la zona sur, se distingue la presencia de la Dorsal de Iquique que principalmente afecta a la Zona de Interfase 2.

Zona de Interfase 2

Zona sismogenética que abarca el norte de Chile entre las latitudes 19° - 23°S, incluyendo el área de la ciudad de Iquique. Esta zona fue definida principalmente según el largo de ruptura del terremoto del norte de Chile de 1877 y abarca, además, las rupturas de los terremotos de Iquique 2014 (Mw 8.2) y Tocopilla de 1967 (Ms 7.5). Como se mencionó anteriormente, esta zona tiene como característica la presencia de la Dorsal de Iquique, morfología caracterizada por montes submarinos, horst y grabens que, según Geersen *et al.* (2015), controlarían el acoplamiento entre las placas.

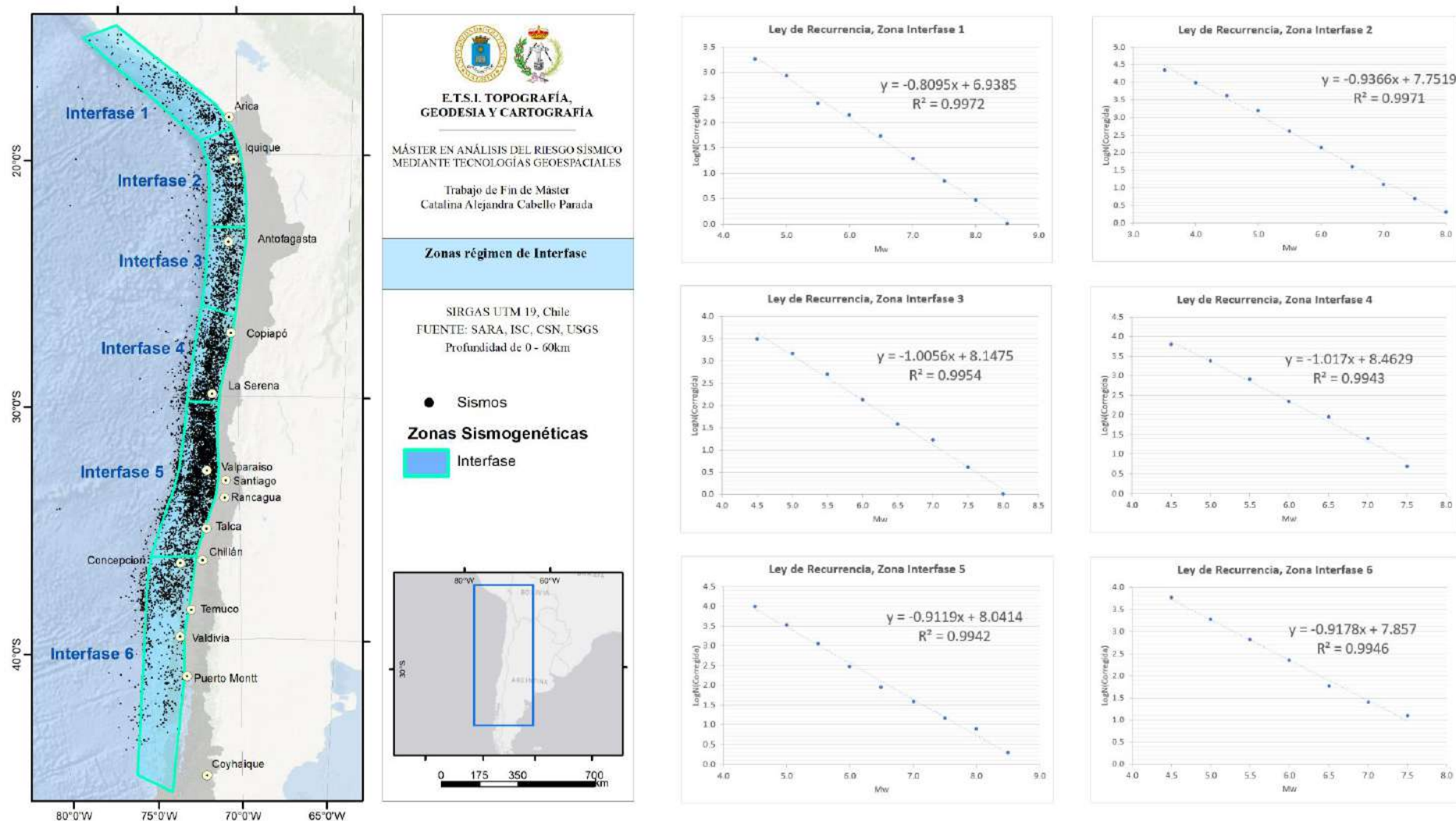


Figura 24. Zonas sismogénicas de Interfase. Se incluyen las Leyes Gutenberg-Richter obtenidas mediante la depuración de Gardner & Knopoff (1974).

4. PROPUESTAS DE ZONAS SISMOGENÉTICAS Y CARACTERIZACIÓN SÍSMICA DE LAS MISMAS

Zona de Interfase 3

Zona que va desde las latitudes 23° hasta 26°S, entre las ciudades de Antofagasta y Copiapó, siendo definida según los terremotos de Taltal en 1906 y el de Antofagasta en 1995, cuyos segmentos de ruptura se superponen imposibilitando una subdivisión. Se encuentra limitada al sur por la Dorsal de Taltal, que según Molina *et al.* (2021), actuaría como una barrera para los eventos sísmicos, impidiendo su propagación hacia el norte o sur de ésta.

Zona Interfase 4

Abarca las latitudes entre 26° y 30°S, incluyendo lo que son las ciudades de La Serena y Coquimbo, y ha sido definida según el terremoto de 1819 de magnitud Mw 8.5, aunque también han ocurrido otros como el de Atacama en 1922 (Mw 8.3) y el de Taltal de 1966 (Mw 6.7). Como rasgo morfológico de la Placa de Nazca se encuentra la Dorsal Copiapó, que según Molina *et al.* (2021) no actuaría como una barrera ante eventos sísmicos.

Interfase 5

Va desde la latitud 30°S hasta la latitud 36.6°S, incluyendo las ciudades de Valparaíso, Santiago, Rancagua y Talca. Ha sido definida según la longitud de ruptura del Terremoto de Chile Central de 1730, cuya magnitud estimada oscila entre Mw 9.1-9.3 (Carvajal *et al.* (2017)). De igual forma que ocurría en la zona anterior con la Dorsal de Copiapó, la Dorsal de Juan Fernández no actúa como una barrera de eventos sísmicos (Molina *et al.*, 2021).

Interfase 6

Zona sísmogenética de Interfase ubicada más al sur, desde la latitud de 36.6°S hasta el Punto Triple ubicado a la latitud de 46°S. Su extensión ha sido definida según el terremoto

de Valdivia de 1960 (Mw 9.6) y ha sido lugar de otros terremotos como el de 1737 y el de 1837.

4.2. ZONAS DE INTRAPLACA

De igual forma que en las zonas de interfase, para las de Intraplaca de Profundidad Intermedia se utilizaron las longitudes de ruptura aproximadas de los terremotos mencionados anteriormente, pero se le dio mayor prioridad a la distribución de la sismicidad. Para este régimen es necesario destacar la presencia del “*flat slab*”, que se encuentra a los 31-32°S donde puede verse una prolongación de la sismicidad hacia el antearco, dando una forma característica a la Zona Sismogénica 5 de Intraplaca de Profundidad Intermedia, como se puede ver en la Figura 25. En dicha figura se adjuntan las Leyes Gutenberg-Richter obtenidas mediante la depuración de Gardner & Knopoff (1974) y en el anexo A2.b se encuentran las obtenidas mediante la depuración de Reasenberg (1985). A continuación, se realizará una breve descripción de cada una de ellas.

Zona de Intraplaca 1

Abarca desde el sur de Perú en la latitud de 14.8°S hasta el norte de Chile en la latitud de 18.5°S. En esta zona el *slab* tiene un ángulo de subducción de aproximadamente 25-30° (Santibañez *et al.*, 2019).

Zona de Intraplaca 2

Va desde la latitud 18.5°S hasta la latitud 23.7°S, siendo definida principalmente por la sismicidad. En esta zona el *slab* tiene un ángulo de subducción de aproximadamente 25-30° (Santibañez *et al.*, 2019) y ha sido sede de los terremotos de Antofagasta 1950 (Ms 8.0 y Profundidad de ~90 km) y de Tarapacá 2005 (Mw 7.8)

4. PROPUESTAS DE ZONAS SISMOGENÉTICAS Y CARACTERIZACIÓN SÍSMICA DE LAS MISMAS

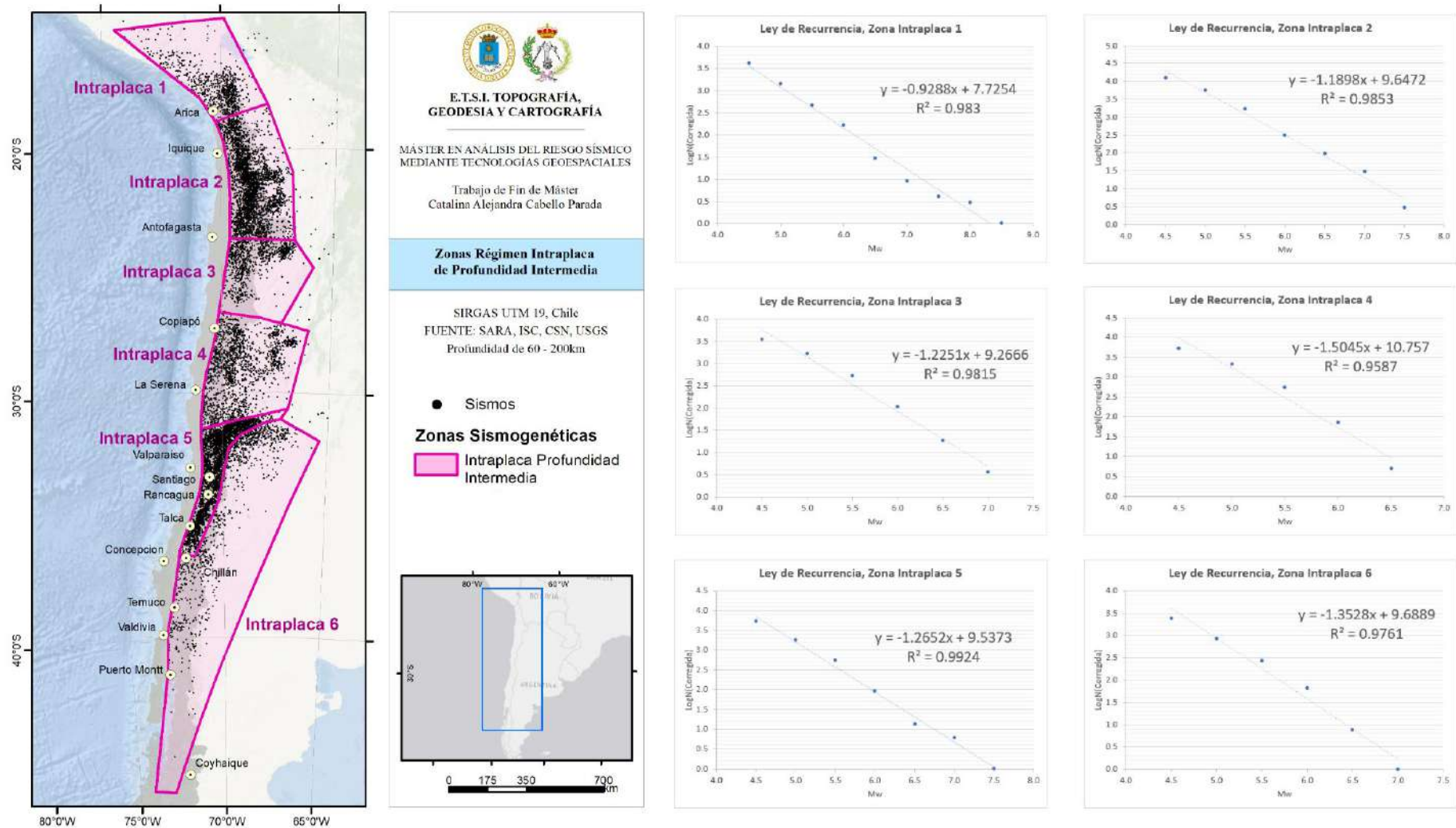


Figura 25. Zonas sismogénicas de Intraplaca de Profundidad Intermedia. Se incluyen las Leyes Gutenberg-Richter obtenidas mediante la depuración de Gardner & Knopoff (1974).

Zona de Intraplaca 3

Abarca entre las latitudes 23.7°S y 26.9°S. No se tienen registros de grandes eventos ocurridos en este sector, sino que es más bien una zona de baja sismicidad.

Zona de Intraplaca 4

Zona sismogénica que va desde la latitud 26.9°S hasta la latitud 31°S. Ha sido la fuente del Terremoto de Punitaqui 1997 (Mw 7.1 a 58 km de profundidad).

Zona de Intraplaca 5

Esta zona sismogénica tiene una forma particular debido a que va siguiendo lo que es la sismicidad. Se puede distinguir un elongamiento hacia el continente a la latitud de 31.2°S aproximadamente, correlacionable a la subducción de la Dorsal Juan Fernández, la que, como ya se mencionó, no actúa como barrera para los eventos sísmicos (Molina *et al.*, 2021) pero sí provoca un aplanamiento en el *slab*. Al sur de los 33.5°S el *slab* vuelve a tener un ángulo de ~25°. En esta zona han ocurrido los terremotos de Santiago 1945 (Ms 7.1 y profundidad estimada de 70 km) y La Ligua 1965 (Ms 7.5 y profundidad de 70 km).

Zona de Intraplaca 6

Zona sismogénica situada más al sur del país, ubicándose entre las latitudes 31.2°S hasta los 46°S, con un ángulo de subducción que varía desde los ~5° en la parte norte, pasando por 25° al sur de los 33.5°S y terminando en un ángulo de 15° al sur de la latitud de 39°S (Tassara & Yáñez, 2003). Tiene una gran área, pero poca sismicidad asociada. Pese a lo anterior, ha sido sede del terremoto más mortífero que ha ocurrido en el país, el Terremoto de Chillán de 1939 (Ms 7.8 y profundidad estimada de 80 km).

4.3. ZONAS DE INTRAPLACA PROFUNDA

Para los sismos de profundidad mayor a 200 km se definieron 5 zonas sismogenéticas, caracterizadas únicamente por la concentración de la sismicidad. Dado que no hay evidencias de que estos sismos a tan gran profundidad puedan provocar consecuencias negativas para la población, se decidió no incluirlas en el cálculo de la peligrosidad posterior. La distribución puede verse en la Figura 26, donde se incluyen las Leyes Gutenberg-Richter obtenidas mediante la depuración de Gardner & Knopoff (1974).

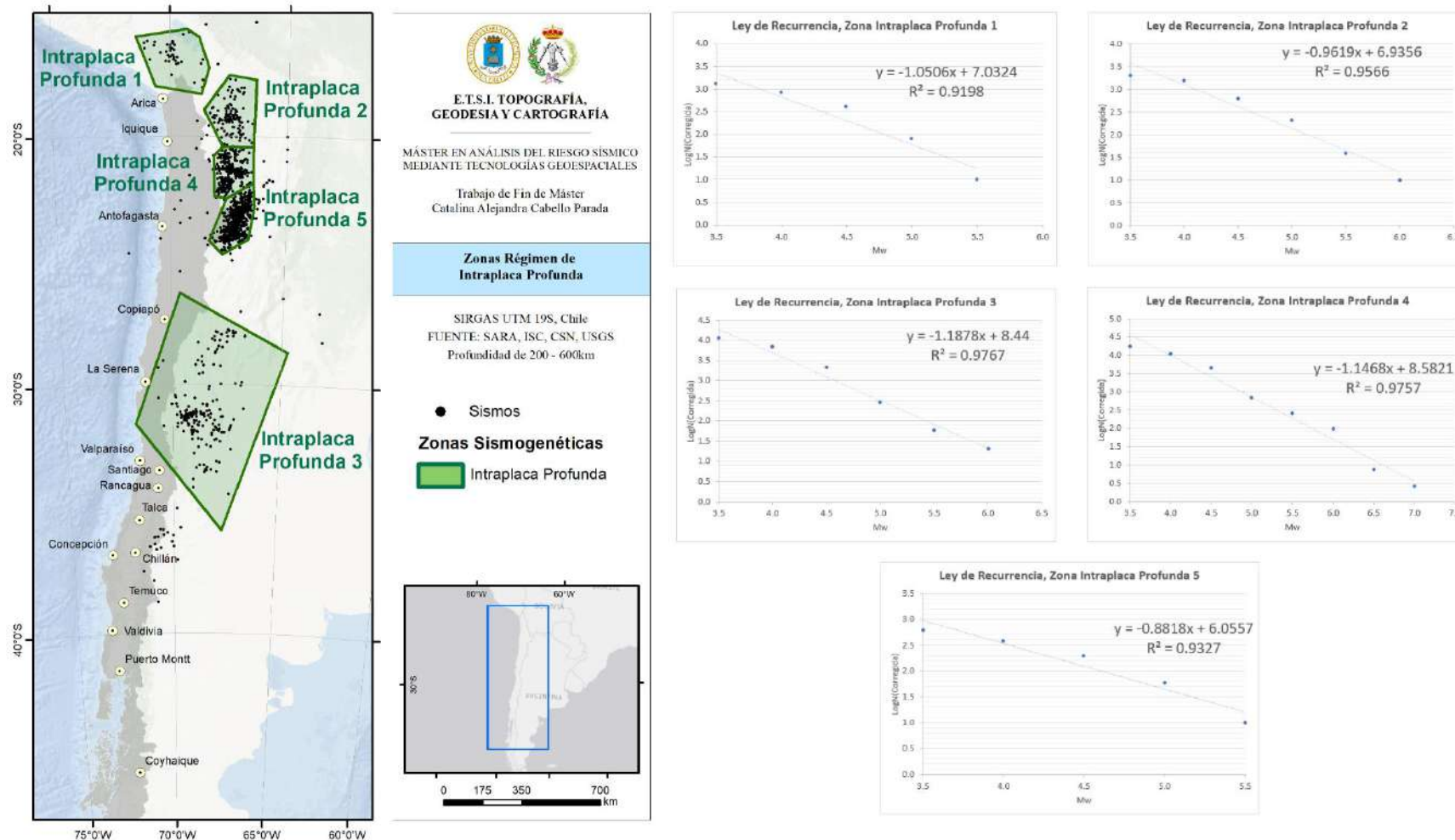


Figura 26. Zonas sismogénicas de Intraplaca Profunda. Se incluyen las Leyes Gutenberg-Richter obtenidas mediante la depuración de Gardner & Knopoff (1974).

4. PROPUESTAS DE ZONAS SISMOGENÉTICAS Y CARACTERIZACIÓN SÍSMICA DE LAS MISMAS

4.4. ZONAS CORTICALES

Se han definido 7 zonas sismogenéticas corticales basadas tanto en la distribución de la sismicidad como en la ubicación de los sistemas de falla registrados en la base de datos de Maldonado *et al.* (2021) y del Proyecto SARA. Un resumen de las principales características se puede encontrar en la Tabla 9 y, a continuación, se hará una breve descripción de cada una de ellas. En la Figura 27 se muestra un mapa de las zonas corticales y las Leyes Gutenberg-Richter deducidas tras la depuración mediante la metodología de Gardner & Knopoff (1974), mientras que las obtenidas a través de Reasenberg (1985) se encuentran en el Anexo A2.c.

Tabla 9. Características de las Zonas Corticales.

Zona Cortical	Sistema de Fallas	Cinemática Predominante	Terremoto Máximo por geología	Actividad	Recurrencia Aproximada (años)	Número de Sismos
Norte Oeste	Sistema de Fallas de Atacama	Normal	7.0	Observada	2,241	397
	Sistema de Fallas de Mejillones	Normal - Sinistral	6.9	Probable	6,525	
	Pisagua	Inversa	6.8	Observada	2,341	
	Chomache	Dextral	6.4	Probable	4,555	
Norte Este	Falla de Domeyko	Inversa	7.0	Obsevada	Sin datos	207
	Sistema de Fallas Salar	Inversa	7.0	Probable	Sin datos	
Centro Oeste	Pichilemu	Normal	6.8	Probada	2,703	600
	Yolki	Normal-sinistral	6.3	Probable	40	
Centro Este	Las Chacras	Inversa	7.0	Probable	Sin datos	824
	El Tigre	Inversa	7.0	Probable	Sin datos	
Centro Central	San Ramón	Inversa	6.8	Probada	~2,500 - 10,000	908
	Mesamávida	Inversa	6.1	Observada	sin datos	
Sur Oeste	Lanalhue	Inversa	6.8	Observada	Sin datos	88
Sur Este	Falla Río Cuervo	Dextral	6.9	Probable	750	119
	Falla Liquiñe	Dextral	6.8	Probable	163	
	Punta Cola	Dextral	6.6	Probable	450	
	Neltume	Dextral	6.3	Probable	222	
Austral	Sistema de Fallas Magallanes-Fagnano	Sinistral	7.8	Probado	393-490	71

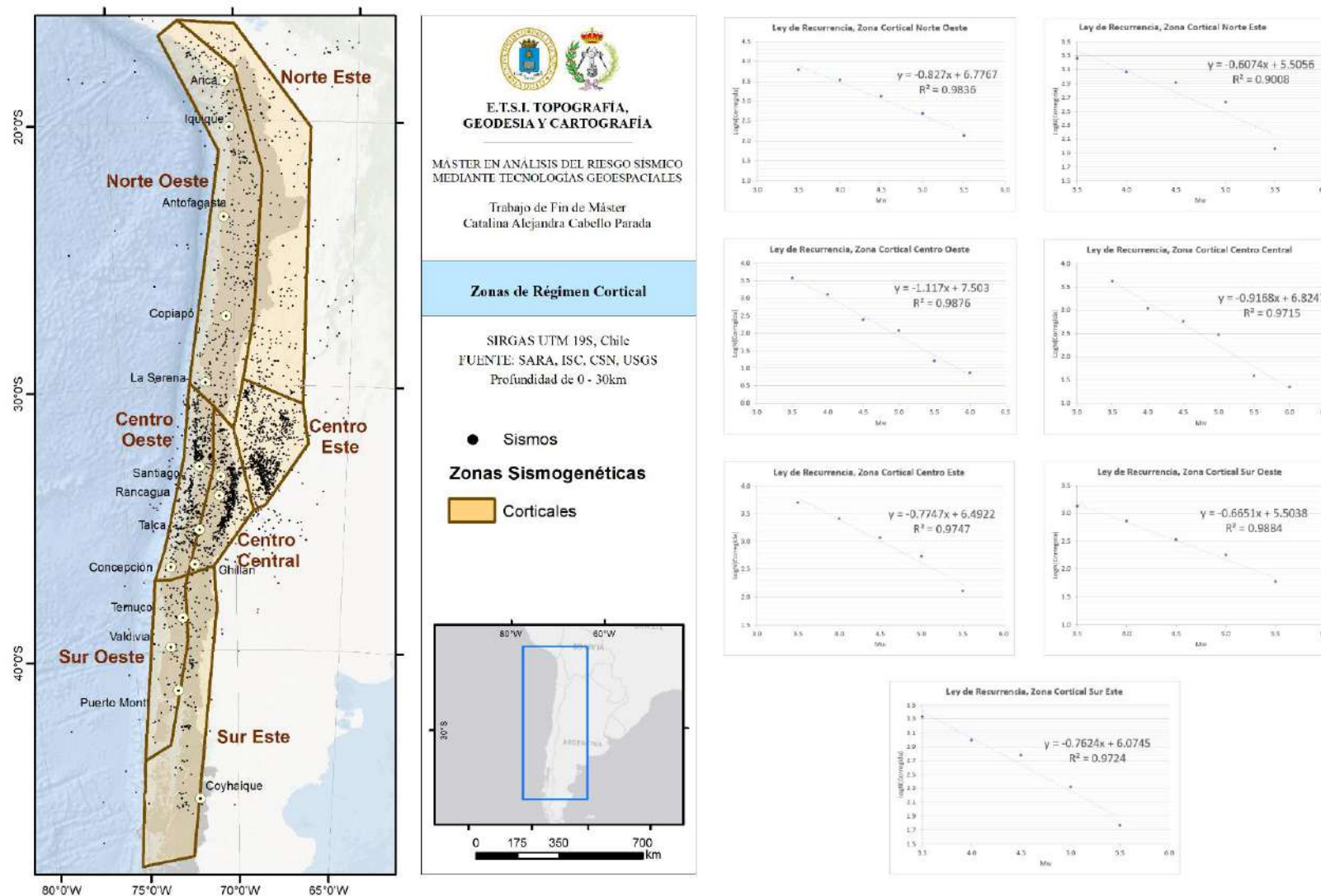


Figura 27. Zonas sismogénéticas Corticales. Se incluyen las Leyes Gutenberg-Richter obtenidas mediante la depuración de Gardner & Knopoff (1974).

4. PROPUESTAS DE ZONAS SISMOGENÉTICAS Y CARACTERIZACIÓN SÍSMICA DE LAS MISMAS

Zona Norte Oeste

Zona Sismogenética ubicada en la Cordillera de la Costa, al norte del país, incluyendo parte del Valle Central, entre las latitudes 16°S y 31°S. Entre los sistemas de fallas importantes de la zona se encuentran el Sistema de Falla de Atacama, de Mejillones, Pisagua y Chomache. Prima la cinemática normal y tienen magnitudes máximas de Mw 6.4-7.0. Un sismo registrado ocurrido en esta zona fue el de Pisagua en 2007, de magnitud Mw 5.7.

Zona Norte Este

Zona sismogenética con pocas estructuras identificadas, localizadas principalmente en lo que es la Cuenca de Atacama, entre las Cordilleras de Domeyko y de los Andes. La zona abarca aproximadamente las mismas latitudes que la zona anterior, entre los 16 y 31°S. El año 2001 se registró un sismo de magnitud Mw 6.3 conocido como el “Sismo de Aroma”, uno de los pocos sismos superficiales registrados en el norte de Chile (Comte *et al.*, 2001).

Zona Centro Oeste

Zona que abarca la Cordillera de la Costa y parte del Valle Central, entre los 30 y 37°S, de latitud, con numerosas trazas de falla de orientación NW-SE, en las que domina una cinemática normal. Los mayores sismos registrados corresponden a los ocurridos en la Falla Pichilemu, el 11 de marzo de 2010, con magnitudes de Mw 6.9 y Mw 7.0 (Farías *et al.*, 2011).

Zona Centro Central

Zona ubicada en el centro del país, abarcando parte del Valle Central y la Cordillera de los andes entre los grados 31 y 36°S. Se caracteriza por una relativa gran cantidad de

sismos y por haber presentado dos sismos de magnitud importante, los de Las Melosas, en 1958 de magnitud Mw 6.3 (Sepúlveda *et al.*, (2008), Farías *et al.* (2010)) y el de Teno en 2004 de magnitud Mw 6.7 (González, 2008).

Zona Centro Este

Es la zona sismogénica cortical con mayor tasa de sismicidad. Se encuentra ubicada en el sector del trasarco, ya en territorio argentino, entre las latitudes 30 y 34.5°S. Se caracteriza por la presencia de fallas inversas.

Zona Sur Oeste

Zona que abarca la parte sur de la Cordillera de la Costa hasta la Isla de Chiloé, entre las latitudes 37° y 43.5°S, caracterizándose por una baja cantidad de registros sísmicos, sin eventos de gran magnitud y con cinemática inversa principalmente, dada por fallas corticales como las del Sistema de Fallas Lanalhue.

Zona Sur Este

Zona sismogénica caracterizada por un gran sistema de fallas llamado Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui, de más de 1,000 km de extensión, de cinemática dextral, y por haber tenido distintos sismos de gran magnitud, entre los que se encuentran los del enjambre sísmico de 2007 con sismos de magnitud Mw 6.1-6.2. Abarca latitudes desde los 36.5°S hasta los 46°S.

CAPÍTULO 5

“CÁLCULO DE PELIGROSIDAD Y
RESULTADOS”

5. CÁLCULO DE PELIGROSIDAD Y RESULTADOS

5.1. CARACTERIZACIÓN SÍSMICA DE LAS ZONAS

Un resumen de los parámetros de cada una de las zonas definidas en cada régimen se incluye en la Tabla 10 y la Tabla 11, correspondiendo a la depuración de Gardner & Knopoff (1974) y Reasenberg (1985), respectivamente.

En las tablas 10 y 11 se muestran los valores de profundidad mínima y máxima de las zonas sismogénicas, la magnitud mínima (M_0), la tasa de sismicidad correspondiente a M_0 (λM_0), el parámetro β y su sigma correspondiente, y la magnitud máxima observada y la magnitud máxima según geología o tectónica.

Se encontró que las zonas de Interfase 4 y 6, las de Intraplaca de Profundidad Intermedia 3 y 4 y prácticamente todas las zonas corticales no siguen una Ley Gutenberg-Richter pura, sino que se comportan según esta ley hasta la magnitud indicada en el campo de “Magnitud GR” y luego tienen un comportamiento de terremoto característico para magnitudes mayores. Esto se evidencia por la ausencia de ciertas magnitudes intermedias. Para dichos terremotos se estimó una tasa de recurrencia aproximada que en el caso de las zonas de interfase e intraplaca se define según el registro histórico y en el caso de las corticales se obtiene de los datos del Trabajo de Fin de Máster de Peña (2021), quien trabajó con fallas corticales.

5. CÁLCULO DE PELIGROSIDAD Y RESULTADOS

Tabla 10. Parámetros de sismicidad para los distintos regímenes tectónicos utilizando la depuración de Gardner & Knopoff (1974).

Régimen	Nombre	Min	Max	M0	Lambda(M ₀)	β	sigma β	Mmax	sigma_Mmax	Máxima Observada	Máxima Por geología o tectónica	Característico (mayor que)	Recurrencia Aproximada	Magnitud GR
interfase	Interfase 1	10	60	4.5	3.860	1.860	0.032	9.3	0.1	8.7				
	Interfase 2	10	60	4.5	8.040	2.236	0.036	8.2	0.1	8.0				
	Interfase 3	10	60	4.5	8.190	2.315	0.052	8.1	0.1	8.0				
	Interfase 4	10	60	4.5	15.040	2.342	0.058	8.7	0.1	8.5		8.5	100	7.5
	Interfase 5	10	60	4.5	19.100	2.219	0.043	9.3	0.1	9.1				
	Interfase 6	10	60	4.5	10.410	2.113	0.052	9.6	0.1	9.6	9.6	8.0	400	8.0
Intraplaca	Intraplaca 1	60	200	4.5	6.860	2.138	0.093	9.0	0.1	8.7				
	Intraplaca 2	60	200	4.5	38.370	2.74	0.112	8.0	0.1	7.8				
	Intraplaca 3	60	200	4.5	11.080	2.821	0.129	8.3	0.1	8.2		8.0	100	7.0
	Intraplaca 4	60	200	4.5	18.920	3.464	0.239	8.4	0.1	8.3		7.5	100	6.7
	Intraplaca 5	60	200	4.5	13.630	2.913	0.085	7.6	0.1	7.5				
	Intraplaca 6	60	200	4.5	6.370	2.812	0.149	8.0	0.1	7.8				
Cortical	NorteOeste	14	4.5	2.220	1.904	0.082	7.0	0.1	5.9	7.0	7.5	1864	5.9	
	NorteEste	14	4.5	1.450	0.942	0.039	7.0	0.1	6.3	7.0		1864	5.5	
	CentroOeste	14	4.5	0.590	2.572	0.096	7.0	0.1	6.9	7.0	6.7	2703	5.9	
	CentroCentral	14	4.5	0.980	2.11	0.121	7.5	0.1	6.8	7.5	6.5	2500	5.6	
	CentroEste	14	4.5	1.980	1.784	0.096	6.0	0.1	5.9	6.0			5.9	
	SurOeste	14	4.5	0.450	2.612	0.238	6.8	0.1	5.7	6.8		1738	5.7	
	SurEste	14	4.5	0.620	2.74	0.291	7.0	0.1	7.0	7.0	7.0	1535	6.2	

Tabla 11. Parámetros de sismicidad para los distintos regímenes tectónicos utilizando la depuración de Reasenberg (1985).

Régimen	Nombre	Min	Max	M0	Lambda(M ₀)	β	sigma β	Mmax	sigma_Mmax	Máxima Observada	Máxima Por geología o tectónica	Característico (mayor que)	Recurrencia Aproximada	Magnitud GR
interfase	Interfase 1	10	60	4.5	9.520	2.104	0.035	9.3	0.1	8.7				
	Interfase 2	10	60	4.5	13.59	2.54	0.034	8.2	0.1	8.0				
	Interfase 3	10	60	4.5	12.05	2.436	0.05	8.1	0.1	8.0				
	Interfase 4	10	60	4.5	22.84	2.522	0.046	8.7	0.1	8.5		8.5	100	7.5
	Interfase 5	10	60	4.5	50.55	2.636	0.089	9.3	0.1	9.1				
	Interfase 6	10	60	4.5	18.62	2.326	0.061	9.6	0.1	9.6	9.6	8.0	400	8.0
Intraplaca	Intraplaca 1	60	200	4.5	8.720	2.08	0.033	9.0	0.1	8.7				
	Intraplaca 2	60	200	4.5	61.98	2.95	0.084	8.0	0.1	7.8				
	Intraplaca 3	60	200	4.5	18.58	3.045	0.101	8.3	0.1	8.2		8.0	100	7.0
	Intraplaca 4	60	200	4.5	18.59	3.254	0.176	8.4	0.1	8.3		7.5	100	6.7
	Intraplaca 5	60	200	4.5	15.24	2.898	0.095	7.6	0.1	7.5				
	Intraplaca 6	60	200	4.5	8.220	2.535	0.15	8.0	0.1	7.8				
Cortical	NorteOeste	14		4.5	3.540	2.07	0.074	7.0	0.1	5.9	7.0		1864	5.9
	NorteEste	14		4.5	1.710	1.13	0.005	7.0	0.1	6.3	7.0		1864	5.5
	CentroOeste	14		4.5	3.330	2.947	0.13	7.0	0.1	6.9	7.0	6.7	2703	5.9
	CentroCentral	14		4.5	1.400	1.931	0.075	7.5	0.1	6.8	7.5	6.5	2500	5.6
	CentroEste	14		4.5	2.740	1.572	0.081	6.0	0.1	5.9	6			5.9
	SurOeste	14		4.5	0.630	2.813	0.233	6.8	0.1	5.7	6.8		1738	5.7
	SurEste	14		4.5	0.840	2.901	0.301	7.0	0.1	7.0	7.0	7.0	1535	6.2

5.2. MODELOS DE MOVIMIENTO FUERTE

Como se mencionó anteriormente, se realizó una modelización de los GMPEs para la zona de subducción (Interfase e Intraplaca de Profundidad Intermedia) y se contrastaron los resultados con los datos de acelerogramas nacionales, representados en la Figura 28, con la línea de tendencia central y las líneas de $\pm\sigma$. En la Figura 29 se muestran los resultados obtenidos por los modelos de atenuación considerados en el estudio. Por limitaciones de tiempo solo se trabaja con la media de los modelos, sin incluir un análisis de los residuos correspondientes, lo que queda pendiente para una investigación futura.

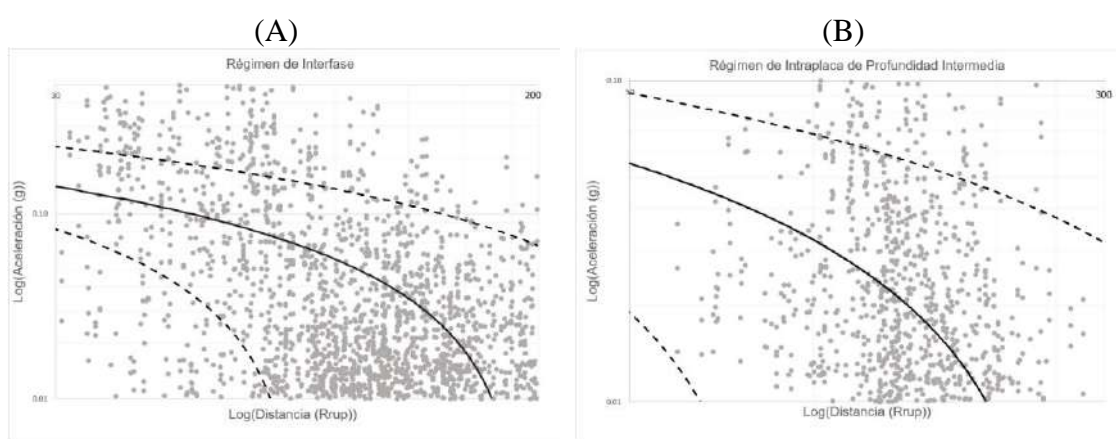


Figura 28. Registros nacionales tomados de la base de datos elaborada por Montalva & Bastías (2017).

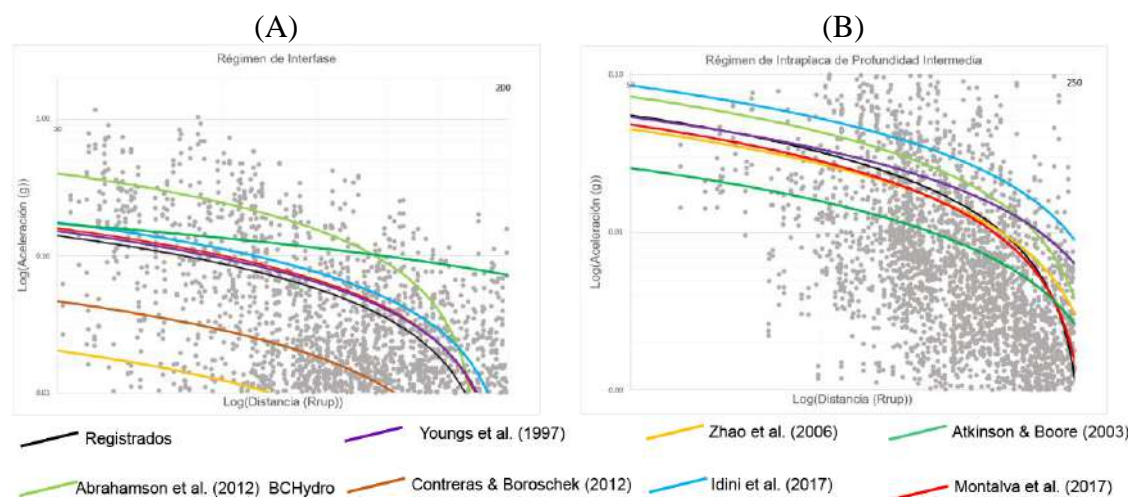


Figura 29. Modelos de Predicción de Movimiento Fuerte contrastados con registros de acelerogramas chilenos

De los gráficos es posible deducir que el modelo de Zhao *et al.* (2006) no es aplicable para el régimen de Interfase en la zona de subducción chilena, dados los bajos valores que arroja este modelo con respecto a los registros. Sin embargo, dicho modelo se comporta bien frente a los sismos Intraplaca de Profundidad Intermedia, por lo que se realizará una combinación entre los modelos de Contreras & Boroschek (2012) para la interfase en Chile y el modelo de Zhao *et al.* (2006).

Es necesario destacar el buen ajuste que se obtiene utilizando el modelo de Youngs *et al.* (1997), tanto para la Interfase como para la región de la Intraplaca de Profundidad Intermedia. A pesar de la antigüedad de este modelo sigue siendo uno de los más utilizados en subducción por su buen desempeño.

5.3. ESPECIFICACIONES DE CÁLCULO

Se ha realizado el cálculo por medio del *software* R-CRISIS que pertenece a una serie de programas que han sido utilizados para el cálculo de peligrosidad a nivel mundial. Fue desarrollado por ERN y permite realizar el cálculo de peligrosidad sísmica en uno o varios emplazamientos ingresando fuentes de tipo línea o tipo área. Dentro de cada una de esas fuentes el *software* asume una sismicidad distribuida de manera uniforme y utiliza un modelo de Gutenberg-Richter doblemente truncado o de terremoto característico, según corresponda por las características de cada una de las zonas utilizadas.

Como *inputs* de entrada se incluyen las zonas sismogénicas definidas, las tasas de sismicidad, los Modelos de Predicción de Movimiento Fuerte y las ordenadas espectrales a calcular. Por otra parte, como resultado se obtiene un mapa de aceleraciones para los distintos periodos de retorno, las curvas de peligrosidad y los espectros de peligrosidad uniforme.

Para el cálculo de la peligrosidad a nivel nacional se utilizó una malla de cálculo equiespaciada cada 0.2°, tanto para la latitud como para la longitud, y se realizó en base a la obtención de parámetros de recurrencia sísmica solo a través de mínimos cuadrados (MMCC) debido al tiempo de ejecución del estudio.

En total se utilizaron dos geometrías distintas del *slab* que serán definidas más adelante, dos metodologías de depuración, y diferentes combinaciones de los 9 modelos de atenuación nombrados anteriormente.

Finalmente, se realizó la desagregación de la peligrosidad para algunas de las capitales regionales del país.

5.4. RESULTADOS

5.4.1. MAPAS DE PELIGROSIDAD

A continuación, se presentan los mapas resultantes de peligrosidad, representando primero por separado los mapas que muestran la contribución de las zonas en cada uno de los regímenes tectónicos indicados, y, finalmente, los mapas de peligrosidad total sumando las contribuciones de todos los regímenes presentes en el país.

5.4.1.1. Peligrosidad asociada a la Subducción

Para el caso del mapa que contenga netamente la sismicidad perteneciente a la subducción se presentarán dos posibilidades, una incluyendo los tres modelos GMPES definidos para Chile asignándoles igual peso, ya que, como se pudo ver en las curvas de los GMPES (Figura 29) estos se compensan entre sí al dar algunos valores sobre los datos registrados y otros con valores por debajo. Esto da como resultado el mapa de la Figura 30(A). Cabe recordar que como el Modelo de Contreras & Boroschek (2012) solo está definido para interfase, por lo que será complementado con el de Zhao *et al.* (2006) dado su buen ajuste para el régimen de intraplaca.

Por otra parte, por razones de funcionalidad, considerando que el GMPES de Idini *et al.* (2017) no se encuentra definido en R-CRISIS, para poder combinar la subducción con los datos corticales, se hizo un árbol lógico para comprobar los pesos a asignar a cada uno de los 5 modelos disponibles (Abrahamson *et al.* (2012), Atkinson & Boore (2003), Contreras & Boroschek (2012)-Zhao *et al.* (2006), Montalva *et al.* (2017) y Youngs *et al.*

(1997)). En la Figura 30(B) se agrega como ejemplo la rama dos del árbol lógico en el que se les da mayor relevancia a los modelos definidos en Chile (0.143, 0.143, 0.286, 0.286 y 0.143, respectivamente). Detalles de las otras ramas probadas se mostrarán en apartados posteriores.

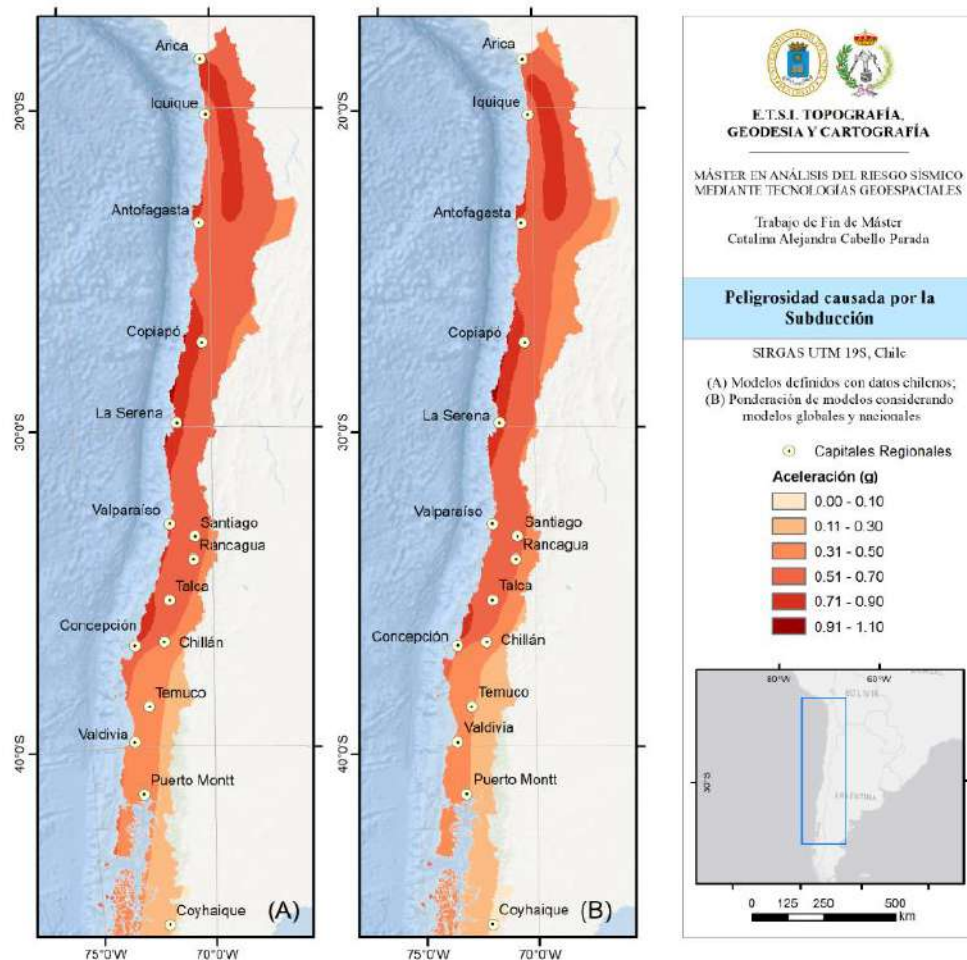


Figura 30. Mapa de Peligrosidad con la contribución de la subducción. (A) Utilizando los modelos de Conteras & Boroschek (2012), Idini et al. (2017) y Montalva et al. (2017) (B) Utilizando los modelos Abrahamson et al. (2012), Atkinson & Boore (2003), Contreras & Boroschek (2012)-Zhao et al. (2006), Montalva et al. (2017) y Youngs et al. (1997).

En general, ambos mapas son bastante similares, mostrando una distribución coherente con lo que se esperaría según la orientación de la zona de subducción, donde las mayores aceleraciones se presentan en la costa y las menores hacia el interior del país, como también se distingue una mayor peligrosidad en el norte que en el sur.

Entre las sutiles diferencias destacan que entre Antofagasta y Copiapó se distingue una aceleración un poco mayor al ver el resultado con modelos chilenos versus la combinación de todos los utilizados, y, en general, en la costa se alcanzan aceleraciones mayores considerando los GMPEs chilenos antes que los otros.

5.4.1.2. Peligrosidad asociada a la sismicidad Cortical

Debido a que no se cuenta con modelos definidos en Chile para la sismicidad cortical, y a que se tienen pocos registros de acelerogramas como para contrastar los modelos seleccionados, se realizará una ponderación simple de los modelos de Akkar *et al.* (2014), Campbell & Bozorgnia (2014) (para datos de Japón) y Chiou & Youngs (2014). El resultado puede verse en la Figura 31.

Es posible notar un contraste entre la zona norte y zona sur frente a la zona centro, siendo esta última donde se alcanzan los mayores valores de aceleración debido a la presencia de fallas inversas y posiblemente de un aumento de la sismicidad registrada y reportada debido a la densidad de población.

La sismicidad cortical contribuye con valores de PGA entre 0.01g en el sureste del país, donde hay muy bajas tasas de sismicidad hasta 0.24g en la parte central del territorio, hacia el sector de la Cordillera de los Andes, donde se distingue una mayor sismicidad y la presencia de fallas inversas.

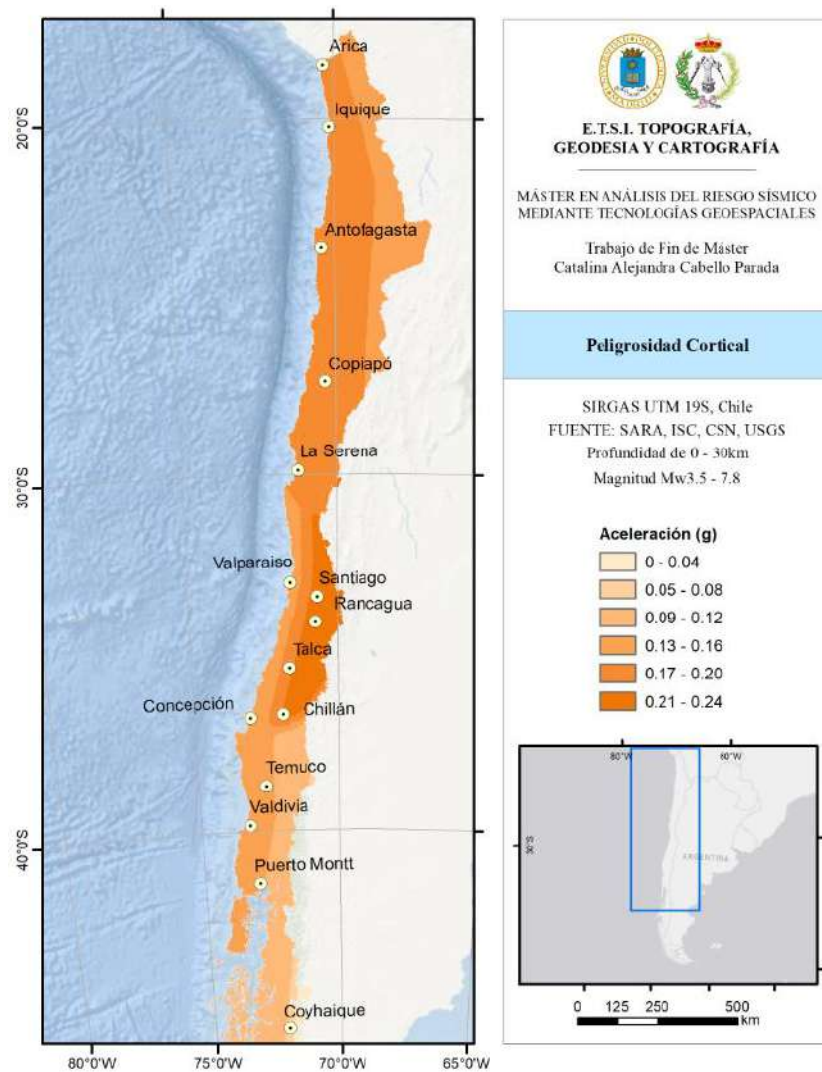


Figura 31. Peligrosidad asociada a la sismicidad cortical.

5.4.1.3. Peligrosidad asociada a la combinación de sismicidad de subducción y sismicidad cortical

Dadas las incertidumbres con respecto al tipo de geometría a emplear y a las dos metodologías de depuración consideradas, se realizó un árbol lógico añadiendo distintas ponderaciones para los GMPEs. Para el caso de los corticales, fue asignada una ponderación de igual peso para los tres modelos trabajados dada la ausencia de datos como para contrastarlos, mientras que para el caso de los modelos de subducción se realizaron cuatro combinaciones asignando distintos pesos, como se ve en el árbol lógico de la Figura 32. Detalles de lo que son cada una de las ramas se encuentran en la

5. CÁLCULO DE PELIGROSIDAD Y RESULTADOS

Tabla 12 y en los mapas de la Figura 33 se puede ver la distribución de las aceleraciones en cada una de ellas, considerando la geometría definida por Tassara & Echaurren (2012) y la depuración según Gardner & Knopoff (1974), a modo de ejemplo.

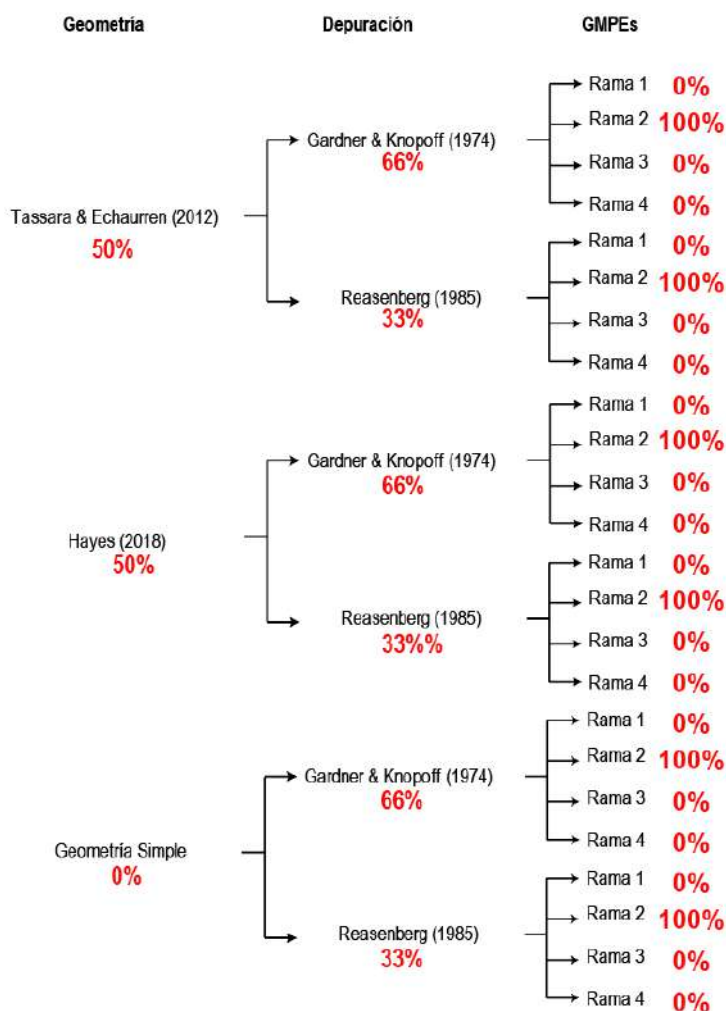


Figura 32. Árbol Lógico del estudio.

Tabla 12. Ramas del nodo de elección de los GMPEs de subducción.

Rama 1		Rama 2		Rama 3		Rama 4	
Modelo	Peso	Modelo	Peso	Modelo	Peso	Modelo	Peso
Abrahamson	20	Abrahamson	14.3	Abrahamson	14.3	Montalva	25
Atkinson&Boore	20	Atkinson&Boore	14.3	Atkinson&Boore	16.7	Contreras&Boroschek	25
Youngs	20	Youngs	14.3	Youngs	16.7	Atkinson&Boore	25
Contreras&Boroschek	20	Contreras&Boroschek	28.6	Contreras&Boroschek	25.0	Youngs	25
Montalva	20	Montalva	28.6	Montalva	25.0		

Las distribuciones entre las cuatro ramas probadas resultaron ser bastante similares en cuanto a distribución y valores de aceleración obtenidos, por lo que arbitrariamente se

decidió dar prioridad absoluta a la que le da más peso a los modelos chilenos, la que corresponde a la rama 2.

Para asignar los pesos de las metodologías de depuración se consideró que un 11% de réplicas, que es lo que se obtiene con la depuración de Reasenberg (1985), es un número muy bajo, por lo que se le asigna un mayor peso a la depuración de Gardner & Knopoff (1974) en una razón 1:2, respectivamente. En cuanto a la geometría de la placa que subduce, no se tienen criterios para decir cuál de las dos propuestas es mejor (Hayes (2018) o Tassara & Echaurren (2012)), por lo que se hace una ponderación de igual peso para ambas.

En general, en los mapas de la Figura 33 se distingue una distribución similar entre todas las ramas del árbol lógico construido, donde las mayores aceleraciones se encuentran en la costa frente al interior del continente, de forma consistente con la ubicación de la zona de subducción, mientras en el norte las aceleraciones son mayores que en el sur.

Una vez descrito el árbol lógico presentado en la Figura 32, se exponen los mapas finales del cálculo de la amenaza sísmica en Chile desarrollado en este estudio, correspondientes a Periodos de Retorno de 475 años (Figura 34), 975 años (Figura 35) y 2475 años (Figura 36), todos para la Máxima Aceleración del Suelo (PGA) y para las ordenadas espectrales de SA0.1(s) y SA1.0(s). Como resultado se muestran 9 mapas de peligrosidad sísmica.

Un primer análisis general permite reconocer lo siguiente:

- Para todos los periodos de retorno, los mayores valores de PGA se presentan en el sector costero entre Copiapó y La Serena, seguido de la zona de Antofagasta.
- Para un Periodo de Retorno de 475 años se alcanza un valor máximo de PGA del orden de 0.9-1.1g para las zonas costeras. El valor de PGA decae tanto hacia la cordillera como hacia el sur del país.
- En general, las distribuciones de aceleraciones se mantienen bastante similares entre los tres periodos de retorno considerados, aunque aumentando los valores para los periodos de retorno mayores.

5. CÁLCULO DE PELIGROSIDAD Y RESULTADOS

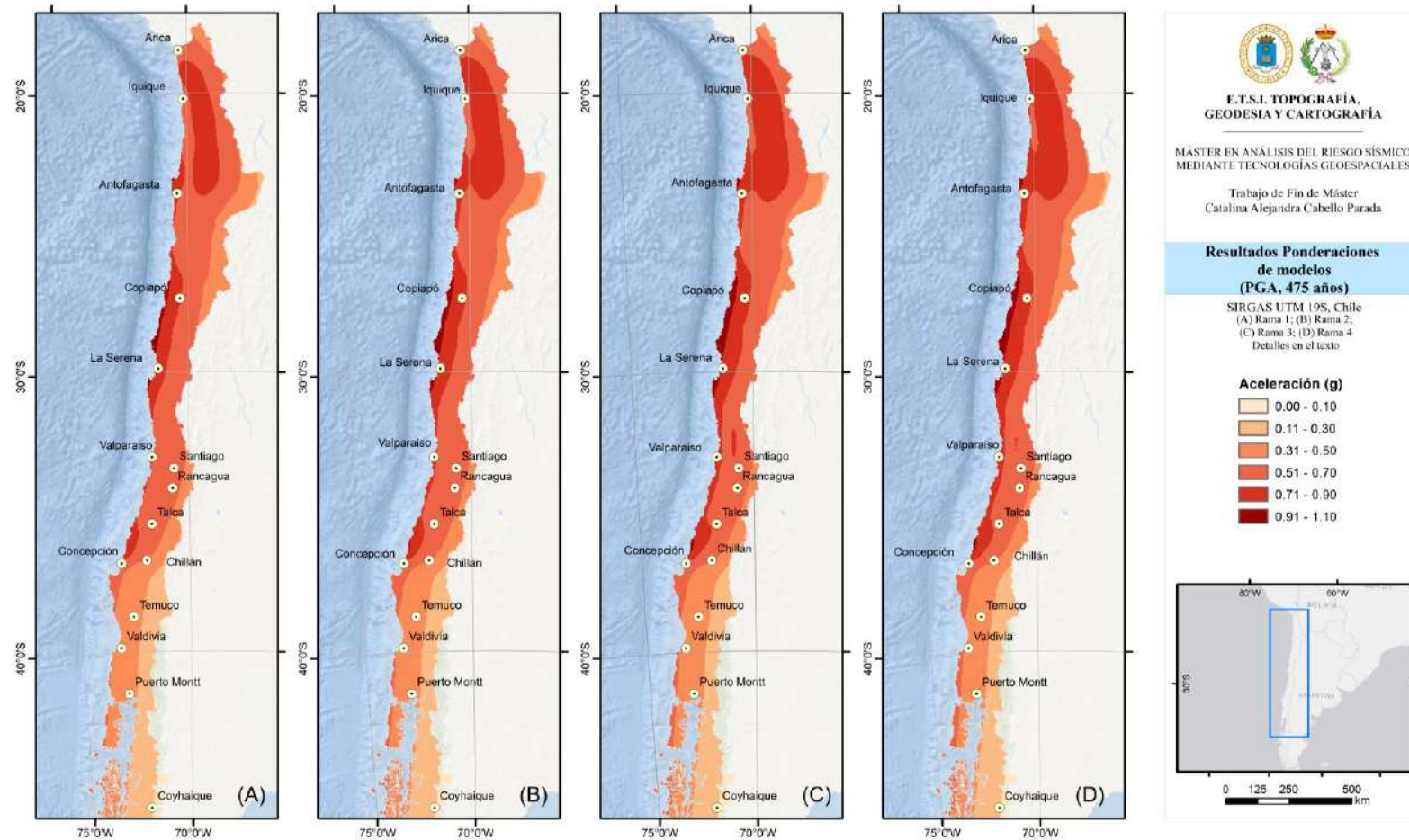


Figura 33. Resultados con las 4 Ramas del árbol lógico considerando las ponderaciones de los modelos de subducción de la Tabla 12 y los modelos corticales con igual peso.

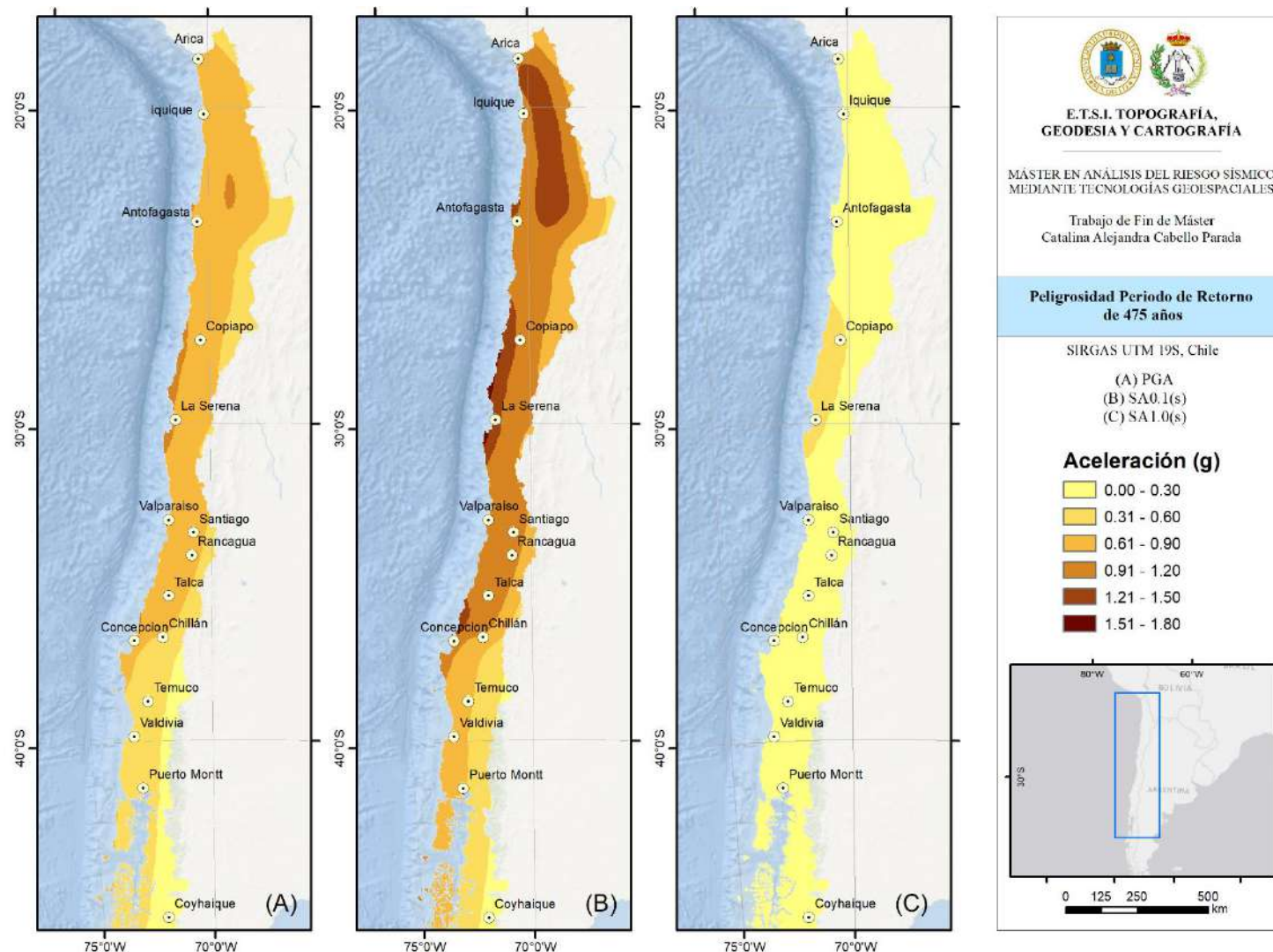


Figura 34. Mapa de Peligrosidad para PGA, SA0.1 y SA1.0 resultado del árbol lógico para un Periodo de Retorno de 475 años.

5. CÁLCULO DE PELIGROSIDAD Y RESULTADOS

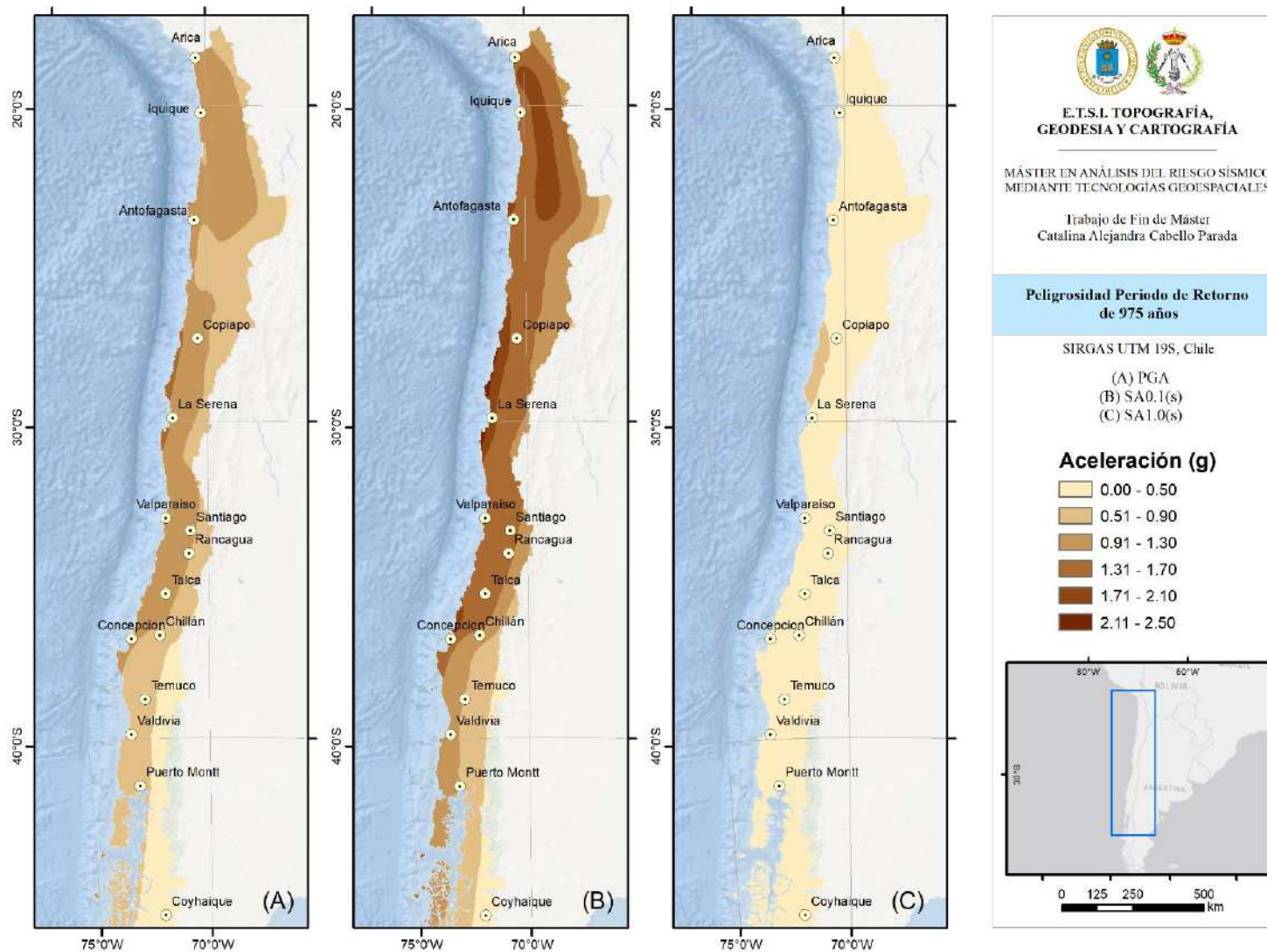


Figura 35. Mapa de Peligrosidad para PGA, SA0.1 y SA1.0 resultado del árbol lógico para un Periodo de Retorno de 975 años.

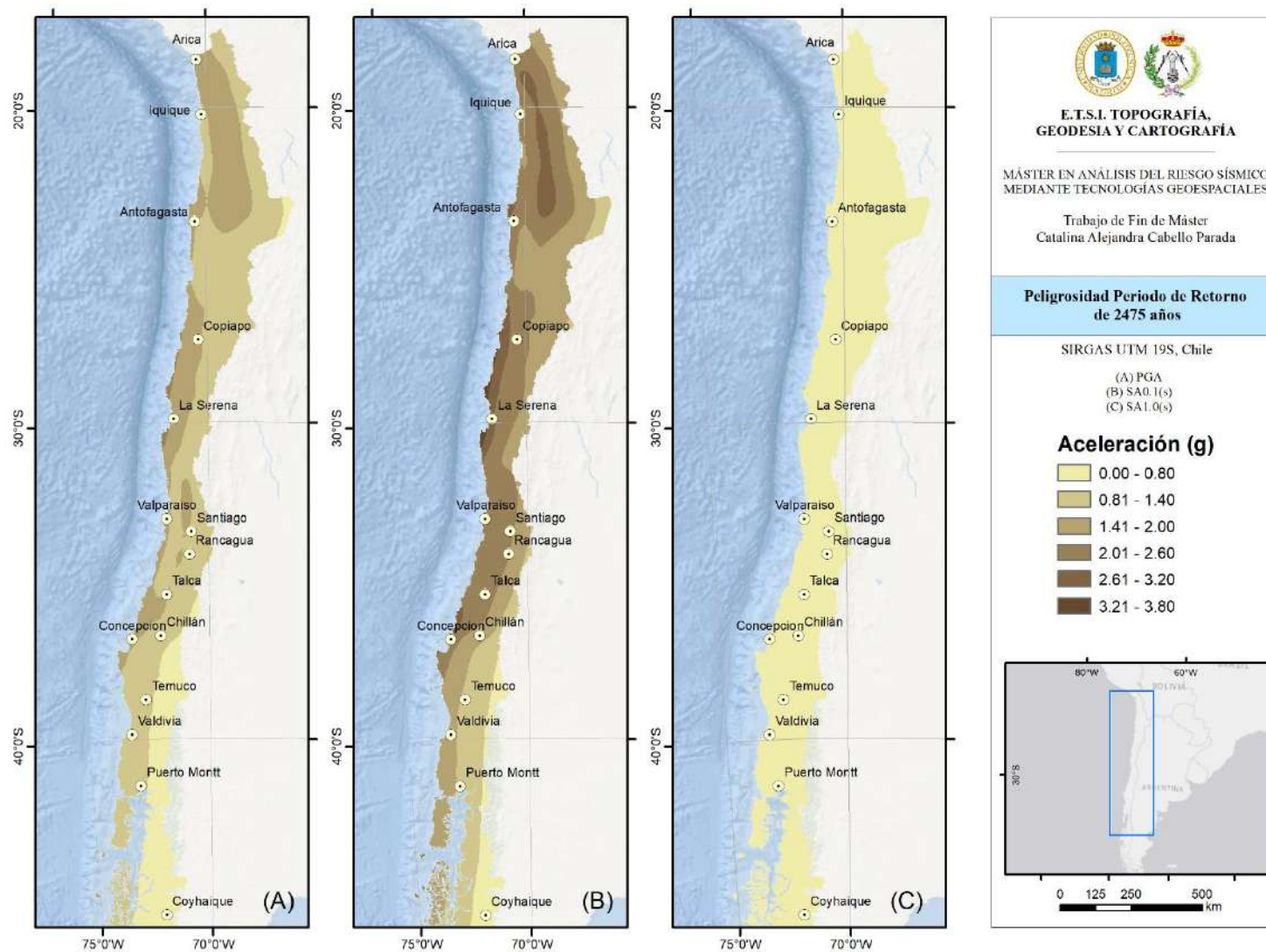


Figura 36. Mapa de Peligrosidad para PGA, SA0.1 y SA1.0 resultado del árbol lógico para un Periodo de Retorno de 2475 años.

5.4.2. ESPECTROS DE AMENAZA UNIFORME (UHS)

Los Espectros de Amenaza Uniforme se construyen *punto a punto* para un periodo de retorno prefijado, con valores de aceleración espectral para distintos periodos o frecuencias estructurales, todos ellos estimados para la misma probabilidad de excedencia. Es un elemento base para el diseño sismorresistente que expresa la sollicitación sísmica que cabe esperar en un emplazamiento para un nivel de probabilidad determinado y dentro de unas frecuencias espectrales de interés ingenieril (Tomado de Rivas-Medina, 2014).

En Chile, según las normativas sismorresistentes vigentes (NCH433, 2629 y Manual de Carreteras), existen 3 zonas sísmicas con valores de aceleración diferenciados, una correspondiente aproximadamente con la zona costera, otra con la depresión central y una última con la Cordillera de los Andes, como se ve en la Figura 13. Es así como las distintas capitales regionales se ubican en distintas zonas, que se encuentran detalladas en la Tabla 13.

Tabla 13. Zona Sísmica según la normativa sismorresistente vigente para las capitales regionales del país.

Capital Regional	Zona Sísmica según normativa
Arica	3
Iquique	3
Antofagasta	3
Copiapó	3
La Serena	3
Valparaíso	3
Santiago	2
Rancagua	2
Talca	2
Chillán	2
Concepción	3
Temuco	2
Valdivia	3
Puerto Montt	2
Coyhaique	1

En el gráfico de la Figura 37 se pueden ver los espectros UHS de Iquique, La Serena y Valdivia, ejemplos de capitales regionales pertenecientes a la zona sísmica 3 para los periodos de retorno de 475 y 975. Es posible notar que las máximas aceleraciones se dan en la ciudad de La Serena, llegando a valores superiores a 1.3g en la SA0.1(s) para un periodo de retorno de 475 años, mientras que la ciudad con menor aceleración

corresponde a Valdivia, con aceleraciones que apenas superan los 0.7g en la SA0.1(s) para un periodo de retorno de 475 años. Ambas situaciones consistentes con lo que se puede observar en el mapa de la Figura 34.

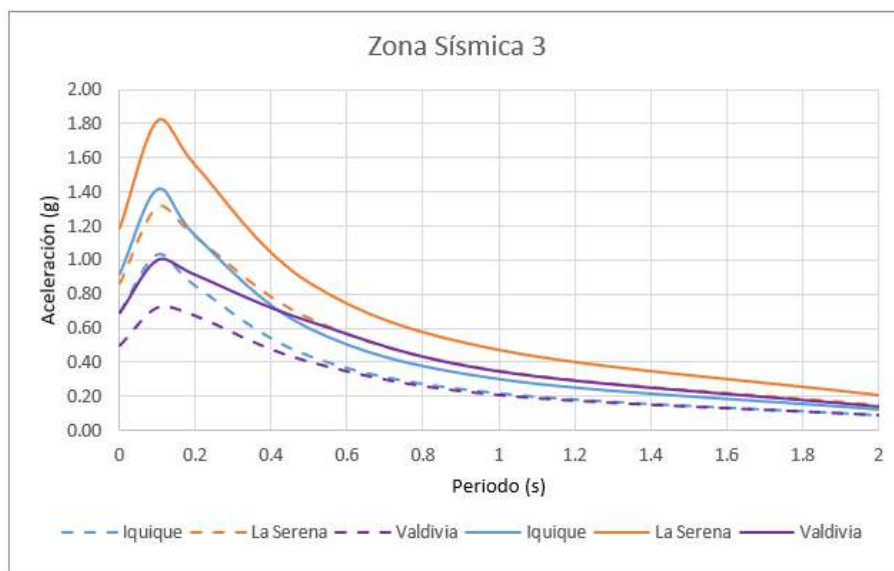


Figura 37. Espectros de Peligrosidad Uniforme para un Periodo de Retorno de 475 en líneas punteadas y 975 en líneas continuas para la zona sísmica 3.

En la Figura 38 se ven los espectros UHS de Santiago y Temuco, pertenecientes a la zona sísmica 2. La primera llega a aceleraciones cercanas a 1.1g en la SA0.1(s) para un periodo de retorno de 475 años, mientras que la segunda alcanza valores de 0.7g para la misma ordenada y periodo de retorno, situación consistente con el mapa de la Figura 34, donde puede reconocerse una disminución en las aceleraciones hacia el sur del país. Figura 38

Finalmente, en la Figura 39 se ve el espectro UHS de Coyhaique, ejemplo de la zona sísmica 1. Esta ciudad no alcanza a superar los 0.2g en la SA0.1(s) para un periodo de retorno de 475 años, situación consistente con la distribución de peligrosidad observada en el mapa de la Figura 34, donde esta va disminuyendo hacia el sur del país gradualmente.

5. CÁLCULO DE PELIGROSIDAD Y RESULTADOS

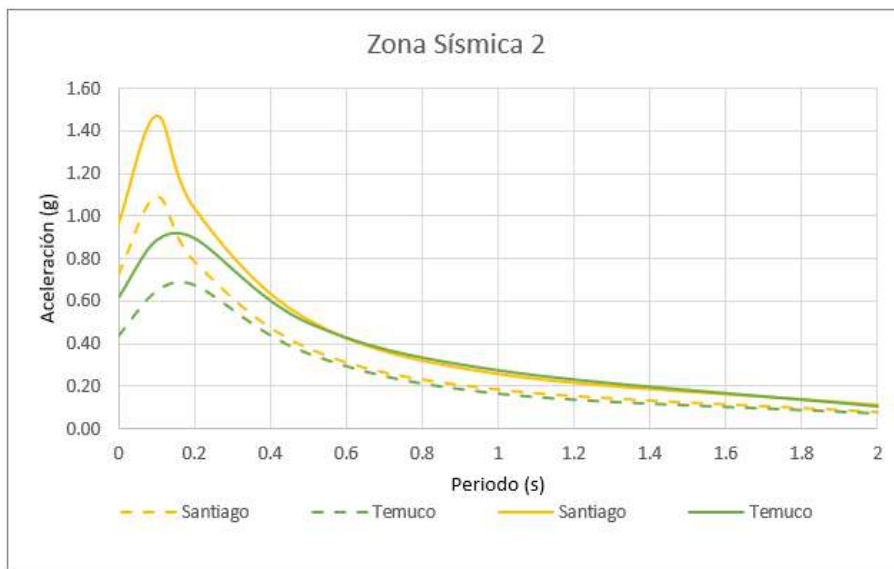


Figura 38. Espectros de Peligrosidad Uniforme para un Periodo de Retorno de 475 en líneas punteadas y 975 en líneas continuas para la zona sísmica 2.

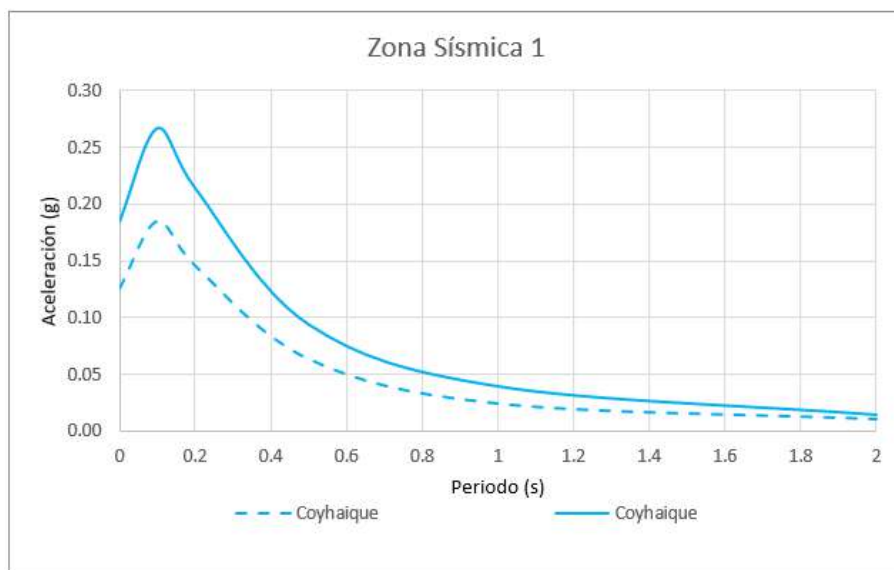


Figura 39. Espectros de Peligrosidad Uniforme para un Periodo de Retorno de (A) 475, (B) 975 y (C) 2475 años para la zona sísmica 1.

Además, en la Figura 40 se representan las curvas de peligrosidad para las ciudades mencionadas en los espectros anteriores para PGA, a modo de ejemplo.

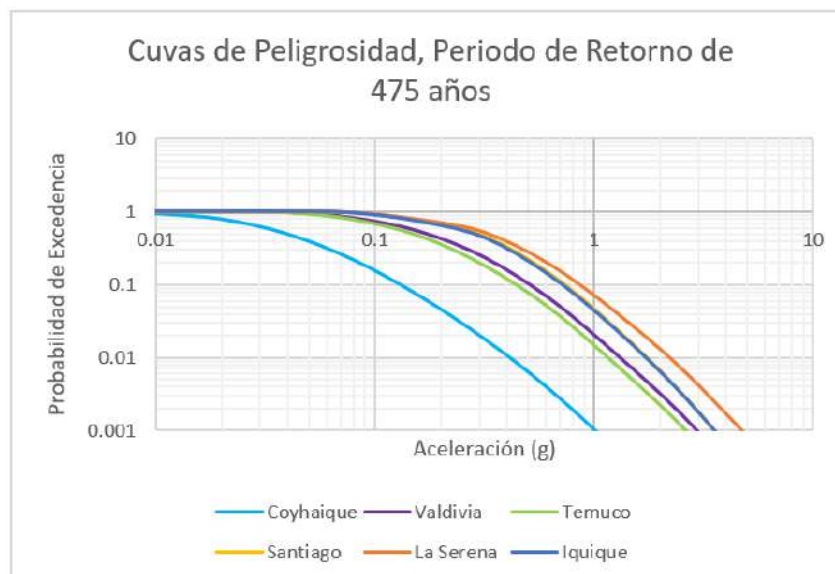


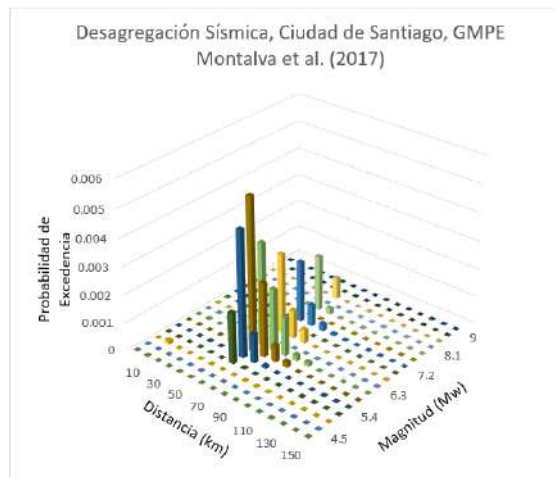
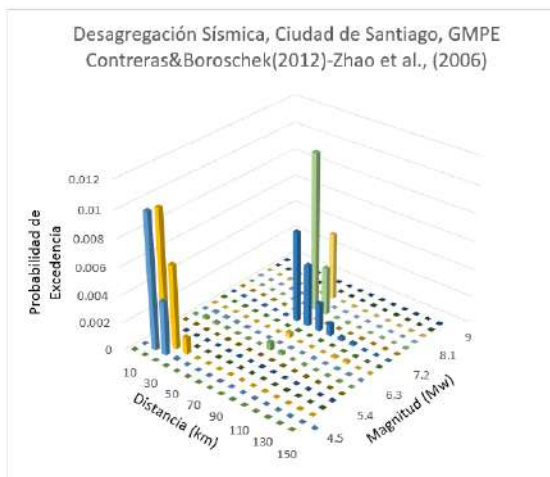
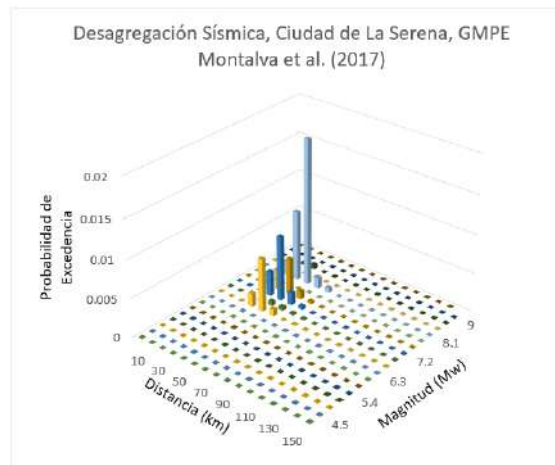
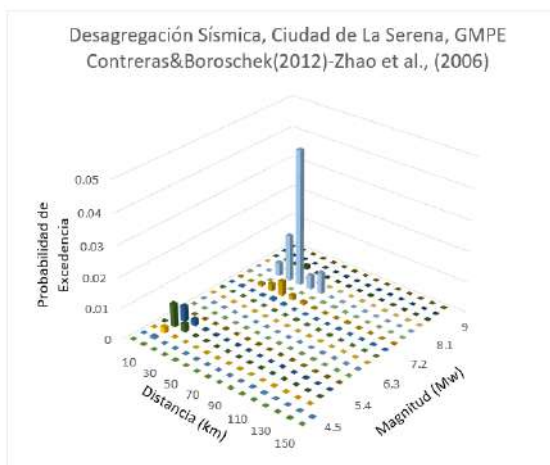
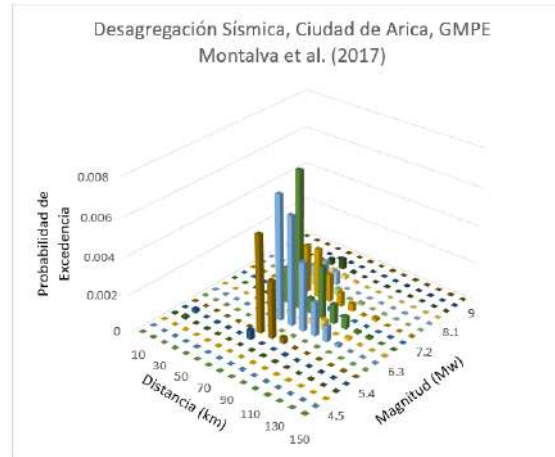
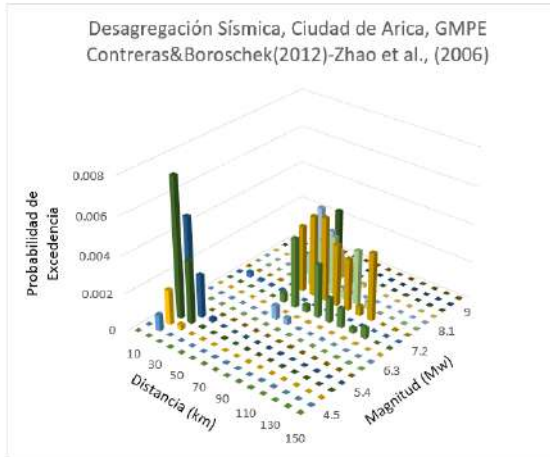
Figura 40. Curvas de Peligrosidad para algunas capitales regionales del país.

5.4.3. DESAGREGACIÓN DE LA PELIGROSIDAD

La desagregación de la peligrosidad busca encontrar el llamado “terremoto de control”, el cual es el terremoto que presenta mayor contribución a la peligrosidad. Debido a que R-CRISIS no tiene la herramienta para poder obtener una desagregación de la terna magnitud-distancia- ϵ a partir del resultado del árbol lógico calculado, se realizaron distintas pruebas considerando los GMPEs de Montalva *et al.* (2017) y Contreras & Boroschek (2012)-Zhao *et al.* (2006) utilizando el modelo cortical de Campbell & Bozorgnia (2014) para la ciudad de Arica, La Serena, Santiago y Coyhaique para un Periodo de Retorno de 475 años y una ϵ de 2.

En la Figura 41 se exponen algunas de las diferencias obtenidas entre estos dos GMPEs definidos para Chile manteniendo el modelo cortical constante, y en la Tabla 14 se muestra un resumen de los resultados obtenidos. La primera diferencia que resalta es que utilizando el GMPE de Contreras & Boroschek (2012) los sismos corticales aportan más a la peligrosidad que en el caso del GMPE de Montalva *et al.* (2017), lo cual puede ser explicado por los altos valores de aceleración que proporciona este último para la zona de subducción, en contraste con los valores más bajos que resultan con el primero, causando que los corticales sean prácticamente eclipsados por la subducción.

5. CÁLCULO DE PELIGROSIDAD Y RESULTADOS



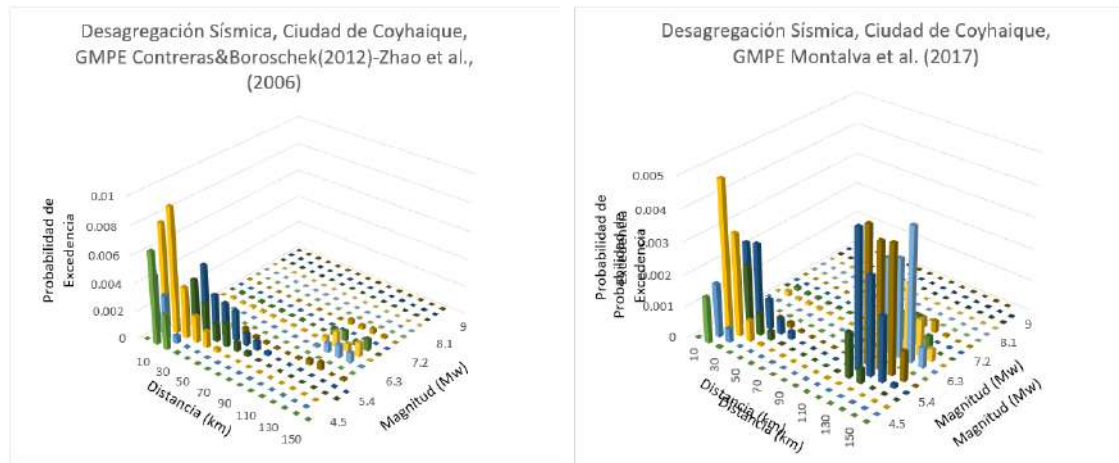


Figura 41. Desagregación de la Peligrosidad para Arica, La Serena, Santiago y Coyhaique.

Un segundo hecho a destacar es que, hacia el sur, específicamente en la ciudad de Coyhaique, se distinguen eventos cercanos en ambos GMPEs a una distancia de 10-20 km y magnitudes entre Mw 5.1-5.4, probablemente asociado a lo que es el Sistema de Fallas de Liquiñe-Ofqui y, en el caso del resultado obtenido con el Montalva *et al.* (2017), se distingue un sismo lejano asociado a la subducción entre 110-130 km y magnitudes entre Mw 5.4-6.3.

Una última situación para destacar es el sismo cercano que aparece en Santiago utilizando el GMPE de Contreras & Boroschek (2012), el cual se ubica entre 10-20 km y tiene una magnitud probable de Mw 5.1-5.7, el cual podría ser correlacionado con la Falla San Ramón, cercana a la capital nacional.

5. CÁLCULO DE PELIGROSIDAD Y RESULTADOS

Tabla 14. Resultados de la desagregación sísmica realizada en Arica, La Serena, Santiago y Coyhaique.

Ciudad	GMPE utilizado	Ordenada Espectral	Periodo de Retorno (años)	Sismo de control I		Sismo de control II		Sismo de control III	
				Magnitud (Mw)	Distancia Rrup (km)	Magnitud (Mw)	Distancia Rrup (km)	Magnitud (Mw)	Distancia Rrup (km)
Arica	Montalva <i>et al.</i> , 2017	PGA	475	6.9-7.2	60-70	6.3-6.6	60-80		
	Contreras &boroschek (2012) - Zhao <i>et al.</i> , (2006)	PGA	475	5.1-5.4	10-20	7.8-8.1	70-80		
La Serena	Montalva <i>et al.</i> , 2017	PGA	475	8.1-8.4	40-50				
	Contreras &boroschek (2012) - Zhao <i>et al.</i> , (2006)	PGA	475	8.1-8.4	40-50				
Santiago	Montalva <i>et al.</i> , 2017	PGA	475	6-6.3	60-70				
	Contreras &boroschek (2012) - Zhao <i>et al.</i> , (2006)	PGA	475	8.1-8.4	60-70	5.1-5.7	10-20		
Coyhaique	Montalva <i>et al.</i> , 2017	PGA	475	5.1-5.4	10-20	5.7-6.3	100-130	6.6-6.9	120-130
	Contreras &boroschek (2012) - Zhao <i>et al.</i> , (2006)	PGA	475	4.5-4.8	10-20	5.1-5.4	10-30		

CAPÍTULO 6
“DISCUSIÓN”

6. DISCUSIÓN

En este apartado se analiza la variabilidad de los resultados de peligrosidad ante diferentes opciones de cálculo que conciernen a los siguientes aspectos:

1. Depuración del catálogo sísmico.
2. Modelización de la zona de subducción.
3. Consideración de una Zona Austral en el país.

Además, los resultados aquí obtenidos se comparan con los de otros estudios, incluyendo la Norma Chilena.

6.1. DEPURACIÓN DEL CATÁLOGO

Uno de los aspectos fundamentales del cálculo probabilista de la peligrosidad siguiendo una metodología zonificada es la consideración de la hipótesis de que la sismicidad dentro de cada zona sismogénica sigue un modelo de Poisson, es decir se distribuye de forma aleatoria espacial y temporalmente. Para satisfacer esta hipótesis el catálogo debe estar libre de réplicas y premonitores, que necesariamente son dependientes de un sismo principal. Existen diversas metodologías de depuración entre las que se encuentran las de Gardner & Knopoff (1974) y la de Reasenberg (1985), como se mencionó en el Capítulo 3. Dado que no se tienen ventanas espacio-temporales definidas para Chile que consideren las particularidades propias de la subducción y la gran magnitud que pueden alcanzar los terremotos de esa zona, se realizó un contraste entre esas dos metodologías. Es necesario agregar que ambas han sido definidas con datos de California, por lo que, cuanto menos, sería necesario tener ventanas espacio-temporales definidas para un régimen de subducción.

Al usar dos modelos de depuración de réplicas lo que se percibe es la incertidumbre epistemológica, mostrando cómo el uso de uno u otro afecta a los resultados de la peligrosidad. A modo de ejemplo, la Figura 42(A) muestra los resultados obtenidos con el catálogo depurado siguiendo la metodología de Reasenberg (1985), mientras la Figura 42(B) muestra los correspondientes resultados siguiendo la metodología de metodología

6. DISCUSIÓN

de Gardenerd & Knopoff (1974). En ambos casos se ha usado el GMPE de Montalva *et al.* (2017) para considerar la atenuación de la subducción Interfase e Intraplaca de Profundidad Intermedia, a modo de ejemplo. Los mapas con las diferencias absolutas y relativas entre ambos se muestran en la Figura 43(A) y Figura 43(B), respectivamente, considerando como diferencias absolutas la diferencia simple entre los resultados, y relativa como el cociente entre los dos conjuntos de resultados.

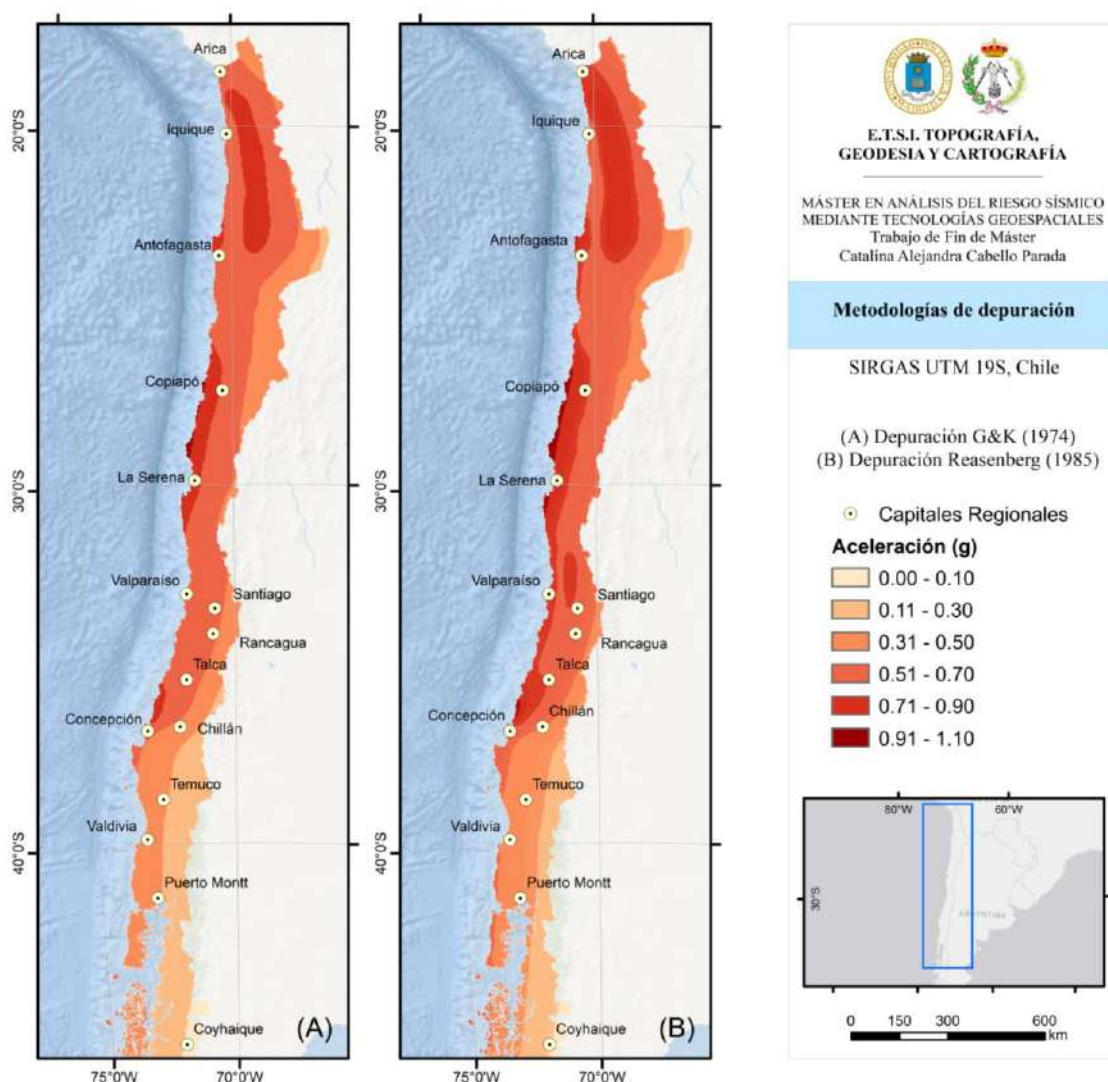


Figura 42. Resultado de peligrosidad en PGA para un Periodo de Retorno de 475 años considerando (A) Depuración de Reasenberg (1985) y (B) Depuración de Gardner & Knopoff (1974).

En el mapa de la Figura 43(A) se puede ver que en la mayor parte del territorio se observa una diferencia del orden de 0.04g a 0.08g, lo cual no es muy significativo. Sin embargo,

hay sectores puntuales, como en las cercanías de Concepción y en la frontera entre Chile-Perú en los que se llega a diferencias del orden de 0.16g, lo cual no deja de ser considerable, aunque en el último lugar mencionado puede deberse a que probablemente afecte la homogeneidad de los datos del catálogo dadas las limitaciones de la red chilena en territorio peruano.

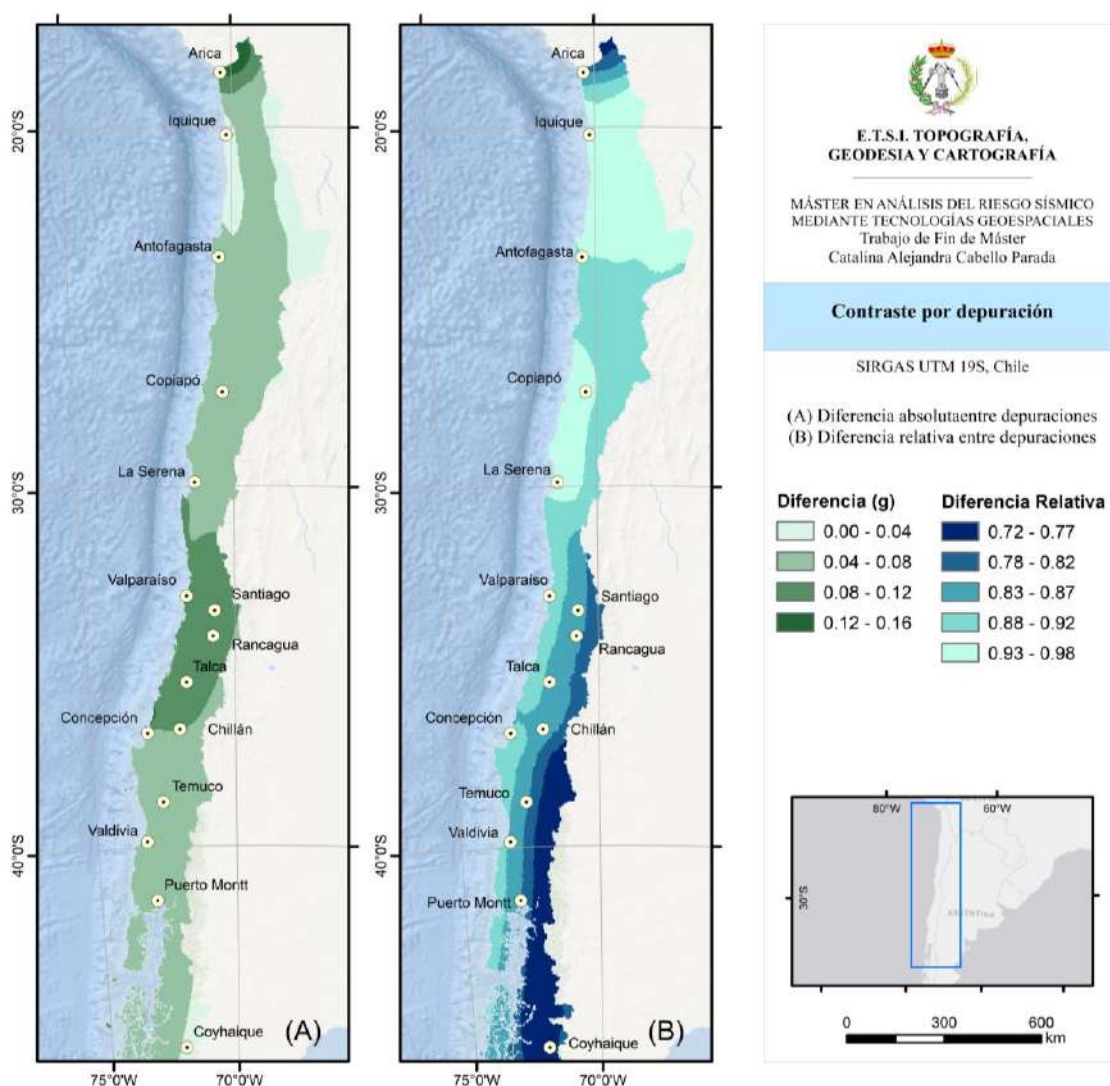


Figura 43. Contraste de las metodologías de depuración. (A) Diferencia absoluta entre las depuraciones utilizadas. (B) Diferencia relativa de las depuraciones utilizadas.

La diferencia entre ambos resultados puede deberse a la cantidad de sismos que cada una de las opciones considera como réplica o como sismo principal. En el caso de la metodología de Gardner & Knopoff (1974), se considera que aproximadamente el 59%

de los sismos son réplicas, mientras que para la metodología de Reasenberg (1985) eso sucede tan solo con el 11% de los sismos, lo que se traduce en un aumento de las tasas de sismicidad de cada una de las zonas, con su consiguiente incremento de aceleraciones resultantes.

Legrand *et al.* (2012) menciona que la cantidad de réplicas que se producen en la zona de subducción chilena, y de todo el Pacífico Oriental en general, es pequeña. Los autores obtienen entre 1,009-1,659 réplicas de un universo de datos de 15,849, lo que sería consistente con los resultados obtenidos en este estudio por medio de la depuración de Reasenberg (1985), donde se obtuvo el 11% mencionado. Sin embargo, el CSN entregó un informe en marzo de 2016 después de 6 meses del terremoto de Illapel señalando que para dicho terremoto (Mw 8.3) hubo más de 2,600 réplicas de magnitud $M_w \geq 3.0$, y que el terremoto del Maule de 2010 (Mw 8.8) tuvo más de 280 réplicas con magnitud M_w superior a $M_w 5.0$ en los tres meses siguientes (Informe CSN 2010). En base a estos dos antecedentes, pensar que solo existe un 11% de réplicas es muy cuestionable.

Una explicación para la diferencia en los valores obtenidos entre estas dos metodologías son los parámetros que se incluyen para la determinación de las ventanas a utilizar (Tabla 15). Como se ve en la Tabla 15, hay una gran diferencia es el lapsus de tiempo considerado en los cálculos, siendo el de Gardner & Knopoff (1974) muy superior al de Reasenberg (1985), lo que puede explicar la gran cantidad de sismos que son considerados réplicas.

Aun considerando todas las diferencias mencionadas, desde cómo se definen los parámetros de entrada en cada una de las metodologías hasta el resultado de salida de cada una de ellas, al realizar una comparación relativa de los resultados, entendida como el cociente entre los obtenidos con la depuración de Gardner & Knopoff (1974) y los de Reasenberg (1985), se concluye que las diferencias no son tan significativas. La Figura 43(B) muestra estos cocientes, que se encuentran entre valores de 0.72 a y 0.95, con la mayor parte del país en el rango 0.88 a 0.95. Para interpretar estos resultados tengamos en cuenta que los valores máximos serían 1, que significaría igualdad de resultados con ambos métodos.

Tabla 15. Ventanas espacio-temporales de Gardner & Knopoff (1974) y Reasenberg (1985), donde R_{fact} y T_{max} corresponden a los parámetros espaciales y temporales, respectivamente, siendo R_{fact} proporcional a la dimensión y la fuente. T_{min} y T_{max} son el tiempo mínimo y máximo predecible para la construcción del agrupamiento, respectivamente. $P1$ es la probabilidad de detectar el siguiente evento agrupado y X_{meff} es la magnitud más baja efectiva para el cierre del catálogo.

Gardner & Knopoff (1974)			Reasenberg (1985)			
Magnitud	L(km)	T(días)	Parámetros	Estándar	Mín.	Máx.
2.5	19.5	6.0	T_{min} (días)	1.00	0.50	2.50
3.0	22.5	11.5	T_{max} (días)	10.00	3.00	15.00
3.5	26.0	22.0	$P1$	0.95	0.90	0.99
4.0	30.0	42.0	x_k	0.50	0.00	1.00
4.5	35.0	83.0	x_{meff}	1.50	1.60	1.80
5.0	40.0	155.0	R_{fact}	10.00	5.00	20.00
5.5	47.0	290.0				
6.0	54.0	510.0				
6.5	61.0	790.0				
7.0	70.0	915.0				
7.5	81.0	960.0				
8.0	94.0	986.0				

6.2. MODELIZACIÓN DE LA GEOMETRÍA DE LA ZONA DE SUBDUCCIÓN

Otro aspecto fundamental al abordar esta metodología de cálculo de peligrosidad es la modelización en profundidad de las distintas zonas sismogénicas. Para el caso de las zonas correspondientes al régimen de subducción (Interfase e Intraplaca de Profundidad Intermedia), se cuenta con dos modelizaciones del *slab*, una realizada a nivel local, confeccionada por Tassara & Echaurren (2012) y otra elaborada a nivel global por Hayes (2018), llamadas en esta sección como *slab1* y *slab2*, respectivamente.

Para valorar de forma aproximada las diferencias, se realizaron 3 modelizaciones, dos considerando el *slab* definido por cada autor mencionado y otra considerando una inclinación homogénea en toda la zona, tomando los vértices principales de cada zona y asignándoles la profundidad modelada por Tassara & Echaurren (2012), llamada de aquí en adelante como *slab3*.

En resumen, se consideran 3 modelizaciones del *slab* y se cuantifican las diferencias en peligrosidad con cada una de ellas:

- *Slab1*: Tassara & Echaurren (2012).
- *Slab 2*: Hayes (2018).

- *Slab3*: inclinación homogénea con profundidad de Tassara & Echaurren (2012).

De igual forma que se hizo para el caso de las metodologías de depuración, se analiza la influencia de cada una de estas modelizaciones en los resultados de la peligrosidad, con el objetivo de cuantificar la incertidumbre epistémica inherente a este aspecto. La Figura 44 muestra la zona de Interfase 3 y la zona de Intraplaca de Profundidad Intermedia 3. En color amarillo se encuentra las modelizadas siguiendo el *slab1* con datos cada 10 km de profundidad, en rojo el *slab2* y en verde el *slab3* considerando una geometría con inclinación homogénea en toda la zona con información únicamente de los vértices principales. Es posible notar cómo la interfase el *slab1* pasa por encima del *slab3*, lo que concentra la peligrosidad en una menor profundidad. Lo contrario ocurre con la Intraplaca de Profundidad Intermedia, donde es el *slab3* el que se encuentra por encima, situación que causa una disminución de la peligrosidad al estar las fuentes de más profundas.

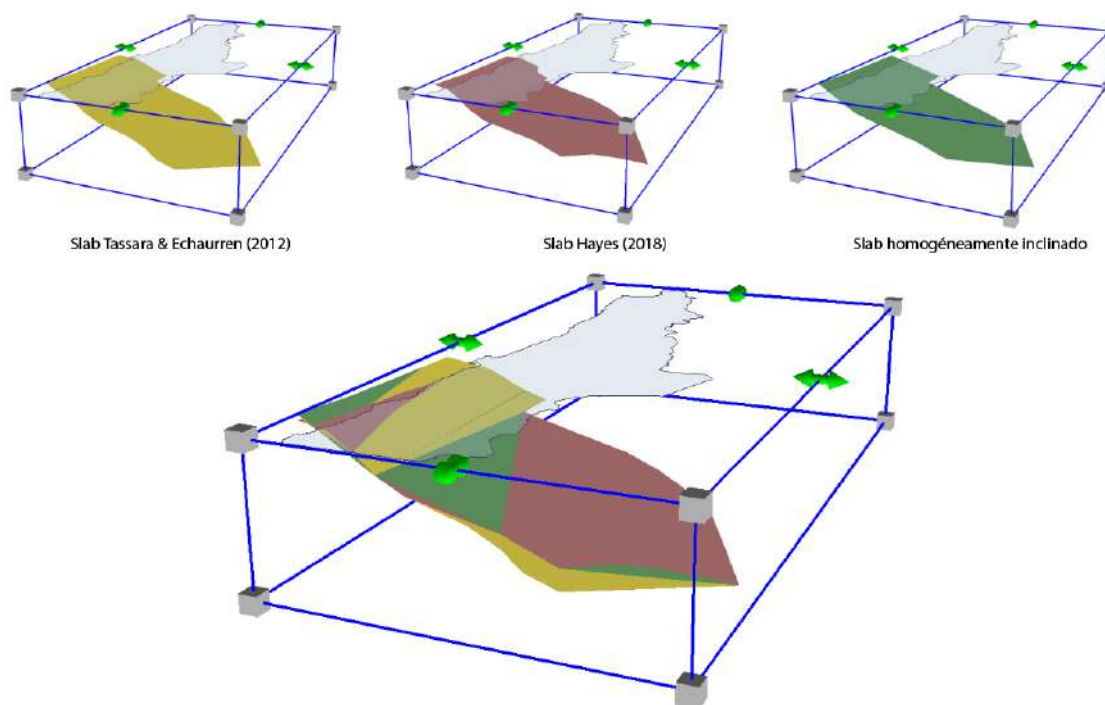


Figura 44. Comparación de Slab modelados en las zonas de Interfase e Intraplaca de Profundidad Intermedia. En amarillo se observa la geometría de Tassara & Echaurren (2012), en rojo la de Hayes (2018) y en verde una geometría homogéneamente inclinada.

En los mapas de la Figura 45 se puede ver una cuantificación de las diferencias. Por ejemplo, si se compara el mapa obtenido con el GMPEs de Montalva *et al.* (2017) para la

zona de subducción en cada una de las modelizaciones, se pueden ver variaciones en la costa y los sectores cordilleranos prácticamente de todo el país.

En la Figura 46 es posible notar cómo en el área influenciada principalmente por el régimen de Interfase, en la costa del país, la peligrosidad es infraestimada si la modelización se realiza con un *slab* inclinado de forma homogénea versus con la modelización de Tassara & Echaurren (2012), llegando a significar hasta un ~15% de aceleración, esto debido a que el primero queda por debajo del segundo, como se ve en la Figura 44.

Por el contrario, en la zona de la Cordillera de los Andes influenciada principalmente por la Intraplaca de Profundidad Intermedia, la peligrosidad es sobreestimada al considerar una geometría con una inclinación homogénea respecto a una con mayor detalle debido a que el *slab3* queda por encima del *slab1*, como se ve en la Figura 44.

Lo anterior pone de manifiesto la importancia de una buena modelización en profundidad para el cálculo de la peligrosidad mediante un método probabilista zonificado. Esto es debido a que si se modeliza una zona más profunda de lo que en realidad debería ser, la peligrosidad será infraestimada mientras que si se modeliza una más somera de lo que en verdad es, la peligrosidad se sobreestima.

Si bien no se presenta el mapa con las diferencias, también se distinguen variaciones entre el *slab1* y el *slab2*, en especial en la zona dominada por la interfase dado que el modelo del *slab* de Hayes se encuentra caracterizado hasta los 20 km de profundidad, lo que baja significativamente las aceleraciones resultantes en la costa del país, en especial en la zona de La Serena y Copiapó en el centro norte del país y en las cercanías de Concepción en el centro sur.

6. DISCUSIÓN

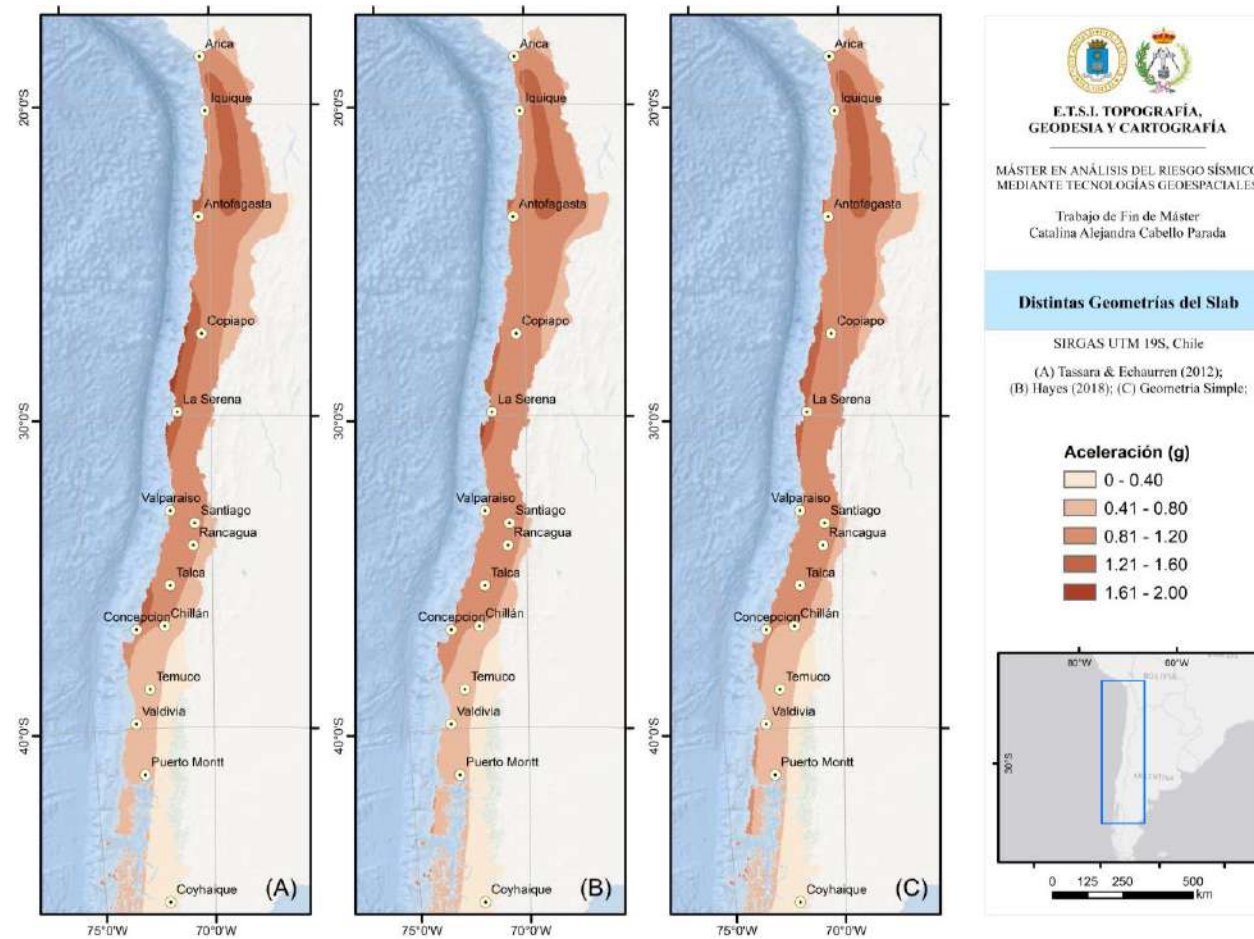


Figura 45. Comparación de la peligrosidad obtenida para PGA en un Periodo de Retorno de 475 años considerando distintas geometrías. (A) Tassara & Echaurren (2012); (B) Hayes (2018); (C) Geometría homogéneamente inclinada.

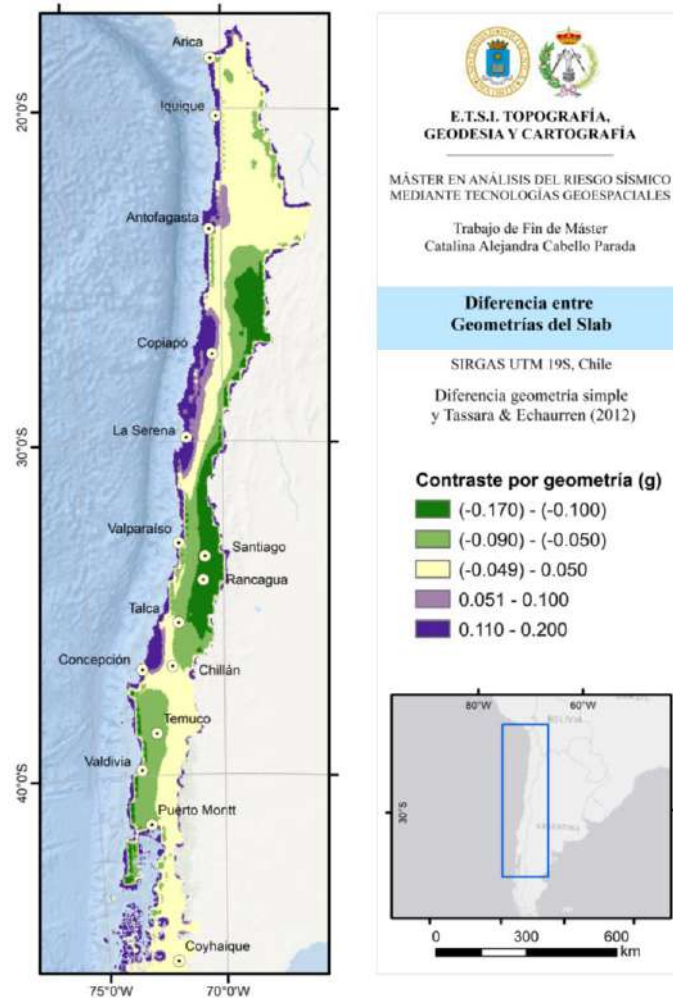


Figura 46. Comparación entre Tassara & Echaurren (2012) con la geometría homogéneamente inclinada.

6.3. CONSIDERACIONES SOBRE LA ZONA AUSTRAL DEL PAÍS

Las zonas sismogénicas presentadas fueron definidas principalmente en base a la sismicidad presente en el territorio. Sin embargo, al sur de los 46°S, es decir, al sur del punto triple, los registros de sismicidad son escasos, lo que puede deberse a dos razones, que no haya sismicidad debido a una tasa de convergencia más baja considerando la Placa Antártica y la Sudamericana versus la de Nazca con la Sudamericana, o al hecho de que el sur del país ha sido poblado hace relativamente poco tiempo y no se cuentan con información simplemente por ausencia de registro.

Si se considera desde el sur del punto triple y se incluyen todos los sismos presentes, se cuenta con un total de 71 eventos con magnitudes entre Mw 3.5 y Mw 7.8, cuyas

6. DISCUSIÓN

profundidades van desde 0 km a 60 km aproximadamente. Al realizar una zona con ellos, el resultado para una PGA con un Periodo de Retorno de 475 años es de 0.063g (Figura 46(B)), valor muy bajo si se considera que hay registros históricos de 4 sismos de magnitud por encima de Mw 7.0 en lo que es el Sistema de Fallas Magallanes-Fagnano.

Peña (2021), en su trabajo de Fin de Máster, modelizó este sistema de fallas, tanto con el modelo de terremoto característico como con el de Gutenberg-Richter, cuyos resultados proporcionan valores cercanos a 1g para el mismo periodo y ordenada espectral mencionados en el párrafo anterior.

Lo anterior pone en evidencia que el hecho de definir una zona sismogénica en esta parte del país infraestimaría demasiado la peligrosidad, lo que posiblemente se deba a la falta de registro más que a la ausencia de sismicidad.

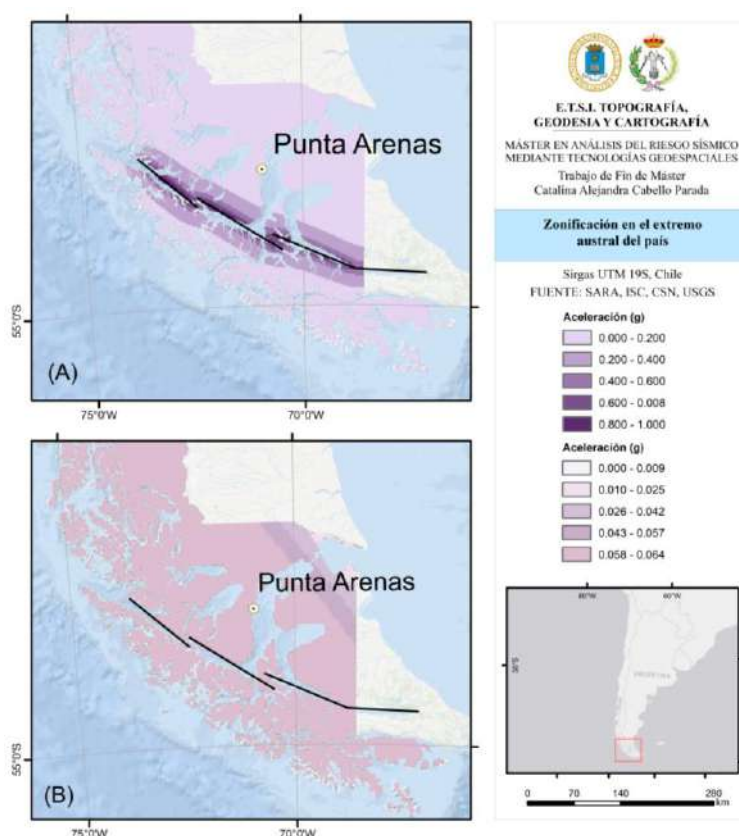


Figura 47. Zona Austral del país. (A) Peligrosidad obtenida por Peña (2021) en su TFM. (B) Peligrosidad calculada mediante un método zonificado.

6.4. UHS OBTENIDOS VERSUS NORMA SISMORRESISTENTE VIGENTE

Como se mencionó anteriormente en el Capítulo 2, en Chile se utilizan tres normas sismorresistentes dependiendo de la obra que se requiera construir. Con el fin de determinar si la norma cumple con los mínimos estándares según los resultados obtenidos, se grafican en la Figura 48 los UHS aquí obtenidos en algunas de las capitales regionales del país y se comparan con los espectros de diseño de las normas sismorresistentes.

Para el caso de aquellas ciudades ubicadas en lo que es la Zona Sísmica 3, es decir, cercanas a la costa (Figura 48(A)), se puede ver como varían los valores de aceleración en los UHS de norte a sur, consistente con lo visto en los mapas de aceleraciones presentados anteriormente (Figura 34). En la ciudad de Iquique, ubicada en el norte del país, el espectro resultante está por encima de los tres espectros de las normas, esperable con los valores de aceleración obtenidos. Por otra parte, los UHS en Valdivia, ubicada en el centro sur del país quedan por debajo de las normas NCh433 y NCh269, por lo que las estructuras habitacionales e industriales no deberían sufrir mayor problema, no así con la de carreteras. Es necesario agregar que en la ciudad que más se sobrepasan los valores de aceleración es en La Serena.

En cuanto a las ciudades de la Zona Sísmica 2, se toman los ejemplos de Santiago y Temuco (Figura 48(B)). Al igual que ocurría con Valdivia en la zona centro sur, en Temuco los edificios habitacionales e industriales deberían estar cubiertos por la norma. Sin embargo, los UHS en Santiago, capital regional y nacional quedan muy por encima los espectros de las tres normas sismorresistentes, lo que puede traer graves consecuencias a futuro.

Finalmente, en Coyhaique (Figura 48(C)), perteneciente a la Zona Sísmica 1 y ubicada al sur del país, es posible ver cómo el espectro resultante del cálculo de peligrosidad mediante el método zonificado queda muy por debajo de los correspondientes a las tres normas. Esta situación es consistente con las bajas aceleraciones obtenidas en los mapas de peligrosidad para un periodo de 475 años (Figura 34).

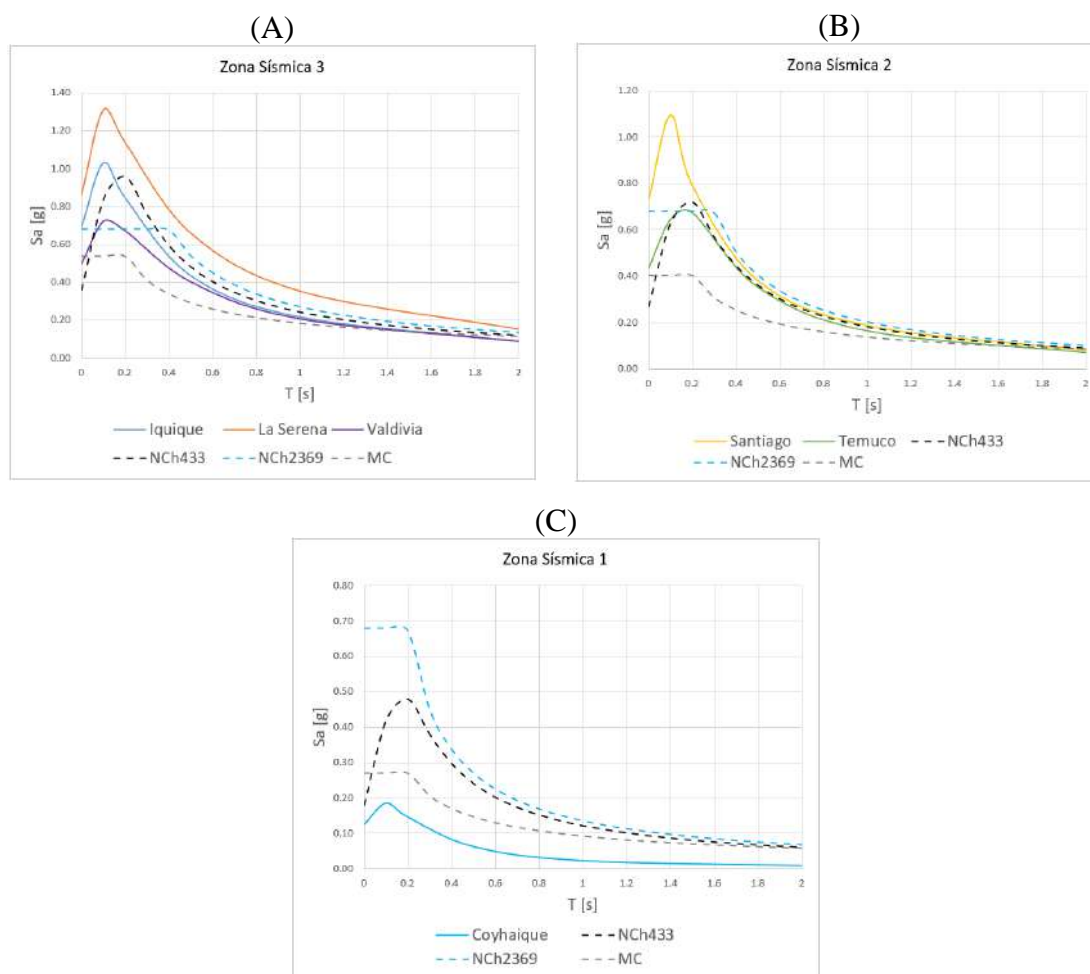


Figura 48. Contraste entre UHS obtenidos y las Normas Sismorresistentes vigentes en Chile.

La normativa sísmica vigente actualmente en el país considera las variaciones longitudinales que tiene el país, dando por hecho que en la costa habrá más peligrosidad que en los sectores cordilleranos dada la influencia de la subducción, sin embargo, no incluye variaciones latitudinales. Estas últimas se observan claramente al ver los valores de peligrosidad obtenidos, donde el norte posee aceleraciones mucho mayores que el sur del país, situación que debería ser considerada en la elaboración de un futuro documento.

6.5. COMPARACIÓN CON OTROS MODELOS DE PELIGROSIDAD PROBABILISTA EN CHILE

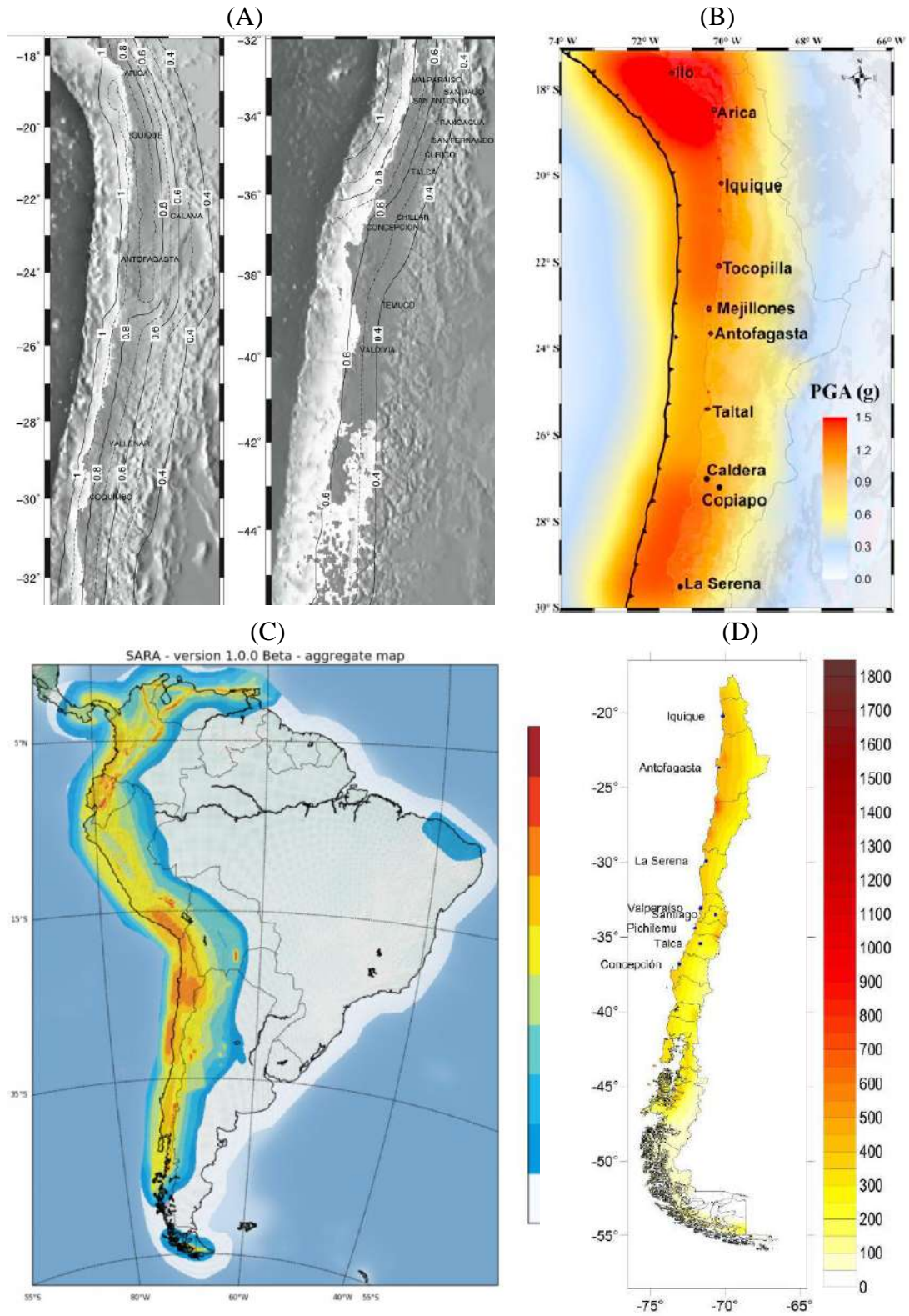
Como ya se ha mencionado, con anterioridad a este trabajo se han realizado 5 modelizaciones probabilistas en Chile, ya sea a nivel nacional o regional, donde las aceleraciones van desde 0.3g en la costa hasta más de 1.5g al comparar las mismas zonas (por ejemplo, Núñez (2014) versus Das *et al.* (2020) en la zona norte, Figura 49(E) y Figura 49(B), respectivamente). Si se considera que los catálogos de partida son básicamente los mismos, las diferencias se van a deber a las distintas metodologías de homogeneización y depuración, a la geometría del *slab* considerada y a los GMPEs utilizados.

El hecho de que las propuestas de zonificación de Núñez (2014) (Figura 49(E)) y del Banco Iberoamericano de Desarrollo (2016) (Figura 49(D)) hayan sido realizadas antes de la definición de GMPEs para la subducción chilena podría ser un factor determinante a la hora de explicar los bajos valores de aceleración que se obtuvieron para la costa, alcanzando valores máximos de hasta 0.6g como máximo. Autores como Atkinson & Boore (2003) y Ruiz & Saragoni (2004a, 2005) indican que cada zona de subducción tiene sus particularidades que hacen que no sea del todo correcto aplicar un modelo de atenuación en otra región, situación también mencionada por Leyton *et al.* (2010).

Otra situación que marca una diferencia entre la propuesta de este trabajo y las de los otros autores, es el número de zonas de subducción de Interfase e Intraplaca consideradas. La mayoría siguió un patrón de acuerdo con la sismicidad, y solo Núñez (2014) menciona que define los límites según las longitudes de ruptura. Como se vio en la Figura 4, los largos de ruptura de los terremotos tienden a repetirse en el tiempo, de igual forma que poseen periodos de recurrencia estimables, lo que permite inferir que el delimitar una zona sismogénica que corte un largo de ruptura carece de sentido, ya que no debería dividirse en dos o más partes un área que es propensa a generar terremotos.

Finalmente, es necesario recalcar que no hay modelos correctos o incorrectos, todos tienen sus particularidades según cómo fueron definidos y a los supuestos adoptados.

6. DISCUSIÓN



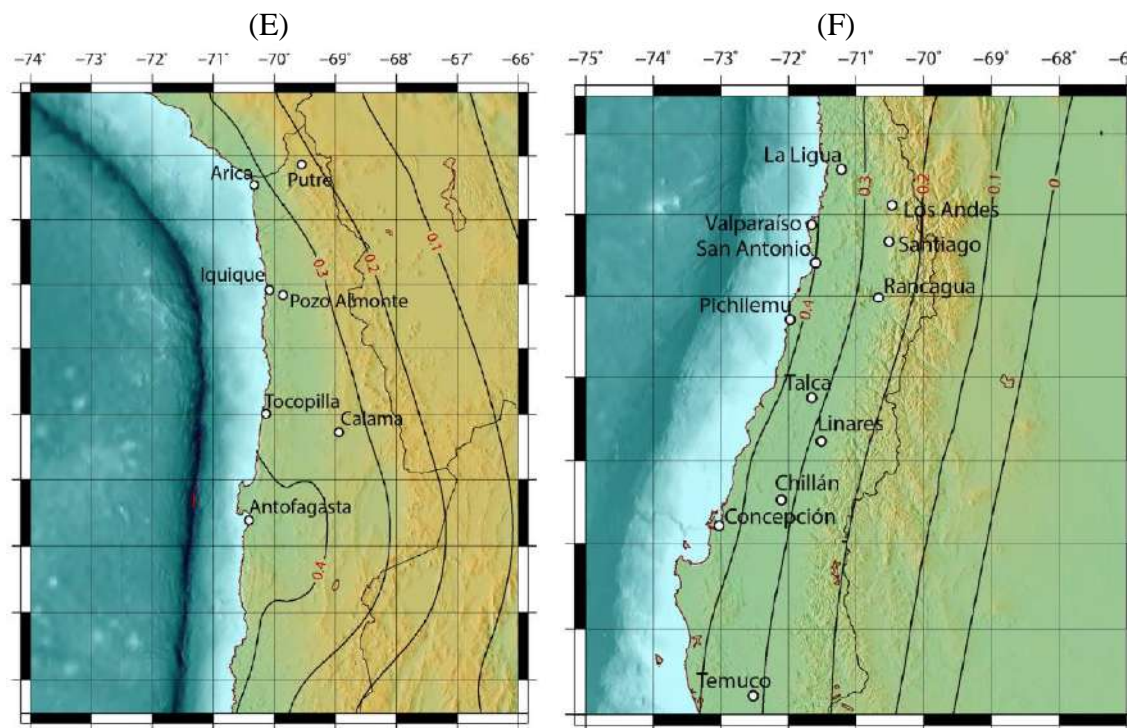


Figura 49. Resultados de modelizaciones probabilísticas previas. (A) Leyton et al. (2009); (B) Das et al. (2020); (C) Proyecto SARA; (D) Banco Iberoamericano; (E) y (F) son ejemplos de Núñez (2014).

6.6. COMPARACIÓN CON RESULTADOS DE PEÑA (2021)

Existen distintas formas de estimar la peligrosidad sísmica en un cierto territorio marcadas fundamentalmente por diferencias en los métodos y modelos utilizados. En este TFM, por ejemplo, se ha seguido una metodología probabilista zonificada, proponiendo modelos de zonas simogenéticas en los regímenes tectónicos de subducción interfase e intraplaca, así como cortical. Simultáneamente se ha desarrollado el TFM de Peña (2021), quien trabajó en el cálculo de peligrosidad considerando como fuentes sísmicas fallas específicas del país que contaban con la información suficiente para su modelización. La comparación de resultados entre ambos proyectos permite extraer algunas conclusiones de interés.

Los métodos probabilistas zonificados se presentan como una alternativa útil cuando no se cuenta con el suficiente conocimiento sobre las fallas activas, que son las fuentes reales

6. DISCUSIÓN

que generan la sismicidad. Este es el caso de Chile, cuyo conocimiento específico de las fallas corticales está recién comenzando, con trabajos que el presente año han proporcionado ya algunos valores de tasas de deslizamiento (por ejemplo, Astudillo-Sotomayor *et al.* (2021) y De Pascale *et al.* (2021)).

Al “repartir” la peligrosidad de forma homogénea en un área determinada se obtiene como resultado una sobreestimación de peligrosidad en zonas alejadas de las fallas y una infraestimación en las proximidades de estas, como se ha puesto de manifiesto en algunos trabajos recientes. Claro ejemplo de lo anterior fue el caso presentado para la zona austral del país, donde al realizar un cálculo específico para la estructura se obtuvieron peligrosidades de hasta dos órdenes de magnitud mayor.

En la Tabla 16 se tienen los valores de aceleración obtenidos para las capitales regionales para un Periodo de Retorno de 475 años para PGA, tanto los valores obtenidos en este trabajo (separados según contribución en la subducción y cortical por sí solos y en conjunto) y los valores obtenidos por Peña (2021) mediante un modelo probabilista y otro determinista para las fallas activas con las que se contaba con la información necesaria para caracterizarlas.

Tabla 16. Comparación de resultados obtenidos a través del método zonificado aplicado en este trabajo y el resultado de fallas activas elaborado por Peña (2021).

Región	Capital Regional	Aceleraciones (g)				
		Catalina Cabello			Carolina Peña	
		Zonas Subducción	Zonas Cortical	Zonas en Conjunto	Probabilista en fallas	Determinista
Arica y Parinacota	Arica	0.9	0.18	0.75	0.02	-
Tarapacá	Iquique	0.85	0.18	0.72	0.28	0.54
Antofagasta	Antofagasta	0.89	0.18	0.74	0.20	0.13
Atacama	Copiapó	0.98	0.18	0.77	-	-
Coquimbo	La Serena	1.14	0.18	0.87	-	-
Valparaíso	Valparaíso	0.95	0.16	0.77	0.02	-
Metropolitana	Santiago	0.79	0.21	0.73	0.21	0.33/0.15/0.13
O'Higgins	Rancagua	0.76	0.21	0.71	0.03	-
Maule	Talca	0.85	0.19	0.75	0.01	-
Ñuble	Chillán	0.68	0.2	0.68	-	-
Biobío	Concepción	0.94	0.16	0.7	-	-
La Araucanía	Temuco	0.57	0.13	0.45	0.05	-
Los Ríos	Valdivia	0.67	0.1	0.51	0.04	-
Los Lagos	Puerto Montt	0.56	0.13	0.44	0.09	-
General Carlos Ibáñez del Campo	Coyhaique	-	-	-	0.08	-
Magallanes	Punta Arenas	-	0.06	-	0.08	0.05

Resaltan ampliamente los valores obtenidos por la subducción y en conjunto mediante el método zonificado a lo largo de todo el país. Una situación para destacar es el caso de Arica, Iquique y Antofagasta, localidades que presentan mayores aceleraciones mediante el método probabilista calculado en fallas activas antes que lo obtenido a través de zonas corticales en el método zonificado si no se considera el efecto de la subducción. Sin embargo, el resultado anterior está sesgado por la ubicación de las fallas con respecto a las capitales, por lo que si bien es útil saber qué afecta más a las capitales regionales, no se está entregando información sobre el mayor peligro.

En la Tabla 17 se hace una comparación con distintos centros poblados, esta vez seleccionando localidades que se encontraban cerca de las trazas de falla a modo de poder comparar los valores máximos. En la mayoría de las ciudades o pueblos seleccionados la peligrosidad es mayor en el caso del método zonificado, llegando a ser 8 veces mayor en el caso de la ciudad de Pozo Almonte, por ejemplo. Otra situación para destacar es que en las zonas definidas como Norte y Centro en el trabajo de Peña (2021), los máximos son encontrados en su totalidad a través del método zonificado. Por otra parte, hacia el sur hay 9 de 24 localidades que dan valores mayores de aceleración por un sismo cortical producido por una falla activa cercana que lo que podría llegar a ser utilizando el método zonificado.

Se destacan 12 localidades que presentan aceleraciones por sobre 0.25g para ambas metodologías (Iquique, Alto Hospicio, Mejillones, la Región Metropolitana (incluye varias comunas del sector oriente), Pichilemu, Icalma, Melipeuco, Pucón, Coñaripe, Río Negro, Puerto Cisnes y Puerto Aysén). Dichas localidades debiesen tener políticas específicas con respecto a peligrosidad sísmica, así como medidas de prevención y mitigación ya que presentan mayores probabilidades de exceder el movimiento del suelo producto de un evento sísmico, ya sea de subducción como cortical.

6. DISCUSIÓN

Tabla 17. Contraste entre resultados obtenidos a través del método zonificado aplicado en este trabajo y el resultado de fallas activas elaborado por Peña (2021) para localidades especialmente afectadas por fallas.

Localidad	Zona	Categoría	Aceleración Zonificado (g)	Aceleración Fallas (g)	Localidad	Zona	Categoría	Aceleración Zonificado (g)	Aceleración Fallas (g)
Pozo Almonte	Norte	Ciudad	0.81	0.11	Huiscapi	Sur	Pueblo	0.38	0.10
Iquique	Norte	Ciudad	0.7	0.37	Curarrehue	Sur	Pueblo	0.22	0.29
Alto Hospicio	Norte	Ciudad	0.7	0.32	Lican-Ray	Sur	Pueblo	0.32	0.21
María Elena	Norte	Ciudad	0.79	0.15	Coñaripe	Sur	Pueblo	0.28	0.42
Mejillones	Norte	Ciudad	0.87	0.27	Panguipulli	Sur	Ciudad	0.35	0.16
Antofagasta	Norte	Ciudad	0.76	0.21	Malalhue	Sur	Pueblo	0.38	0.11
Región Metropolitana	Centro	Ciudad	0.72	0.50	Los Lagos	Sur	Pueblo	0.37	0.14
Paredones	Centro	Pueblo	0.73	0.15	Futrono	Sur	Pueblo	0.34	0.16
Bucalemu	Centro	Pueblo	0.75	0.17	Lago Ranco	Sur	Pueblo	0.37	0.14
Pichilemu	Centro	Ciudad	0.77	0.47	Entre Lagos	Sur	Pueblo	0.39	0.11
Ralco	Sur	Pueblo	0.31	0.13	Las Cascadas	Sur	Pueblo	0.38	0.13
Lonquimay	Sur	Pueblo	0.22	0.53	Río Negro	Sur	Ciudad	0.48	0.80
Curacautín	Sur	Ciudad	0.33	0.14	Chaitén	Sur	Pueblo	0.34	0.20
Cherquenco	Sur	Pueblo	0.34	0.13	Puerto Cisnes	Sur	Pueblo	0.27	0.40
Icalma	Sur	Pueblo	0.2	0.32	Puerto Aguirre	Sur	Pueblo	-	0.20
Melipeuco	Sur	Pueblo	0.27	0.41	Puerto Aysén	Sur	Ciudad	0.27	0.64
Cunco	Sur	Ciudad	0.33	0.13	Puerto Chacabuco	Sur	Pueblo	-	0.56
Pucón	Sur	Ciudad	0.29	0.36	Puerto Williams	Magallanes	Pueblo	-	0.13
Villarrica	Sur	Ciudad	0.35	0.14					

En el caso de contar con los datos necesarios para poder modelizar fallas activas se debiese priorizar los valores de peligrosidad obtenidas en ellas por sobre las obtenidas en el método probabilístico zonificado por todo lo mencionado anteriormente, pero mientras no se cuente con todos los datos necesarios, el método zonificado continúa siendo la mejor opción para el cálculo de peligrosidad a nivel nacional.

Un siguiente paso en el cálculo de la peligrosidad para el país es la implementación de un método híbrido que combine ambos cálculos de forma que no se infraestime la peligrosidad ocasionada por las fallas ni se exagere en los lugares donde no haya estructuras.

CAPÍTULO 7

“CONCLUSIONES Y LÍNEA DE INVESTIGACIÓN FUTURA”

7. CONCLUSIONES Y LÍNEA DE INVESTIGACIÓN FUTURA

7.1. CONCLUSIONES

- Por primera vez en Chile se intenta modelar un método probabilista zonificado que incluya los registros de sismicidad cortical y se cuantifica preliminarmente su aporte a la peligrosidad.

- La Peligrosidad sísmica en el régimen de subducción llega hasta los 1.19g en algunos sectores de la costa del país, mientras que la Peligrosidad sísmica de origen cortical aporta un máximo de 0.24g en la zona cordillerana central, lo que demuestra el amplio dominio de la subducción. No obstante, es necesario no subestimar a esta última, ya que las fallas pueden llegar a generar aceleraciones locales de casi 2.00g (Peña (2021)).

- Cada uno de los pasos involucrados en el cálculo aporta incertidumbres, desde la elección de la geometría del *slab*, la elección del método de depuración hasta los modelos de atenuación escogidos.

- Es necesario que una nueva normativa sísmica considere no solo las variaciones longitudinales del país, también sería necesario incluir las variaciones latitudinales debido a las diferencias de aceleración que estas variaciones pueden generar.

7.2. LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN FUTURA

- Los resultados deben ser analizados cuantificando detalladamente cada una de las incertidumbres asociadas a cada uno de los pasos del cálculo.
- Se debe repetir el cálculo de las Leyes Gutenberg-Richter mediante el método de Máxima Verosimilitud y contrastar los resultados.
- Contrastar los datos de sismicidad cortical local con modelos de Predicción de Movimiento Fuerte definidos a nivel global teniendo en cuenta las características locales del país con el fin de encontrar un modelo idóneo.
- Tomando como base los resultados en roca obtenidos sería interesante cuantificar el efecto de sitio que afecta las distintas localidades del país teniendo en consideración los tipos de suelo definidos por las normativas sismorresistentes vigentes en el país.
- Implementar una metodología híbrida que combine lo obtenido con las zonas corticales desarrolladas en este trabajo con la peligrosidad obtenida en fallas corticales por Peña (2021).

REFERENCIAS

REFERENCIAS

ABRAHAMSON, N.; GREGOR, N.; KOFI, A.; 2012. BCHydro Ground Motion Prediction Equations For Subduction Earthquakes.

AKKAR, S., SANDIKKAYA, M. A., & BOMMER, J. J. (2014). Empirical ground-motion models for point-and extended-source crustal earthquake scenarios in Europe and the Middle East. *Bulletin of earthquake engineering*, 12(1), 359-387.

ALGERMISSEN, S.T.; KAUSEL, E.; HANSON, S.; THENHAUS, P.C. 1992. Earthquake hazard in Chile. *Revista Geofísica* 37: 195-218.

ANGERMANN, D.; KLOTZ, J.; REIGBER, C. 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters* 171: 329-334.

ASTUDILLO-SOTOMAYOR, L., JARA-MUÑOZ, J., MELNICK, D., CORTÉS-ARANDA, J., TASSARA, A., & STRECKER, M. R. (2021). Fast Holocene slip and localized strain along the Liquiñe-Ofqui strike-slip fault system, Chile. *Scientific reports*, 11(1), 1-10.

ATKINSON, G.M.; & BOORE, D.M. 2003. Empirical ground-motion relations for subduction-zone earthquakes and their application to Cascadia and other regions, *Bull. Seism. Soc. Am.* 93, 1703-1729.

Banco Iberoamericano del Desarrollo. (2016). *Pérfil de Riesgo de Desastres. Informe Nacional para Chile.*

BARRIENTOS, S. 1980. *Regionalización sísmica de Chile. Tesis de Magíster en Ciencias (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geofísica: 72 p.*

BARRIENTOS, S. (2015). *Informe técnico terremoto Illapel 16 septiembre 2015. Santiago, Chile.*

BARRIENTOS, S., KAUSEL, E., CAMPOS, J., 1997. Sismicidad de profundidad intermedia y peligro sísmico en Santiago. In: VII Congreso Geológico de Chile, Antofagasta. *Soc. Geolog. Chilena*, pp. 645–649.

BECK, S.; BARRIENTOS, S.; KAUSEL, E., & REYES, M. Source characteristics of historical earthquakes along central Chile subduction zone. *Journal of South American Sciences*, 1998, N° 11, p. 115-129.

BELMONTE, A; COMTE, D. 1997. Análisis del contacto sismogénico interplaca a lo largo de Chile. *In Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas, Vol, 3, p. 1746-1750.* Antofagasta.

BENITO M. B. & JIMÉNEZ M. (1999). Peligrosidad Sísmica. Física de la Tierra. 11:13-47. ISSN: 0214-4557.

BENITO, BELÉN, Y TORRES, YOLANDA. (2010). Amenaza sísmica en América Central. Entimema. pp 0 - 367

BOORE, D. M., STEWART, J. P., SEYHAN, E., & ATKINSON, G. M. (2014). NGA-West2 equations for predicting PGA, PGV, and 5% damped PSA for shallow crustal earthquakes. *Earthquake Spectra*, 30(3), 1057-1085.

BRENGMAN, C. M., BARNHART, W. D., MANKIN, E. H., & MILLER, C. N. (2019). Earthquake-scaling relationships from geodetically derived slip distributions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 109(5), 1701-1715.

CAMPBELL, K. W., & BOZORGNIA, Y. (2014). NGA-West2 ground motion model for the average horizontal components of PGA, PGV, and 5% damped linear acceleration response spectra. *Earthquake Spectra*, 30(3), 1087-1115.

CAMPOS, J. & KAUSEL, E. The large 1939 intraplate earthquake of southern Chile. *Seismological Research Letters*, 1990, N° 61, p. 43.

CANDE, S.C.; LESLIE, R.B. 1986. Late Cenozoic tectonics of the southern Chile Trench. *Journal of Geophysical Research* 91: 471-496.

CARVAJAL, M., CISTERNAS, M., & CATALÁN, P. A. (2017). Source of the 1730 Chilean earthquake from historical records: Implications for the future tsunami hazard on the coast of Metropolitan Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(5), 3648-3660.

CASTRO, D. (2021). Desarrollo del algoritmo Geo-GR para el procesado de catálogos sísmicos y cálculo de leyes de recurrencia, orientado a su aplicación al cálculo de la peligrosidad sísmica (Tesis de Maestría). Universidad Politécnica de Madrid, España. Pp 138.

CHIOU, B. S. J., & YOUNGS, R. R. (2014). Update of the Chiou and Youngs NGA model for the average horizontal component of peak ground motion and response spectra. *Earthquake Spectra*, 30(3), 1117-1153.

COMTE, D.; EISENBERG, A.; LORCA, E.; PARDO, M.; PONCE, L.; SARAGONI, R.; SINGH, S.K.Y.; SUÁREZ, G. 1986. The 1985 Central Chile Earthquake: A Repeat of Previous Great Earthquakes in the Region? *Science* 233 (4762): 449-453.

COMTE, D., DORBATH, C., DORBATH, L., FARÍA, M., DAVID, C., HAESSLER, H., & RUZ, L. (2003). Distribución temporal y en profundidad de las réplicas del sismo superficial de Aroma, norte de Chile del 24 de julio de 2001. In X Congreso Geológico Chileno. Universidad de Concepción. Concepción, Chile.

CONTRERAS, V.; & BOROSCHEK, R. 2012. Strong Ground Motion Attenuation Relations for Chilean Subduction Zone Interface Earthquakes, 15th World Conference on Earthquake Engineering, 24 to 28 September 2012, Lisboa, Portugal, oral presentation and publication.

CORNELL, C. A. (1968): Engineering Seismic Risk Analysis, Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 58, n° 5, pp. 1583-1606.

COSENTINO P., FICARRA V., LUZIO D. (1977). Truncated Exponential Frequency-Magnitude relationship in earthquake Statistics. Bulletin of the Seismological Society of America. 67: 1615-1623.

COUNCIL, BUILDING SEISMIC SAFETY. NEHRP Recommended Seismic Provisions for New Buildings and Other Structures, 2015 Edition, Volume I: Part 1 Provisions, Part 2 Commentary, FEMA Rep. No. P-1050-1, National Institute of Building Sciences, Washington, DC, 2015.

DAS, R., GONZALEZ, G., DE LA LLERA, J. C., SAEZ, E., SALAZAR, P., GONZALEZ, J., & MENESES, C. (2020). A probabilistic seismic hazard assessment of southern Peru and Northern Chile. Engineering Geology, 271, 105585.

DEMETS, C.; GORDON, R.G.; ARGUS, D.F. 2010. Geologically current plate motions. Geophysical Journal International 181: 1-80.

DE PASCALE, G. P., FROUDE, M., PENNA, I., HERMANNNS, R. L., SEPÚLVEDA, S. A., MONCADA, D., ... & GUTIÉRREZ, F. (2021). Liquiñe-Ofqui's fast slipping intra-volcanic arc crustal faulting above the subducted Chile Ridge. Scientific reports, 11(1), 1-12.

DIRAISON, M., COBBOLD, P. R., GAPAIS, D., & ROSSELLO, E. A. (1997). Magellan Strait: part of a Neogene rift system. Geology, 25(8), 703-706.

ESTEVA L., 1967. Criterios para la construcción de espectros de diseño sísmico. In Proceedings, 3rd Pan-American Symposium of Structures, Caracas, Venezuela.

ESTEVA, L. (1968). Regionalización sísmica de México para fines de Ingeniería, Ph.D. Thesis, School of Engineering, National Autonomous University of Mexico (UNAM).

FARÍAS, M.; COMTE, D.; CHARRIER, R.; MARTINOD, J.; DAVID, C.; TASSARA, A.; TAPIA, F.; FOCK, A. 2010. Crustalscale structural architecture in central Chile based

on seismicity and surface geology: implications for Andean mountain building. *Tectonics* 29 (3): TC3006.

FARÍAS, M.; COMTE, D.; ROECKER, S.; CARRIZO, D.; PARDO, M. 2011. Crustal extensional faulting triggered by the 2010 Chilean earthquake: The Pichilemu Seismic Sequence. *Tectonics* 30: TC6010.

FEMA, B. (2009). NEHRP recommended seismic provisions for new buildings and other structures. Federal Emergency Management Agency.

GARDNER, J.K., KNOPOFF, L., 1974. Is the sequence of earthquakes in southern California with aftershocks removed, poissonian? *Bull. Seismol. Soc. Am.* 64 (5), 1363–1367.

GEERSEN, J., RANERO, C., BARCKHAUSEN, U. *ET AL.* (2015) Subducting seamounts control interplate coupling and seismic rupture in the 2014 Iquique earthquake area. *Nat Commun* 6, 8267. <https://doi.org/10.1038/ncomms9267>

GONZÁLEZ, A. 2008. Análisis estructural entre los valles del río Tinguiririca y Teno, Cordillera Principal de Chile Central: Microsismicidad y Geología Superficial. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile: 90 p.

GUEVARA P, L. TERESA, & SÁNCHEZ-RAMÍREZ, A. ROBERTO. (2005). Los sismos de enero y febrero de 2001 en el salvador y su impacto en las iglesias del patrimonio cultural. *Boletín Técnico* , 43(3), 28-57. Recuperado en 18 de junio de 2021, de http://ve.scielo.org/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0376-723X2005000300002&lng=es&tlng=es.

GUTENBERG, B., & RICHTER, C. F. (1944). Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological society of America*, 34(4), 185-188.

GUTSCHER, M.A. 2002. Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol.15, p. 3-10.

HAYES, G., 2018, SLAB2 - A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model: U.S. Geological Survey data release, <https://doi.org/10.5066/F7PV6JNV>.

HEATON, T. H., TAJIMA, F., & MORI, A. W. (1986). Estimating ground motions using recorded accelerograms. *Surveys in Geophysics*, 8(1), 25-83.

IDINI, B., ROJAS, F., RUIZ, S., & PASTÉN, C. (2017). Ground motion prediction equations for the Chilean subduction zone. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 15(5), 1853-1880.

ISC, International Seismological Centre: On-line Bulletin, online available at: <http://www.isc.ac.uk>, Internatl. Seis. Cent., Thatcham, UK, 2001.

KAUSEL, E., CAMPOS, J., 1992. The MS = 8 tensional earthquake of 9 December 1950 of northern Chile and its relation to the seismic potencial of the region. *Phys. Earth Planet. Inter.* 72, 220–235.

LEGRAND, D., TASSARA, A., & MORALES, D. (2012). Megathrust asperities and clusters of slab dehydration identified by spatiotemporal characterization of seismicity below the Andean margin. *Geophysical Journal International*, 191(3), 923-931.

LEONARD, M. (2010). Earthquake fault scaling: Self-consistent relating of rupture length, width, average displacement, and moment release. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(5A), 1971-1988.

LEYTON, F.; RUIZ, J.; CAMPOS, J.; KAUSEL, E. 2009. Intraplate and interplate earthquakes in Chilean subduction zone: A theoretical and observational comparison. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 75: 37-46.

LEYTON, F.; RUIZ, S.; SEPÚLVEDA, S. 2010. Reevaluación del peligro sísmico probabilístico en Chile Central. *Andean Geology* 37 (2): 455-472. doi: 10.5027/andgeoV37n2-a11.

LOMNITZ, C. 1969. An earthquake risk map of Chile. In *Proceedings of the fourth World Conference on Earthquake Engineering*.

MALDONADO, V., CONTRERAS, M., & MELNICK, D. (2021). A comprehensive database of active and potentially-active continental faults in Chile at 1: 25,000 scale. *Scientific Data*, 8(1), 1-13.

MALGRANGE, M., DESCHAMPS, A., MADARIAGA, R., 1981. Thrust and extensional faulting under the chilean coast: 1965 and 1971 Aconcagua earthquake. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 66, 313–332.

MARTIN, A. 1990. Hacia una nueva regionalización y cálculo del Peligro Sísmico en Chile. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Ingeniería Civil.

MELNICK, D.; BOOKHAGEN, B.; STRECKER, M.R.; ECHTLER, H.P. 2009. Segmentation of megathrust rupture zones from forearc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco peninsula, Chile. *Journal of Geophysical Research* 114: B01407.

MOLINA, D., TASSARA, A., ABARCA, R., MELNICK, D., & MADELLA, A. (2021). Frictional Segmentation of the Chilean Megathrust From a Multivariate Analysis of

Geophysical, Geological, and Geodetic Data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(6), e2020JB020647.

MONTALVA, G.; BASTÍAS, N. (2017), "Chilean Strong Ground Motion," https://datacenterhub.org/resources/chilean_motion.

MONTALVA, G. A., BASTÍAS, N., & RODRIGUEZ-MAREK, A. (2017). Ground-Motion Prediction Equation for the Chilean Subduction Zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*.

NARANJO, J. A., ARENAS, M., CLAVERO, J., & MUÑOZ, O. 2009. Mass movement-induced tsunamis: main effects during the Patagonian Fjordland seismic crisis in Aisén (45° 25'S), Chile. *Andean Geology*, 36(1).

NEIC-PDE. National Earthquake Information Center Preliminary Determination of Epicenters. *Epicenters (PDE) Bulletin*. <http://earthquake.usgs.gov>

NORAMBUENA, E.; LEFFER-GRIFFIN, L.; MAO, A.; DIXON, T.; STEIN, S.; SACKS, S.; OCOLA, L.; ELLIS, M. 1998. Space geodetic observations of Nazca-South America convergence across the Central Andes. *Science*, Vol. 279, p. 358-362.

NÚÑEZ LAZCANO, I. A. (2014). Nuevo peligro sísmico para Chile.

PARDO, M., COMTE, D., MONFRET, T., BOROSCHEK, R., ASTROZA, M., 2002. The October 15, 1997 Punitaqui earthquake (Mw= 7.1): a destructive event within the Nazca plate in central Chile. *Tectonophysics* 345, 199–210.

PARRA, H. (2016). *Desarrollos Metodológicos y Aplicaciones hacia el cálculo de la peligrosidad sísmica en el Ecuador continental y estudio de riesgo Sísmico en la ciudad de Quito* (Tesis doctoral). Universidad Politécnica de Madrid, España. Recuperado de: <http://repositorio.educacionsuperior.gob.ec/handle/28000/2465>.

PEÑA, C. (2021). *Caracterización de la peligrosidad sísmica en Chile asociada a las fallas activas* (Tesis de Maestría). Universidad Politécnica de Madrid, España.

REASENBERG, P.: Second-order moment of central California seismicity, 1969–1982, *B. Seism. Soc. Am.*, 90(B7), 5479–5495, 1985.

RIVAS-MEDINA, A., AGUIAR, R., BENITO, M. B., GASPAS, J., & PARRA, H. (2014). Determinación del período de recurrencia y magnitud máxima para el control de las estructuras en el rango elástico ante un sismo asociado a las fallas inversas de Quito. *Revista Internacional de Ingeniería de Estructuras*, 19, 201-217.

RIVERA-FIGUEROA, A. (2009). *Clasificación de suelos según el NEHRP para el municipio de Arecibo* (Doctoral dissertation).

ROMANOFF, F. 1999. Estudio del Peligro Sísmico en la Región Metropolitana. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Ingeniería Civil: 85 p.

ROBINSON, D., S. DAS, A. WATTS (2006): Earthquake ruptures stalled by a subduction fracture zone. *Science*, 312: 1203-1205.

RUIZ, S., & MADARIAGA, R. (2018). Historical and recent large megathrust earthquakes in Chile. *Tectonophysics*, 733, 37-56.

RUIZ, S. AND SARAGONI, G. R.: Fórmulas de atenuación para la subducción de Chile considerando los dos mecanismos principales de sismogénesis y los efectos del suelo, IX Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica, Concepción, Chile, 2005.

SANTIBÁÑEZ BORIC, I. V., CEMBRANO, J., GARCÍA PÉREZ, T., COSTA, C., YÁÑEZ CARRIZO, G. A., MARQUARDT, C., & GONZÁLEZ LÓPEZ, G. A. (2019). Crustal Faults in The Chilean Andes: Geological Constraints and Seismic Potential.

SARAGONI, G.R.; ASTROZA, M.; RUIZ, S. 2004. Comparative study of subduction earthquake ground motion of north, central and south America. In Proceedings of the thirteenth World Conference on Earthquake Engineering, Paper 104. Vancouver.

SCORDILIS, E. M. (2006). Empirical global relations converting MS and mb to moment magnitude. *Journal of seismology*, 10(2), 225-236.

SEPÚLVEDA, S.A.; ASTROZA, M.; KAUSEL, E.; CAMPOS, J.; CASAS, E.A.; REBOLLEDO, S.; VERDUGO, R. 2008. New findings on the 1958 Las Melosas earthquake sequence, central Chile: implications for seismic hazard related to shallow crustal earthquakes in subduction zones. *Journal of Earthquake Engineering* 12 (3): 432-455.

SHEDLOCK, K.M., 1993. Status of seismic hazard assessment around the globe: North and South America. *Ann. Geofis.* 36 (3-4), 103-129.

SILVA, N. 2008. Caracterización y determinación del peli-gro sísmico en la región metropolitana. Memoria de título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Ingeniería Civil: 148 p.

SISMOLÓGICO, S. (2010). Terremoto Cauquenes 27 Febrero 2010. Santiago.

SMALLEY, R.JR.; KENDRICK, E.; BEVIS, M.; DALZIEL, I.; TAYLOR, F.; LAURIA, E.; BARRIGA, R.; CASASSA, G.; OLIVERO, E.; PIANA, E. 2003. Geodetic determination of relative plate motion and crustal deformation across the Scotia-South America plate boundary in eastern Tierra del Fuego. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 4 (9): 1-19.

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. In Proceedings of the International Conference on Microzonation for Safer Construction 2: 897-910. Seattle, Washington.

STIRLING, M., GODED, T., BERRYMAN, K., & LITCHFIELD, N. (2013). Selection of earthquake scaling relationships for seismic-hazard analysis. Bulletin of the Seismological Society of America, 103(6), 2993-3011.

SUÁREZ, G.; COMTE, D. 1993. Comment on “Seismic coupling along the Chilean subduction zone” by B.W. Tichelaar and L.R. Ruff. Journal of Geophysical Research 98: 15825-15828.

SUSA, D. 2004. Estimación del Peligro Sísmico Asociado a sismos del tipo interplaca en Chile y Sur del Perú utilizando distribución bi-paramétrica de Weibull. Memoria de Título, Universidad de Chile, Departamento Ingeniería Civil.

TASSARA, A. & ECHAURREN, 2012. Anatomy of the Andean subduction zone: Three-dimensional density model upgraded and compared against global scale models accepted in Geophys. J. Int., 189, 161–168.

TASSARA, A., & YÁÑEZ, G. (2003). Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47 S). Revista geológica de Chile, 30(2), 159-186.

TICHELAAR, B.W.; RUFF, L.J. 1993. Depth of seismic coupling along the subduction zone. Journal of Geophysical Research 98: 2017-2037

WELLS, D. L., & COPPERSMITH, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. Bulletin of the seismological Society of America, 84(4), 974-1002.

YOUNG, R.R.; CHIOU, S.J.; HUMPHREY, J.R. 1997. Strong ground motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes, Seism. Res. Lett. 68, 58-73.

ZHAO, J.; ZHANG, X.; ASANO, A.; OHNO, Y.; OUCHI, T.; TAKAHASHI, T.; OGAWA, H.; IRIKURA, K.; THIO, H.K.; SOMMERVILLE, P.G.; 2006. Attenuation Relations of Strong Ground Motion in Japan Using Site Classification Based on Predominant Period, Bull. Seism. Soc. Am., 898-91.

ANEXOS**A1. ANEXO COEFICIENTES NORMATIVAS****A1.A. VALORES DE ACELERACIÓN SEGÚN ZONA SÍSMICA EN CHILE**

Zona Sísmica	A0 (g)
1	0.20
2	0.30
3	0.40

A1.B. VALORES DEL PARÁMETRO S PARA EL TIPO DE SUELO

Tipo de suelo	S
I	0.9
II	1.0
III	1.2
IV	1.3

A1.C. MANUAL DE CARRETERAS

Coeficiente de importancia K1

CI = I K1 = 1.0

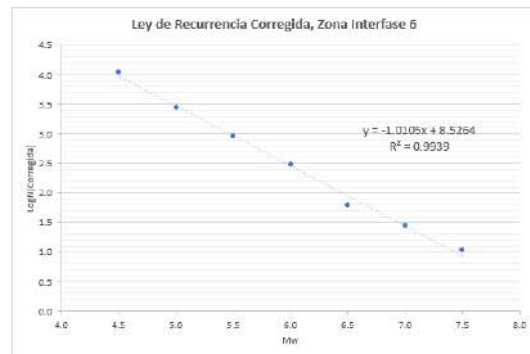
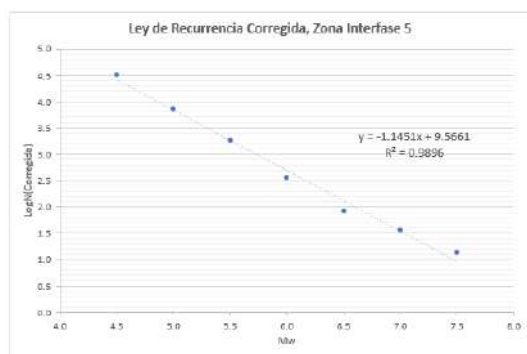
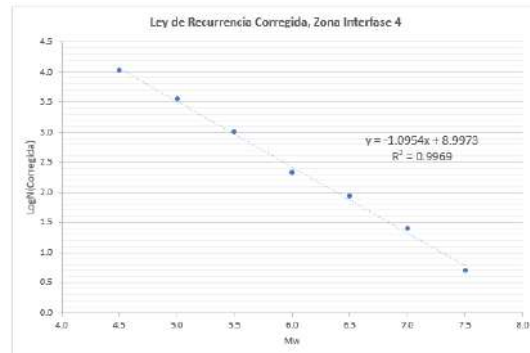
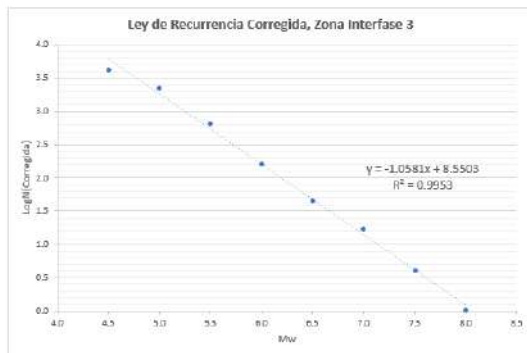
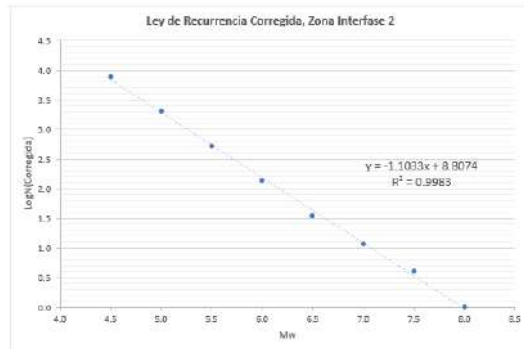
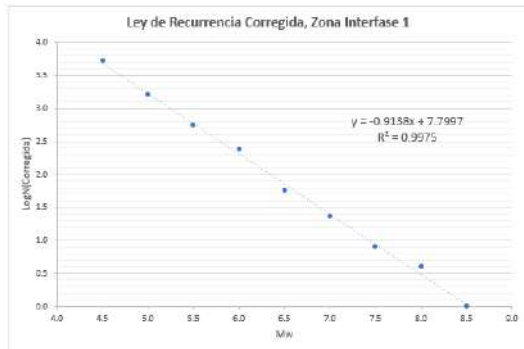
CI = II K1 = 0.8

Coeficiente de importancia K2

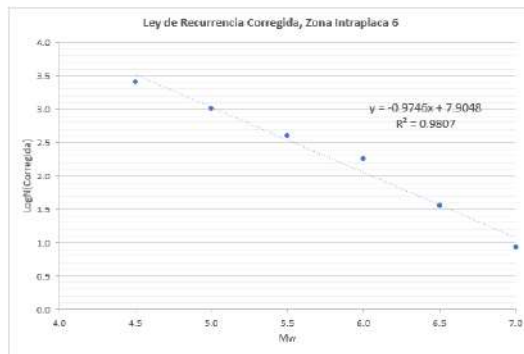
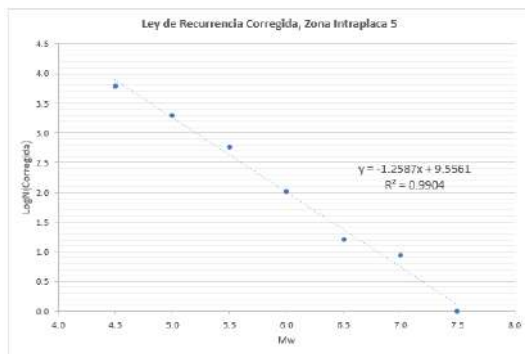
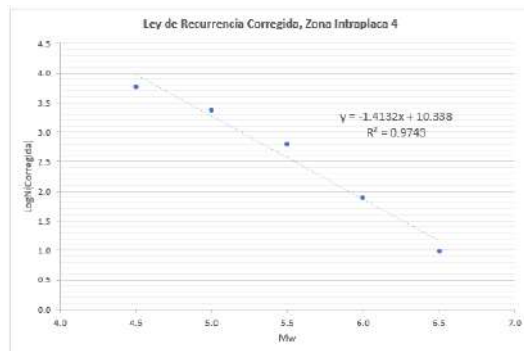
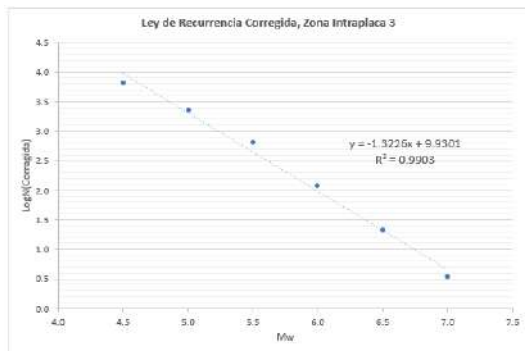
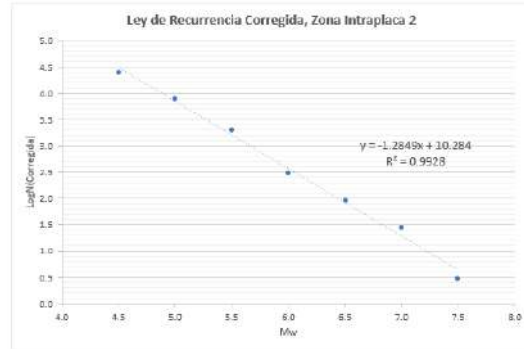
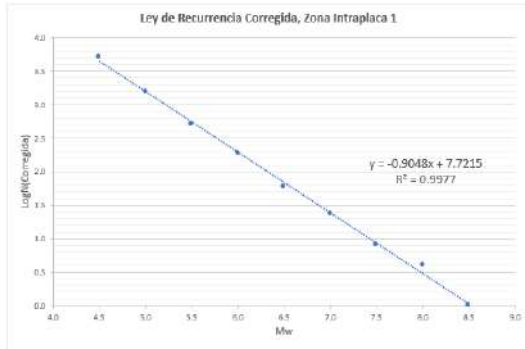
Tipo de Suelo	T1 (s)	K2
I	0.2	0.513
II	0.3	0.672
III	0.7	1.182
IV	1.1	1.598

A2. ANEXO LEYES DE GUTENBERG – RICHTER MEDIANTE MEDIANTE METODOLOGÍA DE REASENBERG (1985)

A2.A. ZONAS DE INTERFASE



A2.B. ZONAS DE INTRAPLACA



A2.C. ZONAS CORTICALES

