

Modelo Probabilístico de Amenaza Sísmica para Chile Continental

Versión 1.1

Francisco Bravo Sagua, Pablo Koch, Alejandro Urrutia, José Cembrano, Rodrigo Rauld, Felipe Leyton, Sergio Barrientos

Abril 2026



CSN/UCHILE
Abril 2026

Modelo Probabilístico de Amenaza Sísmica para Chile Continental

Versión 1.1

Francisco Bravo Sagua, Pablo Koch, Alejandro Urrutia, José Cembrano, Rodrigo Rauld, Felipe Leyton, Sergio Barrientos

Centro Sismológico Nacional
Blanco Encalada 2002
Santiago, Chile

Reporte Final
Aprobado para su distribución parcial

Descargo de Responsabilidad: Este trabajo es producto del staff del CSN con contribuciones de expertos externos. El presente mapa de amenaza sísmica ha sido elaborado con fines técnicos y de referencia, a partir de la información sísmológica, geológica y tectónica disponible, así como de modelos y supuestos aceptados por la comunidad científica al momento de su desarrollo. Los resultados representan estimaciones probabilísticas de la amenaza sísmica y están sujetos a incertidumbres inherentes a los procesos naturales, a las limitaciones de los datos de entrada y a los métodos de análisis empleados. En consecuencia, este producto no constituye una predicción determinista de la ocurrencia de sismos ni de sus efectos, y no debe ser utilizado de manera aislada para fines normativos, de diseño estructural o de toma de decisiones sin la correspondiente evaluación técnica especializada. Los autores y la institución responsable no asumen responsabilidad por el uso indebido que se haga de la información contenida en este informe.

Control de versiones

- versión 1.0 - 02/2026 - Publicación informe.
- versión 1.1 - 04/2026 - Actualización de imágenes y corrección de errores tipográficos.

Índice general

Figuras y Tablas	vii
Prefacio	xvi
1 Introducción	1
Bibliografía	3
2 Contexto tectónico	4
2.1 Contexto tectónico	4
Bibliografía	8
3 Catálogo Sísmico	10
3.1 Catálogos utilizados	10
3.1.1 Catálogo ANSS (Advanced National Seismic System) ComCat	10
3.1.2 Catálogos ISC	11
3.1.3 Catálogo Centennial (Engdahl & Villaseñor, 2002)	13
3.1.4 Catálogos proyecto SARA	13
3.1.5 Catálogos Nacionales	14
3.2 Selección y limpieza de los catálogos	15
3.2.1 Periodo pre-1964	17
3.2.2 Periodo post-1964	17
3.3 Catálogo de referencia	24
3.3.1 Revisión de terremotos históricos	25
3.3.2 Descripción del catálogo de referencia	27
3.3.3 Clasificación de la sismicidad	28
3.3.4 Declustering	30
Bibliografía	33
4 Fuentes Sismogénicas de Subducción	37
4.1 Zonas Interplaca	39
4.1.1 Zona 1	39
4.1.2 Zona 2	43
4.1.3 Zona 3	46
4.2 Zona Intraplaca	48
4.3 Recurrencia	56
Bibliografía	58
5 Base de Datos de Fallas Corticales	63
5.1 Alcances y Limitaciones	65
5.2 Metodología	65

5.2.1	Revisión de Antecedentes	65
5.2.2	Comparación de las bases de datos de fallas	74
5.3	Construcción de la base de datos de fallas peligrosas	74
5.3.1	Compilación de las bases de datos.....	75
5.3.2	Fallas agregadas	75
5.3.3	Compleitud de los datos	76
5.4	Construcción de la base de fallas para el cálculo de amenaza	79
	Bibliografía	82
6	Ecuaciones de Predicción de Movimiento Fuerte.....	84
6.1	Procesamiento de datos de aceleración	84
6.2	Selección de las leyes de predicción de movimiento fuerte	88
6.3	Métodos de evaluación	89
6.4	Sismos Interplaca	90
6.4.1	Gráficos de grilla.....	90
6.4.2	Análisis de residuales.....	92
6.5	Sismos Intraplaca	95
6.5.1	Gráficos de grilla.....	95
6.5.2	Análisis de residuales.....	96
6.6	Sismos corticales	100
6.6.1	Gráficos de grilla.....	100
6.6.2	Análisis de residuales.....	101
6.6.3	Selección de GMPEs	104
	Bibliografía	106
7	Zonificación de la fuente cortical	110
7.1	Zonificación Cortical	110
7.1.1	Zona Noroeste	110
7.1.2	Zona Noreste.....	112
7.1.3	Zona Centro oeste.....	114
7.1.4	Zona Central	115
7.1.5	Zona Centro este	117
7.1.6	Zona Sureste.....	118
7.1.7	Zona Austral	120
7.2	Recurrencia	122
	Bibliografía	124
8	Parametrización de las fuentes sismogénicas.....	125
8.1	Fuente de subducción interplaca.....	125
8.2	Fuente intraplaca de profundidad intermedia	125
8.3	Fuente de fallas corticales.....	126
8.4	Fuente de sismicidad cortical difusa.....	127
	Bibliografía	130
9	Resultados	131

9.0.1 Comparación con mapas de amenaza regionales	133
Bibliografía	136
Apéndice A: Catálogo sísmico	137
Apéndice B: GMPE.....	150
B.1 Residuales Interplaca	153
B.2 Residuales Intraplaca	166
B.3 Residuales Cortical	175
Apéndice C: Base de Datos de Fallas Corticales	198
C.1 Comparación de campos de las bases de datos consultadas.....	198
C.1.1 Identificación y Metadatos	198
C.1.2 Geometría	199
C.1.3 Cinemática	200
C.1.4 Actividad y Temporalidad	201
C.1.5 Calidad y Confianza	202
C.1.6 Información Complementaria	202
C.2 Comparación entre las bases de SARA y CHAF	203
Apéndice D: Coloquio fallas peligrosas de Chile, organizado por el Centro Sismológico Nacional.....	205
D.1 Informe sobre los resultados principales del Coloquio “Fallas peligrosas de Chile”, organizado por el Centro Sismológico Nacional y realizado en la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile el día 1 de diciembre de 2025	205
D.1.1 Objetivos y desarrollo de la jornada	205
D.1.2 Resultados de la discusión de las mesas de trabajo	208
D.1.3 Recomendaciones de expertos.....	209
D.2 Conclusiones	210
D.3 Listado de participantes y mesas de discusión que integraron	210
D.4 Programa del Coloquio	212

Figuras y Tablas

Figuras

Figura 1. Configuración geodinámica	4
Figura 2. Fuentes sismogénicas (Leyton et al., 2010).....	7
Figura 3. Periodo de actualización de hipocentro en el catálogo Comcat	11
Figura 4. Región considerada para la unión de los catálogos. Rojo: Polígono para la unión de los catálogos sísmicos, Verde: Polígono donde se prefieren las localizaciones CSN y Potin et al. (2025) por sobre las localizaciones de agencias globales	16
Figura 5. Análisis de eventos duplicados en el catálogo ISC.....	16
Figura 6. Distribución de la diferencia entre los reportes Mw(GUC) y Mw(GCMT).....	20
Figura 7. Comparación de reportes de magnitudes y ajuste de la regresión ortogonal	23
Figura 8. Gráfico de violín para las escalas de magnitud en el catálogo de referencia.....	28
Figura 9. Perfiles de sismicidad.....	29
Figura 10. Clasificación de los eventos en función de su distancia a la superficie del Slab y al límite del Moho	30
Figura 11. Análisis espacial del catálogo de referencia: Izquierda: Distribución de densidad espacial de hipocentros. Centro: Distribución de los hipocentros en profundidad. Derecha: Clasificación de la sismicidad en las fuentes sismogénicas consideradas en el cálculo de amenaza.	31
Figura 12. Distribución de la densidad de eventos del catálogo en el proceso de depuración. Izquierda: Catálogo de referencia. Centro: Catálogo depurado (post declustering), Derecha: Eventos clasificados como réplicas según el algoritmo de declustering.	32
Figura 13. Zonificación de las fuentes de subducción propuesta por Martin (1990).....	37
Figura 14. Ilustración del concepto de momento acumulado liberado (Weatherill, 2014)	39
Figura 15. Área de ruptura de los eventos históricos de la zona 1 (Shrivastava et al., 2019)	39
Figura 16. Izquierda: Análisis de Stepp (1972) para el cálculo de completitud del catálogo de la zona 1. Derecha: Completitud del catálogo y densidad de magnitudes con respecto al tiempo.....	42
Figura 17. Liberación de momento sísmico acumulado en Zona 1	43
Figura 18. Segmentos y rupturas de terremotos históricos en zona 2. (Carrasco et al., 2019)	44
Figura 19. Izquierda: Análisis de Stepp (1972) para el cálculo de completitud del catálogo de la zona 2. Derecha: Completitud del catálogo y densidad de magnitudes con respecto al tiempo.....	45
Figura 20. Liberación de momento sísmico acumulado en Zona 2	46
Figura 21. Segmentos y rupturas de terremotos históricos en zona 3 (Hong et al., 2017)	46
Figura 22. Izquierda: Análisis de Stepp (1972) para el cálculo de completitud del catálogo de la zona 3. Derecha: Completitud del catálogo y densidad de magnitudes con respecto al tiempo.....	47
Figura 23. Liberación de momento sísmico acumulado en Zona 3	48
Figura 24. Izquierda: Análisis de Stepp (1972) para el cálculo de completitud del catálogo de la zona 4. Derecha: Completitud del catálogo y densidad de magnitudes con respecto al tiempo.....	49
Figura 25. Liberación de momento sísmico acumulado en Zona 4	50

Figura 26. Izquierda: Análisis de Stepp (1972) para el cálculo de completitud del catálogo de la zona 5. Derecha: Completitud del catálogo y densidad de magnitudes con respecto al tiempo.....	51
Figura 27. Liberación de momento sísmico acumulado en Zona 5	52
Figura 28. Izquierda: Análisis de Stepp (1972) para el cálculo de completitud del catálogo de la zona 6. Derecha: Completitud del catálogo y densidad de magnitudes con respecto al tiempo.....	52
Figura 29. Liberación de momento sísmico acumulado en Zona 6	53
Figura 30. Izquierda: Análisis de Stepp (1972) para el cálculo de completitud del catálogo de la zona 7. Derecha: Completitud del catálogo y densidad de magnitudes con respecto al tiempo.....	54
Figura 31. Liberación de momento sísmico acumulado en Zona 7	55
Figura 32. Liberación de momento sísmico acumulado en Zona 7, sin considerar el evento de Santiago de 1647	55
Figura 33. Análisis de recurrencia para las zonas interplaca e intraplaca	57
Figura 34. Comparación entre la base CHAF y SARA. Línea roja: Trazas de la base SARA, Línea café: Traza de la base CHAF clasificada como peligrosa o potencialmente peligrosa. Línea azul punteada: Traza de la base CHAF, con actividad clasificada como posible.....	74
Figura 35. Mapa simplificado de los principales sistemas de falla de Chile, modificado de Maldonado et al. (2021) . FEW: Fallas este-oeste del norte de Chile; SFA: Sistema de Falla de Atacama; FTA: Fallas transversales noroeste de Chile Central; FSR: Falla San Ramón; SFLO: Sistema de Falla de Liquiñe-Ofqui, SFM: Sistema de Falla de Magallanes.	76
Figura 36. Representación de las Fallas en la BD	79
Figura 37. Criterio para unión de segmentos de traza	80
Figura 38. Ejemplo de aplicación del criterio de selección de fallas para el sistema Liquiñe-Ofqui. Las trazas en azul corresponden a fallas no seleccionadas por encontrarse a menos de 3 km de una traza secundaria.....	81
Figura 39. Ejemplo de aplicación del criterio de selección de fallas para el sistema de Fallas Transversales Este-Oeste. Las trazas en azul corresponden a fallas no seleccionadas por encontrarse a menos de 3 km de una traza secundaria	81
Figura 40. Resultados al usar el método para encontrar período de corte. La línea roja es la frecuencia de corte, y la línea azul y verde tienen la frecuencia sugeridas por Joyner & Boore (1988) y Atkinson & Silva (2000) . En negro se muestra localmente el espectro de campo lejano teórico de Brune (1970) , en aceleración y desplazamiento.....	86
Figura 41. Cantidad de datos usados por cada período espectral, en total y para cada tipo de sismo.....	87
Figura 42. Gráficos de grillas distancia vs respuesta para sismos interplaca.....	91
Figura 43. Gráficos de grillas magnitud vs respuesta para sismos interplaca.....	91
Figura 44. Gráficos de grillas período vs respuesta para sismos interplaca.....	92
Figura 45. Análisis de residuales normalizados propuesto por Scherbaum et al. (2004) para sismos interplaca.	93
Figura 46. Gráficos de grillas distancia vs respuesta para sismos intraplaca.....	95
Figura 47. Gráficos de grillas magnitud vs respuesta para sismos intraplaca.....	96
Figura 48. Gráficos de grillas período vs respuesta para sismos intraplaca.....	96
Figura 49. Análisis de residuales normalizados propuesto por Scherbaum et al. (2004) para sismos intraplaca.....	97
Figura 50. Gráficos de grillas distancia vs respuesta para sismos corticales.....	100
Figura 51. Gráficos de grillas magnitud vs respuesta para sismos corticales.....	101
Figura 52. Gráficos de grillas período vs respuesta para sismos corticales.....	101

Figura 53. Análisis de residuales normalizados propuesto por Scherbaum et al. (2004) para sismos corticales.	102
Figura 54. Zonificación cortical. Puntos rojos representan los eventos del catálogo depurado clasificados como corticales.	111
Figura 55. Izquierda: Análisis de Stepp (1972) para el cálculo de completitud del catálogo de la zona Noroeste. Derecha: Completitud del catálogo y densidad de magnitudes con respecto al tiempo.	111
Figura 56. Liberación de momento sísmico acumulado en la zona Noroeste.....	112
Figura 57. Izquierda: Análisis de Stepp (1972) para el cálculo de completitud del catálogo de la zona Noreste. Derecha: Completitud del catálogo y densidad de magnitudes con respecto al tiempo.	113
Figura 58. Liberación de momento sísmico acumulado en Zona Noreste.....	113
Figura 59. Izquierda: Análisis de Stepp (1972) para el cálculo de completitud del catálogo de la zona Centro Oeste. Derecha: Completitud del catálogo y densidad de magnitudes con respecto al tiempo.	114
Figura 60. Liberación de momento sísmico acumulado en Zona Centro Oeste.....	115
Figura 61. Izquierda: Análisis de Stepp (1972) para el cálculo de completitud del catálogo de la zona Central. Derecha: Completitud del catálogo y densidad de magnitudes con respecto al tiempo.	116
Figura 62. Liberación de momento sísmico acumulado en zona Central.....	116
Figura 63. Izquierda: Análisis de Stepp (1972) para el cálculo de completitud del catálogo de la zona Centro Este. Derecha: Completitud del catálogo y densidad de magnitudes con respecto al tiempo.	117
Figura 64. Liberación de momento sísmico acumulado en Zona Centro Este.....	118
Figura 65. Izquierda: Análisis de Stepp (1972) para el cálculo de completitud del catálogo de la zona Sureste. Derecha: Completitud del catálogo y densidad de magnitudes con respecto al tiempo.	119
Figura 66. Liberación de momento sísmico acumulado en zona Sureste.....	119
Figura 67. Izquierda: Análisis de Stepp (1972) para el cálculo de completitud del catálogo de la zona Austral. Derecha: Completitud del catálogo y densidad de magnitudes con respecto al tiempo.	121
Figura 68. Liberación de momento sísmico acumulado en Zona Austral.....	122
Figura 69. Análisis de recurrencia para las zonas de sismicidad difusa cortical.....	123
Figura 70. Parametrización de la geometría de las fuentes interplaca.....	125
Figura 71. Esquema de planos de falla de eventos inslab para Sudamérica descritos en Warren (2014) . El ángulo de mateo de los eventos subverticales y subhorizontales se encuentran definidos principalmente por la superficie superior de la placa subductante.	126
Figura 72. Parametrización de la fuente intraplaca de profundidad intermedia. Modelo de sismicidad no uniforme.	126
Figura 73. Ejemplo de integración de las MFD de la sismicidad distribuida y las fuentes fallas. Izquierda: sismicidad distribuida en torno a una falla cortical. En azul se representan las fuentes sobre la proyección en superficie de la falla cuya MFD es truncada superiormente por la magnitud mínima modelada por la fuente. Derecha: MFD de las fuentes corticales. (modificado de García et al. (2017)).....	128
Figura 74. Árbol Logico utilizado en la construcción del mapa de amenaza.....	129
Figura 75. Mapa de amenaza para PGA, SA(0.3), SA(0.1) y SA(3.0) con probabilidad de excedencia del 10 % en 50 años para Chile continental.....	131
Figura 76. Mapa de amenaza para PGA, SA(0.3), SA(1.0) y SA(3.0) con probabilidad de excedencia del 2 % en 50 años para Chile continental.....	132
Figura 77. Comparación de mapas de amenaza sísmica de PGA con probabilidad de excedencia 10 % en 50 años para distintas fuentes sismogénicas.....	133

Figura 78. Comparación de mapas de amenaza sísmica de PGA con probabilidad de excedencia 10 % en 50 años.	134
Figura 79. Comparación de mapas de amenaza sísmica de PGA con probabilidad de excedencia 2 % en 50 años para las fallas corticales. Izquierda: Mapa elaborado en este estudio. Derecha: Mapa elaborado para el proyecto SARA (Costa et al., 2020)	135
Figura A1. Desviación estándar medida y estimada para los reportes mb(NEIC) en catálogo ComCat para eventos desde el 2014.....	137
Figura A2. Regresiones entre magnitud GCMT y magnitudes Mw equivalentes para la zona de estudio.....	137
Figura A3. Regresiones de conversión para magnitudes Ms y Ms ISC.....	138
Figura A4. Distribución de hipocentros con reporte Mw SJA y ML GUC. La mayoría de los reportes ocurren en territorio chileno	138
Figura A5. Regresiones de conversión de magnitud MW(SJA) a Mw(GCMT). Izquierda: Regresión para reportes en territorio argentino. Derecha: Regresión para reportes en territorio chileno.	139
Figura B1. Comparación procesamiento datos en común con Bastías & Montalva (2016) ., error absoluto en m/s ²	150
Figura B2. Comparación procesamiento datos en común con Bastías & Montalva (2016) , error relativo en m/s ²	151
Figura B3. Dato anómalo.....	152
Figura B4. Residuales para sismos interplaca para la ley de Abrahamson & Gulurce (2020) para período muy bajos	153
Figura B5. Residuales para sismos interplaca para la ley de Abrahamson & Gulurce (2020) para período espectral de 0.3 segundos.....	154
Figura B6. Residuales para sismos interplaca para la ley de Abrahamson & Gulurce (2020) para período espectral de 1 segundo	154
Figura B7. Residuales para sismos interplaca para la ley de Abrahamson & Gulurce (2020) para período espectral de 3 segundos	155
Figura B8. Residuales para sismos interplaca para la ley de Arteta et al. (2021) para período muy bajos	155
Figura B9. Residuales para sismos interplaca para la ley de Arteta et al. (2021) para período espectral de 0.3 segundos	156
Figura B10. Residuales para sismos interplaca para la ley de Arteta et al. (2021) para período espectral de 1 segundo.....	156
Figura B11. Residuales para sismos interplaca para la ley de Arteta et al. (2021) para período espectral de 3 segundos	157
Figura B12. Residuales para sismos interplaca para la ley de Kuehn et al. (2020) para período muy bajos	157
Figura B13. Residuales para sismos interplaca para la ley de Kuehn et al. (2020) para período espectral de 0.3 segundos	158
Figura B14. Residuales para sismos interplaca para la ley de Kuehn et al. (2020) para período espectral de 1 segundo.....	158
Figura B15. Residuales para sismos interplaca para la ley de Kuehn et al. (2020) para período espectral de 3 segundos	159
Figura B16. Residuales para sismos interplaca para la ley de Montalva et al. (2017) para período muy bajos	159
Figura B17. Residuales para sismos interplaca para la ley de Montalva et al. (2017) para período espectral de 0.3 segundos	160
Figura B18. Residuales para sismos interplaca para la ley de Montalva et al. (2017) para período espectral de 1 segundo.....	160

Figura B19. Residuales para sismos interplaca para la ley de Montalva et al. (2017) para período espectral de 3 segundos	161
Figura B20. Residuales para sismos interplaca para la ley de Parker et al. (2020) para período muy bajos	161
Figura B21. Residuales para sismos interplaca para la ley de Parker et al. (2020) para período espectral de 0.3 segundos	162
Figura B22. Residuales para sismos interplaca para la ley de Parker et al. (2020) para período espectral de 1 segundo.....	162
Figura B23. Residuales para sismos interplaca para la ley de Parker et al. (2020) para período espectral de 3 segundos	163
Figura B24. Residuales para sismos interplaca para la ley de Si et al. (2020) para período muy bajos.....	163
Figura B25. Residuales para sismos interplaca para la ley de Si et al. (2020) para período espectral de 0.3 segundos	164
Figura B26. Residuales para sismos interplaca para la ley de Si et al. (2020) para período espectral de 1 segundo	164
Figura B27. Residuales para sismos interplaca para la ley de Si et al. (2020) para período espectral de 3 segundos.....	165
Figura B28. Residuales para sismos intraplaca para la ley de Arteta et al. (2021) para período muy bajos	166
Figura B29. Residuales para sismos intraplaca para la ley de Arteta et al. (2021) para período espectral de 0.3 segundos	167
Figura B30. Residuales para sismos intraplaca para la ley de Arteta et al. (2021) para período espectral de 1 segundo.....	167
Figura B31. Residuales para sismos intraplaca para la ley de Arteta et al. (2021) para período espectral de 3 segundos	168
Figura B32. Residuales para sismos intraplaca para la ley de Idini et al. (2017) para período muy bajos.....	168
Figura B33. Residuales para sismos intraplaca para la ley de Idini et al. (2017) para período espectral de 0.3 segundos	169
Figura B34. Residuales para sismos intraplaca para la ley de Idini et al. (2017) para período espectral de 1 segundo.....	169
Figura B35. Residuales para sismos intraplaca para la ley de Idini et al. (2017) para período espectral de 3 segundos.....	170
Figura B36. Residuales para sismos intraplaca para la ley de Kuehn et al. (2020) para período muy bajos	170
Figura B37. Residuales para sismos intraplaca para la ley de Kuehn et al. (2020) para período espectral de 0.3 segundos	171
Figura B38. Residuales para sismos intraplaca para la ley de Kuehn et al. (2020) para período espectral de 1 segundo.....	171
Figura B39. Residuales para sismos intraplaca para la ley de Kuehn et al. (2020) para período espectral de 3 segundos	172
Figura B40. Residuales para sismos intraplaca para la ley de Parker et al. (2020) para período muy bajos	172
Figura B41. Residuales para sismos intraplaca para la ley de Parker et al. (2020) para período espectral de 0.3 segundos	173
Figura B42. Residuales para sismos intraplaca para la ley de Parker et al. (2020) para período espectral de 1 segundo.....	173
Figura B43. Residuales para sismos intraplaca para la ley de Parker et al. (2020) para período espectral de 3 segundos	174

Figura B44. Residuales para sismos corticales para la ley de Abrahamson et al. (2014) para período muy bajos	175
Figura B45. Residuales para sismos corticales para la ley de Abrahamson et al. (2014) para período espectral de 0.3 segundos	176
Figura B46. Residuales para sismos corticales para la ley de Abrahamson et al. (2014) para período espectral de 1 segundo.....	176
Figura B47. Residuales para sismos corticales para la ley de Abrahamson et al. (2014) para período espectral de 3 segundos	177
Figura B48. Residuales para sismos corticales para la ley de Arteta et al. (2023) para período muy bajos	177
Figura B49. Residuales para sismos corticales para la ley de Arteta et al. (2023) para período espectral de 0.3 segundos	178
Figura B50. Residuales para sismos corticales para la ley de Arteta et al. (2023) para período espectral de 1 segundo.....	178
Figura B51. Residuales para sismos corticales para la ley de Arteta et al. (2023) para período espectral de 3 segundos	179
Figura B52. Residuales para sismos corticales para la ley de Boore et al. (2014) para período muy bajos	179
Figura B53. Residuales para sismos corticales para la ley de Boore et al. (2014) para período espectral de 0.3 segundos	180
Figura B54. Residuales para sismos corticales para la ley de Boore et al. (2014) para período espectral de 1 segundo.....	180
Figura B55. Residuales para sismos corticales para la ley de Boore et al. (2014) para período espectral de 3 segundos	181
Figura B56. Residuales para sismos corticales para la ley de Campbell & Bozorgnia (2008) para período muy bajos	181
Figura B57. Residuales para sismos corticales para la ley de Campbell & Bozorgnia (2008) para período espectral de 0.3 segundos.....	182
Figura B58. Residuales para sismos corticales para la ley de Campbell & Bozorgnia (2008) para período espectral de 1 segundo	182
Figura B59. Residuales para sismos corticales para la ley de Campbell & Bozorgnia (2008) para período espectral de 3 segundos	183
Figura B60. Residuales para sismos corticales para la ley de Campbell & Bozorgnia (2014) para período muy bajos	183
Figura B61. Residuales para sismos corticales para la ley de Campbell & Bozorgnia (2014) para período espectral de 0.3 segundos.....	184
Figura B62. Residuales para sismos corticales para la ley de Campbell & Bozorgnia (2014) para período espectral de 1 segundo	184
Figura B63. Residuales para sismos corticales para la ley de Campbell & Bozorgnia (2014) para período espectral de 3 segundos	185
Figura B64. Residuales para sismos corticales para la ley de Cauzzi et al. (2014) para período muy bajos	185
Figura B65. Residuales para sismos corticales para la ley de Cauzzi et al. (2014) para período espectral de 0.3 segundos	186
Figura B66. Residuales para sismos corticales para la ley de Cauzzi et al. (2014) para período espectral de 1 segundo.....	186
Figura B67. Residuales para sismos corticales para la ley de Cauzzi et al. (2014) para período espectral de 3 segundos	187
Figura B68. Residuales para sismos corticales para la ley de Chiou & Youngs (2014) para período muy bajos	187

Figura B69. Residuales para sismos corticales para la ley de Chiou & Youngs (2014) para período espectral de 0.3 segundos	188
Figura B70. Residuales para sismos corticales para la ley de Chiou & Youngs (2014) para período espectral de 1 segundo.....	188
Figura B71. Residuales para sismos corticales para la ley de Chiou & Youngs (2014) para período espectral de 3 segundos	189
Figura B72. Residuales para sismos corticales para la ley de Idriss (2008) para período muy bajos.....	189
Figura B73. Residuales para sismos corticales para la ley de Idriss (2008) para período espectral de 0.3 segundos	190
Figura B74. Residuales para sismos corticales para la ley de Idriss (2008) para período espectral de 1 segundo.....	190
Figura B75. Residuales para sismos corticales para la ley de Idriss (2008) para período espectral de 3 segundos.....	191
Figura B76. Residuales para sismos corticales para la ley de Idriss (2014) para período muy bajos.....	191
Figura B77. Residuales para sismos corticales para la ley de Idriss (2014) para período espectral de 0.3 segundos	192
Figura B78. Residuales para sismos corticales para la ley de Idriss (2014) para período espectral de 1 segundo.....	192
Figura B79. Residuales para sismos corticales para la ley de Idriss (2014) para período espectral de 3 segundos.....	193
Figura B80. Residuales para sismos corticales para la ley de Akkar et al. (2014) para período muy bajos	193
Figura B81. Residuales para sismos corticales para la ley de Akkar et al. (2014) para período espectral de 0.3 segundos	194
Figura B82. Residuales para sismos corticales para la ley de Akkar et al. (2014) para período espectral de 1 segundo.....	194
Figura B83. Residuales para sismos corticales para la ley de Akkar et al. (2014) para período espectral de 3 segundos	195
Figura B84. Residuales para sismos corticales para la ley de Bindi et al. (2014) para período muy bajos.....	195
Figura B85. Residuales para sismos corticales para la ley de Bindi et al. (2014) para período espectral de 0.3 segundos	196
Figura B86. Residuales para sismos corticales para la ley de Bindi et al. (2014) para período espectral de 1 segundo.....	196
Figura B87. Residuales para sismos corticales para la ley de Bindi et al. (2014) para período espectral de 3 segundos.....	197
Figura C1. Representación de las Fallas en la SARA y CHAF, desglosado por tipo clasificación de actividad.....	204
Figura D1. Mapa simplificado de los principales sistemas de falla de Chile, modificado de Maldonado et al. (2021) . FEW: Fallas este-oeste del norte de Chile; SFA: Sistema de Falla de Atacama; FTA: Fallas transversales noroeste de Chile Central; FSR: Falla San Ramón; SFLO: Sistema de falla de Liquiñe-Ofqui, SFM: Sistema de Falla de Magallanes.	207
Figura D2. Parámetros principales de una falla geológica utilizados en el texto. La tasa de deslizamiento corresponde a una cantidad de movimiento (deslizamiento neto en mm) por unidad de tiempo (años), inferida comúnmente a partir de un desplazamiento neto observado en terreno mediante morfometría o análisis paleosismológicos en trincheras	208

Tablas

Tabla 1. Escalas de magnitud seleccionadas y su jerarquía preliminar	15
Tabla 2. Agencias en boletín ISC	18
Tabla 3. Agencias en boletín ISC consideradas preliminarmente en el análisis	19
Tabla 4. Incertidumbre en reporte Mw para los catálogos globales (Lolli et al., 2023)	19
Tabla 5. Incertidumbre estimada del reporte de magnitud por agencia	21
Tabla 6. Ecuaciones de conversión a magnitud Mw de referencia	24
Tabla 7. Jerarquía de Magnitudes final para la construcción del catálogo de referencia	25
Tabla 8. Composición del Catálogo de referencia	27
Tabla 9. Magnitudes máximas zona 1	43
Tabla 10. Magnitudes máximas zona 2	46
Tabla 11. Magnitudes máximas zona 3	48
Tabla 12. Magnitudes máximas	50
Tabla 13. Magnitudes máximas zona 5	52
Tabla 14. Magnitudes máximas	53
Tabla 15. Magnitudes máximas	56
Tabla 16. Recurrencia por Zona km 50	56
Tabla 17. Parametrización de los principales sistemas de falla de Chile. * Sentido de movimiento predominante (puede tener otras componentes en el rumbo o en el manto) **Estimación basada en el máximo desplazamiento inverso de 5 m observado en una trinchera de la falla de San Ramón. *** Estimación basada en la magnitud instrumentalmente registrada del terremoto Mw 7 en la falla de Pichilemu	77
Tabla 18. Ranking de GMPE para sismos interplaca mediante diferentes métodos de evaluación- LH: probabilidad de excedencia de los residuales. LLH: Puntaje de log-verosimilitud. AM: Métrica de área	93
Tabla 19. Ranking de GMPE en unidades de PGA y SA(0.3) para sismos interplaca mediante diferentes métodos de evaluación- LH: probabilidad de excedencia de los residuales. LLH: Puntaje de log-verosimilitud. MLLH: Puntaje logarítmico multivariable. AM: Métrica de área	94
Tabla 20. Ranking de GMPE en unidades de PGA(1) y SA(3) para sismos interplaca mediante diferentes métodos de evaluación- LH: probabilidad de excedencia de los residuales. LLH: Puntaje de log-verosimilitud. MLLH: Puntaje logarítmico multivariable. AM: Métrica de área	94
Tabla 21. Ranking de GMPE para sismos intraplaca mediante diferentes métodos de evaluación- LH: probabilidad de excedencia de los residuales. LLH: Puntaje de log-verosimilitud. AM: Métrica de área	98
Tabla 22. Ranking de GMPE en unidades de PGA y SA(0.3) para sismos intraplaca mediante diferentes métodos de evaluación- LH: probabilidad de excedencia de los residuales. LLH: Puntaje de log-verosimilitud. MLLH: Puntaje logarítmico multivariable. AM: Métrica de área	98
Tabla 23. Ranking de GMPE en unidades de SA(1) y SA(3) para sismos intraplaca mediante diferentes métodos de evaluación- LH: probabilidad de excedencia de los residuales. LLH: Puntaje de log-verosimilitud. MLLH: Puntaje logarítmico multivariable. AM: Métrica de área	99
Tabla 24. Ranking de GMPE para sismos corticales mediante diferentes métodos de evaluación- LH: probabilidad de excedencia de los residuales. LLH: Puntaje de log-verosimilitud. AM: Métrica de área	103

Tabla 25. Ranking de GMPE en unidades de PGA y SA(0.3) para sismos corticales mediante diferentes métodos de evaluación- LH: probabilidad de excedencia de los residuales. LLH: Puntaje de log-verosimilitud. MLLH: Puntaje logarítmico multivariable. AM: Métrica de área	103
Tabla 26. Ranking de GMPE en unidades de SA(1) y SA(3) para sismos corticales mediante diferentes métodos de evaluación- LH: probabilidad de excedencia de los residuales. LLH: Puntaje de log-verosimilitud. MLLH: Puntaje logarítmico multivariable. AM: Métrica de área	104
Tabla 27. Ecuaciones de predicción de movimiento fuerte y pesos utilizados en el modelo de amenaza	105
Tabla 28. Magnitudes máximas para la zona Noroeste	112
Tabla 29. Magnitudes máximas para la zona Noreste.....	114
Tabla 30. Magnitudes máximas para la zona Centro Oeste	115
Tabla 31. Magnitudes máximas para la zona Central	117
Tabla 32. Magnitudes máximas para la zona Centro este.....	118
Tabla 33. Magnitudes máximas para la zona Sureste.....	120
Tabla 34. Magnitudes máximas para la zona Centro.....	122
Tabla 35. Recurrencia por zonas de sismicidad cortical difusa y magnitud máxima propuesta	122
Tabla A1. Clasificación de tipo de fuente de terremotos históricos	139
Tabla A2. Terremotos clasificados manualmente según su momento tensor y ubicación.	140
Tabla C1. Campos de código de falla en las distintas bases de datos	199
Tabla C2. Campos de nombres de fallas en las distintas bases de datos.....	199
Tabla C3. Campos de Orientación y rumbo de las fallas en las distintas bases de datos	200
Tabla C4. Campos de Manteo y buzamiento de las fallas en las distintas bases de datos....	200
Tabla C5. Campos de tipo y sentido de movimiento de las fallas en las distintas bases de datos.....	201
Tabla C6. Campos de tasa de deslizamiento de las fallas en las diferentes bases de datos....	201
Tabla C7. Campos de último movimiento de las fallas en las distintas bases de datos	202
Tabla C8. Campos de Índices de calidad y confiabilidad en las distintas bases de datos	202
Tabla C9. Campos de Información complementaria: referencias y documentación en las distintas bases de datos.....	203
Tabla D1. Parametrización de los principales sistemas de falla de Chile. * Sentido de movimiento predominante (puede tener otras componentes en el rumbo o en el manteo) **Estimación basada en el máximo desplazamiento inverso de 5 m observado en una trinchera de la falla de San Ramón. *** Estimación basada en la magnitud instrumentalmente registrada del terremoto Mw 7 en la falla de Pichilemu.....	208

Prefacio

El presente informe ha sido elaborado por el Centro Sismológico Nacional, a solicitud del Servicio Nacional de Prevención y Respuesta ante Desastres del Ministerio del Interior y Seguridad Pública (SENAPRED), con el propósito de proporcionar un mapa de amenaza sísmica actualizado para el territorio de Chile continental.

Este trabajo forma parte de las acciones orientadas a fortalecer el conocimiento y la gestión del riesgo de desastres en el país, en el marco de la Ley N°21.364 sobre Gestión del Riesgo de Desastres y en concordancia con los lineamientos del Marco de Sendai para la Reducción del Riesgo de Desastres 2015–2030.

La elaboración del presente documento consideró el uso de datos instrumentales y registros históricos de sismicidad, así como modelos probabilísticos que permiten estimar la amenaza sísmica en la zona de estudio.

Los autores de este estudio agradecen a los profesionales que gentilmente brindaron parte de su tiempo para revisar y discutir las metodologías y resultados durante diferentes etapas de elaboración del mapa de amenaza: Jorge Crempien, Carlos Costa, Rubén Boroschek, Francisco Medina, Luisa Pinto, Pilar Villamor, Pablo Iturrieta, Patricio Toledo, Bastián Garrido, al director del Programa de Riesgo Sísmico Jaime Campos y a sus miembros.

Santiago de Chile, abril de 2026

1 Introducción

Chile es uno de los países con mayor actividad sísmica en el mundo. Durante el siglo XX cerca de la mitad del momento sísmico liberado a nivel global corresponde a terremotos ocurridos en Chile (Pacheco & Sykes, 1992). El más grande de estos eventos, el terremoto de Valdivia 1960 Mw 9.6, es a su vez el mayor registrado por la humanidad de manera instrumental. Y ya en el primer cuarto del siglo XXI, 3 terremotos con magnitud mayor a Mw 8 han ocurrido frente a la costa de Chile (2010 Mw 8.8 Maule, 2014 Mw 8.2 Iquique, 2015 Mw 8.3 Illapel). La alta actividad sísmica presente en el país se debe principalmente a la convergencia de la placa de Nazca que subduce bajo la placa Sudamericana. Es en la zona de contacto entre estas placas donde se producen los terremotos de mayor magnitud, como los antes mencionados. Sin embargo, no es la única zona donde ocurren terremotos importantes a considerar para la evaluación del peligro sísmico. El terremoto más mortífero de la historia de Chile, el de Chillán de 1939, no ocurrió en el contacto sino en el interior de la placa de Nazca, a alrededor de 90 km de profundidad. Por otra parte, el sismo Mw 6.2 del 21 de abril del 2007, que produjo olas de tsunami de más de 6 metros en el fiordo de Aysén, ocurrió en una falla en el interior de la corteza continental. Estos eventos no se diferencian solamente en su ubicación, sino también en su recurrencia y en la intensidad del movimiento del suelo que producen.

Estos antecedentes evidencian parte de la complejidad que se presenta al momento de evaluar la amenaza sísmica en el país. En los últimos años el despliegue de nuevas estaciones de monitoreo por parte del CSN y la implementación de nuevas tecnologías, han contribuido a la mejor comprensión de la naturaleza de los terremotos en el país. A pesar de estos esfuerzos, aún existe incertidumbre, la cual debe ser cuantificada e incorporada en los modelos de amenaza.

En el presente estudio de amenaza se construyó un modelo de amenaza sísmico probabilístico siguiendo el procedimiento de Cornell-McGuire (Cornell, 1968; McGuire, 1995), el que incluye las siguientes etapas:

- **Identificación y caracterización de las fuentes sismogénicas principales.** Se estudia el contexto tectónico para identificar y clasificar las fallas geológicas que pueden ser potencialmente peligrosas.

- **Asignación de parámetros de sismicidad de cada fuente sismogénica identificada.** Se modela la frecuencia con la que se producen terremotos de distintas magnitudes, a partir del análisis de catálogos históricos, estudios paleosísmicos, modelos geodésicos, entre otros.
- **Aplicación de relaciones empíricas que relacionan las características de la fuente con el movimiento del suelo que generan (Relaciones de atenuación, GMM o GMPE).** Se seleccionan las leyes específicas para cada tipo de fuente identificada. Estas leyes pueden ser desarrolladas específicamente para las fuentes estudiadas, o desarrolladas para fuentes de entornos tectónicos similares
- **Cálculo de amenaza sísmica.** Se integran todos los factores previos con sus respectivas incertidumbres para calcular la probabilidad de exceder diferentes niveles de intensidad sísmica, produciendo curvas de amenaza y mapas de peligro sísmico para diferentes periodos de retorno.

Los resultados del análisis de amenaza sísmica se presentan como mapas de amenaza probabilístico de PGA, SA(0.3), SA(1.0) y SA(3.0) para los periodos de retorno de 475 (10 % en 50 años) y 2475 (2 % en 50 años), para suelo tipo roca ($V_{s30} = 900$ m/s, Norma Chilena NCh433). El cálculo se realizó utilizando el software OpenQuake, desarrollado por la fundación GEM ([Pagani et al., 2014](#)). Este software es de código abierto, accesible desde la página web de GEM. Tanto los resultados de este estudio, como los insumos necesarios para la construcción del modelo están descritos detalladamente en este informe, y son accesibles desde la página institucional del CSN, de modo que todos los resultados sean reproducibles.

Bibliografía

- Cornell, C. A. (1968). Engineering seismic risk analysis. *Bulletin of the seismological society of America*, 58(5), 1583-1606.
- McGuire, R. K. (1995). Probabilistic seismic hazard analysis and design earthquakes: closing the loop. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85(5), 1275-1284.
- Pacheco, J. F., & Sykes, L. R. (1992). Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(3), 1306-1349.
- Pagani, M., Monelli, D., Weatherill, G., Danciu, L., Crowley, H., Silva, V., ... & Vigano, D. (2014). OpenQuake engine: An open hazard (and risk) software for the global earthquake model. *Seismological Research Letters*, 85(3), 692-702.

2 Contexto tectónico

2.1 Contexto tectónico

Chile continental (con excepción del archipiélago Tierra del Fuego), se encuentra ubicado sobre la parte occidental de la placa Sudamericana. El ambiente tectónico en esta región está dominado por la interacción de esta placa tectónica con otras tres placas principales: La placa de Nazca, la placa Antártica, y la placa Scotia (Figura 1).

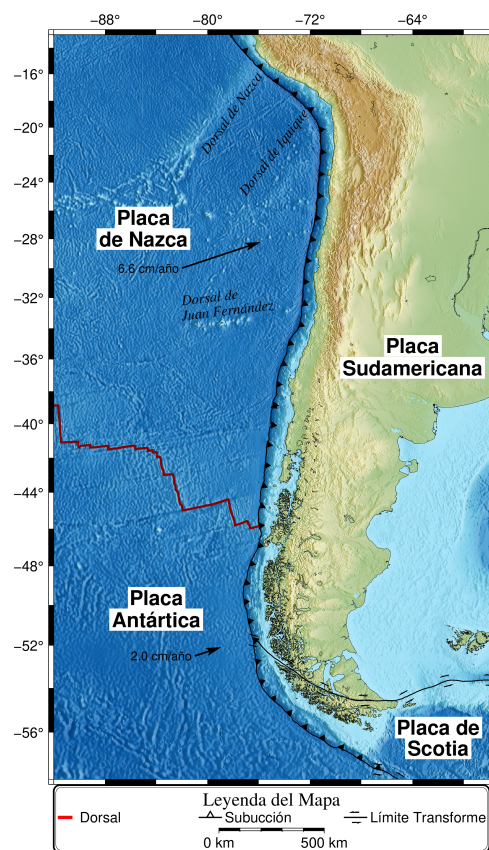


Figura 1. Configuración geodinámica

La placa de Nazca subduce bajo la placa Sudamericana a lo largo de la fosa Perú-Chile a una velocidad aproximada de 7 cm/año en dirección N78°E (Norambuena *et al.*, 1998). El borde convergente abarca cerca de 3300 km del margen chileno, desde el codo de Arica (~18°S) hasta la península del Taitao (~46°S). La alta tasa de convergencia en toda la extensión del contacto es en parte responsable de no sólo la alta sismicidad en Chile, sino de la ocurrencia

de grandes terremotos, como son los terremotos de Valdivia 1960 Mw 9.6 o el del Maule 2010 Mw 8.8.

El proceso de subducción conduce a la deformación permanente de la placa cabalgante en el largo plazo. Esto ha modelado las principales unidades fisiográficas del país, como son la Cordillera de la Costa, la Depresión Intermedia y la Cordillera de los Andes. También aparecen zonas de fallas regionales, paralelas a la fosa oceánica entre las que se reconocen fallas normales, inversas y transcurrentes, que acomodan deformaciones de compresión, extensión o cizalle (Nalpas *et al.*, 2011). Una de las más notables es el sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui, que se extiende por más de 1200 km desde la latitud 38°S hasta el Golfo de Penas (~ 47°S), acomodando deformación cortical asociada a la convergencia oblicua y a la segmentación de la placa subducida (Hervé, 1994; Cembrano *et al.*, 1996). Este sistema está asociado tanto a sismicidad cortical como a volcanismo activo.

Al sur de la latitud 46°S hasta cerca de los 52°S, la placa que subduce bajo la placa Sudamericana es la Antártica. El límite entre las placas de Nazca y Antártica corresponde a la dorsal de Chile, la que se encuentra con la placa Sudamericana en el denominado Punto Triple. La tasa de convergencia de la placa Antártica es del orden de 24 milímetros por año, perpendicular al margen chileno (Lagabrielle *et al.*, 2004).

En el extremo austral, la dinámica tectónica está controlada por la interacción de la placa Sudamericana con la placa Scotia y la placa Antártica. Allí se desarrolla la Falla Magallanes-Fagnano, un sistema de movimiento sinistral que se extiende a lo largo de Tierra del Fuego, desde la entrada pacífica del Estrecho de Magallanes hasta el Atlántico frente a la costa, acomodando el movimiento relativo entre Sudamérica y Scotia (Lodolo *et al.*, 2003). La sismicidad resultante de este complejo marco tectónico se distribuye en las siguientes fuentes sismogénicas (Figura 2):

- **Sismos interplaca** (sismos de subducción o tipo thrust): ocurren en la zona de contacto entre las placas Sudamericana y de Nazca, extendiéndose desde la fosa hasta unos 50 km de profundidad (Tichelaar & Ruff, 1993; Suárez & Comte, 1993; Scholz & Campos, 2012; Delouis *et al.*, 1996; Chlieh *et al.*, 2011). Corresponden a sismos compresionales con mecanismos de falla inversa. Son los más frecuentes y de mayor magnitud, pudiendo alcanzar valores sobre 9. Tienen epicentros en zonas costeras, y pueden provocar daños en grandes áreas. Ejemplos de este tipo de sismos son el terremoto de Valdivia de 1960 (Mw 9.5) y el terremoto del Maule del 2010 (Mw 8.8).

- **Sismos intraplaca de profundidad intermedia:** ocurren dentro de la placa de Nazca a profundidades mayores de 50 km hasta cerca de los 200 km. Tienden a liberar mayor energía sísmica que los terremotos interplaca de magnitud similar (Leyton *et al.*, 2009). Cerca de la zona epicentral, producen mayores intensidades que los interplaca (Astroza *et al.*, 2005). Ejemplos: los terremotos de Chillán de 1939 (Ms 7.8), La Ligua de 1965 (Ms 7.1), Punitaqui 1997 (Ms 6.7), Santiago 1945 (Ms 7.1), Ms 8.0, 1950 Antofagasta, Taltal 1965 (Ms 6.9), Tocopilla 1970 (Ms 6.5), y Tarapacá 2005 (Mw 7.8).
- **Sismos intraplaca profundos:** ocurren dentro de la placa de Nazca a profundidades mayores de 200 km hasta cerca de los 600 km, donde se cree que la placa pierde su comportamiento frágil. En Chile, estos terremotos no superan los 250 km de profundidad, principalmente por los ángulos de subducción de la placa. Debido a que existen pocos sismos asociados a esta fuente sísmogénica, y a la gran distancia de los hipocentros a la superficie, no se considera esta fuente para el cálculo de amenaza sísmica.
- **Sismos corticales** (intraplaca continental): ocurren en fallas geológicas en el interior de la placa Sudamericana, ubicándose a una profundidad menor de 30 km. Son menos frecuentes que los anteriores y de menor magnitud. Tienen periodos de recurrencia que oscilan entre 1.000 y 10.000 años (Scholz, 2019; Santibáñez *et al.*, 2019). Sin embargo, al ocurrir cerca de la superficie, pueden generar daños mayores en centros poblados que se emplacen en cercanías del epicentro. En el registro instrumental chileno hay 7 eventos con magnitud mayor a 6: Chusmiza 2001 Mw 6.3 (falla Aroma), Pisagua 2014 Mw 6.7, Las Melosas 1959 Mw 6.9, Pichilemu 2010 Mw 6.9 y 6.7, Teno 2004 Mw 6.5, El Melado 2014 Mw 6.2, y Aysén 2007 Mw 6.1 y 6.2. No existen registros instrumentales de magnitud mayor a Mw 7, pero evidencia paleosismológica y modelos de ruptura basados en relaciones empíricas estiman escenarios de magnitud hasta 7.4 (Maldonado, 2020; Vargas *et al.*, 2014).
- **Sismos outer-rise:** terremotos superficiales que ocurren costa afuera de la fosa oceánica, donde la placa de Nazca se deforma antes de subducir bajo la placa Sudamericana. Estos sismos se deben a la flexión de la placa de Nazca y generalmente tienen magnitudes menores a 7.0 (Clouard *et al.*, 2007). Debido a su magnitud moderada y a encontrarse a distancias mayores de 150 km de la costa, no son considerados en el análisis del peligro sísmico.
- **Sismos por falla Transformante:** Corresponden a sismos producidos por el desplazamiento lateral de la placa Sudamericana con la placa Scotia,

en la Falla Fagnano-Magallanes. Ejemplos de este tipo de sismos son los terremotos ocurridos en Punta Arenas en 1949 (Mw 7.8).

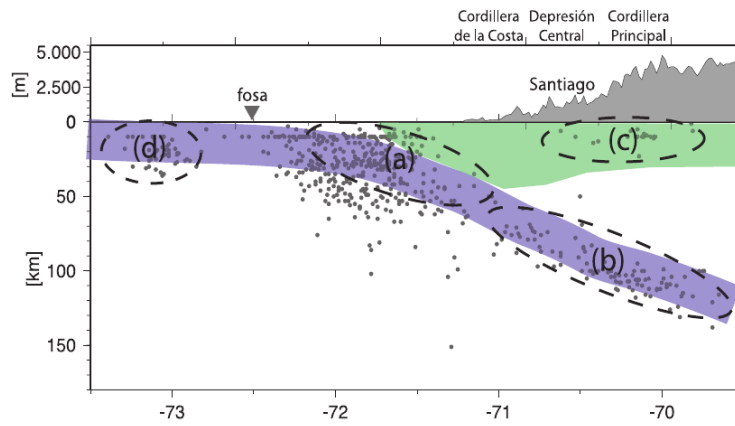


Figura 2. Fuentes sismogénicas (Leyton et al., 2010)

Bibliografía

- Angermann, D., Klotz, J., & Reigber, C. (1999). Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(3), 329-334.
- Astroza, M., Sandoval, M., & Kausel, E. (2005). Estudio comparativo de los efectos de los sismos chilenos de subducción del tipo intraplaca de profundidad intermedia. IX Jornadas de Sismología e Ingeniería Antisísmica, Concepción, Chile.
- Cembrano, J., Hervé, F., & Lavenu, A. (1996). The Liquiñe Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*, 259(1-3), 55-66.
- Chlieh, M., Perfettini, H., Tavera, H., Avouac, J. P., Remy, D., Nocquet, J. M., ... & Bonvalot, S. (2011). Interseismic coupling and seismic potential along the Central Andes subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B12).
- Clouard, V., Campos, J., Lemoine, A., Perez, A., & Kausel, E. (2007). Outer rise stress changes related to the subduction of the Juan Fernandez Ridge, central Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B5).
- Delouis, B., Cisternas, A., Dorbath, L., Rivera, L., & Kausel, E. (1996). The Andean subduction zone between 22 and 25 S (northern Chile): Precise geometry and state of stress. *Tectonophysics*, 259(1-3), 81-100.
- Hervé, F. (1994). The southern Andes between 39 and 44 S latitude: the geological signature of a transpressive tectonic regime related to a magmatic arc. In *Tectonics of the southern Central Andes: structure and evolution of an active continental margin* (pp. 243-248). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- Lagabrielle, Y., Suárez, M., Rossello, E. A., Hérail, G., Martinod, J., Régnier, M., & de la Cruz, R. (2004). Neogene to Quaternary tectonic evolution of the Patagonian Andes at the latitude of the Chile Triple Junction. *Tectonophysics*, 385(1-4), 211-241.
- Leyton, F., Ruiz, S., & Sepulveda, S. (2010). Re-evaluation of probabilistic seismic hazard in central Chile. *Andean geology*, 37(2), 455-472.
- 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*, 175(1-2), 37-46.
- Lodolo, E., Menichetti, M., Bartole, R., Ben-Avraham, Z., Tassone, A., & Lippai, H. (2003). Magallanes-Fagnano continental transform fault (Tierra del Fuego, southernmost South America). *Tectonics*, 22(6).
- Nalpas, T., Townley, B., & Sanhueza, D. (2011). Influence of a rigid block in a strike-slip fault system: analogue modelling. *Andean Geology*, 38(1), 23-36.
- Maldonado, V. (2020). *Fallas Corticales Activas En Chile: Inferencias de amenaza sísmica a partir de la interpretación de su expresión superficial a escala 1: 25.000*. Universidad Austral de Chile.

- Norabuena, E., Leffler-Griffin, L., Mao, A., Dixon, T., Stein, S., Sacks, I. S., ... & Ellis, M. (1998). Space geodetic observations of Nazca-South America convergence across the central Andes. *Science*, 279(5349), 358-362.
- Santibáñez, I., Cembrano, J., García-Pérez, T., Costa, C., Yáñez, G., Marquardt, C., ... & González, G. (2019). Crustal faults in the Chilean Andes: geological constraints and seismic potential. *Andean Geology*, 46(1), 32-65.
- Scholz, C. H. (2019). *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge university press.
- Scholz, C. H., & Campos, J. (2012). The seismic coupling of subduction zones revisited. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B5).
- Suarez, G., & Comte, D. (1993). Comment on "Seismic coupling along the Chilean subduction zone" by BW Tichelaar and LR Ruff. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B9), 15825-15828.
- Tichelaar, B. W., & Ruff, L. J. (1993). Depth of seismic coupling along subduction zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B2), 2017-2037.
- Vargas, G., Klinger, Y., Rockwell, T. K., Forman, S. L., Rebolledo, S., Baize, S., ... & Armijo, R. (2014). Probing large intraplate earthquakes at the west flank of the Andes. *Geology*, 42(12), 1083-1086.

3 Catálogo Sísmico

Se elaboró un catálogo de hipocentros de referencia para la construcción del modelo de amenaza. Para esto se consultó la información publicada por agencias globales, nacionales y estudios científicos específicos para la región de estudio. Las agencias globales cuentan con información de grandes terremotos desde principios del siglo XX, cuando se inicia la época de la sismología instrumental. La capacidad de detectar eventos de magnitud moderada mejora a partir de 1964, con el despliegue de la primera red global estandarizada de sismógrafos. El reciente desarrollo de agencias nacionales como el CSN ha permitido mejorar la detección y localización de los eventos de menor magnitud.

Debido a razones históricas, criterios de calidad, y tipo de información compilada, cada agencia ha desarrollado su propia metodología para la determinación de los hipocentros y magnitudes. Esto provoca que un mismo evento ocurrido en Chile pueda aparecer en más de un catálogo con diferente localización y magnitud.

En este capítulo se describe el proceso de selección, limpieza y unificación de los diversos catálogos que se llevó a cabo para obtener el catálogo de referencia.

3.1 Catálogos utilizados

3.1.1 Catálogo ANSS (Advanced National Seismic System) ComCat

El Advanced National Seismic System (ANSS) es una colaboración entre el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) y múltiples agencias en los Estados Unidos que se encarga de recopilar y analizar datos de terremotos significativos. Los datos son recopilados de las redes regionales e internacionales y analizadas por el NEIC (Centro Nacional de Información Sísmica). La información producida por el ANSS es el insumo principal para la elaboración del mapa de amenaza sísmica nacional del USGS.

El ANSS consolida y proporciona acceso a una única base de datos de terremotos exhaustiva y global conocida como el *ANSS Comprehensive Earthquake Catalog* (ComCat). Cada hipocentro incluye la fecha de actualización. Desde el 2022, cerca del 17% de los eventos ocurridos en la zona de estudio entre 1964 y 2025 han sido actualizados (Figura 3).

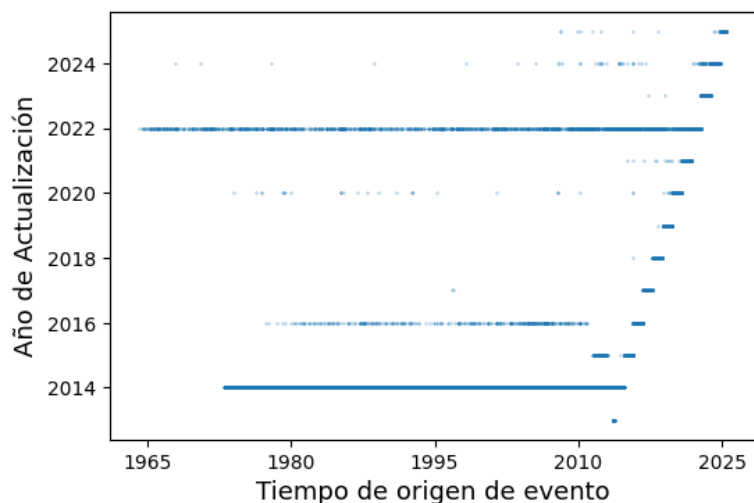


Figura 3. Periodo de actualización de hipocentro en el catálogo Comcat

El ANSS también es responsable del Historic global earthquake ANSS Composite Catalog, alojado en el UC Berkeley Seismology Lab ([NCEDC, 2014](#)). Este catálogo es una consolidación de catálogos de las agencias que contribuyen al ANSS. Tiene información de eventos hasta el 2013 cuando es reemplazado completamente por ComCat. Este catálogo está incluido en el análisis debido a que existen múltiples eventos históricos que no han sido incorporados a ComCat.

3.1.2 Catálogos ISC

El ISC (International Seismological Centre) es una organización no gubernamental encargada de la recopilación, el análisis y la publicación final de información estándar sobre terremotos de todo el mundo. Fue fundada en 1964 para continuar la labor del International Seismological Summary (ISS), que fue la primera compilación de observaciones de terremotos en todo el mundo. Los datos que recopila y procesa el ISC constituyen la base de varios catálogos que se utilizan para diferentes propósitos. Los catálogos ISC consultados para este estudio se describen a continuación:

ISC Bulletin ([Bondár & Storchak, 2011](#))

Usualmente considerado como el catálogo final de la actividad sísmica global. Contiene información desde 1900 hasta el presente. El ISC recolecta hipocentros y tiempos de llegada asociados proveniente de agencias globales, regionales y nacionales de todo el mundo. Esta información es utilizada por los analistas del ISC para analizar y relocalizar eventos que cumplen ciertos

criterios (por ejemplo, eventos de baja magnitud reportados por una agencia local no son revisados). Cerca del 20% de los eventos del catálogo ha sido revisado por analistas del ISC (Bondár & Storchak, 2011). El último cambio importante en la metodología de revisión fue en 2011, por lo que todo el periodo 1964-2010 fue reconstruido para homogeneizar el criterio de cálculo de magnitud e hipocentro utilizando el modelo de velocidad AK135 para todo el catálogo (Storchak *et al.*, 2017, 2020). La actualización del periodo 1964-1979 fue publicado a inicios del 2018 y la actualización del periodo 1980-2010 tiempo después.

El boletín ISC consta de dos versiones. La versión UNREVIEWED que consolida la información más actual proporcionada por las agencias que le reportan localizaciones y magnitudes, y la versión REVIEWED, compuesto por hipocentros y magnitudes revisadas minuciosamente por los analistas del ISC. Debido al proceso de revisión y al volumen de datos, tiene un desfase de 24 meses con respecto al catálogo UNREVIEWED.

ISC-GEM Global Instrumental Earthquake Catalogue (1904-2020)

El catálogo sísmico ISC-GEM, preparado a solicitud de la fundación Global Earthquake Model (GEM), es una base de datos de eventos sísmicos globales cuidadosamente revisada, que cubre terremotos significativos desde 1904 hasta la actualidad. Su objetivo principal es proporcionar una fuente homogénea y de alta calidad para estudios globales de sismicidad y la evaluación de amenaza sísmica. Este catálogo se enfoca en terremotos de magnitud Mw 5.5 y superior, incluyendo eventos continentales hasta magnitud Mw 5.0. Su elaboración se lleva a cabo siguiendo un riguroso proceso de revisión manual. La última versión (V.11) fue liberada en junio del 2024 y reevalúa 1678 eventos entre el periodo 1964-1970, y extendido hasta el año 2020.

El catálogo ISC-GEM Suplementario es un subproducto del catálogo ISC-GEM compuesto por eventos que no cumplen con los criterios de calidad en la determinación del hipocentro y/o magnitud, debido principalmente a la disponibilidad de los datos. Estos eventos, generalmente de menor magnitud, amplían el número de terremotos registrados y son útiles para estudios regionales o para validar catálogos locales. El suplementario mantiene los mismos criterios de revisión que el catálogo principal, lo que asegura la coherencia y comparabilidad entre ambos conjuntos de datos.

Catálogo ISC-EHB

Versión refinada del boletín ISC. Está compuesta por eventos seleccionados del boletín ISC relocalizados telesísmicamente con el algoritmo EHB (Engdahl *et al.*, 1998). La base de datos abarca los años 1964-2021. Este catálogo es una actualización del proyecto EHB, el cual posee contiene eventos ocurridos entre 1960 y 2008, año donde en que fue interrumpido.

3.1.3 Catálogo Centennial (Engdahl & Villaseñor, 2002)

Catálogo de sismicidad global de eventos con magnitud sobre 7 ocurridos durante el siglo XX. Los autores revisaron cuidadosamente múltiples fuentes de información de magnitudes para seleccionar una magnitud preferente por evento. Muchos de los eventos fueron relocalizados mediante el procedimiento EHB.

3.1.4 Catálogos proyecto SARA

El proyecto SARA (South America Risk Assessment), desarrollado por la fundación GEM en colaboración con instituciones sismológicas de América del Sur, tuvo como objetivo principal la evaluación coordinada y homogénea del riesgo sísmico en la región. Como parte fundamental del proyecto, se desarrolló una etapa específica con el objetivo de integrar la información de catálogos nacionales y regionales con criterios comunes de depuración, homogeneización y conversión de magnitudes a magnitud de momento sísmico (Mw). Esta etapa del proyecto, finalizada el 2016, culminó con la generación de dos catálogos sísmicos: (a) el correspondiente a la era pre-instrumental global (pre-1964) y (b) el post-1964:

Catálogo SARA Pre-1964

Este catálogo se compone principalmente de eventos históricos (con información macrosísmica) obtenidos del catálogo CERESIS, del catálogo ISC-GEM (2013), de agencias internacionales y de estudios científicos específicos.

Catálogo SARA Post-1964

Compuesto principalmente por información de los catálogos ISC, ISC-GEM y ComCat. Dada la actualización de estos catálogos en los años recientes, este catálogo se encuentra desactualizado y no se considera para este estudio.

3.1.5 Catálogos Nacionales

Catálogo [Potin et al. \(2025\)](#)

Catálogo de eventos relocalizados con información de tiempos de llegada generados por el CSN (antes Servicio Sismológico Nacional, SSN) desde 1982 hasta mediados del 2020. Para esto se utilizó un modelo de velocidad 3D generado a partir de los tiempos de llegada. En el catálogo hay reportado 3 tipos de magnitud en este periodo: magnitud coda (Mc), magnitud local (ML) y magnitud de momento (Mw). En el catálogo del ISC y ComCat, la magnitud Mc aparece como magnitud de duración (Md).

En [Potin et al. \(2025\)](#) se reporta la evolución de la red sismológica a través de los años. A partir del 2013 la mayoría de la red actual se encuentra operativa, tiempo que coincide con la refundación del SSN en CSN. Para este periodo de tiempo, se consideran las localizaciones de los catálogos locales preferibles a las de las demás agencias ISC y Comcat.

Catálogo CSN

Desde el 2013 el CSN ha establecido procedimientos para generar reportes de hipocentro para diferentes rangos de magnitud, tanto para responder rápidamente a la ocurrencia de un evento como para generar su catálogo. El CSN procesa todos los eventos con magnitud mayor a aproximadamente 2.5 de manera automática detectados en territorio nacional, con supervisión de los analistas de turno en la Oficina de Procesos y Análisis (OPA). Entre 2.5 y 4.5 se calcula magnitud local ML. Entre 4.5 y 6 los analistas ejecutan manualmente el cálculo de magnitud Mw-Brune, que determina magnitud Mw a partir del espectro de desplazamiento y una localización preliminar. Para magnitudes mayores a 6, se generan soluciones del tensor de fase W (Magnitud Mww).

Mensualmente se realiza un procedimiento de revisión y reprocesamiento de sismos. Todos los eventos magnitud sobre 5 son revisados manualmente. Los eventos con magnitud menor a 5 con $RMS > 0.35$, con profundidad no coherente con la ubicación, o con magnitud final fuera del rango de su escala, son revisados, reprocesados y corregidos en caso de encontrarse algún error. La información es consolidada y enviada al ISC.

El Centro Sismológico también posee un catálogo de eventos históricos. Tanto este catálogo como el instrumental se accede desde la página institucional.

3.2 Selección y limpieza de los catálogos

Para cada uno de los catálogos utilizados, se seleccionaron preliminarmente los eventos con algún reporte de magnitud mayor a 3.5 en alguna de las escalas de la Tabla 1 que se encuentran en el polígono de trabajo (zona roja, Figura 4).

Tabla 1. Escalas de magnitud seleccionadas y su jerarquía preliminar

Orden	Magnitud	Restricción
1	Mw, Mwr, Mww	
2	Ms, Ms20, Ms7, MsH, MsZ	Prof \leq 60 km
3	mb	mb \leq 6.5
4	MI	MI \leq 7.0
5	M	
6	Md (Mc)	

Para cada evento de cada uno de los catálogos, se seleccionaron los campos:

- Identificador
- Fecha y Hora
- Latitud y Longitud
- Profundidad
- Referencia de la localización
- Magnitud
- Escala de magnitud
- Incertidumbre de magnitud (cuando esté reportada)
- Referencia de la magnitud [*MAG AGENCY*]

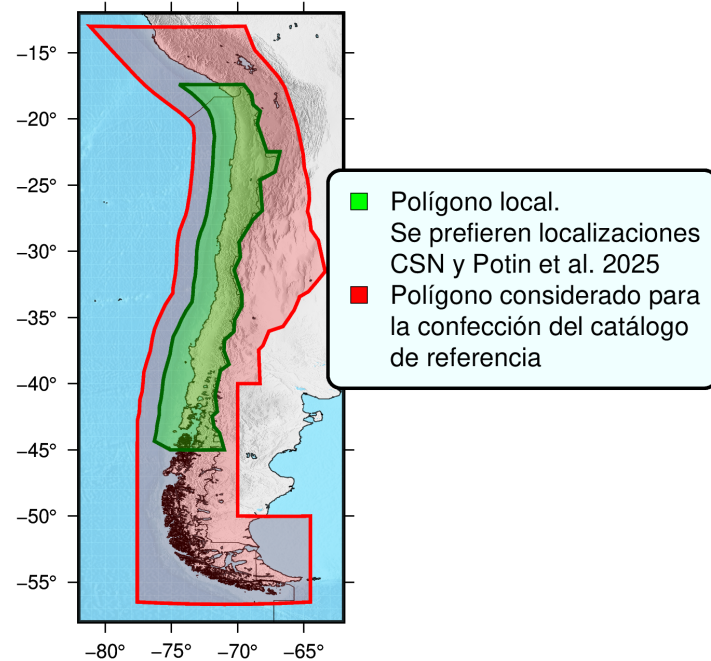


Figura 4. Región considerada para la unión de los catálogos. Rojo: Polígono para la unión de los catálogos sísmicos, Verde: Polígono donde se prefieren las localizaciones CSN y Potin et al. (2025) por sobre las localizaciones de agencias globales

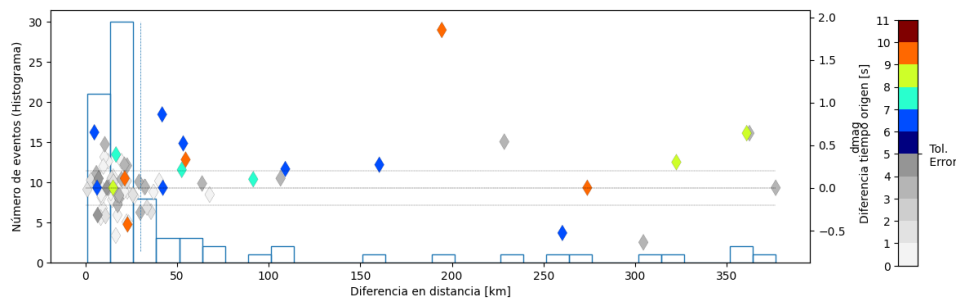


Figura 5. Análisis de eventos duplicados en el catálogo ISC.

Se identificaron los eventos que estaban duplicados por cada catálogo usando un criterio de ventana espacio-temporal. En localizaciones que utilizan datos telesísmicos, los errores de localización se encuentran típicamente en el rango de 5 a 30 km en localización horizontal y del orden de a 5 segundos en tiempo de origen, pudiendo ser mayores en regiones sin cobertura instrumental densa (Engdahl *et al.*, 1998; Bondár *et al.*, 2004; Kennett *et al.*, 1995, documentación técnica del ISC y USGS). Se verificaron todos los pares de eventos que se encuentran a menos de 10 segundos de diferencia en tiempo de origen, y menos de 300 km en distancia horizontal. La figura 5 corresponde a la distribución de la diferencia en tiempo de origen y distancia horizontal de los eventos verificados para el catálogo del ISC. Los eventos a menos de 5 segundos, menos de 50 km de distancia, y menos de 0.3 de diferencia en magnitud son homologados automáticamente. La duplicidad del resto de eventos es verificado manualmente.

En el catálogo ISC, existen eventos con más de una magnitud M_l reportada por el CSN. Estas magnitudes pueden diferir en su mayoría en 0.1, y en algunos casos hasta 0.2. Esto es debido a la actualización de la magnitud en el proceso de reprocesamiento por parte de la OPA. En estos casos, se utilizó la magnitud M_l que es reportada en el catálogo del CSN. Se verificó que la magnitud CSN reportada como M_d es la misma que M_c del catálogo de [Potin *et al.* \(2025\)](#)

La unión de los catálogos limpiados y revisados se separa en el periodo pre-1964 y post-1964 (año 1964 incluido).

3.2.1 Periodo pre-1964

Para el periodo pre-1964 se utilizó como base el catálogo SARA pre-1964. Se actualizaron los hipocentros y magnitudes del catálogo con autoría ISCGEM 2013 por las entradas del catálogo ISC-GEM versión 2024 y por las entradas del ISC-GEM Suplementario versión 2024 que poseen estimación de magnitud y localización.

Algunos eventos de ISC-GEM Suplementario sin reporte de magnitud fueron completados con reportes de otros catálogos históricos e incorporados al catálogo pre-1964, verificando que esta inclusión no generase eventos duplicados (Tabla 2). Los eventos completados con el reporte de catálogo SARA son actualizados con la magnitud y su respectiva incertidumbre. En el caso que la magnitud se completó con catálogos sin estimación de incertidumbre, esta se inferió a partir de un conjunto de reportes.

Finalmente, se revisaron las magnitudes de los eventos en ISC-GEM y ISC-GEM Suplementario con incertidumbre mayor a 0.6 y se actualizaron con otros reportes cuya magnitud posea menor incertidumbre. Estas modificaciones son incorporadas al catálogo de referencia y se indican con autoría CAT25. La lista de modificaciones con autoría CAT25 se lista en la Tabla 2.

También se eliminaron los siguientes eventos duplicados

- 1913-07-28 06:40:00. Este evento aparece solamente en el catálogo SARA. En el catálogo ISC-GEM y Centennial aparece reportado el evento 1913-07-28 05:39:19, con diferencia de 1 hora y magnitud similar. Se elimina el evento de SARA por posible duplicación.
- 1921-10-20 06:03:24. Duplicado dentro del catálogo SARA

Tabla 2. Agencias en boletín ISC

Fecha	Mw	σ	Agencias
1929-10-19 10:12:56	7.4	0.1	CENT, ISC
1932-06-18 00:13:38	6.3	0.2	SARA
1940-10-06 15:35:05	6.8	0.2	SARA, ISC
1941-09-18 13:14:12	6.8	0.2	SARA, ISC
1946-07-26 06:44:48	6.3	0.5	SARA
1960-01-17 02:57:49	6.4	0.2	SARA
1960-05-23 00:51:16	6.6	0.3	CERESIS, EHB
1960-05-29 08:34:25	6.0	0.2	SARA
1961-12-24 23:43:20	6.0	0.2	SARA
1963-05-18 05:33:26	5.4	0.3	SARA

3.2.2 Periodo post-1964

Para el periodo post-1964 se utilizó como catálogo base el boletín ISC. Preliminarmente se consideraron los reportes de las agencias listadas en la Tabla 3. De un análisis preliminar se descartaron las agencias IDC y SCB.

Estimación de error del reporte de magnitud

La incertidumbre en la estimación de la magnitud no suele ser reportado por las agencias sismológicas. De los catálogos considerados para este periodo, sólo el ISC-GEM posee estimación del error en las determinaciones de magnitud para todos los eventos. [Lolli *et al.* \(2023\)](#), infieren incertidumbres para diversos catálogos que reportan Mw a nivel global (Tabla 4).

Para calcular la incertidumbre promedio de los reportes restantes, se utilizó la expresión obtenida por [Kagan \(2003\)](#)

$$\sigma_{\Delta M}^2 = \sigma_{M_1}^2 + \sigma_{M_2}^2 \quad (1)$$

donde σ_{M_1} es la desviación estándar de la magnitud M_1 que se desea calcular, σ_{M_2} la desviación estándar de la magnitud M_2 con incertidumbre conocida (por ejemplo, una magnitud de la Tabla 4) y $\sigma_{\Delta M}$ es la desviación estándar de la diferencia entre reportes de magnitud M_1 y M_2 . La figura 6 muestra la distribución de las diferencias entre la magnitud Mw(GUC) y Mw(GCMT) para valores de $Mw \geq 5.4$, de media cero y desviación estándar 0.12. Con este valor y usando la expresión (1) se estima una desviación estándar promedio para Mw(GUC) de 0.10, el cual es similar a la desviación estándar de los

Tabla 3. Agencias en boletín ISC consideradas preliminarmente en el análisis

Agencia	Nombre	País	Alias
EHB	Engdahl, van der Hilst and Buland		
ISC	International Seismological Centre	Reino Unido	
GCMT	The Global CMT Project	EE.UU	
NEIC	National Earthquake Information Center	EE.UU	NEIC
NEIS	National Earthquake Information Service	EE.UU	NEIC
USCGS	United States Coast and Geodetic Survey	EE.UU	NEIC
USGS	U.S. Geological Survey	EE.UU	NEIC
IDC	International Data Centre, CTBTO	Austria	
MOS	Geophysical Survey of Russian Academy of Sciences	Rusia	
BJI	China Earthquake Networks Center	China	
GFZ	GFZ Helmholtz Centre For Geosciences	Alemania	
EIDC	Experimental International Data Center	EE.UU	
GUC	Geofísica, Universidad de Chile	Chile	
ANT	Antofagasta	Chile	
SAN	Santiago	Chile	
VAO	Instituto Astronómico y geofísico	Brasil	
SCB	Observatorio San Calixto	Bolivia	
SJA	Instituto Nacional de Prevención Sísmica	Argentina	

Tabla 4. Incertidumbre en reporte M_w para los catálogos globales (Lolli et al., 2023)

Agencia	Pre 1995	Post 1995	Post 2010
GCMT [$M_w \geq 5.4$]	0.10	0.07	0.07
NEIC	0.01	0.07	0.07
GFZ	-	-	0.07

reportes de agencia de la Tabla 4. El procedimiento se repitió para el resto de reportes de magnitud. Los resultados del análisis se resumen en la Tabla 5.

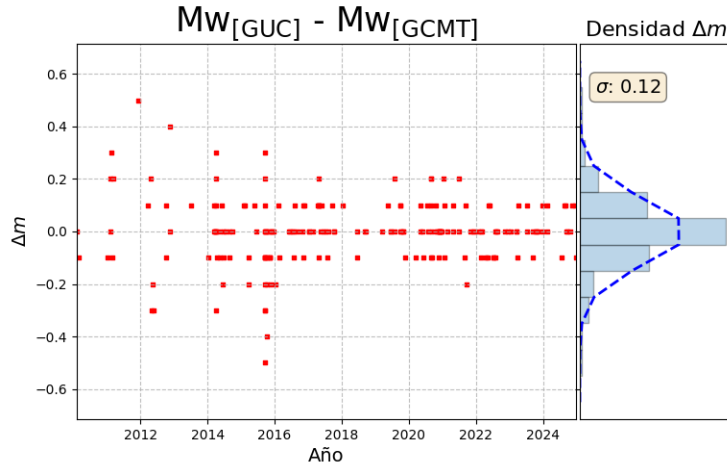


Figura 6. Distribución de la diferencia entre los reportes $M_w(\text{GUC})$ y $M_w(\text{GCMT})$

El catálogo ComCat reporta errores en la determinación de la magnitud m_b para eventos a partir del 2014. Para eventos a partir del año 1980, reporta el número de estaciones utilizados para el cálculo de m_b . [Lolli *et al.* \(2023\)](#) proponen una expresión para la estimación de la incertidumbre de la magnitud $m_b(\text{NEIC})$ utilizando el número de estaciones n :

$$\sigma_{m_b}(\text{NEIC}) = \sqrt{\frac{0.41^2}{n} + 0.20^2} \quad (2)$$

La figura del apéndice (A1) corresponde a la comparación entre las incertidumbres reportadas para las magnitudes $m_b(\text{NEIC})$ desde 2014 y las incertidumbres estimadas con las expresiones (1) y (2). Se verifica que la estimación promedio obtenida con (1) es similar al promedio de las incertidumbres reportadas y que las incertidumbres estimadas utilizando (2) se distribuyen en su mayoría cercanas al promedio reportado. Se utilizó entonces la expresión (2) para calcular la incertidumbre del resto de reportes $m_b(\text{NEIC})$ previos a 1980.

Homologación de Magnitudes

Se establecieron ecuaciones de conversión de magnitudes para homogeneizar los reportes de magnitud a escala M_w . Múltiples agencias reportan magnitud M_w para eventos de magnitud moderada - alta en la zona de estudio. De todas ellas, la magnitud $M_w(\text{GCMT})$ es considerada como la más autorizada a escala global ([Di Giacomo *et al.*, 2021](#)). Hasta el año 2004, la mayoría de los eventos reportados en su catálogo son de magnitud mayor a 5. A partir del 2004-2005, incluye reportes de eventos desde M_w 4.5.

Tabla 5. Incertidumbre estimada del reporte de magnitud por agencia

Agencia	Mw	Ms	mb	mL	Md	M
ISC	.	0.26	0.22	.	.	.
GUC	0.10	.	.	0.28	0.27	0.18**
NEIC	0.07*	0.22	0.22	0.28**	.	.
SJA	0.20	.	.	0.28	0.29	.
GFZ	0.07*	.	0.22	0.24	.	0.18
AUST	0.08
IPGP	0.07**
VAO	.	.	0.26	.	.	.
EIDC	.	0.27	0.31	.	.	.
ANT	0.27**	0.18**
ARE	.	.	.	0.26	.	0.18**
LAO	0.18**
SAN	0.27**	.

*: Reportados en tabla 4. **: sin suficientes datos, se asigna valor manualmente basado en otras agencias similares.

A pesar de su uso extendido, [Di Giacomo et al. \(2021\)](#) señalan una aparente sobre-estimación de las magnitudes Mw globales con respecto a los reportes Mw regionales, indicando la necesidad de incluir estas últimas para el estudio de sismicidad en ciertas regiones. Más aún, [Gasperini et al. \(2012\)](#) señalan problemas de precisión por parte de GCMT en sus estimaciones de magnitud menores a 5.4. [Pondrelli et al. \(2002\)](#) atribuyen este problema a la dificultad de aplicar la inversión basada en el uso de ondas internas de baja frecuencia a distancias telesísmicas para eventos moderados debido a la baja relación señal-ruido. Para los eventos de magnitud mayor a 5.4, se verificó que los reportes Mw(GCMT) y Mw(GUC) siguen una relación cercana a 1:1 (Figura A2). El CSN reporta magnitud Mw(GUC) a partir de Mw 4.5, basado en la modelación del espectro de señal registrado en estaciones de campo cercano, por lo que resulta una aproximación más adecuada para la modelación de eventos de magnitud moderada debido a la mejor relación señal ruido. La agencia NEIC estableció el cálculo de magnitud Mw de manera automática en 1981. La magnitud Mw(NEIC) sigue una relación 1:1 con la magnitud Mw(GCMT) en el intervalo [5.4, 7.0], Para magnitud Mw > 7, el reporte Mw(NEIC) puede estar subestimada ([Lolli et al., 2023](#)). Por estas consideraciones, se decidió utilizar el conjunto de magnitudes Mw(GCMT) y Mw(GUC) como el conjunto de magnitudes de referencia para establecer las ecuaciones de conversión para el resto de magnitudes.

Debido a las diferentes metodologías implementadas por las agencias sísmológicas, se decidió establecer ecuaciones de conversión considerando escala de magnitud y agencia. Las ecuaciones de conversión se obtuvieron mediante regresiones ortogonales, que a diferencia de la regresión de mínimos cuadrados, considera los errores presentes en los reportes de ambas agencias. Se utilizó el algoritmo de bootstrap con reemplazo para el cálculo del error de conversión.

Se verificó que las agencias globales consideradas reportan magnitud Ms con tendencia muy similar al reporte Ms(ISC), salvo la magnitud Ms(BJI), que se descarta del análisis (Figura A3). Se decidió establecer una conversión única para Ms con respecto a la magnitud Mw de referencia, con un cambio de pendiente en $M_s=6.2$ (Ekström & Dziewonski, 1988; Scordilis, 2006) (Figura 7). Se establecieron ecuaciones de conversión para los reportes mb de cada agencia, salvo para la magnitud mb(EIDC) que no posee suficientes datos para comparar con los reportes Mw. Esta escala de magnitud se convirtió a mb(ISC) y posteriormente a Mw. Se establecieron ecuaciones de conversión Ml a Mw para las agencias regionales GUC, SJA y ARE. La agencia NEIC reporta 40 magnitudes Ml en la zona de estudio, los cuales fueron convertidos a Mw con la ecuación de conversión Ml(GUC)-Mw. De las agencias que reportan magnitud M, sólo GFZ posee suficientes datos para establecer una ecuación de conversión a Mw. El resto de magnitudes M corresponden a menos del 3% del catálogo de referencia concentrándose entre 4 y 4.5, por lo que se consideran directamente como Mw. Se establecieron ecuaciones de conversión para los reportes Md(GUC) y Md(SJA). Los reportes Md(SAN) y Md(ANT) son convertidos con la ecuación Md(GUC)-Mw (Tabla 6).

A pesar de que en principio la magnitud Mw(SJA) posee mayor jerarquía que la magnitud Ml(GUC), esta presenta un sesgo de -0.3 con respecto a la magnitud Mw de referencia (Figura 7). Además, la mayoría de los sismos que poseen reportes de magnitud Ml(GUC) y Mw(SJA) ocurren en territorio Chileno, donde Mw(SJA) presenta un menor desempeño (Fig A4 - A5). Se prefirió la magnitud Ml(GUC) por sobre Mw(SJA). Basado en la jerarquía utilizada internamente por el ISC y los resultados del proceso de homologación, se estableció la jerarquía de reportes de magnitud de la Tabla 7.

Unión de los catálogos

Se utilizó el catálogo ISC como el catálogo de referencia para el periodo post-1964. Para cada evento de este catálogo, se selecciona el reporte de mag-

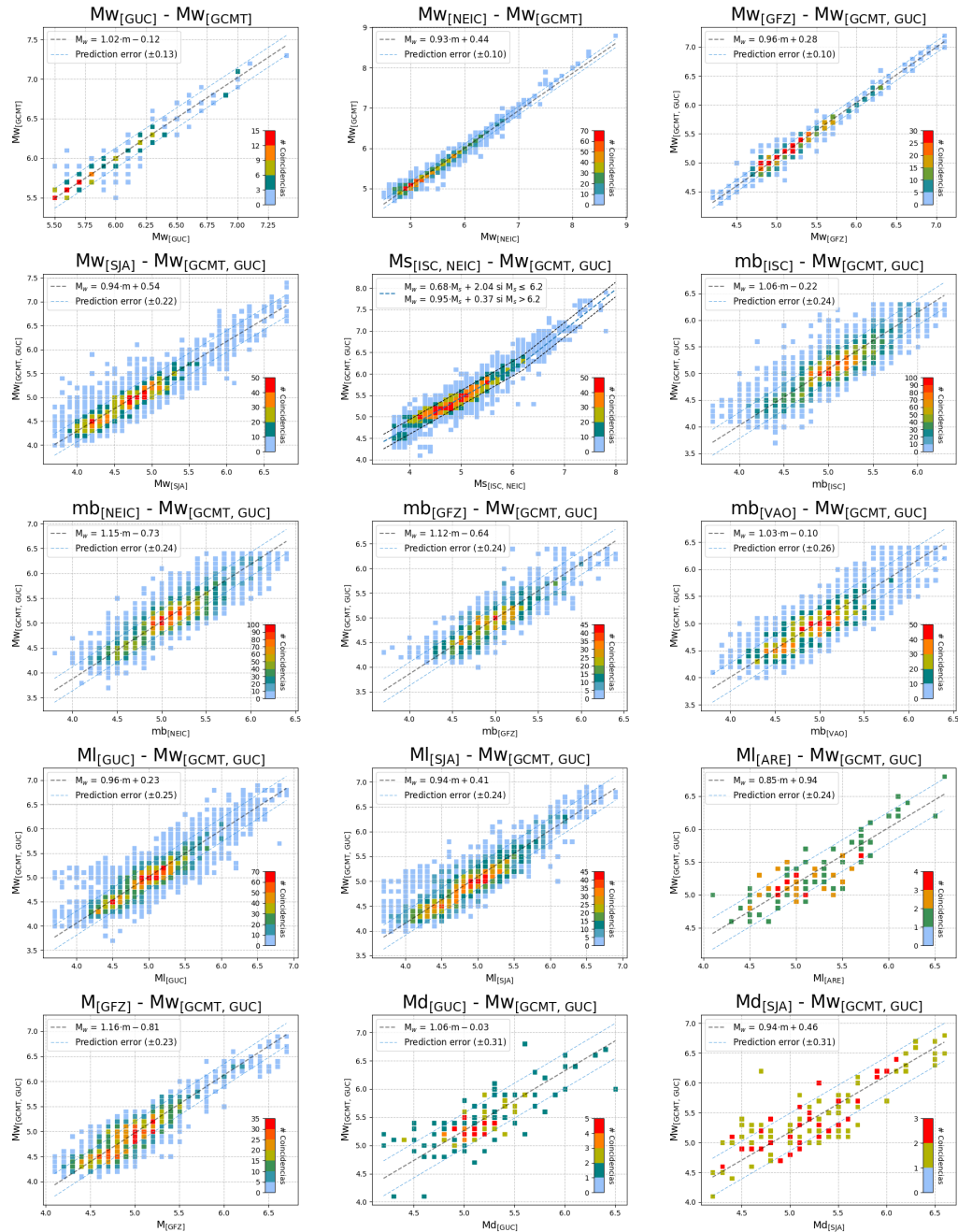


Figura 7. Comparación de reportes de magnitudes y ajuste de la regresión ortogonal

Tabla 6. Ecuaciones de conversión a magnitud Mw de referencia

Magnitud (Agencia)	ec. de conversión	Error Predicción
Mw (GMCT, GUC, NEIC, ISCGEM)	Sin conversión	
Mw (GFZ)	$0.96 \cdot Mw + 0.28$	± 0.10
Mw (SJA)	$0.94 \cdot Mw + 0.54$	± 0.22
Ms (Todas la agencias)	$0.68 \cdot Ms + 2.04$ si $Ms \leq 6.2$	± 0.17
	$0.95 \cdot Ms + 0.37$ si $Ms > 6.2$	
mb (ISC)	$1.07 \cdot mb - 0.26$	± 0.24
mb (NEIC)	$1.15 \cdot mb - 0.73$	± 0.24
mb (GFZ)	$1.12 \cdot mb - 0.64$	± 0.24
mb (VAO)	$1.03 \cdot mb - 0.10$	± 0.26
mb [EIDC]	$1.12 \cdot mb$	± 0.25
MI (GUC, NEIC)	$0.96 \cdot MI + 0.23$	± 0.25
MI (ARE)	$0.85 \cdot MI + 0.94$	± 0.24
MI (SJA)	$0.94 \cdot MI + 0.41$	± 0.24
M (GFZ)	$1.16 \cdot M - 0.81$	± 0.23
M (GUC, LAO, ANT, GFZ)	sin conversión	
Md (GUC, SAN, ANT)	$1.06 \cdot Md - 0.03$	± 0.31
Md (SJA)	$0.94 \cdot Md + 0.46$	± 0.32

nitud de mayor jerarquía. según la Tabla 7. El catálogo ISC es actualizado con la información del ISC-GEM que usa el mismo sistema de identificación para los eventos. El catálogo resultante se une al catálogo ComCat. Con el objetivo de identificar hipocentros duplicados en la unión de los catálogos, se utiliza el criterio de ventana espacio temporal explicado. De los pares de duplicados se selecciona el reporte de magnitud según orden de jerarquía de agencia.

El catálogo nacional se obtiene uniendo el catálogo CSN con el catálogo [Potin et al. \(2025\)](#) considerando eventos en el periodo 2013-2025. Se utilizó el criterio de ventana espacio-temporal para identificar eventos duplicados. Se prefiere la localización de [Potin et al. \(2025\)](#) por sobre la del catálogo CSN.

Finalmente, se unió el catálogo de agencias globales con el catálogo nacional. Se identificaron los eventos duplicados y se conservó la localización del catálogo nacional para los eventos ubicados en el polígono de preferencia de reportes locales (zona verde de la Figura 4), y se conservó la magnitud de mayor jerarquía según Tabla 7. Las magnitudes del catálogo resultante son homologadas a magnitud Mw con las ecuaciones de conversión de la Tabla 6, y se conservaron los hipocentros con magnitud mayor o igual a 4.

Tabla 7. Jerarquía de Magnitudes final para la construcción del catálogo de referencia

Magnitud	Prioridad por agencia
Mw	ISCGEM, GCMT (≥ 5.4), GUC, NEIC (≤ 7.0), GFZ, GCMT (< 5.4)
Ms	ISC, NEIC
mb	ISC, NEIC, GFZ, VAO, EIDC
MI	GUC
Mw	SJA
MI	SJA, NEIC, ARE
Md	GUC, ANT, SAN, SJA
M	GUC, GFZ, ANT, LAO, ANT

3.3 Catálogo de referencia

El catálogo de referencia se construyó uniendo el catálogo del periodo pre-1964 y el catálogo del periodo post-1964.

3.3.1 Revisión de terremotos históricos

Diversos estudios han reevaluado los terremotos históricos ocurridos en Chile y Sur del Perú. Las actualizaciones de magnitud son incorporadas al catálogo de referencia e indicadas con el autoría CAT2025. El detalle de las actualizaciones se lista a continuación:

1. 1513 Terremoto Sur Perú. Magnitud 7.7. [Tavera *et al.* \(2001\)](#) le asignan una magnitud 8.7 pero según [Comte & Pardo \(1991\)](#) y la discusiones del Capítulo 4, se asigna Mw 7.7.
2. 1575-12-16 Terremoto Valdivia. Magnitud 9 ([Hocking *et al.*, 2021](#)).
3. 1687-10-21 Terremoto Sur Perú. Ese día ocurrieron dos eventos en Perú. Un Mw 8.5 - 8.8 en la zona central y un Mw 8 en la zona sur ([Comte & Pardo, 1991](#); [Dorbath *et al.*, 1990](#)). El evento de magnitud Mw 8.0 no aparece en el catálogo SARA. Se agrega con coordenadas latitud -17° y longitud -72° . El evento Mw 8.5 aparece con latitud -15° . Se modifica a -14° ([Dorbath *et al.*, 1990](#)).
4. 1715-08-23 Terremoto Sur Perú. Magnitud Mw 7.1 ± 0.2 . Profundidad 10 km. Se asocia a la falla Purgatorio ([Benavente *et al.*, 2022](#)).
5. 1730-07-08 Terremoto Chile Central. Magnitud Mw 9.2 ± 0.1 ([Carvajal *et al.*, 2017a](#); [Udías *et al.*, 2012](#)).

6. 1837-11-07 Terremoto Valdivia. Magnitud 8.8. Gran variabilidad de magnitudes reportadas. [Lomnitz \(2004\)](#) reporta M 8.0 y [Abe \(1979\)](#) reporta Mt 9.25 basado en los registros del tsunami trans-oceánico. [Cisternas et al. \(2017\)](#) determina que los registros de tsunami son similares a los del 2010 por lo que su magnitud no debiese ser menor a Mw 8.8.
7. 1868-08-13 Terremoto Arica. Sale reportado 3 veces en CERESIS. 2 en Chile, con hora local (16:45) y hora UTC (20:45) con magnitud Mw 8.5 y 1 vez en Perú a las 21:23 con magnitud Mw 8.8. Se modifica magnitud a Mw 9.0 ([Carvajal et al., 2025](#)).
8. 1877-05-10 Terremoto Iquique. Magnitud Mw 8.6 ± 0.2 . Conciliación entre las estimaciones Mw 8.8 - 8.9 ([Carvajal et al., 2025](#)) y Mw 8.5 ([Vigny & Klein, 2022](#)) (discusión Capítulo 4).
9. 1878-01-23 12:05 Terremoto Tarapacá. Longitud -70.3° ([CSN, 2025](#); [NOAA, 2025](#)).
10. 1880-08-15 12:48 Terremoto Illapel. Magnitud Mw 7.7 ± 0.2 ([DePaolis et al., 2021](#)).
11. 1922-11-11 04:32:43 Terremoto Atacama. Magnitud Mw 8.6 ± 0.2 ([Vigny et al., 2024](#)). La incertidumbre se asigna para conciliar las estimaciones Ms 8.3 ([Beck et al., 1998](#)), Mt 8.7 ([Abe, 1979](#)), Mw 8.5 ([Carvajal et al., 2017b](#)) y Mw 8.6 ([Kanamori et al., 2019](#)).
12. 1939-01-25 03:32:14 Terremoto Chillán. Profundidad 90 km ([Beck et al., 1998](#)).
13. 1965-11-28 03:56:46 Mw 6.2 Asociado a la erupción del volcán Hudson ([Rosenau et al., 2006](#))
14. 1970-06-14 00:00:11 Terremoto de Puerto Natales. En el catálogo ISC-GEM aparece con magnitud Mw 7.0, pero con calidad de solución baja. En el catálogo Centennial no aparece, siendo que presenta una magnitud de completitud cercana a Ms 7.0. Se asigna la magnitud Mw 6 ± 0.25 , basado en la estimación mb 6.0 resultado de la inversión del tensor de momento de [Forsyth \(1975\)](#).
15. 1971-06-17 21:00:00 Se reemplaza magnitud ISCGEMSUPP Mw 6.3 ± 0.72 , por Mw 7 ± 0.2 ([CSN, 2025](#); [Abe, 1979](#)).
16. 1989-02-24 12:36:57 Mw 5.2 Asociado a la erupción del estratovolcán Lonquimay ([Barrientos & Acevedo-Aránguiz, 1992](#))

3.3.2 Descripción del catálogo de referencia

El catálogo final se compone de 44836 hipocentros. La composición del catálogo final se desglosa en la Tabla 8. Las mayores agencias contribuyentes son ISC y GUC, con más de dos tercios del total de reportes. La mayor escala reportada del catálogo es mb(ISC). La Figura 8 corresponde al diagrama de violín, que permite visualizar la distribución de los reportes de magnitud por escala y su densidad de probabilidad. La Figura 9 corresponde a diferentes perfiles del catálogo final.

Tabla 8. Composición del Catálogo de referencia

Agencia	Todos	Mw	Ms	mb	mL	Md	M
ISC	18582	.	49	18533	.	.	.
GUC	12256	1958	.	.	4606	4962	730
NEIC	6504	1397	59	5018	24	.	6
ISCGEM	3430	3430
SJA	1839	1649	.	.	153	37	.
SARAPRE64	791	791
ANT	634	1	633
GCMT	262	262
VAO	202	.	.	202	.	.	.
EIDC	98	.	.	98	.	.	.
GFZ	83	27	.	53	.	.	3
ARE	54	.	.	.	46	.	8
LAO	42	42
ISCGEMSUP	38	38
CAT2025	21	21
Total	44836	9537	108	23904	4829	5000	1422

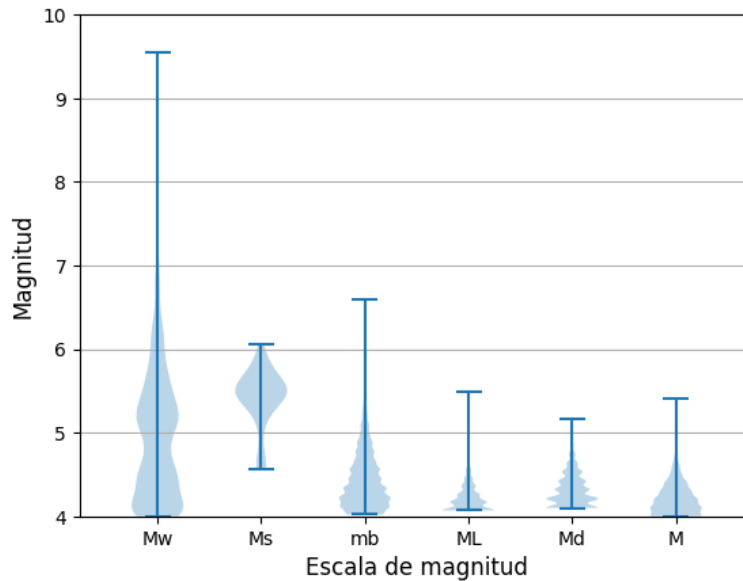


Figura 8. Gráfico de violín para las escalas de magnitud en el catálogo de referencia

3.3.3 Clasificación de la sismicidad

Los terremotos del catálogo se clasifican según el tipo de fuente sismogénica: outer-rise, interplaca, intraplaca de profundidad intermedia, y corticales (Capítulo 2). El criterio de clasificación se definió en función de la distancia vertical entre la profundidad de los hipocentros y la superficie de la subducción, cuya geometría se obtuvo del modelo Slab2 (Hayes *et al.*, 2018).

Se consideró como la zona de contacto entre placas la superficie del slab hasta los 50 km de profundidad. Se clasificaron como interplaca todos aquellos eventos que se encuentran dentro de un buffer de 10 km en vertical de esta superficie. Se definió la superficie superior de la sismicidad intraplaca de profundidad intermedia como la superficie del slab entre los 50 km y 160 km de profundidad. Se clasificaron como sismos intraplaca de profundidad intermedia los eventos cuyo hipocentro se encuentra dentro de un buffer de 40 km en vertical de esta superficie, y que a su vez se encuentra a más de 10 km en vertical de la superficie del Moho (Tassara & Echaurren, 2012). La sismicidad intraplaca profunda es toda aquella de profundidad mayor a 200 km. En este trabajo, se clasificó como cortical todo evento cuyo hipocentro se encuentre fuera del buffer de sismicidad intraplaca y cuya profundidad sea menor que el límite del Moho. Se clasificó como sismo outer-rise todo aquel con hipocentro al oeste de la fosa. (Figura 10).

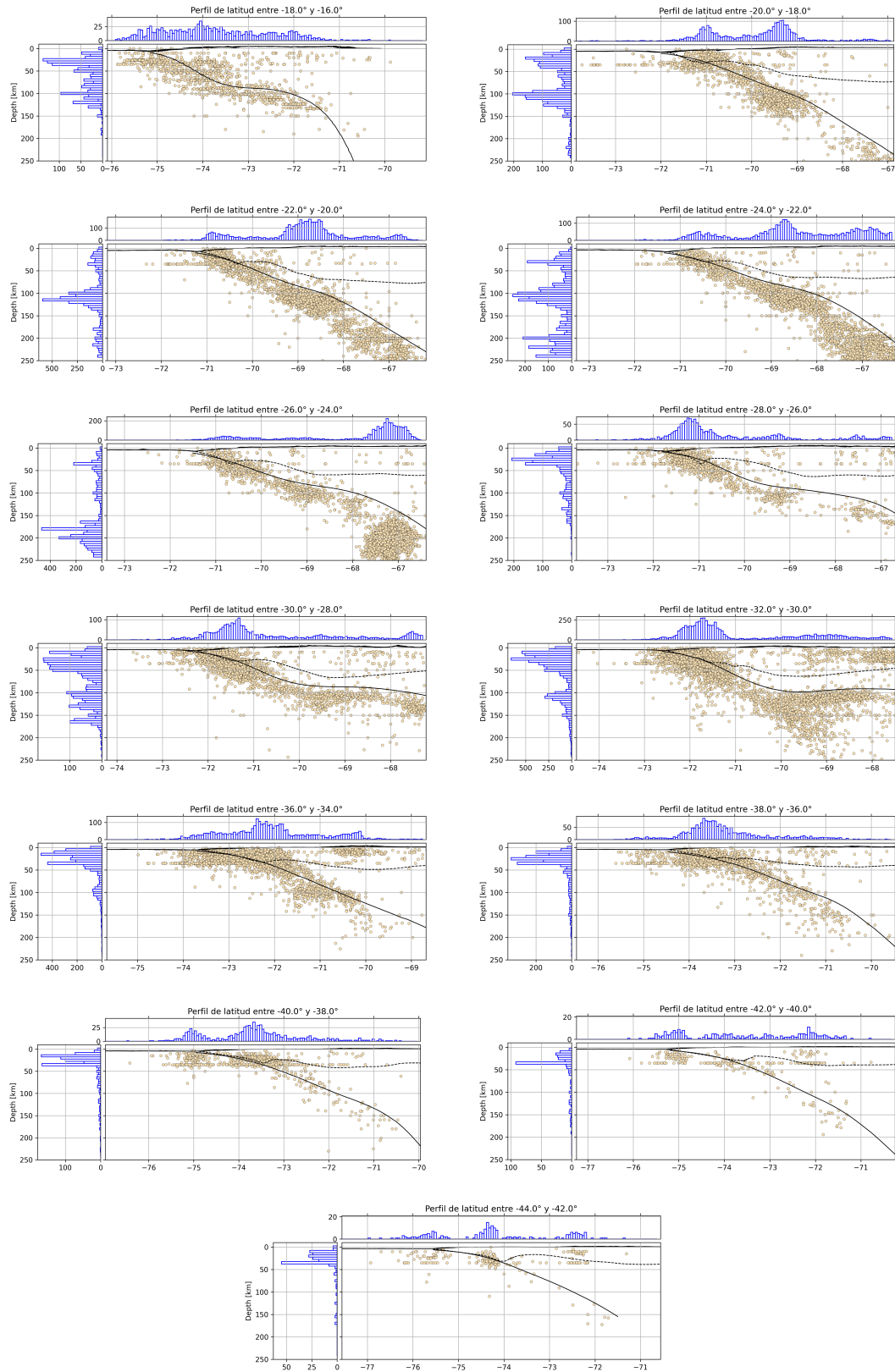


Figura 9. Perfiles de sismicidad

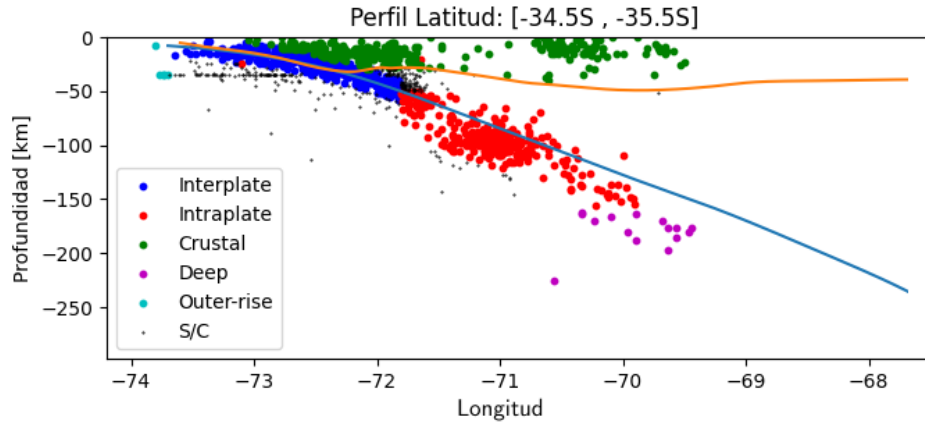


Figura 10. Clasificación de los eventos en función de su distancia a la superficie del Slab y al límite del Moho

Debido a que la ubicación del hipocentro de los terremotos más antiguos es menos precisa, se verificó que los terremotos de mayor magnitud hayan sido correctamente clasificados, y se corrigen en caso de ser necesario, según la tabla de clasificación de terremotos históricos (Apéndice, Tabla A1). También se reclasificaron de los terremotos más recientes y de magnitud mayor a 5.5 según su mecanismo focal y la ubicación de su hipocentro respecto a la superficie de subducción (Apéndice, Tabla A2). La información del tensor de momento se obtuvo de la base de datos del CSN que contiene información de los eventos desde el 2016 a la fecha (CSN, 2025b), mientras que para eventos anteriores a esta fecha se utilizó la base de datos del GFZ (GFZ, 2025) que cuenta con datos desde el 2011. La distribución espacial de los hipocentros del catálogo de referencia se muestran en la figura 11.

3.3.4 Declustering

Para calcular la amenaza sísmica, es necesario filtrar del catálogo los eventos considerados réplicas de un evento principal. Para este propósito se realiza un declustering usando una ventana espacio-temporal según la metodología de Knopoff *et al.* (1982):

$$d(x_i, x_j) \leq C_{dist} \cdot 3^{m_i-7} \quad (3)$$

$$|t_i - t_j| \leq C_{time} \cdot 3^{m_i-7} \quad (4)$$

donde x , t y m corresponden a la ubicación del hipocentro, tiempo y magnitud del terremoto, respectivamente. Para los parámetros se utilizaron los valores $C_{dist} = 100$ km y $C_{time} = 130$ días (Poulos *et al.*, 2019). Con esto se obtiene el catálogo posterior al declustering presentado en el panel central de la Figura 12

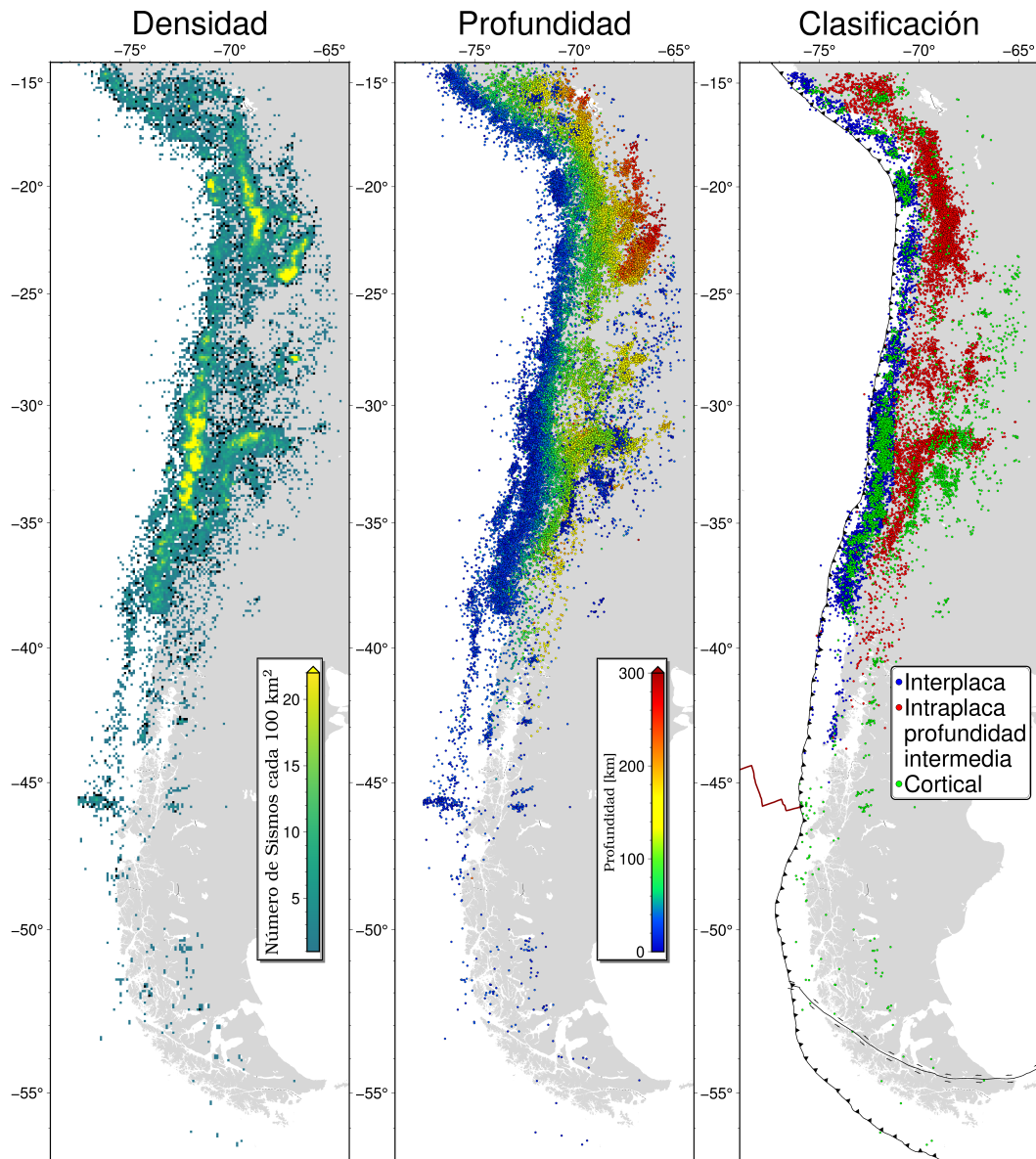


Figura 11. Análisis espacial del catálogo de referencia: Izquierda: Distribución de densidad espacial de hipocentros. Centro: Distribución de los hipocentros en profundidad. Derecha: Clasificación de la sismicidad en las fuentes sismogénicas consideradas en el cálculo de amenaza.

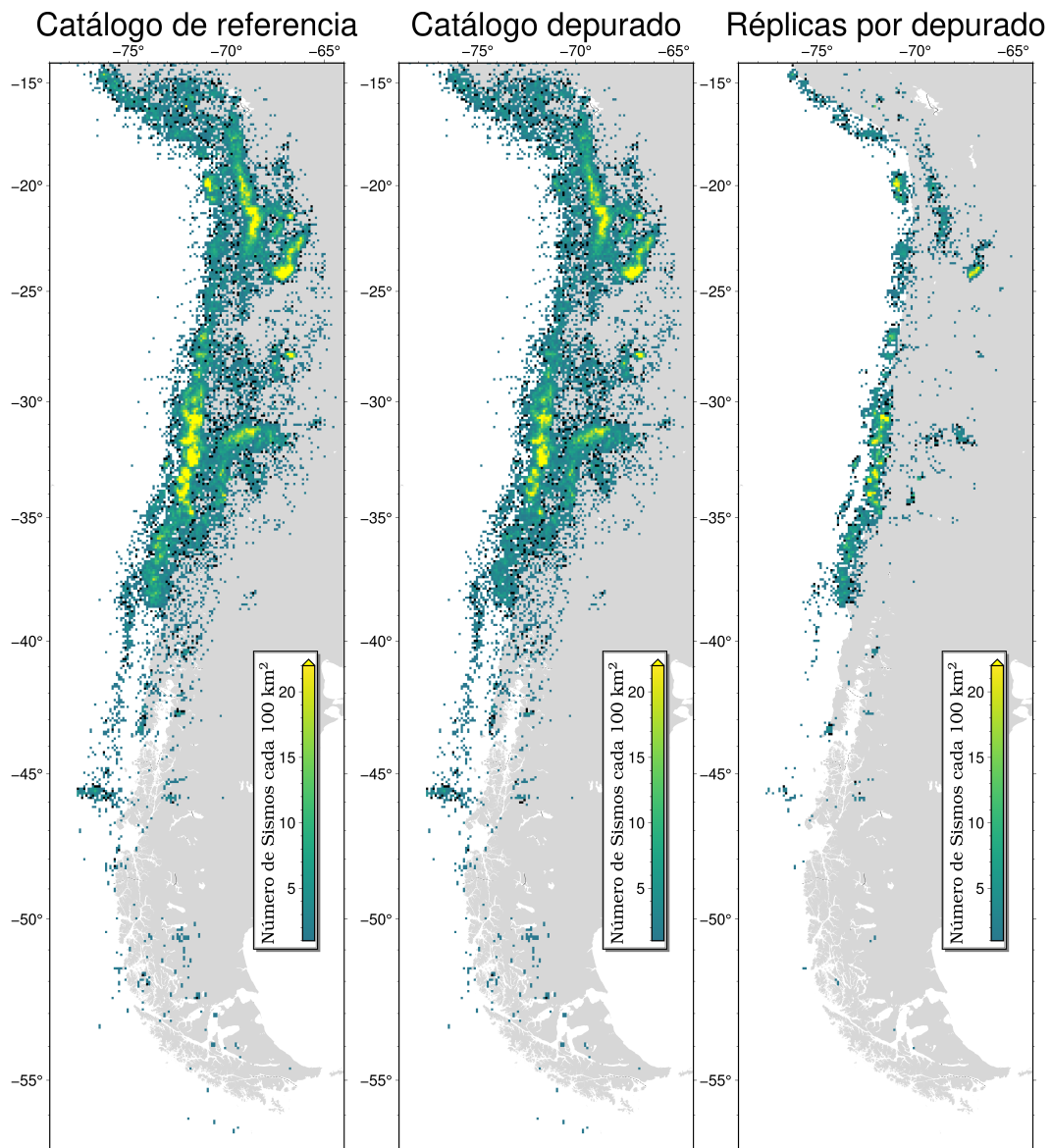


Figura 12. Distribución de la densidad de eventos del catálogo en el proceso de depuración. Izquierda: Catálogo de referencia. Centro: Catálogo depurado (post declustering), Derecha: Eventos clasificados como réplicas según el algoritmo de declustering.

Bibliografía

- Abe, K. (1979). Size of great earthquakes of 1837–1974 inferred from tsunami data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B4), 1561-1568.
- Barrientos, S. E., & Acevedo-Aránguiz, P. S. (1992). Seismological aspects of the 1988–1989 Lonquimay (Chile) volcanic eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 53(1-4), 73-87.
- Beck, S., Barrientos, S., Kausel, E., & Reyes, M. (1998). Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(2), 115-129.
- Benavente Escobar, C. L., Palomino Tacuri, A. R., Wimpenny, S., García Fernández Baca, B., Rosell Guevara, L. N., Aguirre Alegre, E. M., ... & Hall, S. R. (2022). Paleoseismic evidence of the 1715 CE earthquake on the Purgatorio Fault in Southern Peru: implications for seismic hazard in subduction zones.
- Bondár, I., & Storchak, D. (2011). Improved location procedures at the International Seismological Centre. *Geophysical Journal International*, 186(3), 1220-1244.
- Bondár, I., Myers, S. C., Engdahl, E. R., & Bergman, E. A. (2004). Epicentre accuracy based on seismic network criteria. *Geophysical Journal International*, 156(3), 483-496.
- 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.
- Carvajal, M., Cisternas, M., Gubler, A., Catalán, P. A., Winckler, P., & Wesson, R. L. (2017). Reexamination of the magnitudes for the 1906 and 1922 Chilean earthquakes using Japanese tsunami amplitudes: Implications for source depth constraints. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(1), 4-17.
- Carvajal, M., Gubler, A., Davies, G., Wang, K., Sun, T., & Catalán, P. A. (2025). Large size of two 19th-century Chile-Peru earthquakes inferred from trans-Pacific tsunami records. *Geophysical Research Letters*, 52(12), e2024GL113849.
- Cisternas, M., Carvajal, M., Wesson, R., Ely, L. L., & Gorigoitia, N. (2017). Exploring the historical earthquakes preceding the giant 1960 Chile earthquake in a time-dependent seismogenic zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(6), 2664-2675.
- Comte, D., & Pardo, M. (1991). Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps. *Natural hazards*, 4(1), 23-44.
- CSN (2025,11 de Diciembre). Grandes terremotos en Chile. <https://www.sismologia.cl/informacion/grandes-terremotos.html>
- CSN (2025,11 de Diciembre). Tensores de momento basados en la W-phase. <https://www.csn.uchile.cl/focalmechanism/>

- DePaolis, J. M., Dura, T., MacInnes, B., Ely, L. L., Cisternas, M., Carvajal, M., ... & Weiss, R. (2021). Stratigraphic evidence of two historical tsunamis on the semi-arid coast of north-central Chile. *Quaternary Science Reviews*, 266, 107052.
- Di Giacomo, D., Harris, J., & Storchak, D. A. (2021). Complementing regional moment magnitudes to GCMT: A perspective from the rebuilt International Seismological Centre Bulletin. *Earth System Science Data*, 13(5), 1957-1985.
- Dorbath, L., Cisternas, A., & Dorbath, C. (1990). Assessment of the size of large and great historical earthquakes in Peru. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80(3), 551-576.
- Engdahl, E. R., van der Hilst, R., & Buland, R. (1998). Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(3), 722-743.
- Engdahl, E. R., & Villaseñor, A. (2002). Global Seismicity: 1900–1999. In *International Geophysics* (Vol. 81, pp. 665-cp2). Academic Press.
- Ekström, G., & Dziewonski, A. M. (1988). Evidence of bias in estimations of earthquake size. *Nature*, 332(6162), 319-323.
- Forsyth, D. W. (1975). Fault plane solutions and tectonics of the South Atlantic and Scotia Sea. *Journal of Geophysical Research*, 80(11), 1429-1443.
- Gasperini, P., Lolli, B., Vannucci, G., & Boschi, E. (2012). A comparison of moment magnitude estimates for the European—Mediterranean and Italian regions. *Geophysical Journal International*, 190(3), 1733-1745.
- GFZ (2025,11 de Diciembre) GEOFON Moment Tensor Solutions <https://geofon.gfz.de/old/eqinfo/list.php?mode=mt>
- Hayes, G. P., Moore, G. L., Portner, D. E., Hearne, M., Flamme, H., Furtney, M., & Smoczyk, G. M. (2018). Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model. *Science*, 362(6410), 58-61.
- Hocking, E. P., Garrett, E., Aedo, D., Carvajal, M., & Melnick, D. (2021). Geological evidence of an unreported historical Chilean tsunami reveals more frequent inundation. *Communications Earth & Environment*, 2(1), 245.
- Kanamori, H., Rivera, L., Ye, L., Lay, T., Murotani, S., & Tsumura, K. (2019). New constraints on the 1922 Atacama, Chile, earthquake from historical seismograms. *Geophysical Journal International*, 219(1), 645-661.
- Kagan, Y. Y. (2003). Accuracy of modern global earthquake catalogs. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 135(2-3), 173-209.
- Kennett, B. L., Engdahl, E. R., & Buland, R. (1995). Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. *Geophysical Journal International*, 122(1), 108-124.
- Knopoff, L., Kagan, Y. Y., & Knopoff, R. (1982). *b* Values for foreshocks and aftershocks in real and simulated earthquake sequences. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(5), 1663-1676.
- Lolli, B., Randazzo, D., Vannucci, G., Biondini, E., & Gasperini, P. (2023). Homogenization of magnitudes of the ISC Bulletin. *Geophysical Journal International*, 234(3), 1771-

1785.

- Lomnitz, C. (2004). Major earthquakes of Chile: a historical survey, 1535-1960. *Seismological Research Letters*, 75(3), 368-378.
- NCEDC (2014), Northern California Earthquake Data Center. UC Berkeley Seismological Laboratory. Dataset. doi:10.7932/NCEDC
- National Geophysical Data Center / World Data Service (NGDC/WDS): NCEI/WDS Global Significant Earthquake Database. NOAA National Centers for Environmental Information. doi:10.7289/V5TD9V7K
- Pondrelli, S., Morelli, A., Ekström, G., Mazza, S., Boschi, E., & Dziewonski, A. M. (2002). European–Mediterranean regional centroid-moment tensors: 1997–2000. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 130(1-2), 71-101.
- Potin, B., Ruiz, S., Aden-Antoniow, F., Madariaga, R., & Barrientos, S. (2025). A revised Chilean seismic catalog from 1982 to mid-2020. *Seismological Research Letters*, 96(1), 484-498.
- Poulos, A., Monsalve, M., Zamora, N., & de la Llera, J. C. (2019). An updated recurrence model for Chilean subduction seismicity and statistical validation of its Poisson nature. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 109(1), 66-74.
- Rosenau, M., Melnick, D., & Echtler, H. (2006). Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern Andes between 38 S and 42 S latitude. *Tectonics*, 25(4).
- Scordilis, E. M. (2006). Empirical global relations converting MS and mb to moment magnitude. *Journal of seismology*, 10(2), 225-236.
- Storchak, D. A., Harris, J., Brown, L., Lieser, K., Shumba, B., Verney, R., ... & Korger, E. I. (2017). Rebuild of the Bulletin of the International Seismological Centre (ISC), part 1: 1964–1979. *Geoscience Letters*, 4(1), 32.
- Storchak, D. A., Harris, J., Brown, L., Lieser, K., Shumba, B., & Di Giacomo, D. (2020). Rebuild of the Bulletin of the International Seismological Centre (ISC)—part 2: 1980–2010. *Geoscience Letters*, 7(1), 18.
- Tassara, A., & Echaurren, A. (2012). Anatomy of the Andean subduction zone: three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models. *Geophysical Journal International*, 189(1), 161-168.
- Tavera, H., Agüero, C., Fernández, E., & Rodríguez, S. (2001). *Catálogo sísmico del Perú 1471-1982*.
- Udías, A., Madariaga, R., Buforn, E., Muñoz, D., & Ros, M. (2012). The large Chilean historical earthquakes of 1647, 1657, 1730, and 1751 from contemporary documents. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(4), 1639-1653.
- Vigny, C., & Klein, E. (2022). The 1877 megathrust earthquake of North Chile two times smaller than thought? A review of ancient articles. *Journal of South American Earth Sciences*, 117, 103878.
- Vigny, C., Klein, E., & Ojeda, J. (2024). In search for the lost truth about the 1922 & 1918 Atacama earthquakes in Chile. *Journal of South American Earth Sciences*,

143, 104983.

4 Fuentes Sismogénicas de Subducción

La modelación de las fuentes sismogénicas consiste en caracterizar el territorio en términos del tamaño y la recurrencia de los eventos sísmicos probables. Se consideran como fuentes sismogénicas de subducción la zona de subducción interplaca y la zona de subducción intraplaca (profundidad intermedia). Para calcular la amenaza producida por cada fuente se realizó un modelo zonificado, en el cual las fuentes se demilitan geoméricamente por un área o volumen dentro del cual se asume que la ocurrencia sísmica es equiprobable en tiempo siguiendo una distribución tipo Gutenberg-Richter.

La parametrización espacial de cada zona se realiza mediante el modelo de Slab2.0 [Hayes et al. \(2018\)](#). Se utilizó la zonificación propuesta por [Martin \(1990\)](#), que posteriormente fue utilizadas por [Leyton et al. \(2009\)](#) y [Poulos et al. \(2019\)](#) (Figura 13).

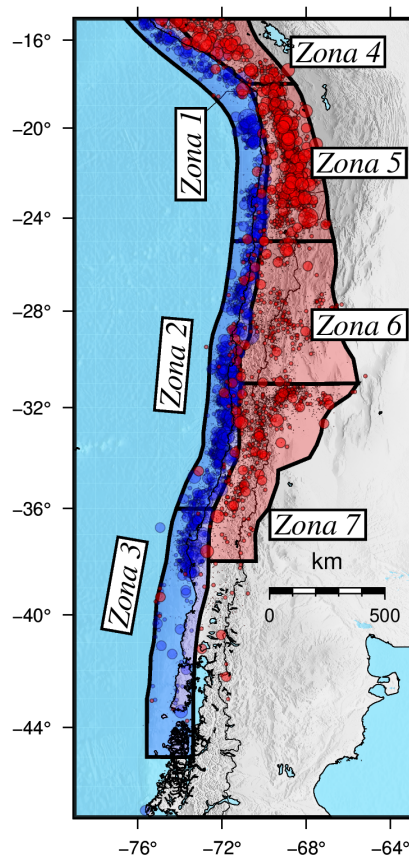


Figura 13. Zonificación de las fuentes de subducción propuesta por [Martin \(1990\)](#)

Las Zonas 1, 2 y 3 corresponden a las tres fuentes interplaca. Abarcan las latitudes entre -15° y -45° , quedando divididas por las latitudes -25° y -36° . Se extienden desde la fosa hasta los 50 km de profundidad. Mientras que la zona intraplaca (Zonas 4 a 7) se consideran desde los 50 km hasta los 160 km de profundidad entre las latitudes -15° y -38° , quedando divididas por las latitudes -18° , -25° y -31° . Los hipocentros del catálogo de referencia depurado son asociados a alguna de estas 7 zonas dependiendo de su localización y clasificación (Capítulo 3).

El análisis de completitud del catálogo por zona se realizó siguiendo la metodología de [Stepp \(1972\)](#). Los eventos del catálogo son agrupados en intervalos de 1 punto de magnitud para magnitudes mayores a 5. Cada intervalo es considerado como un proceso puntual en el tiempo cuya tasa media se calcula como

$$\lambda = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad (5)$$

y cuya varianza es calculada como:

$$\sigma_\lambda = \sqrt{\frac{\lambda}{T}} \quad (6)$$

con T siendo el tiempo de muestreo.

La varianza σ_λ se grafica en función del tiempo de muestreo T en un gráfico logarítmico. En el intervalo de tiempo donde λ es constante, la pendiente de σ_λ es similar a $-\frac{1}{2}$. Se considera que el catálogo es completo para el rango de magnitud desde el punto donde la pendiente de σ_λ de su proceso deja de ser constante igual a $-\frac{1}{2}$.

El cálculo de la magnitud máxima posible por zona se realiza con la implementación de OpenQuake del método de liberación de momento acumulado, el cual es una modificación del método propuesto por [Makropoulos & Burton \(1983\)](#). El estimador de magnitud máxima es derivado del gráfico del momento sísmico acumulado liberado en función del tiempo. La pendiente promedio de este gráfico indica el momento liberado medio para el catálogo estudiado. Se genera una envolvente de gráfico de momento acumulado con dos rectas de pendiente igual a la pendiente media. La distancia vertical entre las rectas envolventes indica el total de momento que puede ser liberado en la región, si no se produjeran terremotos en el tiempo correspondiente (Figura 14).

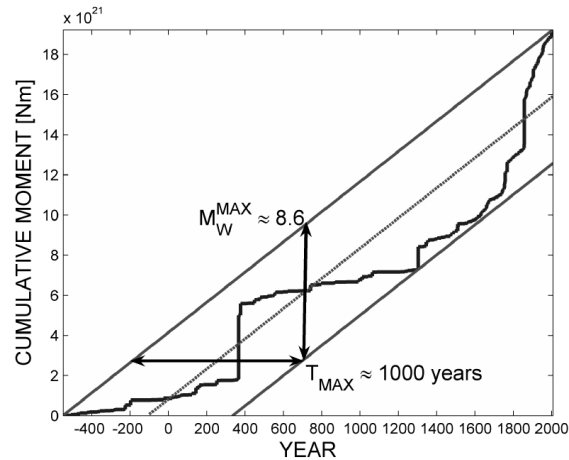


Figura 14. Ilustración del concepto de momento acumulado liberado (Weatherill, 2014)

4.1 Zonas Interplaca

4.1.1 Zona 1

Esta región se puede subdividir en tres segmentos: uno correspondiente a la parte sur de Perú y norte de Chile, que abarca la zona de ruptura del terremoto de 1868, otro a la parte norte de Chile, correspondiente al área de ruptura 1877 y el tercero correspondiente al área de ruptura del terremoto de 1995 Mw 8.0 de Antofagasta (Figura 15).

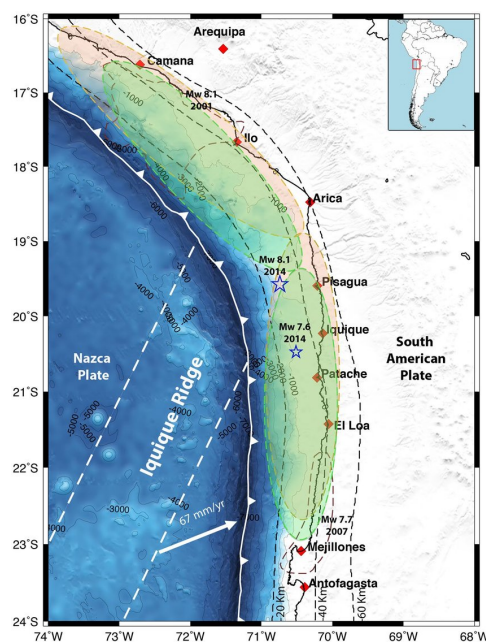


Figura 15. Área de ruptura de los eventos históricos de la zona 1 (Shrivastava et al., 2019)

Sur del Perú, Segmento 1868

En este segmento ocurrieron los terremotos de 1604 (Mw 8.7), 1687 (Mw 8), 1784 (Mw 8.4), 1868 (Mw 9.0), y 2001 (Mw 8.4). Los terremotos de 1604 y 1868 activaron un área de ruptura similar, generando tsunamis destructivos (Dorbath *et al.*, 1990; Comte & Pardo, 1991). Basado en la intensidad y distribución de daños, Giovanni *et al.* (2002) sugieren que los eventos de 2001 y 1784 activaron el mismo segmento.

Otros terremotos históricos en la región son los eventos de 1513 y 1715. El de 1513 es el primer gran terremoto reportado desde la era colonial, pero los reportes de daños resultan insuficientes para determinar con precisión su magnitud. Comte & Pardo (1991) calculan una magnitud mínima de 7.7. En el catálogo sísmico del Perú se le asigna una magnitud Ms 8.7 (Tavera *et al.*, 2001). Los reportes de daños del evento del 22 de agosto de 1715 tampoco son concluyentes. Dorbath *et al.* (1990) asignan una magnitud Mw 7.5. En el catálogo CERESIS aparece con una profundidad de 80 km. Comte & Pardo (1991) sugieren en base al reporte de un tsunami menor y al área de intensidades reportada que el terremoto debió ser más superficial. Más recientemente, (Benavente *et al.*, 2022) atribuyen el evento a una ruptura de la falla Purgatorio de magnitud Mw 7, por lo que el evento no correspondería a la zona 1.

Al considerar los eventos de magnitud sobre 8 (1604, 1687, 1784, 1868 y 2001) se obtiene una recurrencia de 99 ± 20 años. Chlieh *et al.* (2011) estiman con datos geodésicos un déficit de liberación sísmica en la zona del 1868 de 0.85×10^{20} Nm/años, que implica un periodo de 235 años para acumular el momento sísmico de un evento Mw 8.8 (2×10^{22} Nm), el cual es muy cercano a los 264 años entre 1868 y 1604. De este modo, es difícil incluir al evento de 1513 como parte de esta serie.

Norte Chile, Segmento 1877

El último terremoto significativo en este segmento ocurrió el terremoto del 1 de abril del 2014 Mw 8.2 frente a las costas de Iquique. La reconstrucción de la sismicidad histórica es complicada en gran parte de la región debido a su escasa población hasta mediados del siglo XIX, cuando comienza la gran explotación salitrera y minera.

Los terremotos históricos más grandes que se tienen registros son los de 1543 (Mw 7.7), 1615 (Mw 7.5), 1768 (Mw 7.7) y 1877 (Mw 8.5). [Comte & Pardo \(1991\)](#) estiman un periodo de recurrencia 111 ± 33 años para estos eventos. Sin embargo, no existe suficiente información para clasificar a los eventos de 1543 y 1768 como interplaca o intraplaca. Sólo los eventos de 1615 y 1877 poseen algún reporte de tsunami. Para el primero se reporta un posible tsunami local, y para el segundo se reporta un tsunami de carácter transoceánico ([Ruiz & Madariaga, 2018](#)).

Recientemente, diversos estudios han reevaluado la magnitud y extensión del megaterremoto de 1877. [Carvajal *et al.* \(2025\)](#), a partir de registros de mareógrafos en Australia y Estados Unidos inferen un rango de magnitud Mw entre 8.8 y 8.9. [Vigny & Klein \(2022\)](#), haciendo una revisión exhaustiva de documentos históricos y trabajos científicos previos, concluyen que malas interpretaciones del nivel de daños y errores de arrastre entre los estudios asignan un largo de ruptura de 500 km, generando una sobrestimación de la magnitud. [Vigny & Klein \(2022\)](#) concluyen que la extensión de la ruptura no es mayor a 250 km, equivalente a una magnitud Mw ~ 8.5 , y que esta estimación concuerda tanto con el registro de inundación por tsunami de eventos recientes parecidos, como con los patrones de acoplamiento derivados de observaciones INSAR y GNSS. Basado en estos valores y considerando una velocidad de acoplamiento de 6 cm/año [Vigny & Klein \(2022\)](#) estiman un tiempo de recurrencia de 150 para un evento de esa magnitud.

[Chlieh *et al.* \(2011\)](#) calculan, a partir de datos geodésicos, un déficit de liberación sísmica en la zona de 1877 de 1.3×10^{20} Nm/años, que implica un periodo de 153 años para acumular el momento sísmico de un evento Mw 8.8 (2×10^{22} Nm), [Michel *et al.* \(2023\)](#), calculan un déficit de liberación sísmica de 9.1×10^{19} Nm/ year, que implica un periodo de 219 años.

[Michel *et al.* \(2023\)](#), basados en modelos físicos, leyes de escala, datos de catálogo y slip déficit, estiman que la magnitud máxima más probable para el segmento es Mw 8.8, con bajas probabilidades de superar la magnitud Mw 9.1.

[González *et al.* \(2020\)](#), basados en estadísticas de catálogos instrumentales e históricos, determinan una recurrencia 395 años para un escenario máximo de Mw 8.9, con una probabilidad de ocurrencia cercana al 12 % en los próximos 50 años.

[Salazar *et al.* \(2022\)](#) postulan que ocurrió un terremoto de más de 1000 km en el contacto magnitud 9.5 hace 3.800 años entre Arica y el segmento

de Atacama. [Vargas *et al.* \(2025\)](#), mediante el estudio de alta resolución de sedimentos marinos, identifican un evento importante entre 1408 y 1499, el que puede estar asociado al registro de tsunamis en Japón del 7 de septiembre de 1420 ([Ruiz & Madariaga, 2018](#)).

Segmento Antofagasta - Taltal

Definido por el área de ruptura del terremoto de Antofagasta de 1995 (Mw 8.0), es el único registro importante en la región, no existiendo información de otros eventos similares en el segmento ([Kelleher *et al.*, 1973](#)). [Nishenko \(1985\)](#) omite este segmento en su estudio del potencial sísmico de Chile debido a falta de información sobre su sismicidad.

Completitud del catálogo zona 1

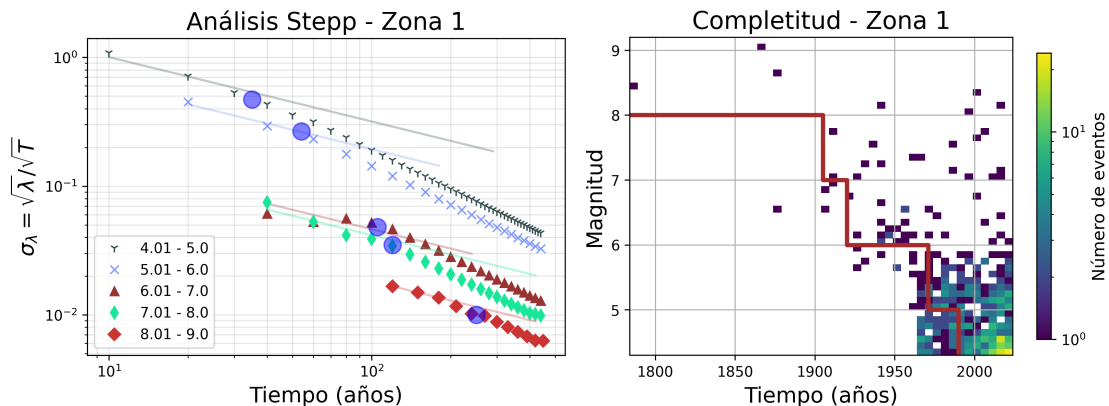


Figura 16. Izquierda: Análisis de [Stepp \(1972\)](#) para el cálculo de completitud del catálogo de la zona 1. Derecha: Completitud del catálogo y densidad de magnitudes con respecto al tiempo.

Magnitud máxima

El evento más grande es el del 13 de agosto de 1868, el cual posee diversas estimaciones de magnitud (M 8.5 ([Lomnitz, 2004](#)), M 8.6 ([Silgado, 1978](#)), Mt 9, ([Abe, 1979](#)), Mw 8.8 ([Dorbath *et al.*, 1990](#))). La magnitud seleccionada para el catálogo de referencia es Mw 9.0 ± 0.2 . Este valor está basado en el estudio reciente de [Carvajal *et al.* \(2025\)](#) quienes estiman una magnitud Mw entre 8.8 y 9.1 mediante la modelación de tsunamis y los registros de mareógrafos en EE.UU y Australia. La estimación más grande para este evento es de [Okal *et*](#)

al. (2006) quienes modelan un evento Mw 9.2 de 600 km de largo que explica el tsunami y el nivel de destrucción del puerto de Arica. Esta modelación no es capaz de reproducir los daños registrados en Pisco. Los autores proponen que extendiendo este largo de ruptura en 300 km hacia el norte se explicarían los niveles de destrucción reportado. Este evento tendría una magnitud Mw 9.3. Sin embargo, la ruptura debiese cruzar la dorsal de Nazca. La estimación mediante Momento acumulado liberado es de 9.23 ± 0.26 la cual abarca la estimación de *Carvajal et al.* (2025) y el máximo estimado por *Okal et al.* (2006) (figura 17). La estimación máxima de este rango de magnitud coincide con la magnitud del evento paleosísmico 9.5 propuesto por *Salazar et al.* (2022), es cual no está incluido en el método de cálculo de magnitud acumulada. Basado en estos valores, se propone una magnitud máxima para el cálculo de amenaza de Mw 9.3 (Tabla 9).

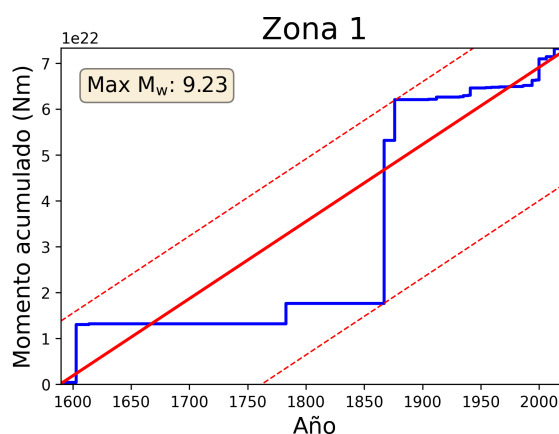


Figura 17. Liberación de momento sísmico acumulado en Zona 1

Tabla 9. Magnitudes máximas zona 1

Máx. Cat.	Acumulado	Máx. Mag. Publicada	Mw Propuesta
9.00 ± 0.20	9.23 ± 0.26	9.5 (<i>Salazar et al., 2022</i>)	9.3

4.1.2 Zona 2

La zona 2 puede dividirse en 3 segmentos: El segmento de Copiapó, el segmento de la Serena, y el segmento de Chile central *Ruiz & Madariaga* (2018); *Comte & Barrientos* (1997).

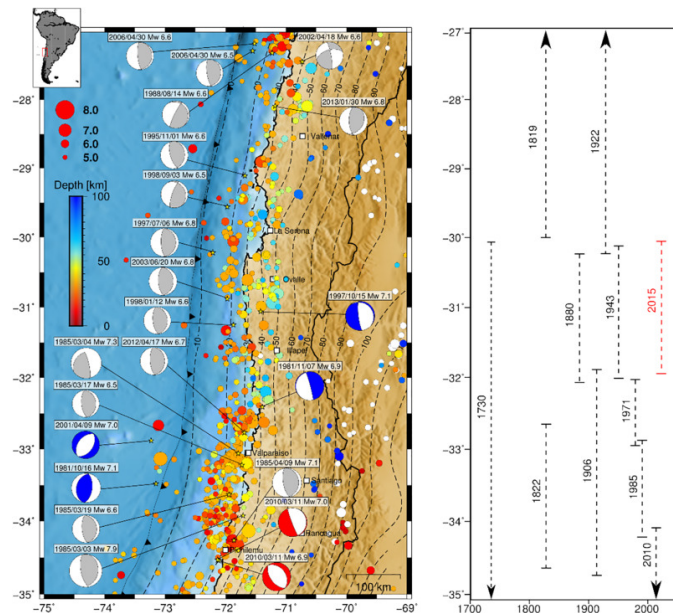


Figura 18. Segmentos y rupturas de terremotos históricos en zona 2. (Carrasco *et al.*, 2019)

Segmento Copiapó (-26 - 29)

Definido por el área de ruptura del terremoto de 1922 (Mw 8.6). Uno de los 3 terremotos chilenos desde 1900 en provocar un tsunami transoceánico. En esta zona ocurrieron 2 eventos más de magnitud sobre 8: los eventos de 1819 (Mw 8.5) y de 1918 (Mw 8.0).

Segmento la Serena

Definido por el área de ruptura del terremoto de 2015 Mw 8.3 en Illapel. En este segmento ocurrieron los eventos de 1943 (Mw 8.1) y 1880 (Mw ~ 8), los que tienen área y extensión similar, por lo que diversos autores postulan que el evento del 2015 corresponde a un terremoto característico con una recurrencia entre 60 y 70 años (Klein *et al.*, 2017).

Segmento Chile Central

Definido por el mega terremoto de 1730 (Mw 9.0). Los terremotos de mayor magnitud en este segmento son los de 1647 (Mw 8.0), 1730 (Mw 9.0), 1822 (Mw 8.3), 1906 (Mw 8.2) y 1985 (Mw 8.0). Comte *et al.* (1986) calculan un tiempo de recurrencia de 83 ± 9 años para los 4 primeros eventos de la serie.

Sin embargo, diversos autores postulan que el terremoto de 1674 (Terremoto del señor de Mayor) podría clasificarse como intraplaca (Udías *et al.*, 2012; Cisternas, 2012). Considerando sólo los eventos de 1730, 1822, 1906 y 1985, se obtiene un tiempo de recurrencia de 85 ± 5 años para eventos de magnitud Mw sobre 8.

Completitud del catálogo zona 2

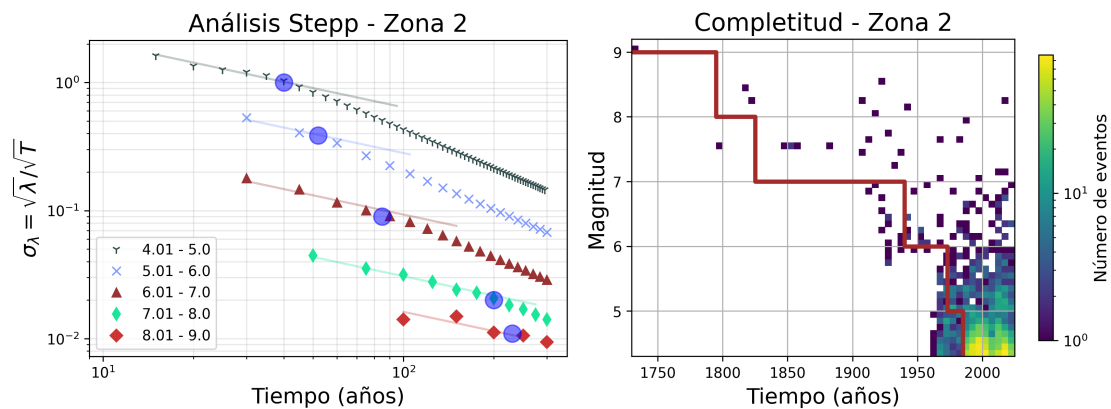


Figura 19. Izquierda: Análisis de Stepp (1972) para el cálculo de completitud del catálogo de la zona 2. Derecha: Completitud del catálogo y densidad de magnitudes con respecto al tiempo.

Magnitud máxima

El evento más grande de la zona central es el 1730. Udías *et al.* (2012) estiman que la magnitud es al menos Mw 9. Carvajal *et al.* (2017a), estima entre 9.1–9.3 Mw, cuyo valor medio es el asignado para el catálogo de referencia. La máxima magnitud estimada por Carvajal *et al.* (2017a) también corresponde con el máximo valor obtenido en el análisis de momento acumulado, por lo tanto proponemos Mw 9.3 como la magnitud máxima de esta zona para el cálculo de amenaza (Tabla 10).

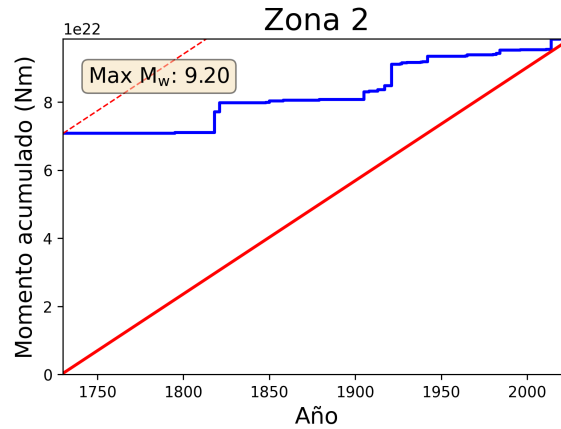


Figura 20. Liberación de momento sísmico acumulado en Zona 2

Tabla 10. Magnitudes máximas zona 2

Máx. Cat.	Acumulado	Máx. Mag. Publicada	Mw Propuesta
9.20 ± 0.10	9.20 ± 0.10	9.3 (Carvajal <i>et al.</i> , 2017a)	9.3

4.1.3 Zona 3

La zona 3 abarca por 2 segmentos sismotectónicos: El segmento del Maule, definido por la región de deslizamiento del terremoto del 2010 Mw 8.8, y el segmento de Valdivia, definido por la zona de ruptura del terremoto 1960 Mw 9.5.

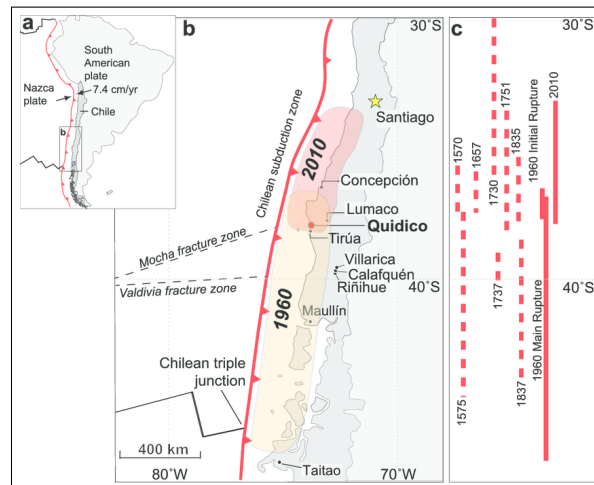


Figura 21. Segmentos y rupturas de terremotos históricos en zona 3 (Hong *et al.*, 2017)

El segmento del Maule ha alojado los eventos megathrust de 1570 (Mw 8.0), 1657 (Mw 8.0), 1751 (M 8.5), 1835 (M 8.5) y 2010 (Mw 8.8), lo que da una recurrencia entre 84 y 175 años (Aedo *et al.*, 2024).

El segmento de Valdivia ha alojado los terremotos históricos de 1575 (Mw \sim 9.0), 1737 (Mw 7.7), 1837 (Mw 8.8), 1960 (Mw 9.5). El terremoto de 1575 es el más similar al terremoto de 1960. Se considera que rompió completamente el segmento de Valdivia, debido a que los reportes históricos y evidencias geológicas son similares a las reportadas para 1960 (Cisternas *et al.*, 2005).

El terremoto de 1960 tuvo un promedio de 20-30 m de deslizamiento en el área de ruptura (Plafker & Savage, 1970; Cifuentes, 1989). Basado en el velocidad de convergencia de las placas tectónicas, un evento de este estilo podría ocurrir entre 250 y 350 años (Cisternas *et al.*, 2005). Esto concuerda con los estudios paleosismológicos (\sim 5kry) para el segmento de Valdivia, que sugieren que terremotos megathrust Mw $>$ 8.6 ocurren cada 292 ± 93 años y terremotos grandes Mw $>$ 7.7 cada 139 ± 69 años (Aedo *et al.*, 2024).

Completitud del catálogo zona 3

Debido a que en el pasado la región estaba escasamente poblada, es probable que algunos eventos magnitud cercana a 7 no hayan sido reportadas en las crónicas históricas (Ruiz *et al.*, 2017).

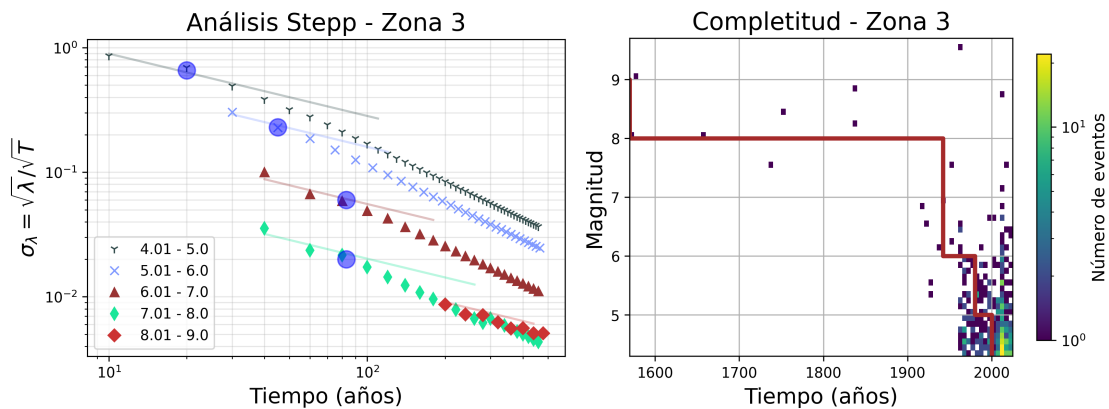


Figura 22. Izquierda: Análisis de Stepp (1972) para el cálculo de completitud del catálogo de la zona 3. Derecha: Completitud del catálogo y densidad de magnitudes con respecto al tiempo.

Magnitud máxima

El evento de mayor magnitud en esta zona es del 22 de mayo de 1960, el que a su vez es el mayor registrado a nivel mundial hasta la fecha. La magnitud Mw varía en diferentes estudios y en los diferentes tipos de datos utilizados en la inversión. Las inversiones que analizan ondas de superficie (Cifuentes & Silver,

1989; Kanamori & Anderson, 1975; Kanamori & Cipar, 1974) obtienen un momento sísmico del orden de $2-3 \times 10^{23}$ Nm, correspondiente a Mw 9.5–9.6. Las estimaciones que utilizan data geodésica (Barrientos & Ward, 1990; Moreno *et al.*, 2009) y data geodésica con datos de tsunami (Fujii & Satake, 2013; Ho *et al.*, 2019), obtienen momento sísmico entre $1-2 \times 10^{23}$ Nm (Mw 9.3–9.4). Esta diferencia puede deberse a una gran componente strike-slip (Kanamori & Rivera, 2018), la cual no contribuye significativamente a la deformación vertical de la superficie ni del fondo marino.

La magnitud del catálogo de referencia es la obtenida del catálogo ISCGEM (Mw 9.55), la cual es similar a la estimación mediante el método de liberación de momento acumulado y de la máxima estimación de magnitud reportada (Figura 23, Tabla 11). Se propone como magnitud máxima probable para el cálculo de amenaza Mw 9.6.

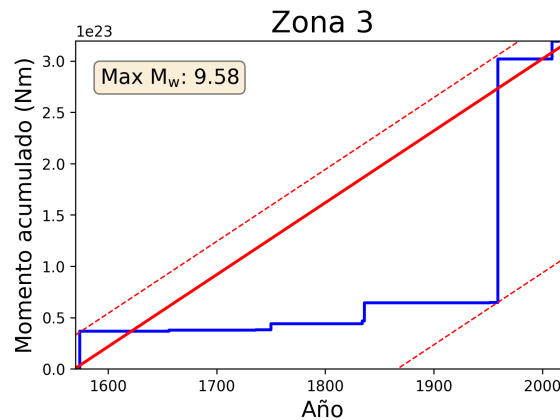


Figura 23. Liberación de momento sísmico acumulado en Zona 3

Tabla 11. Magnitudes máximas zona 3

Máx. Cat.	Acumulado	Máx. Mag. Publicada	Mw Propuesta
9.55 ± 0.25	9.61 ± 0.22	9.6 (Cifuentes & Silver, 1989)	9.6

4.2 Zona Intraplaca

La reconstrucción de la actividad sísmica histórica de estas zonas es más compleja que para las zonas interplaca. A diferencia de los interplaca, los eventos intraplaca son más difíciles de identificar en el registro histórico. En el caso chileno, la mayor parte de la ruptura de los eventos interplaca ocurre bajo la costa, lo que puede generar cambios importantes en el nivel de costa y el fondo marino. Bajo ciertas condiciones, esta deformación desencadena un tsunami con inundación local e incluso trans-oceánico. También generan mayores intensidades sísmicas en la zona costera que en el interior. Estas características

facilitan la identificación de los eventos interplaca desde los reportes históricos (Cisternas, 2012).

Los terremotos intraplaca de profundidad intermedia, debido a su mayor profundidad, son más difíciles de estudiar que los interplaca, por lo que la física detrás de su proceso de ruptura es más compleja de entender y clasificar. En años recientes, diversos estudios han revisado eventos históricos que originalmente habían sido clasificados como interplaca para clasificarlos intraplaca, o al menos poner en duda su naturaleza.

Zona 4

El mayor terremoto de la zona, y el único registrado de magnitud sobre 8, es el del 10 de julio de 1821 en Arequipa. Produjo graves daños en Camaná, Ocoña, Caravelí, Chuquibambaba y Valle de Majes, donde se registraron más de 160 muertos.

Completitud del catálogo zona 4

El análisis de completitud del catálogo en esta zona

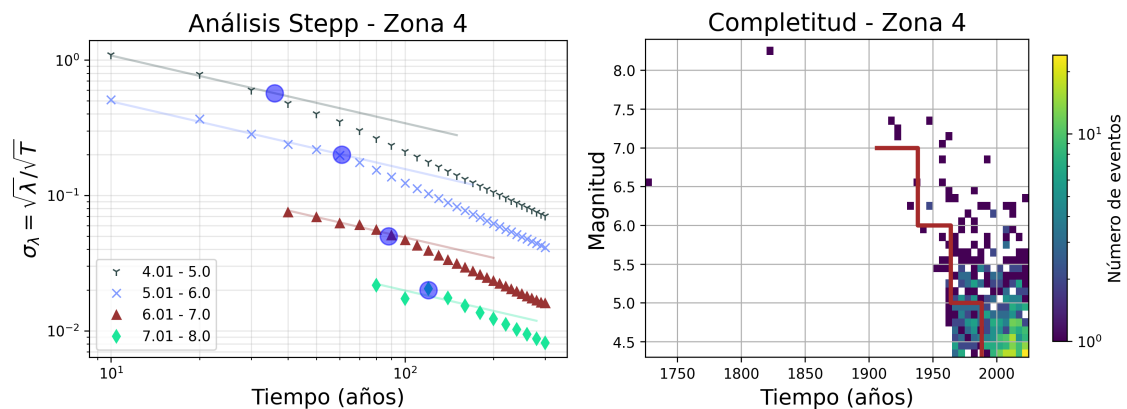


Figura 24. Izquierda: Análisis de Stepp (1972) para el cálculo de completitud del catálogo de la zona 4. Derecha: Completitud del catálogo y densidad de magnitudes con respecto al tiempo.

Magnitud Máxima

El catálogo SARA asigna una magnitud $M_w 8.2 \pm 0.2$ al terremoto de 1821, referenciando al catálogo CERESIS como fuente. Al liberar mucho más momento sísmico que los otros eventos en la zona, es el que controla la magnitud máxima estimada con el método de liberación de momento acumulado (Figura 25). Se propone $M_w 8.3$ como magnitud máxima probable de la región para el cálculo de amenaza (Tabla 12).

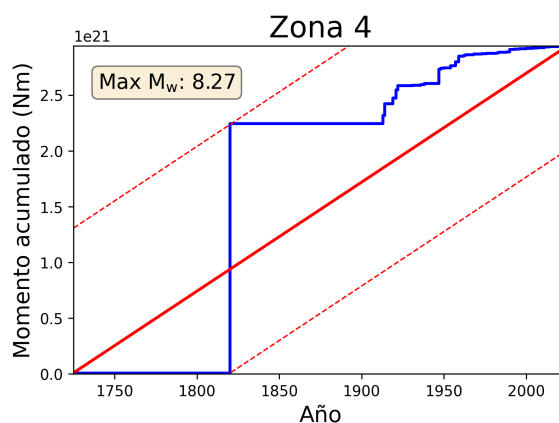


Figura 25. Liberación de momento sísmico acumulado en Zona 4

Tabla 12. Magnitudes máximas

Máx. Cat.	Acumulado	Máx. Mag. Publicada	Mw Propuesta
8.20 ± 0.20	8.27 ± 0.22	8.2 [CERESIS]	8.3

Zona 5

Existen 4 registros de terremotos históricos con magnitud sobre 7.5 en la región. El más importante de esta zona es el de Calama de 1950 ($M_s 8.0$). Tuvo una profundidad de 90 km y un epicentro en la frontera entre Chile y Bolivia (Kausel & Campos, 1992). Este es el evento intraplaca de mayor magnitud registrado en Chile.

Terremoto de Pisagua del 6 de junio de 1915, $M_w 7.6$, alcanzó la magnitud VIII mercalli.

El terremoto de Pica del 30 de noviembre de 1976, magnitud $M_w 7.6$, alcanzó una intensidad de VIII en la provincia del Tararugal. Hubo un fallecido y 13 personas heridas. Se reportaron derrumbes de tierra y cortes de carretera.

El terremoto de 2005 Mw 7.7 de Tarapacá (Delouis & Legrand, 2007; Peyrat *et al.*, 2006) tuvo una profundidad de 108 km, sentido en todo el Norte Grande de Chile, desde la Región de Arica y Parinacota hasta la Región de Coquimbo. Alcanzó una intensidad máxima de VII grados en la escala de Mercalli Modificada, causando importantes daños en la infraestructura. Las zonas más afectadas fueron las comunas de Camiña, Colchane, Huara, Pica, Alto Hospicio, Pozo Almonte y la ciudad de Iquique.

El último terremoto importante en esta zona ocurrió el año 2024 (Mw 7.4), a 150 km bajo el Salar de Atacama.

Completitud del catálogo zona 5

El análisis de completitud del catálogo en esta zona

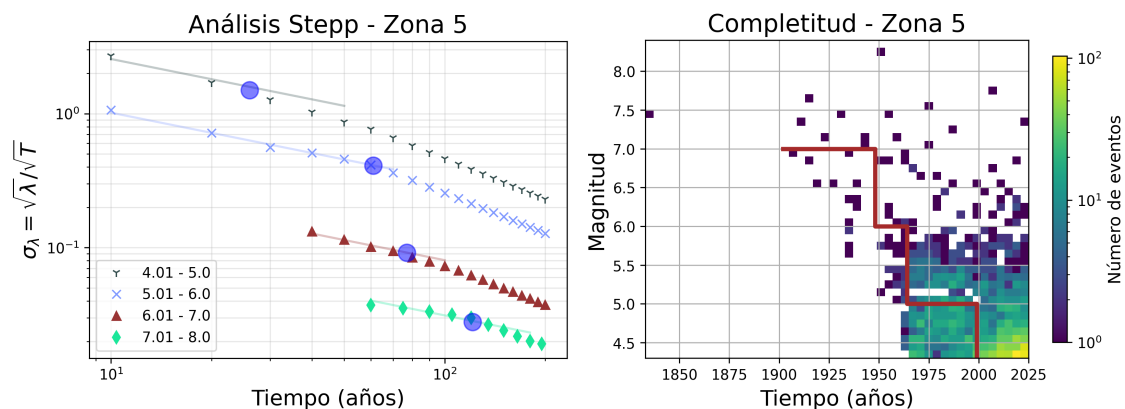


Figura 26. Izquierda: Análisis de Stepp (1972) para el cálculo de completitud del catálogo de la zona 5. Derecha: Completitud del catálogo y densidad de magnitudes con respecto al tiempo.

Magnitud Máxima

El evento de mayor magnitud es el de 1950 Ms 8 (Kausel & Campos, 1992). Los autores proponen una magnitud Mw 7.9. Richter (1958) obtiene una magnitud M 8.3 como combinación de magnitudes de ondas internas y ondas superficiales. La máxima magnitud Mw reportada es la del catálogo ISCGEM 8.2 ± 0.2 . La magnitud máxima propuesta 8.3 está dentro de este margen.

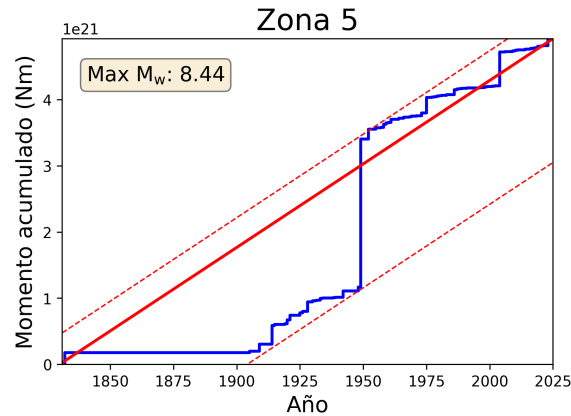


Figura 27. Liberación de momento sísmico acumulado en Zona 5

Tabla 13. Magnitudes máximas zona 5

Máx. Cat.	Acumulado	Máx. Mag. Publicada	Mw Propuesta
8.20 ± 0.40	8.44 ± 0.35	8.2 (ISCGEM)	8.3

Zona 6

Esta zona presenta eventos de magnitud moderada. El único registro de magnitud mayor o igual es el de 1971-06-17 (Mw 7.0), reportado en el catálogo histórico de CSN y en el catálogo centennial con magnitud mB 7.2.

Completitud del catálogo Zona 6

El análisis de completitud del catálogo en esta zona

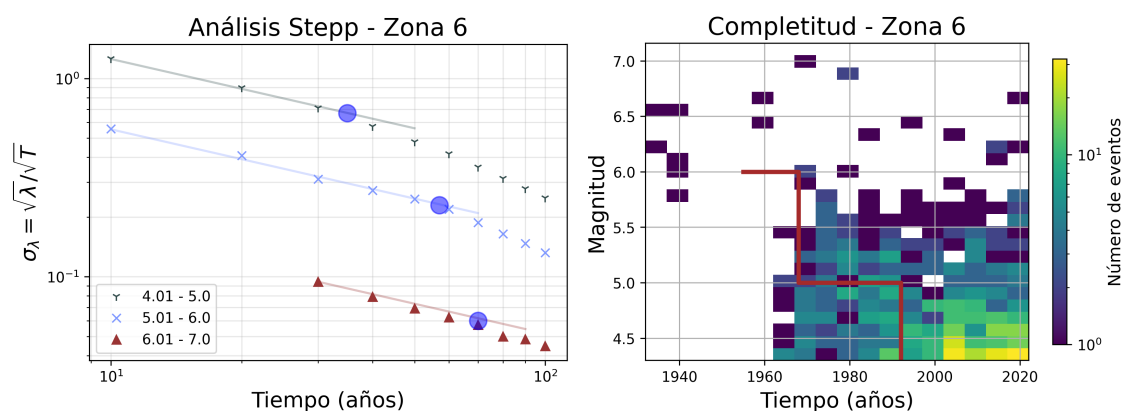


Figura 28. Izquierda: Análisis de Stepp (1972) para el cálculo de completitud del catálogo de la zona 6. Derecha: Compleitud del catálogo y densidad de magnitudes con respecto al tiempo.

Magnitud Máxima

El evento de 1971 aparece en el catálogo de referencia con magnitud Mw 7, basado en el reporte Ms 7 del catálogo histórico del CSN y en el reporte Mw 7.2 que aparece en el catálogo SARA, que es la conversión a Mw del reporte mB 7.2 en [Engdahl & Villaseñor \(2002\)](#). El reporte de mayor magnitud aparece en [Bath & Duda \(1979\)](#) con magnitud 7.3 UK. La máxima magnitud dentro del rango de magnitudes estimado con el método de liberación de momento acumulado es 7.27 (Figura 29). Se escogió Mw 7.4 como la máxima magnitud posible en la zona para el cálculo de amenaza (Tabla 14).

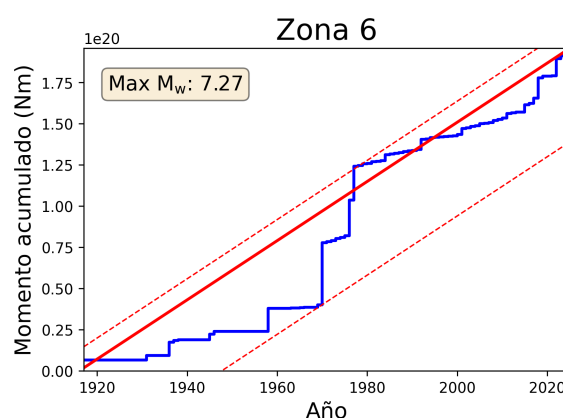


Figura 29. Liberación de momento sísmico acumulado en Zona 6

Tabla 14. Magnitudes máximas

Máy. Cat.	Acumulado	Máy. Mag. Publicada	Mw Propuesta
7.00 ± 0.20	7.27 ± 0.10	7.3 (Bath & Duda, 1979)	7.4

Zona 7

En esta zona han ocurrido importantes terremotos destructivos. El terremoto de Santiago 1647 es la mayor catástrofe de la historia colonial del Chile central. Se estima que murieron cerca de 1000 personas, correspondiente a un quinto de la población de la época. Debido a la limitada documentación de daños, existe controversia con respecto a si el evento es del tipo interplaca, intraplaca de profundidad intermedio o incluso cortical ([Lomnitz, 2004](#); [Udías et al., 2012](#); [Cisternas, 2012](#)).

El terremoto de Chillán de 1939 es la tragedia que más víctimas fatales ha cobrado en Chile, incluso más que el mega terremoto de Valdivia de 1960 Mw

9.5, el más grande de la era instrumental La cifra oficial de víctimas fue de 24.000, pero algunos calculan que los fallecidos llegaron a los 30.000, aunque sólo 5.685 fueron identificados. El 60 % de las viviendas fueron destruidas. Se percibió en una amplia zona geográfica del territorio chileno, desde Valparaíso a Temuco.

El terremoto de Santiago de 1945 (Ms 7.1), con una profundidad estimada de 90 km, alcanzó una intensidad en la escala Mercalli modificada (MMI) cercana a VII en la región metropolitana (Leyton *et al.*, 2009).

El terremoto de La Ligua el 28 de marzo de 1965 (Ms 7.5) con una profundidad de 70 km, alcanzó intensidades MMI entre VI y IX, dejando gran destrucción en La Ligua, Illapel, Combarbalá, San Felipe y Valparaíso. Entre las consecuencias de este temblor se destaca el deslizamiento del tranque de relave de la mina El Soldado sepultando el poblado El Cobre y produciendo más de 200 víctimas fatales (Barrientos *et al.*, 1997).

El terremoto de Punitaqui de 1997 (Mw 7.1) tuvo una profundidad de 68 km (Pardo *et al.*, 2002). Al menos 5 mil viviendas fueron destruidas y alrededor de 15.700 resultaron dañadas principalmente en los alrededores de la zona epicentral.

Completitud del catálogo zona 7

El análisis de completitud del catálogo en esta zona

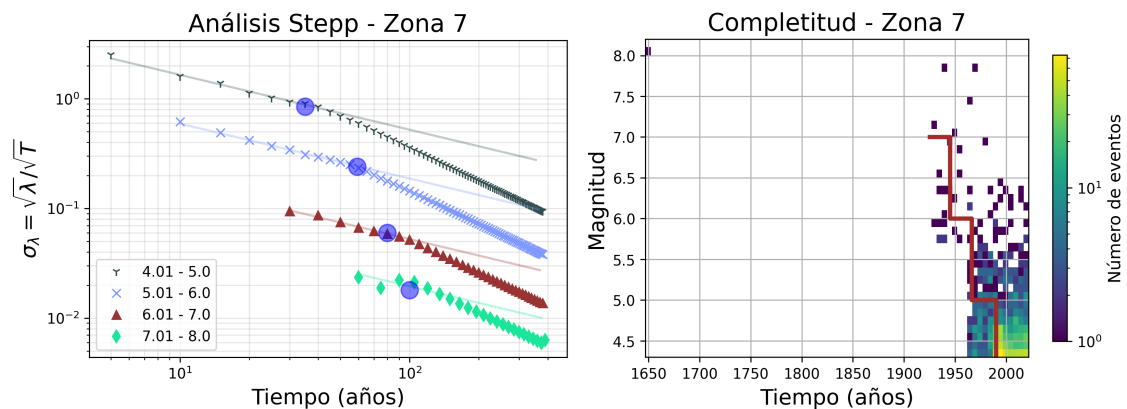


Figura 30. Izquierda: Análisis de Stepp (1972) para el cálculo de completitud del catálogo de la zona 7. Derecha: Compleitud del catálogo y densidad de magnitudes con respecto al tiempo.

Magnitud Máxima

EL terremoto de mayor magnitud en el catálogo es el Mw 8.0 ± 0.2 de Santiago de 1647. El análisis de liberación de momento acumulado para todo el catálogo de esta zona se presenta en la Figura 31, con el que se obtiene una magnitud máxima de Mw 8.25 ± 0.13 . Si no se considera al evento de 1647 como intraplaca, el evento de mayor magnitud sería el de Chillán 1939 con magnitud Mw 7.9 ± 0.2 (ISCGEM). [Bath & Duda \(1979\)](#) reportan una magnitud UK 8.3 para este evento. El análisis de liberación momento acumulado sin considerar el evento de 1647 determina una magnitud máxima de Mw 8.04 ± 0.18 (figura 32). Finalmente, se escoge la magnitud Mw 8.3 como la máxima posible para el cálculo de amenaza.

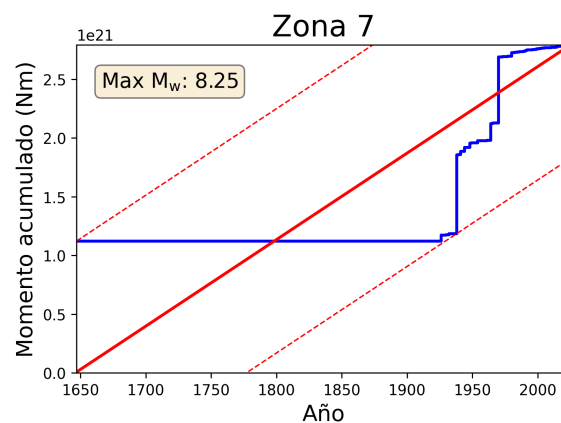


Figura 31. Liberación de momento sísmico acumulado en Zona 7

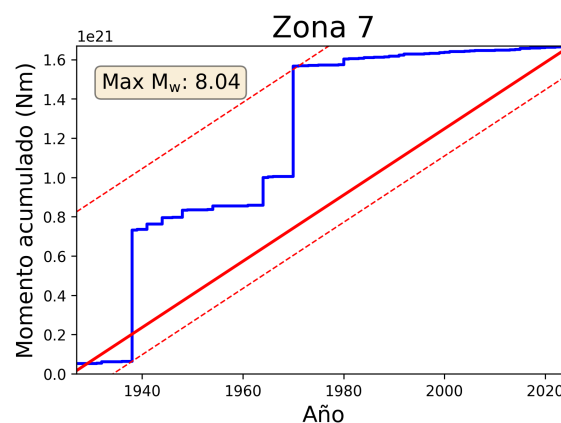


Figura 32. Liberación de momento sísmico acumulado en Zona 7, sin considerar el evento de Santiago de 1647

Tabla 15. Magnitudes máximas

Máx. Cat.	Acumulado	Máx. Mag. Publicada	Mw Propuesta
7.90 ± 0.20	8.25 ± 0.13	8.2 (ISCGEM)	8.3

4.3 Recurrencia

El análisis de recurrencia se realizó con el método de mínimos cuadrados y con el método de [Weichert \(1980\)](#). La aproximación de Weichert estima los parámetros de la distribución Gutenberg-Richter por máxima verosimilitud para magnitudes con diferentes niveles de completitud. La Figura 69 muestra los resultados de ambos métodos con la completitud determinada para cada catálogo. A pesar que el método de mínimos cuadrados es usado en algunos estudios de recurrencia, el método de Weichert genera resultados más confiables. El método de mínimos cuadrados minimiza el error de ajuste para todos los puntos, considerando que todos tienen el mismo peso. Sin embargo, el punto de mayor magnitud usualmente representa sólo un punto, y es poco probable que, por ejemplo, si se trata del mayor terremoto registrado en 300 años, sea exactamente el evento con una recurrencia de 1 en 300 años. Como dato, es poco confiable como indicador de recurrencia, y su inclusión en una regresión de mínimos cuadrados podría sesgar los resultados. En su lugar, se prefiere el uso de estimadores de máxima verosimilitud, como el método de Weichert, el cual pondera adecuadamente la totalidad del catálogo en función de su probabilidad observada ([Musson, 2011](#)).

Tabla 16. Recurrencia por Zona km 50

Zona	Mínimos Cuadrados		Weichert (1980)		Max Mag
	a-value	b-value	a-value	b-value	
1	4.05 (± 0.13)	0.71 (± 0.02)	4.83	0.84 (± 0.04)	9.3
2	5.08 (± 0.16)	0.83 (± 0.02)	5.57	0.92 (± 0.03)	9.3
3	3.70 (± 0.15)	0.68 (± 0.02)	4.38	0.78 (± 0.05)	9.6
4	4.93 (± 0.16)	0.89 (± 0.03)	4.92	0.88 (± 0.07)	8.3
5	6.04 (± 0.19)	1.00 (± 0.03)	6.50	1.07 (± 0.04)	8.3
6	6.12 (± 0.30)	1.10 (± 0.05)	5.46	0.97 (± 0.08)	7.4
7	4.62 (± 0.22)	0.83 (± 0.03)	5.75	1.02 (± 0.06)	8.3

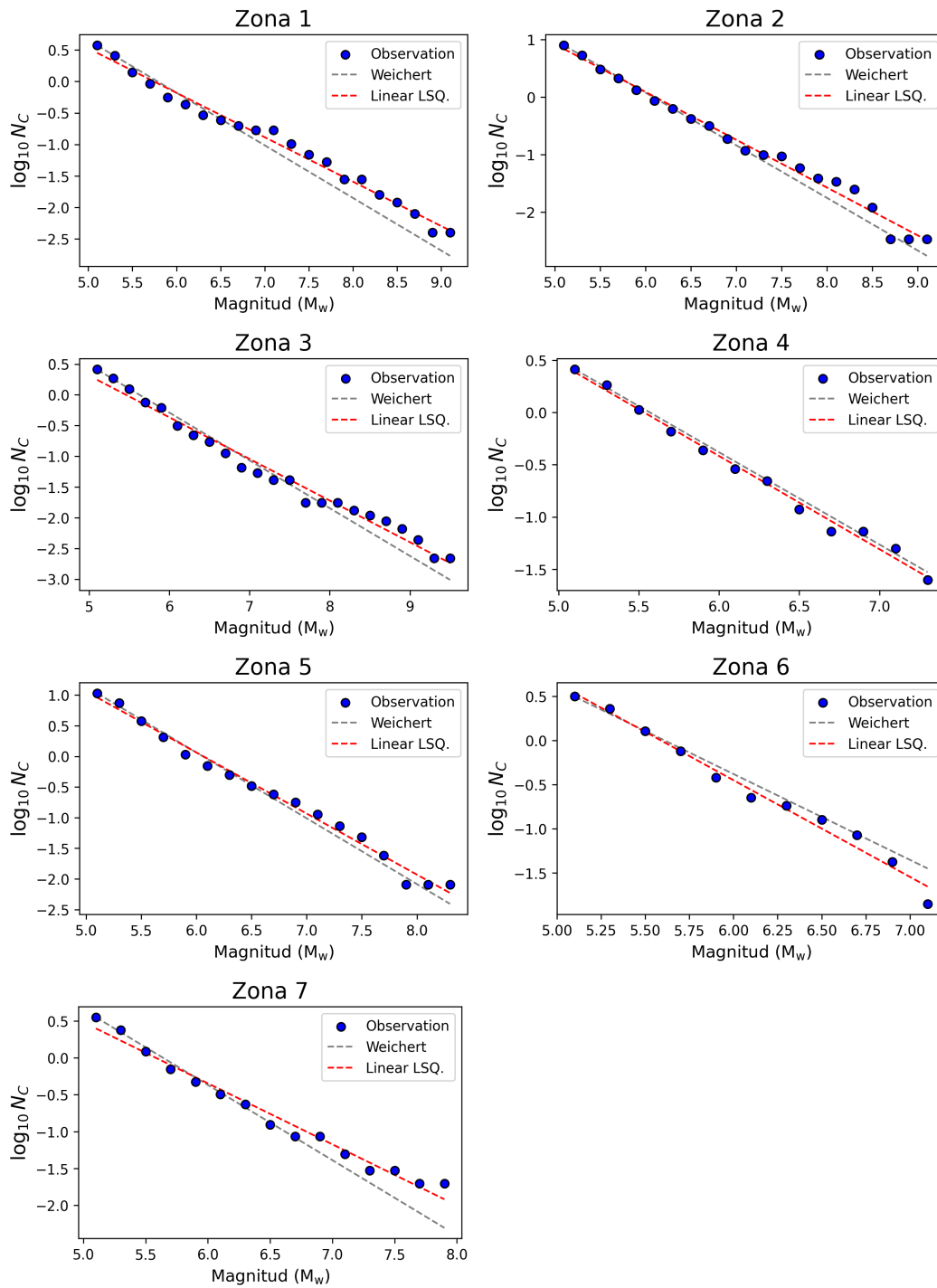


Figura 33. Análisis de recurrencia para las zonas interplaca e intraplaca

Bibliografía

- Abe, K. (1979). Size of great earthquakes of 1837–1974 inferred from tsunami data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B4), 1561-1568.
- Aedo, D., Melnick, D., Cisternas, M., & Brill, D. (2024). Tectonic control on great earthquake periodicity in south-central Chile. *Communications Earth & Environment*, 5(1), 703.
- Angermann, D., Klotz, J., & Reigber, C. (1999). Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(3), 329-334.
- 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.
- Bolton, M. K., Storchak, D. A., & Harris, J. (2006). Updating default depths in the ISC bulletin. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 158(1), 27-45.
- Båth, M., & Duda, S. J. (1979). Some aspects of global seismicity. *Tectonophysics*, 54(1-2), T1-T8.
- Barrientos, S. E., & Ward, S. N. (1990). The 1960 Chile earthquake: inversion for slip distribution from surface deformation. *Geophysical Journal International*, 103(3), 589-598.
- Benavente, C., Palomino, A., Wimpenny, S., Garcia, B., Rosell, L., Aguirre, E., ... & Hall, S. R. (2022). Paleoseismic evidence of the 1715 CE earthquake on the Purgatorio Fault in Southern Peru: Implications for seismic hazard in subduction zones. *Tectonophysics*, 834, 229355.
- Carrasco, S., Ruiz, J. A., Contreras-Reyes, E., & Ortega-Culaciati, F. (2019). Shallow intra-plate seismicity related to the Illapel 2015 Mw 8.4 earthquake: Implications from the seismic source. *Tectonophysics*, 766, 205-218.
- Carvajal, M., Gubler, A., Davies, G., Wang, K., Sun, T., & Catalán, P. A. (2025). Large size of two 19th-century Chile-Peru earthquakes inferred from trans-Pacific tsunami records. *Geophysical Research Letters*, 52(12), e2024GL113849.
- Chlieh, M., Perfettini, H., Tavera, H., Avouac, J. P., Remy, D., Nocquet, J. M., ... & Bonvalot, S. (2011). Interseismic coupling and seismic potential along the Central Andes subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B12).
- Cifuentes, I. L. (1989). The 1960 Chilean earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B1), 665-680.
- Cifuentes, I. L., & Silver, P. G. (1989). Low-frequency source characteristics of the great 1960 Chilean earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B1), 643-663.
- Cisternas, M. (2012). El terremoto de 1647 de Chile central como un evento intraplaca: ¿otra amenaza para Chile metropolitano?. *Revista de Geografía Norte Grande*, (53),

23-33.

- Cisternas, M., Atwater, B. F., Torrejón, F., Sawai, Y., Machuca, G., Lagos, M., ... & Husni, M. (2005). Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake. *Nature*, 437(7057), 404-407.
- Comte, D., & Pardo, M. (1991). Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps. *Natural hazards*, 4(1), 23-44.
- Comte, D., & Barrientos, S. (1997). Potencial sísmico en Chile. *Actas del VIII Congreso Geológico Chileno, III*, 1755-1759.
- Musson, R.M.W.. 2011 Assessment of activity rates for seismic source zones. SHARE. (Unpublished)
- Comte, D., Eisenberg, A., Lorca, E., Pardo, M., Ponce, L., Saragoni, R., ... & Suárez, G. (1986). The 1985 central Chile earthquake: A repeat of previous great earthquakes in the region?. *Science*, 233(4762), 449-453.
- Delouis, B., & Legrand, D. (2007). Mw 7.8 Tarapaca intermediate depth earthquake of 13 June 2005 (northern Chile): Fault plane identification and slip distribution by waveform inversion. *Geophysical Research Letters*, 34(1).
- Dorbath, L., Cisternas, A., & Dorbath, C. (1990). Assessment of the size of large and great historical earthquakes in Peru. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80(3), 551-576.
- Fujii, Y., & Satake, K. (2013). Slip distribution and seismic moment of the 2010 and 1960 Chilean earthquakes inferred from tsunami waveforms and coastal geodetic data. *Pure and Applied Geophysics*, 170(9), 1493-1509.
- Giovanni, M. K., Beck, S. L., & Wagner, L. (2002). The June 23, 2001 Peru earthquake and the southern Peru subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 29(21), 14-1.
- González, J., González, G., Aránguiz, R., Melgar, D., Zamora, N., Shrivastava, M. N., ... & Cienfuegos, R. (2020). A hybrid deterministic and stochastic approach for tsunami hazard assessment in Iquique, Chile. *Natural Hazards*, 100(1), 231-254.
- Hayes, G. P., Moore, G. L., Portner, D. E., Hearne, M., Flamme, H., Furtney, M., & Smoczyk, G. M. (2018). Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model. *Science*, 362(6410), 58-61.
- Ho, T. C., Satake, K., Watada, S., & Fujii, Y. (2019). Source estimate for the 1960 Chile earthquake from joint inversion of geodetic and transoceanic tsunami data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(3), 2812-2828.
- Hocking, E. P., Garrett, E., Aedo, D., Carvajal, M., & Melnick, D. (2021). Geological evidence of an unreported historical Chilean tsunami reveals more frequent inundation. *Communications Earth & Environment*, 2(1), 245.
- Hong, I., Dura, T., Ely, L. L., Horton, B. P., Nelson, A. R., Cisternas, M., ... & Wesson, R. L. (2017). A 600-year-long stratigraphic record of tsunamis in south-central Chile. *The Holocene*, 27(1), 39-51.
- Kanamori, H., & Anderson, D. L. (1975). Amplitude of the Earth's free oscillations and long-period characteristics of the earthquake source. *Journal of Geophysical Research*,

80(8), 1075–1078. <https://doi.org/10.1029/JB080i008p01075>

- Kanamori, H., & Cipar, J. J. (1974). Focal process of the great Chilean earthquake May 22, 1960. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 9(2), 128-136.
- Kanamori, H., & Rivera, L. A. (2018, December). Implication of the 1960 Mw= 9.5 Valdivia, Chile, earthquake and the Mw= 7.7 Aysén slow earthquake for slip partitioning along the south Chile subduction zone. In *AGU Fall Meeting Abstracts* (Vol. 2018, pp. T52B-07).
- Kausel, E., & Campos, J. (1992). The Ms= 8 tensional earthquake of 9 December 1950 of northern Chile and its relation to the seismic potential of the region. *Physics of the earth and planetary interiors*, 72(3-4), 220-235.
- Kelleher, J., Sykes, L., & Oliver, J. (1973). Possible criteria for predicting earthquake locations and their application to major plate boundaries of the Pacific and the Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, 78(14), 2547-2585.
- Klein, E., Vigny, C., Fleitout, L., Grandin, R., Jolivet, R., Rivera, E., & Métois, M. (2017). A comprehensive analysis of the Illapel 2015 Mw8.3 earthquake from GPS and InSAR data. *Earth and Planetary Science Letters*, 469, 123-134.
- 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*, 175(1-2), 37-46.
- Lomnitz, C. (2004). Major earthquakes of Chile: a historical survey, 1535-1960. *Seismological Research Letters*, 75(3), 368-378.
- Makropoulos, K. C., & Burton, P. W. (1983). Seismic risk of circum-pacific earthquakes I. Strain energy release. *pure and applied geophysics*, 121(2), 247-267.
- Martin, A. (1990). *Hacia una nueva regionalización y cálculo del peligro sísmico en Chile*. Memoria de Título, Universidad de Chile: Santiago, Chile.
- Michel, S., Jolivet, R., Jara, J., & Rollins, C. (2023). Seismogenic potential of the subduction zone in northern Chile. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 113(3), 1013-1024.
- Moreno, M. S., Bolte, J., Klotz, J., & Melnick, D. (2009). Impact of megathrust geometry on inversion of coseismic slip from geodetic data: Application to the 1960 Chile earthquake. *Geophysical Research Letters*, 36(16).
- Nishenko, S. P. (1985). Seismic potential for large and great interplate earthquakes along the Chilean and southern Peruvian margins of South America: a quantitative reappraisal. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 90(B5), 3589-3615.
- Okal, E. A., Borrero, J. C., & Synolakis, C. E. (2006). Evaluation of tsunami risk from regional earthquakes at Pisco, Peru. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(5), 1634-1648.
- 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 subducting Nazca plate in central Chile. *Tectonophysics*, 345(1-4), 199-210.

- Plafker, G., & Savage, J. C. (1970). Mechanism of the Chilean earthquakes of May 21 and 22, 1960. *Geological Society of America Bulletin*, 81(4), 1001-1030.
- Peyrat, S., Campos, J., de Chabaliér, J. B., Pérez, A., Bonvalot, S., Bouin, M. P., ... & Vilotte, J. P. (2006). Tarapacá intermediate-depth earthquake (Mw 7.7, 2005, northern Chile): A slab-pull event with horizontal fault plane constrained from seismologic and geodetic observations. *Geophysical Research Letters*, 33(22).
- Poulos, A., Monsalve, M., Zamora, N., & de la Llera, J. C. (2019). An updated recurrence model for Chilean subduction seismicity and statistical validation of its Poisson nature. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 109(1), 66-74.
- Richter, C. F. (1958). *Elementary Seismology* WH Freeman, San Francisco, California. *Tellus*, 11(2), 257-258.
- Ruiz, S., Moreno, M., Melnick, D., Del Campo, F., Poli, P., Báez, J. C., ... & Madariaga, R. (2017). Reawakening of large earthquakes in south central Chile: The 2016 Mw 7.6 Chiloé event. *Geophysical Research Letters*, 44(13), 6633-6640.
- Ruiz, S., & Madariaga, R. (2018). Historical and recent large megathrust earthquakes in Chile. *Tectonophysics*, 733, 37-56.
- Salazar, D., Easton, G., Goff, J., Guendon, J. L., González-Alfaro, J., Andrade, P., ... & Campos, J. (2022). Did a 3800-year-old Mw 9.5 earthquake trigger major social disruption in the Atacama Desert?. *Science advances*, 8(14), eabm2996.
- Shrivastava, M. N., González, G., Moreno, M., Soto, H., Schurr, B., Salazar, P., & Báez, J. C. (2019). Earthquake segmentation in northern Chile correlates with curved plate geometry. *Scientific reports*, 9(1), 4403.
- Silgado Ferro, E. (1978). Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú (1513-1974). In *Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú (1513-1974)* (pp. 130-130).
- Stepp, J. I. (1972, October). Analysis of completeness of the earthquake sample in the Puget Sound area and its effect on statistical estimates of earthquake hazard. In *Proc. of the 1st Int. Conf. on Microzonation*, Seattle (Vol. 2, pp. 897-910).
- Tavera, H., Agüero, C., Fernández, E., & Rodríguez, S. (2001). *Catálogo sísmico del Perú 1471-1982*.
- Udías, A., Madariaga, R., Buforn, E., Muñoz, D., & Ros, M. (2012). The large Chilean historical earthquakes of 1647, 1657, 1730, and 1751 from contemporary documents. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(4), 1639-1653.
- Vargas, G., Ortlieb, L., Chapron, E., Valdes, J., & Marquardt, C. (2005). Paleoseismic inferences from a high-resolution marine sedimentary record in northern Chile (23 S). *Tectonophysics*, 399(1-4), 381-398.
- Vigny, C., & Klein, E. (2022). The 1877 megathrust earthquake of North Chile two times smaller than thought? A review of ancient articles. *Journal of South American Earth Sciences*, 117, 103878.
- Weatherill, G. A. (2014) *OpenQuake Hazard Modeller's Toolkit - User Guide*. Global Earthquake Model (GEM). Technical Report

Weichert, D. H. (1980). Estimation of the earthquake recurrence parameters for unequal observation periods for different magnitudes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70(4), 1337-1346.

5 Base de Datos de Fallas Corticales

El conocimiento y la caracterización de las fallas activas corticales son fundamentales para el desarrollo de mapas de amenaza sísmica. Las fallas representan la principal fuente de sismicidad en la corteza terrestre.

Los estudios de fallas corticales para la elaboración de mapas de amenaza deben responder los siguientes aspectos clave:

- **Identificación de fuentes sísmicas:** Las fallas corticales activas son estructuras geológicas generadoras de sismos. La identificación precisa de su ubicación y características permiten delimitar zonas de mayor probabilidad de actividad sísmica.
- **Determinación de parámetros geométricos y actividad de fallas:** El análisis detallado de las fallas corticales permite determinar su geometría (orientación, longitud, profundidad), su actividad (historial sísmico y recurrencia) y su potencial de ruptura. Esta información es esencial para estimar la magnitud máxima de un evento sísmico que podría generar una falla dada y la extensión de la zona de influencia.
- **Evaluación de la tasa de deslizamiento:** La tasa de deslizamiento de una falla permite estimar la tasa de acumulación de momento sísmico y el tiempo necesario para generar un nuevo sismo. Estos datos son cruciales para modelar la recurrencia de los sismos y calcular las probabilidades de ocurrencia en un periodo de tiempo determinado.
- **Caracterización de la zona de ruptura:** El estudio de fallas activas posibilita la caracterización de la zona de ruptura, que considera su forma y distribución del deslizamiento durante un sismo.

En este estudio se realizó un trabajo de compilación de información sobre estos aspectos clave, considerando las referencias más actualizadas hasta la fecha. El trabajo concluyó con la confección de una base de datos (BD) actualizada de las fallas corticales reconocidas en Chile, que se consideran relevantes para el cálculo del peligro sísmico.

Durante la elaboración de la BD, se llevó a cabo el *Coloquio de Fallas Peligrosas de Chile*, organizado por el CSN (Resumen del coloquio en apéndice

D). Para este encuentro se convocó a la comunidad científica y experta en fallas corticales con el objetivo mostrar de los resultados preliminares del trabajo, e incorporar recomendaciones al producto final.

La base de datos se construyó siguiendo las sugerencias del coloquio:

- (1) Las bases de datos de fallas peligrosas **deben tener en cuenta al usuario final**. Se debe tener claro a quién está dirigida la base de datos y su uso. Por ejemplo, en Nueva Zelanda, hay bases de datos para diferentes propósitos y usuarios: (i) Informar de la distribución espacial de fallas cuaternarias, activas durante los últimos 125.000 años, cuyos usuarios principales son investigadores; (ii) Ubicación de fallas potencialmente peligrosas con sus parámetros clave asociados para ser usados en mapas de amenaza sísmica, utilizados por autoridades de agencias estatales (iii) Fallas con potencial de ruptura superficial, de más detalle, utilizados en obras civiles y en determinación de zonas de exclusión (avoidance zones), etc.
- 2) Las bases de datos de fallas corticales potencialmente peligrosas, en el marco de proyectos de cuantificación de la amenaza sísmica, **deben elaborarse con base en el conocimiento experto de la comunidad científica y profesional del país**. Este tipo de modelo de trabajo, denominado en inglés *community-based model* es el único que promueve una discusión rigurosa y sólida sobre la naturaleza de las fallas y de sus parámetros clave. Estos parámetros, tales como la geometría de la falla y su tasa de deslizamiento (slip rate) pueden ser obtenidos de distintas maneras independientes por diferentes científicos utilizando herramientas complementarias. Entre ellas se encuentran la cartografía de fallas (geología de campo), el análisis morfotectónico de fallas (sensores remotos combinados con geología de campo), el análisis paleosismológico mediante el uso de trincheras, el análisis de redes locales de sismómetros, etc.
- 3) Las bases de datos de fallas peligrosas **deben estar disponibles en plataformas digitales abiertas y estar sujetas a actualizaciones**. En estas plataformas, debe quedar claro cuál es el uso que se le puede dar a la información en línea, advirtiendo lo señalado en el punto (1) respecto del objetivo y restricciones implícitas de las bases de datos.
- 4) Las bases de datos de fallas se basan en observaciones de campo y de sensores remotos que contienen errores epistémicos significativos que deben ser tomados en cuenta por el usuario. Sin embargo, **existe consenso en la comunidad científica de que las bases de datos nunca serán perfectas, y ello no tiene por qué impedir avanzar en su elaboración**.

5.1 Alcances y Limitaciones

La base de datos fue confeccionada mediante un trabajo compilatorio, por lo que no se ha generado nueva información. Más bien, la información de las fallas es principalmente derivada de trabajos publicados en revistas científicas y reportes académicos disponibles a la fecha. Los datos sobre tasas de deformación, inclinación, longitud, y otros parámetros fueron obtenidos de dichos estudios. Esta información fue validada en la medida que los datos lo permitieron; sin embargo, no se llevó a cabo trabajo de campo para corroborar las observaciones reportadas.

Los mapas de peligro sísmico deben fundamentarse en un inventario completo de las fallas peligrosas. Por lo tanto, una de las limitaciones del presente estudio es que a la fecha, el conocimiento de las fallas peligrosas de Chile no es completo debido a que no se han reconocido todas las estructuras activas del país, y muchas de las estructuras sospechosas de actividad reconocidas no han sido completamente caracterizadas. A partir de lo anterior, se resalta la falta de estudios paleosismológicos en las fallas con evidencia de actividad en nuestro país.

Otra limitante del estudio comprende a las fallas activas ciegas. Una **falla ciega** es una falla que no se manifiesta directamente en la superficie terrestre, por lo que no produce un escarpe o una ruptura visible directa en la superficie. En cambio, su movimiento se puede manifestar de forma indirecta. Si bien estas fallas activas pueden generar sismos, la ausencia de manifestaciones morfológicas o de rupturas en superficie impiden su caracterización geológica para evaluar su potencial amenaza sísmica dado que no es posible trazarla inequívocamente, medir su extensión o evaluar directamente sus tasas de deformación. De todos modos, se han incluido en la BD algunas fallas ciegas que produjeron importantes eventos sísmicos durante las últimas décadas (por ejemplo, falla Aroma con un sismo Mw 6.3 el año 2001, y la falla Pichilemu con un sismo Mw 7.0 el año 2010).

5.2 Metodología

5.2.1 Revisión de Antecedentes

A través de la revisión de antecedentes se constató la existencia de diferentes bases de datos de fallas activas a nivel nacional e internacional realizadas a partir del año 2000. Se consideraron los antecedentes de las mayores bases de datos publicadas a la fecha, y también se consultaron directamente algunos artículos de las referencias de las mismas.

Las principales bases de datos y compilaciones consultadas se describen a continuación:

Map and database of Quaternary faults in Bolivia and Chile. (Lavenue *et al.*, 2000)

Esta base de datos es una compilación de las fallas cuaternarias identificadas en Bolivia y Chile, con un énfasis particular en la Zona de Falla de Atacama (ZFA) en el norte de Chile. El objetivo principal de esta base de datos es proporcionar una herramienta cartográfica y descriptiva para el estudio de la actividad tectónica reciente en la región andina, como parte del programa del International Lithosphere Program (ILP). La base de datos de [Lavenue *et al.* \(2000\)](#) se estructura en dos secciones principales: una para Bolivia y otra para Chile. Cada sección contiene un listado de fallas con información detallada sobre:

- Número y nombre de la falla: Identificación única de cada estructura.
- Sinopsis y ambiente geológico: Descripción general del contexto geológico y la actividad de la falla.
- Geometría de la falla: Datos sobre la longitud, rumbo promedio e inclinación promedio de la falla.
- Sentido de movimiento: Descripción del tipo de movimiento de la falla (normal, inversa, lateral, etc.).
- Comentarios: Notas adicionales sobre características particulares de la falla, como la presencia de estrías o la deformación de sedimentos.
- Tasa de deslizamiento: Estimación de la tasa de movimiento de la falla, cuando está disponible.
- Edad del último movimiento: Estimación del tiempo transcurrido desde el último movimiento de la falla.
- Referencias: Listado de las fuentes de información utilizadas para cada falla.
- Compilador, afiliación y fecha de compilación: Información sobre la persona o equipo que compiló los datos, la institución a la que pertenecen y la fecha de compilación.

- Tipos de Estudios: Descripción de la metodología utilizada para obtener los datos, por ejemplo, trabajo de campo, interpretación de fotos aéreas, etc.

Dentro de la sección de Chile, la ZFA recibe una atención especial, con la descripción de varias secciones a lo largo de su extensión. Se detallan los siguientes aspectos:

- Características de la ZFA: Se describe la ZFA como una zona de falla continua de más de 1000 km de longitud en la Cordillera de la Costa del norte de Chile, con una historia de movimientos complejos, incluyendo componentes laterales, verticales y normales. Se mencionan diversas interpretaciones sobre su origen y evolución, incluyendo datos de movimiento lateral sinistral durante el Jurásico-Cretácico, y movimiento esencialmente vertical durante el Cenozoico superior.
- Secciones de la ZFA: La base de datos divide la ZFA en cinco secciones, cada una con su propia descripción detallada de su geometría, sentido de movimiento y actividad. Estas secciones incluyen a Cerro Moreno y Cerro Fortuna, entre otras.
- Movimientos en la ZFA: Se menciona que, a lo largo de las ramas principales de la ZFA, la deformación se caracteriza por un levantamiento vertical, junto con una extensión horizontal producida por un fallamiento normal.

Esta base de datos refleja el conocimiento disponible en su momento y, aunque sigue siendo útil, ha sido integrada y complementada en bases de datos más recientes, como las de [Maldonado *et al.* \(2021\)](#) y [Mittelstädt & Victor \(2020\)](#).

The South American Risk Assessment (SARA) ([Alvarado *et al.*, 2017](#))

La base de datos del South American Risk Assessment (SARA) es una iniciativa enfocada en la evaluación del riesgo sísmico en América del Sur. Su propósito es proporcionar herramientas y datos precisos para mejorar la evaluación del peligro sísmico y la estimación de pérdidas en la región, permitiendo el desarrollo de estrategias de mitigación más efectivas. La recopilación de datos para SARA se basa en una metodología que incluye la integración de catálogos de terremotos homogeneizados en magnitud momento (Mw), mapas

de fallas activas y modelos de amenaza sísmica desarrollados en colaboración con científicos locales. Estos datos han sido obtenidos a partir de estudios nacionales e internacionales, bases de datos existentes y nuevos análisis llevados a cabo dentro del marco del proyecto.

SARA no se limita a la caracterización de fuentes sísmicas, sino que también incorpora modelos de vulnerabilidad y exposición para evaluar el impacto potencial de los terremotos en la población y la infraestructura. Además, proporciona herramientas abiertas para la comunidad científica, los gobiernos y los planificadores urbanos, facilitando la toma de decisiones basadas en información actualizada y científicamente validada.

A diferencia de otras iniciativas, SARA está específicamente diseñada para el contexto sudamericano, permitiendo una evaluación más detallada y precisa de la amenaza sísmica en la región. Este proyecto incluyó la participación de representantes científicos de todos los países de Sudamérica, quienes se reunieron en talleres y otras actividades de discusión durante varios años. Un resultado tangible de este proceso fue la publicación del *Hazardous faults of South America; compilation and overview* en el *Journal of South American Earth Sciences* (Costa *et al.*, 2020). Este aspecto le otorga una legitimidad adicional con respecto a otros artículos científicos vinculados al tema pues incorporó un trabajo interno de discusión de una gran parte de la comunidad científica internacional sobre aspectos clave de un inventario de fallas, tales como la terminología a usar, los criterios mínimos de pertinencia y calidad de los datos y el reconocimiento de la necesidad de un esfuerzo continuo de puesta al día y discusión.

La integración del proyecto SARA con el Global Earthquake Model (GEM) garantiza que sus datos sean compatibles con evaluaciones globales y accesibles para el desarrollo de estudios y aplicaciones específicas en gestión del riesgo sísmico.

Active fault database for the Atacama Fault System (N-Chile) as basis for tracking forearc segmentation. (Mittelstädt & Victor, 2020)

Esta base de datos es un catálogo detallado de las fallas activas que componen el Sistema de Fallas de Atacama (AFS) en el antearco del norte de Chile, específicamente entre las latitudes 19°12'S y 25°12'S. El objetivo principal de esta compilación fue investigar los patrones de actividad del antearco en relación con la segmentación de la megafalla y la sismicidad de la placa superior en

la Cordillera de la Costa. La base de datos fue desarrollada utilizando ArcGIS y está disponible para su visualización en Google Earth en formatos .mpk y .kmz.

La base de datos se construyó a partir de un análisis exhaustivo que incluye:

- Una revisión minuciosa de la literatura científica existente sobre el AFS y fallas asociadas.
- La interpretación de datos de sensores remotos, como imágenes satelitales y modelos digitales de elevación (DEM), para identificar rasgos geomorfológicos asociados a la actividad de las fallas.
- Trabajo de campo en la región para verificar las estructuras identificadas mediante sensores remotos y obtener datos estructurales directos.
- Análisis de la sismicidad de la placa superior proveniente del Integrated Plate Boundary Observatory in Chile (IPOC) y de un catálogo sísmico local de la zona del segmento Salar Grande.
- La inclusión de datos de edad de unidades geológicas desplazadas para acotar la cronología de la actividad de las fallas.

La compilación de la información para la base de datos se basó en criterios claros y bien definidos para determinar la actividad de las fallas, los cuales son:

- Evidencia de escarpes de falla: Identificación de escarpes de falla en la superficie terrestre que sugieren actividad reciente de la falla.
- Rupturas superficiales: Presencia de rupturas superficiales asociadas a la falla.
- Desplazamientos de unidades geológicas: Evidencia de desplazamientos en depósitos geológicos, como terrazas aluviales o depósitos glaciales.
- Deformación del paisaje: Presencia de deformaciones en el paisaje, como drenajes modificados o superficies aluviales deformadas.
- Sismicidad asociada: Correlación de la falla con eventos sísmicos registrados en la región.

Se entiende que la inclusión de una falla en la base de datos indica que existe evidencia de actividad durante el Cuaternario, basado en los datos obtenidos de las distintas fuentes mencionadas.

The GEM global active faults database ([Styron & Pagani, 2020](#))

La base de datos del Global Earthquake Model (GEM) es una iniciativa que busca proporcionar una herramienta para la evaluación del riesgo sísmico a nivel mundial. Está pensada para ser utilizada en una variedad de contextos y escalas, con la finalidad de apoyar la evaluación del peligro sísmico y la estimación de pérdidas económicas.

La compilación de esta base de datos se basa en una metodología que incluye la recopilación de datos de diversas fuentes, como catálogos de terremotos, mapas de fallas activas y datos geodésicos, con el objetivo de crear un conjunto de datos completo y representativo para el modelado del riesgo sísmico en términos más generales. GEM es una plataforma abierta que fomenta la colaboración entre diversos actores y permite el acceso público a la base de datos y herramientas, lo cual facilita la realización de análisis y el desarrollo de aplicaciones personalizadas.

Adicionalmente a las fallas, la base de datos GEM contiene información detallada sobre diversos aspectos relacionados con los terremotos y el riesgo sísmico. Incluye catálogos de terremotos con datos sobre ubicación, magnitud y profundidad, modelos de peligro sísmico que muestran la probabilidad de terremotos en diferentes ubicaciones, y datos sobre la vulnerabilidad de construcciones y la distribución poblacional. La base de datos de GEM, a diferencia de las otras, no se centra únicamente en el mapeo directo de fallas o en la cuantificación de tasas de desplazamiento. En cambio, integra datos de fallas y otros factores para modelar la probabilidad de terremotos y sus consecuencias a nivel global.

A comprehensive database of active and potentially-active continental faults in Chile at 1:25,000 scale. ([Maldonado *et al.*, 2021](#))

Base de datos compilatoria de las fallas geológicas activas y potencialmente activas en Chile continental a partir de antecedentes publicados previamente. La base de datos CHAF (CHilean database of Active Faults) incluye un total de 958 fallas, agrupadas en 17 sistemas de falla y clasificadas en base a su rango de actividad.

Según su actividad las fallas se clasifican como:

- *Fallas Probablemente Activas*: Aquellas asociadas con un terremoto histórico o con evidencia robusta de deslizamiento (sísmico o asísmico) durante el Holoceno. Y son 81 fallas de la base de datos.
- *Fallas Probablemente Activas*: Exhiben evidencia geológica o geomórfica directa de rupturas superficiales o deformación que sugiere actividad en los últimos 125 000 años (período interglacial). Son 589 fallas de la base de datos.
- *Fallas Posiblemente Activas*: Muestran evidencia geológica o geomórfica de deformación que sugiere actividad durante el período Cuaternario. Son 288 fallas de la base de datos.

Las 958 fallas de CHAF de datos fueron incluidas siguiendo criterios específicos, tales como la evidencia geomórfica y geológica, que requería que las fallas mostraran una clara deformación en el paisaje, incluyendo desplazamientos en terrazas marinas, superficies fluviales o depósitos glaciares. Además, se utilizaron modelos de elevación digital de alta resolución para identificar y mapear las fallas, asegurando consistencia en la escala de mapeo, ya que todas las fallas fueron representadas uniformemente a una escala de 1:25.000.

La compilación de esta base de datos se realizó a partir de un análisis exhaustivo que incluye:

- Mapeo de fallas mediante sensores remotos: Se utilizaron modelos de elevación digital (DEM) de alta resolución (TanDEM-X de 12 m y datos LiDAR de 1-5 m) y ortoimágenes para identificar y mapear las trazas de las fallas, así como para caracterizar las morfologías asociadas a la actividad tectónica.
- Interpretación de datos de sensores remotos: Se utilizaron mapas hillshade y pendiente para la interpretación de las estructuras.
- Revisión y compilación de estudios previos: La base de datos se nutre de una amplia revisión bibliográfica de estudios geológicos y tectónicos previos. Esto incluyó la compilación de datos de bases de datos ya existentes.
- Énfasis en evidencia superficial: La base de datos se basa en evidencias directas de la superficie, como escarpes y desplazamientos, en lugar de inferencias sísmicas a profundidad. Esto con fin de obtener una base de datos lo más robusta posible y evitar suposiciones.

La base de datos CHAF contiene información detallada sobre las fallas, incluyendo:

- Geometría de la falla: Se proporcionan datos sobre la longitud, rumbo, inclinación y profundidad las fallas descritas. Se incluyen también datos sobre el tipo de falla y su sentido de movimiento.
- Clasificación de la actividad de la falla: Las fallas se clasifican según su nivel de actividad (Actividad Probada, Probable o Posible).
- Tasa de desplazamiento: Aunque no todas las entradas tienen datos de tasas de deslizamiento, en los casos en que sí se incluyen se proporciona información sobre las tasas de desplazamiento horizontal y vertical, y la velocidad de deslizamiento asísmico, entre otros.
- Ubicación: Se proporciona información detallada sobre la ubicación geográfica de cada falla, incluyendo latitud y longitud.
- Información adicional: Se incluye información sobre la fuente de la traza de la falla (si es un estudio publicado, remapeo, o nuevas interpretaciones del trazado), la escala del mapa de origen, y referencias bibliográficas para cada entrada. También se incluye una columna de notas para comentarios adicionales.

Este estudio resume la memoria de título de [Maldonado \(2020\)](#).

New Insights into Active Tectonics and Landscape Evolution of the Northernmost Chilean Central Depression. ([Vega-Ruiz et al., 2025](#))

Esta base de datos es una compilación detallada de las fallas activas ubicadas en el antearco del norte de Chile, específicamente entre las latitudes 18°50'S y 19°45'S. El objetivo principal de esta base de datos es proporcionar una herramienta para el estudio de la evolución tectónica y del paisaje en esta región, con un enfoque en las fallas que afectan a la Depresión Central y la Precordillera en una región específica del antearco del norte de Chile.

La compilación de esta base de datos se realizó a partir de un análisis exhaustivo que incluye:

- Interpretación de datos de sensores remotos: Se utilizaron modelos de elevación digital (DEM) de alta resolución y ortoimágenes para identificar y

mapear la traza de las fallas, así como para caracterizar las morfologías asociadas a la actividad tectónica.

- Trabajo de campo: Se realizaron campañas de campo para verificar las estructuras identificadas mediante sensores remotos, así como para recolectar datos estructurales

La base de datos contiene información detallada sobre las fallas, incluyendo:

- Geometría de la falla: Se proporcionan datos sobre la longitud, rumbo, inclinación y profundidad de cada falla.
- Clasificación de actividad de la falla: Las fallas se clasifican según su nivel de actividad, aunque no se especifican categorías como *Probablemente Activas*, *Probablemente Activas* o *Posiblemente Activas*, como en la base de datos CHAF, se entiende que las fallas incluidas muestran evidencia de actividad durante el Cuaternario.
- Tasa de desplazamiento vertical: Se cuantifican las tasas de desplazamiento vertical para cada falla, lo que permite comprender la velocidad a la que se están deformando las estructuras y la superficie.
- Ubicación: Las fallas están ubicadas dentro de las regiones de la Depresión Central y la Precordillera del norte de Chile.
- Información adicional: Incluye información sobre la zona de daño en rocas mesozoicas, así como datos estructurales.

En esta base de datos se presenta una cuantificación de las tasas de deformación durante el Cuaternario y el Plioceno. Esto se logra mediante el análisis de perfiles topográficos y la medición de los desplazamientos verticales a lo largo de las fallas.

En esta base de datos se utilizan resultados de dataciones mediante isótopos cosmogénicos de las superficies geomorfológicas afectadas por las fallas. Estas dataciones permiten establecer la cronología de la actividad de las fallas y su relación con el levantamiento andino. Las superficies geomorfológicas se agruparon en cinco generaciones, con edades que van desde el Mioceno tardío hasta el Cuaternario.

5.2.2 Comparación de las bases de datos de fallas

De las bases de datos consultadas, tres consideran evidencias de movimiento durante el Cuaternario y Pleistoceno superior para las fallas: GEM global, SARA y CHAF. La base de Fallas de SARA es un subconjunto de GEM global, aunque con atributos diferentes (sección C.1).

Las fallas en CHAF clasificadas con actividad *probada* y *probable* cumplen un criterio de evidencia de actividad que es similar al utilizado por SARA en su elaboración. Un análisis comparativo de estos dos conjuntos de fallas se muestra en la Figura 34. El panel izquierdo corresponde a la comparación para el sistema de fallas este-oeste del norte de Chile, donde se aprecia que CHAF es más completa en número de fallas y posee mayor resolución. Esta situación se mantiene para el resto de sistemas de fallas en Chile, con excepción del sistema de fallas transversales andinas (ATF, panel derecho). Varias de las fallas de este sistema presentes en SARA no están en CHAF, a pesar de presentar patrones de actividad de terremotos pequeños (Lange *et al.*, 2008). Otra diferencia que resalta en la comparación es el nivel de actividad establecido para la falla del Salar del Carmen, en el sistema de fallas Atacama (Figura 34, panel central). Mientras que en SARA toda la falla presenta evidencia de actividad, en CHAF sólo ocurre para el segmento sur. El mapa con las bases CHAF y SARA para todo el territorio nacional se muestra en la figura C1.

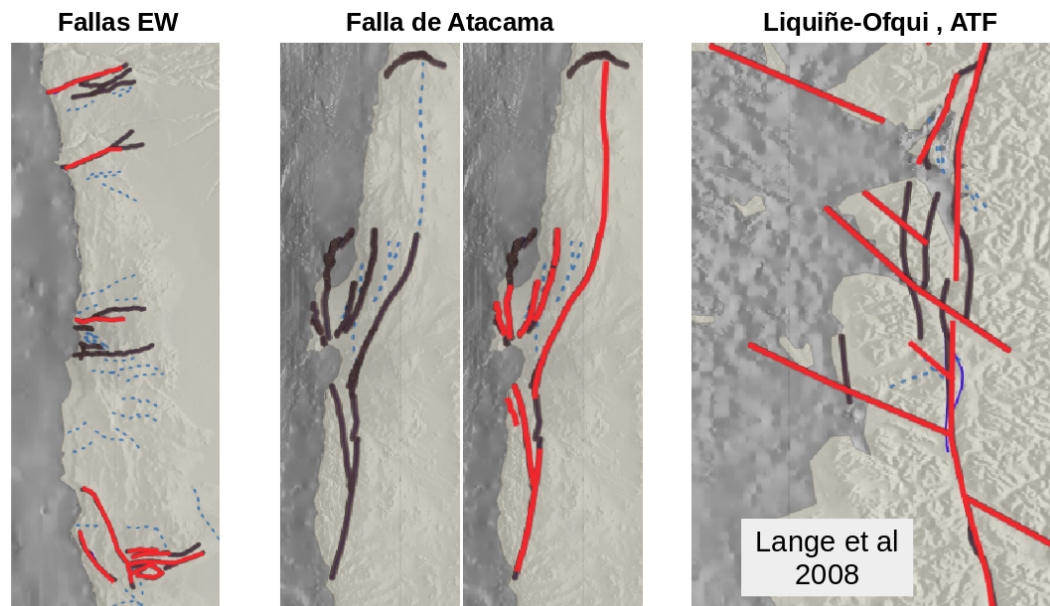


Figura 34. Comparación entre la base CHAF y SARA. Línea roja: Trazas de la base SARA, Línea café: Traza de la base CHAF clasificada como peligrosa o potencialmente peligrosa. Línea azul punteada: Traza de la base CHAF, con actividad clasificada como posible

5.3 Construcción de la base de datos de fallas peligrosas

5.3.1 Compilación de las bases de datos

La base de datos de fallas fue construida considerando fallas potencialmente peligrosas. Para este trabajo se definió como falla *potencialmente peligrosa* a aquella que cumple alguno de los siguientes criterios:

- a) Tasa de deslizamiento mayor o igual a 0.1 mm/año
- b) Existe evidencia de:
 - Paleosismicidad. Publicada y verificada que demuestra deslizamiento (sísmico o asísmico) durante los últimos 125.000 años, ó
 - Patrón de actividad de terremotos pequeños, ya sea a lo largo de la traza superficial de la falla o a lo largo de su manteo, (con error de loc de algunos kilómetros), ó
 - Eventos de magnitud Mw mayor a 5.5. (evidencia directa o indirecta)

Se revisaron las diferentes bases de datos de fallas corticales que describen este tipo de fallas y se escogió la base CHAF (Maldonado *et al.*, 2021) como base para la construcción de la BD, por ser la más completa y actualizada. De las fallas incluidas en CHAF, se seleccionaron aquellas cuya actividad es clasificada como *probada* y *probable* pues ambas definiciones satisfacen las condiciones establecidas con el criterio (5.3.1). De igual forma, se compararon o actualizaron los registros con las demás bases de datos de Lavenu *et al.* (2000), GEM (Styron & Pagani, 2020), SARA (Alvarado *et al.*, 2017), Falla de Atacama (Mittelstädt & Victor, 2020) y la base de datos del antearco de Chile (Vega-Ruiz *et al.*, 2025). Se revisaron los últimos trabajos científicos disponibles, con las que se realizaron diferentes actualizaciones. Por ejemplo, en el norte de Chile se elevó de categoría de fallas *potencialmente peligrosa* a la falla Cerro Aguirre, por el análisis de su sismicidad reciente (González *et al.*, 2021). En Chile central, se expandió el trazado de la falla San Ramón hacia la comuna de Pirque en función de los recientes antecedentes paleosismológicos (Campillay, 2022; Easton *et al.*, 2024). También se incluyó el trazado de la falla Cariño Botado, que elevó su categoría a falla *potencialmente peligrosa* por nuevas dataciones que acotan movimiento durante el Holoceno (Estay *et al.*, 2023).

5.3.2 Fallas agregadas

Las principales fallas geológicas incorporadas corresponden a las del sistema de fallas Magallanes-Fagnano, en el extremo sur de Chile. Si bien este sistema corresponde a un límite de placas tectónicas, cuenta con registro de sismicidad histórica y rupturas superficiales (Aguilera-Cortés *et al.*, 2024; Sandoval & De Pascale, 2020).

5.3.3 Completitud de los datos

La mayoría las fallas presentes en las bases de datos no poseen información completa sobre su sentido de movimiento, geometría y/o tasa de deslizamiento. Se completó o actualizó la información de las fallas que tuviesen estudios específicos recientes o se infirió a partir de su pertenencia a alguno de los sistemas de fallas principales de Chile (Figura 35).

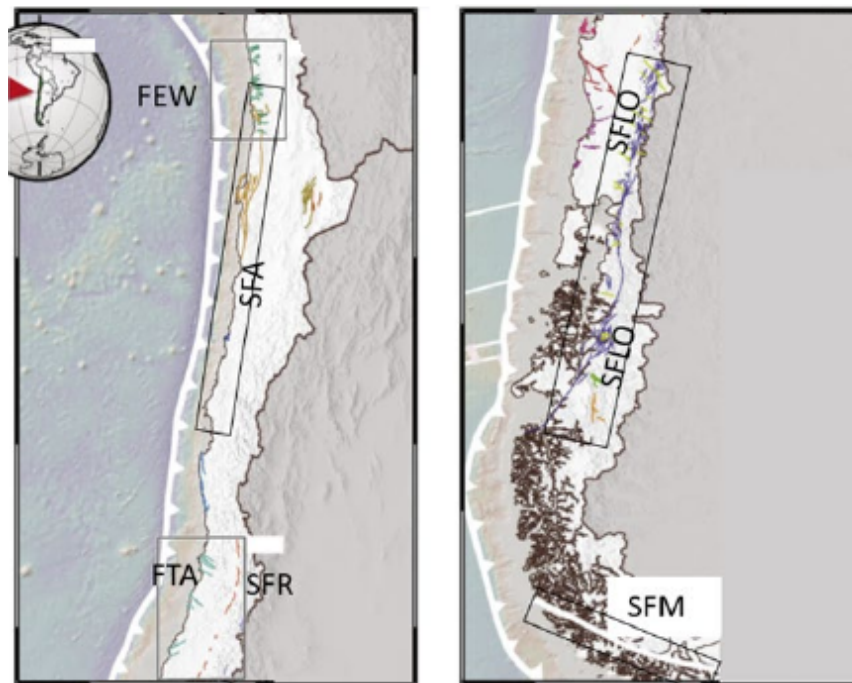


Figura 35. Mapa simplificado de los principales sistemas de falla de Chile, modificado de Maldonado *et al.* (2021). FEW: Fallas este-oeste del norte de Chile; SFA: Sistema de Falla de Atacama; FTA: Fallas transversales noroeste de Chile Central; SFR: Falla San Ramón; SFLO: Sistema de Falla de Liquiñe-Ofqui, SFM: Sistema de Falla de Magallanes.

Los parámetros geológicos y geofísicos asociados a cada sistema de falla se presentan en la Tabla 17. Estos valores fueron consensuados en mesas de trabajo durante la realización del coloquio de fallas peligrosas organizado por el CSN.

Tabla 17. Parametrización de los principales sistemas de falla de Chile. * Sentido de movimiento predominante (puede tener otras componentes en el rumbo o en el manteo) **Estimación basada en el máximo desplazamiento inverso de 5 m observado en una trinchera de la falla de San Ramón. * Estimación basada en la magnitud instrumentalmente registrada del terremoto Mw 7 en la falla de Pichilemu**

Sistema de Falla	Tipo de Falla*	Rumbo y manteo	Largo de sedimentos (km)	Ancho de sedimentos (km)	Tasa de deslizamiento (mm/año)	Terremoto máximo posible
Atacama (SFA)	Normal	NS/70°E	45-60	50	0.06-0.07	Mw 7.0 cada 20000-30000 años
Transversales Este-Oeste (TEW)	Inversa	EW/45°-60°	35-40	50	0.4	Mw 7.3-7.4 cada 5000 años
San Ramón (SFR)	Inversa	NS/50°E	50	17-29	0.5	Mw 6.5-7.5**
Transversales Noroeste (FTA)	Normal	N40°-60°/ 45°-60°SW	30	25	0.5	Mw 7.0***
Liquiñe-Ofqui (LOSF)	Rumbo dextral	NS,NE/90°	20-60	5-12	4-12	Mw 6.7
Magallanes (MFS)	Rumbo sinistral	WNW/90°	100-150	8-12	6-7	Mw 7.4-7.8 cada 1000 años

Los campos rellenados para la BD fueron los siguientes:

F_system : Nombre del sistema de falla

F_name : Nombre de la falla

refs : Lista de referencias utilizadas para completar el resto de atributos

BDstrike : Rumbo de la falla, determinado a partir de la adición de geometrías en SIG.

BDdip : Manteo de la falla, obtenido de bibliografía.

dip_ref : Indica cual(es) es(son) la(s) referencia(s) de la lista de referencias es utilizada para definir el atributo

BDrake : Ángulo de deslizamiento de la falla, obtenido de bibliografía.

rake_ref : Indica cual(es) es(son) la(s) referencia(s) de la lista de referencias utilizada(s) para definir el atributo

- BDlength : Largo de la falla, determinado a partir del cálculo de geometría en SIG.
- BDzmin : Profundidad mínima de la falla, obtenida de bibliografía.
- zmin_ref : Indica cual(es) es(son) la(s) referencia(s) de la lista de referencias utilizada(s) para definir el atributo
- BDzmax : Profundidad máxima de la falla, obtenida de bibliografía.
- zmax_ref : Indica cual(es) es(son) la(s) referencia(s) de la lista de referencias utilizada(s) para definir el atributo
- BDslipr : Tasa de deslizamiento, obtenido de bibliografía.
- slipr_ref : Indica cual(es) es(son) la(s) referencia(s) de la lista de referencias utilizada(s) para definir el atributo

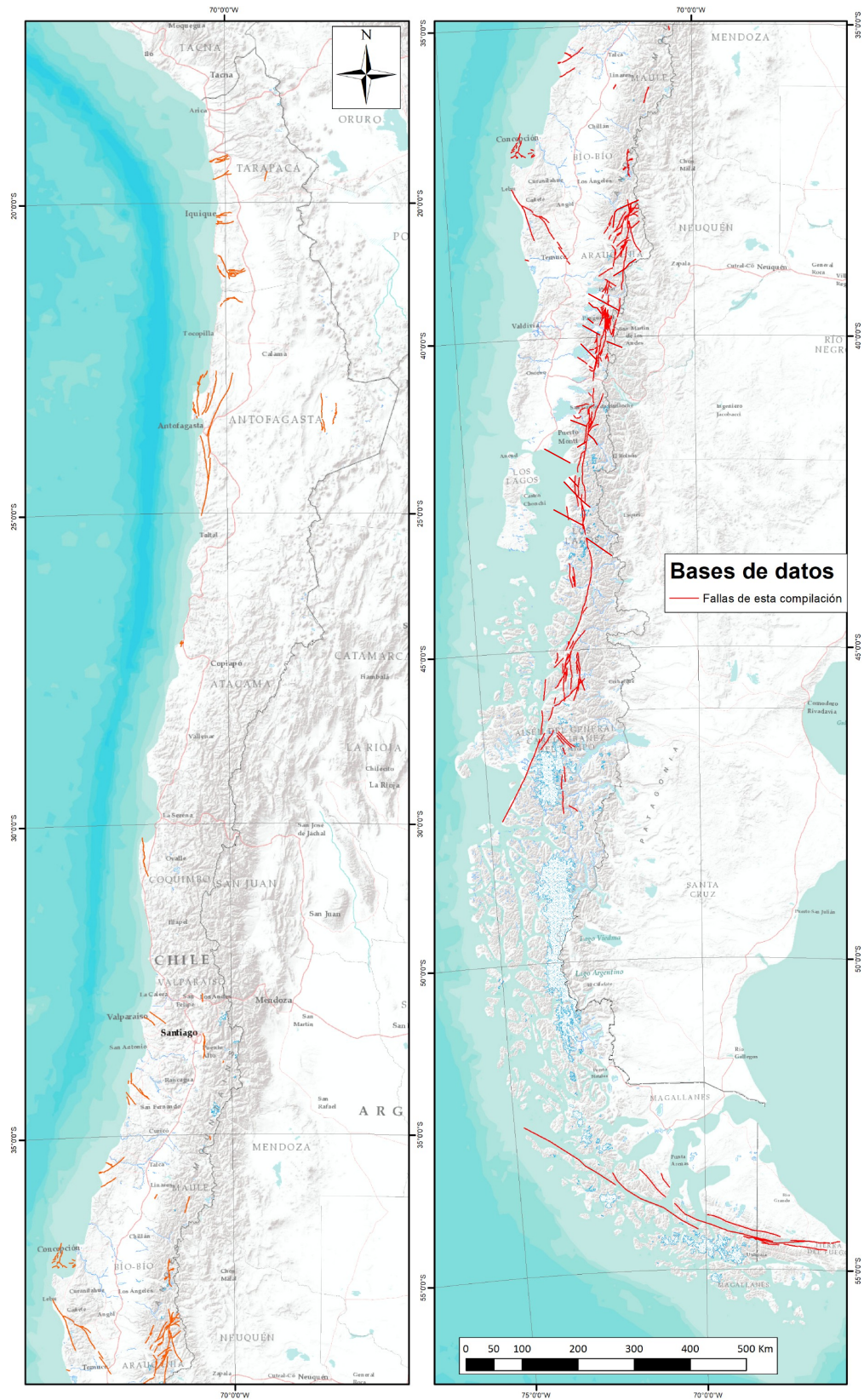


Figura 36. Representación de las Fallas en la BD

5.4 Construcción de la base de fallas para el cálculo de amenaza

Se construyó una base de datos de fallas para el cálculo de amenaza a partir de la información contenida en BD. Varias de las fallas presentes en la BD están representadas por múltiples segmentos de traza, que representan cambios de atributos a lo largo de la falla. Para poder modelar rupturas que se propagan a lo largo de toda la falla, se unieron los segmentos de un mismo sistema con igual sentido de movimiento, que se encuentran a menos de 5 km de distancia (Milner *et al.*, 2013) (Figura 37). Para la falla resultante, se conservaron los valores de dip, z_{min} y z_{max} del segmento de falla con referencia bibliográfica más actualizada.

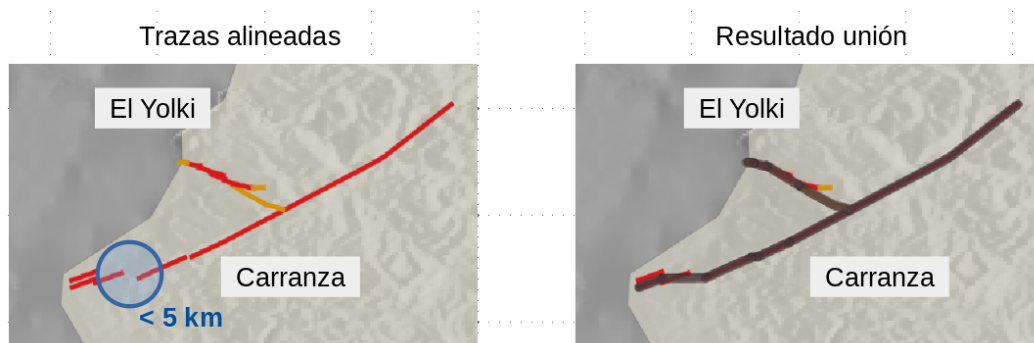


Figura 37. Criterio para unión de segmentos de traza

Posterior a la unión de los segmentos de falla, se revisaron los sistemas de fallas resultantes, y se descartaron las fallas subsidiarias que a lo largo de su extensión se encontrasen a menos de 3 km de la falla principal o secundaria (Figura 38).

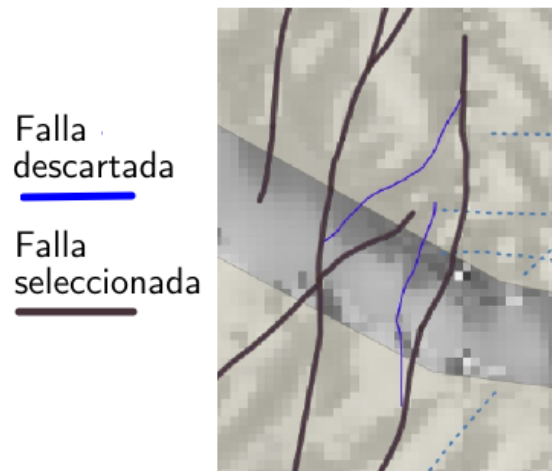


Figura 38. Ejemplo de aplicación del criterio de selección de fallas para el sistema Liquiñe-Ofqui. Las trazas en azul corresponden a fallas no seleccionadas por encontrarse a menos de 3 km de una traza secundaria

Finalmente, la geometría de las trazas de las fallas fueron simplificados mediante el algoritmo de [Douglas & Peucker \(1972\)](#). Posterior al proceso de simplificación, se descartaron todas las fallas con longitud menor a 5 km.

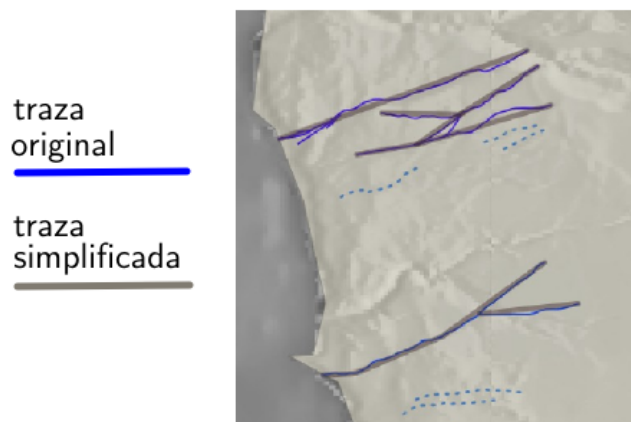


Figura 39. Ejemplo de aplicación del criterio de selección de fallas para el sistema de Fallas Transversales Este-Oeste. Las trazas en azul corresponden a fallas no seleccionadas por encontrarse a menos de 3 km de una traza secundaria

Bibliografía

- Aguilera-Cortés, R., Martinod, J., Vassallo, R., Astrade, L., & Sue, C. (2024). Evidence of 1949 earthquake co-seismic ruptures in western Tierra del Fuego, Chile. In G. Easton & G. González (Eds.), *Proceedings of the 12th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archaeoseismology, October 6–11, 2024, Los Andes, Chile*.
- Alvarado, A., Audemard, F., Benavente Escobar, C., Santibanez Boric, I., Cembrano Perasso, J., Costa, C., ... & Grupo de Neotectónica de SEGEMAR and Styron R. (2017). The South American risk assessment active fault database.
- Campillay Horta, N. E. (2022). Deformación cortical cuaternaria y peligro sísmico asociado a la Falla San Ramón en el piedemonte de Pirque (~ 33,5°S). <https://repositorio.uchile.cl/handle/2250/192623>
- Costa, C., Alvarado, A., Audemard, F., Audin, L., Benavente, C., Bezerra, F. H., ... & Garro, H. (2020). Hazardous faults of South America; compilation and overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 102837.
- Douglas, D. H., & Peucker, T. K. (1973). Algorithms for the reduction of the number of points required to represent a digitized line or its caricature. *Cartographica: the international journal for geographic information and geovisualization*, 10(2), 112-122.
- González, G., Pasten-Araya, F., Victor, P., González, Y., Valenzuela, J., & Shrivastava, M. (2021). The role of interplate locking on the seismic reactivation of upper plate faults on the subduction margin of northern Chile. *Scientific Reports*, 11(1), 21444.
- Easton, G., Campillay, N., Aguirre, I., Valderas, C., Villalobos, A., González-Alfaro, J., & Rebolledo, S. (2024). Surface and subsurface exploration of the San Ramón thrust fault in Santiago at the western foot of the Andes. In G. Easton & G. González (Eds.), *Proceedings of the 12th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archaeoseismology, October 6–11, 2024, Los Andes, Chile*.
- Estay, J., Pinto, L., Easton, G., De Pascale, G. P., Troncoso, M., Carretier, S., & Forman, S. L. (2023). Active thrust tectonics along the western slope of the Central Andes southernmost Pampean flat-slab segment (~ 33°S, Chile): The Cariño Botado fault system. *Geomorphology*, 437, 108801.
- Geological Survey (US), & Lavenu, A. (2000). Maps and database of Quaternary faults in Bolivia and Chile (p. 50). The Survey.
- Lange, D., Cembrano, J., Rietbrock, A., Haberland, C., Dahm, T., & Bataille, K. (2008). First seismic record for intra-arc strike-slip tectonics along the Liquiñe-Ofqui fault zone at the obliquely convergent plate margin of the southern Andes. *Tectonophysics*, 455(1-4), 14-24.
- Maldonado, V. (2020). Fallas Corticales Activas En Chile: Inferencias de amenaza sísmica a partir de la interpretación de su expresión superficial a escala 1: 25.000. Universidad Austral de Chile.

- 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), 20.
- Milner, K., Page, M. T., Field, E. H., Parsons, T., Biasi, G., & Shaw, B. E.: Defining the inversion rupture set via plausibility filters, U.S.G.S Open-File Report 2013-1165, Uniform California Earthquake Rupture Forecast Version 3 (UCERF3) - The Time-Independent Model, Appendix J, <https://pubs.usgs.gov/of/2013/1165/> (Último acceso: 11 de Diciembre 2025)
- Mittelstädt, J., & Victor, P. (2020). Active fault database for the Atacama Fault System (N-Chile) as basis for tracking forearc segmentation.
- Sandoval, F. B., & De Pascale, G. P. (2020). Slip rates along the narrow Magallanes fault system, Tierra del Fuego region, Patagonia. *Scientific Reports*, 10(1), 8180.
- Styron, R., & Pagani, M. (2020). The GEM global active faults database. *Earthquake Spectra*, 36(1-suppl), 160-180.
- Vega-Ruiz, A., Victor, P., Reicherter, K., Binnie, A., Evenstar, L., González, G., & Binnie, S. A. (2025). New insights into active tectonics and landscape evolution of the northernmost Chilean central depression. *Tectonics*, 44(1), e2024TC008335.

6 Ecuaciones de Predicción de Movimiento Fuerte

En este capítulo se describe el proceso de selección de las ecuaciones de predicción de movimiento fuerte (GMPE por sus siglas en inglés) para ser utilizadas en la construcción del mapa de amenaza. Estas constituyen la base para estimar la intensidad del movimiento del suelo en función de datos sismológicos como la magnitud y la distancia de un lugar hasta la fuente. La evaluación del desempeño de la predicción de cada GMPE se realizó comparandola con los registros de aceleración de eventos significativos ocurridos en Chile. Los registros de aceleración utilizados provienen de la base de datos de eventos significativos EVTDB operada por el CSN (Leyton & García, 2024) accesible desde <http://evtdb.csn.uchile.cl>.

6.1 Procesamiento de datos de aceleración

Se descargaron los datos de aceleración de 1816 eventos con magnitud mayor o igual a 4.5 de la base EVTDB. El total de registros con las 3 componentes es 13854. Los registros de la base de datos tienen extraída la respuesta instrumental. Se estableció el siguiente procedimiento para el cálculo de intensidades (PGA y aceleraciones espectrales), adaptado de Idini *et al.* (2017):

1. Verificar que las señales no tengan registros de más de un evento que pudiesen alterar la estimación del PGA y de las aceleraciones espectrales. Se verifica si existe un peak local de amplitud ubicado posterior al 70 % del registro, con una amplitud mayor al 40 % del máximo. En los casos en que se cumpla dicha condición, se corta el registro 2 segundos previo a este peak de amplitud.
2. Remover tendencia lineal para las componentes NS y EW de cada forma de onda.
3. Aplicar un taper de un largo de 5 % de la señal para ambas componentes.
4. Aplicar un relleno con ceros (zero-padding) de 30 segundos en los extremos de la señal.
5. Aplicar un filtro pasa-alto con frecuencia mínima de 0.06 Hz para ambas componentes.

6. Calcular el PGA y las aceleraciones espectrales para ambas componentes usando el código de [Viens & Marine \(2019\)](#) y calcular la media geométrica de ambas componentes para obtener el PGA y las aceleraciones espectrales.

Para detectar el máximo período espectral usable, se automatizó el método de [Akkar & Bommer \(2006\)](#), incorporando lo sugerido por [Zare & Bard \(2002\)](#):

Algoritmo 6.1 *Máximo Período Espectral Usable*

1. Se calculan los períodos esquina teóricos del espectro de Fourier dados por [Joyner & Boore \(1988\)](#) y [Atkinson & Silva \(2000\)](#) (denotados t_{c1}, t_{c2} respectivamente)
2. Se definen $T_0 = \min\{t_{c1}, t_{c2}\}$, $T_1 = \min\{5, T_0\}$ y $T_2 = \min\{20, \max\{2T_0, 13\}\}$
3. Para $T = T_2$ hasta T_1 :
 - a) Se aplica un filtro pasa alto con frecuencia $1/T$, y se obtiene aceleración filtrada $a(t)$ y el desplazamiento filtrado $d(t)$.
 - b) Se calcula r_1 la media del desplazamiento filtrado dividido por el PGA.
 - c) Si $T < T_0$, se considera que T es un período de corte aceptable T_c cuando $r_1 < 0.1$ y se termina la iteración
 - d) Si $T \geq T_0$, se calcula el espectro de aceleración (denotado $\hat{a}(T)$) y r_2 tal que en torno a T , $\hat{a}(T) \sim T^{-r_2}$. Se considera que T es un período de corte aceptable T_c cuando $r_1 < 0.1$ y $|r_2 - 2| \leq 0.2$ y se termina la iteración
4. El máximo período espectral seleccionado viene dado por $0.8 \cdot T_c$. Si no se encuentra un periodo aceptable, se descarta la forma de onda

El punto 3(d) se sustenta en que de acuerdo al modelo de [Brune \(1970\)](#), el espectro de desplazamiento en campo lejano $\hat{d}(T)$ debiese ser constante, y por tanto $\hat{a}(T)$ debiese decaer como T^{-2} , y así $r_2 \sim 2$. Una objeción a este punto del método es que el espectro del desplazamiento sólo sería constante en períodos largos en campo lejano, no así en campo cercano donde debiera crecer como $\hat{d}(T) \sim T$, con lo que el espectro en aceleración en campo cercano debiera decaer como $\hat{a}(T) \sim T^{-1}$. Esto lo observan [Madariaga et al. \(2019\)](#) al estudiar el espectro en campo cercano para el sismo M_w 8.2 de Iquique del 2014. Por lo tanto, para datos en campo cercano donde la aceleración decae como $\hat{a}(T) \sim T^{-1}$ y no como como $\hat{a}(T) \sim T^{-2}$, el método propuesto puede llevar a seleccionar un período de corte innecesariamente bajo, y por lo tanto

se descartarían innecesariamente períodos espectrales más altos. Sin embargo, estas objeciones no tienen incidencia para la selección de periodos menores o iguales a 3 segundos. Para seleccionar un período espectral de 3 segundos, el período de corte debe ser $T_c \geq 3.75$ segundos. Esto se cumple para eventos magnitud $M_w \leq 5.55$ según [Atkinson & Silva \(2000\)](#) y para eventos magnitud $M_w \leq 5.8$, según [Joyner & Boore \(1988\)](#). Por lo tanto, sólo para sismos de magnitud ≤ 5.5 , la aplicación del paso 3(d) incide en si se selecciona o no períodos espectrales ≤ 3 segundos. Y en este rango de magnitudes los registros sí siguen el modelo de Brune del espectro en campo lejano ([Madariaga et al., 2019](#)). Para registros de sismos de magnitud mayor a 6 el espectro podría no seguir el modelo de Brune, sobre todo cerca de la fuente ([Madariaga et al., 2019](#)), con lo cual el método propuesto en el paso 3(d) podría buscar un ajuste erróneo al espectro en aceleración. Sin embargo, el período esquina en estos registros sería mayor o igual a 4 segundos tanto usando el modelo de [Atkinson & Silva \(2000\)](#) como el de [Joyner & Boore \(1988\)](#), y por lo tanto no tendría incidencia en la selección de períodos espectrales menores a 3 segundos.

La Figura 40 corresponde a un ejemplo de la aplicación de la metodología automática de selección del periodo de corte, y de las respectivas trazas resultantes.

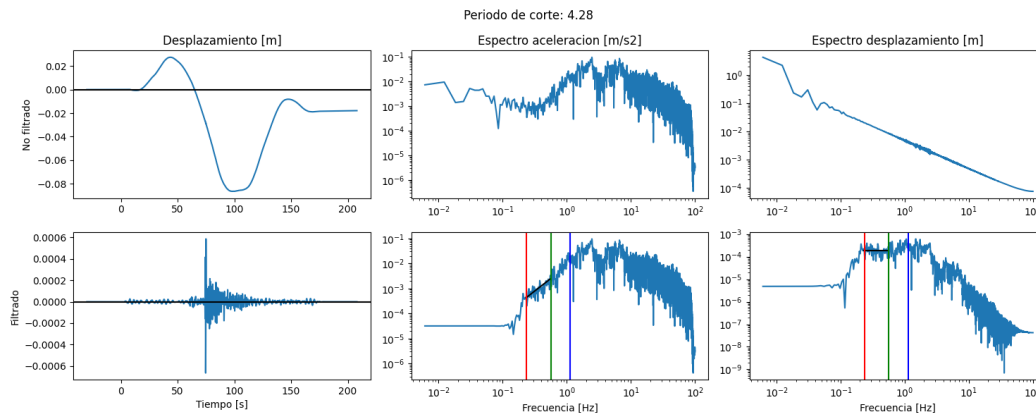


Figura 40. Resultados al usar el método para encontrar período de corte. La línea roja es la frecuencia de corte, y la línea azul y verde tienen la frecuencia esquina sugeridas por [Joyner & Boore \(1988\)](#) y [Atkinson & Silva \(2000\)](#). En negro se muestra localmente el espectro de campo lejano teórico de [Brune \(1970\)](#), en aceleración y desplazamiento.

Cada registro es asociado a las características del suelo de la estación respectiva de acuerdo a las caracterizaciones empíricas y de sitio existentes ([Leyton et al., 2018a,b](#)). Se descartaron registros para los cuales no hay valores usables de v_{s30} o información sobre el tipo de suelo. El tipo de terremoto asociado a cada registro (Interplaca, Intraplaca o Cortical) se asigna según la

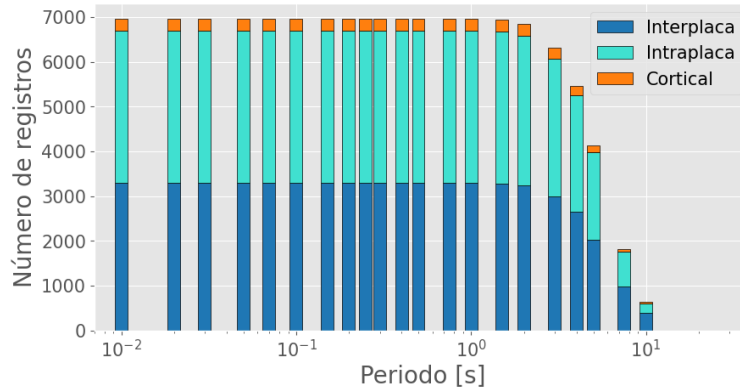


Figura 41. Cantidad de datos usados por cada período espectral, en total y para cada tipo de sismo.

clasificación descrita en el Capítulo 3. La Figura 41 describe la cantidad de formas de onda por cada período espectral para cada tipo de terremoto.

Para calcular la distancia de cada estación a la ruptura, se procedió de la siguiente forma:

- Para sismos de magnitud menor a Mw 6, se calculó la distancia de la estación al hipocentro.
- Para sismos de magnitud Mw entre 6 y 7, se calculó como la distancia de la estación al plano de falla dado por el centroide y el mecanismo dado por GCMT ([Ekström et al., 2012](#)).
- Para sismos de magnitud Mw mayor a 7, se usó la distancia entre la estación y la zona del plano de falla publicado por el USGS ([USGS, 2025](#))

Se realizó la comparación entre las aceleraciones espectrales encontradas con este procedimiento y las encontradas por [Bastías & Montalva \(2016\)](#) para las formas de onda en común (mismas estaciones y mismos eventos). La distribución de las diferencias entre las aceleraciones espectrales obtenidas se muestran las figuras B1 y B2. Se encontró que la mayoría de las comparaciones poseen bajo error relativo. Mediante esta comparación fue posible eliminar un par de casos atípicos de alto error relativo entre ambos métodos. Sin embargo, todavía subsisten algunos casos de alto error relativo. Uno de estos corresponde a los registros de la estación T08A para el evento con tiempo de origen 2014-04-03T02:56:08, latitud -20.737, longitud: -70.54. Las señales no están centradas en cero y el PGA encontrado por [Bastías & Montalva \(2016\)](#) es consistente con el PGA que se podría encontrar sin remover previamente la media (Figura B3).

6.2 Selección de las leyes de predicción de movimiento fuerte

La selección de GMPEs se realizó mediante el método de [Cotton *et al.* \(2006\)](#), quienes recomiendan los siguientes criterios para descartar leyes de predicción de movimiento fuerte:

1. El modelo es claramente irrelevante para el ambiente tectónico estudiado.
2. El modelo no fue publicado en una revista indexada con revisión de pares.
3. La documentación del modelo y los datos utilizados son insuficientes.
4. El modelo ha sido actualizado con una nueva relación.
5. El rango de frecuencia es inadecuado para la estimación del peligro sísmico.
6. El modelo posee una forma funcional no adecuada.
7. El método de regresión o los coeficientes estimados parecen ser inapropiados.

Siguiendo estos criterios, se seleccionaron las siguientes GMPEs para sismos interplaca e intraplaca:

CB15: [Contreras & Boroschek \(2015\)](#)

IRRP17: [Idini *et al.* \(2017\)](#).

MBR17: [Montalva *et al.* \(2017\)](#).

YCSH97: [Youngs *et al.* \(1997\)](#).

ZEA16: [Zhao *et al.* \(2016\)](#).

KBCGB20: [Kuehn *et al.* \(2020\)](#)

PSHAB20: [Parker *et al.* \(2020\)](#)

SMK20: [Si *et al.* \(2020\)](#)

AG21: [Abrahamson & Gulurce \(2020\)](#)

AEA21: [Arteta *et al.* \(2021\)](#)

Para sismos corticales, no hay leyes ajustadas con datos de sismos chilenos, por lo que se seleccionaron las siguientes leyes, obtenidas con datos globales:

- AD03: [Ambraseys & Douglas \(2003\)](#)
- CB08 & CB14: [Campbell & Bozorgnia \(2008, 2014\)](#)
- Id08 & Id14: [Idriss \(2008, 2014\)](#)
- ASK14: [Abrahamson *et al.* \(2014\)](#)
- BSSA14: [Boore *et al.* \(2014\)](#)
- CY14: [Chiou & Youngs \(2014\)](#)
- AEA23: [Arteta *et al.* \(2023\)](#)
- CFVB14: [Cauzzi *et al.* \(2014\)](#)
- BEA14: [Bindi *et al.* \(2014\)](#)
- ASB14: [Akkar *et al.* \(2014\)](#)

Basado en análisis preliminares, la ley de [Ambraseys & Douglas \(2003\)](#) predice aceleraciones muy inferiores a las otras leyes a distancias mayores a 70 km, lo que se debe a que los autores sólo usaron datos ubicados a menos de 15 km de la ruptura. Debido a esto, y a la forma funcional inadecuada, se decidió no usar esta ley en el resto del análisis.

6.3 Métodos de evaluación

Cada ley se evaluó con dos metodologías. Primero se comparan las aceleraciones espectrales predichas por las leyes de movimiento fuerte en función de 3 parámetros principales: magnitud, distancia y periodo espectral, mediante gráficos de tipo grilla ([Stewart *et al.*, 2015](#)). El objetivo es detectar leyes con una tendencia anómala con respecto a las otras.

La segunda metodología consiste en analizar cualitativa y cuantitativamente la distribución de los residuales de cada ley para los modelos de PGA, SA(0.3), SA(1.0) y SA(3.0).

En el análisis cualitativo, se compara el histograma de residuales normalizado con una distribución normal de media 0 y varianza 1. Para modelos con efectos mixtos, se grafica además el histograma de los residuales inter-evento e intra-evento, siguiendo lo especificado por [Abrahamson & Youngs \(1992\)](#). Para cada periodo espectral considerado, se grafica la distribución de los residuales en función de la distancia y la magnitud.

Para el análisis cuantitativo, se asignan puntajes a cada una de las leyes utilizando diferentes métricas, las cuales se construyen en función de los residuales normalizados o bien de la similitud entre la distribución dada por la ley de predicción de movimiento y la distribución empírica de los datos. La primera métrica evalúa la probabilidad de excedencia de los residuales (LH) (Scherbaum *et al.*, 2004). Esta métrica asigna una categoría de calidad (A,B,C y D) en función del promedio y la varianza de los valores de excedencia (LH), la media, mediana y desviación estándar de los residuos normalizados. La segunda, el puntaje de log-verosimilitud (LLH), es el ranking basado en la distancia de Kulback-Leibler entre la distribución empírica y aquella dada por la ley de movimiento fuerte (Scherbaum *et al.*, 2009). La tercera, el puntaje logarítmico multivariable (MLLH), es una modificación de la segunda incluyendo el efecto de los residuales intra evento para modelos con efectos mixtos (Mak *et al.*, 2017). La cuarta es la métrica de área (AM), que calcula el área bajo la curva de la diferencia de la distribución cumulativa empírica vs la distribución cumulativa dada por la ley de movimiento (Sunny *et al.*, 2021).

6.4 Sismos Interplaca

6.4.1 Gráficos de grilla

Los gráficos de tipo grilla para leyes interplaca se muestran en las figuras 42, 43 y 44 . De los gráficos podemos concluir que las leyes AEA21 y SMK20 predicen aceleraciones espectrales significativamente menores que aquellas predichas por las otras leyes, especialmente para períodos espectrales más altos y magnitudes más bajas.

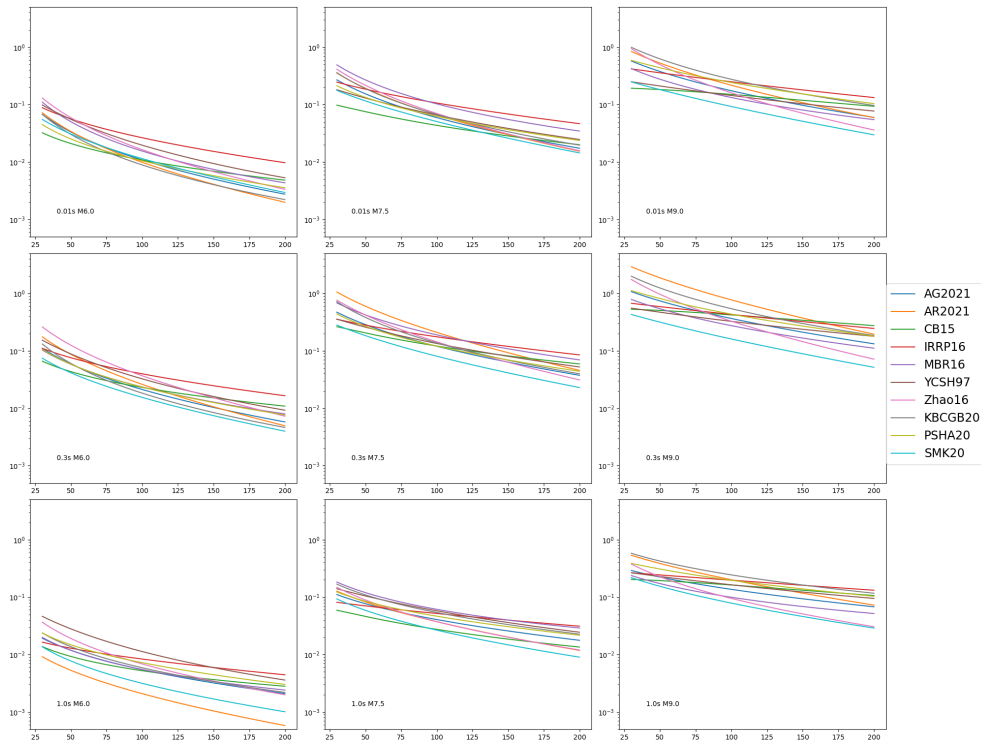


Figura 42. Gráficos de grillas distancia vs respuesta para sismos interplaca.

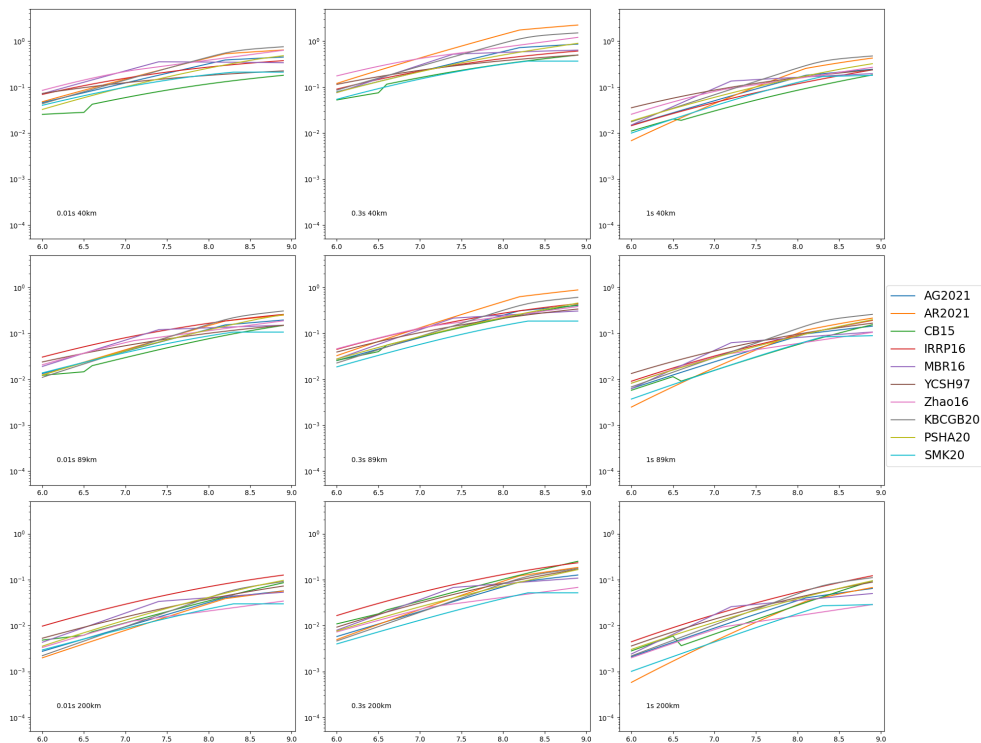


Figura 43. Gráficos de grillas magnitud vs respuesta para sismos interplaca.

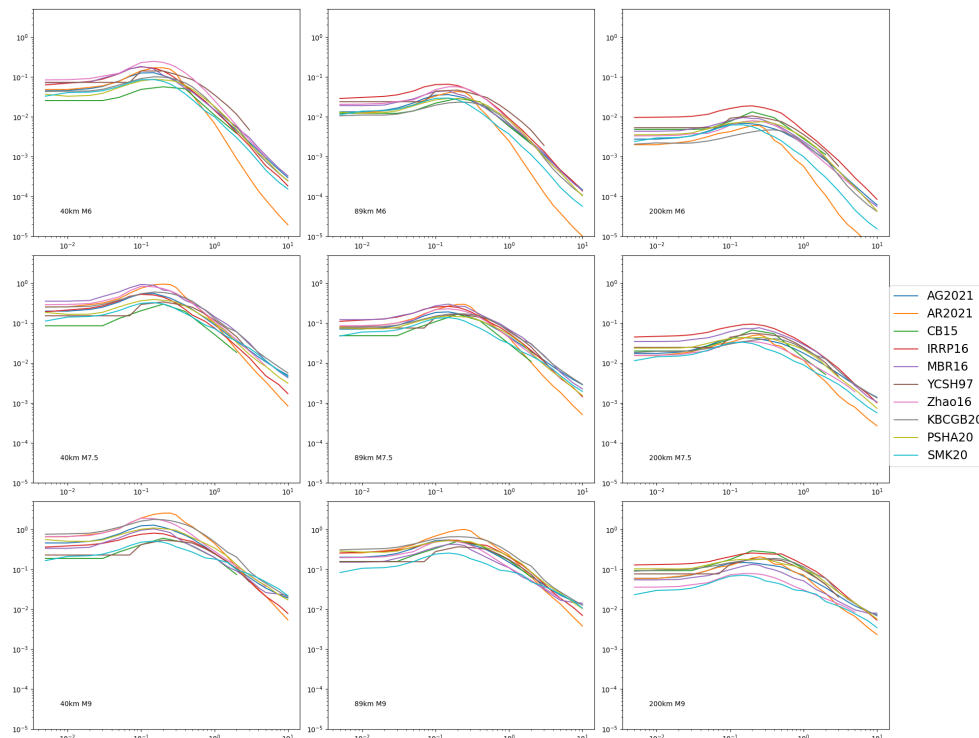


Figura 44. Gráficos de grillas período vs respuesta para sismos interplaca.

6.4.2 Análisis de residuales

Los gráficos de los residuales normalizados de todos los periodos evaluados se presentan en la Figura 45. La Figura incluye la representación gráfica de la métrica LH correspondiente. La Tabla 18 resume la evaluación de cada GMPE mediante las diferentes métricas, considerando todos los periodos.

Los gráficos del análisis desagregado por periodo (PGA, SA(0.3), SA(1) y SA(3.0)) se muestran en el apéndice (Figuras B4 a B27). Las Tablas 19 y 20 listan los rankings de las GMPEs desagregado por periodo espectral.

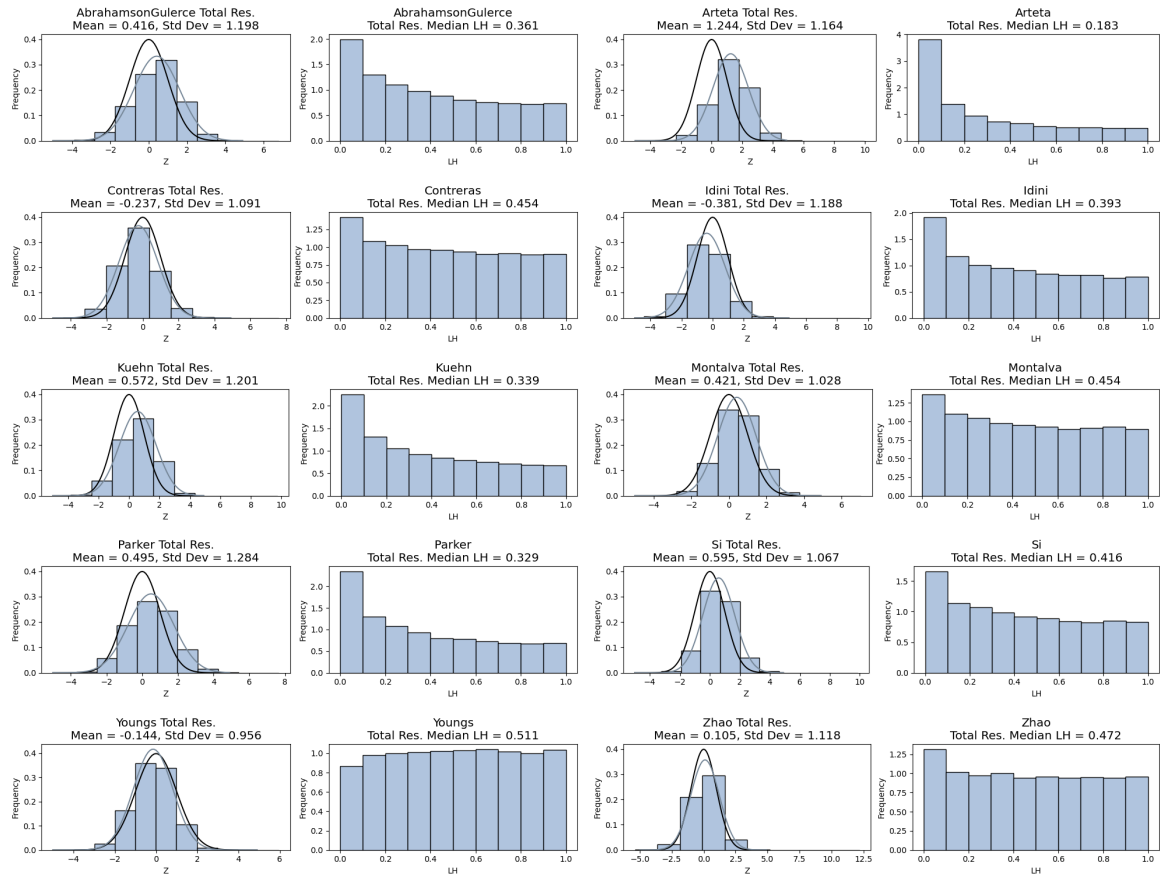


Figura 45. Análisis de residuales normalizados propuesto por Scherbaum et al. (2004) para sismos interplaca.

Tabla 18. Ranking de GMPE para sismos interplaca mediante diferentes métodos de evaluación- LH: probabilidad de excedencia de los residuales. LLH: Puntaje de log-likelihood. AM: Métrica de área

	LH	LLH	MLLH	AM
Autor				
AG21	B	2.19	1.19	0.57
AEA21	D	3.28	1.58	1.14
CB15	B	1.79	-	0.28
IRRP17	B	1.91	1.11	0.28
KBCGB20	C	2.28	1.24	0.59
MBR17	B	1.96	1.11	0.41
PSHAB20	C	2.39	1.21	0.61
SMK20	C	2.19	1.20	0.53
YCSH97	A	1.89	-	0.20
ZEA16	A	1.78	1.11	0.11

Tabla 19. Ranking de GMPE en unidades de PGA y SA(0.3) para sismos interplaca mediante diferentes métodos de evaluación- LH: probabilidad de excedencia de los residuales. LLH: Puntaje de log-verosimilitud. MLLH: Puntaje logarítmico multivariable. AM: Métrica de área

Autor	PGA				SA(0.3)			
	LH	LLH	MLLH	AM	LH	LLH	MLLH	AM
AG21	D	2.35	1.19	0.79	C	2.02	1.17	0.41
AEA21	D	2.85	1.44	1.01	B	2.28	1.45	0.45
CB15	B	1.58	-	0.25	A	1.69	-	0.25
IRRP17	A	1.57	0.92	0.13	B	1.72	1.08	0.27
KBCGB20	D	2.49	1.22	0.84	C	2.21	1.28	0.48
MBR17	C	2.08	1.13	0.57	B	1.85	1.11	0.37
PSHAB20	D	3.00	1.32	1.04	B	1.77	1.07	0.29
SMK20	D	2.34	1.18	0.80	C	2.30	1.28	0.55
YCSH97	A	1.64	-	0.16	B	1.89	-	0.28
ZEA16	A	1.64	1.03	0.16	A	1.84	1.18	0.10

Tabla 20. Ranking de GMPE en unidades de PGA(1) y SA(3) para sismos interplaca mediante diferentes métodos de evaluación- LH: probabilidad de excedencia de los residuales. LLH: Puntaje de log-verosimilitud. MLLH: Puntaje logarítmico multivariable. AM: Métrica de área

Autor	SA(1)				SA(3)			
	LH	LLH	MLLH	AM	LH	LLH	MLLH	AM
AG21	B	1.95	1.19	0.42	D	1.99	1.05	0.56
AEA21	D	3.34	1.55	1.32	D	6.81	2.47	2.37
CB15	B	1.93	-	0.41	-	-	-	-
IRRP17	D	2.09	1.22	0.61	D	2.31	1.17	0.72
KBCGB20	B	1.94	1.20	0.38	B	1.66	0.96	0.28
MBR17	A	1.67	1.06	0.18	A	1.59	0.90	0.22
PSHAB20	C	1.97	1.18	0.50	C	1.80	1.02	0.48
SMK20	B	2.13	1.24	0.30	A	1.81	1.09	0.21
YCSH97	B	1.98	-	0.40	A	1.95	-	0.26
ZEA16	B	1.91	1.18	0.28	A	1.56	0.93	0.15

6.5 Sismos Intraplaca

6.5.1 Gráficos de grilla

Para sismos intraplaca, la ley MBR17 predice aceleraciones inferiores a las demás en un rango de períodos entre 0.1 y 1 segundo, especialmente para mayores magnitudes y distancias. Vemos lo contrario para la ley KBCGB20.

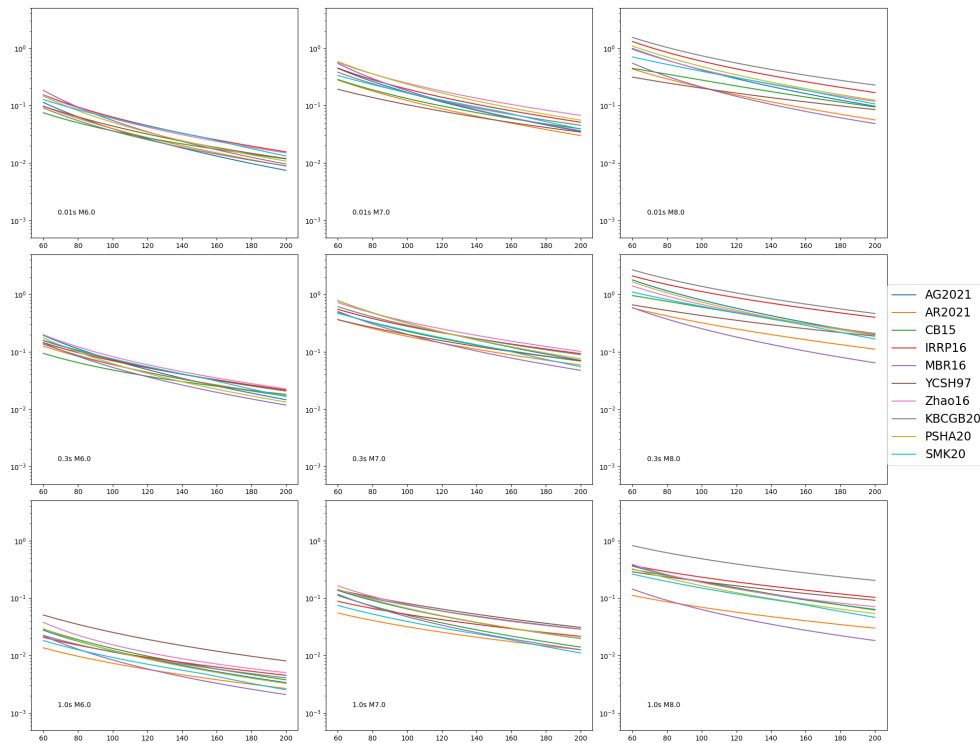


Figura 46. Gráficos de grillas distancia vs respuesta para sismos intraplaca.

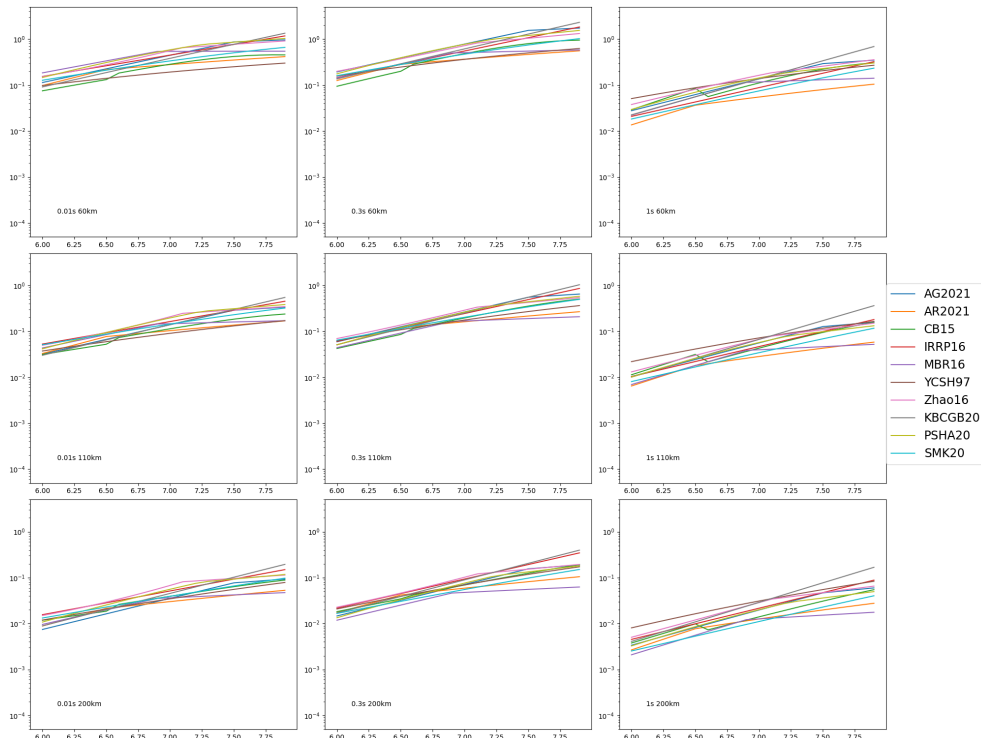


Figura 47. Gráficos de grillas magnitud vs respuesta para sismos intraplaca.

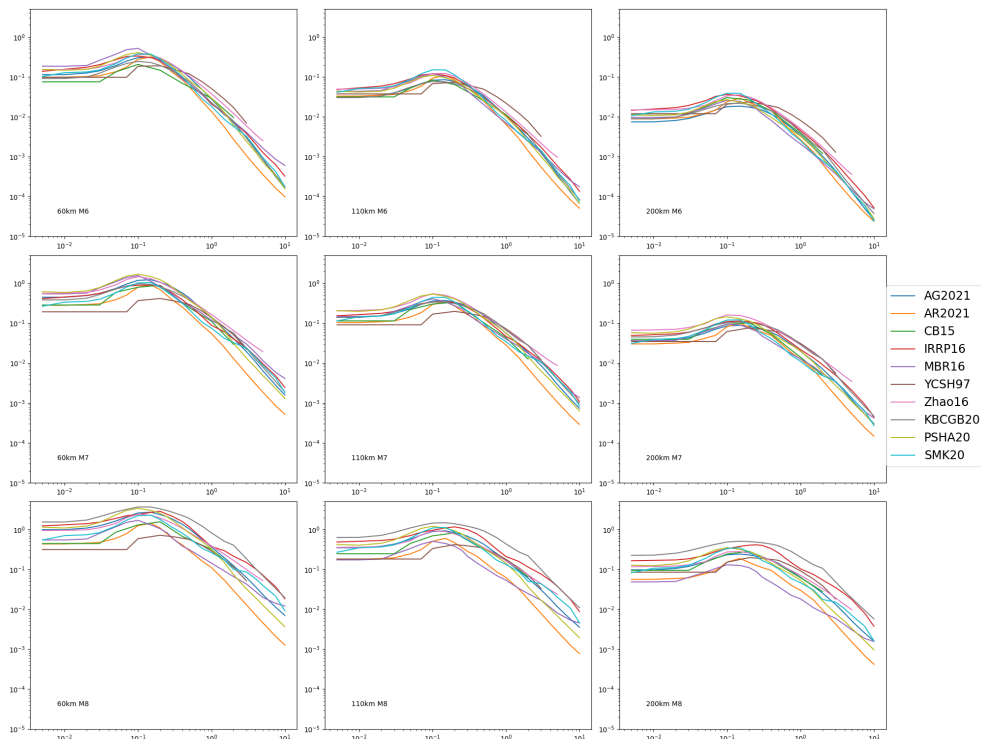


Figura 48. Gráficos de grillas período vs respuesta para sismos intraplaca.

6.5.2 Análisis de residuales

Los gráficos de los residuales normalizados de todos los periodos evaluados se presentan en la Figura 49. La figura incluye la representación gráfica de la métrica LH correspondiente. La Tabla 18 resume la evaluación de cada GMPE mediante las diferentes métricas, considerando todos los periodos.

Los gráficos del análisis desagregado por periodo (PGA, SA(0.3), SA(1) y SA(3.0)) se muestran en el apéndice (Figuras B28 a B43). Las tablas 22 y 23 listan los rankings de las GMPEs desagregado por periodo espectral.

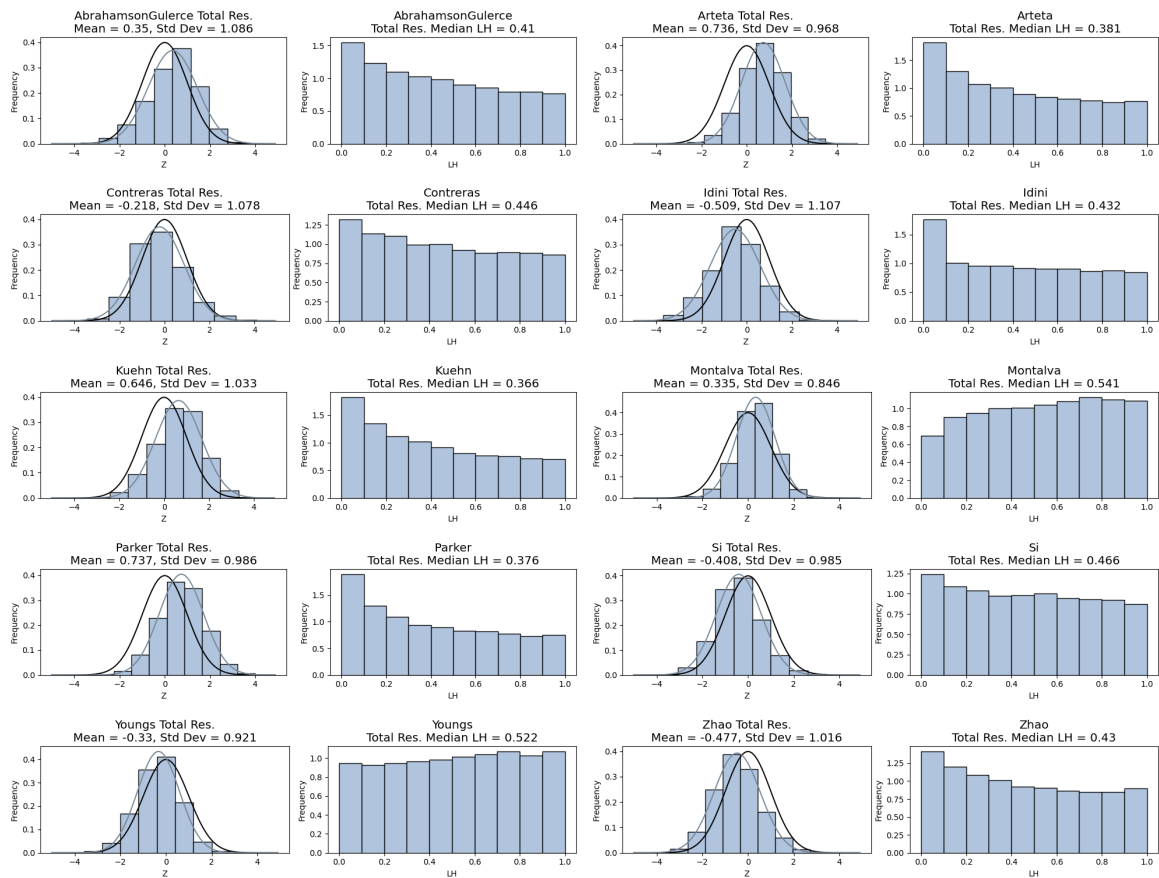


Figura 49. Análisis de residuales normalizados propuesto por Scherbaum et al. (2004) para sismos intraplaca.

Tabla 21. Ranking de GMPE para sismos intraplaca mediante diferentes métodos de evaluación- LH: probabilidad de excedencia de los residuales. LLH: Puntaje de log-verosimilitud. AM: Métrica de área

	LH	LLH	MLLH	AM
Autor				
AG21	B	1.98	1.08	0.53
AEA21	D	2.15	1.22	0.62
CB15	B	1.66	-	0.30
IRRP17	C	1.86	1.07	0.43
KBCGB20	C	2.07	1.06	0.64
MBR17	B	1.67	0.98	0.32
PSHAB20	D	2.12	1.09	0.63
SMK20	B	1.93	1.08	0.39
YCSH97	B	1.94	-	0.44
ZEA16	C	1.88	1.04	0.43

Tabla 22. Ranking de GMPE en unidades de PGA y SA(0.3) para sismos intraplaca mediante diferentes métodos de evaluación- LH: probabilidad de excedencia de los residuales. LLH: Puntaje de log-verosimilitud. MLLH: Puntaje logarítmico multivariable. AM: Métrica de área

Autor	PGA				SA(0.3)			
	LH	LLH	MLLH	AM	LH	LLH	MLLH	AM
AG21	D	2.01	1.06	0.75	A	1.65	1.01	0.16
AEA21	D	2.29	1.24	0.89	A	1.64	1.06	0.05
CB15	A	1.39	-	0.26	B	1.57	-	0.29
IRRP17	A	1.24	0.77	0.21	B	1.66	1.05	0.36
KBCGB20	D	2.53	1.12	0.98	C	1.82	1.04	0.49
MBR17	B	1.62	0.95	0.42	B	1.68	1.02	0.25
PSHAB20	D	2.45	1.15	0.92	D	2.06	1.10	0.66
SMK20	A	1.61	0.93	0.20	C	1.96	1.12	0.45
YCSH97	A	1.49	-	0.15	B	1.78	-	0.45
ZEA16	B	1.57	0.88	0.37	C	2.14	1.18	0.49

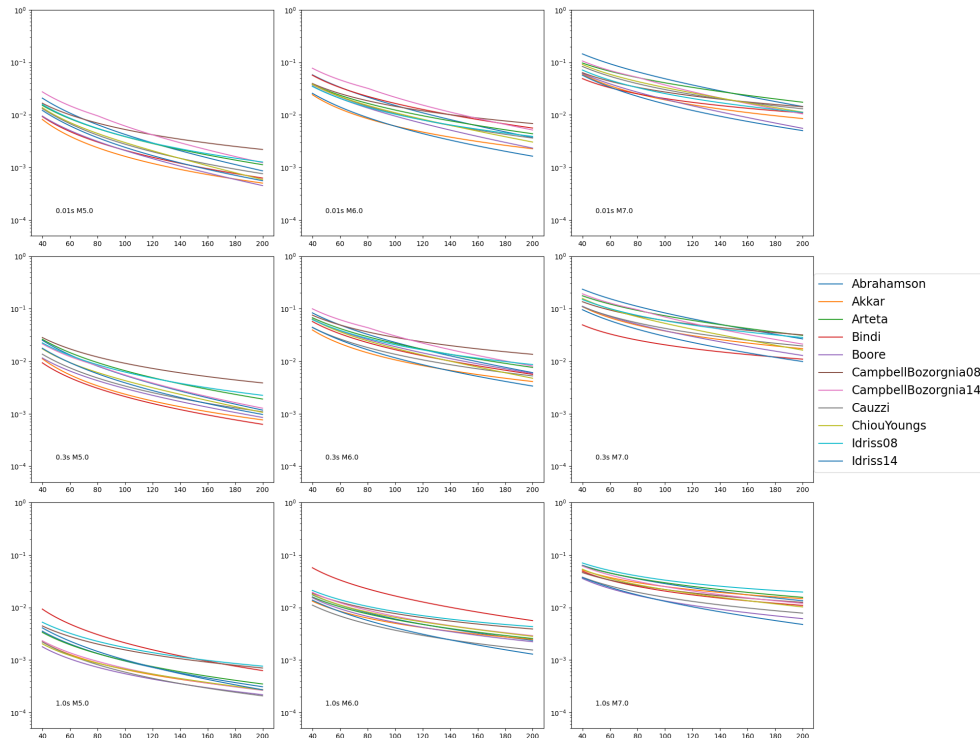
Tabla 23. Ranking de GMPE en unidades de SA(1) y SA(3) para sismos intraplaca mediante diferentes métodos de evaluación- LH: probabilidad de excedencia de los residuales. LLH: Puntaje de log-verosimilitud. MLLH: Puntaje logarítmico multivariable. AM: Métrica de área

Autor	SA(1)				SA(3)			
	LH	LLH	MLLH	AM	LH	LLH	MLLH	AM
AG21	C	1.93	1.05	0.48	B	1.57	0.81	0.33
AEA21	B	1.77	1.05	0.38	D	2.20	1.02	0.77
CB15	C	1.89	-	0.44	-	-	-	-
IRRP17	D	2.75	1.43	0.88	D	2.94	1.42	0.95
KBCGB20	A	1.59	0.96	0.28	A	1.46	0.82	0.21
MBR17	A	1.68	0.98	0.22	A	1.45	0.78	0.14
PSHAB20	A	1.59	0.97	0.14	A	1.42	0.81	0.07
SMK20	D	2.38	1.27	0.70	D	2.27	1.17	0.80
YCSH97	D	2.35	-	0.88	C	2.06	-	0.56
ZEA16	D	2.10	1.12	0.64	D	2.20	1.01	0.73

6.6 Sismos corticales

6.6.1 Gráficos de grilla

Los gráficos de tipo grilla para leyes corticales los mostramos en las figuras 50, 51, 52. De los gráficos podemos concluir que las leyes CB08 e Id08 predicen aceleraciones espectrales significativamente mayores que aquellas predichas por las otras leyes, especialmente para menores magnitudes y mayores distancias.



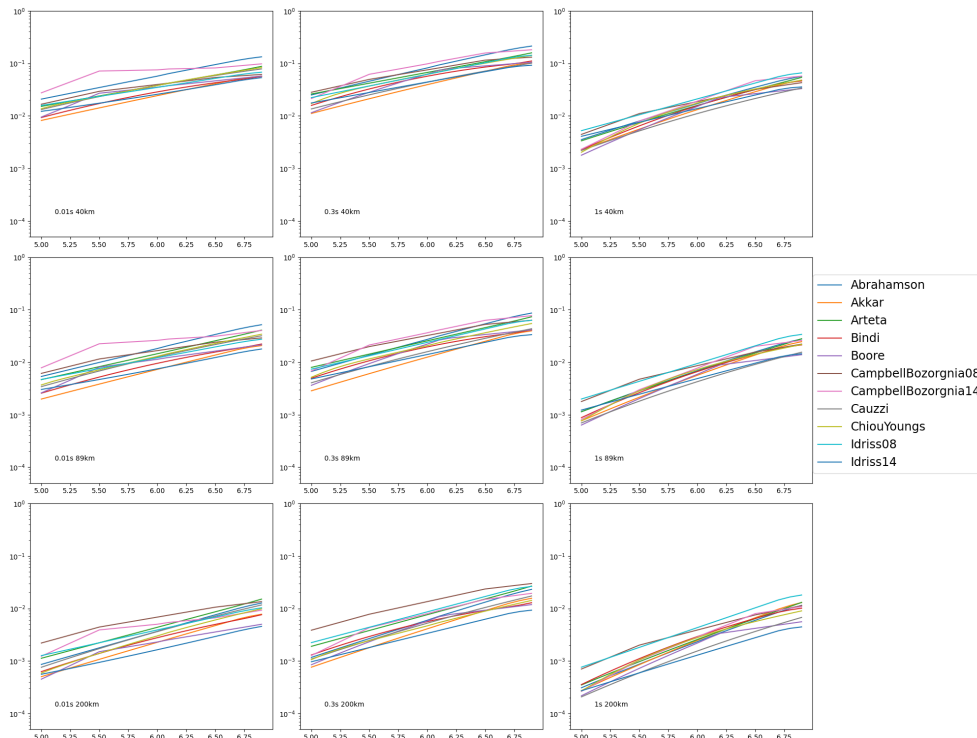


Figura 51. Gráficos de grillas magnitud vs respuesta para sismos corticales.

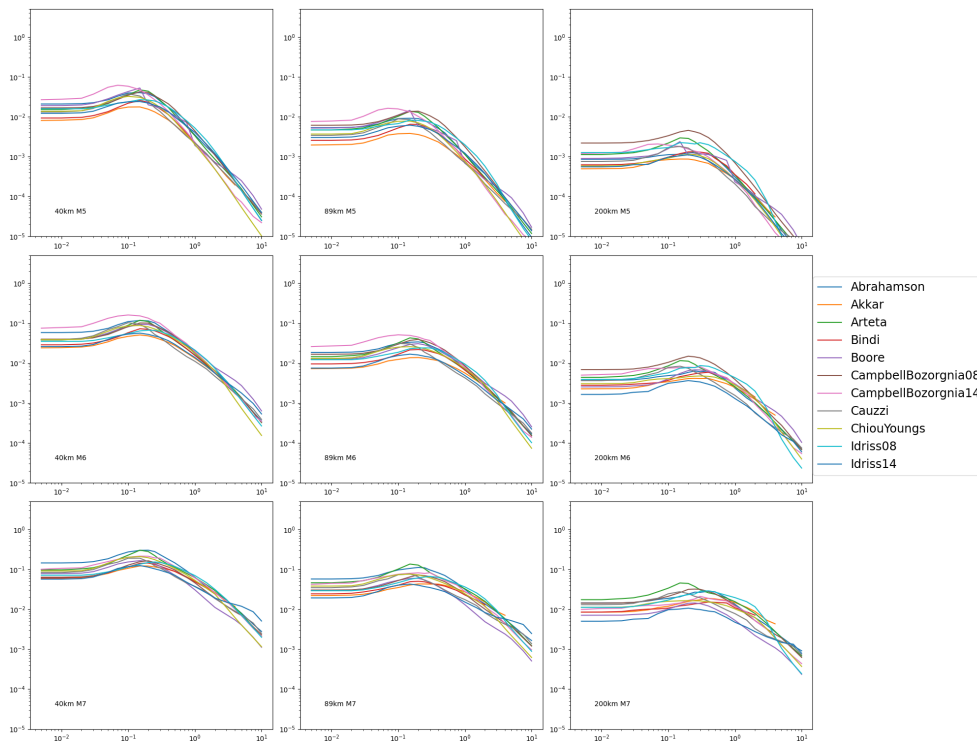


Figura 52. Gráficos de grillas período vs respuesta para sismos corticales.

6.6.2 Análisis de residuales

Los gráficos de los residuales normalizados de todos los periodos evaluados se presentan en la Figura 53. La figura incluye la representación gráfica de la métrica LH correspondiente. La Tabla 24 resume la evaluación de cada GMPE mediante las diferentes métricas, considerando todos los periodos.

Los gráficos del análisis desagregado por periodo (PGA, SA(0.3), SA(1) y SA(3.0)) se muestran en el apéndice (Figuras B44 a B87). Las tablas 25 y 26 listan los rankings de las GMPEs desagregado por periodo espectral.

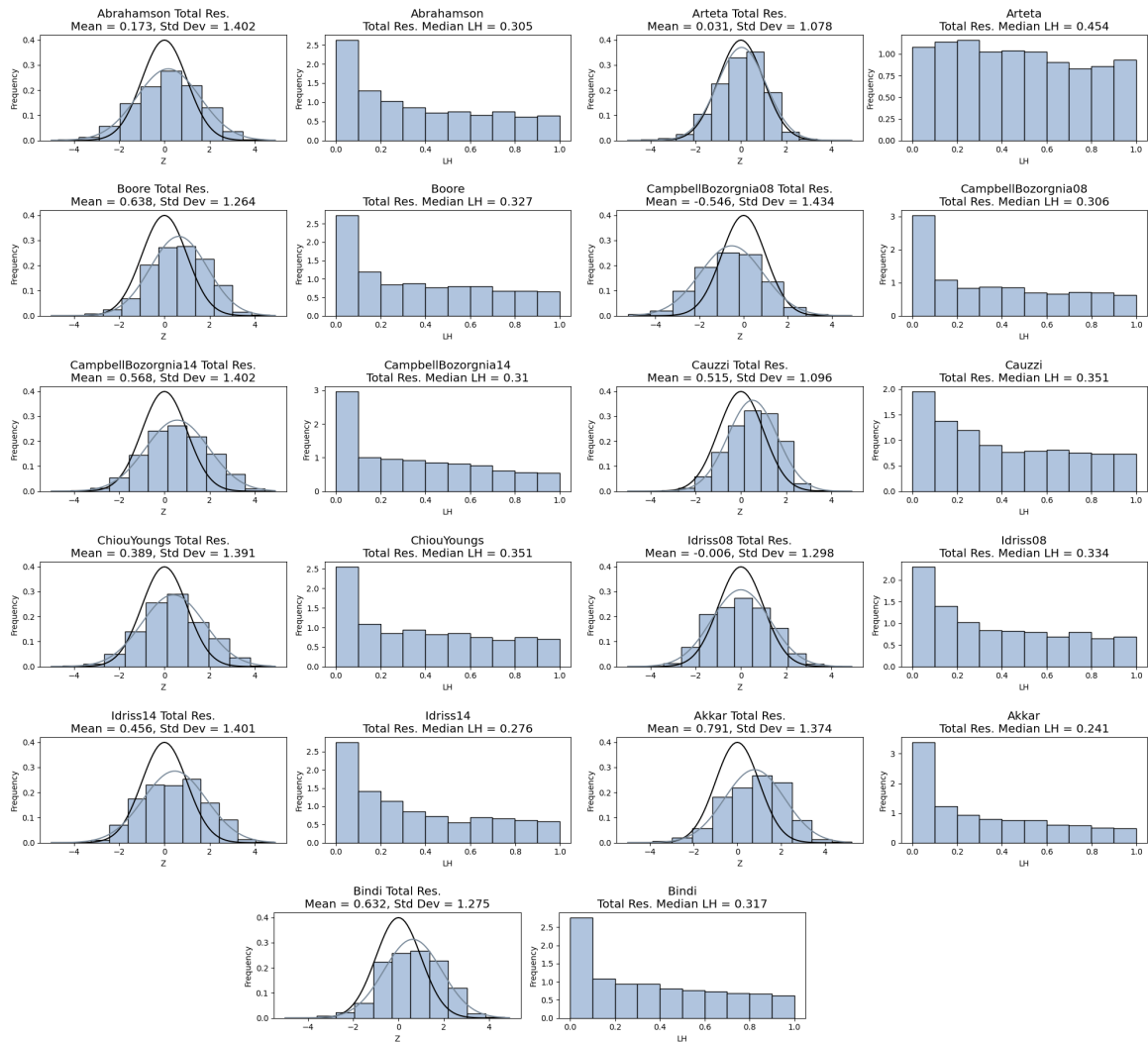


Figura 53. Análisis de residuales normalizados propuesto por Scherbaum et al. (2004) para sismos corticales.

Tabla 24. Ranking de GMPE para sismos corticales mediante diferentes métodos de evaluación- LH: probabilidad de excedencia de los residuales. LLH: Puntaje de log-verosimilitud. AM: Métrica de área

	LH	LLH	MLLH	AM
Autor				
AEA23	A	1.99	1.21	0.24
ASK14	C	2.32	1.26	0.35
ASB14	D	2.75	1.47	0.71
BEA14	C	2.44	1.30	0.61
BSSA14	C	2.33	1.27	0.57
CB08	C	2.25	1.28	0.34
CB14	C	2.51	1.28	0.51
CFVB14	C	2.11	1.16	0.49
CY14	C	2.40	1.31	0.36
Id08	C	2.18	–	0.39
Id14	C	2.57	–	0.57

Tabla 25. Ranking de GMPE en unidades de PGA y SA(0.3) para sismos corticales mediante diferentes métodos de evaluación- LH: probabilidad de excedencia de los residuales. LLH: Puntaje de log-verosimilitud. MLLH: Puntaje logarítmico multivariable. AM: Métrica de área

	LH	LLH	MLLH	AM	LH	LLH	MLLH	AM
Autor								
AEA23	B	1.81	1.13	0.34	A	2.02	1.24	0.19
ASK14	C	2.13	1.16	0.46	C	2.24	1.22	0.29
ASB14	D	3.00	1.53	0.93	D	2.64	1.44	0.71
BEA14	D	2.63	1.34	0.84	D	2.27	1.22	0.52
BSSA14	D	2.61	1.32	0.81	C	2.04	1.20	0.44
CB08	B	1.49	0.90	0.18	C	2.16	1.27	0.39
CB14	D	2.92	1.34	0.76	D	2.34	1.21	0.44
CFVB14	D	2.12	1.13	0.58	C	2.13	1.18	0.52
CY14	D	2.58	1.35	0.55	C	2.21	1.20	0.35
Id08	C	1.80	–	0.38	A	1.75	–	0.12
Id14	D	2.53	–	0.70	D	2.21	–	0.30

Tabla 26. Ranking de GMPE en unidades de SA(1) y SA(3) para sismos corticales mediante diferentes métodos de evaluación- LH: probabilidad de excedencia de los residuales. LLH: Puntaje de log-verosimilitud. MLLH: Puntaje logarítmico multivariable. AM: Métrica de área

Autor	SA(1)				SA(3)			
	LH	LLH	MLLH	AM	LH	LLH	MLLH	AM
AEA23	B	2.03	1.21	0.31	C	2.24	1.21	0.45
ASK14	C	2.01	1.14	0.32	D	2.65	1.31	0.63
ASB14	A	1.76	1.07	0.17	C	2.05	1.16	0.55
BEA14	A	1.70	1.04	0.13	C	2.04	1.16	0.59
BSSA14	A	1.69	1.05	0.13	B	1.82	1.07	0.34
CB08	D	3.28	1.79	0.82	D	3.25	1.65	0.86
CB14	B	1.79	1.06	0.24	B	1.89	1.11	0.34
CFVB14	A	1.86	1.07	0.22	B	2.10	1.12	0.45
CY14	A	1.77	1.05	0.18	C	2.09	1.13	0.43
Id08	D	2.65	–	1.03	D	2.45	–	0.89
Id14	D	2.47	–	0.49	D	2.59	–	0.76

6.6.3 Selección de GMPEs

En la evaluación de desempeño de las GMPE para los eventos interplaca e intraplaca, destacan las ecuaciones de CB15, IRRP17 y MBR17, construidas usando eventos chilenos, las ecuaciones AG21 y YCSH97, construidas usando datos de sismicidad global, y la ecuación ZEA16, construida usando datos de Japón.

Para los eventos interplaca, las ecuaciones con mejor ranking LH son AG21 (ranking B), CB15 (ranking B), IRRP17 (ranking B), MBR17 (ranking B), YCSH97 (ranking A) y ZEA16 (ranking A). De este conjunto, el modelo AG21 es el de menor desempeño tanto en ranking LH como en puntajes LLH, MLLH y AM (Tabla 18). En el análisis desagregado por periodo espectral, solamente presenta ranking B para SA(1), mientras que para los otros periodos presenta desempeño ranking C y D. Las ecuaciones CB15 y IRRP17 poseen buen desempeño para PGA y SA(0.3) (ranking entre A y B), con peor desempeño en periodos más altos (ranking B y C), mientras que MBR17 presenta peor desempeño en periodos bajos (ranking C y B) y ranking A en periodos mayores. Las ecuaciones YCSH97 y ZEA16 poseen buen desempeño (ranking A y B) en todos los periodos examinados.

Para la fuente intraplaca, las ecuaciones con mejor ranking LH son AG21, CB15, MBR17, YCSH97 y SMK20 (ranking B). La ecuación SMK20 requiere información de Z_1 y $Z_{2.5}$, la cual fue inferida a partir de Vs30 para la evaluación. Los datos de Z_1 y $Z_{2.5}$ no están disponibles para todo el territorio nacional, por lo que esta ecuación no se consideró para la construcción del mapa de amenaza. Las ecuaciones chilenas CB15 y MBR17 tienen un desempeño levemente mejor en el resto de los puntajes. La ley AG21 tiene un desempeño levemente menor que el YCSH97 para el resto de puntajes. Además, posee ranking D para PGA. El modelo de IRRP17, a pesar de ser construida con base a registros chilenos, no es seleccionada por presentar un ranking (C) general.

Para la sismicidad cortical, no existen GMPEs ajustadas con terremotos chilenos. Dentro del conjunto de GMPE evaluadas, la que destaca positivamente por sobre las demás es la AEA23, que fue creada con registros de Panamá, Venezuela, Colombia, Perú y Ecuador.

La selección de GMPEs y su peso utilizado en el árbol lógico para cada fuente se resume en la Tabla 27.

GMPE	Peso
Interfaz de Subducción	
Contreras & Boroschek (2015)	0.2
Idini <i>et al.</i> (2017)	0.2
Montalva <i>et al.</i> (2017)	0.2
Youngs <i>et al.</i> (1997)	0.2
Zhao <i>et al.</i> (2016)	0.2
Intraplaca de profundidad intermedia	
Contreras & Boroschek (2015)	0.34
Montalva <i>et al.</i> (2017)	0.34
Youngs <i>et al.</i> (1997)	0.32
Cortical	
Arteta <i>et al.</i> (2023)	1.0

Tabla 27. Ecuaciones de predicción de movimiento fuerte y pesos utilizados en el modelo de amenaza

Bibliografía

- Abrahamson, N. A., & Youngs, R. R. (1992). A stable algorithm for regression analyses using the random effects model. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(1), 505-510.
- Abrahamson, N. A., Silva, W. J., & Kamai, R. (2014). Summary of the ASK14 ground motion relation for active crustal regions. *Earthquake Spectra*, 30(3), 1025-1055.
- Abrahamson, N., & Gülerce, Z. (2020). Regionalized ground-motion models for subduction earthquakes based on the NGA-SUB database. Pacific Earthquake Engineering Research Center (PEER) Technical Report, PEER 2020/25
- Akkar, S., & Bommer, J. J. (2006). Influence of long-period filter cut-off on elastic spectral displacements. *Earthquake Engineering & Structural Dynamics*, 35(9), 1145-1165.
- Akkar, S., Sandıkkaya, 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.
- Ambraseys, N. N., & Douglas, J. (2003). Near-field horizontal and vertical earthquake ground motions. *Soil dynamics and earthquake engineering*, 23(1), 1-18.
- Arteta, C. A., Pajaro, C. A., Mercado, V., Montejo, J., Arcila, M., & Abrahamson, N. A. (2021). Ground-motion model for subduction earthquakes in northern South America. *Earthquake Spectra*, 37(4), 2419-2452.
- Arteta, C. A., Pajaro, C. A., Mercado, V., Montejo, J., Arcila, M., & Abrahamson, N. A. (2023). Ground-Motion Model (GMM) for Crustal Earthquakes in Northern South America (NoSAM Crustal GMM). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 113(1), 186-203.
- Atkinson, G. M., & Silva, W. (2000). Stochastic modeling of California ground motions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(2), 255-274.
- Bastías, N., & Montalva, G. A. (2016). Chile strong ground motion flatfile. *Earthquake Spectra*, 32(4), 2549-2566.
- Bindi, D., Massa, M., Luzi, L., Ameri, G., Pacor, F., Puglia, R., & Augliera, P. (2014). Pan-European ground-motion prediction equations for the average horizontal component of PGA, PGV, and 5%-damped PSA at spectral periods up to 3.0 s using the RESORCE dataset. *Bulletin of earthquake engineering*, 12(1), 391-430.
- 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.
- Brune, J. N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *Journal of geophysical research*, 75(26), 4997-5009.

- Campbell, K. W., & Bozorgnia, Y. (2008). NGA ground motion model for the geometric mean horizontal component of PGA, PGV, PGD and 5% damped linear elastic response spectra for periods ranging from 0.01 to 10 s. *Earthquake Spectra*, 24(1), 139-171.
- 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.
- Cauzzi, C., Faccioli, E., Vanini, M., & Bianchini, A. (2015). Updated predictive equations for broadband (0.01–10 s) horizontal response spectra and peak ground motions, based on a global dataset of digital acceleration records. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 13(6), 1587-1612.
- 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.
- Contreras, V., Boroscheck, R. (2015) *Curvas de Atenuación Espectrales para sismos Chilenos*, XI Congreso Chileno de Sismología e Ingeniería Sísmica, Santiago, Chile.
- Cotton, F., Scherbaum, F., Bommer, J. J., & Bungum, H. (2006). Criteria for selecting and adjusting ground-motion models for specific target regions: Application to central Europe and rock sites. *Journal of Seismology*, 10(2), 137-156.
- Ekström, G., Nettles, M., & Dziewoński, A. M. (2012). The global CMT project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 200, 1-9.
- 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.
- Idriss, I. M. (2008). An NGA empirical model for estimating the horizontal spectral values generated by shallow crustal earthquakes. *Earthquake Spectra*, 24(1), 217-242.
- Idriss, I. M. (2014). An NGA-West2 empirical model for estimating the horizontal spectral values generated by shallow crustal earthquakes. *Earthquake Spectra*, 30(3), 1155-1177.
- Joyner, W. B., & Boore, D. M. (1988, June). Measurement, characterization, and prediction of strong ground motion. In *Earthquake Engineering and Soil Dynamics II*, Proc. Am. Soc. Civil Eng. Geotech. Eng. Div. Specialty Conf (pp. 27-30).
- Kuehn, N., Bozorgnia, Y., Campbell, K., & Gregor, N. (2020). Partially non-ergodic ground-motion model for subduction regions using the NGA subduction database. *PEER Reports*.
- Leyton, F., Pastén, C., Ruiz, S., Idini, B., & Rojas, F. (2018). Empirical site classification of CSN network using strong-motion records. *Seismological Research Letters*, 89(2A), 512–518.
- Leyton, F., Leopold, A., Hurtado, G., Pasten, C., Ruiz, S., Montalva, G., & Saéz, E. (2018). Geophysical characterization of the Chilean seismological stations: First results. *Seismological Research Letters*, 89(2A), 519–525.

- Leyton, F., & García, B. (2024). La base de datos de movimiento fuerte del Centro Sismológico Nacional. *Obras Y Proyectos*, 35, 15–21. <https://doi.org/10.21703/0718-2813.2024.35.2795>
- Madariaga, R., Ruiz, S., Rivera, E., Leyton, F., & Baez, J. C. (2019). Near-field spectra of large earthquakes. *Pure and Applied Geophysics*, 176(3), 983–1001.
- Mak, S., Clements, R. A., & Schorlemmer, D. (2017). Empirical evaluation of hierarchical ground-motion models: Score uncertainty and model weighting. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(2), 949–965.
- Montalva, G. A., Bastías, N., & Rodríguez-Marek, A. (2017). Ground-motion prediction equation for the Chilean subduction zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(2), 901–911.
- Parker, G. A., Stewart, J. P., Boore, D. M., Atkinson, G. M., & Hassani, B. (2022). NGA-subduction global ground motion models with regional adjustment factors. PEER Report 2020/03.
- Scherbaum, F., Cotton, F., & Smit, P. (2004). On the use of response spectral-reference data for the selection and ranking of ground-motion models for seismic-hazard analysis in regions of moderate seismicity: The case of rock motion. *Bulletin of the seismological society of America*, 94(6), 2164–2185.
- Scherbaum, F., Delavaud, E., & Riggelsen, C. (2009). Model selection in seismic hazard analysis: An information-theoretic perspective. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(6), 3234–3247.
- Si, H., Midorikawa, S., & Kishida, T. (2020). Development of NGA-sub ground-motion model of 5 %-damped pseudo-spectral acceleration based on database for subduction earthquakes in Japan. PEER Reports.
- Stewart, J. P., Douglas, J., Javanbarg, M., Bozorgnia, Y., Abrahamson, N. A., Boore, D. M., ... & Stafford, P. J. (2015). Selection of ground motion prediction equations for the global earthquake model. *Earthquake Spectra*, 31(1), 19–45.
- Sunny, J., De Angelis, M., & Edwards, B. (2022). Ranking and Selection of Earthquake Ground-Motion Models Using the Stochastic Area Metric. *Seismological Society of America*, 93(2A), 787–797.
- USGS (2025, 12 de Diciembre) Finite Faults. <https://earthquake.usgs.gov/data/finitefault>
- Viens, L., & Denolle, M. A. (2019). Long-period ground motions from past and virtual megathrust earthquakes along the Nankai Trough, Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 109(4), 1312–1330.
- Youngs, R. R., Chiou, S. J., Silva, W. J., & Humphrey, J. R. (1997). Strong ground motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes. *Seismological research letters*, 68(1), 58–73.
- Zaré, M., & Bard, P. Y. (2002). Strong motion dataset of Turkey: data processing and site classification. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 22(8), 703–718.
- Zhao, J. X., Zhou, S., Zhou, J., Zhao, C., Zhang, H., Zhang, Y., ... & Irikura, K. (2016). Ground-motion prediction equations for shallow crustal and upper-mantle earthquakes.

kes in Japan using site class and simple geometric attenuation functions. Bulletin of the Seismological Society of America, 106(4), 1552-1569.

7 Zonificación de la fuente cortical

La sismicidad en la corteza continental se distribuye de manera heterogénea a lo largo del territorio. Parte de esta sismicidad se agrupa en torno a fallas o a sistemas de fallas, con la que es posible caracterizar sus niveles de actividad, sus cinemáticas, geometrías, entre otros. Esta asociación entre los hipocentros y las fallas es posible cuando las fallas se encuentran correctamente mapeadas y los errores de localización son bajos, entre otras condiciones. La sismicidad que no está asociada a alguna falla o sistema se denomina *sismicidad distribuida o difusa*. La parametrización de este tipo de fuente sísmica se realiza mediante modelos zonificados, donde cada zona representa una región con características tectónicas y sísmicas internamente consistentes.

7.1 Zonificación Cortical

En este trabajo se definieron siete zonas sismogénicas, basado en la distribución espacial de la sismicidad, las soluciones de los mecanismos focales, las tasa de deslizamiento de los sistemas de falla, entre otras consideraciones (Figura 54). Cada zona está asociada a un cluster de sismicidad y/o a uno o más sistemas de fallas. El análisis de completitud de los catálogos y la estimación del terremoto máximo esperado en cada zona se realizó con los mismos métodos descritos en el Capítulo 4 para las fuentes de subducción.

7.1.1 Zona Noroeste

Esta zona abarca dos sistemas de fallas principales: El Sistema de Fallas Transversales Este-Oeste (TEW) y el Sistema de Fallas de Atacama (SFA). Los escarpes y fallas reconocidas de TEW poseen un rumbo promedio de $N89^{\circ}E$, y son del tipo inverso. Al sur de este sistema, el SFA se extiende paralela a la fosa por más de 1000 km en tierra desde Iquique a La Serena. La gran mayoría de las fallas peligrosas y potencialmente peligrosas de este sistema son del tipo normal.

Completitud del catálogo

El resultado del análisis de completitud del catálogo se muestra en la Figura 55.

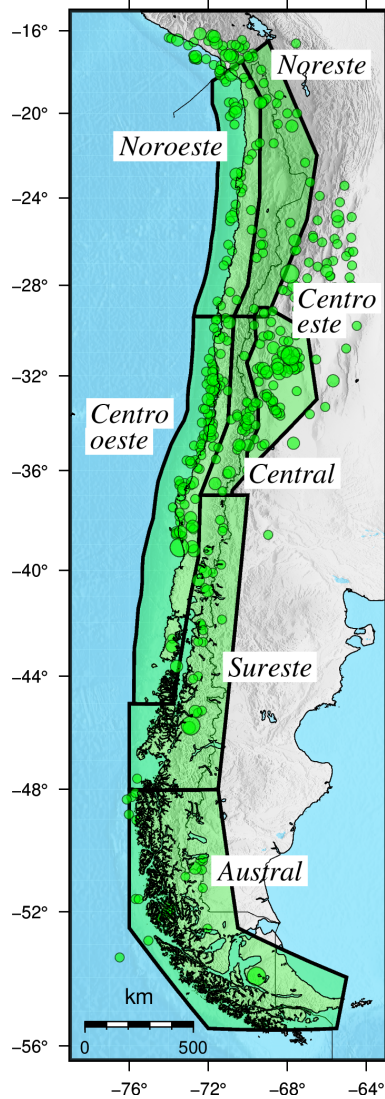


Figura 54. Zonificación cortical. Puntos rojos representan los eventos del catálogo de-purado clasificados como corticales.

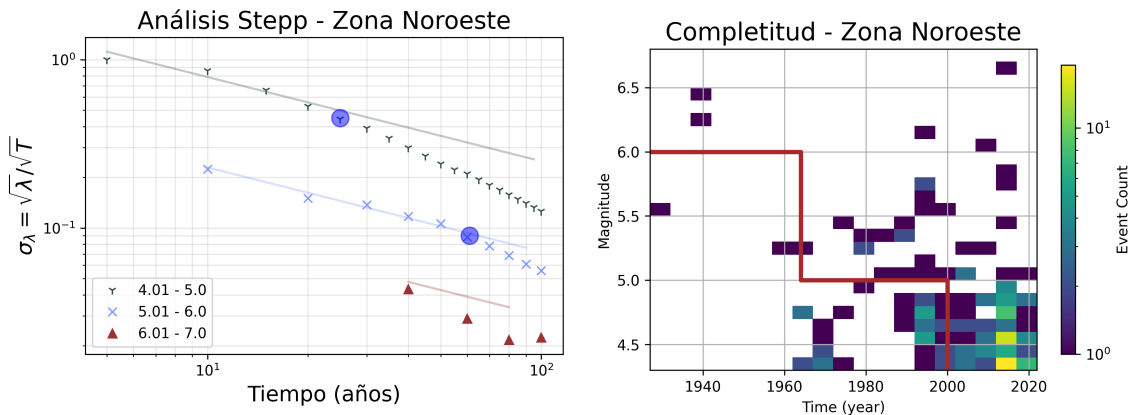


Figura 55. Izquierda: Análisis de Stepp (1972) para el cálculo de completitud del catálogo de la zona Noroeste. Derecha: Complejidad del catálogo y densidad de magnitudes con respecto al tiempo.

Magnitud Máxima

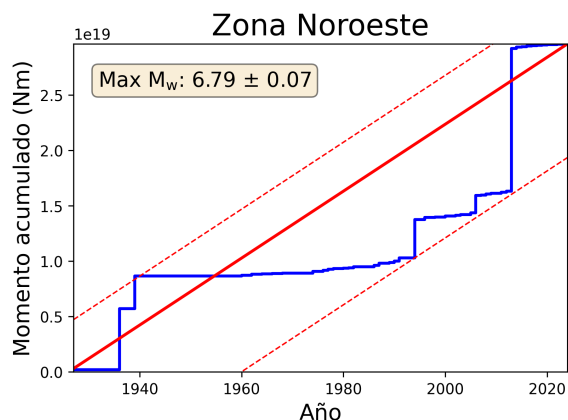


Figura 56. Liberación de momento sísmico acumulado en la zona Noroeste

El sismo de mayor magnitud registrado en la zona es el Mw 6.7 del 16 de marzo del 2014 ocurrido en la continuación submarina de la falla de Pisagua, que se postula como precursor del evento megathrust Mw 8.2 de Iquique del 2014. El método de liberación de momento acumulado estima una magnitud máxima Mw 6.79 (Figura 56). La mayor magnitud esperada en las fallas que pertenecen a este sector es Mw 7.3 – 7.4 (Tabla 17, Capítulo 5). Se postula como magnitud máxima para el cálculo de peligro la magnitud Mw 7.3 (Tabla 28).

Tabla 28. Magnitudes máximas para la zona Noroeste

Máx. Cat.	Acumulado	Máx. Mag. (Coloquio)	Mw Propuesta
6.7 ± 0.1	6.79 ± 0.07	7.3–7.4	7.3

7.1.2 Zona Noreste

La zona abarca el Sistema de Fallas de Domeyko, también denominado Sistema de Fallas Precordillera. Se compone de múltiples sistemas de escala regional, principalmente de orientación NS. Se extiende por más de 1000 km, a una distancia aproximada de 150 km paralela a la fosa. Este sistema ha tenido múltiples inversiones tectónicas desde el Eoceno. La actividad actual en la cordillera de Domeyko incluye cinemáticas inversas y dextrales.

Completitud del catálogo

El resultado del análisis de completitud del catálogo se muestra en la Figura 57.

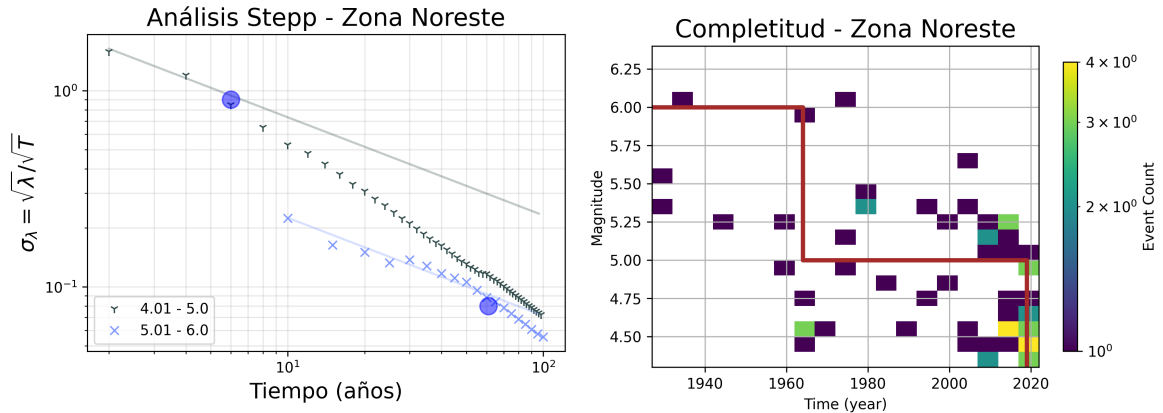


Figura 57. Izquierda: Análisis de [Stepp \(1972\)](#) para el cálculo de completitud del catálogo de la zona Noreste. Derecha: Completitud del catálogo y densidad de magnitudes con respecto al tiempo.

Magnitud Máxima

La máxima magnitud registrada es Mw 6.3, correspondiente al terremoto ocurrido el 2003 en la falla de Aroma, con cinemática dextral. El método de liberación de momento acumulado estima una magnitud máxima Mw 6.42 (Figura 58). La magnitud máxima esperada en las fallas que pertenecen a esta zona es Mw 7.0, según la ley de escala de [Leonard \(2014\)](#). Se propone como magnitud máxima para el cálculo de amenaza sísmica Mw 7.0 (Tabla 29).

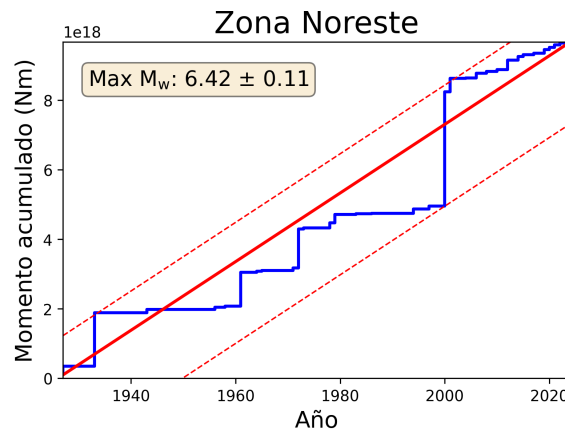


Figura 58. Liberación de momento sísmico acumulado en Zona Noreste

Tabla 29. Magnitudes máximas para la zona Noreste

Máx. Cat.	Acumulado	Leonard (2014)	Mw Propuesta
6.3 ± 0.1	6.42 ± 0.11	7.0	7.0

7.1.3 Zona Centro oeste

Esta zona abarca el Sistema de Fallas Transversales Noroeste del Antearco (FTA), asociada a actividad sísmica reciente. Parte de estas estructuras están agrupadas formando el Sistema de Fallas de Valparaíso, de cinemática principalmente normal. Al sur del FTA, destacan las fallas de Lanalhue y Morguilla. La zona Centro Oeste también abarca el Sistema de Fallas Santa María, situadas en el Golfo de Arauco.

Completitud del catálogo

El resultado del análisis de completitud del catálogo se muestra en la Figura 59.

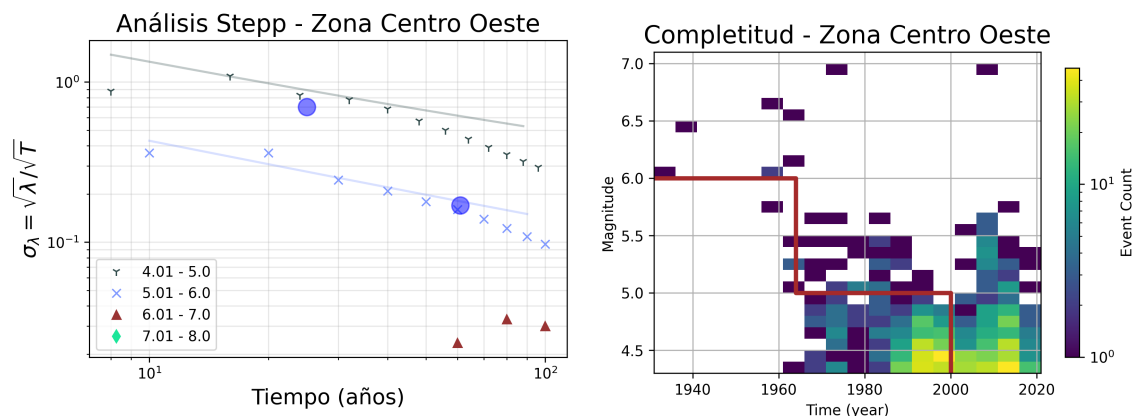


Figura 59. Izquierda: Análisis de Stepp (1972) para el cálculo de completitud del catálogo de la zona Centro Oeste. Derecha: Compleitud del catálogo y densidad de magnitudes con respecto al tiempo.

Magnitud Máxima

Los eventos corticales de mayor magnitud registrados en esta zona corresponden a los eventos Mw 6.9 y Mw 6.7 ocurridos posterior al megaterremoto Mw 8.8 del 2010 en el Maule. El método de liberación de momento acumulado estima una magnitud máxima Mw 7.12 (Figura 60). La máxima magnitud esperada por las fallas presentes en la zona es Mw 7.2, basado en la ley de

escala de Leonard (2014). Se propone como magnitud máxima para el cálculo de peligro sísmico la magnitud Mw 7.2 (Tabla 30).

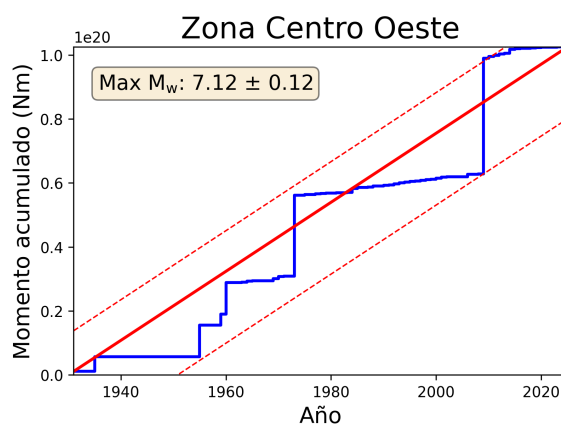


Figura 60. Liberación de momento sísmico acumulado en Zona Centro Oeste

Tabla 30. Magnitudes máximas para la zona Centro Oeste

Máx. Cat.	Acumulado	Leonard (2014)	Mw Propuesta
6.9 ± 0.1	7.12 ± 0.11	7.2	7.2

7.1.4 Zona Central

Esta zona abarca el Cabalgamiento Occidental Andino (WAT en sus siglas en inglés West Andean Thrust), que es un mega sistema compuesto de fallas inversas de orientación NS. Posee su expresión superficial más clara en la falla de San Ramón, el que presenta rupturas sísmicas asociados a eventos de magnitud significativa (Vargas *et al.*, 2014). El WAT se extiende posiblemente hacia el norte, donde se encuentra la falla Cariño Botado, y hacia el sur hasta la falla Mesamávida.

Completitud del catálogo

El resultado del análisis de completitud del catálogo se muestra en la Figura 61.

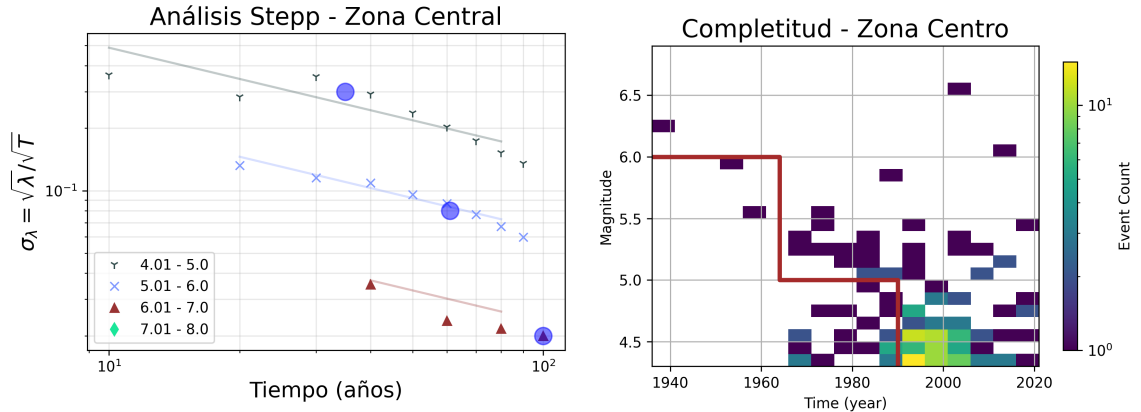


Figura 61. Izquierda: Análisis de Stepp (1972) para el cálculo de completitud del catálogo de la zona Central. Derecha: Completitud del catálogo y densidad de magnitudes con respecto al tiempo.

Magnitud Máxima

En esta zona ocurrieron los terremotos Mw 6.8 de 1958 de Las Melosas y el terremoto Mw 6.5 de 2004 de Teno, que son de los terremotos corticales más grandes registrados instrumentalmente en Chile. El método de liberación de momento acumulado estima una magnitud máxima Mw 6.9 (Figura 62).

Diversos estudios se han llevado alrededor de la falla de San Ramón, debido a su ubicación en la Región Metropolitana. Las estimaciones de la máxima magnitud posible oscilan entre Mw 6.5 y 7.5 (Tabla 17, Capítulo 5). Se propone como magnitud máxima para el cálculo de amenaza sísmica la magnitud Mw 7.2 (Tabla 31).

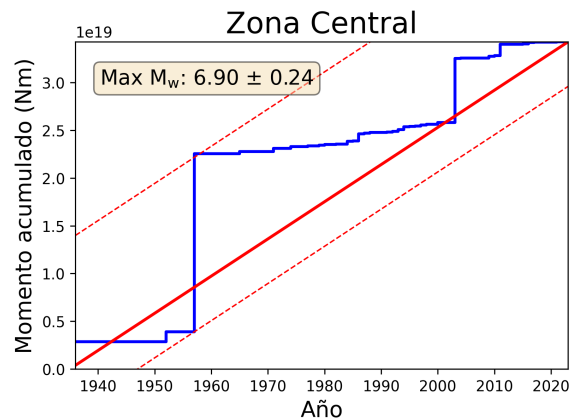


Figura 62. Liberación de momento sísmico acumulado en zona Central

Tabla 31. Magnitudes máximas para la zona Central

Máx. Cat.	Acumulado	Máx. Mag. Coloquio	Mw Propuesta
6.81 ± 0.22	6.90 ± 0.24	6.5–7.5	7.2

7.1.5 Zona Centro este

Esta zona, ubicada en el sector del trasarco, contiene a múltiples fallas peligrosas y potencialmente peligrosas en Argentina, destacándose las fallas de El tigre y Cerro la Cal. En este sector se localizan los hipocentros de los terremotos más destructivos del país trasandino.

Completitud del catálogo

El resultado del análisis de completitud del catálogo se muestra en la Figura 63.

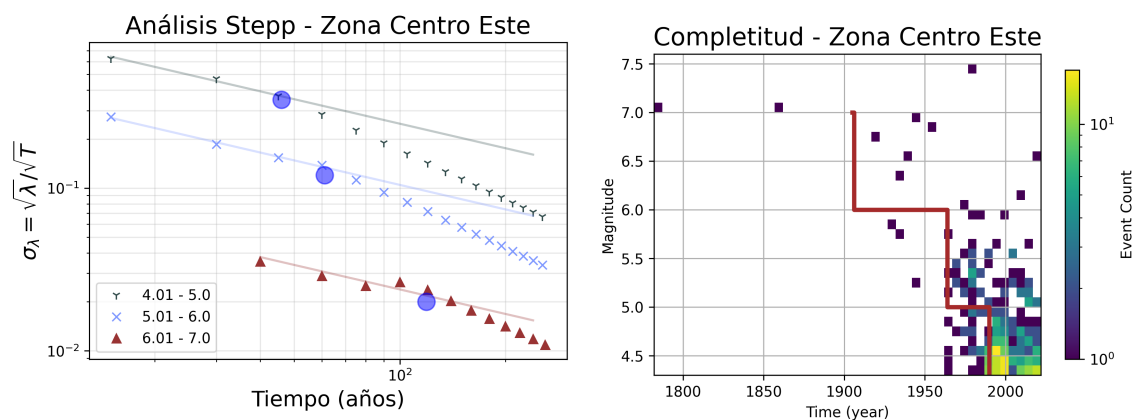


Figura 63. Izquierda: Análisis de Stepp (1972) para el cálculo de completitud del catálogo de la zona Centro Este. Derecha: Completitud del catálogo y densidad de magnitudes con respecto al tiempo.

Magnitud Máxima

Los terremotos de mayor magnitud de Argentina han ocurrido en esta zona (M 7.5 en 1894, M 7.0 en 1944, 6.8 en 1952 y M 7.5 en 1977). El método de liberación de momento acumulado estima una magnitud máxima Mw 7.47 (Figura 64). Se propone como magnitud máxima para el cálculo de amenaza la magnitud Mw 7.6 (Tabla 32).

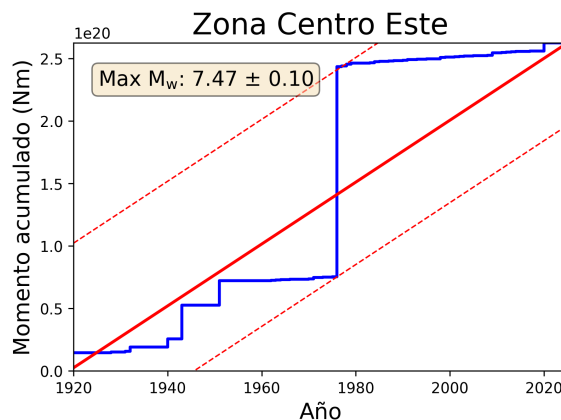


Figura 64. Liberación de momento sísmico acumulado en Zona Centro Este

Tabla 32. Magnitudes máximas para la zona Centro este

Máx. Cat.	Acumulado	Mw Propuesta
7.50 ± 0.20	7.47 ± 0.10	7.6

7.1.6 Zona Sureste

La deformación en esta zona es acomodada por dos sistemas de fallas principales: el Sistema de Fallas de Lliquiñe-Ofqui (LOSF) y el Sistema de Fallas Transversales de los Andes (ATF). El LOSF es un sistema compuesto por fallas principales de orientación NS con cinemáticas dextrales y dextrales-inversa, acompañadas de fallas dextrales y dextrales-normales con orientación NE y ENE (Pérez-Estay *et al.*, 2020). El sistema se despliega a lo largo de 1200 km acomodando parte de la componente paralela a la fosa de la convergencia oblicua entre la placa Sudamericana y de Nazca. Por su parte, el ATF incluye un grupo de fallas sinistralas y sinistralas inversas orientadas al noroeste.

Completitud del catálogo

El resultado del análisis de completitud del catálogo se muestra en la Figura 65.

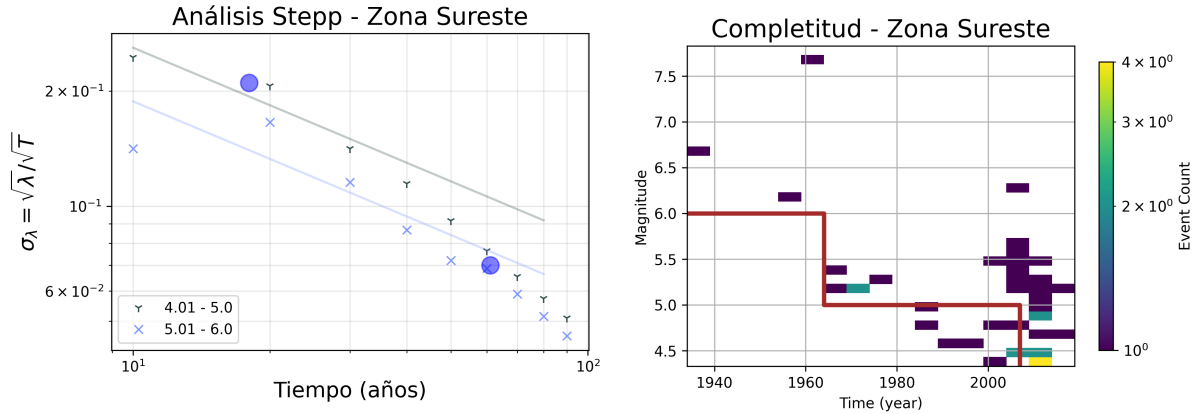


Figura 65. Izquierda: Análisis de [Stepp \(1972\)](#) para el cálculo de completitud del catálogo de la zona Sureste. Derecha: Completitud del catálogo y densidad de magnitudes con respecto al tiempo.

Magnitud Máxima

Los últimos terremotos importantes en la región son los Mw 6.2 y Mw 6.1 del enjambre sísmico de abril del 2007 de Aysén, asociado a LOSF. El terremoto cortical más grande registrado en la región sería el evento Ms 7.5, ocurrido 14 días después del terremoto Mw 9.6 de 1960 de Valdivia. [Cifuentes \(1989\)](#) sugiere que este evento rompió en la parte sur del LOSF. [Kanamori & Rivera \(2017\)](#), mediante el análisis de las formas de ondas de la secuencia del 2007, concluyen que el evento Ms 7.5 tendría un mecanismo de rumbo dextral con orientación NS, consistente con LOSF. El método de liberación de momento acumulado estima una magnitud máxima Mw 7.7, el que está completamente dominado por el terremoto Ms 7.7 de 1960 (Figura 66). Se propone como magnitud máxima para el cálculo de amenaza Mw 7.7 (Tabla 33).

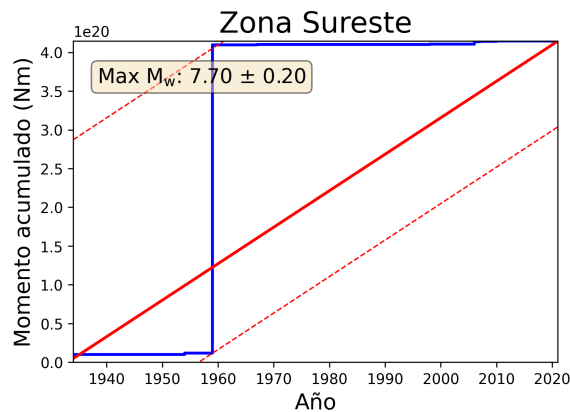


Figura 66. Liberación de momento sísmico acumulado en zona Sureste

Tabla 33. Magnitudes máximas para la zona Sureste

Máx. Cat.	Acumulado	Máx. Mag. Publicada	Mw Propuesta
7.70 ± 0.20	7.70 ± 0.20	7.7	7.7

7.1.7 Zona Austral

La sismicidad en la región de Magallanes está asociada a la interacción de tres placas: Sudamericana, Antártica y Scotia. El movimiento relativo entre estas placas, de menos de 2 cm/año, es menor que el movimiento relativo entre las placas Sudamericana y de Nazca. Es por este motivo que esta zona presenta mucho menor sismicidad que el resto de Chile continental ([Cisternas & Vera, 2008](#)). La falla geológica más importante de esta región corresponde al sistema de fallas de Magallanes-Fagnano. Esta falla de rumbo con movimiento sinistral corta Tierra del Fuego, marcando el límite entre la placa Sudamericana y la placa Scotia.

La información histórica de la sismicidad en la región es limitada en Tierra del Fuego, donde no existen registros históricos previos a 1868 ([Ammirati *et al.*, 2020](#)). La instalación de estaciones permanentes en los últimos años ha permitido mejorar el monitoreo de la sismicidad actual en la región, la que se compone principalmente de: 1) eventos superficiales distribuidos a lo largo de la falla de Magallanes-Fagnano y 2) Sismicidad difusa en la corteza de la placa Sudamericana, al norte de los 53°S ([Ammirati *et al.*, 2020](#)).

Completitud del catálogo

El resultado del análisis de completitud del catálogo se muestra en la Figura 67.

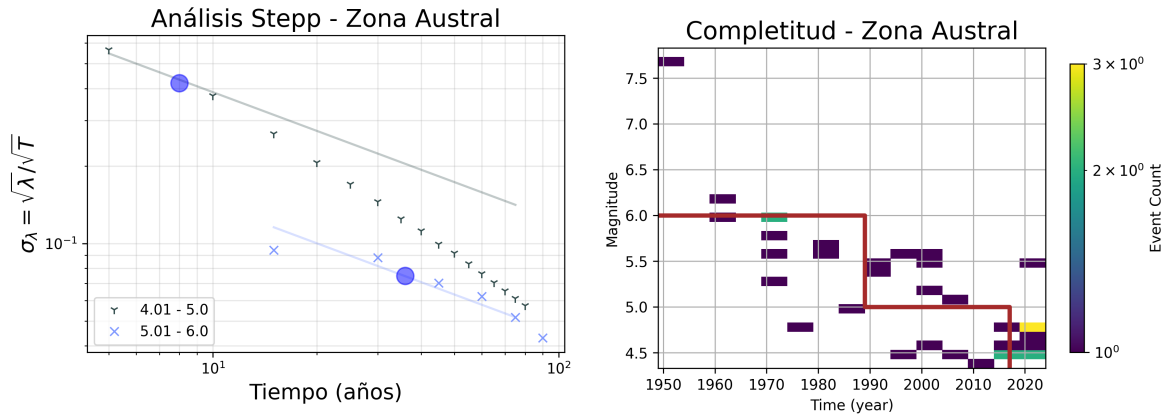


Figura 67. Izquierda: Análisis de [Stepp \(1972\)](#) para el cálculo de completitud del catálogo de la zona Austral. Derecha: Completitud del catálogo y densidad de magnitudes con respecto al tiempo.

Magnitud Máxima

Pese a la baja actividad sísmica registrada, importantes eventos históricos de magnitud sobre 7 han ocurrido en la región, atribuidos a rupturas de la falla de Magallanes-Fagnano. El terremoto de 2 de febrero de 1879 tuvo una magnitud M_s estimada entre 7 y 7.5 con un reporte de intensidad en escala de Mercalli modificada de VII en Punta Arenas ([Lomnitz, 2004](#)). El 17 de diciembre de 1949, ocurrieron dos eventos de magnitud M_s 7.7, separados por cerca de 8 horas ([Pacheco & Skyes, 1992](#)). Debido a que no existen registros locales, los hipocentros sólo pueden ser localizados aproximadamente a poca profundidad, en la parte occidental de Tierra del Fuego ([Ammirati *et al.*, 2020](#)). El hipocentro del terremoto de 1879 habría tenido una ubicación similar, en base a la recolección de escasos testimonios de la época ([Martinic, 1988](#)). El método de liberación de momento acumulado estima una magnitud máxima M_w 7.68, la que está completamente dominado por el terremoto de 1949 (Figura 68). Se propone como magnitud máxima para el cálculo de amenaza M_w 7.8 (Tabla 34).

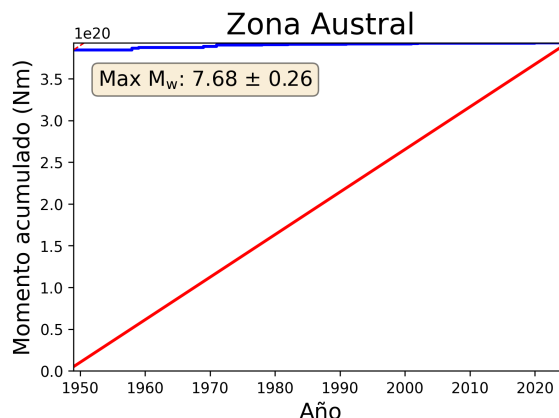


Figura 68. Liberación de momento sísmico acumulado en Zona Austral

Tabla 34. Magnitudes máximas para la zona Centro

Máx. Cat.	Acumulado	Máx. Mag. Coloquio	Mw Propuesta
7.69 ± 0.25	7.68 ± 0.26	7.4 - 7.8	7.8

7.2 Recurrencia

El análisis de recurrencia se realizó con el método de mínimos cuadrados y con el método de Weichert (1980). La aproximación de Weichert estima los parámetros de la distribución Gutenberg-Richter por máxima verosimilitud para magnitudes con diferentes niveles de completitud. La Figura 35 muestra los resultados de ambos métodos con la completitud determinada para cada catálogo. Como se discusión en Capítulo 4, se prefiere la estimación usando el método de Weichert (1980).

Tabla 35. Recurrencia por zonas de sismicidad cortical difusa y magnitud máxima propuesta

Zona	Mínimos Cuadrados		Weichert (1980)		Max Mag
	a-value	b-value	a-value	b-value	
Noroeste	5.10 (± 0.15)	1.05 (± 0.03)	4.34	0.91 (± 0.18)	7.3
Noreste	5.56 (± 0.77)	1.20 (± 0.13)	5.51	1.17 (± 0.29)	7.0
Centro oeste	5.98 (± 0.38)	1.14 (± 0.07)	7.19	1.36 (± 0.08)	7.2
Central	4.20 (± 0.40)	0.91 (± 0.07)	5.51	1.14 (± 0.20)	7.2
Centro este	4.87 (± 0.23)	0.96 (± 0.04)	5.61	1.09 (± 0.07)	7.6
Sureste	2.43 (± 0.36)	0.62 (± 0.06)	4.01	0.88 (± 0.18)	7.7
Austral	3.12 (± 0.49)	0.73 (± 0.08)	3.77	0.84 (± 0.16)	7.8

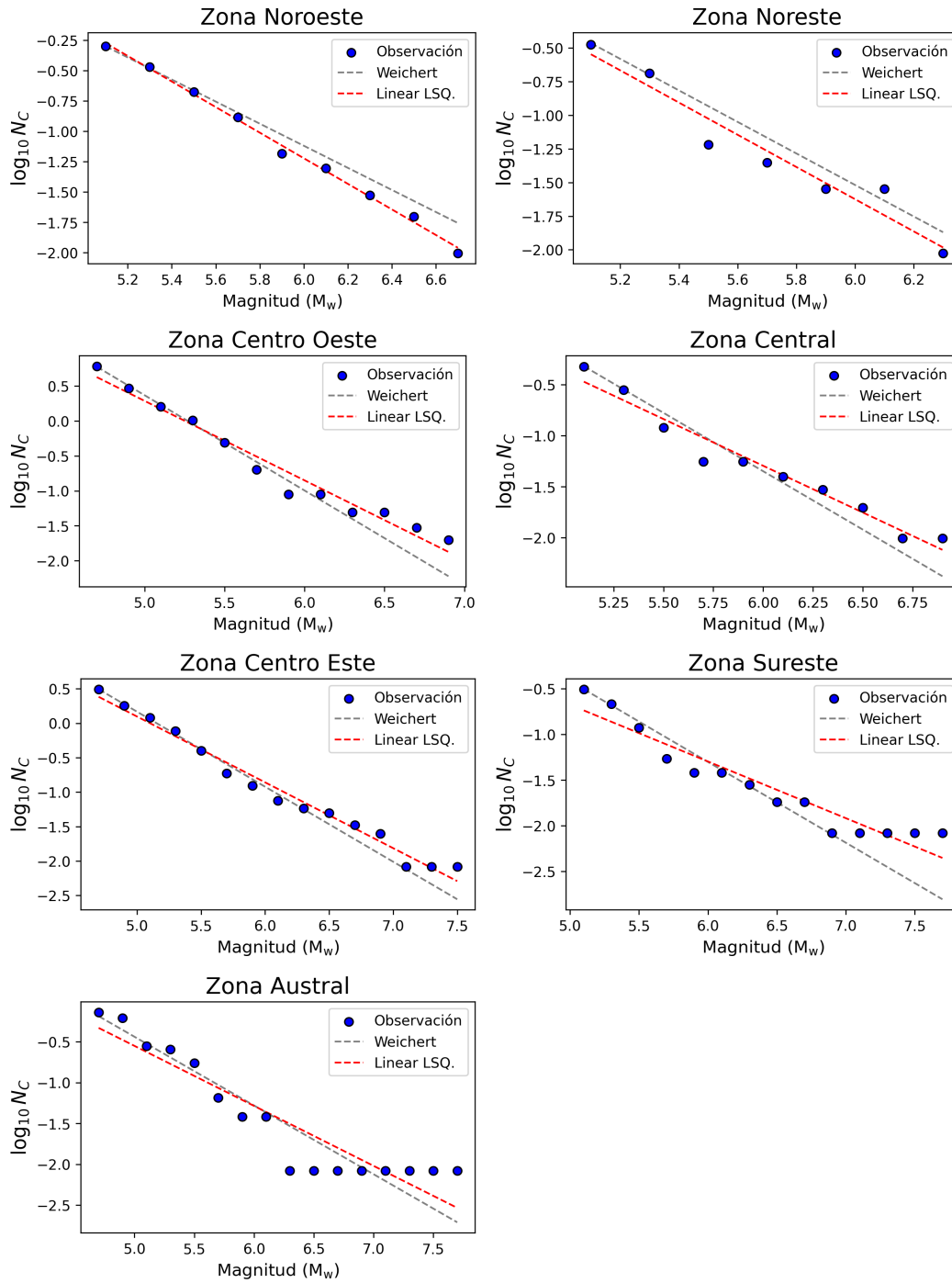


Figura 69. Análisis de recurrencia para las zonas de sismicidad difusa cortical

Bibliografía

- Ammirati, J. B., Flores, M. C., & Ruiz, S. (2020). Seismicity along the Magallanes-Fagnano fault system. *Journal of South American Earth Sciences*, 103, 102799.
- Cifuentes, I. L. (1989). The 1960 Chilean earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B1), 665-680.
- Cisternas, A., & Vera, E. (2008). Sismos históricos y recientes en Magallanes. *Magallania (Punta Arenas)*, 36(1), 43-51.
- Kanamori, H., & Rivera, L. (2017). An $M_w = 7.7$ slow earthquake in 1960 near the Aysén Fjord region, Chile. *Geophysical Journal International*, 211(1), 93-106.
- Leonard, M. (2014). Self-consistent earthquake fault-scaling relations: Update and extension to stable continental strike-slip faults. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104(6), 2953-2965.
- Lomnitz, C. (2004). Major earthquakes of Chile: a historical survey, 1535-1960. *Seismological Research Letters*, 75(3), 368-378
- Martinic Beros, M. (1988). El gran temblor de tierra de 1879 en la Patagonia austral. *Revista Patagónica*.
- Pacheco, J. F., & Sykes, L. R. (1992). Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(3), 1306-1349
- Pérez-Estay, N., Yáñez, G., Crempien, J., Roquer, T., Cembrano, J., Valdenegro, P., ... & Morata, D. (2020). Seismicity in a transpressional volcanic arc: The Liquiñe-Ofqui fault system in the Puyuhuapi area, Southern Andes, Chile (44 S). *Tectonics*, 39(11), e2020TC006391.
- Stepp, J. I. (1972, October). Analysis of completeness of the earthquake sample in the Puget Sound area and its effect on statistical estimates of earthquake hazard. In *Proc. of the 1st Int. Conf. on Microzonation, Seattle (Vol. 2, pp. 897-910)*.
- Vargas, G., Klinger, Y., Rockwell, T. K., Forman, S. L., Rebolledo, S., Baize, S., ... & Armijo, R. (2014). Probing large intraplate earthquakes at the west flank of the Andes. *Geology*, 42(12), 1083-1086.
- Weichert, D. H. (1980). Estimation of the earthquake recurrence parameters for unequal observation periods for different magnitudes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70(4), 1337-1346.

8 Parametrización de las fuentes sismogénicas

Para el cálculo de la amenaza, cuatro fuentes sismogénicas son parametrizadas en base a las caracterizaciones desarrolladas en los capítulos previos: Fuentes interplaca, fuentes intraplaca de profundidad intermedia, fuentes de sismicidad cortical difusa y fuentes de falla cortical.

8.1 Fuente de subducción interplaca

La geometría de las fuentes interplaca es parametrizada como una superficie 3D usando la superficie de Slab 2.0 (Figura 70), que es la misma utilizada para la clasificación de la sismicidad (Capítulo 3). La recurrencia de las fuentes se modela con una distribución de magnitud y frecuencias (MFD) de Gutenberg–Richter (GR) truncada con magnitud mínima M_w 5 y parámetros a-value, b-value y magnitud máxima determinados para cada zona (Capítulo 4). El tamaño de las rupturas que se modelan sobre la superficie de cada fuente se determina en función de su magnitud mediante la ley de escala de Leonard (2014).

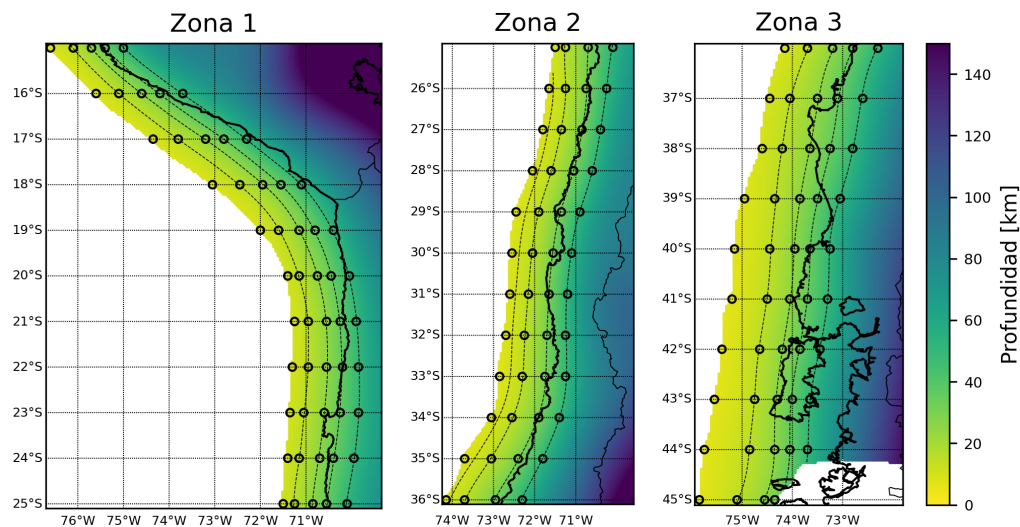


Figura 70. Parametrización de la geometría de las fuentes interplaca

8.2 Fuente intraplaca de profundidad intermedia

La fuente intraplaca de subducción se modela con múltiples fuentes puntuales distribuidas uniformemente en un área de 40 km de ancho, cuya superficie

superior corresponde a la superficie del Slab 2.0 entre los 50 km y los 160 km de profundidad. Cada fuente puntual se parametrizó para caracterizar eventos subhorizontales y subverticales, con ángulos de manto de 45° y 135° con respecto a la superficie superior de la placa (Figura 71).

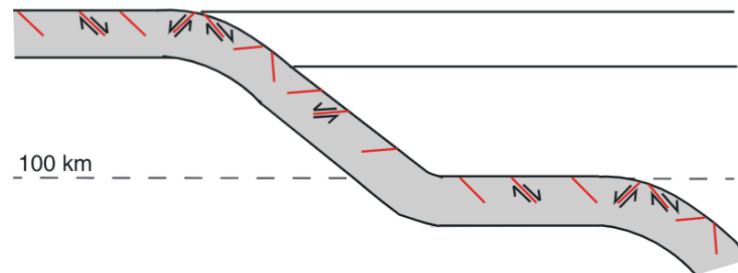


Figura 71. Esquema de planos de falla de eventos intraplaca para Sudamérica descritos en Warren (2014). El ángulo de manto de los eventos subverticales y subhorizontales se encuentran definidos principalmente por la superficie superior de la placa subductante.

La tasa de sismicidad de cada zona intraplaca se parametrizó con una GR truncada, con magnitud mínima de M_w 5 y magnitud máxima específica por zona (Capítulo 4). La tasa total de sismicidad de cada zona se distribuyó con dos modelos distintos: Uno uniforme, donde la tasa de sismicidad de cada zona se distribuye uniformemente a todas las fuentes puntuales, y uno no uniforme, donde la tasa de cada fuente puntual es proporcional a la concentración espacial de los hipocentros del catálogo de referencia que se encuentren cerca (Figura 72).

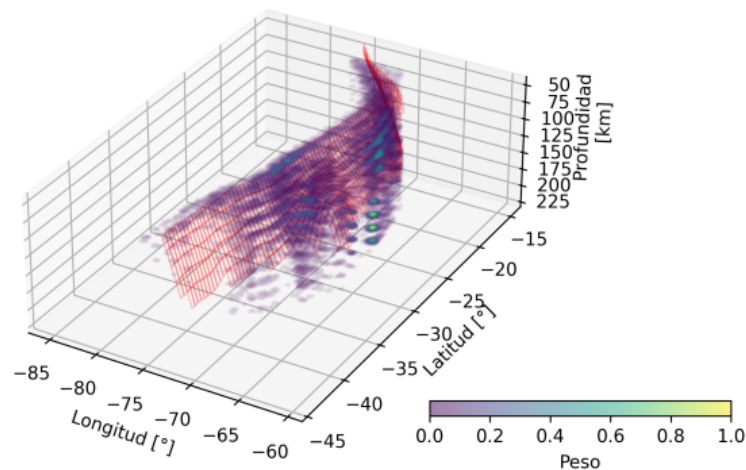


Figura 72. Parametrización de la fuente intraplaca de profundidad intermedia. Modelo de sismicidad no uniforme.

8.3 Fuente de fallas corticales

Se consideró la base de datos de fallas para el cálculo de peligro elaborada en este estudio (Capítulo 5). Para cada falla, se calculó la magnitud máxima esperada con el software FaultQuake (Tavakolizadeh *et al.*, 2024), que permite estimar dicho valor mediante diferentes leyes de escala que relacionan magnitud con el largo de la falla y su área. Se descartaron las fallas con estimaciones de magnitud máxima menores a Mw 6. Sobre cada falla se modelan múltiples rupturas siguiendo una MFD de GR truncada entre magnitud Mw 6 y la magnitud máxima estimada. El parámetro b-value de la MFD de GR se infiere de la zona cortical a la que pertenece cada falla. El parámetro de productividad a-value se determina de modo que la tasa de momento sísmico liberado por lo eventos modelados sea igual a la tasa anual de momento sísmico acumulado en la falla producto de su slip rate.

La determinación del parámetro de slip rate por falla está sujeto a una importante incertidumbre epistémica. La mayoría del slip rate asignado a cada falla proviene de mediciones en segmentos particulares de pocas fallas, el cual es extendido al resto de las fallas bajo ciertos criterios tectónicos. Sumado a esta incertidumbre, parte de la deformación acumulada en las fallas puede ser liberado de manera asísmica. La capacidad de liberar el slip rate se describe con el parámetro de *Seismic Coupling Coefficient* (SCC). Se incluyen tres versiones de las fuentes corticales en el árbol lógico. La primera considera que todo el slip rate puede ser liberado de manera sísmica ($SCC = 1$). En la segunda, sólo el 75 % ($SCC = 0.75$) y en la tercera, sólo el 50 % ($SCC = 0.5$).

8.4 Fuente de sismicidad cortical difusa

La parametrización de la sismicidad difusa se realizó mediante múltiples fuentes puntuales distribuidas en una grilla rectangular de $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ sobre las diferentes zonas de sismicidad difusa. Las tasas de actividad sísmica de cada fuente puntual se determinaron mediante el método de Frankel (1995): Sobre cada celda de la grilla, se proyectan los hipocentros del catálogo depurado. Luego se cuentan los eventos por intervalos de magnitud, a partir del cual se obtiene el estimador de máxima verosimilitud de la tasa de actividad para la ley GR. Las tasas obtenidas se someten a un suavizamiento espacial mediante un kernel gaussiano, que redistribuyen la sismicidad observada hacia celdas vecinas en función de una longitud característica, en este caso 50 km. Después del suavizamiento, a cada celda se le asigna su correspondiente valor de a-value, y su valor de b-value según su zona cortical, y se modela su recurrencia según una MFD de GR con magnitud mínima 5 y magnitud máxima 7. Sólo

se modelaron rupturas de magnitud mayor a M_w 7 en las fallas mapeadas que posean el potencial suficiente de ruptura para aquello.

Para evitar que las tasas de actividad de las fuentes puntuales se superpongan a las tasas de sismicidad aportadas por las fallas mapeadas, se estableció un buffer de 5km alrededor de la proyección en superficie de estas últimas, dentro del cual la MFD de las fuentes puntuales se trunca a magnitud M_w 6. (Figura 73).

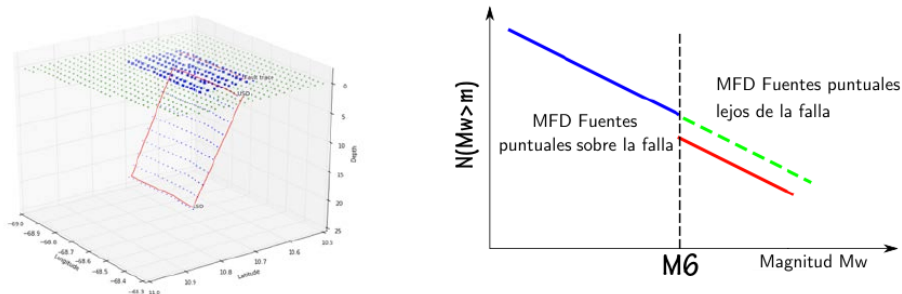


Figura 73. Ejemplo de integración de las MFD de la sismicidad distribuida y las fuentes fallas. Izquierda: sismicidad distribuida en torno a una falla cortical. En azul se representan las fuentes sobre la proyección en superficie de la falla cuya MFD es truncada superiormente por la magnitud mínima modelada por la fuente. Derecha: MFD de las fuentes corticales. (modificado de [García et al. \(2017\)](#))

El árbol lógico utilizado para el cálculo del mapa de amenaza, considerando los diferentes modelos de fuente y las GMPEs seleccionadas se detalla en la Figura 74.

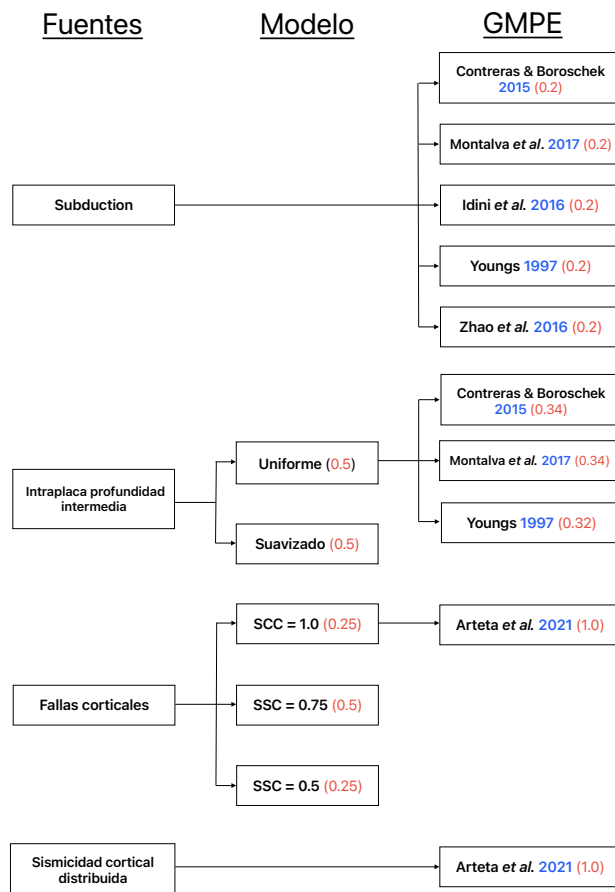


Figura 74. Árbol Logico utilizado en la construcción del mapa de amenaza

Bibliografía

- Frankel, A. (1995). Mapping seismic hazard in the central and eastern United States. *Seismological Research Letters*, 66(4), 8-21.
- Garcia, J., Weatherill, G., Pagani, M., Rodriguez, L., & Poggi, V. (2017, January). Building an open seismic hazard model for South America: The SARA-PSHA model. In *Proceedings of the 16th world conference on earthquake engineering*, Santiago, Chile (pp. 9-13).
- Leonard, M. (2014). Self-consistent earthquake fault-scaling relations: Update and extension to stable continental strike-slip faults. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104(6), 2953-2965.
- Tavakolizadeh, N., Mohammadigheymasi, H., Visini, F., & Pombo, N. (2024). FaultQuake: An open-source Python tool for estimating Seismic Activity Rates in faults. *Computers & Geosciences*, 191, 105659.
- Warren, L. M. (2014). Dominant fault plane orientations of intermediate-depth earthquakes beneath South America. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(7), 5762-5785.

9 Resultados

Se calcularon mapas de amenaza para las intensidades PGA, SA(0.3), SA(1.0) y SA(3.0) con las probabilidades de excedencia de 10 % y 2 % en 50 años, para las fuentes sismogénicas y el árbol lógico explicado en el Capítulo 8. Para el mapa de SA(3.0) no se utilizó la GMPE de [Contreras & Boroschek \(2015\)](#) pues esta modela aceleraciones espectrales hasta el periodo de 2 segundos. En su lugar se utilizó el resto de leyes asignandoles pesos iguales en el árbol lógico. Los resultados de la modelación para la probabilidad de excedencia de 10 % se muestran en la Figura 75

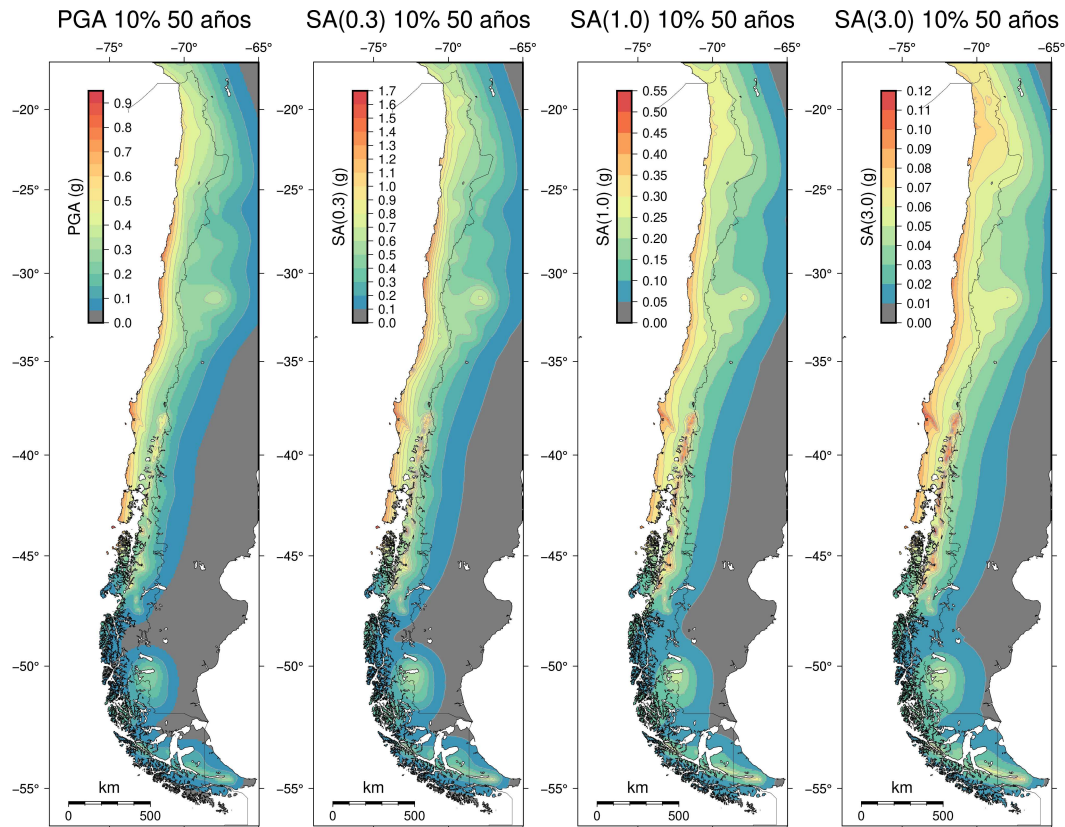


Figura 75. Mapa de amenaza para PGA, SA(0.3), SA(0.1) y SA(3.0) con probabilidad de excedencia del 10 % en 50 años para Chile continental

Los resultados de la modelación para la probabilidad de excedencia de 2 % se muestran en las Figura 76

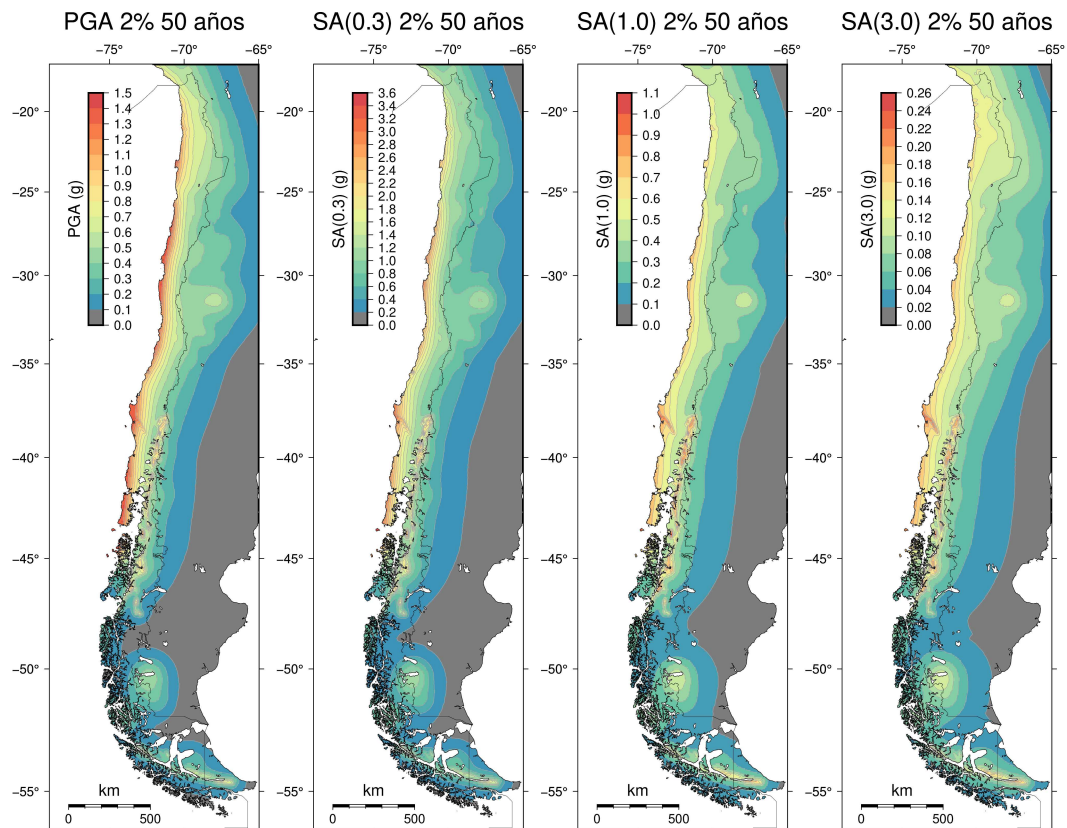


Figura 76. Mapa de amenaza para PGA, SA(0.3), SA(1.0) y SA(3.0) con probabilidad de excedencia del 2% en 50 años para Chile continental

Se aprecia en todos los mapas que las intensidades son máximas en la costa, decreciendo gradualmente hacia el este. Para las intensidades PGA y SA(0.3), los máximos se encuentran en los puntos más occidentales de la costa de cada zona sismogénica, estos son, la Península de Arauco, la Península de Mejillones, Isla Mocha e Isla Guafo. Las intensidades decaen gradualmente hacia el oeste, salvo en la zona sur, donde se encuentra el sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui. El mapa de intensidades para una probabilidad de excedencia del 10% en 50 años por fuente sismogénica se muestra en la Figura 77.

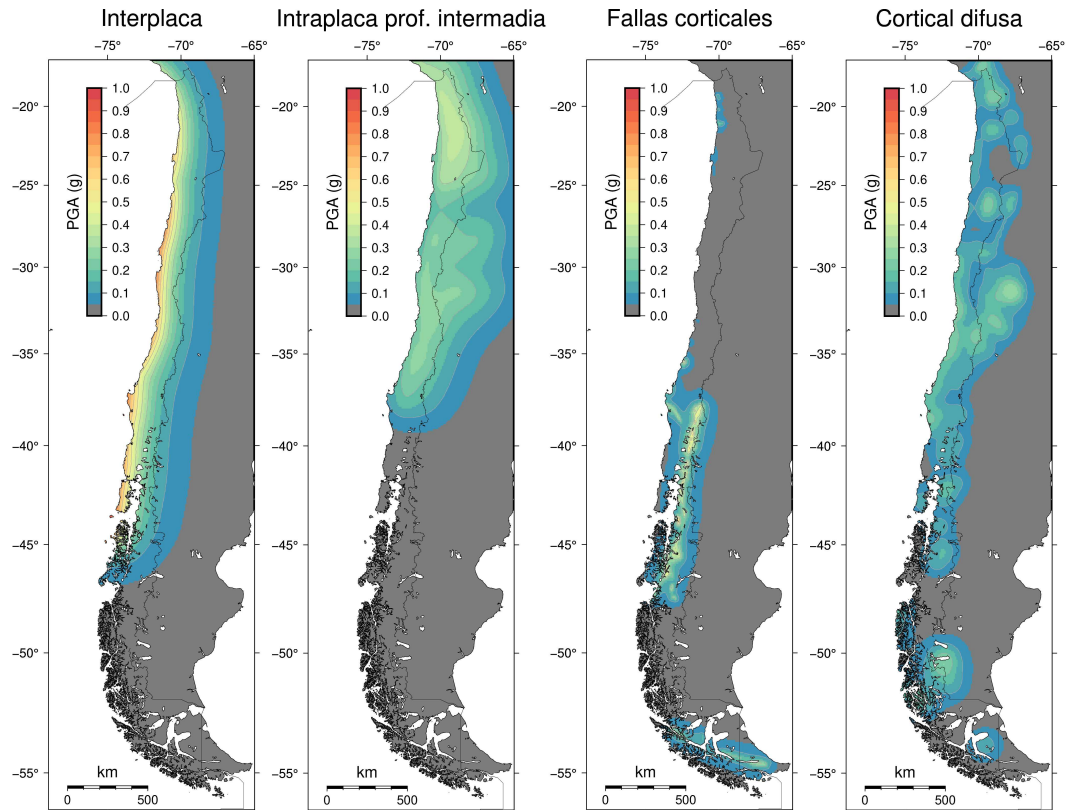


Figura 77. Comparación de mapas de amenaza sísmica de PGA con probabilidad de excedencia 10 % en 50 años para distintas fuentes sismogénicas

9.0.1 Comparación con mapas de amenaza regionales

Diversos mapas de amenaza han sido elaborados a nivel continental y nacional por investigadores e instituciones nacionales e internacionales. En la figura 78 se comparan la solución obtenida para el PGA con probabilidad de excedencia del 10% con los mapas publicados por [Petersen et al. \(2018\)](#), [Medina et al. \(2017\)](#), [Giardini \(2003\)](#) y [Pagani et al. \(2020\)](#)

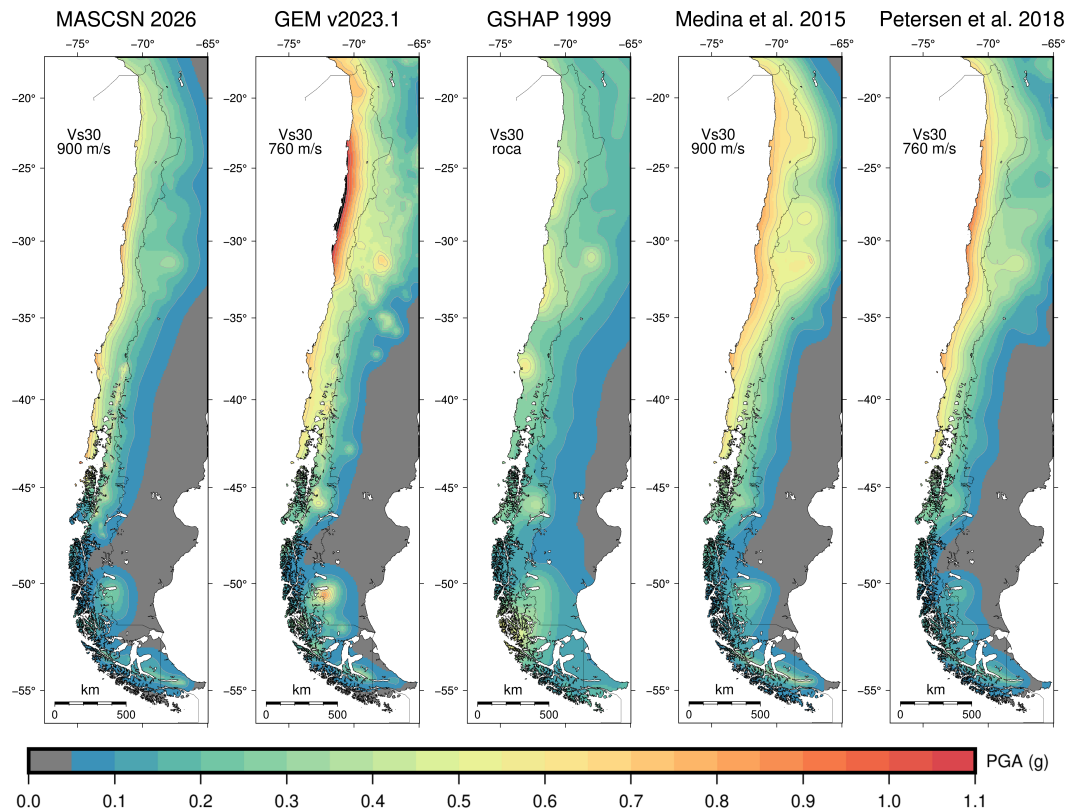


Figura 78. Comparación de mapas de amenaza sísmica de PGA con probabilidad de excedencia 10 % en 50 años.

Los mapas tienen características similares de primer orden. Una diferencia importante es la aceleración estimada debido a la sismicidad cortical, principalmente al sistema de Liquiñe-Ofqui. En el mapa de [Petersen et al. \(2018\)](#) solo se modelan la falla de San Ramón, y la falla de Magallanes-Fagnano. En [Medina et al. \(2017\)](#) sólo se modelan las fallas de Atacama (Punta de Lobos, Salar del Carmen North and South, Sierra de Remiendos), Morro Mejillones, Cerro Gordo, Cerro Moreno, Cerro Fortuna, San Ramón, Liquiñe-Ofqui (Reloncaví, Hornopirén, Puyuhuapi, San Rafael), Río San Juan y Magallanes-Fagnano. En el mapa de amenaza del grupo GEM, se utiliza una base de datos de falla similar a la utilizada en nuestro estudio. En la Figura 79 se muestra la comparación del mapa de amenaza para la fuente de falla, para una probabilidad de excedencia de 2% en 50 años, elaborado en este trabajo y el elaborado por la fundación GEM para el proyecto SARA.

PGA 2% 50 años - Fallas corticales

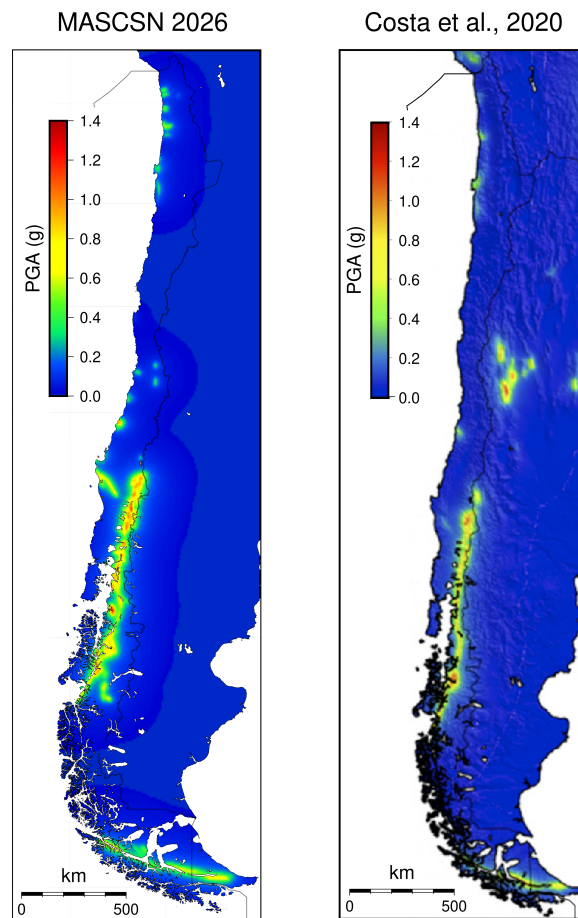


Figura 79. Comparación de mapas de amenaza sísmica de PGA con probabilidad de excedencia 2% en 50 años para las fallas corticales. Izquierda: Mapa elaborado en este estudio. Derecha: Mapa elaborado para el proyecto SARA (Costa et al., 2020)

Bibliografía

- Contreras, V., Boroscheck, R. (2015) Curvas de Atenuación Espectrales para sismos Chilenos, XI Congreso Chileno de Sismología e Ingeniería Sísmica, Santiago, Chile.
- Costa, C., Alvarado, A., Audemard, F., Audin, L., Benavente, C., Bezerra, F. H., ... & Garro, H. (2020). Hazardous faults of South America; compilation and overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 102837.
- Giardini, D. (2003). 74 the GSHAP global seismic hazard map. *International Geophysics Series*, 81, 1233-1239.
- Medina, F., Harmsen, S. C., & Barrientos, S. E. (2017). Probabilistic seismic hazard analysis for Chile. In 16th World Conf. on Earthquake Engineering.
- Pagani, M., Garcia-Pelaez, J., Gee, R., Johnson, K., Silva, V., Simionato, M., Styron, R., Viganò, D., Danciu, L., Monelli, D., Poggi, V., Weatherill, G (2020). The 2018 version of the Global Earthquake Model: Hazard component. *Earthquake Spectra*. DOI: 10.1177/8755293020931866
- Petersen, M. D., Harmsen, S. C., Jaiswal, K. S., Rukstales, K. S., Luco, N., Haller, K. M., ... & Shumway, A. M. (2018). Seismic hazard, risk, and design for South America. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 108(2), 781-800.

Apéndice A: Catálogo sísmico

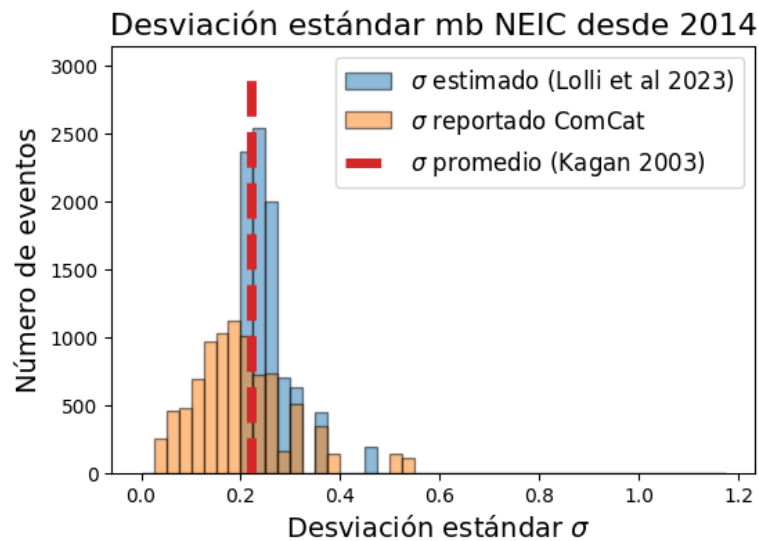


Figura A1. Desviación estándar medida y estimada para los reportes mb(NEIC) en catálogo ComCat para eventos desde el 2014

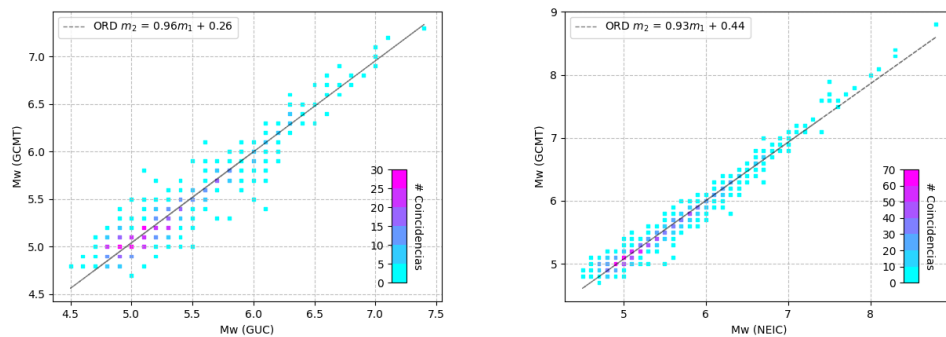


Figura A2. Regresiones entre magnitud GCMT y magnitudes Mw equivalentes para la zona de estudio

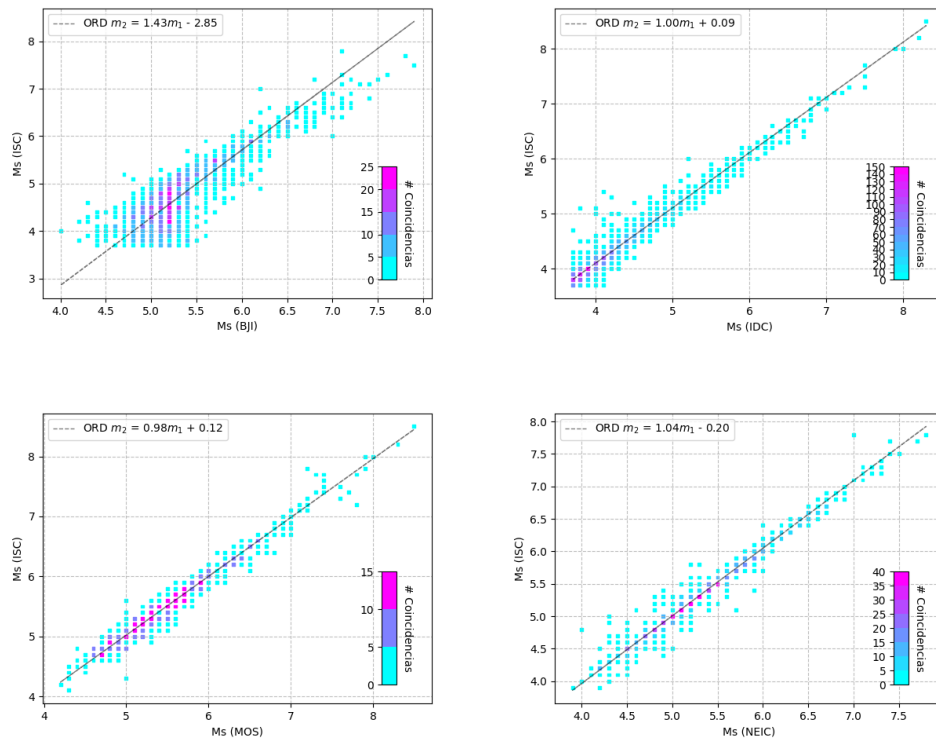


Figura A3. Regresiones de conversión para magnitudes M_s y M_s ISC

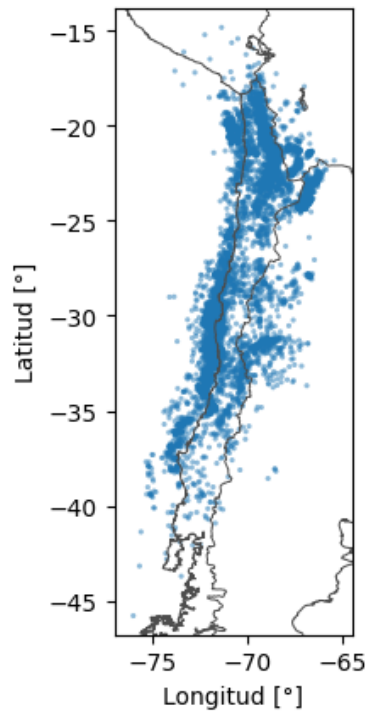


Figura A4. Distribución de hipocentros con reporte M_w SJA y M_L GUC. La mayoría de los reportes ocurren en territorio chileno

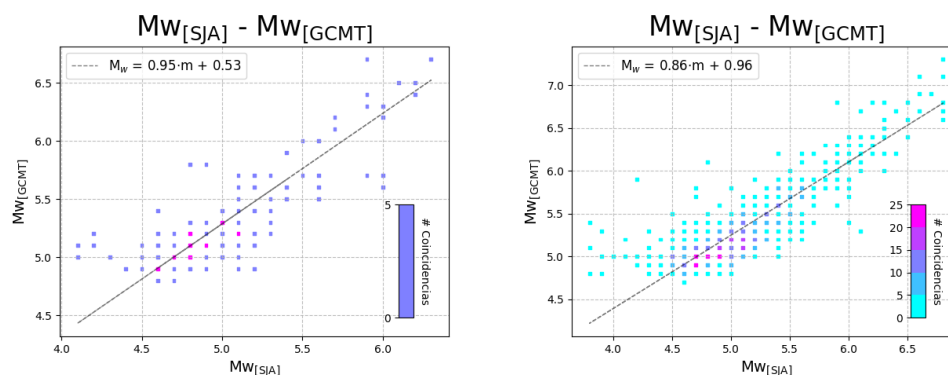


Figura A5. Regresiones de conversión de magnitud MW(SJA) a Mw(GCMT). Izquierda: Regresión para reportes en territorio argentino. Derecha: Regresión para reportes en territorio chileno.

Tabla A1. Clasificación de tipo de fuente de terremotos históricos

Fecha	Magnitud [Mw]	Clasificación
1604-11-24 18:30:00	8.7	Interplaca
1730-07-08 10:00:00	8.7	Interplaca
1737-12-24	7.5	Interplaca
1751-05-25 05:30:00	8.5	Interplaca
1784-05-13 12:36:00	8.4	Interplaca
1796-03-30 10:45:00	7.5	Interplaca
1819-04-11 15:00:00	8.5	Interplaca
1822-11-20 02:30:00	8.3	Interplaca
1835-02-20 15:30:00	8.3	Interplaca
1837-11-07 11:30:00	8.0	Interplaca
1849-12-17 10:00:00	7.5	Interplaca
1851-04-02 10:48:00	7.5	Interplaca
1851-05-26 17:10:00	7.5	Interplaca
1859-10-05 12:00:00	7.5	Interplaca
1868-08-13 21:23:00	8.8	Interplaca
1877-05-10 02:16:00	8.5	Interplaca
1878-01-23 08:00:00	7.9	Interplaca
1880-08-15 12:48:00	7.7	Interplaca
1910-10-04 23:00:06	7.3	Intraplaca

Continúa en la página siguiente

Tabla A1 – continua de la página previa

Fecha	Magnitud [Mw]	Clasificación
1918-12-04 11:47:48	8.0	Interplaca
1922-11-11 04:32:36	8.5	Interplaca
1928-12-01 04:06:10	7.7	Interplaca
1936-07-13 11:12:19	7.5	Interplaca
1940-05-24 16:34:00	8.2	Interplaca
1942-08-24 22:50:33	8.1	Interplaca
1953-05-06 17:16:45	7.4	Interplaca
1953-12-07 02:05:24	7.4	Intraplaca
1960-05-22 19:11:20	9.5	Interplaca
1966-10-17 21:42:00	8.1	Interplaca
2001-06-23 20:33:05	8.4	Interplaca
2001-07-07 09:38:02	7.6	Interplaca
2007-08-15 23:40:07	8.0	Interplaca
2007-11-14 15:40:50	7.7	Interplaca
2010-02-27 06:34:08	8.8	Interplaca

Tabla A2. Terremotos clasificados manualmente según su momento tensor y ubicación.

Fecha	Magnitud [Mw]	Clasificación
2024-12-30 05:40:49	5.7	Inter
2024-12-24 22:42:26	6	Intra
2024-12-13 23:38:18	6.3	Intra
2024-11-08 11:37:56	6.2	Inter
2024-10-20 22:59:40	5.7	Intra
2024-09-21 21:24:25	6	Intra
2024-09-06 10:12:56	5.7	Intra
2024-07-19 01:50:47	7.4	Intra
2024-02-14 01:31:42	5.8	Inter
Continua en la página siguiente		

Tabla A2 – continua de la página previa

Fecha	Magnitud [Mw]	Clasificación
2023-12-24 03:23:39	5.8	Inter
2023-12-21 16:21:52	5.6	Inter
2023-12-20 12:11:21	6.2	Intra
2023-12-02 07:55:41	5.7	Intra
2023-10-31 12:33:43	6.6	Intra
2023-10-26 21:49:34	5.5	Intra
2023-09-15 18:07:39	5.7	Intra
2023-09-06 23:48:05	6.4	Inter
2023-07-09 17:11:33	5.6	Intra
2023-07-06 00:31:56	5.7	Intra
2023-04-04 19:08:46	5.8	Intra
2023-03-30 17:33:04	6.4	Inter
2023-03-21 17:38:13	5.6	Intra
2023-02-23 10:23:39	5.5	Outer-rise
2023-01-12 06:19:10	5.6	Inter
2022-12-10 06:41:31	5.6	Intra
2022-09-23 22:53:28	6	Outer-rise
2022-07-28 04:15:04	6.2	Intra
2022-07-27 18:58:58	6.2	Intra
2021-09-21 13:14:25	6.6	Inter
2021-01-19 02:46:21	6.4	Crustal
2020-12-27 21:39:17	6.7	Intra
2020-12-16 17:48:45	5.6	Intra
2020-12-14 15:20:50	6	Intra
2020-12-06 16:47:42	6.1	Intra
2020-11-30 22:55:01	6.3	Intra
2020-11-29 16:40:45	5.7	Crustal
2020-11-22 00:54:56	6.1	Intra
2020-11-21 02:11:47	5.6	Inter
Continua en la página siguiente		

Tabla A2 – continua de la página previa

Fecha	Magnitud [Mw]	Clasificación
2020-10-28 14:53:11	5.8	Intra
2020-10-21 09:13:07	5.7	Inter
2020-09-11 07:35:56	6.3	Intra
2020-09-01 21:09:15	6.3	Inter
2020-09-01 04:30:02	6.1	
2020-09-01 04:09:27	7	Inter
2020-07-17 05:40:36	5.9	Intra
2020-06-03 07:35:34	6.9	Intra
2020-03-17 08:12:01	5.6	Inter
2019-12-03 08:46:34	6	Inter
2019-11-03 13:23:16	5.7	Intra
2019-10-06 10:40:55	5.7	Intra
2019-09-30 11:53:23	5.6	Intra
2019-09-29 15:57:53	6.6	Inter
2019-09-26 16:36:17	6	Intra
2019-08-01 20:01:28	5.7	Inter
2019-08-01 18:28:04	6.8	Inter
2019-06-20 01:23:27	5.5	Intra
2019-06-14 00:19:11	6.3	Inter
2019-05-20 11:18:32	5.5	Intra
2019-05-08 13:47:18	5.7	Inter
2019-04-26 06:22:35	5.6	Intra
2019-04-18 04:06:33	5.6	Intra
2019-03-07 15:34:30	5.7	Intra
2019-03-02 20:21:53	5.5	Inter
2019-01-30 07:44:43	5.5	Intra
2019-01-20 01:32:50	6.7	Intra
2018-11-01 22:19:52	6.2	Intra
2018-09-14 11:20:03	5.5	Intra
Continua en la página siguiente		

Tabla A2 – continua de la página previa

Fecha	Magnitud [Mw]	Clasificación
2018-09-07 02:39:17	5.8	Intra
2018-06-21 16:08:02	5.8	Intra
2018-04-10 10:19:33	6.2	Intra
2018-04-05 11:12:10	5.6	Inter
2018-02-08 21:19:24	5.6	Inter
2018-01-28 23:53:15	5.5	Intra
2018-01-21 01:06:40	6.3	Intra
2018-01-14 09:18:44	7.1	Inter
2017-10-10 06:32:20	6.3	Intra
2017-10-05 08:11:37	5.5	Intra
2017-09-18 13:46:57	5.7	Inter
2017-08-12 12:54:13	5.7	Intra
2017-08-01 06:13:55	5.7	Intra
2017-07-18 02:05:22	6.5	Inter
2017-06-12 02:43:27	5.7	Inter
2017-05-29 14:57:54	5.8	Intra
2017-05-14 19:44:25	5.7	Intra
2017-04-28 16:05:57	6	Inter
2017-04-28 15:30:05	5.8	Inter
2017-04-24 21:38:28	6.9	Inter
2017-04-23 19:40:10	5.5	Inter
2017-04-23 02:36:06	5.9	Inter
2017-04-15 08:19:43	6.2	Intra
2017-01-11 21:58:18	5.7	Intra
2017-01-06 06:30:33	5.8	Intra
2017-01-03 21:19:08	5.5	Intra
2017-01-03 21:19:08	5.5	Intra
2016-12-25 14:22:23	7.6	Inter
2016-12-08 20:42:36	5.5	Intra
Continua en la página siguiente		

Tabla A2 – continua de la página previa

Fecha	Magnitud [Mw]	Clasificación
2016-11-13 14:01:04	5.7	Intra
2016-11-08 04:55:44	5.9	Inter
2016-11-04 16:20:45	6.4	Intra
2016-10-27 20:32:57	5.9	Inter
2016-09-09 00:03:44	5.5	Intra
2016-07-27 01:25:16	5.9	Outer-rise
2016-07-25 17:26:48	6.0	Intra
2016-07-19 05:18:41	5.8	Inter
2016-06-18 17:29:44	5.7	Intra
2016-06-05 05:51:09	5.7	Inter
2016-02-22 06:37:04	6.0	Inter
2016-02-16 10:46:29	5.6	Inter
2016-02-10 00:33:05	6.3	Inter
2016-01-08 01:12:00	5.7	Inter
2015-12-19 19:25:05	5.8	Inter
2015-12-08 12:56:07	5.6	Inter
2015-11-28 05:44:40	5.6	Inter
2015-11-27 21:00:23	6.1	Inter
2015-11-21 23:05:30	5.8	Inter
2015-11-11 02:46:21	6.8	Inter
2015-11-11 01:54:39	6.8	Inter
2015-11-08 08:13:35	5.6	Intra
2015-11-07 10:53:44	5.7	Inter
2015-11-07 07:31:43	6.7	Inter
2015-11-07 07:04:35	6.1	Inter
2015-11-01 15:16:14	5.8	Intra
2015-10-12 03:15:17	5.5	Inter
2015-10-05 16:33:26	5.8	Inter
2015-10-03 06:26:56	5.8	Inter
Continua en la página siguiente		

Tabla A2 – continua de la página previa

Fecha	Magnitud [Mw]	Clasificación
2015-10-03 06:03:45	5.7	Inter
2015-09-26 02:51:17	6.2	Inter
2015-09-22 07:13:00	6	Inter
2015-09-21 19:56:08	5.6	Inter
2015-09-21 18:36:52	5.5	Inter
2015-09-21 17:40:00	6.5	Inter
2015-09-21 05:39:34	6.1	Inter
2015-09-19 13:09:04	5.5	Inter
2015-09-19 12:52:22	6.2	Inter
2015-09-19 09:07:09	5.8	Inter
2015-09-19 05:06:48	6	Inter
2015-09-18 09:10:48	6.2	Inter
2015-09-18 08:18:18	5.5	Inter
2015-09-17 13:32:28	5.8	Inter
2015-09-17 12:14:41	5.7	Inter
2015-09-17 04:10:31	6.7	Inter
2015-09-17 03:55:17	6.5	Inter
2015-09-16 23:18:41	7	Inter
2015-09-16 22:54:32	8.2	Inter
2015-08-23 23:10:04	5.6	Inter
2015-08-12 00:14:41	5.5	Inter
2015-06-29 09:09:16	5.8	Inter
2015-06-20 02:10:08	6.4	Inter
2015-06-10 13:52:09	6.0	Intra
2015-05-26 10:32:01	5.6	Intra
2015-03-28 16:36:53	5.7	Intra
2015-03-23 04:51:37	6.4	Intra
2015-03-18 18:27:31	6.1	Inter
2015-02-02 10:49:47	6.3	Intra
Continua en la página siguiente		

Tabla A2 – continua de la página previa

Fecha	Magnitud [Mw]	Clasificación
2014-11-10 11:38:58	5.5	Intra
2014-08-25 14:31:38	5.5	Intra
2014-08-23 22:32:23	6.4	Inter
2014-08-23 04:45:32	5.5	Intra
2014-07-23 21:39:07	5.6	Intra
2014-07-13 20:54:14	5.5	Inter
2014-06-20 20:22:30	5.8	Inter
2014-06-20 19:53:32	5.5	Inter
2014-06-19 19:54:05	5.7	Inter
2014-06-19 09:38:36	5.8	Inter
2014-05-30 15:32:27	5.6	Intra
2014-05-17 09:11:08	5.5	Inter
2014-05-16 17:08:31	5.5	Intra
2014-04-19 20:54:44	5.8	Inter
2014-04-11 00:01:44	6.2	Inter
2014-04-07 13:43:21	5.6	Crustal
2014-04-05 02:22:35	5.5	Inter
2014-04-04 09:52:08	5.5	Intra
2014-04-04 01:37:53	6.2	Inter
2014-04-03 05:26:13	6.3	Inter
2014-04-03 02:43:18	7.6	Inter
2014-04-03 01:58:30	6.5	Inter
2014-04-02 04:46:20	5.5	Inter
2014-04-01 23:57:58	6.8	Inter
2014-04-01 23:46:48	8.1	Inter
2014-03-31 12:53:06	5.5	Intra
2014-03-27 23:50:52	5.6	Crustal
2014-03-24 15:45:31	5.7	Inter
2014-03-24 11:40:45	5.5	Inter
Continua en la página siguiente		

Tabla A2 – continua de la página previa

Fecha	Magnitud [Mw]	Clasificación
2014-03-24 11:26:39	5.7	Inter
2014-03-23 18:20:02	6.3	Inter
2014-03-22 13:30:01	5.5	Inter
2014-03-22 13:00:00	6.2	Inter
2014-03-18 21:26:47	5.8	
2014-03-17 05:11:36	6.3	Inter
2014-03-16 21:16:31	6.7	Crustal
2014-03-04 10:51:17	5.8	Inter
2014-02-12 11:43:10	5.6	Intra
2014-01-29 10:01:52	5.6	Intra
2014-01-08 04:22:10	5.6	Inter
2014-01-04 00:11:49	5.7	Inter
2013-12-17 12:30:00	5.5	Intra
2013-10-31 23:04:02	6.5	Inter
2013-10-30 02:51:52	6.2	Inter
2013-10-30 02:29:14	5.8	Inter
2013-09-29 23:23:17	5.5	Inter
2013-09-25 16:42:41	7.1	Inter
2013-08-23 08:34:05	5.8	Intra
2013-07-17 02:37:44	6.0	Crustal
2013-07-10 14:32:14	5.5	Intra
2013-01-30 20:15:45	6.8	Inter
2012-12-27 00:37:08	5.7	Inter
2012-11-21 21:36:24	5.9	Inter
2012-11-14 19:02:06	6.1	Intra
2012-11-13 04:31:27	6.0	Outer-rise
2012-10-11 17:22:10	5.5	Intra
2012-10-08 01:50:26	5.8	Intra
2012-07-11 20:52:37	5.5	Inter
Continua en la página siguiente		

Tabla A2 – continua de la página previa

Fecha	Magnitud [Mw]	Clasificación
2012-06-07 16:03:16	6.1	Intra
2012-06-07 04:05:04	6.0	Crustal
2012-05-19 08:35:18	5.9	Inter
2012-05-14 10:00:38	6.2	Intra
2012-04-30 07:39:45	5.6	Intra
2012-04-17 03:50:14	6.7	Inter
2012-03-25 22:37:04	7.1	Inter
2012-02-11 02:58:21	5.6	Inter
2012-01-23 16:04:54	6.1	Inter
2012-01-17 23:21:34	5.6	Inter
2011-12-16 12:54:25	5.7	Outer-rise
2011-12-07 22:23:09	6	Inter
2011-11-05 07:13:59	5.7	Intra
2011-10-30 18:53:44	5.8	Inter
2011-09-14 07:03:54	5.8	Inter
2011-09-03 16:20:54	5.7	Inter
2011-07-28 19:50:19	5.5	Inter
2011-07-16 00:26:13	5.9	Inter
2011-06-29 05:36:53	5.5	Inter
2011-06-20 16:35:59	6.5	Intra
2011-06-08 03:06:23	5.8	Intra
2011-06-01 12:55:23	6.4	Inter
2011-04-02 10:59:38	5.7	Intra
2011-03-06 12:31:58	6.3	Intra
2011-02-28 01:29:26	5.8	Inter
2011-02-14 03:40:10	6.6	Inter
2011-02-13 13:44:36	5.6	Inter
2011-02-13 08:51:34	5.9	Inter
2011-02-13 10:35:06	6.1	Inter
Continua en la página siguiente		

Tabla A2 – continua de la página previa

Fecha	Magnitud [Mw]	Clasificación
2011-02-12 01:17:03	6	Inter
2011-02-11 23:39:22	5.9	Inter
2011-02-11 20:05:31	6.9	Inter
2011-02-08 13:03:27	5.5	Intra
2011-02-05 16:11:38	5.7	Inter

Apéndice B: GMPE

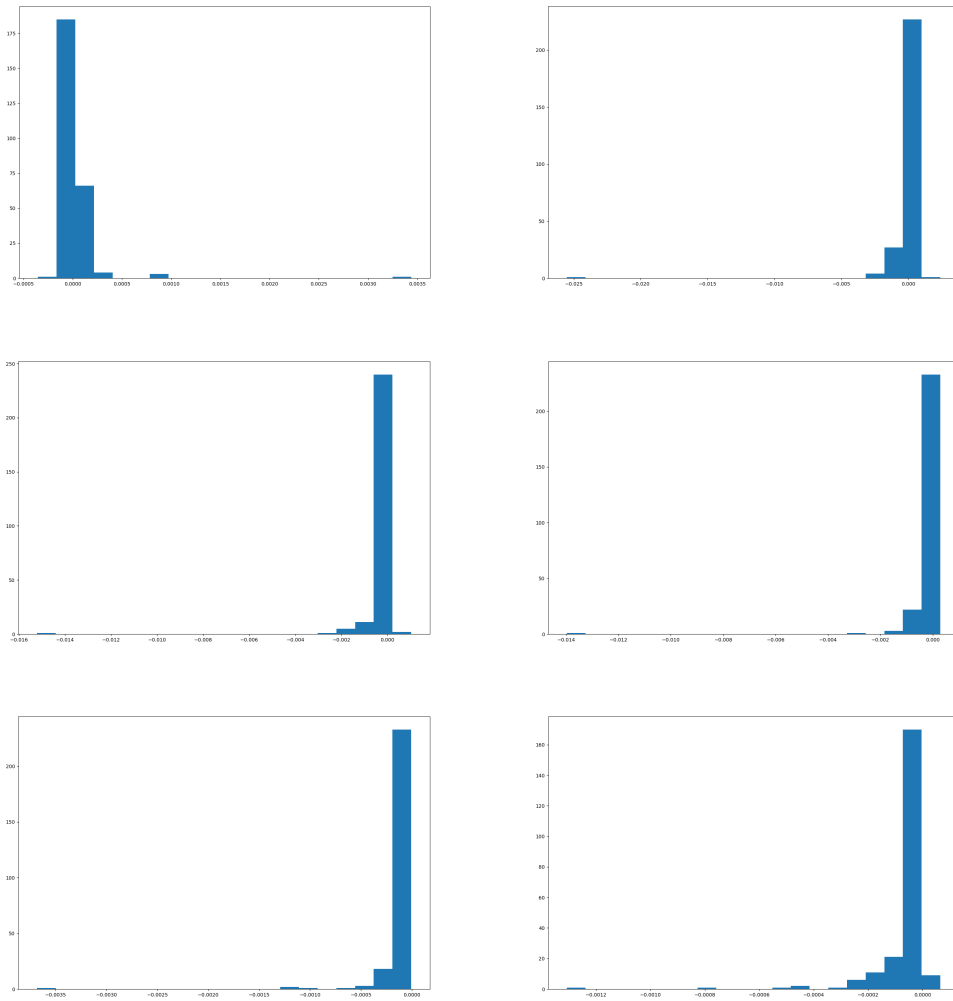


Figura B1. Comparación procesamiento datos en común con Bastías & Montalva (2016), error absoluto en m/s^2

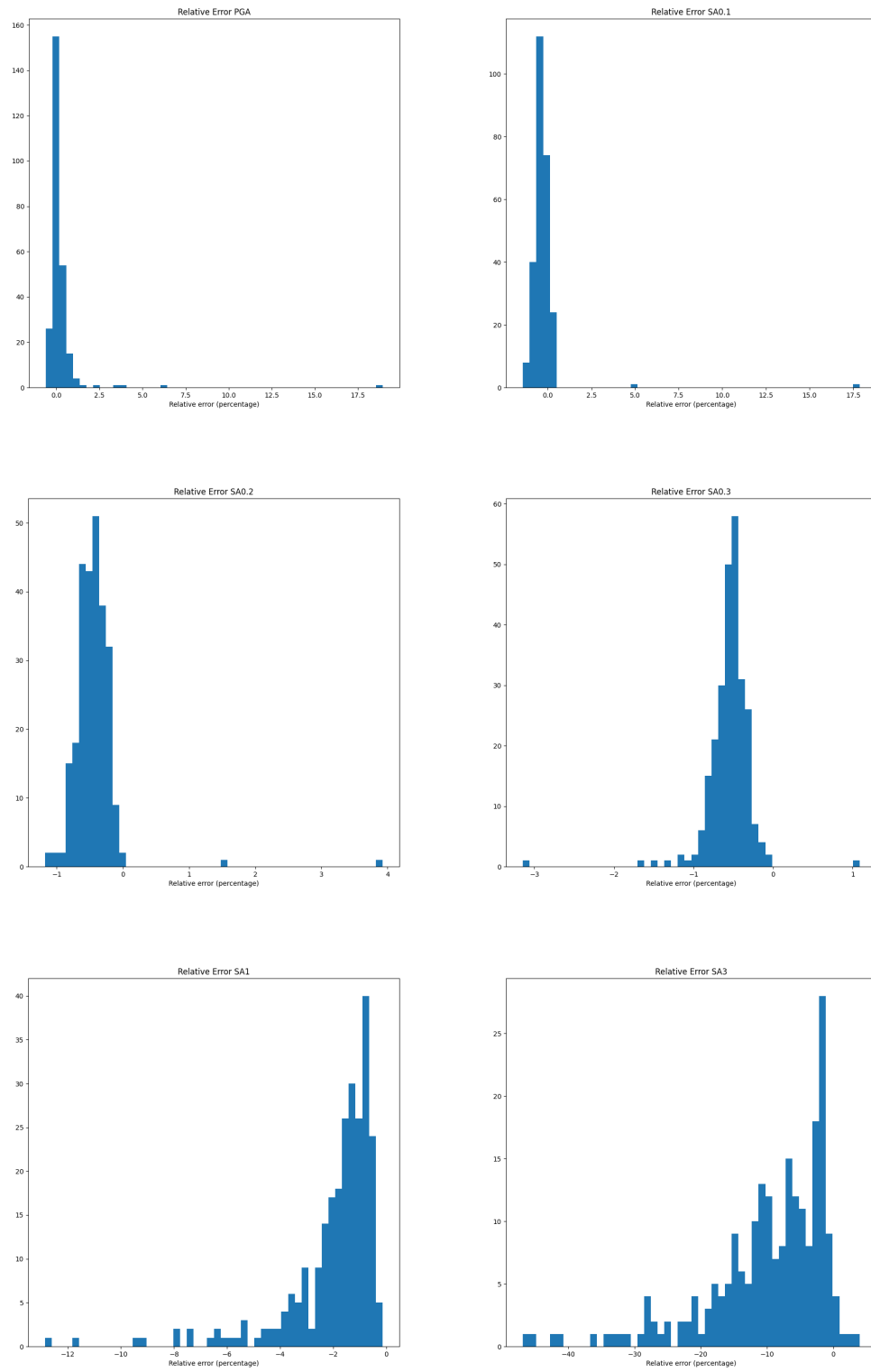


Figura B2. Comparación procesamiento datos en común con Bastías & Montalva (2016), error relativo en m/s²

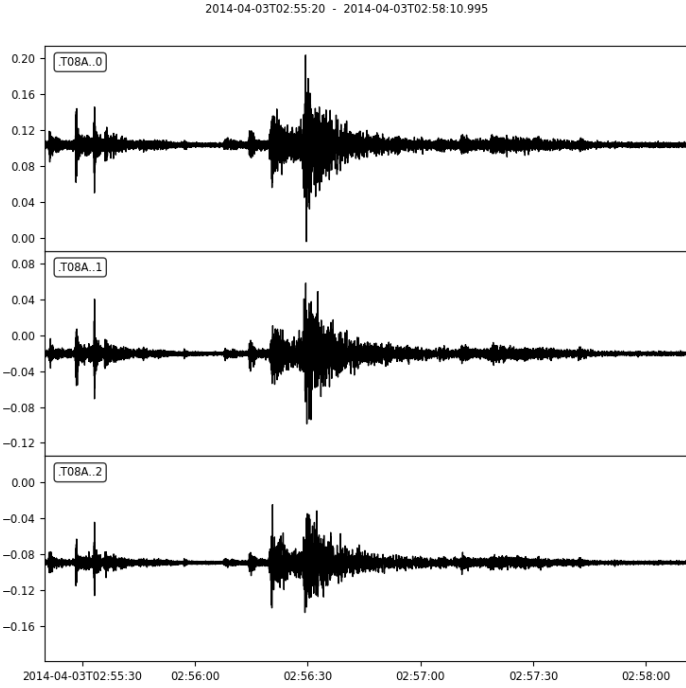


Figura B3. Dato anómalo.

B.1 Residuales Interplaca

Abrahamson & Gulurce (2020)

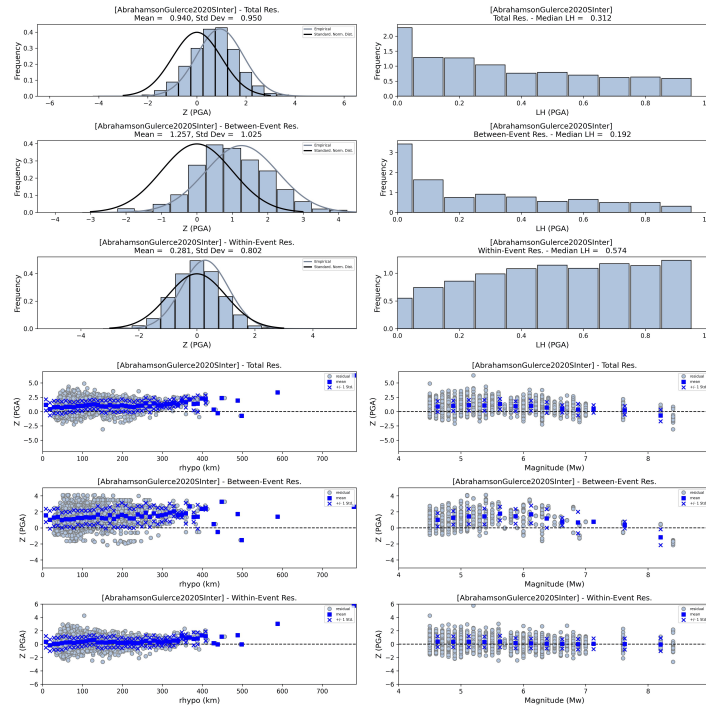


Figura B4. Residuales para sismos interplaca para la ley de Abrahamson & Gulurce (2020) para período muy bajos

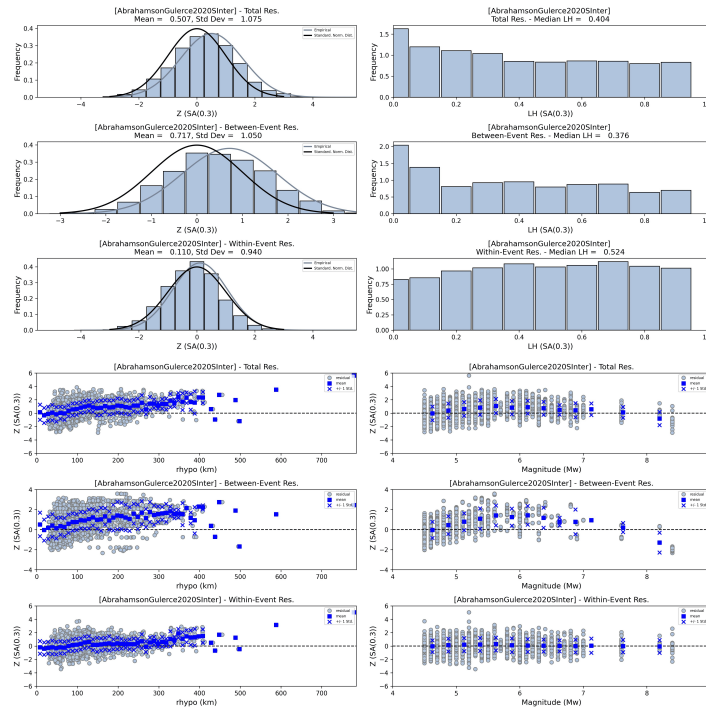


Figura B5. Residuales para sismos interplaca para la ley de Abrahamson & Gulerce (2020) para período espectral de 0.3 segundos

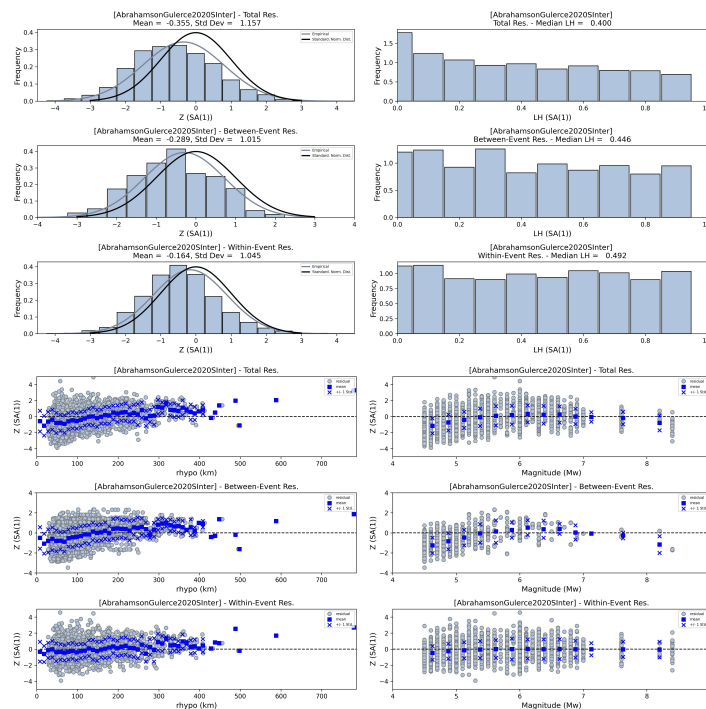


Figura B6. Residuales para sismos interplaca para la ley de Abrahamson & Gulerce (2020) para período espectral de 1 segundo

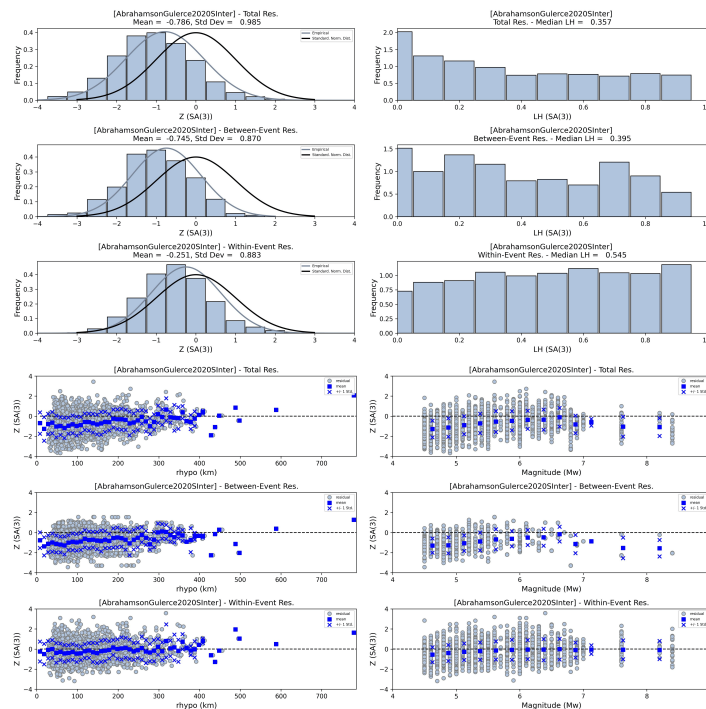


Figura B7. Residuales para sismos interplaca para la ley de **Abrahamson & Gulerce (2020)** para período espectral de 3 segundos

Arteta et al. (2021)

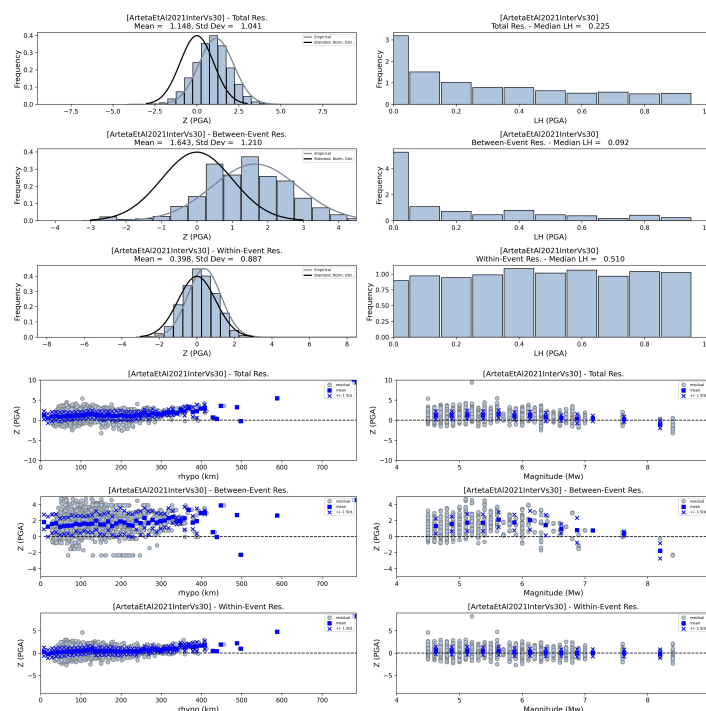


Figura B8. Residuales para sismos interplaca para la ley de **Arteta et al. (2021)** para período muy bajos

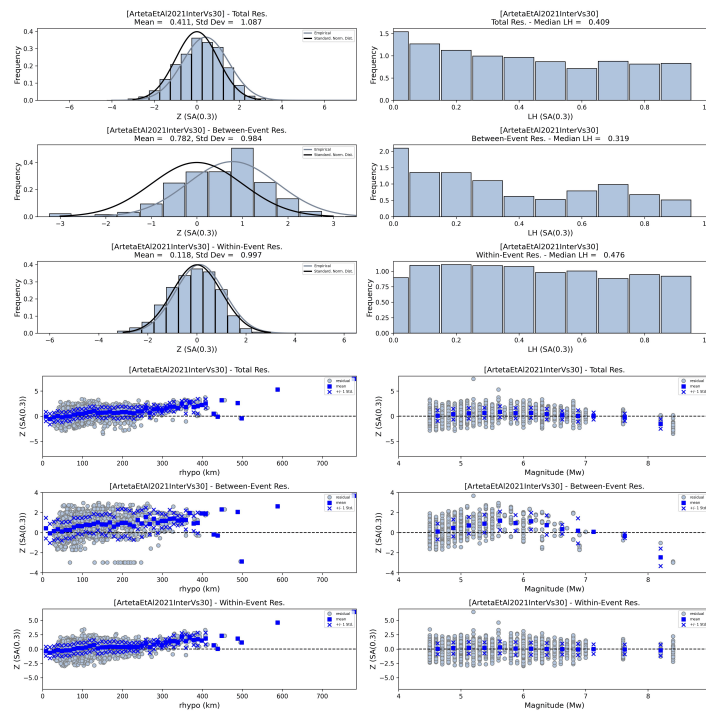


Figura B9. Residuales para sismos interplaca para la ley de Arteta et al. (2021) para período espectral de 0.3 segundos

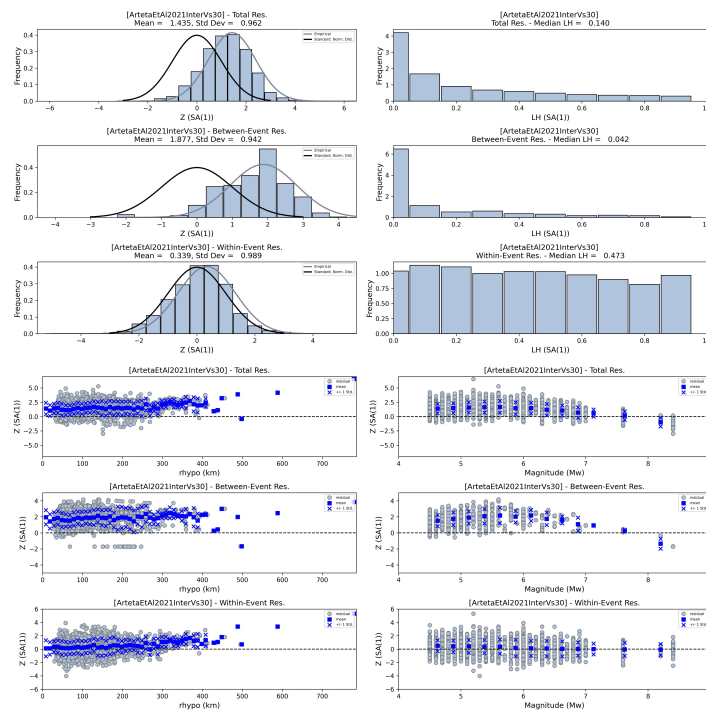


Figura B10. Residuales para sismos interplaca para la ley de Arteta et al. (2021) para período espectral de 1 segundo

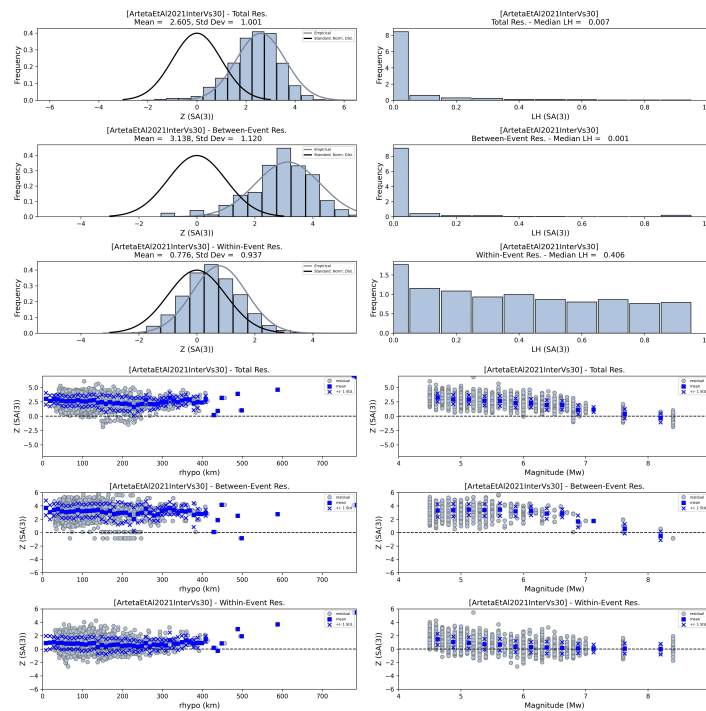


Figura B11. Residuales para sismos interplaca para la ley de Arteta et al. (2021) para período espectral de 3 segundos

Kuehn et al. (2020)

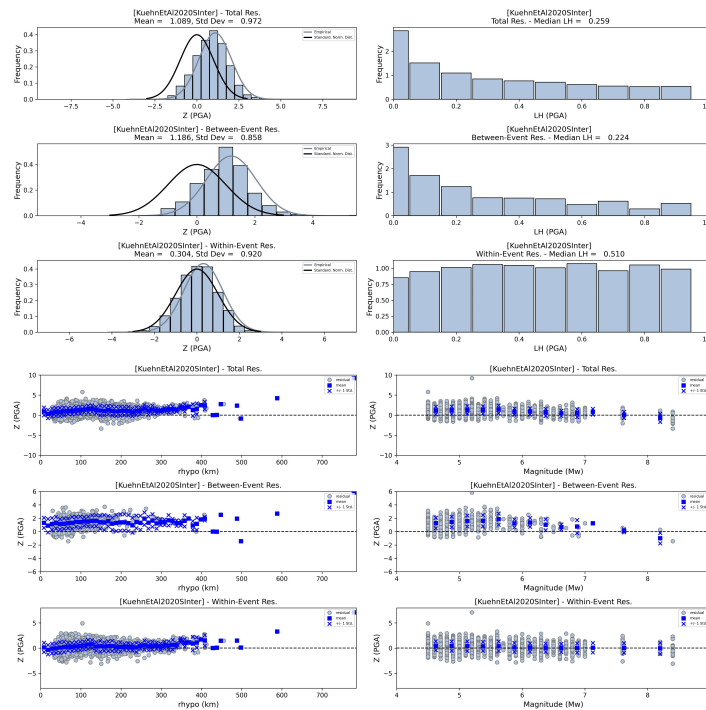


Figura B12. Residuales para sismos interplaca para la ley de Kuehn et al. (2020) para período muy bajos

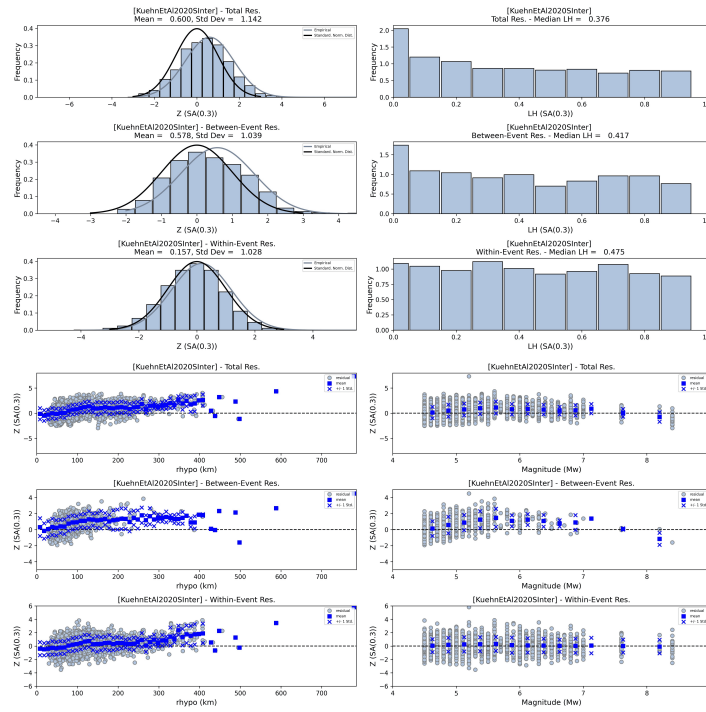


Figura B13. Residuales para sismos interplaca para la ley de Kuehn et al. (2020) para período espectral de 0.3 segundos

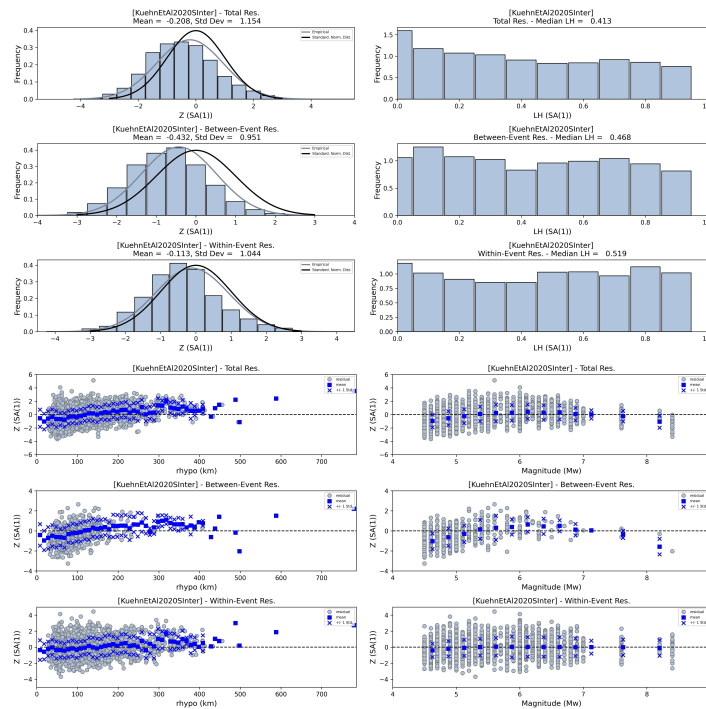


Figura B14. Residuales para sismos interplaca para la ley de Kuehn et al. (2020) para período espectral de 1 segundo

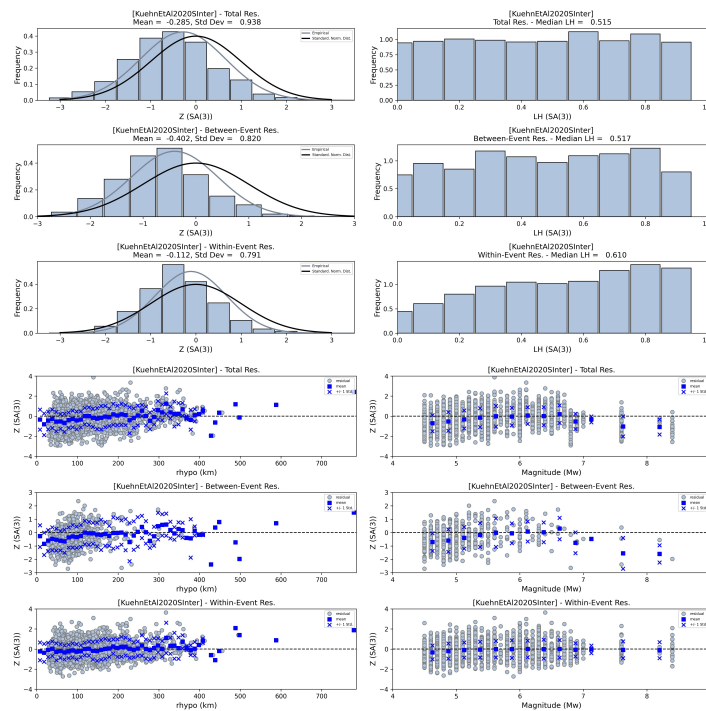


Figura B15. Residuales para sismos interplaca para la ley de Kuehn et al. (2020) para período espectral de 3 segundos

Montalva et al. (2017)

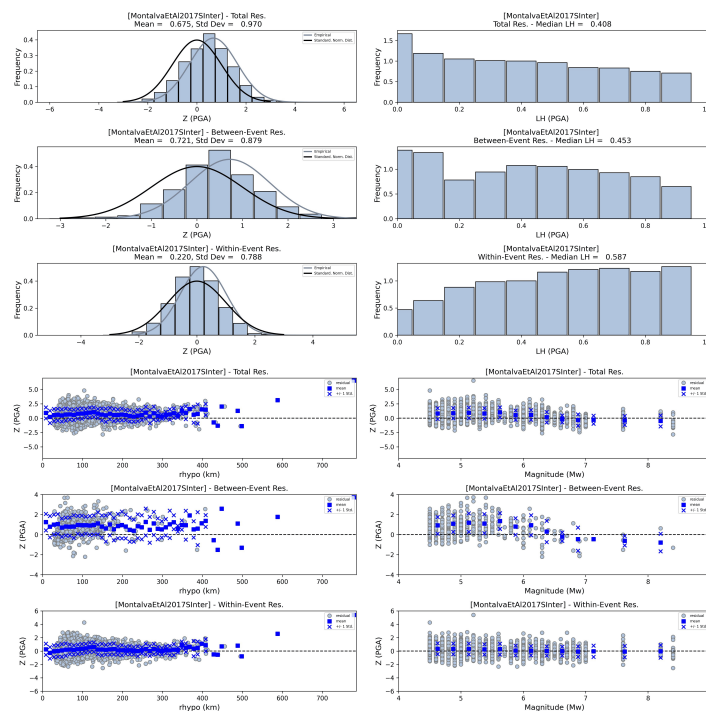


Figura B16. Residuales para sismos interplaca para la ley de Montalva et al. (2017) para período muy bajos

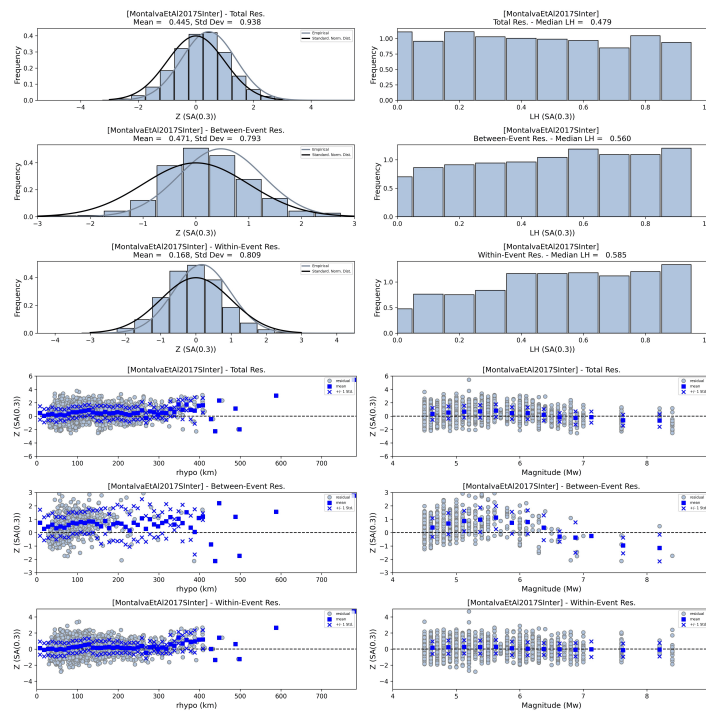


Figura B17. Residuales para sismos interplaca para la ley de Montalva et al. (2017) para período espectral de 0.3 segundos

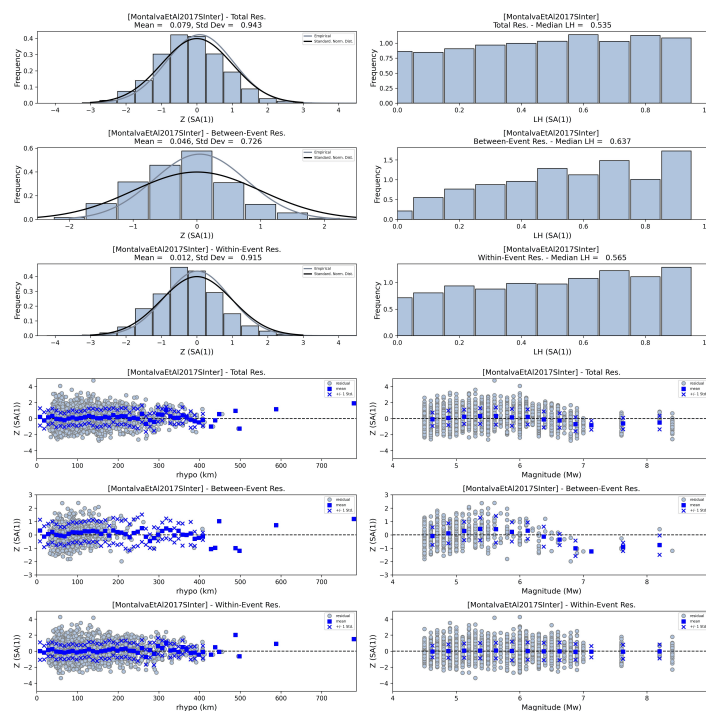


Figura B18. Residuales para sismos interplaca para la ley de Montalva et al. (2017) para período espectral de 1 segundo

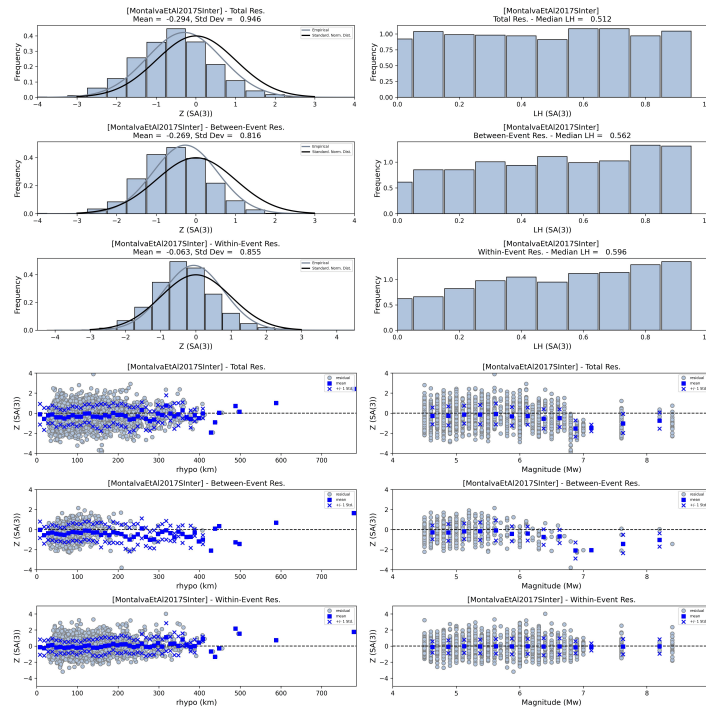


Figura B19. Residuales para sismos interplaca para la ley de Montalva et al. (2017) para período espectral de 3 segundos

Parker et al. (2020)

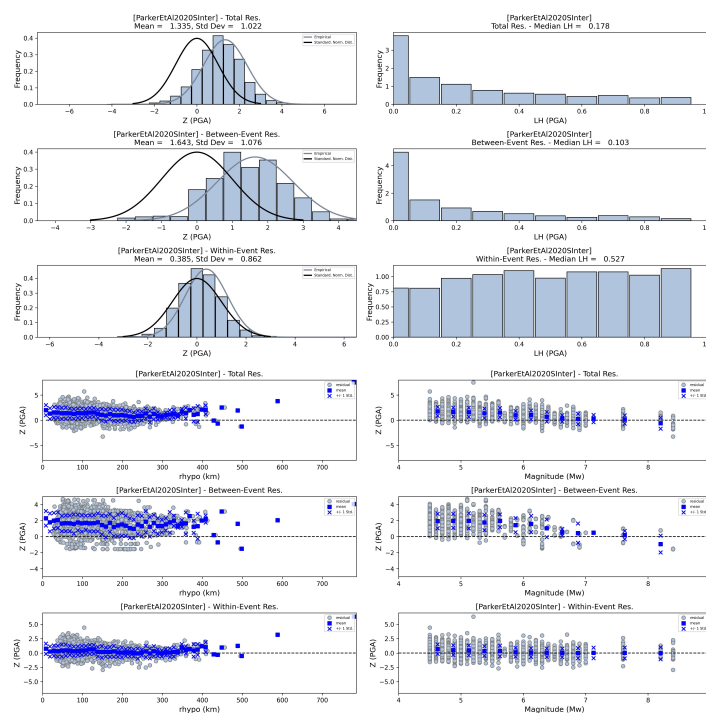


Figura B20. Residuales para sismos interplaca para la ley de Parker et al. (2020) para período muy bajos

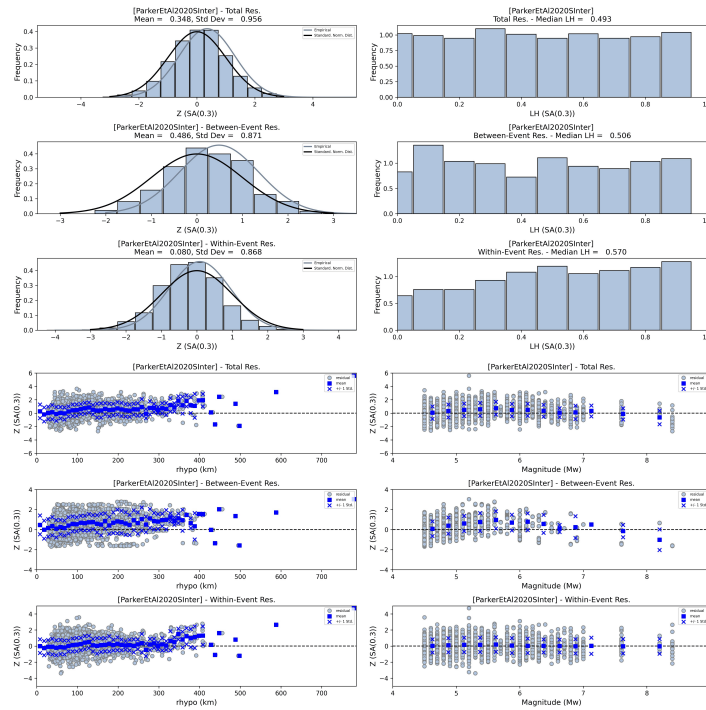


Figura B21. Residuales para sismos interplaca para la ley de Parker et al. (2020) para período espectral de 0.3 segundos

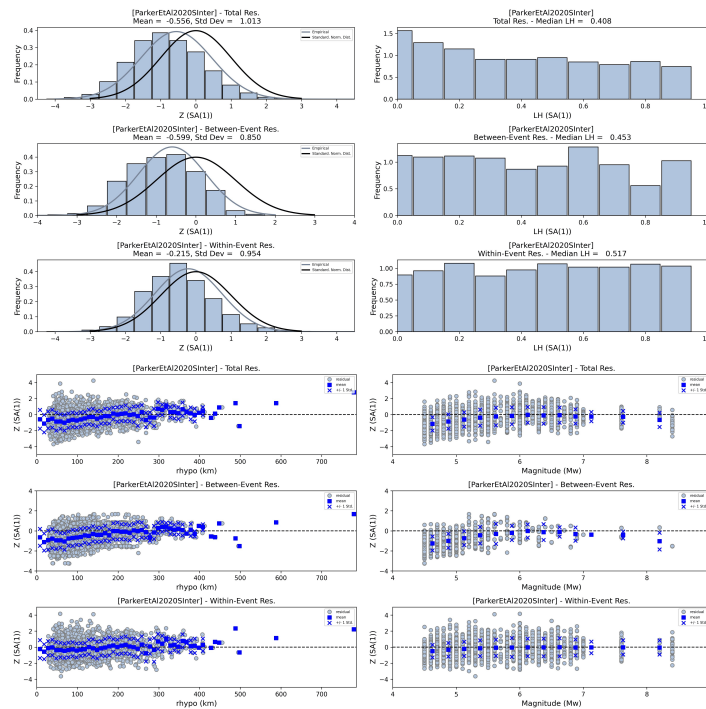


Figura B22. Residuales para sismos interplaca para la ley de Parker et al. (2020) para período espectral de 1 segundo

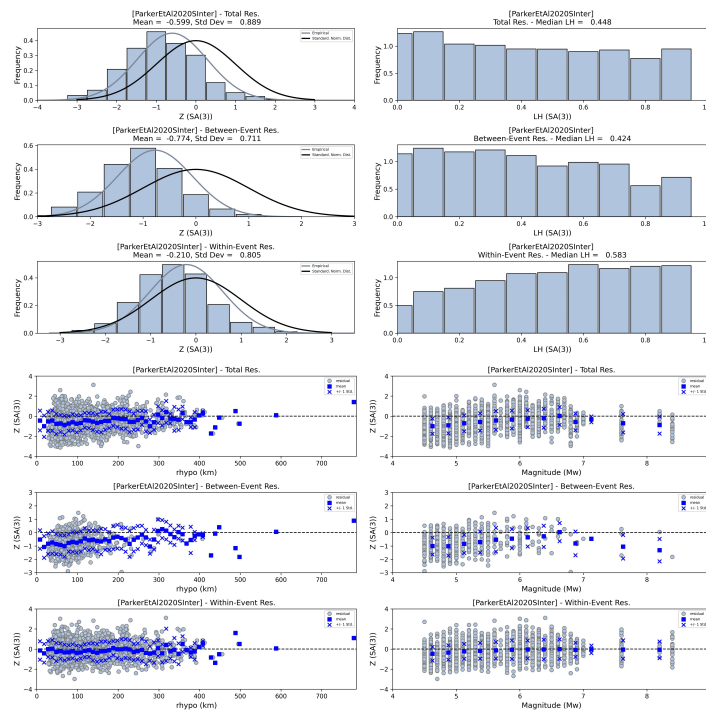


Figura B23. Residuales para sismos interplaca para la ley de [Parker et al. \(2020\)](#) para período espectral de 3 segundos

[Si et al. \(2020\)](#)

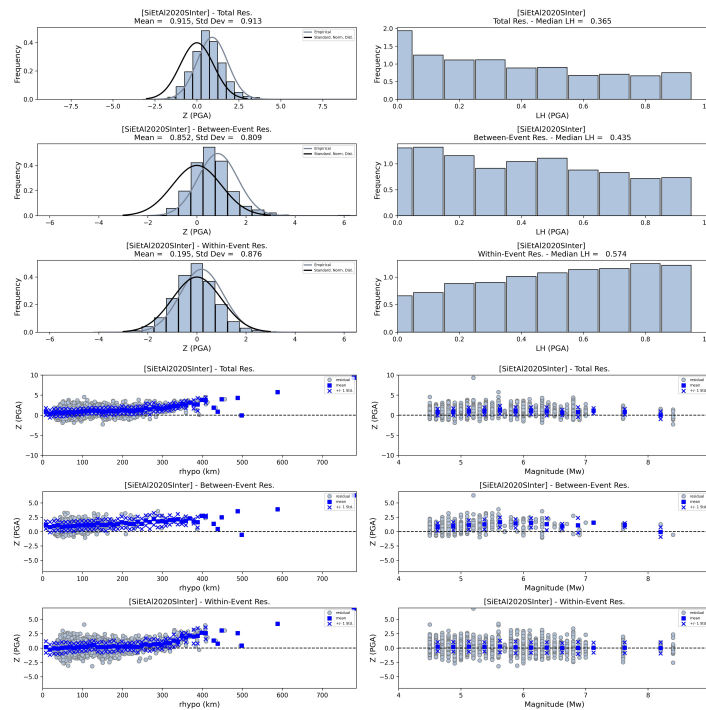


Figura B24. Residuales para sismos interplaca para la ley de [Si et al. \(2020\)](#) para período muy bajos

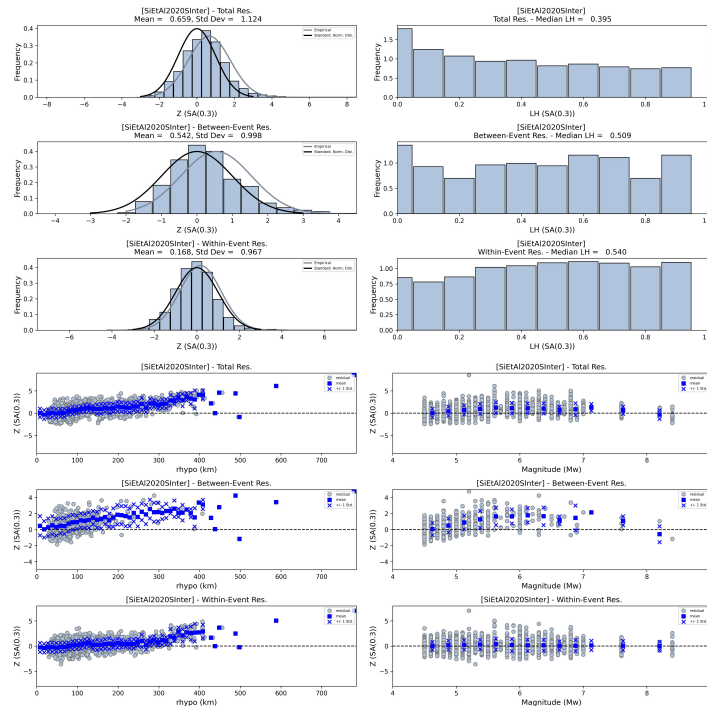


Figura B25. Residuales para sismos interplaca para la ley de Si et al. (2020) para período espectral de 0.3 segundos

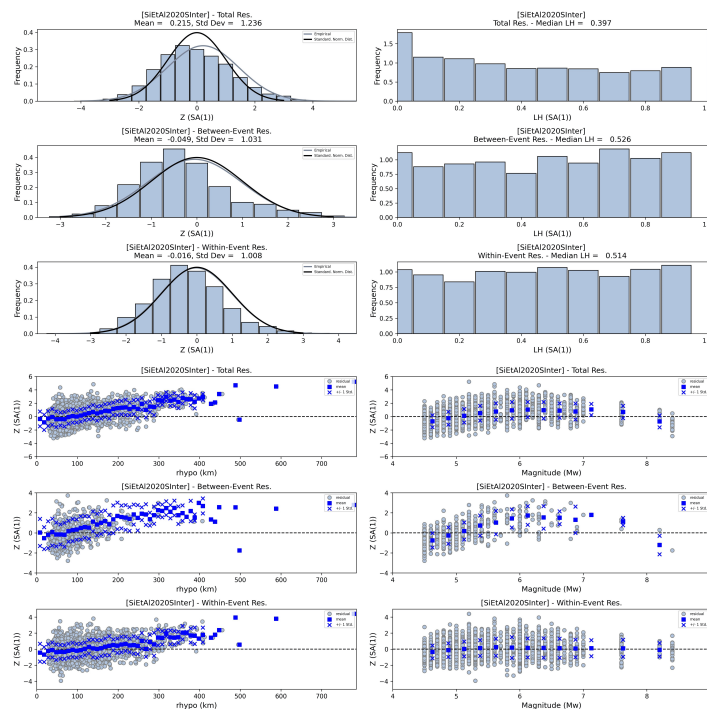


Figura B26. Residuales para sismos interplaca para la ley de Si et al. (2020) para período espectral de 1 segundo

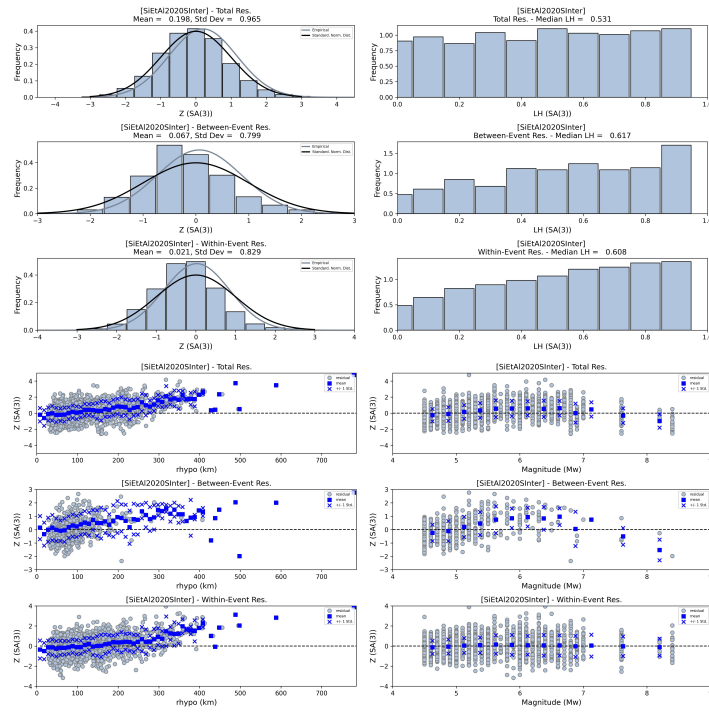


Figura B27. Residuales para sismos interplaca para la ley de Si et al. (2020) para período espectral de 3 segundos

B.2 Residuales Intraplaca

Arteta et al. (2021)

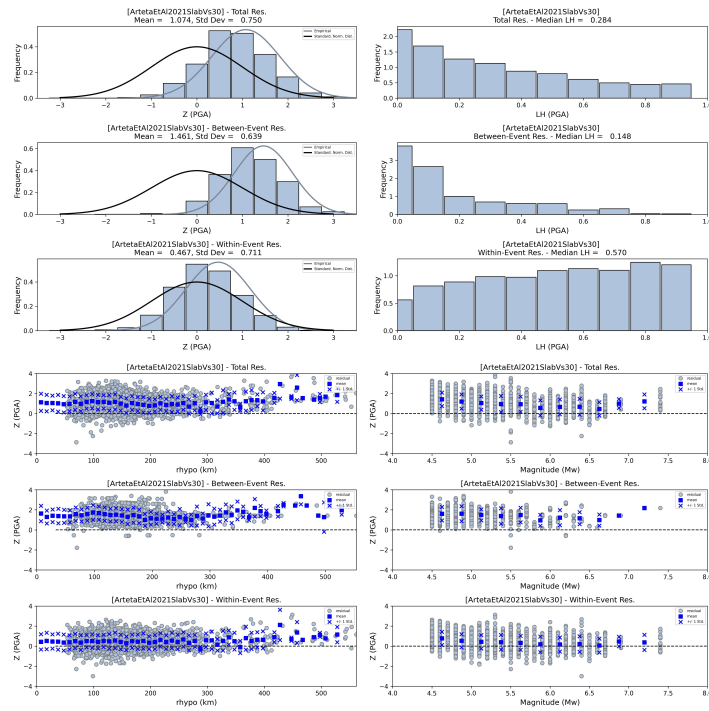


Figura B28. Residuales para sismos intraplaca para la ley de *Arteta et al. (2021)* para período muy bajos

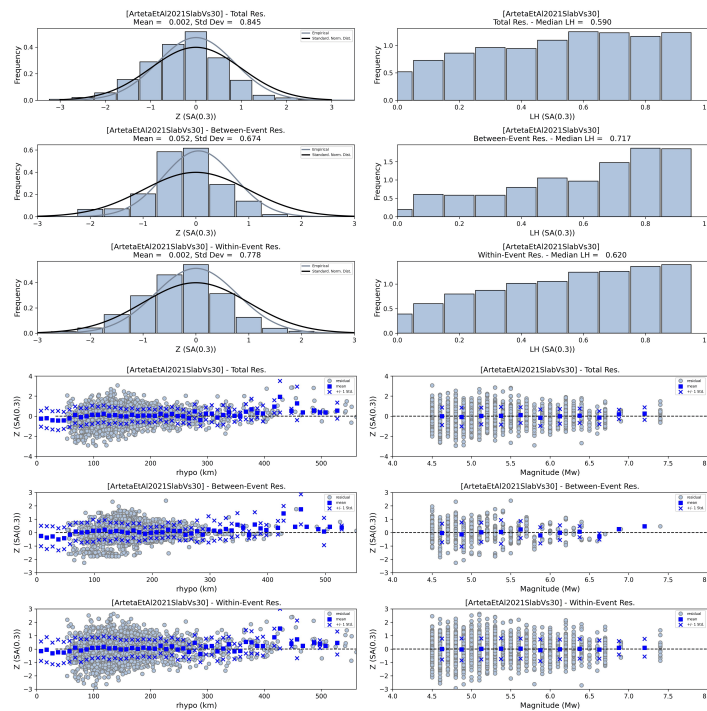


Figura B29. Residuales para sismos intraplaca para la ley de Arteta et al. (2021) para período espectral de 0.3 segundos

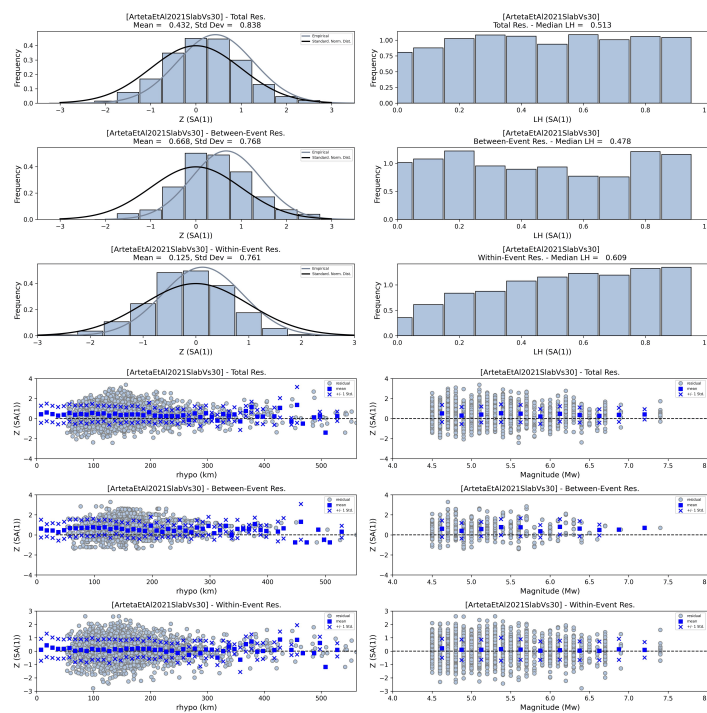


Figura B30. Residuales para sismos intraplaca para la ley de Arteta et al. (2021) para período espectral de 1 segundo

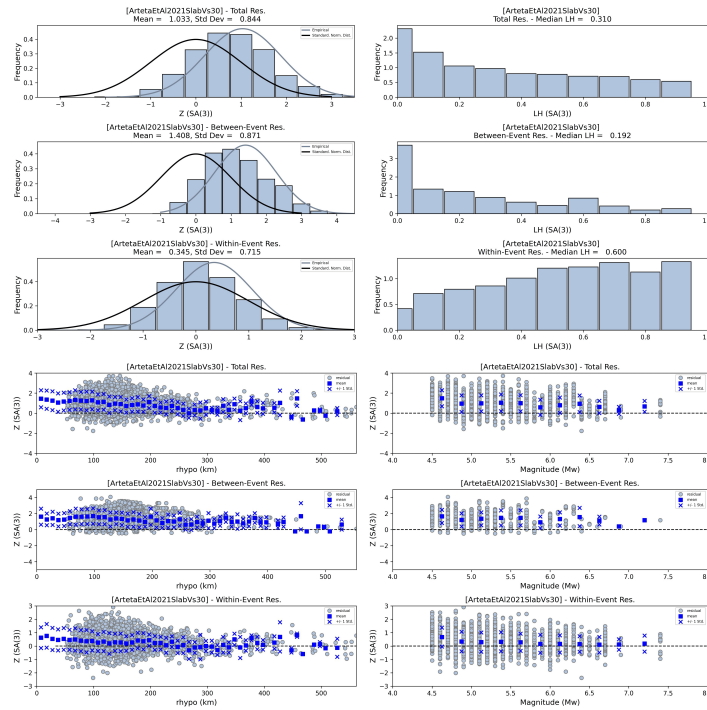


Figura B31. Residuales para sismos intraplaca para la ley de Arteta et al. (2021) para período espectral de 3 segundos

Idini et al. (2017)

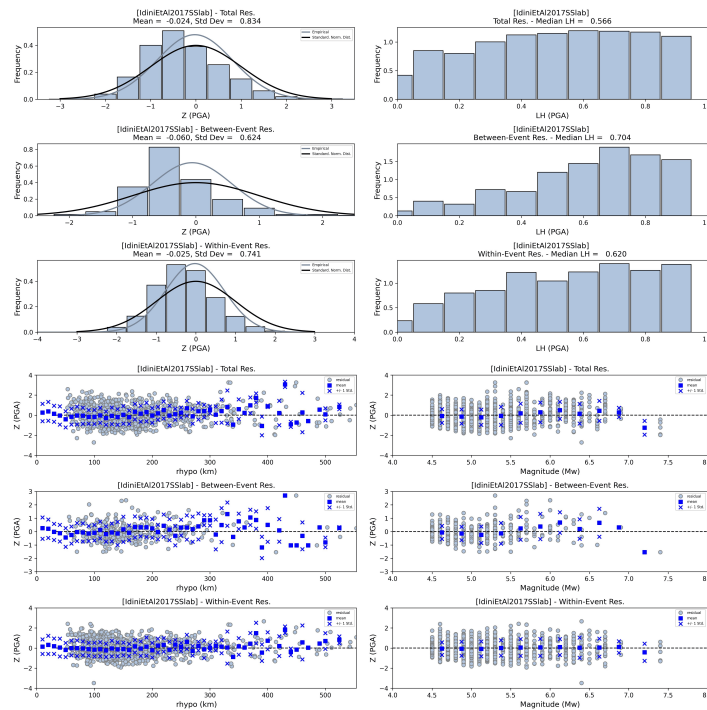


Figura B32. Residuales para sismos intraplaca para la ley de Idini et al. (2017) para período muy bajos

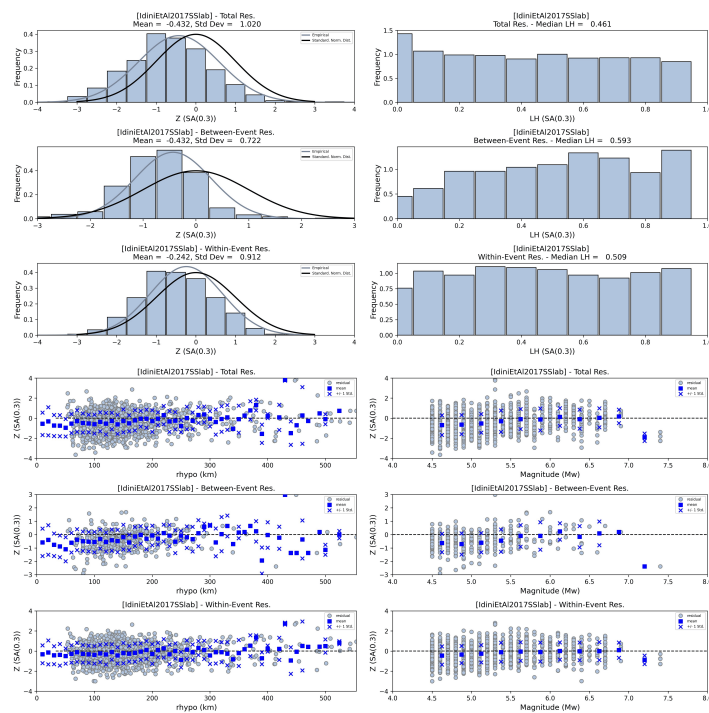


Figura B33. Residuales para sismos intraplaca para la ley de Idini et al. (2017) para período espectral de 0.3 segundos

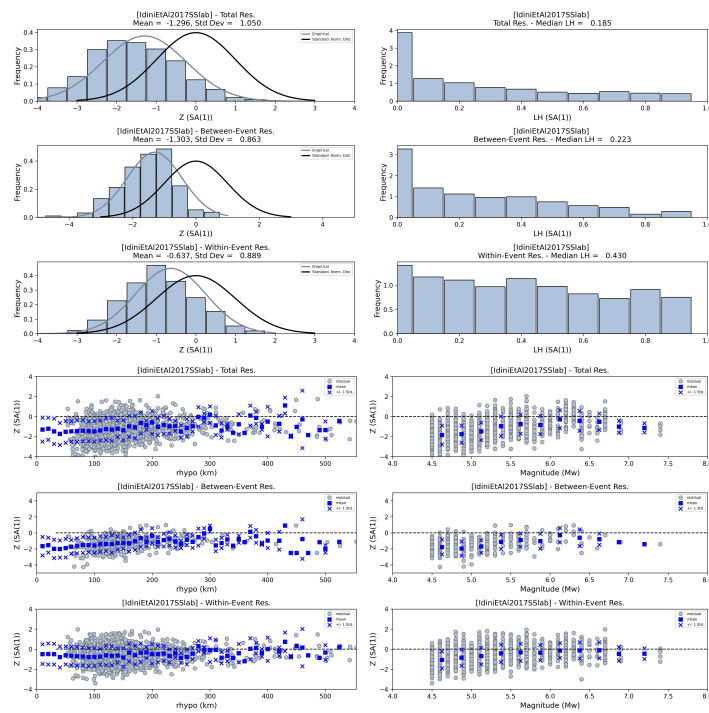


Figura B34. Residuales para sismos intraplaca para la ley de Idini et al. (2017) para período espectral de 1 segundo

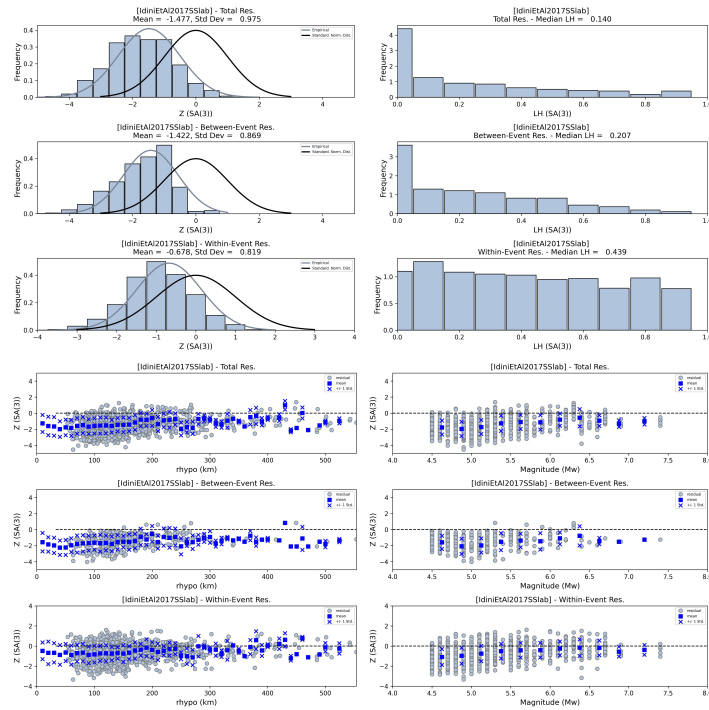


Figura B35. Residuales para sismos intraplaca para la ley de Idini et al. (2017) para período espectral de 3 segundos

Kuehn et al. (2020)

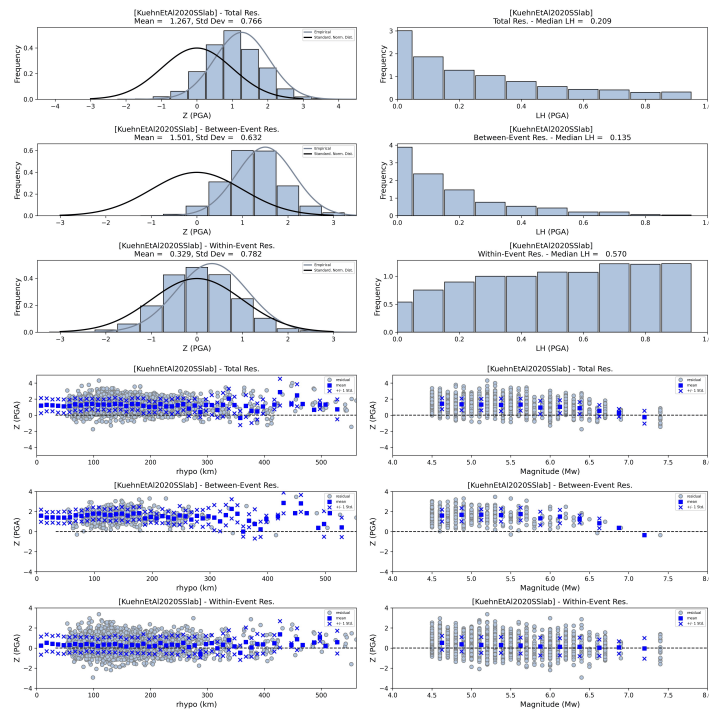


Figura B36. Residuales para sismos intraplaca para la ley de Kuehn et al. (2020) para período muy bajos

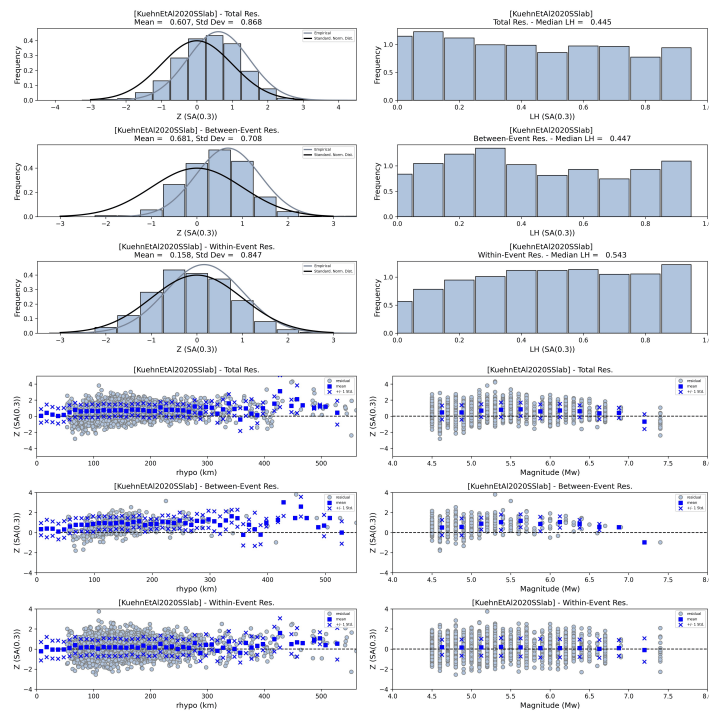


Figura B37. Residuales para sismos intraplaca para la ley de Kuehn et al. (2020) para período espectral de 0.3 segundos

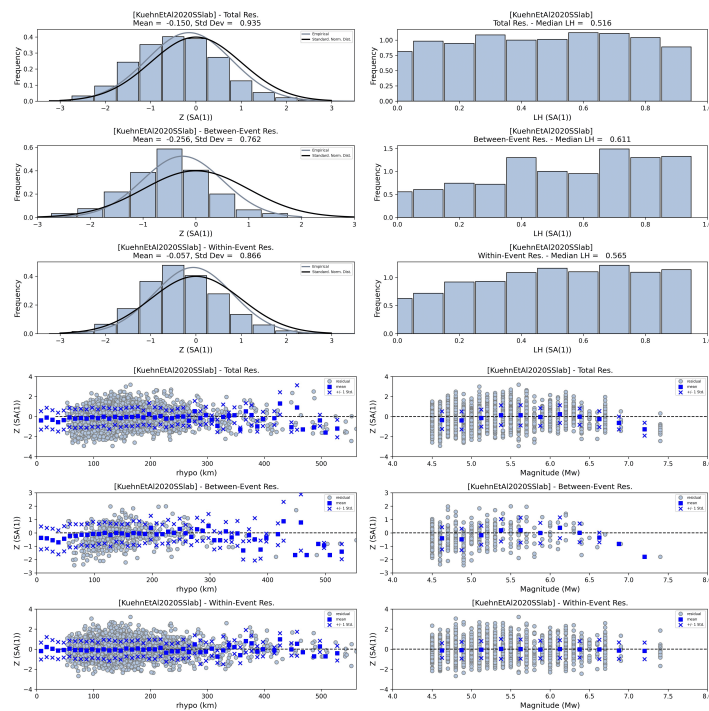


Figura B38. Residuales para sismos intraplaca para la ley de Kuehn et al. (2020) para período espectral de 1 segundo

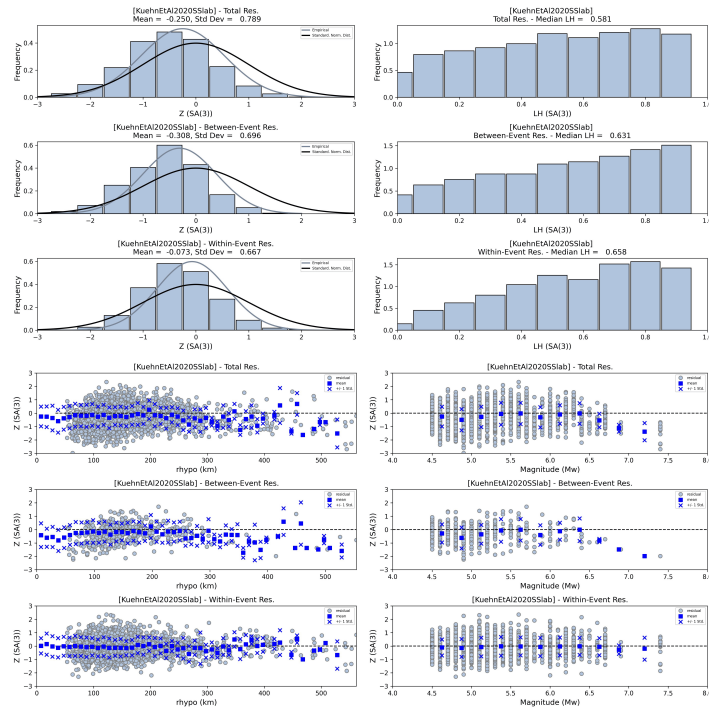


Figura B39. Residuales para sismos intraplaca para la ley de Kuehn et al. (2020) para período espectral de 3 segundos

Parker et al. (2020)

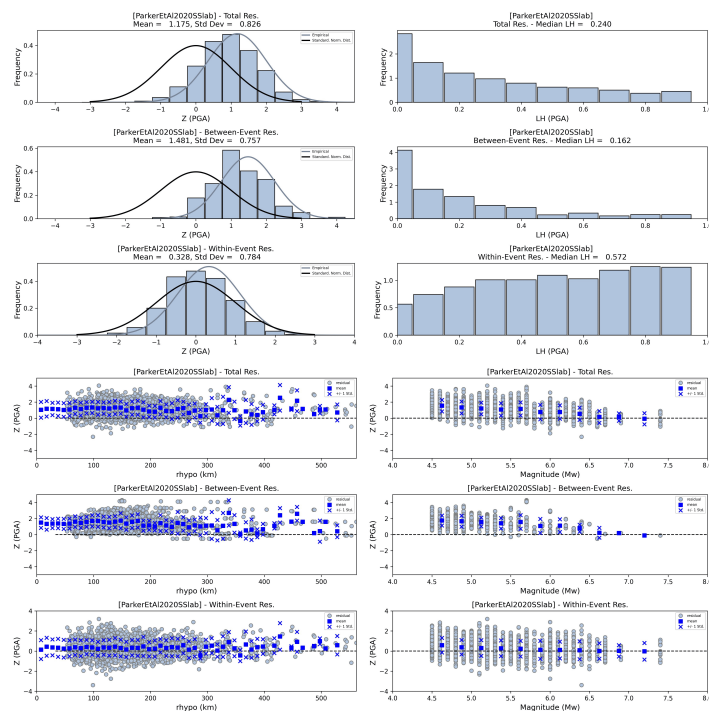


Figura B40. Residuales para sismos intraplaca para la ley de Parker et al. (2020) para período muy bajos

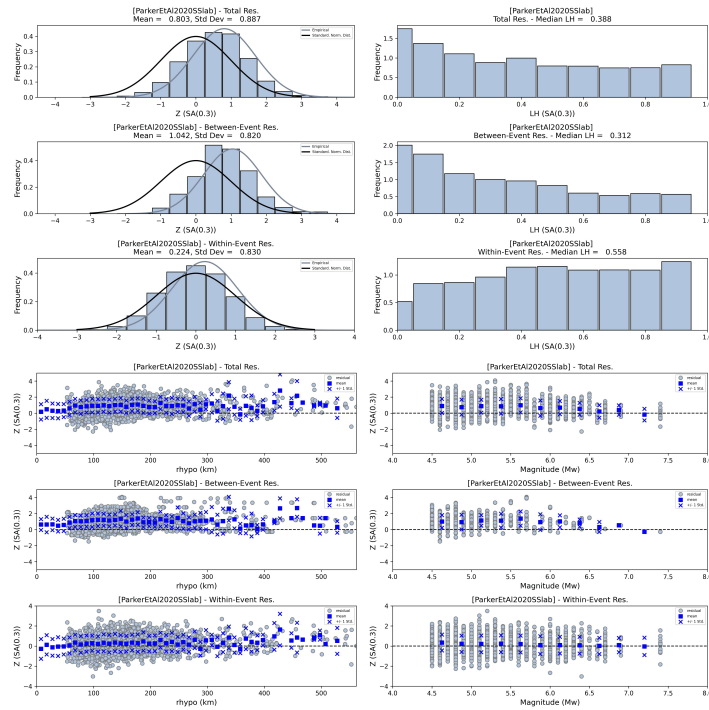


Figura B41. Residuales para sismos intraplaca para la ley de [Parker et al. \(2020\)](#) para período espectral de 0.3 segundos

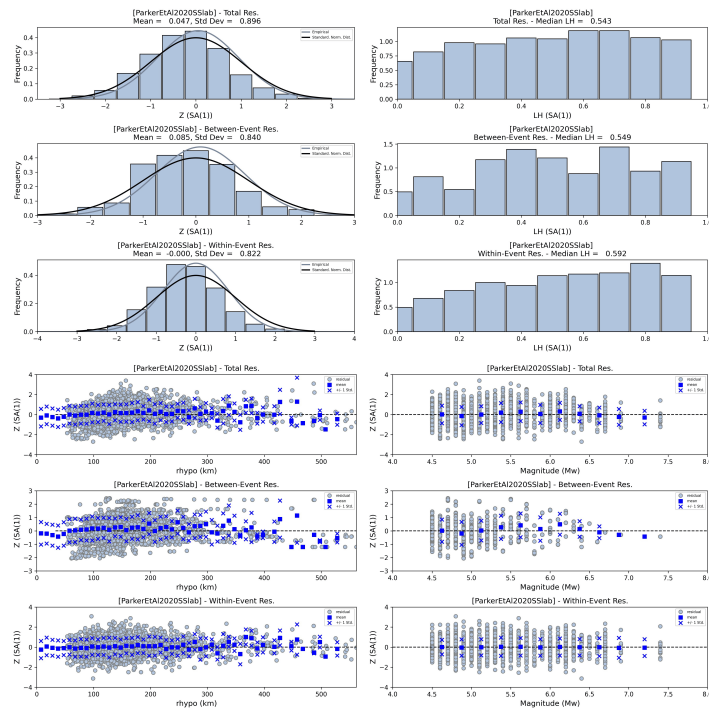


Figura B42. Residuales para sismos intraplaca para la ley de [Parker et al. \(2020\)](#) para período espectral de 1 segundo

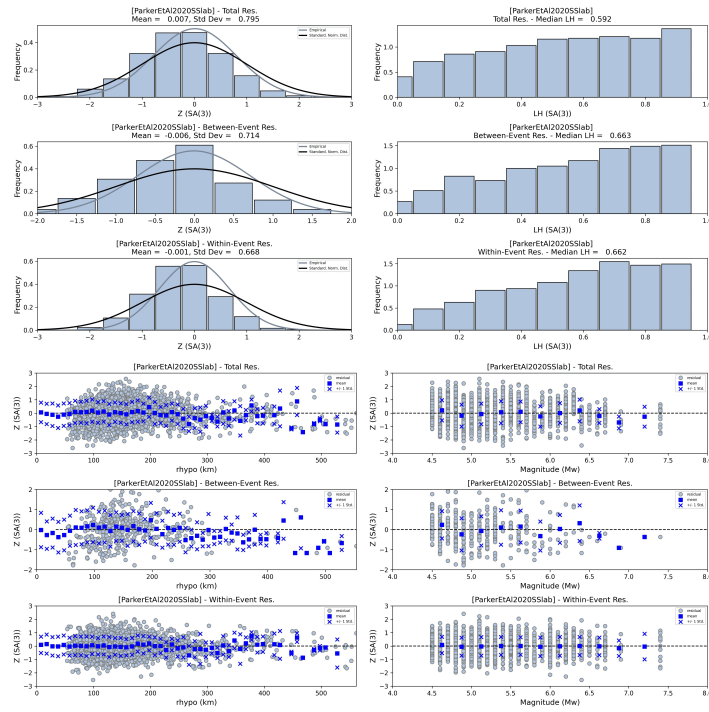


Figura B43. Residuales para sismos intraplaca para la ley de Parker et al. (2020) para período espectral de 3 segundos

B.3 Residuales Cortical

Abrahamson *et al.* (2014)

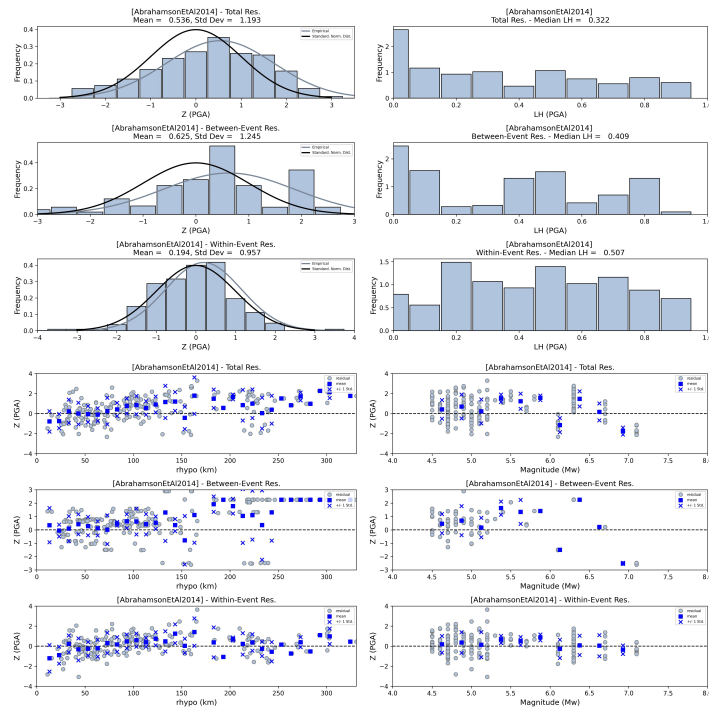


Figura B44. Residuales para sismos corticales para la ley de Abrahamson *et al.* (2014) para período muy bajos

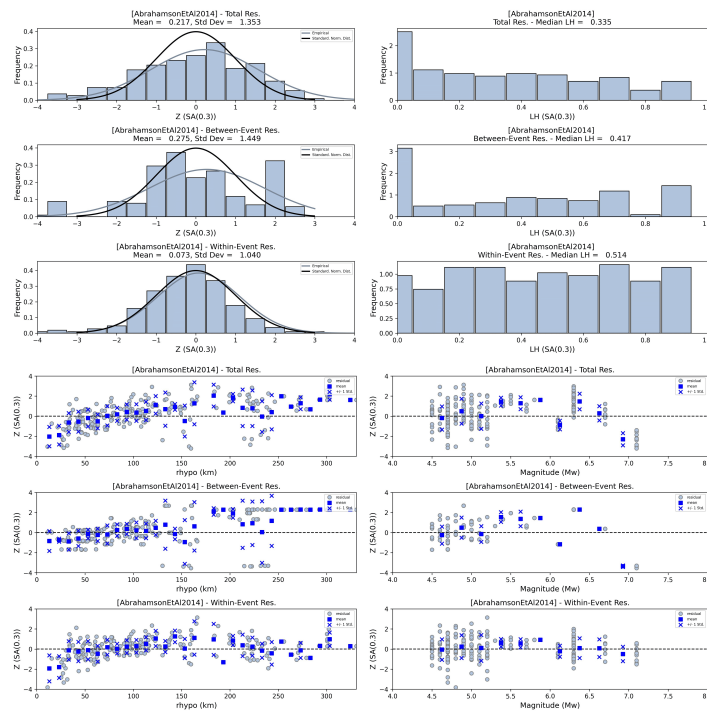


Figura B45. Residuales para sismos corticales para la ley de Abrahamson et al. (2014) para período espectral de 0.3 segundos

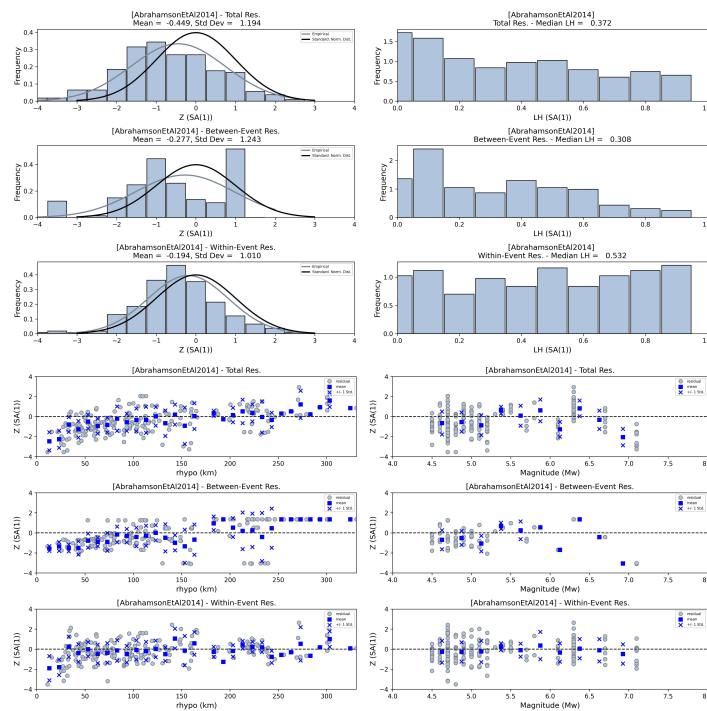


Figura B46. Residuales para sismos corticales para la ley de Abrahamson et al. (2014) para período espectral de 1 segundo

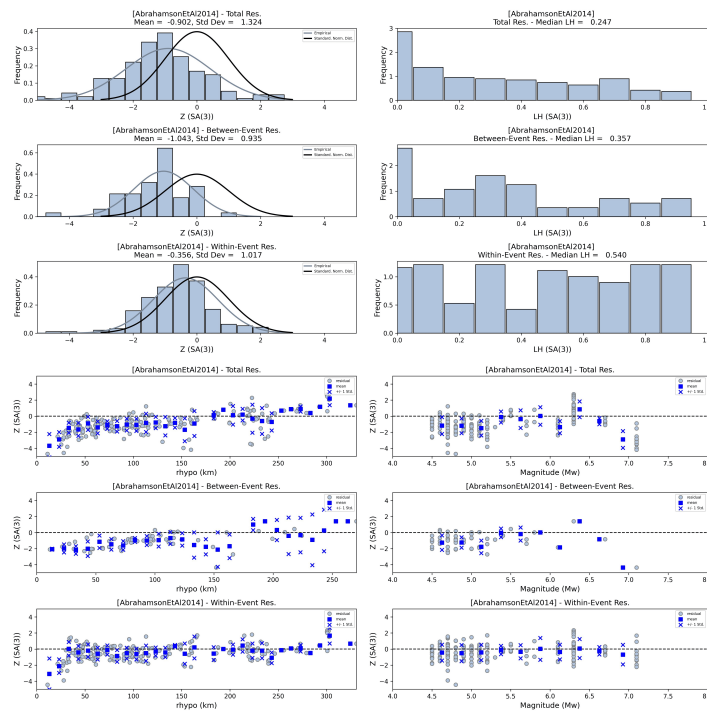


Figura B47. Residuales para sismos corticales para la ley de [Abrahamson et al. \(2014\)](#) para período espectral de 3 segundos

[Arteta et al. \(2023\)](#)

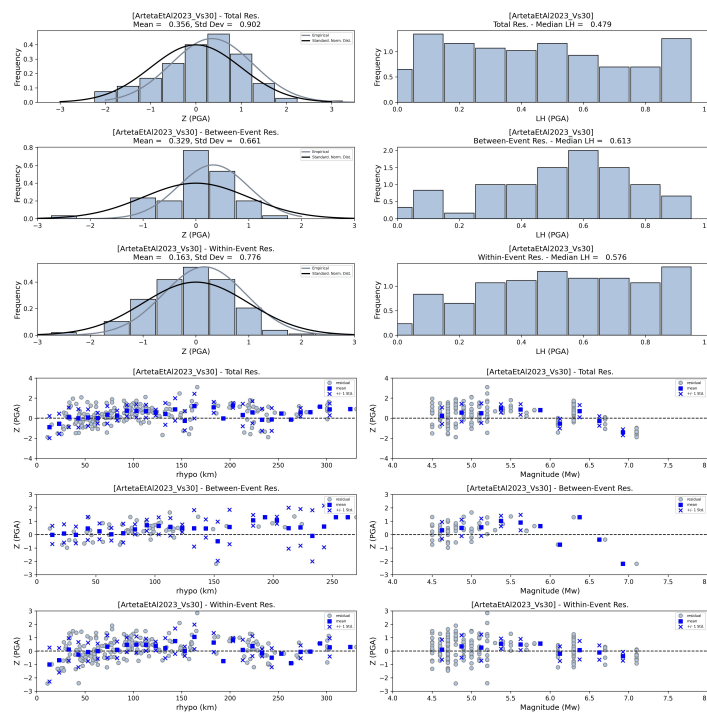


Figura B48. Residuales para sismos corticales para la ley de [Arteta et al. \(2023\)](#) para período muy bajos

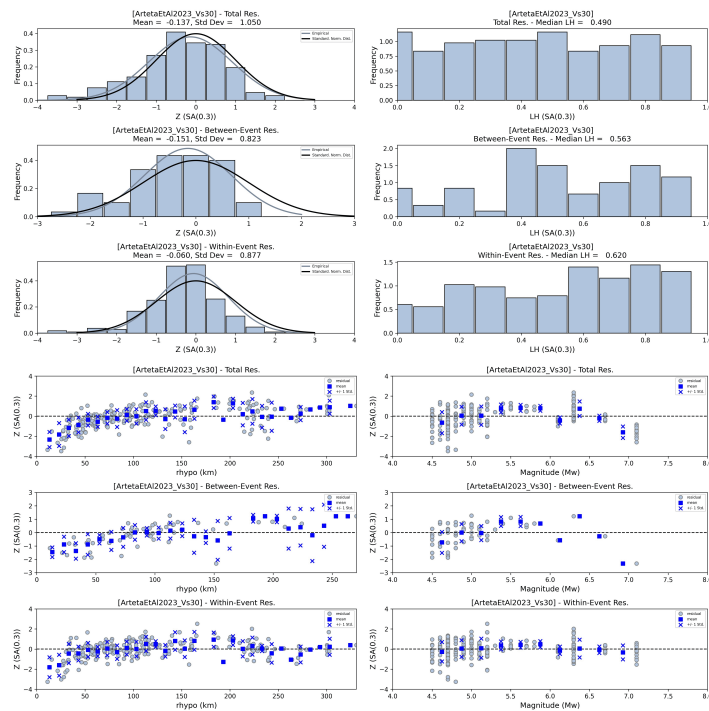


Figura B49. Residuales para sismos corticales para la ley de Arteta et al. (2023) para período espectral de 0.3 segundos

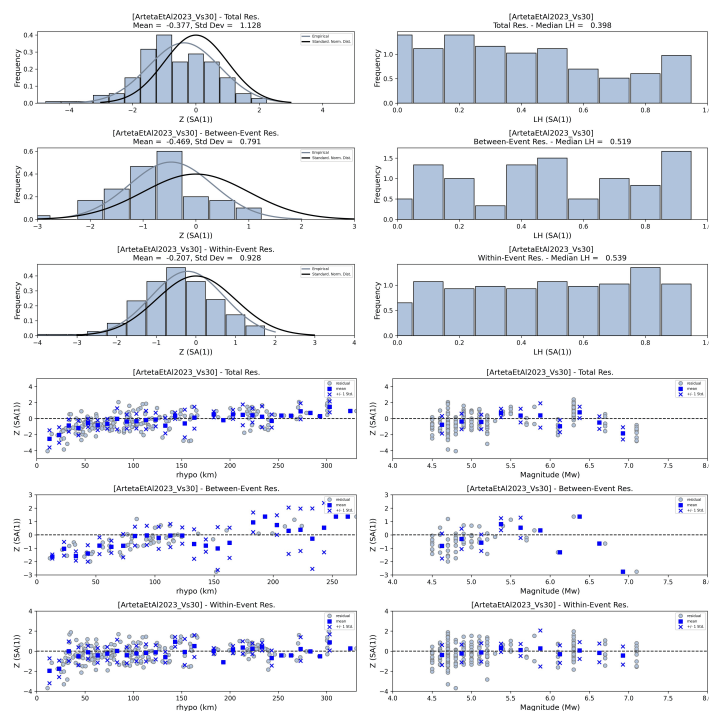


Figura B50. Residuales para sismos corticales para la ley de Arteta et al. (2023) para período espectral de 1 segundo

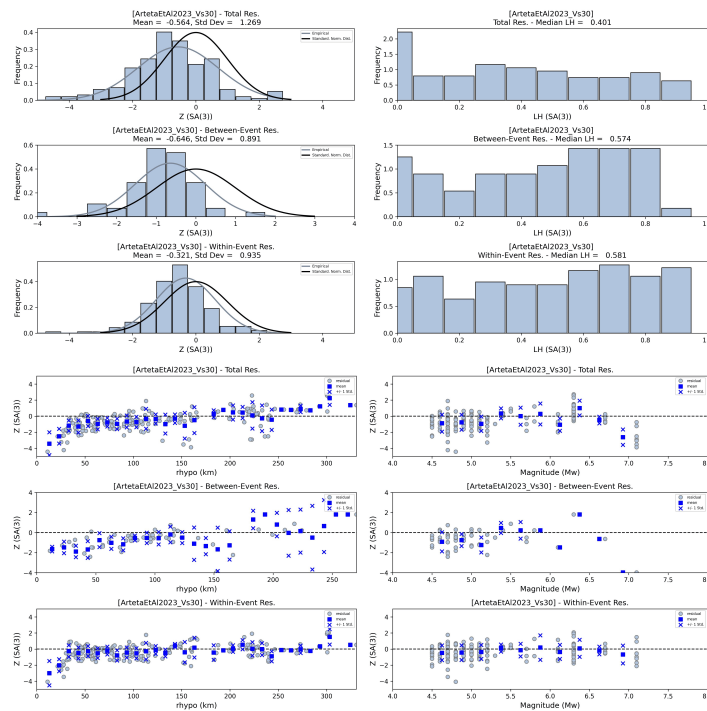


Figura B51. Residuales para sismos corticales para la ley de Arteta et al. (2023) para período espectral de 3 segundos

Boore et al. (2014)

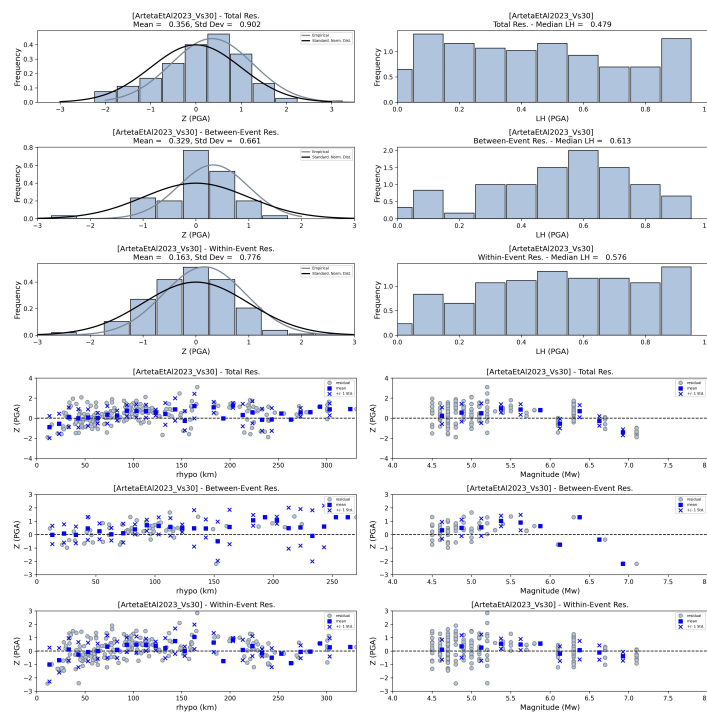


Figura B52. Residuales para sismos corticales para la ley de Boore et al. (2014) para período muy bajos

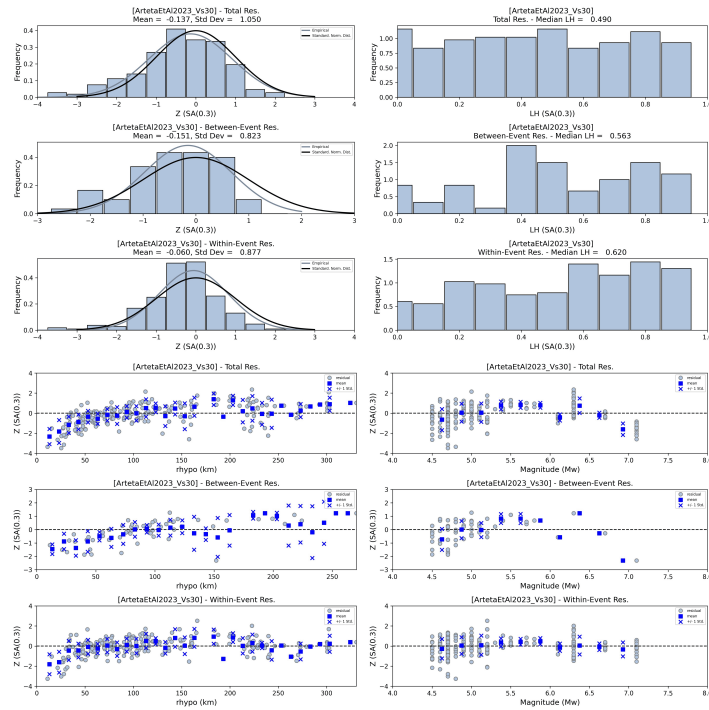


Figura B53. Residuales para sismos corticales para la ley de Boore et al. (2014) para período espectral de 0.3 segundos

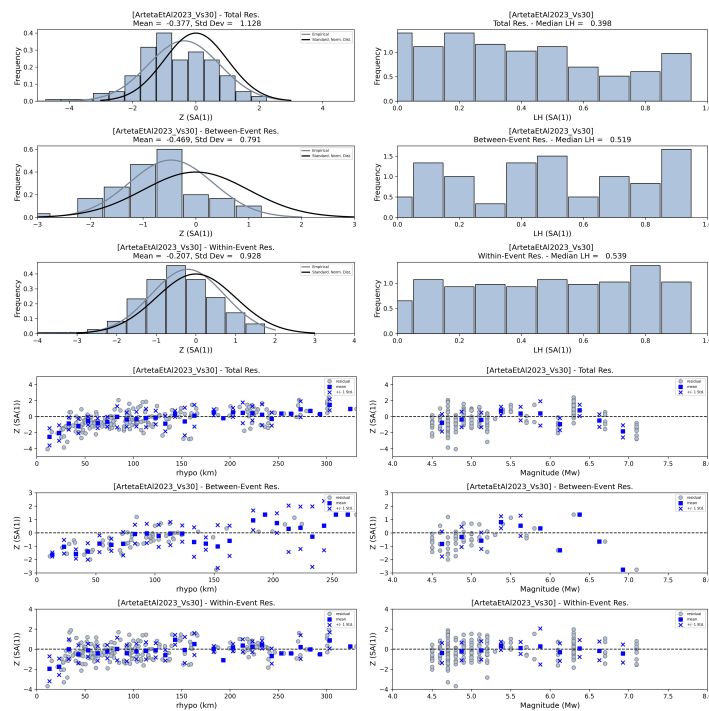


Figura B54. Residuales para sismos corticales para la ley de Boore et al. (2014) para período espectral de 1 segundo

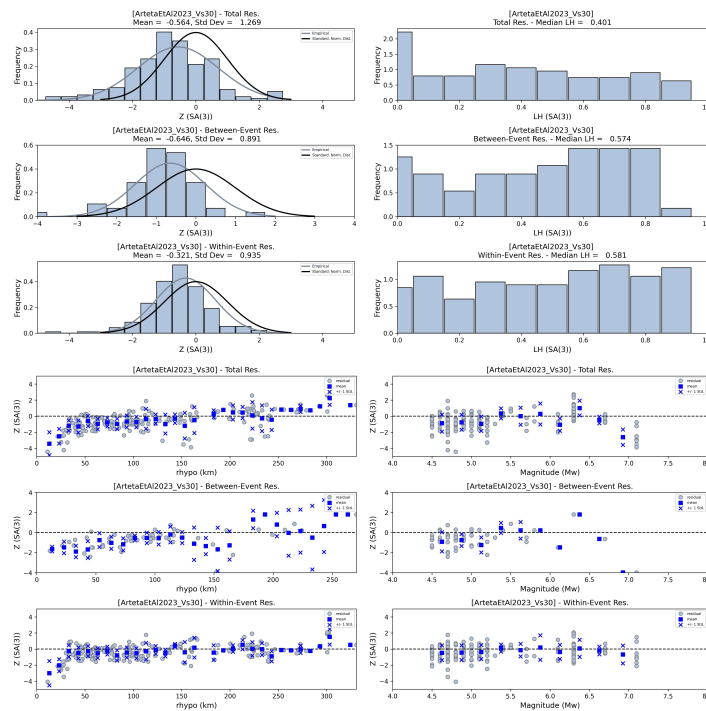


Figura B55. Residuales para sismos corticales para la ley de [Boore et al. \(2014\)](#) para período espectral de 3 segundos

Campbell & Bozorgnia (2008)

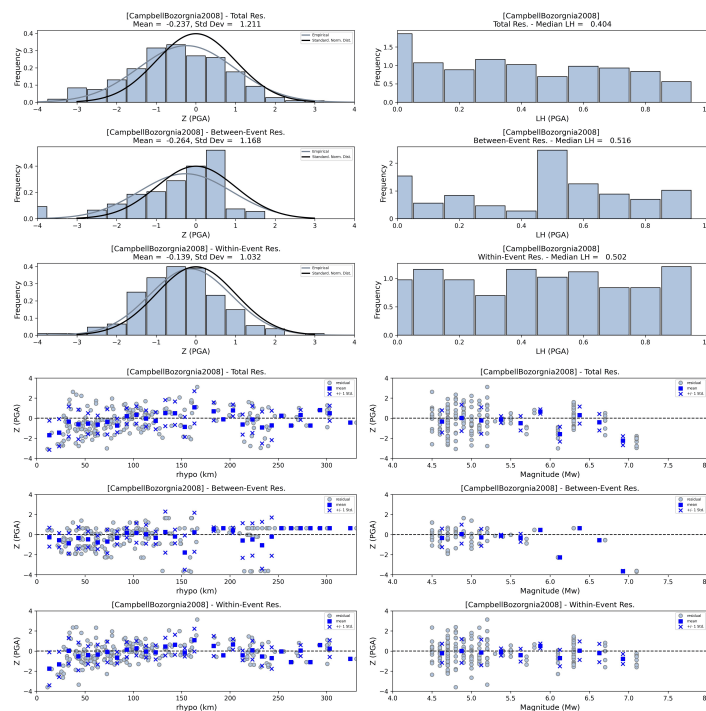


Figura B56. Residuales para sismos corticales para la ley de [Campbell & Bozorgnia \(2008\)](#) para período muy bajos

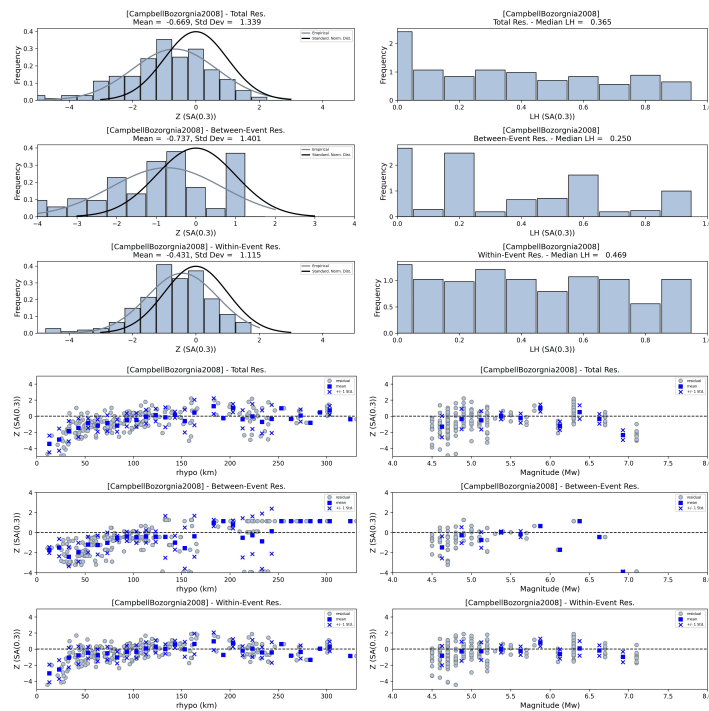


Figura B57. Residuales para sismos corticales para la ley de **Campbell & Bozorgnia (2008)** para período espectral de 0.3 segundos

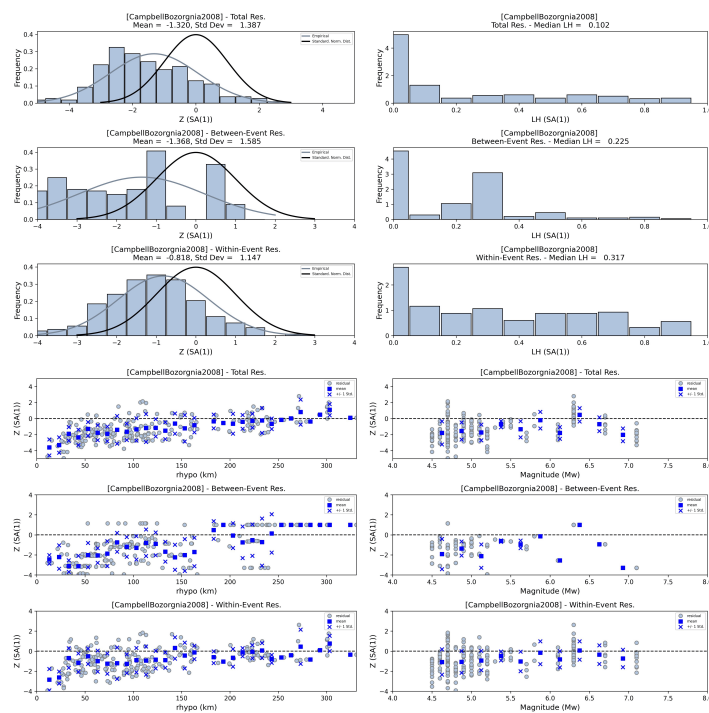


Figura B58. Residuales para sismos corticales para la ley de **Campbell & Bozorgnia (2008)** para período espectral de 1 segundo

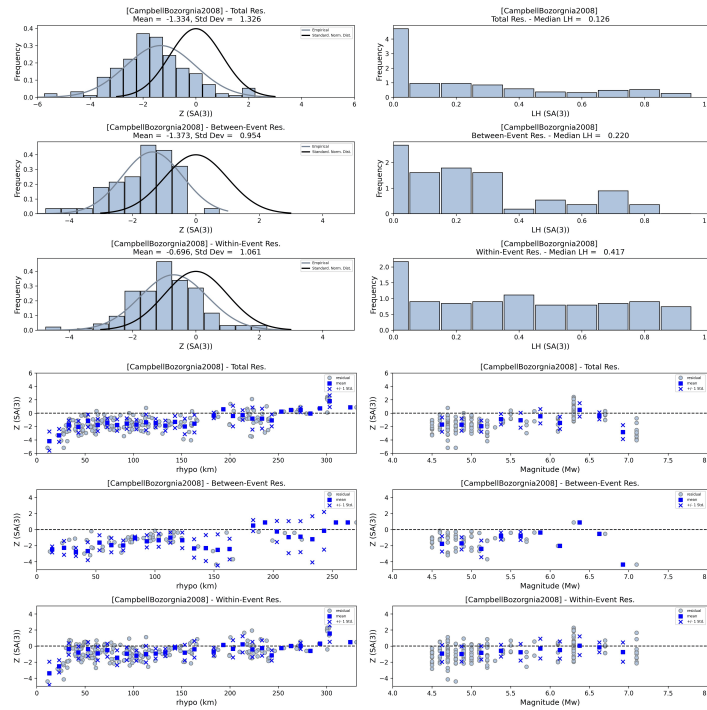


Figura B59. Residuales para sismos corticales para la ley de **Campbell & Bozorgnia (2008)** para período espectral de 3 segundos

Campbell & Bozorgnia (2014)

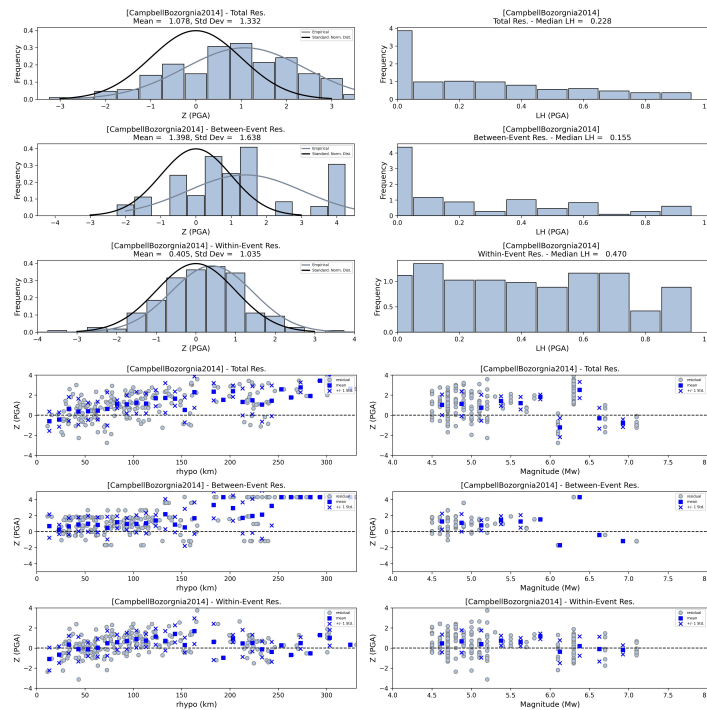


Figura B60. Residuales para sismos corticales para la ley de **Campbell & Bozorgnia (2014)** para período muy bajos

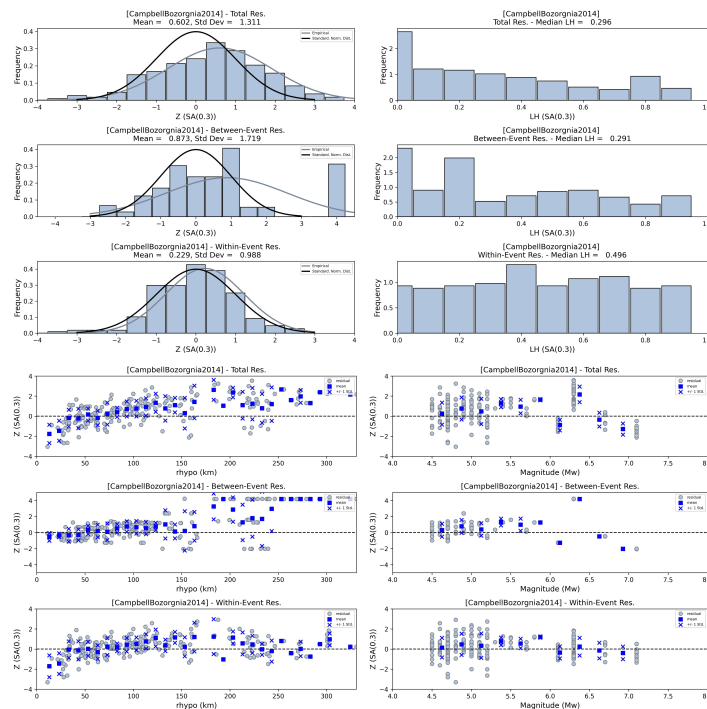


Figura B61. Residuales para sismos corticales para la ley de Campbell & Bozorgnia (2014) para período espectral de 0.3 segundos

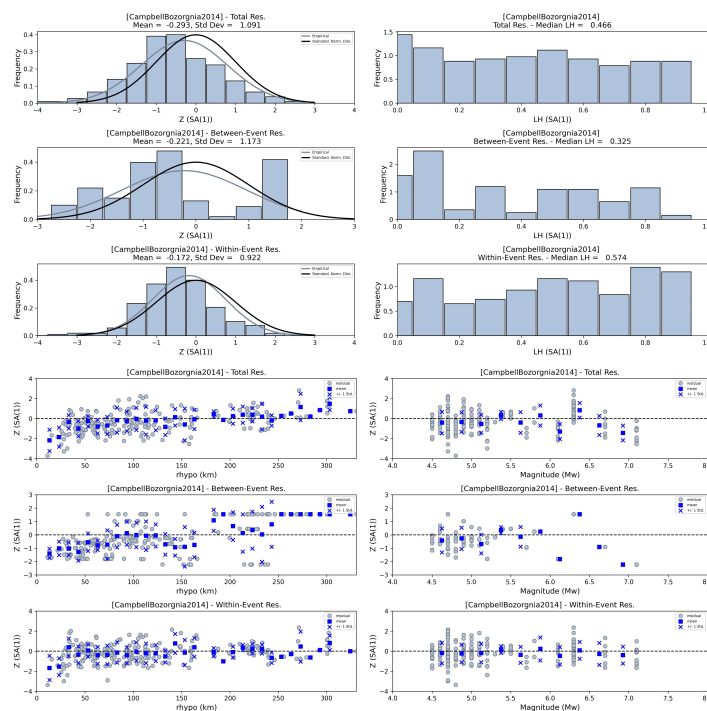


Figura B62. Residuales para sismos corticales para la ley de Campbell & Bozorgnia (2014) para período espectral de 1 segundo

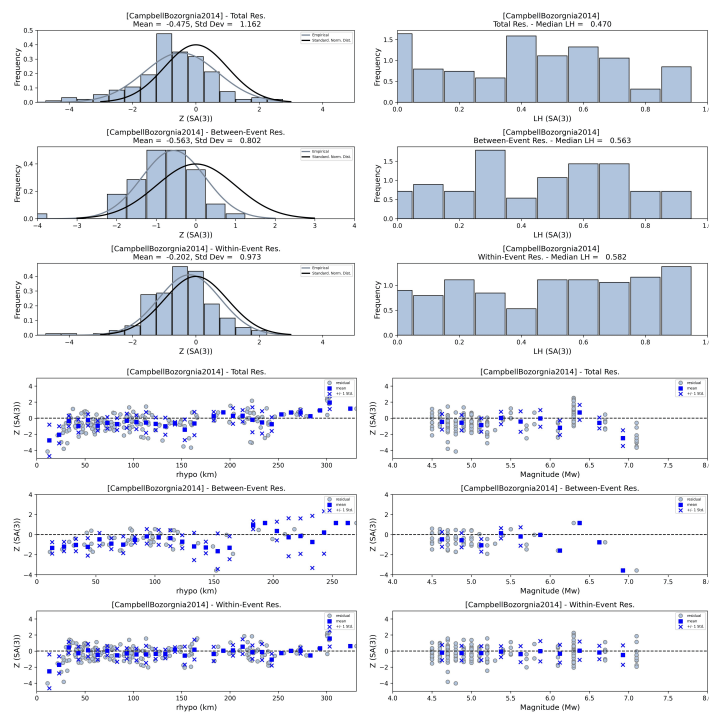


Figura B63. Residuales para sismos corticales para la ley de **Campbell & Bozorgnia (2014)** para período espectral de 3 segundos

Cauzzi et al. (2014)

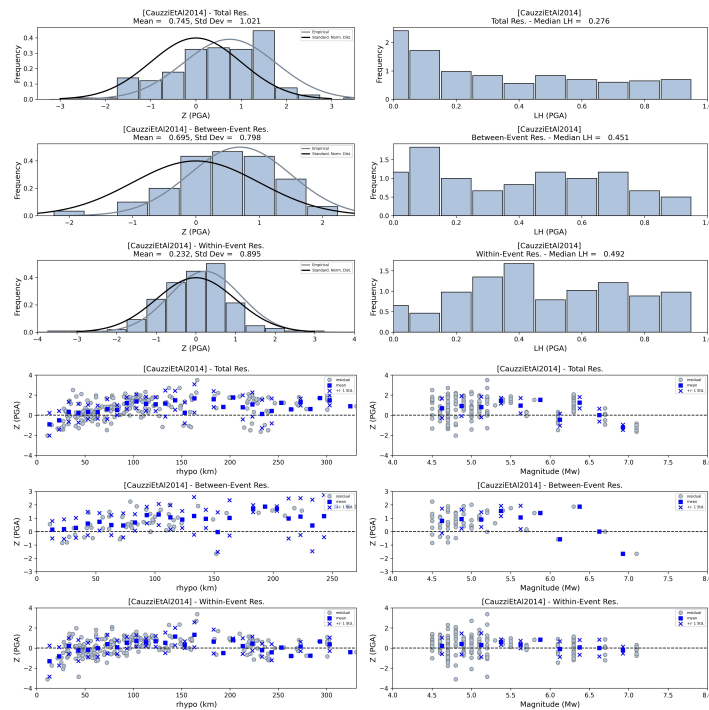


Figura B64. Residuales para sismos corticales para la ley de **Cauzzi et al. (2014)** para período muy bajos

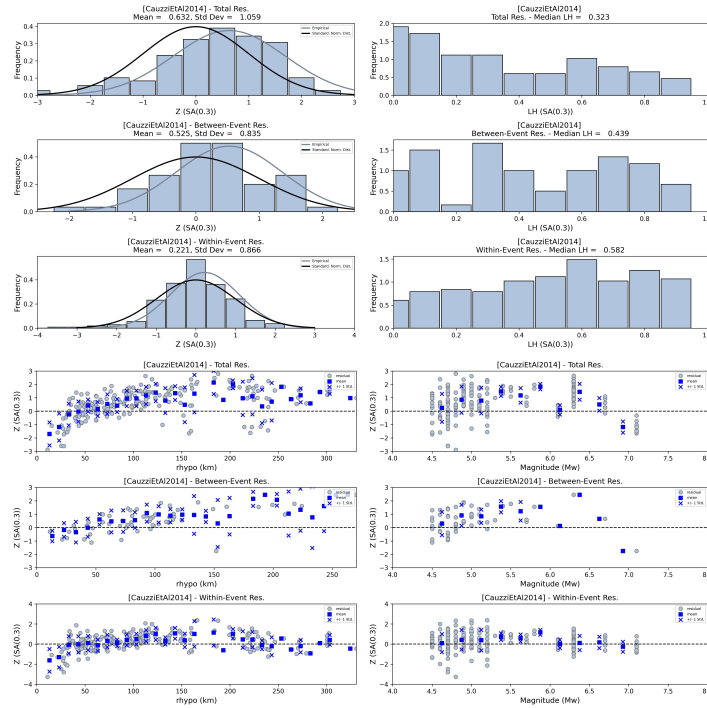


Figura B65. Residuales para sismos corticales para la ley de [Cauzzi et al. \(2014\)](#) para período espectral de 0.3 segundos

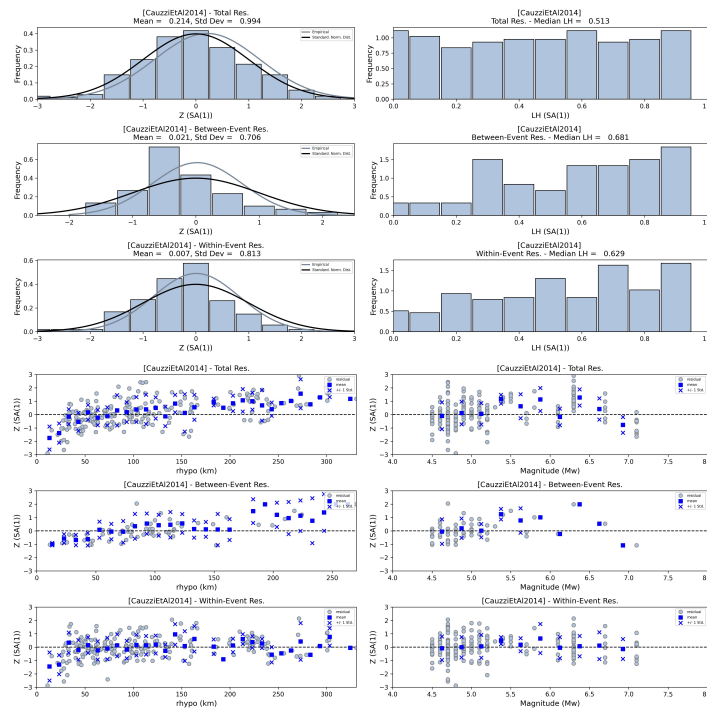


Figura B66. Residuales para sismos corticales para la ley de [Cauzzi et al. \(2014\)](#) para período espectral de 1 segundo

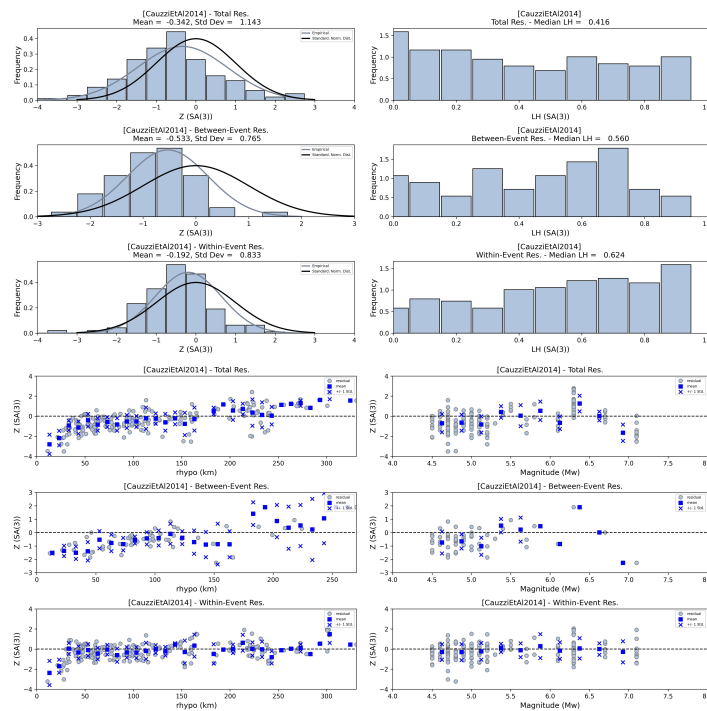


Figura B67. Residuales para sismos corticales para la ley de **Cauzzi et al. (2014)** para período espectral de 3 segundos

Chiou & Youngs (2014)

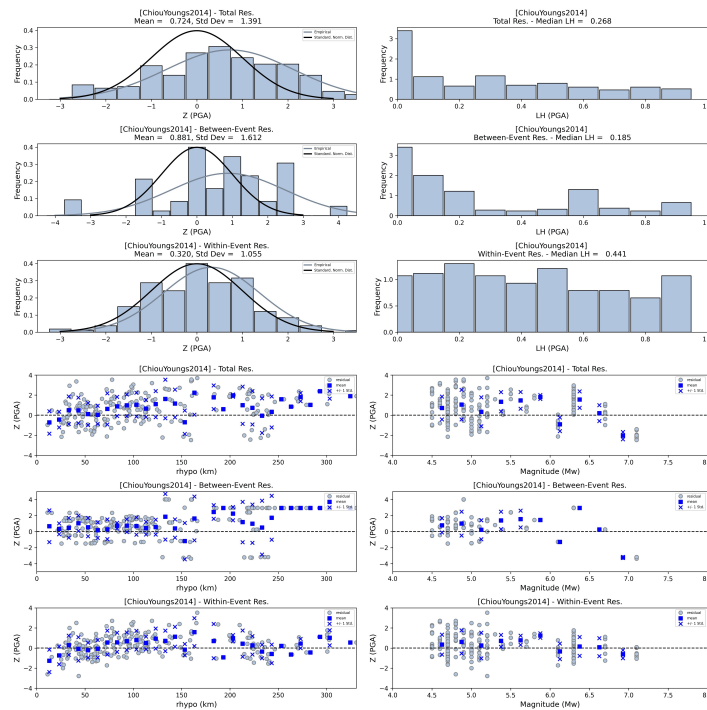


Figura B68. Residuales para sismos corticales para la ley de **Chiou & Youngs (2014)** para período muy bajos

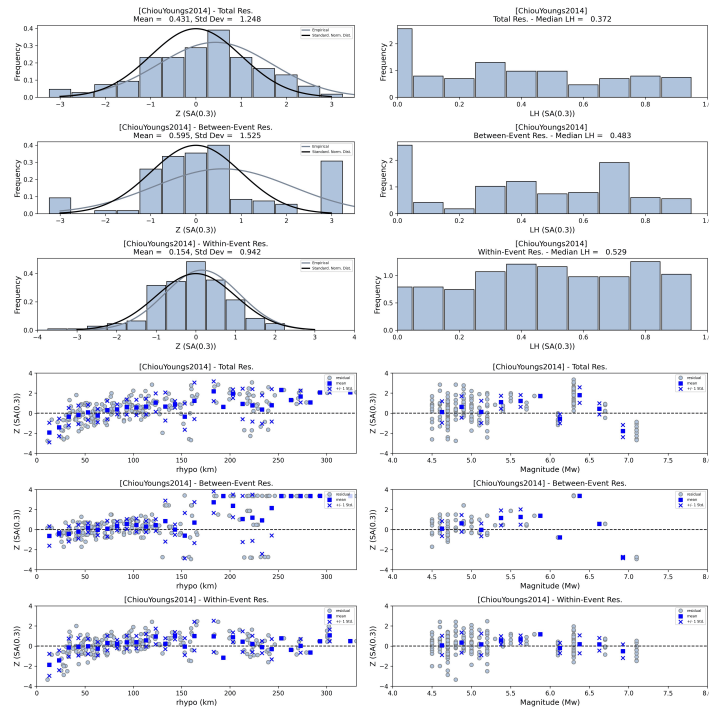


Figura B69. Residuales para sismos corticales para la ley de Chiou & Youngs (2014) para período espectral de 0.3 segundos

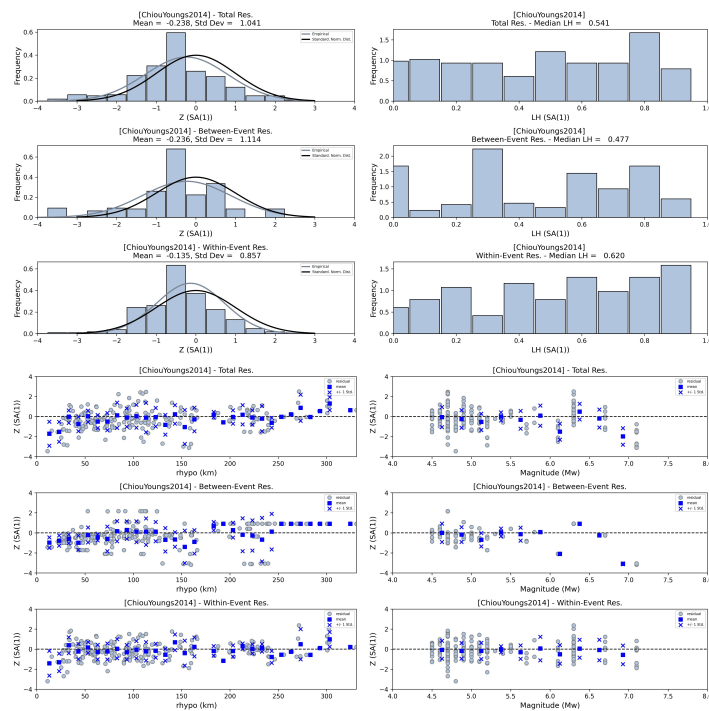


Figura B70. Residuales para sismos corticales para la ley de Chiou & Youngs (2014) para período espectral de 1 segundo

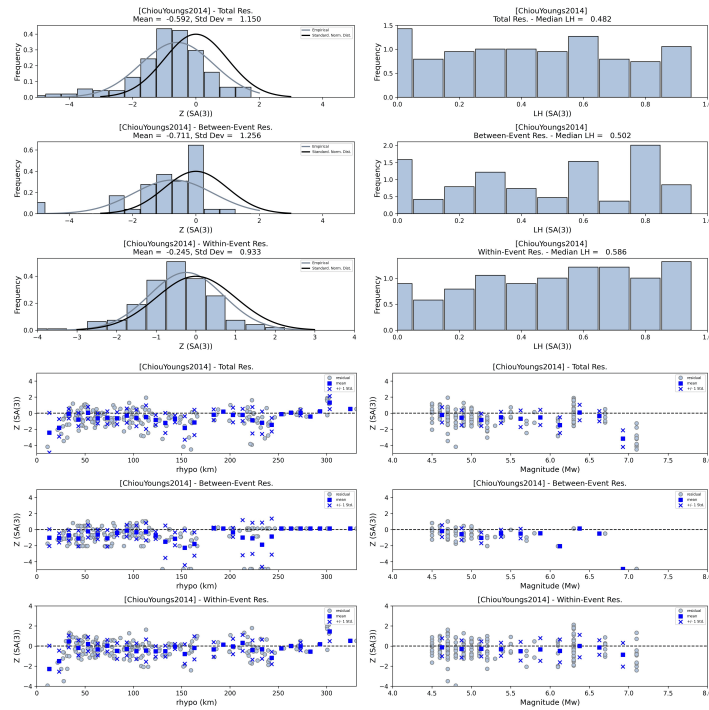


Figura B71. Residuales para sismos corticales para la ley de **Chiou & Youngs (2014)** para período espectral de 3 segundos

Idriss (2008)

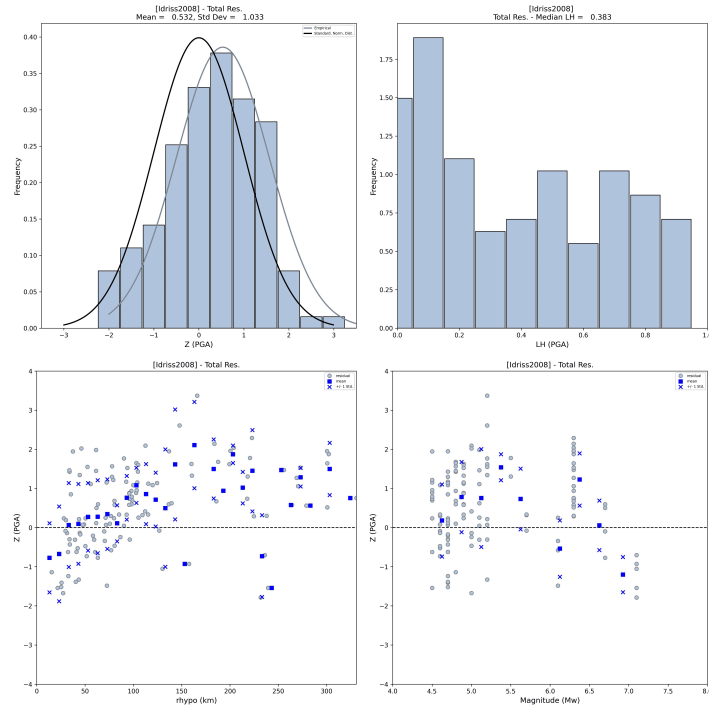


Figura B72. Residuales para sismos corticales para la ley de **Idriss (2008)** para período muy bajos

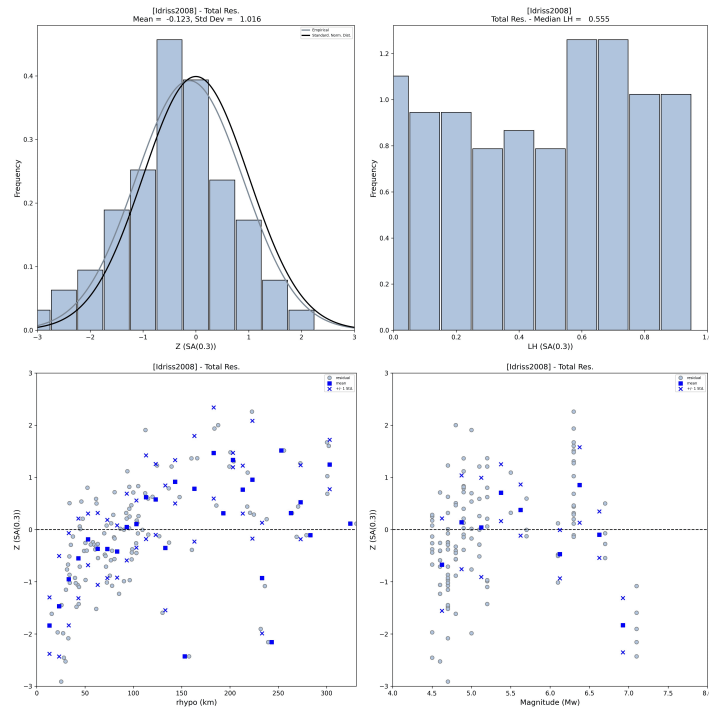


Figura B73. Residuales para sismos corticales para la ley de Idriss (2008) para período espectral de 0.3 segundos

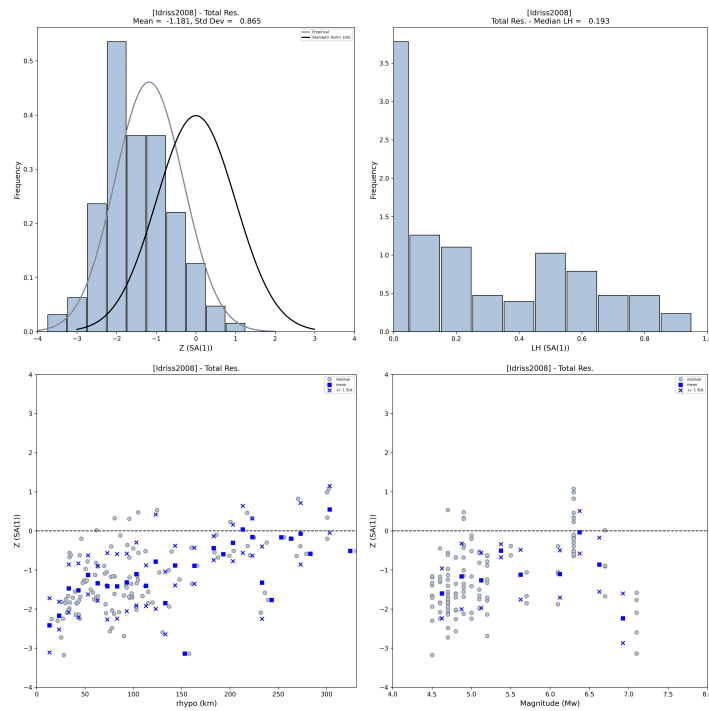


Figura B74. Residuales para sismos corticales para la ley de Idriss (2008) para período espectral de 1 segundo

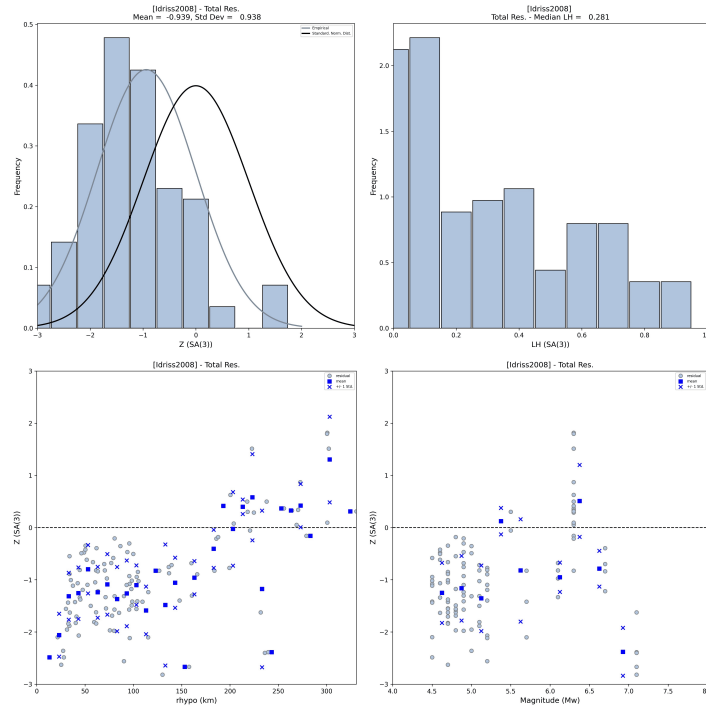


Figura B75. Residuales para sismos corticales para la ley de Idriss (2008) para período espectral de 3 segundos

Idriss (2014)

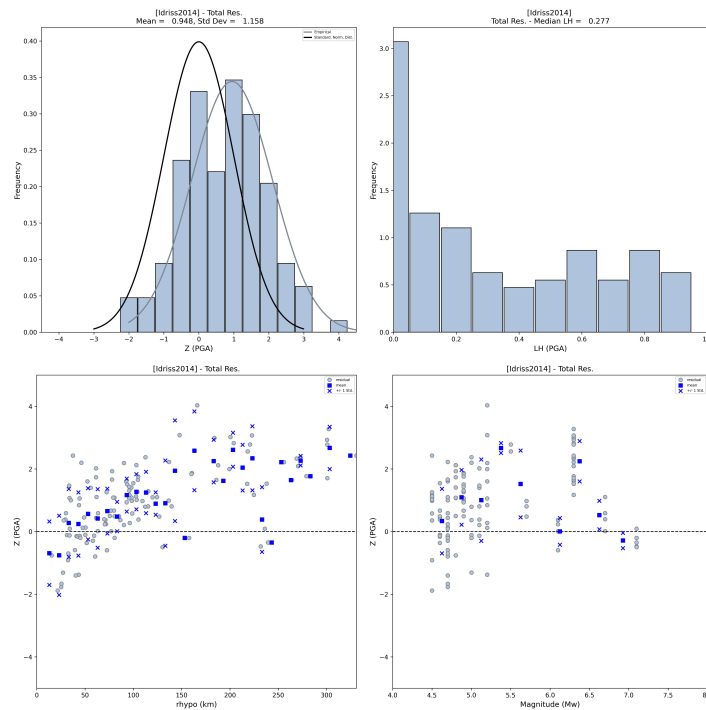


Figura B76. Residuales para sismos corticales para la ley de Idriss (2014) para período muy bajos

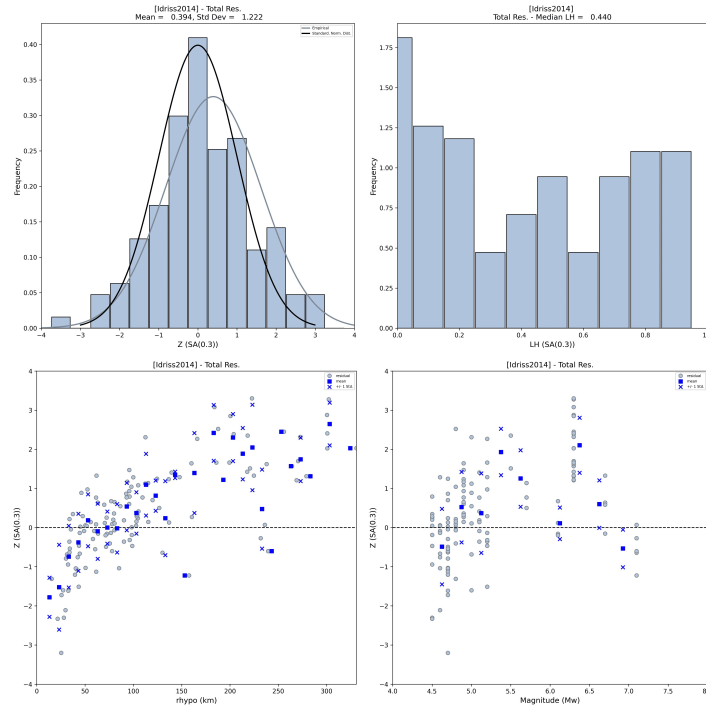


Figura B77. Residuales para sismos corticales para la ley de Idriss (2014) para período espectral de 0.3 segundos

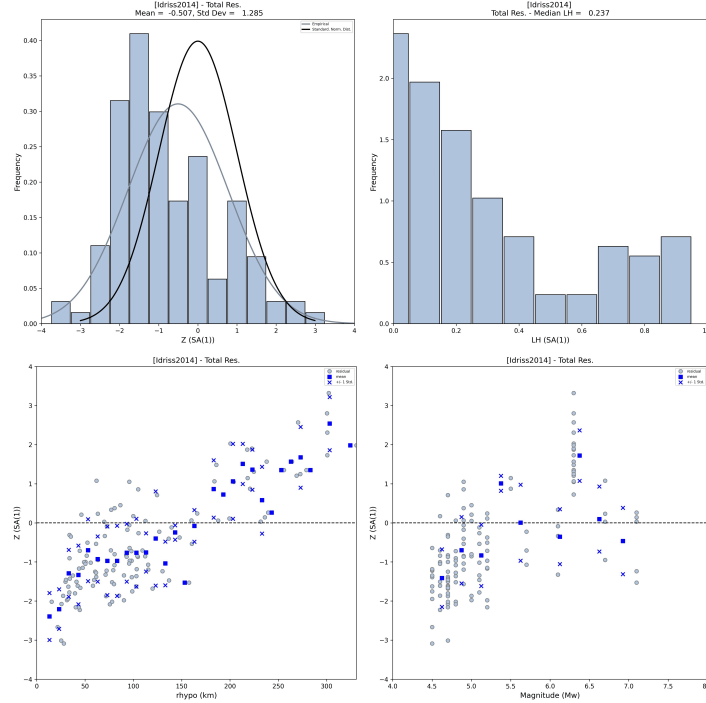


Figura B78. Residuales para sismos corticales para la ley de Idriss (2014) para período espectral de 1 segundo

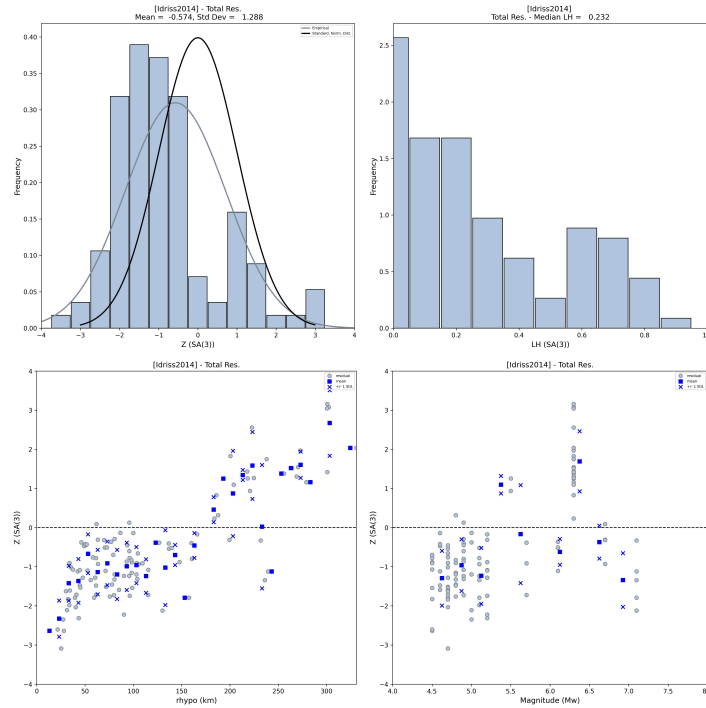


Figura B79. Residuales para sismos corticales para la ley de Idriss (2014) para período espectral de 3 segundos

Akkar et al. (2014)

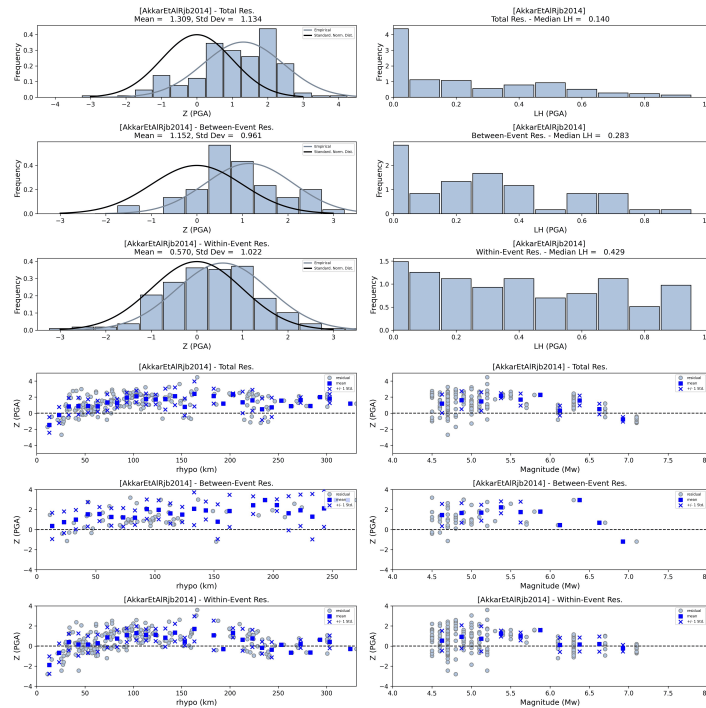


Figura B80. Residuales para sismos corticales para la ley de Akkar et al. (2014) para período muy bajos

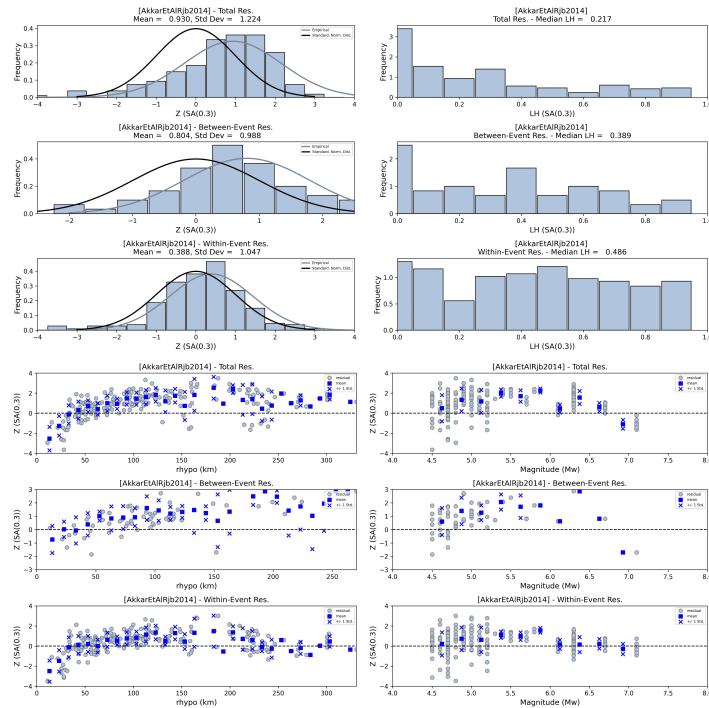


Figura B81. Residuales para sismos corticales para la ley de Akkar et al. (2014) para período espectral de 0.3 segundos

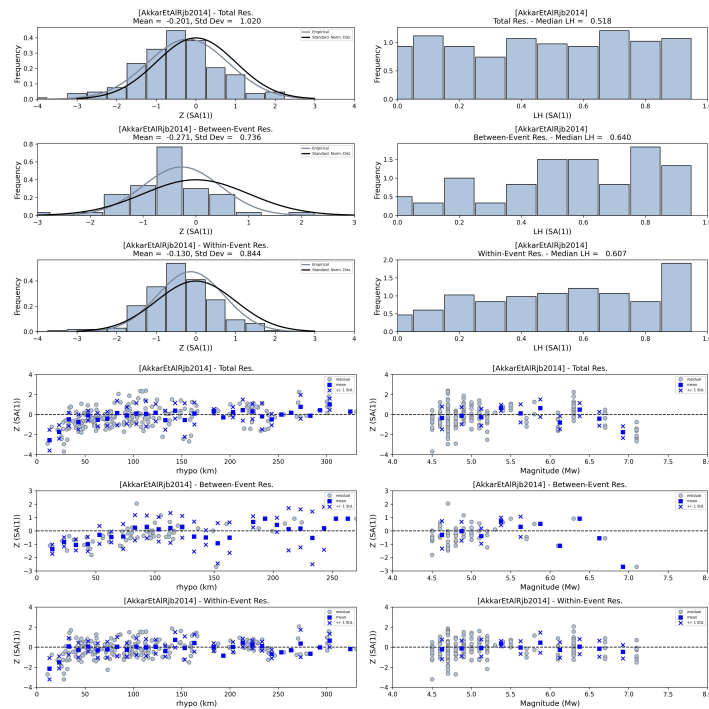


Figura B82. Residuales para sismos corticales para la ley de Akkar et al. (2014) para período espectral de 1 segundo

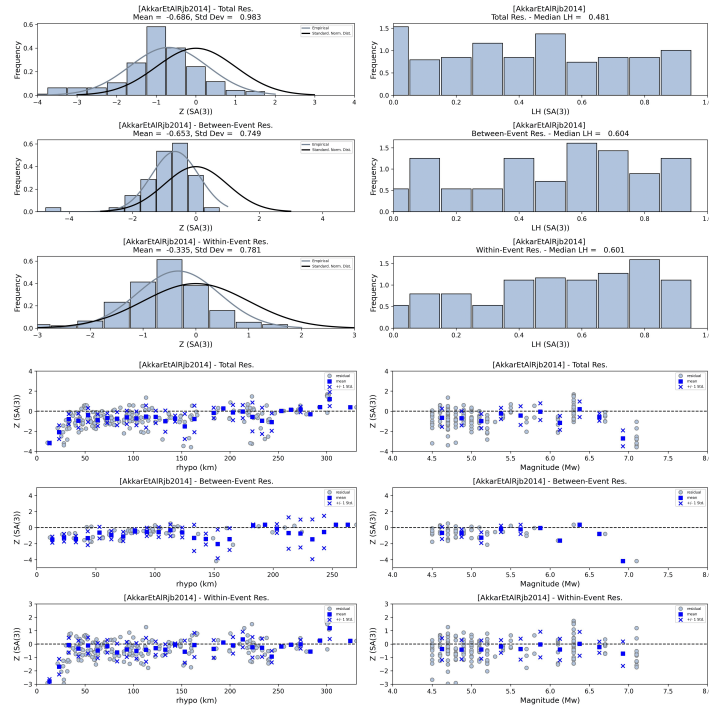


Figura B83. Residuales para sismos corticales para la ley de Akkar et al. (2014) para período espectral de 3 segundos

Bindi et al. (2014)

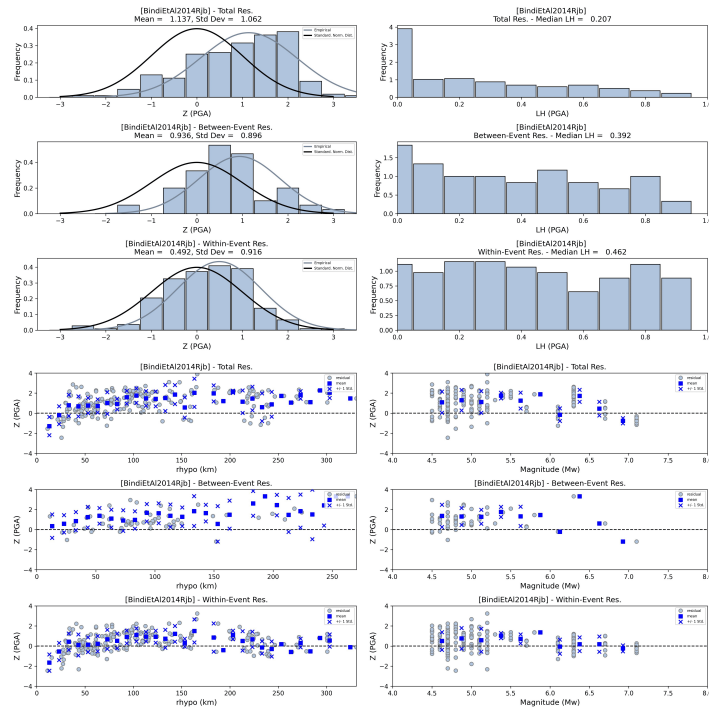


Figura B84. Residuales para sismos corticales para la ley de Bindi et al. (2014) para período muy bajos

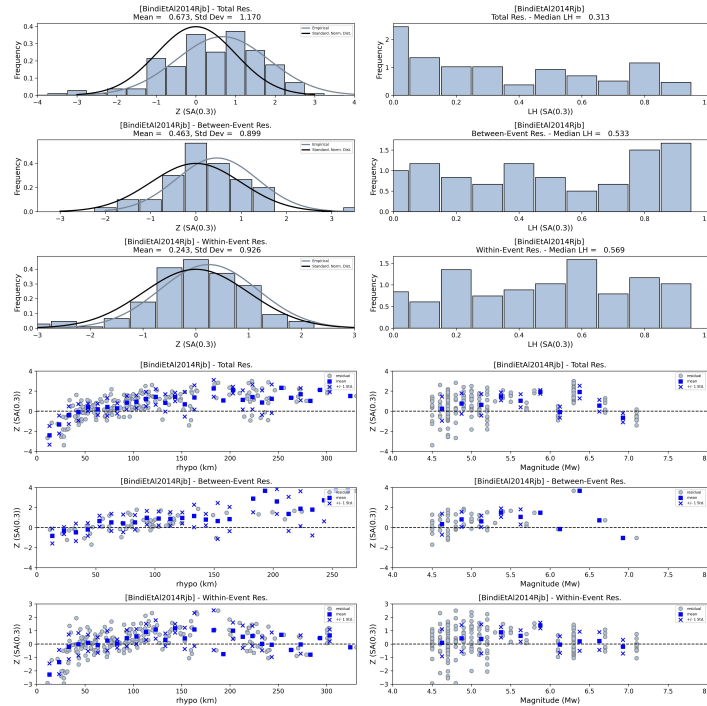


Figura B85. Residuales para sismos corticales para la ley de [Bindi et al. \(2014\)](#) para período espectral de 0.3 segundos

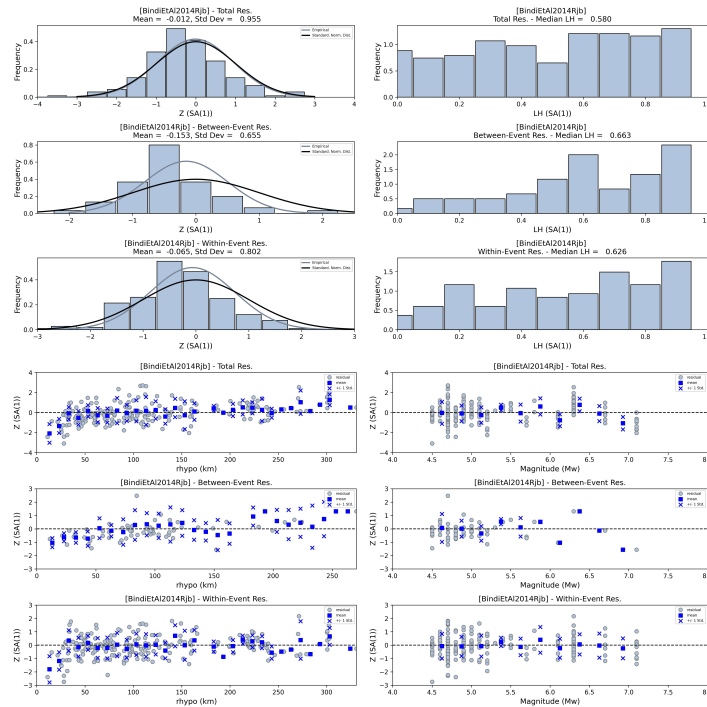


Figura B86. Residuales para sismos corticales para la ley de [Bindi et al. \(2014\)](#) para período espectral de 1 segundo

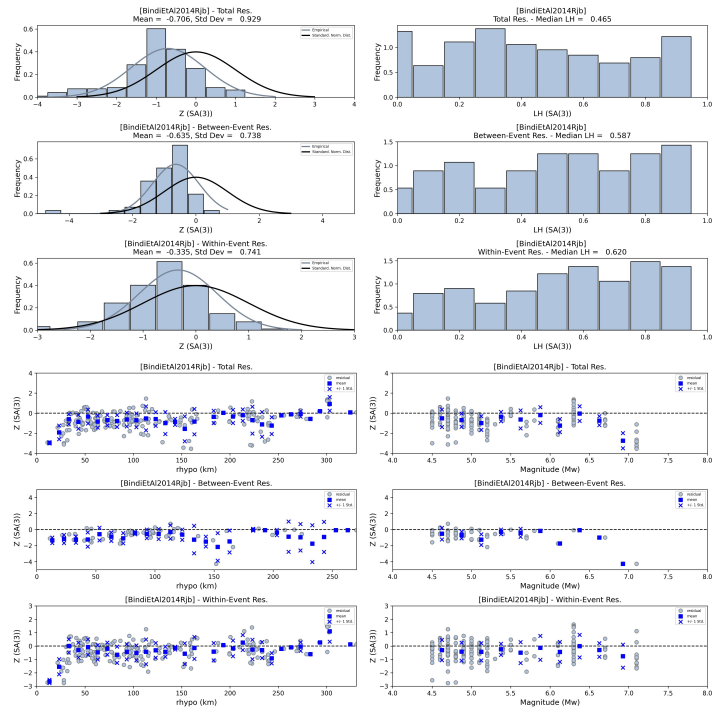


Figura B87. Residuales para sismos corticales para la ley de [Bindi et al. \(2014\)](#) para período espectral de 3 segundos

Apéndice C: Base de Datos de Fallas Corticales

C.1 Comparación de campos de las bases de datos consultadas

CHAF (Chilean Active Faults Database) : Base de datos chilena enfocada en fallas activas y potencialmente activas, con énfasis en el mapeo detallado a escala 1:25,000.

GEM (Global Earthquake Model) : Sistema global que utiliza tuplas para representar incertidumbre en las mediciones y enfatiza la calidad de los datos.

Atacama2020 : Base de datos regional específica del sistema de fallas de Atacama, con enfoque en mediciones de campo (Mittelstädt & Victor, 2020)

USGS2000 (Lavenu, et al., 2000) : Base histórica del USGS con sistema simple de catalogación y énfasis en movimientos históricos.

SARA (South American Risk Assessment) (Alvarado, et al., 2017) : Sistema diseñado para evaluación de riesgos con índices de confiabilidad para cada parámetro. La base Global de GEM tiene estimaciones de `net_slip_rate` que las otras bases no tienen, por lo que habría que completar la base con ese dato. Es importante porque a partir de ese dato puedo calcular una distribución de magnitudes para cada falla. Así que es posible tener una estimación del slip rate de la mayoría de las fallas, con excepción de las fallas probables y probadas de la base de Maldonado que no están en la base de GEM global.

A continuación, se comparan los campos de dato de las bases consultadas.

C.1.1 Identificación y Metadatos

Tabla C1. Campos de código de falla en las distintas bases de datos

Base de datos	Campo	Tipo	Formato	Notas
CHAF	F_id	String	Código secuencial	Identificador único por falla
GEM	catalog_id	String	Sistema global	Formato estandarizado global
Atacama2000	Fault_ID	String	Regional	Identificador regional
USGS2000	Número	String	CH-XX	Sistema secuencial por país
PMA2009	ID	String	[País]-[número]	Sistema jerárquico
SARA	ID_STR	String	Estructurado	Incluye índice de confiabilidad

Tabla C2. Campos de nombres de fallas en las distintas bases de datos

Base de datos	Campo principal	Campo alternativo	Formato
CHAF	F_name	–	Texto libre
GEM	name	–	Texto libre
Atacama2000	Fault_name	–	Texto libre
USGS2000	Nombre_estructura	–	Texto libre
PMA2009	Nombre	Otras denominaciones	Texto libre + alternativas
SARA	STR.F.NAM	–	Texto estructurado

C.1.2 Geometría

Tabla C3. Campos de Orientación y rumbo de las fallas en las distintas bases de datos

Base de datos	Campo	Tipo	Rango / Formato	Precisión
CHAF	strike	Numérico	0–360°	Decimal
GEM	–	–	–	–
Atacama2000	strike	Numérico	0–360°	Decimal
USGS2000	–	–	–	–
PMA2009	rumbo	Categorico	N–S, NE–SW, etc.	Discreto
SARA	STR_F_SC	Numérico + R	0–360° + conf.	Decimal + índice

Tabla C4. Campos de Manteo y buzamiento de las fallas en las distintas bases de datos

Base de datos	Campo	Tipo	Rango	Información adicional
CHAF	dip	Numérico	0–90°	–
GEM	average_dip	Tupla	(valor, error)	Incluye incertidumbre
Atacama2000	dip	Numérico	0–90°	–
USGS2000	–	–	–	–
PMA2009	manteo	Categorico	Rangos predef.	Con descripción

C.1.3 Cinemática

Tabla C5. Campos de tipo y sentido de movimiento de las fallas en las distintas bases de datos

Base de datos	Campo	Tipo	Clasificación	Notas
CHAF	sense	Categorico	Normal / Inversa / Transcurrente	sistema simple
GEM	slip_type	Categorico	sistema estandarizado	con subtipos
Atacama2000	movement	Categorico	sistema regional	Enfoque local
USGS2000	tipo	string	Descriptivo	En español
PMA2009	tipo_falla	Categorico	Menú selección	Sistema jerárquico
SARA	STR.F.ST	String + R	Sistema + confiabilidad	Con validación

C.1.4 Actividad y Temporalidad

Tabla C6. Campos de tasa de deslizamiento de las fallas en las diferentes bases de datos

Base de datos	Campo	Tipo	Unidades	Formato
CHAF	slip_rate	Numérico	mm/año	Decimal
GEM	slip_rate	Tupla	mm/año	(valor, min, max)
Atacama2000	–	–	–	–
USGS2000	tasa	String	Descriptivo	Cualitativo
PMA2009	tasa	Categorico	mm/año	Rangos definidos
SARA	STR.F_SRC	Numérico + R	mm/año	con confiabilidad

Tabla C7. Campos de último movimiento de las fallas en las distintas bases de datos

Base de datos	Campo	Tipo	Clasificación	Validación
CHAF	–	–	–	–
GEM	last_movement	Fecha	Año/Periodo	Verificada
Atacama2000	–	–	–	–
USGS2000	último_mov	String	Descriptivo	Histórica
PMA2009	edad_último	Categorico	Periodos definidos	Sistema temporal
SARA	STR_F_ALM	String + R	Periodos + confianza	Con validación

C.1.5 Calidad y Confianza

Tabla C8. Campos de Índices de calidad y confiabilidad en las distintas bases de datos

Base de datos	Campo	Tipo	Escala	Aplicación
CHAF	–	–	–	–
GEM	confidence	Numérico	1–5	Global
Atacama2000	–	–	–	–
USGS2000	–	–	–	–
PMA2009	confiabilidad	Categorico	Alta / Media / Baja	Por parámetro
SARA	R (suffix)	Numérico	1–4	Por campo

C.1.6 Información Complementaria

Tabla C9. Campos de Información complementaria: referencias y documentación en las distintas bases de datos

Base de datos	Campo	Tipo	Formato	Restricciones
CHAF	refs	String	Texto libre	–
GEM	references	String	Sistema es- tructurado	Con DOI
Atacama2000	citations	String	Texto libre	–
USGS2000	–	–	–	–
PMA2009	referencias	String	Sin límite	Referencias completas
SARA	documentation	String	Sistema es- tructurado	Con validación

C.2 Comparación entre las bases de SARA y CHAF

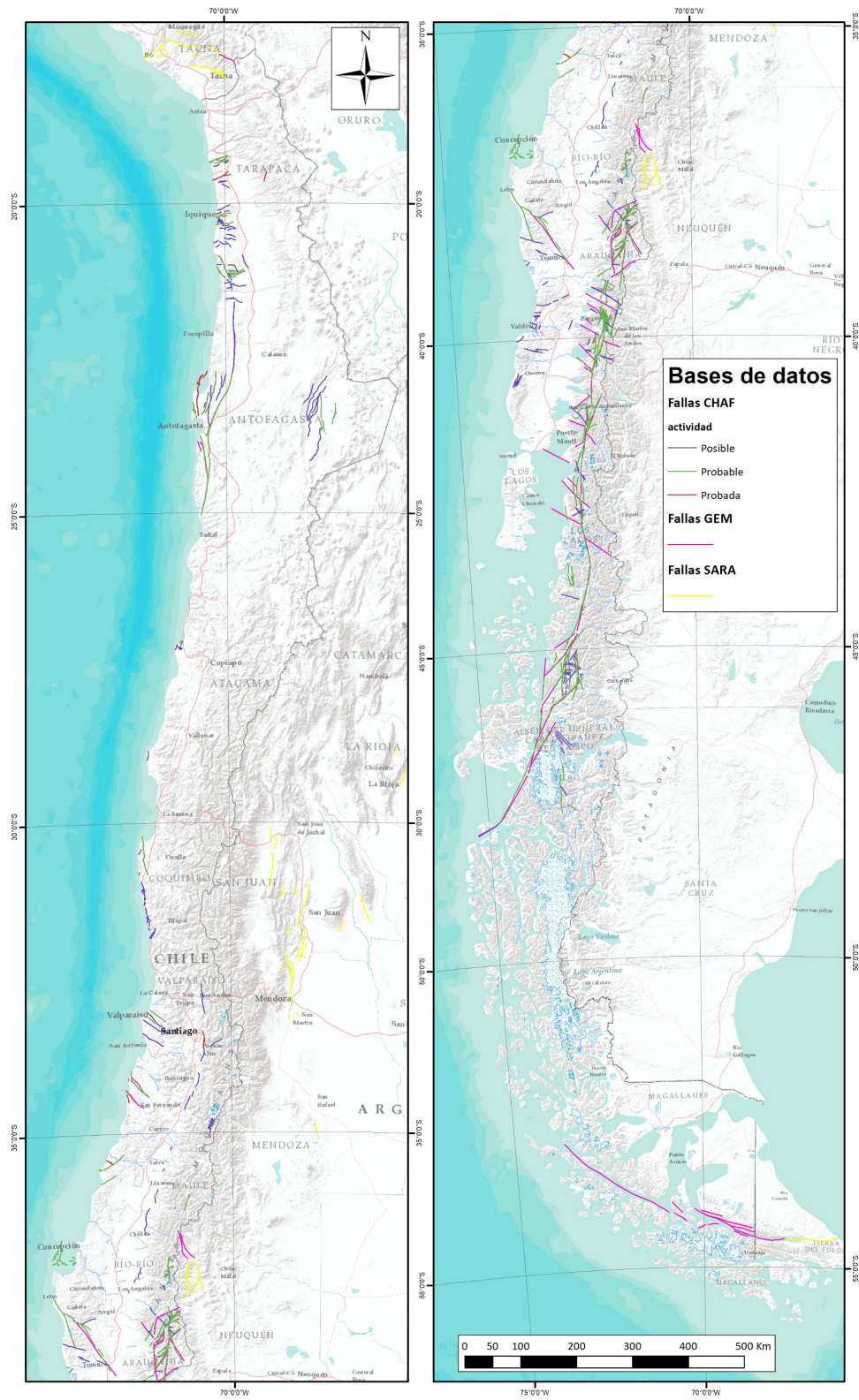


Figura C1. Representación de las Fallas en la SARA y CHAF, desglosado por tipo clasificación de actividad

Apéndice D: Coloquio fallas peligrosas de Chile, organizado por el Centro Sismológico Nacional

D.1 Informe sobre los resultados principales del Coloquio “Fallas peligrosas de Chile”, organizado por el Centro Sismológico Nacional y realizado en la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile el día 1 de diciembre de 2025

Este informe, solicitado por el CSN, incluye los objetivos, el desarrollo de las actividades de presentaciones y mesas redondas y los resultados principales del coloquio. Los resultados fueron discutidos y consensuados entre toda la comunidad de científicos y profesionales expertos que participaron, en una jornada que se inició a las 9:30 AM y culminó a las 5 PM. La lista completa de participantes se incluye en la sección final del informe.

El Comité Organizador del Coloquio estuvo integrado por las siguientes personas:

- Sergio Barrientos, Centro Sismológico Nacional, Santiago de Chile
- Francisco Bravo, Centro Sismológico Nacional, Santiago de Chile
- José Cembrano, Universidad Católica de Chile
- Rodrigo Rauld, Xstrata

D.1.1 Objetivos y desarrollo de la jornada

El coloquio tuvo como objetivo principal mostrar y discutir los avances de la base de datos de fallas corticales que se incluirán en el mapa de amenaza sísmica que actualmente elabora el Centro Sismológico Nacional (CSN) para SENAPRED. Con este objetivo en mente, se intercambiaron conocimientos y experiencias que contribuyeron a una decisión común y consensuada sobre la naturaleza y el impacto de las fallas corticales en la estimación de la amenaza sísmica en Chile, a ser utilizada por SENAPRED en sus planes de preparación.

El espíritu del coloquio fue contribuir a generar una base de datos de fallas al servicio del objetivo general del CSN, en sintonía con el conocimiento generado por la comunidad científica y profesional experta en el tema durante décadas, cuya eventual proyección puede servir para la mejora y actualización de este u otro mapa de amenaza de fallas peligrosas de Chile. Este modelo, denominado “community-based model”, ha sido aplicado con éxito en varios países sísmicos del mundo, por ejemplo, en el South American Risk Assessment Project (SARA-GEM) en nuestro continente (e.g. Costa et al. 2020) y en Nueva Zelanda (Morgenstern et al. 2025)

En el encuentro participaron autoridades del CSN y de SENAPRED, así como casi veintiocho investigadores y profesionales invitados de distintas instituciones nacionales de educación superior de Santiago y de regiones, y del Servicio Nacional de Geología y Minería (Anexo 1).

El Simposio consistió en dos partes: una en la mañana y otra en la tarde (Anexo 2). Durante la mañana se llevaron a cabo siete presentaciones, de 15 minutos cada una, por parte de los mayores expertos nacionales en los sistemas de falla peligrosas más relevantes de Chile y dos presentaciones de análisis probabilístico de peligro sísmico de fallas corticales del país, una del CSN (el ingeniero Francisco Bravo) y otra de un investigador del GFZ, (Dr. Pablo Iturrieta, Alemania) (ver programa de Charlas en el Anexo)

Los científicos nacionales mostraron el estado del arte en el conocimiento de la naturaleza y de los parámetros clave de los sistemas de falla cuaternarios de Chile (Figura D1), con énfasis en la evidencia geológica, geofísica, paleosismológica y sismológica de terremotos registrados en las fallas al menos durante los últimos 125.000 a 10.000 años, considerado internacionalmente como el período que califica a una falla como activa. Se presentaron datos actualizados de parámetros tales como las tasas de deslizamiento a largo plazo (cientos de miles de años) y a corto plazo (últimos miles de años), y el potencial sismogénico estimado de cada uno de los sistemas de falla de Chile.

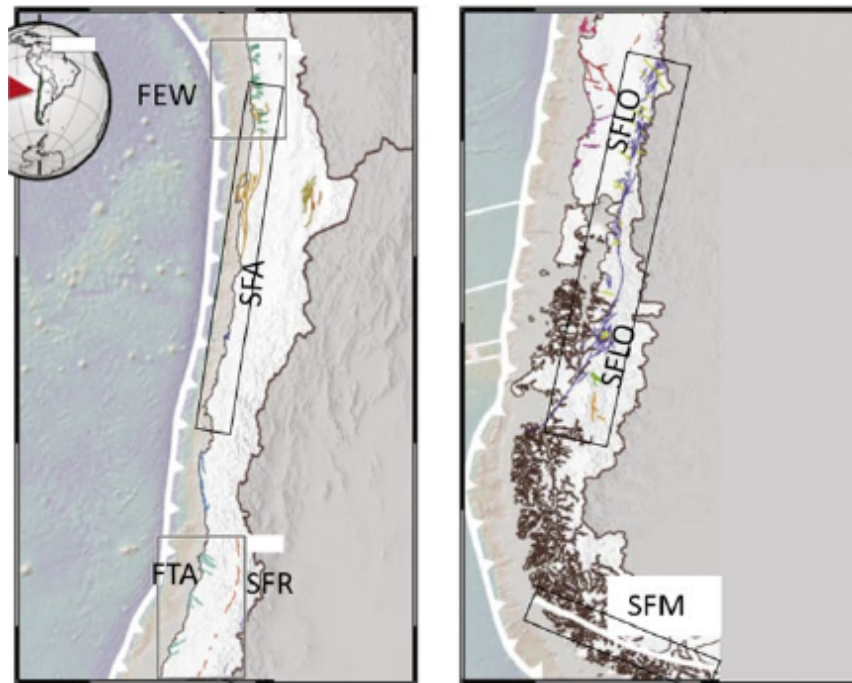


Figura D1. Mapa simplificado de los principales sistemas de falla de Chile, modificado de Maldonado et al. (2021). FEW: Fallas este-oeste del norte de Chile; SFA: Sistema de Falla de Atacama; FTA: Fallas transversales noroeste de Chile Central; SFR: Falla San Ramón; SFLO: Sistema de falla de Liquiñe-Ofqui, SFM: Sistema de Falla de Magallanes.

Adicionalmente, dos destacados científicos internacionales de prestigio en el tema de la generación de grandes bases de datos de fallas en el mundo, presentaron sendas charlas magistrales cuyo objetivo fue abordar los desafíos encontrados en otros proyectos similares realizados en el mundo, particularmente en Sudamérica (Dr. Carlos Costa de la Universidad de San Luis, Argentina) y en Nueva Zelanda (Dra. Pilar Villamor de Earth Science New Zealand). En estas presentaciones se hicieron importantes sugerencias y recomendaciones para la elaboración del mapa de amenaza actual del CSN.

Durante la tarde, se llevaron a cabo mesas de trabajo, por cada sistema de falla, para discutir y consensuar los parámetros geológicos y geofísicos clave utilizados en la generación de modelos probabilísticos de amenaza de fallas peligrosas. Estos parámetros son: (1) localización y geometría de las fallas (Figura D1 y D2); (2) tasas de deslizamiento durante los últimos miles de años, desde hace 125.000 años hasta el presente, en particular durante el Holoceno (últimos 10.000 años); (3) estimación del máximo terremoto posible.

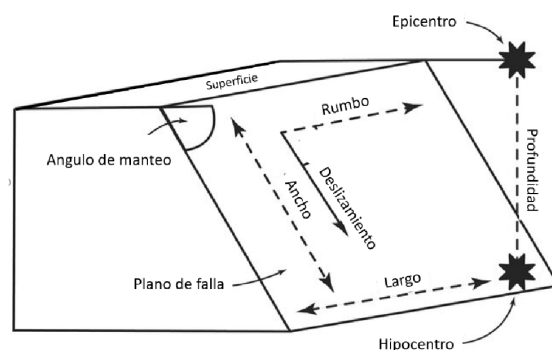


Figura D2. Parámetros principales de una falla geológica utilizados en el texto. La tasa de deslizamiento corresponde a una cantidad de movimiento (deslizamiento neto en mm) por unidad de tiempo (años), inferida comúnmente a partir de un desplazamiento neto observado en terreno mediante morfometría o análisis paleosismológicos en trincheras

D.1.2 Resultados de la discusión de las mesas de trabajo

En la tabla D1 se indican los principales sistemas de fallas peligrosas de Chile, las tasas de deslizamiento consensuadas y la estimación del máximo terremoto posible. Ello, de acuerdo con lo discutido en las mesas de trabajo de cada sistema de falla, cuyos integrantes expertos se detallan en el anexo de este informe.

Tabla D1. Parametrización de los principales sistemas de falla de Chile. * Sentido de movimiento predominante (puede tener otras componentes en el rumbo o en el manto) **Estimación basada en el máximo desplazamiento inverso de 5 m observado en una trinchera de la falla de San Ramón. * Estimación basada en la magnitud instrumentalmente registrada del terremoto Mw 7 en la falla de Pichilemu**

Sistema de Falla	Tipo de Falla*	Rumbo y manto	Largo de sedimentos (km)	Ancho de sedimentos (km)	Tasa de deslizamiento (mm/año)	Terremoto máximo posible
Atacama (SFA)	Normal	NS/70°E	45-60	50	0.06-0.07	Mw 7.0 cada 20000-30000 años
Transversales Este-Oeste (TEW)	Inversa	EW/45°-60°	35-40	50	0.4	Mw 7.3-7.4 cada 5000 años
San Ramón (SFR)	Inversa	NS/50°E	50	17-29	0.5	Mw 6.5-7.5**
Transversales Noroeste (FTA)	Normal	N40°-60°/45°-60°SW	30	25	0.5	Mw 7.0***
Liquiñe-Ofqui (LOSF)	Rumbo dextral	NS,NE/90°	20-60	5-12	4-12	Mw 6.7
Magallanes (MFS)	Rumbo sinistral	WNW/90°	100-150	8-12	6-7	Mw 7.4-7.8 cada 1000 años

D.1.3 Recomendaciones de expertos

Las recomendaciones generales para abordar con éxito la elaboración de un mapa de fallas peligrosas en Chile fueron proporcionadas principalmente por los expertos internacionales, el Dr. Carlos Costa y la Dra. Pilar Villamor. También surgieron recomendaciones más específicas de los invitados al coloquio. A continuación, se destacan las siguientes:

- (1) Las bases de datos de fallas peligrosas **deben tener en cuenta al usuario final**. Se debe tener claro a quién está dirigida la base de datos y su uso. Por ejemplo, en Nueva Zelanda, hay bases de datos para diferentes propósitos y usuarios: (i) Informar de la distribución espacial de fallas cuaternarias, (activas durante los últimos 125.000 años), cuyos usuarios principales son investigadores; (ii) Ubicación de fallas potencialmente peligrosas con parámetros clave asociados para ser usados en mapas de amenaza sísmica, utilizados por autoridades de agencias estatales (iii) Fallas con potencial de ruptura superficial, de más detalle, utilizados en obras civiles y en determinación de zonas de exclusión (avoidance zones), etc.
- 2) Las bases de datos de fallas corticales potencialmente peligrosas, en el marco de proyectos de cuantificación de la amenaza sísmica, **deben elaborarse con base en el conocimiento experto de la comunidad científica y profesional del país**. Este tipo de modelo de trabajo, denominado en inglés “community-based model” es el único que promueve una discusión rigurosa y sólida sobre la naturaleza de las fallas y de sus parámetros clave. Estos parámetros, tales como la geometría de la falla y su tasa de deslizamiento (slip rate) pueden ser obtenidos de distintas maneras independientes por diferentes científicos utilizando herramientas complementarias. Entre ellas se encuentran la cartografía de fallas (geología de campo), el análisis morfotectónico de fallas (sensores remotos combinados con la geología de campo), la paleosismología en trincheras, las redes locales de sismómetros, etc.
- 3) Las bases de datos de fallas peligrosas **deben estar disponibles en plataformas digitales abiertas y estar sujetas a cambios a lo largo del tiempo**. En estas plataformas, debe quedar claro cuál es el uso que se le puede dar a la información en línea, advirtiendo lo señalado en el punto (1) respecto del objetivo y restricciones implícitas de las bases de datos.
- 4) Las bases de datos de fallas se basan en observaciones de campo y de sensores remotos que contienen errores epistémicos significativos que deben ser tomados en cuenta por el usuario. Sin embargo, **existe consenso en la**

comunidad científica de que las bases de datos nunca serán perfectas, y ello no tiene por qué impedir avanzar en su elaboración.

D.2 Conclusiones

- El Coloquio sobre fallas corticales peligrosas convocado por el Centro Sísmológico Nacional permitió reunir, por primera vez y con el objetivo común de producir un mapa de amenaza sísmica, a más del 90 % de las y los investigadores chilenos que han trabajado durante décadas en los principales sistemas de falla (SF) del país.
- Se presentó el estado del arte de los SF sobre la base de datos publicados y de trabajos en curso sobre la naturaleza, geometría, cinemática y tasas de deslizamiento cuaternarios de los sistemas de falla más importantes de Chile.
- Dos expertos internacionales de amplio reconocimiento mundial, el Dr. Carlos Costa y la Dra. Pilar Villamor, compartieron sus experiencias y desafíos encontrados en la elaboración de bases de datos de mapas de fallas cuaternarias en Sudamérica y en Nueva Zelanda. Plantearon recomendaciones clave para continuar con el desarrollo del mapa de amenaza sísmica que el CSN está preparando para SENAPRED.
- Las mesas redondas por cada SF de Chile, permitieron a los expertos invitados hacer recomendaciones concretas sobre los parámetros clave a ser utilizados en el cálculo probabilístico de amenaza sísmica para el país. Estas recomendaciones fueron consensuadas por los involucrados, lo que otorga una gran robustez a la información proporcionada.
- El coloquio sirvió también para inspirar a las distintas autoridades públicas presentes y a los expertos convocados a evaluar la posibilidad de continuar con sesiones de discusión en el futuro, en el marco de este esfuerzo y/o de otros en curso en otras instituciones del Estado.

D.3 Listado de participantes y mesas de discusión que integraron

- Carlos Costa – Universidad Nacional de San Luis
- Carolina Jara – SERNAGEOMIN (FSR)
- Christian Creixell – SERNAGEOMIN, (SFA, TEW)
- Daniel Melnick – Universidad Austral (FSR)

- Felipe Aron – Universidad de Chile (SFA, TEW)
- Francisco Bravo Sagua – Centro Sismológico Nacional (mesa modelos probabilísticos)
- Francisco Delgado – Universidad de Chile (SFM)
- Gabriel Easton – Universidad de Chile (FSR)
- Gabriel González – Universidad Católica del Norte (SFA, TEW)
- Gloria Arancibia – Universidad Católica de Chile (SFLO)
- Gonzalo Yañez – Universidad Católica de Chile (FSR)
- Ismael Murillo – SERNAGOEMIN (SFA, TEW)
- Jaime Campos – Universidad de Chile
- Joaquín Cortés – Universidad de Concepción (SFLO)
- Jorge Crempien – Universidad Católica de Chile (mesa modelos probabilísticos)
- José Cembrano – Universidad Católica de Chile (SFLO)
- Leonardo Espinoza – SENAPRED
- Leoncio Cabrera – Universidad Católica (mesa modelos probabilísticos)
- Luis Astudillo-Sotomayor – Universidad Católica de Valparaíso (SFLO)
- Luisa Pinto – Universidad de Chile (FSR)
- María José Mejías – SENAPRED
- Nicolás Perez-Estay – University of British Columbia
- Pablo Iturrieta – GFZ Helmholtz Centre for Geosciences (mesa modelos probabilísticos)
- Pablo León – Universidad de Chile
- Paulina Vásquez – SERNAGEOMIN (SFLO)
- Pilar Villamor – Earth Sciences New Zealand
- Rodrigo Rauld – Xterrae (SFM)
- Sergio Barrientos – Centro Sismológico Nacional

Acrónimos de sistemas de falla. FEW: Fallas este-oeste del norte de Chile; SFA: Sistema de Falla de Atacama; FTA: Fallas transversales noroeste de Chile Central; FSR: Falla San Ramón; SFLO: Sistema de falla de Liquiñe-Ofqui, SFM: Sistema de Falla de Magallanes.

D.4 Programa del Coloquio

Coloquio sobre Fallas Potencialmente Peligrosas y Amenaza Sísmica en Chile

Fecha: Lunes 1 de diciembre de 2025

Hora: 09:30 – 16:00

Lugar: Sala B07 – Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile

Beauchef 851, Santiago

Organizador: Centro Sismológico Nacional, Universidad de Chile

Modalidad: Presencial – Telemática

El coloquio tiene como propósito compartir y discutir — con la comunidad de investigadores y profesionales afines — la base de datos de fallas corticales que serán incluidas en el mapa de amenaza sísmica que elabora el Centro Sismológico Nacional para SENAPRED. Este encuentro busca fomentar el intercambio de conocimientos y experiencias que contribuyan al desarrollo de una visión común sobre la naturaleza y el impacto de las fallas corticales en la estimación de la amenaza sísmica en Chile, a ser utilizada por SENAPRED en sus planes de preparación.

Programa

- 09:30 – 09:40 | Sergio Barrientos — Palabras de bienvenida
- 09:40 – 09:45 | María José Mejías — Palabras de SENAPRED
- 09:45 – 09:50 | Paulina Vásquez — Palabras de SERNAGEOMIN
- 09:50 – 10:15 | Carlos Costa — Armonización de base de datos del proyecto SARA
- 10:15 – 10:40 | Francisco Bravo — Estado actual de la base de datos de fallas potencialmente peligrosas para el mapa de amenaza sísmica CSN
- 10:40 – 10:55 | Gabriel González — Sistema de falla de Atacama y las Este-Oeste del antearco
- 10:55 – 11:10 | Gabriel Easton — Sistema de falla de San Ramón

11:10 – 11:30 | Coffee Break

- 11:30 – 11:45 | José Cembrano — Sistema de Liquiñe–Ofqui
- 11:45 – 12:00 | Francisco Delgado — Sistema de falla de Magallanes–Fagnano
- 12:00 – 12:15 | Felipe Aron — Sistema de fallas NW del antearco de Chile Central
- 12:15 – 12:30 | Pilar Villamor — Las bases de datos de fallas activas de Nueva Zelanda: qué son y para qué se usan
- 12:30 – 12:45 | Pablo Iturrieta — Designing an Open, Reproducible PSHA Model for Chile: The Role of Crustal Faults in Seismic Hazard

12:45 – 14:15 | Almuerzo

14:15 – 15:15 | Mesas redondas por sistemas de fallas (Cafetería Auditorio d’Etigny)

Temas a abordar:

- Longitudes máximas de ruptura
- Rangos de tasas de deslizamiento
- Segmentos con potencial de ruptura superficial
- Magnitudes máximas esperadas
- Recomendaciones generales sobre parámetros clave

Cada mesa designará una persona para presentar sucintamente los resultados de sus discusiones.

15:15 – 15:40 | Sergio Barrientos, Francisco Bravo — Conclusiones y cierre

Comité Organizador

Sergio Barrientos, Francisco Bravo, José Cembrano, Rodrigo Rauld

Moderador: Roberto Martínez — Encargado de comunicaciones CSN

Listado de Participantes

1. Daniel Melnick — Universidad Austral
2. Gabriel González — Universidad Católica del Norte
3. Gabriel Easton — Universidad de Chile
4. Luisa Pinto — Universidad de Chile
5. Marcos Moreno — Universidad Católica
6. Gloria Arancibia — Universidad Católica
7. Joaquín Cortés — Universidad de Concepción
8. Jorge Crempien — Universidad Católica
9. Jaime Campos — Universidad de Chile
10. Gonzalo Yañez — Universidad Católica
11. Felipe Aron — Universidad de Chile
12. Marcelo Farías — Universidad de Chile
13. Isabel Santibañez — Universidad Católica
14. Luis Astudillo-Sotomayor — Universidad Católica de Valparaíso
15. Francisco Delgado — Universidad de Chile
16. Rodrigo Rauld — Xterrae
17. José Cembrano — Universidad Católica
18. Pablo Iturrieta — GFZ Helmholtz Centre for Geosciences
19. María José Mejías — SENAPRED
20. Leonardo Espinoza — SENAPRED

21. Christian Creixell — SERNAGEOMIN
22. Carolina Jara — SERNAGEOMIN
23. Ismael Murillo — SERNAGEOMIN
24. Paulina Vásquez — SERNAGEOMIN
25. Carlos Costa — Universidad Nacional de San Luis
26. Nicolás Pérez-Estay — Universidad de Chile
27. Pilar Villamor — Earth Sciences New Zealand
28. Leoncio Cabrera — Universidad Católica
29. Francisco Bravo Sagua — Centro Sismológico Nacional
30. Sergio Barrientos — Centro Sismológico Nacional
31. Pablo León — Universidad de Chile