



PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATOLICA DE CHILE
ESCUELA DE INGENIERIA

**PELIGRO SÍSMICO ASOCIADO A FALLAS
CORTICALES: CASO DE ESTUDIO
FALLA SAN RAMÓN (33.2°-33.7°S)**

NICOLÁS ANDRÉS PÉREZ ESTAY

Tesis para optar al grado de
Magister en Ciencias de la Ingeniería

Profesor Supervisor:
GONZALO YÁÑEZ CARRIZO

Santiago de Chile, Marzo, 2016

© 2016, N. P. Estay



PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATOLICA DE CHILE
ESCUELA DE INGENIERIA

PELIGRO SÍSMICO ASOCIADO A FALLAS CORTICALES: CASO DE ESTUDIO FALLA SAN RAMÓN (33.2°-33.7°S)

NICOLÁS ANDRÉS PÉREZ ESTAY

Tesis presentada a la Comisión integrada por los profesores:

GONZALO YÁÑEZ

RAFAEL RIDDELL

SEBASTIEN CARRETIER

CRISTIÁN TEJOS

Para completar las exigencias del grado de
Magister en Ciencias de la Ingeniería

Santiago de Chile, Marzo, 2016



*Estudiar la Tierra,
es una excusa para estar conscientes de ella, y disfrutarla.*

Agradezco a la tierra y a la cordillera.

Agradezco a mis padres, a Pía por enseñarme que ser perseverante, exigente y meticuloso siempre rinde frutos. A Sergio, por inculcarme que en la vida hay que luchar siempre por lo que te hace feliz, como primera prioridad.

Agradezco a amigos y amigas, en especial a Carlos, Mathew, Naty, Seba y Diego, por esos gratos momentos que hacen que la vida valga la pena, por el ocio siempre necesario para no hostigarse del trabajo, y a los nombrados por ser una segunda familia.

En general grupo de geociencias UC, por ayudar a desarrollar todas estas ideas, que sin ellos no hubiesen sido ni la mitad de lo que son.

Con afecto, a los profesores de este grupo, Gonzalo, Gloria y José por abrirme las puertas a un mundo en el cual me siento pleno.

En específico, agradezco a CIGIDEN por la beca durante 2015, y por el financiamiento parcial de esta tesis; a CEGA, Energía Andina, y el proyecto Fondecyt 1141139 por facilitar el gravímetro, estaciones sísmicas y equipo TEM respectivamente. Por último a DICTUC por financiar la mayoría de las campañas de terreno.

Por su gran ayuda en los diversos terrenos realizados a lo largo de esta tesis, a Ángela, Andrés, Natalia, Gerd, Tiaren, Isabel, José, Elias, Rony y Turco.

A Gino Cassasa, Gonzalo Yañez, Elias Lira, Alvaro Yañez por permitir la instalación de las estaciones sísmicas en su casa, durante un año.

A Sebastian Carretier por las siempre gratas conversaciones sobre temas geomorfológicos, y su buena disposición a enseñar. Esteban Saez por su compartir su vasto conocimiento de mecánica de suelos, y José Muñoz por estar en el momento preciso para entregarme una trascendente introducción a ArcGis. A Rafael Riddell por su ayuda a mejorar la visión de peligro sísmico.

Por último a quienes me acompañaron en el largo camino del Magister, como pares y/o ayudantes, y que muchas veces motivaron el interés por las geociencias, además de ayudar a perfeccionar partes de esta tesis, Rodrigo Gomilla, Tomas Roquer, Gerd Sielfied, y Pamela Perez-Flores.

INDICE GENERAL

Agradecimiento	ii
Índice General	iii
Índice Figuras	viii
Índice Tablas	xii
Abstract	xiii
Resumen	xiv
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Peligro sísmico	3
1.2 Fuentes sismogénicas	5
1.3 Fallas corticales	7
1.4 Antecedentes de peligro sísmico en el área de estudio	9
1.5 Objetivos	11
1.5.1 Objetivo principal	11
1.5.2 Objetivos específicos	11
1.5.3 Diagrama de orden para el desarrollo de la tesis.	11
1.6 Justificación y alcance de tesis	13
2. MARCO GEOTECTÓNICO	17
2.1 Unidades Geológicas	17
2.1.1 Formación abanico	17
2.1.2 Formación Farellones	18
2.1.3 Franja de Intrusivos del Mioceno	20

2.1.4 Sedimentos Aluviales-Fluviales Antiguos (Conglomerados Neógenos)	20
2.1.5 Ignimbritas de Pudahuel	21
2.1.7 Sedimentos Lacustres	22
2.1.8 Sedimentos aluviales de piedemonte	23
2.2 Historia Geológica	23
2.3 Sismicidad cortical en Chile central	29
2.4 Falla San Ramón	30
2.4.1 Perfil TEM en sector de Universidad Adolfo Ibáñez (Fuente: Propia)	32
3. GRAVEDAD	37
3.1 Metodología.....	39
3.2 Correcciones	39
3.2.1 Corrección por marea (Temporal)	40
3.2.2 Corrección por deriva instrumental (Temporal)	41
3.2.3 Corrección por forma de la Tierra (Masa)	41
3.2.4 Corrección de Aire Libre (Masa)	42
3.2.5 Corrección de Bouguer (Masa)	42
3.2.6 Tendencia Regional	43
3.3 Resultados	48
3.4 Discusión	57
3.5 Conclusiones	62
4. ÍNDICE DE SINUOSIDAD	63
4.1 Metodología.....	64

4.2 Resultados	65
4.3 Discusiones.....	69
4.3.1 Aplicación del índice de sinuosidad para definir las zonas de mayor alzamiento.	69
4.3.2 Interpretación del índice de sinuosidad y su aporte para definir los largos de ruptura de FSR.	73
4.4 Conclusiones	76
5. STREAM GRADIENT INDEX	77
5.1 Metodología.....	81
5.2 Resultados	83
5.3 Discusiones.....	91
5.3.1 <i>Stream Gradient Index</i> como medida cualitativa del alzamiento en roca	91
5.3.2 Interpretación de los valores de <i>Stream Gradient Index</i> como una manifestación del alzamiento en roca.	92
5.4 Conclusiones	97
6. SISMICIDAD	98
6.1 Metodología.....	103
6.2 Resultados	105
6.2.1 Análisis espacial y temporal de la sismicidad y su relación con estructuras en superficie.	105
6.2.1.1 Pichilemu Mw=6.9, Marzo de 2010.....	106
6.2.1.2 L'Aquila Mw=6.3, Agosto 2009.....	108

6.2.1.3 ChiChi Mw=7.5, Septiembre 1999	111
6.2.1.4 Patrones temporales y espaciales de eventos analizados.....	113
6.2.2 Análisis de sismicidad en el área de estudio	119
6.2.3 Experimento de microsismicidad, la red sísmica	121
6.2.4 Resultados de sismicidad cortical PUC.	124
6.3 Discusiones.....	129
6.3.1 Validez de metodología para definir una falla activa	129
6.3.2 Importancia de la falla San Ramón en la zona	130
6.3.3 Falla San Ramón como una estructura activa	132
6.3.4 Temporalidad de sismos corticales	134
6.4 Conclusiones	138
7. PELIRO SÍSMICO	139
7.1 Peligro sísmico en la zona de estudio	140
7.2 Definición de Ley de Atenuación	146
7.3 Caracterización de fuente sismogénica	150
7.3.1 Tipo de falla	150
7.3.2 Ángulo de manto de la falla.....	151
7.3.3 Profundidad de la ruptura	152
7.3.4 Magnitud del sismo característico y definición del plano de ruptura	155
7.3.4.1 Segmento de Chicureo.....	157
7.3.4.2 Segmento Vitacura - Las Condes	159
7.3.4.3 Segmento La Reina - Peñalolén	161

7.3.4.4 Segmento La Florida - Puente Alto	162
7.4 Peligro sísmico	165
7.4.1 Resultados de Peligro sísmico	165
7.4.2 Influencia de parámetros en los resultados	172
7.5 Discusiones.....	179
7.6 Conclusiones	189
7.7 Trabajos futuros	190
BIBLIOGRAFÍA.....	191
ANEXO 3.1	207
ANEXO 5.1	231
ANEXO 5.2	233
ANEXO 6.1.....	234
ANEXO 6.2	239
ANEXO 7.1	240

INDICE DE FIGURAS

CAPITULO 1	1
Figura 1.1. Tipos de sismos en el margen Andino	6
Figura 1.2. Diagrama lógico para el desarrollo de la tesis	12
Figura 1.3. Geología Falla San Ramón.....	16
CAPITULO 2	17
Figura 2.1. Geomorfología de los Andes centrales	18
Figura 2.2. Formación Abanico	19
Figura 2.3. Formación Farellones	19
Figura 2.4. Afloramiento intrusivo San Gabriel.....	20
Figura 2.5. Sedimentos aluviales con manteo contrapendiente en el cerro Apoquindo.....	21
Figura 2.6. Gran estrado de gravas fluviales en fundación de Santiago.....	22
Figura 2.7. Conos aluviales en el piedemonte de Santiago.....	23
Figura 2.8. Interacción entre las formaciones principales de la zona.....	25
Figura 2.9. Mapa geológico zona de estudio	26
Figura 2.10. Modelos tectónicos de la zona.....	28
Figura 2.11. Afloramiento en el cerro Apoquindo	31
Figura 2.12. Ubicación del perfil TEM realizado	34
Figura 2.13. Resultados e interpretación perfil TEM.....	35
CAPITULO 3	37
Figura 3.1. Perfiles de gravedad en el área de estudio	40
Figura 3.2. Corrección de deriva instrumental	41
Figura 3.3. Tendencia regional esperada para una cuenca sin actividad tectónica	46
Figura 3.4. Anomalía esperada para una cuenca con deformación en el basamento.....	47
Figura 3.5. Resultados perfil 2.....	49
Figura 3.6. Resultados perfil 7.....	50
Figura 3.7. Resultados perfil 11	52

Figura 3.8. Resultados perfil 23	53
Figura 3.9. Resultados de inversión gravimetrica	56
Figura 3.10. Interpretación perfiles de gravedad.....	60
CAPITULO 4	63
Figura 4.1. Índice de sinuosidad esperable para fallas con distinta actividad.....	64
Figura 4.2. Mapa de pendientes	66
Figura 4.3. Pendientes en color para facilitar la definición de la cuenca.....	67
Figura 4.4. Resultados Índice de Sinousidad	70
CAPITULO 5	77
Figura 5.1. Ejemplos de <i>Stream Gradient Index</i>	78
Figura 5.2. Variables para calcular el <i>Stream Gradient Index</i>	79
Figura 5.3. Redes de drenaje de la zona	84
Figura 5.4. Resultados de <i>Stream Gradient Index</i>	85
Figura 5.5. Pendiente de los drenajes	86
Figura 5.6. Área de catchment o cuenca hidrográfica	87
Figura 5.7. Cálculo de concavidad	89
Figura 5.8. Ley de escorrentía con geología de fondo.....	90
Figura 5.9. Zonificación de las tasas de erosión relativas	93
Figura 5.10. Zonificación e interpretación de los valores de SL	94
CAPITULO 6	98
Figura 6.1. Sismicidad registradas por el USGS entre 1900-2015.....	100
Figura 6.2. Terremoto de Pichilemu Marzo de 2010, Chile	107
Figura 6.3. Terremoto de L’Aquila 6 de agosto 2009, Italia	110
Figura 6.4. Terremoto de Chichi Septiembre 1999, Taiwan.....	114
Figura 6.5a. Registros temporales del USGS entre 1950-2015.....	116
Figura 6.5b. Registros temporales del USGS entre 1950-2015	117
Figura 6.5c. Registros temporales del USGS entre 1950-2015.....	118

Figura 6.6. Sismos registrados USGS entre 1950-2015 en el área de estudio	120
Figura 6.7. Liberación de energía en la zona desde 1950 para sismos $M_w > 3.5$	121
Figura 6.8. Experimento de microsismicidad	122
Figura 6.9. Sismicidad cortical registrada en la red local sin importar error de localización ...	125
Figura 6.10. Análisis estadístico de los eventos encontrados	126
Figura 6.11. Análisis estadístico de los eventos con errores menores a 8 km	127
Figura 6.12. Mapa de sismicidad con errores menores a 8 km	128
Figura 6.13. Validación de datos de USGS para zona 2 sin faenas minera	131
Figura 6.14. Proyección en profundidad de los sismos localizados dentro de los planos de ruptura posibles de la falla San Ramón	133
Figura 6.15. Separación temporal de eventos dentro de los planos posibles	136
Figura 6.16. Sismos registrados el día 22 de noviembre de 2014	137
CAPITULO 7	139
Figura 7.1. Profundidad del basamento obtenido por Yañez et al. 2015	141
Figura 7.2. Distribución de velocidades de corte según litología	142
Figura 7.3. Observaciones del ángulo de manteo	154
Figura 7.4. Interpretación de segmentos de la FSR.....	164
Figura 7.5. Peligro asociado al segmento de Chicureo.....	166
Figura 7.6. Peligro asociado al segmento de Vitacura – Las Condes	167
Figura 7.7. Peligro asociado al segmento de La Reina - Peñalolen	169
Figura 7.8. Peligro asociado al segmento de La Florida – Punte Alto	170
Figura 7.9. Comparación de activación doble versus activación simple	173
Figura 7.10. Peligro sísmico contabilizando todos los segmentos	174
Figura 7.11. Comparación de efectos producidos por un manteo menor a la FSR	176
Figura 7.12. Comparación de efectos por variable Z_{top}	177
Figura 7.13. Comparación entre las aceleraciones registradas en el terremoto del Maule 2010 y las aceleraciones esperadas de ocurrir un evento en la FSR	180
Figura 7.14. Análisis de confiabilidad de los resultados	182

Figura 7.15. Zonificación de peligro para la Falla San Ramón	183
Figura 7.16. Probabilidad de ocurrencia de un evento	186
Figura 7.17. Mapa probabilístico para eventos mayores	187

INDICE DE TABLAS

Tabla 4.1. Resultados del índice de sinuosidad	68
Tabla 6.1. Cantidad de sismos esperados para un año de registro	103
Tabla 6.2. Modeolo de velocidad inicial y final	124

ABSTRACT

Crustal faults located nearby cities may induce catastrophic damages. When recurrence times are in the range of 1.000-10.000 or higher, actions to mitigate the effects of the associated earthquake are hampered by the lack of a full seismic record and, in many cases, geological evidences too. The San Ramón fault is a ~ 30 km NS trending fault with low slip rate (0.1 - 0.5 mm/yr), located at the foothills of the Andes, near to the large city Santiago, the capital of Chile (>6.000.000 inhab.). In order to characterize the fault behavior and its effects, we propose three different time-integration methodologies already developed to define the most likely scenarios of rupture, and then quantify the hazard with an empirical equation of peak ground acceleration (PGA). We considered the following methodologies: (1) stream gradient, (2) sinuosity index, to estimate fault-related topographic effects; and (3) gravity profiles across the fault, to identify the fault scarp in the basement. Along the fault trace we define 4 segments that probably get active independently, with a mean length of ~ 10km. We tested the present-day seismic activity by the deployment of a local seismologic network during one year, finding 5 events spatially related to the fault. In addition, fault geometry along the most evident scarp was imaged in terms of their electrical resistivity response by a high resolution TEM (transient electromagnetic) profile. Seismic events distribution and TEM imaging allowed to constrain the fault dip angle (~ 65°) and its capacity to break into surface. Using the empirical equation of Chiou & Youngs (2014) for crustal faults and considering the most likely seismic event (thrust high-angle fault, ~ 10km, Mw 6.2 - 6.7), we estimate the acceleration distribution in Santiago city and the hazardous zones. City domains under high risk included the hanging wall zone covered by sediments and narrow zones where the fault can break the surface. Over these domains, horizontal PGA can be greater than 0.5g and eventually producing building collapse.

Keywords: San Ramón fault, Seismic hazard, Geophysics, Seismicity, Crustal faults.

RESUMEN

En el mundo se han registrado numerosos eventos sísmicos, muchos de los cuales han generado daños importantes, como muertes y viviendas destruidas. Esto ha motivado a distintas áreas de la ciencia e ingeniería a estudiar este problema para comprender sus efectos, y crear medidas de mitigación que disminuyan los daños. Las fallas corticales son una de las fuentes sismogénicas que han sido poco estudiado hasta el momento. Estas son capaces de generar eventos de magnitud $M_w < 7.5$ con recurrencias de 1.000 a 10.000 años. A pesar de ser eventos de baja magnitud, pueden ser catastróficos ya que si se producen cerca de centros poblados, la corta distancia no permite que la energía liberada en el sismo se disipe. Estos eventos han afectado incluso a países con grandes normas antisísmicas como Japón o Estados Unidos (eg. Terremoto de Niigata, 2004, $M_w=6.6$, dejó 48 muertos y 5.000 viviendas destruidas). En esta tesis se pretende observar los posibles daños que puede generar un evento cortical, tomando como caso de estudio la Falla San Ramón, por encontrarse en Santiago la ciudad más poblada de Chile (>6.000.000 habitantes). Para esto se caracterizaron los segmentos de ruptura más importantes de la falla mediante el uso de las metodologías geomorfológicas *Stream Gradient Index*, Índice de Sinuosidad, y el análisis de perfiles gravimétricos. Se definieron 4 segmentos principales con un largo ~ 10 km. Además mediante un estudio de micro-sismicidad por un año, se encontraron 5 eventos relacionable con la Falla San Ramón. Por lo tanto es probable que se encuentre activa, e implica un peligro geológico real. En base a los segmentos definidos se estimó el peligro sísmico utilizando la Ley de Atenuación desarrollada por *NGA Pacific Earthquake Engineering Research Center*. En los resultados se observa una mayor amplificación de la aceleración en el bloque colgante; y en los suelos blandos ($V_{s30} \approx 450 \frac{m}{s}$) con respecto a los suelos rígidos ($V_{s30} \approx 750 \frac{m}{s}$). Los valores de aceleración esperada mayores a los definidos por la norma (0.3g), se encuentran a menos de 4-7km de los segmentos de ruptura. Los valores máximos son cercanos a 0.8g, y están a menos de 3km de la fuente, específicamente en los bloques colgantes rellenos con sedimentos. En base a estos resultados, si ocurre un evento en la falla puede generar el colapso de estructuras. Las zonas con mayor peligro son los mencionados bloques colgantes rellenos con sedimentos y la zona donde la falla puede romper en superficie.

Palabras claves: Falla San Ramón, Peligro Sísmico, Geofísica, Sismicidad, Fallas Corticales.

1. INTRODUCCIÓN

La sismicidad implica un riesgo latente para la sociedad, lo que ha motivado al estudio y análisis de las distintas fuentes de terremotos, con la intención de reducir las pérdidas humanas y económicas generadas en estos eventos catastróficos. En el presente estudio, se busca entender el peligro sísmico asociado a las fallas corticales intraplaca, usando como caso de estudio la Falla San Ramón (FSR), cuya actividad potencialmente puede generar efectos relevantes en la ciudad de Santiago. Para esto es necesario definir: (1) el sismo característico, que representa un evento repetitivo en el tiempo el cual acumula el mayor desplazamiento de la falla (Schwartz y Coppersmith, 1984); (2) la atenuación de las ondas por la corteza, que modela cómo se propaga y disipa la energía liberada por el evento; y por último (3) su recurrencia, que agrega una variable probabilística de la ocurrencia del evento.

Definir el sismo característico para este tipo de fallas es complejo, ya que para registrar este evento con certeza es necesario completar por lo menos un periodo de recurrencia, el cual oscila entre ~1.000-10.000 años para las fallas corticales de bajo desplazamiento (Scholz, 1990). En vista de estas dificultades, se puede apuntar a comprender geoméricamente la ruptura de este evento repetitivo, directamente relacionado con la magnitud del sismo (Wells y Coppersmith, 1994). Para entender la geometría de una ruptura, se puede estudiar las manifestaciones geomorfológicas que genera el desplazamiento en la falla. En general, las fallas corticales con baja recurrencia no logran dominar completamente el paisaje, sobretodo en lugares donde el clima y las diferencias de altura generan altas tasas de erosión y depósito (p.ej. Falla Quito-Latacunga en Ecuador; Liquiñe-Ofqui en Chile, Nojima Fault en Japón, etc.). El caso del presente estudio (FSR), tiene un comportamiento promedio en este sentido, ya que posee altas tasas de erosión y de depósito por encontrarse en el piedemonte cordillerano. Por lo tanto, es necesario buscar metodologías cuya respuesta esté condicionada principalmente por los efectos del alzamiento. De esta forma acceder a las evidencias de deformación

geomorfológicas y de la roca, para comprender la continuidad de la estructura y por ende cuál es su sismo característico.

En este estudio, para determinar el largo del evento característico, se realizaron perfiles gravimétricos capaces de observar el rechazo acumulado en la roca (basamento bajo cuenca sedimentaria), y el análisis de dos medidas geomorfológicas directamente relacionadas con el alzamiento. La primera, Índice de Sinuocidad, que obtiene una medida relativa de actividad de un segmento, relacionando la forma del contacto cuenca sedimentaria-roca con el largo de la falla (Bull y MacFadden, 1977); y la segunda, *Stream Gradient Index*, que relaciona el perfil topográfico de los drenajes aguas arriba de una falla con el nivel de alzamiento (p. ej. Font et al. 2010; Casa et al. 2010).

Las leyes de atenuación sísmica serán definidas en base a la literatura, ya que deben ser representativas de sismos de magnitudes $M_w = 5 - 7$ para fallas corticales, lo cual no se ha hecho específicamente para fallas corticales en Chile. Esta falencia se debe principalmente a la baja recurrencia de estos eventos, y a la ausencia de una red sismológica poblada. Los registros de eventos importantes en la cordillera, no tienen estaciones a menos de 10 km que son de suma importancia para definir la ley de atenuación en el rango más peligroso, que es dentro de los primeros 10-30 km. Por lo tanto, para este estudio se ocupó la ley de atenuación de Chiou y Young (2014) por tener un registro amplio en fallas similares a la Falla San Ramón. La ley empírica está establecida para fallas inversas, normales, o de rumbo, para magnitudes entre $3.5 < M_w < 8.0$, distancias entre 0 y 300 km, y $180 \text{ [m/s]} < V_{s30} < 1500 \text{ [m/s]}$, con datos obtenidos de California, Italia, Japón, Taiwan, entre otros.

Para estimar la recurrencia, la forma más directa es cavar trincheras con el fin de realizar un estudio de paleosismología. En el caso de la Falla San Ramón existe un estudio de paleosismología que aproximan la recurrencia entre 8.5 y 9.5 mil años (Vargas et al. 2014). A pesar de tener una baja estadística (una trinchera con dos eventos), estos datos permiten tener una aproximación de primer orden de la probabilidad de ocurrencia.

Complementariamente en esta tesis se realizó un estudio de microsismicidad para estimar la importancia de la FSR en la liberación de la energía regional, un punto relevante para comprender la influencia de la falla en la deformación de la corteza. Además la sismicidad natural permite definir si la falla se encuentra activa en el corto plazo (décadas), algo no demostrado por el registro de 35 años del CSN que no ha registrado ningún evento evidentemente asociado a la FSR. Para esto, se diseñó una red de 5 sismómetros de pozo que registraron la sismicidad natural del área de estudio, durante 1 año.

1.1 Peligro sísmico

Existen dos maneras para cuantificar el peligro asociado a una zona. Una mide la intensidad del daño mediante la escala de Mercalli, apelando a la percepción del sismo; y la segunda apunta a la estimación de la aceleración esperada para un intervalo de tiempo, con el fin de obtener una media física del peligro. Entre mayor sea la aceleración esperada, mayor es el riesgo. La medida de aceleración es independiente de la variable humana dentro del lugar, como calidad de construcciones, horario del sismo, o la subjetividad de la percepción individual. Por lo tanto es más útil tanto para compararse con otros lugares del mundo, como con otras fallas alejadas de poblados, además de ser un parámetro objetivo para el diseño de estructuras diversas. Esto motivó a que este estudio se centrara en esta perspectiva del peligro, y desde aquí en adelante cuando se hable de peligro sísmico será siempre con referencia a la aceleración.

Para encontrar la aceleración esperada, se puede realizar un análisis determinístico, que significa entender la aceleración que se genera una vez producido el evento característico. Esta perspectiva no pondera la probabilidad de que este evento ocurra (ej. Alfaro 2010, Pérez et al. 2014), por lo que es obviada la recurrencia. Otra perspectiva es la probabilístico, que caracteriza la fuente sismogénica según magnitud máxima posible y recurrencia, y después estimar la aceleración esperada dado un periodo de retorno (Algermissen y Perkins, 1976). Esto implícitamente

significa el uso de probabilidades, al tomar en cuenta los periodos de recurrencias de los sismos característicos (ej. Barrientos 1980, Leyton et al. 2010). Otro método probabilístico, que incluye varias fuentes simogénicas a la vez, es el desarrollado por Lapanje et al. (2003), y que asume que la productividad sísmica de cada fuente está bien representada por el registro utilizado. Ninguna de estas metodologías toma en cuenta el periodo de inactividad de una falla. Cuando una falla o fuente simogénica lleva un periodo largo sin generar su sismo característico, las probabilidades de que esta se active aumenta (ej. Petersen et al. 2007). Por lo tanto si no se conoce el periodo de inactividad de una falla definir la magnitud del sismo esperable para un periodo de retorno es imposible.

Más allá de un análisis probabilístico, es útil entender con precisión cuál es el peor escenario. Esto pensando que de comprender cuales son los efectos, somos capaces de tomar medidas preventivas. Además, si el efecto es excesivamente más fuerte que lo estimado por los estudios predecesores, esto puede estar reducido a una zona muy pequeña, que para disminuir las pérdidas humanas y económicas basta con no permitir la urbanización de esa zona. Por esto es importante definir qué área es la que se ve más afectada. Tomando en cuenta que datos históricos soportan que las fallas corticales, a nivel local pueden generar grandes aceleraciones con un peligro sísmico mayor que el producto de la subducción (p.ej. Terremoto de Niigata, Mori y Somerville, 2006; Terremoto de Wenchuan, Koketsu, et al. 2009).

En base a esta idea, En este trabajo se trató de definir el sismo característico de la FSR, que genera gran parte del desplazamiento acumulado en la falla, sin importar su periodo de retorno. Con el fin de estimar la aceleración que produce este evento característico de forma determinística, y que simboliza el sismo esperable a ocurrir cuando se active la FSR. Además se ha desarrollado una metodología que incluye probabilísticamente, el periodo de recurrencia de la falla y el tiempo de inactividad, basándose en los datos paleosismológicos de una trinchera (Vargas et

al., 2014), pero que dada la escasa estadística no son necesariamente representativos de toda la falla.

1.2 Fuentes sismogénicas

La interacción entre placas tectónicas impulsadas por la convección en el manto terrestre, genera campos de *stress* heterogéneos, cuyos mayores esfuerzos diferenciales están en el contacto entre placas tectónicas. Los sismos representan uno de los mecanismos de liberación de energía producida por esta acumulación de esfuerzos, por lo tanto las zonas de mayor sismicidad se concentran en los márgenes tectónicos activos, y son éstas las zonas con mayor peligro. Para el caso de márgenes de convergencia, se han encontrado distintas fuentes sismogénicas, que cumplen diferentes roles en la liberación de la energía acumulada en la colisión.

Generalmente, en las zonas de contacto interplaca, existen dos grandes tipos de fuentes sismogénicas. La primera sismos interplacas, relacionada con el deslizamiento entre dos placas tectónicas; y la segunda intraplaca, como un subproducto de las fuerzas que generan la interacción tectónica, que se observa en la sismicidad producida al interior de cada placa tectónica. Las primeras fuentes tienen recurrencias que rondan los 60-300 años, con sismos de magnitud elevada $M_w > 8$ (Scholz, 1990). Ejemplo de esto son los casos de la falla transcurrente Alpina en Nueva Zelanda con manifestación cortical, la subducción en Japón, o la subducción Andina. Mientras que la sismicidad intraplaca tiene un potencial sísmico mucho menor, ($M_w < 7.5$) y con periodos de recurrencia de entre 1.000 y 10.000 años. Esto se debe a que son un subproducto del campo de *stress* generado por la interacción de dos placas, y no acomodan directamente los esfuerzos desarrollados en el contacto entre placas. Ejemplos de esto son *North Island fault system* en Nueva Zelanda, *Middle Tectonic Line* o *Nojima Fault*, en Japón, o el sistema de fallas Liquiñe-Ofqui en Chile.

Estudios de la sismicidad en Chile indican la existencia de 4 tipos de sismos asociados al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana, (1) Out-rise de tipo intraplaca, producto de la flexión de la placa de Nazca antes de la subducción, generando fallas normales en la parte superior de la placa de Nazca. (2) Subducción interplacas, producto de la convergencia Nazca-Sudamericana, generando el deslizamiento de la placa oceánica bajo la placa continental, siendo esté la forma más óptima de acomodar la colisión entre ambas placas ($M_{\max}=8.5-9.5$, Leyton et al. 2010; recurrencia entre 100-300 años, Cisternas et al. 2005). (3) Intraplaca oceánica, relacionado con la ruptura de la placa de Nazca previo a la transición frágil-dúctil en la Astenósfera ($M_{\max}=8.0$, Leyton et al. 2010); y (4) Corticales intraplaca, generados por la deformación de la placa Sudamericana dado su avance hacia el Oeste y dentro de estos sismos corticales existen varias fuentes con distintas características ($M_{\max}=7.5$ Leyton et al. 2010), ver Figura 1.1.

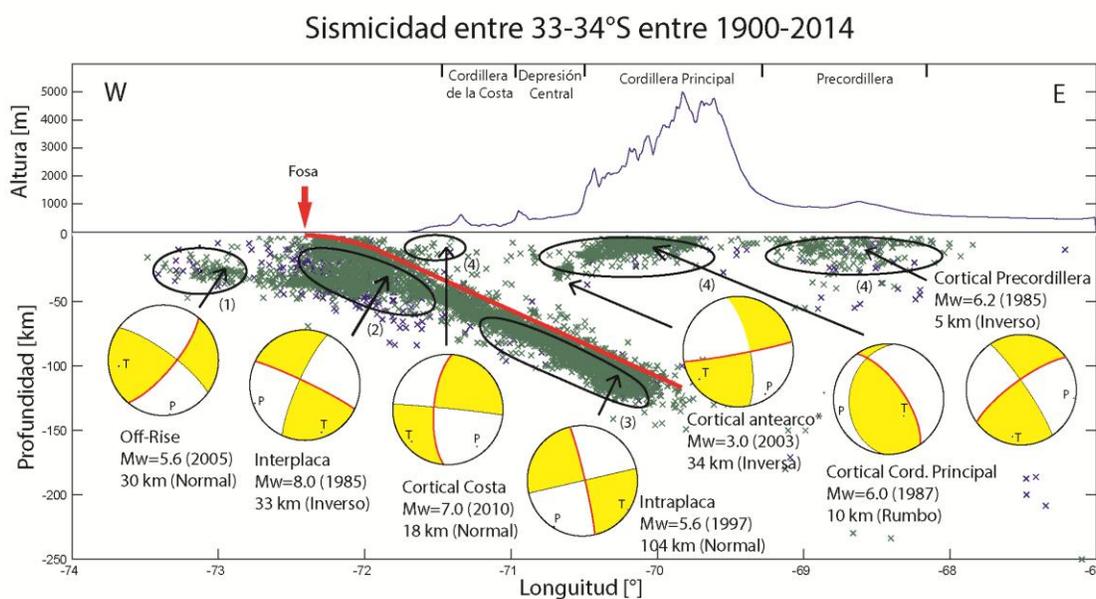


Figura 1.1. Tipo de sismos en el margen Andino, basado en la sismicidad entre 33°S 34°S registrada por USGS entre 1900 y 2014. Se observa el contacto aproximado entre la placa de Nazca y la Sudamericana, y los límites geomorfológicos. La sismicidad cortical se concentra en la cordillera central. Los mecanismos de foco (USGS) presentan en rojo el plano de falla más probable. *Mecanismo obtenido un *cluster* bajo Santiago (Leyton et al. 2009).

Históricamente los esfuerzos por entender el peligro sísmico se han centrado en los terremotos de subducción (interplacas), esto impulsado principalmente por su alta recurrencia y la elevada magnitud de los eventos, llegando incluso a $M_w=9.5$ (Valdivia 1960). Desatendiendo la sismicidad cortical que generan terremotos de baja magnitud, con baja recurrencia, pero por la cercanía de la fuente a las ciudades, los daños producidos pueden ser grandes a nivel local (Scholz, 1990). Por lo tanto, es necesario evaluar sus implicancias, en especial si están cerca de centros poblados masivos, como en el caso de la falla San Ramón en la ciudad de Santiago.

1.3 Fallas corticales

Las fallas corticales son todas aquellas que generan sismos dentro de los primeros 30km de la corteza, que muchas veces producen una manifestación en superficie, ya sea un escarpe de falla por ruptura superficial, desplazamiento de drenajes, o la generación de un pliegue, entre otros. En los márgenes activos, la existencia de esfuerzos que deben ser acomodados, obliga a la generación de diversas fallas corticales, las cuales tienen una orientación y cinemática relacionada con el campo de *stress* de la zona. Además existen heterogeneidades corticales o esfuerzos diferenciales que condicionan la ocurrencia de fallas oblicuas, o con cinemáticas diferentes a las principales. Estas condiciones particulares, se deben principalmente a la presencia de estructuras antecesoras, arcos magmáticos, o la oblicuidad del vector de convergencia, entre otras.

Es importante aclarar que existen distintos tipos de fallas corticales, unas relacionadas directamente con el contacto interplacas, como por ejemplo la Falla San Andrés en California, la Falla Alpina en Nueva Zelanda, o sistema de fallas Main Central Thrust en Nepal, activada el pasado 25 Abril de 2015. Mientras que otras se generan al interior de una determinada placa, como por ejemplo la Falla Madeyapuca en Bolivia, o las Falla Atacama, Liquiñe-Ofqui o San Ramón en Chile, que tienen tasas de desplazamientos por lo menos un orden de magnitud menor que las fallas antes mencionadas.

Para comprender los efectos que puede producir las fallas corticales dentro de una placa tectónica, se pueden nombrar varios casos a nivel mundial en donde pequeños sismos han generado efectos catastróficos. Por ejemplo, en Yunnan, China, el 10 de Marzo 2011, dejó 25 fatalidades, más de 250 heridos y alrededor de 1039 viviendas destruidas, siendo un sismo de $M_w = 5.4$ (USGS). Este fenómeno también ha afectado a países con un gran desarrollo en normas sísmicas, como Japón. El 24 de octubre de 2004, se generó un evento cortical intraplaca de $M_w = 6.6$, en la provincia de Niigata, dejando 48 muertos, 4.160 heridos, más de 3.000 viviendas destruidas y 103.411 con algún tipo de daño (Scawthorn y Rathje, 2006). En el caso Andino hay registros de terremotos corticales intraplaca catastróficos en Argentina y Ecuador, entre otros. Por ejemplo en Quito el 12 de Agosto 2014, un sismo de $M_w = 5.1$ produjo 4 muertos y más de 10 heridos (USGS). En Mendoza el 26 de Enero 1985 un terremoto $M_w = 6.2$, catastró 6 muertes con 12.500 viviendas destruidas (USGS). Estos efectos se deben principalmente a que estas fallas rompen en superficie, cerca de centros poblados con mala infraestructura. En el caso de Chile, si bien han habido sismos corticales de mayor magnitud ($M_w > 6$) ninguno ha registrado demasiadas víctimas por encontrarse en el medio de la cordillera a más de 40km de los centros de población masivos.

En especial en la zona centro de Chile, la FSR es una falla cortical intraplaca N-S en el piedemonte cordillerano y que atraviesa la ciudad de Santiago, la más poblada de Chile (>6.000.000 ha), y que en primer orden debería estar orientada preferencial con la subducción (aproximadamente son estructuras paralelas). Estudios en afloramientos de unidades cuaternarias, indican la actividad por lo menos Pleistocena de la falla con una cinemática inversa (Rauld, 2011). No existen registros históricos de actividad, pero estudios anteriores aproximan su máximo evento en magnitudes cercanas a $M_w=6.3-7.5$, lo que generaría un riesgo importante para Santiago (Rauld 2011, Pérez et al. 2014, Diaz et al. 2014, Armijo et al. 2010, Vargas et al. 2014). Un sismo de dicha magnitud, podría generar

efectos catastróficos a menos de 10km, por lo que dada su importancia, la Falla San Ramón (FSR) ha sido elegida como caso de estudio.

1.4 Antecedentes de peligro sísmico en el área de estudio

Los estudios probabilísticos predecesores, que han seguido la metodología de Algermissen y Perkins (1976), concluyen que la aceleración esperada disminuye al alejarse de la fosa de subducción (Barrientos, 1980; Riddell, 1992; Algermissen, 1992; Fischer et al. 2002). Esto afirma que entre más cerca estemos de la fuente sismogénica principal, mayor es la peligrosidad. Dadas estas observaciones, las normativas actuales de Chile se basan en “Regionalización Sísmica de Chile” (Barrientos, 1980) que divide el país en tres zonas N-S en donde las aceleraciones son 0.4g, 0.3g, o 0.2g disminuyendo al alejarse del margen tectónico. Este comportamiento validado por otros estudios (Riddell 1992; Algermissen, 1992; Fischer et al., 2002) puede presentar pequeñas anomalías producto de las fallas corticales (Martin 1990), específicamente entre los 33° y 34°S. Este último resultado, no implica que las fallas corticales solo generen mayor riesgo en estas latitudes, ya que puede estar sesgado con el nivel de detección sísmica, el cual es mayor en esta zona, por tener un sesgo en la distribución espacial de las estaciones sísmicas, que históricamente, desde 1980 a la primera década del siglo 21, han estado concentradas en la zona central de Chile.

Recientemente, se han incorporado estudios de las diferentes fuentes sismogénicas, concluyendo probabilísticamente mediante la metodología de Lapajne et al. (2003) que las fuentes corticales siguen siendo poco importantes con respecto a las fuentes de subducción (Silva 2008, Leyton et al. 2010), esto principalmente producto de su baja recurrencia. Es importante mencionar que el análisis probabilístico desarrollado por Lapajne et al (2003), no toma en cuenta el periodo de tiempo que con certeza no ha ocurrido un evento, por ejemplo, la Falla San Ramón lleva ~8.000 años sin activarse (Vargas et al. 2014). Como fue mencionado, un largo periodo de inactividad aumenta el peligro, ya que de

persistir el sistema de esfuerzos que activa la falla, la estructura ha acumulado esa energía durante todo ese periodo (p. ej. Petersen et al. 2007).

Por otro lado en base a un análisis determinístico, las fallas con largos de ruptura mayores a ~20 km generan un mayor riesgo que el esperado para los terremotos interplacas (Alfaro, 2011). Resultados similares a los encontrados de forma determinística utilizando el modelo de aceleración *kinematic fractal k^{-2} composite source model* (Ruiz et al. 2011), en la Falla San Ramón asumiendo que el evento máximo es $M_w = 6.9$ (Pérez et al. 2013). Este tipo de análisis determinísticos, no indagan meticulosamente en el largo de ruptura de las fallas, y por las metodologías utilizadas no incorporan efectos de sitio, que son capaces de duplicar las aceleraciones obtenidas en un lugar.

En base a los avances que hay en Chile en materia de peligro sísmico, es evidente que existen falencias que deben ser estudiadas con mayor profundidad, principalmente el riesgo que implican las mencionadas fallas corticales. Dadas estas falencias, se propone en este estudio buscar un acercamiento empírico de los efectos que puede generar un evento cortical, dando un especial énfasis al entendimiento de los largos de ruptura esperables para una falla, para definir con precisión el evento característico, y tomando en cuenta variables como efecto de *hanging-wall*, amplificación por efectos de sitio, entre otros. Para estimar el sismo característico se utilizaron tres metodologías independientes entre sí, todas relacionadas con el nivel de alzamiento. Mientras que para estimar los efectos producidos por el evento, se utilizó la ley de atenuación de Chiou y Young (2014) basada en un nutrido registro de sismos corticales en todo el mundo. A continuación se definirán los objetivos principales y específicos de la tesis, y cuál será el orden de los Capítulos con el fin de tener el desarrollo de un pensamiento lógico que cumpla con los objetivos.

1.5 Objetivos

1.5.1 Objetivo principal

Comprender el peligro sísmico al cual se encuentra sometida la ciudad de Santiago debido a la existencia de la Falla San Ramón, y en el proceso desarrollar una metodología que sea aplicable para estimar el peligro de otras fallas corticales.

1.5.2 Objetivos específicos

- 1) Definir los largos de ruptura característicos de la Falla San Ramón, y por ende la magnitud esperable de un sismo importante.
- 2) Definir la continuidad de la estructura hacia el norte y sur de Santiago.
- 3) Caracterizar geométricamente la Falla San Ramón.
- 4) Comprender la importancia sismogénica de la falla a nivel regional.
- 5) Definir si la falla se encuentra activa.
- 6) Estimar el peligro sísmico en aceleración

1.5.3 Diagrama de orden para el desarrollo de la tesis.

Para facilitar la comprensión global de la tesis se generó un diagrama que resume el desarrollo lógico utilizado para cumplir el objetivo principal de la tesis (ver Figura 1.2). En esta se resumen los principales sub-objetivos y las metodologías empleadas para lograrlos. Cada metodología es desarrollada en un Capítulo en particular, que es mencionado en el diagrama. Para facilitar la comprensión de cada Capítulo, a continuación se realiza un resumen de sus contenidos.

En el Capítulo 2 se describe el estado del arte tanto de la geología de la zona como de la FSR, además de incorporar un perfil de transiente electromagnético (TEM) que será utilizado para definir la geometría de la falla. En los Capítulos 3, 4, 5, y 6, se desarrollan las metodologías que entregan los *inputs* necesarios para

caracterizar la falla San Ramón, tanto geométrica como sismogénicamente; las metodologías son: perfiles gravimétricos, índice de sinuosidad, *Stream Gradient Index*, y sismicidad, respectivamente. En el Capítulo 7 se genera un resumen de los resultados obtenidos en los Capítulos anteriores, con el fin de caracterizar geoméricamente la FSR. Además en este Capítulo, se estima el peligro sísmico asociado a esta falla utilizando la ley de atenuación Chiou y Youngs (2014) y su caracterización geométrica.

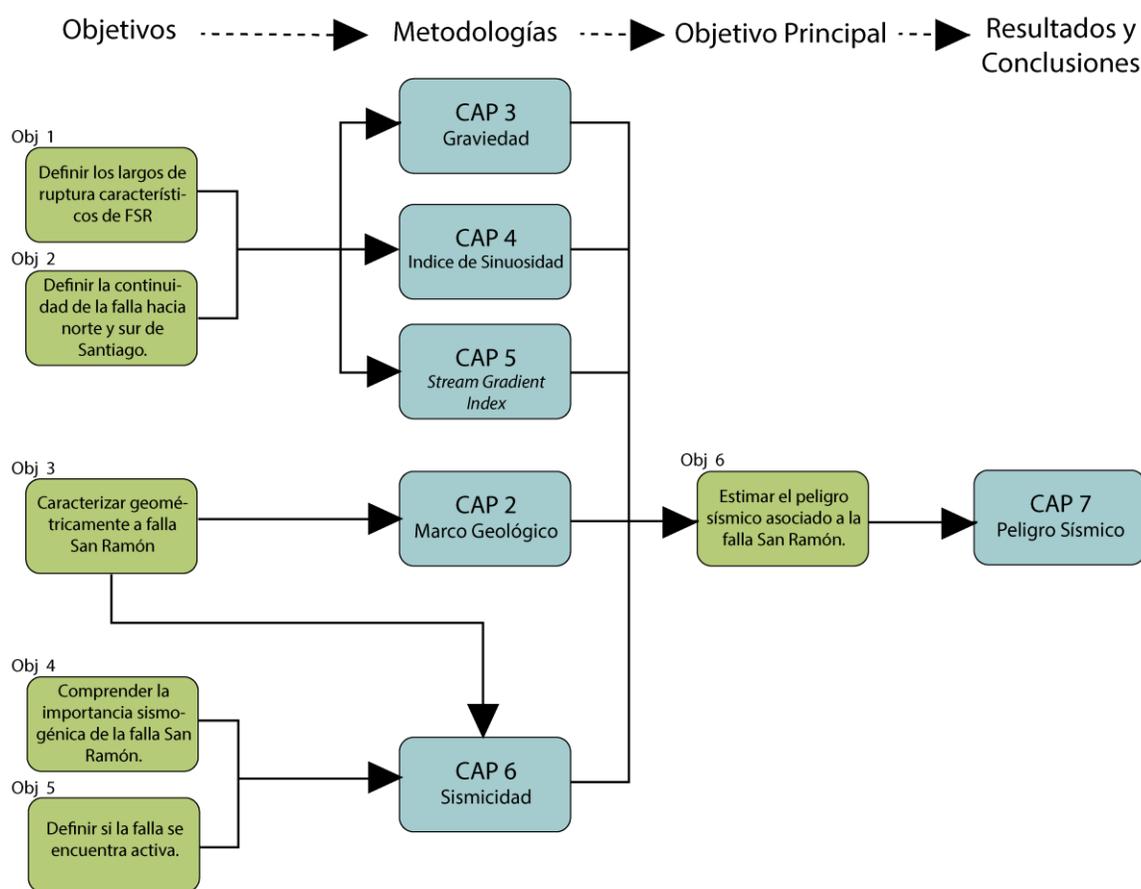


Figura 1.2. Diagrama lógico para el desarrollo de la tesis. Los objetivos 1, 2, y 3 son discutidos en el Capítulo 7, en la Sección 7.2, por un tema de orden, ya que es necesario desarrollar todas las metodologías primero y después discutir en profundidad esas características de la falla. Los objetivos 4 y 5 son desarrollados en el Capítulo 6. Mientras que el objetivo último de estimar el peligro sísmico (obj 6), se desarrolla en el último Capítulo de peligro sísmico (Capítulo 7).

1.6 Justificación y alcance de tesis

Para entender el peligro sísmico cortical en su cabalidad, es necesario determinar que estructuras representan mayor riesgo para la población. Evidentemente por estar atravesando una ciudad muy poblada, la FSR es un caso primordial en el estudio de fallas corticales. Pero es importante mencionar que la comprensión del peligro cortical no se limita a una estructura en particular, sino que el entender cuáles son las que presentan mayor sismicidad y cuales implican un riesgo importante para las comunidades por su cercanía a los centros poblados. En base a esto se limita como objetivo de esta tesis calcular el peligro sísmico asociado a la FSR, estimando el largo de ruptura característico y los efectos atenuación que se pueden generar en la zona. Esta estimación estará sujeta a la capacidad de resolución de las metodologías empleadas para definir el largo de ruptura, y a qué tan bien representa la realidad la ley de atenuación utilizada. Además en esta tesis se pondrá en discusión la importancia sismogénica de la FSR en el área de estudio, y el estado de actividad de esta. Esto se realizará en base a un registro de micro-sismicidad durante un año, que está sujeto a las limitaciones que implica un registro de un año para procesos que tienen recurrencias del orden de los 1.000 a 10.000 años.

La variable más directa que influye en el peligro sísmico, es el sismo característico. Para definirlo existen diferentes metodologías, la más efectiva es tener un buen registro sísmico histórico, que incluya por lo menos un ciclo sísmico completo. Esto significa tener un registro que contenga más de un periodo de recurrencia, que para el caso de estudio supera los 8.500 años (Vargas et al 2014). Pero indirectamente, se puede definir el largo de ruptura de la falla, que está directamente relacionado con la magnitud del sismo (Wells y Coppersmith, 1994, Somerville, 1999). De no existir efectos erosivos ni de depósito, las rupturas de las fallas que se manifiestan en superficie, estarían directamente relacionadas con la continuidad del escarpe, ya que la construcción del escarpe producida por el sismo

característico, no sería interrumpida por ningún otro proceso. En el caso de las fallas de piedemonte es difícil atribuir la continuidad de los escarpes al comportamiento de la falla, debido a los largos periodos de recurrencia, y las altas tasas de erosión y depositación producto de las grandes diferencias de energía potencial entre la Cordillera y la cuenca sedimentaria. Aún así, tanto la continuidad de los escarpes en superficie, como la deformación de la roca del basamento, u otras características geomorfológicas, permiten dar indicios de cómo ha funcionado la ruptura de una falla históricamente. En el caso de estudio, existen discontinuidades del escarpe en superficie (ver Figura 1.3, Rauld, 2011) que producen una interrogante a la hora de asignar un largo de ruptura característico, ya que su discontinuidad puede ser atribuida tanto a la erosión como a la segmentación de la falla. Por lo tanto realizar estudios que no estén condicionados por los efectos de la erosión es una buena estrategia para estimar el sismo característico.

El basamento rocoso bajo una cuenca sedimentaria, se encuentra sometido a una tasa erosiva mucho menor en relación a la superficie, debido a la cobertura sedimentaria sobre él. Por lo tanto una manera indirecta de ver el largo de ruptura es observar el escarpe producido en el basamento rocoso. Una manera de realizar esto es mediante un estudio gravimétrico, que basado en las diferencias de masas, puede identificar la forma del basamento y como es la anomalía generada por un escarpe de falla en profundidad. En este estudio se realizaron 24 perfiles gravimétricos perpendiculares a la falla en promedio de 2km de largo, desde 33°15'S hasta 33°40'S. Con estos se modeló la forma del basamento rocoso para relacionarla con la actividad de la falla. En el Capítulo 3 se describe en detalle el experimento gravimétrico y sus resultados.

Otra manera de observar la continuidad de una falla y por tanto su largo de ruptura, es con un análisis geomorfológico. La manera más directa es mediante el análisis de perfiles topográficos que corten el escarpe (Rauld 2011), pero como fue

mencionado, el escarpe del caso de estudio no es tan claro como para aseverar una continuidad de la estructura. Por lo tanto se deben hacer análisis que permitan tener un rango de estudio mayor que la topografía. Para esto se han desarrollado metodologías que abarcan rangos de tiempo Pleistocenos hasta Cenozoicos, como el cálculo de *Stream Gradient Index* e Índice de Sinuocidad, respectivamente (Burbank y Anderson, 2001). La primera mide el perfil topográfico de los drenajes sobre la falla, que están directamente relacionados con el alzamiento (Hack, 1973, Merritts y Vicent ,1989). Mientras que la segunda genera una relación entre la forma del contacto cuenca sedimentaria-frente montañoso y la traza de la falla, que indirectamente mide la actividad de la falla ya que de ser una estructura con mucha actividad el contacto cuenca-frente montañoso tiende a adquirir la forma de la falla (Bull y McFadden, 1977). En este estudio se realizaron ambas metodologías basadas en un DEM con una precisión de 30m. En el Capítulo 4 y 5 se describen en mayor detalle las metodologías y resultados obtenidos, para el Índice de sinuosidad y el *Stream Gradient Index*, respectivamente.

Para asignarle un riesgo pertinente a una falla, es necesario entender el rol de dicha falla en el margen continental que se encuentra, como variables indirectas. Por ejemplo definir su importancia energética mediante la producción sísmica, y qué tipo de acomodo entre bloques cumple, con la cinemática del sismo. Esto significa entender el contexto en el cual se encuentra la falla, y si está orientada preferentemente según el régimen de esfuerzos predominante en la zona. De cierta manera, este tipo de análisis nos permite identificar las fallas con mayor o menor peligrosidad. Para poder hacer este tipo de análisis, la forma más directa es obtener un registro sísmico lo más completo posible (entendiendo por completitud un registro sísmico en una ventana de tiempo extenso, idealmente superior al ciclo sísmico definido por el terremoto característico, y con capacidad para la detección de eventos del menor tamaño posible). Con esto se puede definir primero si la falla se encuentra activa, de presentar sismicidad, y segundo definir su importancia en la liberación de esfuerzos, comparando la cantidad de eventos con respecto a otras

estructuras. En particular, para la FSR se analizará cuál es el rol e importancia de la falla dentro del contexto Andino y para la ciudad de Santiago. Para este objetivo se instalaron 5 sismómetros de pozo a lo largo de la FSR, y se recolectaron datos desde Marzo 2014 hasta Febrero 2015. En el Capítulo 6 se describe en detalle el experimento sismológico y sus resultados.

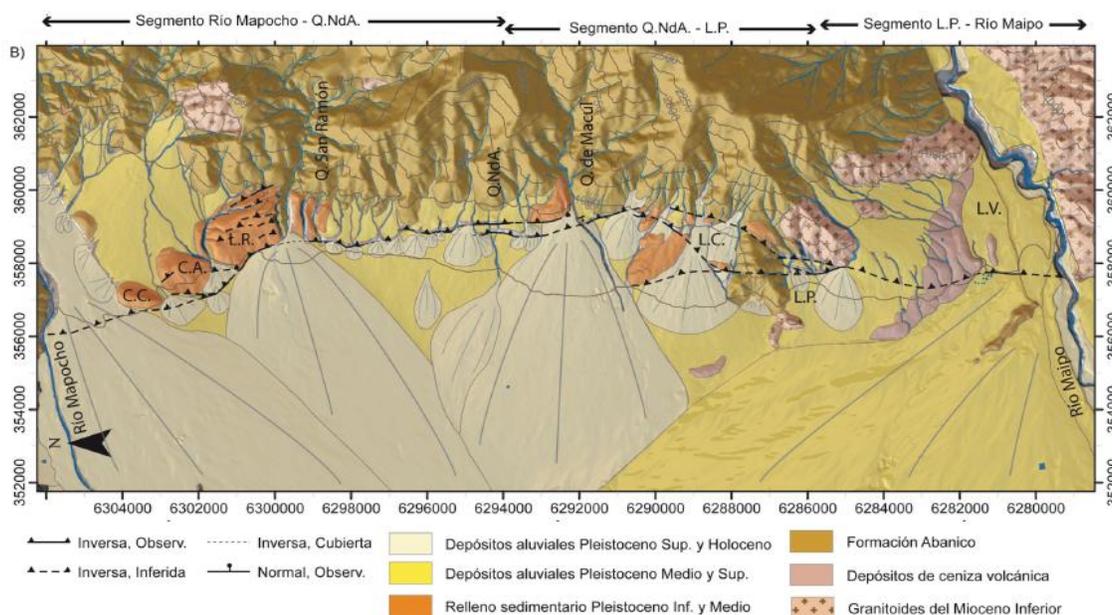


Figura 1.3. Geología Falla San Ramón. (Fuente: Rauld 2011)

Una vez definido si la falla está activa, y su largo de ruptura esperada o sismo característico, se puede realizar un estudio determinístico de la aceleración producida en su activación, mediante la incorporación de una ley de atenuación empírica (Chiou y Young 2014). Además de discutir factores locales como zonas con posibles efectos de sitio, o de borde de cuenca, como para el caso de estudio serían las comunas de Maipú, Huechuraba, Quilicura, entre otras, por tener suelos blandos $V_s < 300$ (Leyton et al. 2010b). Estos efectos son incorporados en la ley de atenuación elegida en este estudio. Además, teniendo en cuenta la recurrencia (9.000 ± 500 años) y el último evento (8.000 años) definido por Vargas et al. (2014), se realizó un análisis probabilístico para diferentes periodos de retornos.

2. MARCO GEOTECTÓNICO

En general en Chile, y en particular en la zona central (31°-37°S), la subducción de la placa oceánica (Farallon/Nazca) bajo la placa Sudamericana se ha mantenido constante al menos desde la apertura del Atlántico en el Jurásico tardío (Mpodosis y Ramos, 1989). Esta configuración geotectónica, en conjunto con variaciones en las velocidades y direcciones de la convergencia ha condicionado diversos episodios de deformación (compresión/extensión) y la depositación de unidades volcano-sedimentarias (p. ej. formación Abanico o Colla-Machalí). El alzamiento Andino se materializa durante los periodos compresivos mediante el acomodo de fallas y pliegues que producen sismos corticales, además de la generación de relieve producto del volcanismo. La convergencia actual entre estas placas tectónicas, se ha estimado en 6.5 cm/año (Khazarade y Klotz, 2003), de lo cual aproximadamente el 10% es absorbido por el alzamiento Andino (Yañez y Cembrano, 2004).

2.1 Unidades Geológicas

A continuación se describirán las unidades geológicas más importantes de la zona. Primero describiendo las unidades de roca (p. ej. formación Abanico, Farellones), para después entrar en la descripción de las distintas unidades sedimentarias de la cuenca, de gran importancia para la definición de efectos de sitio.

2.1.1 Formación abanico

Unidad volcanoclástica de aproximadamente 3000m de espesor entre 33°S y 35°S, depositada sobre un basamento Mesozoico en un ambiente extensional (Charrier et al., 2002). Principalmente tobas y brechas volcanoclásticas de colores violáceos, purpuras y verdes (Thiele, 1980), con intercalaciones de lavas y rocas sedimentarias. Las lavas son andesitas y riolitas, mientras que los estratos sedimentarios son principalmente de origen lacustre (Thiele, 1980), con presencia de areniscas (Rauld 2011). La edad de estas unidades ha sido establecida desde el Eoceno al Mioceno inferior (Godoy et al. 1999, Charrier et al. 2002). Estos

estratos se presentan altamente deformados (ver Figura 2.2), generando pliegues con distintas vergencia (Charrier et al. 2002).

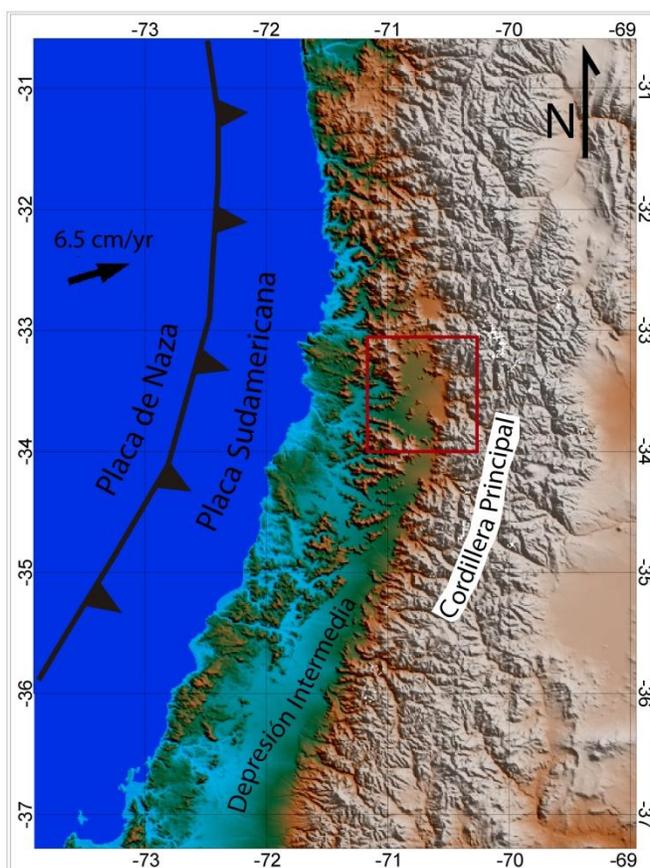


Figura 2.1. Geomorfología de los Andes centrales. En rojo se enmarca el área de estudio.

2.1.2 Formación Farellones

Unidad volcánica bien estratificada, que se encuentra sobre la formación Abanico, de baja deformación, corresponden principalmente a edades Miocenas (Thiele, 1980, Charrier et al. 2002). Se diferencia notoriamente de la formación Abanico, por una discontinuidad angular. Ya que la formación Abanico se encuentra plegada, mientras que la formación Farellones es principalmente recta levemente sinclinal (ver Figura 2.3). Estas diferencias angulares se hacen más notorias en ciertas partes puntuales, como en el estero Arrayán (Rauld, 2011).

Tiene un espesor máximo de 2500m en el cordón del Quempo. Pero su espesor varia a lo largo de su extensión, principalmente debido a que es una formación volcánica, en donde antiguos edificios volcánicos, diques, e intrusión de filones generan diferencias en la cantidad de material depositado y su forma (Thiele, 1980).

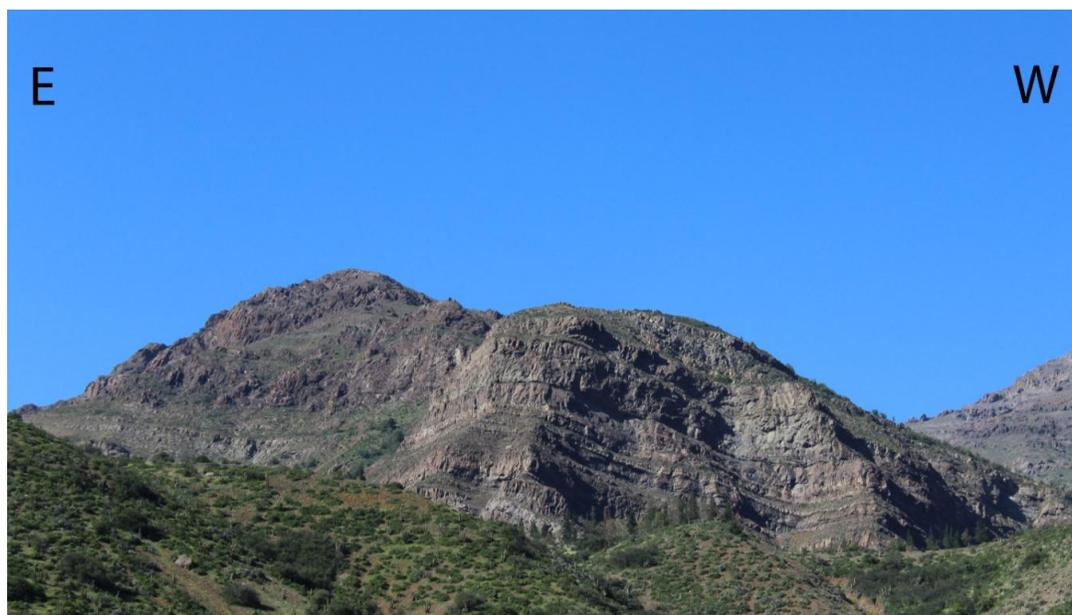


Figura 2.2. Formación Abanico, unidad volcano-sedimentaria plegada.

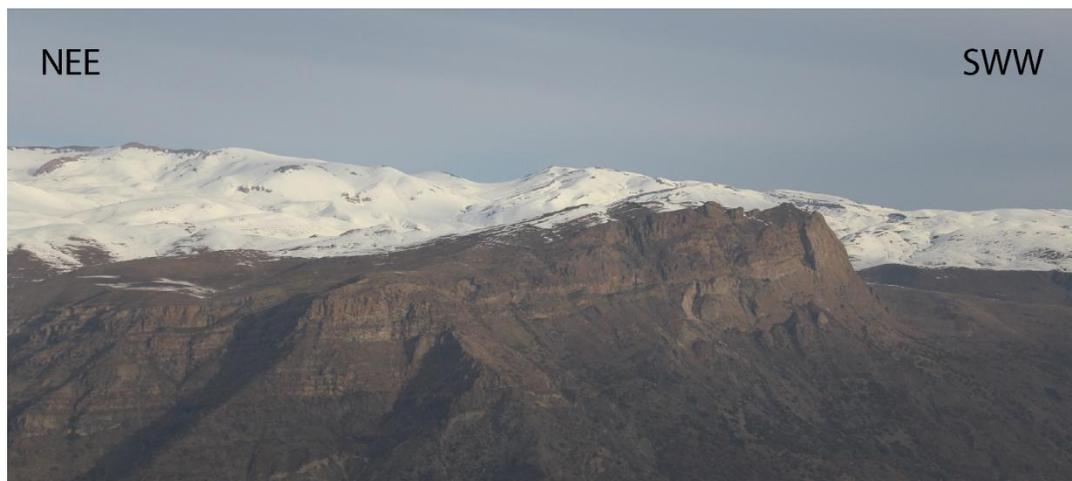


Figura 2.3. Formación Farellones. Rocas volcano-sedimentarias subhorizontales.

2.1.3 Franja de Intrusivos del Mioceno

Corresponden a rocas intrusivas de carácter granodiorítico que intruyen a la formación Abanico (ver Figura 2.4). Su rango de edad varía entre los 20 y 18 Ma (Fock, 2005). Destacan el Plutón La Obra, que es de gran interés para este estudio, ya que se encuentra en el piedemonte de la depresión central al sur del río Maipo, en Pirque. También pertenecen a esta unidad el Plutón San Francisco (parte superior del río San Francisco) y el Plutón San Gabriel (Thiele, 1980; Kurtz et al., 1997).

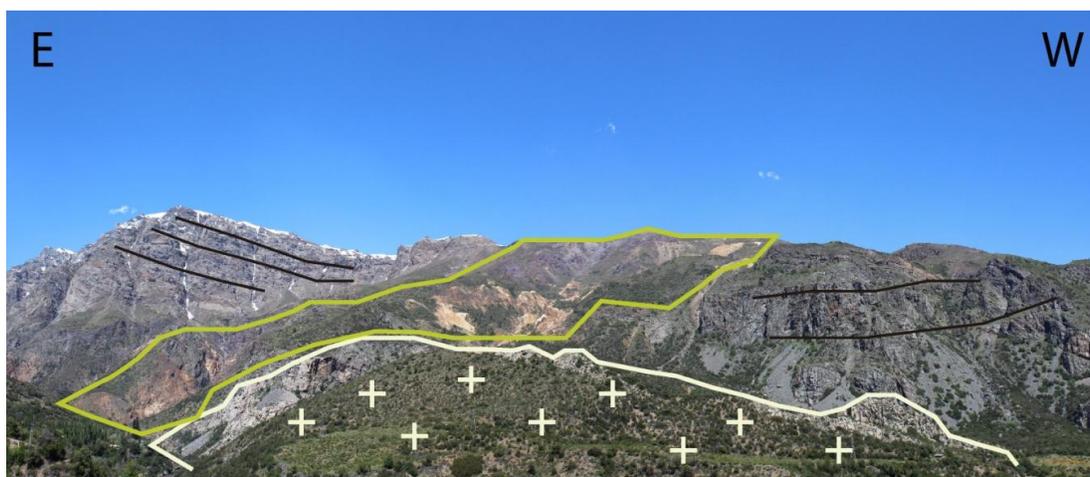


Figura 2.4. Afloramiento del intrusivo San Gabriel. En negro se ve la estratificación de la formación Abanico, en amarillo una zona con metamorfismo de contacto asociado al ascenso del Plutón, y en blanco el Plutón San Gabriel exhumado.

2.1.4 Sedimentos Aluviales-Fluviales Antiguos (Conglomerados Neógenos)

Depósitos aluviales afloran localmente en el cerro Calán, Apoquindo, Los Rulos y bajo la quebrada de Macul. Esta unidad sedimentaria está compuesta por gravas fluviales en su parte inferior, con imbricación que sugiere un aporte del río Mapocho. En su parte superior se observan intercalaciones de flujos detríticos con niveles de arena, gravillas y limo. (Rauld, 2011). En ciertas zonas estos estratos se encuentran cortados por la FSR, basculando la estratificación contrapendiente (ver

Figura 2.5). Estos depósitos han sido ubicados temporalmente entre el Pleistoceno inferior a medio, en base a las edades relativas de los depósitos sedimentarios de esta zona (Rauld, 2011).



Figura 2.5. Sedimentos aluviales con manto contrapendiente en el cerro Apoquindo. El manto natural de los estratos debería ser hacia el oeste, ya que la cuenca de Santiago pierde altura hacia el mar (poniente).

2.1.5 Ignimbritas de Pudahuel

Estrato de cenizas de más de 20m de potencia que se intercala con arenas y gravas. Se presenta tanto en la zona poniente y norponiente de Santiago en las comunas de Maipú, Pudahuel como en el piedemonte de la Cordillera Principal, aledaños al río Maipo. Constituyen una unidad de cenizas con presencia de pómez y líticos, asociadas a la erupción del Maipo hace 450 ± 60 Kyrs (Stern et al., 1984). En base a sus propiedades geotécnicas, han sido descritas como suelos blandos, por lo tanto como un suelo con posibles efectos de sitio (Leyton et al. 2010b), lo que se reafirma con lo sucedido para el terremoto del Maule 2010.

2.1.6 Sedimentos fluviales de la cuenca de Santiago

También conocidas como las gravas de Santiago, son sedimentos principalmente fluviales. Corresponden a una intercalación de gravas arenosas de compacidad alta a media, con un predominio de materiales gruesos (ver Figura 2.6). Se encuentran

en gran parte de Santiago, y están relacionadas con el transporte de material bajo condiciones de alta energía, principalmente de los ríos Mapocho, Maipo y Clarillo (Leyton et al. 2010b). Este suelo, dada su compacidad media a alta, representa un buen material de fundación.

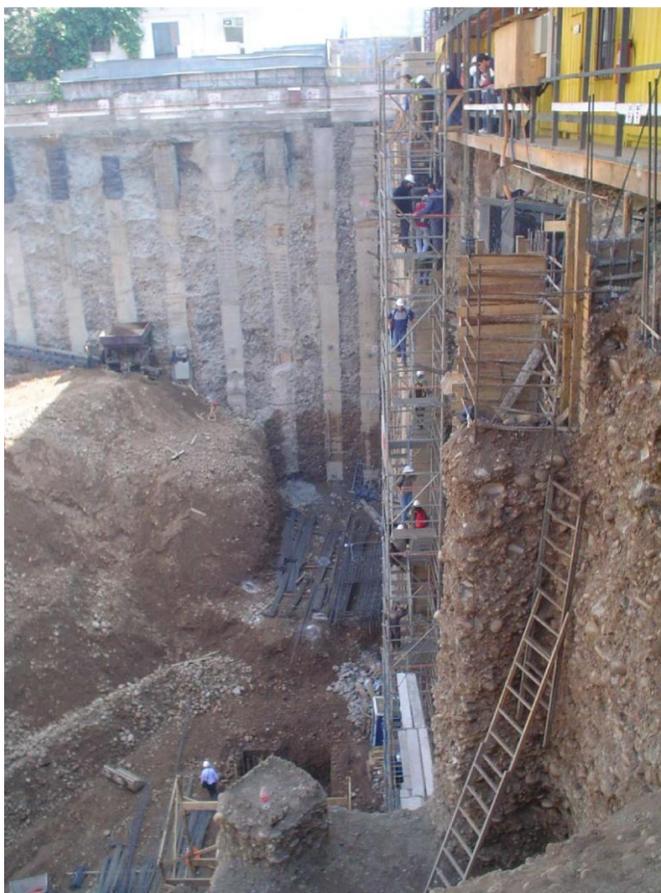


Figura 2.6. Gran estrato de gravas fluviales observables en una fundación de un edificio en Santiago centro (Foto obtenida de apuntes del curso Mecánica de Suelos Avanzada del profesor Ramón Verdugo).

2.1.7 Sedimentos Lacustres

Depósitos de limos y arcillas, finamente laminados, en la zona norte de Santiago. Están relacionados con la presencia de un paleo-pantano o un ambiente lagunar. Estos suelos se caracterizan por tener una mala respuesta sísmica, dado su bajo V_s .

Para el terremoto de 2010 se registraron varios edificios dañados en zonas con este tipo de suelo (Junemann et al. 2015).

2.1.8 Sedimentos aluviales de piedemonte

Corresponden a bloques, gravas, arenas, limos y arcillas, relacionado con el transporte detrítico desde las altas cumbres de la cordillera principal hacia el mar. En general, se observa una mala selección, que además presentan clastos angulosos a subangulosos. Estos depósitos se generan por la circulación de flujos aluviales temporales que arrastran el material de la Cordillera hacia el valle en la época de lluvias (ver Figura 2.7).

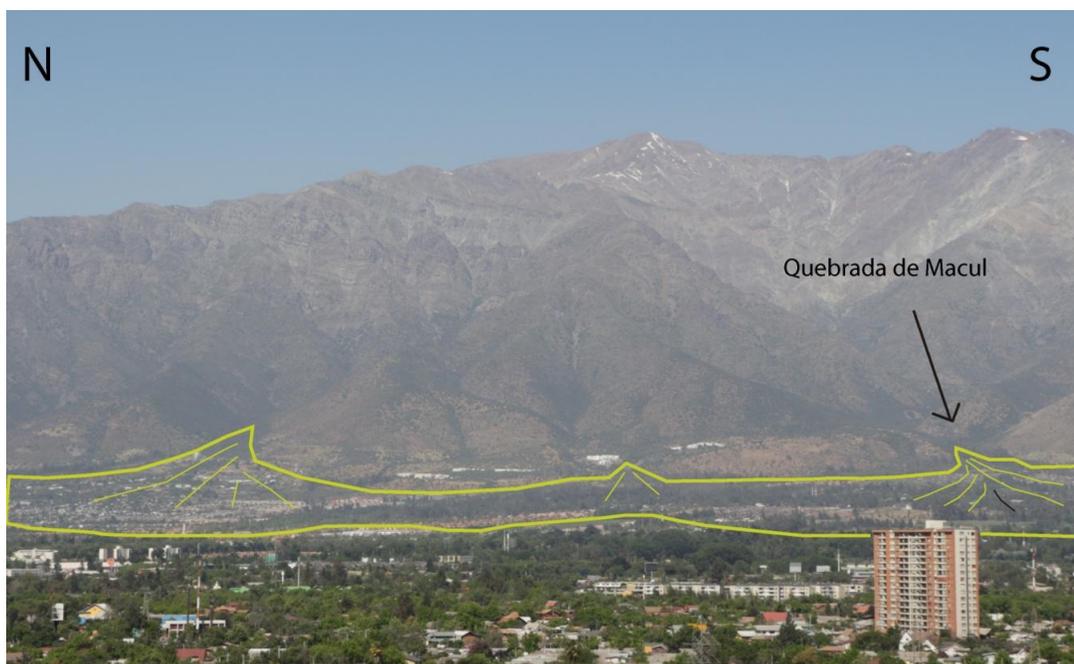


Figura 2.7. Frente cordillerano de Santiago. En amarillo una aproximación de los conos aluviales del piedemonte.

2.2 Historia Geológica

Dentro del margen Andino, limitado a la zona de estudio se presentan dos grandes regímenes tectónicos, la primera desde el Eoceno medio hasta Oligoceno (48–23

Ma) donde prevaleció un régimen extensional, generando fallas normales de alto ángulo (Charrier et al. 2002). La existencia de estas fallas produce un ambiente de bajo relieve que permite el desarrollo de cuencas, donde acumulan depósitos sedimentarios y volcánicos. Un ejemplo de este tipo de cuenca son las formaciones Abanico y Farellones.

El segundo régimen tectónico importante que ha sido identificado en la zona, es el actual. Este corresponde a un régimen compresivo desarrollado desde el Mioceno (hace 23 Ma.), que ha generado la reactivación de las fallas normales desarrolladas con anterioridad, con una cinemática inversa (p. ej. Falla El Fierro, Falla Pocuro). Esta etapa de la tectónica Andina ha potenciado la formación de la Cordillera principal, alzándose hasta los 6.900m.s.n.m en la cumbre Aconcagua.

Durante estos diferentes periodos tectónicos, la actividad magmática ha sido episódica. Estos cuerpos intrusivos son de edades variadas, desde Oligoceno a Mioceno (Wall et al. 1999), observando una migración del arco magmático hacia el este desde el Mioceno. Dado el alzamiento Andino durante el Mioceno superior, los plutones más jóvenes se encuentran exhumados (ej. Plutón la Obra, la Gloria, etc) como se observa en la Figura 2.8. El arco magmático actual se encuentra en la divisoria de aguas entre Chile y Argentina (ej. volcán Tupungato, Maipo, San José), lo que también es una evidencia de la migración del arco hacia el este.

Por otro lado, la historia geológica de la cuenca de Santiago tiene diferentes episodios de depositación. Los principales procesos que aportan a la depositación de sedimentos de esta cuenca, son el transporte fluvial de los ríos Maipo, Mapocho y Clarillo; y los flujos aluviales desde el frente cordillerano. Las unidades fluviales predominan entre los ríos Mapocho y Maipo, mientras que los depósitos aluviales se encuentran cercanos al frente montañoso. En la zona norte, es usual encontrar estratos de arcilla o limo, por lo tanto están asociados a un proceso lacustre. Hoy en día aún existen zonas que en épocas de lluvia son inundadas formando pantanos temporales. Además se han identificado cenizas provenientes de la erupción del

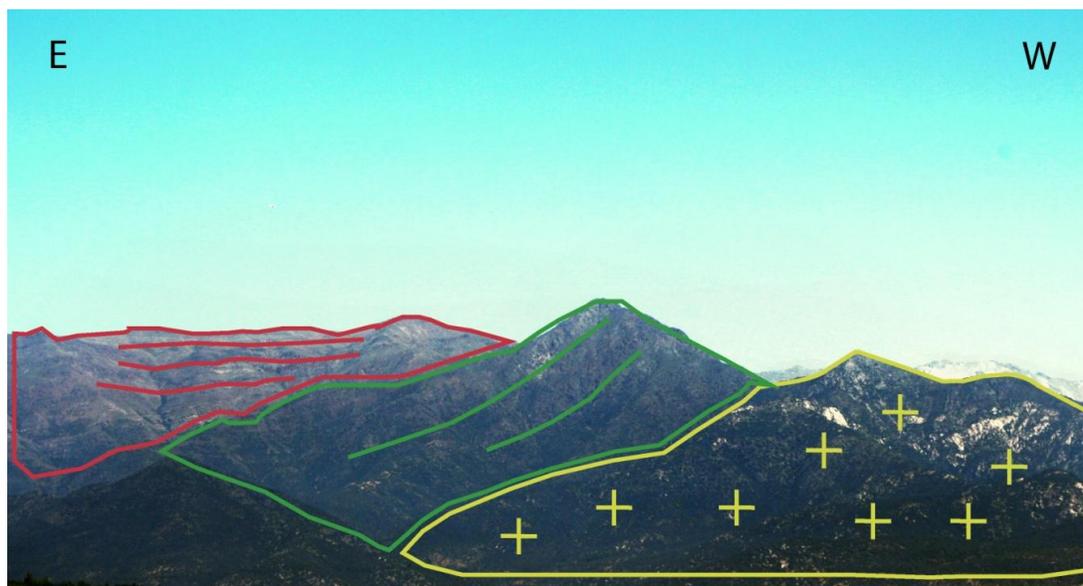


Figura 2.8. Interacción entre las formaciones principales de la zona. En amarillo intrusivos Miocenos exhumados por el alzamiento Andino. En verde la formación Abanico volcano-sedimentaria Eoceno-Mioceno inferior, que se encuentra plegada. En rojo la formación Farellones, rocas volcano-sedimentarias Miocenas poco plegadas.

volcán Maipo, al norponiente de Santiago. Estos procesos gobiernan la formación de la cuenca actual. La distribución espacial de las diferentes unidades se observa en la Figura 2.9.

Con respecto al régimen tectónico proliferante actualmente en la zona Farias et al. (2010) y Armijo et al. (2010) han propuesto distintos esquemas de deformación cortical, y representan los trabajos más actuales que indagan en la neotectónica del área de estudio.

Armijo et al. (2010) generó un perfil a los 33.5°S, basado en las observaciones geológicas y geofísicas del lugar. Realizó un análisis geomorfológico entre 33 y 34°, complementado del estudio de los escarpes de la falla San Ramón (FSR), para esto se basó en el levantamiento de imágenes satelitales y estudio de campo. Farías et al. (2010) hizo un análisis de la sismicidad del lugar, basado en siete sismóme-

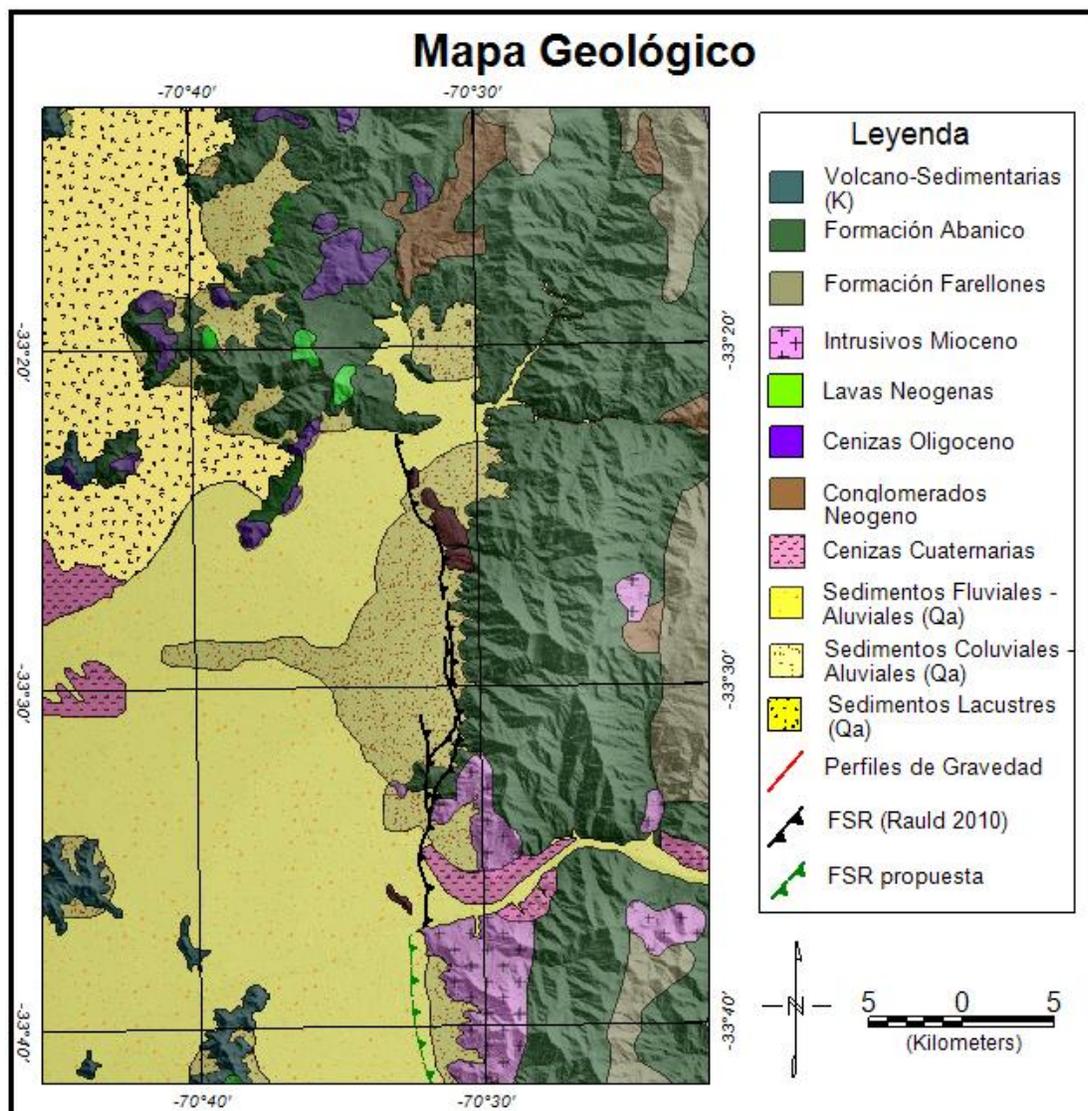


Figura 2.9 Mapa geológico zona de estudio.

tros de la U.de Chile entre 1980 y 2004, con una base de datos de 23.449 eventos. Para encontrar los hipocentros usó el programa HYPOINVERSE, con nueve modelos de velocidad de onda 1-D basados en Thierer et al. (2005). Y ocupó los hipocentros con una variación menor a +1 km horizontal y +-2.5km en la vertical.

Para Farías et al. (2010) la mayor parte de la sismicidad está relacionada con la falla el Fierro en el centro de la Cordillera, la cual manteea hacia el oeste. También define la zona de contacto placa Nazaca-Sudamericana con un ángulo aproximado de 24.7° . El acortamiento cortical es generado por una mega-falla inversa que manteea hacia el oeste, generando un acortamiento de $\sim 8\text{km}$ en frente oeste de la Cordillera y de $\sim 70\text{km}$ en la parte este desde el Mioceno a la actualidad.

Armijo et al. (2010) afirma la existencia de una doble convergencia basada en la presencia de la falla el Fierro al este de la cadena volcánica, e infiere la existencia de las mismas estructuras en el frente Este de los Andes. En la frente Oeste, se encuentra una secuencia de varios pliegues anticlinales y sinclinales que Armijo et al. (2010) relaciona con pliegues por propagación de falla inversa, siendo su motor principal un bulldozer producido de este a oeste, generando una mega-falla inversa a $\sim 10\text{km}$ de profundidad que manteea hacia el este, contrario a lo descrito por Farías et al. (2010).

Existen conclusiones indudables, como que la corteza actualmente está dominada por un acortamiento E-W que genera fallas inversas y un alzamiento de la Cordillera central. La discrepancia principal entre estos artículos recae en el manteeo de la mega falla a $\sim 10\text{km}$ de profundidad que propicia el enjambre de fallas inversas que acorta la corteza, y es importante definirla bien para entender cuáles son las fallas más propensas a tener actividad. En la hipótesis de Armijo et al. (2010) se desprecia un enjambre de sismos a 30km de profundidad cercanos a Santiago, que Farías explica coherentemente con los mecanismos focales obtenidos por Leyton et al. (2009) dando a entender que estos sismos son productos del deslizamiento de esta mega-falla. Estos mecanismos focales no concuerdan con la mega-falla propuesta por Armijo et al. (2010).

Por otro lado Farías et al. (2010) no define con claridad los planos de ruptura de las fallas inversas superficiales relacionadas con FSR, dada la inexistencia de una tendencia notoria en la sismicidad, mientras que Armijo et al. (2010) es capaz de

definir cualitativamente su manto por las pendientes de los pliegues. De esta forma es evidente que existen discrepancias en el modelo tectónico dominante en la zona, y por ende cuales son las estructuras mejor orientadas para liberar la energía acumulada por el acortamiento E-W.

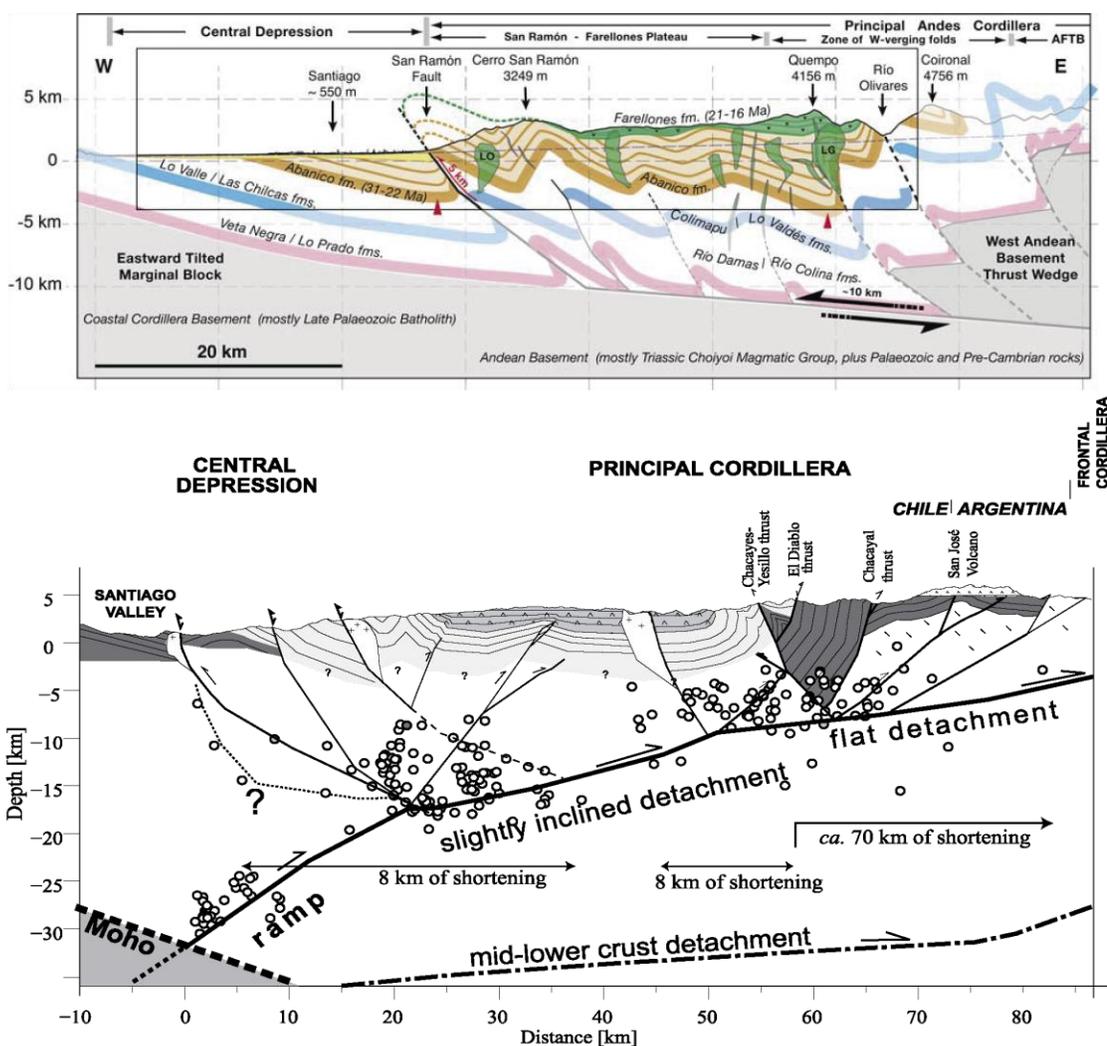


Figura 2.10. Diferentes modelos tectónicos de la zona. Arriba modelo propuesto por Armijo et al. (2010). Abajo modelo basado en la sismicidad de Farias et al. (2010).

2.3 Sismicidad cortical en Chile central

En Chile las fallas corticales se manifiestan en el alzamiento de la cordillera, circulación de fluidos, entre otros fenómenos. En específico, en la zona central de Chile la sismicidad cortical se separa en dos grandes tipos; el 1^{ero} relacionado con la sismicidad en la parte oeste de la placa sudamericana, cercana a la fosa, la cual se manifiesta como eventos cosísmicos de carácter normal, que se reactivan por el rebote elástico de la corteza después de producido el sismo de subducción, como por ejemplo la falla Pichilemu reactivada después del terremoto del Maule (Barrientos, 2010), también pueden reactivarse con mecanismos inversos en el periodo intersísmico. El 2^{do} tipo se concentra en la cordillera de los Andes, relacionado con el alzamiento de la cordillera, la generación de conductos magmáticos que producen el volcanismo en el arco Andino, y para ciertas latitudes el acomodo de la convergencia paralela a la fosa (ej. Teno 2004). Para observar los mecanismos focales esperables para cada tipo de evento cortical se puede observar la Figura 1.1. En este estudio se dio énfasis a la sismicidad en los Andes, simplemente por centrarse en la FSR. Como Santiago, existen una gran cantidad de ciudades en el piedemonte Andino, como por ejemplo Mendoza, Arequipa, Salta, Santa Cruz de la Sierra, Los Andes, San Fernando, por lo que la metodología planteada en este estudio podría ser aplicada a cualquiera de estas ciudades en Sudamérica, y muchas más a nivel Mundial. Una recopilación de la sismicidad producida en la cordillera de los Andes acotada a la zona de estudio (ver Figura 1.1) muestra las cuatro grandes zonas de sismicidad de Este a Oeste; 1) tras-arco, sismicidad más al este de la cadena de volcanes (arco magmático actual) mayoritariamente de mecanismos focales inversos, y con una manifestación geomorfológica evidente. Ejemplo de fallas de este tipo son el sistema de fallas de la Carrera, o sistema Blanquitos en Argentina; 2) arco-magmático y/o frente de deformación Andina, la zona donde se concentra la mayor cantidad de sismicidad, y que está relacionada con altas tasas de flujo calórico y un menor espesor elástico (Tassara y Yañez, 2003), generando la cadena volcánica actual. Ejemplo de fallas

de este tipo son la falla El Fierro en Chile; 3) piedemonte, como un posible *back-trust* del alzamiento andino (Farías et al. 2010) generando estructuras como la FSR o la Falla Pocuro; 4) sismicidad en la depresión central, principalmente alineada con estructuras NE, y otras con mecanismos inversos a 30km de profundidad (Leyton et al., 2009). Un análisis más profundo de la sismicidad registrada y su distribución se realizará en el Capítulo 6, en las Secciones 6.2.3 y 6.2.4.

2.4 Falla San Ramón

La FSR ha sido estudiada desde diversas perspectivas, en este resumen se mostrarán las principales conclusiones de los trabajos previos. Además se presentará un perfil del método geofísico transiente electromagnético (TEM) efectuado como parte de esta tesis para caracterizar geoméricamente la falla (Sección 2.4.1).

El análisis de imágenes satelitales, DEM de alta resolución y perfiles topográficos con GPS diferencial, ayudaron a definir la traza de la falla presentada en la Figura 1.3. Los estudios realizados (Rauld, 2011, Armijo et al. 2010) han permitido definir una cinemática principalmente inversa con vergencia hacia el oeste, cuya manifestación en superficie representa en el límite de la depresión central y la cordillera principal. En la zona central de la cuenca de Santiago, la falla genera un escarpe en superficie que es identificable en perfiles topográficos (Rauld, 2011). Hacia el sur en la comuna de Pirque, y al norte, en las comunas de Chicureo, Quilicura, Colina, no ha sido estudiada en profundidad, algo que este estudio se plantea como objetivo. El afloramiento más evidente de la falla se encuentra en el cerro Apoquindo, por Av. General Blanch, donde se observan tres unidades principales (Rauld, 2011), ver Figura 2.11. Al NE sedimentos Pleistocenos basculados contra la pendiente natural de la cuenca. Al centro una discontinuidad de sedimentos finos con presencia de vetillas blancas con dos orientaciones preferenciales. Al SW sedimentos fluviales con clastos grandes redondeados, mal seleccionados, y que presentan una imbricación que sugiere la horizontalidad de

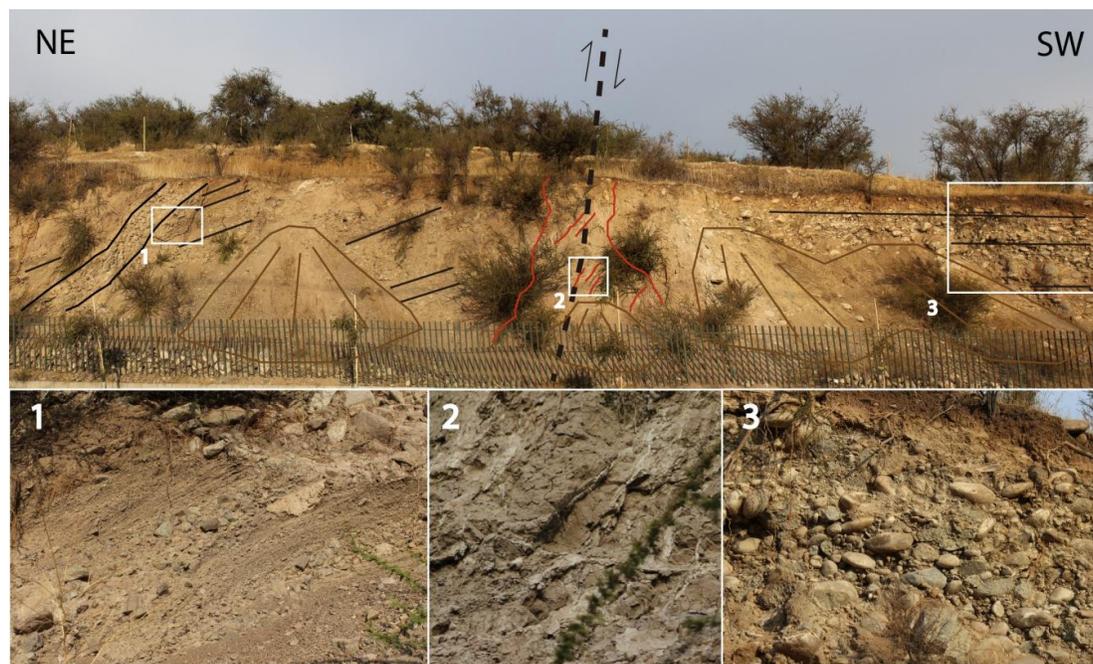


Figura 2.11. Afloramiento en el cerro Apoquindo, se observan las unidades principales identificadas. 1) Sedimentos aluviales basculados contra pendiente. 2) Sedimentos finos con vetillas blancas. 3) Sedimentos fluviales con imbricación horizontal, hacia el oeste.

los estratos actuales en esta unidad con respecto a la tasa de convergencia de esta falla, se ha estimado en base a las ignimbritas de Pudahuel, que se encuentran tanto en el bloque colgante como el yacente de la falla. Estas ignimbritas como fue mencionado han sido datadas con zircones en 450.000 años. Las diferencias de altura entre el bloque colgante y yacente de más de 60m, indican una tasa de alzamiento mayor a 0.13mm/año (Armijo et al. 2010). Estudios de paleosimología en una trinchera demuestran el desplazamiento de por lo menos dos eventos en los últimos 17-19 kyrs (Vargas et al. 2014). El desplazamiento acumulado contando el plegamiento de los estratos, se estima en 9.7 ± 1.2 m, lo cual significa una tasa de deformación de 0.45-0.64 mm/años. La incorporación del plegamiento de los estratos duplica el desplazamiento generado en la falla (Vargas et al. 2012, Vargas et al. 2014).

Por otro lado el sismo máximo que ha sido estimado para la falla San Ramón puede ser muy variado. Si los segmentos que han sido identificados en superficie actúan por separado la magnitud esperable de un evento es $M_w=6.3$ (Rauld, 2011). Analizando segmentos de 15km de largo, con un ancho similar, y desplazamientos entre 1 y 4m, la falla puede generar eventos de $M_w= 6.6$ a 7.0 (Armijo et al. 2010). Desde una visión conservadora, se puede asumir que esta falla tiene un comportamiento lístrico, y que rompe en todo su largo, con un ancho que puede llegar a los 30 – 40 km (Armijo et al. 2010). En base a estos supuestos la falla puede generar eventos de $M_w=6.9$ a 7.4. Este punto será tratado con mayor profundidad en el Capítulo de peligro sísmico.

2.4.1 Perfil TEM en sector de Universidad Adolfo Ibáñez (Fuente: Propia)

Con el objetivo de obtener un perfil geológico de la falla San Ramón, y su geometría en profundidad se llevó a cabo un estudio TEM en un perfil perpendicular a la falla en terrenos de la Universidad Adolfo Ibáñez, donde el escarpe en superficie se encuentra bien mantenido. Este método geofísico permite cuantificar la conductividad eléctrica en profundidad. Su operación esencial consta de emitir un pulso de corriente mediante la circulación de electricidad por un cable (loop transmisor/campo primario). Este campo primario induce un campo electromagnético secundario en el suelo. Luego de un tiempo de transiente, se alcanza el equilibrio de la inducción eléctrica en el suelo. El tiempo que se demora en restablecerse el equilibrio eléctrico, está directamente relacionado con las propiedades resistivas eléctricas de los estratos del subsuelo, y se registra instrumentalmente como un decaimiento en voltaje. Una descripción más detallada de la metodología TEM utilizada escapa de los alcances de esta tesis, y se describe en textos de geofísica de exploración (ej. Telford et al., 1990). Una vez obtenidas estas curvas de voltaje v/s tiempo, se realiza una inversión 1-D independiente en cada medición.

El equipo utilizado para este experimento es FASTSNAP de la Pontificia Universidad Católica. Este equipo permite generar pulsos eléctricos de hasta 20 A, y registrar una amplia gama de frecuencias (desde 10^{-5} a 10^2 [milisegundos]). La inversión de las curvas de decaimiento se realizó mediante el software *Temp-processing 1.0* y *Model 3.0*, el cual se asume la existencia de capas planas. Una vez obtenido todos los perfiles de resistividad v/s profundidad de cada medición, se generó un perfil en el programa *Geosoft-Oasis*, el cual interpola los puntos para obtener una Sección de resistividad 2-D.

El perfil efectuado constó de 24 estaciones cada una con dos loop de transmisión, uno de 25m x 25m, y otro de un cable de 4 hebras de 25m x 25m que simula un loop de 50m x 50m para solucionar los cuerpos más profundos. El loop receptor siempre fue de 5m x 5m en el centro del arreglo. La ubicación espacial del perfil medido se presenta en la Figura 2.12, donde se marca el perfil realizado se indican la numeración de algunas de las estaciones TEM medidas. Los resultados de la inversión y su respectiva interpretación se presentan en la Figura 2.11.

En esta Sección TEM se pueden identificar 6 unidades principales, cuatro sedimentarias y dos de roca: I) Sedimentos cuaternarios muy resistivos, asociados a una unidad con grandes bolones que son observables en superficie, y que son característicos de un cono coluvial; espacialmente esta unidad se encuentra en y bajo el escarpe de falla. II) Sedimentos cuaternarios relativamente secos, en el bloque yacente de la falla. III) Sedimentos cuaternarios relativamente húmedos con respecto a la unidad II, y que se encuentran en el bloque colgante. IV) Roca de basamento resistiva, por lo tanto relativamente sana. V) Roca muy conductora, con valores asociables a roca muy fracturada con percolación de fluidos. VI) Roca o sedimento conductor posiblemente asociado a arcillas hidrotermales.

La resistividad de la unidad V es bastante peculiar dados sus bajos valores (hasta 0.4 ohm-m). Esta baja conductividad en roca, explicada como roca fracturada probablemente esté relacionada con núcleos de falla. Los núcleos de falla que se

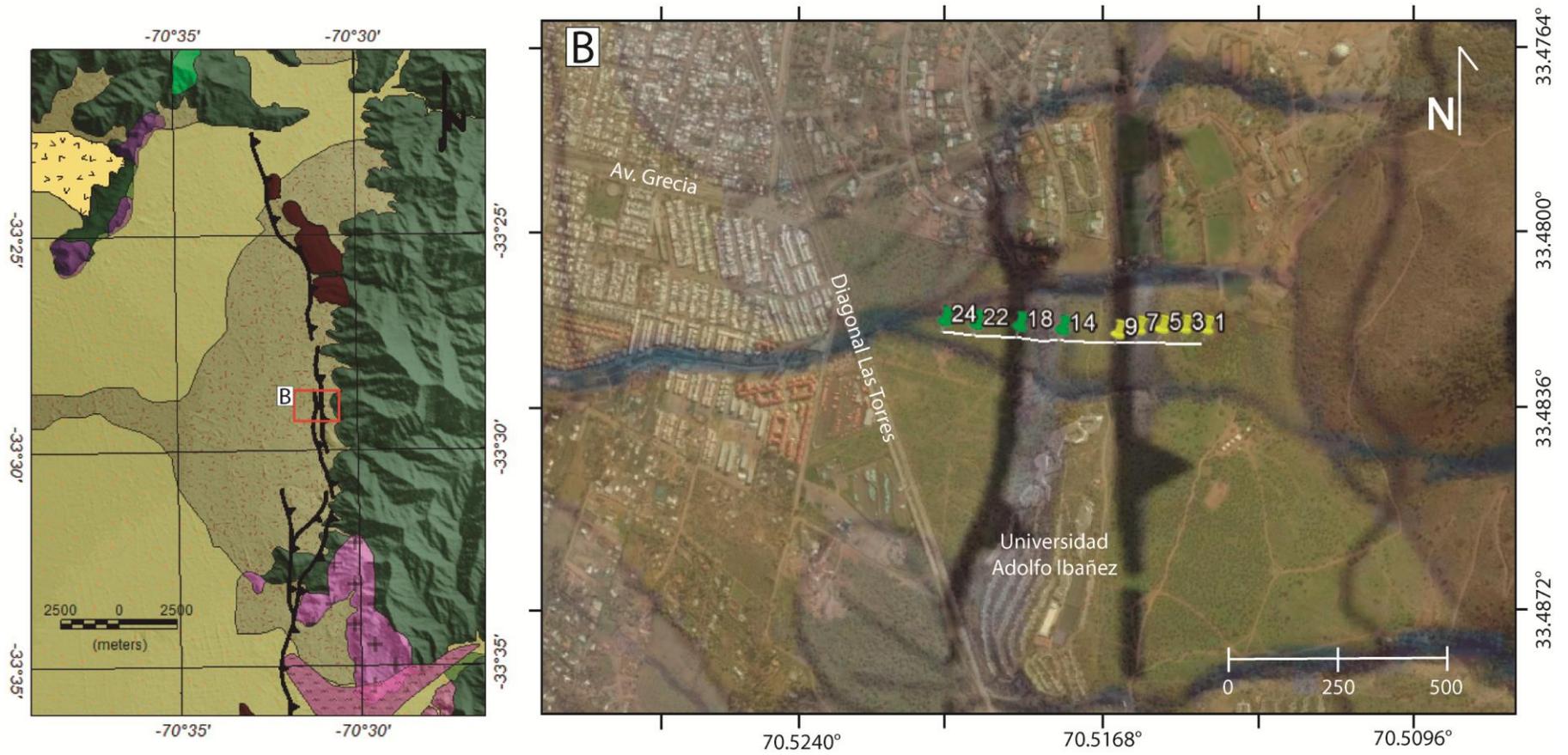


Figura 2.12. Ubicación del perfil TEM realizado, en una zona con dos escarpes en superficie, al norte de la universidad Adolfo Ibañez.

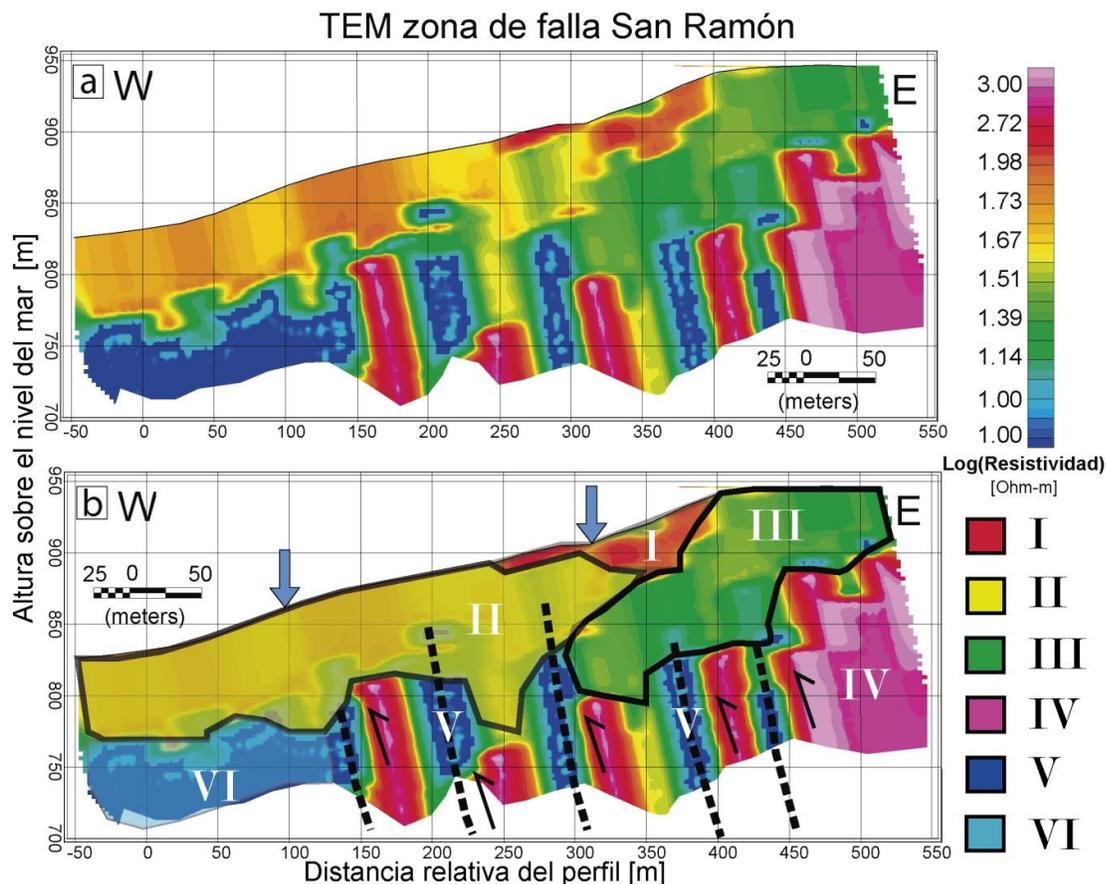


Figura 2.13. Resultados e interpretación del perfil TEM. Arriba los resultados del perfil TEM; Abajo la interpretación, con los nombres de las unidades descritas en el texto. Las flechas azules indican los escarpes observables en superficie.

encuentran hacia el Este tienen valores del orden entre 5-10 ohm-m, interpretados como una zona de roca fracturada que contiene agua con iones. Mientras que los núcleos del Oeste tienen resistividades que van desde los 0.5 a 1 ohm-m; la única forma de explicar estos valores, es con presencia de aguas hiper-salinas típicas la circulación de fluidos hidrotermales. Esto sugiere que las trazas de falla más al Este absorben el agua meteórica que percola por los sedimentos húmedos, y que es calentada al ingresar a la tierra por estas zonas de debilidad, y vuelve en los núcleos más al Oeste como una manifestación hidrotermal. Claramente esta interacción, aunque se pueden identificar dominios discretos, no deben ser

procesos totalmente separados, por lo tanto las zonas con posible presencia de aguas hidrotermales también tienen un porcentaje de mezcla con las aguas meteóricas de la superficie. Por último, los planos de ruptura de la FSR son más que los escarpes observables en superficie, lo que sugiere un retroceso, unión o erosión de escarpes.

Los resultados obtenidos en este perfil TEM, serán importantes para la caracterización geométrica de la falla, realizada en el Capítulo 7. También por la observación de varios escarpes de falla en profundidad, servirá para interpretar los perfiles gravimétricos del Capítulo 3.

3. GRAVEDAD

El método de gravedad permite identificar excesos o defectos de masa en la corteza terrestre. Para esto se mide el campo potencial de aceleraciones ejercido por la masa de la Tierra. En promedio la Tierra posee una aceleración de 980600mGal, y las pequeñas diferencias del orden de 0.05% - 0.0001% explican las anomalías en la corteza. Los defectos o excesos de masa corticales tienen varias explicaciones y responden a diferentes fenómenos: compensación isostática de un orógeno, afloramiento de un yacimiento de hierro, o la presencia de una cuenca sedimentaria, entre otros. En especial para una cuenca, los sedimentos que la rellenan tienen una densidad menor que el basamento que la contiene, ya que se encuentra menos compactada que la roca caja (Telford et al. 1990). Entonces, una cuenca es un defecto de masa, que genera una anomalía gravitacional negativa. Mientras que los altos topográficos en el basamento de una cuenca, generan una aceleración de gravedad mayor que los bajos topográficos, por ser un exceso de masa en relación a su entorno. Estas características, hacen que sea usual ocupar el método de gravedad para inferir la forma de contacto basamento-cuenca, dejando observar manifestaciones geomorfológicas no expuestas en superficie (p. ej. Bashkara y Ramesh, 1990; Barbosa et al., 1999; Yañez et al., 2015).

En el caso de las fallas superficiales, es posible utilizar esta herramienta geofísica para detectar los defectos o excedencias de masa asociados a la deformación que genera una falla. Para entender cómo una falla puede generar anomalías de masa en la tierra, es necesario introducir algunos conceptos relacionados con la cinemática de las fallas. Las fallas producen deslizamiento relativo entre los bloques que la componen, esto es conocido como un fenómeno constructor de paisaje y es llamado alzamiento de la roca o bedrock uplift (Burbank y Anderson, 2001). En la construcción de paisaje en general también influyen otras variables, como la erosión, depositación, y compactación, como lo explica la Ecuación 3.1.

$$\text{Alzamiento Superficial} = \text{Alzamiento de Roca} + \text{Depositación} - \text{Compactación} - \text{Erosión}$$

(3.1)

Esta Ecuación puede ser aplicada a cualquier plano, indistintamente donde se encuentre, por lo que se puede utilizar en el plano que se genera en el contacto basamento-cuenca. Bajo una cuenca sedimentaria casi no existe erosión, los efectos fluviales son nulos al no estar en contacto directo con las aguas lluvia o flujos de ríos. Algo similar ocurre con todos los procesos erosivos propios de la superficie, como la erosión glacial o eólica. Tampoco existen los efectos de erosión gravitacional típicos de los conos coluviales, ya que el basamento se encuentra compactado por la cuenca. Por lo tanto la única erosión efectiva, es la generada por el curso de aguas subterráneas, que es ostensiblemente menor que los flujos en superficie, por ejemplo 0.25 mm/yr para el río Maipo (Carretier et al. 2013). La depositación en este contacto también es inexistente, porque la depositación de sedimentos se produce en la superficie y no cambia en absoluto el plano basamento-cuenca. Por último, la compactación en el basamento, generalmente es despreciable frente a las tasas de alzamiento en roca (Burbank y Anderson, 2001), lo que está fundado en la alta rigidez de una roca sana. Por lo tanto, el único proceso relevante en la generación de paisaje en el plano de contacto cuenca-basamento, es el alzamiento de la roca (Ecuación 3.2). Lo que significa que la geomorfología de este contacto depende únicamente del alzamiento acumulado durante la depositación de la cuenca y de su topografía inicial.

$$\text{Alzamiento de plano cuenca-basamento} = \text{Alzamiento de Roca} \quad (3.2)$$

Para el caso de estudio es muy útil ocupar este método geofísico, ya que seremos capaces de observar la manifestación del alzamiento en roca producto de una falla, sin estar condicionados por las altas tasas erosivas características de los orógenos activos. Además, aplicar el método de gravedad nos permite observar el alzamiento en roca para un periodo de tiempo mucho mayor que lo que se observa en superficie, ya que esta generación de paisaje está acumulándose desde la formación de la cuenca sedimentaria, en este caso Holoceno-Pleistoceno (Rauld, 2011). Por lo tanto podemos obtener tasa de alzamiento integrada por un periodo largo de tiempo.

3.1 Metodología

Se realizaron 23 perfiles gravimétricos perpendiculares a la falla (E-W) para observar la existencia de deformación en el basamento rocoso (ver Figura 3.1). Estos perfiles tuvieron largos variados, desde 2 a 3 km, con mediciones cada 200 m alejados del escarpe, y en la zona del escarpe cada 100 m. Se ocupó un gravímetro *Scintrex CG-5* capaz de obtener una medición con un error menor a 0.1 mGal. Para obtener la posición de cada medición se utilizó un GPS diferencial *Trimble-R4*, ya que errores en la altura pueden generar diferencias importantes en los resultados. Se aceptaron los datos con errores de altura menores a 30 cm para asegurar un margen de error gravimétrico menor al 0.1 mGal.

Se concatenaron los datos obtenidos por el GPS con los del gravímetro comparando la hora de medición. Una vez unidos, se procesaron los datos en el software *Oasis-Montaj*, realizándose las correcciones pertinentes para eliminar los efectos producto de cuerpos no relacionados con el problema (ver Sección 3.2). Se modeló la Anomalía de Bouguer como cuerpos sedimentarios que interfieren la continuidad del basamento, mediante el uso del software *ModelVision*. La densidad de los sedimentos ocupada $\rho_{\text{sed}} = 1950 \text{ kg/m}^3$ y del basamento $\rho_{\text{roca}} = 2600 \text{ kg/m}^3$ fueron obtenidas de Bosh (2015) coherentes con los valores promedios en la literatura (Telford et al. 1990).

3.2 Correcciones

Una vez medidos los datos con el gravímetro, debemos realizar una secuencia de correcciones para obtener solamente las anomalías que representan la deformación de la roca bajo la cuenca. Las correcciones pueden separarse en dos grandes grupos, las correcciones temporales, relacionadas con variaciones que hay en una medición dependiendo del día y hora en la que se mide; y las correcciones por masa, relacionadas con la eliminación de los cuerpos densos que generan anomalías no relacionadas con la actividad de la falla, por ejemplo la masa terrestre, la topografía aledaña, etc.

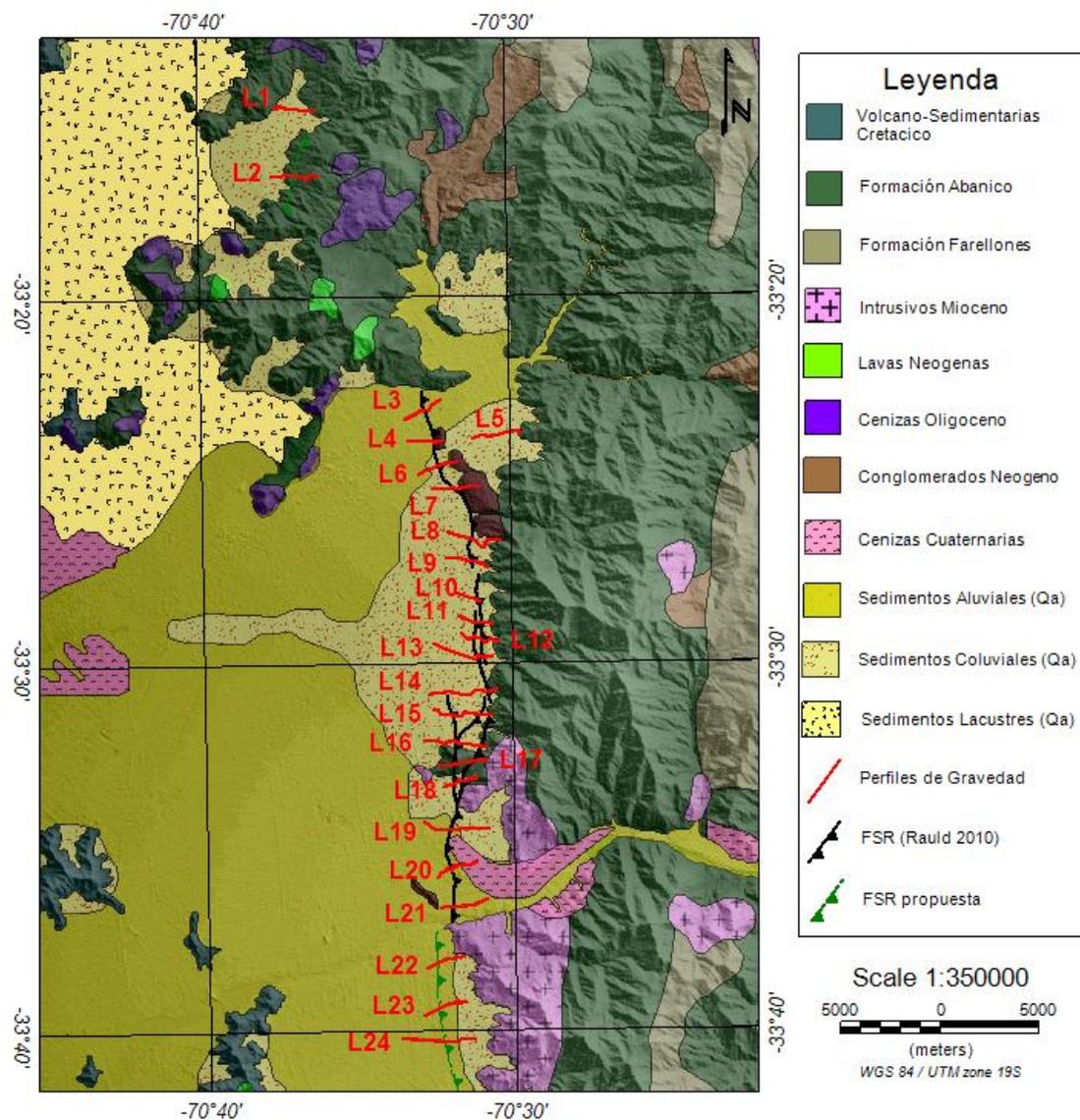


Figura 3.1. Perfiles de Gravedad en el área de estudio. En negro la traza de la FSR propuesta por Rauld (2011). El mapa geológico de fondo se basa en (Fernández, 2003) y Sernagiomin 1:1000000.

3.2.1 Corrección por marea (Temporal)

Dentro del día existen variaciones de gravedad debido a la atracción gravitacional de la Luna y el Sol, siendo la Luna la más importante por su cercanía. Para eliminar dicho efecto ocupamos un dato que nos entrega el gravímetro llamado ETC, que contiene el valor en mGal que genera la atracción de estas masas. Para la corrección se usa la Ecuación (3.3).

$$g_{cor_{marea}} = g_{obs} - ETC \quad (3.3)$$

3.2.2 Corrección por deriva instrumental (Temporal)

A pesar de utilizar un instrumento muy preciso, que procura controlar la mayor cantidad de factores posibles con el fin de minimizar los errores por los cambios de rigidez del resorte, no se logra controlar todas las variables. Por lo tanto para medir el error inherente del equipo, llamado deriva instrumental, se realizan dos mediciones en una estación base, una al comenzar las mediciones y otra al terminar, para definir una recta que simboliza como varía una medición durante un día (Figura 3.2).

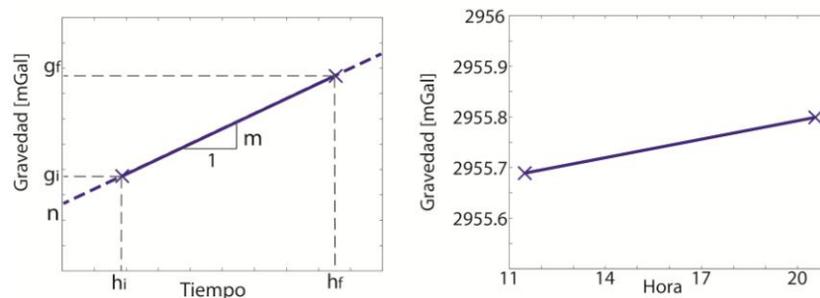


Figura 3.2. Corrección de deriva instrumental. A la derecha como se crea la recta de deriva instrumental teóricamente. A la izquierda, la recta obtenida para el día 20 de Diciembre de 2013.

Una vez obtenida la recta, se la restamos a la gravedad ya corregida por marea:

$$y(t) = mt + n$$

$$g_{cor_DI} = g_{cor_{marea}} - error_{Deriva\ Instrumental}$$

$$g_{cor_DI} = g_{obs} - ETC - y(t) \quad (3.4)$$

3.2.3 Corrección por forma de la Tierra (Masa)

Como solo queremos obtener la anomalía de gravedad producto de la cuenca, no nos interesan los efectos producidos por la masa de la tierra promedio, por lo tanto

debemos restarle a nuestra gravedad observada, la gravedad de la tierra perfecta sin anomalías. Para esto existen distintos modelos de geoides, que según la posición en el planeta nos entregan un valor de gravedad teórico. Dichos modelos toman en cuenta que la forma de la tierra no es una esfera perfecta, y además la existencia de una aceleración centrípeta producto de la rotación de la tierra en torno a su mismo eje. En nuestro caso ocupamos la Ecuación de “World Geodetic System 1984” (WGS84), con θ = latitud en grados:

$$g_{teo}(\theta) = 9,7803267714 \frac{1+0,00193185138639\sin^2\theta}{(1-0,00669437999013\sin^2\theta)} \quad (3.5)$$

Para eliminar los efectos de masa producto de la forma de la tierra se ocupa la

$$\text{Ecuación 3.6.} \quad g_{corr_{AI}} = g_{obs} - ETC - \gamma(t) - g_{teo} \quad (3.6)$$

3.2.4 Corrección de Aire Libre (Masa)

Además del efecto de las masas del geoide, tenemos que tomar en cuenta que en los puntos donde medimos hay una cierta distancia hacia ese geoide. Como el geoide está calculado al nivel del mar, esta distancia es la altura sobre el nivel del mar de la medición. Dicha altura afecta al parámetro “r=radio” en la ecuación de atracción de dos cuerpos densos definida en la mecánica Newtoniana y también genera un efecto que es necesario corregir. Para esto se utiliza la Ecuación 3.7b.

$$g_{AI} = -0,3086h \quad \text{con } h = \text{m.s.n.m} \quad (3.7a)$$

$$g_{corr_{AI}} = g_{obs} - ETC - \gamma(t) - g_{teo} - g_{AI} \quad (3.7b)$$

3.2.5 Corrección de Bouguer (Masa)

Una vez eliminado el efecto de las masas de la tierra, debemos eliminar la masa que se encuentra por sobre el geoide pero aún continúa siendo una masa conocida, que no es de nuestro interés. Para esto se realizan dos procesos, Bouguer simple y Bouguer completo, el primero contempla la eliminación de dicha masa como una aproximación a una placa infinita de una densidad dada, y que genera una

gravedad vertical igual a $g = 2\pi G\rho h$, con G la cte de gravedad ($6.67384 \cdot 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$), h la altura sobre el nivel del mar y ρ la densidad promedio de la corteza, en este caso se utilizó $\rho = 2670 \text{ kg/m}^3$ (Yañez et al. 2015).

Esta aproximación es bastante buena siempre y cuando el relieve sea plano, es decir en el centro de la cuenca. Pero en otros casos donde el relieve varía mucho, como en el piedemonte o en la cordillera, se debe hacer una segunda corrección por topografía (Bouguer Completo), la cual calcula la influencia de las masas que se encuentran en el relieve por sobre o bajo la placa infinita planteada en la corrección de Bouguer simple, incluyendo así la topografía en su totalidad (Telford et al. 1990). Para este trabajo se utilizó un DEM con definición de 30m y se calculó la corrección Bouguer completa, mediante el software Oasis. El resultado final de esta corrección sumada a las anteriores, es conocido como Anomalía de Bouguer (Telford et al. 1990).

$$\text{Anomalía de Bouguer} = g_{\text{corr_AI}} - g_{\text{bouguer}}$$

$$\text{con } g_{\text{bouguer}} = \begin{cases} g_{\text{completa}} \\ 0 \\ g_{\text{simple}} \end{cases}$$

$$\text{Anomalía de Bouguer} = g_{\text{obs}} - ETC - y(t) - g_{\text{teo}} - g_{\text{AI}} - g_{\text{Bouguer}} \quad (3.8)$$

3.2.6 Tendencia Regional

La tendencia regional busca eliminar los efectos producto de anomalías que no están relacionadas con lo que se desea estudiar, como la compensación isostática, cambios litológicos en el basamento, entre otros.

En los cordones montañosos, el espesor de la corteza es mayor bajo el orógeno que su alrededor, como en el caso de los Andes (Tassara y Yañez, 2003). Esto se debe a la compensación isostática cortical, que domina las longitudes de onda mayores (regionales). Empíricamente esto se observa, que la Anomalía de Bouguer

perpendicular al orógeno tiende a disminuir a medida que se acerca a la cordillera, en el caso de Chile, disminuye hacia el Este. Este comportamiento tiene longitudes de onda de decenas de kilómetros, mucho más grandes que las anomalías generadas por la actividad de una falla, que tienen longitudes de onda de cientos de metros a unos pocos kilómetros en casos extremos. Por lo tanto es necesario eliminar este efecto, para tener únicamente la anomalía gravitacional generada por el desplazamiento o deformación en la FSR.

Existe otro factor local influyente en la medición de gravedad, relacionado con las diferencias litológicas cercanas a las mediciones. Un cambio litológico puede significar un cambio de densidades en la corteza, que genera una anomalía gravitacional. Un ejemplo de esto, es la anomalía generada por la cuenca sedimentaria, y otro, la producida en el contacto entre unidades Intrusivas con Volcano-Sedimentarias. Las diferentes unidades tienen densidades que varían entre $\rho = 1800 - 2100 \text{ kg/m}^3$ para los sedimentos y $2300 - 2800 \text{ kg/m}^3$ para las rocas (Yañez et al. 2015), estas generan anomalías de segundo orden que también es necesario eliminar. Como se desea observar la deformación en el basamento, tenemos que eliminar los efectos gravitacionales tanto de la cuenca sedimentaria, como las producidas por el contacto de diferentes unidades en el basamento. Por ejemplo los intrusivos del Mioceno, como la Obra, con la Formación Abanico en el sur de la zona de estudio (ver Figura 3.1). La amplitud de estas anomalías está relacionada con las diferencias de densidades entre las diferentes formaciones, y la longitud de onda está directamente relacionada con el tamaño de cada unidad y el contacto entre ellas. Para el caso de la cuenca, la amplitud es grande por tener un $\Delta\rho \approx 0.7 \text{ kg/m}^3$ y las longitudes de onda puede ser kilométrico en los bordes (tiene mayor curvatura), y de decenas de kilómetros en el centro de la cuenca (la cuenca se aplana). Para el caso de las diferencias litológicas en el basamento, las amplitudes son bajas, porque interactúan intrusivos Miocenos ($\rho = 2630 \text{ kg/m}^3$) con la formación Abanico ($\rho = 2620 \text{ kg/m}^3$) (Bosh, 2015), que corresponden a unidades con densidades muy similares. Las longitudes de onda para este caso

tendrían que ser del orden de ~ 1 a 30 km, generando cierta curvatura en el contacto.

Cómo metodología para el cálculo matemático de la tendencia regional se separaron en dos grandes grupos los perfiles gravimétricos. Los que se encuentran cerca de los cauces de ríos, y los que están en el piedemonte cordillerano. Esta separación se fundamentó en la forma de la cuenca bajo los perfiles que es la tendencia regional más influyente a la escala de los perfiles (~ 2 km de largo). Para los primeros, se aproximó el regional como una regresión de primer orden de los datos (Figura 3.3 d), que conceptualmente significa eliminar los efectos litológicos, incluyendo la presencia de la cuenca sedimentaria en una zona sin la influencia de una falla, que en las zonas cercanas a los cauces de ríos es esperable que el contacto cuenca sedimentaria - basamento sea recta (Figura 3.3 b). Esto significa asumir que la anomalía producto de estos 3 fenómenos, tiene longitudes de onda cercanas a los 10km, por lo que en un perfil de 2km se puede asumir una recta. Por otro lado los perfiles que se encuentran en el piedemonte, se calculó la tendencia regional como una regresión de segundo grado de los datos medidos (Figura 3.3 c), que se justifica dado que la forma del plano de contacto cuenca-basamento esperable para el piedemonte tiene cierta curvatura (Figura 3.3 a) generando una anomalía con longitudes de onda kilométricos, que son observables en los perfiles de 2km. Esta tendencia regional representa la forma del basamento inicial, sin deformación producto de la actividad de alguna falla. En conclusión esta tendencia regional, para ambos casos, modela la topografía inicial del plano cuenca-basamento de una cuenca sin tectónica ni irregularidades en la topografía.

La anomalía residual esperada se puede observar conceptualmente en la Figura 3.4. En general para el caso de la FSR debe haber una anomalía negativa al Oeste de la falla (mayor acumulación de sedimentos), lo cual se presenta en todos los escarpes interpretados de los perfiles. Por otro lado, la anomalía regional será calculada en base a una cuenca sintectónica que se aproxima con los datos

medidos. Por lo tanto, la aproximación de esta cuenca se ve influenciada por el basamento alzado por la falla. Esto puede generar una anomalía residual al este de la falla, por no representar exactamente la forma del basamento sin la deformación (Figura 3.4 a y c). Este tipo de anomalías se presenta en algunos perfiles de piedemonte.

El valor máximo de la anomalía residual fue centrado en cero, para facilitar la modelación del cuerpo en profundidad como un defecto de masa. El largo y longitud de esta anomalía producto de la falla, está directamente relacionado con el largo de la rugosidad en el basamento, ya que la gravedad mide indirectamente

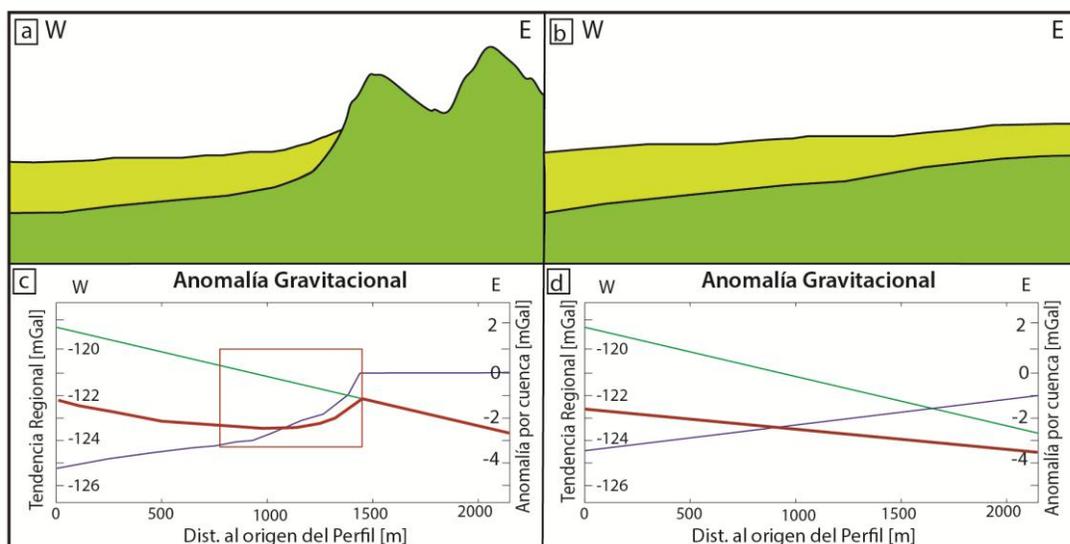


Figura 3.3. Tendencias regionales esperadas en una cuenca sin actividad tectónica neógena. Arriba, a) un esquema de la geología esperable para el piedemonte cordillerano, y b) para la cuenca cercana a un río. En los paneles inferiores las tendencias regionales esperables, para borrar los efectos de la cuenca y la compensación isostática del orógeno; en verde la tendencia regional producto del orógeno; en azul la anomalía producida por la cuenca; y en rojo la tendencia regional sumando ambos efectos. En el recuadro rojo del panel inferior izquierdo (c), se enmarca la parte donde se hicieron la mayoría de los perfiles, y podemos notar que es una tendencia regional (Roja) cuadrática. Mientras que en la mitad de la cuenca o los perfiles cercanos a un río, la tendencia regional resultante de ambos efectos es una recta (panel inferior derecho d).

la manifestación de la topografía en profundidad. Como en el caso de estudio, los escarpes varían entre 20 y 100m, las anomalías deberían tener longitudes de onda entre 100 y 200m, lo cual tiene una dependencia directa con cuanta deformación genere la falla. Entre mayor desplazamiento, habrá una mayor acumulación de sedimentos por lo que la anomalía crecerá en magnitud y longitud de onda. A pesar de esta variación en el largo, dada la manifestación de la falla en superficie, la longitud de onda jamás superaría un kilómetro.

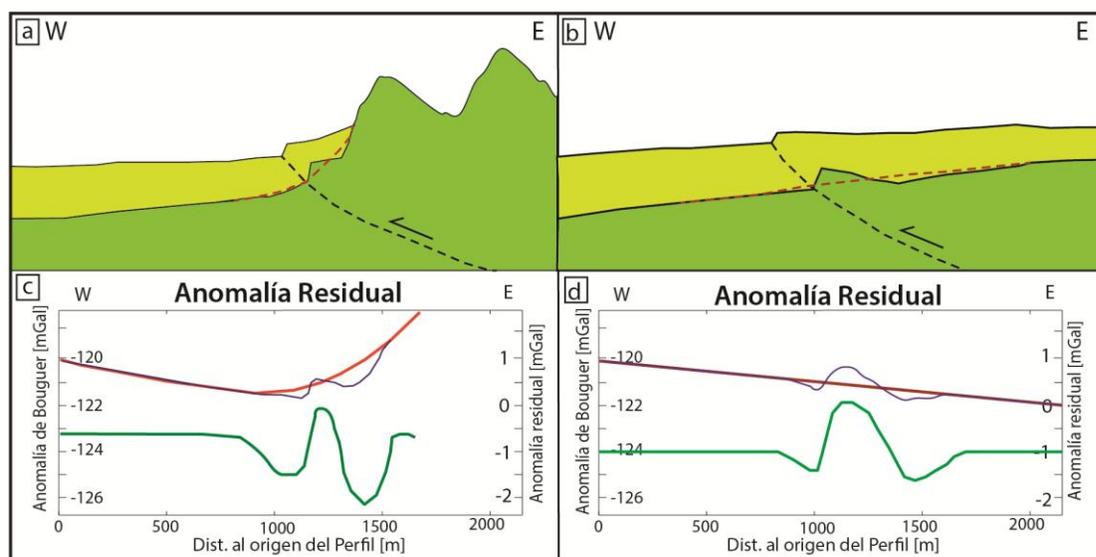


Figura 3.4. Anomalías esperada en una cuenca con deformación en el basamento. Arriba los esquemas del efecto que tendría una falla tanto en la topografía en superficie, como en el plano de contacto cuenca-basamento. Con una línea roja segmentada se representa la cuenca sin tectónica que elimina la tendencia regional calculada según lo descrito en esta Sección. Abajo en rojo la tendencia regional utilizada, en azul los datos medidos, y en verde la anomalía residual que es modelada. El valor máximo de la anomalía puede ser positivo, pero por temas de inversión se definió el valor máximo como cero.

3.3 Resultados

En la mayoría de los perfiles se logra observar anomalías con longitudes de onda similares a las buscadas, y en la modelación de los perfiles se presentan como zonas de defecto de masa. Estas zonas pueden representar la acumulación de los sedimentos bajo un escarpe de falla. La potencia de estos sedimentos varían entre 25.2 y 3.7m, en muchos perfiles se observa más de una anomalía.

Para explicar en profundidad los resultados obtenidos con esta metodología se eligieron 4 perfiles característicos en distintas zonas, tanto en el piedemonte, como cercano a los cauces de ríos.

En la Figura 3.5 se puede observar los resultados de gravedad obtenidos en el perfil 2. Este perfil se encuentra en la zona de Chicureo, y corta dos escarpes marcados, que pueden observarse en la topografía, uno a los 1000m y otro más notorio a los 2000m desde el inicio del perfil (ver Figura 3.5). Bajo estos se puede observar dos anomalías de gravedad claras, que en la modelación generaron rugosidades en el basamento con pendientes fuertes. La actividad constante de una falla que alza un bloque respecto a otro debería generar este tipo de anomalías, potenciando el depósito de sedimentos en el bloque yacente. Para este caso la acumulación de sedimento se genera hacia el Oeste del perfil. Es destacable que entre ambos escarpes, se puede observar otra rugosidad fuerte en el basamento, posiblemente asociada a la generación de otro plano de falla que no tiene una representación clara en superficie. Como fue mencionado previamente al analizar los escarpes en el basamento disminuye los efectos erosivos como el retroceso de un escarpe de falla. Dado este fenómeno, es esperable que en varios perfiles se encuentran más anomalías que escarpes en superficie, y que se reafirma en el perfil TEM realizado en el presente estudio (ver Figura 2.12).

Otro tipo de perfiles característicos son los que se encuentran cercanos a los cauces de ríos, como los perfiles 3, 4, 6, 7, 19, 20 y 21, en donde se utilizó una

tendencia regional recta. El perfil 7 fue elegido para representar este caso (ver Figura 3.6). En la Figura se puede observar la existencia de tres escarpes en el perfil topográfico. El primero es el más importante y está relacionado con la presencia del cerro Los Rulos, unidad sedimentaria fluvial que se pone en contacto con la cuenca sedimentaria por la falla San Ramón (Rauld, 2011). Sobre el cerro

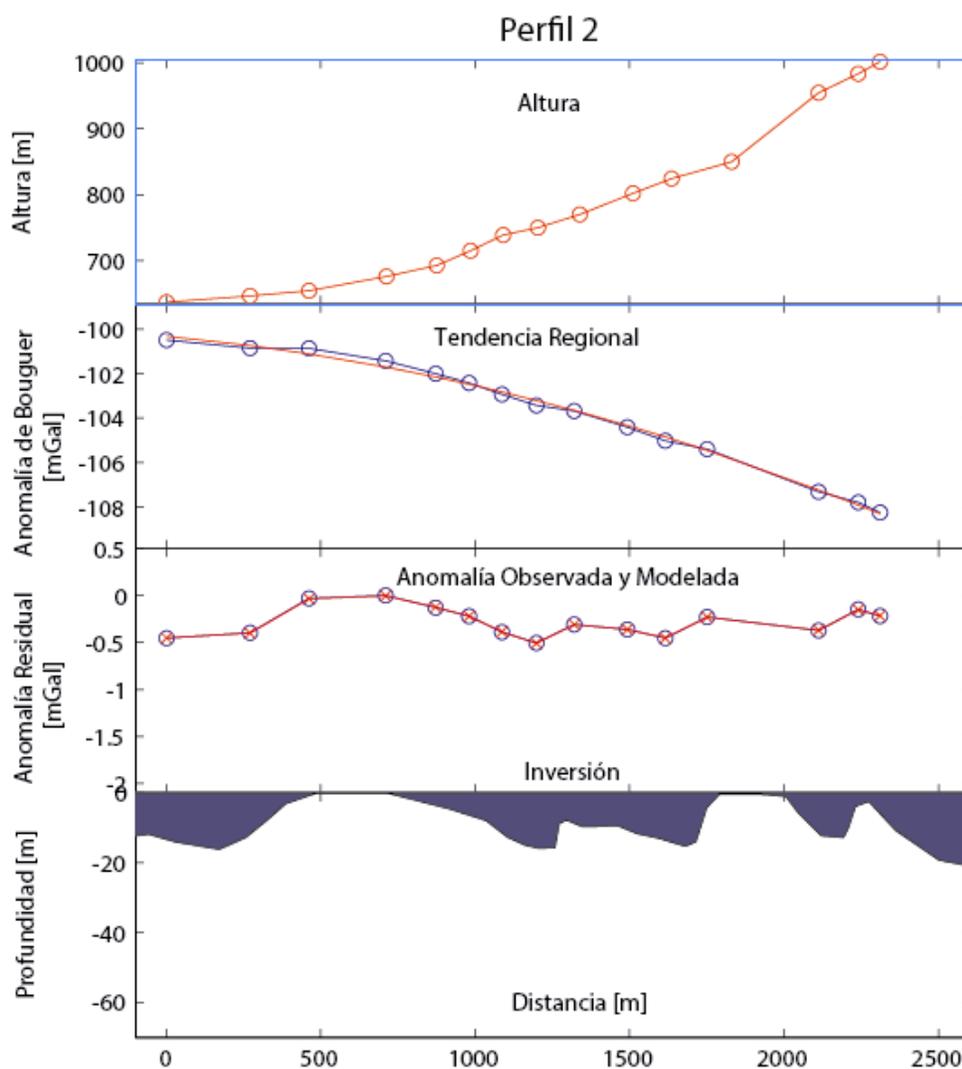


Figura 3.5. Resultados de perfil 2. Arriba la altura obtenida con GPS diferencial con un error menor a 30cm; Después tendencia regional cuadrática ocupada por ser un piedemonte y no un afluente de río. La anomalía residual no mayor a 0.5mGal; Por último abajo la inversión del cuerpo, se observan varios escarpes que en total suman aprox. 40m de desplazamiento.

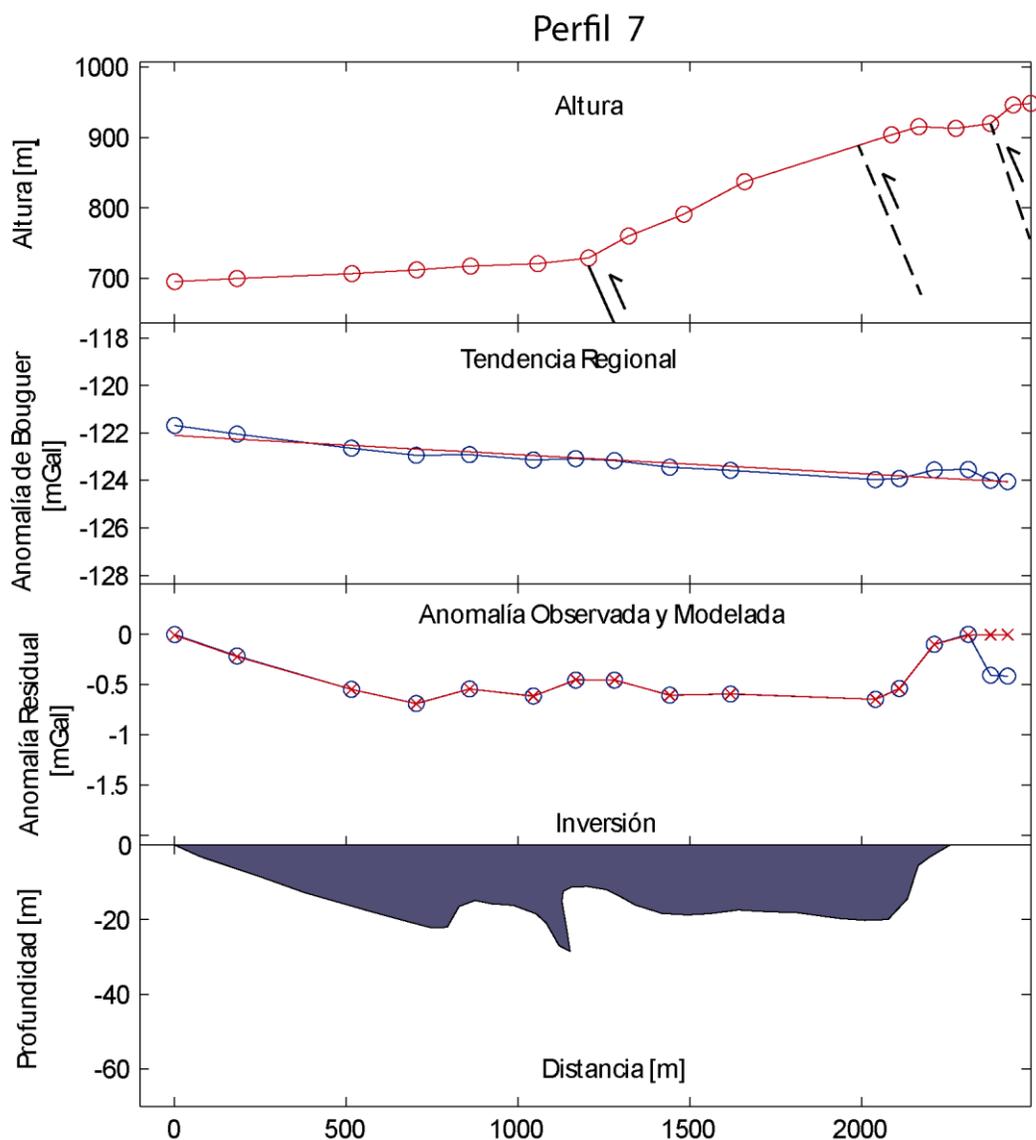


Figura 3.6. Resultados de perfil 7. Arriba la altura obtenida con GPS diferencial, se observa el relieve producto del cerro Los Rulos y las trazas de fallas observadas e inferidas del trabajo de Rauld (2011); Después tendencia regional de primer orden por encontrarse cercano al afluente de río Mapocho y no en un piedemonte. La anomalía residual mayor a 0.5mGal; Por último abajo la inversión del cuerpo, se observan varios escarpes que en total suman aprox. 40m de desplazamiento, concentrándose en los pies del cerro.

Los Rulos existen evidencias de posibles fallas (Rauld, 2011) marcadas con líneas segmentadas en la Figura 3.6. En este perfil se pueden observar nuevamente rugosidades en el basamento que generan acumulación de sedimentos en la parte Oeste del perfil y espacialmente relacionados con el escarpe de la falla en superficie. Las rugosidades en basamento están a los 700, 1200 y 2300 m desde el inicio del perfil. La rugosidad a los 1200 m está espacialmente relacionada con la traza de la FSR en superficie (Rauld, 2011). Estos escarpes a 700 y 1200 m probablemente se han unido en la superficie generando un único escarpe en superficie al comienzo del cerro Los Rulos. Por último la traza de falla identificada en superficie que se encuentra más al Este del perfil (Rauld, 2011) no fue observada en la gravedad, posiblemente porque el largo del perfil no cruza completamente esta anomalía. A pesar de esto se puede observar que en la parte Este del perfil hay un déficit de masa que no fue modelado, y que posiblemente tenga relación con la acumulación de sedimentos al Oeste de esa traza de falla.

En algunos perfiles se observa una acumulación de sedimentos concentrada en la parte Este del perfil. Contrario a lo intuitivo de generar acumulaciones cada vez mayores en la dirección del bloque yacente, en este caso dirección Oeste. Esto se debe al tipo de regional utilizado, que al borrar la cuenca sintectónica solo puede observar las anomalías de masa con respecto a una cuenca sintectónica y no la forma de la cuenca en general. Por lo tanto la acumulación de sedimentos en la parte Este se debe la mayor cantidad de sedimentos se acumula adyacente a los escarpes de falla (entre 800 y 1600m en el perfil 11), tomando en cuenta que se eliminó una cuenca sintectónica promedio (ver figura 3.7). Por otro lado, para identificar los escarpes de falla se pueden observar rugosidades en el basamento de longitud de onda corta, menores a 100m, que pueden ser asociables con la presencia de una falla a los 900, 1100 y 1300m desde el inicio del perfil.

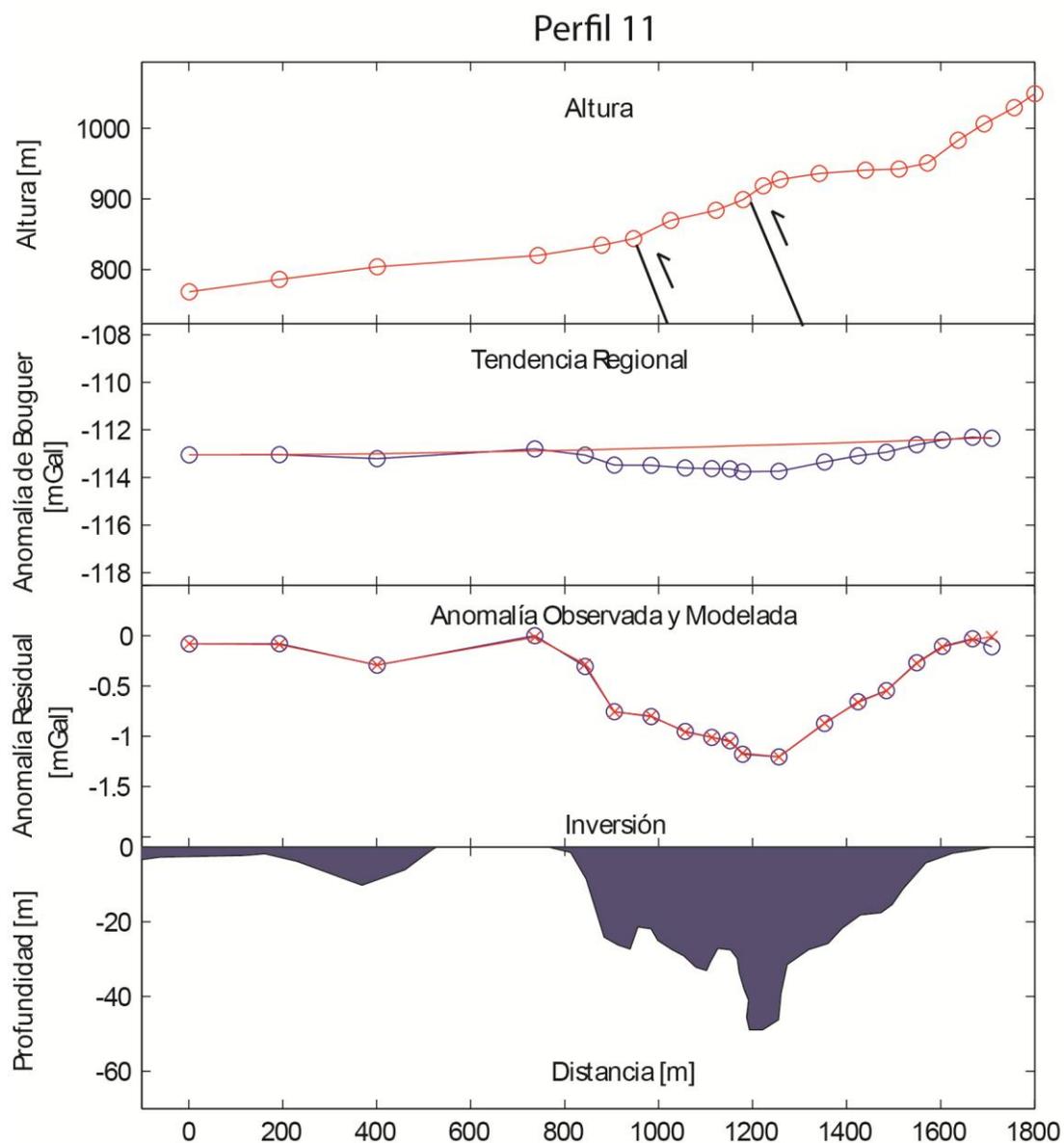


Figura 3.7. Resultados perfil 11. De arriba hacia abajo: perfil topográfico, tendencia regional, anomalía de Bouguer e inversión de gravedad del perfil 11. Se observan varias rugosidades en el basamento asociables con el escarpe en superficie. En el perfil topográfico se incluyen las observaciones de escarpe en superficie hechas por Rauld (2011).

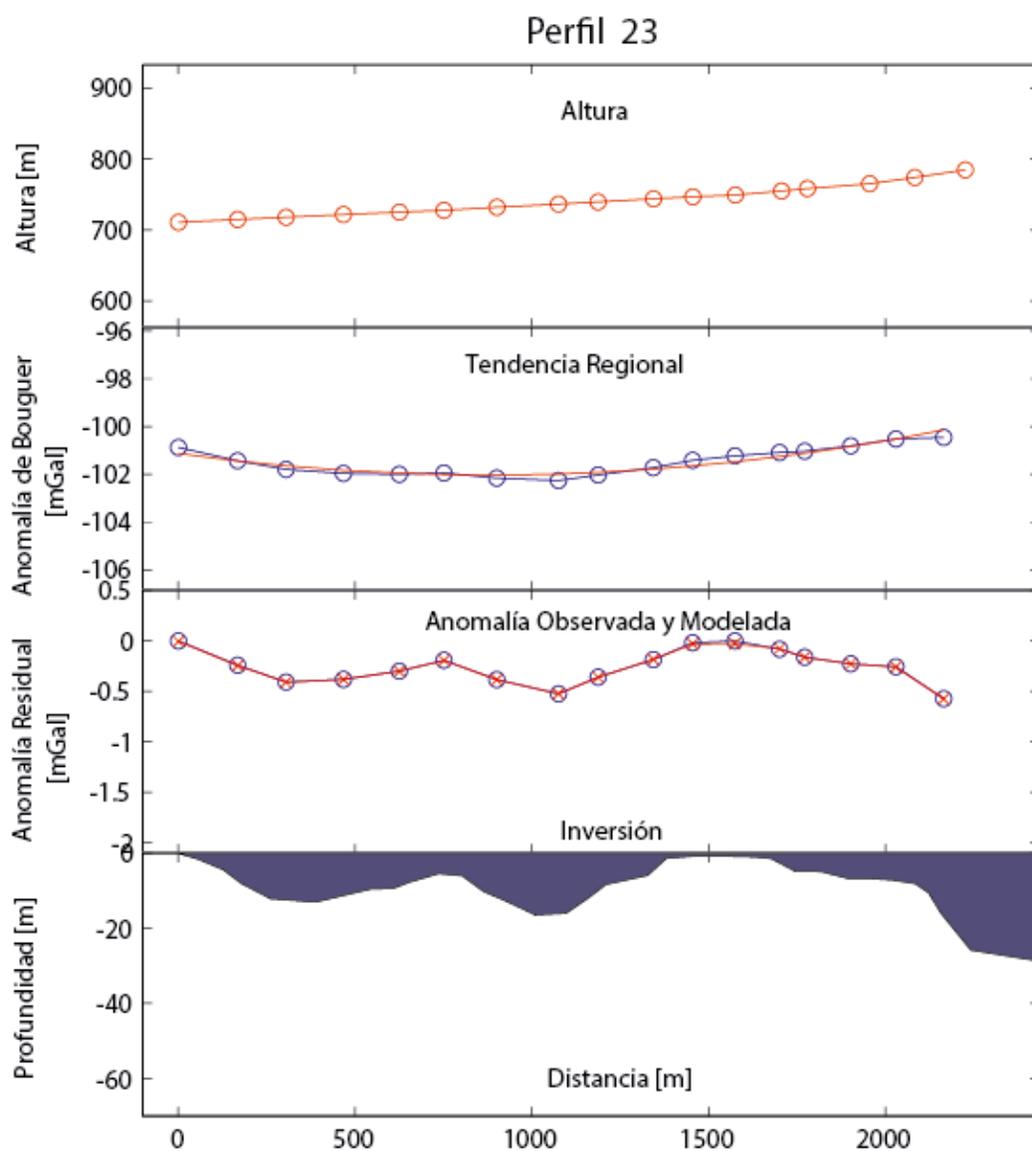


Figura 3.8. Perfil topográfico, tendencia regional, anomalía de Bouguer e inversión de gravedad del perfil 23. No se observan rugosidades en el basamento de longitudes de onda menores a los 200m.

El último perfil característico es el que no presenta una rugosidad en el basamento que tenga longitudes de onda cercanas a las que pueden asociarse al desplazamiento de una falla. En estos perfiles también se observan rugosidades en el basamento pero del orden de 500m (ver Figura 3.8). Además de longitudes largas, las amplitudes de dichas anomalías no logran generar una pendiente característica de un escarpe de falla. En 500m la inclinación no supera los 5°, como en el caso del perfil 23. Para este tipo de casos se asumió que la falla no corta el perfil. Explícitamente los perfiles 1, 5, 9, 10, 22, 23 y 24 (ver Figura 3.9).

Con respecto a los resultados obtenidos existen ciertas incertidumbres que son importantes de mencionar. En primer lugar es importante volver a resaltar que los resultados de gravedad nos pueden entregar información sobre la continuidad del desplazamiento a lo largo de la falla. A pesar de esto, el valor cuantitativo no necesariamente es el valor real, sino más bien representa el mínimo desplazamiento acumulado por la falla. Esto se debe a que al realizar un regional que elimina la primera capa de sedimentos no se está incluyendo en la modelación la diferencia de altura entre el cuerpo modelado y la altura de la medición (sobre la capa sedimentaria borrada).

Además existe una interpretación de lo que es y no un escarpe de la falla en base a la longitud de onda y amplitud, para esto se mantuvo un criterio de longitud de onda no mayor a los 200 m y con amplitudes de más de 10 m. Esto significa que cualquier escarpe producido por la falla que genere una anomalía gravimétrica más pequeña que esto no podrá ser observado.

En torno a los errores en la medición, el error promedio entregado por el gravímetro es de 0.027 mGal con la desviación estándar de 0.013 mGal. Mientras que los errores en altura, que también desencadenan un error grande en la gravedad, fueron en promedio 9 cm con una desviación estándar de 7 cm. En base a esto multiplicando el error en altura por 0.3086 según la Ecuación 3.7a, y sumando el error entregado por la medición del gravímetro, los errores promedio

de la medición son 0.054 mGal con una desviación estándar de 0.028 mGal. Por lo tanto las anomalías modeladas que van en promedio 1.5 mGal hasta un mínimo de 0.5 mGal tienen un error entre 3% al 10% dependiendo de qué tan grandes sean estas.

En la Figura 3.9 se puede observar la continuidad lateral de los escarpes y su relación con la manifestación en superficie en negro mapeada por Rauld (2011), y las trazas propuestas por este estudio en verde para las zonas donde la FSR no ha sido estudiada en profundidad. En esta imagen es evidente la presencia de varios escarpes en profundidad en zonas donde la manifestación en superficie es única. Este fenómeno se acentúa en los perfiles cercano al cauce del río Mapocho (Figura 3.9 b).

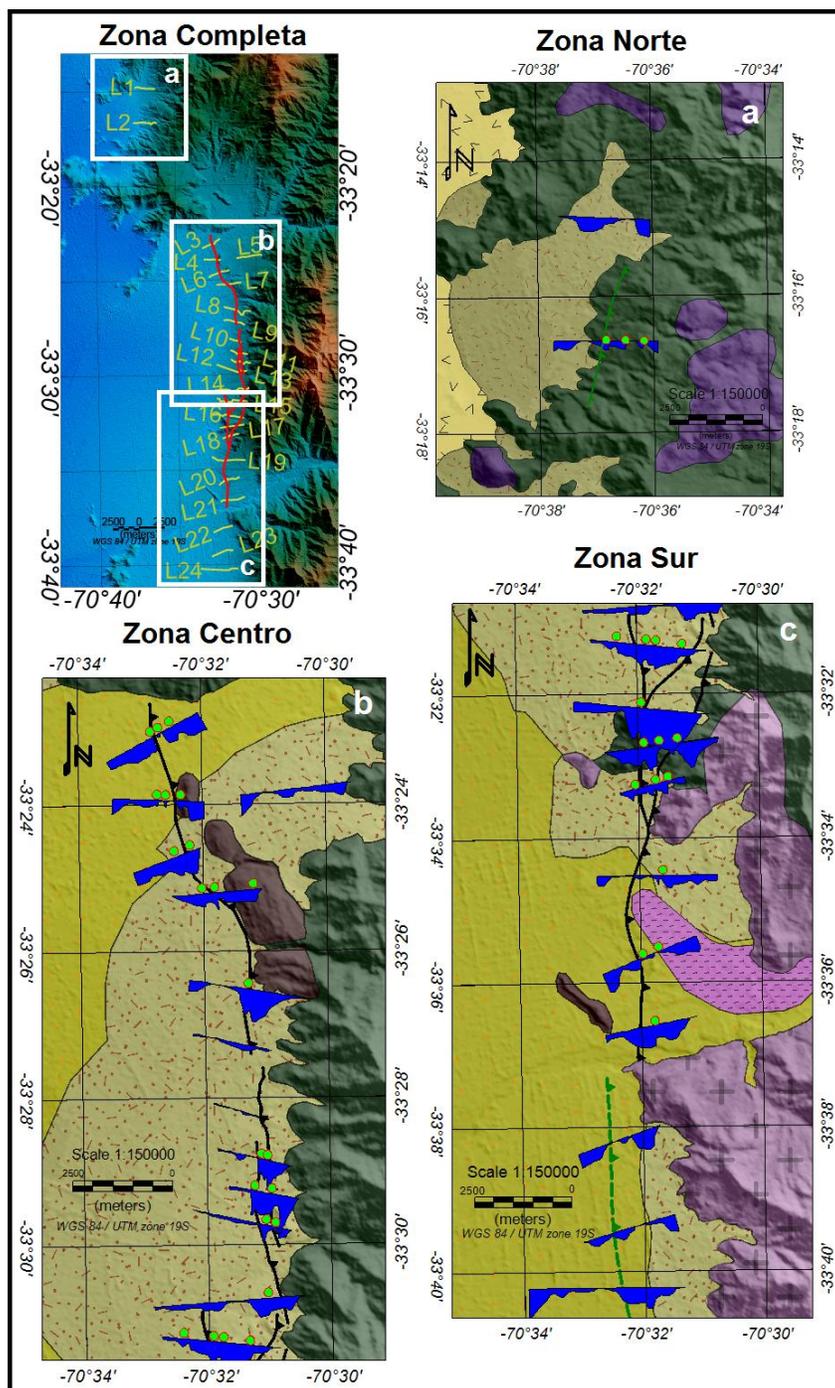


Figura 3.9 Perfiles de inversión gravimétricos en azul. Puntos de color verde indican donde fue interpretado un escarpe producto de la falla. La leyenda geológica se puede obtener de la Figura 3.1. Las Figura a contiene todo el área de estudio. Mientras que la Figura a, b, y c, corresponden al área Norte, Centro y Sur respectivamente. Para mayor detalle ver las Figuras en el Anexo 3.1.

3.4 Discusión

Un punto primordial en el análisis de los resultados, es entender qué es lo que genera estas anomalías de longitudes de onda cercanas a los 100m. En diferentes perfiles se puede observar una continuidad N-S por lo que se puede asumir que corresponde a una estructura N-S. En los lugares que se observa un escarpe en superficie producto de la FSR (Rauld 2011), también se encuentra una anomalía en el plano cuenca-basamento observable en las inversiones, por lo tanto la anomalía gravitacional está espacialmente relacionada con la FSR. En base a estas observaciones, la explicación más simple es que esta anomalía es una manifestación de la FSR, descartando otras posibilidades como la existencia de un paleorelieve producto de un antiguo drenaje, o la erosión diferencial de algún estrato.

El significado geomorfológico que representa esta manifestación de la falla también es cuestionable, ya que puede ser un escarpe en la roca producto de la ruptura constante de la falla, o un pliegue por propagación de falla inversa. No existe alguna evidencia que nos permita aseverar que es uno u otro fenómeno, pero ambos son una manifestación directa del alzamiento en roca de la falla. A pesar de esto, existen otras evidencias de ruptura de la falla en superficie, como el afloramiento en el cerro Calán, el perfil TEM (será discutido en la Sección 7.2.3) y la ruptura de estratos sedimentarios someros evidenciados en un estudio de paleosismología (Vargas et al., 2014). Por lo que al invertir esta anomalía, obtenemos en distancia el alzamiento en roca acumulado por la falla.

Otro punto de análisis importante, es la relación espacial de los escarpes en superficie versus los escarpes en el basamento. Esto nos puede dar evidencias del manteo de la falla, y de los procesos erosivos a los cuales se ve sometido el escarpe en superficie. En la mayoría de los casos las anomalías se manifiestan al Este del escarpe en superficie, que indicarían un manteo hacia el Este (ver Figura 3.10). Los casos que las anomalías están más hacia el Oeste del escarpe en

superficie, generalmente se encuentran cercanas a los cauces de los ríos Mapocho y Maipo (Figura 3.10), lo que implica una mayor erosión en superficie. Por lo tanto, esta relación espacial puede ser interpretada como un producto del retroceso de escarpe de falla por erosión. La relación espacial entre los escarpes en superficie y en el basamento, sugieren que si la falla es inversa mantea hacia el Este.

Al analizar la continuidad de las anomalías se puede observar que la manifestación de la falla no es continua en toda su extensión. Existen segmentos donde se concentra la deformación y zonas donde no existen anomalías que sugieran el desplazamiento de la falla. Las discontinuidades se pueden caracterizar en dos tipos, la primera producto de perfiles sin deformación, por ejemplo los perfiles en Pirque o los perfiles L9 y L10; y la segunda relacionada con discontinuidades longitudinales de las anomalías, es decir que los escarpes observados en profundidad desaparecen o aparecen sin una continuidad clara Norte-Sur, cómo lo que sucede en el perfil L15. Dado que la modelación en gravedad permite observar la manifestación de la falla eliminando los efectos erosivos principales, estas discontinuidades pueden ser interpretadas como una segmentación de la ruptura en superficie de la falla. De esta manera los resultados obtenidos en este Capítulo sugieren la existencia de 4 segmentos de ruptura independientes (ver Figura 3.10). Uno de estos segmentos se encuentra en la zona de Chicureo con un largo estimado de 5 km, pero que por la escasa densidad de perfiles en esta zona, solo se puede aseverar la existencia de la falla pero no un largo de ruptura específico. Un segmento que incluye los perfiles L3, L4, L6, L7, L8 en la zona nororiente de Santiago, con un largo aproximado de 12km. Este segmento está geológicamente relacionado con el afloramiento de las unidades sedimentarias presentes en los cerros Calán, Apoquindo y Los Rulos. Otro segmento en la zona central de Santiago, entre los perfiles L11 y L15 (~10 km), superficialmente relacionado con el escarpe más abrupto y la existencia de dos escapes claros en superficie, sugiriendo altas tasas de alzamiento. Por último un segmento entre los perfiles L15

y L21 (~10 km) con una anomalía más suave. Este último segmento tiene una zona de transición en su parte norte, que es identificable en los perfiles L14 y L15. En el perfil L14 existe una sola anomalía, la cual se encuentra cerca del piedemonte, mientras que el perfil 15 tiene 4 anomalías que aparecen sin una continuidad hacia el norte (ver Figura 3.10). Esta zona de transición también se observa en las trazas de falla inferidas por Rauld (2011). El posible funcionamiento independiente de estas estructuras y los potenciales eventos máximos de cada uno serán discutidos en mayor profundidad en el Capítulo 7 de peligro sísmico, integrando los resultados obtenidos por las otras metodologías.

Otro punto de discusión importante es la ventana de tiempo utilizada por esta metodología. Desde que se genera un escarpe en roca, se debe comenzar a depositar material en el relieve negativo, por lo tanto si una falla se activa, comienza la generación de una cuenca. Esto no implica la inexistencia de los sedimentos anterior al movimiento de la falla. Entonces el tiempo que fue necesario para que se depositen los sedimentos sobre el escarpe en el basamento, es una cota máxima de el tiempo empleado en generar el desplazamiento que es observable actualmente. La tasa de depositación en el bloque yacente (relieve negativo) se puede aproximar en 0.21 mm/año basándose en las dataciones obtenidas por Vargas et al. (2014). Por lo tanto, el tiempo de depositación de la cuenca en la zona de la falla, es de 238 a 476 mil años ya que tiene un espesor de 50 m (Diaz et al., 2014) o 100 m (TEM Presente estudio). Esto nos lleva a aproximar el alzamiento mínimo de la falla entre 0.09 a 0.17 mm/año (40 m / 238 mil años) tomando los 40 m observables de desplazamiento en el perfil más cercano a la trinchera realizada por Vargas et al. (2014). Asumiendo un manto de alto ángulo fundamentado en los afloramientos en superficie y los resultados del TEM y sismicidad del presente estudio (ver Sección 7.3.2) la tasa de desplazamiento mínimo de la FSR es del orden de 0.1 mm/año a 0.18 mm/año. Es importante aclarar que estas tasas de desplazamiento son una cota mínima, ya que la modelación de gravedad se hizo con una tendencia regional que elimina los

Interpretación de Gravedad

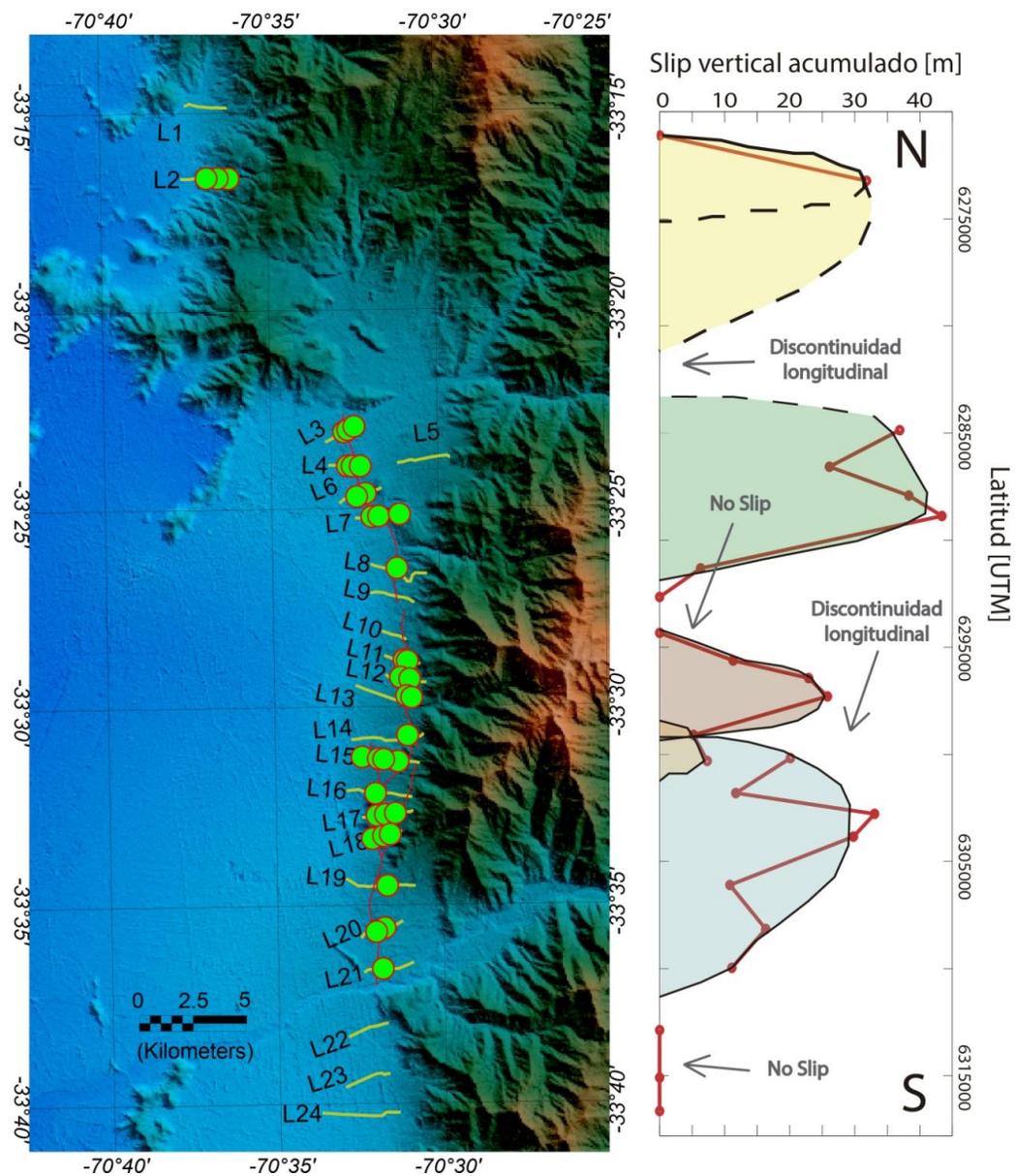


Figura 3.10. Interpretación de los perfiles de gravedad. A la derecha se observan todos los perfiles realizados en amarillo, con su respectivo nombre en negro. Los puntos verdes sobre los perfiles indican los lugares donde se encontraron anomalías de gravedad interpretables como un escarpe de falla en el basamento. A la izquierda la imagen de interpretación de los segmentos de ruptura en base a la continuidad lateral de la anomalía de gravedad. En rojo la suma de todos los escarpes por perfil, y en colores los segmentos de ruptura interpretados.

primeros 50 o 100 m de espesor sedimentario, por lo tanto los cuerpos modelados no toman en cuenta esta diferencia de altura que se genera al eliminar la cuenca promedio.

3.5 Conclusiones

- La gravedad es un método potente para medir el desplazamiento acumulado por una falla, ya que integra su manifestación durante periodos de tiempo largos, sin los efectos erosivos característicos de la superficie. En el caso de estudio, alrededor de 200 mil años.
- Se observan manifestaciones de la falla en la zona de Chicureo, no así hacia la zona Sur de Santiago, en Pirque, ni tampoco en San Carlos de Apoquindo, por lo que la deformación se concentra en la zona central (33.3°-33.7°S) y en Chicureo (33.25°S).
- La ruptura en superficie de la falla está segmentada en por lo menos 4 trazas. Por lo que el largo máximo de ruptura no contempla la extensión completa de la falla, del orden de 30km. Los largos varían entre 5 a 12km de largo lo que implica un sismo característico de $M_w = 6.3$ según las relaciones de Wells y Coppersmith (1994), considerando que los segmentos se activan independientemente, y que no hay una conexión en profundidad.
- El desplazamiento mínimo de la FSR cercano a 0.1 mm/yr.

4. ÍNDICE DE SINUOSIDAD

El índice de sinuosidad es una medida geomorfológica cuantitativa que relaciona la forma del frente montañoso con la geometría de la falla. El cálculo de este índice, consiste en dividir el largo del contacto cuenca sedimentaria-basamento (en adelante CSB), por el largo de la falla en el segmento en cuestión, como indica la Ecuación 4.1 (Bull y McFadden, 1977).

$$IS = \frac{L_f}{L_0} \quad (4.1)$$

Con IS , el índice de sinuosidad; L_f el largo del contacto cuenca sedimentaria-basamento; y L_0 el largo de la traza en el segmento elegido. Cuando una falla es muy activa se espera que el largo de la falla sea similar al largo del contacto, ya que la falla domina la construcción del paisaje (ver Figura 4.1a). Por otro lado cuando una falla está inactiva, la erosión y depositación inciden en el frente cordillerano, generando un contacto sinuoso (ver Figura 4.1b). Numéricamente, los valores de IS cercanos a uno indican que el comienzo de la cuenca en el piedemonte está directamente relacionada con la forma de la traza (Burbank y Anderson, 2001) y por lo tanto estamos frente a una falla activa. Mientras que valores de $IS > 2$ sugieren una falla inactiva, ya que el segmento estudiado ha permanecido un largo periodo sin moldear el frente montañoso, dejando que el CSB sea dominado por la erosión y depositación.

El índice de Sinuosidad fue desarrollado para falla normales (Bull y McFadden 1977) pero ha sido aplicado satisfactoriamente en fallas inversas (ej. Wells et al. 1988, Jain y Verma 2006, Singh y Tandon 2007, Casa et al. 2011). Los valores medidos para fallas inversas activas fluctúan entre 1.00-1.50. En el caso de las fallas inversas del tras-arco Andino (Casa et al. 2011) los valores varían entre 1.04-1.18; en fallas inversas de Costa Rica, Wells et al. (1998) encontró valores entre 1.20 y 1.50; y en las fallas de piedemonte en el Himalaya (Jain y Verma, 2006) los valores del índice van entre 1.00 y 1.06, siendo estas últimas las que claramente acumulan mayor alzamiento por ser fallas interplacas. Esta metodología como se ha utilizado exitosamente para fallas de

piedemonte inversas (ej. Casa et al. 2011), es totalmente aplicable para el caso de estudio. La FSR, como fue descrito en el Capítulo 2, está en borde de la Depresión Central, una cuenca sedimentaria, y el flanco Oeste de la Cordillera Principal de los Andes.

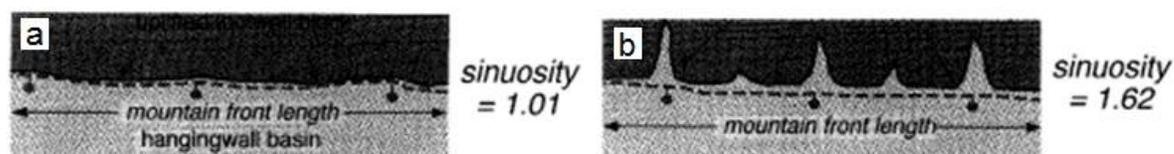


Figura 4.1. Índice de sinuosidad esperable para fallas con distinta actividad. En negro el basamento o roca, en gris la cuenca sedimentaria. a) Falla muy activa. b) Falla poco activa, o con baja tasa de recurrencia. Modificado de Burbank y Anderson (2001).

Por otro lado, el índice de Sinuosidad es capaz de medir la actividad de una falla en periodos de tiempo hasta cenozoicos (Burbank y Anderson, 2001), dependiendo de la erosión, y de la edad tanto de la falla como de la cuenca sedimentaria. Este índice integra, o suma, la actividad de la falla desde que ésta ha influenciado el contacto cuenca sedimentaria-basamento. Para el caso de estudio la formación de la cuenca se aproxima en Plioceno-Holoceno (Rauld, 2011). Por lo tanto, si la falla es predecesora a la cuenca, el índice sumaría el desplazamiento acumulado desde la formación de la cuenca (Plioceno-Holoceno); y si la falla es posterior a los sedimentos, el índice integraría el desplazamiento de la falla durante todo su periodo de actividad. Es decir, al aplicar esta metodología obtenemos una medida de la actividad post Plioceno-Holocena, o desde que la falla comenzó a generar desplazamiento.

4.1 Metodología

Se definió el contacto cuenca sedimentaria-basamento complementando los mapas geológicos en la bibliografía (Rauld 2011, Valenzuela 1978, Sernagiomín 1:1000000) con el análisis de un DEM con resolución de 30m (STRM30, ASTER GDEM). En el contacto cuenca-basamento se ve una notoria disminución de la pendiente en comparación al frente montañoso (Figura 4.2). Por lo tanto, se calcularon las pendientes de la zona de estudio, y se definió que los sedimentos

comienzan en promedio cuando la pendiente baja de cierto ángulo (ver Figura 4.2). El límite de los sedimentos según las diferentes fuentes bibliográficas queda bien definido cuando la pendiente tiene 15° . Para identificar las pendientes bajo los 15° se discretizó el mapa en contornos con colores de alto contraste, y se dibujó manualmente el contacto con el programa *ArcMap* (ver Figura 4.3).

Una vez definido el CSB, se discretizó el frente cordillerano en segmentos donde se observa una diferencia notoria en la sinuosidad (ver Figura 4.3). Para obtener el índice de sinuosidad de cada segmento, se midió el largo del CSB y se dividió por el largo de la falla en superficie, tomando como referencia la definida por Rauld (2011). Para la zona de Chicureo y Pirque, en donde la falla no ha sido estudiada en profundidad, se asumió que la traza de la falla debería ser paralela al frente montañoso, como se observará posteriormente en la Figura 4.4.

4.2 Resultados

En el mapa de pendientes de la zona de estudio (ver Figura 4.2), se observa que las zonas relacionadas con afloramiento de roca, como la formación Abanico, Farellones, Intrusivos Miocenos, etc. tienen valores más altos de pendiente (colores blancos) que la cuenca, la cual es relativamente plana (colores oscuros). Esto permitió definir el contacto cuenca sedimentaria-basamento en 15° de pendiente. En promedio la cuenca tiene una pendiente 4.6° con un manto hacia el oeste, y una desviación estándar de 3.7° . Mientras que el basamento tiene un promedio de pendiente de 24.3° , con una desviación de 9.7° , y un rango de pendientes que va desde 0° , en las cumbres, hasta 63° en las quebradas más pronunciadas. En particular, se observa un manchón oscuro en medio de la cordillera, a los $33^\circ 30'$, el cual está relacionado con el *plateau* de la formación Farellones (Figura 4.2).

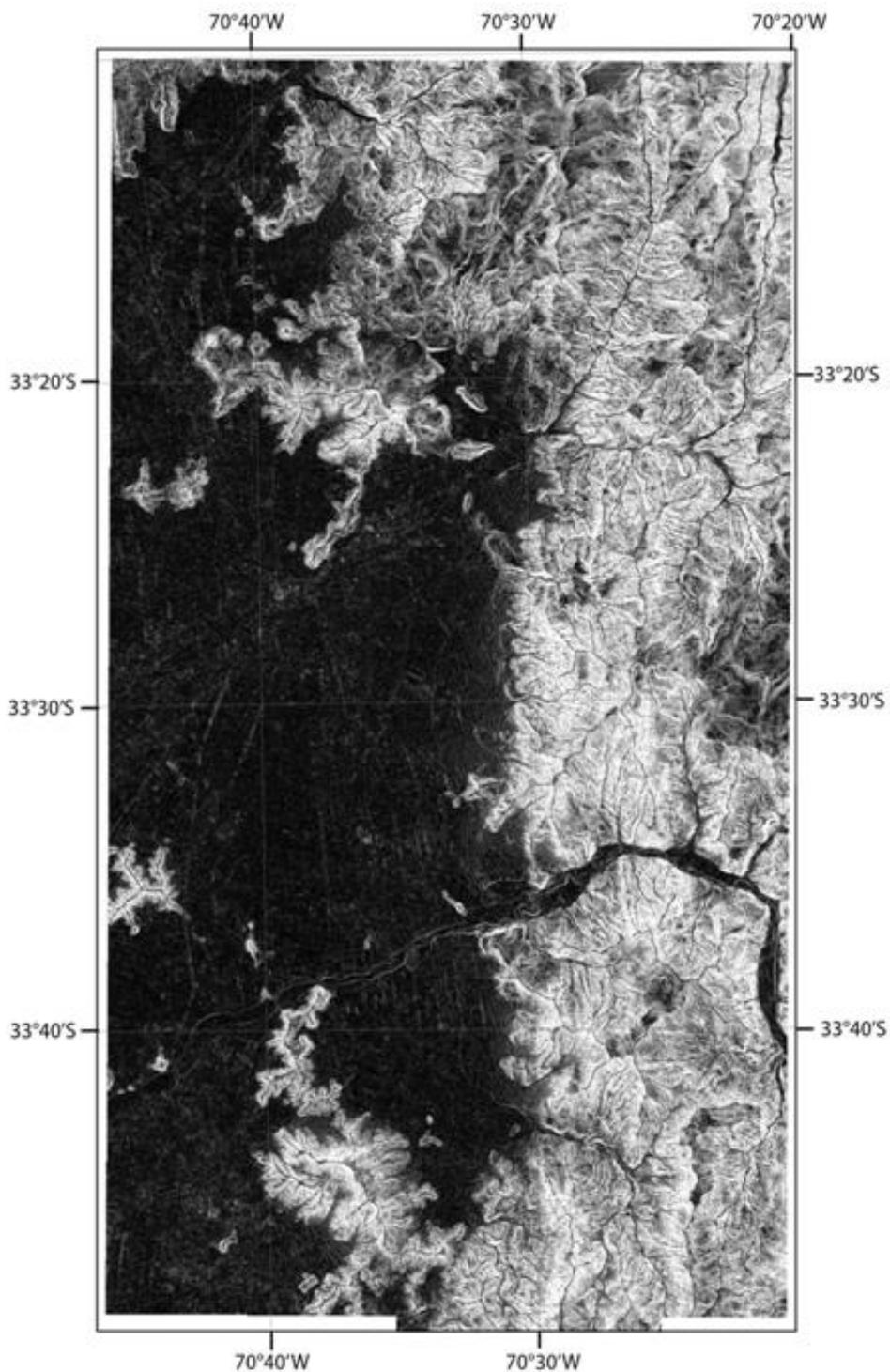


Figura 4.2. Mapa de pendientes, en blanco los valores altos relacionados con el basamento, y en negro las pendientes bajas relacionadas con la cuenca sedimentaria.

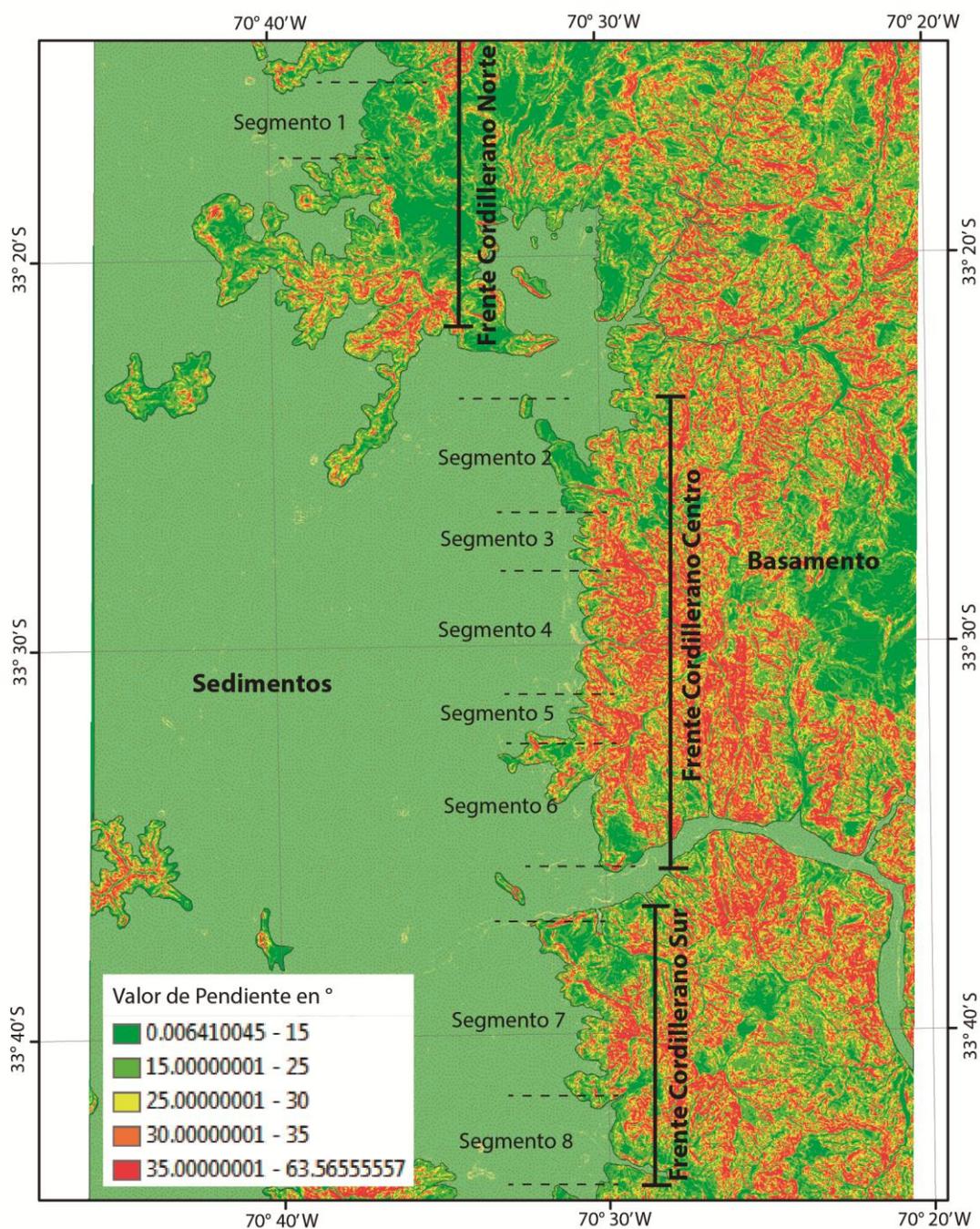


Figura 4.3. Pendientes en color, para facilitar la definición de la cuenca. En verde pálido, se observa la definición de la cuenca sedimentaria. Los segmentos propuestos definen las zonas con cambios en la sinuosidad del piedemonte.

En la extensión N-S de la FSR, se observa un evidente cambio en la sinuosidad del CSB. Para facilitar su identificación se definieron segmentos en donde la sinuosidad se mantiene más o menos constante (ver Figura 4.3). Se evidencian segmentos con sinuosidades muy variadas, las cuales se manifiestan notoriamente dentro del frente cordillerano central (ver Figura 4.3). En donde los segmentos 2 y 4 de rumbos aproximados N20°W, y NS respectivamente, con oscilaciones en el CSB de longitud de onda de 1500-2000 m. Mientras que los segmentos 3 y 5 tienen un contacto mucho más sinuoso con oscilaciones 500-700m, ambos de rumbo NS. Por otro lado, el CSB del segmento 6 no es paralelo a la traza de la falla, teniendo una forma sin relación alguna con la traza de la falla en esta latitud. Esto sugiere una nula relación entre la traza de la falla y la forma del contacto para este segmento. Por último el segmento 8 fue descartado por estar bajo un drenaje actualmente activo, el Río Clarillo, lo que genera una distorsión en torno a las tasas de erosión y depositación del segmento. Los valores de *IS* (Tabla 4.1) tienen relación directa con la observación de sinuosidad variable del CSB recién descrita.

Tabla 4.1. Largo la falla en segmento (L_f); Largo de CSB (L_0); índice de sinuosidad para cada segmento (*IS*).

Segmento	L_f [km]	L_0 [km]	<i>IS</i>
1	4.48	6.41	1.43
2	6.27	7.35	1.17
3	2.49	5.81	2.33
4	5.52	7.3	1.32
5	2.36	6.26	2.65
6	6.32	13.4	2.12
7	8.88	18.5	2.08

A lo largo de su extensión N-S la falla no presenta valores constantes, evidenciando un *IS* cercano a uno en ciertos segmentos específicos. Los segmentos que presentan un valor de *IS* más cercano a 1 están en la zona central entre los 33.3°-33.6°S y en Chicureo a los 33.25°. En las zonas fuera de estas latitudes, el

índice de sinuosidad es mayor que 2, sugiriendo trazas de falla poco activas o inexistentes.

En el segmento 6 se observa una correlación casi nula de la forma de CSB y la traza de la falla. Esto se manifiesta en el valor de IS para este segmento ($IS = 2.12$), mucho mayor que los valores donde existen varias evidencias de su actividad, como por ejemplo el segmento 2 y 4, con evidencias de escarpe en superficie (Rauld 2011), y gravimétricas (presente estudio, Capítulo 3).

En Pirque, segmento 7, la falla tiene un valor de IS muy por sobre el promedio de fallas intraplaca activas encontradas en la literatura (Casa et al., 2010, Wells et al., 1988). Mientras que en Chicureo $IS = 1.43$, sugiere la continuidad de la falla hasta esa zona.

En promedio, el valor de IS donde existen evidencias de escarpe en superficie y anomalías gravimétricas, la falla tiene un promedio de 1.51, un valor relativamente bajo para el promedio de las fallas (Casa et al. 2010, Wells et al. 1988, Jain y Verma, 2006). Este promedio se obtuvo de los segmentos 1, 2, 4, y 6. Es importante notar que las zonas de transición, segmentos 3 y 5, no fueron incluidas por tener valores de IS altos, que no representan la actividad principal de la falla, sino un comportamiento secundario.

4.3 Discusiones

4.3.1 Aplicación del índice de sinuosidad para definir las zonas de mayor alzamiento.

La variación de IS entre segmentos (ver Figura 4.4), puede deberse a diferencias en las tasas de depositación, erosión, o alzamiento. La compactación se deja fuera de este análisis por ser casi nula en la superficie, ya que no existe una columna grande de suelo que presione lo sedimentos.

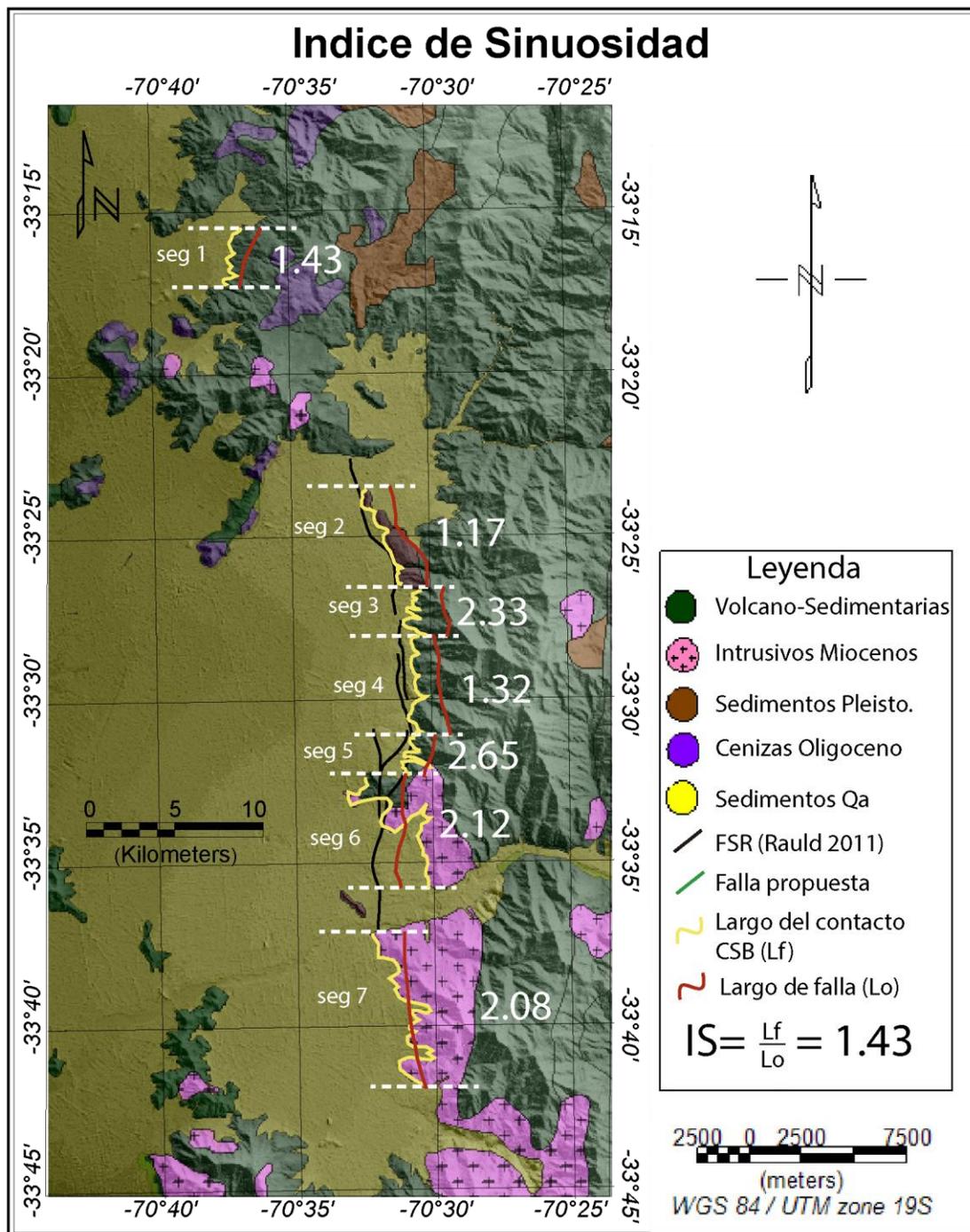


Figura 4.4 Resultados de índice de sinuosidad (IS).

Las unidades sedimentarias que componen la cuenca son principalmente aluviales y coluviales. Por lo tanto, los factores que influyen en la tasa de depósito para estos tipos de sedimentos, son la litología del frente cordillerano, que influye en la capacidad de generar clastos; la pendiente, relacionada con la capacidad de estos clastos de caer como coluvios, o la energía que tienen los flujos aluviales para desplazar sedimentos; y por último el área de drenajes, que influye en la cantidad de agua que se acumula en las quebradas para generar depósitos aluviales, por ejemplo el aluvión de 1993 en la quebrada de Macul. Por otro lado, la erosión se concentra en las quebradas, ya que en estas zonas los drenajes generan una mayor incisión en el basamento. Esto se observa en que la cuenca sedimentaria comienza más al Este en las quebradas, sugiriendo que la mayor erosión es fluvial. La capacidad de incidir en el basamento se ha relacionado matemáticamente mediante la “ley de potencias de escorrentías” como se indica en el Capítulo 5. Los factores de influencia, son nuevamente la litología; la pendiente, en este caso del drenaje y no del frente cordillerano como en la tasa de depósito; y el área de drenaje. Por lo tanto si no existe una correlación entre el índice de sinuosidad y la litología, pendientes o áreas de drenaje, este índice sería una manifestación directa del alzamiento en roca y no de otro fenómeno.

En torno a la litología, dados los cambios que hay dentro de la zona de estudio, conviene hacer un análisis entre segmentos en los cuales no cambia su litología, si esta influye en la forma de CSB, los valores de IS deberían mantenerse relativamente constantes. Para los segmentos en donde se pone en contacto al cuenca sedimentaria con la formación Abanico (segmento 1, 3, 4, 5) vemos que hay variaciones muy grandes del índice, $IS=1.32$ versus $IS= 2.65$, lo que sugiere que no hay un control litológico en estos segmentos. La zona sur del área de estudio principalmente compuesto por intrusivos, ha sido separada en un solo segmento por no existir diferencias notorias en la sinuosidad del frente. Esto sumado a la incerteza de que la falla pasa en este sector, no permite aseverar si hay

o no una influencia de la litología en el valor de *IS* para este segmento, como si en el frente cordillerano que pone en contacto la formación Abanico.

Las pendientes del frente cordillerano no varían notoriamente dentro de cada bloque, (norte, central y sur, ver Figura 4.3), por lo tanto las variaciones internas del índice dentro de cada frente tampoco tienen relación con las pendientes. Similar a lo que ocurre con las quebradas de mayor área de drenaje, que son las quebradas de Macul y Apoquindo, donde la forma del contacto CSB no tiene un cambio notorio cuando atraviesan estas quebradas en comparación con las aledañas (ver Figura 4.3 segmentos 2 y 4). Esto sugiere que los factores que influyen tanto en la tasa de erosión y depósito no tienen un control en la forma del contacto cuenca-basamento y tampoco en el valor de *IS*, al menos dentro de cada frente cordillerano. En base a esto, las variaciones en los valores de sinuosidad a lo largo de la falla, están relacionadas con tasas de alzamiento variables en la zona de estudio.

Las variaciones del *IS* a lo largo de la falla sugieren una segmentación de la actividad debido a que en ciertas zonas el alzamiento de la falla es muy influyente en la forma de CSB (zonas con mucha actividad o desplazamiento), mientras en otras no (zonas de poca actividad). Los valores de *IS* más altos ($IS > 2$), se ubican espacialmente donde la traza en superficie pierde continuidad, segmentos 3 y 5, en los cuales tampoco existe una señal fuerte de gravedad (CAP 3). Esto reafirma que la falla durante la formación de la depresión central no se ha comportado como una falla que rompa en toda su extensión, sino que el alzamiento, y por ende la sinuosidad del CSB y el *IS*, se ha acumulado en ciertos segmentos en específico. De acuerdo a lo definido en este estudio, serían los segmentos 1, 2 y 4, que precisamente son las trazas con mayor manifestación en superficie (Rauld, 2011). Estos segmentos definen en este estudio los dominios de ruptura principales de la FSR.

En consecuencia, el índice de sinuosidad *IS* sirve para observar la actividad de la falla dentro de cada frente cordillerano, pero no hay certeza de su actividad relativa entre bloques con distintas litologías como lo son el segmento 7 (intrusivos de basamento) con los segmentos del frente central (p.ej. 3, 4, o 5).

4.3.2 Interpretación del índice de sinuosidad y su aporte para definir los largos de ruptura de FSR.

Las trazas que con seguridad han generado desplazamiento, dadas las evidencias de escarpe en superficie (Rauld, 2011) y gravedad (Cap 3), son los segmentos 1, 2, 4, y 6. En promedio el valor de Índice de sinuosidad para estos segmentos es de 1.51, lo que encasilla a la FSR como una falla poco activa o de bajo desplazamiento en comparación a los valores encontrados en otros estudios (Wells et al., 1988; Jain y Verma, 2006; Singh y Tandon, 2007; Casa et al. 2010). Por ejemplo, en el marco Andino, Casa et al. (2010) encontró valores de *IS* promedio de 1.1 para la falla Río Blanco del tras-arco Andino, cercano a Mendoza. Para la falla interplacas en el borde del Himalaya, el promedio es 1.04 (Jain y Verma, 2006), lo que indica que el proceso de deformación en el borde del Himalaya implica un mayor desplazamiento y actividad, por estar asociado directamente a una colisión de placas, y no un proceso secundario como la actividad cortical intraplaca.

El alto valor de *IS* en el segmento 6 (ver Figura 4.4) produce una duda sobre la correlación de este valor con la actividad de la traza para este segmento, ya que la existencia de la FSR en este segmento está fundamentada en evidencias gravimétricas (Cap 3), y observaciones topográficas (Rauld 2011). A pesar de esto, tiene un valor de *IS* muy alto (2.12) que sugiere la poca importancia de la falla en la forma del frente cordillerano para este segmento. Esto puede estar relacionado con la presencia del río Maipo, o simplemente que la FSR como expresión de alzamiento en el piedemonte no tiene tasas de alzamiento capaces de moldear totalmente el frente cordillerano. En una zona en alzamiento superficial, como lo

es el margen Andino dada la exhumación de intrusivos Miocenos, las altas tasas de alzamiento superficial dificultan que la incisión fluvial genere ríos serpenteantes capaces de erosionar en direcciones perpendiculares a la pendiente máxima. En el caso del río Maipo la pendiente máxima actual es N70°E, por donde circula el río, y para formar el relieve actual debería haber tenido un curso de N40°W en algún momento de su historia, es decir cambiar en 70° de la orientación actual. Tampoco existen evidencias de un paleorelieve en la cuenca que permita pensar en una desviación del río en el pasado (Yañez et al. 2015). Por lo tanto, la forma más simple de explicar esta discontinuidad en el frente cordillerano, es la existencia de un paleorelieve no relacionado con la FSR. La existencia de esta anomalía o *out-layer* respecto a los datos, es relevante, ya que nos plantea la duda sobre el rol de la FSR en la conformación del piedemonte Andino. Probablemente la falla, se encuentre alineada con el piedemonte en muchos lugares, no porque la falla genera el piedemonte, sino más bien a que históricamente los procesos ocurridos en los Andes han tenido una componente N-S muy importante. Basado en esto, es difícil asumir que el frente cordillerano central, con una diferencia de cota aproximada de 2.000m entre la cumbre del cerro San Ramón y la depresión central, esté relacionado con una falla que no es capaz de definir en su totalidad el frente cordillerano.

En el segmento 2, se ponen en contacto una unidad sedimentaria aluvial-fluvial pleistocena inferior (descrita en la Sección 2.1.4) con la cuenca cuaternaria, esto sugiere de por sí un mayor alzamiento, ya que esta traza no ha permitido la erosión de esta terraza fluvial. Con respecto a los segmentos 1 y 7, en donde la falla no ha sido estudiada en profundidad, las trazas propuestas por este estudio fueron aproximadas en base a la geometría del CSB. Se observa que hacia el Norte, el índice de sinuosidad (1.43) es relativamente bajo en comparación a la zona de estudio, lo que sugiere la existencia de la FSR. Mientras que para el Sur, el valor tan elevado de IS (2.08) no permite aseverar que la falla atraviesa esta zona, al menos no en el piedemonte como fue estimado, principalmente por tener un valor

excesivamente elevado con respecto a la literatura para fallas inversas activas (1.00-1.50). A pesar de esto este resultado no tiene una interpretación única, ya que las pequeñas diferencias litología y de áreas de drenajes en la zona pueden haber influenciado en las tasas de erosión y depósito generando una sinuosidad distinta.

4.4 Conclusiones

- En función del valor de *IS*, la falla San Ramón presentaría una actividad menor que otras fallas activas donde se han empleado estas metodologías, como por ejemplo la falla Rio Blanco en el tras-arco Andino en Mendoza (Casa et al. 2010) y las fallas intrerplacas que generan el alzamiento del Himalaya (Jain y Verma, 2010). Sin tomar en consideración las variables climáticas de cada lugar.
- La FSR tiene una actividad discontinua dentro del área de estudio que se manifiesta en la variación notoria del índice de sinuosidad a lo largo de la falla, concentrando su actividad entre los 33°24'S y 33°33'S, y en la zona norte en Chicureo en la latitud 33°16'.
- La FSR debería continuar hacia al norte en el piedemonte de Chicureo 33°16'. No así hacia Pirque, en la zona sur de Santiago, al menos no como una falla de piedemonte.
- La FSR no tiene un control estructural evidente sobre el piedemonte de la cordillera, por lo que el gran desnivel producido entre la cumbre del cerro San Ramón (2.000m) y la depresión central no necesariamente es producto de la FSR. Otros fenómenos que pueden generar este desnivel son el alzamiento Andino durante el Mioceno, o la erosión diferencial por los cambios litológicos de la zona, entre otros posibles.

5. STREAM GRADIENT INDEX

La topografía está directamente relacionada con los procesos de erosión y tectónica, por lo que ha sido ocupada innumerables veces para definir zonas con mayor alzamiento, escarpes de fallas, o lineamientos. En particular, el perfil topográfico de los ríos o redes de drenaje también constituyen una consecuencia de los procesos de construcción y destrucción del paisaje. Los drenajes, son capaces entre otras cosas, de conservar los desplazamientos generados por la activación de una falla como *knickpoint* (ej. Gardner, 1983; Seild y Dietrich, 1994), similar a lo que representa un escarpe de falla. Además, la forma en que cambian las pendientes dentro del perfil topográfico, también puede ser interpretada como un efecto de los procesos tectónicos activos (Burbank y Anderson, 2001). Para comparar la forma de los drenajes y sus cambios de pendiente, se ha desarrollado la medida geomorfológica *Stream Gradient Index*, propuesta por Hack (1973) la cual ha sido utilizada en diversos estudios para observar lineamientos de fallas (ej. Martínez-Gutiérrez y Díaz, 2011) y zonas con mayor alzamiento (ej. Casa et al., 2010; Font et al., 2010).

Cuando la tectónica y erosión están en equilibrio, la forma esperada para el perfil topográfico de un drenaje es logarítmico, es decir una pendiente recta en un gráfico semi- logarítmico (Hack, 1973, Merritts y Vicent ,1989), como el caso “b” de la Figura 5.1. Por otro lado, cuando el alzamiento predomina, el perfil adquiere una curvatura negativa en un gráfico semilogarítmico, como el caso “c” de la Figura 5.1; opuesto a lo esperado en drenajes con bajas tasas de alzamiento en comparación a su erosión, como lo es el caso “a” de la Figura 5.1 (Hack, 1973, Merritts y Vicent ,1989). Estas diferencias en los perfiles según tasas de alzamiento, han incentivado el análisis topográfico y geomorfológico de las redes de drenajes, con el objetivo de definir pistas que ayuden a comprender los regímenes tectónicos actuales.

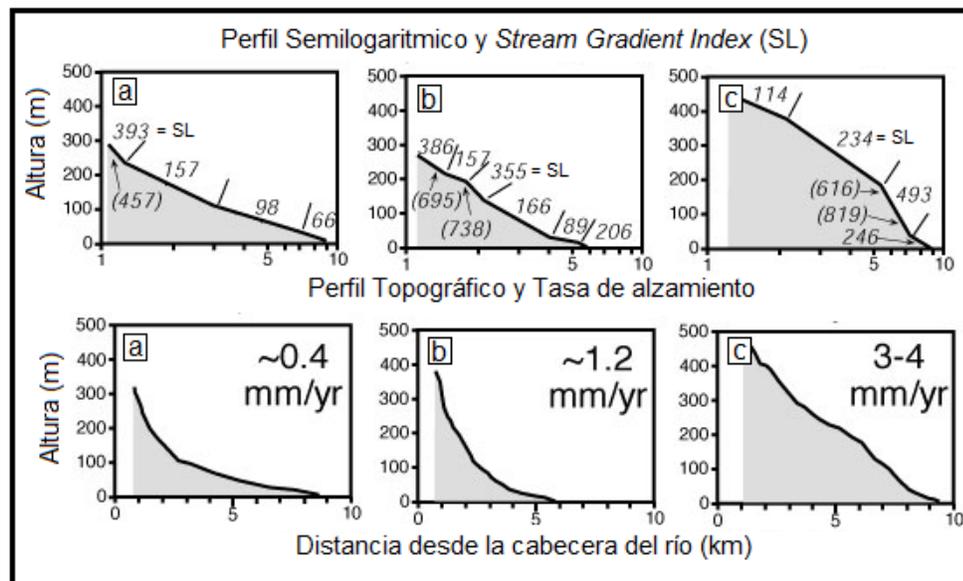


Figura 5.1 Arriba. Perfiles topográficos semilogaritmicos con los valores de *Stream Gradient Index* para cada drenaje. Abajo los perfiles topográficos en escala aritmética con las tasas de alzamientos en mm/yr correspondientes a cada drenaje. Modificado de (Merritts y Vincent, 1989).

El *Stream gradient index* (SL) se calcula separando el drenaje en varios tramos, y para tramo el valor de SL se obtiene dividiendo la diferencia de altura en ese segmento " ΔH ", por el largo del drenaje " ΔL ", es decir la pendiente del tramo; multiplicado por la distancia entre la cabecera del drenaje y el punto medio del segmento " L " (ver Figura 5.2 y Ecuación 5.1). El valor neto de SL no tiene una implicancia absoluta, pero al compararse a lo largo del drenaje nos permite entender que proceso está controlando la geomorfología del lugar, la erosión o la tectónica. Para esto se debe estudiar los valores de *Stream Gradient Index* al final del drenaje. Si el drenaje tiene pendiente relativamente constante por estar dominado por la tectónica, los valores SL más altos se concentrarán al final del drenaje ($\Delta H/\Delta L \approx cte$; $L_{final} \gg L_{promedio}$), en cambio cuando un drenaje ha sido erosionado, los valores de SL en sus tramos finales ($L_{final} \gg L_{promedio}$) son muy bajos, ya que las pendientes son cercanas cero ($\Delta H/\Delta L \approx 0$). Además, al comparar los valores netos de SL de diferentes drenajes en un área (ej. Casa et al., 2010, Font et al., 2010) esta medida geomorfológica permite entender en qué zonas se está concentrando

el alzamiento, ya que cuando los valores promedio de SL por drenaje son altos, estamos frente a un régimen o una zona con mayor alzamiento (Merrits and Vincent, 1989; Keller, 1986). Esta aseveración se explica, porque los drenajes con mayor alzamiento, y por tanto una pendiente aproximadamente constante (ver Figura 5.1), tienen valores de SL al final del drenaje muy altos por estar multiplicados por un “L” grande, generando un promedio elevado. En cambio, los drenajes con menor alzamiento, de forma logarítmica, al final del drenaje, para “L” grandes, tienen una compensación por la pendiente que hace que los valores promedio de SL disminuyan.

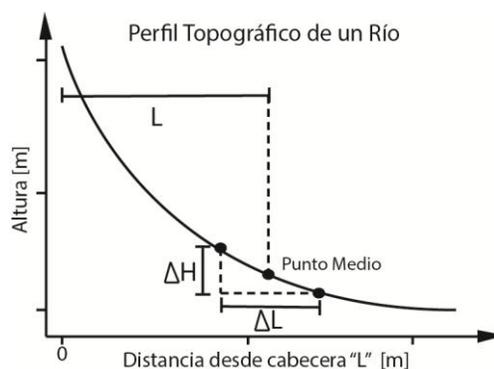


Figura 5.2 Variables para calcular el *Stream Gradient Index*.

$$SL = \frac{\Delta H}{\Delta L} L \quad (5.1)$$

En resumen, el valor de SL nos indica dos propiedades de los drenajes de la zona; 1) si en estos domina el alzamiento o la erosión, al analizar cómo son los valores de SL al final de cada drenaje; y 2) En qué zonas hay mayor alzamiento relativas, comparando en forma de área los valores de SL entre drenajes. En este trabajo se pretende realizar un análisis de los valores del índice en la zona de estudio, con el fin de comprender tanto la continuidad de la falla hacia la zona norte y sur de Santiago, como observar si existe una discontinuidad en el alzamiento a lo largo del área de estudio.

Para que el análisis de alzamiento mediante la técnica de *Stream Gradient Index* sea correcto, es necesario que la erosión en todos los drenajes sea pareja, ya que si en alguno

tiene una tasa de erosión mayor, el mismo perfil topográfico se lograría con una tasa de alzamiento mayor. Una forma de estimar la incisión del drenaje es mediante la “ley de potencias de escorrentías”, que se resume en la Ecuación 5.2 (Whipple y Tucker, 1999).

$$I = K * A^m S^n \quad (5.2)$$

Siendo “I” la incisión en la base del drenaje, o tasa de erosión; “K” el coeficiente de erodabilidad, dependiente de la litología y el clima del lugar; “A” el área de drenaje o cuenca hidrográfica, que representa la cantidad de agua que circula por él, directamente relacionado con la erosión fluvial; “S” la pendiente local, que relaciona la energía potencial que tiene el agua drenada para incidir la base del drenaje; y “m” y “n” coeficientes de regresión. De estos factores, la erodabilidad es difícil de controlar ya que dentro de la zona de estudio existen distintas litologías, y para obtener mediciones de este parámetro se necesitan registros de varias décadas, inexistentes para la zona de estudio. A pesar de esto, se puede aseverar cualitativamente que manteniéndose constante las variables “A” y “S”, “K” será mayor en el centro del área de estudio donde se concentran rocas volcánicas y sedimentarias pertenecientes a la formación Abanico, en comparación con los intrusivos Miocenos del sector sur de la zona de estudio. Esto, ya que las rocas intrusivas tienden a ser menos erodables que los otros tipos de rocas (Stock y Montgomery, 1999; Moore et al. 2009).

Entonces, al cuantificar la erosión mediante la ley de potencias de escorrentías, y el alzamiento superficial de la zona con el *Stream Gradient Index*, podemos estudiar las diferencias que hay en el alzamiento en roca de cada lugar. Para esto es necesario asumir que en los fenómenos que dominan su topografía de los drenajes son la erosión y el alzamiento en roca, depreciando la compactación y la generación de depósitos que no son de primer orden en la formación de drenajes (Ecuación 3.1).

El caso de estudio, es un buen ejemplo de zonas donde este tipo de análisis se puede relacionar con la actividad de una falla. Esto se debe a que todas las fallas, tienen una influencia directa en los drenajes que se encuentran por sobre ella, y en el caso de la

FSR por ser una falla de piedemonte, de dirección NS, tiene una gran cantidad de drenajes asociados. Este tipo de análisis se puede aplicar a cualquier falla que se encuentre en una red de drenajes densa y que genere alzamiento vertical en roca, es decir con componente normal o inversa. Las fallas con desplazamiento vertical usualmente generan una red de drenajes densa, como consecuencia de producir dos superficies con un desnivel, y por tanto un diferencial de energía potencial que incentiva al agua a escurrir en la dirección perpendicular a la falla, o de menor energía. Ejemplo de esto son las fallas de tras-arco Andino como la falla Río Blanco, en la cual ya se realizó este análisis (Casa et al. 2010), y muchas otras como el Main Frontal Thrust en el borde del Himalaya, algunas fallas con componente vertical del sistema de fallas Liquiñe Ofqui en Chile, o en East Alborz mountains, al NE de Irán producto de la interacción de la placa Arábiga con la Euroasiática, entre muchos otros ejemplos.

Realizar este tipo de análisis, en área como en el presente estudio, permite observar las diferencias de alzamiento de una manera indirecta, sin estar relacionada con la generación del contacto cuenca sedimento ni la manifestación gravimétrica de la falla. Por lo que nos permite obtener un análisis independiente a los realizados en los Capítulos anteriores. Esta metodología ha sido ocupada en varios estudios con el fin de entender la tectónica de un lugar (ej. Hack, 1973, Casa et al. 2010, Font et al. 2010) con la diferencia que estos no incluyen cuantitativamente la variable de erosión, como en el presente estudio.

5.1 Metodología

En base a un DEM con resolución cada 30m (STRM30, ASTER GDEM) se define la red de drenajes mediante el software *ArcMap*. Para esto se utilizaron las herramientas en *Fill*, *Flow dirección*, y *Flow accumulation*, en el menú *Hidrology* de *Analysis Tools*. Una vez identificados visualmente los drenajes, se definieron puntos cada 30m para representar la continuidad de los drenajes. Con estos puntos y el DEM, se extrajeron los perfiles topográficos de cada drenaje. Fueron elegidos solo los drenajes secundarios ya que se encuentran bien distribuidos por la zona, lo

que mejora la resolución del mapa. Además solo se tomaron los drenajes secundarios, por tener un proceso erosivo similar, con el fin de omitir los errores que pueden desencadenar el agregar drenajes principales, ya que estos por las grandes áreas que implican, pueden agregar procesos que no estemos controlando, aumentando la dispersión de los datos. Para el cálculo directo del *Stream Gradient Index*, se utilizó la rutina de *Matlab* (Anexos 5.1) cargando los perfiles topográficos obtenidos anteriormente. Los valores de SL obtenidos en la rutina de *Matlab*, fueron ingresados al software *Oasis-Montaj*, en donde se generaron grillas para observar las variaciones en áreas del índice.

Para el cálculo de las tasas de erosión, se definió el área de cada drenaje mediante la herramienta *watersheed* del software *ArcMap*, y se calculó la pendiente con los perfiles topográficos ya estimados. La pendiente se calculó desde la cabecera del drenaje hasta su punto final, y el área también es calculada hasta el punto final. Esto significa que la erosión presentada simboliza un promedio de la erosión de cada drenaje. Como no existen estudios relacionados con la variación del factor de erodabilidad “K” en esta zona, y la medición directa implica observaciones a escala temporal de décadas, se comparó únicamente la relación de $A^m S^n$ y se asume que la erodabilidad debe ser menor en las zonas con rocas intrusivas. Por lo tanto este análisis no obtiene un valor real de la tasa de erosión de los drenajes, sino que solo es capaz de generar un análisis cualitativo y comparativo entre las diferentes zonas, al igual que el *Stream Gradient Index*.

Los valores de las potencias “m” y “n”, se calcularon tomando 7 drenajes aleatorios de zonas de estudio. Para esto se discretizó los drenajes en varios tramos, con el fin de calcular el área de drenaje acumulada para cada tramo, y su pendiente con los perfiles topográficos. Con estos datos, se empleó la metodología definida por Whipple y Tucker (1999) la cual demuestra que la relación de concavidad θ (Ecuación 5.3) se puede obtener al graficar el logaritmo de la

pendiente, $\text{Log}(S)$, versus el logaritmo del área, $\text{Log}(A)$, definiendo un área mínima crítica “ A_{cr} ” para la cual esta relación se cumple (ver Figura 5.7).

$$\theta = \frac{m}{n} \quad (5.3)$$

5.2 Resultados

En la Figura 5.3 se muestra la red de drenaje utilizada para este estudio. Como fue mencionado anteriormente, se eligieron drenajes secundarios. De éstos, la mayoría tiene orientación E-W y en general son rectos, lo que sugiere que el alzamiento es un factor relevante en esta zona. Hacia el sur, la orientación de los drenajes tiende a ser más N-S, manteniendo una forma relativamente recta. Por último, en la zona norte, algunos drenajes presentan mayor sinuosidad lo que sugiere un alzamiento superficial menor.

El mapa de *Stream Gradient Index* (ver Figura 5.4) sugiere que el alzamiento superficial no es similar en toda la extensión del área de estudio, concentrándose los mayores valores de SL en la parte central y al norte del área de estudio. Por otro lado, todos los drenajes tienden a concentrar los valores SL más grandes al final de su perfil lo que insinúa que la zona en general está dominada por el alzamiento según lo descrito por Merritts y Vincent (1989).

Se calcularon las pendientes de los drenajes desde la cabecera hasta el punto en que se pierde el rastro del drenaje por la horizontalidad de la depresión central, o hasta que se encontraban con un drenaje principal (Figura 5.5). En esta Figura, se muestra que las mayores pendientes se concentran en la zona central, en especial los drenajes que se encuentran en la parte superior del frente cordillerano, generando una mayor energía potencial para la erosión en la base de los drenajes. En relación a la variación de área de *cachment* o área de cuenca hidrográfica, se puede observar que las de mayor dimensión se encuentran en la zonas norte de Santiago, mientras que en la zona centro y sur los valores son relativamente similares (ver Figura 5.6).

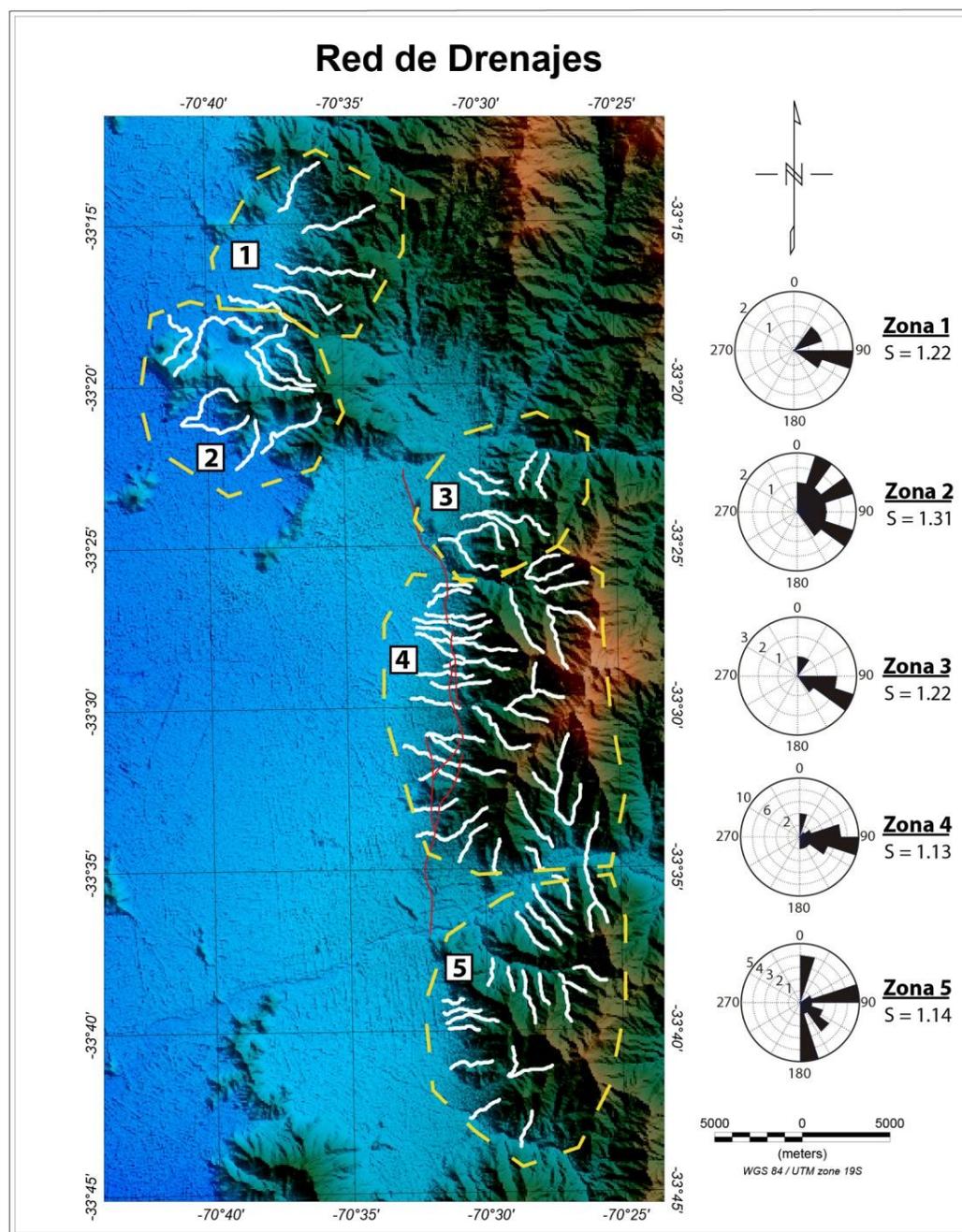


Figura 5.3 Redes de drenajes de la zona, identificados mediante la utilización del software ArcMap. Se identificaron zonas con drenajes de similar geometría. Para cada zona se generaron rosetas con la dirección de los drenajes, y el valor de promedio de sinuosidad por zona, $S = (\text{Largo total del drenaje}) / (\text{Distancia horizontal que recorre})$.

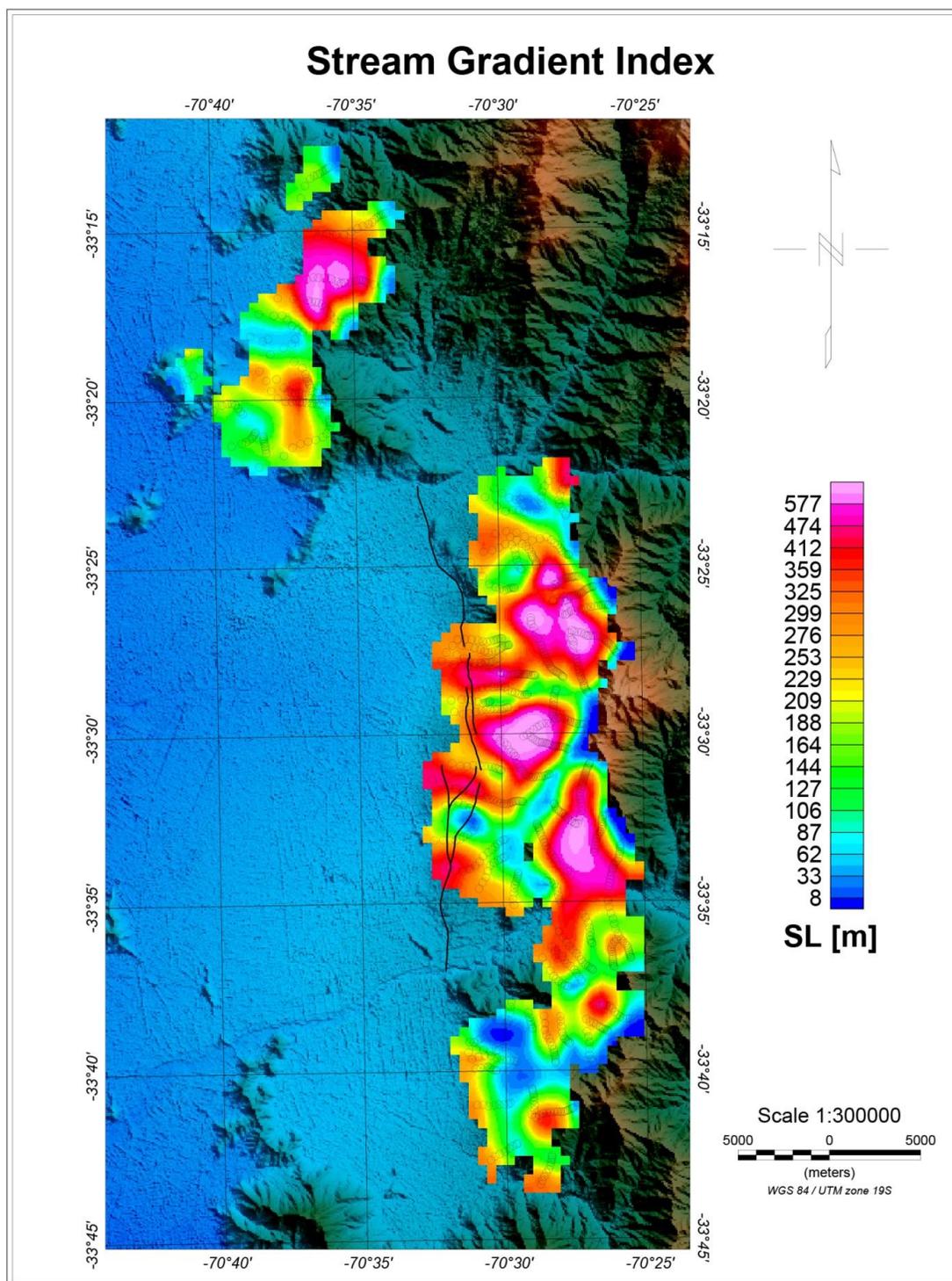


Figura 5.4 Resultados de *Stream Gradient Index*. Los círculos negros transparentes representan los puntos medios de los tramos donde se calculo el SL para cada drenaje.

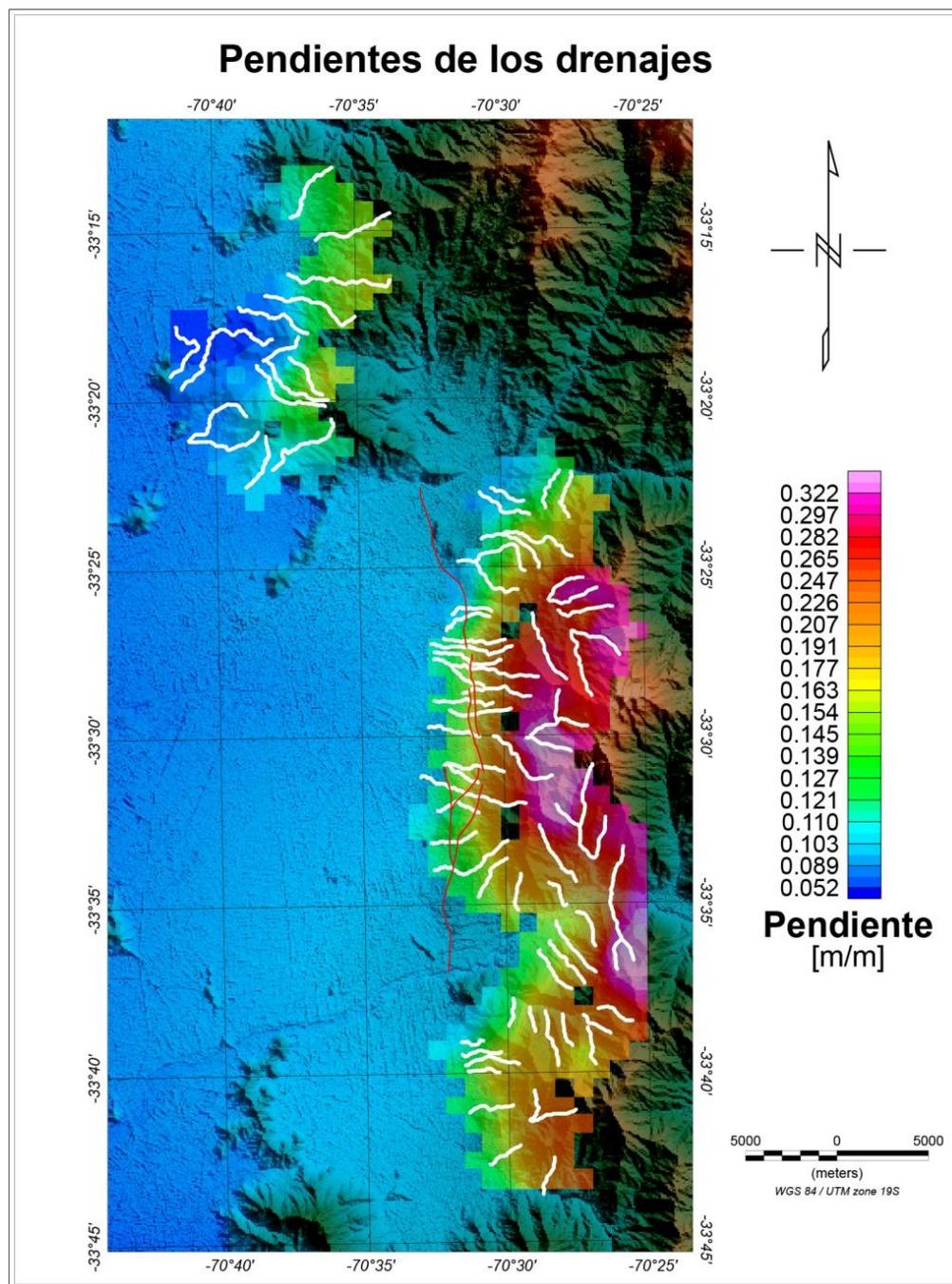


Figura 5.5 Pendiente de los drenajes, calculada desde la cabecera del drenaje, hasta que se pierde su rastro por la horizontalidad de la depresión central, o hasta que se encontraban con un drenaje principal.

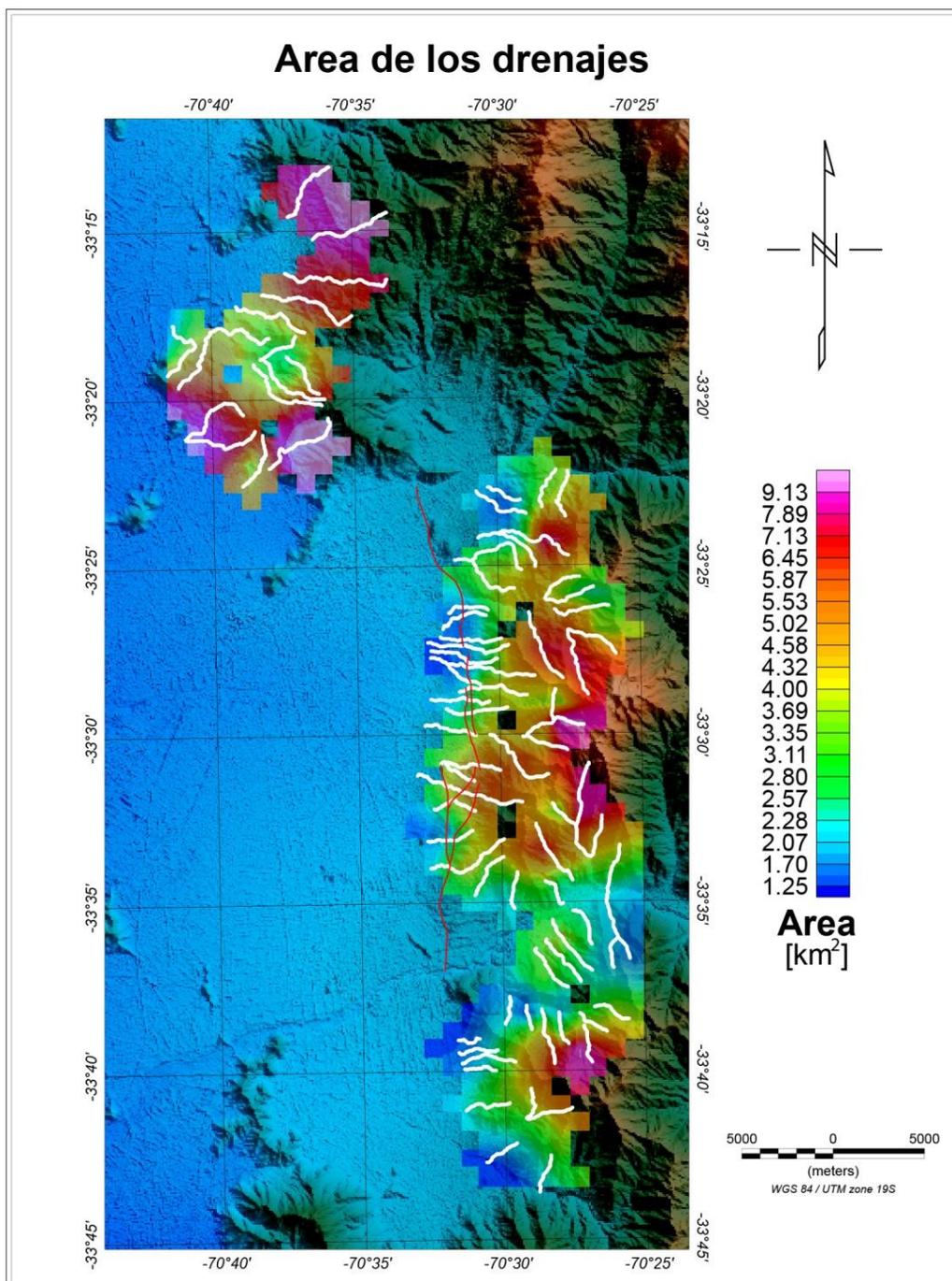


Figura 5.6 Áreas de *catchment* o cuenca hidrográfica de los distintos drenajes.

Para el cálculo del valor de m y n , las potencias que definen la ley de escorrentía (Ecuación 5.2), se eligieron 7 drenajes aleatorios como se muestra en la Figura 5.7. De estos se obtuvo el gráfico de logaritmo de la pendiente versus el logaritmo del área que también se presenta en la Figura 5.7. El área crítica fue definida en $10^{5.8}$ m^2 según los criterios utilizados por Wippler y Tucker (1999). La concavidad promedio da 0.28, por lo que se define $m = 0.28$ y $n = 1$. Los drenajes fueron elegidos aleatoriamente pero que fueran representativos de la zona, ya que se encuentran tanto de la zona de alto alzamiento, como las zonas de bajo alzamiento.

En la grilla de erosión basada en la ley de escorrentía (ver Figura 5.8) se observa que sin tomar en cuenta el parámetro de erodabilidad “K”, la mayor erosión se concentra en la zona centro del estudio. Mientras que donde existe menor erosión es en la zona norte. La tendencia es muy similar a la mostrada por el *Stream Gradient Index*, lo que insinúa que en las zonas con más alzamiento también hay más erosión, principalmente debido a que el alzamiento genera un desnivel con mayor energía potencial, aumentando las tasas erosivas.

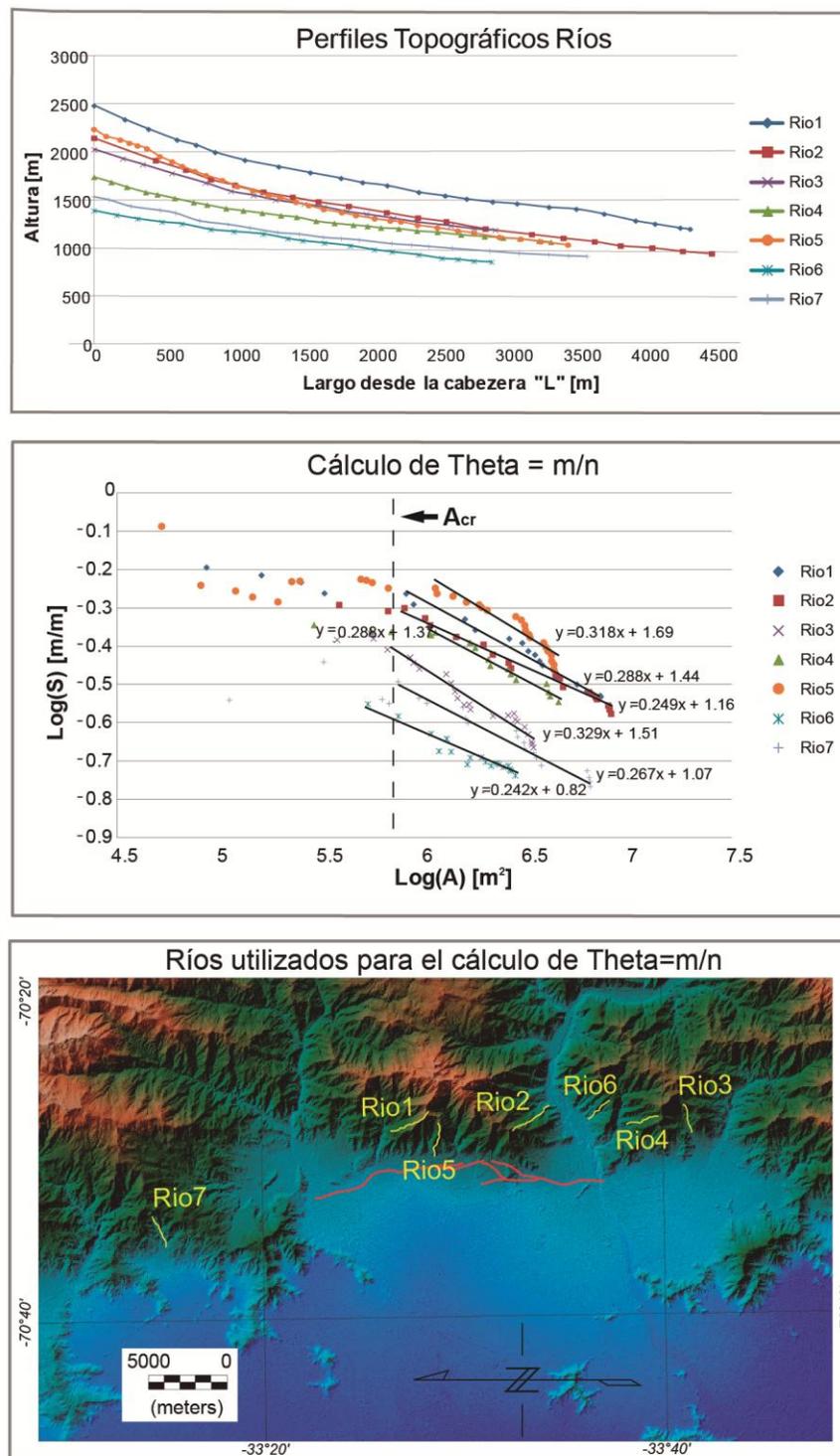


Figura 5.7 Cálculo de la concavidad $\theta = m/n$ en base a siete drenajes aleatorios de la zona de estudio.

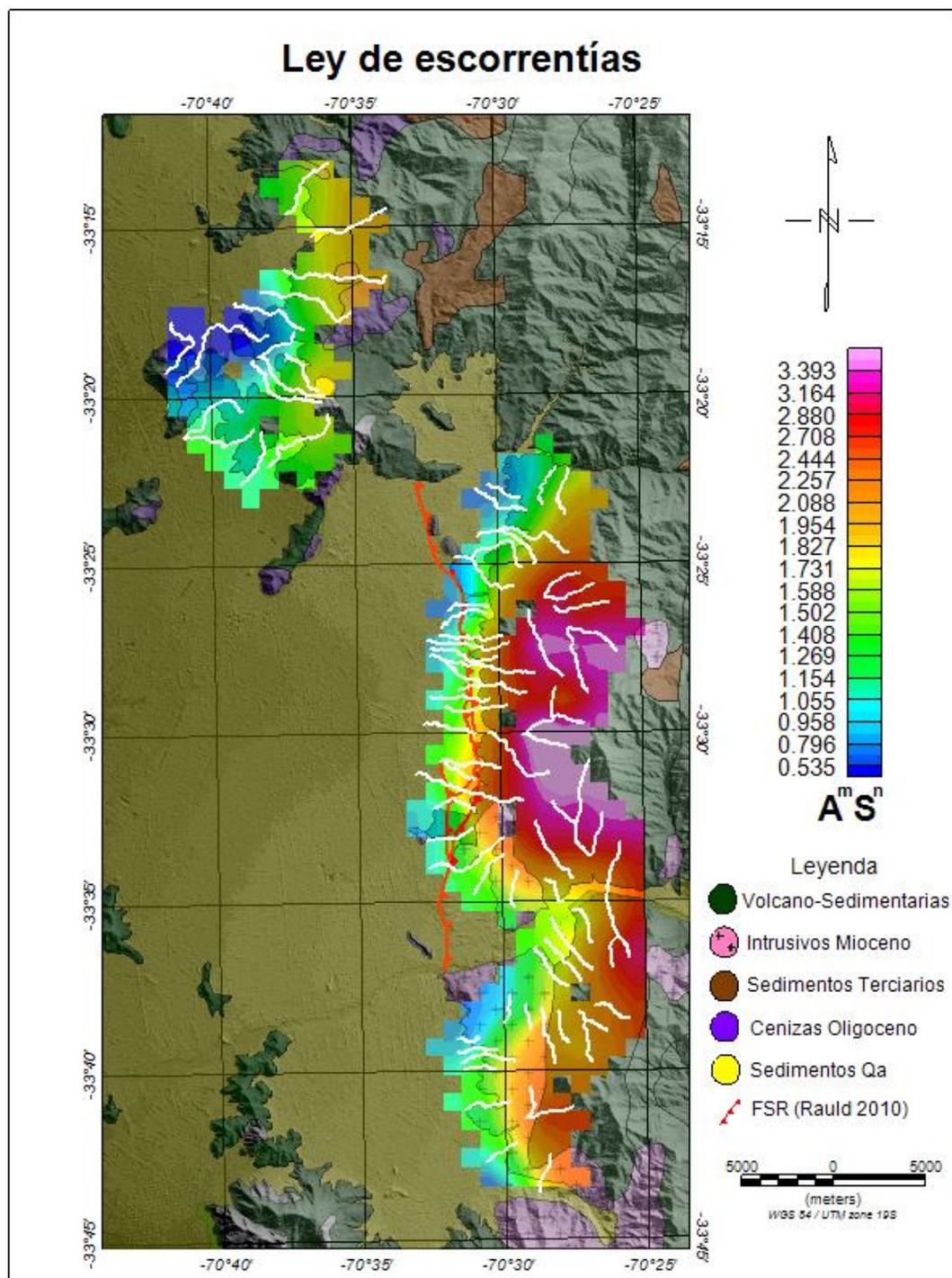


Figura 5.8 Ley de escorrentía con geología de fondo, se destacan las unidades litológicas principales del área de estudio. Para ver la ley de escorrentía en comparación directa con el Stream Gradient Index ver Anexo 5.2

5.3 Discusiones

Los puntos importantes a discutir tienen relación con: (1) la aplicabilidad de la medida del *Stream Gradient Index* como una representación de las zonas con mayor alzamiento en roca, y por tanto directamente de la evolución tectónica del lugar, y (2) la interpretación de los valores de *Stream Gradient Index* y su significado.

5.3.1 *Stream Gradient Index* como medida cualitativa del alzamiento en roca.

Para que los valores de *Stream Gradient Index* sean comparables con el alzamiento en roca, la erosión en la zona de estudio debe ser constante. En este caso por las diferencias litológicas no se puede asumir este supuesto, por lo tanto es necesario analizar la erosión y el *Stream Gradient Index* al mismo tiempo, para ponderar ambas variables. Es usual que los valores de erodabilidad sean mayores para las rocas volcano-sedimentarias que para las rocas intrusivas (Stock y Montgomery, 1999, Moore et al. 2009), lo cual es observable en la formación de paisaje ya que es usual que las zonas intrusivas tiendan a resaltar por sobre las rocas estratificadas. Este supuesto queda en evidencia para la zona de estudio en los *nickpoints* producidos en los ríos Maipo, Mapocho y Aconcagua cuando estos atraviesan rocas intrusivas (Farias et al. 2008). Por lo tanto, la diferencia de erosión entre la zona sur y norte, es más grande aún que lo que simboliza la grilla de la Figura 5.8 que presenta los valores de $A^m S^n$. Para ejemplificar lo que sucedería si se agregaran los valores de erodabilidad por litología, se eligieron dos valores arbitrarios para graficar el valor real de erosión de forma cualitativa. Se eligió una erodabilidad para las rocas volcánicas dos veces mayor a la de las rocas intrusivas $k_{volc-sedim} = 2 * k_{intrusivo}$. Bajo este supuesto, la erosión total sería similar a lo que muestra la Figura 5.9, donde se muestra la erosión multiplicada por una constante que es el valor real de la erodabilidad de las rocas volcano-sedimentarias.

Las zonas con más erosión que se observan en la Figura 5.9 concuerdan con las zonas de mayor alzamiento superficial (Figura 5.10). Por tanto los resultados de *Stream Gradient Index* (ver Figura 5.10) son totalmente aplicables para identificar directamente las zonas con mayor alzamiento en roca, tomando en cuenta las condiciones que se dan en zona de estudio. Esto se debe a que las diferencias observables en el alzamiento por SL deberían ser mayores para el alzamiento en roca al agregarse los efectos de la erosión. En otras palabras, para obtener el efecto de alzamiento en roca se debería sumar la erosión simbolizada por la ley de escorrentías, al alzamiento superficial simbolizado por SL (ecuación 5.5), lo que amplificaría las diferencias del mapa de *Stream Gradient Index* dado que cuando hay más alzamiento superficial, hay más erosión.

Que los valores de SL sean mayores en la zona con mayor erosión, basándose en la ley de escorrentías, no es una coincidencia. Una zona con grandes tasas de alzamiento genera una diferencia de energía potencial, que se ve graficada en el aumento de las pendientes, y que como consecuencia genera una mayor tasa de erosión. Cuando hay mayor diferencia de energía potencial, el agua es capaz de circular con mayor velocidad lo que incide directamente en la capacidad de erosionar la base del drenaje.

5.3.2 Interpretación de los valores de *Stream Gradient Index* como una manifestación del alzamiento en roca.

Dado que se puede asumir que los valores de SL altos se pueden interpretar directamente como una cuantificación del alzamiento en roca, se definen lineamiento de mayor alzamiento, y áreas o bloques con mayor alzamiento (Figura 5.10).

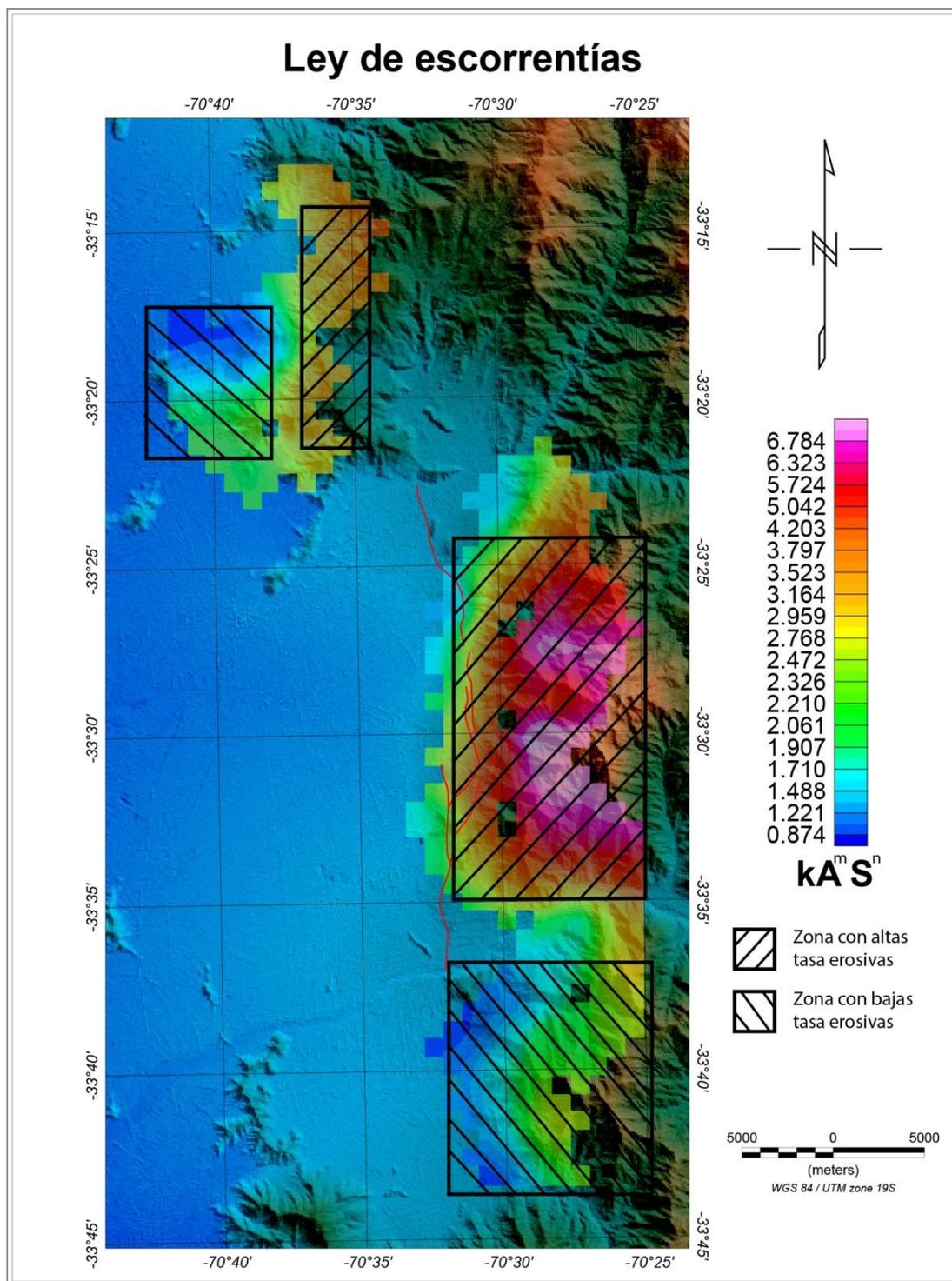


Figura 5.9 Zonificación de las tasas de erosión relativas, según la ley de escorrentías. Los valores de erosión $kA^m S^n$ deben ser multiplicados por $k_{RocaSedimentaria}$ para obtener el valor real de erosión.

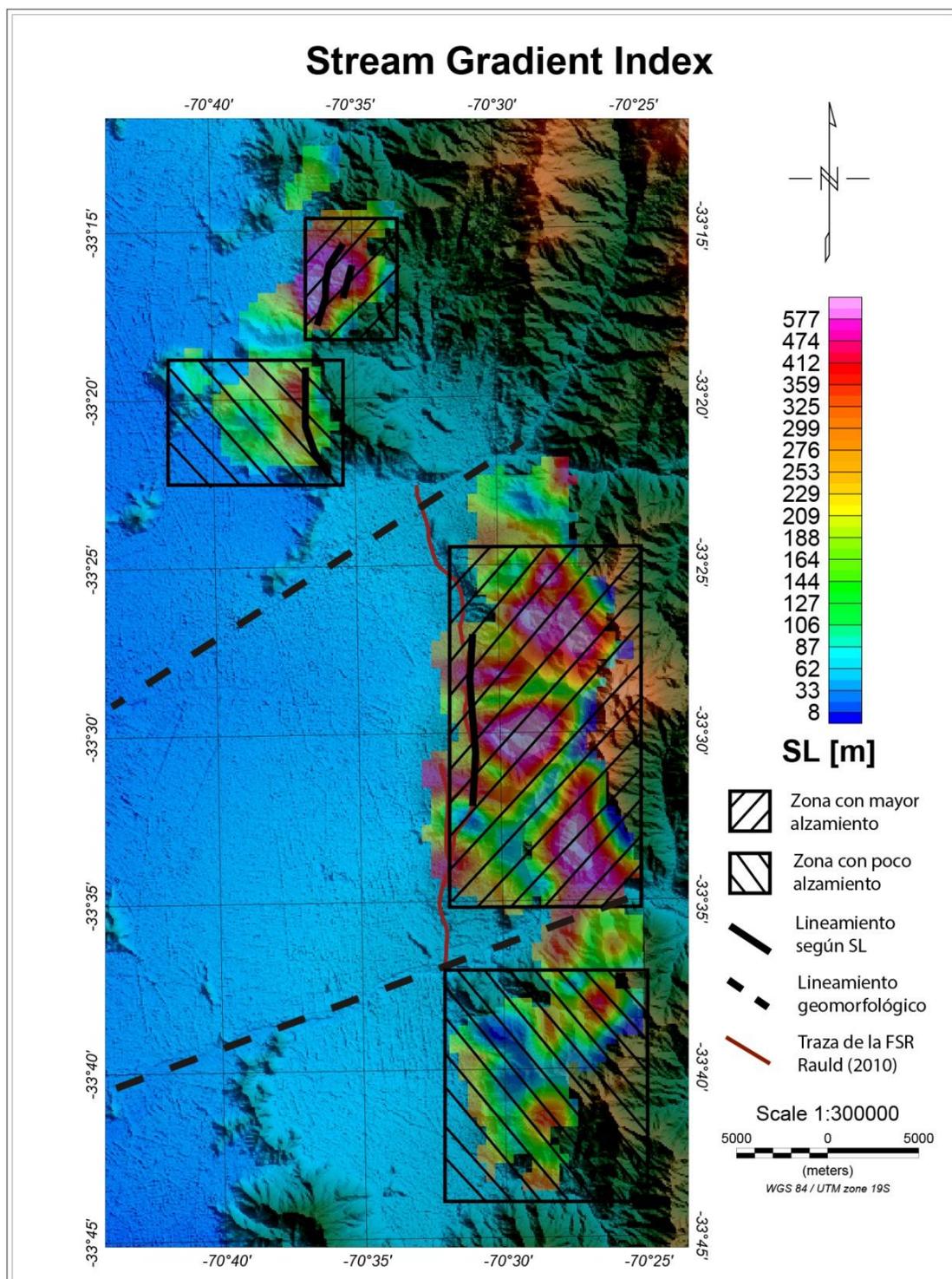


Figura 5.10. Zonificación e interpretación de los valores de SL.

La primera observación que se puede realizar es que los drenajes concentran los mayores valores de SL en la parte final de ellos, lo que implica que estamos en una zona donde en general prima el alzamiento por sobre la erosión. Esto evidencia que la cordillera está en crecimiento, lo que se demuestra por el afloramiento de intrusivos Miocenos (4-9 Ma), y ha sido confirmado por diversos estudios que exponen evidencias cuaternarias de alzamiento (Lavenu y Cembrano, 2008, Vargas et al., 2014) y durante el Mioceno (Farias 2007). A pesar de ser una zona en alzamiento, la forma en que éste se distribuye no es homogénea, generando variaciones entre distintas áreas que se puede observar en la Figura 5.10.

Respecto a estas heterogeneidades, se destaca una zona de mayor alzamiento en la zona central del área de estudio entre los $33^{\circ}25'$ y $33^{\circ}35'S$, relacionada con las trazas centrales de la FSR, y otra zona con mayor alzamiento relativo, en el norte del área de estudio en Chicureo, ambas representadas por un cuadrado con diagonales NE en la Figura 5.10. Estos segmentos concuerdan con los lugares donde existe anomalía gravimétrica y un índice de sinuosidad más cercano a 1. Por otro lado, en Pirque y el cordón de cerros al norte de Santiago, en donde los valores de IS son mayores a 2, tienen valores de *Stream Gradient Index* menores que el promedio de la zona de estudio, insinuando poco alzamiento. Una manifestación geomorfológica del alzamiento diferenciado dentro de la zona de estudio, es la orientación de los drenajes que tienden a ser E-W en las zonas con mayor alzamiento (ver Figura 5.3). Mientras que en las zonas con menor alzamiento en roca tienen orientaciones variables y una mayor sinuosidad de los drenajes (ver Figura 5.3), que es condescendiente a un paisaje más viejo y por tanto con menor dominio tectónico. La orientación E-W de los drenajes en las zonas con mayor alzamiento sugiere que el desplazamiento se produce en estructuras NS que generan un levantamiento E-W. Por lo tanto, el mayor alzamiento actual del frente cordillerano se concentro en el área central de la zona de estudio (entre los $33^{\circ}25'$ y $33^{\circ}35'S$), y en la zona norte (entre $33^{\circ}15'$ y $33^{\circ}20'S$), en Chicureo. Estas zonas se pueden encontrar desplazadas en longitud

por posibles lineamientos NE que se muestran en la Figura 5.10 con líneas segmentadas, y que han sido relacionados con la orientación de los depocentros en la cuenca sedimentaria según estudios gravimétricos (Yañez et al. 2015).

Además, en la Figura 5.10 es posible observar lineamientos con mayores valores de SL que atraviesan varios drenajes, lo que sugiere la presencia de una falla en esta zona. Esto se debe a que la presencia de *knickpoints* dentro de los drenajes concentra los mayores valores de *Stream Gradient Index* de cada drenaje (Seeber y Gormitz, 1983). Estos lineamientos se encuentran sobre el escarpe en superficie de la falla (Rauld 2011) en la zona central, y en el norte sobre las anomalías que fueron encontradas en los perfiles gravimétricos en el Capítulo 3 del presente estudio. Sugiriendo que los *knickpoints* producidos por el levantamiento de la falla no han tenido un retroceso muy importante porque se encuentran cercanos al escarpe actual.

5.4 Conclusiones

- La cordillera de los Andes se encuentra en una etapa de alzamiento que se refleja en la concentración de los valores altos de SL en la base de los drenajes.
- En el área de estudio los valores de SL son útiles para caracterizar las zonas con mayor alzamiento.
- La erosión en la zona de estudio no es constante, y las mayores tasas se concentran en las zonas con alzamiento, producto de la diferencia de energía potencial que genera un levantamiento vertical.
- La FSR genera un alzamiento diferenciado dentro del área de estudio, concentrándose en la zona central, entre las latitudes $33^{\circ}25'$ y $33^{\circ}35'S$, y en la zona norte en Chicureo, entre las latitudes $33^{\circ}15'$ y $33^{\circ}20'S$.
- No hay evidencias de alzamiento similar al de la zona central en el piedemonte de Pirque, por lo que difícilmente el sistema de FSR se presente en el borde de cuenca de esta zona.

6. SISMICIDAD

En este Capítulo se propone analizar la sismicidad desde tres perspectivas diferentes, que van desde lo más global a lo más local, con el fin de entender la amenaza generada por la presencia de la falla San Ramón. La primera consta en analizar cómo se relaciona la sismicidad con las manifestaciones superficiales de fallas, tanto espacialmente como temporalmente, con el objetivo de definir criterios para segregar la sismicidad en distintas estructuras. El segundo punto más local, busca entender cómo se reparte la energía liberada por los sismos en la zona de estudio, con la finalidad de definir las estructuras con mayor potencial sismogénico. Por último el tercer punto aún más local, plantea instalar una red sismológica de alta sensibilidad con sismómetros de pozos de 2Hz (instalados a 3m de profundidad para disminuir el ruido, y aumentar el nivel de detección de micro-sismicidad), y en base a los criterios establecidos en el punto uno, definir si es posible detectar sismicidad en la FSR, para de esta forma asegurar que se encuentra activa.

Para desarrollar el primer punto de análisis, se tomaran varias fallas corticales con manifestación superficial que hayan generando eventos de $M_w > 6$. Se hará un análisis espacial de donde se concentra la sismicidad producida post evento grande, en relación al plano de ruptura del evento principal, y las estructuras mapeadas en superficie, con el fin de definir si se puede precisar un área de sismicidad asociable a una falla a partir de su manifestación en superficie. Para esto, se realizará una recopilación bibliográfica de los casos ya estudiados, el terremoto de Pichilemu $M_w = 6.9$ en 2010; L'Aquila $M_w = 6.3$ en 2009; y Chichi $M_w = 7.5$, en 1999. Además se incluirá un análisis de sismicidad pre-evento y post-evento con la intención de entender la productividad sísmica de las fallas corticales en periodos intersísmicos. De no encontrarse en la literatura, se generará en base a los datos de USGS. Este análisis es de suma importancia para comprender qué estructuras en superficie pueden ser interpretadas como fallas activas o con un potencial riesgo sísmico.

Para entender qué lineamientos presentan mayor sismicidad, que es el segundo punto de análisis, se realizó una compilación de datos hipocentrales del USGS, y se relacionaron con lineamientos, según lo descrito en la literatura. Los estudios que identifican las estructuras principales de la zona han definido diferentes áreas donde se concentra la sismicidad (Barrientos et al., 2004; Jorquera, 2008; Armijo et al. 2010; Farias et al. 2010; Leyton et al. 2010).

En la literatura se ha reconocido una concentración de la sismicidad en la parte alta de los Andes al Oeste de la cadena de volcanes (ver Figura 6.1) con lineamientos N-S (Barrientos et al. 2004; Jorquera, 2008) y asociables al sistema de fallas El Fierro (Farias et al., 2010; Gonzalez, 2008) de carácter inverso con manteo hacia el Oeste. Algunos autores han mencionado que hacia el Oeste de dicha estructura, existe una rampa de despegue (Farias et al., 2010) que también manteea hacia el Oeste casi sub-horizontal y que es reconocible en otras proyecciones de sismicidad obtenidos en la zona (Jorquera, 2008; Barrientos et al., 2004), que además concuerda con mecanismos focales obtenidos a partir de *cluster* sísmicos bajo la depresión central (Leyton et al. 2009). Existe otra corriente que ha planteado que no necesariamente la sismicidad se concentra en fallas inversas con manteo hacia el Oeste, y que pueden deberse a un *bulldozer* con manteo hacia el Este (Armijo et al. 2010), fundamentado entre otros, por la forma de los pliegues en el flanco oriental de la cordillera. Además se identifica una zona de sismicidad en el flanco oriental de la cordillera de menor productividad en comparación a la de la cordillera principal, a una profundidad menor a los 15km asociada en la literatura a la falla Pocuro-San Ramón (Barrientos et al. 2004; Jorquera, 2008; Farias et al. 2010; Armijo et al. 2010; Perez et al. 2013). Además existen ciertos *cluster* relacionados con la actividad minera de la faena Disputada al Noreste de Santiago, y Teniente al Noreste de Rancagua (ej. Villegas 2010), y por último la presencia de *cluster* asociados a la actividad volcánica tanto en el complejo Tupungato (Jorquera, 2008; Barrientos et al., 2004) como en el volcán San José (Barrientos et al., 2004).

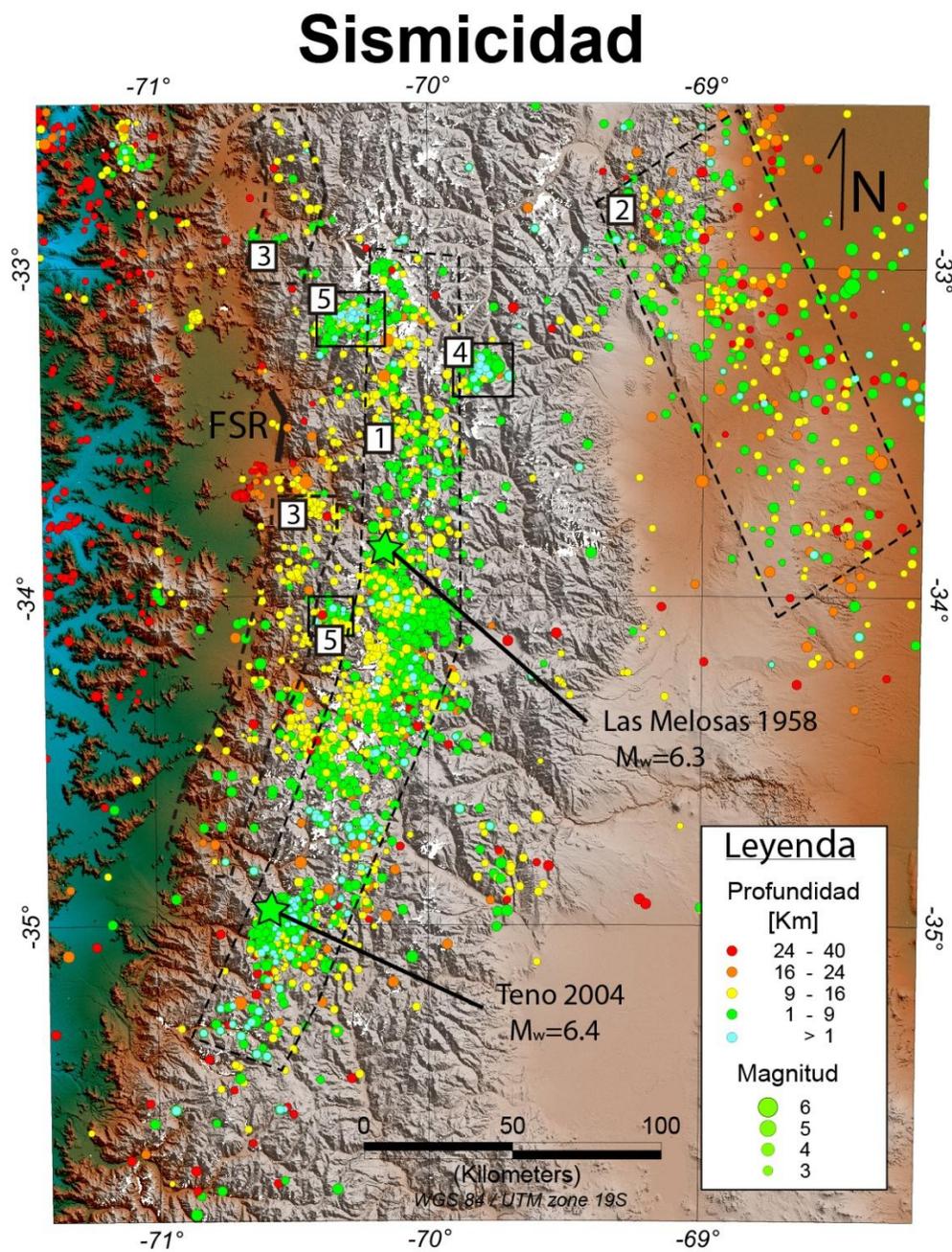


Figura 6.1. Sismicidad registrada por el USGS entre 1900-2015, se pueden observar áreas en donde se concentra la sismicidad. 1) Sistema de falla El Fierro; 2) Fallas corticales del trasarco Andino, ej. falla Rio Blanco (Casa et al. 2011). 3) Sistema de FSR-Pocuro, 4) Sismicidad del volcán Tupungato, 5) Faenas mineras, al norte Disputada, bajo la latitud 34°S El Teniente. Lineamientos resumidos de (Jorquera, 2008; Farias et al. 2010; y Barrientos et al. 2004).

Para entender la productividad sísmica de la zona en general, se han calculado leyes de Gutenberg-Richter realizando análisis de completitud en base a la metodología de Stepp (1971, 1972) en donde se obtuvo una recta del tipo $\text{Log}(N)=5.71-1.06M_s$ (Leyton et al. 2010) para eventos corticales entre los 32° - 35° S. Por otro lado utilizando regresiones de mínimos cuadrado se obtuvo una ley G-R de $\text{log}(N)=8.89-1.58M_b$ (Jorquera, 2008) mientras que Barrientos et al. (2004) obtuvo una ley de $\text{log}(N)=7.8-1.4M$, que representa bien el comportamiento para sismos entre $3.5 < M < 5.5$. En base a observaciones de lineamientos y registros históricos de sismos máximos, para la zona es esperable un sismo de $M \approx 7$ (Barrientos et al. 2004) similar al ocurrido en 1958 Las Melosas. Basando en relaciones empíricas de largo de lineamientos v/s magnitud (Wells y Coppersmith, 1994 y Konstantinou, 2005) la magnitud máxima esperable para la zona es $M_w=7.3$ (Jorquera, 2008), y apuntando a estar por el lado seguro de las observaciones, $M=7.5$ (Armijo et al. 2010, Leyton et al. 2010). A pesar de que las leyes de G-R no son extrapolables a los valores de sismos máximos por falta de registro, nos pueden dar un orden de magnitud de los periodos de recurrencias para los eventos máximos; los cuales serían cada 100 año un $M=7.0$ basándose en la ley de Barrientos et al. (2004); un $M=7.0$ cada 200 años con una posibilidad de ocurrencia del 90% (Jorquera, 2008), un $M=7.5$ cada 200 años basándose en la ley propuesta por Leyton et al. (2010).

En específico, la FSR no presenta sismicidad evidentemente asociable al segmento donde ha sido mapeada en superficie, donde genera un escarpe de falla inversa entre los $33,4^\circ$ y $33,6^\circ$ S. Si bien se han encontrado sismos con mecanismos inversos cercanos a la manifestación en superficie, los sismos quedan al este del plano de ruptura proyectado de la FSR (Pérez et al. 2013), asumiendo una ruptura en toda la extensión donde la falla ha sido observada en superficie. En los otros estudios, los sismos de profundidades menores a los 20km también quedan en latitudes fuera del rango mencionado con una manifestación en superficie de la falla (Barriento et al. 2004; Jorquera, 2008; Farias et al. 2010), y en otros no se especifica la latitud (Armijo et al. 2010). Además, la sismicidad de esta área se concentra en los bordes de los lineamientos con un rumbo aproximado entre E-W y NE-SW con una profundidad hipocentral que varía entre los 10 y 25km,

dejando a la mayoría en una profundidad mayor a 17km muy lejano de la superficie (Jorquera 2008), lo que dificulta relacionar esta sismicidad con una ruptura en superficie como la generada por la falla San Ramón. Por lo tanto, no hay evidencias claras de una asociación de sismicidad al escarpe en superficie, por lo que aún es necesario plantear la pregunta si realmente la FSR es una estructura activa, o la sismicidad simplemente se emplaza en lineamientos cercanos diferentes a la FSR. La ausencia de sismicidad por un periodo de tiempo corto (40 años representa el 0.4% de un ciclo sísmico de 10.000 años), no es argumento suficiente para aseverar que dichas fallas no podrían activarse en el corto plazo, dado que la muestra es muy pequeña para el fenómeno estudiado. Pero podemos confirmar fehacientemente que las fallas que presentan sismicidad se encuentran activas, y tienen la capacidad de generar un sismo mayor que rompa a lo largo del lineamiento.

En base a la pregunta de si la FSR como manifestación superficial se encuentra activa, es justificable un estudio de microsismicidad en la zona. De no medir micro-sismicidad, es necesario tener una red sismológica como la actual de $M_{w-min} \approx 3$ por lo menos entre 10-100 años, lo que claramente significa un registro sismológico alejado de las capacidades del hombre en el corto plazo. Para esto se puede compensar el tiempo de medición con la resolución de las mediciones, y agregar sismómetros capaces de detectar microsismicidad de $M_w = 0$ ó 1. Para esto se plantea instalar una red con sismómetros de pozo durante el tiempo necesario para registrar eventos de magnitudes pequeñas. Para definir cuanto tiempo es necesario colocar la red, se puede realizar un cálculo aproximado asumiendo ciertos supuestos. Para estimar la recurrencia se puede ocupar el estudio de paleosimología que menciona un evento cada 8.500 años (Vargas et al. 2014). Por lo que asumiendo un *b-value* de 1, el peor escenario para sismos pequeños según los valores de *b-value* de la zona (Jorquera, 2008, Barrientos et al. 2004, Leyton et al. 2010), la sismicidad esperada en un año asumiendo distribución homogénea de los eventos, se resumen en la Tabla 6.1, donde se observa que con un año de registro podríamos registrar con seguridad eventos de magnitud 2 o inferiores.

Tabla 6.1 Cantidad de eventos esperados para un año de registro según sismo máximo de la falla y magnitud de los eventos (se asume una distribución homogénea en el tiempo).

Sismo Max	n° ev. $M_w=0$	n° ev. $M_w=1$	n° ev. $M_w=2$	n° ev. $M_w=3$
7	1174.9	117.49	11.75	1.17
6.5	371.54	37.15	3.72	0.37
6	117.49	11.75	1.17	0.12

En base a este análisis se considera que una red de detección de micro-sismicidad debe estar en operación por un periodo mínimo de 1 año para obtener información que permita asegurar la actividad sísmica de una falla.

En función a las consideraciones descritas, en resumen en este Capítulo se definirán criterios para asignar sismicidad a una falla; después con los registros de tele-sísmicos (NEIC-USGS) se hará un análisis de la partición de la energía sísmica de la zona; y por último con la recolección de datos de una red de micro-sismicidad durante un año, se definirá la FSR como una estructura activa o no.

6.1 Metodología

Para definir criterios espaciales y temporales para comprender la sismicidad de fallas corticales activas, se han tomado como ejemplo el terremoto en la falla Pichilemu ($M_w=6.9$) reactivada después del terremoto del Maule 2010 (Barrientos, 2010; Farias et al. 2011; Ryder et al., 2011); el sismo interplacas ocurrido en L'Aquila, Italia, el 2009 $M_w=6.3$ (Vannoli et al. 2012) con ruptura en superficie (Bonini et al., 2014); y el sismo de ChiChi $M_w=6.9$, Taiwan de carácter inverso, también con ruptura en superficie (Chen et al., 2001). El último a pesar de no estar en un contacto interplacas, dado los altos índices de acortamiento en esta zona, tienen una tasa de movimiento mucho más cercanas a los sismos interplacas.

Para comprender en qué estructuras se libera la mayor parte de la energía se utilizó un registro histórico desde 1953 a 2015 del centro USGS. Este registro está completo en magnitudes mayores a 4 desde 1973, y contienen 3767 eventos corticales de profundidad menor a 35km. La red tiene una precisión de aproximadamente 10km, por lo que no es buena para definir con precisión la localización de los eventos, pero a modo grueso sirve para entender la forma en que se libera la energía cortical del área de estudio. Se realizará un análisis longitudinal de la profundidad de los eventos, y un cálculo de la energía liberada medida en momento sísmico, utilizando leyes empíricas que relacionan las distintas magnitudes M_s , M_l , M_w desarrolladas para esta zona (Leyton et al. 2009c) y relaciones empíricas mundiales que relacionan las magnitudes M_s , M_b , con M_w (Scordilis 2006). Se eliminaron los eventos con magnitudes M_d , de duración, por no existir una ley que los aproxime su magnitud de momento. Estos eventos tienen magnitud promedio $M_d=3.5$ y su magnitud máxima es $M_d=4.7$ por lo que representa un porcentaje de la energía no menor, por lo tanto el mapa obtenido es una aproximación de la energía liberada. Se utilizaron 1371 eventos de los 3767 registrados, incluyendo todos los eventos de magnitud mayor que 5, lo que significa aproximadamente un 95% de la energía liberada dentro del periodo estudiado.

Para observar si existe sismicidad en la FSR se instaló una red de cinco sismómetros reftek de 2Hz durante un año en posiciones muy cercanas a la manifestación superficial de la falla. Si bien el arreglo de estaciones no es muy poblado, permite tener precisión en un área no mayor a 100km x 100km (márgenes de la Figura 6.9), que es lo necesario para encontrar sismicidad en la traza principal de la falla. Se desarrolló un modelo de velocidad en base a modelos anteriores (Villegas, 2010) y se asumió en base a lo observado en otros estudios que la relación V_p/V_s no es constante. Para obtener el modelo de velocidades se corrió el programa *velest* y *hyp* del paquete SEISAN, recursivamente hasta que los errores en localización no disminuyeran. De las trazas de registro continuo, se

revisaron manualmente una por una, y se cortaron los eventos que se registraron en por lo menos tres estaciones. Para identificar los eventos, además de revisar la traza es su estado natural, se utilizó el filtro entre 2-4 Hz, ya que este resalta eventos que en la traza natural se pierden en el ruido. Para localizar los eventos se marcaron las llegadas de la onda **s** y **p** claras, y se revisó que las relaciones V_p/V_s de cada evento estuviesen entre 1.6 y 1.8 segundos, además de tener una correlación en el gráfico de V_p-V_s v/s V_p de 0.90 y un **rms** menor a 0.1 segundo.

6.2 Resultados

6.2.1 Análisis espacial y temporal de la sismicidad y su relación con estructuras en superficie.

Para asociar con certeza la sismicidad a una estructura en superficie, que es el primer punto de análisis, la profundidad hipocentral, los mecanismos focales, y la ubicación en planta deben ser condescendientes con la manifestación en superficie. Cómo fue mencionado, se analizarán los eventos de **Pichilemu 2010** (Barrientos, 2010; Arriagada et al., 2011; Ryder et al. 2011; Ruiz et al. 2014; Aron et al. 2014); **L'Aquila 2009** (Chiarabba et al. 2009; EMERGEO working Group, 2009; Vannoli et al., 2012; D' Agostino et al. 2012; Bonini et al., 2014); y **Chichi 1999** (Ma et al., 2001; Chen et al., 2001; Lee et al., 2002; Shyu et al. 2005; Chang et al. 2007), con el fin de encontrar un rango espacial para el cual la sismicidad sea relacionable con una estructura en superficie. Para definir cómo es la producción temporal de eventos para estructuras corticales, se analizarán estos eventos más el de Teno $M_w = 6.4$, 2004 y Loma Prieta $M_w = 7.1$, 1989. El primer punto busca minimizar los errores al asignar sismicidad a ciertas fallas, para no cometer el error de creer que están activas por asignarles sismicidad relacionada con otras estructuras. El segundo punto busca entender si las fallas corticales concentran toda su sismicidad cercana al evento grande, o tienen una distribución temporal más homogénea que por lo tanto para que una falla sea activa debería presentar por lo menos eventos

muy pequeños que indiquen que se está liberando esfuerzo en estas estructuras. Para el análisis espacial, primero será descrita la manifestación en superficie de la falla, después la sismicidad encontrada en un evento grande, y cómo es el plano de ruptura de cada evento por separado. Para después relacionar la sismicidad y la ruptura con manifestación en superficie.

6.2.1.1 Pichilemu $M_w=6.9$, Marzo de 2010.

La falla Pichilemu tiene un comportamiento co-sísmico normal de rumbo NW (ver Figura 6.2) y es una falla cortical reactivada post megaterremoto del Maule 2010 (Barrientos, 2010; Arriagada et al., 2011; Ryder et al. 2011; Ruiz et al. 2014). Este evento generó grietas extensionales cercanas a la falla (Arriagada et al. 2011), sin presentar una ruptura en superficie, a pesar de esto existen evidencias geológicas de este comportamiento en el pasado (Aron et al. 2014). El bloque yacente ha tenido un alzamiento de ~ 550 m, evidenciando una supremacía del comportamiento normal de la falla (Aron et al. 2014). Por otro lado, un análisis topográfico de los drenajes que cruzan la estructura, evidenció la presencia de *knick points* con un resalto acumulado de entre 60-200 m (Alfaro, 2011). Además, existen terrazas marinas alzadas en el bloque yacente, que no se presentan en el bloque colgante, que demuestran la repetitiva actividad de la falla en el cuaternario (Aron et al. 2014).

Respecto a la concentración espacial de la sismicidad Barrientos (2010) menciona una falla de 40 km de longitud y 20 km de ancho. Basado en un análisis de lineamientos por imágenes satelitales, Alfaro (2011) define un lineamiento de 65 km, pero que la sismicidad del evento del 2010 se concentra en una elipse de ejes 35 km x 25 km. El plano de ruptura proyectado en superficie tiene dimensiones de 40 km x 15 km (Ryder et al. 2011), que acumula el mayor desplazamiento en un área de 20 km x 10 km (Ryder et al. 2011; Ruiz et al. 2014).

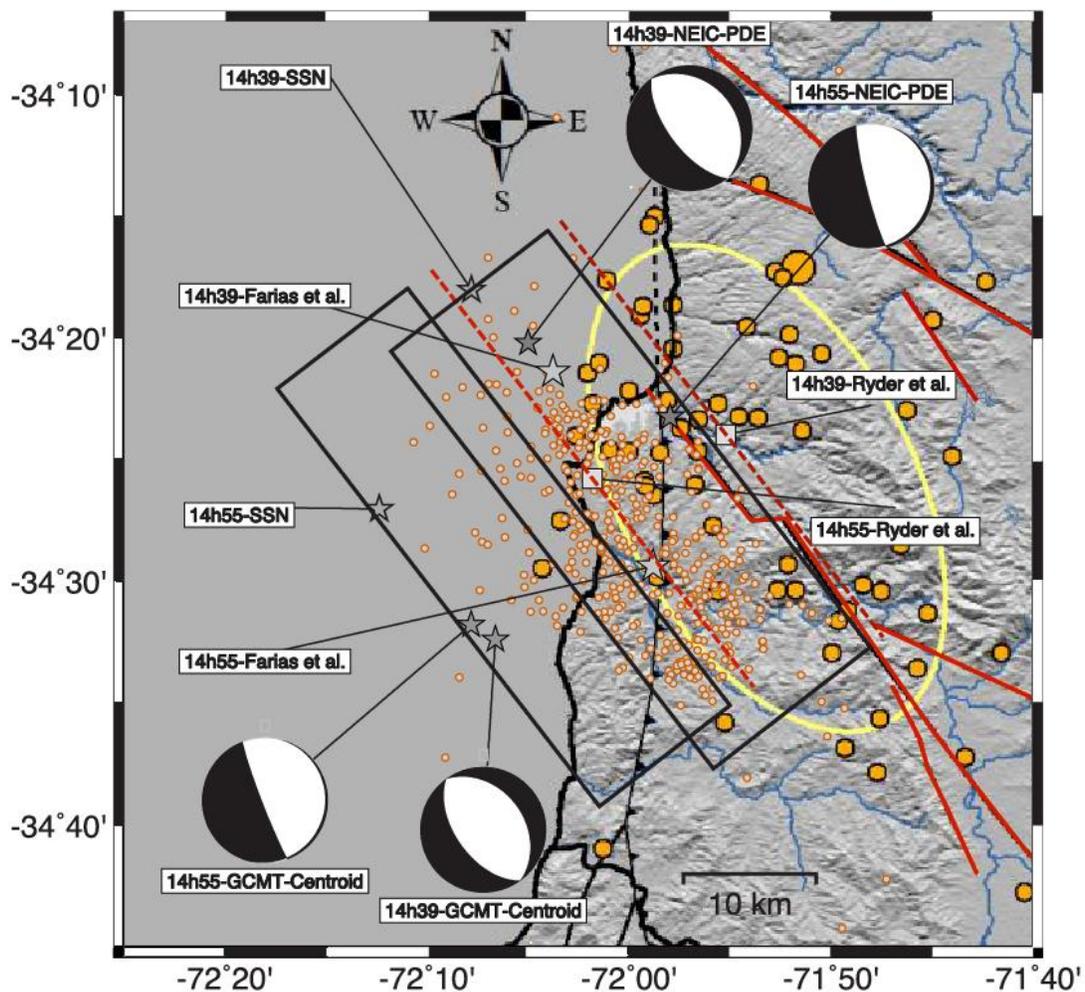


Figura 6.2 Terremoto de Pichilemu. Modificado de (Alfaro 2011 y Ruiz et al. 2014). Planos de fallas definidos por Alfaro (2011) en amarillo y en negro por Ryder et al. (2011). Sismicidad registrada por CSN (centro sismológico nacional) en círculos grandes sin ser relocalizadas, y en círculos pequeños sismicidad relocalizada (Farias et al. 2011).

No existe en la literatura un análisis de la temporalidad de los eventos para la falla Pichilemu, por lo que se plantea hacer un análisis basado en los datos de sismicidad del USGS desde 1970-2015. Se asignaron como sismos corticales los que presentan una profundidad menor a 15km para el área comprendida entre 72.2°W - 71.5°W y entre 34°S - 34.7°S , generando un análisis temporal durante ~ 40 años (ver Figura 6.5a). El ángulo de subducción ha sido aproximado en 22°

para esta latitud (Pardo et al. 2003) por lo que la sismicidad interplacas debería concentrarse a 40km de profundidad. Aún así en trabajos anteriores se ha definido la sismicidad interplacas en 25km (Ryder et al. 2011), por lo tanto para estar seguros que son eventos corticales, se definió 15km como límite. Por la cercanía de la fuente cortical, al contacto interplaca, la elección precisa de los eventos corticales es compleja, y puede que estos eventos estén mal localizados. El análisis temporal será discutido en la Sección 6.2.1.4.

Respecto a la relación espacial entre la sismicidad y la manifestación en superficie se pueden destacar los siguientes puntos del terremoto de Pichilemu: lo primero es que la sismicidad relocalizada está limitada al área donde se encuentra el plano de desplazamiento del sismo mayor (ver proyección de planos en Figura 6.2). Además esta área se encuentra limitada a la traza de la falla definida por una manifestación superficial de desplazamiento (ver trazas de falla en rojo de la Figura 6.2). Por último los planos de ruptura en profundidad para un $M_w = 6.9$ se estiman en 37 km x 20 km (Wells y Coppersmith, 1994) lo que se ajusta bien a los planos estimados por lo diferentes autores.

6.2.1.2 L'Aquila $M_w=6.3$, Agosto 2009

En la región de Abruzzi, Italia donde ocurrió el evento, existen diversas fallas orientadas principalmente NW, debido un sistema de duplex imbricado (Ghisetti y Vezzani, 2000) producto de la subducción de la micro-placa Adriática bajo la placa Euroasiática. Las evidencias de un dúplex generan una supremacía de fallas inversas, que generan un relieve positivo como el bloque central de Los Apeninos. A pesar de ser un sistema principalmente compresivo, existen fallas normales como por ejemplo la falla Paganica, Argano o Mt.Stabiata entre otras (Chiarabba et al. 2009, Moro et al. 2013) que acomodan la extensión en la parte superior del *duplex*. El evento registrado el 6 de Agosto de 2009 es consistente con la deformación asociada al sistema de fallas normales Paganica, dado la concentración de sismicidad, las rupturas en superficie y mecanismo focal

(EMERGEIO working Group, 2009; Bonini et al., 2014). Esta falla tiene diversas manifestaciones geomorfológicas: como encontrarse el un borde de cuenca que se comporta como un semi-graben (Ghisetty y Vezzani, 2000; Vannoli et al. 2012), el desplazamiento de paleoterrazas, y la ruptura de las primeras capas de sedimentos vistas en trincheras (Moro et al. 2013), que han evidenciado 4 movimientos en los últimos dos milenios. Es importante notar que esta zona se encuentra muy poblada de fallas activas (ver Figura 6.3).

El sismo de L'Aquila ubicado en la parte central de Los Apeninos, tiene un tensor de momento normal NW (EMERGEIO working group, 2009; Bonini et al. 2014). Sismológicamente, el evento principal tiene un plano de ruptura menor que 20 x 15 km (Bonini et al. 2014). Mientras que utilizando una inversión de los datos de InSAR-d se obtiene un plano de 19 x 13 km. En base a datos de GPS el plano de ruptura se define en 11.1 x 10.2 km (Walters et al. 2009). En consecuencia, la estimación de largos de ruptura varían entre 12-18 km en promedio 12.9 km, con un ancho desde 10 a 17 km promediando 13 km (Vannoli et al., 2012). En contraste, los datos de ruptura en superficie indican un largo desde 3 a 19 km con un promedio de 9.6 km discontinuo (ver Figura 6.3) (Vannoli et al., 2012). Esto indica que para este sismo la ruptura en superficie fue menor al largo de ruptura en profundidad, y por esta característica fue puesto como caso de estudio, ya que sugiere un incremento de la ruptura a profundidad, comportamiento que ya ha sido observado previamente en fallas corticales (Wells y Coppersmith, 1994). Aún así cabe destacar que la manifestación en superficie de fallas en esta zona es muy poblada y no tan lineal como en el caso de la falla Pichilemu, Chelungpu, o San Ramón, por lo que es mucho más probable que para esta zona la ruptura comprenda varias fallas de superficie.

La sismicidad producto de este terremoto se extiende más allá del plano de ruptura, principalmente porque las réplicas de los días posteriores acomodan la deformación generada en el evento principal alrededor del plano, en el caso de este

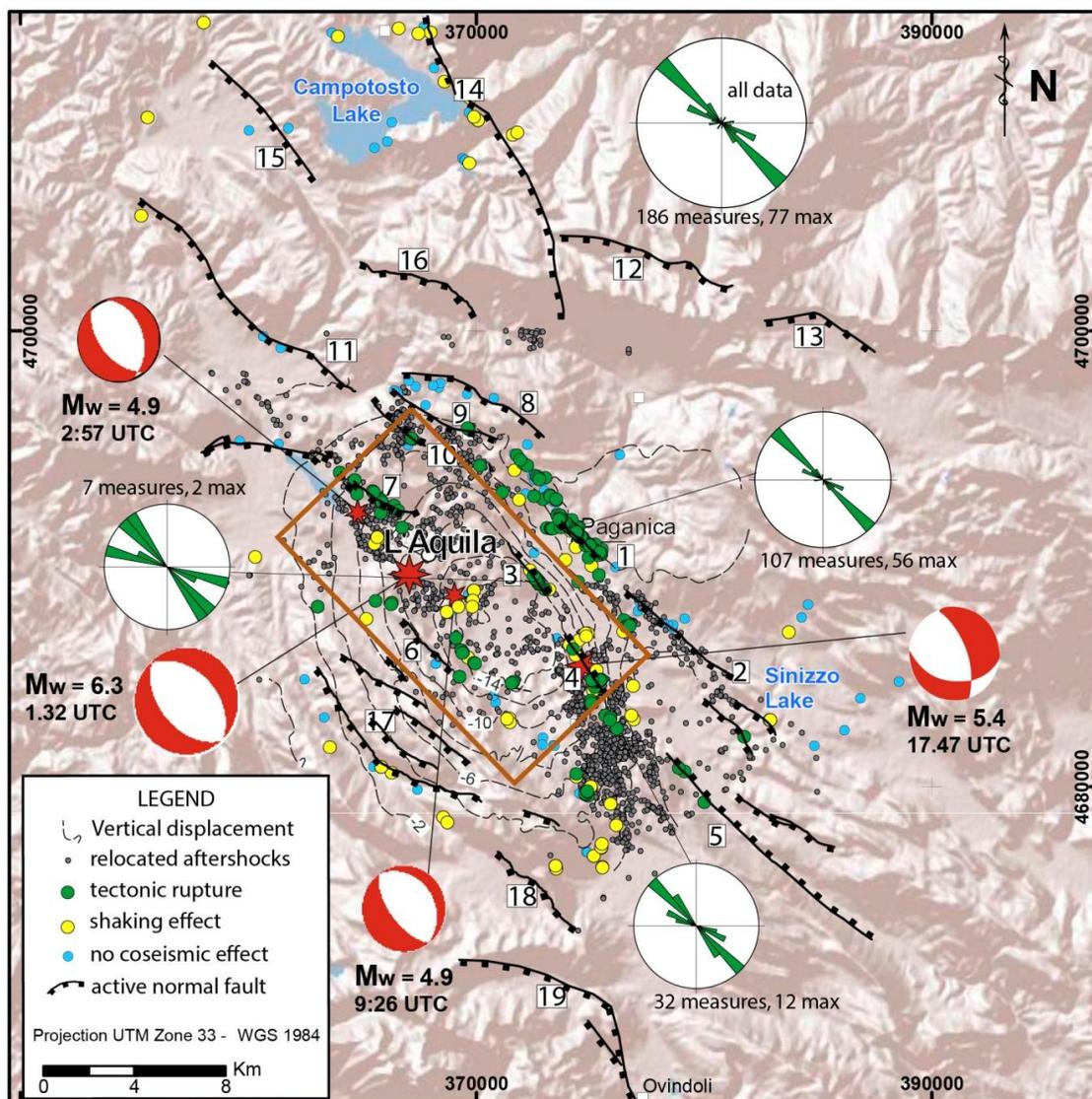


Figura 6.3. Terremoto de L'Aquila 6 Agosto 2009, Italia. Se observa en desplazamiento vertical post evento, en círculos verdes y amarillos (Agostino et al. 2012) el cual se relaciona directamente con el plano de ruptura en naranja (Walters et al. 2009). Los mecanismos focales evidencian el comportamiento normal de esta secuencia de eventos corticales. Los eventos en gris muestran que si bien la mayoría se cocentra en el plano, hay un cluster de sismos alineados N10°W pero como una consecuencia del evento principal (Guglielmino et al. 2013). Se evidencia una masiva presencia de fallas normales, posiblemente asociables a que el evento ocupe genere una ruptra en superficie en más de una, demostrada con círculos verdes (ruptura tectónica). Las rupturas en superficie, círculos verdes, amarillos y celestes, y las fallas normales (Emergeo group, 2009).

terremoto hacia el sureste del plano de ruptura, pero de todas formas se encuentran espacialmente muy bien relacionados con la ruptura en superficie (ver Figura 6.3). Estimando la geometría de la ruptura con las relaciones de Wells y Comppersmith (1994), se obtiene un largo en superficie 13 km; largo en profundidad de 19 km; y 12 km de ancho. Bastante similares a los promedios en base a varios estudios de 9.6, 13 y 13 km respectivamente (Vannoli et al., 2012), sobredimensionado un poco el largo de ruptura en profundidad.

Respecto al análisis temporal de la secuencia de sismos, solo se han realizado estudios que prueban la disminución de sismicidad post evento principal, pero no se ha hecho un análisis temporal de la sismicidad pre evento, por lo que han recolectado los datos disponibles en el USGS obteniéndose una distribución de eventos de baja magnitud constante a lo largo del tiempo (ver Figura 6.5b). Las conclusiones serán discutidas en la Sección 6.2.1.4.

6.2.1.3 ChiChi $M_w=7.5$, Septiembre 1999

Este terremoto se generó en la falla Chelungpu al oeste de Taiwan, esta falla pertenece a una familia de por lo menos 5 grandes fallas inversas que generan el alzamiento de *Taiwan mountain belt* producto de la interacción de la placa Euroasiática con la placa Philippina Taiwan (Lee et al., 2002; Chen et al., 2001; Shyu et al. 2005). La falla Chelungpu tiene un rumbo N-S, mientras que en general la familia de fallas en la cordillera de Taiwan van desde N-S a N30°E. La falla Chelungpu, de aproximadamente 72 km, se encuentra en un borde de cuenca, y su más importante manifestación en superficie es la generación de un escarpe de falla inversa (Lee et al. 2002). Además limita la parte oeste de *Taiwan mountain belt*, generando una deformación tipo sinclinal en el comienzo del frente cordillerano, que es observable en perfiles de reflexión sísmica (Wang et al. 2004), que deforma rocas Pliocenas y Oligocenas (Wang et al. 2004, Lee et al. 2002). Por último, la manifestación en superficie más evidente, es la ruptura generada en el sismo de ChiChi 1999, que comprendió los 72 km de la falla en superficie, y tuvo

un comportamiento diferenciado inverso, e inverso sinistral en los 70 km centrales y normal-dextral en su borde sur (Chen et al., 2001; Chang et al., 2007). Es importante notar que este evento generó una ruptura a lo largo de toda la estructura, similar a lo ocurrido en Wenchuan 2008 $M_w=7.9$, Sichuan, China (Pan et al. 2014). Además otro punto importante, es que la manifestación en superficie de esta estructura es continua en los 72 km y no presenta *steps* u otro mecanismo de segmentación de la falla, aún así existen otros lineamientos de fallas inversas separados de la falla Chelungpu por 6 a 10 km que no fueron activadas en el evento de 1999, tanto las fallas hacia el Oeste, como hacia el Norte y Sur de la ruptura principal, y que si han presentado sismicidad independiente en el siglo XX (Shyu et al. 2005).

Respecto a donde se concentró la sismicidad del evento, podemos destacar que existen varios *cluster* de sismos dentro de las primeras 24hrs, que tienen comportamientos cinemáticos variados y están espacialmente bien distribuidos dentro de un área de 100 km x 70 km (Chang et al. 2007). Un evento que esta magnitud genera un acomodo en la tierra que debe compensar la liberación de esfuerzos, lo que produce una extensión de la sismicidad mucho más amplia que el plano de ruptura incluyendo mecanismos normales dada las generación de grietas en superficie, y de rumbo por el acomodo del bloque alzado. El plano de ruptura del evento grande se extiende en un área de 70 km x 40 km (Chang et al. 2007), generando una falla inversa, dado los mecanismos focales de los eventos dentro del plano (ver Figura 6.4). El plano de ruptura modelado por el evento principal concluye que el desplazamiento se genera en un área de 70 x 40 km, concentrándose en los primeros 15 km (Ma et al. 2000). El área con más desplazamientos es de 50 x 40 km correspondiente a la aspereza deslizada (Ma et al. 2010), y el epicentro se encuentra en uno de los bordes de esta área (ver Figura 6.4). Además se puede observar que sismicidad relacionada con la ruptura principal se concentrada en un área limitada por la manifestación en superficie de la falla Chelungpu. Por lo tanto, lo más importante destacar es que esta falla es

continua en superficie y la mayor parte de sismicidad se encuentra reducida al área de ruptura limitada por la manifestación en superficie. Ocupando las relaciones de Wells y Coppersmith (1994) para un sismo inverso $M_w = 7.5$ la ruptura en superficie sería de 73 km, y un ancho de 30 km, por lo que nuevamente las relaciones están cercanas a las observaciones de campo.

Respecto a al análisis temporal de la sismicidad asociable a esta falla, los registros indican que existe una presencia continua de eventos relacionados con la falla Chelungpu, observable en la Figura 6.5b. Además en un análisis más global se puede observar el patrón de productividad sísmica de Taiwan, en donde se observa una disminución importante de eventos por año desde enero de 1999 hasta septiembre del mismo año, en donde se generó el evento de $M_w = 7.5$ (Wu y Chen, 2007).

6.2.1.4 Patrones temporales y espaciales de eventos analizados

De los resúmenes realizados en este Capítulo se puede concluir que la sismicidad relacionada con una falla cortical no necesariamente se encuentra limitada al área de ruptura del sismo característico, posiblemente porque la sismicidad es un reflejo de la actividad necesaria para acomodar los esfuerzos liberados post gran evento. A pesar de esto la sismicidad que es totalmente asociable al evento principal, está casi en su totalidad dentro del área de ruptura. Por lo tanto, es esperable que los eventos en periodos intersísmicos se concentren en el área de ruptura principal de la falla, la zona que a lo largo del ciclo sísmico libera más energía, pero existe la posibilidad de la generación de eventos en menor cantidad en zonas cercanas. Para estar seguros de la actividad de la falla se debería encontrar eventos dentro del plano de ruptura principal.

Por otro lado, los planos de ruptura de los sismos principales, si se encuentran limitados por la manifestación en superficie, con la excepción de L'Aquila, posiblemente por ser una zona con una gran densidad de fallas. La afirmación que

la ruptura se encuentra limitada por la manifestación en superficie es observable en varias fallas que han generado un evento de gran magnitud, que para no desviarse del objetivo de la tesis no han sido incluidas en profundidad. Entre estos eventos se encuentra Wenchuan 2009 $M_w = 7.9$, China, donde la ruptura fue menor al largo de la falla en superficie (Pan et al. 2014); Asnam 1980 $M_s = 7.3$, Argelia, donde la ruptura fue similar a la estructura preexistente (Yielding et al. 1981); Loma Prieta 1989 $M_s = 7.1$, Estados Unidos, donde la ruptura fue una parte de la falla San Andrés en un contacto interplacas (Spudich et al. 1995). Este fenómeno se ve

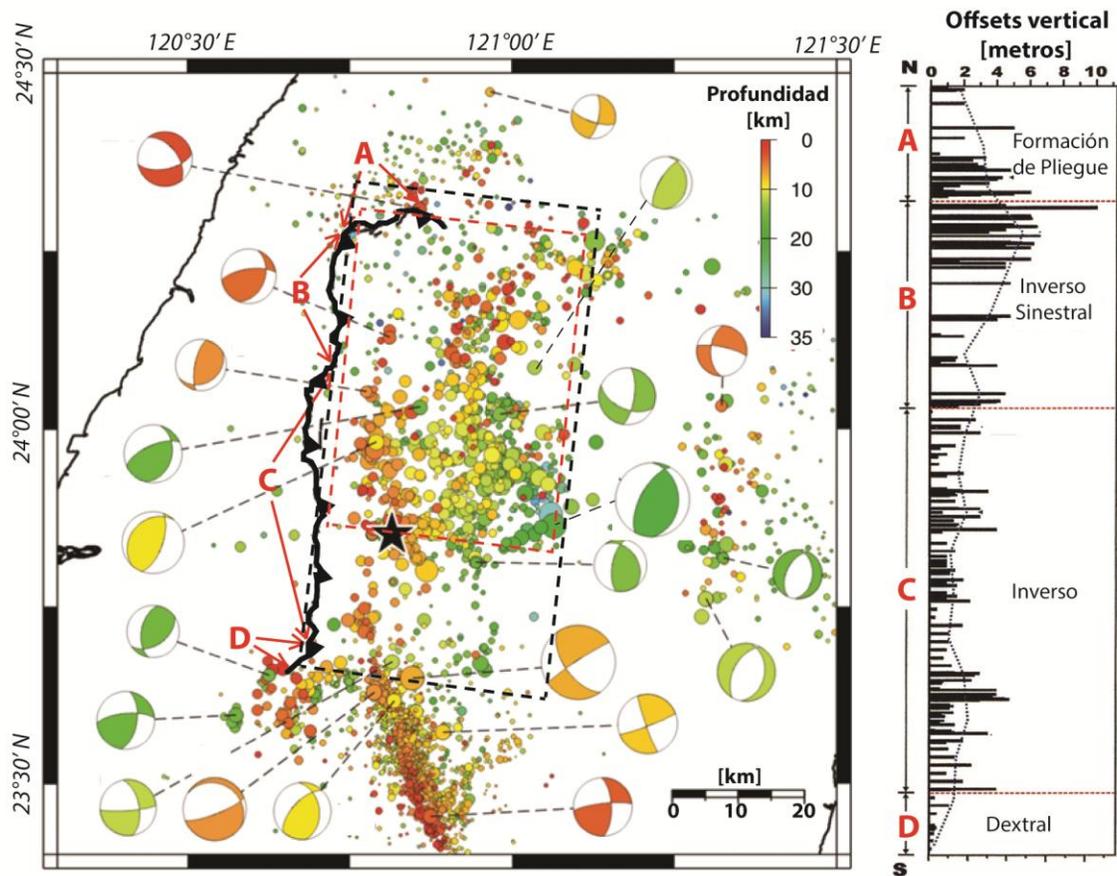


Figura 6.4 A la derecha, replicas dentro de las primeras 24hrs (Chang et al. 2007) con el plano de ruptura principal proyectado en planta con una línea negra discontinua, en rojo la zona de mayor desplazamiento (Ma et al. 2001). A la izquierda los desplazamientos en superficie observados (Chen et al., 2001) .

reflejado que el valor de momento sísmico en base a la ruptura en superficie, es similar al valor de momento sísmico calculado de forma instrumental (Wesnousky, 2008), y que la ruptura en superficie es similar a la ruptura en profundidad (Wells y Coppersmith, 1994) con una relación aproximada del 75%. Por lo que lo más probable es que el evento característico esperado esté limitado por las estructuras en superficie, lo cual nos permite definir un área máxima de ruptura de la FSR en base a las relaciones empíricas de largo versus ancho de Wells y Coppersmith (1994). Estas relaciones se muestran como un buen indicador de la geometría de las rupturas, según lo visto por el resumen para eventos post formulación de las relaciones empíricas. Por lo tanto para la FSR deberían variar entre varios planos de 10 x 8 km, si los segmentos actúan de forma independiente, hasta un área de 24 x 13 km si los segmentos actúan en conjunto.

Para realizar el análisis temporal, se graficaron los eventos ocurridos dentro de la proyección del plano de ruptura en planta, durante todo el registro posible del USGS. La red sismológica del USGS es capaz de detectar $M > 4$ para lugares fuera de Estados Unidos, mientras que para la zona de Loma Prieta el registro de eventos tiene una completitud, con seguridad todos los sismos $M > 3$, y desde el 2013 en adelante $M > 1.5$. Los planos de ruptura utilizados fueron obtenidos de datos telesísmicos; Pichilemu (Ryder et al., 2012); L'Aquila (D'Angostino et al., 2012) ChiChi (Ma et al. 2001); Loma Prieta (Spudich et al., 1995); y para el caso del Teno se aproximó un área de ruptura basada en las réplicas del evento (ver Anexo 6.1). Al análisis temporal, se agrega la profundidad de los eventos con la intención de observar si están cercanos a la superficie, con el fin de confirmar que estén relacionados con la manifestación en superficie (ver Figura 6.5 a, b, c).

De los resultados, lo más importante a destacar es que la sismicidad de todas las estructuras estudiadas, no se concentra únicamente cercana al evento grande, sino que se encuentra distribuida heterogéneamente durante las últimas décadas. Esto sugiere que para que una estructura esté activa, en un periodo de tiempo

predeterminado se debe detectar sismicidad dentro del plano de ruptura característico del evento grande. Por lo tanto, es necesario definir un periodo de tiempo dependiente de la capacidad de detección de la red y la tasa de deformación de la falla, en donde de no encontrar sismicidad se puede aseverar que la falla esta inactiva.

Las tasas de deformación de cada falla están directamente relacionadas con la producción sísmica, y se puede observar en las diferencias entre las zonas de Loma Prieta (interplacas) y ChiChi (alta tasa de deformación), en comparación a la zona de Pichilemu, Teno y L'Aquila de baja deformación. Teno, Pichilemu, y L'Aquila que al encontrarse sometidos a tasas de deformación menores, la productividad es muy baja, y eventos de $M > 4$ son poco esperables dentro de un periodo de medición cercano a las décadas. Por lo tanto, es muy conveniente sensibilizar las estaciones y ser capaces de registrar eventos del orden de magnitud 2, algo similar a lo que ocurrió en California, donde a mediados del 2012 se comenzaron a registrar eventos de magnitud cercana a 1, y la detección de eventos aumentó exponencialmente (ver Figura 6.5c).

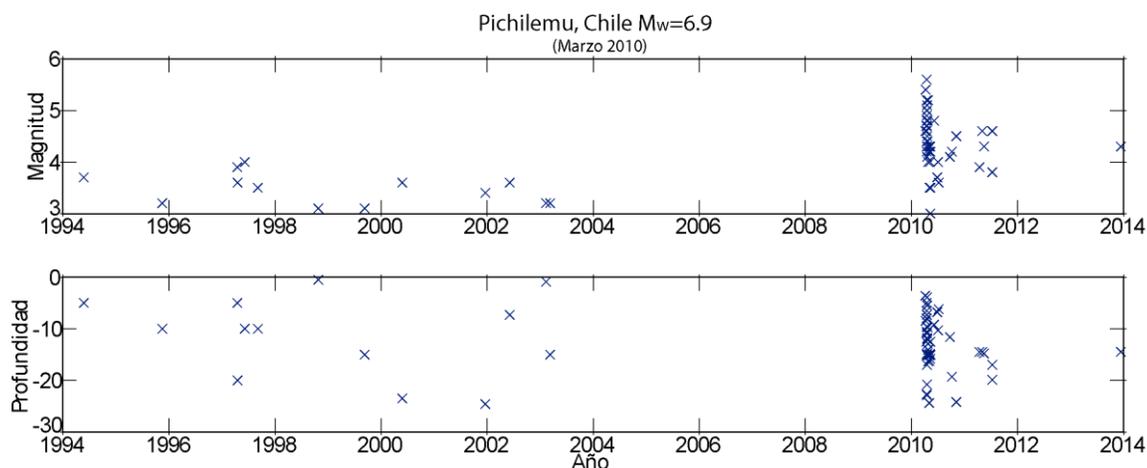


Figura 6.5a Registros temporales de USGS entre 1950-2015 para la falla Pichilemu. Sismicidad dentro de la zona delimitada por los planos de ruptura de diferentes eventos corticales a nivel mundial. (Para ver plano de ruptura ver Anexo 6.1).

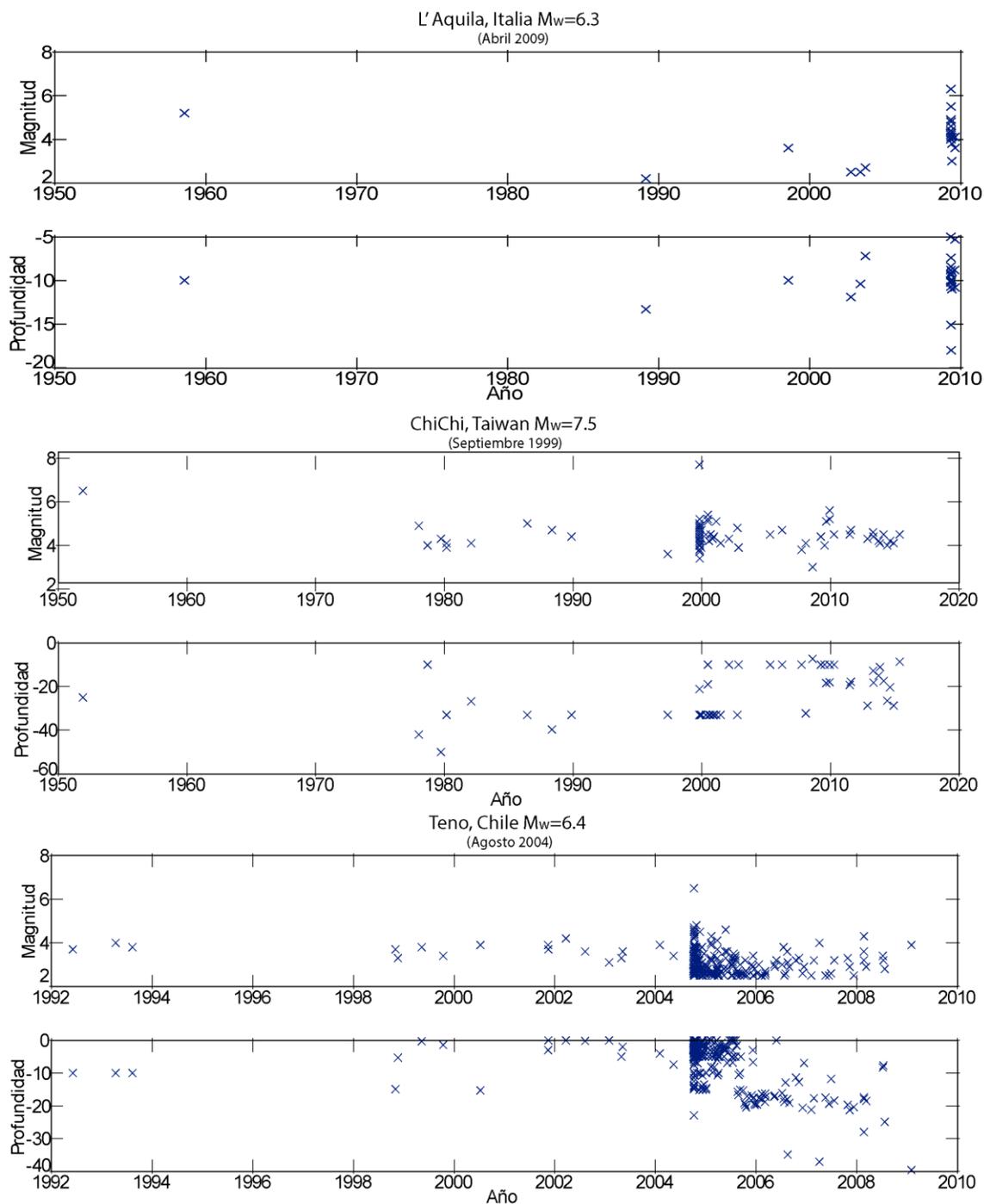


Figura 6.5b Registros temporales de USGS entre 1950-2015. Dentro de la zona delimitada por los planos de ruptura de diferentes eventos corticales a nivel mundial. (Para ver plano de ruptura ver Anexo 6.1).

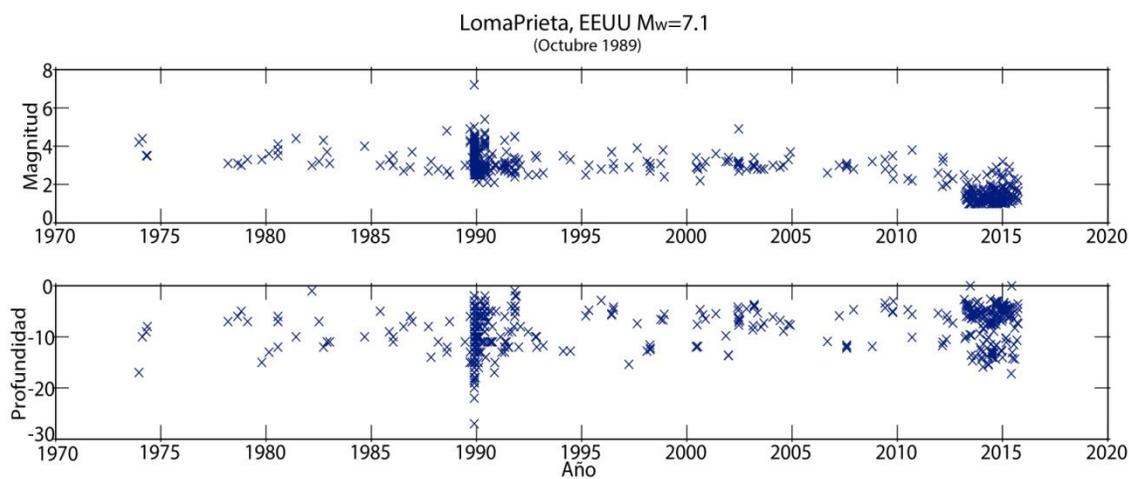


Figura 6.5c Continuación de imagen anterior. Eventos registrados por el USGS entre 1950 y 2015 en el área delimitada por el plano de ruptura de LomaPrieta 1989.

Otro punto importante, es que para los sismos con tasas de deformación menor (Teno, L'Aquila, Pichilemu) la producción temporal es heterogénea. Para la ruptura en Pichilemu existe una zona de no sismicidad entre 2004 y 2010, pre evento y entre 2011 y 2014 post evento; mientras que en el Teno después del 2009 no se detectan eventos, por lo tanto hay un periodo de no sismicidad entre 2009-2015; y para la zona de L'Aquila desde el año siguiente al terremoto hasta la actualidad no registra eventos, es decir entre 2010-2015. Esto implica que las fallas corticales no necesariamente tienen tasas de producción constante para eventos de una magnitud elevada con respecto a su sismo máximo. Este comportamiento dificulta el estudio de las fallas corticales, porque puede que nos encontremos en una laguna sísmica de una falla, que de no ser conscientes de este fenómeno podemos generar una mala interpretación de la inactividad de la falla. Por lo tanto, la única manera de evitar esta problemática, es tener por lo menos dos órdenes de magnitud de detección por sobre lo necesario para el periodo en donde se establecerá la red. En ChiChi y LomaPrieta no existe este problema por ser fallas con tasas de deformación elevadas.

6.2.2 Análisis de sismicidad en el área de estudio.

En base a los datos recolectados por el centro sismológico del USGS, se realiza un análisis de la distribución de sismos en la zona, tanto en posición (ver Figura 6.6) como en liberación de energía (ver Figura 6.7). En la primera se observa que la sismicidad hacia el Oeste de la cordillera se profundiza concentrándose principalmente entre los 22-40 km, mientras que en la zona central, zona 2, 3 y 4 la sismicidad es somera, ya que la presencia del arco magmático genera un gradiente térmico que disminuye el comportamiento frágil a profundidades mayores de 24 km. La zona 3 es la más poblada sísmicamente con más de 1500 eventos orientados en lineamientos N-S y espacialmente relacionada con el arco magmático actual, concentrando la mayor cantidad de sismos de $M > 6$ (ver Figura 6.6). Por otro lado, la sismicidad cortical somera, a profundidades menores que 8 km, se concentra desde las zonas 3 hacia el este. Mientras que en la zona 2, donde se encuentra el sistema de falla San Ramón-Pocuro, la mayor cantidad de sismos no es somera y se concentra entre los 8-16 km de profundidad, sugiriendo la presencia de una falla ciega. Si la sismicidad en la zona 2 puede relacionarse con la presencia del sistema de fallas San Ramón-Pocuro se discutirá en el punto 6.3.2.

A nivel energético vemos que la mayor cantidad de energía se libera en la zona central de la cordillera cercana a los volcanes Tupungato-Tupungatito, San José, Maipo. La presencia de estos volcanes es evidencia del arco magmático a esta longitud. Por el calentamiento de la corteza producto del ascenso del magma, se genera una corteza rígida de menor espesor.

Es necesario tener en cuenta la no completitud del registro del USGS para este periodo, por lo que el mapa presentado en la Figura 6.7 es únicamente una aproximación de la energía liberada y no debe ser interpretado como la energía total. Desde 1973 existe una completitud de sismos con magnitud mayor igual a 4.8, lo que implica aproximadamente un 95% de la energía liberada en esta zona.

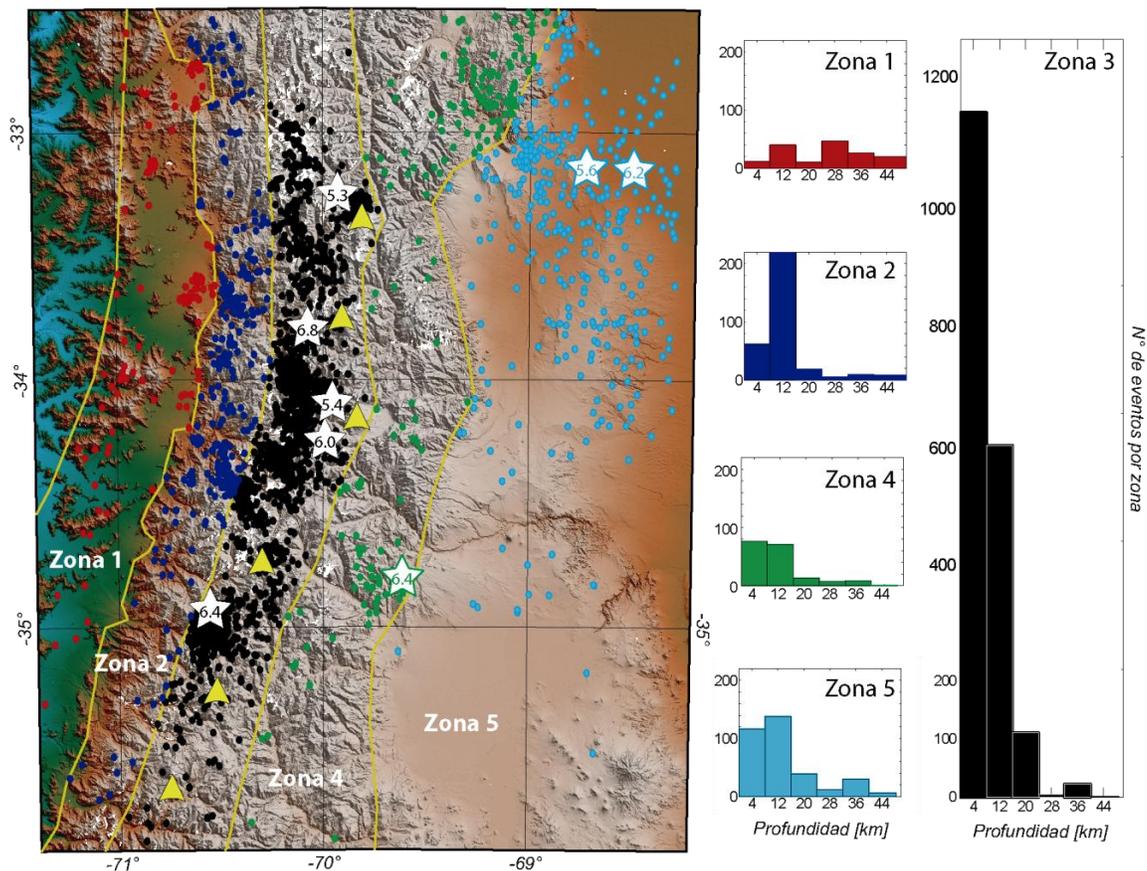


Figura 6.6 Imagen de sismos registrados por el USGS entre 1900-2015 en el área de estudio. A la derecha se muestran histogramas de la profundidad de los sismos delimitados por las zonas en amarillo, todos tienen la misma escala vertical y horizontal. Para facilitar la identificación de sismos, cada zona tiene un color distinto.

Una conclusión importante de esta Sección es que dentro del registro histórico del USGS, no existe liberación de energía ni eventos asociable a la FSR por lo que bajo el supuesto que estos 35 años de registro son representativos de la productividad sísmica de la zona, la FSR no es precisamente la estructura más importante en la deformación instantánea de la cordillera. Esto sugiere que es necesario comprender este sistema de fallas a profundidad sin evidencias estudiada en superficie, como un factor relevante para entender el peligro sísmico al cual se encuentran sometidas las ciudades al Oeste del piedemonte de la cordillera de los Andes, y en especial Santiago.

Aproximación de energía liberada

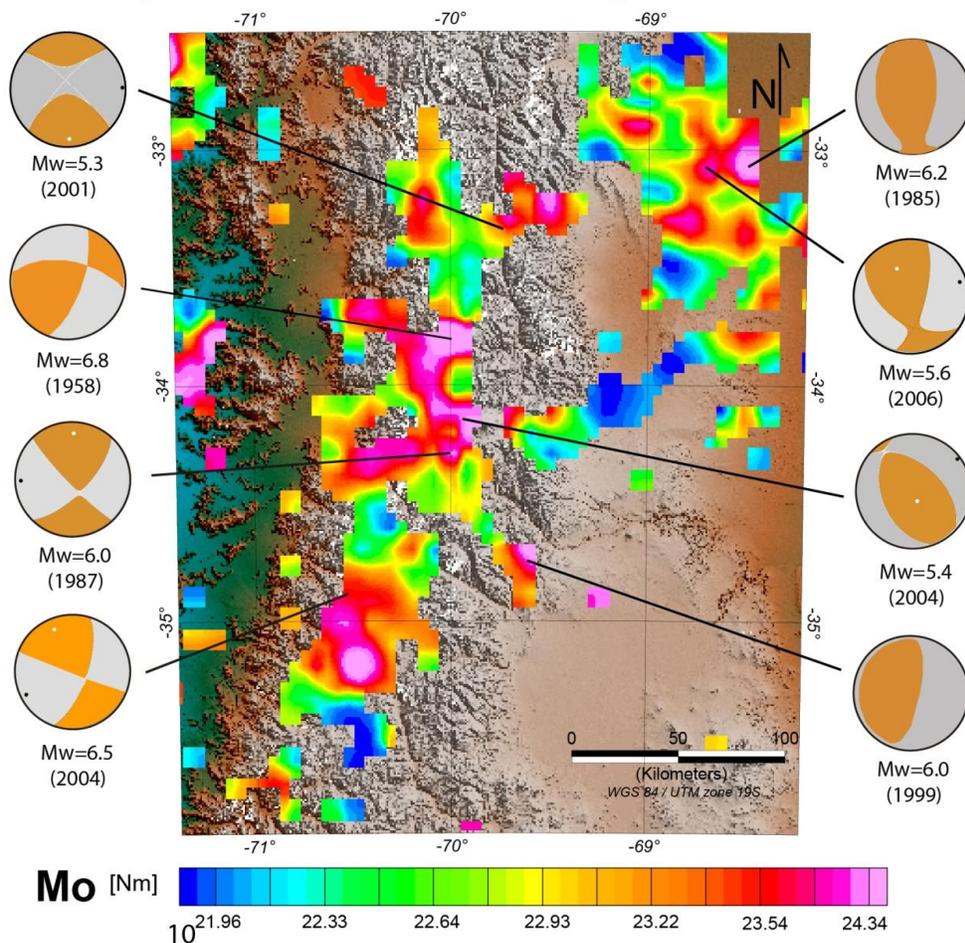


Figura 6.7 Liberación de energía en la zona desde 1950-2015 basada en sismos $M_w > 3.5$.

6.2.3 Experimento de microsismicidad, la red sísmica

Se instalaron 5 estaciones sísmicas de pozo Reftek S31f-2.0a (ver Figura 6.8) desde febrero del 2014 hasta febrero de 2015, ubicadas cerca de la manifestación en superficie de la falla

San Ramón (ver Figura 6.8), con el fin de registrar microsismicidad asociable a la falla. Para la localización de evento se buscó un modelo de velocidades que disminuyera lo más posible los errores en profundidad y horizontal de los eventos. Para esto se ejecutó reiteradas veces el programa *velest* del paquete de SEISAN e

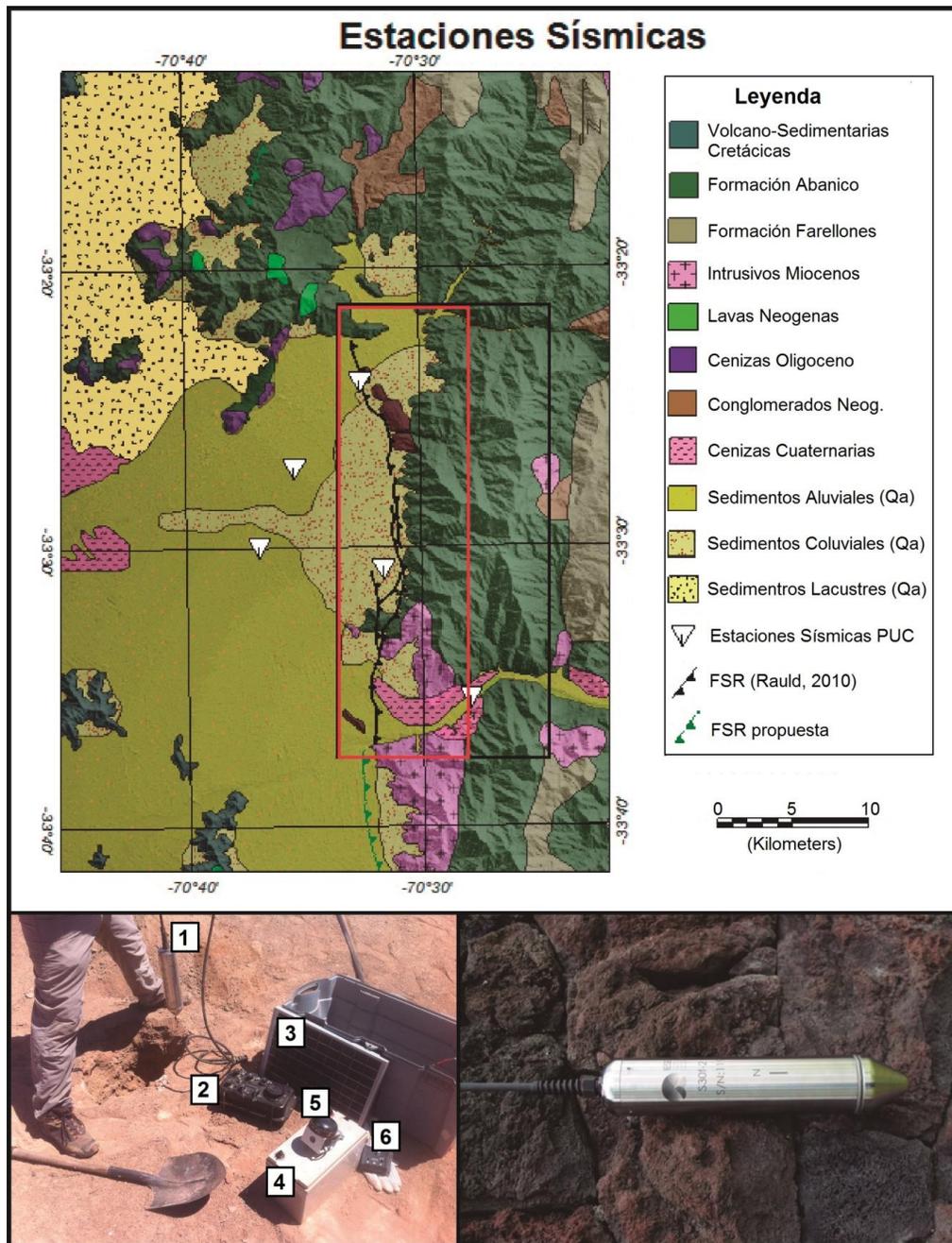


Figura 6.8. Experimento de microsismicidad. Arriba; ubicación de estaciones sísmicas utilizadas para el estudio de microsismicidad, el cuadrante rojo simboliza la proyección en planta de la ruptura de la falla con un manteo de 70° , mientras que el rectángulo negro simboliza la proyección de la falla con un manteo de 30° . Abajo a la derecha se ven los implementos de cada estación, 1) Geofono, 2) Digitalizador, 3) Panel solar, 4) Batería, 5) GPS, 6) regulador. Abajo a la derecha el geófono de pozo Reftek S30f-2.0a utilizado en la red.

hyp para localizar los eventos. Dado que la red no tiene una distribución óptima y está reducida a un espacio muy acotado, la cantidad de eventos registrados con precisión se restringe a una zona de no más de 100 x 100 km, generando errores no aceptables para los sismo fuera de esta área. La precisión aceptada fue de 8 km tanto en profundidad como en la horizontal, y los resultados de este experimento se observan en la Figura 6.12, mientras que todos los eventos registrados, sin importar su error en localización se pueden observar en la Figura 6.9.

Para encontrar el modelo de velocidad óptimo se partió del modelo calculado por Villegas (2010), que hace una tomografía sísmica entre Disputada y El Teniente. El perfil de velocidades último se resume en la tabla 6.2. Se puede observar que no se cambiaron las profundidades de las capas, ya que en la modelación no generó cambios ostensibles, principalmente porque segmenta bien la corteza.

Se revisó manualmente todas las trazas registradas y se cortaron los eventos que tuvieran menos de 25 segundos de distancia entre las ondas s y p, lo cual significa aproximadamente menos de 100km de distancia a las estaciones. En total se encontraron 1666 eventos de los cuales la mayoría se encuentran en el contacto placa de Nazca-Sudamericana, posiblemente intraplaca; de ellos los con profundidad menor a 50km fueron considerados como sismos corticales. Restando los eventos en los que no se podían identificar claramente la llegada de las ondas s y p en por lo menos tres estaciones, se contabilizando un total de 245 eventos corticales en el periodo de 1 año. De estos la mayoría son asociables a la faena minera en Disputada, destacándose un total de 110 eventos relacionados con la liberación de energía en la corteza.

Tabla 6.2. Modelos de velocidades inicial y final obtenidos del proceso recursivo entre los programas velest y hyp, del paquete de SEISAN.

Capa	Modelo inicial (Villegas, 2010)			Modelo final		
	Prof	Vp	Vs	Prof	Vp	Vs
1	0	4.76	2.8	0	4.775	2.843
2	2.0	4.915	2.82	2.0	4.919	2.895
3	4.1	5.07	2.83	4.1	5.056	2.933
4	8.0	6.03	3.487	8.0	6.027	3.499
5	12.0	6.21	3.56	12.0	6.207	3.578
6	16.0	6.397	3.635	16.0	6.397	3.656
7	20.0	6.58	3.71	20.0	6.577	3.726
8	26.2	6.86	3.82	26.2	6.859	3.822
9	30.1	7.13	3.95	30.1	7.119	3.953
10	48.0	8	4.59	48.0	8	4.59

6.2.4 Resultados de sismicidad cortical PUC.

Los eventos registrados se distribuyen heterogéneamente en la parte central del arreglo, mientras que en la parte más externa se encuentran en el centro de la cordillera a la latitud de $70^{\circ}10'W$, y en forma de *cluster* cercanos a la faena minera de Disputada. Del total de sismos, 135 están espacialmente relacionados con la actividad minera y 110 con actividad cortical, un 56% y 44% respectivamente (ver Figura 6.10). De los sismos localizados sin importar el error de localización, 24 se encuentran dentro del área delimitada por el plano de ruptura para la FSR proyectado en planta, incluyendo los eventos a menos de 1km del plano, y asumiendo que la falla tiene un manteo de 30° hacia el Este. Respetando las observaciones geológicas y geofísicas con el TEM de una falla de alto ángulo, dentro del plano delimitado por una falla de manteo 70° , se encuentran un total de 6 eventos, que se profundizan hacia el Este.

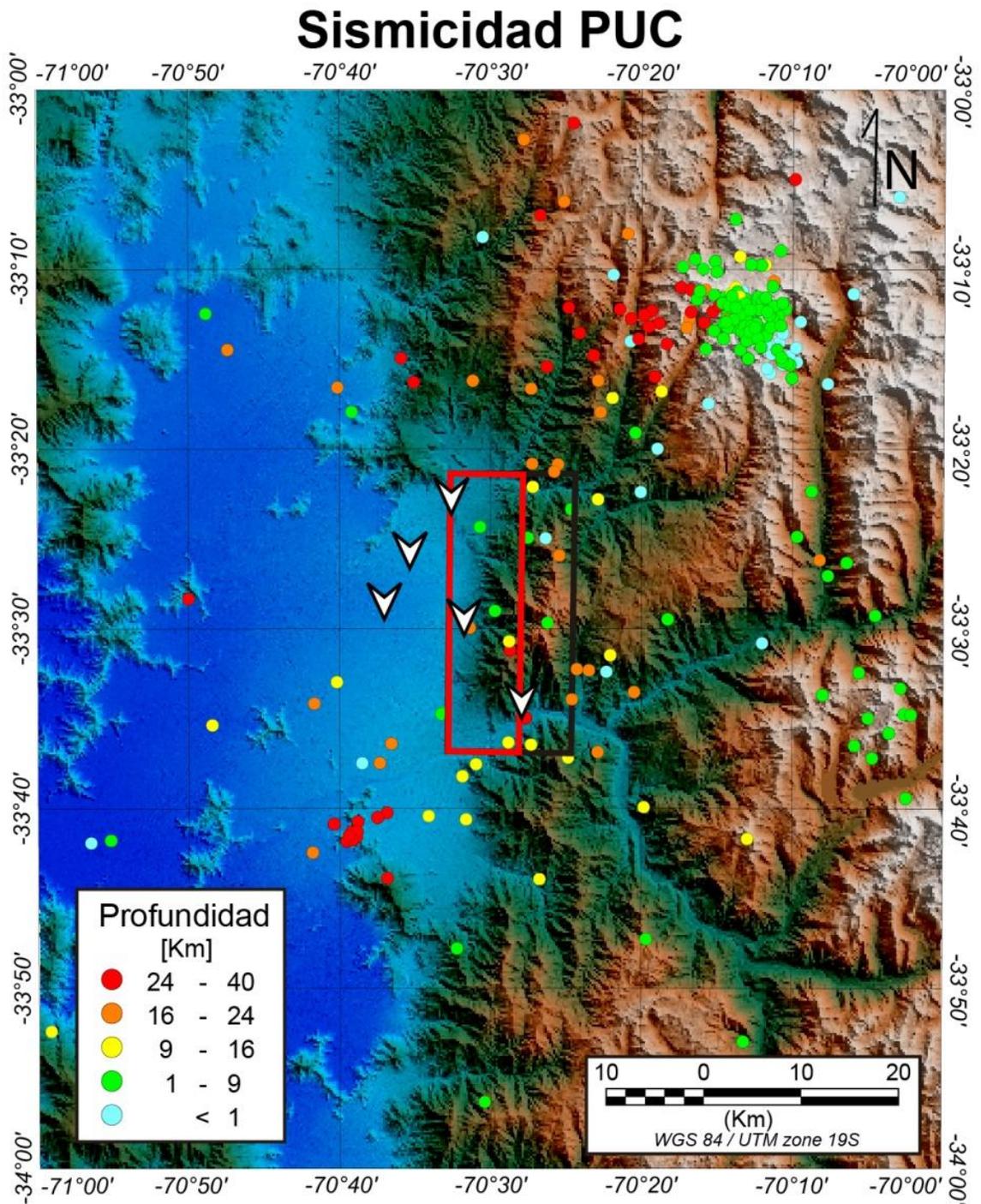


Figura 6.9 Sismicidad cortical (profundidad menor a 50km) encontrada, sin importar el error en localización.

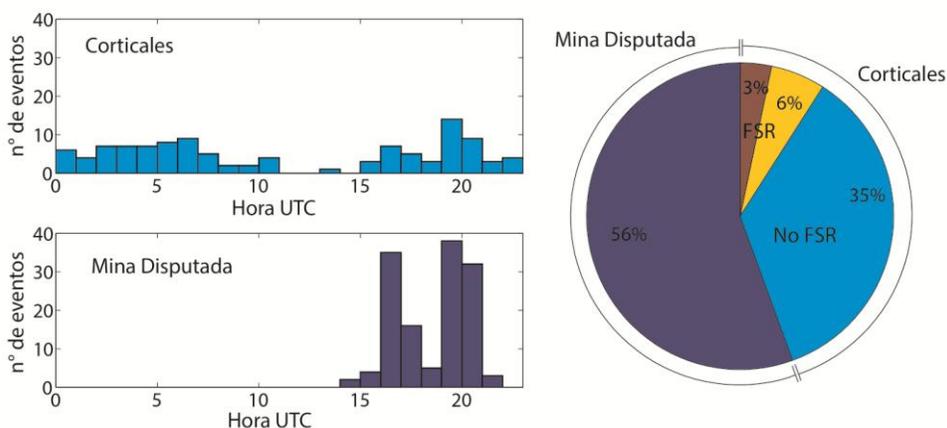


Figura 6.10. Análisis estadístico de los eventos encontrados, sin importar su error en posición.

Podemos ver que la actividad que tiene posibilidades de asociarse a la FSR no representa más del 9% de la actividad de la zona, a pesar de que la red desarrollada tiene un sesgo notorio hacia la actividad de esta falla dada su cercanía. La red permite medir eventos pequeños siempre y cuando estos se encuentren muy cerca de la red. Para los eventos generados en el sistema de falla El Fierro, o en el centro de la cordillera principal, la sensibilidad de estos equipos queda totalmente anulada. Si se elimina la actividad minera, es decir de la actividad netamente cortical, la FSR contiene un 20% de los eventos, que dados los sesgos anteriormente mencionados, reafirma que esta falla no es la principal fuente sismogénica de la zona.

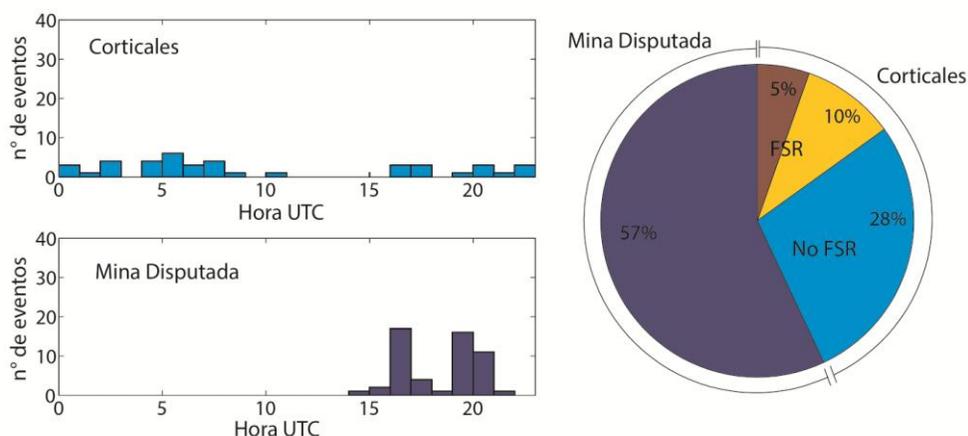


Figura 6.11. Análisis estadístico de los resultados con errores menores a 8km tanto en profundidad como en la horizontal.

La actividad minera se concentra entre las 17 y 21 hrs UTC, es decir entre las 15:00 y 19:00 hora local, sin presenciar eventos en otras horas. Mientras que la actividad cortical detectada tiene dos niveles principales de detección entre las 1:00 a 9:00 UTC, es decir entre las 22:00 y 6:00 hora local donde en promedio 7 eventos por hora; y entre las 9:00 a 24:00 UTC, en hora local desde las 6:00 a 21:00 que se registraron en promedio 4 eventos, debido a que en estas horas la actividad de la ciudad aumenta (y se empeora el nivel de detección de la red).

De los datos con errores menores a 8km, podemos distinguir que existen un total de 94 eventos, de los cuales 41 son netamente corticales y 54 relacionados con la faena minera, por lo tanto la proporción entre eventos corticales naturales y eventos por explosiones en Disputada se mantienen igual (ver Figura 6.11). Los eventos que se encuentran dentro del área delimitada por la FSR con un manto de 30° son 14, mientras que para la falla de 70°, solo un evento se elimina respecto al total registrado, por lo que quedan 5 eventos. En tanto a la proporción de eventos asociables a la FSR respecto a los eventos corticales (35%), claramente vemos un aumento ya que los eventos más cercanos a la falla serán mejor localizados dada la geometría de la red utilizada.

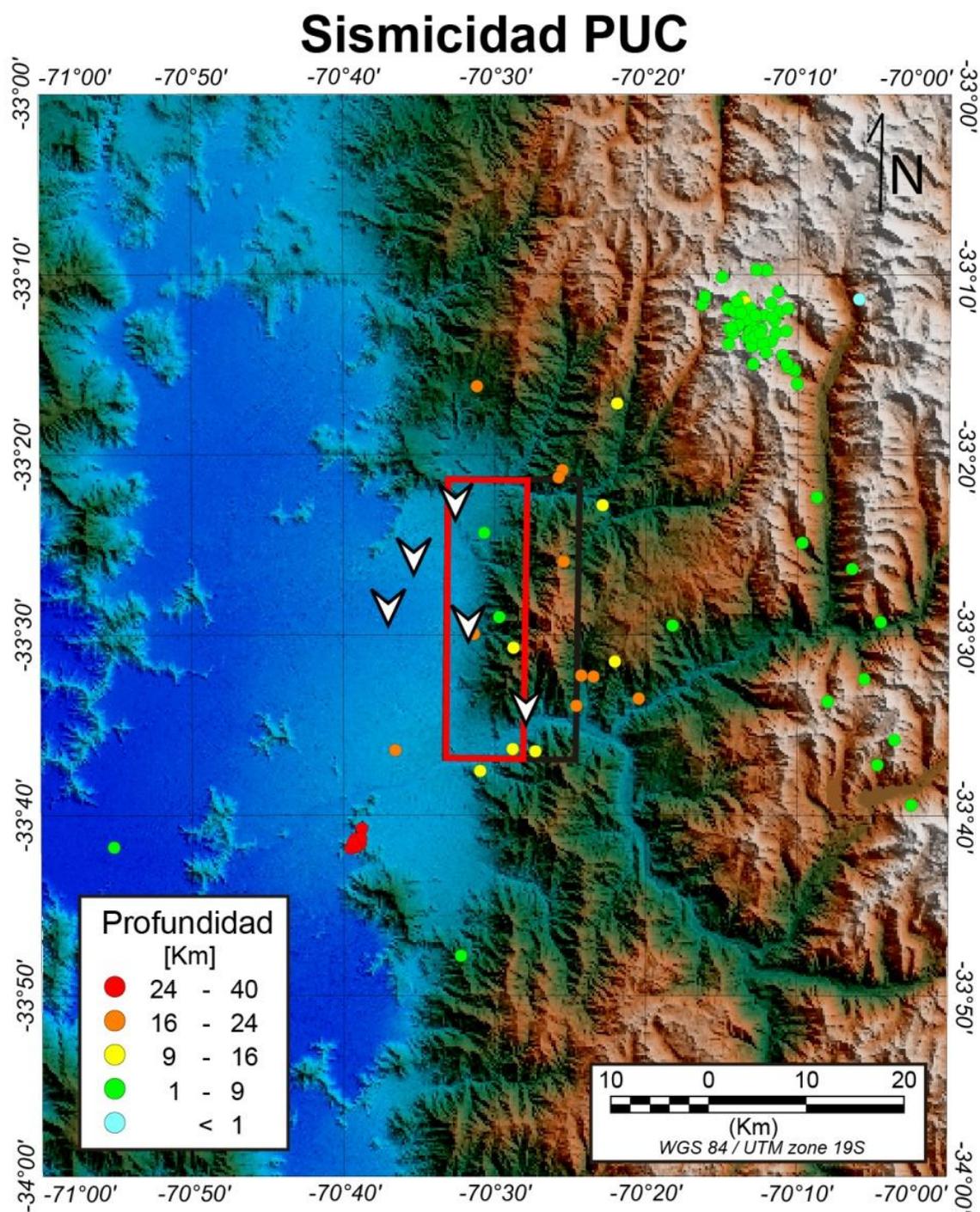


Figura 6.12 Mapa de sismicidad con errores menores a 8 km en profundidad y horizontal.

6.3 Discusiones

6.3.1 Validez de metodología para definir una falla activa

Diversos estudios han buscado generar una relación entre la ruptura en superficie, la geometría de la ruptura y la magnitud del sismo (p. ej. Wenousky, 2008; Wells y Coppersmith, 1994). Estas relaciones han sido calculadas con eventos en todo el mundo, por lo cual en teoría no deberían estar sesgadas a una zona, queda la pregunta si la cordillera de los Andes está bien representada por estas relaciones, o tiene un sesgo único producto de su particular tectónica. Wells y Coppersmith (1994) discute respecto a los factores de influencia del régimen tectónico de la región (extensional o compresional) y llega a la conclusión que la separación por ambiente tectónico no mejora las desviaciones estándar de las relaciones. Por lo tanto en un inicio es una buena aproximación no diferenciar las fallas por zona, y esto queda demostrado en la buena aproximación que genera la relación de Wells y Coppersmith en los planos de ruptura estudiados en el presente estudio. Es importante destacar estas relaciones no fueron calculadas con estos eventos ya que son posteriores a 1994, año que se publicó el artículo.

Sobre la conclusión que la sismicidad se debe contener en un plano proyectado de la manifestación de la falla en superficie, es evidente que la sismicidad dentro del plano acotado por la manifestación en superficie es asociable a la falla, pero el punto de análisis es que sucede afuera. Como se observa en Pichilemu toda la sismicidad queda dentro del plano de ruptura, pero en L'Aquila y ChiChi hay sismicidad afuera. Lo observado principalmente en ChiChi que esta sismicidad está asociada a otras estructuras que se activan por el movimiento principal, algo similar a lo ocurrido en la falla Pichilemu posterior al megaterremoto de 2010. Por lo tanto para tener certeza de que una falla está activa lo mejor es buscar sismicidad dentro del plano de ruptura asociado a la manifestación en superficie, de esta forma omitimos los posibles errores de incluir sismos asociados a otras estructuras.

6.3.2 Importancia de la falla San Ramón en la zona

Respecto a la importancia de la FSR en la actividad tectónica de la zona, en la Figura 6.6 queda en evidencia que la falla en específico y el sistema de falla San Ramón-Pocuro no es la fuente sismogénica más activa, y la influencia de un menor espesor cortical rígido aledaño al arco magmático condiciona que la mayor sismicidad se concentre en la zona central de la cordillera. Esta sismicidad en el arco magmático, dados los registros actuales, tiene una cinemática de rumbo, al menos para los eventos más grandes. Es importante notar que la última aseveración está sujeta a la pequeña ventana de tiempo en donde se han registrado eventos, del orden de 60 años. La segunda zona con mayor actividad, es donde se encuentra el sistema de falla San Ramón - Pocuro, pero la mayoría de la sismicidad se concentra a profundidades mayores que 10km, no como en las otras zonas de la cordillera. Para asegurarnos que este comportamiento no está sesgado por la mala localización de eventos por parte del USGS, se han eliminado los eventos que no pudieron ser invertidos en profundidad, definidos a una profundidad estándar de 5, 10 o 15 km. Al eliminar estos eventos, se observa que el comportamiento se mantiene (ver Figura 6.13) por lo que la menor productividad de eventos superficiales no está relacionada con problemas metodológicos.

Dado que no es un tema metodológico relacionado con el USGS, cabe la duda de entender que produce esta sismicidad, algunos autores han hablado de una rampa de despegue Este (Farias et al. 2010) y Oeste que genera pliegues por propagación de fallas inversas (Armijo et al., 2010). Dado algunos mecanismos de focos encontrados para profundidades entre 10 y 15 km (Pérez et al. 2014), probablemente esta sismicidad está relacionada con una falla inversa ciega y que genera los pliegues observables en el flanco oeste de la cordillera principal (Armijo et al., 2010). Como gran parte de la sismicidad se concentra a esta profundidad, esta fuente sismogénica debe ser estudiada para cuantificar de mejor

forma el peligro sísmico asociado a la ciudad de Santiago. De la misma manera deben ser estudiados los lineamientos NE que también presentan sismicidad, y que se desconoce su potencial evento máximo o característico. La red local indica que la sismicidad presente en la FSR es baja en relación a la sismicidad cortical de la zona. Esto reafirma las observaciones históricas que se han generado a través de los registros del USGS en el presente estudio, como en la red del Centro Sismológico Nacional (Barrientos et al. 2004). Además, la sismicidad a más de 12km de profundidad que se observa en los resultados de la red local, sugiere que puede existir otra estructura, ya que la sismicidad no concuerda con la geometría de los planos de ruptura posibles para la FSR (ver Figura 6.14) como será discutido en la próxima Sección.

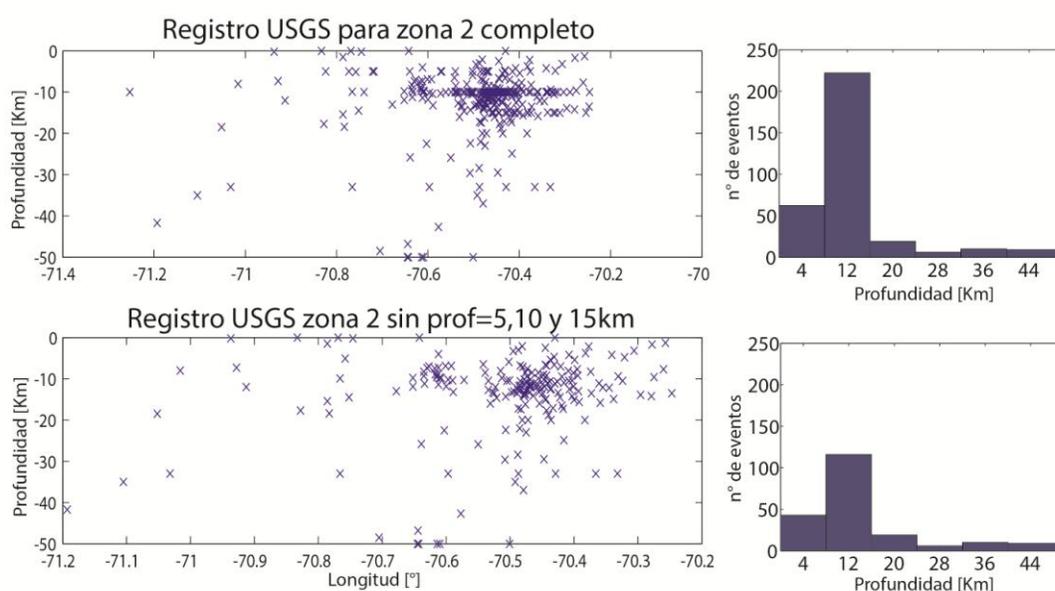


Figura 6.13. Validación de datos USGS para zona 2 sin faenas minera Disputada y Teniente.

6.3.3 Falla San Ramón como una estructura activa

Para definir si la falla está activa, como fue mencionado anteriormente es necesario identificar eventos que se encuentren en el plano de ruptura de la falla, por lo que aparte de evaluar la posición epicentral de los eventos, se debe identificar si existe una relación hipocentral con los planos de ruptura propuestos (ver Figura 6.14).

Los eventos cuyo epicentro está dentro del área delimitada como posibles rupturas de la FSR, no necesariamente tienen relación con la ésta, ya que depende de la profundidad a la que se encuentran. Realizando este tipo de análisis, se observa que el plano proyectado de la falla con 30° no tiene sismicidad asociable con errores menores a 8 km (ver Figura 6.13). El evento que se encuentra sobre la traza tiene errores de 30 km en profundidad y 11 en la horizontal, ya que es un evento con las llegadas de la onda **s** y **p** difíciles de identificar. Por otro lado, la falla planteada de alto ángulo si presenta sismicidad relacionable en profundidad, con eventos sísmicos cuyos errores de localización son bajos (ver rango de error en Figura 6.14). Dentro de la proyección de la posible falla en profundidad hay un evento que queda 2 km fuera del plano, pero que la proyección en profundidad sugiere estar relacionado con la FSR. Por lo tanto, a pesar de que las relaciones de Wells y Coppersmith (1994) son buenas aproximaciones, tienen un margen de error. La presencia de una falla de alto ángulo es consistente con la inversión de los datos TEM y el afloramiento en superficie de la falla en el cerro Apoquindo (ver Figura 2.10 y 2.12).

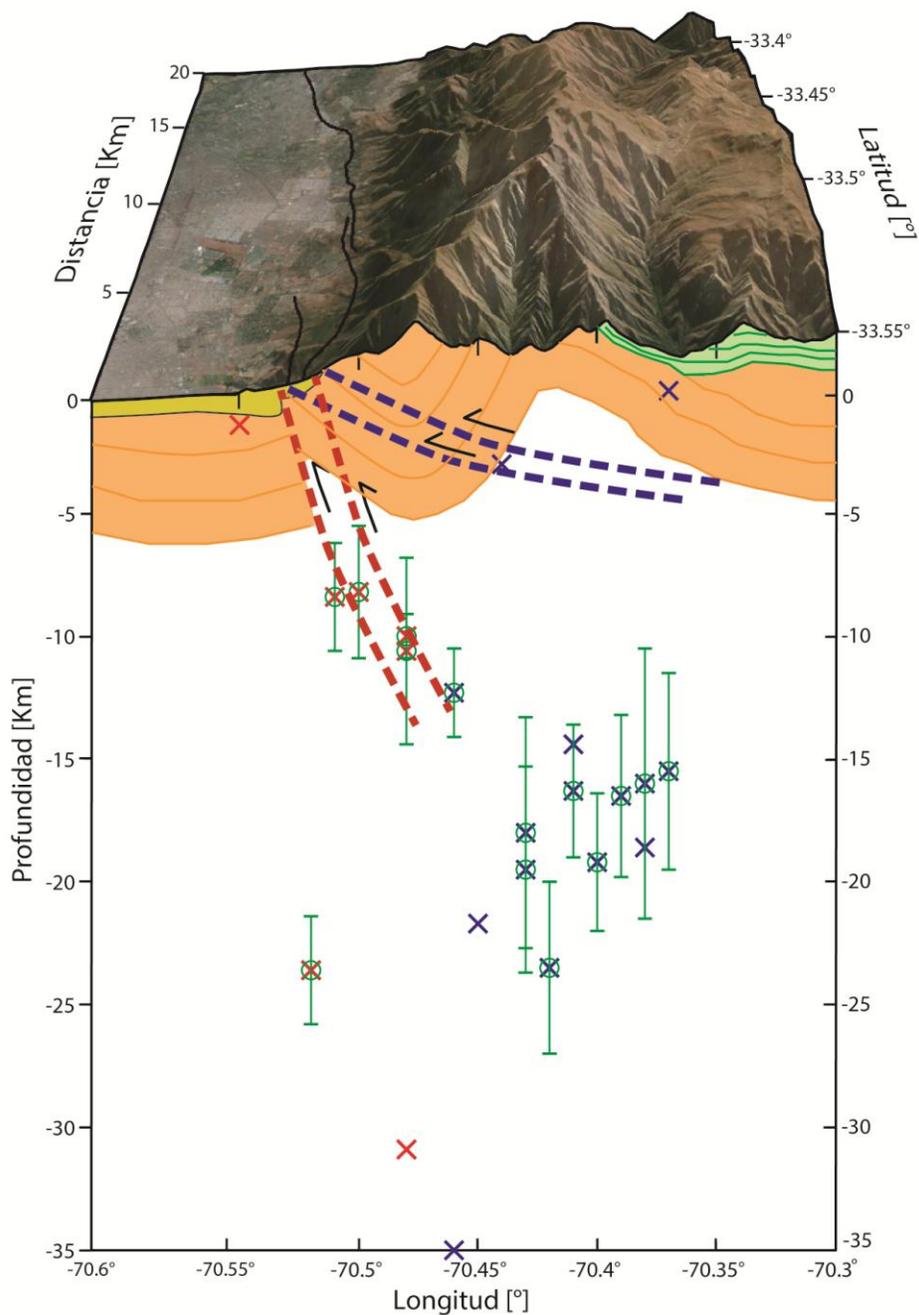


Figura 6.14. Proyección en profundidad de los sismos encontrados epicentralmente dentro de los planos de ruptura posibles de la falla San Ramón. Cruces rojas dentro del plano de 70° , cruces azules dentro del plano de 30° . En líneas segmentadas se observan las proyecciones de los posibles planos de ruptura con diferente ángulo. En verde el rango de seguridad de la localización en profundidad. Las cruces que no tienen rango de seguridad porque poseen errores mayores a los 8km.

Sobre la magnitud de los eventos, a pesar de que no se calculó el momento sísmico de cada uno, ninguno de los eventos dentro del plano designado para la FSR fue registrado por el CSN. La red del CSN es la red de mejor detección para esta zona, siendo capaz de registrar eventos desde magnitud $M=2.5$, pero con completitud solo hasta $M=3.0$. Por lo tanto estos eventos deben tener magnitudes entre 1 y 3. Esto indica que la falla posee una actividad menor a la esperada para una falla con un sismo máximo de 7, y más bien concuerda con la productividad sísmica de una falla de evento característico $M_w = 6.5$, asumiendo un periodo de recurrencia de 10.000 años (ver tabla 6.1). La escasa cantidad de datos no permite aseverar con certeza dicha afirmación, más aún porque no ha sido estudiado en profundidad si la ley de Gutenberg-Richter puede ser aplicada para sismos de baja magnitud con la misma pendiente para las fallas corticales intraplaca con bajas tasas de desplazamiento. Una forma de precisar de mejor manera esta aproximación es mantener una red, similar o superior en cobertura espacial a la de este estudio, por lo menos una década.

6.3.4 Temporalidad de sismos corticales

Otro punto importante es la temporalidad de los eventos, en donde se puede observar que los sismos que fueron asociados a la FSR se concentran entre los meses de Marzo y Abril del 2014. De la misma forma los sismos que se encuentran bajo la FSR se concentraron en el mes de Diciembre de 2014 (ver Figura 6.15). Esto indica que las estructuras corticales no presentan necesariamente sismicidad constante durante todo el tiempo, o al menos no para las magnitudes registradas. Esto también es observable en el análisis temporal que se realizó para distintos eventos (ver Figura 6.5a y b). Por lo tanto la sismicidad encontrada se concentra en *clusters* no necesariamente en el mismo día pero dentro de periodos de tiempo acotados. Esto sugiere que para entender la actividad de una estructura cortical es necesario registrar eventos por varios años, con el fin de encontrar varios *cluster* o periodos de liberación de energía.

Este fenómeno también es evidente en la seguidilla de sismos registrados en la red de este estudio, el 22 de noviembre de 2014 (ver Figura 6.16), donde se activó una estructura a 27km de profundidad, y que ha sido observada en distintos trabajos (Leyton et al., 2009; Rauld, 2011). En la literatura ha sido llamado clusters Santa Rosa (Rauld, 2011). Esto también vuelve a reafirmar lo mencionado de que existen otras estructuras sismogénicas en la cuenca de Santiago que deben ser estudiadas para comprender cabalmente el peligro sísmico al cual está expuesta la ciudad.

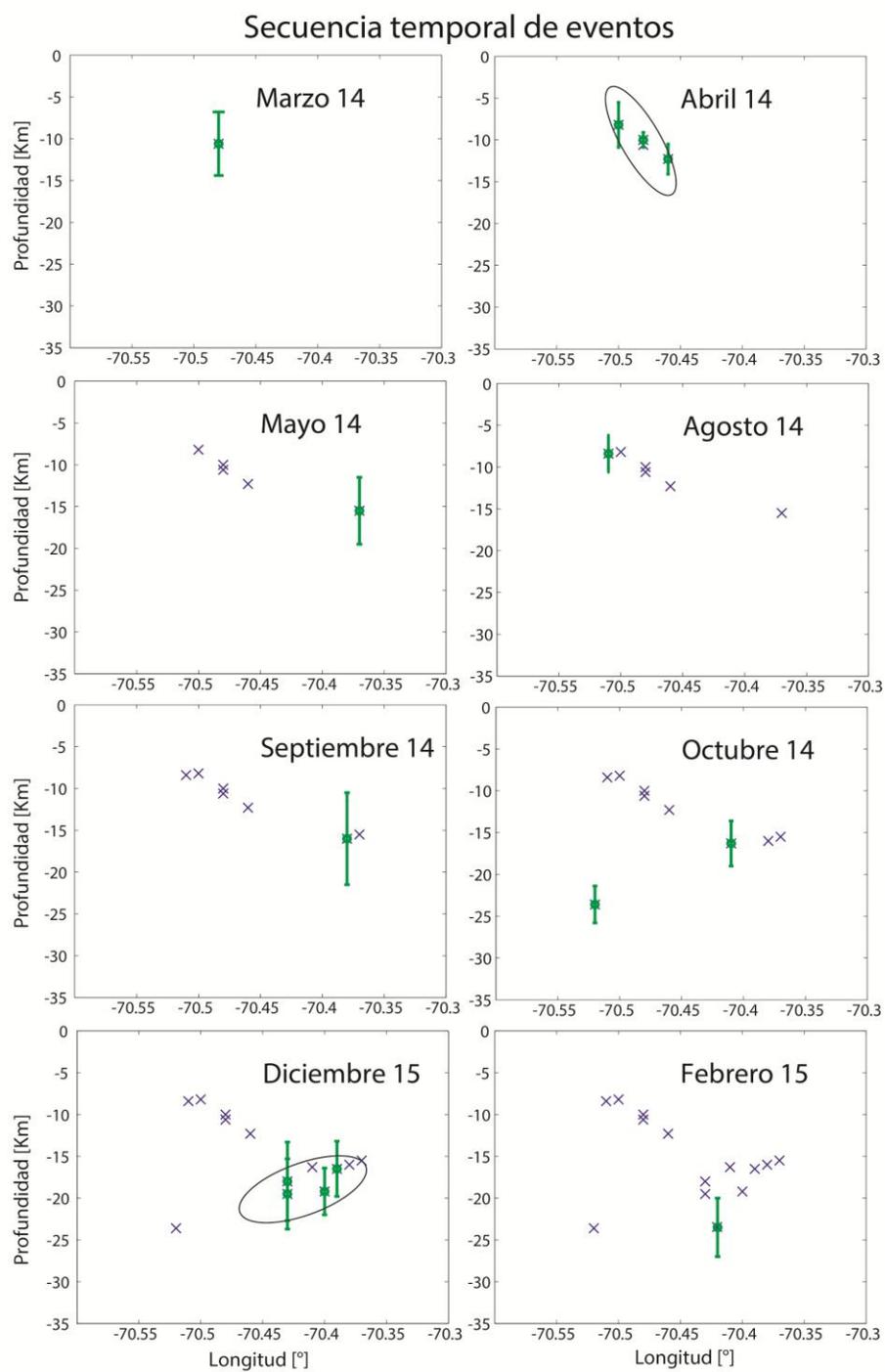


Figura 6.15. Meses donde hubo presencia de sismos dentro del plano delimitado de sismicidad posible de la falla San Ramón. Se observan dos *cluster* en Abril y Diciembre, probablemente asociados a estructuras diferentes.

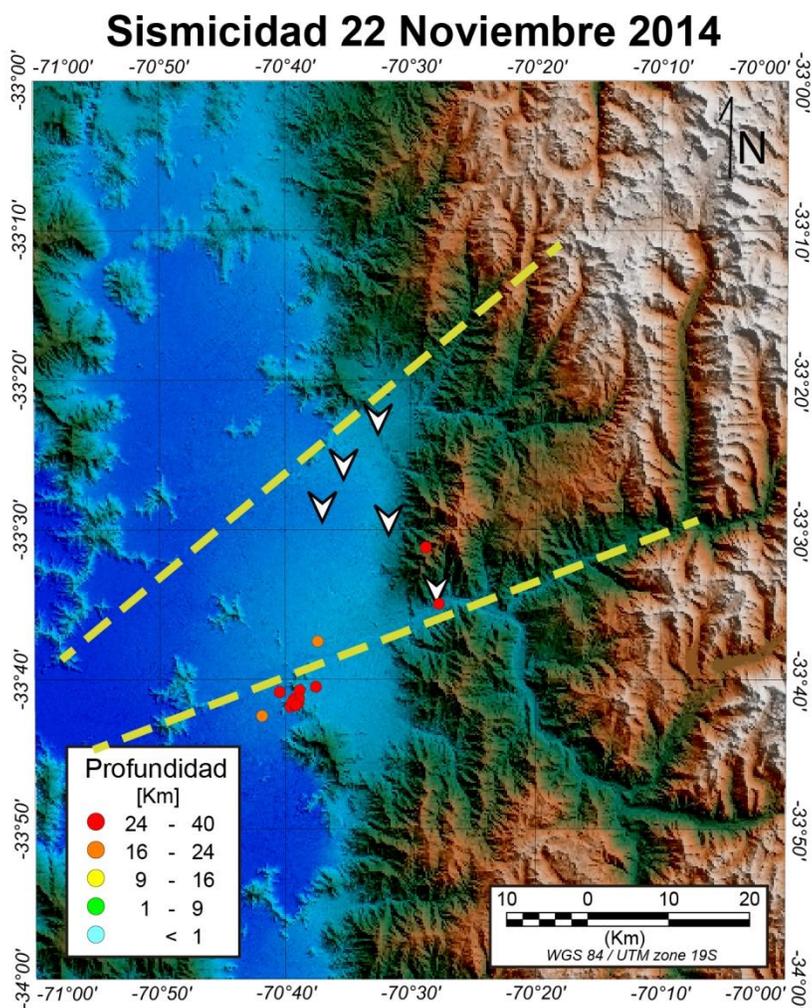


Figura 6.16 Sismos registrados el día 22 de noviembre de 2014. En promedio tienen 26km de profundidad, y probablemente estén alineados en una estructura NE. Después de ese día no se registró sismicidad de características similares. En amarillo posibles lineamientos NE.

6.4 Conclusiones

- Una buena metodología para definir si una falla está activa, es proyectar un plano de ruptura en base al largo de la manifestación en superficie de la falla, y las relaciones de Wells y Coppersmith (1994), y buscar si existe sismicidad en este plano.
- Es muy probable que la FSR se encuentra activa, ya que existen eventos sísmicos asociables espacialmente con la falla (por lo menos 4 eventos en una ventana temporal de 1 año).
- En base a la sismicidad encontrada la falla San Ramón se postula un ángulo de manto alto, aproximadamente entre 60-70°.
- Para profundizar en el conocimiento de la estructura estudiada, se debe generar registros de microsismicidad con un nivel de detección similar al de este estudio, por más de una década.
- La sismicidad encontrada tanto en la red local, como en los registros históricos de USGS sugieren que la FSR no es la única fuente sísmogénica. Por lo que es necesario realizar estudios que analicen las otras fuentes, tanto en magnitud máxima como en recurrencia, ya que estas fuentes no pueden ser despreciadas *a priori*.

7. PELIGRO SÍSMICO

Históricamente se han desarrollado diferentes metodologías con el fin de entender el peligro sísmico. Algunas lo parametrizan mediante la escala de Mercalli, que tiene una relación directa con los daños producidos, pero tiene una dependencia importante al tipo de construcciones de la zona, y no da una medida física directa utilizable en el diseño de edificios. Otros intentos por cuantificar el peligro sísmico, han buscado precisar la aceleración que genera un evento en una determinada posición. Esta última aproximación fue elegida como perspectiva de peligro para este estudio. Su elección se fundamenta por la objetividad en la medición; la facilidad para compararse con cualquier tipo de fuente sismogénica o lugar del mundo; y por ser un dato útil para el diseño de edificios.

Las variables que definen la aceleración generada por un evento se pueden separar en tres principales; 1) Caracterización de la fuente sismogénica en términos de, la magnitud, manto del plano, tipo de cinemática del evento, entre otros; 2) La atenuación de la onda en la corteza, influencia de la distancia al hipocentro, ya sea por la atenuación de la onda por distancia, el comportamiento inelásticamente del suelo, o el estar o no en el bloque colgante; y 3) los efectos de sitio caracterizados por el tipo de suelo, dependiente de propiedades como la velocidad de corte de las capas superficiales, o la profundidad del basamento. Resumida en la Ecuación 7.1.

$$PGA = f(\text{fuente}) * f(\text{atenuación/distancia}) * f(\text{efectos de sitio}) \quad (7.1)$$

Para definir las variables relacionadas con la fuente, es necesario tener una descripción acabada del plano de ruptura del sismo que se desea analizar. Los datos obtenidos en los primeros Capítulos serán suficientes para tener una buena aproximación de la ruptura, agregando observaciones generadas por otros autores. De esta forma se definirán las características fundamentales del problema relacionados con la fuente sismogénica. Para los efectos de sitio se utilizó la profundidad de la cuenca definida en base a la inversión gravimétrica de la cuenca de Santiago (Yañez et al. 2015), y la velocidad de corte de los

primero 30 metros en base a un estudio de sismica de dispersión realizado en la cuenca de Santiago (Leyton et al. 2010b), y el mapa de respuesta sísmica de la cuenca de Santiago del Sernagiomín de 1:100.000, basado en los efectos registrados en el terremoto de 1985 de Valparaíso (ver Figura 7.1 y 7.2).

Para definir las funciones que describen matemáticamente las relaciones entre las características de la fuente, los efectos de sitio y la atenuación de la onda por distancia, con el PGA, es necesario elegir una ley de atenuación que modele con certeza la propagación de las ondas en la corteza. Para esto se realizó una revisión bibliográfica de las distintas leyes de atenuación definidas para sismos corticales, y se eligió la que incluyera la mayor cantidad de variables importantes para definir la atenuación de la onda en su propagación por la corteza, y la que tuviera la mayor cantidad de datos de eventos corticales inversos, que es el mecanismo de deformación esperado para la FSR (Rauld, 2011).

En resumen, para abordar el problema se separa este Capítulo en tres partes principales, la primera que consiste en hacer un resumen de los trabajos de peligro sísmico asociado a fallas corticales que se hayan realizados en esta zona, para tener un contexto de peligro cortical en la zona. La segunda, que busca interpretar los resultados de las cuatro metodologías desarrolladas en los Capítulos anteriores, agregando las observaciones de otros autores, con el objetivo de definir los segmentos de ruptura del sismo característico, y las características de la fuente sismogénica. Por último la tercera, el cálculo de peligro sísmico medido en aceleración, mediante el uso de la ley de atenuación más atinente para el caso de estudio.

7.1 Peligro sísmico en la zona de estudio

La forma de abordar el problema en esta tesis, implícitamente adquiere una mirada determinística, es decir, los valores de aceleración esperados de suceder un evento característico. Esto plantea la discusión de cuál es la manera más correcta de estimar el peligro sísmico, incluyendo la probabilidad de ocurrencia, o analizando

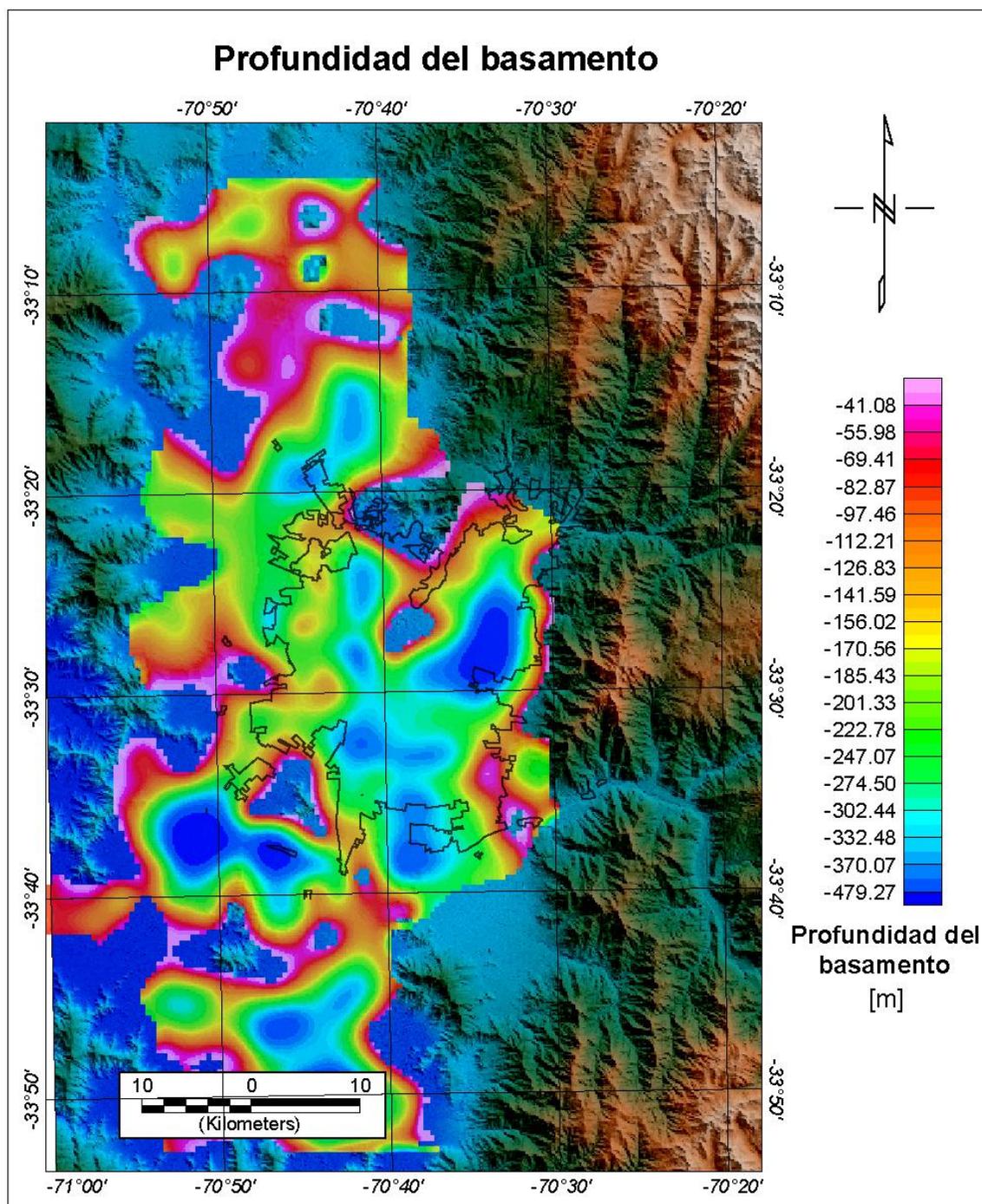


Figura 7.1. Profundidad del basamento obtenido de Yañez et al. (2015)

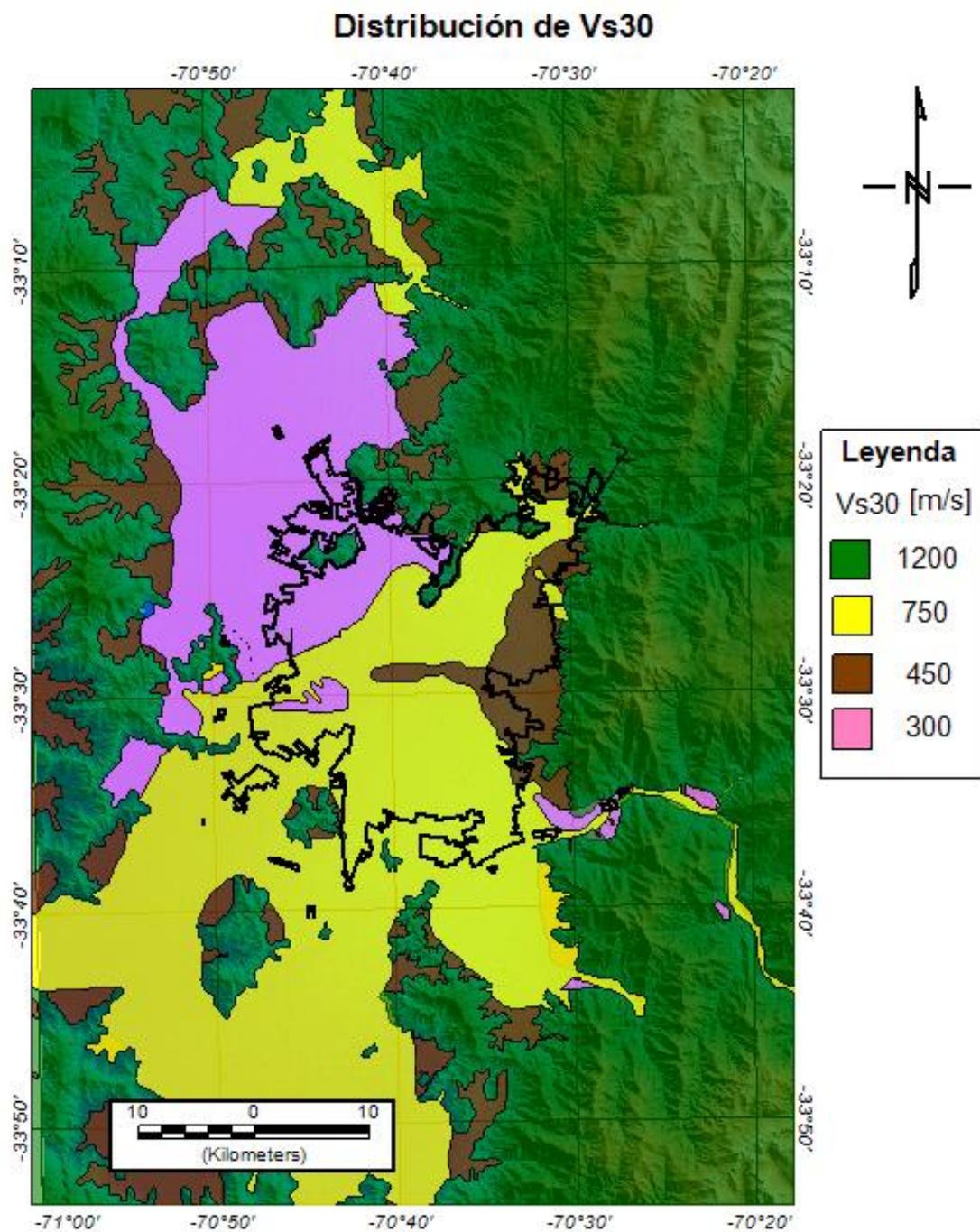


Figura 7.2 Velocidades de corte estimadas según análisis de propiedades sísmicas de los suelos de Santiago (Leyton et al. 2010b) y el mapa de respuesta sísmica de SERNAGEOMIN 1:100.000.

los efectos de producirse el evento, perspectiva probabilística o determinística respectivamente. Existen varios trabajos que buscan entender el peligro sísmico asociado a fallas corticales de la ciudad de Santiago, y en general de la región metropolitana. De una manera probabilística Leyton et al. (2010) separa el peligro asociado a las fuentes interplaca, intraplaca y corticales, todas ellas desde una mirada probabilística utilizando las metodologías de Algermissen y Perkins (1976), Anderson y Trifunac (1978) y por último Reiter (1980). Para los sismos corticales fue asignada una productividad sísmica utilizando la metodología de Lapajne et al. (2003), asignando un sismo máximo según productividad menor a $M=6.7$ en la zona de la falla San Ramón. El parámetro “a” de la ley de Gutenberg-Richter definida para la zona es 3.2, que implica una tasa de recurrencia aproximada de 8.000 años. Este tipo de aproximaciones probabilísticas no permite un análisis preciso de fuentes sismogénicas que pueden relacionarse con fallas geológicas, generando un resultado sesgado por las mediciones de sismicidad registradas en un periodo no mayor a los 35 años (Leyton et al. 2010). Si bien en 23 años se puede generar completitud para sismos $M_w < 6.0$ a nivel de cordillera principal (Leyton et al. 2010), no necesariamente perciben las anomalías generadas por fallas activas que han presentado poca actividad durante el periodo registrado, como es el caso de la FSR. Por lo tanto para definir el peligro sísmico de una falla en específico se debe hacer un análisis exhaustivo de sus características, como en el presente estudio. Adicionalmente, en el trabajo de Leyton et al. (2010) se calculó la aceleración esperada para periodos de retorno de 475 y 1950 años en unidades de suelo con $V_s=360$ y 1500m/s , omitiendo posibles efectos de sitio por estar alejados del objetivo principal de dicho trabajo. Utilizando estos parámetros, Leyton et al. (2010) estima valores de aceleración en el rango de 0.4 y 0.6 g, para la ciudad de Santiago. Estos valores pueden aumentar ostensiblemente al agregar los efectos de sitio, que pueden incluso duplicar las aceleraciones como fue observado en las aceleraciones registradas en Maipú versus Santiago Centro para el terremoto del Maule 2010 (ver Figura 7.12). El último punto importante a

destacar de la aproximación probabilística propuesta por Leyton et al. (2010) tiene relación con que el PGA esperado en el valle central solo depende de la sismicidad intraplaca, y el aporte de la sismicidad cortical es despreciable. Esto sugiere que el peligro sísmico cortical solo es influyente en la cordillera principal, y no en la depresión intermedia donde se concentran la mayor cantidad de ciudades, lo cual será discutido en este Capítulo.

Otra aproximación de peligro más acotada a la falla San Ramón, es el modelo generado por Pérez et al. (2014), que define una ruptura continua alrededor de los 25km donde la falla ha sido mapeada en superficie. Para calcular la aceleración generada por el movimiento se utilizó el modelo de fuente fractal cinemático k^{-2} (Ruiz et al., 2011) que aproxima la aceleración generada desde la modelación de una ruptura sismogénica con funciones de Green para definir la propagación de onda (Ruiz et al., 2011). Pérez et al. (2014) define una fuente de 30 km de largo (tomando en cuenta que generalmente la ruptura en profundidad es un poco mayor a la en superficie), 16km de ancho, con un manteo de 40° , asumiendo además que la falla se detiene a 1km de profundidad, sin llegar a la superficie. Estos parámetros fueron definidos en base a observaciones hechas por otros autores (Armijo et al. 2010, Rauld, 2011) y los sismos encontrados bajo San José de Maipo con mecanismos focales de $30-40^\circ$ (Pérez et al. 2014). Es importante notar que los sismos encontrados bajo San José se encuentran fuera del plano de ruptura propuesto en dicho estudio (más de 6km desde el borde más cercano), por lo que la estimación del ángulo de manteo está más bien fundamentada en los modelos geológicos de Armijo et al. (2010) que en las observaciones sismológicas. Las aceleraciones encontradas llegan hasta 0.7g en lugares muy puntuales, y en general hay un área de 15km de ancho en planta que tiene aceleraciones mayores a 0.3g. Por otro lado, se pueden observar efectos importantes de direccionalidad cuando el epicentro del sismo se encuentra en uno de los extremos del plano de ruptura. Además de una concentración de las mayores aceleraciones en el bloque colgante, que reafirma los efectos de *hanging-wall* observados en otros eventos corticales

(p. ej. Kashmir $M_w=7,6$, Pakistan 2005) son importantes. Esta metodología en específico analiza únicamente el evento que puede generar la falla San Ramón y de una manera determinística. Bajo esta mirada se obtienen resultados de aceleración esperada mucho mayor que los sismos de subducción, sugiriendo la importancia de las fuentes corticales.

Otra mirada para entender el peligro sísmico en base leyes de atenuación de Mercalli (Jorquera, 2008; Silva, 2008). Para estimar el peligro asociado a sismos corticales, Jorquera (2008) analiza la sismicidad y fallas geológicamente identificadas para definir largos de rupturas máximo de zonas de estudio. Este tipo de análisis puede ser impreciso dada la falta de sismicidad, y la dificultad de entender los largos de ruptura de una falla en base a la observación de lineamientos. Para estimar el peligro utiliza la perspectiva probabilística, por lo que sus efectos serían el daño máximo esperado para un periodo de retorno de 50 años en Santiago dada la sismicidad registrada. Los efectos son modelados con la ley de atenuación Bakun y Wentworth (1997), por ser la que más se ajusta a los efectos ocurridos en el sismo de las Melosas 1958. Con esta ley encuentra que la intensidad máxima esperable por eventos corticales es de VII para la parte este de Santiago, y mayor a VI para la parte central, según la escala de Mercalli definida por $Nch3. Of61$. Esto implica colapso de estructuras de albañilería mal construidas.

Silva (2008) por su parte, separa el peligro sísmico asociado a las tres fuentes más importantes para Chile, interplaca, intraplaca y cortical, y evalúa el peligro para periodos de retorno de 10, 50 y 100 años mediante el uso de una ley de atenuación de Mercalli definidas en base a los registros históricos actuales. Las variables que pondera para el cálculo del peligro sísmico, son la distancia hipocentral, magnitud del evento, y profundidad focal, sin tomar en cuenta directamente los efectos de sitio que pueden generarse dependiendo de la litología y propiedades mecánicas del suelo. Concluye que en general el peligro sísmico más importante está dado

por los sismos interplaca, pero que para ciertas longitudes, como 69.6°W , los sismos corticales implican un mayor riesgo, para periodos de recurrencia de 10 y 50 años. En un análisis posterior de los efectos de sitio menciona que es posible generar diferencias entre 0.2 y 1.0 grados de Mercalli en las zonas donde existen gravas con respecto al peligro en roca. Por lo tanto, las dos conclusiones más importantes son que los sismos corticales pueden implicar un riesgo mayor en ciertas zonas, y que los efectos de sitio son importantes a la hora de evaluar el peligro sísmico.

Como ha sido mencionado con anterioridad la subjetividad de la escala de Mercalli, puede generar una sobreestimación de los daños ya que la calidad de las estructuras en general ha aumentado notoriamente dentro de las últimas décadas. Además estudiar el peligro mediante la escala de Mercalli, está sujeto a variaciones muy importantes a nivel mundial, por ejemplo, porque los efectos en Haití pueden ser muy diferentes de los producidos en Chile por las notorias diferencias en infraestructura. A pesar de esto, se genera una alerta de posible colapso de estructuras de albañilería mal construidas (Jorquera, 2008) desde una mirada probabilística, por lo que los efectos de ocurrir un evento pueden ser mayores.

7.2 Definición de Ley de Atenuación

A lo largo de la historia se han generado diferentes leyes de atenuación con la intención de estimar empíricamente el peligro sísmico generado en un evento. En las últimas décadas se ha confirmado que las distintas fuentes sismogénicas generan diferentes aceleraciones (p. ej. Ruiz y Saragoni, 2005). Concluyendo que para estimar el peligro sísmico se deben tratar las fuentes sismogénicas por separado (p. ej. Silva, 2008; Leyton et al. 2010). Como este trabajo apunta a los eventos corticales, no se analizarán leyes de atenuación de sismos asociados a la subducción (p.ej. Ruiz y Saragoni, 2005), y se escogerá una ley entre las que han sido calculadas únicamente para sismos corticales.

El primer punto a discutir, es si es necesario definir una ley de atenuación para sismos corticales únicamente en Chile. En primera instancia puede ser la mejor aproximación, pero dada la baja recurrencia de estos eventos en magnitudes elevadas, es imposible generar una ley con los eventos registrados hasta la actualidad. Más aún si se piensa tener una buena completitud de eventos de magnitud 7, los cuales aún no han sido registrados. Por lo tanto una manera de tener una ley con una buena estadística, es utilizar todos los registros corticales posibles a nivel mundial. De lo cual surge la pregunta de si es necesario realmente generar una ley local, teniendo en consideración que las litologías y propiedades mecánicas, de las rocas y suelos, a nivel mundial no difieren de lo que se encuentra en Chile. En consecuencia, para tener una ley de atenuación precisa, es preferible disponer de la mejor estadística de sismicidad cortical a nivel mundial, considerando diferentes magnitudes, efectos de sitio, manteos, etc. Una ley de atenuación bajo estas características es equivalente a lo desarrollado por Wells y Coppersmith (1994) para la definición de relaciones empíricas entre tamaño, largo, ancho y deslizamiento en fallas. Donde definió que las desviaciones estándar para estas relaciones disminuye al analizar los datos de forma global versus una mirada local (Wells y Coppersmith, 1994). Por lo tanto una buena ley de atenuación será dependiente de la cantidad de sismos que contiene (estadística), y la elección correcta de los parámetros que se conjugan para estimar la aceleración producida por el evento.

Dentro de las observaciones que se han desarrollado en las últimas décadas se han definido ciertos parámetros que son de suma importancia o de primero orden. Estos son la magnitud del evento y la distancia a la cual se encuentra (p. ej. Algermissen y Perkins, 1976; Ambraseys, 1995). Otra variable importante es los efectos de sitio (p. ej. Boore et al. 1997, Chiou y Young, 2008), que han sido estimados principalmente en base a V_{s30} , un promedio ponderado de las velocidades de corte de los primeros 30m de suelo. Esta variable está en discusión respecto a si tiene una relación directa con los efectos de sitio (p. ej. Pinilla, 2012).

Alternativamente, se ha observado que la profundidad del basamento es también una variable muy importante, y que puede relacionarse con la frecuencia natural de vibración del suelo, la frecuencia de Nakamura.

También se han mencionado la existencia otros parámetros, como la direccionalidad de la ruptura (Spudich et al. 2013), la profundidad del evento o profundidad mínima de la ruptura (Youngs et al., 1997; Takahashi et al., 2000; Chiou y Young, 2008), el tipo de falla (Boore et al. 1997; Ambraseys et al. 2005), que puede producir un factor de 0.8 para las fallas normales, y 1.3 para las inversas respecto a las fallas de rumbo (Ambraseys et al. 2005), el ángulo de manteo de la ruptura (Chiou y Youngs, 2014), el amortiguamiento inelástico del suelo (Atkinson, 1989), y por último, los efectos en el bloque colgante para las fallas inversas (p.ej. Abrahamson y Somerville, 1996; Lin et al., 2011; observables en los terremotos de Northridge 1989, y Chichi 1999 respectivamente), este último un parámetro muy importante, ya que las diferencias pueden ser hasta un 50% mayores dentro de los primeros 20km desde la ruptura de la falla (Abrahamson y Somerville 1996).

En base a los parámetros mencionados en la literatura como importantes, se definió que la ley de atenuación más apropiada y coherente con este estudio, es Chiou y Youngs (2014). Esta contiene una gran cantidad de registros, 12.244 pertenecientes a 300 terremotos, principalmente del área de California con mecanismos de rumbo, normales e inversos. Del total de registros cerca de 20% pertenecen a sismos fuera de California, específicamente un total de 2.587 registros de 18 terremotos bien registrados de Japón, Italia, Taiwan, China, entre otros. Los eventos fuera de California tiene una gran importancia en la calibración de los efectos producidos por eventos de $M > 6$ (Chiou & Young, 2014), que son los de real interés para este estudio. Esta ley de atenuación se generó en el marco del proyecto *Next Generation Attenuation Relationship* (NGA), y en específico para perfeccionar la ley definida por Sadigh et al. (1997) para terremotos corticales

de California. Los parámetros incluidos dentro de esta ley de atenuación se resumen en la Ecuación 7.2. Para calcular la aceleración esperada en un medio rígido (PGA) se utilizó el programa PSFC para Matlab, que se adjunta en el anexo 7.1. Esta ley también puede estimar los efectos para distintos periodos de vibración de las estructuras, lo cual será discutido al final del Capítulo.

$$PGA = f(F_{RV}) * f(F_{NM}) * f(Z_{TOR}) * f(\delta) * f(M) * f(DDP) * f(R_{RUP}) * f(F_{HW}) * f(V_{s30}) * f(Z_{1.0}) + f(\sigma) \quad (7.2)$$

En donde se destacan en verde los efectos relacionados con la fuente sismogénica, en rojo la atenuación producto de la distancia, y en azul los efectos de sitio, relacionados con las variables que se explican a continuación:

F_{RV} = Variable para simular los efectos de una falla normal (1 si es normal, 0 si no).

F_{NM} = Variable para simular los efectos de una falla inversa (1 si es inversa, 0 si no).

Z_{TOR} = Profundidad del tope de la ruptura.

δ = Ángulo de manto del plano de ruptura.

M = Magnitud del evento.

DDP = Variable dependiente de la direccionalidad del evento.

R_{RUP} = Distancia al plano de ruptura.

F_{HW} = Variable para describir los efectos de *hanging-wall* o bloque colgante (1 colgante, 0 no).

V_{s30} = Promedio ponderado de velocidad de corte en los primeros 30 metros.

$Z_{1.0}$ = Profundidad a la que se encuentra $V_S=1.0\text{km/s}$, o profundidad del basamento.

σ = Desviación estándar de una función normal que agrega confiabilidad al resultado.

7.3 Caracterización de fuente sismogénica

Como fue justificado en la Sección 7.2 la ley de atenuación que se utilizará en este trabajo es la desarrollada por NGA durante los últimos 10 años, y que se resumen en el trabajo de Chiou y Young (2008, y 2014). Dentro de los parámetros de la fuente que son necesarios definir se encuentran cuatro puntos de gran importancia: 1) tipo de falla, inversa, normal, o rumbo; 2) ángulo de manteo de falla; 3) profundidad de mínima de la ruptura; 4) Magnitud del sismo. En base estos criterios se puede definir la forma del plano de ruptura, lo cual también es influyente en los efectos de hanging-wall, el parámetro de cercanía al plano de ruptura, entre otros.

7.3.1 Tipo de falla

Existen diversas evidencias sobre la cinemática correspondiente a la falla San Ramón (Thiele, 1980, Godoy et al. 1999; Rauld, 2002; Charrier et al. 2002, Armijo et al. 2010, Rauld, 2011, Vargas et al. 2014). La observación más evidente es la existencia de un escarpe en el piedemonte cordillerano, en donde el bloque al este del escarpe se encuentra alzado con respecto al bloque oeste, por lo que sería una falla con componente vertical importante. Los afloramientos del relleno sedimentario pleistoceno inferior-medio en el cerro Apoquindo, indicarían un alzamiento de unidades más viejas al este de unidades más jóvenes de sedimentos holocenos que forman la cuenca de Santiago (Rauld, 2002). Además de un basculamiento de los estratos en el bloque este, que sugieren una rotación de los estratos alzados, manteando en contra de la pendiente natural de la cuenca. Esto también es observable en relleno sedimentario pleistoceno inferior-medio que se

encuentra bajo la quebrada de Macul. En base a estas características y las evidencias de un manteo hacia el este, tanto en paleosismología (Vargas et al. 2014) como reconstrucción geométrica (Rauld, 2011), nos permite concluir un carácter inverso de la falla, lo cual se reafirma con el perfil TEM realizado en este estudio descrito en la Sección 2.4.1 (ver Figura 7.3b).

7.3.2 Ángulo de manteo de la falla

El ángulo de manteo de la falla ha sido discutido en diversos estudios, uno de los modelos desarrollados, menciona una falla de manteo entre $\sim 50^{\circ}$ - 60° E que disminuye su manteo en profundidad llegando a una zona de desacople en la corteza con un manteo de 4 - 5° E (Armijo et al. 2010). En un estudio de reconstrucción geológica de la zona, en base a dataciones de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y U/Pb, y observaciones de campo, Fock (2004) sugiere un proceso extensivo Eoceno superior- Oligoceno superior, posterior a la formación Abanico, en donde se generó una cuenca de extensión con borde de fallas normales de alto ángulo sin precisar su manteo, como la falla San Ramón, El diablo, o Infernillo, que permitió la depositación de la formación Farellones en el Mioceno. Estas estructuras serían las principales de la zona, las cuales se han reactivado constantemente con diferentes cinemáticas, conservado su manteo de alto ángulo (Fock, 2004; Charrier et al., 2002).

En base a la reconstrucción tectónica del frente cordillerano y la generación de pliegues en la formación abanico la falla San Ramón presenta un manteo de 40° E bajo los 3-4km de profundidad, aumentando su manteo en superficie hasta aproximadamente 60° E (Rauld, 2011). Es importante mencionar que estos son modelos de reconstrucción geológica que no necesariamente son exactos, y muchas veces están sujetos a interpretaciones. Esto queda en evidencia al cuestionamiento que se ha realizado durante la última década sobre el manteo de la zona de desacople cortical a 15km de profundidad manteando hacia el este según lo propuesto por Armijo et al. (2010) que se refuta con los modelos de una rampa

de despegue con manteo hacia oeste en base a la sismicidad cortical observada (Farias et al. 2010), en donde la FSR constituye una falla de retro-corrimiento de segundo orden.

A pesar de las diferencias en el significado de las estructuras que gobiernan la zona, en la mayoría de los trabajos se postula que la FSR es una falla de alto ángulo mayor a 50° E (Fock 2004, Armijo et al. 2010, Farias et al. 2010, Rauld 2011). Lo cual es menor a las observaciones de uno de los pocos afloramiento de la falla en el cerro Apoquindo, donde la falla tiene un manteo subvertical (Figura 7.3a). Las observaciones relajadas en la inversión de TEM de este estudio (Figura 7.3b) también sugieren una falla de alto ángulo en superficie, con varios planos de ruptura. En base a las últimas observaciones, más la sismicidad encontrada en el Capítulo 6 el ángulo de manteo de la falla es definido en 65° E. Lo cual concuerda con la observación del escarpe en profundidad en los perfiles gravimétricos del piedemonte, donde se asumen que el retroceso del escarpe es pequeño.

7.3.3 Profundidad de la ruptura

El parámetro a caracterizar para modelar el peligro sísmico según la ley empírica de Chiou y Young (2014) es la profundidad mínima de la ruptura “Ztop”. En otras palabras, si la falla llega a romper en superficie o es una falla ciega. En general en la literatura se ha mencionado que la FSR aflora en superficie (Armijo et al. 2010; Farias et al. 2010), sin embargo, no se ha precisado si la manifestación de esta falla está relacionado con la formación de un pliegue de falla inversa, o la ruptura en superficie. Las observaciones en las inversiones gravimétricas de este estudio, no permiten tener certeza sobre la ocurrencia de uno u otro escenario. La única modelación de peligro sísmico puntual hecho para la falla (Perez et al. 2014), asume que el plano de ruptura llega hasta 1km de profundidad, tomando una postura conservadora desde el punto de vista de una ruptura de 30km de largo. Aún así en ese mismo trabajo se menciona la posibilidad que tiene la falla de romper en superficie, en base a diferentes observaciones geológicas de campo. Los

trabajos de Rauld (2011) y Armijo et al. (2010), menciona la FSR como una estructura que rompe en superficie.

La inversión obtenida del TEM realizado en el presente estudio, identifican unidades subverticales permeables, que se interpretan como planos de deslizamientos saturados debido al alto grado de fracturación de estas unidades (ver Sección 2.4.1). Esto indica que la ruptura que genera la falla San Ramón por lo menos llega hasta la roca que se encuentra a menos de 200m de la superficie. Por otro lado, el afloramiento en el cerro Apoquindo (Figura 7.1a) es un buen ejemplo de que la falla puede generar deslizamientos en las unidades sedimentarias del cuaternario no consolidados (Rauld, 2011). Adicionalmente, el mismo autor identifica claramente un plano de falla en los sedimentos como una unidad subvertical de no más de 2m de ancho, y que genera una discontinuidad notoria en el manto de los sedimentos. Por otro lado, los estudios de paleosismologías identifican un plano de deslizamiento entre sedimentos en una trinchera de 5m de profundidad (Vargas et al. 2014). En esta trinchera, se identifican dos eventos principales de desplazamiento en los últimos 17.000-19.000 años, evidenciando la posibilidad de ruptura en superficie de la falla. Por lo tanto en base a estos tres argumentos se plantea que la falla San Ramón puede romper en superficie, y por lo tanto el parámetro Z_{top} de la ley de atenuación postulada por Chiou y Young (2014) se define como 0km.

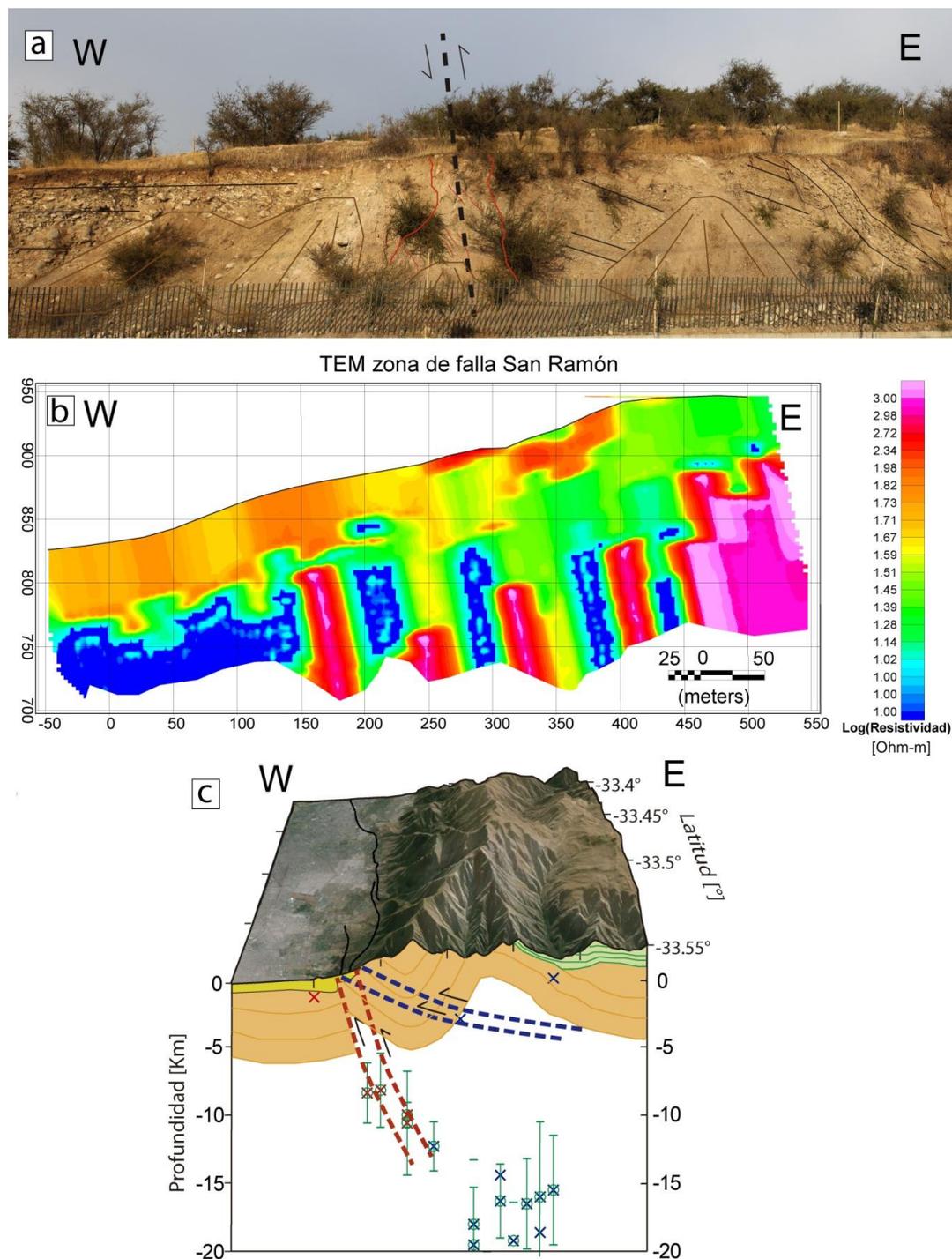


Figura 7.3. Observaciones sobre el ángulo de manteo, y manifestación en superficie de la falla San Ramón. a) Afloramiento del cerro Apoquindo; b) inversión de las mediciones de TEM; c) resultados de la sismicidad registrada durante un años.

7.3.4 Magnitud del sismo característico y definición del plano de ruptura

En específico, para la falla San Ramón se ha buscado definir el sismo característico de diversas maneras. Si los segmentos definidos en base a imágenes satelitales, DEM, interpretación geológica y análisis de campo actúan independientemente en promedio es esperable un sismo de $M_w=6.3$, y de activarse en conjunto podrían llegar a generar un evento de magnitud $M_w=6.9-7.5$ (Rauld, 2011). Utilizando la metodología de Lapajne et al. (2003) que asume que la sismicidad registrada es proporcional a la productividad sísmica de cada subfuente, aproxima un evento máximo en la FSR de $M_w=6.7$, en base a un registro de 35 años, y asumiendo que las fallas corticales de la cordillera principal pueden generar eventos de hasta $M_w=7.5$ (Leyton et al., 2010). La representatividad de una falla con un registro de 35 años, es cuestionable ya que la recurrencia de las fallas corticales fluctúa entre 1.000 a 10.000 años, por lo que pueden haber periodos de baja actividad.

Por otro lado, la posibilidad de un evento de magnitud $M_w=7.5$ en la cordillera de los Andes también es discutible, ya que no existen evidencias paleosismológica clara de una ruptura incuestionable que haya generado un evento de dicha magnitud, probablemente por la escasa cantidad de trabajos de esta índole. Mientras que los registros históricos de sismos corticales en la cordillera no contienen eventos mayores a $M_w=6.5$ (Teno, 2004), tomando en cuenta que el registro no supera los 50 años. Otros estudios han asumido que la FSR es capaz de generar un sismo en toda su extensión, generando un evento de $M_w=6.9$ a 7.5 (Armijo et al. 2010, Pérez et al. 2014), quedándose en el extremo superior de las observaciones. Estas observaciones están basadas en un posible plano de falla de 30km de ancho, bajo el supuesto que la sismicidad observada a 9km de profundidad bajo San José estaría relacionada con la falla (Pérez et al. 2014). Por lo tanto esta es una visión conservadora ya que no existen evidencias suficientes para relacionar esta sismicidad con la falla San Ramón, principalmente por falta de

un estudio de microsismicidad preciso que permita observar una continuidad de la estructura. En una aproximación más global, Jorquera (2008) define un lineamiento de 47km de largo en donde se encontraría el escarpe de la falla San Ramón. Utilizando las relaciones empíricas de Wells y Coppersmith (1994) y Konstantinou et al. (2005) este autor define un sismo máximo de $M_w=7.2$, pero discute acerca de la posibilidad de que estos lineamientos actúen de forma de segmentos, como por ejemplo de falla North-Anatolia en Turquía (Jorquera, 2008).

Para estimar la magnitud del sismo característico se puede relacionar los largos de ruptura en base a relaciones empíricas (ej. Wells y Coppersmith, 1994; Blaser et al., 2010; Konstantinou et al., 2005), que para fallas corticales inversas significa ocupar las Ecuaciones 7.2 y 7.3. Otra metodología para estimar la magnitud del sismo característico es definir el largo, ancho y desplazamiento generado en el evento, y en base a la Ecuación 7.4 estimar la energía liberada por el sismo, que puede ser pasada a magnitud de momento mediante la Ecuación 7.5, para unidades valores de momento sísmico “ M_o ” en N-m.

$$\log(L) = -2.17 + 0.54 * M_w \text{ (Blaser et al. 2010) (7.2)}$$

$$\log(SRL) = -2.86 + 0.63 * M_w \text{ (Wells y Coppersmith 1994) (7.3)}$$

$$M_o = \mu * A * S \quad (7.4)$$

$$M_w = \frac{2}{3} [\log(M_o) - 9.1] \text{ (Hank y Kanamori, 1979) (7.5)}$$

En base a las metodologías empleadas en este trabajo se pueden definir ciertos segmentos dentro de la traza de la FSR, donde el desplazamiento acumulado en la falla ha sido mayor, y por lo tanto definir largos de ruptura característicos de la falla que sean consecuentes con los desplazamientos observados. La metodología más potente a la hora de observar estas discontinuidades es la gravedad, ya que observa la manifestación de la falla sin ningún efecto erosivo de superficie. El

Stram gradient index, apunta a integrar el alzamiento superficial dentro de los drenajes fluviales, y solo permite definir áreas de mayor alzamiento, sin definir con claridad la manifestación de la falla para un segmento. Mientras que el índice de sinuosidad es capaz de diferenciar el alzamiento por segmentos, pero existen varios procesos superficiales independientes en cada traza que pueden tergiversar las interpretaciones. Para omitir esta posible tergiversación, la interpretación de los resultados debe realizarse entre segmentos contiguos, ya que estos están sometidos a procesos erosivos similares y con un basamento idéntico. En base a la gravedad podemos definir cuatro segmentos principales, en la comunas de Chicureo, Vitacura-Las Condes, La Reina-Peñalolén y La Florida. A continuación serán detallados los segmentos y se calculará la magnitud del sismo característico esperable para cada uno de ellos. Para realizar este cálculo mediante la Ecuación 7.3 y 7.4, se asumirá un posible desplazamiento entre 1 y 4 m (Vargas et al. 2014, Armijo et al. 2010), y un ancho de 10-15km basándose en las observaciones de sismicidad. El ancho se basa en que la sismicidad registrada asociable a la falla llega hasta 12.5km, por lo que es difícil considerar que la estructura necesariamente termina ahí, por lo tanto tomando en cuenta que el ángulo de la falla es 65° , el ancho puede llegar a 15km. Un resumen de los segmentos definidos se presenta en la Figura 7.4, para identificar las diferentes señales que sugieren el alzamiento producido por la falla, observar las figuras explicitadas en el texto.

7.3.4.1 Segmento de Chicureo

Uno de los dos perfiles gravimétricos realizados en esta zona, muestra una clara señal de actividad de la falla (ver perfil L2 en Figura 3.5), por lo tanto se plantea un segmento de ruptura posible con un largo definido en base al lineamiento geomorfológico en superficie. En esta zona se observan varios escarpes en superficie que dada la anomalía de gravedad pueden estar relacionados con la actividad de la falla. Por otro lado el borde de cuenca tiene un valor de sinuosidad ($IS=1.43$) menor que el promedio de la zona, lo que también sugiere la actividad

de la falla. Los procesos de depositación de la cuenca en esta zona no son necesariamente iguales a los de la zona central del área de estudio (presencia de sedimentos lacustres), por lo que este índice se puede ver influenciado por procesos específicos de esta zona. A pesar de esto, el valor obtenido de la falla es relativamente bajo, o cercano a 1 en comparación a las fallas activas estudiadas con esta metodología. El rango registrado para una falla activa va entre 1.0-1.50, por lo tanto esto sugiere la posible actividad de este segmento.

Con respecto a las mediciones de *Stream Gradient Index*, podemos ver una anomalía positiva en la zona del escarpe en superficie, lo que también sugiere la actividad de la falla (Figura 5.10). Además son observables dos lineamientos de valores altos de SL en los drenajes que cortan el escarpe en superficie (ver figura 5.10), lo cual puede estar relacionado con la existencia de *nickpoint* producto de la actividad de la falla (p. ej. Burbank y Anderson, 2001). Además hacia lado sur de esta zona, las mediciones de SL sugieren un posible lineamiento de menor magnitud, y que podría estar relacionado con la continuidad de este segmento. Probar esta hipótesis queda fuera del alcance de este trabajo. Por lo tanto es importante aclarar que la traza definida en esta área puede estar subestimada, y es necesario realizar un estudio en profundidad con el fin de comprender cabalmente el posible plano de ruptura máximo de esta zona. De esta manera el segmento trazado se restringe al sector donde hay certeza de la presencia de la falla. El largo total del segmento fue definido en 5.3km (ver Figura 7.4). Dado que el largo observado de la falla es corto, el ancho estimado es de 5km en base a las relaciones empíricas de Wells y Coppersmith (1994). De esta forma, la magnitud esperada para este segmento de acuerdo a las distintas estimaciones es de:

$M_w = 5.3$ (Blaser et al. 2010)

$M_w = 5.9$ (Wells y Coppersmith, 1994)

$M_w = 5.9 - 6.2$ (Por momento sísmico)

7.3.4.2 Segmento Vitacura - Las Condes

Este segmento ha sido estudiado en trabajos anteriores (Rauld, 2002 y 2011) y su continuidad hacia el sur es un punto importante a analizar. En esta zona se pueden observar varios escarpes en profundidad visibles en los perfiles gravimétricos. En cada perfil se detecta la existencia de entre 1 y 3 escarpes de falla en el basamento, no necesariamente uno como se observa en algunas partes de la superficie (ver Figura 3.9 o 3.10). A nivel de este segmento, se observa la tendencia a disminuir la cantidad de anomalías gravimétricas interpretadas como escarpes de falla, hacia el sur. En la parte norte y centro de este segmento hay entre 2 y 3 escarpes por perfil, mientras que en el perfil 8 existe una única anomalía. Más al sur en los perfiles 9 y 10 no existen anomalías asociables a la actividad de la falla, lo que sugiere que la actividad llega hasta el perfil 8 (ver Figura 3.9b). El índice de sinuosidad en esta zona es el más alto del área de trabajo ($IS=1.17$), lo que sugiere una actividad importante. Este valor puede ser mayor que el promedio de la zona, ya que este fue calculado en el contacto entre rocas sedimentarias pleistocenas del cerro Calán, Apoquindo, y Los Rulos, y los sedimentos holocenos de la cuenca de Santiago. Si bien, esto implica un menor tiempo de erosión del frente montañoso, el alzamiento de estas unidades cuaternarias por sobre la cuenca de Santiago implica una gran actividad de la falla, más aún por estar cerca del cauce del río Mapocho que puede ser un agente erosivo importante. Esta observación geológica sugiere que este segmento se encuentra más activo que los circundantes, lo que se respalda en el índice de sinuosidad cercano a 1, las anomalías de gravedad, y los valores de *Stream Gradient Index* altos en el bloque central del área de estudio (Figura 7.4).

Inmediatamente después de este segmento vemos una zona con un valor de índice de sinuosidad alto mayor a dos, que en conjunto con la ausencia de anomalía gravimétrica sugieren una discontinuidad en el alzamiento (Figura 7.4). Analizar esta discontinuidad es trascendental para entender el sismo característico que podría generar la falla San Ramón en esta zona. La ausencia de una manifestación

en las distintas metodologías realizadas en este estudio, difieren con la presencia de un escarpe relativamente formado entre la transición de este segmento y el siguiente (Rauld, 2011). Por lo tanto puede que no necesariamente estos segmentos actúen independientemente, sino más bien que la poca manifestación superficial al sur de este segmento se deba a una transición en la cinemática del desplazamiento, que genera una ruptura en superficie de la falla no completamente continua en magnitud. En esta zona de transición la falla cambia de rumbo, por lo tanto pueden haber fenómenos tanto de discontinuidad de ruptura como cambio de cinemática. Las observaciones realizadas por Wesnousky (2008) en la ruptura superficial de varios eventos, sugiere que los segmentos de ruptura a menos de 3-5 km de distancia pueden ser activados por el desplazamiento del segmento colindante. Como en este caso, los segmentos se encuentran a una distancia menor a 2km (Figura 7.4), existe la posibilidad que se activen en conjunto. Dado esto, se modelará el peligro sísmico de un segmento continuo entre Vitacura y Peñalolén, y dos segmentos por separado en base a las metodologías realizadas en el presente trabajo. Vale la pena preguntar si este segmento con el próximo de activarse al mismo tiempo, generarían 2 sismos de magnitud $M_w \sim 6$ (p. ej. $M_w = 6.5, 6.1, 5.7$ Asnam, Argelia 1980) o se activarían en una gran ruptura que una estos dos segmentos. El largo definido para este segmento es de 8.8km, y se ocupa un ancho de 10km, y en el caso de que rompan los dos segmentos en continuo se ocupa un largo de 18.4km y un ancho de 15km.

Caso 1 segmentos individuales:

$M_w = 5.8$ (Blaser et al. 2010)

$M_w = 6.2$ (Wells y Coppersmith, 1994)

$M_w = 6.2 - 6.6$ (Por momento sísmico)

Caso 2 segmento único:

Mw = 6.4 (Blaser et al. 2010)

Mw = 6.5 (Wells y Coppersmith, 1994)

Mw = 6.5 - 6.9 (Por momento sísmico)

7.3.4.3 Segmento La Reina - Peñalolén

A sur del perfil 10 la anomalía gravimétrica vuelve a desarrollar continuidad NS hasta el perfil 15 (ver Figura 3.9b). En esta zona el índice de sinuosidad disminuye a un valor de 1.32, que también sugiere actividad en la falla. En esta zona el escarpe en superficie se encuentra bien mantenido y en la parte central se desarrollan dos escarpes de más de 40m de resalto. Un ejemplo de zona donde el escarpe es notorio son los terrenos de la Universidad Adolfo Ibañez, donde fue realizado el perfil TEM. La actividad de la falla también se reafirma en los altos valores de *Stream Gradient Index* desarrollados en el frente cordillerano en la parte central del área de estudio (Figura 7.4). En esta zona se pueden observar nuevamente unidades sedimentarias pleistocenas como las del cerro Calán, lo que reafirma el alzamiento producido en este segmento.

Hacia el sur existe una zona de transición o de generación de varios escarpes en superficie que produce una discontinuidad longitudinal en la traza de la falla, que ha sido interpretada en este estudio como una segmentación de la ruptura.

El largo definido para este segmento es de 8.5km y se ocupa un ancho de 10km.

Mw = 5.7 (Blaser et al. 2010)

Mw = 6.1 (Wells y Coppersmith, 1994)

Mw = 6.2 - 6.6 (Por momento sísmico)

7.3.4.4 Segmento La Florida - Puente Alto

El segmento más al sur identificable por las distintas metodologías empleadas, tiene una anomalía de gravedad menor en su extremo sur, y en general la continuidad lateral en forma y magnitud de las anomalías gravitacionales no es tan evidente como la de los otros segmentos. El valor de índice de sinuosidad es alto para este segmento ($IS=2.12$), lo que no necesariamente significa que la falla esté inactiva ya que esta traza no atraviesa el borde de cuenca. Es otras palabras la geomorfología del frente cordillerano no está relacionado directamente con la actividad de la falla en esta zona. Esta aseveración tiene implicancias en que tan importante es la FSR en el alzamiento del frente cordillerano central de Santiago (entre las latitudes $33^{\circ}25'$ y $33^{\circ}35'$), específicamente la cumbre San Ramón. Esto, ya que la FSR no tiene una clara influencia en la totalidad del frente, por lo tanto el pliegue generado en la formación abanico no necesariamente tiene relación con la actividad de la falla, y puede producirse por una rampa de despegue independiente a la FSR. Si bien estas manifestaciones geológicas (pliegue y escarpe de falla) se encuentran espacialmente relacionadas y tengan un campo de esfuerzos similares, no necesariamente son producto del mismo proceso tectónico.

El valor de *Stream Gradient Index* de esta zona sigue siendo alto por encontrarse en el frente cordillerano central de Santiago (Figura 7.4). Hacia el sur, en Pirque, los resultados de todas las metodologías no demuestran un alzamiento importante en el frente cordillerano, al menos en comparación con la zona central donde el escarpe es evidente. El valor de *Stream Gradient Index* es bajo, y tomando en cuenta que la erosión definida mediante la ley de escorrentía también es baja, el alzamiento en general debe ser menor. Además no son observables anomalías en la gravedad, y el índice de sinuosidad es alto ($IS=2.08$). Por lo tanto de existir la falla San Ramón en esta zona, no atraviesa en el piedemonte, posiblemente se encuentre más al oeste donde se ha trazado la falla Pocuro, o más al este en el cordón montañoso entre Pirque y San José.

El largo definido para este segmento entre La Florida y Puente Alto es de 10.3km, y se ocupa un ancho de 10km.

Mw = 5.9 (Blaser et al. 2010)

Mw = 6.2 (Wells y Coppersmith, 1994)

Mw = 6.3 - 6.7 (Por momento sísmico)

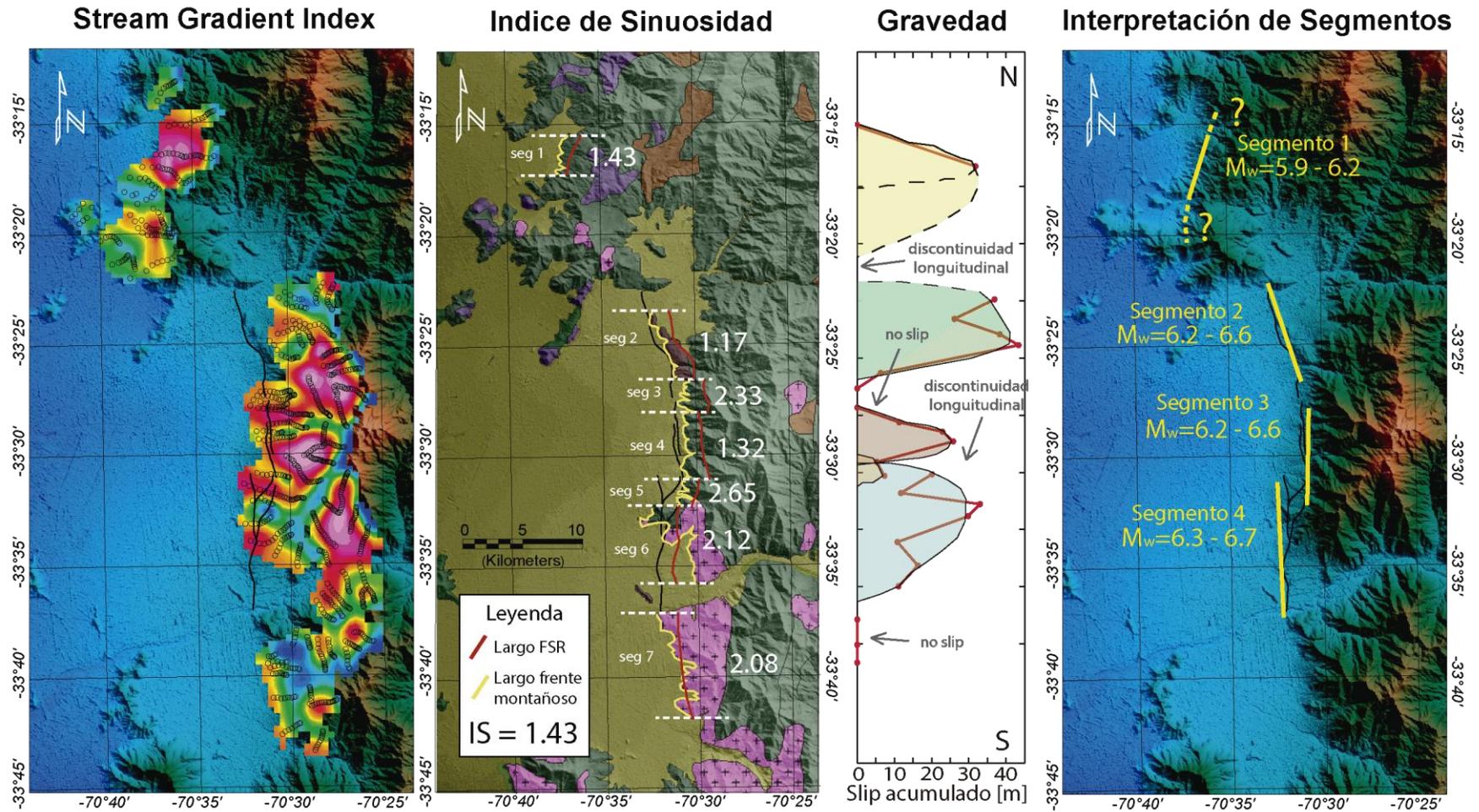


Figura 7.4. Interpretación de Segmentos ocupando conjuntamente las tres metodologías desarrolladas en los Capítulos anteriores. Los resultados de estas metodologías se profundizan en los Capítulos 3, 4, y 5, para la gravedad, Índice de Sinuosidad y Stream Gradient Index, respectivamente.

7.4 Peligro sísmico

7.4.1 Resultados de Peligro sísmico

Primero se analizarán los resultados de cada segmento por separado, para después presentar un mapa en conjunto, como el resultado final de peligro determinístico para la ciudad de Santiago producto de la presencia de la falla San Ramón (Figura 7.10). Para calcular los mapas de peligro se generó una malla con puntos cada 1 km dentro del área que puede ser afectada por la falla de 60 km ancho por 90 km de alto, y se definió una matriz con las posiciones (x,y) de cada punto, más las propiedades de V_{s30} y profundidad del basamento (Leyton et al. 2010b, Yañez et al. 2015). Una vez definida la malla con las propiedades de (x,y), V_{s30} , $z_{1.0}$, se utilizó el programa PSFC que define los parámetros geométricos para calcular el PGA, según ciertos criterios que definen el plano de ruptura definidos en la Sección 7.3. La magnitud del evento utilizada es la definida por el momento sísmico, ya que esta es independiente de la aplicabilidad de las relaciones empíricas de Blaser et al. (2010) y Wells y Coppersmith (1994) a las fallas corticales de Chile. El programa PSFC se encuentra en los Anexos 7.1.

Se puede observar que para el segmento de Chicureo, las aceleraciones mayores se concentran en la zona de los sedimentos, esto producto de la presencia de suelos arcillosos de bajo V_{s30} , siendo los efectos de sitio más importante que el efecto de bloque colgante. Además es importante notar que los efectos de *hanging wall*, o bloque colgante, son más notorios en los eventos grandes, y en base a las observaciones de este trabajo este segmento tiene un potencial sismogénico menor $M_w=6.2$. Sin embargo, es importante notar que este estudio no es concluyente en la extensión de este segmento de ruptura, dado que las mediciones tomadas en este tramo no son lo suficientemente densas para poder definir con precisión el segmento de ruptura, como si lo son para los otros segmentos.

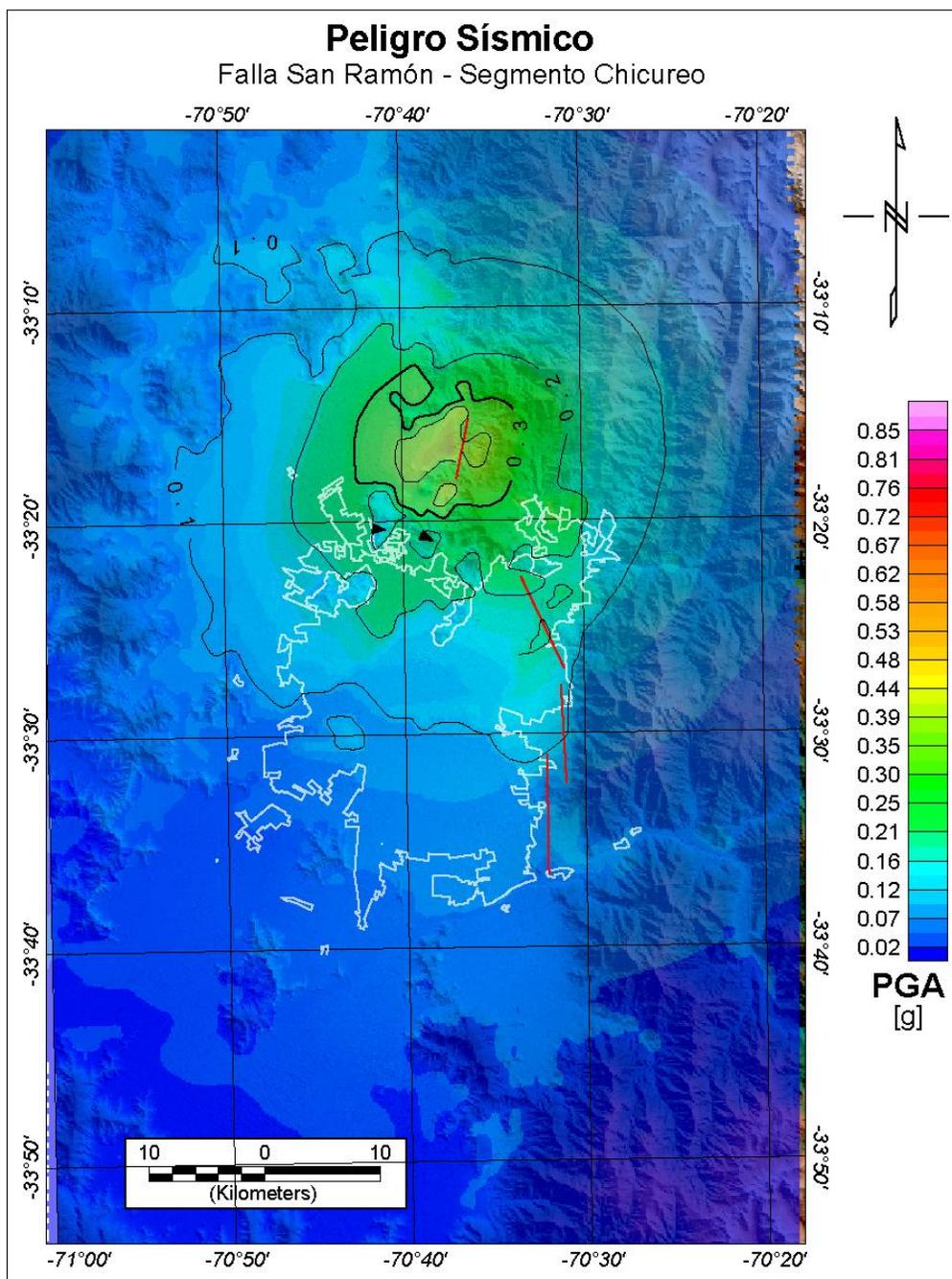


Figura 7.5. Peligro sísmico asociado al segmento de Chicureo. En un mapa de colores la aceleración esperada de ocurrir el evento, se marcan en negro las líneas de contorno. En rojo, los segmentos utilizados para el cálculo de peligro, el más cercano a la zona de aceleración máxima es el segmento de Chicureo. En blanco el perímetro de Santiago.

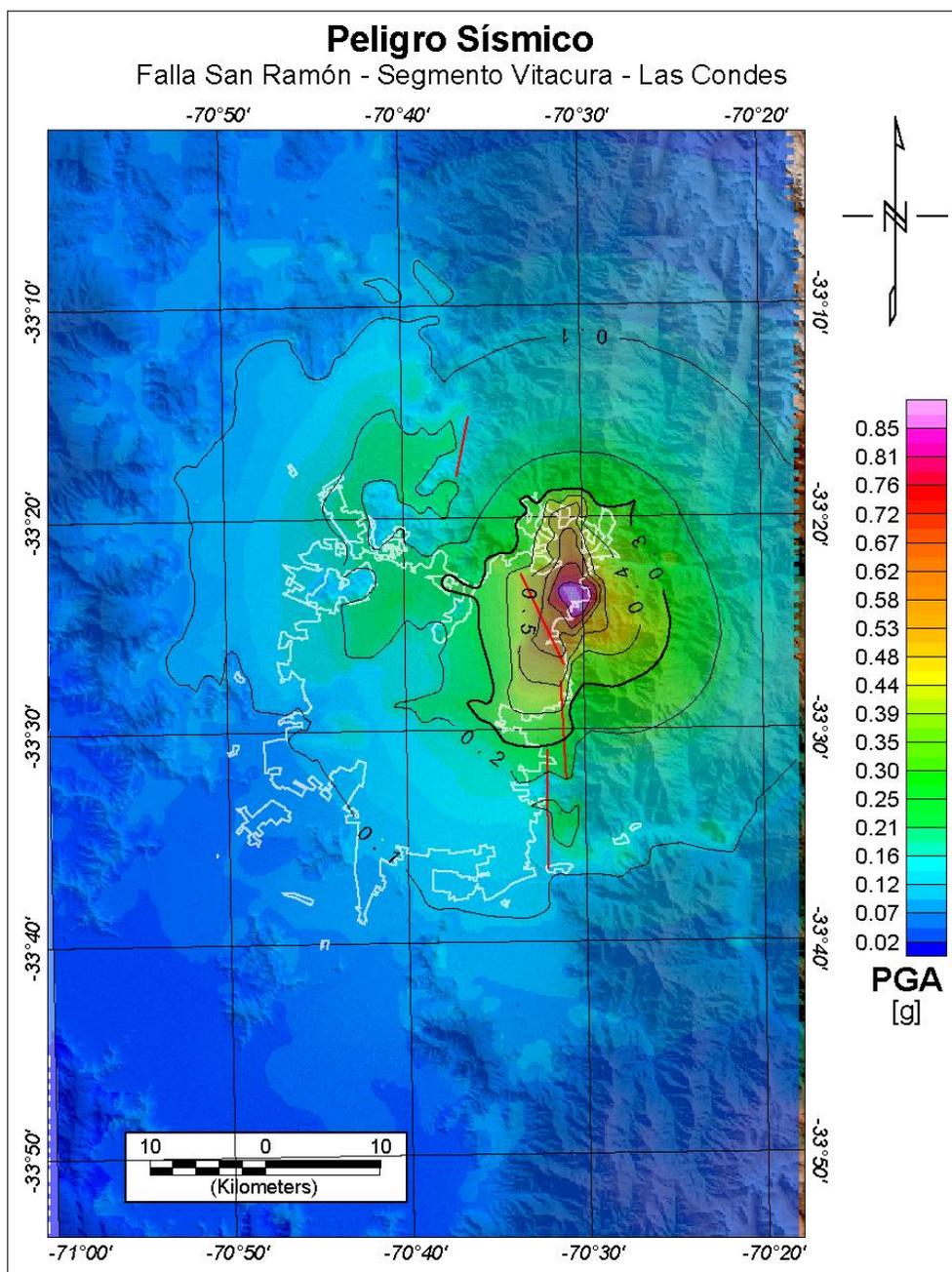


Figura 7.6. Peligro sísmico asociado al segmento de Vitacura – Las Condes. En un mapa de colores la aceleración esperada a de ocurrir el evento en este segmento, se marcan en negro las líneas de contorno. En rojo, los segmentos utilizados para el cálculo de peligro, el más cercano a la zona de aceleración máxima es el segmento de Vitacura – Las Condes. En blanco el perímetro de Santiago.

En el segmento de Vitacura - Las Condes, se observa una importante aceleración (0.5-0.8g) hacia el este de la falla (Figura 7.6), dado que esta zona se encuentra en el bloque colgante con sedimentos aluviales y fluviales, que pueden generar efectos de sitio con respecto a la roca. Es importante notar que en esta zona actualmente la construcción de edificios no es tan masiva, pero se encuentra el estadio San Carlos de Apoquindo, y el centro de estudios nucleares CECHEN, entre otra infraestructura importante como colegios y hospitales.

La aceleración producida en el segmento La Reina - Peñalolén es menor con respecto a los otros (menos de 0.5g versus valores máximos de 0.85g). Aún así, es elevado en la zona oriente de Santiago, en la parte cercana a la ruptura en superficie donde se concentran sedimentos aluviales (ver Figura 7.7). Dentro de la zona de mayor aceleración de este segmento se encuentran construido el campus más importante de la universidad Adolfo Ibañez.

En el segmento de más al sur La Florida – Puente Alto se observa nuevamente la presencia de sedimentos en la parte del bloque colgante como el segmento de Vitacura – Las Condes, generando aceleraciones mayores a 0.7g (ver Figura 7.8). En esta zona, la urbanización es baja por lo que limitar su construcción puede ser una medida de mitigación de riesgo muy efectiva.

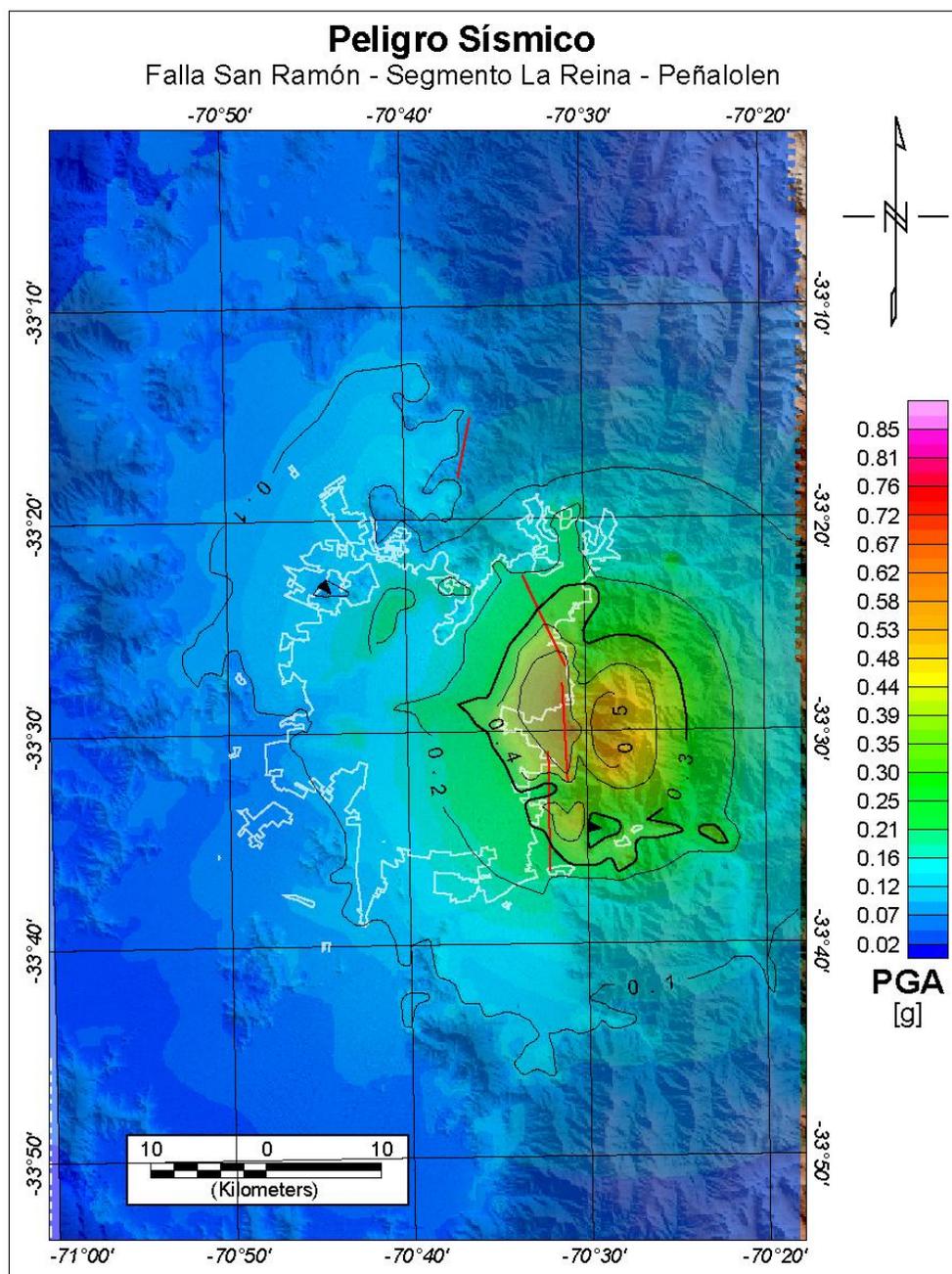


Figura 7.7. Peligro sísmico asociado al segmento de La Reina - Peñalolén. En un mapa de colores la aceleración esperada a de ocurrir el evento en este segmento, se marcan en negro las líneas de contorno. En rojo, los segmentos utilizados para el cálculo de peligro, el más cercano a la zona de aceleración máxima es el segmento de La Reina - Peñalolén. En blanco el perímetro de Santiago.

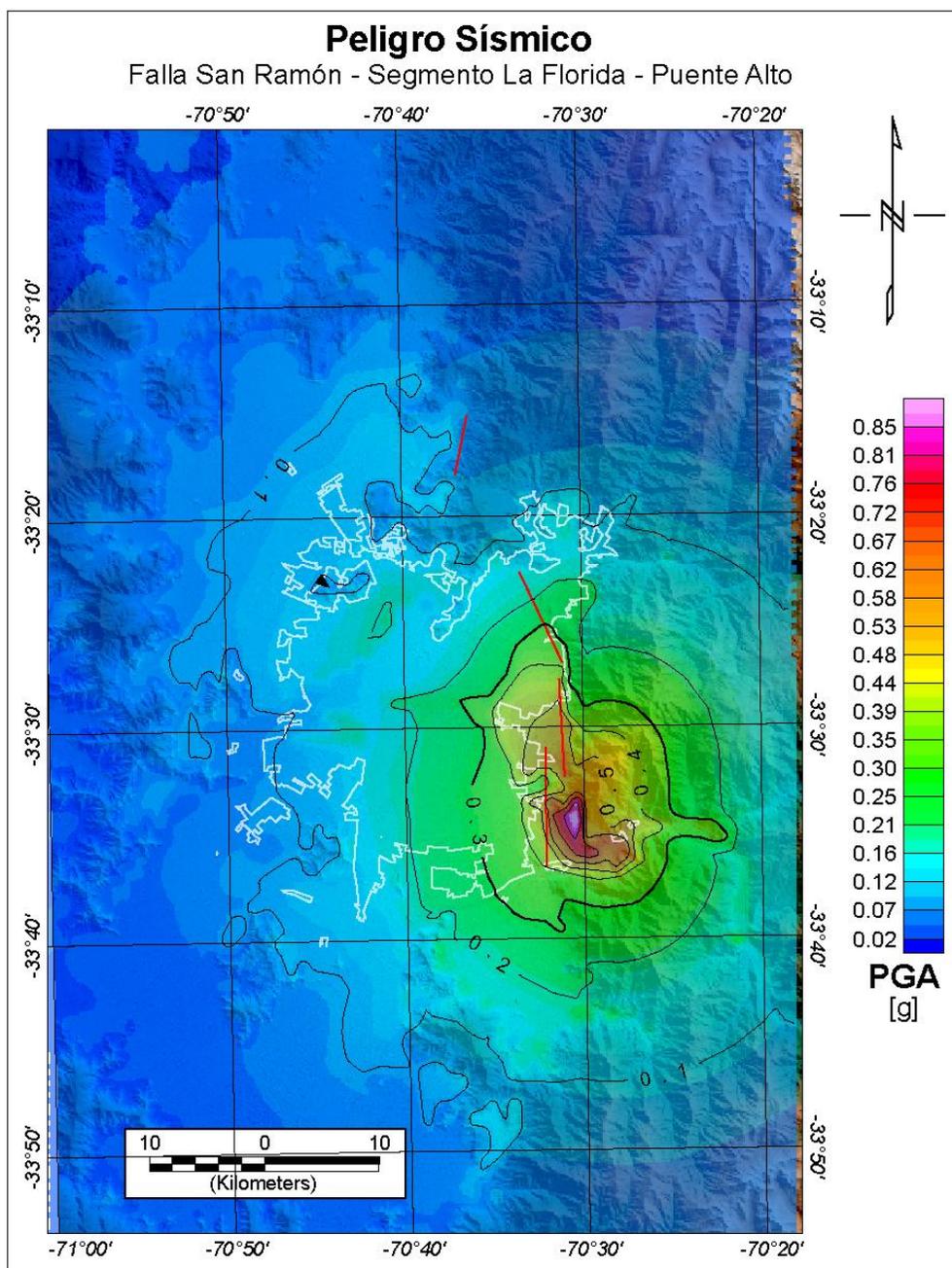


Figura 7.8. Peligro sísmico asociado al segmento de La Florida – Puente Alto. En un mapa de colores la aceleración esperada a de ocurrir el evento en este segmento, se marcan en negro las líneas de contorno. En rojo, los segmentos utilizados para el cálculo de peligro, el más cercano a la zona de aceleración máxima es el segmento de La Florida – Puente Alto. En blanco el perímetro de Santiago.

El efecto debido a la activación en conjunto de los segmentos Vitacura - Las Condes y La Reina – Peñalolén genera aceleraciones del orden de 10% más en las zonas de mayor daño (llegando hasta $\approx 0.9g$). La distribución espacial de aceleración no varía en demasía, y la zona con más daño sigue siendo los sedimentos aluviales-fluviales que se encuentran al este de la comuna Las Condes. En el caso de que los segmentos se activaran en conjunto los daños son mayores en la zona del bloque yacente, llegando incluso a tener aceleraciones de $0.6g$ en la zona donde la falla cambia de rumbo. En general, las aceleraciones son aproximadamente entre $0.05-0.2 g$ mayores (ver Figura 7.9).

Para definir el peligro sísmico total al cual se ve sometido Santiago producto de la presencia de la falla San Ramón, se eligieron los mapas de peligro de cada segmento independiente. En base a las evidencias encontradas en este trabajo, la activación de varios segmentos en conjunto es posible, pero poco probable, ya que de ser este un rasgo predominante en la evolución geológica de la FSR, debería haber una continuidad más evidente en los escarpes generados en el basamento, asumiendo que la falla tiene una componente principalmente inversa. En superficie la unión del segmento Vitacura – Las Condes con el de La Reina – Peñalolén, presenta un escarpe menos desarrollado en comparación con las zonas medias de los segmentos, y que fueron interpretados como una falla inversa cubierta (Rauld, 2011). La interacción entre estos segmentos debe ser estudiada con mayor profundidad, dado que es posible que el cambio de orientación en el rumbo de la falla, produzca un cambio de cinemática que no concentre alzamiento vertical en la zona de transición o traspaso, pero que aún así sea una ruptura continua. A pesar de esto no existen evidencias de movimientos de rumbo en la falla, por lo que en este estudio se asume que es completamente inversa. Se ha sugerido que si los segmentos se encuentran separados por menos de 3-5km, la activación de uno puede generar el desplazamiento en el segmento aledaño (Wesnousky, 2008). Sin embargo, este comportamiento es evidente en las fallas de rumbo en un 60% de los casos, pero no necesariamente en las fallas inversas. En este último tipo de

cinemática, la mayoría de las rupturas registradas no presenta discontinuidades evidente (p. ej. Chi-Chi, 1999 (Chen et al 2001); Marryat Creek, 1986; Meckering, 1968), y algunas de las que presentan segmentación son producto de varios eventos (p. ej. Asnam, 1980). Por lo tanto, este tema de por si debe ser estudiado en profundidad, pero como primera aproximación se asume que los segmentos actúan independientemente. Esto también se aplica a los otros dos segmentos, principalmente porque se encuentran espacialmente más separados. Para obtener un mapa de peligro sísmico que incluya todas las trazas, se toma cada punto de la malla con la que se calculó el peligro, y se elige la aceleración máxima registrable entre las cuatro posibles rupturas. Por lo tanto se obtiene un mapa determinístico ligado con los sismos máximos registrables en la falla San Ramón, o sistema de falla San Ramón (ver Figura 7.10).

7.4.2 Influencia de parámetros en los resultados

Existen ciertos parámetros de la función PGA (Ecuación 7.2) para los cuales no se dispone de argumentos suficientes para fija un valor, y por lo tanto es necesario realizar un análisis de sensibilidad para evaluar su importancia relativa. Para hacer este análisis se tomará un segmento único con la intensidad de que sea más fácil observar las diferencias. El primer parámetro está relacionado con el ángulo de manteo de la falla, ya que a pesar de que existen evidencias en base a la sismicidad, esta es escasa. Por su parte TEM puede estar observando el manteo de la falla en las primeras decenas de metros, al igual que el afloramiento del cerro Apoquindo, por lo tanto no es descartable que la falla cambie de ángulo en profundidad. De hecho en Armijo et al. (2010) y Pérez et al. (2014) se postula una falla lítrica de bajo ángulo en su base. A pesar de esto las evidencias sismológicas encontradas en este estudio apuntan claramente a una falla de alto ángulo, que se mantiene en profundidad.

En la Figura 7.11 se observa que el peligro correspondiente a una ruptura de menor ángulo, influye principalmente en el bloque colgante, aumentando el área

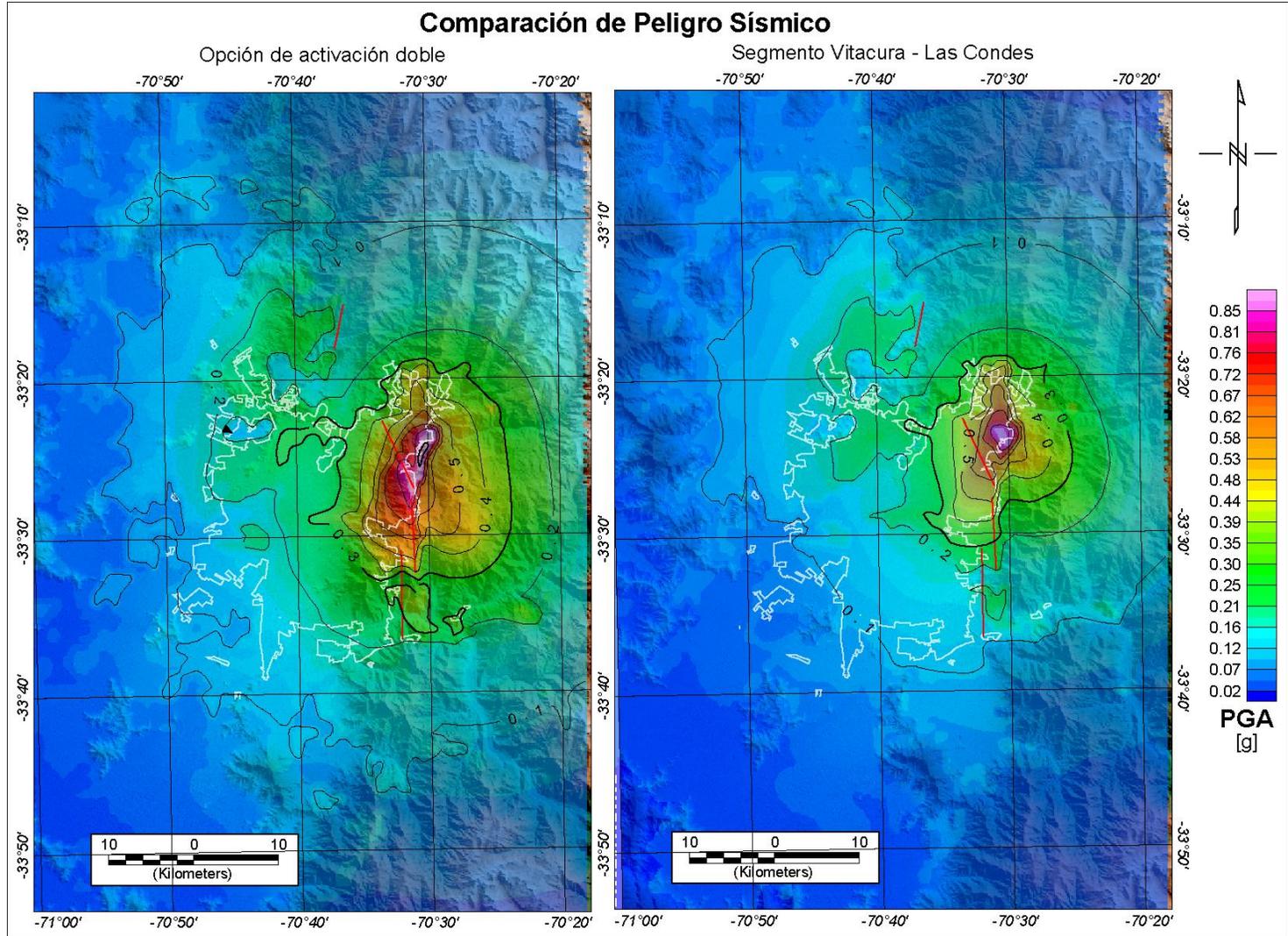


Figura 7.9 Comparación entre activación doble de segmentos versus activación simple. A la izquierda la activación doble, a la derecha la del segmento Vitacura – Las Condes.

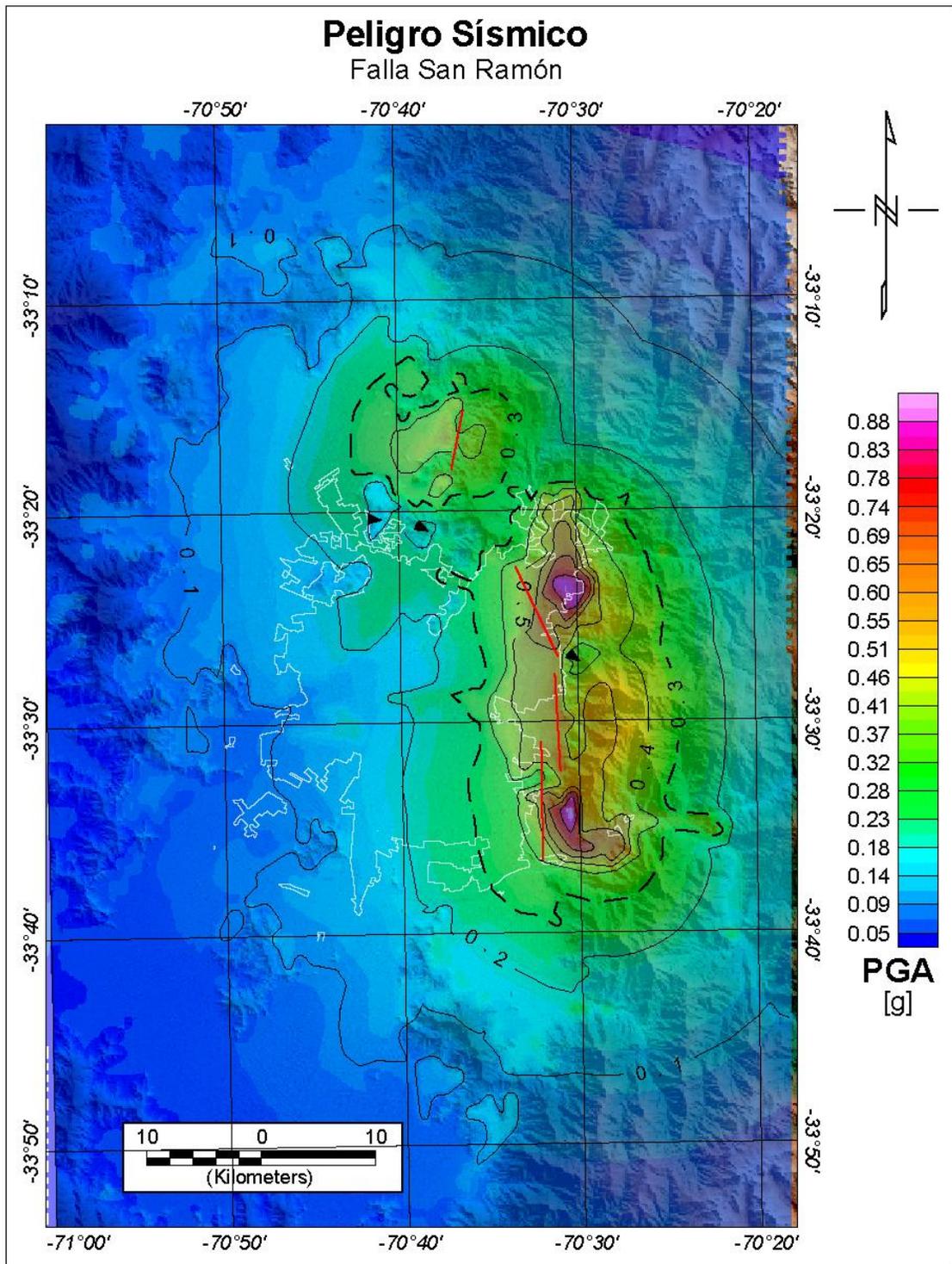


Figura 7.10. Peligro sísmico contabilizando todos los segmentos.

de mayor aceleración y produciéndose aceleraciones del orden de 40% más en esta zona. Este efecto no tiene importancia para el segmento analizado ya que el bloque colgante queda en la cordillera principal, que es una zona no urbanizable, lo mismo ocurre para el segmento de Chicureo. Por otro lado, los segmentos de Vitacura - Las Condes y La Florida - Puente Alto, pueden tener mayores daños en zonas donde hay sedimentos y actualmente existe urbanización. Este posible escenario de ruptura puede generar mayores daños, pero espacialmente las zonas afectadas no varían. También es observable una migración hacia el este de la zona de mayor daño, lo que por las características de la falla, aleja el peligro de la ciudad, además de disminuir los daños cercanos a la traza de falla.

Otro parámetro que es cuestionable es la profundidad mínima de ruptura, ya que a pesar de que existen evidencias de ruptura en superficie, como fue mencionado en la Sección 7.2.3, no necesariamente todos los sismos van a generar este efecto. Por lo tanto se plantea la posibilidad de que el tope de la ruptura se encuentre a 1, 2 o 5km de profundidad, manteniendo el ángulo de manto más probable definido por este estudio de 65°E.

En general al imponer una ruptura más profunda disminuyen las aceleraciones (ver Figura 7.12), exceptuando por la ruptura a 5km que aumenta los valores máximo de aceleración esperados, pero los concentra en la traza de la falla y no en el bloque colgante. A pesar de que existen variaciones, estas son bajas y no superan el 5%, por lo tanto no es una variable significativa a la hora del cálculo de peligro sísmico para el caso de estudio. Además, nuevamente las áreas de mayores daños no cambian, y por lo tanto las zonas afectadas no se modifican ante variaciones de este parámetro.

Por último está el parámetro de la direccionalidad del evento, la variable “DDP” en la ley de atenuación de Chiou y Youngs (2014). Dado que ninguna metodología utilizada en este trabajo es capaz de entregar evidencias para definir cómo sería la direccionalidad en un evento en la FSR, no fue estudiado en profundidad las

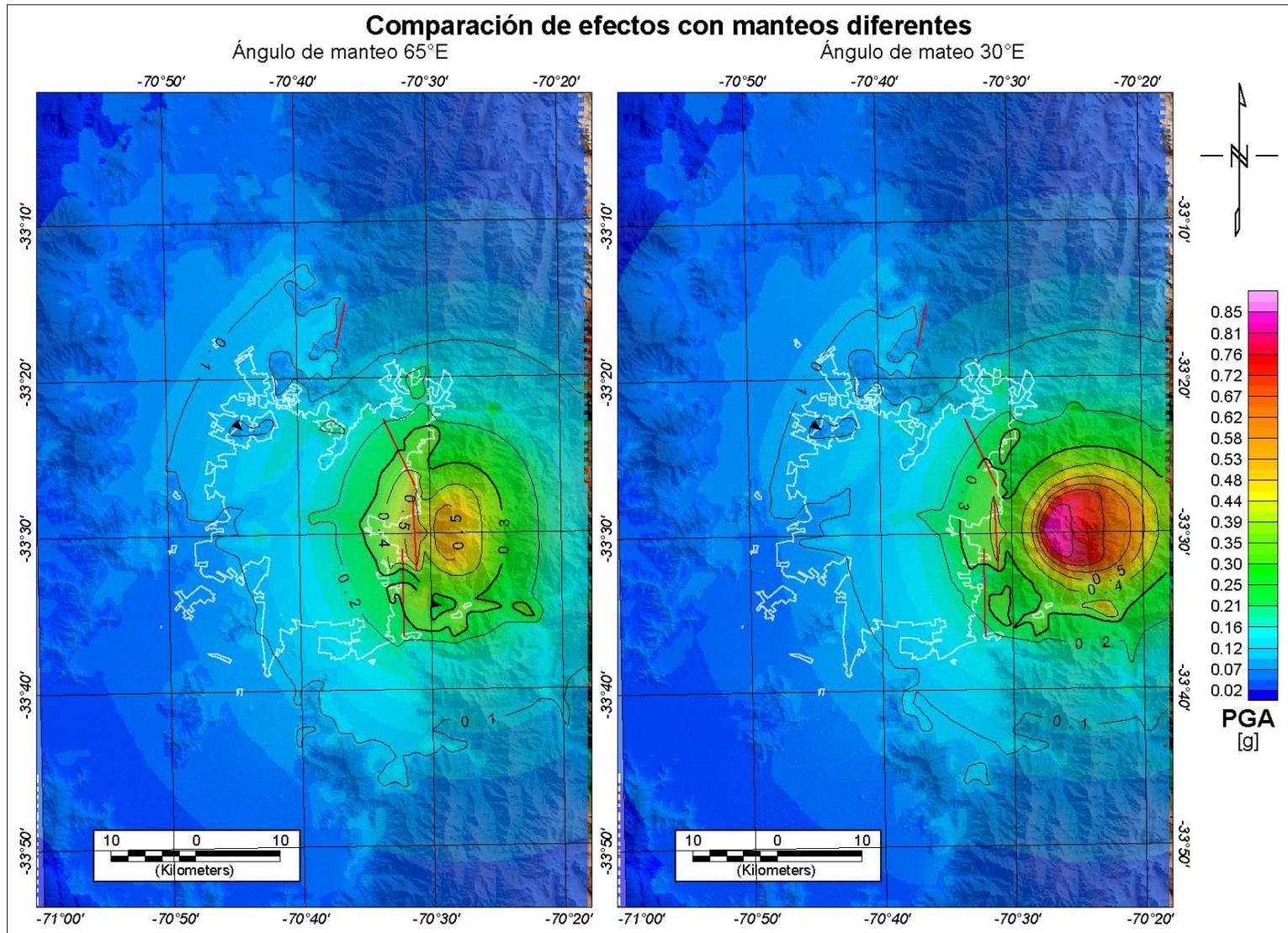


Figura 7.11 Comparación de efectos producidos por un manto más plano de la falla San Ramón.

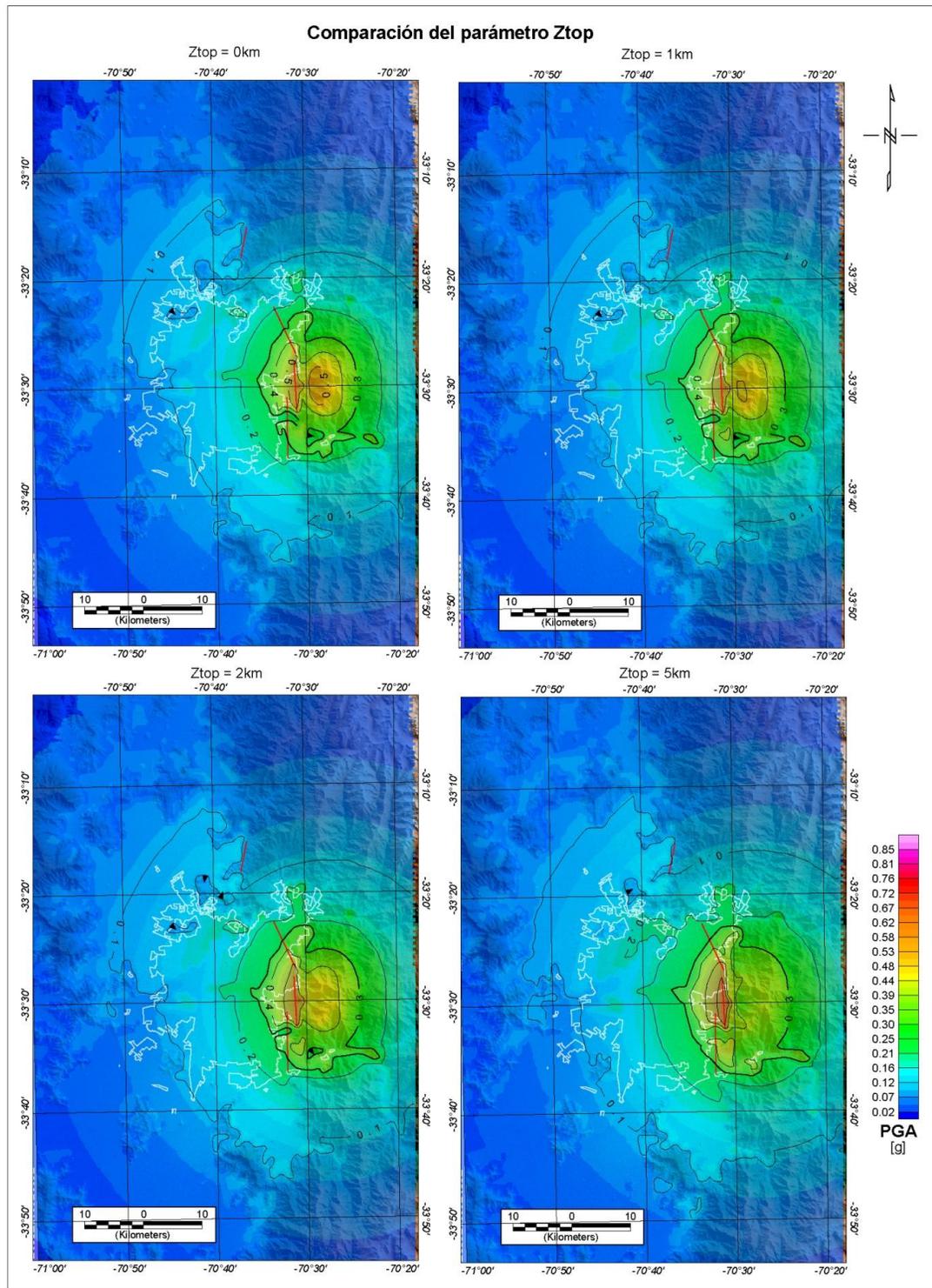


Figura 7.12. Comparación de efectos por variable Z_{top} , límite superior de la ruptura.

variaciones que genera este parámetro. Además dado que los segmentos son pequeños, la propagación del sismo dentro del plano debería ser casi instantánea. Tomando en cuenta que las velocidades de propagación de la ruptura son del orden de 2-3 km/s (p. ej. Ruiz et al. 2011), la ruptura total se generaría en menos de 3.5 segundos, lo que posiblemente no permita generar eventos de direccionalidad.

7.5 Discusiones

Como fue aclarado anteriormente los resultados obtenidos en este estudio tienen un carácter determinístico, es decir estimar el PGA asumiendo un determinado escenario sismogénico. Por lo tanto, para tener una idea de los efectos que pueden ocurrir a nivel estructural, se puede comparar las aceleraciones registradas en el terremoto de 2010 en lugares donde se observaron daños (ver Figura 7.13).

En dicho terremoto $M_w=8.8$, los daños se concentraron tanto en la zona norte de Santiago, comunas de Huechuraba, Quilicura, como así también en la zona poniente, comuna de Maipú. Además hubo daños puntales en otras comunas de la zona central de Santiago como Ñuñoa. Si bien no hay registros de aceleraciones en todas esas comunas, en Maipú se registró una aceleración de 0.56g, muy por sobre el promedio de aproximadamente 0.3g para Santiago. En las comunas de Maipú y la zona norte de Santiago es esperable una mayor aceleración dado el tipo de suelos (finos), consistente con lo registrado el 2010 (Barrientos, 2010). Las aceleraciones esperadas de ocurrir un evento en los segmentos de Vitacura – Las Condes y La Florida – Puente Alto, son del orden de los registrados en Maipú, por lo tanto de existir viviendas de características similares, es esperable que hayan daños estructurales.

Los resultados mostrados como mapa de peligro sísmico determinístico (ver Figura 7.10 o 7.13), corresponden al valor esperado de aceleración según la ley de atenuación de Chiou y Youngs (2014). Esta ley también entrega un valor de desviación estándar, relacionado con la variabilidad definida por los datos empíricos registrados de todos los eventos corticales que se incluyen en la ley de Chiou y Young (2014). Utilizando dicha desviación se realizaron análisis de seguridad, considerando valores de 75%, 85% y 90% de una distribución normal definida por la aceleración esperada y la desviación característica de cada punto (ver Figura 7.14). Espacialmente, las zonas con mayor aceleración no varían, sin embargo aumenta el valor de aceleración. Generalmente se agrega un cierto valor

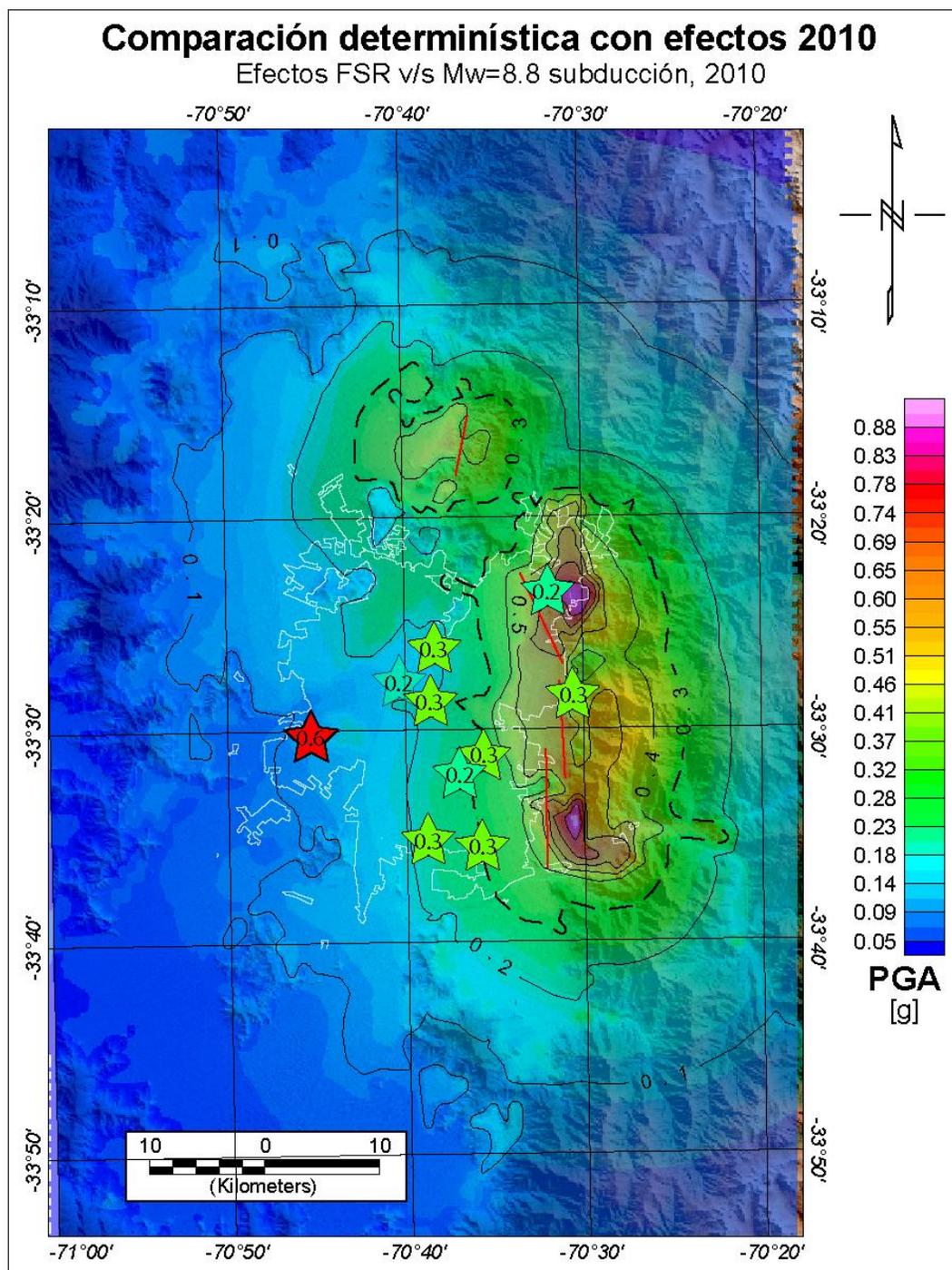


Figura 7.13 Comparación entre las aceleraciones registradas en el terremoto de Maule, 2010 (Barrientos, 2010), y las aceleraciones esperadas de ocurrir algún evento en la falla San Ramón.

constante de aceleración en todo el mapa, de forma proporcional al % de seguridad impuesto. Las aceleraciones pueden llegar a 1.7g en el caso de 90% de seguridad. Los valores constantes agregados en cada mapa, son aproximadamente 0.4g, 0.6g y 0.8g, para los mapas de 75%, 85% y 90% de seguridad respectivamente.

Teniendo en consideración que la distribución espacial de las mayores aceleraciones no varían con los diferentes criterios analizados, se presenta un mapa de zonificación de peligro en términos cualitativos (ver Figura 7.15). En este se estableció como peligro moderado las zonas que pueden registrar PGA mayor a 0.3g, que es el establecido por la norma Nch433 para Santiago como aceleración lateral de diseño. Las zonas con aceleraciones mayores a 0.5g fueron definidas como peligro alto, por tener aceleraciones similares a las registradas en Maipú para el terremoto del Maule, 2010. Mientras que las zonas donde existen efectos de bloque colgante o *hanging-wall* en sedimentos, fueron definidas como de muy alto peligro. Por último se definió un área donde la falla San Ramón puede generar ruptura en superficie, en base a las observaciones del escarpe en profundidad visto por las modelaciones gravimétricas, y la manifestación de la falla en superficie. Este punto es importante, porque la zona donde la falla generaría ruptura en superficie no está limitada al escarpe en superficie. Como se discutió en el Capítulo de gravedad, existen varias anomalías que pueden ser interpretadas como una ruptura de la falla en el basamento, que por su cercanía a la superficie (no más de 100 metros) eventualmente producirían una ruptura en superficie. Esta zona está sometida a un peligro aún mayor que las zonas con efectos de *hanging wall* ya que ninguna estructura está diseñada para soportar una gran deformación diferencial. Se generaran daños estructurales con deformaciones diferenciales de 0.7% (Skempton y MacDonald, 1956), 0.5% (Polshin y Tokar, 1957), o 0.4% (Meyerhof, 1956), es otras palabras, para cualquier estructura menor a 50m de largo, no soporta más de 40 cm de deformación diferencial. Por lo tanto cualquier estructura que se encuentre en medio de la ruptura en superficie tiene altas probabilidades de colapsar.

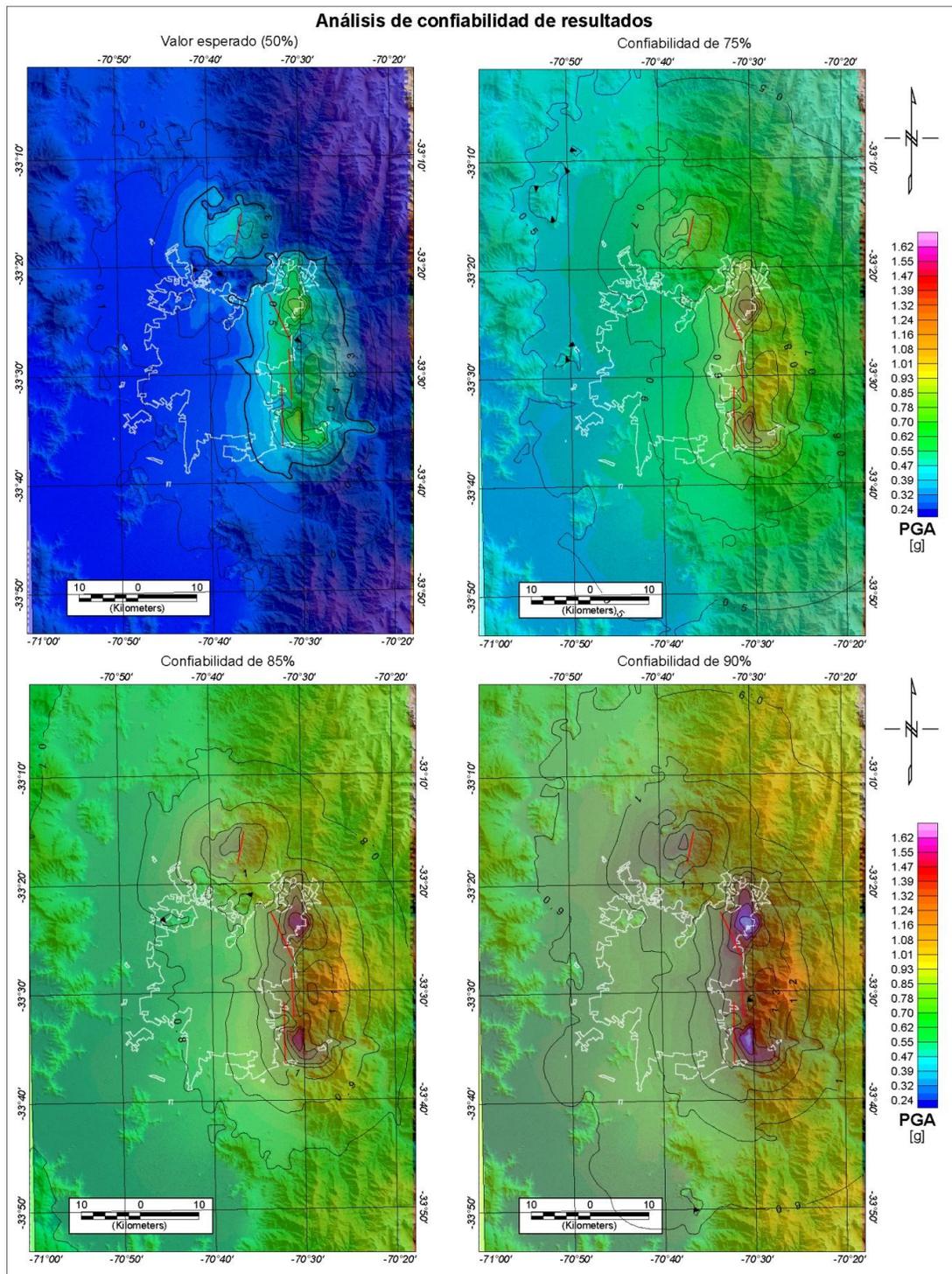


Figura 7.14. Análisis de confiabilidad de los resultados.

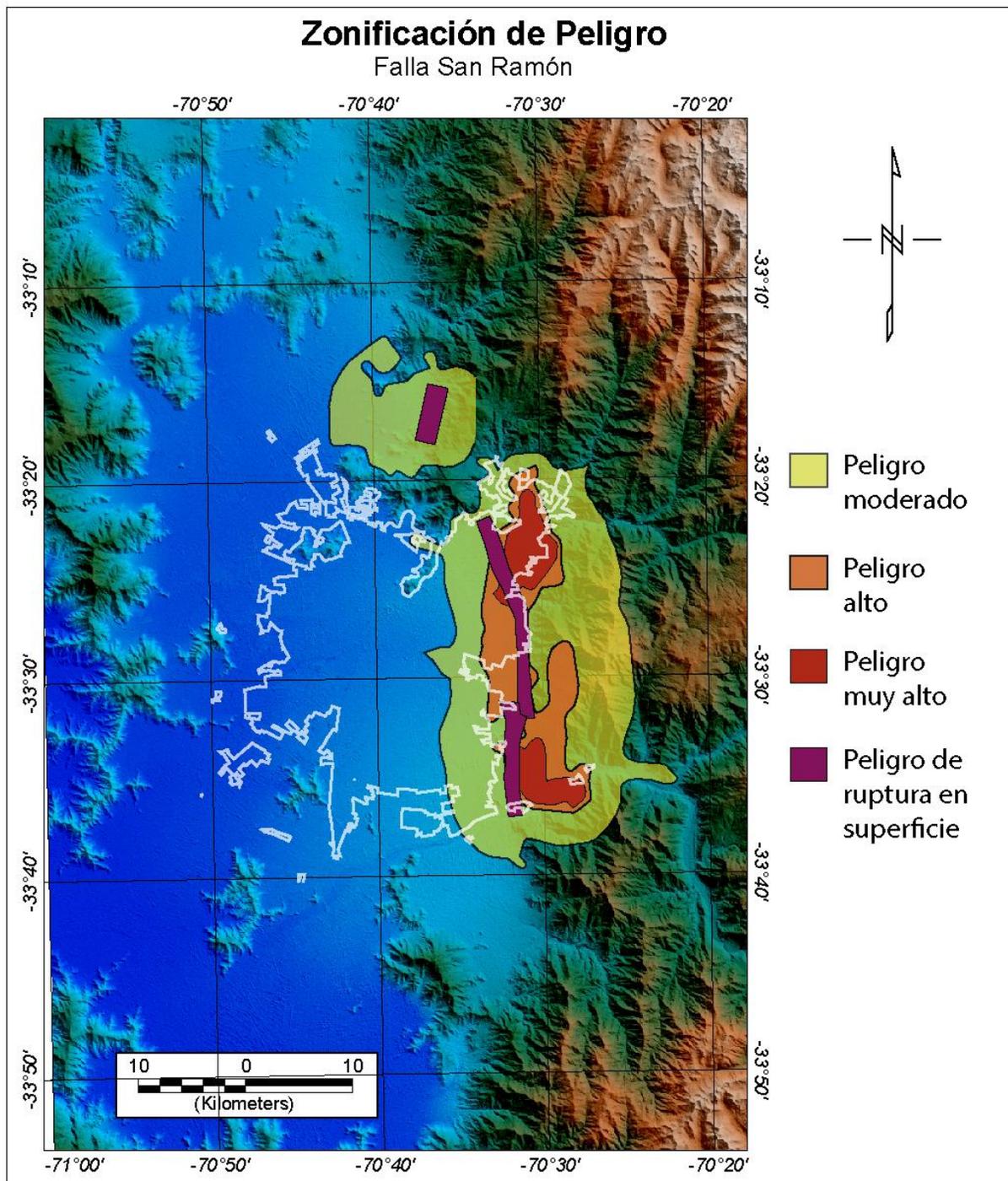


Figura 7.15. Zonificación de peligro para la falla San Ramón.

Dado este mapa de zonificación, se sugiere restringir o impedir la construcción en los dominios espaciales con peligro de ruptura en superficie (zona morada), y en la zona de muy alto peligro (zona roja). Una efectiva medida para mitigar el peligro sísmico, sería respetar el criterio anterior, en especial en las zonas donde no existe urbanización actualmente como en la parte oriental de la comuna de Puente Alto. Otras formas de mitigación es no permitir la construcción de edificios en estas zonas, y mantener la construcción de casas que por sus características geométricas tienden a ser más rígidas. Además de no permitir la urbanización de viviendas de albañilería, edificios públicos, escuelas, hospitales, universidades, o edificios que puedan generar un daño mayor como plantas industriales con manejo de residuos peligrosos (p. ej. CECHEN).

Otro punto importante, es la discusión con respecto a qué tipo de análisis es el que se debe ocupar para estimar el peligro, determinístico o probabilístico. La visión probabilística es un ponderador de los efectos posibles, que asegura una certeza del 80%, 90% u otro valor según se calcule. Si la sociedad considera que es suficiente, las construcciones solo deberían soportar las aceleraciones estimadas de esa forma, pensando en un periodo de retorno plausible para el diseño de estructuras (50, 100 años). Pero si se desea evitar de cualquier manera las catástrofes vistas en el mundo producto de sismos corticales (p. ej. Kashmir, 2005; Chi-Chi, 1999; Wenchuan, 2008, Niigata 2004) incluso en países con altos estándares antisísmicos, los edificios deberían ser capaces de soportar las aceleraciones determinística, o no construirse en zonas de alto riesgo. Por lo tanto, es evidente que las decisiones a tomar en base a estas investigaciones están sujetas a la aversión al riesgo de la sociedad. Al decidir que no habrá una certeza, y se diseñará en base a probabilidades, es necesario generar una metodología que contemple la probabilidad tomando en cuenta la recarga de la falla. Ya que ponderar únicamente por la probabilidad de ocurrencia dada una ley de Gutenberg-Richter (Algermissen y Perkin 1976), se puede subvalorar la probabilidad real de

ocurrencia. Por lo tanto para las fallas corticales, se podrían obtener mapas que cada año aumentan su peligrosidad.

Para definir la probabilidad de ocurrencia de un evento se puede asumir que la distribución temporal se comporta como una distribución normal, y para calcular la probabilidad son necesario datos de paleosimología que tengan una buena estadística sobre la recurrencia. Esto dejando en claro que es netamente una aproximación, ya que el comportamiento probabilístico de recurrencia de una falla, no necesariamente se comporta como una distribución normal (p. ej. Petersen et al 2007). A pesar de que no existen estudios estadísticos de la recurrencia de la FSR, hay datos sobre una trinchera que estima la recurrencia en 9000 años con una desviación de 500 años (Vargas et al. 2014). En base a este dato se puede obtener la probabilidad de ocurrencia de un evento con la Ecuación 7.3. Para periodos de retorno de 50, 100, 300, y 1000 años las probabilidades de ocurrencia son de 0.6%, 1.4%, 5.9%, y 48.8% respectivamente.

$$P_{ocr}(T_0 \leq t \leq T_0 + \Delta T | t > T_0) = \frac{P(T_0 \leq t \leq T_0 + \Delta T)}{P(t > T_0)}$$

$$P_{ocr}(T_0 \leq t \leq T_0 + \Delta T | t > T_0) = \frac{P(T_0 + \Delta T) - P(T_0)}{1 - P(T_0)} \quad (7.3)$$

Con " P_{ocr} " la probabilidad que ocurra un evento dentro del periodo de retorno " ΔT ", dado que han pasado T_0 años desde el último evento (ver Figura 7.16). Como cota mínima, se puede establecer el cálculo de aceleraciones generado por el evento característico multiplicado por la probabilidad de ocurrencia del evento. Lo cual sería una cota inferior porque no suma las aceleraciones esperadas por sismos menores. Se realizó esta metodología (ver Figura 7.17) tomando como peligro base el obtenido con un 90% de seguridad.

De esta perspectiva el peligro producto de la falla San Ramón es nulo, y no tienen relevancia respecto al peligro que implican las fuentes interplaca o intraplaca, para

periodos de retornos inferiores a los 300 años. Pero es necesario estar conscientes de las aproximaciones que se realizaron para este cálculo, primero que fue hecho en base al sismo característico esperado para cada segmento, desestimando los eventos de menor magnitud pero más probables, y la posibilidad de un evento que rompa varios segmentos a la vez, pero menos probable. Segundo, que las tasas de recurrencia fueron calculadas con una única trinchera, por lo que es necesario realizar una mejor caracterización paleosimológica en los distintos segmentos, para tener un mapa con mayor precisión. Ahora bien, si se toma en cuenta la metodología determinística, el peligro al cual está expuesto Santiago por la falla San Ramón en general es menor que el generado por los sismos de subducción, ya que estos en promedio generan aceleraciones de 0.3g en toda la ciudad, y en lugares con efectos de sitio la aceleración puede ser mayor.

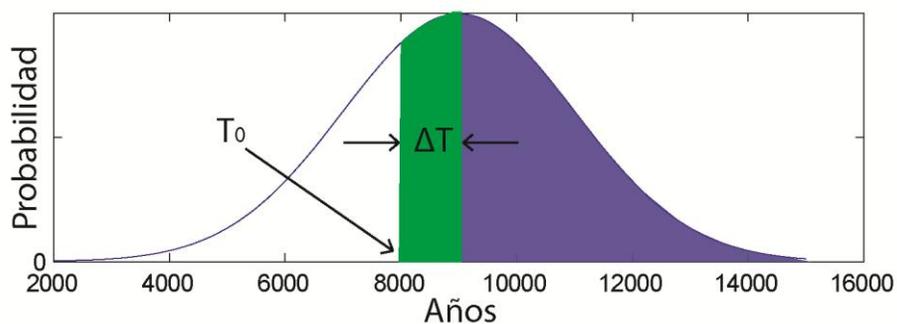


Figura 7.16. Probabilidad de ocurrencia de un evento.

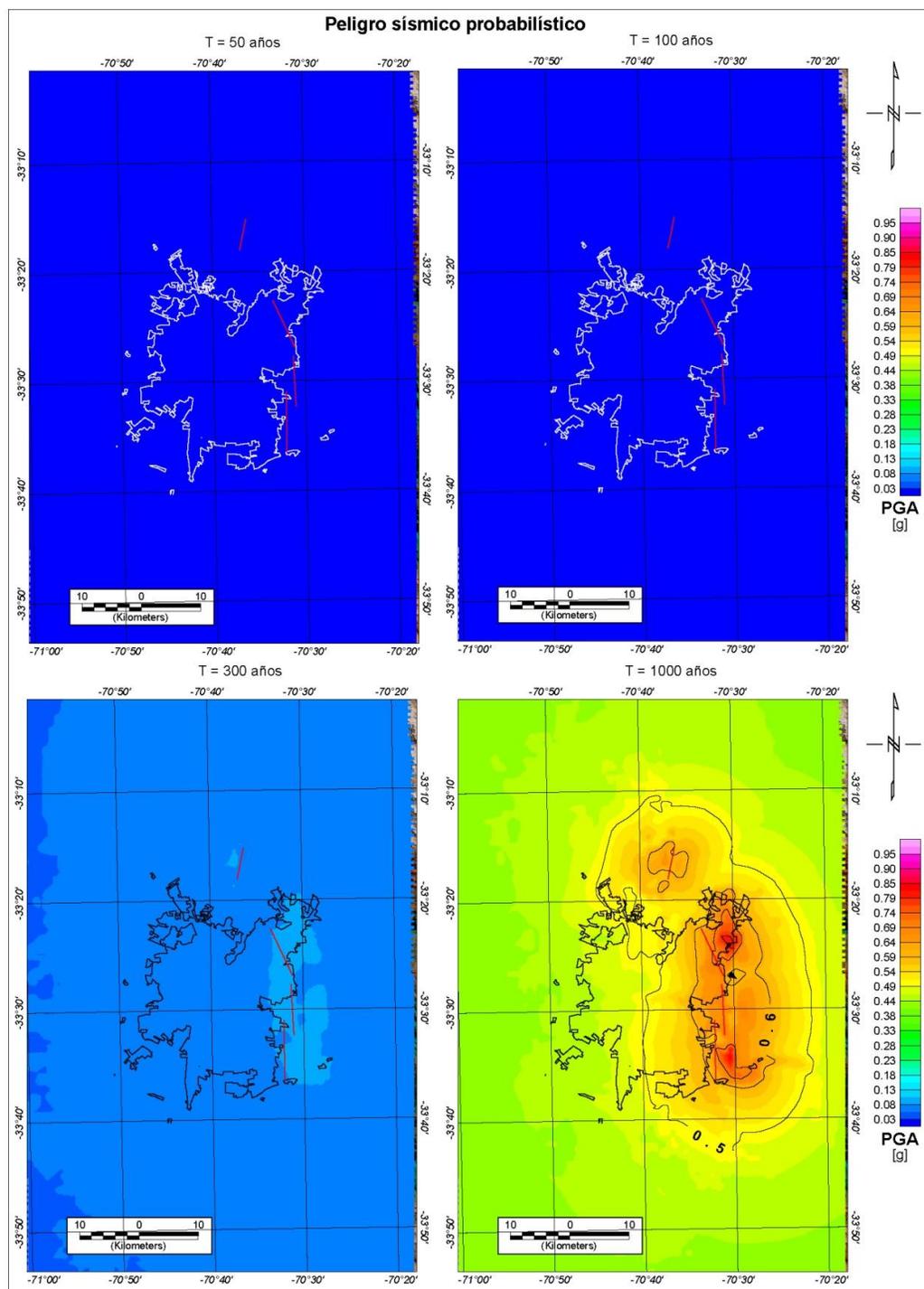


Figura 7.17. Mapas de peligro probabilístico solo para los eventos mayores con una seguridad de 90%, y periodos de retorno de 50, 100, 300 y 1000 años.

Por último también es importante remarcar que la sismicidad presente en esta zona indica que la falla San Ramón no es la única estructura sismogénica de la zona, por lo tanto el peligro cortical al cual se encuentra sometido Santiago, puede ser mayor debido a otras fuentes. Destacándose que la mayor cantidad de sismicidad se concentra en lo que se ha mencionado como una rampa de despegue cortical de carácter ciego, que comienza desde el piedemonte Andino hasta el arco magmático en la falla el Fierro, y que tiene una vergencia aún discutida (Armijo et al. 2010; Farias et al. 2010). Por lo tanto es importante también buscar metodologías que permitan estimar el peligro asociado a dichas fuente. Para esto el primer paso es definir el sismo máximo característico, y su recurrencia, probablemente menor pensando en la cantidad de sismos pequeños registrados en esta falla. Esta fuente adquiere más dificultad ya que no aflora en superficie, y en base a registros históricos es muy complejo definir cuál es el evento máximo esperable.

7.6 Conclusiones

- La falla San Ramón puede generar un evento con daños estructurales importantes.
- Las zonas con mayores daños esperados por aceleración se concentran en los bloques colgantes que poseen sedimentos, en las comunas de Las Condes y Puente Alto.
- La falla San Ramón puede generar ruptura en superficie, y cualquier estructura que corte esta ruptura debería colapsar. Además, la ruptura no necesariamente es en el mismo lugar cada evento, por lo que existe un área de posible daño superficial.
- Probabilísticamente hablando, el peligro que implica la falla San Ramón es incierto. Como primera aproximación asumiendo la baja estadística disponible actualmente, el peligro puede ser bajo. Tomando en cuenta que la probabilidad de ocurrencia en periodos de retornos utilizados por la sociedad como 100 años, no supera el 2%. Aún así es necesario disminuir los supuestos para tener una aproximación más cercana a la realidad.
- La FSR no necesariamente es la única fuente de peligro sísmico cortical para Santiago, y por lo tanto, estas otras fuentes sismogénicas deben ser estudiadas con igual profundidad.

7.7 Trabajos futuros

En vista a las observaciones realizadas en esta tesis, existen ciertas interrogantes que deben ser estudiadas con mayor profundidad, ya que en la actualidad no hay certeza respecto a ciertos fenómenos.

- Para comprender cuál es la factibilidad que tiene el supuesto de la activación de dos segmentos en conjunto, se puede realizar un estudio BEM y análisis de Morh-Coulomb. El primero lograría observar cual es el desplazamiento esperado en un segmento de activarse otro cercano. Mientras que el segundo definiría cuales son los cambios de *stress* producidos por la activación de un segmento en específico.
- Para validar que la ley de atenuación de Chiou y Youngs (2014) es aplicable a las fallas en Sudamerica, tomar los registros actuales de eventos grandes, y compararlos los resultados empíricos con los generados por el modelo.
- Llevar este tipo de trabajos a las autoridades para que se tomen medidas con respecto al plan regulador, no solo para Santiago, sino que para todas las ciudades de Chile que tengan grandes poblaciones. (Fallas corticales en Iquique, Concepción, etc).
- Validar la recurrencia y activación independiente de los segmentos, mediante un estudio de paleosismología preciso con varias trincheras por segmento. Esto además podría ayudar a generar un mapa probabilístico con mayor detalle.
- Utilizar una red de sismómetros de alta detección durante por lo menos 10 años para entender de mejor manera las estructuras sismogénicas de la zona. Ángulo, mecanismos de focos, leyes de Gutenberg – Richter, etc.

BIBLIOGRAFÍA

- Abrahamson, N. A., y Somerville, P. G. (1996). Effects of the hanging wall and footwall on the ground motions recorded during the Northridge earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86, S93–S99.
- Alfaro, A. (2011). *Peligro sísmico en el segmento norte de la región del Maule, Chile*. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Chile, Chile.
- Algermissen, S. T., y Perkins, D. M. (1976). A probabilistic estimate of the maximum acceleration in rock in the contiguous United States: U.S. Geological Survey Open-File Report 76–416, 45.
- Ambraseys, N. N. (1995). The Prediction of Earthquake Peak Ground Acceleration in Europe. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 24, 467–490.
- Ambraseys, N. N., Douglas, J., Sarma, S. K., y Smit, P. M. (2005). Equations for the estimation of strong ground motions from shallow crustal earthquakes using data from Europe and the middle east: Horizontal peak ground acceleration and spectral acceleration. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 3(1), 1–53.
- Anderson, J. G., y Trifunac, M. D. (1978). Uniform risk functional for characterization of strong earthquake ground motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68(1), 205–218.
- Armijo, R., Rauld, R., Thiele, R., Vargas, G., Campos, J., Lacassin, R., y Kausel, E. (2010). The West Andean Thrust, the San Ramón Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics*, 29(2), TC2007, 1–34.
- Aron, F., Cembrano, J., Astudillo, F., Allmendinger, R. W., y Arancibia, G. (2014). Constructing

- forearc architecture over megathrust seismic cycles: Geological snapshots from the Maule earthquake region, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 127(3-4), 464–479.
- Arriagada, C., Arancibia, G., Cembrano, J., Martínez, F., Carrizo, D., Van Sint Jan, M., ... Yañez, G. (2011). Nature and tectonic significance of co-seismic structures associated with the Mw 8.8 Maule earthquake, central-southern Chile forearc. *Journal of Structural Geology*, 33(5), 891–897.
- Atkinson, G. M. (1989). Attenuation of the Lg phase and site response for the Eastern Canada Telemetered Network. *Seismological Research Letters*, 60(2), 59–69.
- Bakun, W. H., y Wentworth, C. . (1997). Estimating earthquake location and magnitude from seismic intensity data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(6), 1502–1521.
- Barbosa, V. C. F., Silva, J. B. C., y Medeiros, W. E. (1999). Stable inversion of gravity anomalies of sedimentary basins with nonsmooth basement reliefs and arbitrary density contrast variations. *Geophysics*, 64(3), 754–764.
- Barrientos, S. E. (1980). *Regionalización sísmica de Chile*. Tesis para optar al título de Magister en Ciencias. Universidad de Chile, Chile.
- Barrientos, S. E. (2010). Terremoto (M=8.8) del 27 de febrero de 2010 en Chile. *Revista de La Asociación Geológica Argentina*, 67(3), 412–420.
- Barrientos, S., Vera, E., Alvarado, P., y Monfret, T. (2004). Crustal seismicity in central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(8), 759–768.
- Blaser, L., Kruger, F., Ohrnberger, M., y Scherbaum, F. (2010). Scaling Relations of Earthquake Source Parameter Estimates with Special Focus on Subduction Environment. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(6), 2914–2926.

- Bonini, L., Di Bucci, D., Toscani, G., Seno, S., y Valensise, G. (2014). On the complexity of surface ruptures during normal faulting earthquakes: excerpts from the 6 April 2009 L'Aquila (central Italy) earthquake (Mw 6.3). *Solid Earth*, 5(August 2015), 1–11.
- Boore, D. M., Loyner, W. B., y Fumal, T. E. (1997). Equations for estimating horizontal response spectra and peak acceleration from western North America Earthquakes: A summary of recent work. *Seismological Research Letters*, 68(1), 128-153.
- Bull, W. B., y McFadden, L. D. (1977). Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. *Doehring, D.O. Ed. Geomorphology in Arid Regions: Binghamton*, 115–138.
- Burbank, D. W., y Anderson, R. S. (2001). *Tectonic Geomorphology: Second Edition*. Blackwell Science, Oxford, UK.
- Carretier, S., Regard, V., Vassallo, R., Aguilar, G., Martinod, J., Riquelme, R., ... Lagane, C. (2013). Slope and climate variability control of erosion in the Andes of central Chile. *Geology*, 41(2), 195–198.
- Casa, A. L., Cortés, J. M., y Borgnia, M. M. (2010). Pleistocene evidences of deformation in the La Carrera fault system (32°40'–33°15'LS), Cordillera Frontal of Mendoza. *Revista de La Asociación Geológica Argentina*, 67(1), 91–104.
- Chang, C.-H., Wu, Y.-M., Zhao, L., y Wu, F. T. (2007). Aftershocks of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, Earthquake: The First Hour. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(4), 1245–1258. <http://doi.org/10.1785/0120060184>
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J. J., Gans, P., Kay, S. M., ... Zurita, E. (2002). Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the

- flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S.L.). *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 117–139.
- Chen, Y.-G., Chen, W.-S., Lee, J.-C., Lee, Y.-H., Lee, C.-T., Chang, H.-C., y Lo, C.-H. (2001). Surface rupture of 1999 Chi-Chi earthquake yields insights on active tectonics of central Taiwan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(5), 977–985.
- Chiarabba, C., Amato, A., Anselmi, M., Baccheschi, P., Bianchi, I., Cattaneo, M., ... Valoroso, L. (2009). The 2009 L'Aquila (central Italy) M W 6.3 earthquake: Main shock and aftershocks. *Geophysical Research Letters*, 36(18), L18308.
- Chiou, B. S. J., y Youngs, R. R. (2008). NGA Model for Average Horizontal Component of Peak Ground Motion and Response Spectra. *Pacific Engineering Research Center Report*, (November), 1–94.
- Chiou, B. S. J., y Youngs, R. R. (2014). Update of the Chiou and Youngs NGA Ground Motion Model for Average Horizontal Component of Peak Ground Motion and Response Spectra. *Earthquake Spectra*, 30(August), 1117–1153.
- D'Agostino, N., Cheloni, D., Fornaro, G., Giuliani, R., y Reale, D. (2012). Space-time distribution of afterslip following the 2009 L'Aquila earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 117(B2), B02402.
- Díaz, D., Maksymowicz, A., Vargas, G., Vera, E., Contreras-Reyes, E., y Rebolledo, S. (2014). Exploring the shallow structure of the San Ramón thrust fault in Santiago, Chile (~33.5° S), using active seismic and electric methods. *Solid Earth*, 5(2), 837–849.
- EMERGEO, working group. (2009). Evidence for surface rupture associated with the Mw 6.3 L'Aquila earthquake sequence of April 2009 (central Italy) Evidence for surface rupture

associated with the Mw 6.3 L'Aquila earthquake sequence of April 2009 (central Italy)

SHORT TITLE ;, 2009(April).

Fariás, M. (2007). *Tectonique, érosion et évolution du relief dans les Andes du Chili central au cours du néogène*. Ph.D Tesis. Université Toulouse, Francia.

Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., ... Fock, A. (2010). Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*, 29(3), TC 3006, 1-22.

Farías, M., Comte, D., Roecker, S., Carrizo, D., y Pardo, M. (2011). Crustal extensional faulting triggered by the 2010 Chilean earthquake: The Pichilemu Seismic Sequence. *Tectonics*, 30(6), TC6010, 1-11.

Fischer, T., Alvarez, M., De La Llera, J. C., y Riddell, R. (2002). An integrated model for earthquake risk assessment of buildings. *Engineering Structures*, 24, 979–998.

Fock, A. (2005). *Cronología y tectónica de la exhumación en el neógeno de los Andes de Chile central entre los 33° y los 34°S*. Tesis para optar a Magister en Ciencias de la Ingeniería. Universidad de Chile, Chile.

Font, M., Amorese, D., y Lagarde, J.-L. (2010). DEM and GIS analysis of the stream gradient index to evaluate effects of tectonics: The Normandy intraplate area (NW France). *Geomorphology*, 119(3-4), 172–180.

Gardner, T. W. (1983). Experimental study of knockpoint migration longitudinal profile evolution in cohesive homogeneous material. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 664–672.

Ghisetti, F., y Vezzani, L. (2000). Detachments and normal faulting in the Marche fold-and-

- thrust belt (central Apennines, Italy): inferences on fluid migration paths. *Journal of Geodynamics*, 29(3-5), 345–369.
- Godoy, E., Yañez, G., y Vera, E. (1999). Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplift of its superimposed Miocene magmatic arc, Chilean central Andes: First seismic and gravity evidence. *Tectonophysics*, 306, 217–236.
- González, A. (2008). Análisis estructural entre los valles del Río Tinguiririca y Teno, Cordillera Principal de Chile Central: Microsismicidad y Geología Superficial. Tesis para optar al título de Geólogo. Universidad de Chile, Chile.
- Guglielmino, F., Anzidei, M., Briole, P., Elias, P., y Puglisi, G. (2013). 3D displacement maps of the 2009 L'Aquila earthquake (Italy) by applying the SISTEM method to GPS and DInSAR data. *Terra Nova*, 25(1), 79–85.
- Hack, J. T. (1973). Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the US Geological Survey*, 1(4), 421–429.
- Hank, T. C., y Kanamori, H. (1979). A Moment Magnitude Scale. *Journal of Geophysical Research*, 84, 2348–2350.
- Jain, S., y Verma, P. K. (2006). Mapping of active tectonics intensity zones using remote sensing and GIS. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, 34(2), 131–142.
- Jorquera, E. (2008). *Estimación del peligro sísmico en la zona Andina de Chile central*. Tesis para optar al título de Ingeniero Civil. Universidad de Chile, Chile.
- Keller, E. A. (1986). Investigation of active tectonics: use of the surficial earth processes. *Active Tectonics: Washinton D.C., National Academy Press*, 136–147.
- Khazaradze, G., y Klotz, J. (2003). Short and long-term effects of GPS measured crustal

- deformation rates along the South-central Andes. *Journal of Geophysical Research*, 108(B4), 1–13.
- Koketsu, K., Y. Yokota, H. Ghasemi, K. Hikima, H. Miyake, and Z. Wang. (2009). Source process and ground motions of the 2008 Wenchuan earthquake. *paper no. 804, Proc of the International Conf. on Earth-quake Engineering for the 1st Anniversary of Wenchuan Earthquake*, Chengdu, China, 10–12 May 2009.
- Konstantinou, K. (2005). Empirical relationships between aftershock area dimension and magnitude for earthquake in the Mediterranean Sea region. *Tectonophysics*, 40(3), 95–115.
- Kurtz, A. C., Kay, S. M., Charrier, R., y Farrar, E. (1997). Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, central Chile (34°-35°S). *Revista Geológica de Chile*, 24(1), 75–90.
- Lapajne, J., Motnikar, B. ., y Zupancic, P. (2003). Probabilistic seismic hazard assessment methodology for distributed seismicity. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93, 2502–2515.
- Lavenu, A., y Cembrano, J. (2008). Deformación compresiva cuaternaria en la Cordillera Principal de Chile central (Cajón del Maipo, este de Santiago). *Revista Geológica de Chile*, 35(2), 233–252.
- Lee, J. C., Chu, H. T., Angelier, J., Chan, Y. C., Hu, J. C., Lu, C. Y., y Rau, R. J. (2002). Geometry and structure of northern surface ruptures of the 1999 Mw = 7.6 Chi-Chi Taiwan earthquake: Influence from inherited fold belt structures. *Journal of Structural Geology*, 24(1), 173–192.
- Leyton, F. (2010). Zonificación sísmica de la cuenca de Santiago, Chile. *X Congreso Chileno de*

Sismología E Ingeniería Antisísmica.

- Leyton, F., Pérez, A., Campos, J., Rauld, R., y Kausel, E. (2009). Anomalous seismicity in the lower crust of the Santiago Basin, Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175(1-2), 17–25.
- Leyton, F., Ruiz, J., Campos, J., y 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.
- Leyton, F., Ruiz, S., y Sepúlveda, S. A. (2010). Reevaluación de peligro Sísmico pobabilistico en Chile central. *Andean Geology*, 37(2), 455–472.
- Lin, P.-S., Lee, C.-T., Cheng, C.-T., y Sung, C.-H. (2011). Response spectral attenuation relations for shallow crustal earthquakes in Taiwan. *Engineering Geology*, 121(3-4), 150–164.
- Ma, K., Song, T. A., Lee, S., y Wu, H. (2000). Spatial slip distribution of the September 20, 1999, Chi-Chi, Taiwan, Earthquake (M W 7.6) —Inverted from teleseismic data. *Geophysical Research Letters*, 27(20), 3417.
- Martin, A. (1990). *Hacia una nueva regionalización y cálculo de peligro sísmico en Chile*. Universidad de Chile.
- Martínez-Gutiérrez, G., y Díaz, J. J. (2011). Morfometría en la cuenca hidrológica de San José del Cabo , Baja California Sur , México, 83–100.
- Merritts, D., y Vincent, K. R. (1989). Geomorphic response of coastal streams to low, intermediate, and high rates of uplift, Mendocino triple junction region, northern California. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 1373–1388.

- Moore, J. R., Sanders, J. W., Dietrich, W. E., y Glaser, S. D. (2009). Influence of rock mass strength on the erosion rate of alpine cliffs. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 16–25.
- Mori y Somerville. (2006). Seismology and Strong Ground Motions in the 2004 Niigata Ken Chuetsu, Japan, Earthquake. *Earthquake Spectra*, (22) S1, S9–S21.
- Moro, M., Gori, S., Falcucci, E., Saroli, M., Galadini, F., y Salvi, S. (2013). Historical earthquakes and variable kinematic behaviour of the 2009 L'Aquila seismic event (central Italy) causative fault, revealed by paleoseismological investigations. *Tectonophysics*, 583(August 2015), 131–144.
- Mpodozis, C., y Ramos, V. (1989). The Andes of Chile and Argentina. *Geology of the Andes and Its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*, 11, 59–90.
- Pan, J., Li, H., Si, J., Pei, J., Fu, X., Chevalier, M.-L., y Liu, D. (2014). Rupture process of the Wenchuan earthquake (Mw 7.9) from surface ruptures and fault striations characteristics. *Tectonophysics*, 619-620, 13–28.
- Pérez, A., Ruiz, J. a., Vargas, G., Rauld, R., Rebolledo, S., y Campos, J. (2014). Improving seismotectonics and seismic hazard assessment along the San Ramón Fault at the eastern border of Santiago city, Chile. *Natural Hazards*, 71(1), 243–274.
- Petersen, M. D., Cao, T., Campbell, K. W., y Arthur, D. (2007). California: Uniform California Earthquake. *Seismological Research Letters*, 78(1), 99–109.
- Pinilla, C. (2012). *Correlación entre el perfil de velocidad de propagación de ondas de corte y el espectro de respuesta en suelos*. Tesis para optar al título de Ingeniero Civil. Universidad de Chile, Chile.

- Rauld, R. (2011). *Deformación cortical y peligro sísmico asociado a la falla San Ramón en el frente cordillerano de Santiago, Chile Central (33°S)*. Ph. D. Tesis. Universidad de Chile, Chile.
- Reiter, L. (1990). *Earthquake Hazard Analysis: Issues and Insights* (Columbia U). New York.
- Riddell, R. (2012). Specification of Ground Motion Intensities and Spectra for Seismic Design. *Revista de Geofísica, Instituto Panamericano de Geografía E Historia, México.*, 37, 111–141.
- Ruiz, J. a., Baumont, D., Bernard, P., y Berge-Thierry, C. (2011). Modelling directivity of strong ground motion with a fractal, k-2, kinematic source model. *Geophysical Journal International*, 186, 226–244.
- Ruiz, J. A., Hayes, G. P., Carrizo, D., Kanamori, H., Socquet, A., y Comte, D. (2014). Seismological analyses of the 2010 March 11, Pichilemu, Chile Mw 7.0 and Mw 6.9 coastal intraplate earthquakes. *Geophysical Journal International*, 197(1), 414–434.
- Ruiz, S., y Saragoni, G. R. (2005). Formulas De Atenuación Para La Subducción De Chile Considerando Los Dos Mecanismos De Sismogenesis Y Los Efectos Del Suelo. *IX Congreso Chileno de Sismología E Ingeniería Antisísmica*, 01, 01–07.
- Ryder, I., Rietbrock, A., Kelson, K., Bürgmann, R., Floyd, M., Socquet, A., ... Carrizo, D. (2012). Large extensional aftershocks in the continental forearc triggered by the 2010 Maule earthquake, Chile. *Geophysical Journal International*, 188(3), 879–890.
- Sadigh, K., Chang, C.-Y., Egan, J. A., Makdisi, F., y Youngs, R. R. (1997). Attenuation Relationships for Shallow Crustal Earthquakes Based on California Strong Motion Data. *Seismological Research Letters*, 68(1), 180–189.

- Scawthorn, C., y Rathje, E. M. (2006). The 2004 Niigata Ken Chuetsu, Japan, Earthquake. *Earthquake Spectra*, 22(S1), 1–8.
- Scholz, C. (1980). *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. Cambridge University Press. Cambridge, UK.
- Schwartz, D. P., y Coppersmith, K. J. (1984). Fault behavior and characteristic earthquakes - examples from the Wasatch and San-Andreas fault zones. *Journal of Geophysical Research*, 89(NB7), 5681–5698.
- Scordilis, E. M. (2006). Empirical Global Relations Converting M_S and m_b to Moment Magnitude. *Journal of Seismology*, 10(2), 225–236.
- Seild, M. A., Dietrich, W. E., y Kirchner, J. W. (1994). Longitudinal profile development into bedrock: an analysis of Hawaiian channels. *Journal of Geology*, 102, 457–474.
- Shyu, J. B. H., Sieh, K., Chen, Y. G., y Liu, C. S. (2005). Neotectonic architecture of Taiwan and its implications for future large earthquakes. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 110(8), 1–33.
- Silva, N. (2008). *Caracterizacion y determinacion del peligro sismico en la region metropolitana*. Tesis para optar al título de Ingeniero Civil. Universidad de Chile, Chile.
- Singh, V., y Tandon, S. K. (2007). Evidence and consequences of tilting of two alluvial fans in the Pinjaur dun, Northwestern Himalayan Foothills. *Quaternary International*, 159, 21–31.
- Somerville, P., Irikura, K., Graves, R., Sawada, S., Wald, D., Iwasaki, Y., ... Kowada, A. (1999). Characterizing Crustal Earthquake Slip Models for the Prediction of Strong Ground Motion. *Seismological Research Letters*, 70(1), 59–80.
- Spudich, P. (1995). Main-Shock Characteristics. In *The Lorna Prieta , California , Earthquake*

of October 17, 1989 (pp. 1–7).

Spudich, P., Bayless, J. R., Baker, J., Chiou, B. S. J., Rowshandel, B., Shahi, S., y Somerville, P. (2013). Final Report of the NGA-West2 Directivity Working Group. *Pacific Engineering Research Center Report*, (May 2013), 162.

Steep, J. C. (1971). *An investigation on earthquake risk in Puget are by use of Type I Distribution of largest extremes.*

Steep, J. C. (1972). Analysis of completeness of the earthquake sample in the Puges Sound area and its effect on statiscal estimates of earthquake hazard. *Proceedings of the International Conference on Microzonation for Safer Construcction 2*, 897–910.

Stern, C., Amini, H., Charrier, R., Godoy, E., Hervé, F., y Varela, J. (1984). Petrochemistry and age of rhyolitic pyroclastic flows which occur along the drainage valleys of rhe Río Cachapoal (Chile) and the Río Yaucha and Río Papagayos (Argentina). *Revista Geológica de Chile*, 23, 39–52.

Stock, J. D., y Montgomery, D. R. (1999). Geologic constraints on bedrock river incision using the stream power law. *Journal of Geophysical Research*, 104(B3), 4983.

Takahashi, T., Kobayashi, S., Fukushima, Y., Zhao, J. X., Nakamura, H., y Somerville, P. G. (2000). A Spectral Attenuation Model for Japan using Strong Ground Motion Data Base. *Proceedings of 6th International Conference on Seismic Zonation*, CD-ROM.

Tassara, A., y Yañez, G. (2003). Relación entre le espesor elástico de la litósfera y la segmentación tectónica del margen Andino (15°-47°S). *Revista Geológica de Chile*, 30(2), 159–186.

Telford, W. M., Geldart, L. P., y Sheriff, R. E. (1990). *Applied Geophysics*. Cambridge

University Press. Cambridge, UK.

Thiele, R. (1980). Hoja de Santiago, Región Metropolitana. *Carta Geologica de Chile*, 39, 51.

Valenzuela, G. (1978). Suelo de Fundación de Santiago. *Instituto de Investigación Geológica*, p. 21.

Vannoli, P., Burrato, P., Fracassi, U., y Valensise, G. (2012). A fresh look at the seismotectonics of the Abruzzi (Central Apennines) following the 6 April 2009 L ' Aquila earthquake (M w 6 . 3). *Ital. J. Geosci.*, 131(3), 309–329.

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.

Vargas, G., y Rebolledo, S. (2012). Paleosismología de la Falla San Ramón e implicancias para el peligro sísmico de Santiago. *XIII Congreso Geologico Chileno*, T9, 851–853.

Villegas, L. (2012). *Estructura sismica cortical en los andes centrales (33°-34.5°s): concentraciones de sismicidad bajo minas el teniente y disputada*. Tesis para optar al título de Magister en Ciencias. Universidad de Chile, Chile.

Wall, R., Sellés, D., y Gana, P. (1999). *Área Til-Til Santiago, Región metropolitana, Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapa geológico N°11 escala 1:100.000, Santiago*.

Walters, R. J., Elliott, J. R., D'Agostino, N., England, P. C., Hunstad, I., Jackson, J. A., ... Roberts, G. (2009). The 2009 L'Aquila earthquake (central Italy): A source mechanism and implications for seismic hazard. *Geophysical Research Letters*, 36(17), L17312.

Wang, C.-Y. (2004). Constructing subsurface structures of the Chelungpu fault to investigate mechanisms leading to abnormally large ruptures during the 1999 Chi-Chi earthquake,

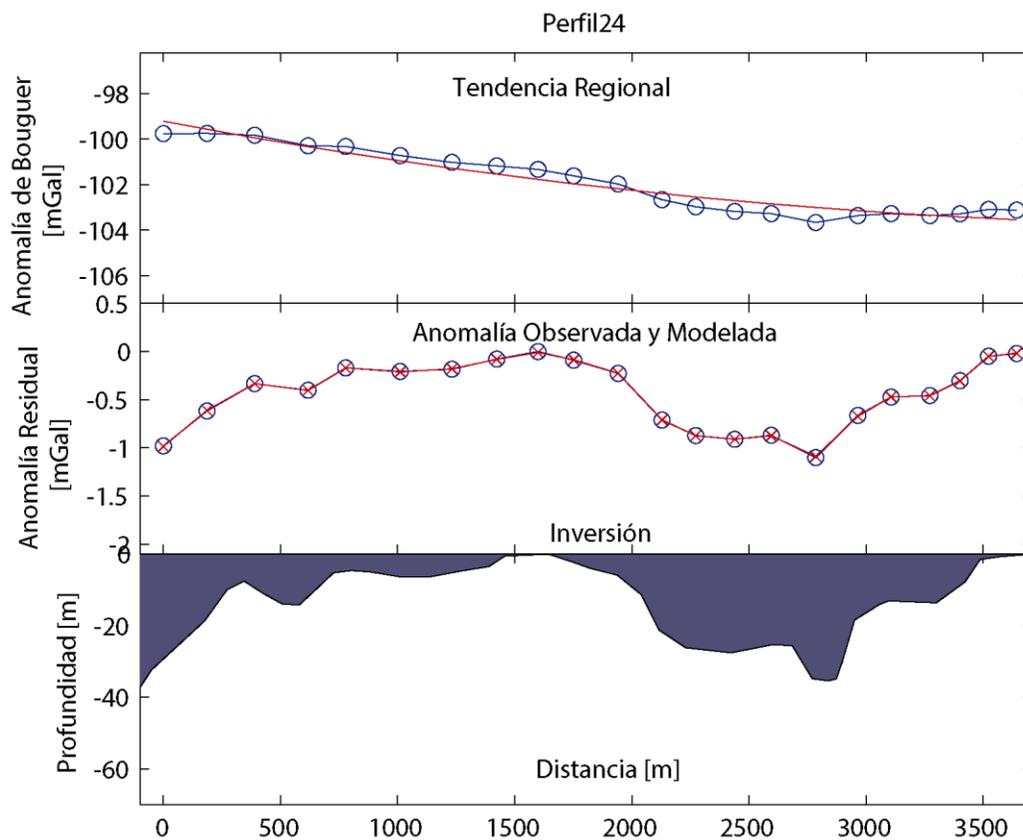
- Taiwan. *Geophysical Research Letters*, 31(2), L02608.
- Wells, D. L., y Coppersmith, K. J. (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), 974–1002.
- Wells, S. G., Bullard, T. F., Menges, C. M., P.G., D., Karas, P. A., Kelson, K. I., ... Wesling, J. . (1988). Regional variations in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary, Pacific coast of Costa Rica. *Geomorphology*, 1, 239–265.
- Wesnousky, S. G. (2008). Displacement and geometrical characteristics of earthquake surface ruptures: Issues and implications for seismic-hazard analysis and the process of earthquake rupture. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(4), 1609–1632.
- Whipple, K. X., y Tucker, G. (1999). Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research*, 104, 1293–1303.
- Wu, Y., y Chen, C. (2007). Seismic reversal pattern for the 1999 Chi-Chi, Taiwan, M. *Sciences-New York*, 429(August), 125 – 132.
- Yañez, G., y Cembrano, J. (2004). Role of viscous plate coupling in the late Tertiary Andean Tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 109, B02407.
- Yañez, G., Muñoz, M., Flores-Aqueveque, V., y Bosch, A. (2015). Gravity derived depth to basement in Santiago Basin, Chile: implications for its geological evolution, hydrogeology, low enthalpy geothermal, soil characterization and geo-hazards. *Andean Geology*, (January).
- Yielding, G., Jackson, J. a., King, G. C. P., Sinvhal, H., Vita-Finzi, C., y Wood, R. M. (1981).

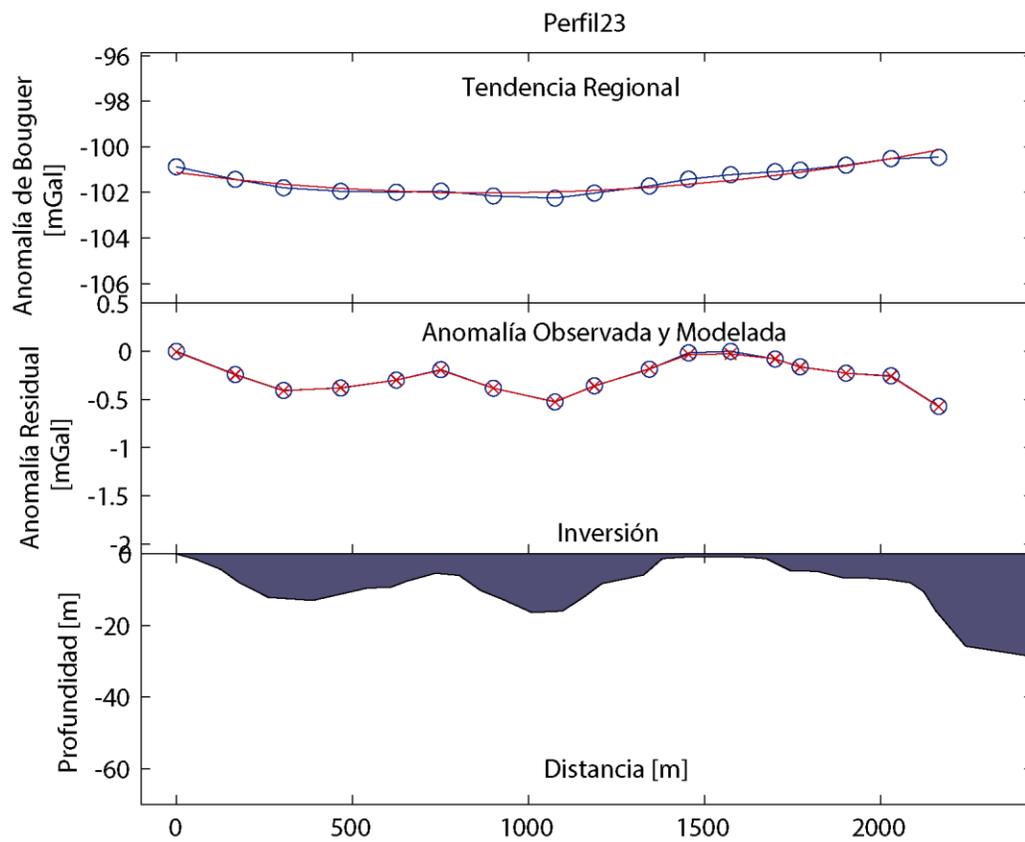
Relations between surface deformation, fault geometry, seismicity, and rupture characteristics during the El Asnam (Algeria) earthquake of 10 October 1980. *Earth and Planetary Science Letters*, 56, 287–304.

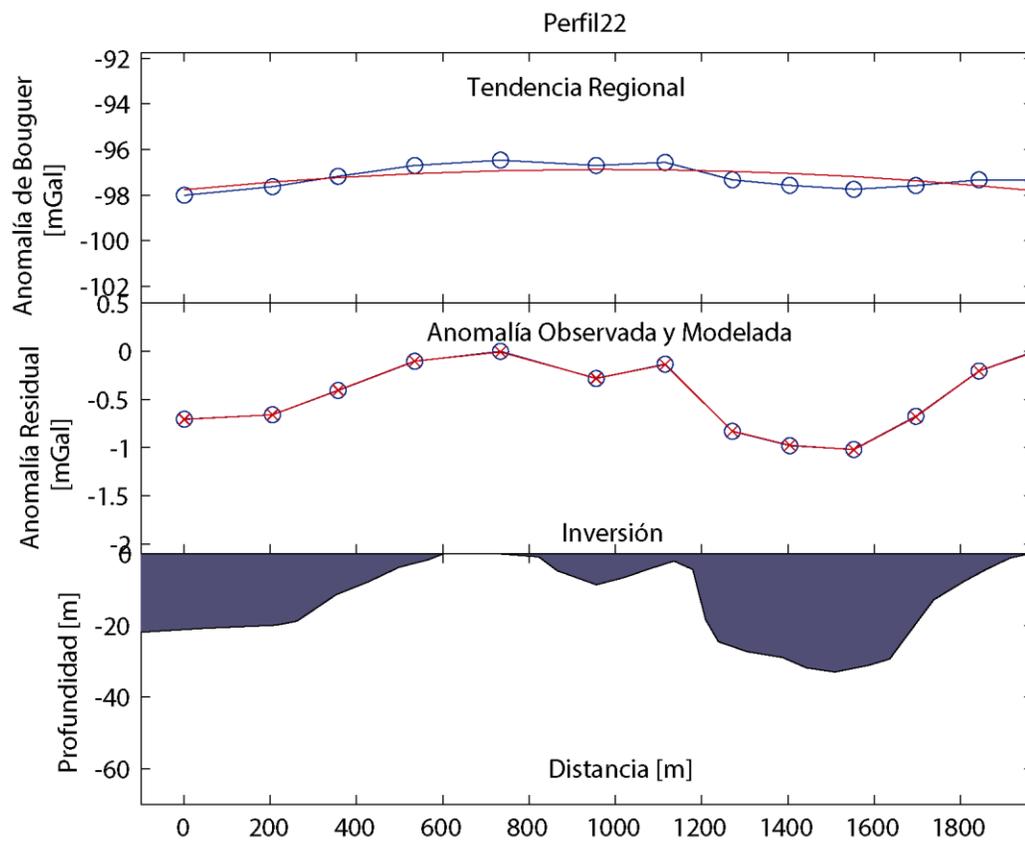
Youngs, R. R., Chiou, S.-J., Silva, W. J., y Humphrey, J. R. (1997). Strong Ground Motion Attenuation Relationships for Subduction Zone Earthquakes. *Seismological Research Letters*, 68(1), 58–73.

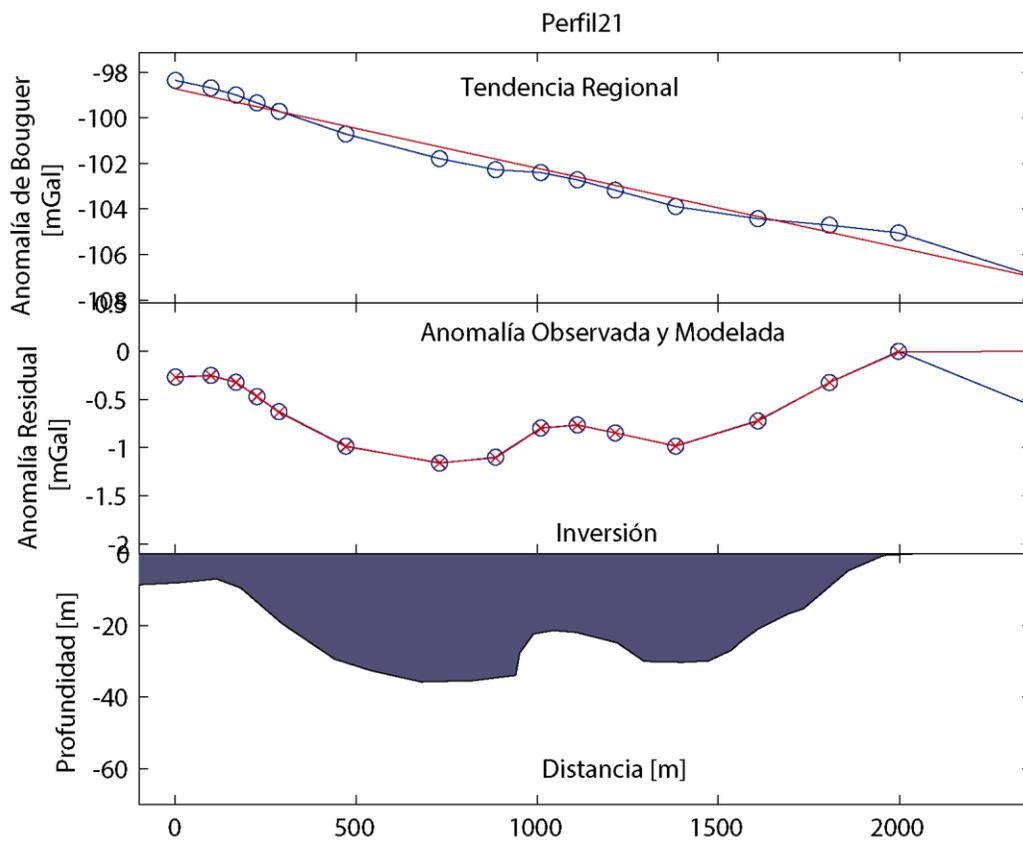
ANEXOS

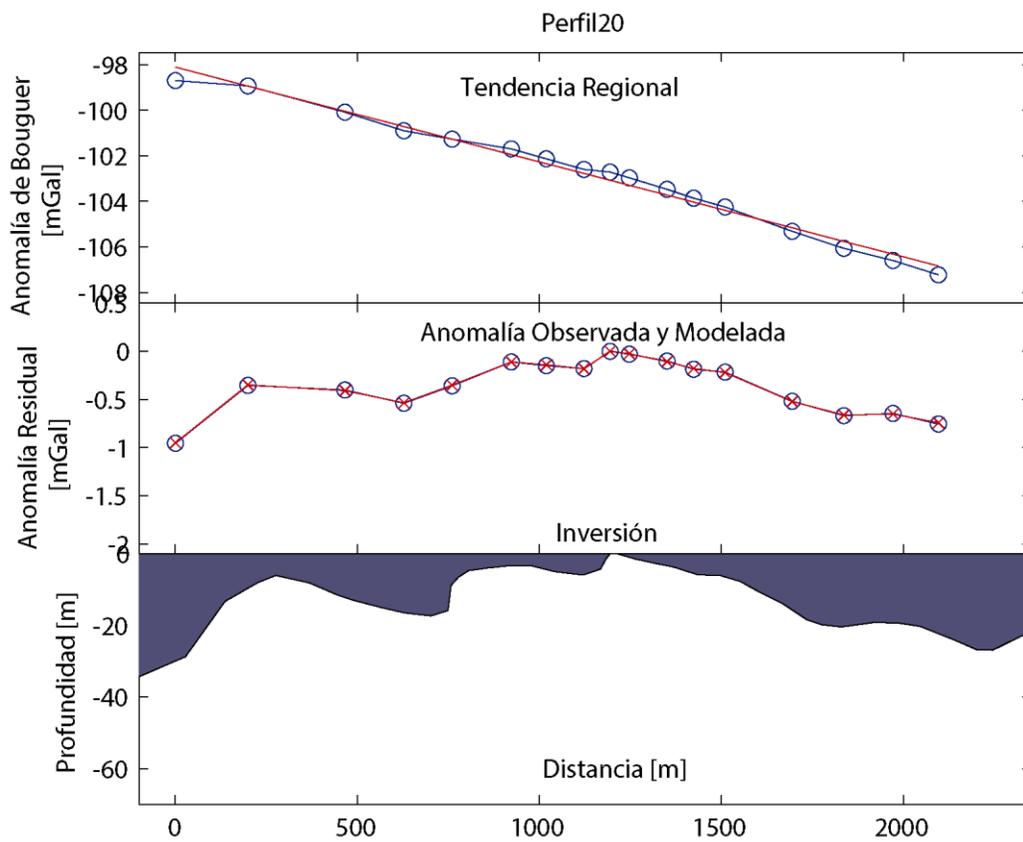
ANEXO 3.1 (Perfiles de Gravedad)

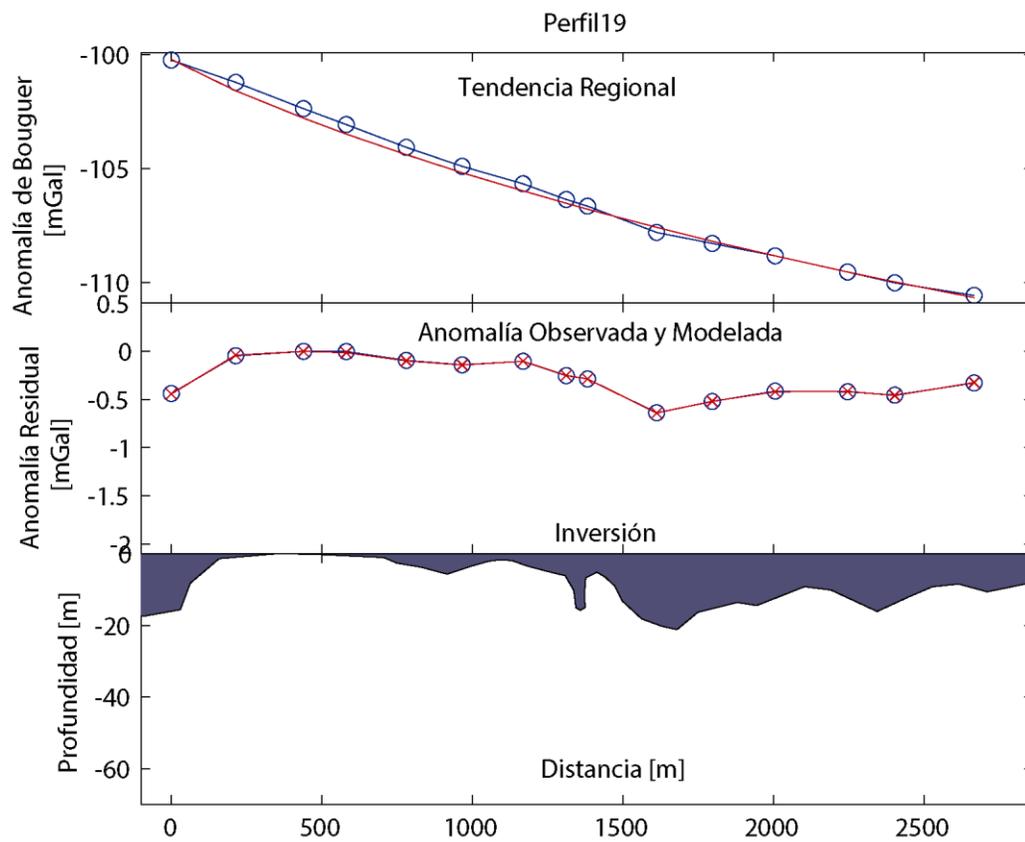


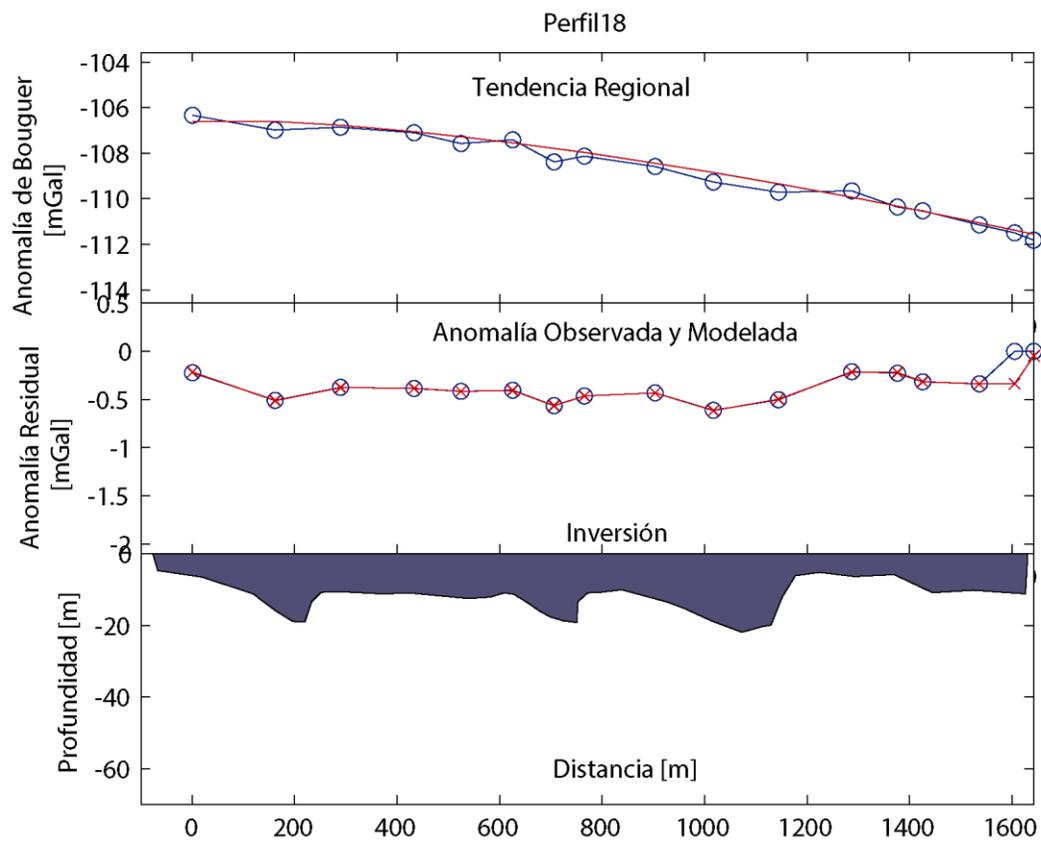


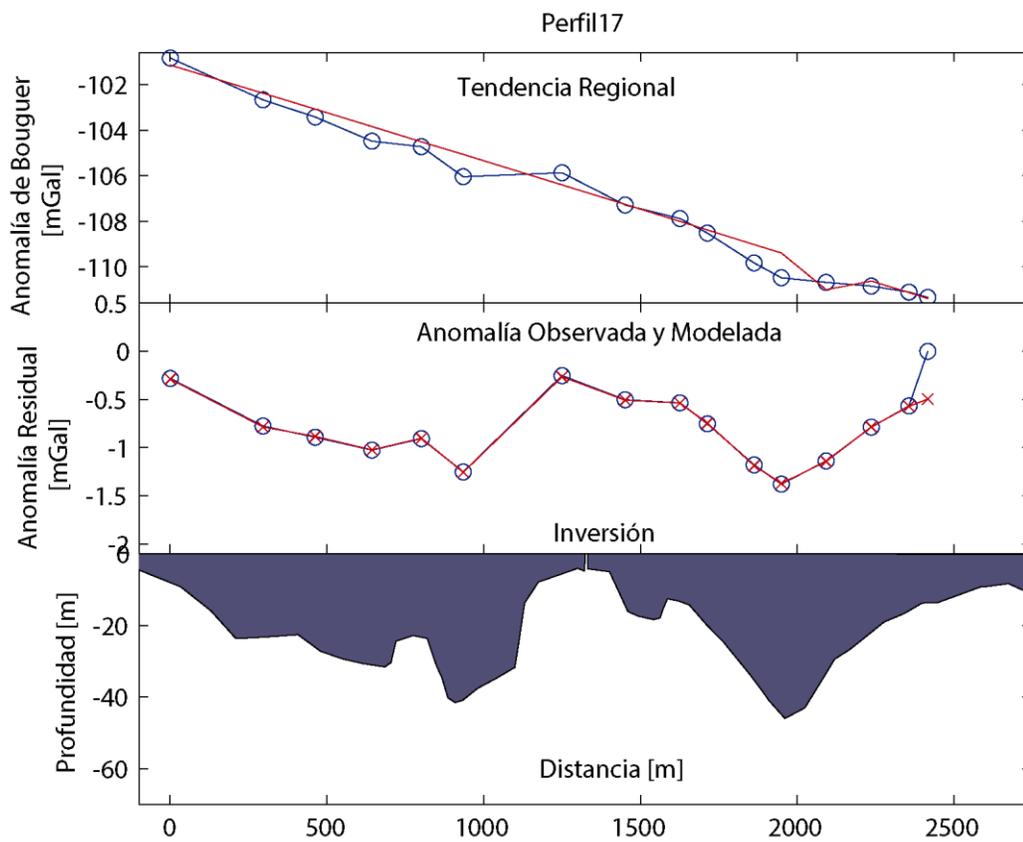


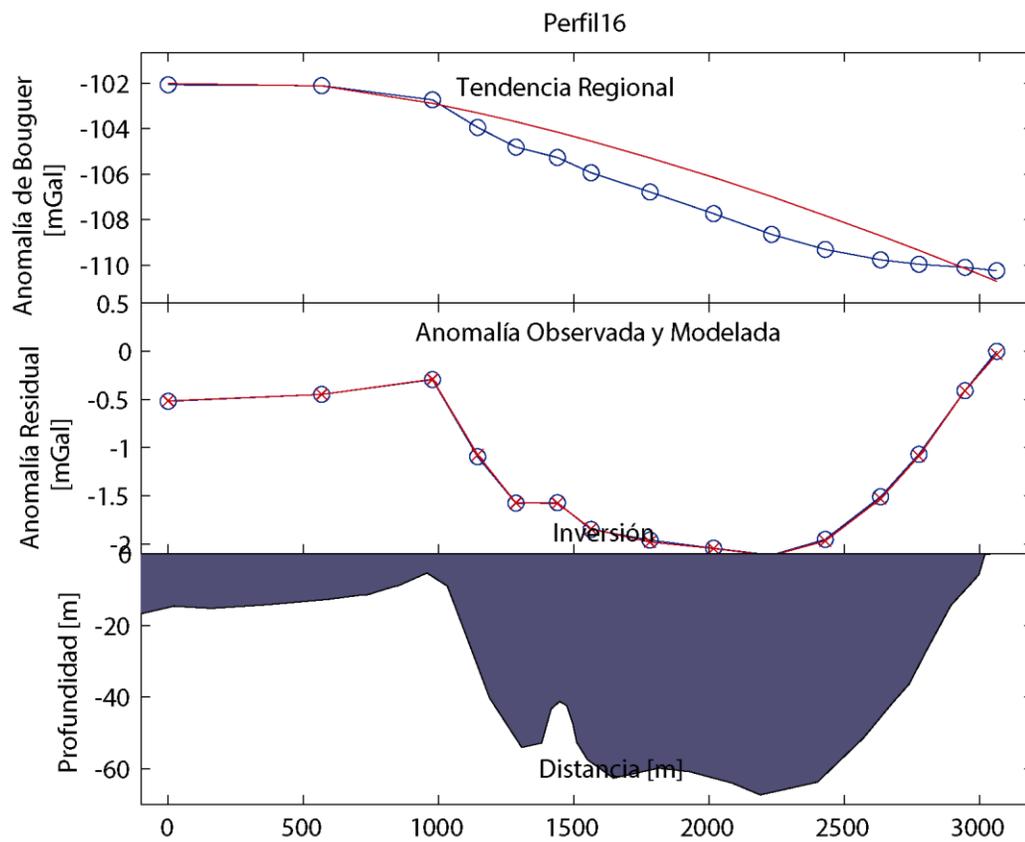


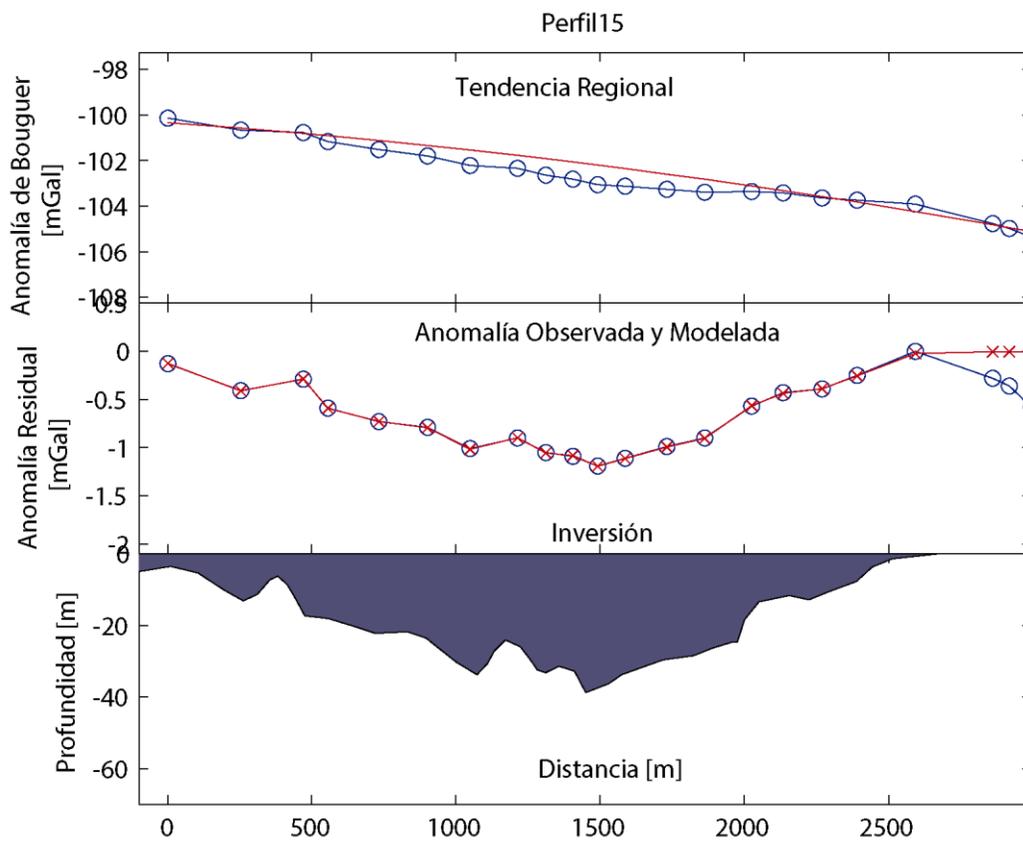


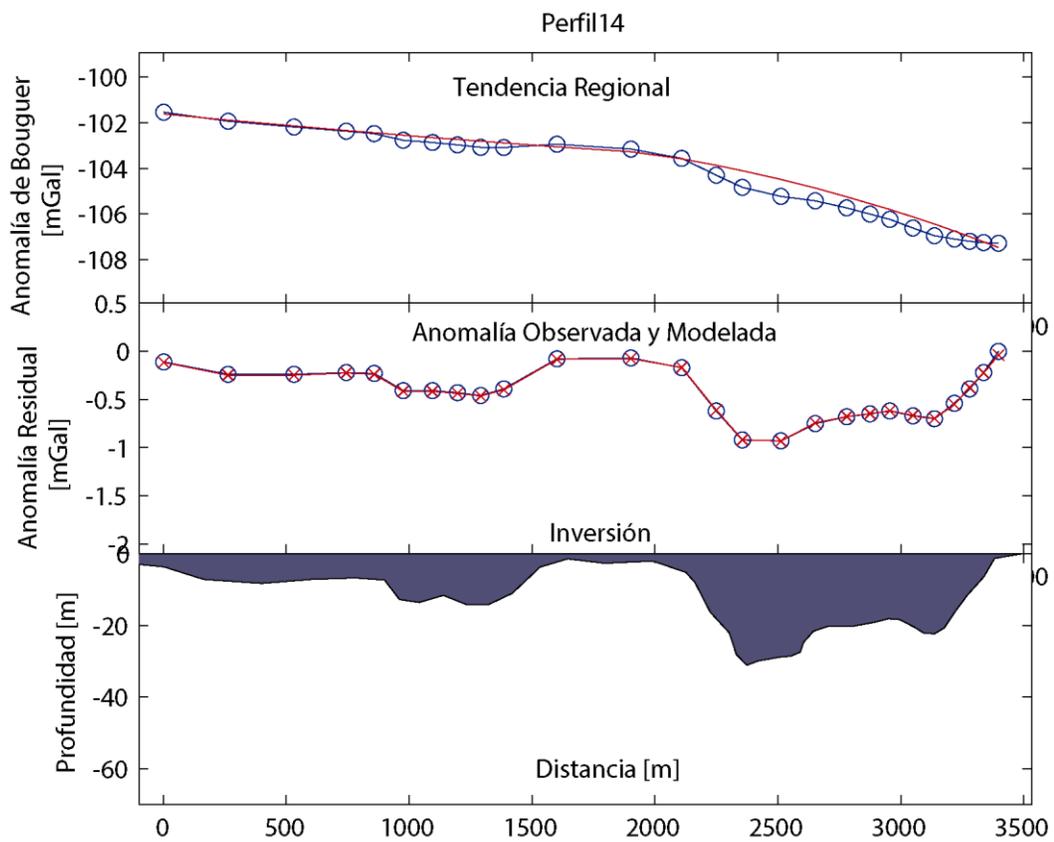


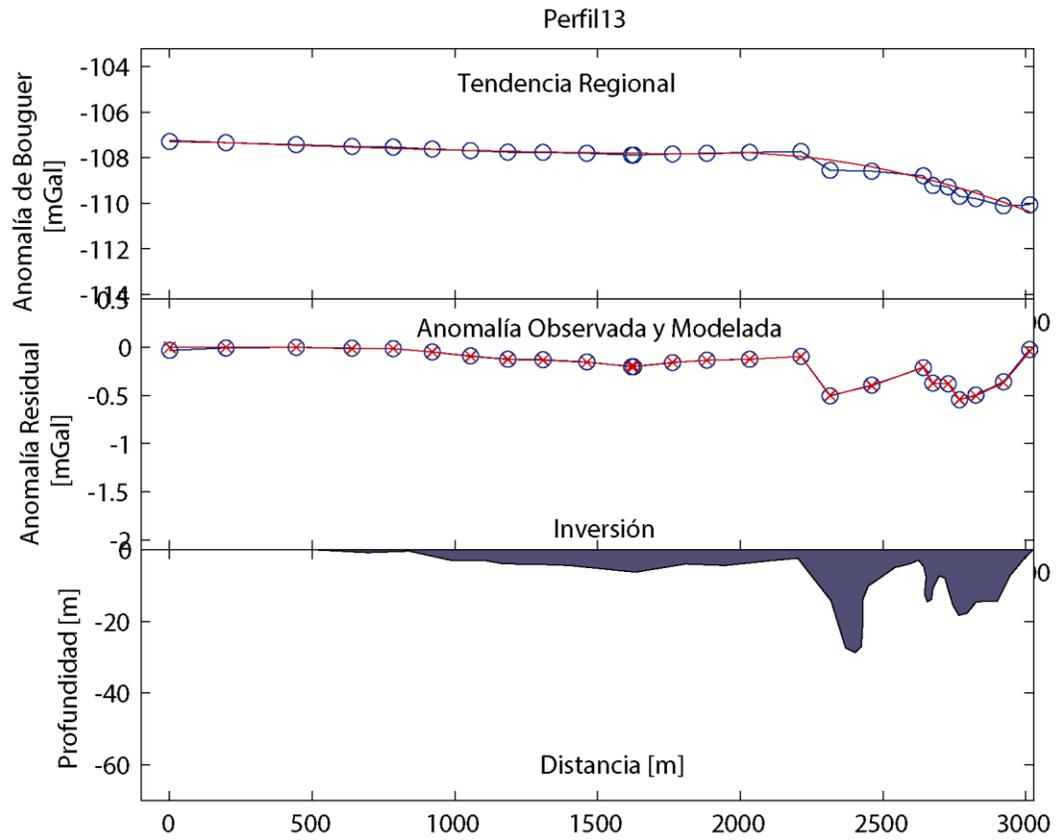


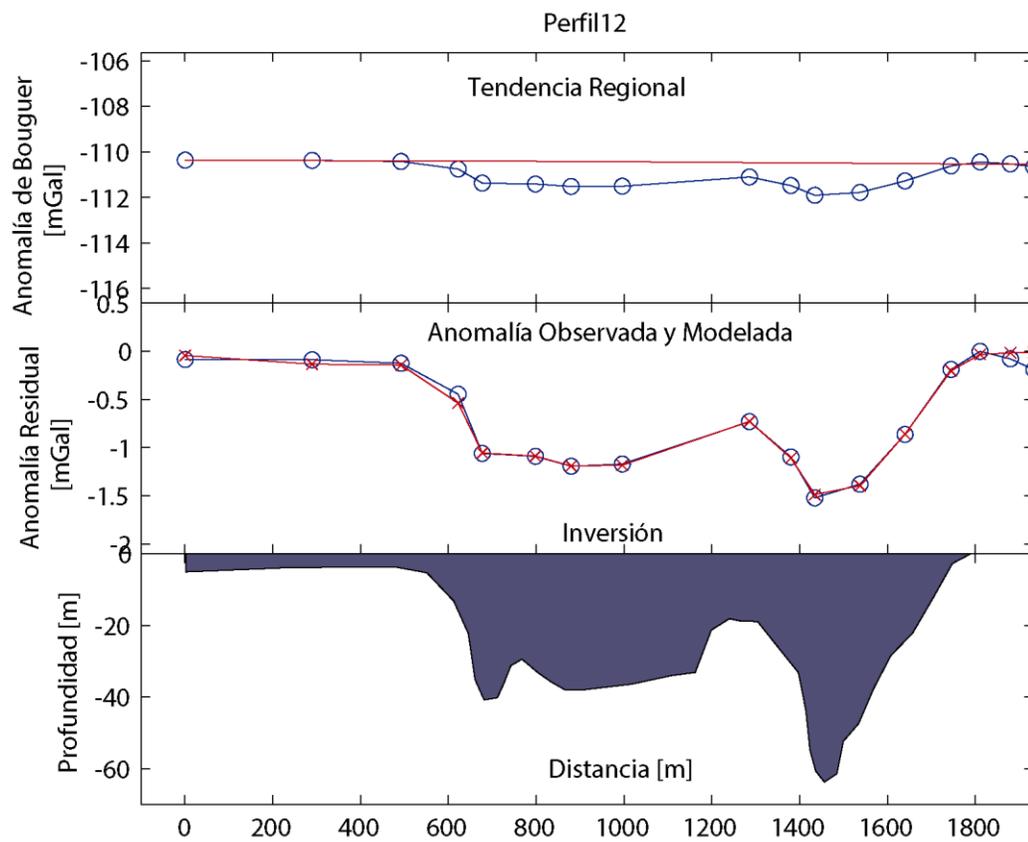


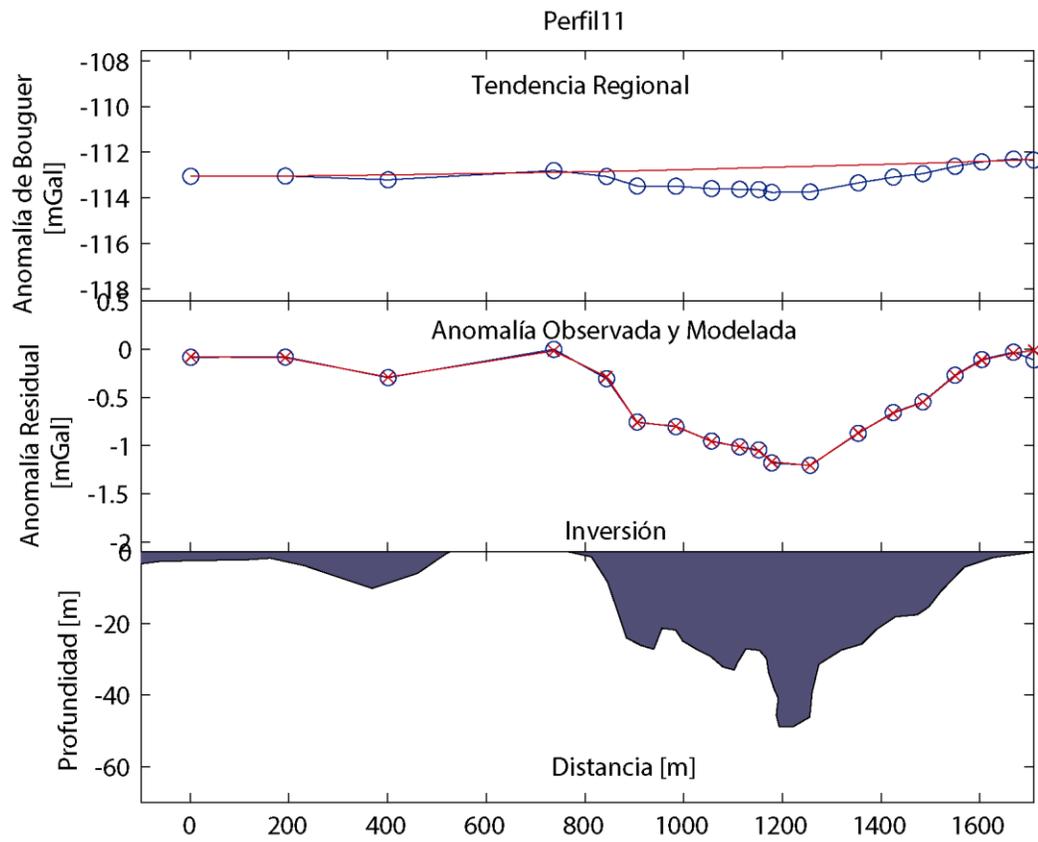


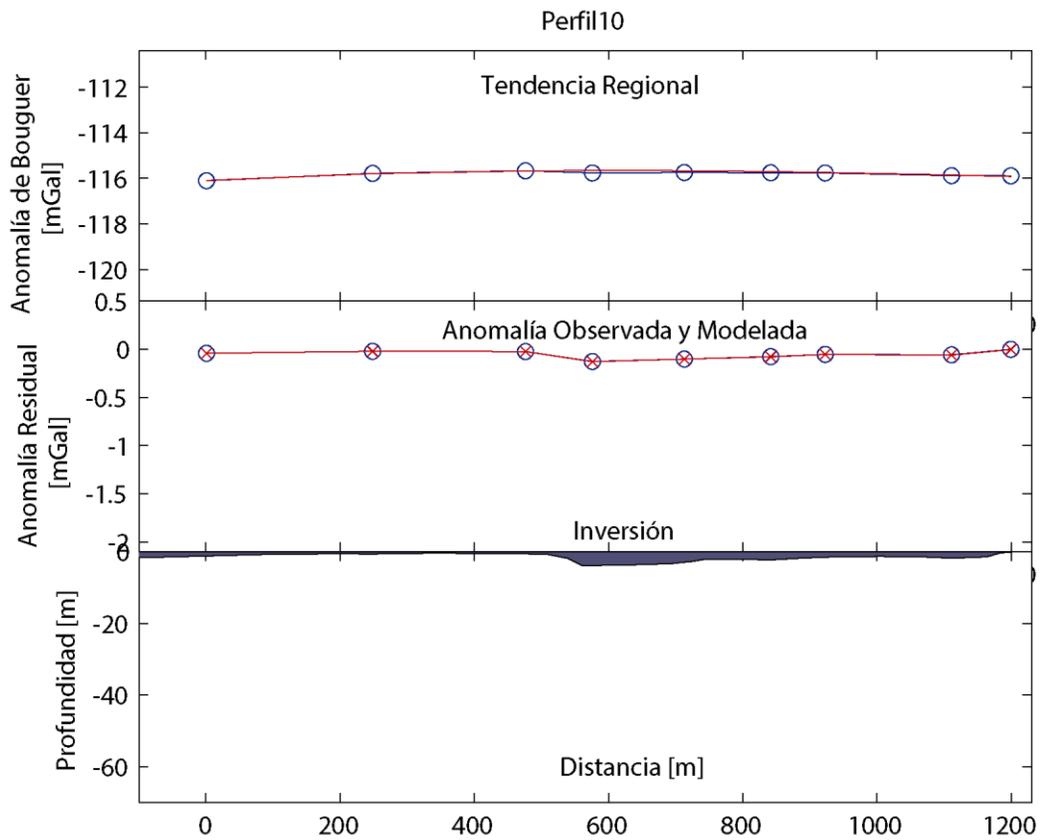


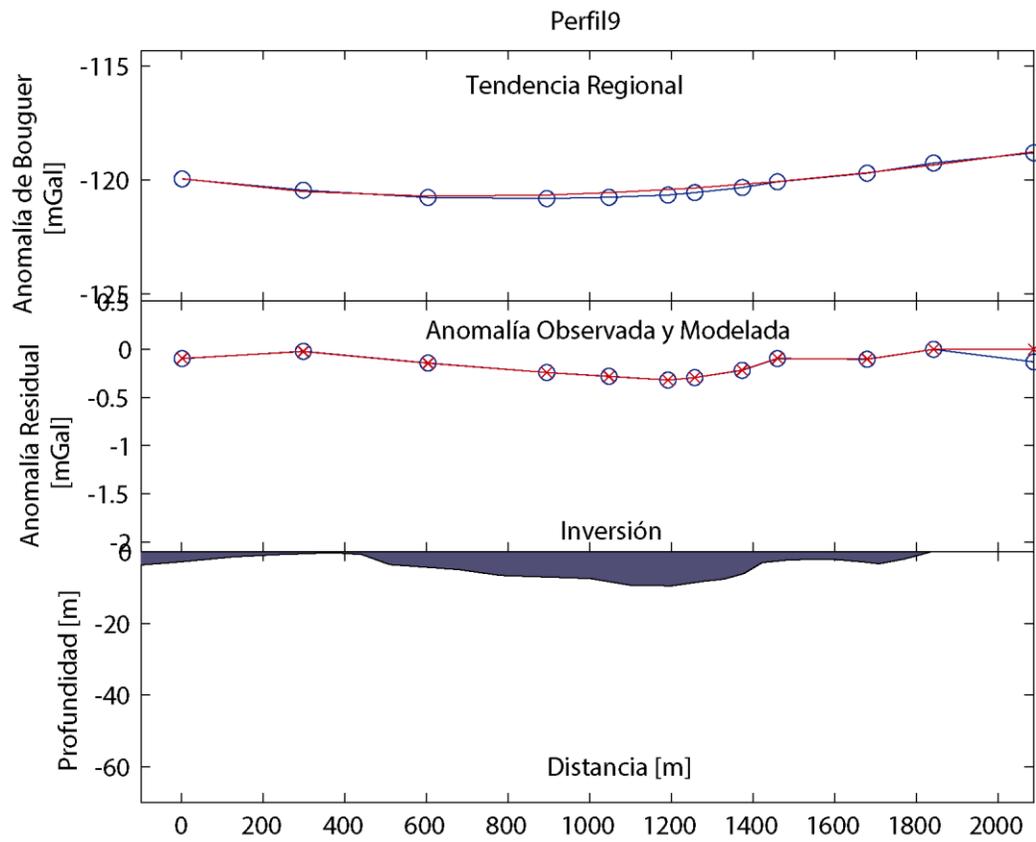


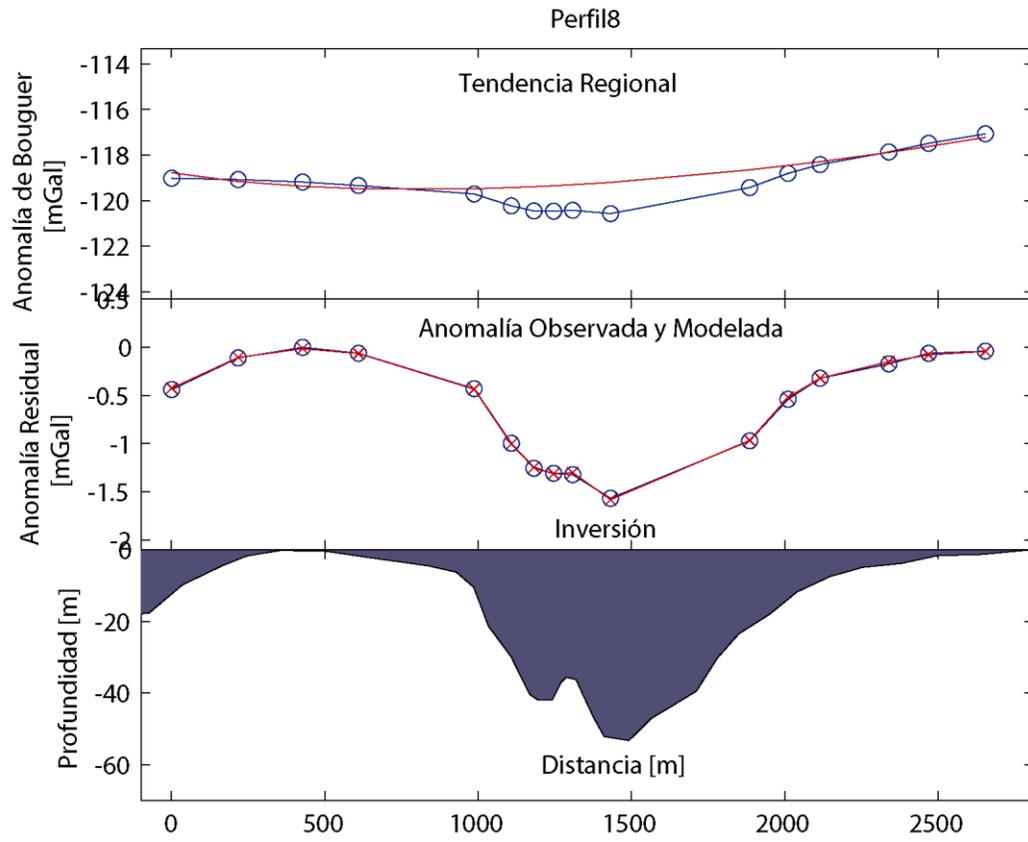


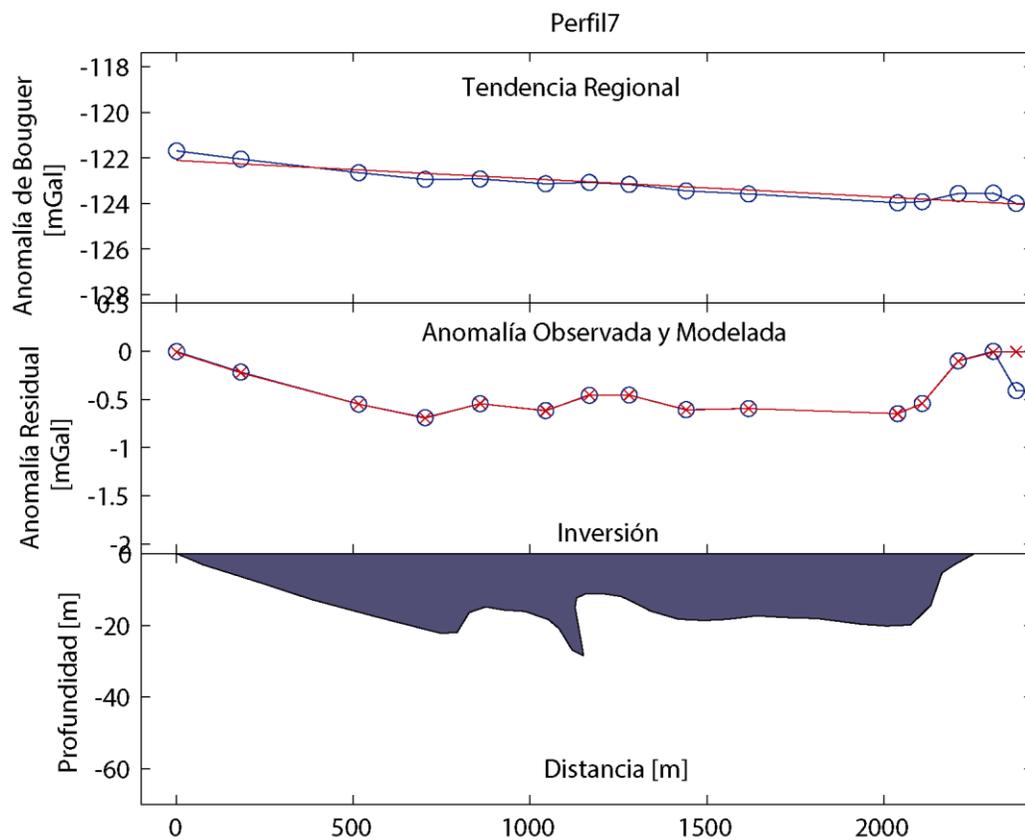


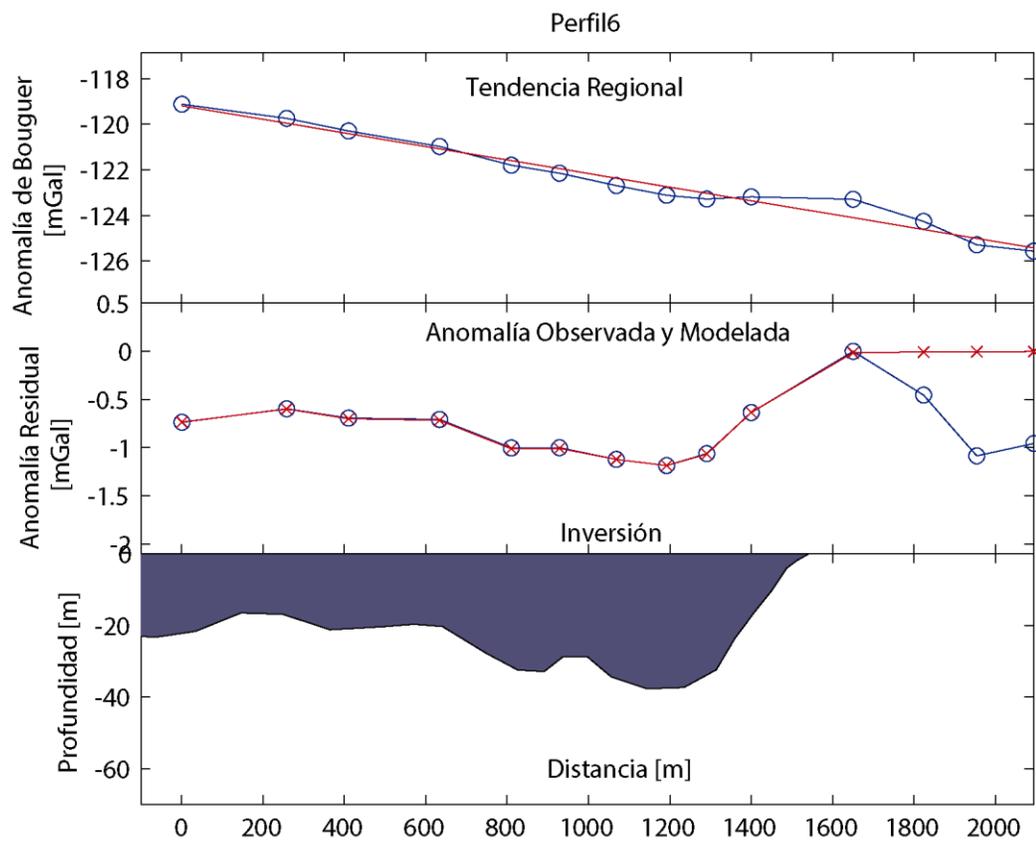


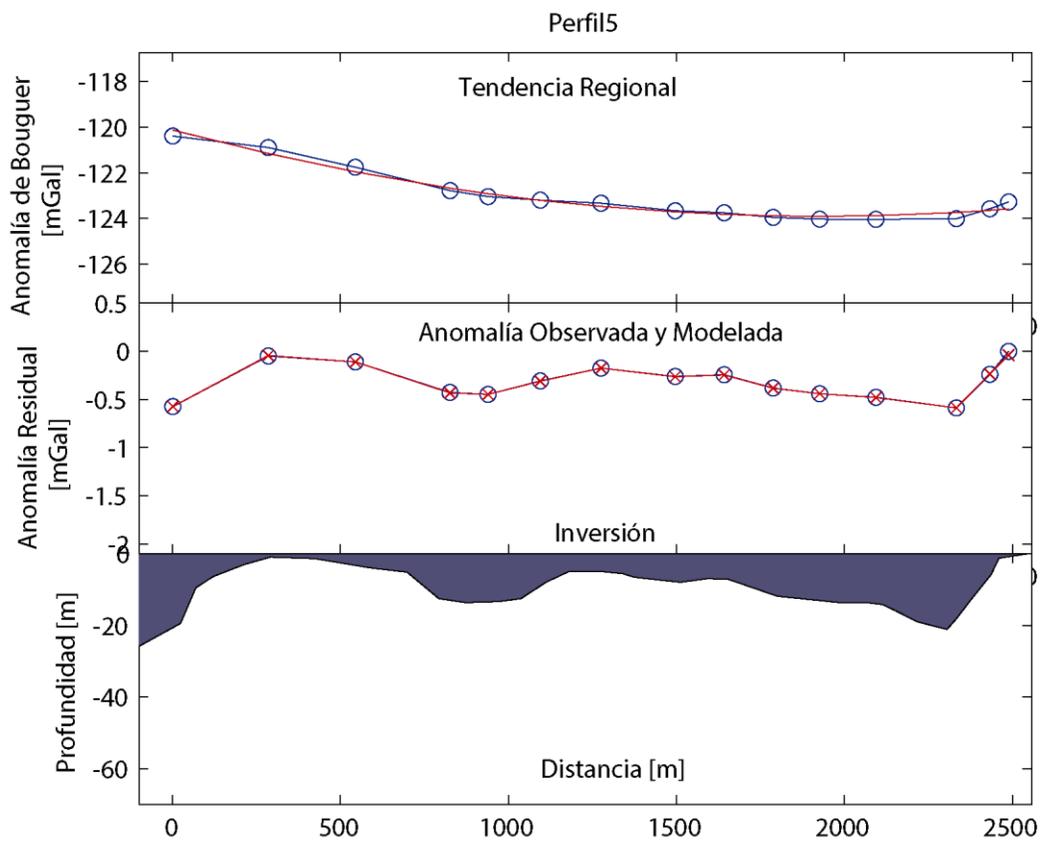


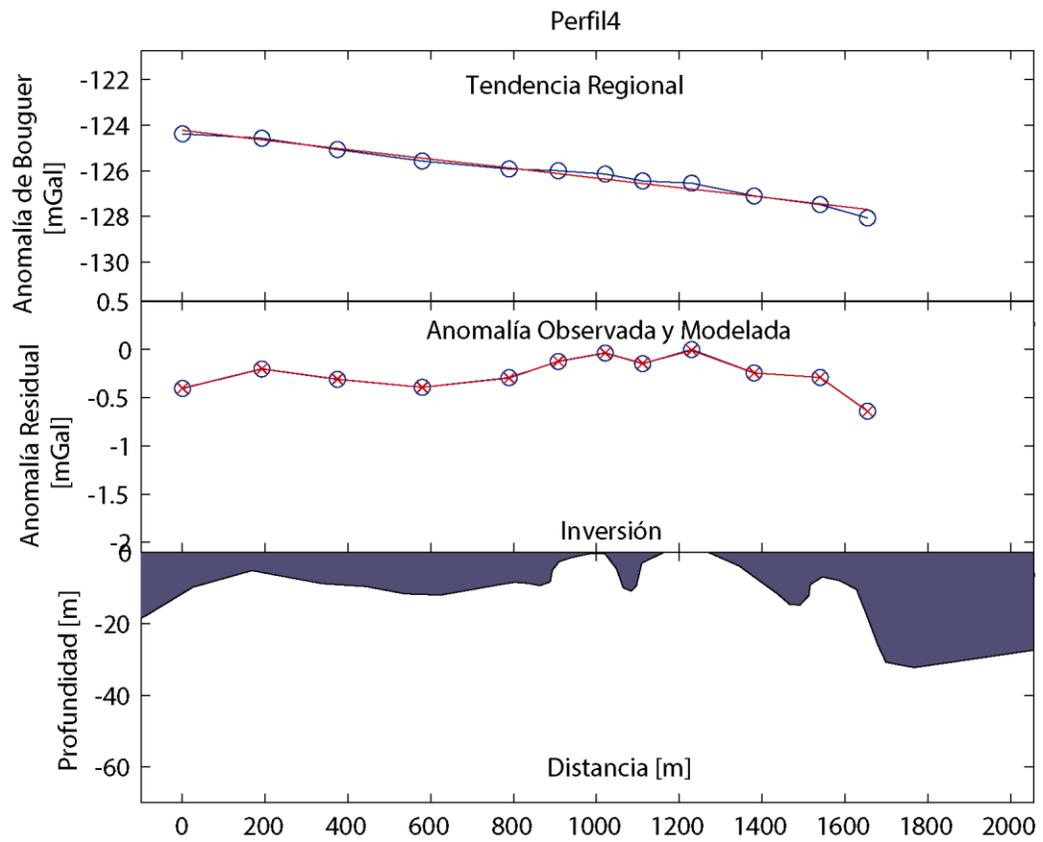


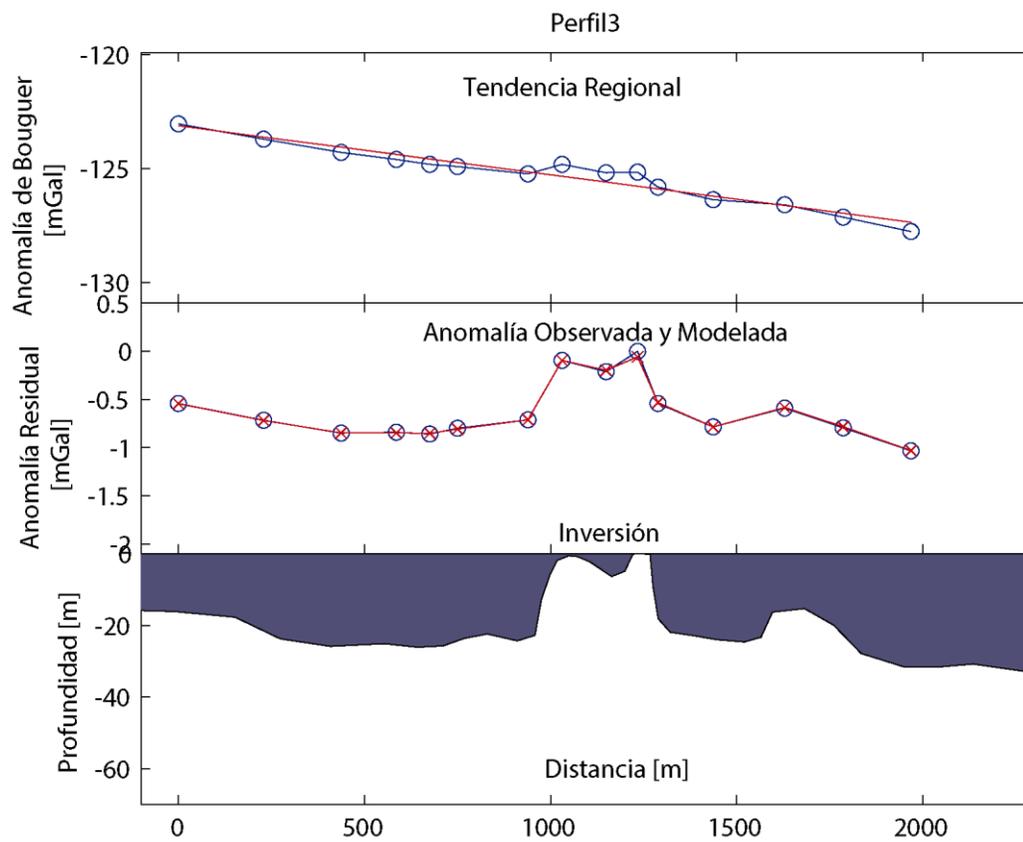


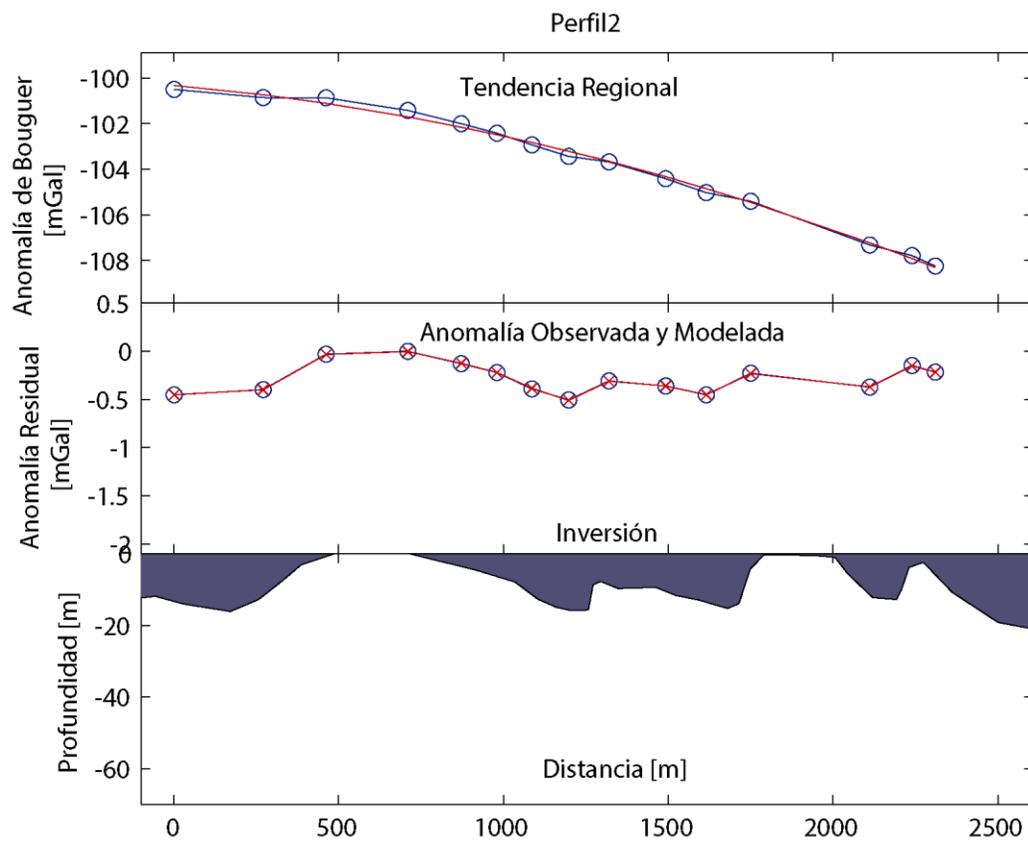


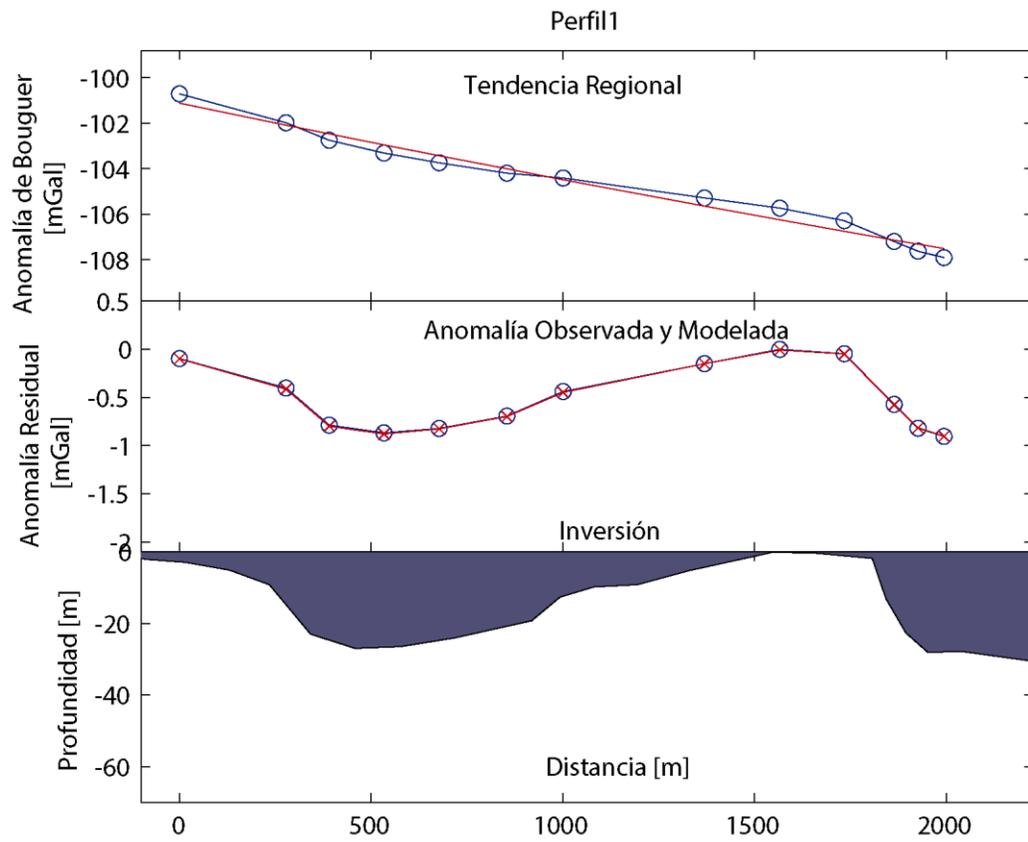













```

dl=(rios(i,1)-punto(1))/2;
dH_dl=DH/dl;

%Variables de SL
SL(cont,1)=dH_dl*L;%valor de Stream Gradient Index
[A(cont) B(cont)]=min(abs(rios(:,1)-L));
SL(cont,2)=rios(B(cont),2);%Coordenada este del punto medio
SL(cont,3)=rios(B(cont),3);%Coordenada oeste del punto medio
SL(cont,4)=rios(B(cont),1);%Distancia a la cabecera del perfil
SL(cont,5)=rios(B(cont),4);%Altura del punto medio
cont=cont+1;

punto(1,:)=rios(i,:);
end

end

graf=input(';Desea observar los gráficos? Si=1; No=0');

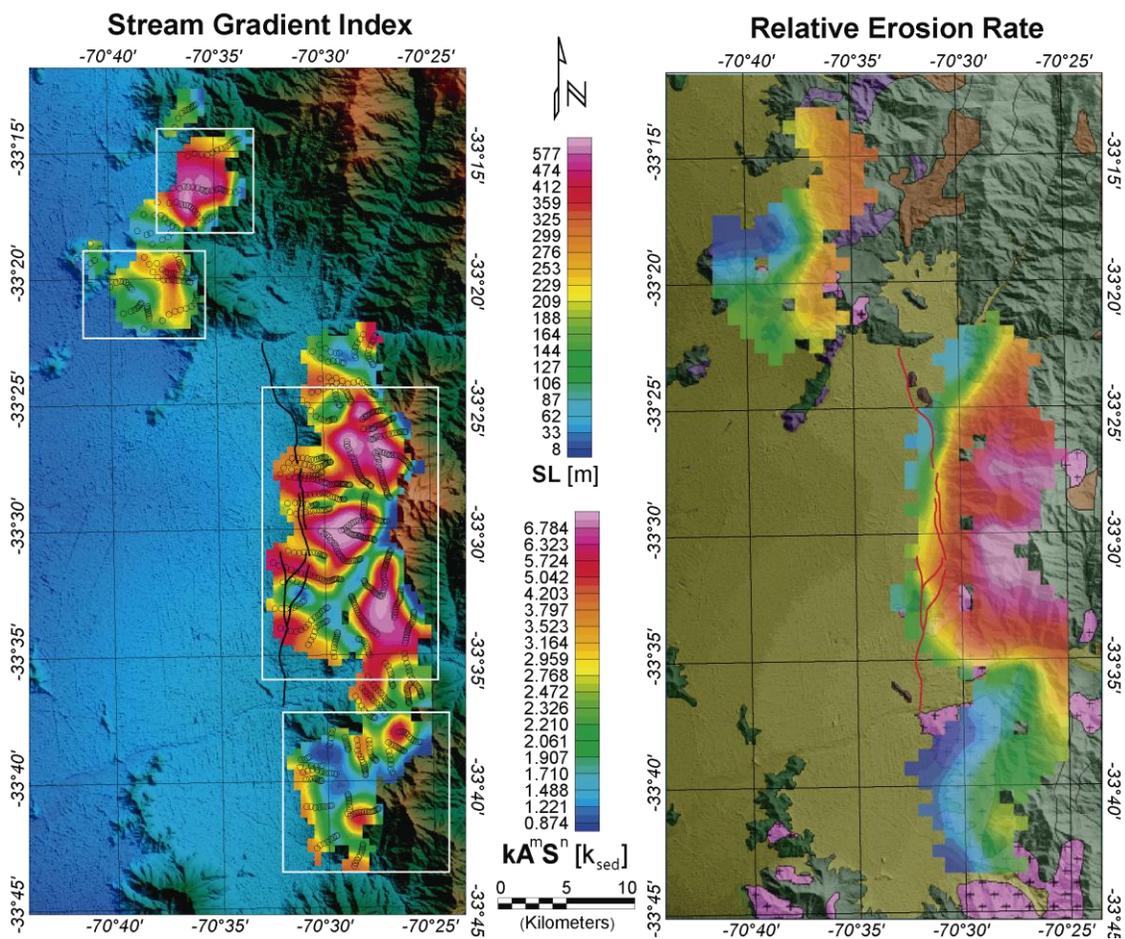
if graf==1
figure(1)
subplot(2,1,1)
plot(rios(:,1),rios(:,4),'x-');
subplot(2,1,2)
plot(SL(:,4),SL(:,1),'ro-');
end

fid=fopen('PerfilSL.txt','wt');
fprintf(fid,'StreamGradientIndex / Coordenada este punto medio /
Coordenada norte punto medio / Distancia a cabecera del perfil / Altura
\n');
for i=1:length(SL)
fprintf(fid,'%f %f %f %f %f
\n',SL(i,1),SL(i,2),SL(i,3),SL(i,4),SL(i,5));
end

```

ANEXO 5.2

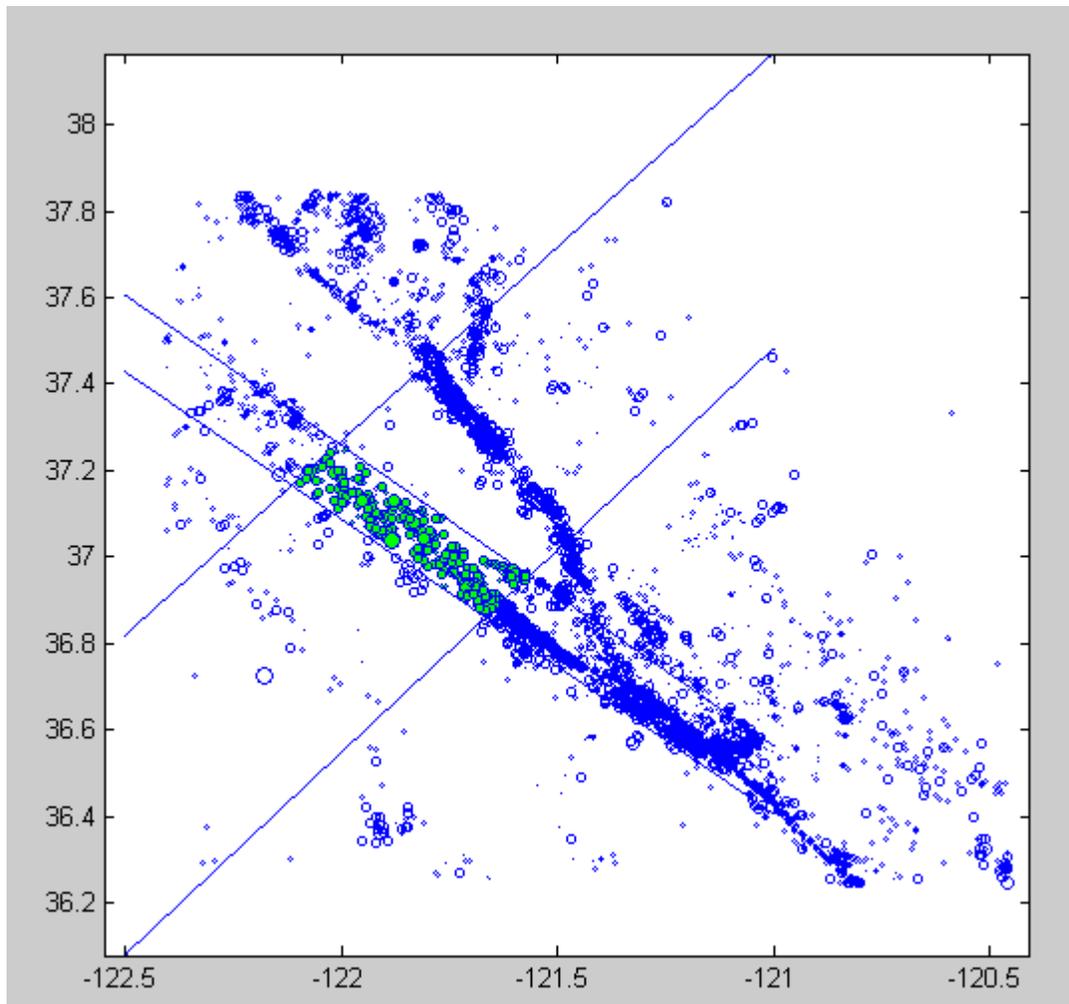
(Comparación Stream Gradient Index v/s Ley de escorrentía)



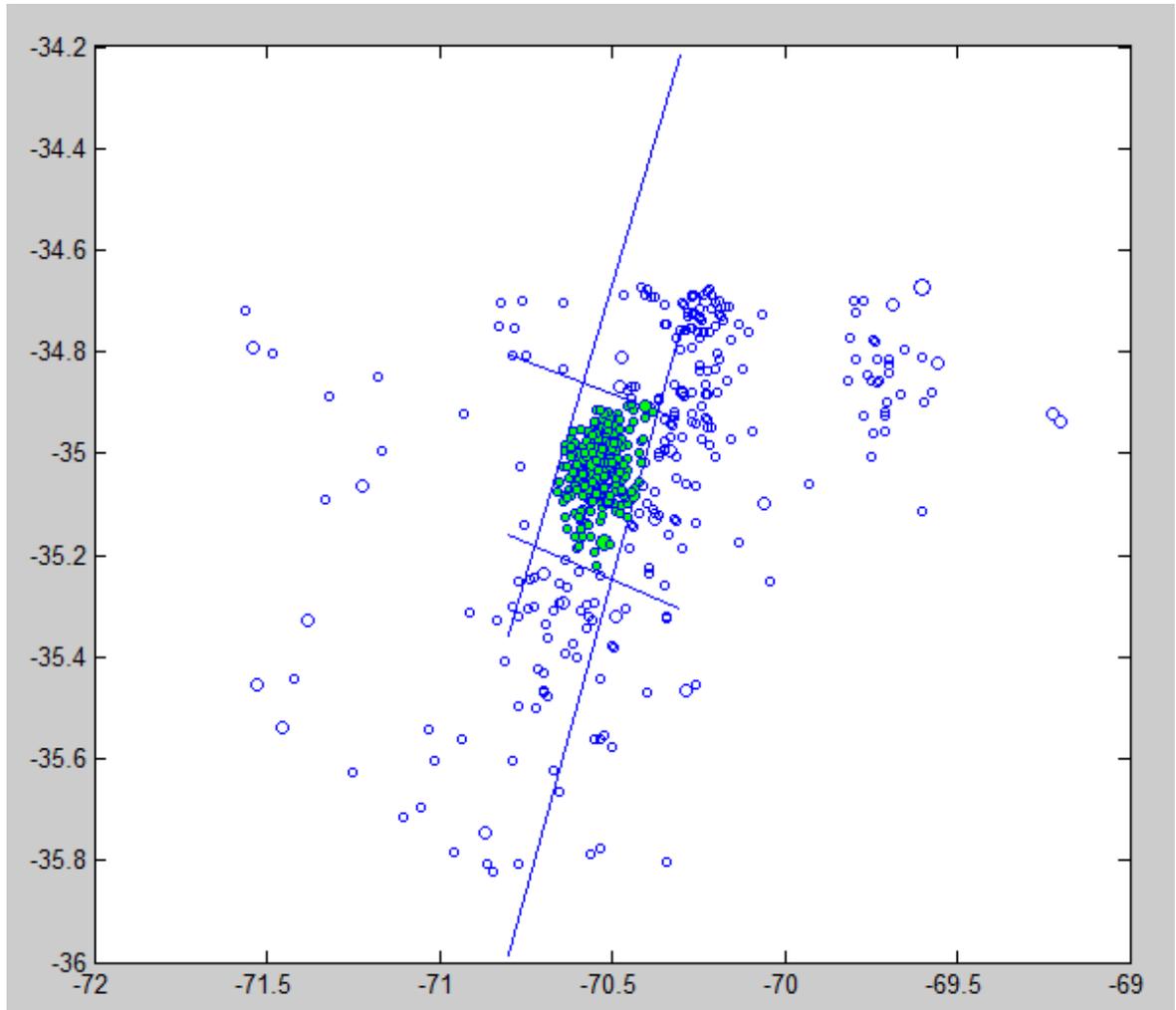
ANEXO 6.1

(Planos de ruptura y sismos USGS usados para el análisis temporal)

Loma Prieta 1989

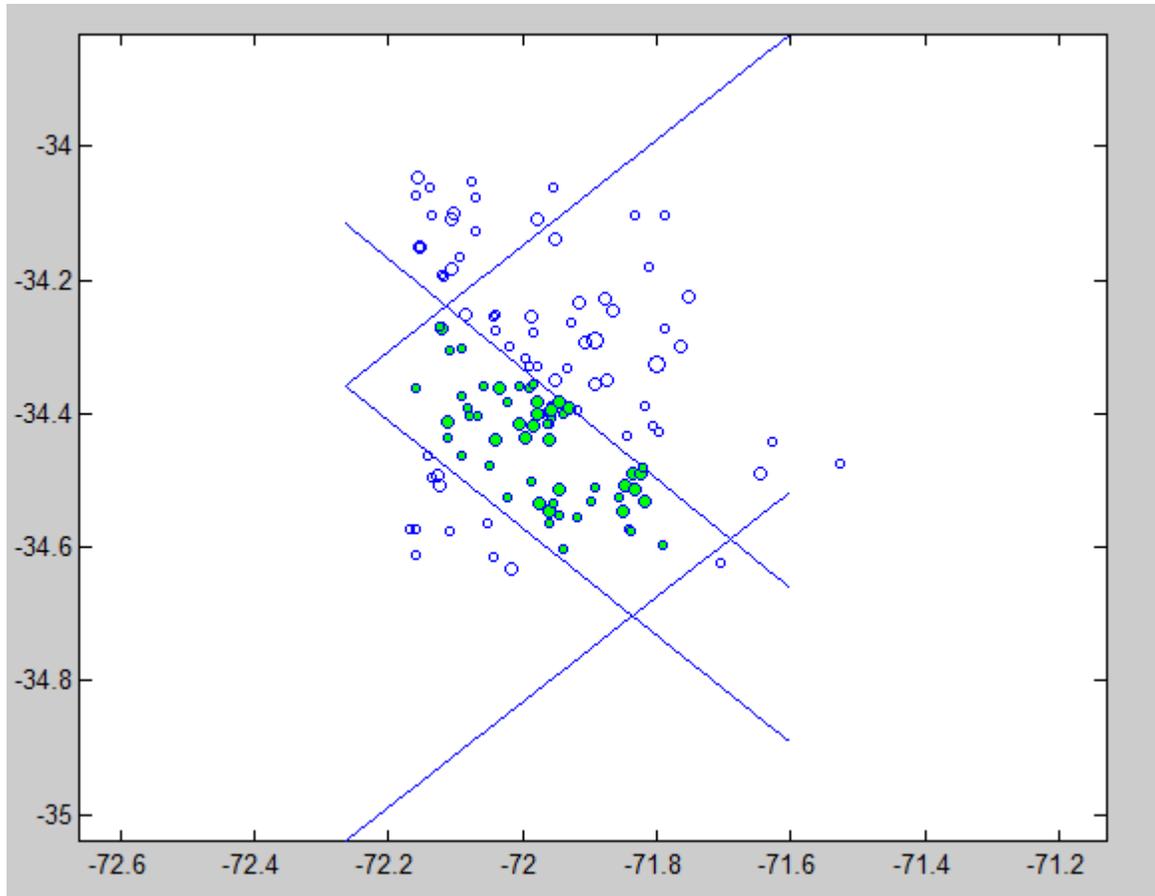


Teno 2004



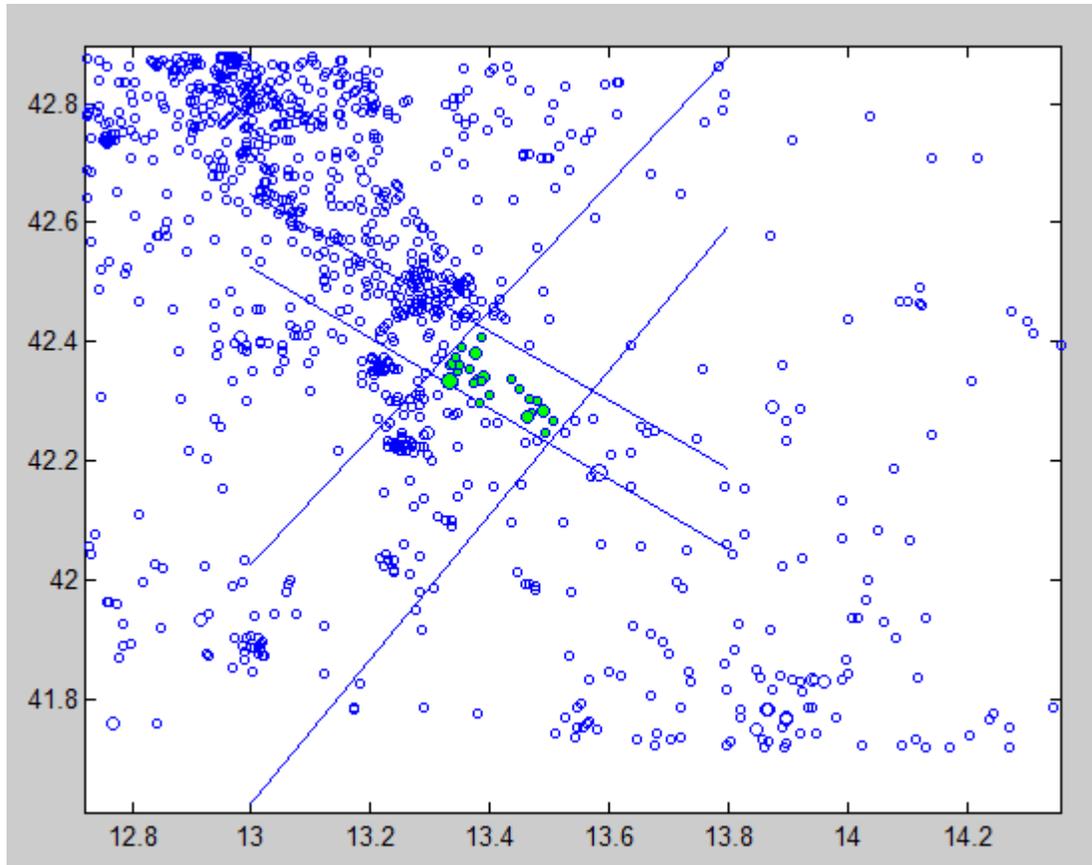
Plano de ruptura limitado por réplicas.

Pichilemu 2010.



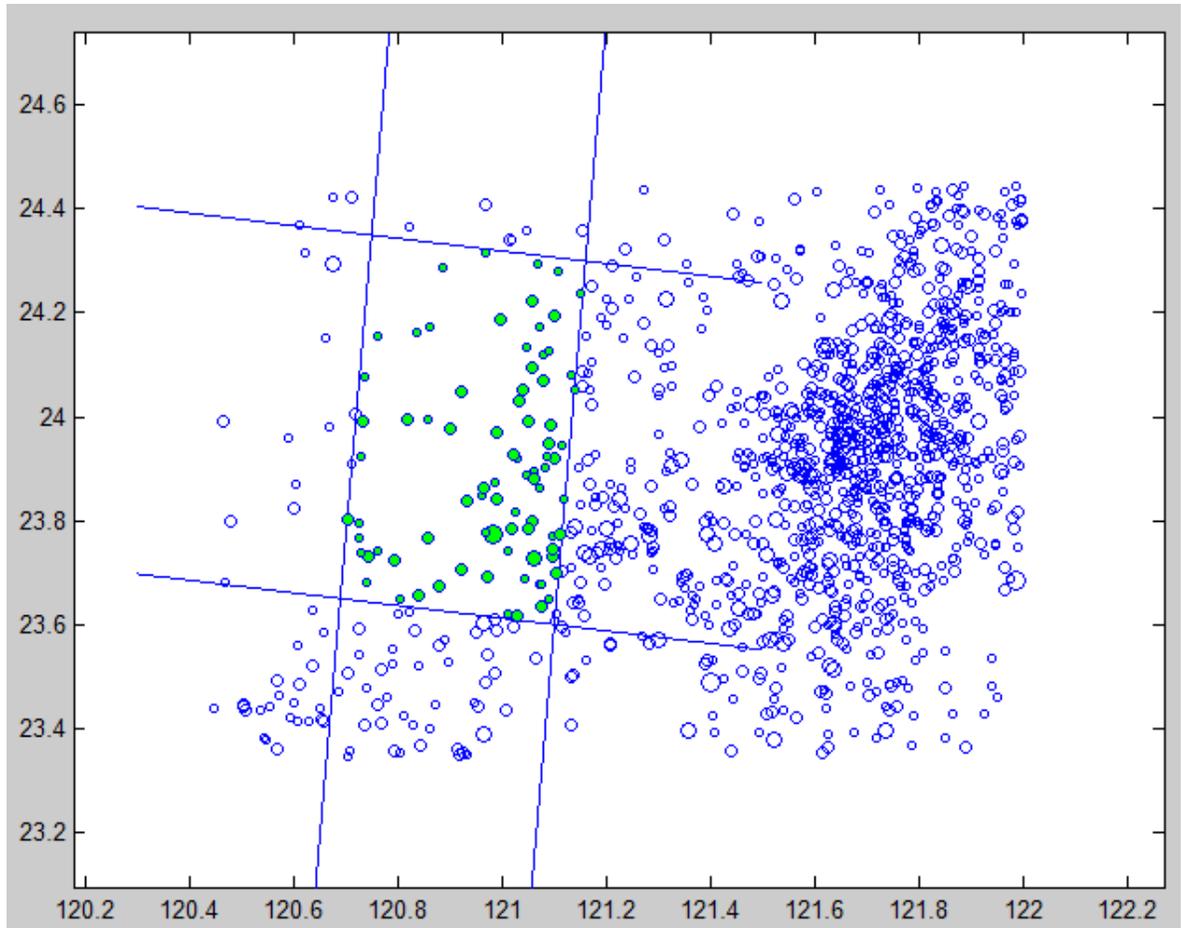
Plano de ruptura de Ruiz et al. 2014 (Ryder et al. 2012=

L'Aquila 2009



Plano de ruptura aprox D'Angostino et al. 2012.

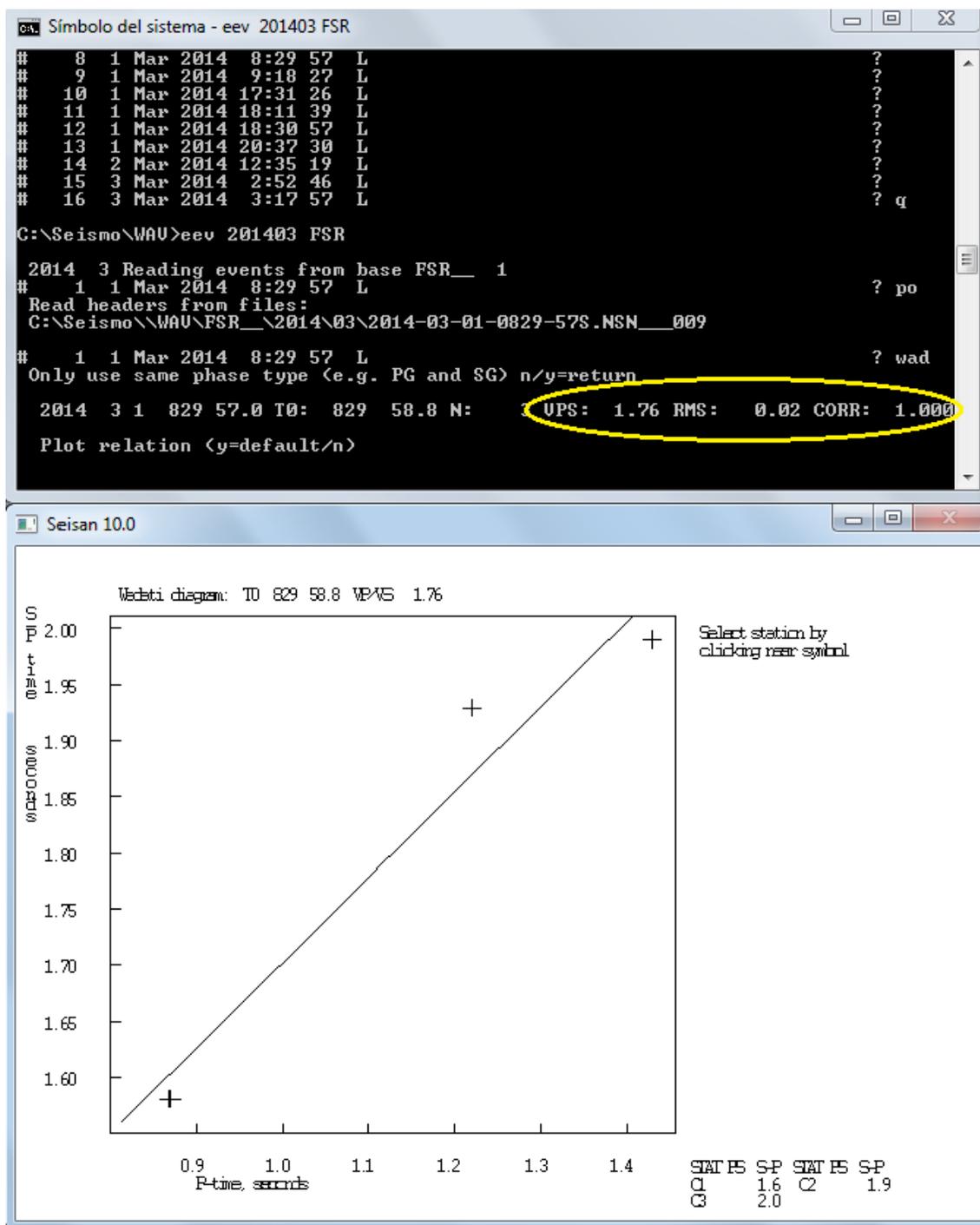
ChiChi earthquake 1999



Plano de ruptura de Ma et al. 2000.

ANEXO 6.2

(Parámetros para localización de eventos)



ANEXO 7.1

(Programa PSFC para el cálculo de peligro sísmico para fallas corticales)

```

%% Dudas a nnperez@uc.cl
close all
clear all

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%          PROGRAMA CÁLCULO DE PELIGRO SÍSMICO          %%%%%%%%%
%%%%%%%%%          -PSFC-          %%%%%%%%%
%%%%%%%%%          basado en Chiou & Young 2014          %%%%%%%%%
%%%%%%%%%          Nicolás P.Estay          %%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%          I.INPUTS          %%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

%Zona de Peligro%
Malla=load('MallaconVs.xyz');

%Traza de Falla Activada%
pto0=[354660 6305591 0];
ptof=[356557 6290759 0];
dip=65;
ancho=15000;
despla=4;
delta=100;
wells=0;
mu=3*10^10;

%%Inputs%%
%
% Malla = [ x y Vs30 z1.0 ] una malla con los valores en coordenadas
lon
% lat. z=0 siempre porque se calcula la aceleración producida en la
super-
% ficie. También es necesario el valor de Vs30 en cada punto y z1.0 la
% profundidad del basamento, que por la formulción de Chiou & Young
2008 y
% 2014, es la profundidad a la que Vs=1 km/s.
%
% pto0 = [x y z] punto inicial de la ruptura (en la traza de la falla)
% Si llega a superficie z=0 todos en metros pto0(3)=ptof(3).
% Definir el primer punto es importante porque simboliza hacia donde
mantea
% la falla, la mejor forma de definirlo es graficar el plano que
entrega el

```

```

% programa y ver si concuerda con el manteo requerido, si no es así hay
que
% dar vuelta los puntos. pto0 por ptof.
% ptof = [x y z] punto final de la ruptura (debe estar en el mismo
plano
% horizontal que pto0, es decir z=ptof(3)=pto0(3).
% ancho = ancho estimado de la ruptura en metros.
% despla = desplazamiento en el plano de ruptura en metros.
% dip = dip° angulo en grados de manteo de la falla.
% delta = resolución en espacio del plano de falla en metros, entre
mayor
% más preciso el cálculo de peligro, pero es se demora más tiempo.
% wells = variable para definir como calcular la magnitud, si con Wells
&
% Coppersmith (wells=1) o magnitud de momento (wells=0).
% mu = módulo de rigidez de la corteza en N/m^2. (valor estandar
3*10^10)
%
% *todas las coordenadas están pensadas en UTM, para facilitar los
cálculos
% si solo se tienen grados, debe revisar el progrma y ver qué partes se
pue-
% den ver afectadas, o cambiar las coordenadas con algún programa (ej.
% Oasis, Argis o Quatum GIS).

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%% II. PARMETROS %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

%Definir magnitud y geometría de la ruptura.
L=norm(pto0-ptof);% [m]
%Leyes de Wells & Coppersmith
if wells==1
M=5+1.22*log10(L/10^3); %Calibradas para fallas inversas*
Area=exp(-3.99+0.98*M)*10^6; % [m^2]
% Para fallas normales o de rumbo revisar Wells & Coppersmith 1994.
end

if wells==0
M=2/3*(log10(L*despla*ancho*mu)-9.1);
Area=L*ancho;
end

%Parametros de Chiou & Young 2014 (Para PGA)
c1=-1.5065;
c1a=0.1650;
c1b=-0.2550;
c1c=-0.1650;
c1d=0.2550;
c7=0.0352;
c7b=0.0462;
c11=0;

```



```

x=-a:delta:a;
y=-b:delta:b;

[X Y]=meshgrid(x,y);

cont=1;
for i=1:size(X,1)
    for j=1:size(X,2)
        val=X(i,j)^2/a^2+Y(i,j)^2/b^2;
        if val<=1
            %Se construye elipse2, un vector con los puntos dentro del
plano de
            %ruptura, entre mayor es delta más resolución se obtiene.
            elipse2(cont,1)=X(i,j);
            elipse2(cont,2)=Y(i,j);
            cont=cont+1;
        end
    end
end

% Gráfico de Elipse en coordenadas Iniciales
% figure(1)
% plot(elipse2(:,1),elipse2(:,2),'x')
% axis equal

alpha=atand((pto0(1)-ptof(1))/(pto0(2)-ptof(2)));

%Se agrega un parametro para saber hacia donde está manteando el plano.
if pto0(1)==ptof(1)
    orientacion=(pto0(2)-ptof(2))/abs(pto0(2)-ptof(2));
else
    orientacion=- (pto0(1)-ptof(1))/abs(pto0(1)-ptof(1));
end

%Se hace la rotación de los ejes iniciales a las direcciones de los
ejes UTM
elipse1(:,1)=elipse2(:,1)*sind(alpha)-
elipse2(:,2)*cosd(dip)*cosd(alpha);
elipse1(:,2)=elipse2(:,1)*cosd(alpha)+elipse2(:,2)*cosd(dip)*sind(alpha
);
elipse1(:,3)=orientacion*elipse2(:,2)*sind(dip);

% Gráfico de Elipse en coordenadas rotadas (Según ejes principales UTM)
% figure(2)
% plot3(elipse1(:,1),elipse1(:,2),elipse1(:,3),'x');
% axis equal

%Se traslada al origen de las coordenadas UTM utilizadas.

%Centro de la elipse en coordenadas UTM

```

```

cx=(pto0(1)+ptof(1))/2+orientacion*width*cosd(dip)*cosd(alpha);
cy=(pto0(2)+ptof(2))/2-orientacion*width*cosd(dip)*sind(alpha);
cz=-width/2*sind(dip);

ellipse(:,1)=elipse1(:,1)+cx;
ellipse(:,2)=elipse1(:,2)+cy;
ellipse(:,3)=elipse1(:,3)+cz;

% Gráfico de Elipse en coordenadas UTM
% figure(3)
% plot3(ellipse(:,1),ellipse(:,2),ellipse(:,3),'x');
% axis equal

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%% IV.Cálculo de parametros geométricos para cada punto %%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

% Se crea una estructura que tendrá todo los valores geométricos y de
PGA
nptos=length(Malla);
MallaCY=struct('Rx',zeros(nptos,1),'Fhw',zeros(nptos,1),'Rrup',zeros(nptos,1),'Rjb',zeros(nptos,1),'fin',zeros(nptos,1),'fnn',zeros(nptos,1),'ztop',zeros(nptos,1),'dip',zeros(nptos,1),'Mag',zeros(nptos,1),'Dist',zeros(nptos,1),'damp',zeros(nptos,1),'dir',zeros(nptos,1),'bloque',zeros(nptos,1),'vs30',zeros(nptos,1),'vs302',zeros(nptos,1),'z10',zeros(nptos,1),'sig',zeros(nptos,1));

% Valores a Calcular, Rrup, Rbj, Rx, Fhw.

% - Rx y Fhw -
pto0_rx=[pto0(1) pto0(2)];
ptof_rx=[ptof(1) ptof(2)];

for i=1:nptos
ptol=[Malla(i,1) Malla(i,2)];
MallaCY(i).Rx = -det([(pto0_rx-ptof_rx)',(ptol-ptof_rx)'])/norm(pto0_rx-ptof_rx)/10^3;
MallaCY(i).Fhw = MallaCY(i).Rx/(2*abs(MallaCY(i).Rx))+1/2;
end

% - Rrup -

for i=1:nptos
dif=(ellipse(:,1)-Malla(i,1)).^2+(ellipse(:,2)-Malla(i,2)).^2+ellipse(:,3).^2;
MallaCY(i).Rrup=sqrt(min(dif))/10^3;
end

% - Rbj -

```

```

for i=1:nptos
dif=(elipse(:,1)-Malla(i,1)).^2+(elipse(:,2)-Malla(i,2)).^2;
MallaCY(i).Rjb=sqrt(min(dif))/10^3;
end

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%          V.Cálculo de parametros sísmicos          %%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

% Valores a Calcular, Frv, Fnm, DZtor, Ztor.
%(M, Dip, fueron definidos anteriormente.

Frv=1; %1 para falla inversa, 0 para otro tipo.
Fnm=0; %1 para falla normal, 0 para otro tipo.
Ztor=pto0(3)/10^3; %Profundidad mínima de ruptura de falla en km
EZtor=(max(2.704-1.226*max(M-5.849,0),0))^2; %Esperanza de Ztor -->
E(Ztor)
DZtor=Ztor-EZtor; %Ztor centrado (Ver Chiou & Young 2014)
Ez1=exp(-5.23/2*log((Malla(:,3).^2+412^2)/(1360^2+412^2))); %Valor de espe-
% ranza de z1.0 para fallas inversas.
Dz1=Malla(:,4)-Ez1;

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%          VI.Cálculo Peligro Sísmico          %%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

for i=1:length(Malla)

MallaCY(i).fin=(c1a+c1c/cosh(2*max(M-4.5,0)))*Frv;
MallaCY(i).fnm=(c1b+c1d/cosh(2*max(M-4.5,0)))*Fnm;
MallaCY(i).ztop=(c7+c7b/cosh(2*max(M-4.5,0)))*DZtor;
MallaCY(i).dip=(c11+c11b/cosh(2*max(M-4.5,0)))*(cosd(dip))^2;
MallaCY(i).Mag=c2*(M-6)+(c2-c3)/cn*log(1+exp(cn*(cM-M)));
MallaCY(i).Dist=c4*log(MallaCY(i).Rrup+c5*cosh(c6*max(M-
cHM,0)))+(c4a-c4)*log(sqrt(MallaCY(i).Rrup^2+cRB^2));
MallaCY(i).damp=gjp*(cg1+cg2/cosh(max(M-cg3,0)))*MallaCY(i).Rrup;
MallaCY(i).dir=0;
MallaCY(i).bloque=c9*MallaCY(i).Fhw*cosd(dip)*(c9a+(1-
c9a)*tanh(MallaCY(i).Rx/c9b))*(1-
sqrt(MallaCY(i).Rjb^2+Ztor^2)/(MallaCY(i).Rrup+1));

MallaCY(i).yref=exp(c1+MallaCY(i).fin+MallaCY(i).fnm+MallaCY(i).ztop+Ma
llaCY(i).dip+MallaCY(i).Mag+MallaCY(i).Dist+MallaCY(i).damp+MallaCY(i).
dir+MallaCY(i).bloque);

%Comportamiento no lineal
MallaCY(i).vs30=f1*min(log(Malla(i,3)/1130),0);
MallaCY(i).vs30_2=f2*(exp(f3*(min(Malla(i,3),1130)-360))-
exp(f3*(1130-360)))*log((MallaCY(i).yref+f4)/f4);
MallaCY(i).z10=f5*(1-exp(-Dz1(i)/f6));

```

