



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

METODOLOGÍA PARA LA IDENTIFICACIÓN DE FALLAS CON POSIBLE
ACTIVIDAD NEOTECTÓNICA EN LA CORDILLERA PRINCIPAL OCCIDENTAL (~
33,5° S): APLICACIÓN EN EL FRENTE CORDILLERANO DE LA REGIÓN
METROPOLITANA

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE
GEÓLOGO

NICOLÁS ELÍAS CAMPILLAY HORTA

PROFESOR GUÍA:
GREGORY DE PASCALE

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
GABRIEL VARGAS EASTON
JOSÉ LATTUS SANHUEZA

SANTIAGO DE CHILE
2020

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE GEÓLOGO
POR: NICOLÁS ELÍAS CAMPILAY HORTA
FECHA: 2020
PROF. GUÍA: GREGORY DE PASCALE

METODOLOGÍA PARA LA IDENTIFICACIÓN DE FALLAS CON POSIBLE
ACTIVIDAD NEOTECTÓNICA EN LA CORDILLERA PRINCIPAL OCCIDENTAL (~
33,5° S): APLICACIÓN EN EL FRENTE CORDILLERANO DE LA REGIÓN
METROPOLITANA

El peligro sísmico asociado a fallas corticales puede tener grandes repercusiones en los asentamientos humanos. Ellas pueden tener largos intervalos de recurrencia y a veces no pueden ser detectadas por monitoreo sísmico o geodésico. En particular, en Chile central el 5 % de la sismicidad registrada puede ser observada entre 0 y 30 km de profundidad bajo el flanco Oeste de la Cordillera de los Andes alcanzando magnitudes de momento entre 6 -7 (Las Melosas 1958 Mw 6.3 y Curicó 2004 Mw 6.4).

Existen lugares donde el avance del conocimiento estructural está limitado por razones geológicas o de accesibilidad por lo que se requieren análisis que integren nuevas estrategias en la búsqueda de evidencias remotas. En este trabajo presentamos una metodología con base en teledetección aplicable en el flanco occidental de la Cordillera de los Andes para la identificación de fallas corticales activas existentes en bibliografía. La metodología presenta criterios para discernir si la geomorfología observada es atribuirle a actividad tectónica. El método es calibrado en la falla San Ramón, que es una estructura activa e inversa, y es aplicado en el frente cordillerano de la Región Metropolitana.

La calibración del método resulto en un 67 % del largo total de escarpes mapeados para la falla San Ramón. Por medio de la aplicación se han destacado 4 estructuras existentes en bibliografía. La metodología integrada con datos bibliográficos, análisis de thalweg de las redes de drenaje y una campaña de terreno, sugiere que 2 de las 4 fallas destacadas corresponderían a la misma estructura, extendiéndose por 20 km frente a la ciudad de Santiago, no obstante los resultados de la metodología y bibliografía plantean que posiblemente mida 40 km. Deformaciones interpretadas en terrazas aluviales y observadas en redes de drenaje indican que esta estructura tuvo actividad en el Cuaternario.

A partir de las estructuras destacadas por la metodología y aquellas recopiladas de la bibliografía se han construido 3 modelos estructurales, 2 modelos del frente de montaña y otro para el sector oriente de la cuenca de Santiago. El primer modelo contempla la existencia del sistema de falla San Ramón asignándole posibles sismos de hasta Mw 7,5. El segundo plantea dos estructuras independientes y paralelas hacia el Este de Santiago, asignándoles sismos entre Mw 6,4 - 7. El último modelo sugiere que existen estructuras activas bajo la parte oriental de la cuenca, por lo que una ruptura superficial puede generar un gran peligro para la población.

La metodología ha demostrado ser una herramienta útil en la identificación de estructuras activas inversas en frentes de montaña de margenes convergentes, por lo que su uso se puede ampliar a otras zonas con características similares.

A la tierra por permitir estudiarla y a mis padres por permitirme estudiar.

Agradecimientos

Quiero comenzar agradeciendo a mi profesor guía el Dr. Gregory de Pascale por darme la oportunidad de realizar un trabajo de mi interés absoluto, por sus acotaciones y su labor. Además quiero agradecer a mis profesores miembros de la comisión Gabriel y José por sus sugerencias desde sus distintas miradas y conocimiento, y por confiar en mi trabajo.

Agradecer a Scott Reinhout quien me hizo recuperar la confianza en mis conocimientos y darme las posibilidades de demostrarlos.

Agradecer también a Camila Arrospide, Salvado Quezada, Martin tocayo Mendéz por acompañarme en las campañas de terreno autogestionadas.

A Camaila y al arrosin por ayudarme y enseñarme a escribir un poco mejor.

A la Kale por apoyarme y conversar cosas ñoñas :).

Agradecer a la Blanca, Tía Mariela, Tía Rosa y a la rosi por recibirme de tan buena manera y alegrarme las idas al baño. Agradecer al team Latex compuesto por Andrea, Dani Carrillo y Dani Montecinos.

A las compañeras y compañeros de la salita de memoristas por prestar ayuda cuando era requerido.

A mi familia por apoyarme en todo momento y aguantarme :).

Por ultimo a todas las monas y monos que han estado presente en mi vida. Todo detalle que he pasado junto a ustedes a hecho posible ser como soy ahora.

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1. Objetivo General	3
1.2. Objetivos específicos	3
2. Marco teórico	4
2.1. Escala y resolución espacial	4
2.2. Antecedentes metodológicos para mapeo de trazas de fallas activas	5
2.3. Neotectónica	6
2.3.1. Marcadores geomorfológicos	7
2.3.2. Terrazas fluviales	7
2.3.3. Abanico aluvial	9
2.3.4. Escarpe de falla	10
2.3.5. Pedimentos	11
2.3.6. Ríos	12
2.4. Expresión geomorfológica de falla inversa	12
2.4.1. Falla inversa	12
3. Antecedentes Geológicos	14
3.1. Marco Sismo-tectónico	14
3.2. Unidades morfoestructurales	17
3.3. Marco geológico	18
3.3.1. Unidades de roca estratificada	19
3.3.2. Intrusivos	20
3.3.3. Depósitos no consolidados	20
3.3.4. Estructuras	23
4. Formulación teórica de Metodología	25
4.1. Búsqueda de bases de datos(G1)	26
4.1.1. Información litológica y depósitos cuaternarios	26
4.1.2. DEM	26
4.1.3. Información estructural	27
4.1.4. Información geomorfológica	28
4.1.5. Imágenes satelitales LandSat 8	31
4.2. Interpretación de actividad neotectónica de estructuras y cartografía de escarpe de topográficos (T1)	33
4.2.1. Interpretación de fallas con posible actividad neotectónica.	33

4.2.2.	Cartografía de escarpe de falla.	33
4.2.3.	Superposición de información a escarpes cartografiados	35
4.2.4.	Asociación de escarpes de falla y rasgos geomorfológicos de actividad neotectónica a estructuras presentes en el área	36
4.3.	Recopilación bibliográfica de las fallas destacadas (G2)	36
4.3.1.	Cinemática de la falla y movimiento regional	36
4.4.	Análisis de escarpes de falla mapeados y confección de mapa (T2)	36
4.4.1.	Coherencia entre geometría y cinemática de falla	36
4.4.2.	Certeza de traza de falla	37
4.4.3.	Identificación de marcadores geomorfológicos	37
4.4.4.	Confección del mapa	37
5.	Calibración	38
5.1.	Búsqueda de bases de datos (G1)	38
5.1.1.	Información litológica y depósitos cuaternarios	38
5.1.2.	DEM	39
5.1.3.	Información estructural	40
5.1.4.	Información geomorfológica	40
5.1.5.	Imágenes satélites LandSat 8	41
5.2.	Interpretación de actividad neotectónica y cartografía de escarpe de topográficos (T1)	41
5.2.1.	Interpretación de fallas con posible actividad neotectónica	41
5.2.2.	Cartografía de escarpe de falla	41
5.2.3.	Superposición de información al mapeo de escarpes topográficos	46
5.2.4.	Asociación de escarpes de falla y rasgos geomorfológicos de actividad neotectónica a estructuras presentes en el área	49
5.3.	Búsqueda bibliográfica de las fallas destacadas (G2)	50
5.3.1.	Cinemática de la falla y movimiento regional	50
5.4.	Análisis de escarpes de falla mapeados y confección de mapa (T2)	50
5.4.1.	Coherencia entre geometría y cinemática de falla	50
5.4.2.	Certeza de traza de falla	50
5.4.3.	Identificación de marcadores geomorfológicos	50
5.4.4.	Confección del mapa	51
6.	Aplicación de la metodología en frente cordillerano de la Región Metropolitana	52
6.1.	Búsqueda de bases de datos (G1)	52
6.1.1.	Información litológica y depósitos cuaternarios	52
6.1.2.	DEM	55
6.1.3.	Información estructural	55
6.1.4.	Información geomorfológica	55
6.1.5.	Imágenes satelitales	56
6.2.	Interpretación de actividad neotectónica y cartografía de escarpe de topográficos (T2)	56
6.2.1.	Interpretación de fallas con posible actividad neotectónica.	56
6.2.2.	Cartografía de escarpe de falla	65
6.2.3.	Superposición de información al mapeo de escarpes topográficos	70

6.2.4.	Superposición de información litológica	70
6.2.5.	Superposición de información depósitos cuaternarios	71
6.2.6.	Superposición de imágenes satelitales	72
6.2.7.	Asociación de escarpes de falla y rasgos geomorfológicos de actividad neotectónica a estructuras presentes en el área	73
6.3.	Búsqueda bibliográfica de las fallas destacadas (G2)	74
6.3.1.	Cinemática de la falla	74
6.3.2.	Información de dirección de movimiento regional	75
6.4.	Análisis de escarpes de falla mapeados y confección de mapa (T2)	75
6.4.1.	Coherencia entre geometría y cinemática de falla	75
6.4.2.	Certeza de traza de falla	75
6.4.3.	Identificación de marcadores geomorfológicos	75
6.4.4.	Confección del mapa	76
7.	Verificación de la metodología	77
7.1.	Quebrada de Macul	79
7.2.	Cerro Minillas	82
8.	Geomorfología	86
8.1.	Morfometría de los escarpes topográficos entregados por la metodología	86
8.2.	Lineamientos de escarpes topográficos del frente de montaña	111
8.3.	Análisis morfométrico de las principales quebradas frente a la ciudad de Santiago	111
8.3.1.	Quebrada San Ramón	111
8.3.2.	Quebrada de Macul	113
8.3.3.	Quebrada Lo Cañas	114
8.4.	Observaciones del frente de montaña	114
9.	Discusión	116
9.1.	Análisis crítico de la metodología	116
9.1.1.	Búsqueda de base de datos (G1)	117
9.1.2.	Interpretación de actividad neotectónica y cartografía de escarpes to- pográficos (T1)	118
9.1.3.	Búsqueda bibliográfica de las fallas destacadas (G2)	119
9.1.4.	Análisis de escarpes de falla mapeados y confección de mapa	119
9.2.	Análisis crítico de resultados	120
9.2.1.	Calibración	120
9.2.2.	Aplicación de la metodología al frente condillerano de la Región Me- tropolitana	124
9.3.	Deformación de la Cordillera Principal frente a la Región Metropolitana	127
9.3.1.	Segmentación del frente de montaña	127
9.3.2.	Cinemática de estructuras	129
9.3.3.	Modelo estructural	131
9.4.	Modelo estructural regional	137
9.5.	Complejidad estructural del frente de montaña	139
9.6.	Perfil estructural	145
9.6.1.	Edad de actividad de estructuras	148
9.6.2.	Posible estructura activa bajo la ciudad de Santiago	149

9.7. Modelo de deformación a largo plazo	149
9.7.1. Actividad de estructuras	150
9.7.2. Enrejado estructural oriental y la cuenca de Santiago	150
9.7.3. Peligros para la ciudad de Santiago	152
10. Conclusión	154
11. Bibliografía	157

Índice de Tablas

6.1. Fallas destacada por la metodología.	74
8.1. Salto entre base y techo de escarpes topográficos zona norte.	89
8.2. Salto entre base y techo de escarpes topográficos zona sur.	90

Índice de Ilustraciones

2.1.	Relación entre escala y resolución espacial. A Resolución espacial gruesa y escala de 1:20.000. B Resolución espacial fina y escala de 1:20.000. Imagen extraída de ArcMap, 2016.	5
2.2.	A. Secciones que muestran una terraza agradacional y degradacional o <i>straths</i> . B. Secciones que muestran terrazas pareadas y no pareadas. C Sección que muestra una serie de terrazas agradacionales y degradacionales formadas en un mismo río, con la proposición de la historia de incisión y agradación a través del tiempo que posiblemente dió forma al río expuesto. Extraído de Burbank y Anderson (2001).	8
2.3.	A. Manifestaciones geomorfológicas estudiadas de un abanico aluvial, donde es posible distinguir cambios repentinos de altura (escarpe) del orden de 8 m. B Modelo propuesto de falla que intenta explicar los perfiles estudiados. Extraído de Burbank y Anderson (2001).	9
2.4.	Esquema en que se muestran las diferentes secciones de un escarpe de falla (Wallace, 1977; Rauld, 2011).	10
2.5.	La Asociación del Pedimento incluye (1) Las zonas altas que son tributarias del pedimento o zonas de degradación; (2) el pedimento propiamente tal o “zona de transporte”, y (3) la planicie aluvial de la cual es tributario el pedimento o zona de agradación. El pedimento corresponde a la zona de transporte de este sistema. PJ = <i>piedmont junction</i> ; SAB = <i>subaerial alluvial boundary</i> ; corresponden a los límites entre cada una de las zonas de la Asociación del Pedimento. Extraído de Troncoso (2014).	11
2.6.	Aspectos de un escarpe de falla a través de la Falla Spitak de Armenia (a) Escarpe simple de falla inversa. (b) Colapso del bloque colgante de la falla. (c) Cresta de presión simple. (d) Cresta de presión dextral. (e) Cresta de presión de empuje. (f) Cresta de presión de bajo ángulo. (g) Cresta de presión en echelon. 1, Basamento de roca; 2, sedimentos cuaternarios; 3, capa vegetal. Extraído de Phillip <i>et al.</i> , 1992.	13
3.1.	Velocidad GPS superpuesto a la topografía andina. El recuadro muestra el mapa de América del Sur con el área de estudio resaltada (cuadro rojo) y las estaciones utilizadas para definir el marco de referencia (círculos azules). Línea amarilla: velocidad de subducción. Modificado de Brooks <i>et al.</i> , 2003.	15
3.2.	Zona de subducción y zonas sismogénicas. Tomado de “Terremotos y Sismicidad en Chile”, Centro Sismológico Nacional, Universidad de Chile, 2014.	16

3.3.	Principales morfoestructuras de la segmentación andina entre los 32° y 35° S. Basado en Charrier y Muñoz (1994), Giambiagi <i>et al.</i> , (2001), Giambiagi <i>et al.</i> , (2003a) y Tassara y Yáñez (2003). Extraído de Fock (2005)	18
3.4.	Extracto de Mapa Geológico Área Talagante- San Francisco de Mostazal, Región Metropolitana (Selles y Gana, 2001).	23
3.5.	Sección estructural interpretada para la Cordillera Principal Occidental, con rampa plana con manto al este para la falla San Ramón. Tomado de (Armijo <i>et al.</i> , 2010).	24
4.1.	Ejemplo de paisaje con erosión glacial en Columbia Británica, Canadá. Observar lineamientos del valle, falla <i>Fraser River</i> y dirección de flujo de hielo. . .	29
4.2.	Mapa de pendientes del frente cordillerano de la Región Metropolitana. Paisaje con escarpe topográfico de morfología convexa.	30
4.3.	Mapa de pendientes del frente cordillerano de la Región Metropolitana. Paisaje con escarpes topográficos paralelos a la red de drenaje.	31
5.1.	Mapa geológico del piedemonte cordillerano frente a la ciudad de Santiago. Extraído de Rauld (2011).	39
5.2.	Escarpes topográficos generados en GEP. Elevación exagerada a razón 1:3. . .	42
5.3.	Escarpes topográficos generados con base en el DEM con la herramienta <i>Hillsshade</i> . La toponimia utilizada en abreviación en el texto es: C.C.: Cerro Calán, C.A.: Cerro Apoquindo, L.R.: Los Rulos.	43
5.4.	Escarpes topográficos generados con base en el DEM con la herramienta Slope. La toponimia utilizada en abreviación en el texto es: C.C.: Cerro Calán, C.A.: Cerro Apoquindo, L.R.: Los Rulos.	44
5.5.	Escarpes topográficos DEM generados con las herramientas <i>HillShade</i> y <i>Slope</i> . La toponimia utilizada en abreviación en el texto es: C.C.: Cerro Calán, C.A.: Cerro Apoquindo, L.R.: Los Rulos.	45
5.6.	Escarpes topográficos resultantes y eliminados de la superposición de información litológica. La toponimia utilizada en abreviación en el texto es: C.C.: Cerro Calán, C.A.: Cerro Apoquindo, L.R.: Los Rulos.	46
5.7.	Escarpes resultantes. La toponimia utilizada en abreviación en el texto es: C.C.: Cerro Calán, C.A.: Cerro Apoquindo, L.R.: Los Rulos.	47
5.8.	Superposición de escarpes topográficos a imagen satelital. La toponimia utilizada en abreviación en el texto es: C.C.: Cerro Calán, C.A.: Cerro Apoquindo, L.R.: Los Rulos.	48
5.9.	Mapa muestra los escarpes asociados a la FSR.	49
5.10.	Mapa que muestra el resultado final de la aplicación de metodología.	51
6.1.	Mapa geológico extraído de Rauld (2011) del frente cordillerano de la Región Metropolitana entre los ríos Mapocho y Maipo.	53
6.2.	Extracto Hoja geología de Santiago (Thiele, 1980). Recuadro negro marca área de interés.	54
6.3.	Zona de interés mostrando fallas presentes en el área. Imagen satelital extraída del programa GEP.	57
6.4.	Zona norte con posible actividad tectónica. Imagen satelital extraída del programa GEP. Estructuras en base a Rauld (2011); Thiele (1980) y Fock (2005).	58

6.5.	Interpretación de actividad neotectónica en la zona norte. 1. Falla San Ramón; 2. Falla Aguas de Ramón. 5. Falla 5. Imagen satelital extraída del programa GEP. Estructuras en base a Rauld (2011); Thiele (1980) y Fock (2005).	59
6.6.	Zona norte 2 con posible actividad tectónica. Imagen satelital extraída del programa GEP. En base a Rauld (2011); Thiele (1980) y Fock (2005).	60
6.7.	Interpretación de actividad neotectónica en la zona norte 2. 1. Falla San Ramón; 2. Falla Aguas de Ramón. 3. Falla 3. Imagen satelital extraída del programa GEP. Estructuras en base a Rauld (2011); Thiele (1980) y Fock (2005).	61
6.8.	Zona centro con posible actividad tectónica. Imagen satelital extraída del programa GEP.	62
6.9.	Interpretación de actividad neotectónica en la zona centro. 1. Falla San Ramón; 3. Falla 3 . 4. Falla 4. Imagen satelital extraída del programa GEP.	63
6.10.	Zona sur con posible actividad tectónica. Imagen satelital extraída del programa GEP.	64
6.11.	Interpretación de actividad neotectónica en la zona sur. 4. Falla 4; 6. Falla 6. Imagen satelital extraída de GEP.	65
6.12.	Escarpes topográficos generados en GEP utilizando la herramienta “exagerar elevación”.	66
6.13.	Escarpes topográficos generados en base al DEM con la herramienta <i>HillShade</i>	67
6.14.	Escarpes topográficos generados en base el DEM con la herramienta <i>Slope</i>	68
6.15.	Escarpes topográficos DEM generados con las herramientas <i>HillShade</i> y <i>Slope</i>	69
6.16.	Escarpes topográficos eliminados de la superposición de información litológica.	70
6.17.	Escarpes eliminados mediante la superposición de la información de depósitos cuaternarios.	71
6.18.	Escarpes de falla resultantes después de la superposición de la información litológica, de depósitos cuaternarios e imágenes satelitales.	72
6.19.	Asociación de escarpes de falla a estructuras presentes en la zona.	73
6.20.	Mapa que muestra el resultado final de la aplicación de metodología en el frente cordillerano de la Región Metropolitana.	76
7.1.	Mapa confeccionado a partir de la aplicación de la metodología en el frente cordillerano de la Región Metropolitana mostrando los lugares visitados en terreno.	78
7.2.	Paisaje de la ribera Sur Quebrada de Macul. Sector Mirador de la U.	79
7.3.	Interpretación ribera Sur Quebrada de Macul. Sector Mirador de la U.	80
7.4.	Superficie plana inferior.	80
7.5.	Superficie plana superior.	81
7.6.	Imagen que muestra la ladera norte del camino a la cumbre del cerro Minillas.	82
7.7.	Afloramiento que presenta estratos manteando hacia el oeste. Línea punteada indica estratificación.	83
7.8.	Afloramiento que presenta estratos manteando hacia el este. Línea punteada indica estratificación.	84
7.9.	Interpretación de observaciones en camino a la cumbre del cerro minillas. Líneas punteadas marcan la estratificación interpretada.	85
8.1.	Zona norte. Numeración indica el perfil topográfico.	87
8.2.	Zona sur. Numeración indica el perfil topográfico.	88

8.3. Perfil topográfico 1. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	90
8.4. Perfil topográfico 2. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	91
8.5. Perfil topográfico 3. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	91
8.6. Perfil topográfico 4. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	92
8.7. Perfil topográfico 5. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	92
8.8. Perfil topográfico 6. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	93
8.9. Perfil topográfico 7. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	93
8.10. Perfil topográfico 8. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	94
8.11. Perfil topográfico 9. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	94
8.12. Perfil topográfico 10. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	95
8.13. Perfil topográfico 11. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	95
8.14. Perfil topográfico 12. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	96
8.15. Perfil topográfico 13. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	96
8.16. Perfil topográfico 14. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	97
8.17. Perfil topográfico 15. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	97
8.18. Perfil topográfico 16. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	98
8.19. Perfil topográfico 17. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	98
8.20. Perfil topográfico 18. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	99
8.21. Perfil topográfico 19. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	99
8.22. Perfil topográfico 20. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	100
8.23. Perfil topográfico 21. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	100
8.24. Perfil topográfico 22. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	101
8.25. Perfil topográfico 23. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	101

8.26. Perfil topográfico 24. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	102
8.27. Perfil topográfico 25. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	102
8.28. Perfil topográfico 26. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	103
8.29. Perfil topográfico 27. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	103
8.30. Perfil topográfico 28. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	104
8.31. Perfil topográfico 30. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	104
8.32. Perfil topográfico 31. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	105
8.33. Perfil topográfico 32. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	105
8.34. Perfil topográfico 33. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	106
8.35. Perfil topográfico 35. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	106
8.36. Perfil topográfico 37. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	107
8.37. Perfil topográfico 38. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	107
8.38. Perfil topográfico 39. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	108
8.39. Perfil topográfico 40. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	108
8.40. Perfil topográfico 41. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	109
8.41. Perfil topográfico 42. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	109
8.42. Perfil topográfico 44. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	110
8.43. Perfil topográfico 45. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.	110
8.44. Escarpes de falla asignados a cada estructura destacada por la metodología. Observar los lineamientos NS y NNW de la Falla San Ramón en el frente de montaña y en la intersección de las redes de drenaje principales, respectivamente. Lineamiento NS de la falla Aguas de Ramón. Lineamiento NS de la falla 4. Asignación de certeza de falla en base a Thiele (1980), Fock (2005) y Rauld (2011).	112
8.45. Perfil topográfico de la Quebrada de San Ramón con base al DEM Alos-Palsar. En el perfil es posible observar los <i>knickpoints</i> identificados.	113
8.46. Perfil topográfico de la Quebrada de Macul con base al DEM ALOS PALSAR. En el perfil es posible observar los <i>knickpoints</i> identificados.	113

8.47. Perfil topográfico de la Quebrada de Lo Cañas con base al DEM ALOS PAL-SAR. En el perfil es posible observar los <i>knickpoints</i> identificados.	114
8.48. Superposición de escarpes de falla destacados por la metodología y mapa geológico de Rauld (2011). Flechas color blanco indican posible desplazamiento. La toponimia utilizada en abreviación en el texto es: C.C.: Cerro Calán, C.A.: Cerro Apoquindo, L.R.: Los Rulos, L.C.: Lo Cañas, L.P.: Lo Planella, L.V.: La Vizcachas, QNdA: Quebrada Nido de Águilas. Asignación de certeza de falla en base a Thiele (1980), Fock (2005) y Rauld (2011).	115
9.1. Diferencia en el mapeo de escarpes de falla según escala de observación. A, una vista desde observaciones de campo y mapeo LiDAR a una escala de 1: 5000. B, una vista simplificada a 1: 250,000. C, una vista más simplificada. Extraído de Langridge <i>et al.</i> , 2016.	118
9.2. Proyección de los escarpes morfológicos del piedemonte entre los ríos Mapocho y la Quebrada de Macul. Derecha: Perfil transversal del frente de montaña con exageración vertical, con base y techo de los escarpes indicando con color su clasificación por tamaño. Izquierda: proyección de escarpes identificados por la metodología en color rojo. Base y techo escarpes reconocidos por Aránguiz (2018) en planta. Modificado de Aránguiz (2018).	121
9.3. Comparación entre escarpes mapeados por medio de la metodología y escarpes planteados por Rauld (2011) para la falla San Ramón.	123
9.4. Gráfico de <i>Stream Power</i> y Gradiente del <i>thalweg</i> del río entre Los Morros y estero Coyanco. Modificado de Ormeño (2007).	125
9.5. Extracto mapa geológico Quebrada de Macul. Modificado de Martinez (2009).	126
9.6. interpretación de un posible marcador geomorfológico desplazado. Sector Mirador la U, Quebrada de Macul.	126
9.7. Figura muestra la interpretación de la segmentación del frente montañoso. Asignación de certeza de falla con base en Thiele (1980), Fock (2005) y Rauld (2011).	128
9.8. Superposición de escarpes de falla destacados por la metodología a Mapa Geológico Área Talagante- San Francisco de Mostazal, Región Metropolitana (Selles y Gana, 2001).	130
9.9. Continuación Figura 9.8.	131
9.10. Primer modelo estructural frente a la Región Metropolitana. Color rojo marca la actividad en la época Holoceno. Perfil A-B mostrado en la Figura 9.11. Basado en Thiele (1980), Fock (2005), Vargas <i>et al.</i> , 2014 y Rauld (2011).	133
9.11. Perfil A-B de la Figura 9.10. Construcción basada en Riesner <i>et al.</i> , 2017, Vargas <i>et al.</i> , 2014, Menares, 2018 y observaciones de terreno. Geometría de estructuras en profundidad interpretada.	134
9.12. Segundo modelo estructural frente a la Región Metropolitana. Color rojo marca la actividad en la época Holoceno. Perfil A-B mostrado en la Figura 9.13. Basado en Thiele, 1980; Fock, 2005; Vargas <i>et al.</i> , 2014, Rauld (2011).	135
9.13. Perfil A-B de la Figura 9.12. Construcción basada en Riesner <i>et al.</i> , 2017, Vargas <i>et al.</i> , 2014, Menares, 2018 y observaciones de terreno. Geometría de estructuras en profundidad interpretada.	136

9.14. Imagen muestra modelo de deformación del frente a la cordillera principal y el enrejado estructural en torno a los 33° 30'. Figura basada en Thiele, 1980; Fock, 2005; Vargas <i>et al.</i> , 2014 y Araya, 2018.	137
9.15. Modelo regional de deformación a largo plazo. Figura basada en Thiele (1980); Fock, 2005; Vargas <i>et al.</i> , 2014; Araya, 2018.	138
9.16. Extracto mapa geológico de Rauld (2011) del Cordón del Ramón. Observar lineamientos en topografía. Escarpes menores en echelon se interpretan como criterio R de Riedel.	141
9.17. Mapa generalizado del valle de Alai. Se observa la parte norte del piedemonte Trans Alai y parte sur del piedemonte de Tien Shan (cordón montañoso al Norte de la falla Pamir). Modificado de Strecker <i>et al.</i> , 2003.	142
9.18. Gráfico de barra de las áreas de cuencas de los tributarios del río Kyzilsu en Trans Alai. Gráfico relativo a la posición geográfica. Grandes áreas de cuencas son asociadas a las zonas de transferencia entre los segmentos y/o zonas de transferencia locales. Cuencas pequeñas coinciden con los segmentos individuales. Extraído de Strecker <i>et al.</i> , 2003.	143
9.19. Gráfico de barra de las áreas de cuencas del frente cordillerano de la Cordillera Principal. Gráfico relativo a la posición geográfica. Grandes áreas de cuencas son asociadas las zonas de transferencia entre los diferentes segmentos. cuencas pequeñas coinciden con los segmentos individuales.	144
9.20. Figura muestra ubicación de los distintos perfiles hechos en la zona de estudio.	146
9.21. Perfiles de Riesner <i>et al.</i> , 2017 y Farias <i>et al.</i> , 2010.	147
9.22. Perfiles estructurales de Quiroga (2013) y Fock (2005).	148
9.23. Perfil de Fock (2005). Modificado de Thiele, 1980.	148
9.24. Superposición de modelo estructural regional a profundidad del basamento rocoso del valle de Santiago (Araneda <i>et al.</i> , 2000).	151
9.25. Gráficos Magnitud vs Largo de ruptura en superficie tomados de Wells y Coppersmith (1994). En rojo se tienen las estimaciones de la magnitud de momento 6,4.	153

Capítulo 1

Introducción

Los más grandes terremotos sobre la Tierra (Mw 8–9; Hanks & Kanamori, 1979) son generados por fallas que rompen en los límites de placas, generalmente en zonas de subducción (Vargas *et al.*, 2014). A diferencia de las fallas de límites de placas, que a menudo presentan una fuerte expresión sísmica y/o geodésica (Rogers, 1988), las fallas activas dentro de la corteza pueden tener largos intervalos de recurrencia (p.e., 5–15 k.y.; Rockwell *et al.*, 2000) y ellas pueden no ser detectadas por monitoreo sísmico o geodésica (e.g., Mosher *et al.*, 2000; Balfour *et al.*, 2011). Un buen ejemplo de esto es el terremoto de Darfield, Nueva Zelanda de Mw 7.1, cuyo evento principal y posteriores réplicas rompieron la superficie por 30 km de largo, asignándole el nombre de falla Greendale (Gledhill *et al.*, 2011). Esta falla mostró pequeña actividad sísmica a principios del año 2010, sin embargo, en septiembre del mismo año produjo una ruptura superficial causando más de 180 damnificados y 10 billones de dolares en daños (Quigley *et al.*, 2012).

Chile central presenta un margen convergente entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana, lo que lo convierte en uno de los países con mayor actividad sísmica del planeta (Ammirati *et al.*, 2019). En esta región aproximadamente el 95 % de la sismicidad registrada puede ser vinculada con la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. Por otro lado, el 5 % de la sismicidad registrada en Chile central puede ser observada entre 0 y 30 km de profundidad bajo el flanco Oeste de la Cordillera de los Andes (Ammirati *et al.*, 2019). Respecto a estos últimos, los más grandes terremotos corticales han ocurrido principalmente en la Cordillera de los Andes: Las Melosas 1958 Mw 6.3 y Curicó 2004, Mw 6.4 (Ruíz y Madariaga, 2017).

Establecer si una zona presenta deformación reciente, caracterizar la deformación por medio de la identificación de estructuras y, en el mejor de los casos, cuantificar la deformación, permite tener una mejor comprensión del estado de la tectónica reciente. Adicionalmente, a escala regional, permite comprender cómo se integran estas evidencias al entramado estructural ya conocido lo cual aporta al conocimiento geológico y permite una mayor precisión de los sistemas estructurales. Sin embargo, existen lugares donde el avance del conocimiento estructural está limitado por razones geológicas o de accesibilidad por lo que se requieren análisis que integren nuevas estrategias en la búsqueda de evidencias remotas.

La teledetección es una técnica que puede aportar información muy valiosa para comprender las deformaciones del paisaje. Desde un punto de vista práctico, la teledetección tiene por objetivo el reconocimiento de la superficie terrestre y de los fenómenos que en ella tiene lugar a partir de los datos registrados por un sensor.

Los modelos de elevación digital (DEM) se pueden utilizar para visualizar una gran cantidad de información sobre la morfología de una superficie terrestre (EE.UU. Geological Survey, 1987). Gracias a la aparición de los DEM, las características del paisaje pueden ser capturadas a una escala regional para así poder analizar grandes áreas.

La caracterización y localización de fallas activas permite una mejor urbanización a partir de un plan de mitigación de daños provocados por terremotos.. En la actualidad, no existe una metodología que unifique métodos ya propuestos que permita detectar fallas corticales activas en la Cordillera de los Andes con el fin de llevar estudios más acabados para la caracterización de estructuras.

El presente trabajo tiene por objetivo desarrollar una metodología basada en la teledetección que sea aplicable en el flanco occidental de la Cordillera de los Andes para localizar y mapear trazas de fallas activas y lugares en donde medir o estimar su posible frecuencia y magnitud de terremotos (marcadores geomorfológicos). La elaboración de esta metodología se basa en otros métodos utilizados en diferentes artículos (Johnson *et al.*, 1996; Czajkowski *et al.*, 2014; Morrell *et al.*, 2017; Arrowsmith y Zielke, 2009; Audin *et al.*, 2003) cuyo objetivo es la identificación de estructuras activas alrededor de mundo.

Para validar la metodología, esta se aplica en el frente occidental cordillerano de la Región Metropolitana, específicamente en el sector nororiente de Santiago, donde Rauld (2002) observó depósitos aluviales basculados por la falla San Ramón (FSR). Esta fallas presenta características geomorfológicas (Rauld, 2002), paleosimológicas (Vargas *et al.*, 2014) y sísmológicas (Ammirati *et al.*, 2019) que pueden hacer pensar en un posible peligro geológico (Vargas *et al.*, 2014). Por otro lado, la traza de falla no está definida en sur de la Región Metropolitana por lo que los peligros que podría generar en esta área no están bien caracterizados ni definidos. Para dilucidar el potencial sísmico de la estructura, la metodología se aplicará al frente cordillerano de la Región Metropolitana para aportar al conocimiento geológico.

Este trabajo busca enlazar las ciencias de la tierra con la sociedad y sus necesidades, específicamente en el área de gestión territorial y riesgos geológicos, promoviendo la importancia del rol social del geólogo o geóloga.

1.1. Objetivo General

-Desarrollar una metodología con base en teledetección que sea aplicable en el flanco occidental de la Cordillera de los Andes para la identificación de fallas observadas en trabajos anteriores que presenten rasgos geomorfológicos de neotectónica.

1.2. Objetivos específicos

- Establecer una metodología para la identificación de fallas activas basada en teledetección.
- Calibrar la metodología en la falla San Ramón.
- Aplicar la metodología en el frente cordillerano de la Región Metropolitana.
- Establecer las estructuras que están deformando la Cordillera Principal frente a la Región Metropolitana.

Capítulo 2

Marco teórico

2.1. Escala y resolución espacial

La resolución espacial de una imagen satelital indica el tamaño del píxel expresada en términos de dimensiones sobre el terreno. Generalmente se presenta por un valor único correspondiente a la longitud de un lado del cuadrado correspondiente a dicho píxel. Así, una resolución espacial de 30 m significa que el píxel representa un área de 30 m x 30 m sobre el terreno. La resolución espacial nos indica el detalle que ofrece una imagen.

Por otro lado, la escala de una imagen o de un mapa hace referencia a la diferencia relativa de tamaño o distancia entre los objetos de la imagen y los reales del terreno. Esta diferencia se expresa como la relación entre la distancia sobre la imagen y la real. Así por ejemplo, una escala de 1: 100.000 significa que 1 cm en el mapa o imagen corresponde a 100.000 cm (1 km) sobre el terreno (Teledet, 2007).

Si una imagen satelital de 15,24 cm de resolución se observa a una escala de 1:20.000 se perdería el potencial de detalle que ofrece dicha imagen (ver Figura 2.1). Así mismo, si se imprime una imagen de baja resolución espacial, por ej. 15 m, a una escala muy fina sólo veríamos los pixeles individuales (ver Figura 2.1). Cuando efectuamos “zoom” repetido sobre una imagen digital (es decir, cuando vamos “afinando” la escala) llega un momento en que comienzan a visualizarse los pixeles, y a partir de ese punto, aunque sigamos afinando la escala no se aumentará su nivel de detalle llegando a dificultar su interpretación (Teledet, 2007).



Figura 2.1: Relación entre escala y resolución espacial. A Resolución espacial gruesa y escala de 1:20.000. B Resolución espacial fina y escala de 1:20.000. Imagen extraída de ArcMap, 2016.

2.2. Antecedentes metodológicos para mapeo de trazas de fallas activas

En el último tiempo diversos trabajos realizados en distintas zonas del mundo han utilizado diferentes herramientas que buscan evaluar la actividad de una falla. Estos fenómenos han adquirido gran importancia dado el alto peligro que generan para la población. Generalmente, estas metodologías tienen la particularidad de ser aplicables en zonas limitadas de acuerdo con sus características geológicas, estructurales, geomorfológicas, antrópicas, entre otras.

El escenario global en que se desarrollan estas distintas metodologías está asociado a los parámetros de análisis o a las herramientas que se utilizan para evaluar el peligro o el riesgo geológico. En este subcapítulo se presenta una revisión bibliográfica de metodologías utilizadas para la localización y mapeo de fallas.

Al oeste del estado de Washigton, EEUU, se ha determinado la existencia de la falla transpresional llamada The Southern Whibdey Island Fault (Johnson *et al.*, 1996). El trazado se llevó a cabo con la integración de información de perfiles sísmicos, afloramientos y estudios de terreno. La actividad de la estructura fue datada con base en depósitos Cuaternarios deformados.

En este mismo estado, Czajkowski *et al.*, 2014 presenta un mapa titulado “*Fault and earthquake in Washignton state*” en donde presenta las fallas y los hipocentros de los sismos mayores a 2.0 Ws con una profundidad menor a los 25 km. La fallas fueron compiladas de diversas bases de datos donde indican la edad o estimada de actividad. Las fallas fueron identificadas a través de investigaciones de campo, estudios sísmicos, gravimetria, estudios magneticos y (o) a través de LiDAR (*Light Detection and Ranging*) por la presencia de escarpes de falla. Además, Indica con colores si la edad de la actividad (ruptura dentro de los últimos 2 millones de años) es conocida o inferidas. Las fallas son presentadas en rojo (Holoceno), naranja (Pleistoceno superior), Pleistoceno medio a tardío y morado (Pleistoceno).

En Canadá, Morrell *et al.*, 2017 plantean la actividad cuaternaria y traza la falla *Lench River* utilizando diferentes técnicas que incluye (1) mapeo de escarpes de falla a través de *hillshade* e imágenes de pendientes generados de un LiDAR de alta resolución ; (2) mapas litológico de primer orden; (3) información estructural y datos geomorfológicos del sitio; (4) compilación de datos bibliográficos. La actividad de la estructura se acotó con base a estudios paleoclimáticos de la zona.

Se han identificado rasgos geomorfológicos de origen tectónico sobre la traza de la Falla de San Andrés, EEUU (Arrowsmith y Zielke, 2009). El estudio se efectuó con base en un DEM de alta resolución que permitió trazar la falla principal y una serie de trazas secundarias. Además el artículo resalta la importancias de utilizar LiDAR y fotografías o imágenes satelitales como método base para mapear fallas activas.

En el norte de Chile, el trabajo de Audin *et al.*, 2003 identificó y trazó una serie de fallas activas durante los últimos 5 millones de años utilizando datos de elevación digital de alta resolución, estudios geomorfológicos, imágenes satelitales y trabajo de terreno. Para poder acotar la edad de actividad de la falla se basó en tasas de erosión calculadas para la zona de estudio.

2.3. Neotectónica

La neotectónica es una subdisciplina de la tectónica dedicada al estudio de los movimientos geológicamente recientes de la corteza terrestre, en particular los producidos por terremotos, para así entender la física de la recurrencia de estos, el crecimiento de montañas y el peligro sísmico intrínseco en estos procesos (Schwartz, 2006). Los movimientos son producto de deformaciones frágiles de la corteza denominadas fallas. Los objetivos de estudio de la neotectónica son: 1) Localización de fallas activas; 2) Velocidad de acumulación de esfuerzos; y 3) Ocurrencia de grandes terremotos y su frecuencia.

Las deformaciones pueden ser de tipo normal, inversa, transformante o una combinación de ellas. Independiente del tipo de deformación, esta incidirá en el paisaje a través de rasgos geomorfológicos particulares (Burbank y Anderson, 2001). Las deformaciones pueden afectar a depósitos no consolidados constituyendo marcadores geomorfológicos, siendo posible medir o estimar las tasas de desplazamiento, frecuencia y magnitud de los futuros terremotos.

2.3.1. Marcadores geomorfológicos

La geomorfología tectónica hace énfasis o se centra en el estudio de marcadores morfológicos desplazados. Estos son características identificables o superficies que proveen una referencia para estimar o medir el desplazamiento absoluto (Burbank y Anderson, 2001). Los marcadores morfológicos más útiles para estimar o medir el desplazamiento son relieves fácilmente reconocibles, superficies o tendencias lineales que muestran 3 características: 1) Forma inicial conocida o sin deformación; 2) Edad conocida; 3) Alta preservación del relieve respecto al intervalo de tiempo abordado. La geometría prístina del marcador es un atributo crucial para un marcador, porque la deformación de su superficie es la característica que registra los eventos tectónicos.

A continuación, se presentan algunos marcadores geomorfológicos presente en el área de estudio en donde se aplicará la metodología descrita en este trabajo.

2.3.2. Terrazas fluviales

Una terraza fluvial es una superficie plana ubicada en áreas inmediatamente superiores del actual curso de un río (Burbank y Anderson, 2001). Se distinguen dos tipos de terrazas fluviales: las agradacionales, es decir, producidas a partir de la deposición de sedimentos; y las degradacionales o producidas mediante la erosión del cause, también conocidas como *straths*. Un mismo río puede producir ambos tipos de terrazas debido a los cambios en el balance entre erosión y alzamiento tectónico (ver Figura 2.2). Dicho de otro modo, un mismo río puede experimentar eventos de incisión, formando *straths* o terrazas de abrasión en roca, o agradación formando terrazas agradacionales.

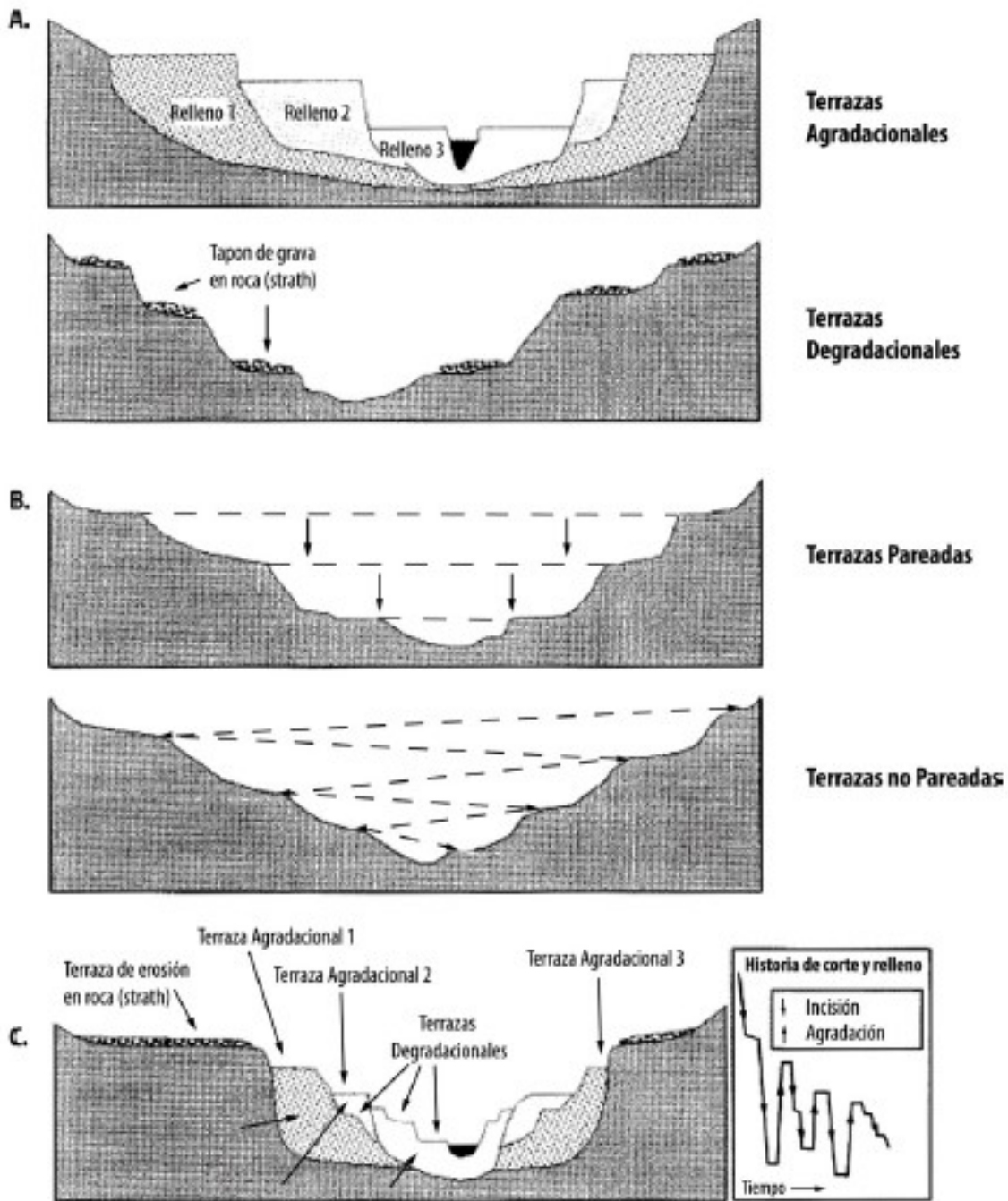


Figura 2.2: A. Secciones que muestran una terraza agradacional y degradacional o *straths*. B. Secciones que muestran terrazas pareadas y no pareadas. C Sección que muestra una serie de terrazas agradacionales y degradacionales formadas en un mismo río, con la proposición de la historia de incisión y agradación a través del tiempo que posiblemente dió forma al río expuesto. Extraído de Burbank y Anderson (2001).

2.3.3. Abanico aluvial

Los abanicos aluviales decrecen en gradiente hacia su parte inferior de tal manera que en sección transversal son una serie de pendientes que cambian bruscamente (Burbank y Anderson, 2001). Tal cambio brusco puede resultar del límite del depósito, por motivos de erosión o por tectónica (ver Figura 2.3). Las pendientes de un abanico aluvial generalmente disminuyen hacia su parte inferior y en sección longitudinal muestra una suave cara cóncava hacia arriba. Los procesos de deposición de los abanicos aluviales son esporádicos por el régimen aluvial, aunque procesos fluviales también proporcionan sedimentos (Burbank y Anderson, 2001) .

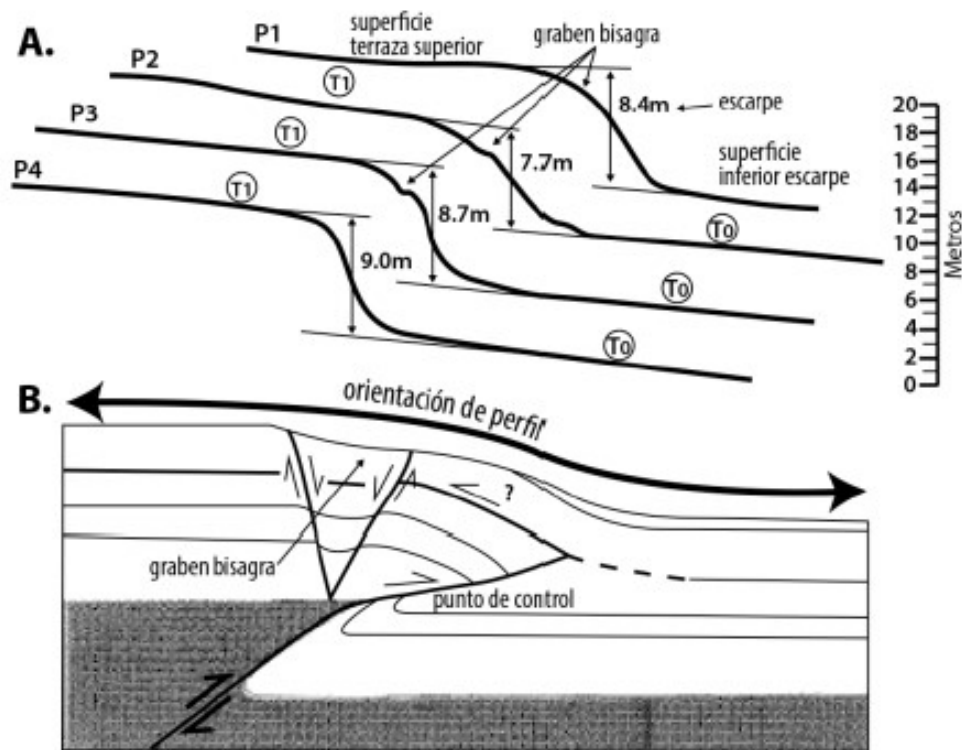


Figura 2.3: A. Manifestaciones geomorfológicas estudiadas de un abanico aluvial, donde es posible distinguir cambios repentinos de altura (escarpe) del orden de 8 m. B Modelo propuesto de falla que intenta explicar los perfiles estudiados. Extraído de Burbank y Anderson (2001).

2.3.4. Escarpe de falla

En términos geomorfológicos, un escarpe corresponde a un quiebre de pendiente brusco en el límite de alguna terraza o planicie elevada. Esta variación de pendiente pudo haberse formado por procesos deposicionales, erosiónales o tectónicos. Un escarpe de falla es el registro morfológico de un sismo con ruptura superficial (Burbank y Anderson, 2001). Estos escarpes se generan casi instantáneamente cuando la ruptura sísmica se propaga hacia la superficie. En fallas normales o inversas, la orientación del escarpe indica la dirección del desplazamiento, pero en fallas de rumbo, el escarpe se orienta en diferentes direcciones (Keller y Pinter, 2002).

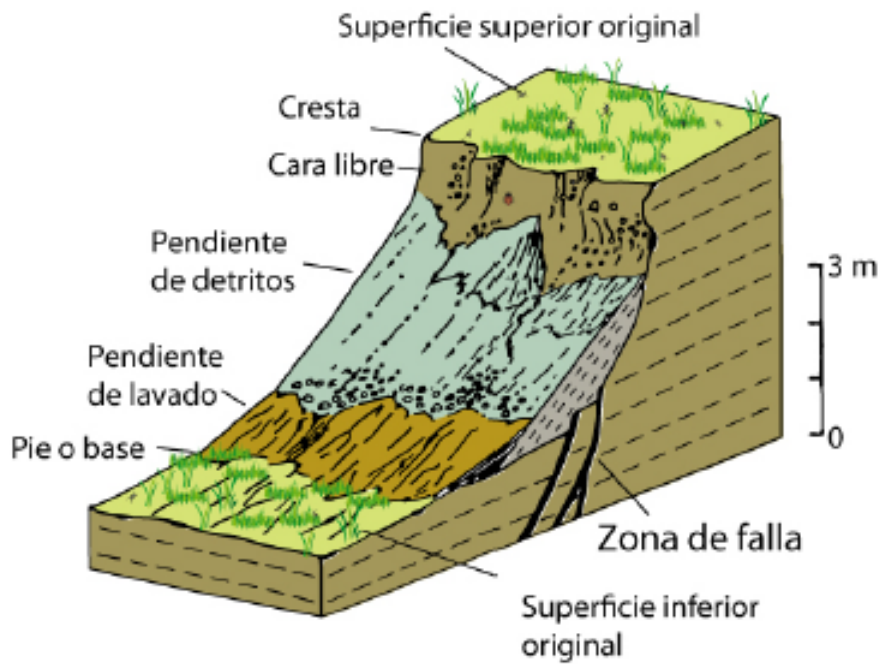


Figura 2.4: Esquema en que se muestran las diferentes secciones de un escarpe de falla (Wallace, 1977; Rauld, 2011).

2.3.5. Pedimentos

Son superficies erosionales suavemente inclinadas de bajo relieve que pueden ocurrir en variadas litologías y climas (Dohrenwend y Parsons, 2009). Geomorfológicamente hablando, el pedimento es sólo parte de un sistema, conocido como la Asociación del Pedimento, que incluiría: (1) las zonas altas que son tributarias del pedimento; (2) el pedimento propiamente tal, y (3) la planicie aluvial de la cual es tributario el pedimento (Troncoso, 2014) (ver Figura 2.5). La formación de pedimentos se ha asociado a ambientes de baja o nula actividad tectónica y para su formación se estiman tiempos del orden de millones de años (Burbank y Anderson, 2001).

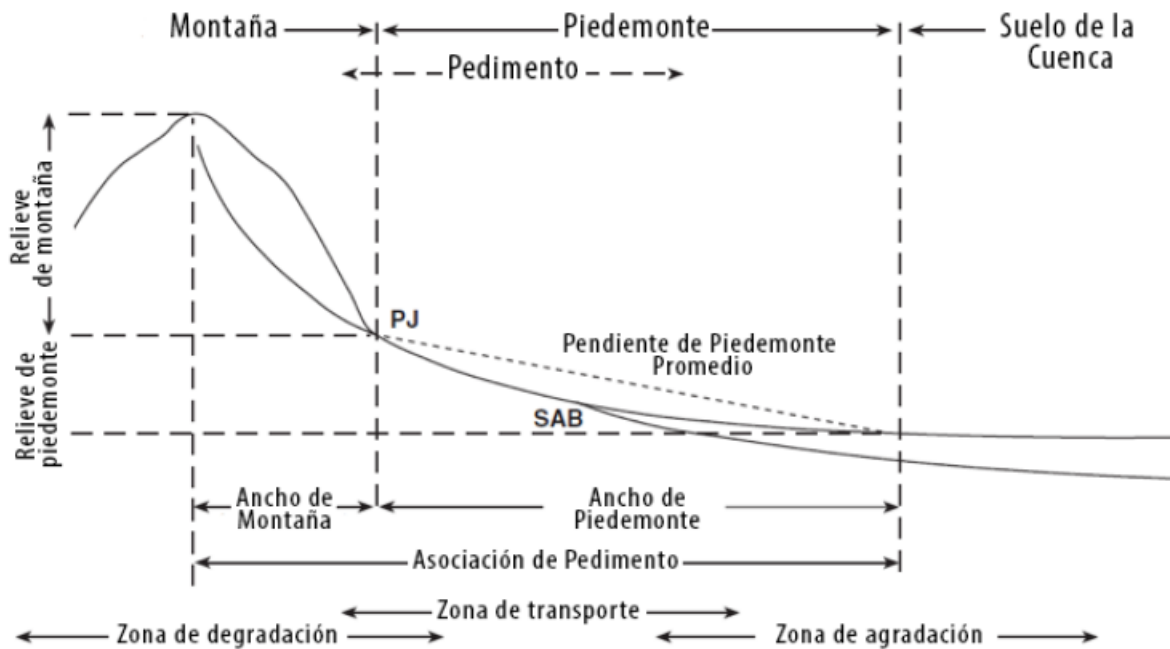


Figura 2.5: La Asociación del Pedimento incluye (1) Las zonas altas que son tributarias del pedimento o zonas de degradación; (2) el pedimento propiamente tal o “zona de transporte”, y (3) la planicie aluvial de la cual es tributario el pedimento o zona de agradación. El pedimento corresponde a la zona de transporte de este sistema. PJ = *piedmont junction*; SAB = *subaerial alluvial boundary*; corresponden a los límites entre cada una de las zonas de la Asociación del Pedimento. Extraído de Troncoso (2014).

2.3.6. Ríos

El curso de ríos que son desplazados lateralmente a través de una falla de rumbo puede ser claramente registrados. Sin embargo, es importante determinar que la desviación de una corriente se debe directamente al desplazamiento de su curso por fallas y no es el resultado de la intersección entre una superficie con pendiente regional y/o un escarpe de fallas. Las dificultades para evaluar los desplazamientos de ríos radican en hacer correlaciones confiables de un lado de la falla y al otro (Burbank y Anderson, 2001).

2.4. Expresión geomorfológica de falla inversa

Típicamente tenemos la visión de una falla como una superficie irregular que se dispone dentro de la corteza. Particularmente, en escalas menores a 10 km, muchas de las fallas consisten en un volumen tabular de discontinuas o pequeñas fallas anastomosadas (Scholz, 1998). La complejidad de la deformación de la superficie, por lo tanto, no es únicamente atribuible a los materiales heterogéneos de la corteza, sino también al hecho de que durante un terremoto, cientos de pequeñas superficies de ruptura acomodan el desplazamiento total. A continuación presentaremos las características geomorfológicas de las fallas inversas.

2.4.1. Falla inversa

Teóricamente las fallas inversas cortan la corteza con un buzamiento de alrededor de los 30° , no obstante se observa que se establecen en cualquier ángulo. Debido al bajo ángulo de intersección con la superficie, las fallas inversas son afectadas por la topografía por lo que su traza suele ser sinuosa (Burbank y Anderson, 2001). El área afectada por la deformación depende de la magnitud del desplazamiento, la geometría de la falla y la rigidez de la corteza deformada. Comúnmente, la cantidad de desplazamiento disminuye hacia la superficie (Burbank y Anderson, 2001). Como consecuencia de esto, el bloque colgante es típicamente plegado formando un anticlinal. A través de la cresta de este anticlinal se producen una serie de *grabens*. La oblicuidad del tensor de esfuerzo con respecto a la falla puede ser estimado por la orientación de los graben. Si las fallas normales están casi paralelas a la traza de falla, el tensor es aproximadamente perpendicular a la traza de falla inversa. Por otro lado, cuando los graben son oblicuos a la traza de falla, el tensor es oblicuo a la traza de falla principal (Burbank y Anderson, 2001) (ver Figura 2.6).

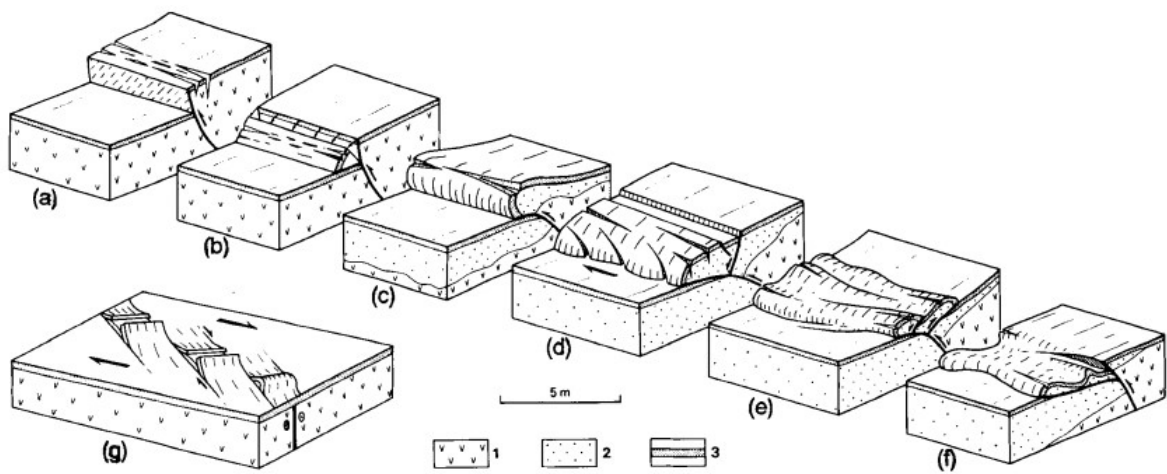


Figura 2.6: Aspectos de un escarpe de falla a través de la Falla Spitak de Armenia (a) Escarpe simple de falla inversa. (b) Colapso del bloque colgante de la falla. (c) Cresta de presión simple. (d) Cresta de presión dextral. (e) Cresta de presión de empuje. (f) Cresta de presión de bajo ángulo. (g) Cresta de presión en echelon. 1, Basamento de roca; 2, sedimentos cuaternarios; 3, capa vegetal. Extraído de Phillip *et al.*, 1992.

Capítulo 3

Antecedentes Geológicos

3.1. Marco Sismo-tectónico

Chile está ubicado en un ambiente tectónico convergente con una subducción reconocida al menos desde el Jurásico (Mpodozis y Ramos, 1989). A los 34°S la Placa de Nazca Subduce Bajo la Placa sudamericana. La tasa de subducción es de 6.8 cm/año (Vigny *et al.*, 2009) provocando deformación en el continente y grandes terremotos en todo Chile. Producto de la subducción se produce la morfoestructura denominada fosa o trinchera, la cual tiene profundidades máximas de 6 kilómetros a la latitud de Santiago (CSN, 2014).

El margen de subducción chileno se caracteriza por una alta tasa de sismicidad (Rauld, 2011). Desde mediados del siglo XX comenzó la instrumentalización mediante sismómetros que permitieron registrar los grandes terremotos ocurridos a partir de entonces. Últimamente, con la puesta en marcha de una mayor cantidad de instrumentos más sensibles, se ha podido registrar la sismicidad de menor magnitud.

La sismicidad observada en un borde de subducción como el chileno se puede dividir en 4 zonas sismogénicas (ver Figura 3.2):

A) Sismos *outer-rise*: ocurren fuera de la fosa o trench, y suceden debido a la deformación de la placa de Nazca al subductar bajo el continente, produciendo esfuerzos extensivos antes de la zona de contacto, que no se mueve por estar acoplada. No suelen causar daños significativos en zonas pobladas de la placa sudamericana, pero pueden producir tsunamis. En general tienen magnitudes menores a 8. Ejemplos de este tipo de sismos son el de Papudo 1981 y 2001 con magnitud de momento 7.2 y 7.0 respectivamente (Ruiz y Madariaga, 2018).

B) Sismos interplaca: están asociados al contacto interplaca. Se producen debido a la fuerza de roce entre las placas. Producto de esto se traba el movimiento entre ellas y acumula energía, la cual es liberada en terremotos de gran magnitud. Si el terremoto desplaza el fondo oceánico verticalmente generará un tsunami. Ejemplos de este tipo de sismos son el de Valdivia de 1960 (Mw=9.5), el de Valparaíso 1985 (Mw=8.0) y el terremoto del Maule de 2010 (Mw=8.8) (Ruiz y Madariaga, 2018).

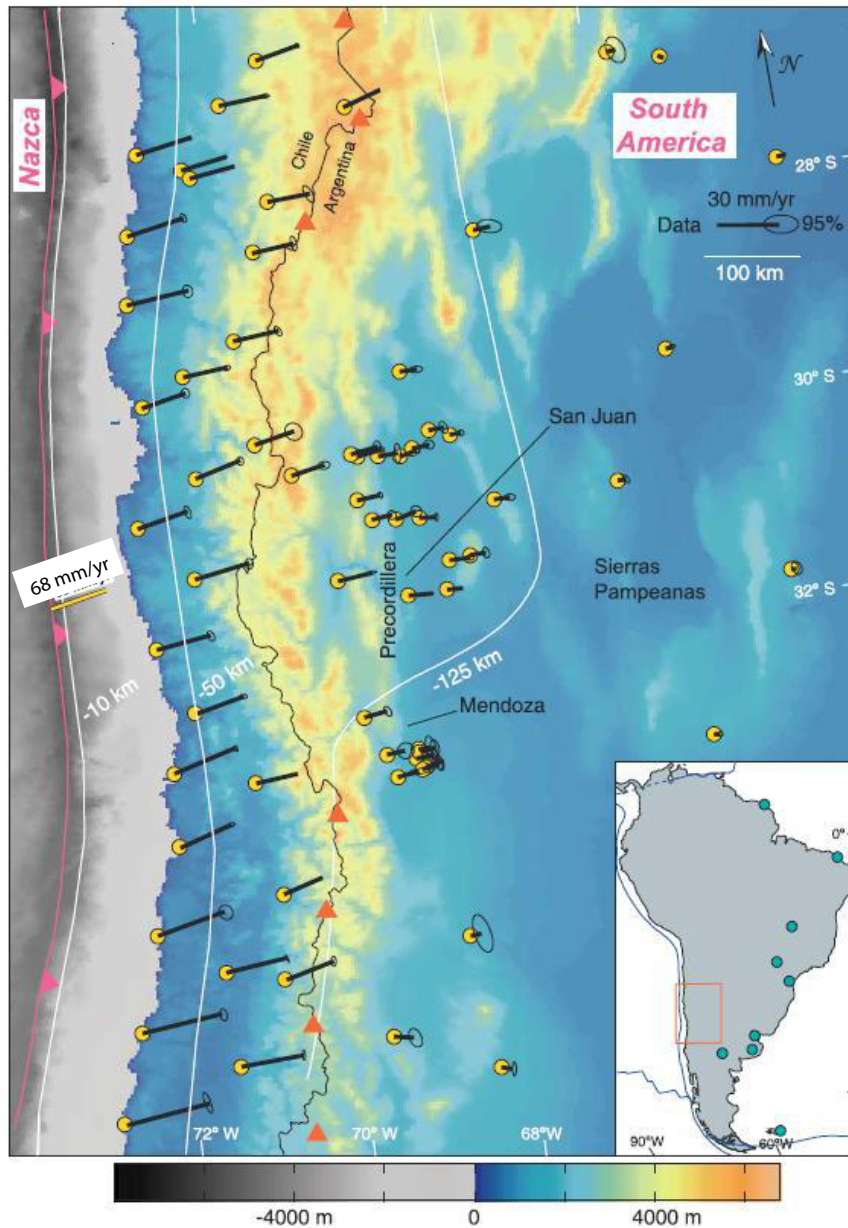


Figura 3.1: Velocidad GPS superpuesta a la topografía andina. El recuadro muestra el mapa de América del Sur con el área de estudio resaltada (cuadro rojo) y las estaciones utilizadas para definir el marco de referencia (círculos azules). Línea amarilla: velocidad de subducción. Modificado de Brooks *et al.*, 2003.

C) Sismos intraplaca oceánica o de profundidad intermedia: se producen por el fracturamiento tensional de la placa de Nazca que se quiebra por su propio peso o por el roce con el manto viscoso (Rauld, 2011). Ocurren a profundidades mayores a 60 km hasta 700 km (límite frágil-dúctil) y tienen un alto potencial de daño. Son terremotos como el ocurrido en Punitaqui en 1997 ($M_w=7.1$), La Ligua 1965 ($M_w=7.4$) o el de Chillán de 1939 ($M_w=7.8$) (Ruiz y Madariaga, 2018).

D) Sismos superficiales intraplaca: son producto del esfuerzo intraplaca inducido por la subducción, que a la vez contribuye a la generación de relieve. En general, los sismos superficiales intraplaca se encuentran asociados a fallas superficiales (como la falla San Ramón) que pueden tener movimientos normales, inversos y de rumbo, que responden a campos de esfuerzos compresivos o extensivos. Ejemplo de este tipo de sismos son el terremoto de Las Melosas en 1958 (Mw 6.3), Curicó en 2004 (Mw=6.4), Pichilemu 2011 (Mw 7.0 y 6.9) (Ruiz y Madariaga, 2018).



Figura 3.2: Zona de subducción y zonas sismogénicas. Tomado de “Terremotos y Sismicidad en Chile”, Centro Sismológico Nacional, Universidad de Chile, 2014.

3.2. Unidades morfoestructurales

En Chile central, a los 33° S, se distinguen 5 unidades morfoestructurales que se distribuyen en franjas de orientación Norte – Sur. De Oeste a Este son (ver Figura 3.3): Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal, Cordillera Frontal y Precordillera, encontrándose estas dos últimas en territorio argentino. La zona de estudio se encuentra en la Depresión Central en el límite con la Cordillera Principal Occidental. A continuación se describen los dominios ya mencionados:

La Cordillera de la Costa es un cordón montañoso que alcanza los 2500 m.s.n.m. y su morfología es redondeada, evidenciando ser un relieve maduro (Rauld (2011)). Está formada por granitoides del Paleozoico Superior que afloran en su flanco oeste, y por secuencias volcánicas y sedimentarias del Mesozoico en la parte oriental (Wall *et al.*, 1999; Sellés y Gana, 2001).

La Depresión Central se extiende desde los 33° S hasta los 40° S (Fock, 2005). Corresponde a una cuenca rellena de depósitos no consolidados de edades Pleistocenos a Holocenos principalmente (Rauld, 2002). Los depósitos son sedimentos de origen fluvial, aluvial, fluvio-glacial, y cenizas de la Ignimbrita Pudahuel en algunos sectores (Leyton *et al.*, 2011). Sobresalen algunas cumbres en forma de “cerros isla” (Cerro Santa Lucía, Cerro Renca, Cerro La Ballena, entre otros). Al norte de los 33° S, la Depresión Central desaparece y da paso a cordones montañosos de baja altitud separados por valles que conectan la Cordillera Principal con la Cordillera de la Costa (Fock, 2005). Este segmento se conoce como región de los Valles Transversales. Al sur de los 33° S el límite oriental de la Depresión Central es abrupta y marcada, limitado por la Cordillera Principal.

La Cordillera Principal presenta una gran topografía en comparación con la Cordillera de la Costa y la Depresión Central, alcanzando alturas de 6570 m s.n.m. en la frontera con Argentina. La estructura de la cordillera principal se puede describir en tres dominios según sus características geológicas: dominio occidental, central y oriental. La Cordillera Principal Occidental está conformada por rocas de edad Cenozoica, constituida por las formaciones Abanico (Oligoceno-Mioceno Superior) y Farellones (Mioceno Medio-Superior) (Thiele, 1982). Es característico observar fallas y pliegues de longitud de onda 5 km y vergencia Oeste (Fock, 2005; Fock *et al.*, 2006; Armijo *et al.*, 2010.). El dominio central está conformado por estas mismas formaciones, pero la deformación es mucho más intensa, está caracterizado por pliegues con vergencia Oeste que también afectan a unidades Mesozoicas (Armijo *et al.*, 2010). Por último, el dominio oriental está caracterizado por una serie de corrimientos con vergencia al Este en las unidades mesozoicas con repetición de secuencias propia de una faja plegada y corrida de piel delgada (Rauld, 2011), conocida como la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua (Armijo *et al.*, 2010). Es en esta unidad que se emplaza el arco volcánico actual.

La Cordillera Frontal se presenta a lo largo de más de 700 km en Los Andes orientales, con alturas sobre los 5000 m s.n.m. y está constituida por rocas pre-Jurásicas volcánicas ácidas del Grupo Choyoi. Éstas se encuentran sobre el basamento cristalino del Proterozoico (Mpodozis y Ramos, 1989).

La Precordillera está conformada por rocas del Paleozoico Inferior principalmente, al este de las unidades descritas se han desarrollado cuencas de antepaís desde el Mioceno hasta el Holoceno (Fock, 2005).

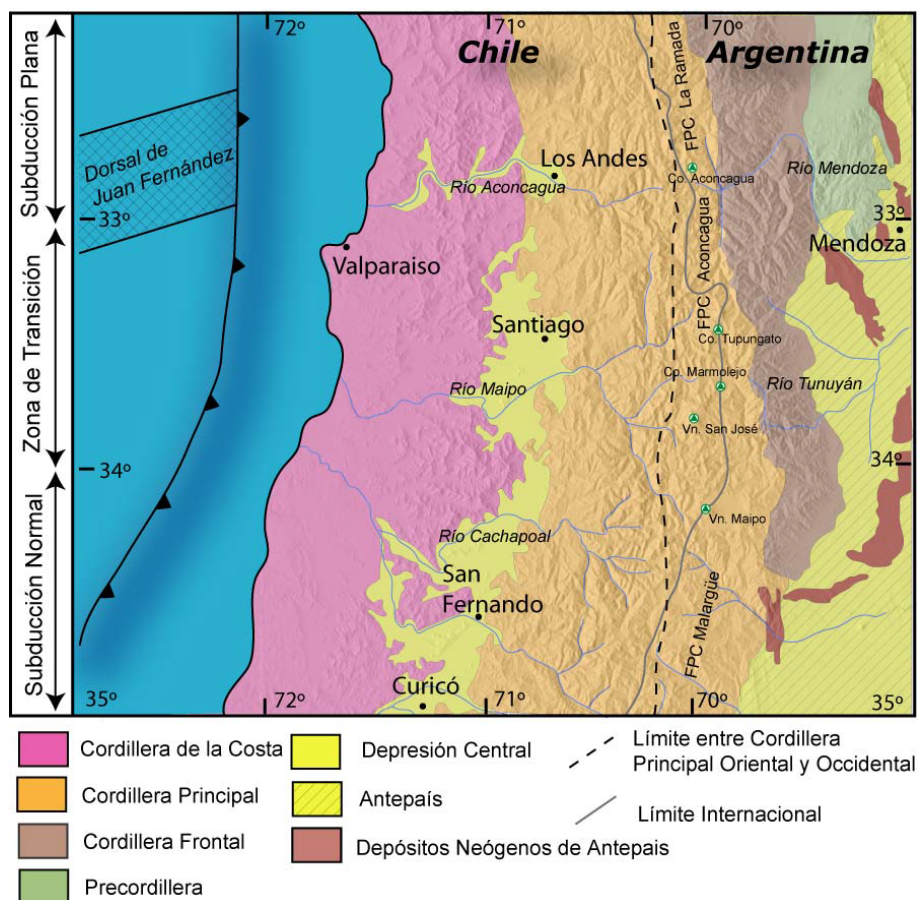


Figura 3.3: Principales morfoestructuras de la segmentación andina entre los 32° y 35° S. Basado en Charrier y Muñoz (1994), Giambiagi *et al.*, (2001), Giambiagi *et al.*, (2003a) y Tassara y Yáñez (2003). Extraído de Fock (2005)

3.3. Marco geológico

Como ha sido mencionado, la zona de estudio esta emplaza entre la Depresión Central y en el borde de la Cordillera Principal Occidental. Por lo que a continuación se describen las unidades que caracterizan estos dominios a la latitud de Santiago.

La Cordillera Principal Occidental son secuencias de ambiente continental de edad Cenozoica, representadas principalmente por estratos volcánicos con algunas intercalaciones

sedimentarias (Thiele, 1980). Respecto a las rocas intrusivas, se han reconocido dos unidades del Mioceno Inferior que instruyen las rocas estratificadas. Corresponden a granodioritas, monzonitas y tonalitas cuarcíferas (Thiele, 1980).

Hacia el oeste, en la cuenca de Santiago, los depósitos sedimentarios son de origen fluvial, aluvial, coluvial y glacial, rellenan y modelan la geomorfología local. En relación con los rasgos estructurales que destacan en la zona de estudio, la FSR aparece como una de las estructuras principales involucradas en el alzamiento de Los Andes a la latitud de Santiago (Armijo *et al.*, 2010), la cual pone en contacto a rocas cenozoicas con depósitos no consolidados de la cuenca de Santiago (Rauld, 2002).

3.3.1. Unidades de roca estratificada

Formación Abanico (Eoceno Superior? – Mioceno Inferior) (Aguirre L. , 1960)

Es una unidad conformada por dos franjas con disposición NS que está constituida por lavas básicas a intermedias, rocas piroclásticas ácidas, e intercalaciones sedimentarias continentales (fluviales, aluviales y lacustres) dispuestas en forma de lentes cuyo espesor alcanza los 500 m (Charrier *et al.*, 2002; Nyström *et al.*, 2003).

En la parte inferior de la unidad predominan brechas volcánicas y tobas gruesas sobre las lavas (andesitas y riolitas), y sedimentitas clásticas (Thiele, 1980). Estas últimas son escasas y corresponden a areniscas de grano medio a fino, lutitas y limos con estratificación fina, con restos carbonosos y flora fósil (Thiele, 1980).

El espesor de la unidad se estima en unos 3000 m, que se ven aumentados por las numerosas intrusiones de filones-manto y lacolitos andesíticos (Thiele, 1980). Dataciones radiométricas efectuadas en la zona la ubican entre 28-20 Ma (Wall, Selles y Gana, Mapa geológico del área de Tiltil-Santiago, Región Metropolitana, 1999).

Sobreyace a formaciones mesozoicas y su contacto está dado por grandes fallas regionales (Charrier *et al.*, 2002). Se encuentra en contacto por falla con la Formación Lo Valle (entre el cerro Renca y Colorado), pero en otros sectores con un hiatus erosivo de 37 Ma (Gana Wall, 1997). Su techo está marcado por una discordancia angular con la Formación Farellones (Thiele, 1980).

Formación Farellones (Mioceno) (Klohn, 1960)

Esta formación es una unidad de gran potencia constituida por sedimentitas clásticas terrígenas, lavas andesíticas, riolíticas y basálticas y rocas piroclásticas con intercalaciones de brechas volcánicas (Klohn, 1960). La secuencia la componen lavas, tobas de lapilli e ignimbritas con intercalaciones de brechas volcánicas, donde las lavas predominan claramente sobre las tobas y brechas (Thiele, 1980). El espesor se estima en 2500 a 3000 m, que aparece aumentando con los mantos intrusivos y lacolitos intercalados en la secuencia (Thiele, 1980).

Se dispone sobre la Formación Abanico de forma irregular con variaciones norte-sur y este-oeste, contacto interpretado como discordante o pseudo-concordante (Charrier *et al.*, 2002). El techo de la formación lo constituye la actual superficie de erosión (Fock, 2005).

3.3.2. Intrusivos

Granodiorita La Obra (Mioceno Inferior; 22-19 Ma)

Intrusivo granodiorítico a monzogranítico de biotita y anfíbola, que intruye la Formación Abanico en el borde oeste de la cordillera andina. Se expone elongado en dirección norte-sur (Selles y Gana, 2001). Dataciones K-Ar en biotita señalan edades de $22,0 \pm 0,6$ y $19,3 \pm 1,0$ Ma (Selles y Gana, 2001). Kurtz *et al.*, (1997), señalan una edad $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ en hornblenda de $21,6 \pm 4,9$ Ma que se interpreta como la edad de emplazamiento del plutón. Estas rocas son de tendencia calcoalcalina, con mediano contenido de potasio.

Intrusivos hipabisales intermedio-Basicos (Eoceno Superior-Mioceno Inferior; 34-19 Ma)

Stocks', cuellos volcánicos, filones, mantos y diques que intruyen la Formación Abanico. Son cuerpos de hasta 3 km² de exposición, de composición intermedia a básica (49 a 65 % SiO₂), y color gris medio a verde oscuro. En el área de estudio aflora el grupo (d), los cuales son pórfidos andesíticos de clino y ortopiroxeno. Se cuenta con una edad K-Ar en roca total de $22,4 \pm 1,1$ Ma (Selles y Gana, 2001). Sin embargo, intrusivos química y petrográficamente similares han sido datados mediante K-Ar y $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ en el intervalo de los 34 y 19 Ma (Wall *et al.*, 1999). Parte de estos intrusivos han sido referidos anteriormente como Unidad Intrusiva II (Thiele, 1980).

3.3.3. Depósitos no consolidados

Los depósitos no consolidados son de edad cuaternaria. A continuación se describen con base en su origen.

Ignimbrita Pudahuel (Pleistoceno Medio) (Wall *et al.*, 1996)

Depósito de flujo piroclástico de ceniza y lapilli pumíceo, de composición riolítica, macizo, no soldado. Los afloramientos de mayor extensión en el área de estudio se ubican en el sector de Las Vizcachas, donde alcanzan un espesor expuesto de 10 m. Su mayor extensión se extiende hacia el norte, fuera del área de estudio. Una edad, determinada por el método de trazas de fisión en circones de pómez, dio 450.000 ± 60.000 años AP (Stern *et al.*, 1984). Recientes edades $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ 'plateau' en biotita contenida en las pómez, dieron $2,3 \pm 0,3$ Ma y $2,2 \pm 0,3$ Ma y una isocrona inversa de $1,4 \pm 0,8$ Ma (Wall *et al.*, 2001). Estos antecedentes

abren una discusión sobre una posible edad máxima pliocena superior para estos depósitos (ver Figura 3.4).

Depósitos aluviales (Plioceno-Pleistoceno Superior)

Sedimentos estratificados, moderadamente consolidados, que constituyen abanicos aluviales coalescentes de 2-10 km de radio, que rellenan la mayor parte de la Depresión Intermedia, y cuyas hoyas hidrográficas se encuentran en la cordillera de los Andes. Se diferencian siete sistemas aluviales correspondientes a los cursos fluviales predominantes. Entre los que destacan, en el área de estudio, depósitos aluviales del río Mapocho, depósitos aluviales del río Maipo y depósitos aluviales del río Clarillo y de Quebrada Honda.

La tesis de Rauld (2011), al norte del área de estudio destaca la identificación de una unidad de abanicos aluviales del Pleistoceno Inferior-Medio, que conforma el relleno sedimentario producto de la migración y encajamiento hacia el norte del cauce del río Mapocho. Esta unidad aflora en los cerros Calán, Apoquindo y Los Rulos. Tiene una edad relativa mayor a los principales abanicos del Mapocho y Maipo. Estos depósitos se encuentran fallados con su superficie desplazada entre 20 y 60 m, manteniendo su forma de abanico a pesar de su deformación (Rauld, 2011).

Depósitos aluviales de piedemonte (Pleistoceno Superior-Holoceno)

Corresponden a sedimentos pobremente consolidados, ubicados en la desembocadura de las quebradas mayores. Están constituidos por una alternancia de depósitos de remoción en masa, depósitos fluviales y mantos de crecida, que conforman abanicos aluviales de estructura radial y pendientes de 3° a 6°. En el piedemonte andino, frente a Puente Alto y Pirque, grandes conos aluviales coalescentes forman una morfología de bajada, que prograda sobre los depósitos aluviales (Qa) y de la Ignimbrita Pudahuel (Qip). Se distinguen depósitos de flujos de detritos y barro ‘recientes’ (a), que se movilizaron sobre el sector urbano desde la quebrada de Macul en mayo del año 1993 (Naranjo y Varela, 1996) (ver Figura 3.4).

Depósitos coluviales (Pleistoceno Superior-Holoceno)

Sedimentos pobremente consolidados o no consolidados, polimícticos, mal seleccionados, ubicados en las faldas y al pie de los cerros. Constituyen mantos adosados a las laderas (escombros de falda), con pendientes de 4 a más de 10°, que desarrollan estratificación gruesa paralela a la pendiente (ver Figura 3.4) (Selles y Gana , 2001).

Depósitos fluviales (Holoceno)

Sedimentos no consolidados, genéticamente relacionados con cursos fluviales activos (ríos Mapocho, Maipo, Clarillo y algunos cursos intermitentes). Predominan gravas y gravas are-

nosas clastosportadas, de clastos redondeados a bien redondeados en parte imbricados, y matriz arenosa (facies de relleno de canal). Incluyen, además, lentes arenosos con estratificación plana horizontal y cruzada, junto a escasos niveles de limos finamente laminados, depositados durante los períodos de bajo caudal (ver Figura 3.4)(Selles y Gana, 2001).

Depósitos fluviales antiguos (Pleistoceno Superior-Holoceno)

Sedimentos pobremente consolidados, genéticamente vinculados a cursos fluviales abandonados, constituidos por gravas y gravas arenosas de clastos redondeados volcánicos e intrusivos, además de niveles de arenas y limos. Se distinguen dos niveles principales: (1) Depósitos fluviales aterrizados, con alturas entre 3 y 20 m sobre el curso fluvial actual, con cobertura de suelo bien desarrollada y vegetación silvestre o cultivos. Destacan los niveles aterrizados adosados al curso superior del río Maipo. (2) Depósitos ubicados en cauces abandonados o esporádicamente inundados en épocas de crecida, cubiertos por una delgada capa de suelo y desarrollo vegetal incipiente. En la zona de estudio se ubican en el sector del río Maipo (ver Figura 3.4) (Selles y Gana, 2001).

Depósitos de remoción en masa (Pleistoceno-Holoceno)

Depósitos macizos, matriz soportados, polimícticos y mal seleccionados correspondientes a flujos de detritos y de barro originados por acción gravitacional. En la zona de estudio afloran en las quebradas San Ramón, Macul y Lo Cañas entre otros lugares (ver Figura 3.4)(Selles y Gana, 2001).

Relleno Artificial (Holoceno)

Son depósitos de distinta composición, orgánicos e inorgánicos, que están conformados por desechos urbanos, industriales mineros y otros productos de actividad antrópica (ver Figura 3.4)(Selles y Gana, 2001).

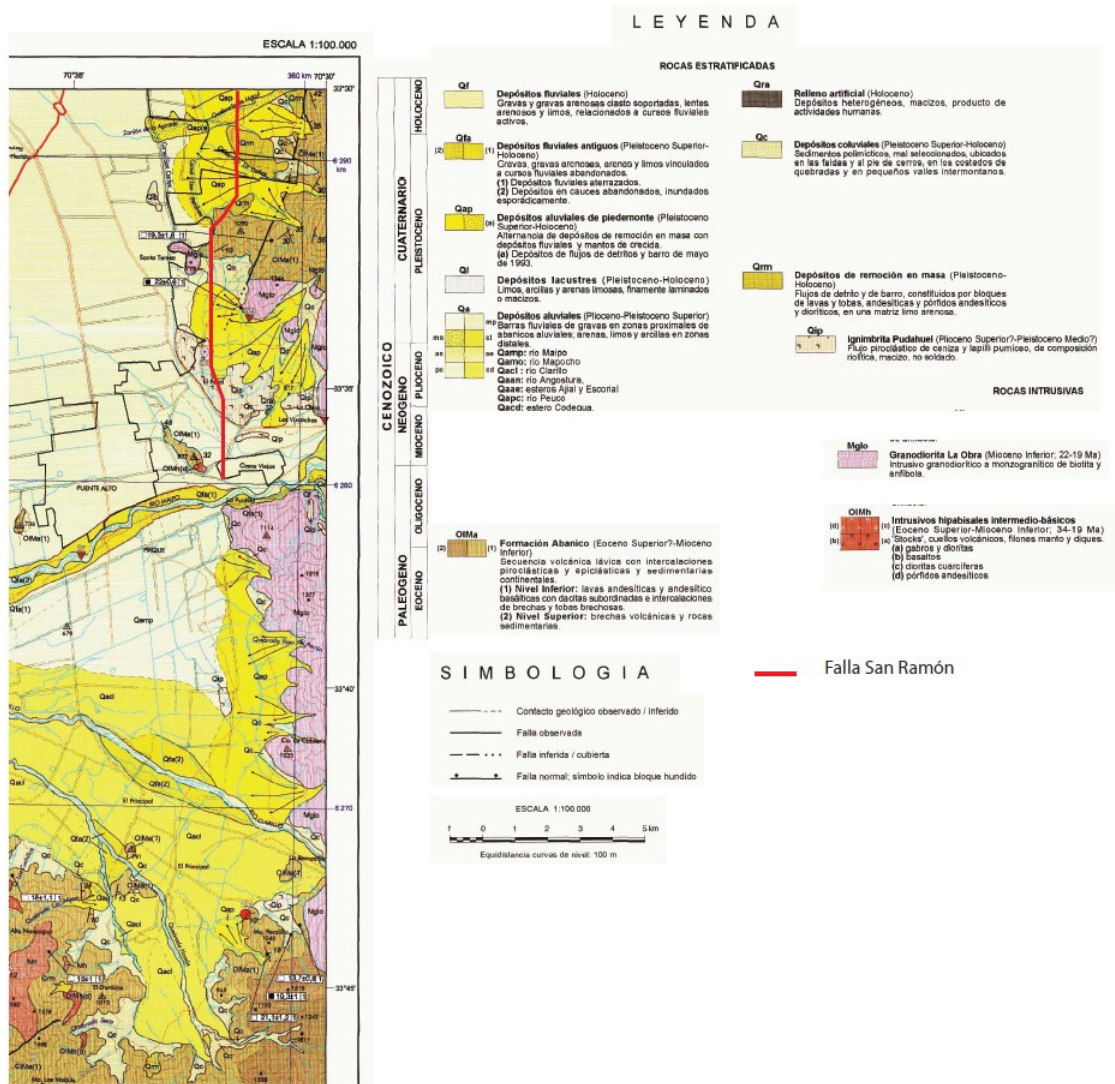


Figura 3.4: Extracto de Mapa Geológico Área Talagante- San Francisco de Mostazal, Región Metropolitana (Selles y Gana, 2001).

3.3.4. Estructuras

Como característica fundamental en área de estudio se reconoce la Falla San Ramón. La Falla ha sido caracterizada como una estructura de tipo inversa y activa (Vargas *et al.*, 2014; Armijo *et al.*, 2010; Rauld, 2011), con vergencia al oeste, que levanta las rocas de la formación Abanico sobre los depósitos no consolidados de la cuenca de Santiago (Menares, 2018). La estructura además cumple un importante rol dentro del contexto del orógeno andino bi-vergente (Armijo *et al.*, 2010). El modelo del Cabalgamiento Andino Occidental (ver figura 3.5) es un mega-sistema de tipo “fold-thrust belt”, el cual está representado por las estructuras inversas en forma de rampas y despegue de la cobertura mesozoica, y con el enraizamiento a escala cortical bajo el basamento de la cordillera Frontal en Argentina (Armijo *et al.*, 2010).

Sismos de intraplaca se han asociado a la actividad de la FSR (Ammirati *et al.*, 2019).

Además, Vargas *et al.*, 2014 muestra evidencias de dos eventos con desplazamiento de ~ 5 m: un evento ocurrido entre 17-19 Ma y un último hace ~ 8 Ma. El estudio propone que la estructura no ha sufrido nuevas rupturas asociadas a terremotos desde hace 8.000 años, y por ende no habría evidencias en la trinchera de terremotos de la historia sísmica reciente. Sin embargo existen antecedentes para inferir que la FSR podría generar grandes terremotos como los documentados en la trinchera paleosismológica.

Por otro lado, estudios contemporáneos proponen un modelo diferente para la Cordillera Principal Occidental. Farías *et al.*, 2010 postula mediante la integración de la geología en superficie y la sismicidad, que el sistema de vergencia oeste denominado Falla San Ramón-Pocuro de orientación y prolongación Norte-Sur, es un back thrust del sistema responsable de la deformación de los Andes centrales, con un despegue manteando hacia el oeste, donde la FSR no tendría un rol importante dentro del acortamiento presente en la zona.

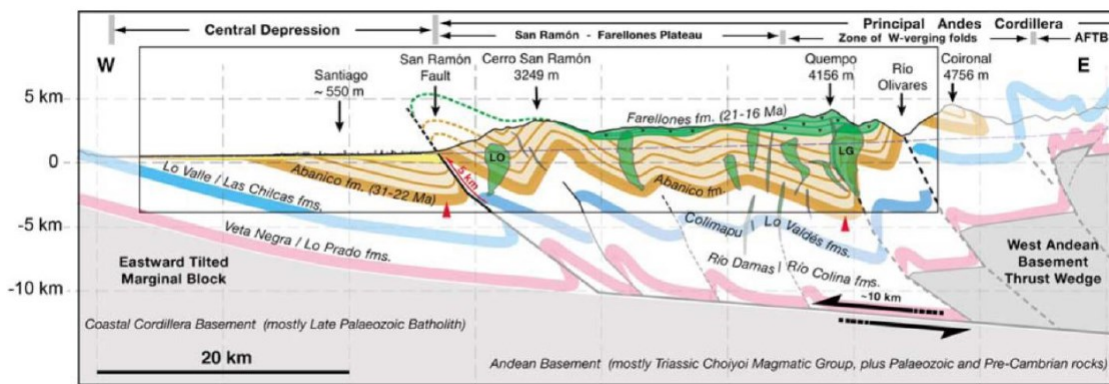


Figura 3.5: Sección estructural interpretada para la Cordillera Principal Occidental, con rampa plana con manteo al este para la falla San Ramón. Tomado de (Armijo *et al.*, 2010).

Respecto a la tasa de deslizamiento de la FSR, mediante estudios geomorfológicos y estructurales de las rocas y depósitos afectados por la falla, se ha podido estimar un deslizamiento promedio de 0,13 mm/año a 0,40 mm/año en los últimos miles de años (Armijo *et al.*, 2010; Rauld, 2011).

Al este de la falla San Ramón se encuentra la falla Aguas de Ramón (Fock, 2005; Quiroga, 2013). La estructura es descrita como una estructura inversa de vergencia oeste con rumbo NNE.

Un poco más al sur-este, Thiele (1980) observa una estructura de rumbo NS sin especificar su cinemática. La estructura continúa hacia el sur del río Maipo pero de manera inferida.

Capítulo 4

Formulación teórica de Metodología

La metodología elaborada para teledetección de fallas activas tiene un enfoque geológico-geomorfológico. Su construcción esta basada en diferentes trabajos que son presentados de manera general en la sección 2.2. Tiene por objetivo destacar fallas presentes en bibliografía que muestren posible actividad neotectónica para llevar estudios más acabados sobre estas.

La metodología es aplicable en zonas donde la roca y el sedimento estén expuestos. Además, dado el uso de bases de datos de libre disposición como el DEM ALOS PALSAR y mapas geológicos, los costos asociados a su aplicación son mínimos.

El método propuesto utiliza una combinación de técnicas para delinear características relacionadas con fallas cuaternarias, incluyendo: (1) Mapeo de escarpes de falla a través de un *HillShade* y mapas de pendientes generados a partir de un DEM (12,5 m de resolución); (2) mapas geológicos de primer orden; (3) Datos estructurales y geomorfológicos del área de interés; y (4) Interpretación en base a resultados y bibliografía.

El método consta de 4 fases principales en donde se llevan a cabo interpretaciones y análisis de bases de datos ya existentes para obtener un mapa donde es probable encontrar marcadores geomorfológicos desplazados. Las fases se describen de manera general a continuación.

La primera fase (G1) tiene como objetivo la recopilación de información de la zona de interés. Información litológica, estructural, geomorfológica, modelos de elevación digital (DEM) e imágenes satelitales constituyen la información requerida para posteriormente ser utilizada en la siguiente fase (T1).

La segunda fase (T1) tiene como objetivo destacar estructuras que presenten características de actividad neotectónica y la cartografía de sus posibles escarpes. Para dilucidar la génesis tectónica de los escarpes se utiliza parte de la información bibliográfica recopilada en G1.

La tercera fase (G2) también es de recopilación de información pero de las estructuras destacadas en T1. Consiste en la búsqueda de la cinemática de las fallas destacadas y las direcciones de movimiento regional. Con estos datos, junto a los escarpes mapeados en T1, permitirán realizar un análisis de coherencia entre la geometría y la cinemática de la estruc-

tura en la siguiente fase (T2).

Finalmente, en la fase T2 se confecciona un mapa con la ubicación de posibles marcadores geomorfológicos desplazados. El mapa se basa, para el caso de esta metodología, en los escarpes de falla asignados a las estructuras e información de depósitos cuaternarios disponible.

4.1. Búsqueda de bases de datos(G1)

Al ser un trabajo remoto, se necesitan bases de datos para posterior análisis. Estos corresponden a información litológica, estructural, geomorfológica, modelos de elevación digital (DEM) e imágenes satelitales. La resolución espacial a la cual se haya levantado la información va a ser un factor de primer orden en los resultados de mapeo de escarpes de falla, siendo la más importante la del DEM. A continuación se explicará las razones de la importancia de estos datos para este trabajo

4.1.1. Información litológica y depósitos cuaternarios

La información espacial de litologías y de depósitos cuaternarios de la zona de interés se utiliza para poder filtrar morfologías que pudieran tener una génesis distinta a la tectónica. A través de la información litológica se filtran morfologías que pueden ser producto de la erosión diferencial. Por medio de la información de depósitos Cuaternarios se filtran morfologías que pueden tener una génesis propia de la forma del depósito y no tectónica como por ejemplo lineamientos producto de la deposición. Además, con esta información, se pueden identificar posibles marcadores geomorfológicos desplazados.

Cabe mencionar que la escala espacial de la información puede llevar a una confusión de interpretación en las secciones 4.2.3 y 4.2.3 al estar a una escala espacial mayor que el DEM.

4.1.2. DEM

El DEM nos entrega información topográfica del área de estudio. Esta información se ocupa para interpretar escarpes topográficos en el área y fotointerpretar marcadores geomorfológicos. Los parámetros morfométricos extraídos del DEM, como las pendientes, se utilizan con el fin de resaltar de mejor manera los límites entre las diversas unidades morfoestratigráficas.

Existen dos tipos de DEM: Modelos Digitales de Terreno (MDT) y Modelos Digitales de Superficie (MDS). El MDT a menudo se denomina Modelo de Elevación de Tierra Desnuda porque incluye valores X, Y, Z, solo para el suelo. Las características de la vegetación y la construcción se han eliminado digitalmente del conjunto de datos MDT. El MDS, por otro lado, contiene todas las elevaciones, ya sea desde la superficie del suelo, la vegetación o las estructuras hechas por el hombre.

El DEM a utilizar es el Alos-Palsar *Radiometric Terrain Correction* de 12,5 m de resolución espacial. Tiene un error cuadrático medio (RSME, por sus siglas en inglés) de 6 m en la vertical y 10 m LE90 en la horizontal. El DEM es del tipo MDS. El DEM puede ser descargado de la página oficial del “*NASA Earthdata ASF Data Search*”, donde se puede encontrar una gran base de datos de todo el país.

La corrección del terreno es el proceso de corregir distorsiones geométricas que conducen a errores de geolocalización. Las distorsiones son inducidas por imágenes de aspecto lateral, y son provocadas por un terreno accidentado. El proceso de corrección de la base de datos implica la modificación de los píxeles de la imagen para que reflejen de forma más fiel la topografía. *Radiometric Terrain Correction* significa que el DEM está corregido radiométricamente y geométricamente. La corrección radiométrica implica eliminar la influencia de la topografía en los valores de la reflexión de ondas desde el lugar de donde estas provienen (retro-dispersión). Por ejemplo, la corrección elimina la retro-dispersión brillante causada por la reflexión del radar desde pendientes pronunciadas, dejando solo la retro-dispersión que revela características de la superficie como la vegetación y la humedad del suelo (Laurencelle *et al.*, 2015).

Los DEM ALOS PALSAR vienen inscritos bajo un código que sigue el patrón AA_BBBB_CCC_DDDD_RTE (por ejemplo, AP_2693_9FBSF_3170_RT1). Este patrón se define de la siguiente manera:

AA: misión.

BBBB: número de órbita de la imagen.

CCC: modo de luz de la imagen

DDDD: número de fotograma de la imagen

E: resolución de corrección de terreno (1= alta, 2=baja)

4.1.3. Información estructural

Para dar mayor certeza de la traza de falla a mapear en sección 4.2 se recomienda ocupar solo trazas de fallas observadas e inferidas. Además, lo anterior permite asociar la deformación encontrada a una falla. La escala de la información estructural puede llevar a una confusión de interpretación en la sección 4.2.4 al no estar en la misma escala que el mapeo de escarpes topográficos. Para solucionar esto se recomienda usar bases de datos de escala espacial igual o mayor a 1:50.000 y/o estructuras regionales.

Además, para la segunda etapa de procesamiento de datos (sección 4.3) se necesita información sobre la cinemática de las fallas para una correlación de las deformaciones observadas (ver sección 4.4.1).

4.1.4. Información geomorfológica

La información geomorfológica, nos dará cuenta del estado actual de la zona de interés y de los procesos que lo han modelado. Al conocer los agentes que modelan el paisaje, podremos evaluar e interpretar las características que se observan. La información adquirida permitirá identificar ciertas morfologías que pueden tener un origen no tectónico y dar una idea de los tipos de marcadores geomorfológicos que podremos encontrar en la sección 4.4.3. A continuación se presentan paisajes donde la información geomorfológica puede ser útil.

Paisaje donde se presentan rasgos geomorfológicos de erosión glaciar

En este tipo de paisajes se pueden encontrar estrías glaciales y depósitos morrénicos que se pueden confundir con un lineamiento tectónico.

Si el escarpe topográfico es paralelo a la dirección de flujo de hielo, lo más probable es que su origen sea producto de la erosión y/o depositación glacial (Morrell *et al.*, 2017). Para lidiar con este problema se aconseja conseguir una base de datos de direcciones de flujos de hielo y mapas geológicos de la zona (ver Figura 4.1).

Por otro lado, si el escarpe topográfico tiene una forma convexa es probable que el lineamiento sea producto de una morrena frontal (ver Figura 4.1). Para solucionar este problema se aconseja conseguir mapas geológicos de la zona para decidir el origen del escarpe topográfico.

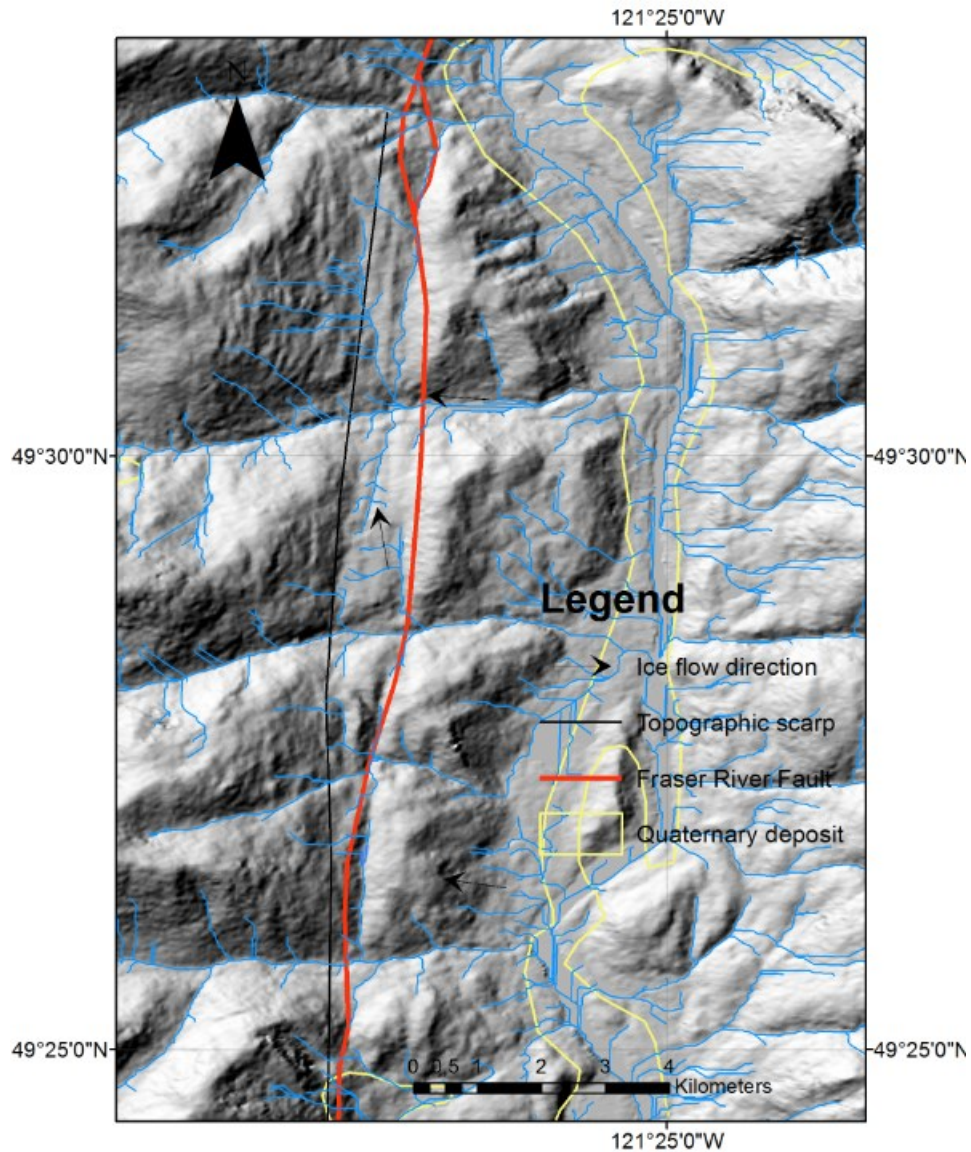


Figura 4.1: Ejemplo de paisaje con erosión glacial en Columbia Británica, Canadá. Observar lineamientos del valle, falla *Fraser River* y dirección de flujo de hielo.

Paisaje con abruptas variaciones de pendiente

En paisajes donde la pendiente varía muy rápido, tales como frentes montañosos y piedemonte, suelen encontrarse los abanicos aluviales. En los abanicos aluviales se pueden formar remociones en masa llamadas flujos. Los límites inferiores del depósito de la remoción en masa se pueden confundir con lineamientos tectónicos. Esta ambigüedad puede ser solucionada observando la morfología del lineamiento respecto al frente de montaña y mapas geológicos del lugar. Si el escarpe topográfico tiene una forma convexa hacia zonas de menor pendiente, lo más probable es que este lineamiento sea producto de una remoción en masa (Morrell *et al.*, 2017)(ver Figura 4.2).

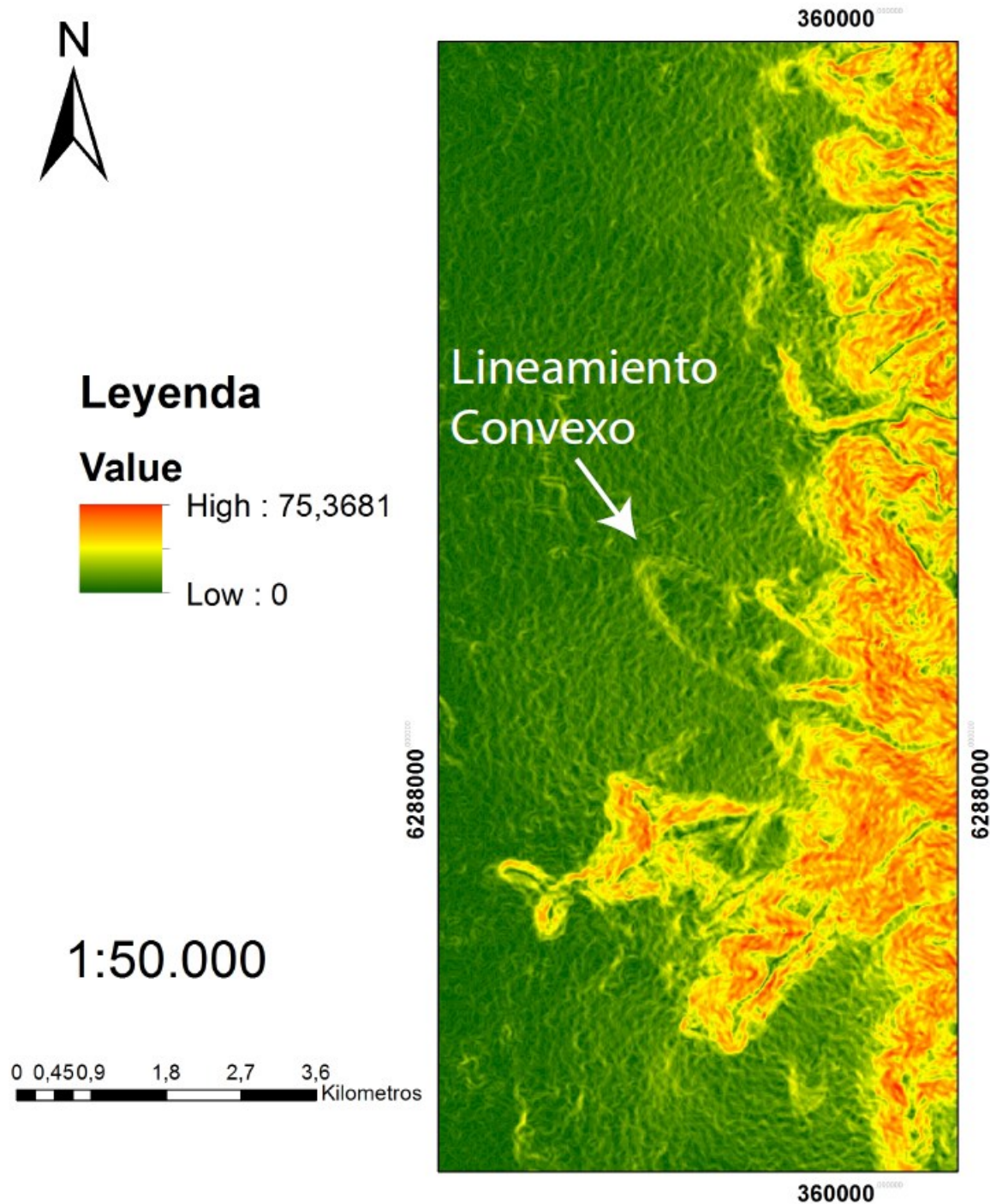


Figura 4.2: Mapa de pendientes del frente cordillerano de la Región Metropolitana. Paisaje con escarpe topográfico de morfología convexa.

Paisaje con presencia de redes de drenaje

En este tipo de paisajes se pueden encontrar terrazas fluviales que se forman paralelas al cauce, que se pueden confundir con un lineamiento tectónico. Para resolver este problema se aconseja tener información espacial de los cauces presentes en la zona. Si esta información

no es posible obtener se recomienda generar las redes de drenaje por medio de DEM en programas de Sistemas de Informacion Geografica (SIG) como ArcGis.

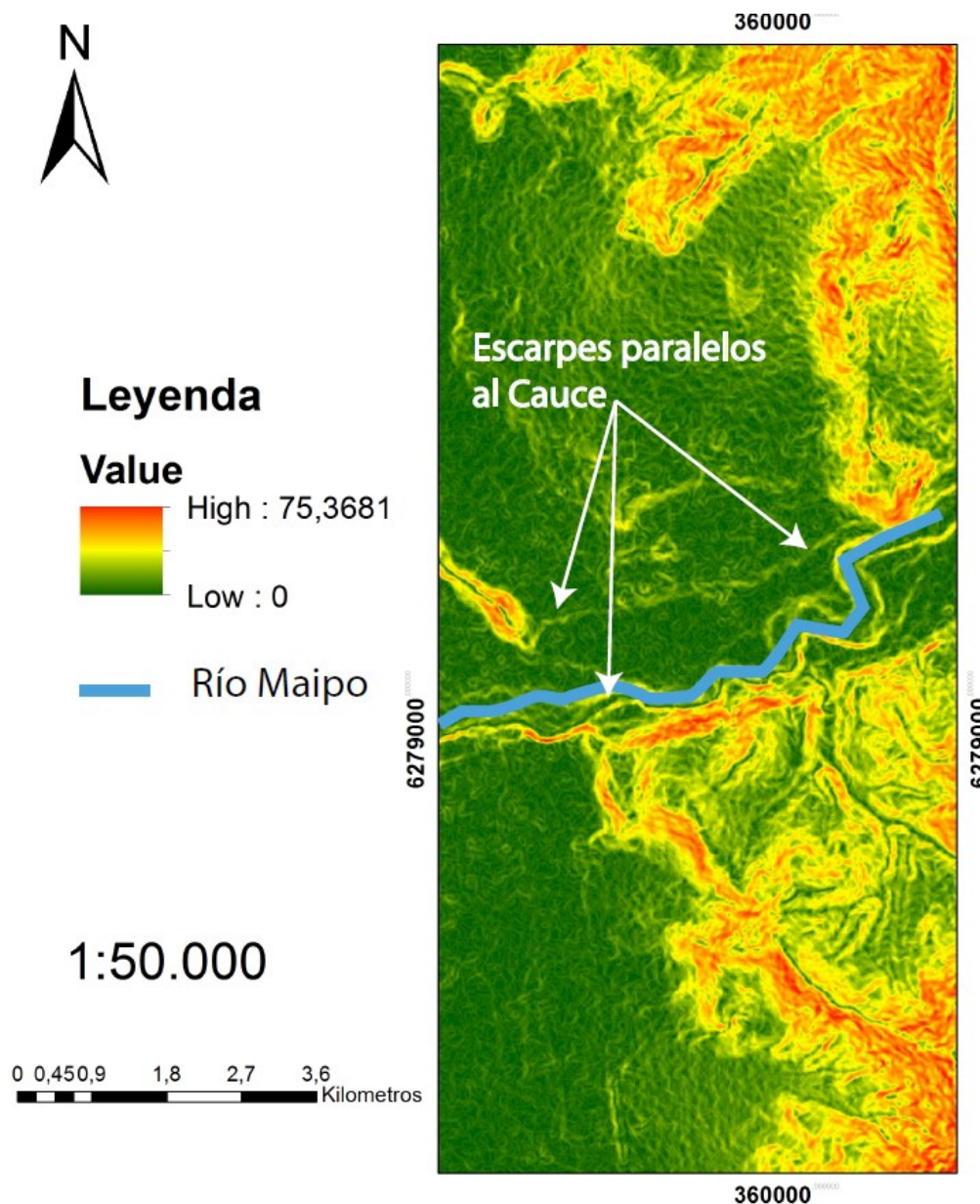


Figura 4.3: Mapa de pendientes del frente cordillerano de la Región Metropolitana. Paisaje con escarpes topográficos paralelos a la red de drenaje.

4.1.5. Imágenes satelitales LandSat 8

El satélite LandSat 8 adquiere imágenes en franjas de 185 km de ancho. Estas se segmentan en áreas de 185x180 km y tiene una resolución temporal de 16 días. En particular, las imágenes pancromáticas, abarcan longitudes de onda entre los 500 - 680 nm y tiene una resolución espacial de 15 m (Roy *et al.*, 2014). Toda imagen LandSat de primer nivel está denominada bajo un conjunto de acrónimos, letras y números que la hacen úni-

ca, la ubican en un lugar y un momento dado. Los códigos vienen en el siguiente formato LXSS_LLLL_PPPRRR_YYYYMMDD_yyyymmdd_CC_TX (Roy *et al.*, 2014). Donde:

L: LandSat

X: Sensor de captura de la imagen. Se encuentra una letra o grupo de letras para identificar el sensor que tomó la imagen. Estos sensores serán C (OLI/TIRS), O (OLI), T (TIRS), E (ETM+), T (TM) y M (MSS).

SS: Generación del satélite, por ejemplo, Landsat 8.

LLLL: Nivel de procesado de la imagen según su corrección geométrica y radiométrica pudiendo encontrar L1TP, L1GT o L1GS.

PPP: *Path*.

RRR: *Row*.

YYYYMMDD: Fecha de adquisición de la imagen en formato año/mes/día.

yyymmdd: Fecha de procesado de la imagen en formato año/mes/día.

CC: Número de colección.

TX: Categoría de la colección, pudiendo encontrar nomenclaturas de RT (*Real Time*), T1 (*Tier 1*) o T2 (*Tier 2*). Los archivos *Tier 1* presentan corrección en la precisión y radiometría. Los archivos *Tier 2* no presentan correcciones en la geometría debido a la imprecisión de la órbita.

Para la metodología es importante la fecha de adquisición de la imagen.

Las imágenes satelitales pancrómicas se ocupan para poder observar la zona. El objetivo es poder filtrar morfologías de origen antrópico y de vegetación que el DEM ALOS PALSAR no puede filtrar. Como origen antrópico se encuentra edificios, taludes, lagunas artificiales y cualquier proyecto de ingeniería que haya modificado la topografía a una escala mayor a 12,5 m.

La vegetación puede tener una altura mayor a 12,5 m. Una gran cantidad de árboles alineados pueden generar morfologías que se pueden confundir con actividad neotectónica. Además, en la sección 4.4.3 se utilizan para fotointerpretar marcadores geomorfológicos.

4.2. Interpretación de actividad neotectónica de estructuras y cartografía de escarpe de topográficos (T1)

4.2.1. Interpretación de fallas con posible actividad neotectónica.

Para poder interpretar la actividad neotectónica de la zona se necesita la información geomorfológica y estructural de esta.

Antes de poder interpretar morfologías producto de la actividad tectónica reciente, se recomienda revisar la información geomorfológica de la zona por los motivos planteados en la sección 4.1.4.

La información espacial de las estructuras se sobrepone a la zona de interés en el programa Google Earth Pro (GEP) para poder asociar la deformación a una estructura. Es importante tener presente que solo deben ingresarse las trazas de fallas observadas e inferidas. Además, hay que considerar que las trazas de fallas sobrepuestas no son reflejo de la real ubicación de la falla, por lo que solo se ocupan de referencia.

La interpretación de actividad reciente en la zona se hace con base en el trabajo de Burbank y Anderson (2001). Para llevarla a cabo se observa el área a través del programa GEP en busca de morfologías que puedan ser producto de actividad tectónica. Lo anterior es con el fin de poder observar todas las posibles características morfológicas que demuestren rasgos de génesis tectónico de una manera rápida sin tener que esperar que carguen los datos cada vez que se mueve el visor en el *Software* ArcGis 10.3.

Se recomienda observar el área con la herramienta “Mostrar el historial de imágenes” para poder observar morfologías que hayan sido “borradas” por acción antrópica y/o que se produzcan en épocas con abundancia de agua como los *Sag pond*.

4.2.2. Cartografía de escarpe de falla.

La presente sección da a conocer el tratamiento de datos y las herramientas que se pueden ejecutar para obtener escarpes topográficos que pueden tener un origen tectónico. El mapeo se lleva a cabo en los *Software* GEP y ArcGis 10.3.

El mapeo consiste en marcar con una línea continua la base de los escarpes topográficos que tengan una dirección preferencial, ya sean continuos o discontinuos. Al conjunto de escarpes topográficos con una dirección preferencial les asignaremos el nombre de lineamientos. Los lineamientos pueden estar tanto en unidades rocosas como en depósitos.

Cartografía de escarpes topográficos en programa GEP

Una vez identificadas las fallas que presentan evidencia de posible actividad neotectónica, se observa la zona por medio del programa GEP con el objetivo de mapear los lineamientos que se observan en torno a las estructuras que presenten posible actividad neotectónica. Una manera de poder observar los escarpes presentes es con la opción “exagerar elevación = 3” (Herramientas→Opciones→Exagerar elevación). Lo anterior se realiza para poder resaltar escarpes topográficos para cartografiarlos.

Al finalizar el mapeo se recomienda pasar el archivo a formato “.shp” para poder visibilizar el dato en un programa SIG. El archivo servirá como referencia para cartografiar con mayor detalle en la sección 4.2.2.

Cartografía de escarpes topográficos sobre el DEM

Por razones de resolución espacial del programa GEP no será posible observar morfologías que son visibles a una mayor resolución espacial. Esta se puede obtener a través del DEM ALOS PALSAR de resolución 12,5 m presentado en la sección 4.1.2.

El mapeo morfológico sobre el DEM tendrá como objetivo corregir lo cartografiado en la sección 4.2.2 y cartografiar nuevos escarpes topográficos en torno a las estructuras. Dada la resolución espacial del DEM, el mapeo se hará a una escala de 1:50.000. Para mapear en base al DEM se utilizan dos herramientas: *HillShade* y *Slope*.

Para llevar a cabo el mapeo en base al DEM primero se procede a ocupar la herramienta *HillShade* de ArcGis 10.3. Al *HillShade* se superpone el mapeo realizado en la sección 4.2.2 para utilizarlo como referencia. Se observa la zona con el objetivo de interpretar y mapear lineamientos.

Con la herramienta *Slope* primero se procede a superponer el mapeo realizado con base en el *HillShade*. El mapeo consiste en precisar el escarpe topográfico hechos con el *HillShade* y mapear lineamientos de superficies donde la pendiente cambie.

Finalmente se superponen los escarpes cartografiados con las dos herramientas. Se borrarán los escarpes que se superpongan. Se considerarán los escarpes restantes para la siguiente subsección (ver sección 4.2.3).

4.2.3. Superposición de información a escarpes cartografiados

Una vez ya mapeados los escarpes presentes en la zona de interés, se procede a validar su origen tectónico. La prueba consiste en la superposición espacial de datos e imágenes para dilucidar escarpes topográficos que puedan ser de origen no tectónico.

Superposición de información litológica

Los escarpes topográficos mapeados son sobrepuestos con la información espacial de las litologías presentes en la zona. Los escarpes que estén sobre el contacto de unidades litológicas distintas y no pertenezcan a un lineamiento serán borrados. Lo anterior es con el objetivo de eliminar los escarpes topográficos que se puedan producir por erosión diferencial. Los escarpes no borrados continúan su análisis, ahora con base en depósitos cuaternarios.

Superposición de información depósitos cuaternarios

Los escarpes topográficos resultantes se superponen con la información de depósitos cuaternarios de la zona. El objetivo es borrar aquellos escarpes topográficos que puedan ser producto de la deposición de sedimentos como lo son los límites de los abanicos aluviales y las terrazas fluviales. Para discernir si el escarpe topográfico es producto de la deposición se tiene que observar la morfología de este y el contexto en donde se encuentra. Si el escarpe topográfico se encuentra en la salida de una quebrada y tiene forma convexa lo más probable que sea producto de la deposición de un flujo (Morrell *et al.*, 2017). Por otro lado, si el escarpe topográfico se encuentra cercano y paralelo a una red de drenaje lo más probable que el escarpe sea producto de la construcción de una terraza aluvial.

Superposición de imágenes satelitales

Los escarpes topográficos resultantes se superponen a las imágenes satelitales. Las imágenes son usadas para poder filtrar escarpes topográficos que no tienen génesis tectónico. Con las imágenes Pacromaticas se filtran morfologías de origen antrópico y vegetal.

Los escarpes topográficos que puedan tener un origen antrópico o vegetal son borrados, mientras que los escarpes topográficos restantes pasan a la siguiente sección (Sección 4.2.4).

4.2.4. Asociación de escarpes de falla y rasgos geomorfológicos de actividad neotectónica a estructuras presentes en el área

Después de eliminar todas las posibles características geomorfológicas que no corresponden a un origen tectónico, los escarpes topográficos pasan a denominarse “escarpes de falla”.

El trabajo continúa con la asignación de los escarpes de fallas mapeados y rasgos geomorfológicos de actividad neotectónica a estructuras presentes en la zona. Se deben destacar las fallas que se encuentren sobre, próximas y alineadas a los escarpes de falla mapeados y a los rasgos geomorfológicos de actividad neotectónica. Las fallas destacadas serán analizadas en la siguiente sección 4.3. Los escarpes topográficos y rasgos geomorfológicos de neotectónica que no puedan ser asignados a una estructura presente en la zona no serán considerados en la sección 4.3.

4.3. Recopilación bibliográfica de las fallas destacadas (G2)

Una vez que se han destacado las fallas que se encuentren sobre y/o próximas a los escarpes de falla cartografiados, se procede a recopilar bibliografía de los vectores de movimiento regional y la cinemática de las estructuras. La información a recaudar de las fallas destacadas es: certeza de traza de falla y cinemática de la falla. Esta información se recopila con la intención de correlacionar la deformación a la estructura.

4.3.1. Cinemática de la falla y movimiento regional

Con el propósito de relacionar los vectores de esfuerzos regional con la deformación observada, se requiere la información de la cinemática de la falla y la información de movimiento regional para hacer un análisis de primer orden en la Sección 4.4.1. Si no se cuenta con la información disponible, se evalúa su caracterización en base a las observaciones geomorfológicas de actividad neotectónica hechas en la sección 4.2.1.

4.4. Análisis de escarpes de falla mapeados y confección de mapa (T2)

4.4.1. Coherencia entre geometría y cinemática de falla

Un análisis cinemático de primer orden se desarrolla con base en la orientación de la falla y al sentido del movimiento, lo que infiere una dirección general de acortamiento que debe ser mecánicamente coherente con la geometría y la cinemática de las fallas (Araya, 2018).

4.4.2. Certeza de traza de falla

Esta información será útil para separar las trazas de fallas observadas de las inferidas y así tener oportunidad de encontrar un marcador geomorfológico desplazado. Si los escarpes topográficos tiene un rumbo $\sim 30^\circ$ y están sobre o circundan la estructura observada en la zona se le asigna el nombre de “falla observada”. Si los escarpes topográficos tiene un rumbo $\sim 30^\circ$ y están sobre o circundan la estructura interpretada en la zona se le asigna el nombre de “falla inferida”.

Las “fallas observadas” y las “fallas inferidas” serán mapeadas con una línea continua de color negro y blanco, respectivamente.

4.4.3. Identificación de marcadores geomorfológicos

Esta sección tiene como objetivo ubicar lugares en donde poder medir y caracterizar la estructura, por lo que no se necesita un mapeo detallado del depósito.

Los escarpes de fallas mapeados se superponen a la información de unidades cuaternarias (Sección 4.1.1) con el fin de encontrar marcadores geomorfológicos desplazados en donde medir y caracterizar la estructura en terreno.

Si el marcador geomorfológico está sobre la traza de falla y/o la proyección de la traza de falla, se procede a resaltar el área en donde se puede encontrar evidencia de actividad neotectónica con un cuadrado rojo. Por otro lado, no siempre un depósito cuaternario interceptará un escarpe de falla o la proyección de este. Lo anterior es producto de la escala espacial de las bases de datos. Se recomienda interpretar donde es posible que un depósito cuaternario pueda existir, por ejemplo, en quebradas donde pueden existir terrazas fluvio-aluviales que no se encuentran cartografiadas por motivos de escala.

4.4.4. Confección del mapa

Confección de un mapa con los escarpes de falla resultantes de la sección 4.4.2 y los marcadores geomorfológicos de la sección 4.4.3.

Capítulo 5

Calibración

La calibración de la metodología se hará en el sector nororiente de Santiago, específicamente entre el río Mapocho y la Quebrada de Macul. En este sector Rauld (2002, 2011) y Vargas et al. (2014) han observado y descrito una falla activa de cinemática inversa y vergencia oeste llamada falla San Ramón (FSR).

Respecto a la traza de esta estructura, Rauld (2011) confeccionó un mapa en donde presenta un modelo de la posible traza de la falla San Ramón (ver Figura 5.1). Para definir la traza, Rauld (2011) ocupa bases de datos de diferentes escalas, siendo 1:20.000 la de menor. Por otro lado, Aránguiz (2018) proyecta los escarpes morfológicos del piedemonte definidos por Rauld (2011) y los categoriza respecto a su tamaño en:

- Escarpes mayores: son escarpes compuestos más antiguos y menos conservados, que presentan alturas entre los 100 y 200 m (Figura 4.10). Debido a su menor grado de conservación, sus pendientes son menores, en promedio de 15° a 20° , aunque localmente alcanzan valores mayores a 30° .

- Escarpes medianos: Son escarpes compuestos relativamente bien conservados, que presentan alturas de entre 60 y 10 m, y que tienen pendientes, en promedio, entre 20° y 35° , pero que superan localmente los 40° .

- Escarpes más pequeños: en la zona de estudio se encuentran escarpes que poseen alturas de entre 3 y 4 m, los cuales afectan los depósitos más recientes.

5.1. Búsqueda de bases de datos (G1)

5.1.1. Información litológica y depósitos cuaternarios

Para la información litológica y de depósitos cuaternarios se utilizó el mapa geológico confeccionado por Rauld (2011). El mapa está a escala 1:70.000 y muestra las distintas unidades presentes en la zona (ver Figura 5.1).

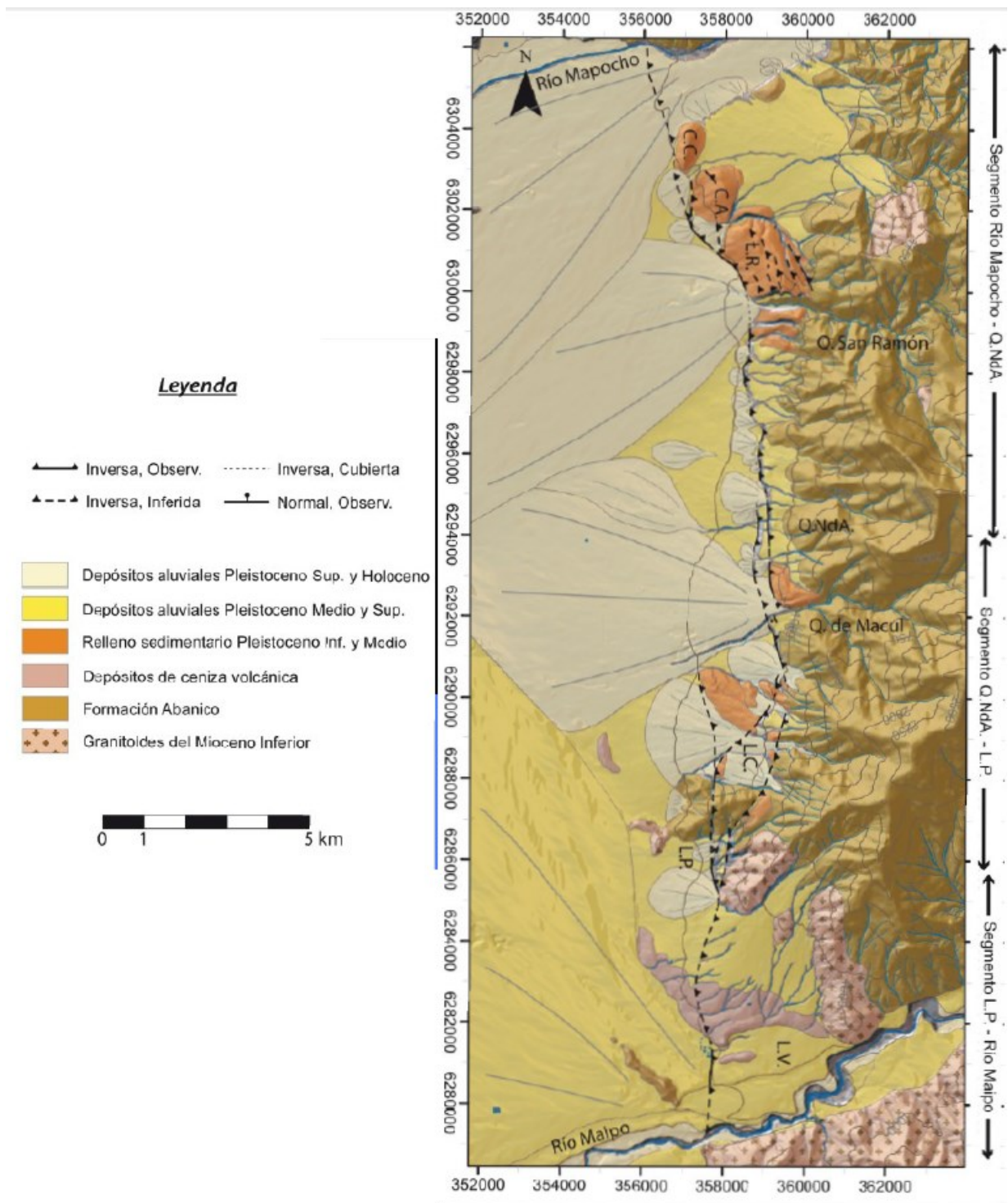


Figura 5.1: Mapa geológico del piedemonte cordillerano frente a la ciudad de Santiago. Extraído de Rauld (2011).

5.1.2. DEM

El código del DEM descargado es AP_27387_FBS_F4300_RT1, lo que quiere decir lo siguiente:

- Misión: Alos Plasar.
- Número de órbitas de la imagen: 27387
- Modo de haz de la imagen: FBS.
- Número de fotograma de la imagen: 4300.
- Resolución de corrección de terreno: 1.

La información para la creación del DEM fue adquirida el 16 de marzo de 2011.

5.1.3. Información estructural

La información estructural igualmente se extrajo del mapa de Rauld (2011), quien presenta un mapeo de escarpes de la Falla San Ramón en el área del piedemonte frente a la ciudad de Santiago a escala 1:70.000 (ver Figura 5.1). Identifica los escarpes a través de una base de datos topográfica.

5.1.4. Información geomorfológica

La información geomorfológica se extrajo del trabajo de Rauld (2002), el que dice: “El frente cordillerano se encuentra desarrollado, entre los Ríos Maipo y Mapocho, dando forma al Cordón del San Ramón. El Cordón alcanza los 3253 m s.n.m. en el cerro San Ramón, 2750 m en el cerro Provincia, 2500 m en el cerro la Cruz y 2300 m en el cerro Abanico. Esto implica un desnivel topográfico de más de 2500 m respecto del valle de Santiago, el cual se ubica a unos 550 m s.n.m. en promedio, pero que supera los 1000 m s.n.m. en el piedemonte a los pies del frente cordillerano en el sector oriente de la capital. En el frente cordillerano se desarrollan una serie de quebradas en dirección principal este-oeste. Éstas aportan el material producto de la erosión del cordón del San Ramón a los pies de éste, en forma de abanicos aluviales que conforman su piedemonte. Las quebradas más importantes que drenan la vertiente occidental del macizo montañoso que constituye el frente cordillerano son las quebradas Macul y San Ramón, las que tienen escorrentía superficial permanente y esporádica. Los sistemas de abanicos aluviales que se disponen en el valle de Santiago, a partir de la desembocadura de estas quebradas, se encuentran bien desarrollados y con una morfología definida.”

5.1.5. Imágenes satélites LandSat 8

El código de la Imagen descargada es: LC08_L1TP_233083_20190328_20190404_01_T1_tar. La imagen pancromática se tomó en marzo del 2019.

5.2. Interpretación de actividad neotectónica y cartografía de escarpe de topográficos (T1)

5.2.1. Interpretación de fallas con posible actividad neotectónica

La actividad neotectónica en la zona está bien documentada por Rauld (2002, 2011), Armijo *et al.*, 2010 y Vargas *et al.*, 2014.

5.2.2. Cartografía de escarpe de falla

Cartografía de escarpes topográficos en programa Google Earth Pro

La cartografía de escarpes topográficos se realizó en el frente cordillerano de la Región Metropolitana, específicamente en el sector nororiente. En esta zona Rauld (2002) observó depósitos basculados y está bien definida la traza de la falla San Ramón (ver Figura 5.2).

Cartografía de escarpes topográficos sobre el DEM

La Figura 5.3 muestra los escarpes topográficos generados con la herramienta *HillShade*.

La Figura 5.4 muestra los escarpes topográficos generados con la herramienta *Slope*.

La Figura 5.5 muestra los escarpes topográficos finales, después de haber corregido y borrado los escarpes que se superponen.



Figura 5.2: Escarpes topográficos generados en GEP. Elevación exagerada a razón 1:3.

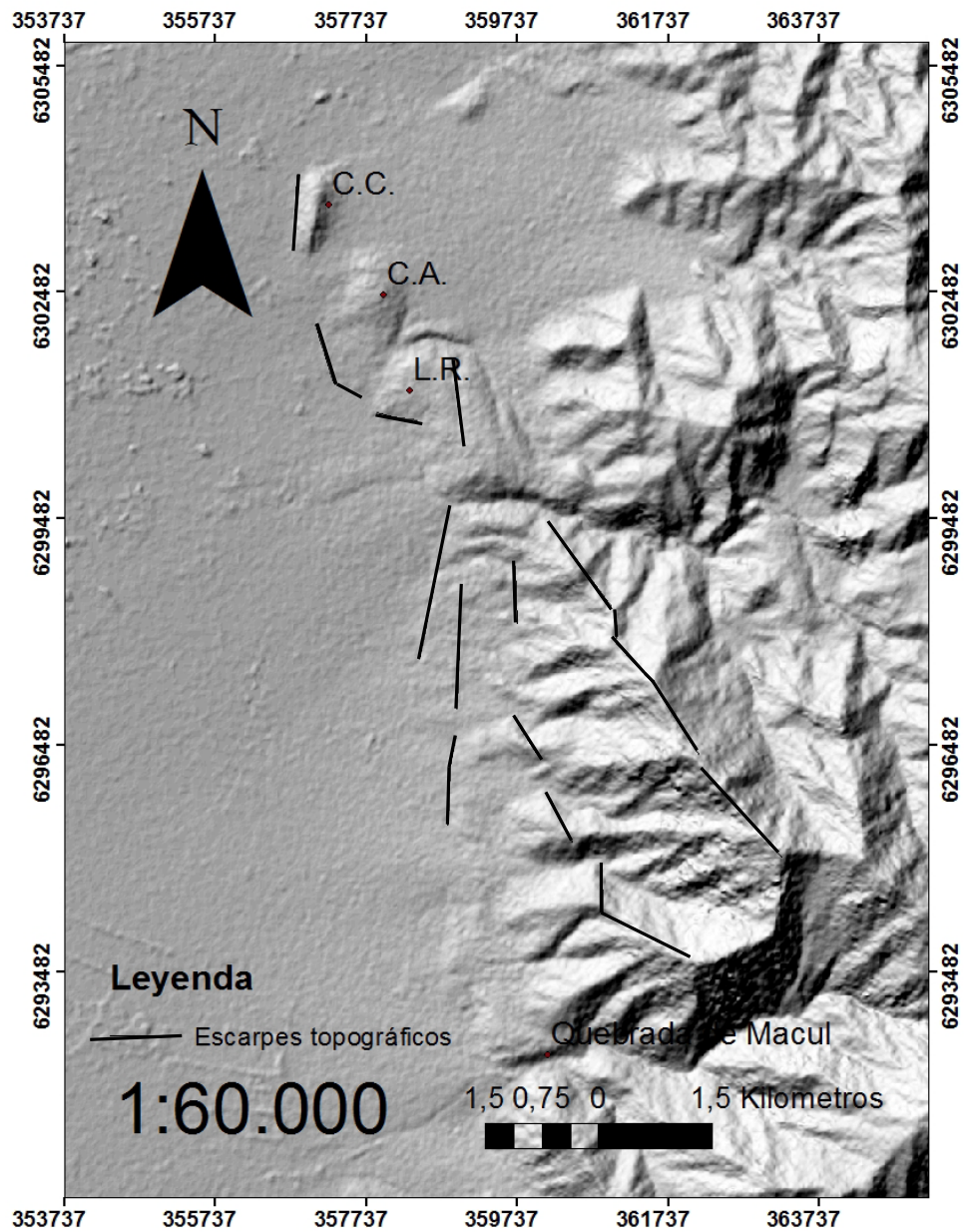


Figura 5.3: Escarpes topográficos generados con base en el DEM con la herramienta *Hills-hade*. La toponimia utilizada en abreviación en el texto es: C.C.: Cerro Calán, C.A.: Cerro Apoquindo, L.R.: Los Rulos.

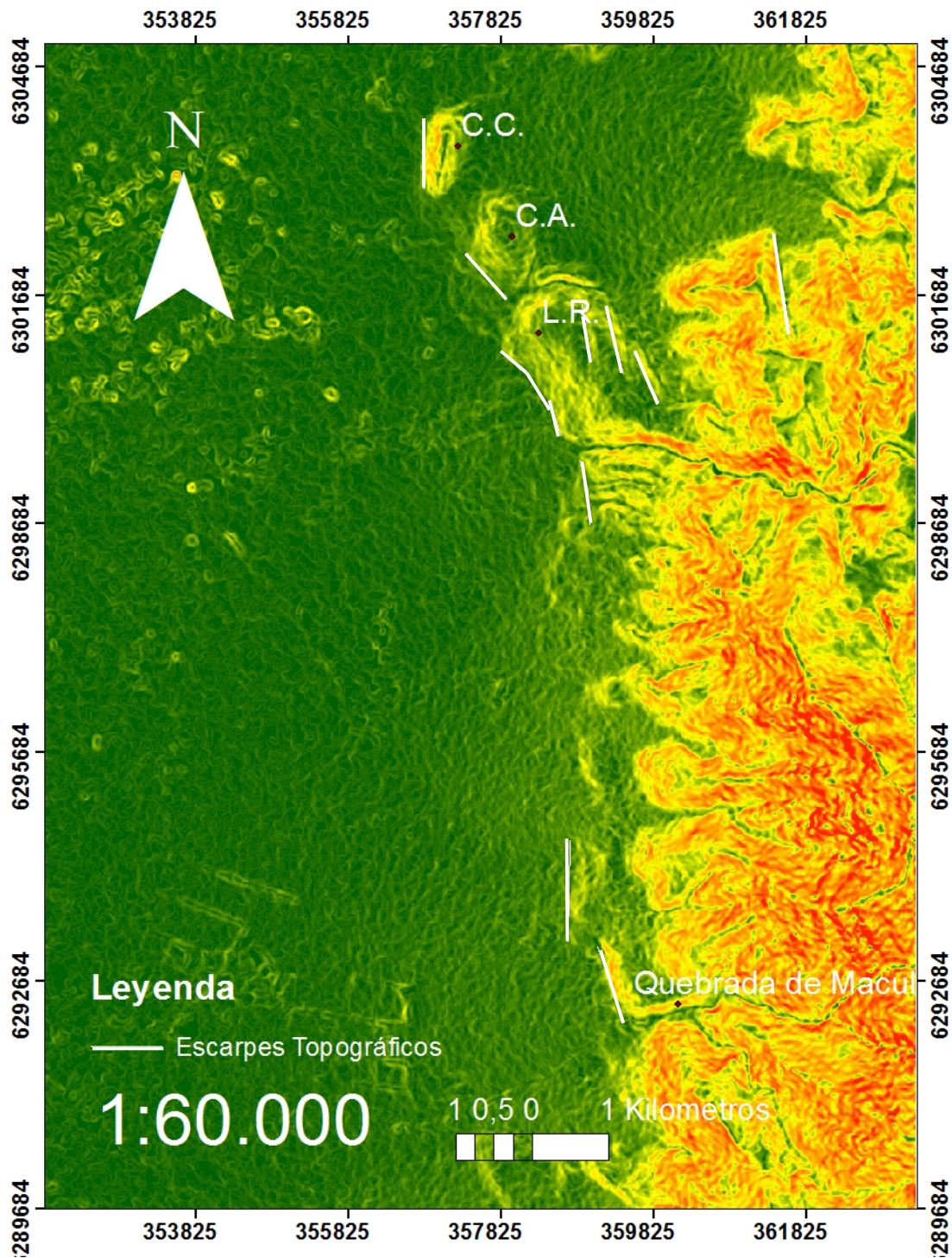


Figura 5.4: Escarpes topográficos generados con base en el DEM con la herramienta Slope. La toponimia utilizada en abreviación en el texto es: C.C.: Cerro Calán, C.A.: Cerro Apoquindo, L.R.: Los Rulos.

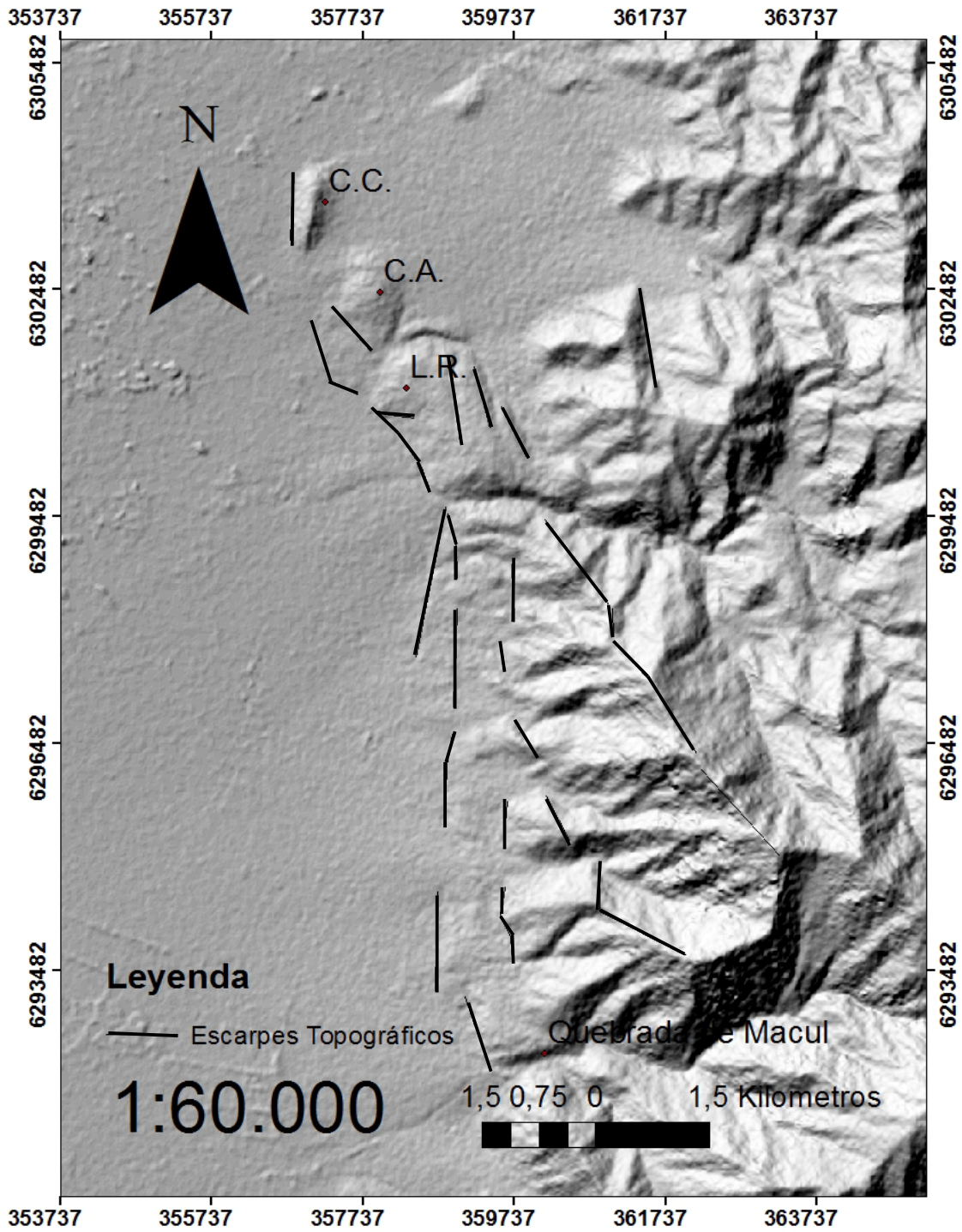


Figura 5.5: Escarpes topográficos DEM generados con las herramientas *HillShade* y *Slope*. La toponimia utilizada en abreviación en el texto es: C.C.: Cerro Calán, C.A.: Cerro Apoquindo, L.R.: Los Rulos.

5.2.3. Superposición de información al mapeo de escarpes topográficos

Superposición de información litológica

La Figura 5.6 muestra los escarpes topográficos eliminados al superponer la información litológica.

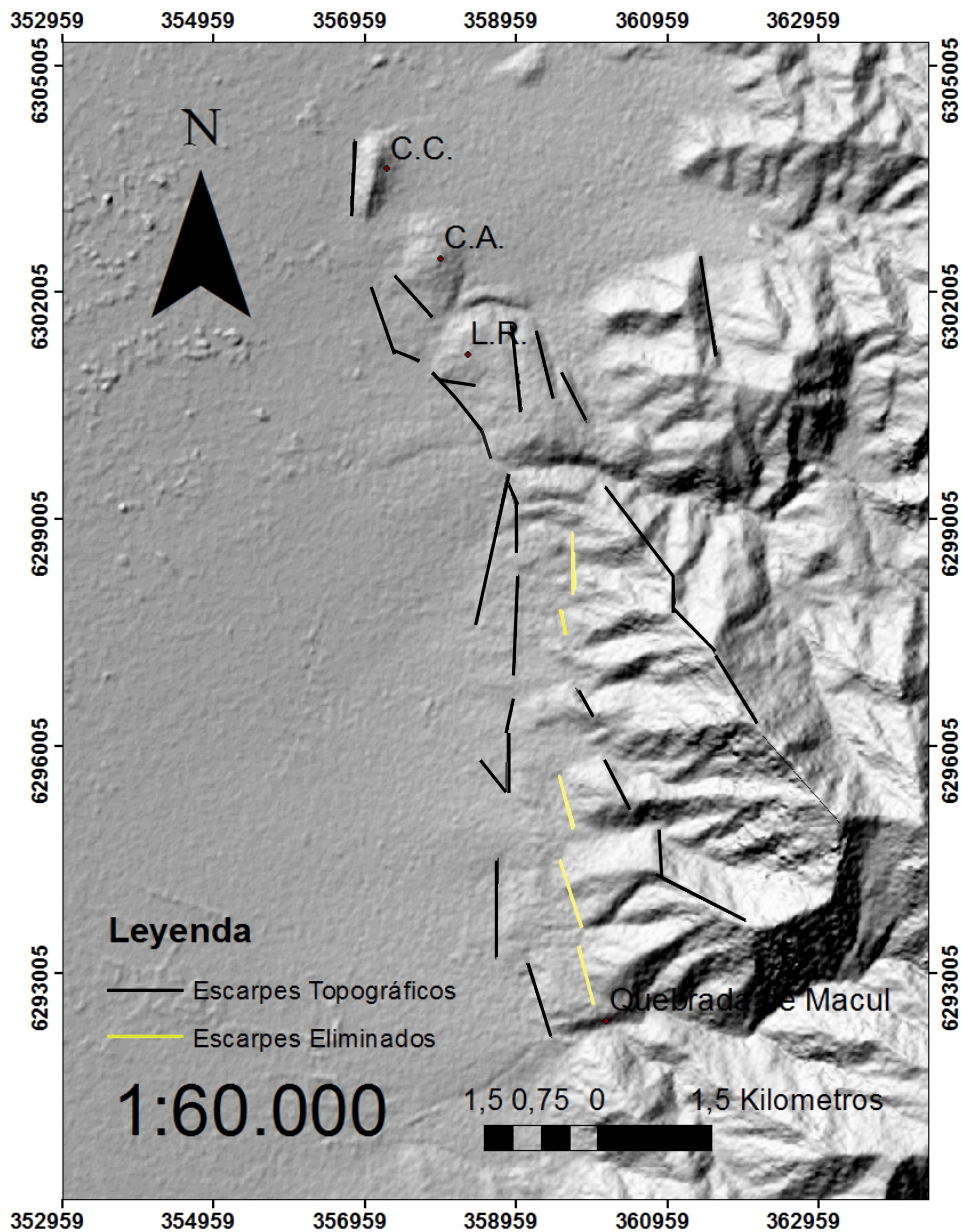


Figura 5.6: Escarpes topográficos resultantes y eliminados de la superposición de información litológica. La toponimia utilizada en abreviación en el texto es: C.C.: Cerro Calán, C.A.: Cerro Apoquindo, L.R.: Los Rulos.

Superposición de información de depósitos cuaternarios

Con base en la superposición de información Cuaternaria no se elimina ningún escarpe topográfico. La Figura 5.7 muestra los escarpes topográficos resultantes de la superposición de la información litológica y de depósitos cuaternarios.

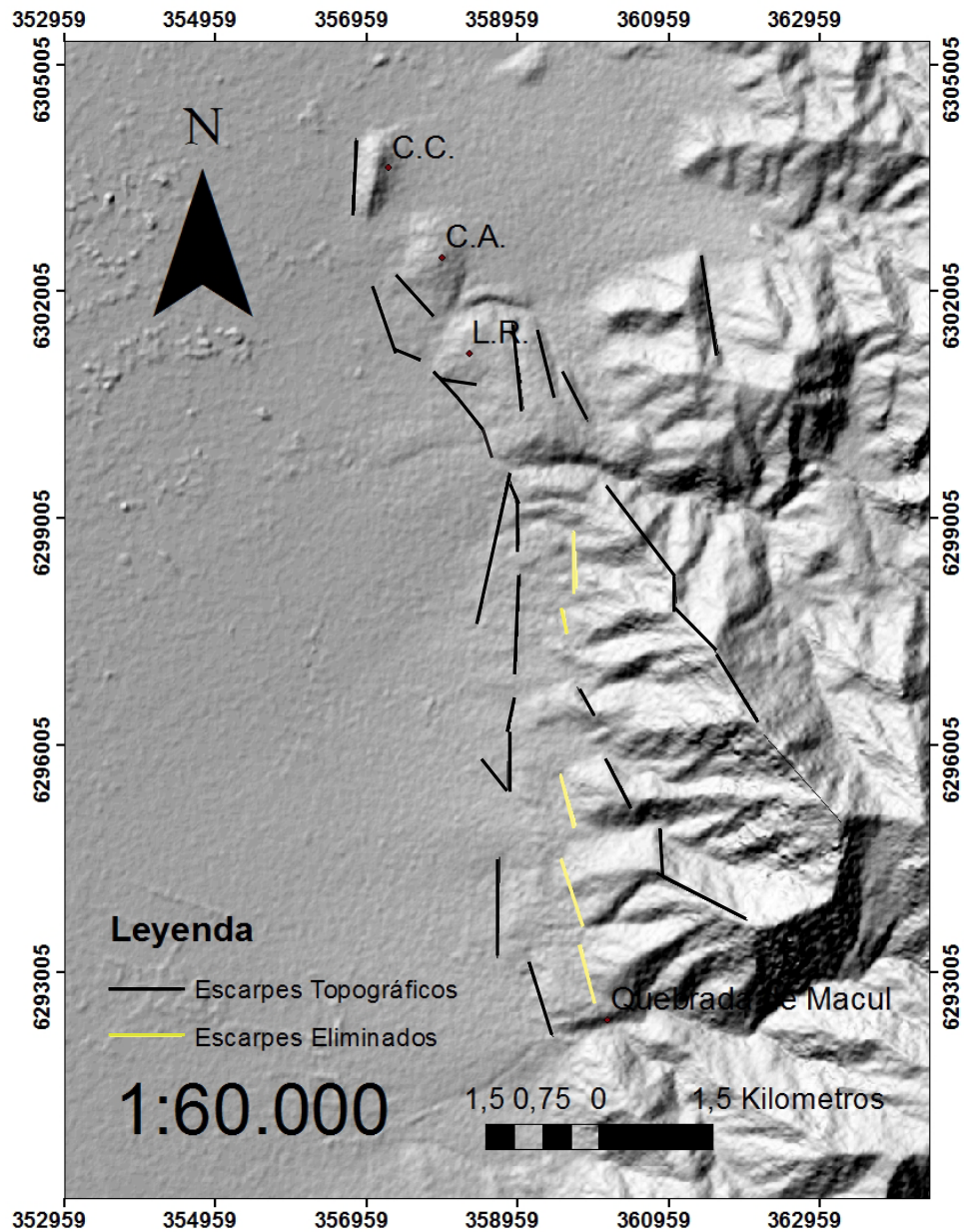


Figura 5.7: Escarpes resultantes. La toponimia utilizada en abreviación en el texto es: C.C.: Cerro Calán, C.A.: Cerro Apoquindo, L.R.: Los Rulos.

Superposición de imágenes satelitales

En base a la imagen satelital no se elimina ningún escarpe topográfico. La Figura 5.8 muestra los escarpes topográficos sobrepuestos a la imagen satelital.

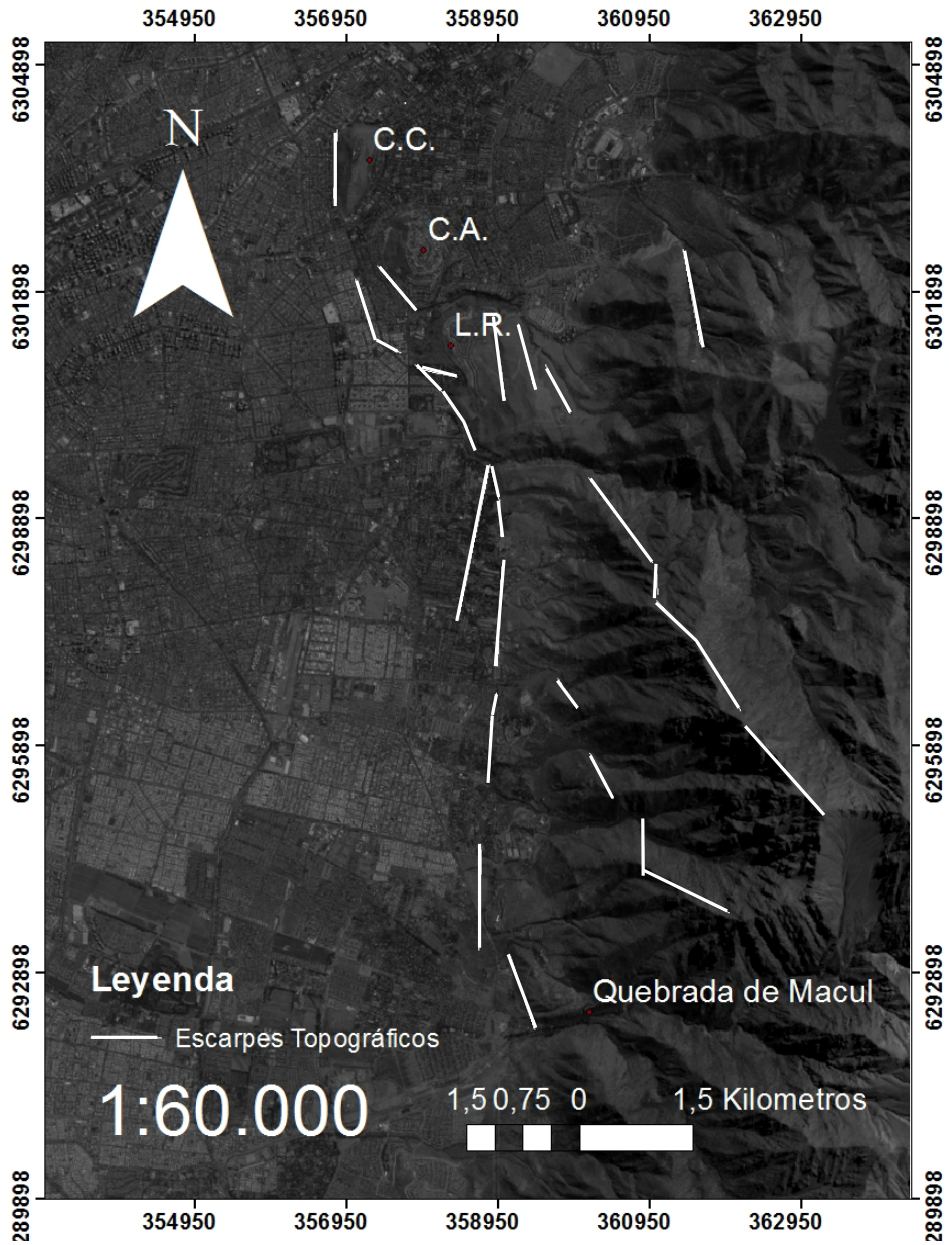


Figura 5.8: Superposición de escarpes topográficos a imagen satelital. La toponimia utilizada en abreviación en el texto es: C.C.: Cerro Calán, C.A.: Cerro Apoquindo, L.R.: Los Rulos.

5.2.4. Asociación de escarpes de falla y rasgos geomorfológicos de actividad neotectónica a estructuras presentes en el área

Al ser una calibración de la metodología, solo se asocian los escarpes pertenecientes a la FSR. Los escarpes de rumbo NNO presentes en el piedemonte del sector oriente de la ciudad de Santiago pertenecen a la FSR (Rauld (2002, 2011)).

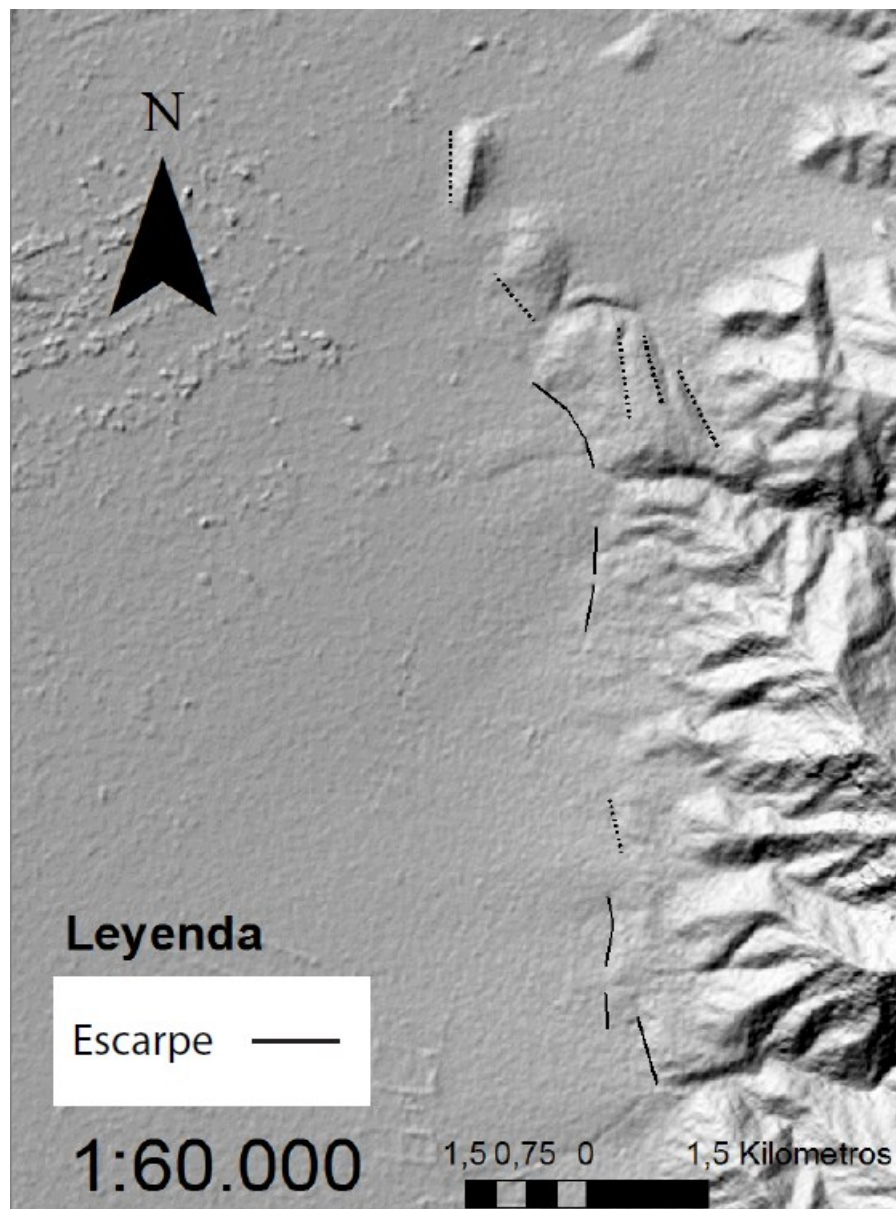


Figura 5.9: Mapa muestra los escarpes asociados a la FSR.

5.3. Búsqueda bibliográfica de las fallas destacadas (G2)

5.3.1. Cinemática de la falla y movimiento regional

La falla ha sido caracterizada como una estructura activa de cinemática inversa (Vargas *et al.*, 2014; Armijo *et al.*, 2010; Rauld, 2011), con vergencia al oeste.

Por otro lado, los vectores de convergencia de las placas tectónicas actuales tienen una dirección $N77^{\circ} -78^{\circ}$ E y velocidades entre 6-8 cm/año (Gripp y Gordon, 2002).

5.4. Análisis de escarpes de falla mapeados y confección de mapa (T2)

5.4.1. Coherencia entre geometría y cinemática de falla

Los escarpes resultantes de la sección 5.2.4 tienen una orientación NNW-SSE (ver Figura 5.9), combinado con la cinemática inversa y vergencia oeste, es compatible con una dirección regional de acotamiento E-W a NE-SW.

5.4.2. Certeza de traza de falla

La certeza de la falla se extrajo del mapa confeccionado por Rauld (2011) (ver Figura 5.1). El resultado de aplicar la sección 5.4.2 a los escarpes topográficos (ver Figura 5.9) se muestra en la Figura 5.10.

5.4.3. Identificación de marcadores geomorfológicos

La información de las unidades cuaternarias se extrajo del mapa de Rauld (2011) (ver Figura 5.1).

5.4.4. Confección del mapa

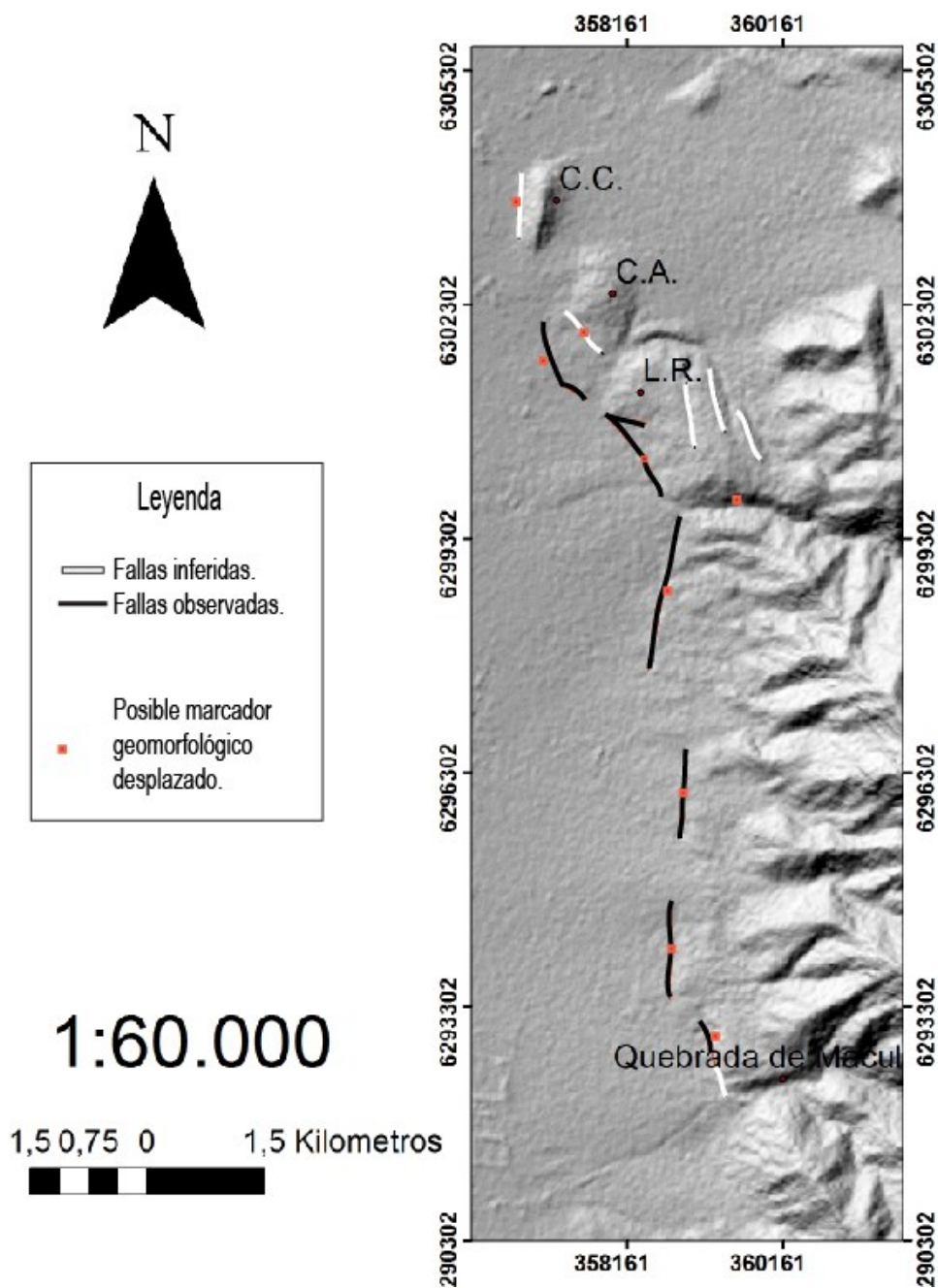


Figura 5.10: Mapa que muestra el resultado final de la aplicación de metodología.

Capítulo 6

Aplicación de la metodología en frente cordillerano de la Región Metropolitana

En el siguiente capítulo se presenta la aplicación de la metodología elaborada en los faldeos cordilleranos de la Región Metropolitana. Este capítulo presenta los antecedentes recopilados y los resultados de la aplicación de la metodología.

6.1. Búsqueda de bases de datos (G1)

6.1.1. Información litológica y depósitos cuaternarios

Para la información litológica se utiliza la Hoja de geología de la Región Metropolitana confeccionada por Thiele (1980), mientras que para información de depósitos cuaternarios se utilizan dos bases de datos. Para el frente cordillerano entre los ríos Mapocho y Maipo se ocupa el mapa geológico hecho por Rauld (2011), mientras que para el frente cordillerano del río Maipo hacia el sur se usa la carta Talagante - San Francisco de Mostazal (Sellés y Gana, 2001).

La Hoja de geología de la Región Metropolitana (Thiele, 1980) es un mapa geológico de la Región Metropolitana que abarca entre los 33° y los 34° latitud sur. Está hecho a una escala de 1:100.000 (ver Figura 6.2).

El mapa de Rauld (2011) es un mapa geológico del frente cordillerano de la Región Metropolitana, entre los ríos Mapocho y Maipo. El mapa esta hecho a escala 1:70.000 y cuenta con información litológica e información detallada de unidades cuaternarias del área (ver Figura 6.1). La carta geológica del área Talagante - San Francisco de Mostazal abarca el frente cordillerano aproximadamente desde el río Maipo hacia el sur. Está hecha a una escala de 1:100.000 y cuenta con información litológica e información detallada de las unidades cuaternarias del área (ver Figura 3.4).

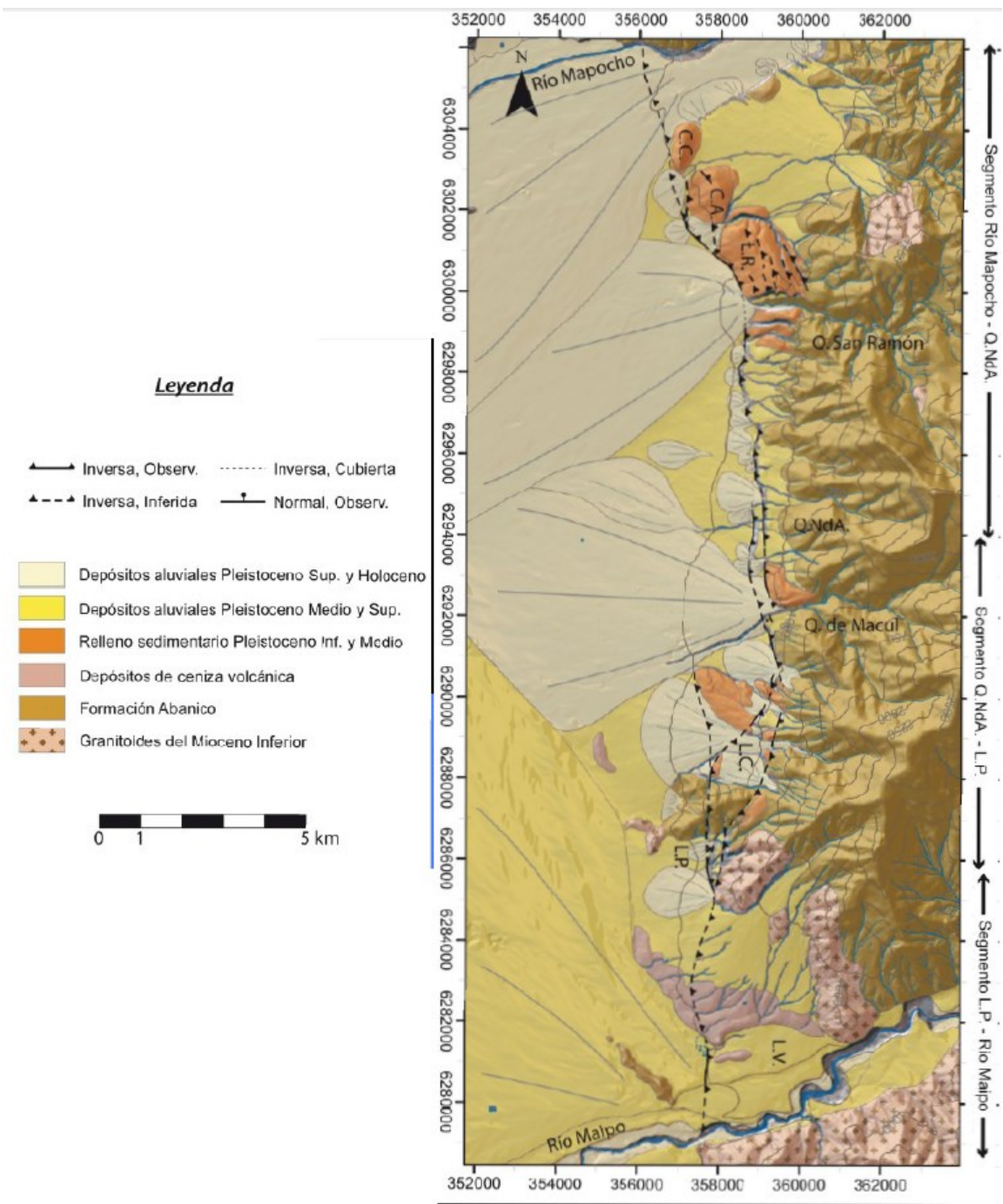


Figura 6.1: Mapa geológico extraído de Rauld (2011) del frente cordillerano de la Región Metropolitana entre los ríos Mapocho y Maipo.

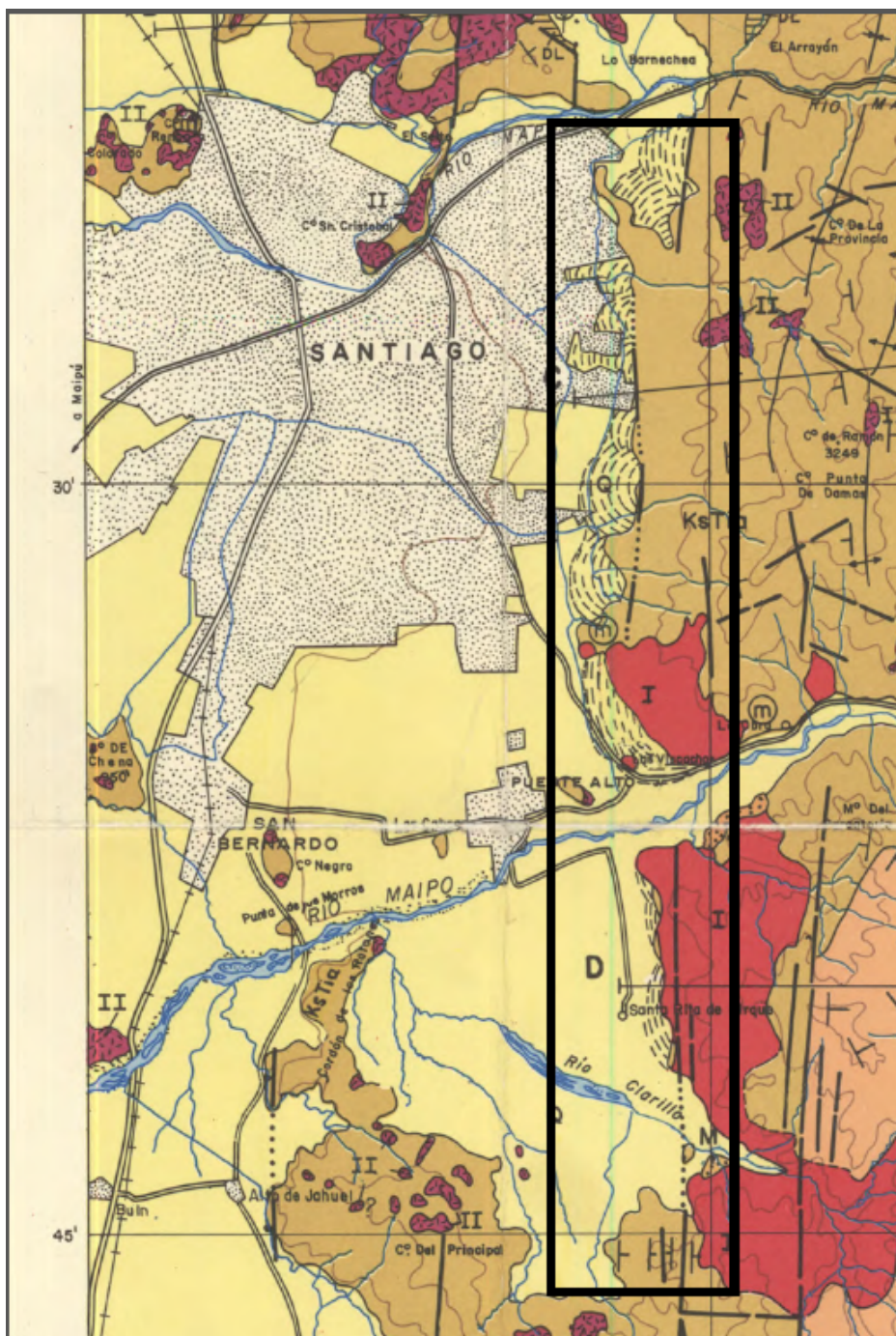


Figura 6.2: Extracto Hoja geología de Santiago (Thiele, 1980). Recuadro negro marca área de interés.

6.1.2. DEM

El código del DEM descargado es AP_27387_FBS_F4300_RT1, lo que quiere decir lo siguiente:

- Misión: Alos Plasar.
- Número de órbitas de la imagen: 27387.
- Modo de haz de la imagen: FBS.
- Número de fotograma de la imagen: 4300.
- Resolución de corrección de terreno: 1.

La información para la creación del DEM fue adquirida el 16 de marzo de 2011.

6.1.3. Información estructural

Se utilizan los trabajos realizados por Thiele (1980), Fock (2005) y Rauld (2011) como información estructural base para buscar evidencia de actividad tectónica en los alrededores de las estructuras (ver Figuras 6.2, 3.4, 6.1).

6.1.4. Información geomorfológica

Para la información geomorfológica se utilizan 2 bases de datos. Entre los ríos Mapocho y Maipo se ocupa el trabajo de Rauld (2011), mientras que desde el río Maipo hacia el sur se utiliza la carta geológica del área Talagante - San Francisco de Mostazal (Selles y Gana, 2001) (ver Figura 3.4).

El frente cordillerano entre los Ríos Maipo y Mapocho se encuentra bien desarrollado, dando forma al Cordón de San Ramón, con una expresión topográfica que alcanza los 3.253 m s.n.m. en el cerro San Ramón. Hay un desnivel topográfico de más de 2500 m respecto del valle de Santiago, el que se ubica a unos 550 m s.n.m. en promedio, pero que supera los 1000 m s.n.m. en el piedemonte a los pies del frente cordillerano, en el sector oriente de la capital. En el frente cordillerano se desarrollan una serie de quebradas en dirección principal este-oeste, que aportan el material producto de la erosión del cordón de San Ramón hacia los pies de este. Los sistemas de abanicos aluviales que se disponen en el valle de Santiago se encuentran bien desarrollados y con una morfología definida. Los depósitos del piedemonte se encuentran afectados por una serie de escarpes de falla, producto de la actividad cuaternaria de la FSR, que poseen diferentes magnitudes de desplazamiento acumulado.

El frente cordillerano de la Región Metropolitana desde el río Maipo hacia el sur también se encuentra bien desarrollado y da forma al Cordón de San Juan de Pirque, alcanzando una altura máxima de 2.500 m s.n.m. en el cerro Punta de Nariz. Hay un desnivel topográfico de más de 1.800 m respecto al valle de río Clarillo, el que se ubica a unos 650 m aproximadamente. En el frente cordillerano se desarrollan una serie de quebradas como por ejemplo la “Quebrada Paso el Parrón” y “Quebrada Honda”. Las quebradas se disponen en dirección preferente este-oeste. Aportan el material producto de la erosión del cordón montañoso a los pies de este en forma de abanicos aluviales que conforman su piedemonte. Los sistemas de abanicos aluviales que se disponen en el valle del Río Clarillo se encuentran bien desarrollados y con una morfología definida. Los depósitos del frente cordillerano del Cordón de San Juan de Pirque no se encuentran afectados por escarpes de falla según la bibliografía revisada (Sellés y Gana, 2001).

6.1.5. Imágenes satelitales

El código de la imagen descargada es LC08_L1TP_233083_20190328_20190404_01_T1_tar. La imagen pancromática se tomó en marzo del 2019.

6.2. Interpretación de actividad neotectónica y cartografía de escarpe de topográficos (T2)

6.2.1. Interpretación de fallas con posible actividad neotectónica.

En la zona de estudio se identificaron rasgos geomorfológicos que pueden ser producto de neotectónica. Los rasgos encontrados consisten en cambios de dirección de redes de drenaje, depósitos aluviales deformados, *sag pound* y cambios de incisión en la topografía. La Figura 6.3 muestra las zonas en donde se llevan a cabo la interpretación neotectónica y las fallas presentes en el lugar según la bibliografía. La actividad neotectónica observada es separada en 4 zonas que son presentadas a continuación.

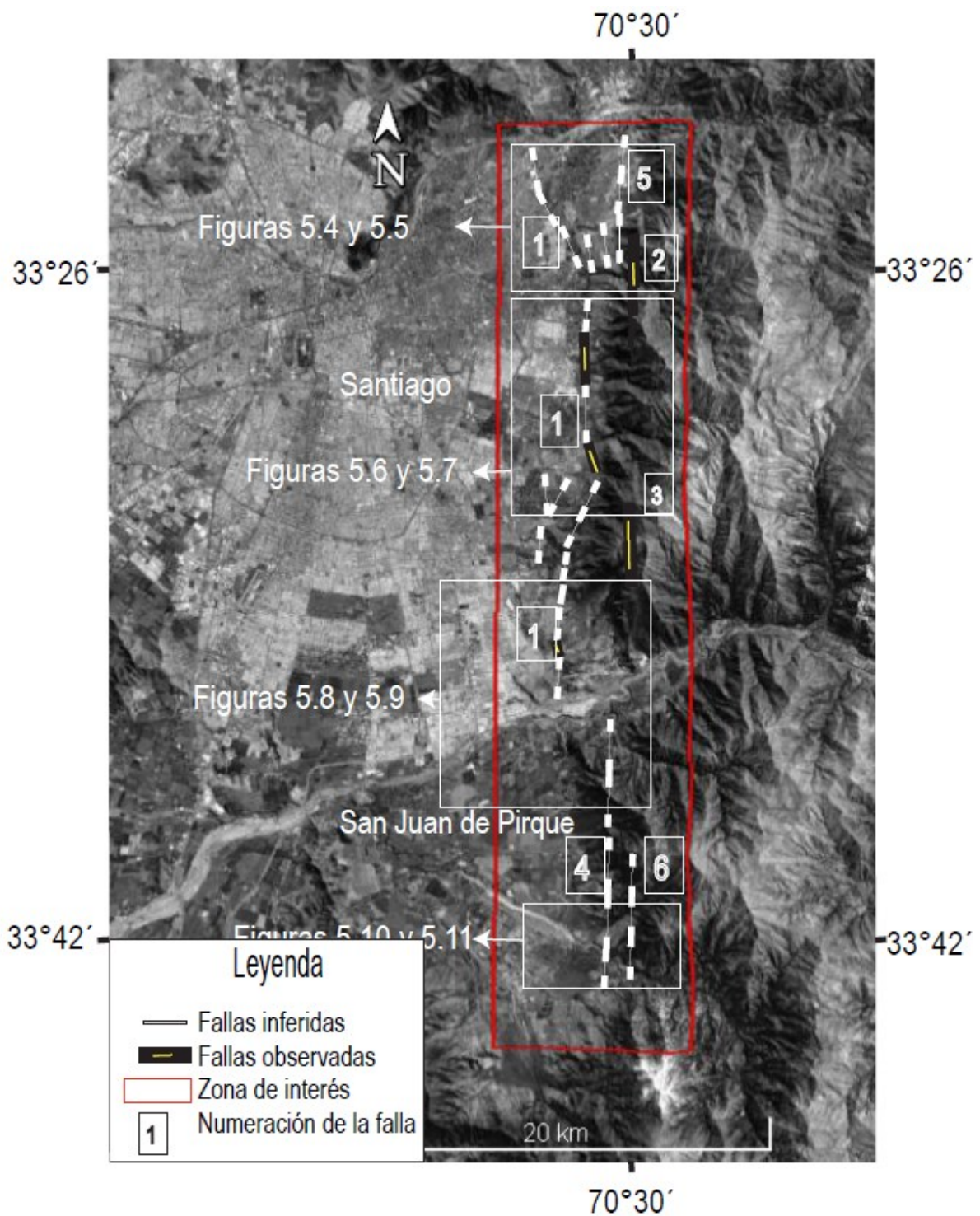


Figura 6.3: Zona de interés mostrando fallas presentes en el área. Imagen satelital extraída del programa GEP.

Zona norte

En la zona norte (Ver Figura 6.4) se observa un cauce con un comportamiento particular y escarpes topográficos en el piedemonte. Por la quebrada de San Ramón, al este de la Falla Aguas de Ramón (Fock ,2005; Quiroga, 2014), se observa un cauce que presenta un patrón rectangular (ver Figura 6.5). Mientras desciende en dirección E-O, muestra sucesivos cambios de dirección hacia el N. Por otro lado, el piedemonte presenta escarpes topográficos alineados en dirección NNW, como lo son los cerros Calán, Apoquindo y Los Rulos (ver Figura 6.5). Si se continúa el lineamiento hacia el N, se observa que el río Mapocho también es perturbado cambiando su rumbo de EW a NNW.



Figura 6.4: Zona norte con posible actividad tectónica. Imagen satelital extraída del programa GEP. Estructuras en base a Rauld (2011); Thiele (1980) y Fock (2005).

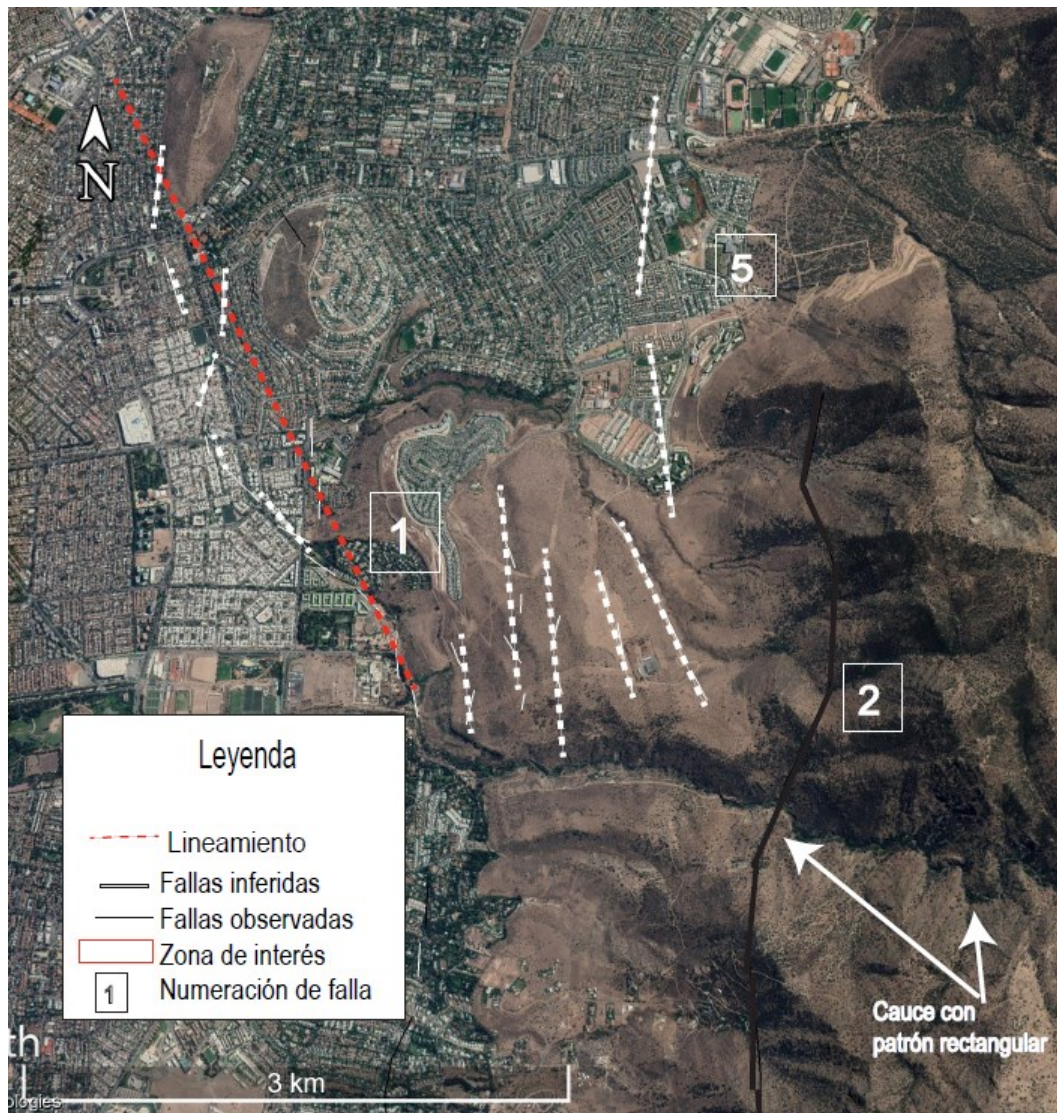


Figura 6.5: Interpretación de actividad neotectónica en la zona norte. 1. Falla San Ramón; 2. Falla Aguas de Ramón. 5. Falla 5. Imagen satelital extraída del programa GEP. Estructuras en base a Rauld (2011); Thiele (1980) y Fock (2005).

Zona norte 2

Como rasgo fundamental de la zona norte 2 está la quebrada de Macul (ver Figura 6.6). Entre las proyecciones de la falla Aguas de Ramón (Fock (2005); Quiroga (2014) y la falla 3 (Thiele, 1980), se aprecia la tendencia del cauce a tener un patrón meándrico (ver Figura 6.7). Posterior al paso de la proyección de las estructuras, la red de drenaje adquiere un patrón recto en dirección hacia el sur. Además, otras redes de drenaje esporádicas, en las proyecciones de las fallas Aguas de Ramón y 3, son desviadas (ver Figura 6.7).

En las trazas de la falla San Ramón se observan escarpes topográficos alineados en rumbo NS en el piedemonte de Santiago (ver Figura 6.7).

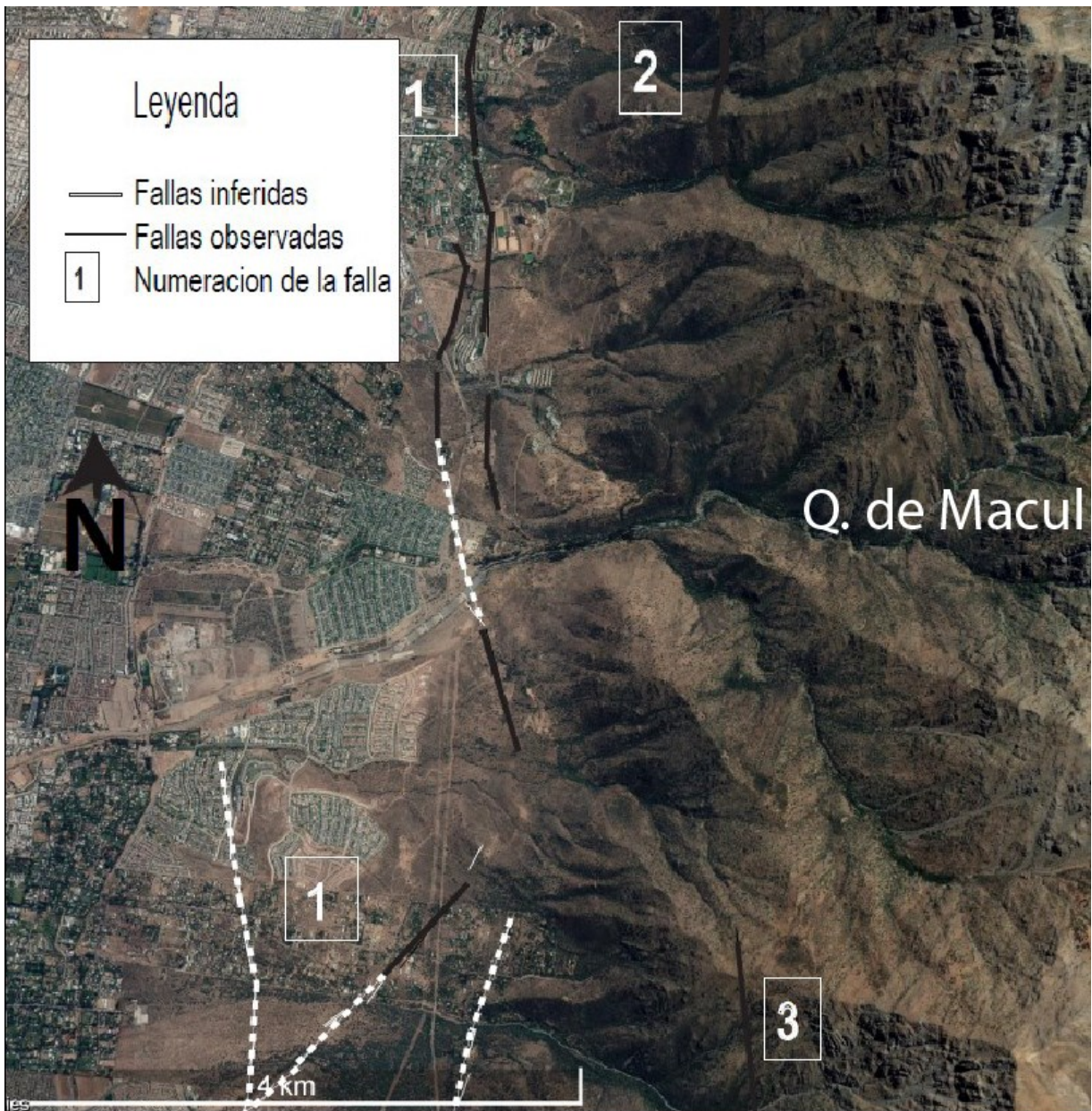


Figura 6.6: Zona norte 2 con posible actividad tectónica. Imagen satelital extraída del programa GEP. En base a Rauld (2011); Thiele (1980) y Fock (2005).

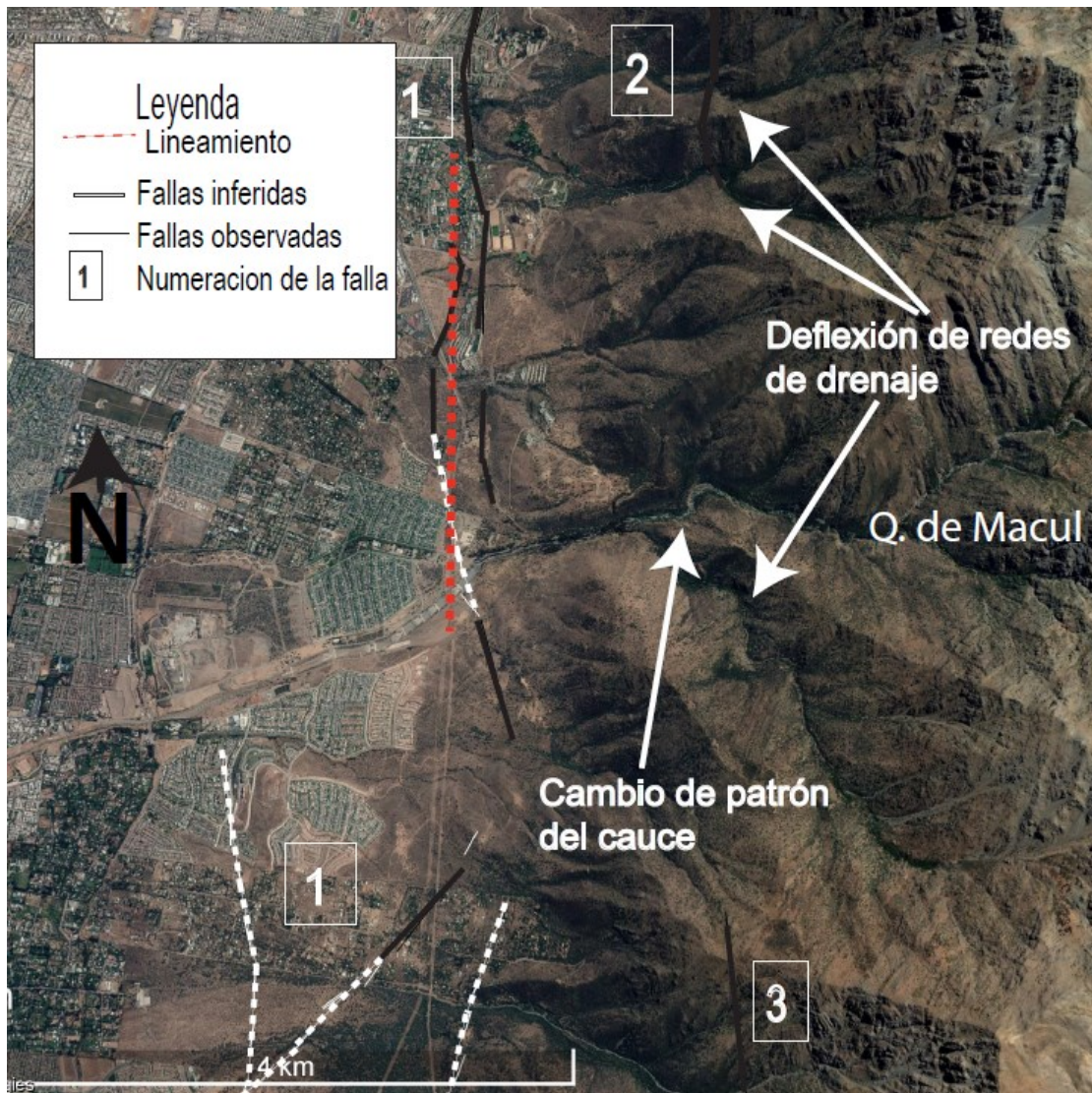


Figura 6.7: Interpretación de actividad neotectónica en la zona norte 2. 1. Falla San Ramón; 2. Falla Aguas de Ramón. 3. Falla 3. Imagen satelital extraída del programa GEP. Estructuras en base a Rauld (2011); Thiele (1980) y Fock (2005).

Zona centro

Como rasgo fundamental de la zona centro está el río Maipo (ver Figura 6.8). Al E de la falla 3 (Thiele, 1980), el río Maipo tiene un patrón meándrico con un índice de sinuosidad (SI) igual a 1.55 (ver Figura 6.9). Al interceptar la proyección de la falla, el río cambia de dirección bruscamente y toma un curso hacia el S (ver Figura 6.9). Al O de la proyección de la falla 3 en general el cauce del río adquiere un patrón recto (SI = 1.16) con pequeños cambios de dirección hacia el N para posteriormente, fuera del área de interés, adquirir un patrón trenzado (SI = 1.02) (ver Figura 6.9). Además, en la zona se reconoce una red de drenaje y un *sag pond* observado el 30 de abril del 2005 co-linealmente con la proyección de la Falla 3 (ver Figura 6.9).

Por otro lado, en esta zona se ubica el cerro La Ballena, que corresponde a un cerro isla co-lineal a un escarpe topográfico de dirección NNE presente en la la Cordillera Principal (ver Figura 6.9).



Figura 6.8: Zona centro con posible actividad tectónica. Imagen satelital extraída del programa GEP.



Figura 6.9: Interpretación de actividad neotectónica en la zona centro. 1. Falla San Ramón; 3. Falla 3 . 4. Falla 4. Imagen satelital extraída del programa GEP.

Zona sur

En la zona sur (ver Figura 6.10) se reconoce un lineamiento de escarpes topográficos de dirección NE destacando el escarpe más hacia el E, junto a la falla 4 (Thiele, 1980) que resalta la topografía en lo que pareciera ser un abanico aluvial (ver Figura 6.11). Además, al O de la falla 4, la red de drenaje (río Clarillo) deja de incidir en la topografía (ver Figura 6.11).

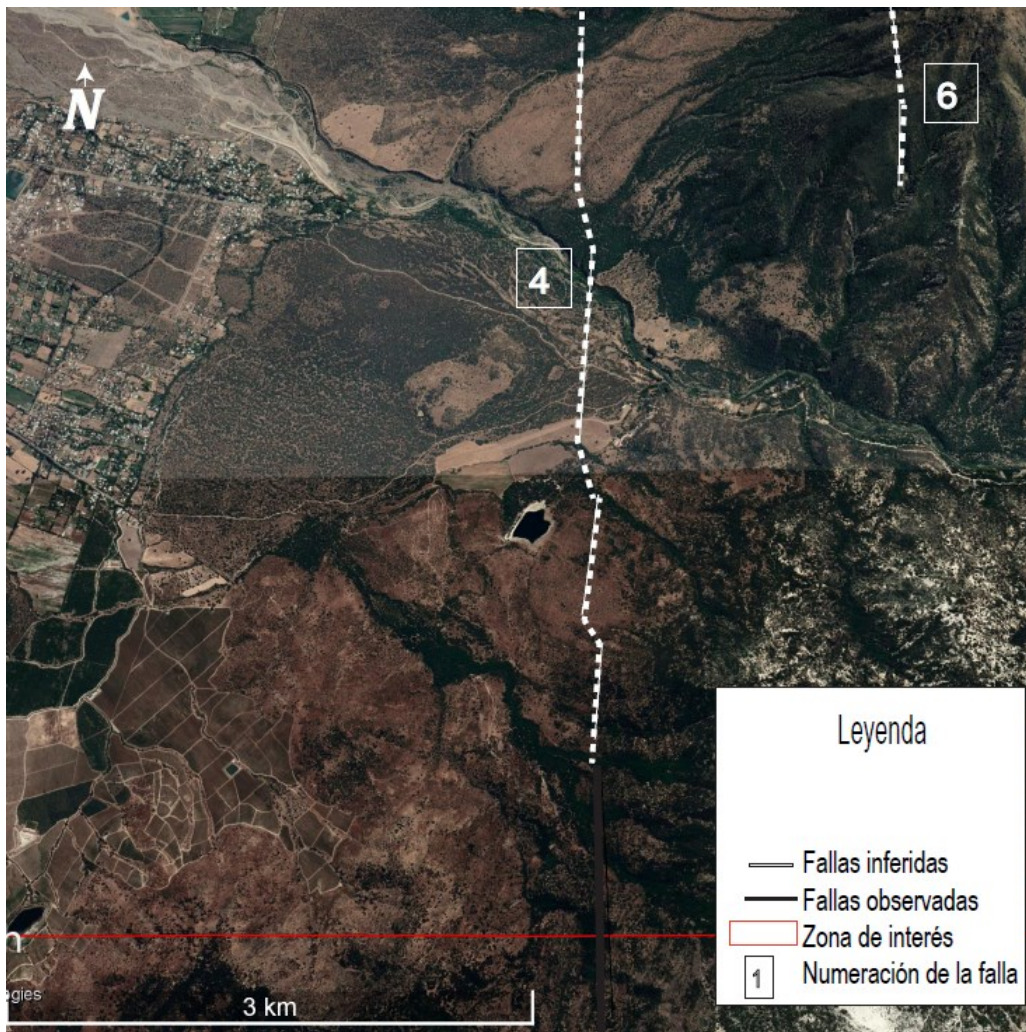


Figura 6.10: Zona sur con posible actividad tectónica. Imagen satelital extraída del programa GEP.

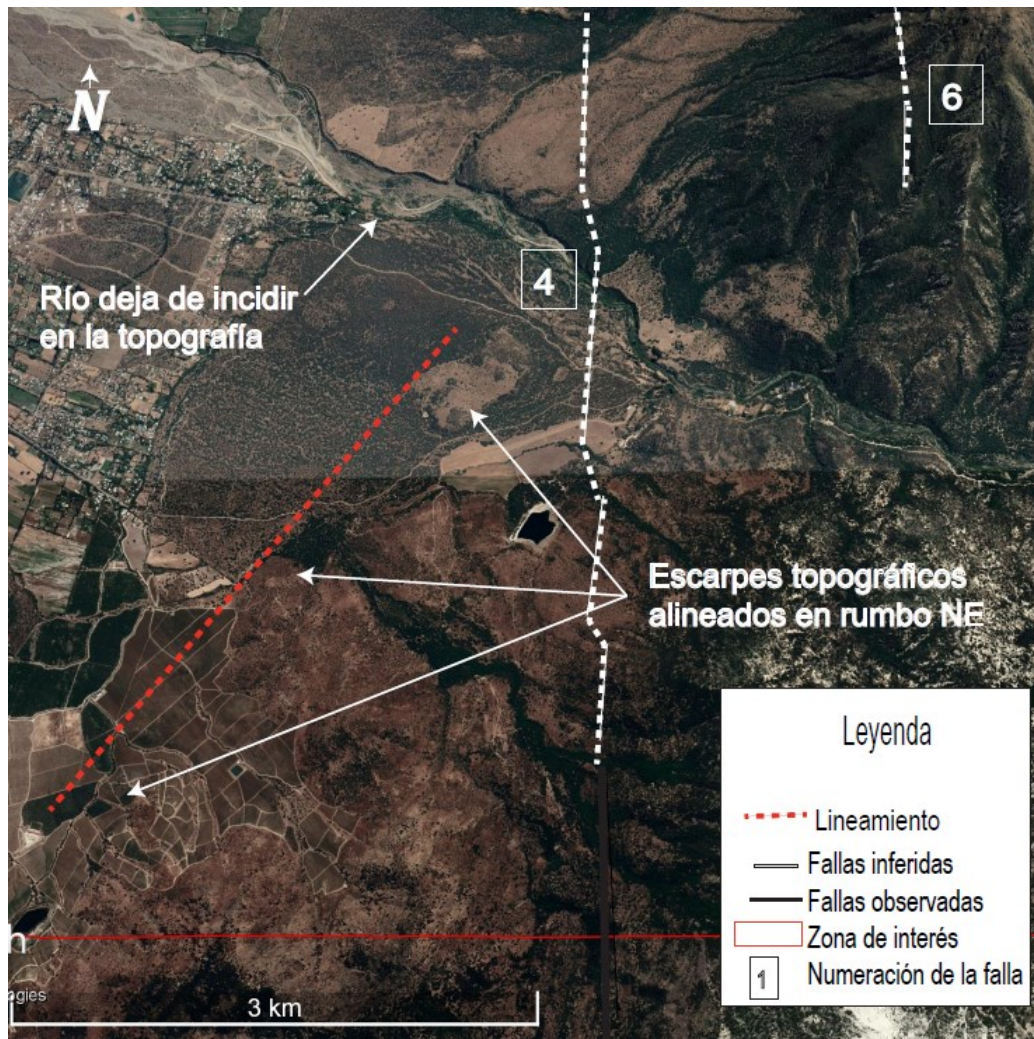


Figura 6.11: Interpretación de actividad neotectónica en la zona sur. 4. Falla 4; 6. Falla 6. Imagen satelital extraída de GEP.

6.2.2. Cartografía de escarpe de falla

Cartografía de escarpes topográficos en programa GEP

La cartografía de escarpes topográficos con base en el programa GEP frente a la Región Metropolitana se observa en la Figura 6.12).

Cartografía de escarpes topográficos sobre el DEM

La Figura 6.13 muestra los escarpes topográficos generados con la herramienta *HillShade*.



Figura 6.12: Escarpes topográficos generados en GEP utilizando la herramienta “exagerar elevación”.

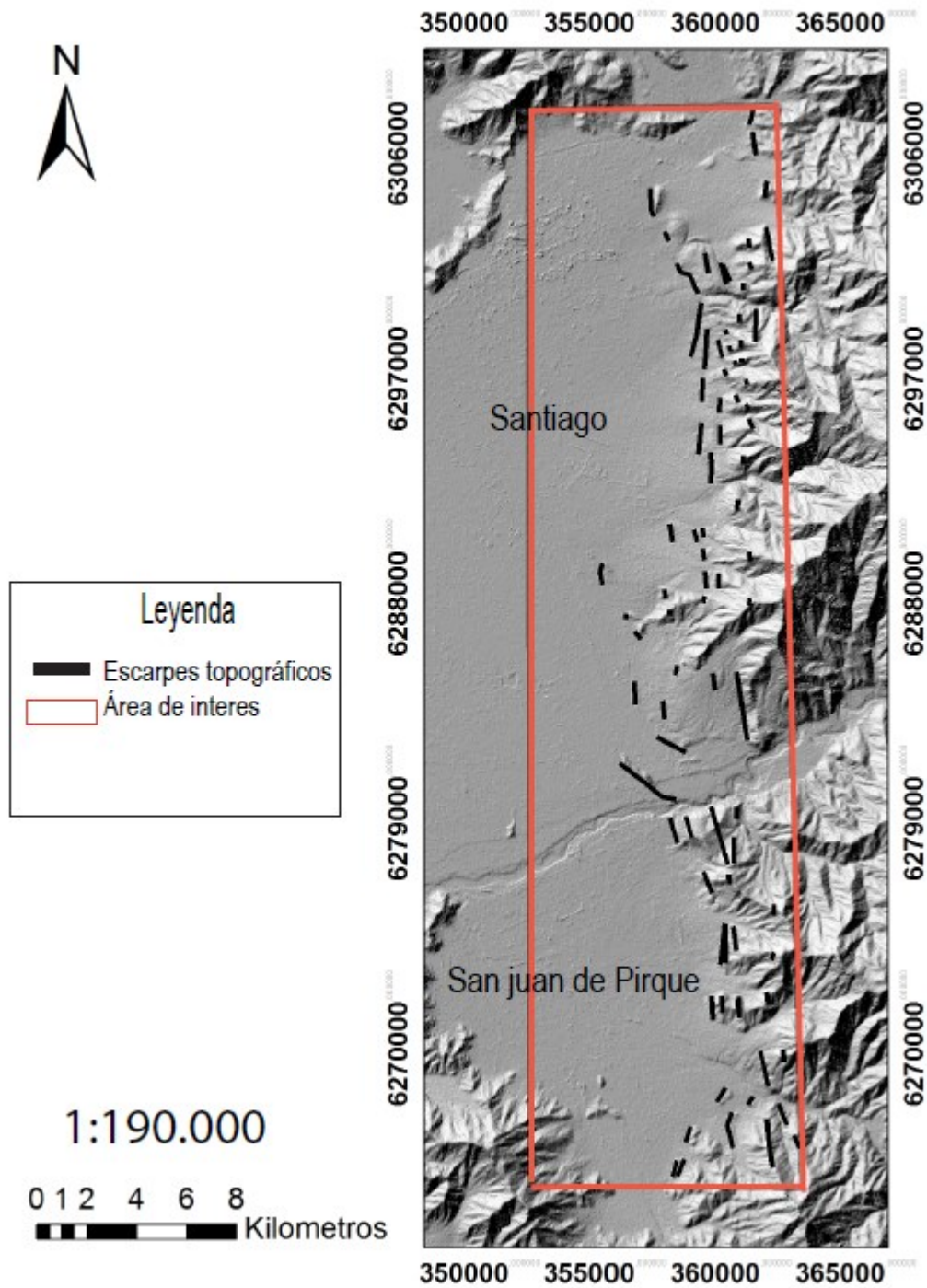


Figura 6.13: Escarpes topográficos generados en base al DEM con la herramienta *HillShade*.

La Figura 6.14 muestra los escarpes topográficos generados con la herramienta *Slope*.

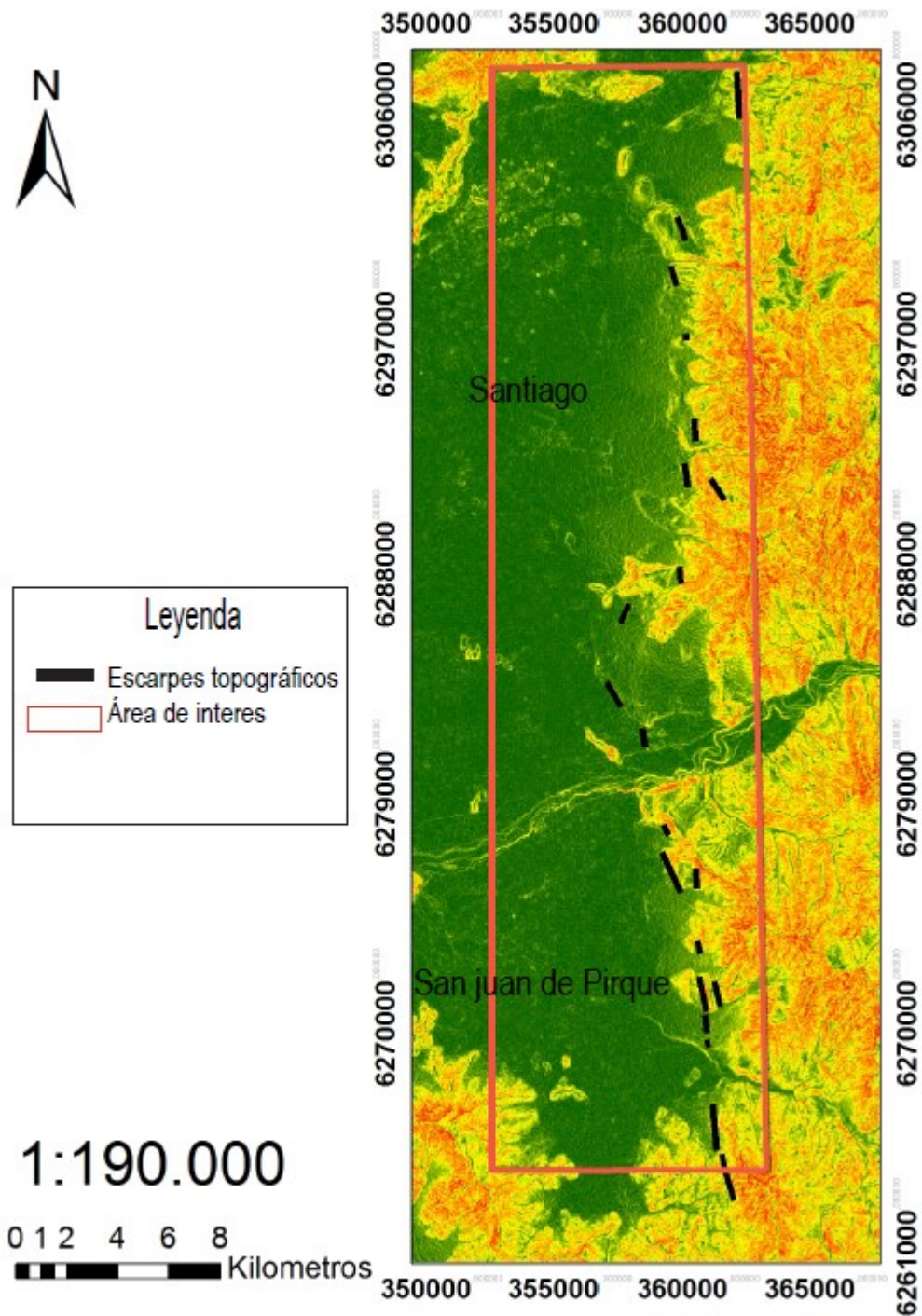


Figura 6.14: Escarpes topográficos generados en base el DEM con la herramienta *Slope*.

La Figura 6.15 muestra los escarpes topográficos finales, después de haber corregido y borrado los escarpes que se superponen.

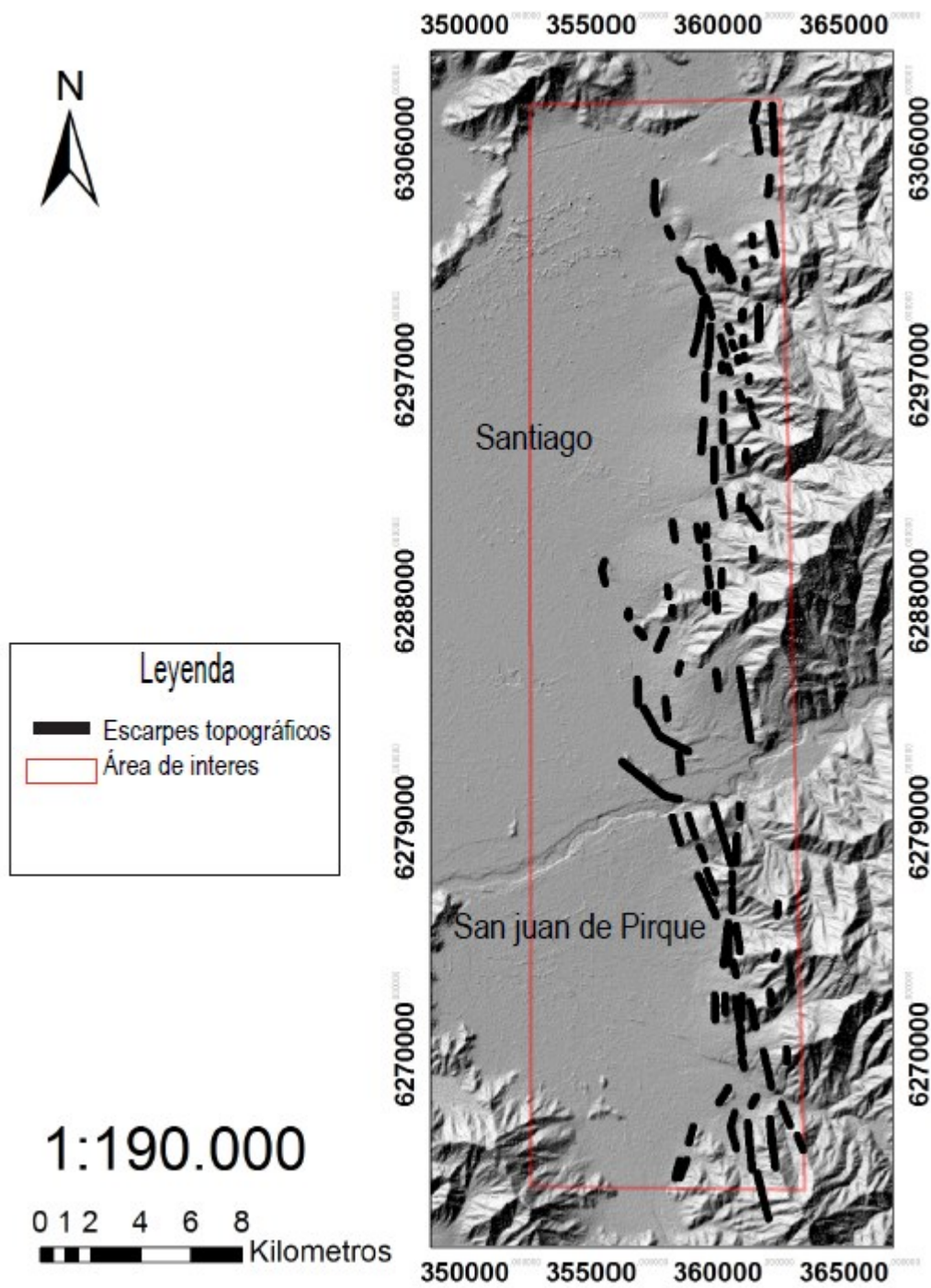


Figura 6.15: Escarpes topográficos DEM generados con las herramientas *HillShade* y *Slope*.

6.2.3. Superposición de información al mapeo de escarpes topográficos

6.2.4. Superposición de información litológica

La Figura 6.16 muestra los escarpes topográficos eliminados al superponer la información litológica.

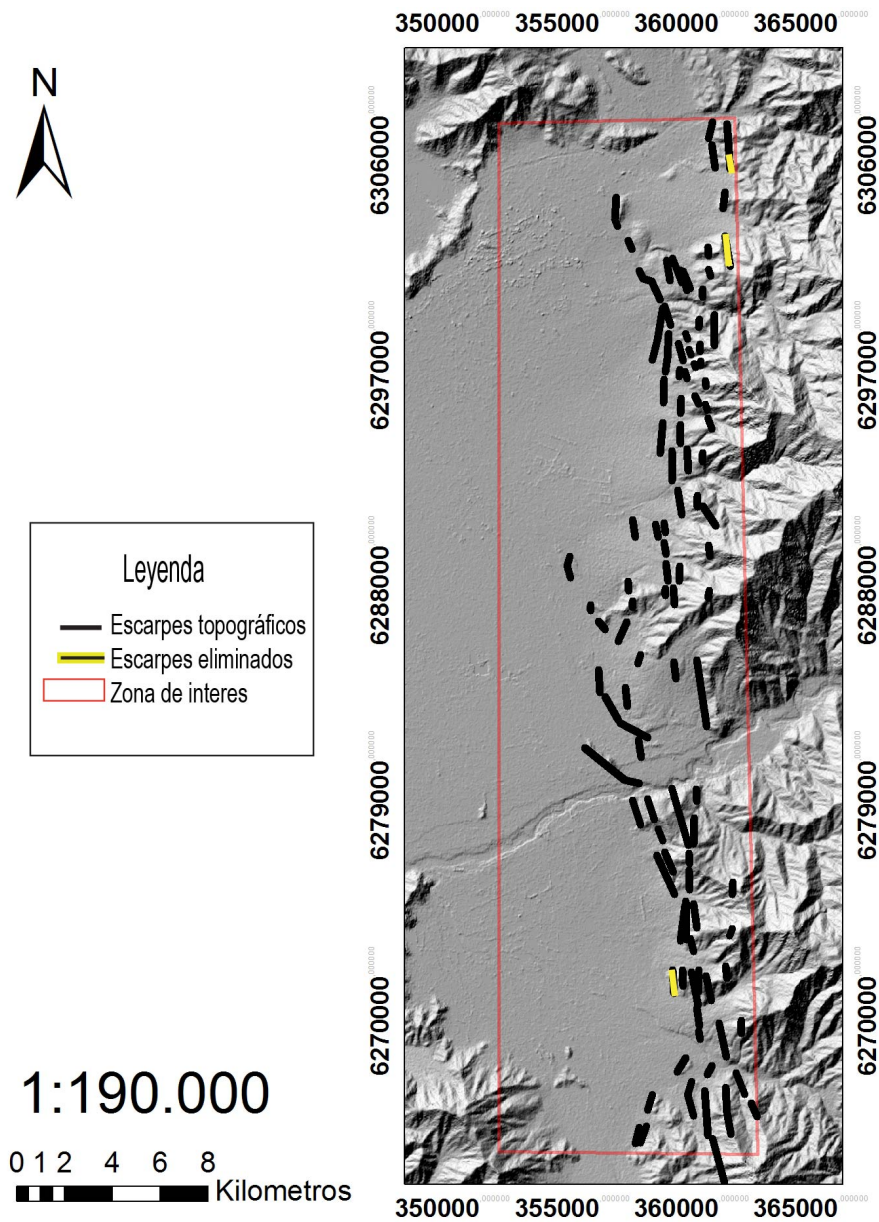


Figura 6.16: Escarpes topográficos eliminados de la superposición de información litológica.

6.2.5. Superposición de información depósitos cuaternarios

La Figura 6.17 muestra los escarpes topográficos resultantes y eliminados después de la superposición de la información de depósitos cuaternarios.

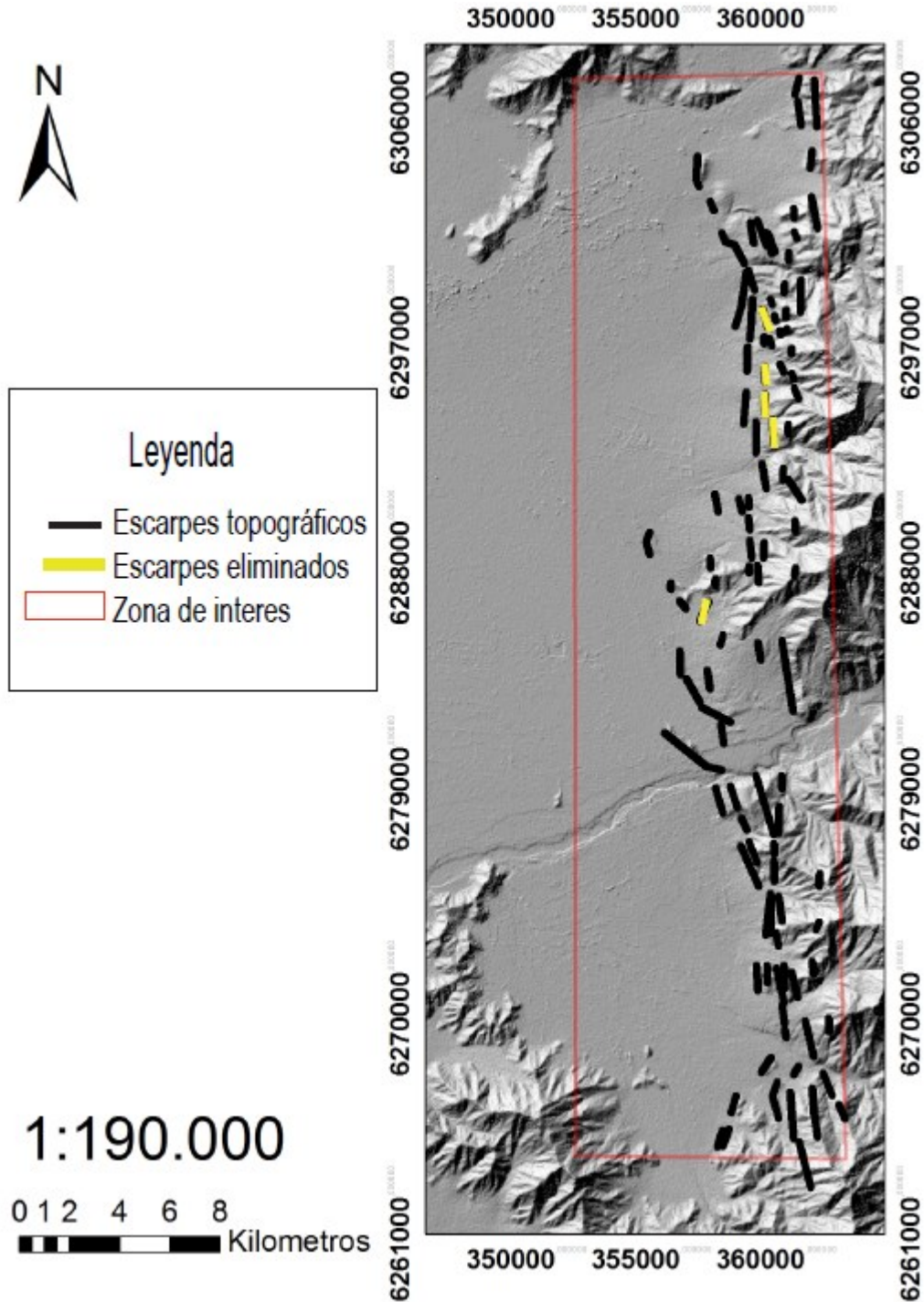


Figura 6.17: Escarpes eliminados mediante la superposición de la información de depósitos cuaternarios.

6.2.6. Superposición de imágenes satelitales

Con base en la imagen satelital no se eliminó ningún escarpe topográfico. La Figura 6.18 muestra los escarpes topográficos resultantes después de sobreponer la información litológica, depósitos cuaternarios e imágenes satelitales. Desde ahora los escarpes topográficos pasan a llamarse escarpes de falla.

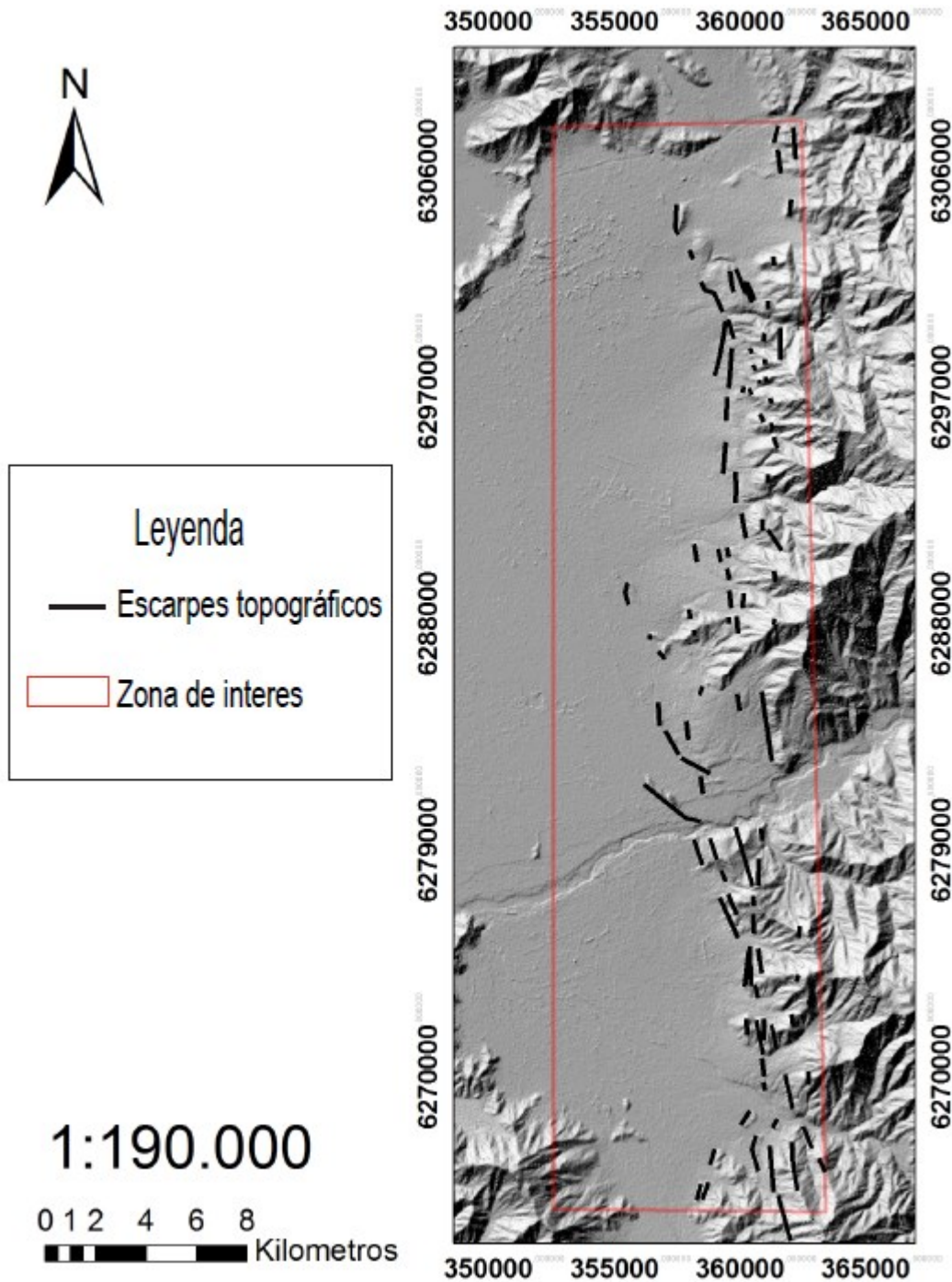


Figura 6.18: Escarpes de falla resultantes después de la superposición de la información litológica, de depósitos cuaternarios e imágenes satelitales.

6.2.7. Asociación de escarpes de falla y rasgos geomorfológicos de actividad neotectónica a estructuras presentes en el área

Los escarpes de falla asociados a las estructuras existentes en el área se muestran en la Figura 6.19.

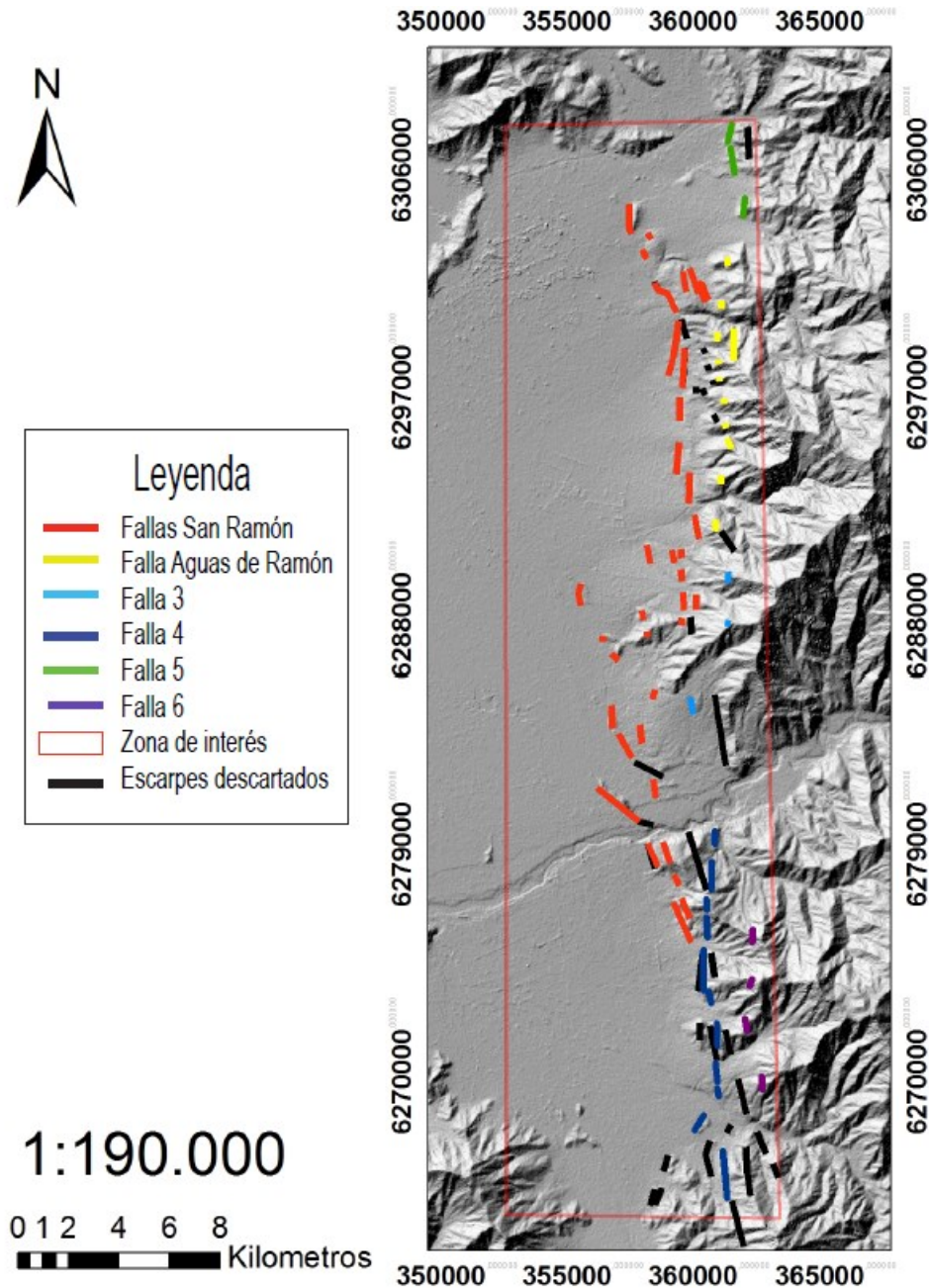


Figura 6.19: Asociación de escarpes de falla a estructuras presentes en la zona.

Por otro lado, los rasgos geomorfológicos de actividad tectónica reciente fueron asignados de la siguiente manera:

En la zona norte, los escarpes de falla alineados en el piedemonte son asociados a la

Nombre	Rumbo	Cinemática	Certeza	Referencia
San Ramón	NNW-NS	Inversa (vergencia W)	Observada/ inferida	Thiele (1980); SERNAGEOMIN (2003); Fock (2005); Fock (2006); Armijo <i>et al.</i> , 2010; Quiroga (2013)
Aguas de Ramón	NS	Inversa (vergencia W)	Observada	Fock (2005); Quiroga (2013)
Falla 3	NS	S/I	Inferida	Thiele (1980)
Falla 4	NS	S/I	Inferida	Thiele (1980)

Tabla 6.1: Fallas destacada por la metodología.

Falla San Ramón (ver Figura 6.5). La red de drenaje con patrón rectangular no se asocia a ninguna estructura por observar un posible indicador cinemático dextral a lo largo de la red (ver Figura 6.5).

En la zona norte 2 las anomalías observadas en las redes de drenaje son asignadas a las proyecciones de las fallas Aguas de Ramón y la falla 3. Los escarpes de falla del piedemonte de Santiago son asignados a la falla San Ramón (ver Figura 6.7).

En la zona centro el lineamiento compuesto por el *sag pound*, red de drenaje y la perturbación principal del curso del río Maipo son asociados a las proyecciones de las fallas 3 y 4 (ver Figura 6.9). Por otro lado, el lineamiento del cerro isla con los escarpes de falla en el frente montañoso y las pequeñas perturbaciones en el río Maipo son asociadas a la Falla San Ramón (ver Figura 6.9).

En la zona sur el escarpe de falla en el abanico aluvial se le asocia a la falla 4.

Dadas las asignaciones de características geomorfológicas, las fallas destacadas son: falla San Ramón; Falla Aguas de Ramón; Falla 3 y falla 4 (ver Tabla 6.1).

6.3. Búsqueda bibliográfica de las fallas destacadas (G2)

6.3.1. Cinemática de la falla

La Tabla 6.1 muestra las fallas destacadas e información sobre su cinemática, rumbo y certeza de traza de falla.

6.3.2. Información de dirección de movimiento regional

Los vectores de convergencia de las placas tectónicas actuales con dirección $N77^{\circ} -78^{\circ} E$ y velocidades entre 6-8 cm/año (Gripp y Gordon, 2002)

6.4. Análisis de escarpes de falla mapeados y confección de mapa (T2)

6.4.1. Coherencia entre geometría y cinemática de falla

Los escarpes de la Falla San Ramón tiene un rumbo NNW-NS (ver Figura 6.19), combinado con la cinemática inversa y vergencia oeste, es compatible con una dirección de acotamiento E-W a NE-SW.

Los escarpes de la Falla Aguas de Ramón tiene un rumbo NS (ver Figura 6.19), combinado con la cinemática inversa y vergencia oeste, es compatible con una dirección de acotamiento E-W a NE-SW.

DE las fallas 3 y 4 no se puede hacer un análisis directo por falta de información de cinemática de fallas.

6.4.2. Certeza de traza de falla

La certeza de la traza de las fallas se extrajo de los mapas confeccionado por Thiele (1980); Rauld (2011); y Fock (2005). El resultado de aplicar esta sección se muestra en la Figura 6.20

6.4.3. Identificación de marcadores geomorfológicos

La información de las unidades cuaternarias se extrajo de los mapas de Rauld (2011) y Selles y Gana (2001).

6.4.4. Confección del mapa

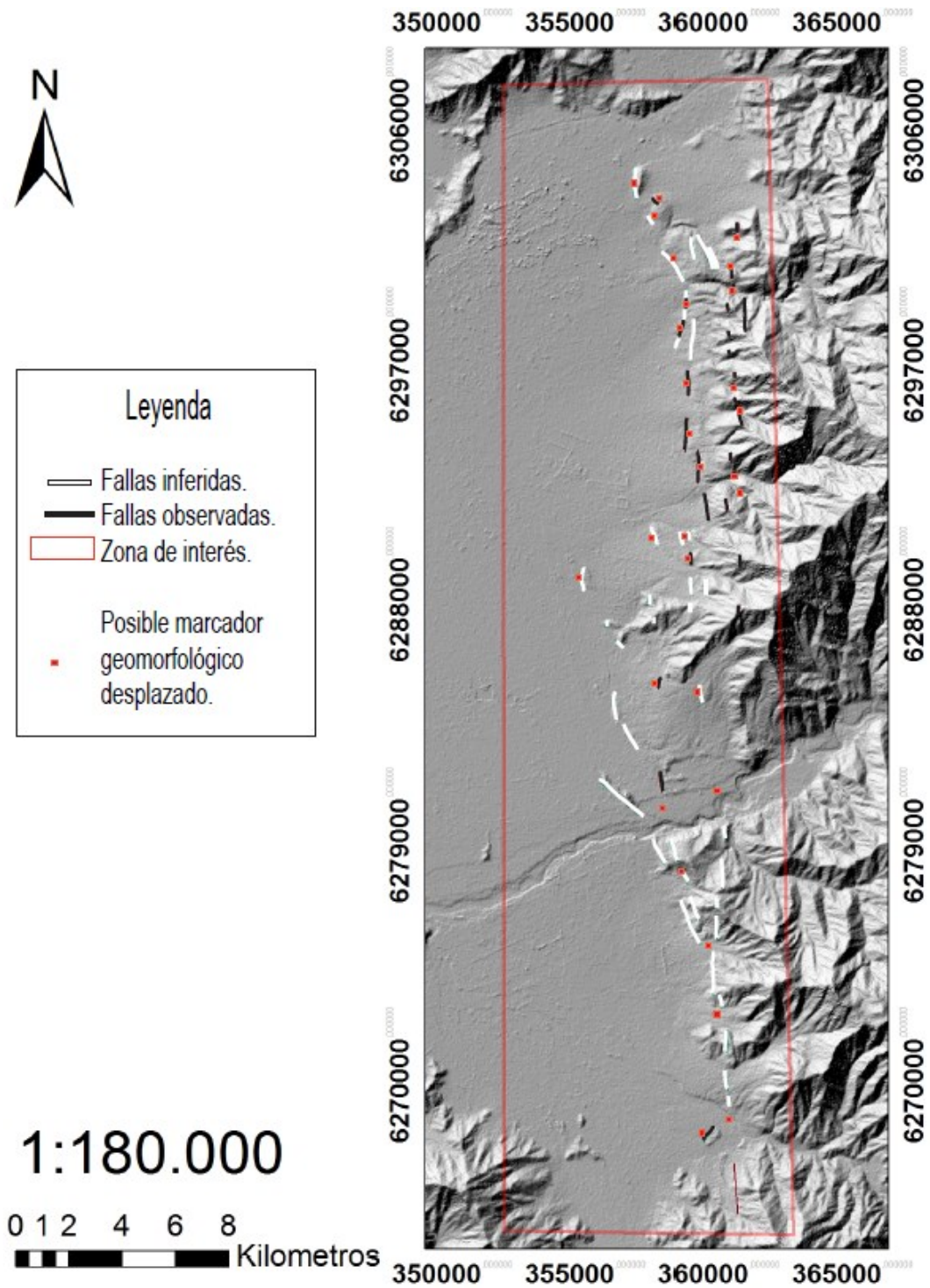


Figura 6.20: Mapa que muestra el resultado final de la aplicación de metodología en el frente cordillerano de la Región Metropolitana.

Capítulo 7

Verificación de la metodología

Se efectuaron campañas de terreno en 2 sectores del mapa confeccionado a partir de la metodología en el frente cordillerano de la Región Metropolitana (ver Figura 7.1) correspondientes a la Quebrada de Macul y camino al cerro Minillas, indicados en el recuadro blanco de la Figura 7.1. Estos lugares fueron elegidos por las perturbaciones en las redes de drenaje, continuidad de los escarpes topográficos y la colinealidad espacial que muestran las fallas Aguas de Ramón y 3 (Ver Figuras 6.4, 6.6 y 6.19).

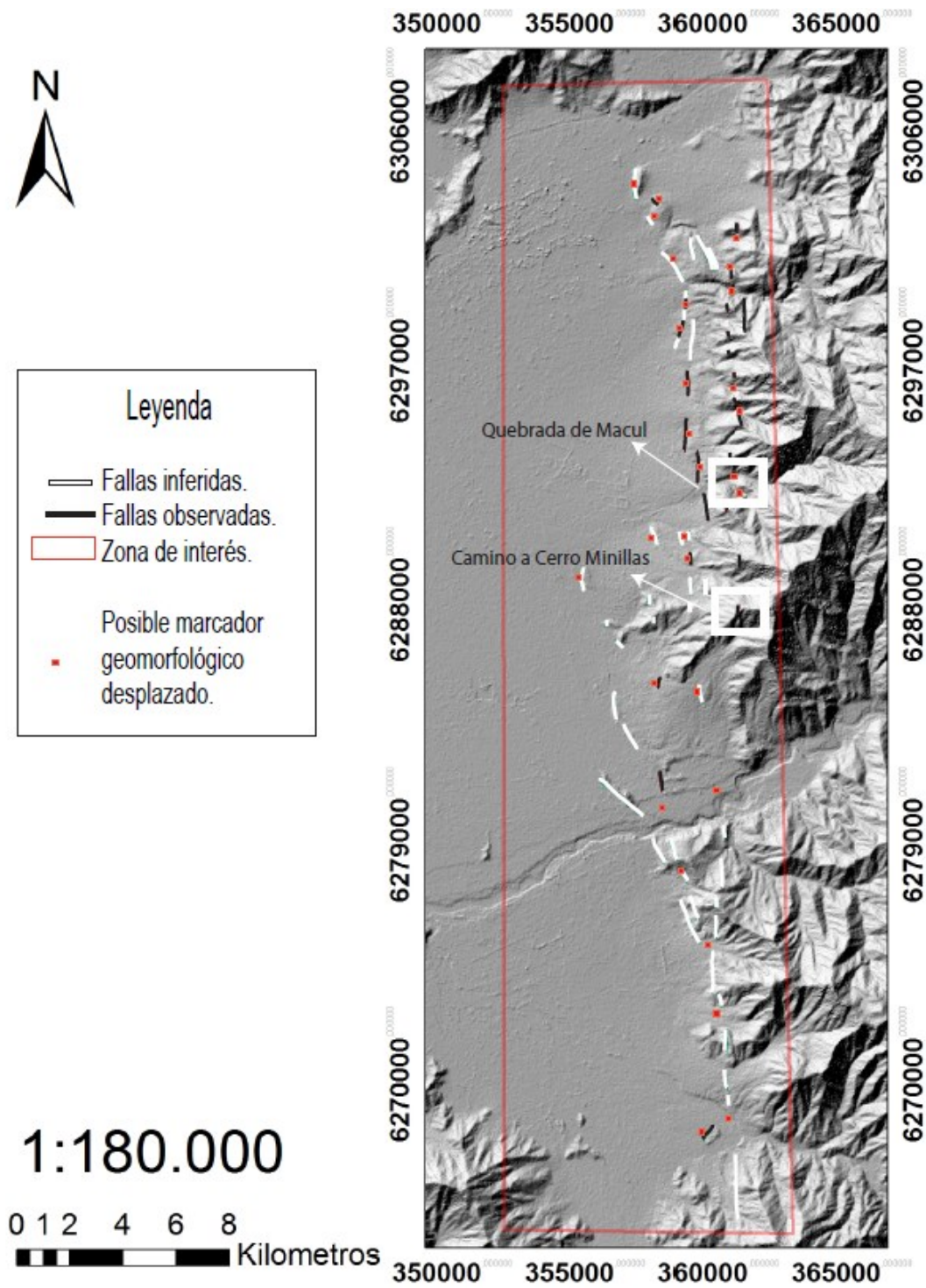


Figura 7.1: Mapa confeccionado a partir de la aplicación de la metodología en el frente cordillerano de la Región Metropolitana mostrando los lugares visitados en terreno.

7.1. Quebrada de Macul

En la Quebrada de Macul, entre las proyecciones de las fallas Aguas de Ramón y 3, se encuentra el “Mirador de la U”. En este sector, mirando hacia el Sur, se observa el paisaje mostrado en las Figura 7.2.



Figura 7.2: Paisaje de la ribera Sur Quebrada de Macul. Sector Mirador de la U.

En el lugar se observan 2 superficies planas paralelas al cauce del río separadas por un escarpe topográfico de rumbo N5°W. Las superficies planas se encuentran a 70 m y 30 m sobre al cauce actual (ver Figura 7.3).

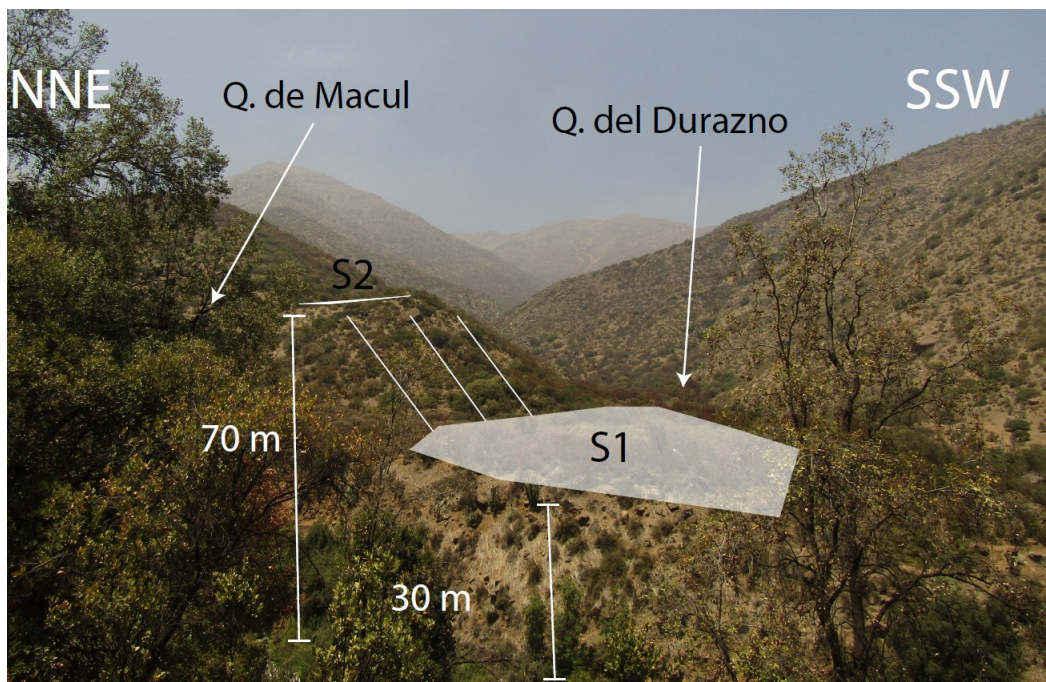


Figura 7.3: Interpretación ribera Sur Quebrada de Macul. Sector Mirador de la U.

Tanto la superficie inferior como superior muestran una cubierta orgánica y clastos tamaño bloque sub-angulosos (Ver Figuras 7.4 y 7.5).



Figura 7.4: Superficie plana inferior.

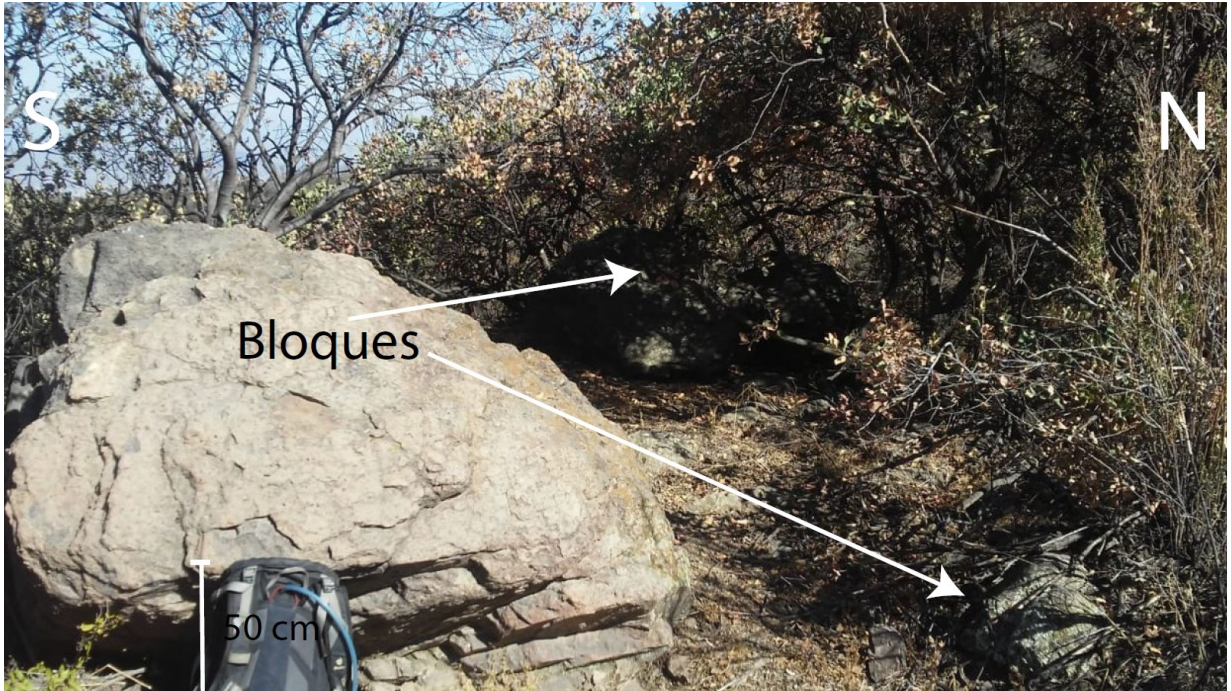


Figura 7.5: Superficie plana superior.

7.2. Cerro Minillas

En la aproximación hacia la cumbre del cerro Minillas, se tiene la visual presentada en la Figura 7.6, donde se pueden observar una serie de superficies tabulares con dos sets de manteos: uno hacia el E y otro hacia el W. Los manteos hacia el W tienen medidas en promedio de N22W / 50°W (ver Figura 7.9). Mientras que los estratos que mantean hacia el E tienen medidas de N50W / 36°E (ver Figura 7.9). En las rocas donde se tomaron las mediciones se presentan marcados cambios de tamaño de grano interpretándose como estratificación de la Formación Abanico (ver Figuras 7.7 y 7.8).



Figura 7.6: Imagen que muestra la ladera norte del camino a la cumbre del cerro Minillas.

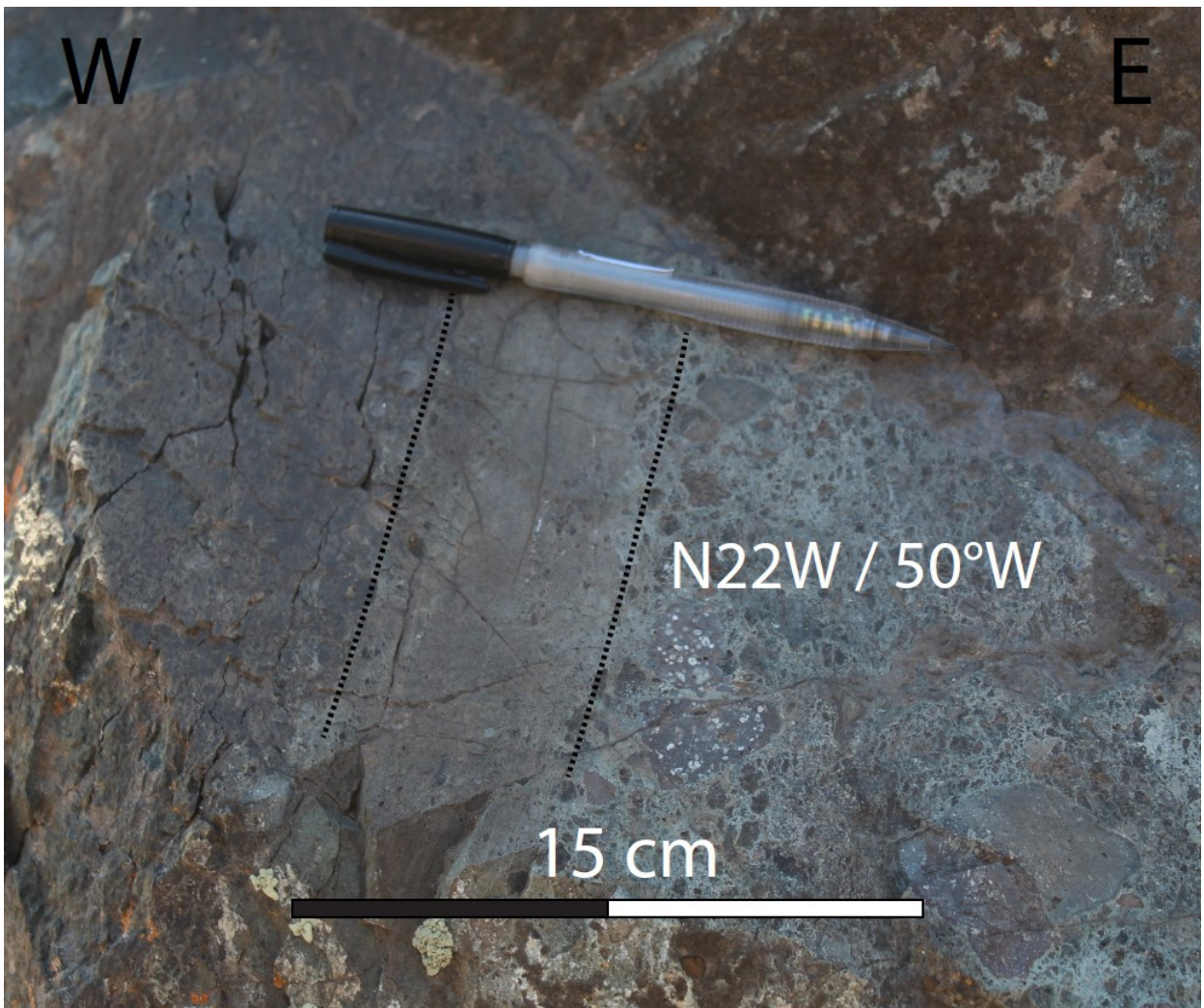


Figura 7.7: Afloramiento que presenta estratos manteniendo hacia el oeste. Línea punteada indica estratificación.

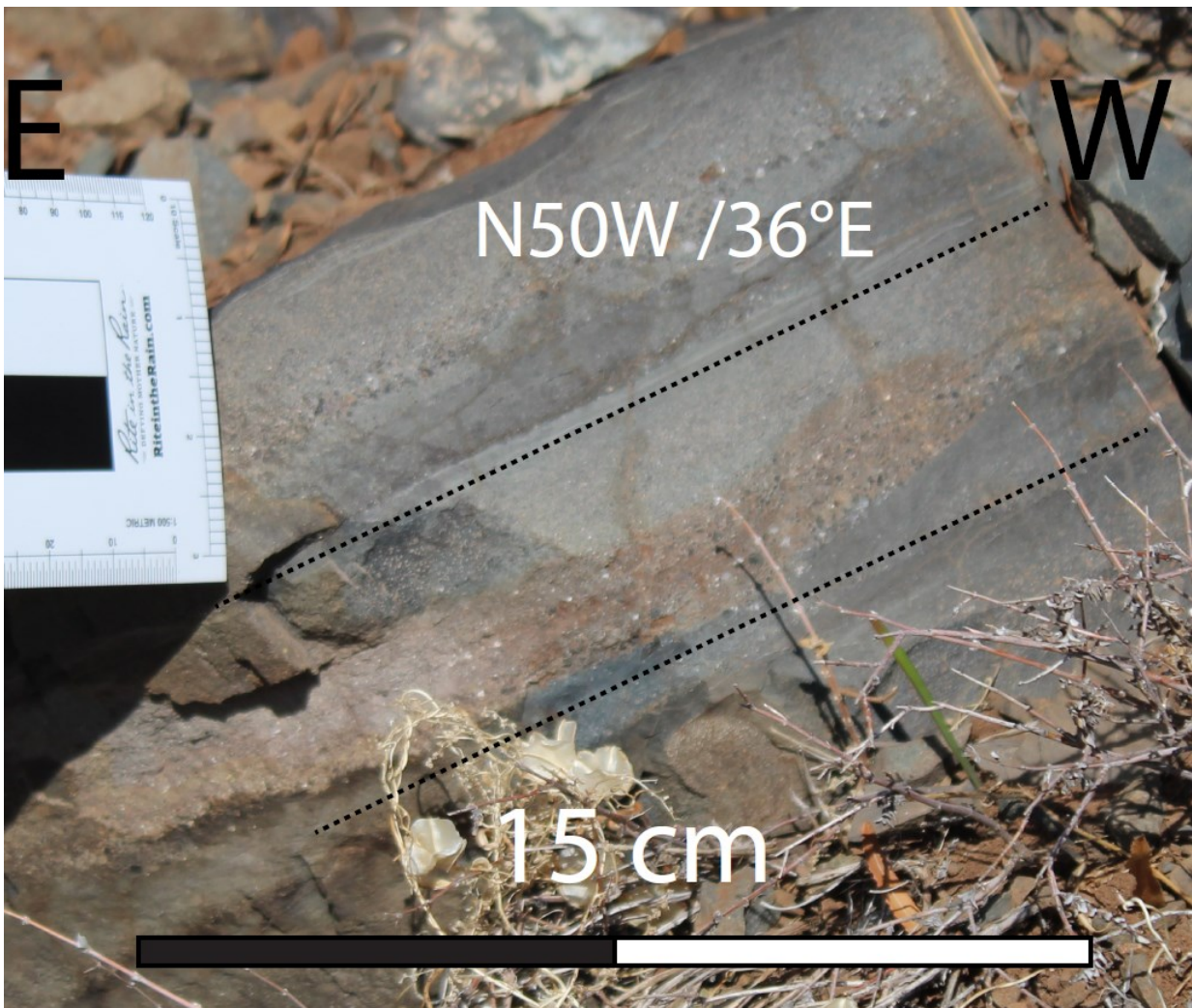


Figura 7.8: Afloramiento que presenta estratos manteniendo hacia el este. Línea punteada indica estratificación.

Dadas las observaciones presentadas se interpreta una discordancia angular en donde su flanco oeste es de mayor pendiente que el flanco este, indicativo que es producto de una estructura de vergencia W (Reisner *et al.*, 2017) (ver Figura 7.9).

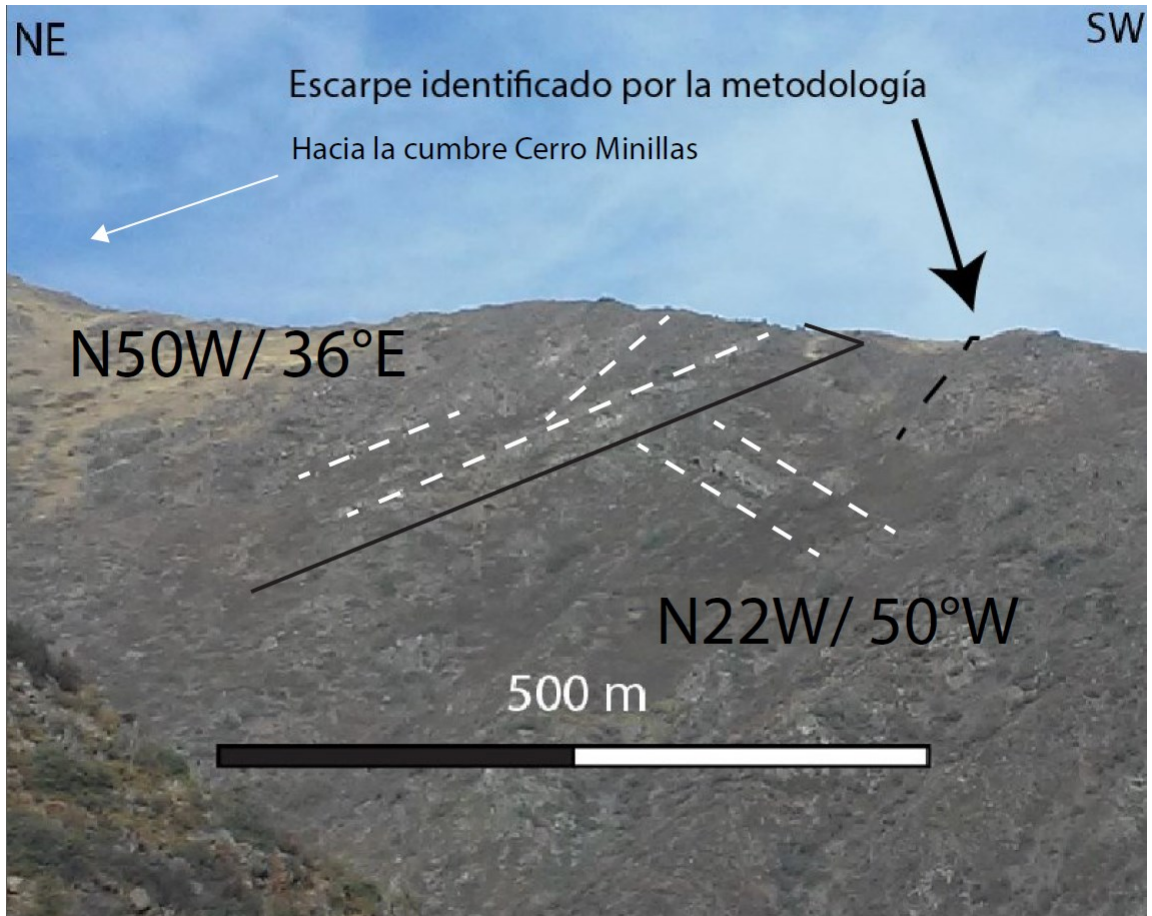


Figura 7.9: Interpretación de observaciones en camino a la cumbre del cerro minillas. Líneas punteadas marcan la estratificación interpretada.

Capítulo 8

Geomorfología

8.1. Morfometría de los escarpes topográficos entregados por la metodología

En la siguiente sección se llevará a cabo un análisis morfométrico de los escarpes asociados por la metodología a estructuras presentes en el área de estudio.

Las Figuras 8.1 y 8.2 muestran los perfiles topográficos construídos para visualizar el salto del escarpe entre base y techo a las estructuras existentes en bibliografía.

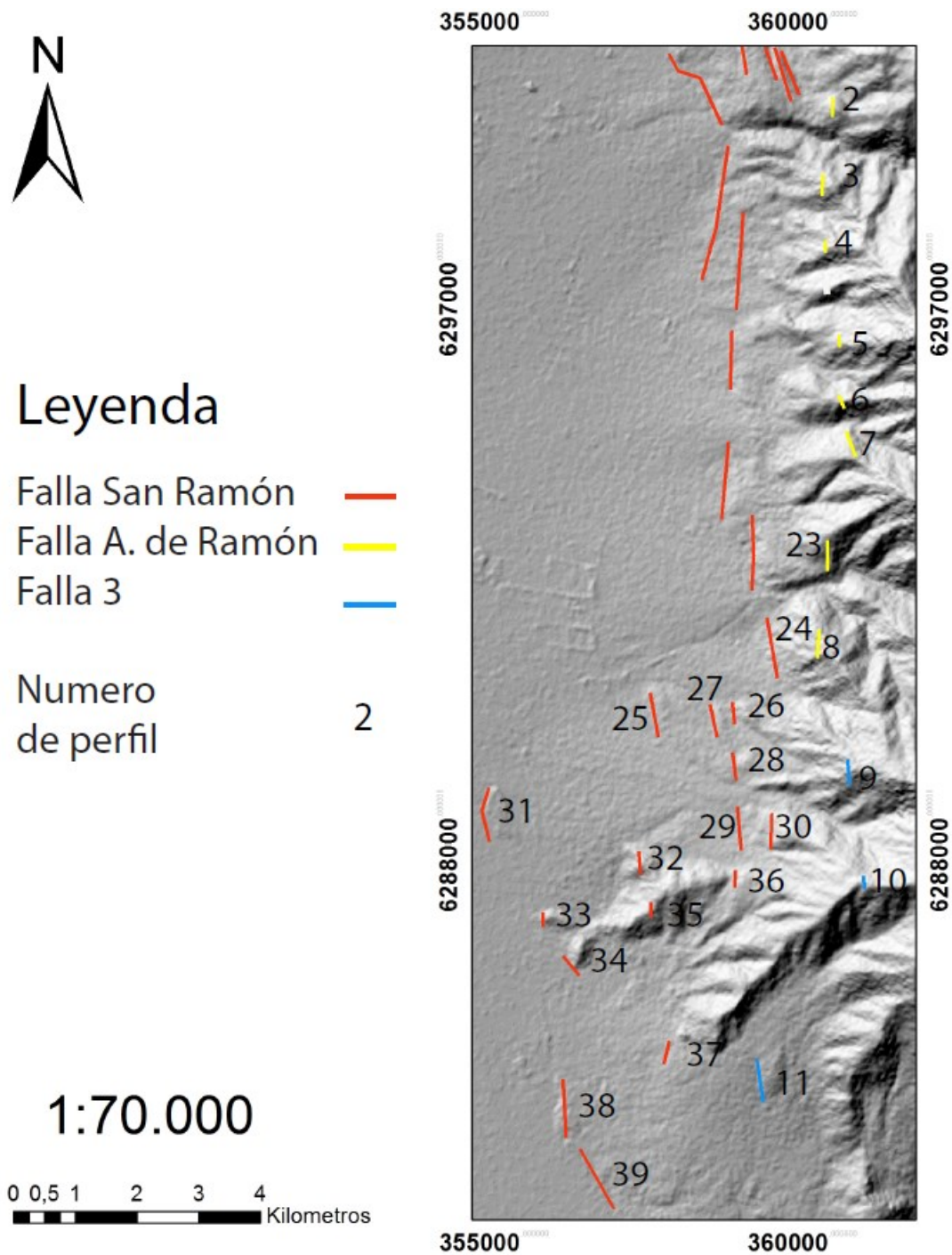


Figura 8.1: Zona norte. Numeración indica el perfil topográfico.

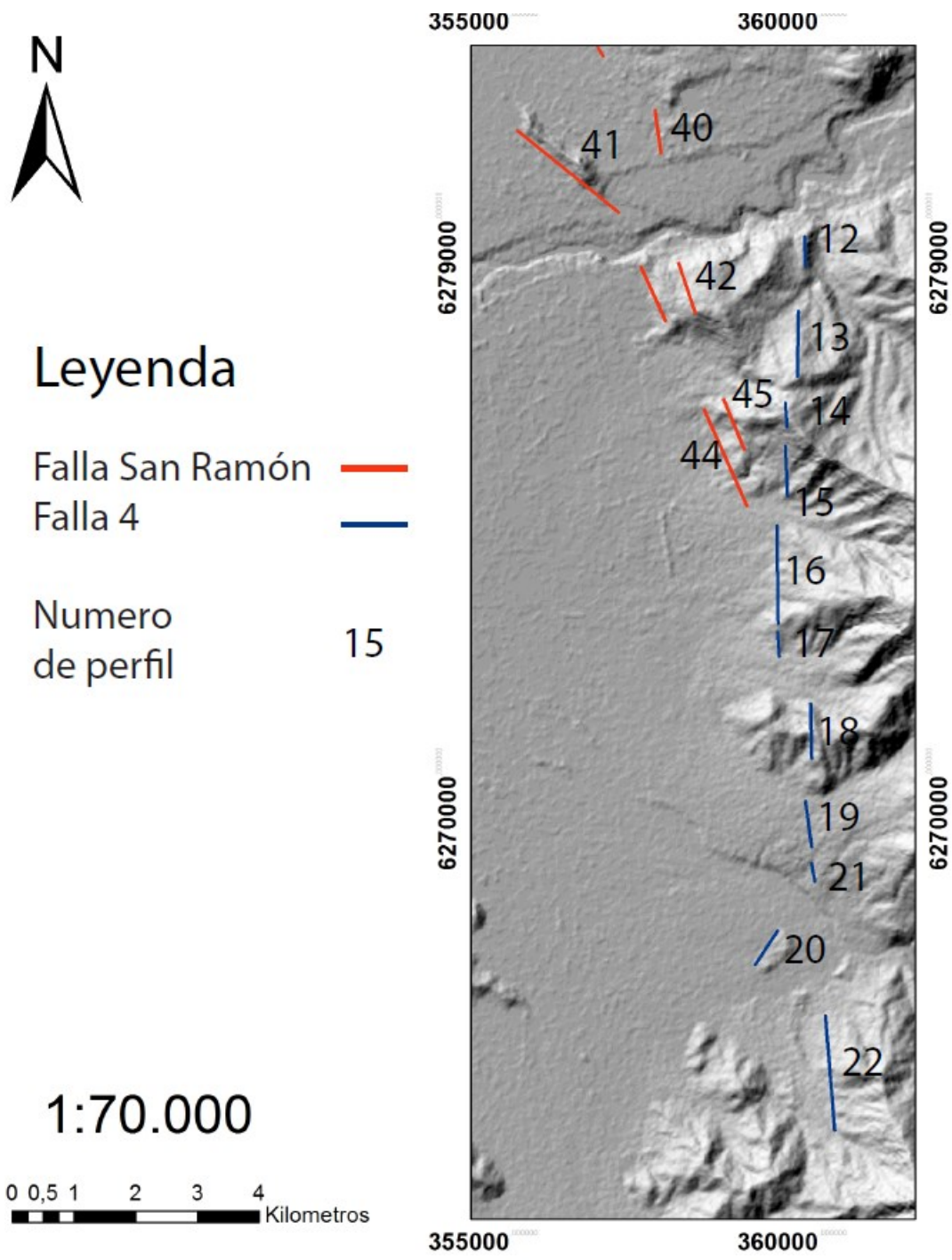


Figura 8.2: Zona sur. Numeración indica el perfil topográfico.

Número perfil	salto escarpe [m]
1	55
2	40
3	35
4	50
5	25
6	38
7	14
8	23
9	24
10	42
11	55
12	18
13	45
14	24
15	34
16	45
17	53
18	77
19	41
20	32
21	30
22	71
23	20

Tabla 8.1: Salto entre base y techo de escarpes topográficos zona norte.

Las tablas 8.1 y 8.2 resumen el resultado del análisis de los escarpes topográficos. Los perfiles topográficos construídos se muestran desde la Figura 8.3 a la Figura 8.43.

Número perfil	salto escarpe [m]
24	22
25	20
26	15
27	13
28	38
30	17
31	20
32	90
33	40
35	34
37	14
38	42
39	14
40	15
41	100
42	200
44	17
45	50

Tabla 8.2: Salto entre base y techo de escarpes topográficos zona sur.

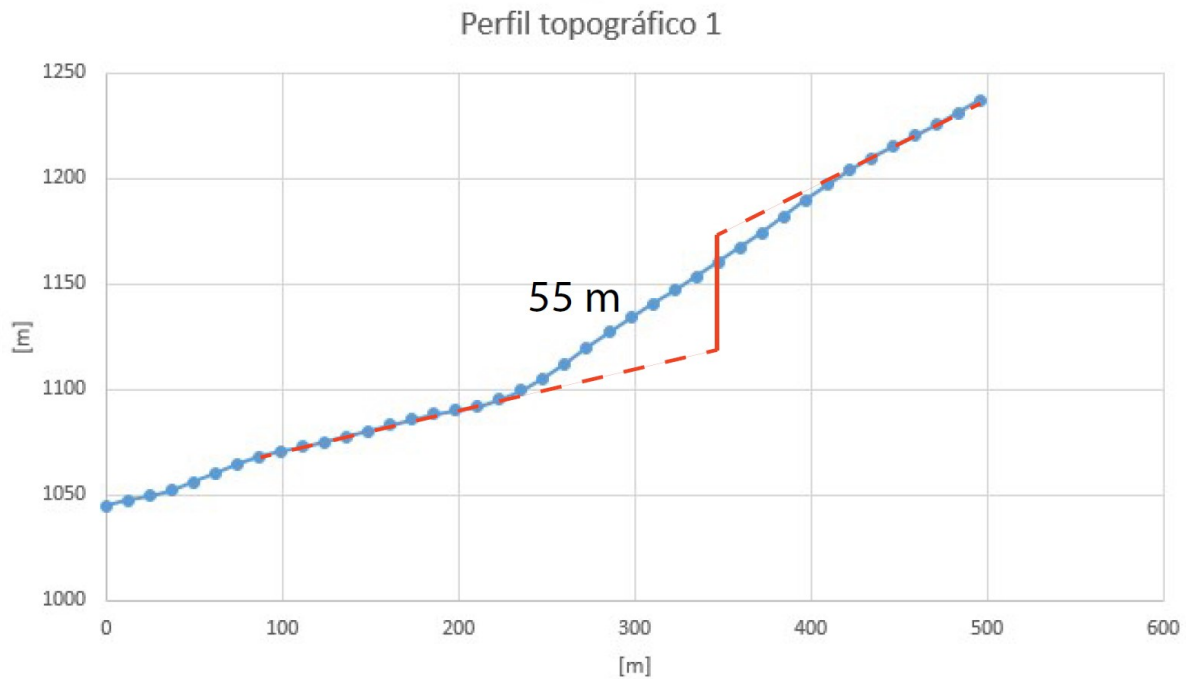


Figura 8.3: Perfil topográfico 1. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

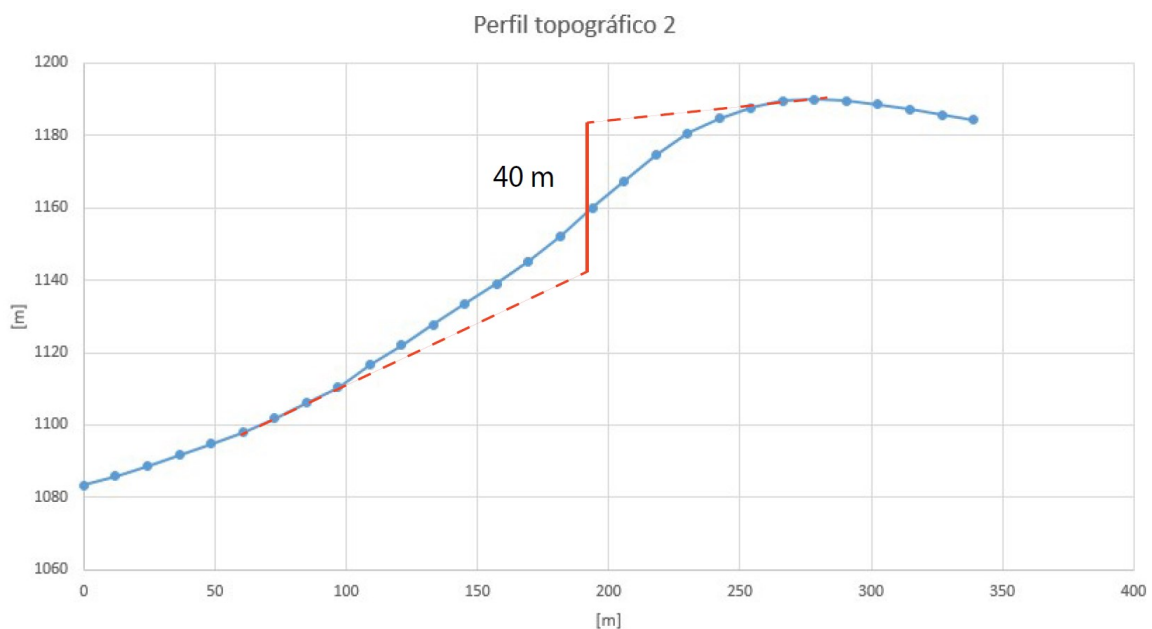


Figura 8.4: Perfil topográfico 2. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

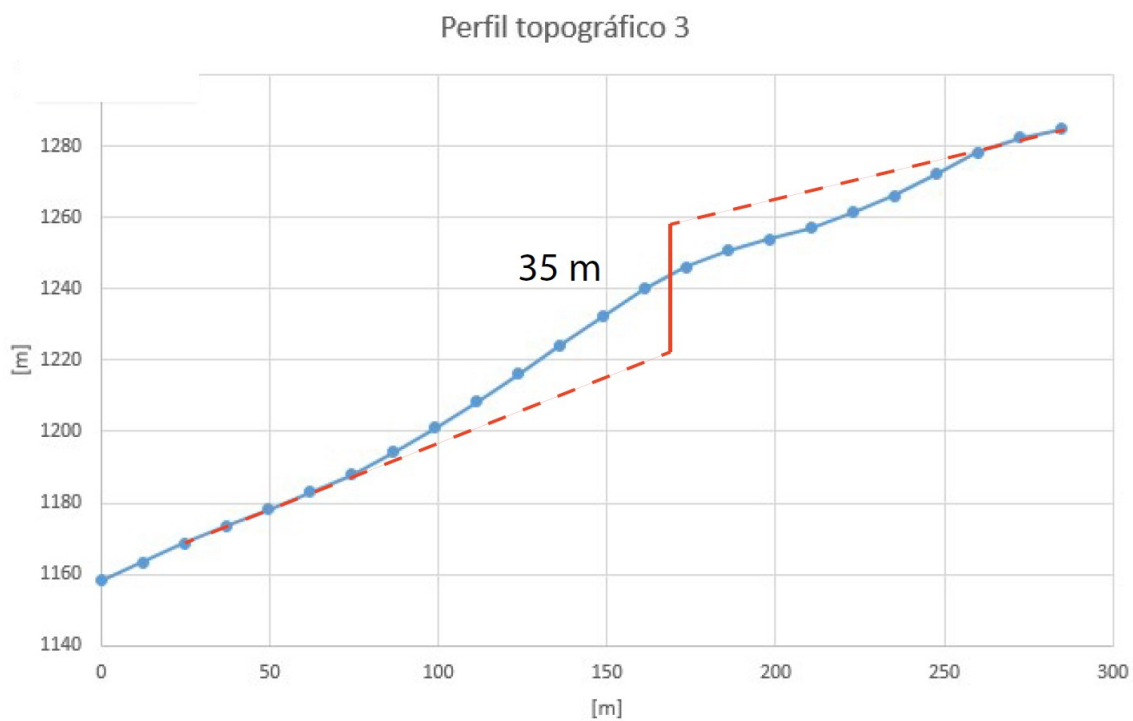


Figura 8.5: Perfil topográfico 3. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

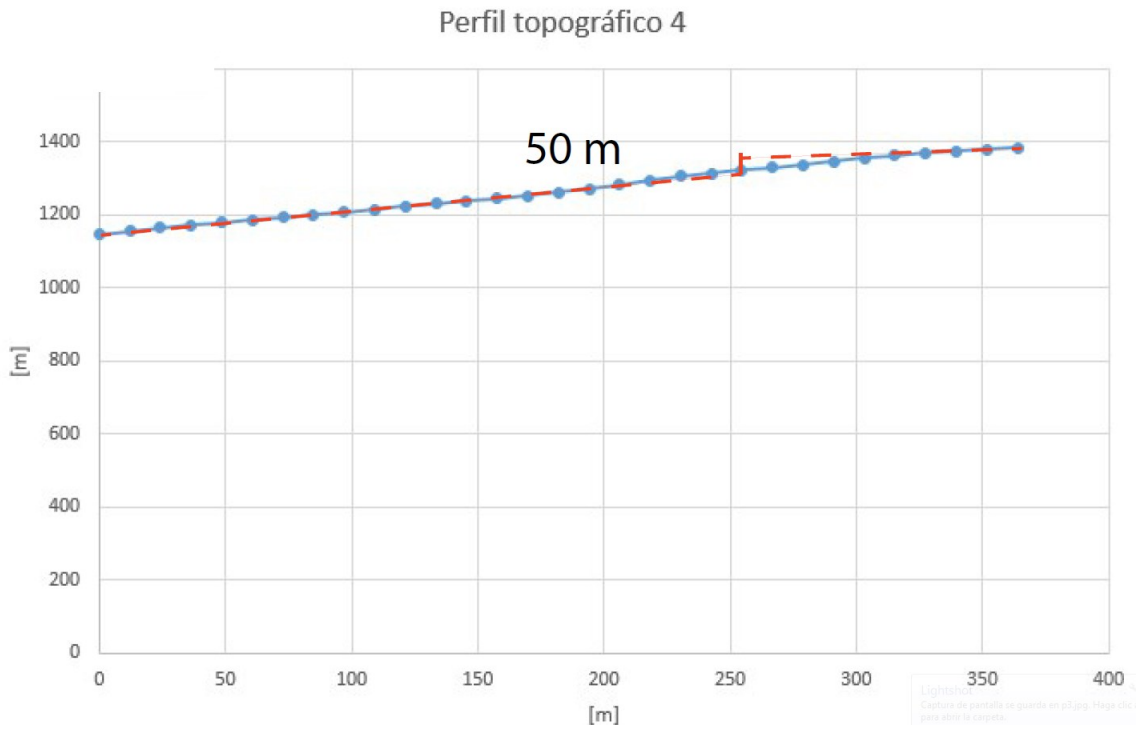


Figura 8.6: Perfil topográfico 4. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

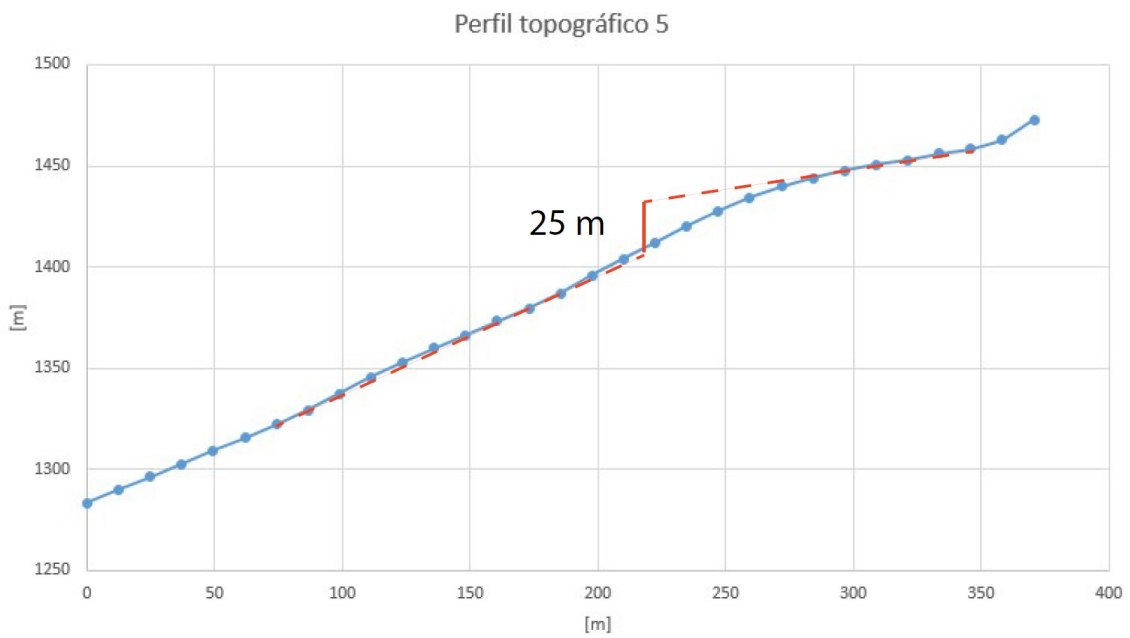


Figura 8.7: Perfil topográfico 5. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

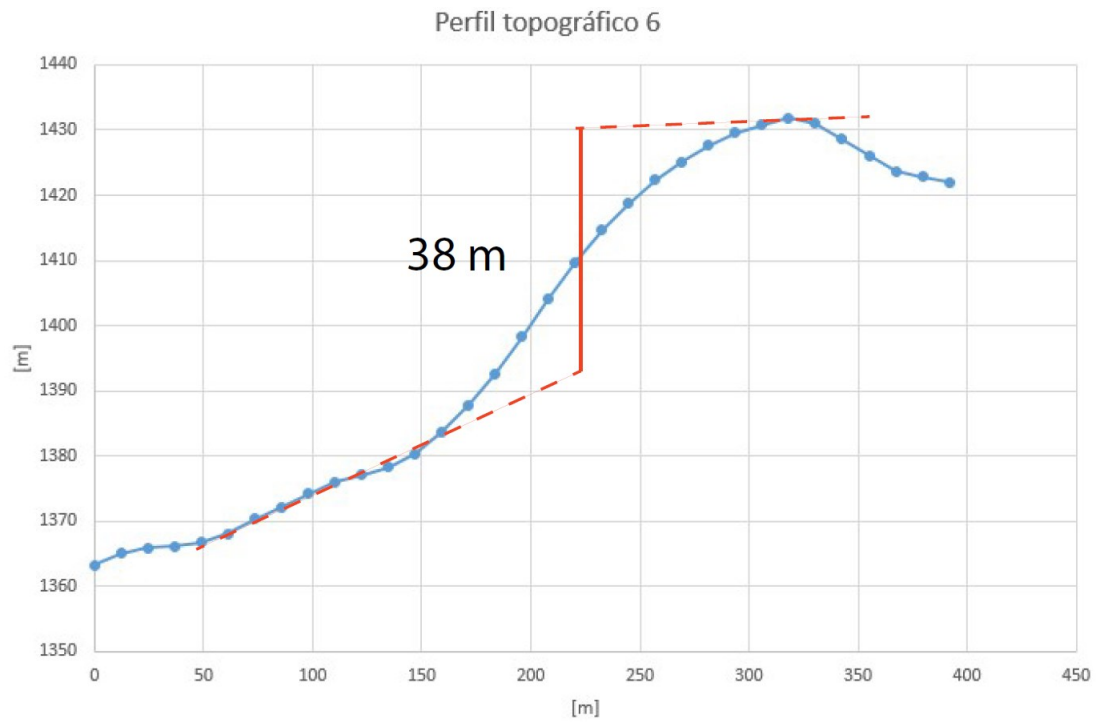


Figura 8.8: Perfil topográfico 6. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

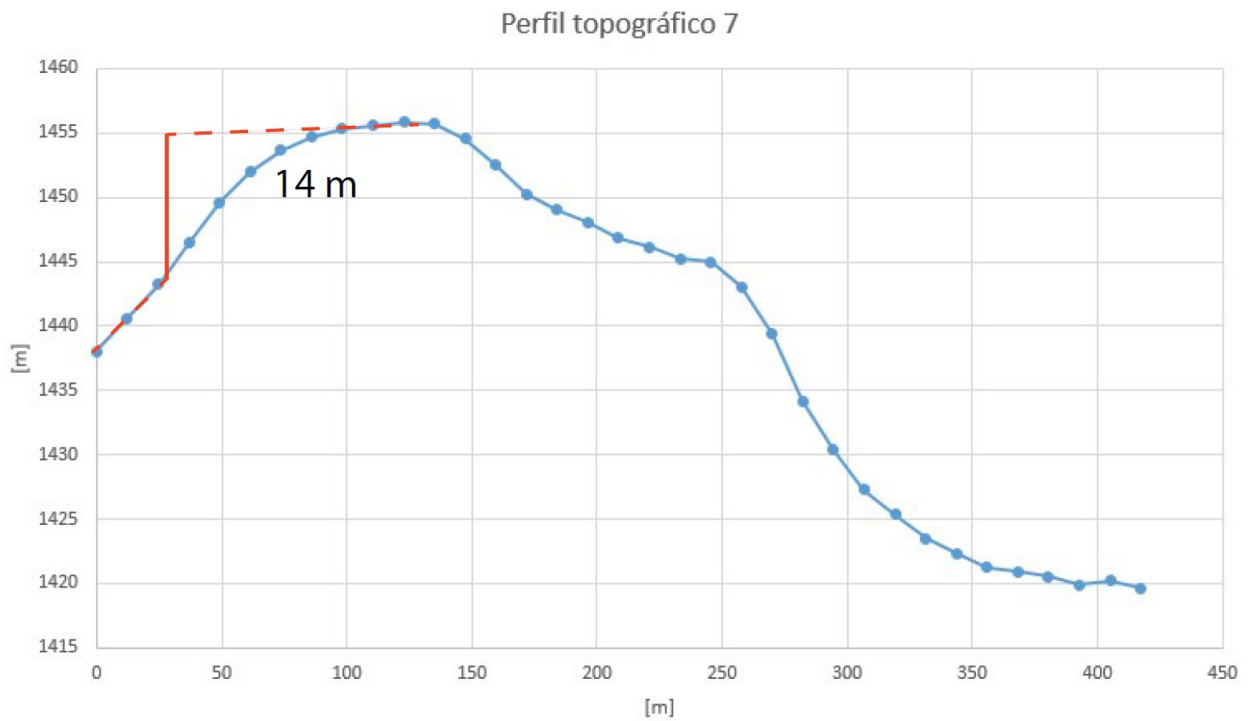


Figura 8.9: Perfil topográfico 7. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

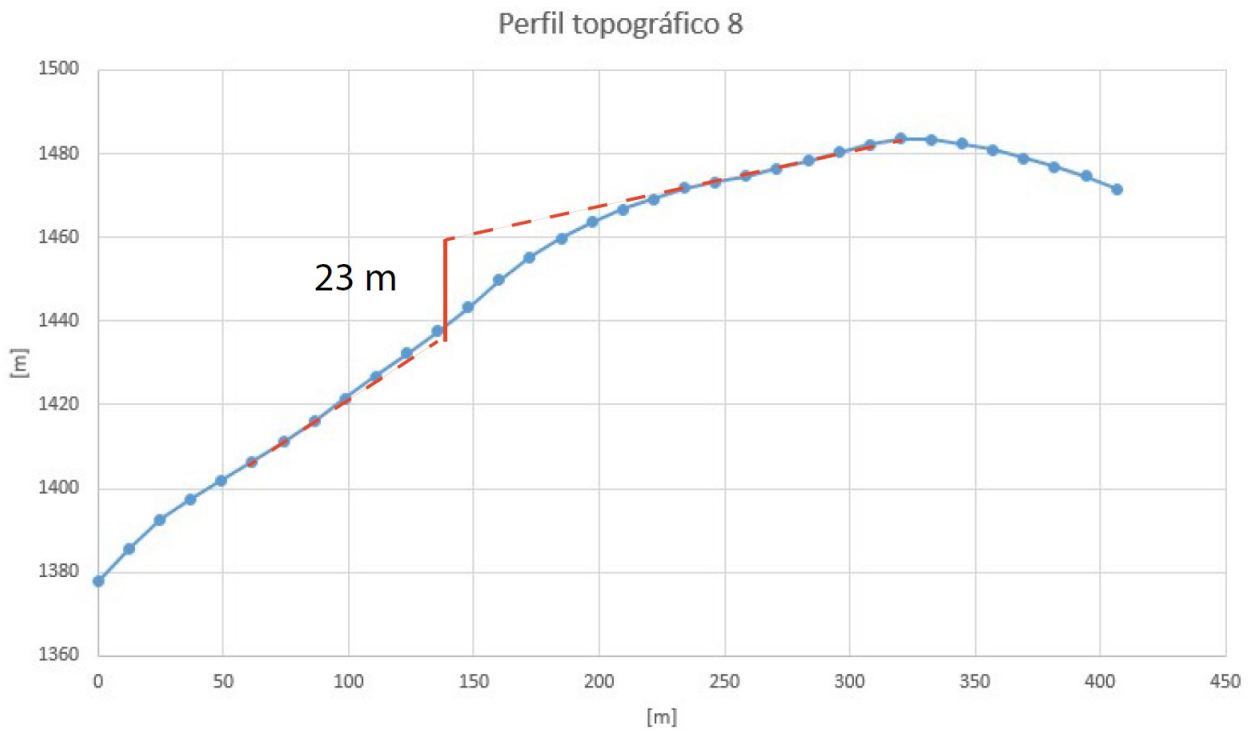


Figura 8.10: Perfil topográfico 8. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

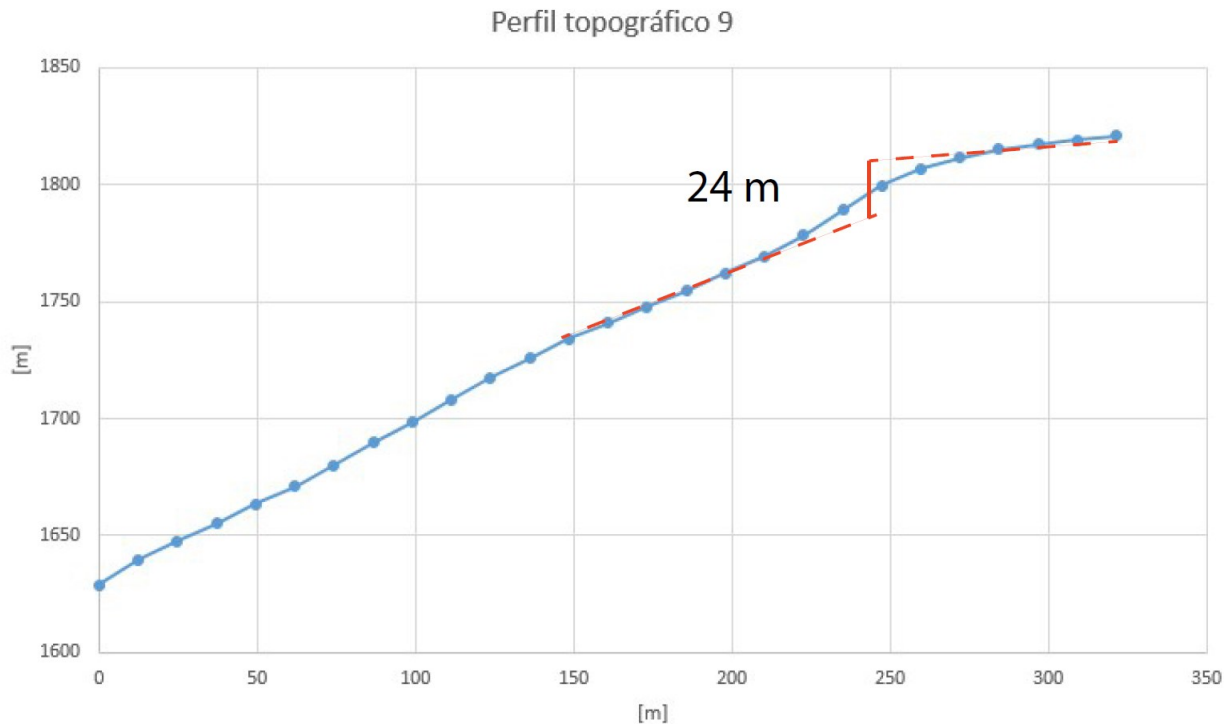


Figura 8.11: Perfil topográfico 9. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

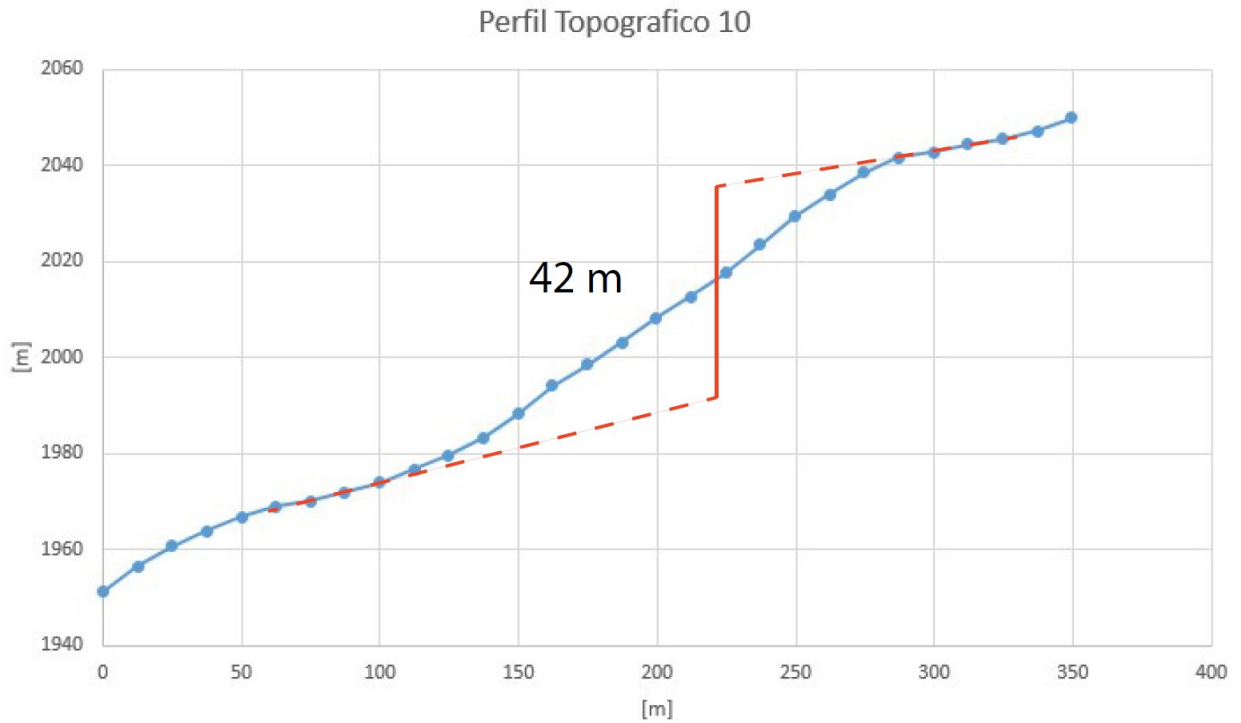


Figura 8.12: Perfil topográfico 10. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

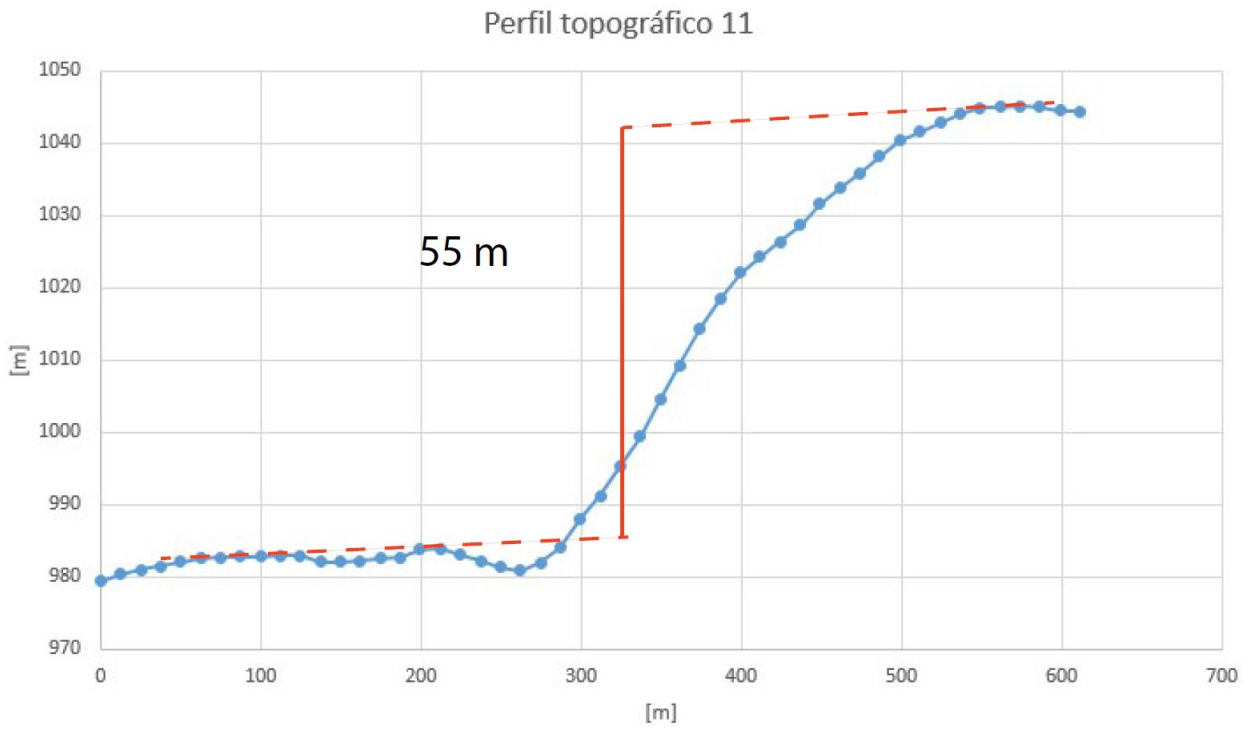


Figura 8.13: Perfil topográfico 11. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

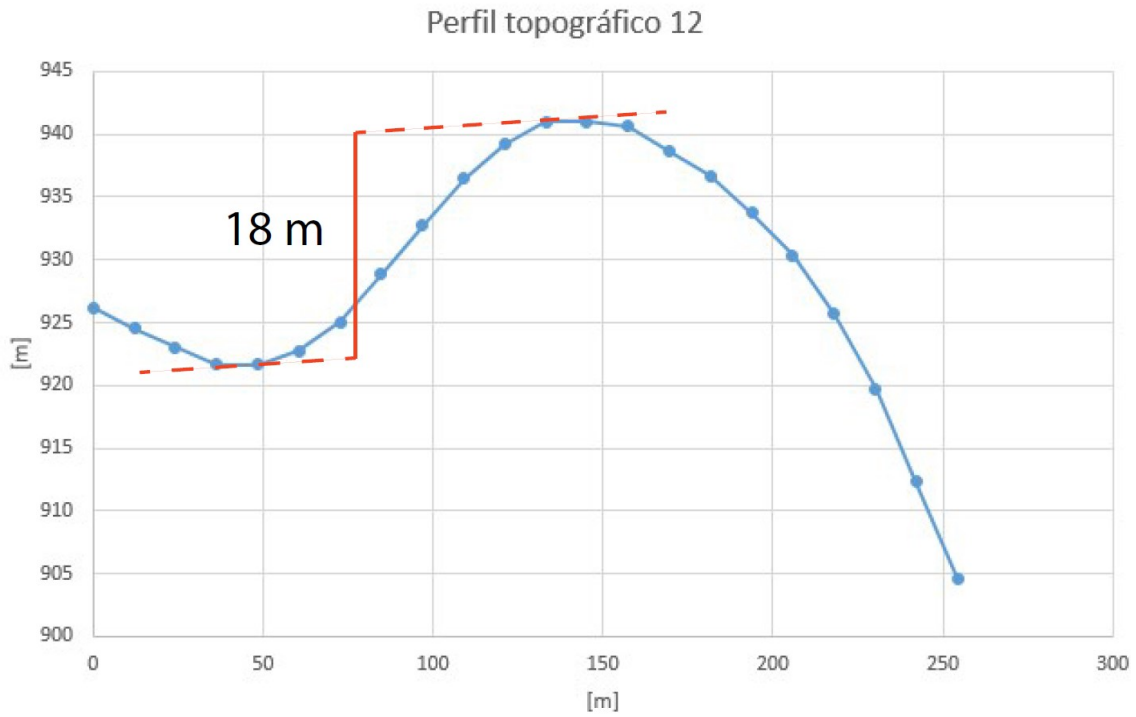


Figura 8.14: Perfil topográfico 12. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

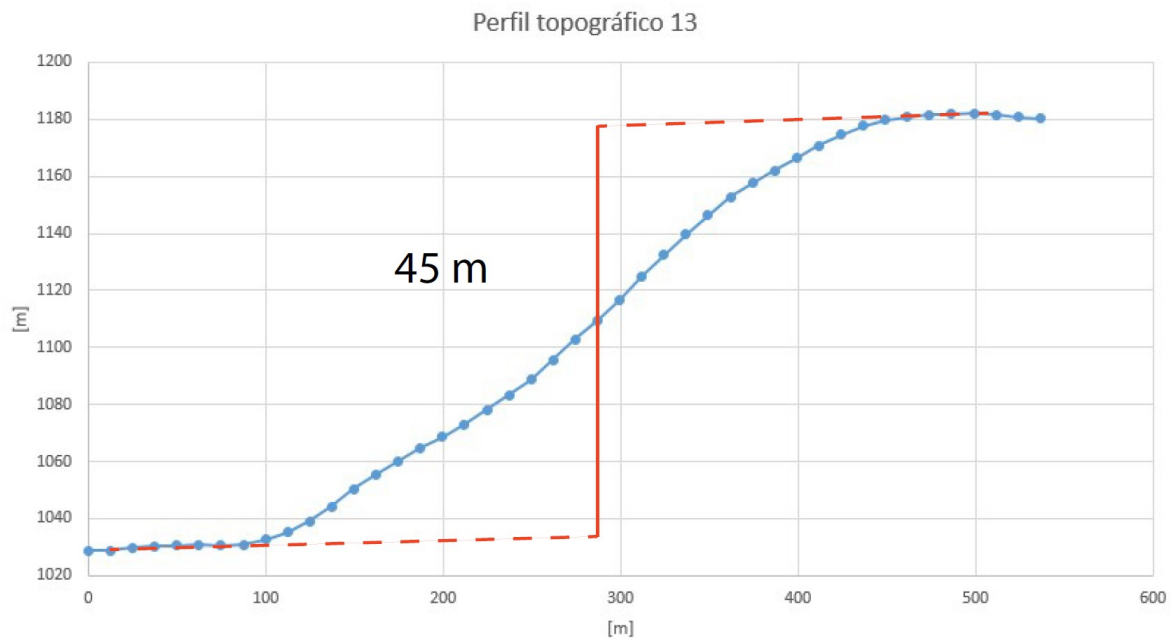


Figura 8.15: Perfil topográfico 13. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

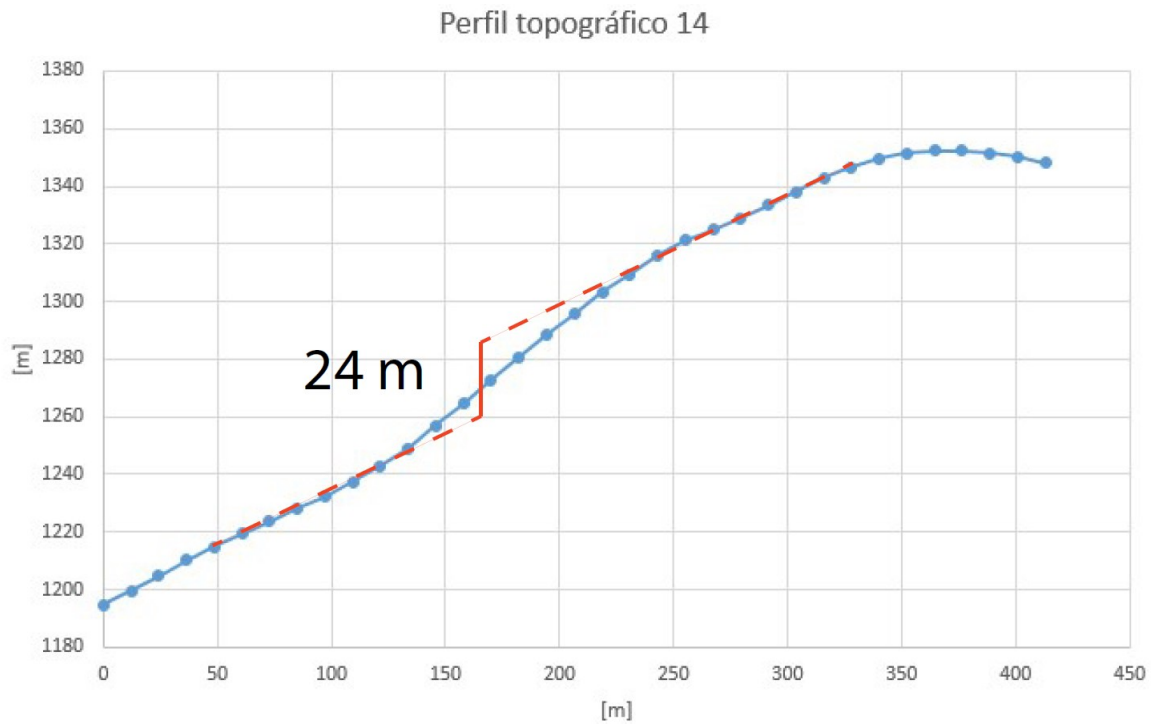


Figura 8.16: Perfil topográfico 14. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

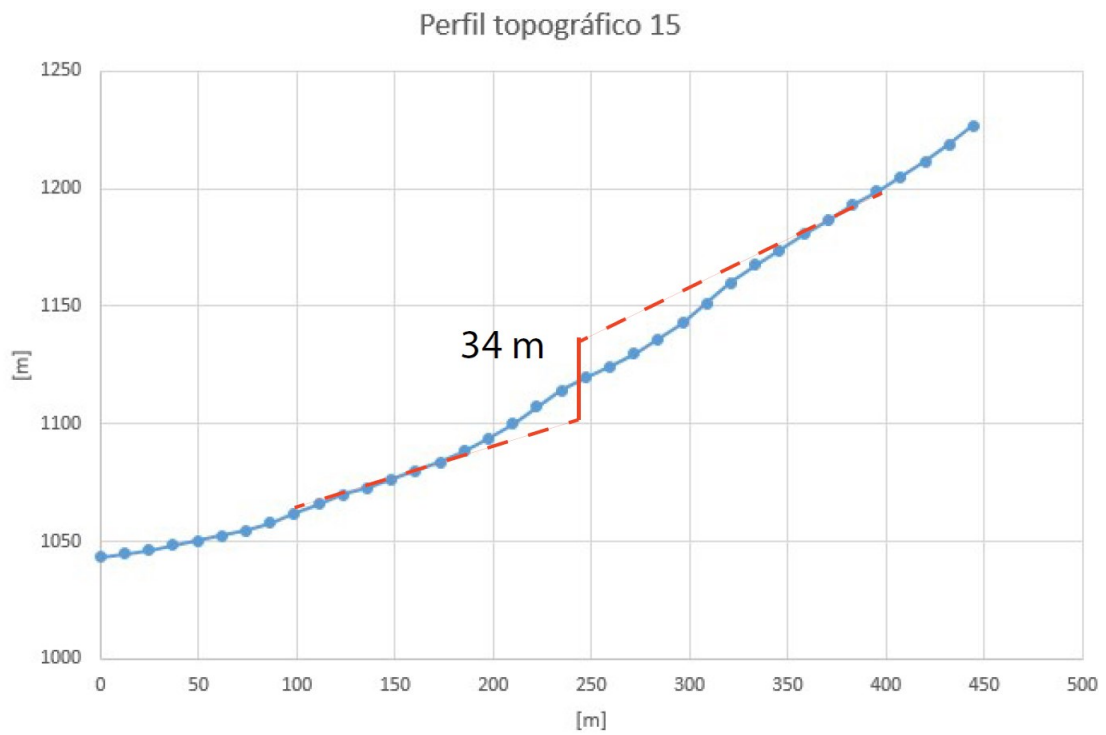


Figura 8.17: Perfil topográfico 15. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

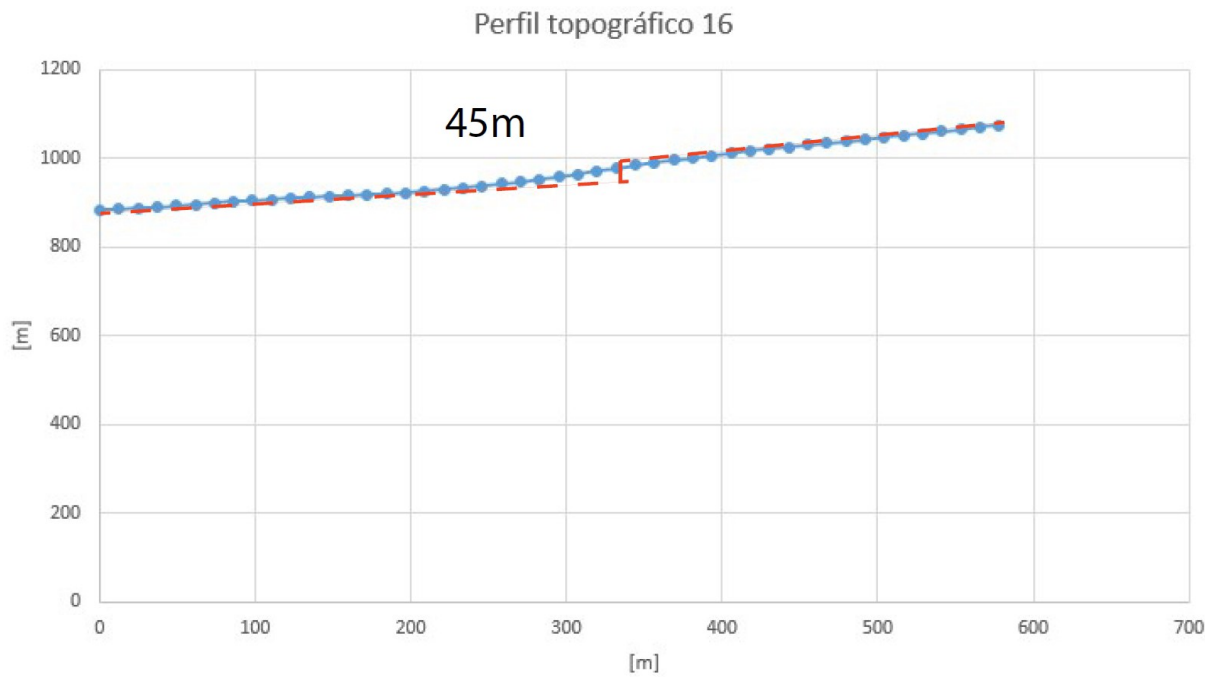


Figura 8.18: Perfil topográfico 16. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

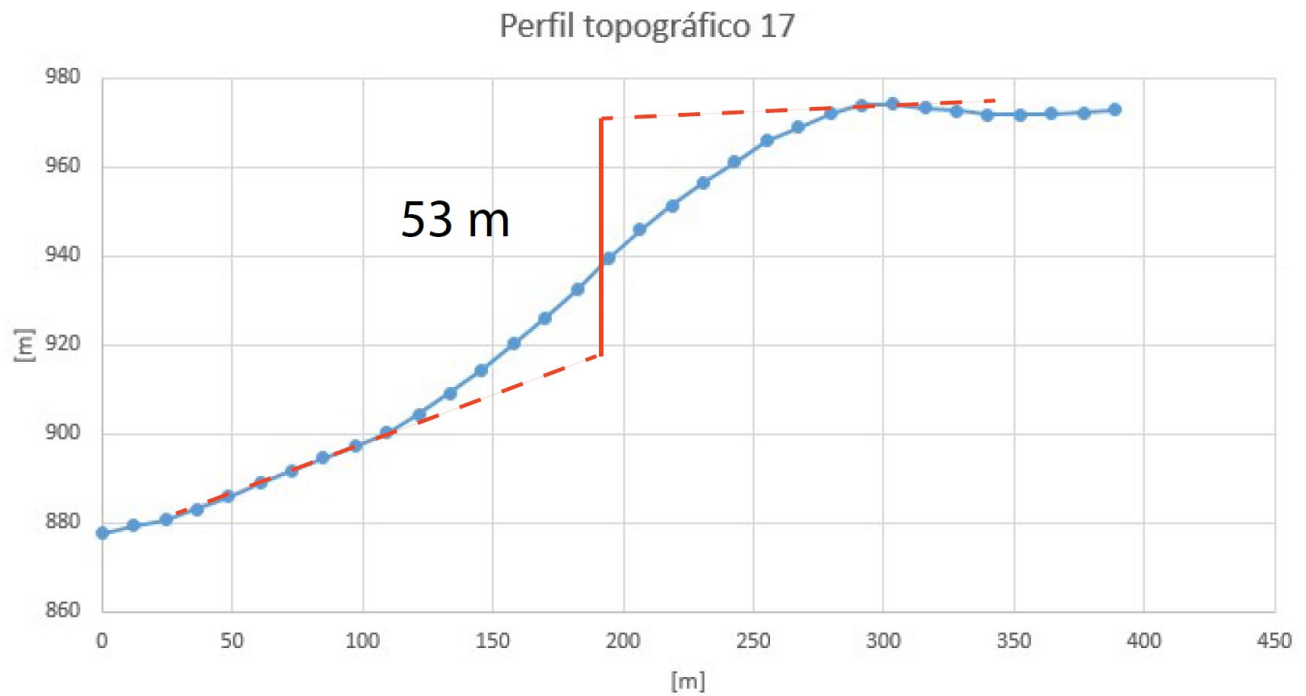


Figura 8.19: Perfil topográfico 17. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

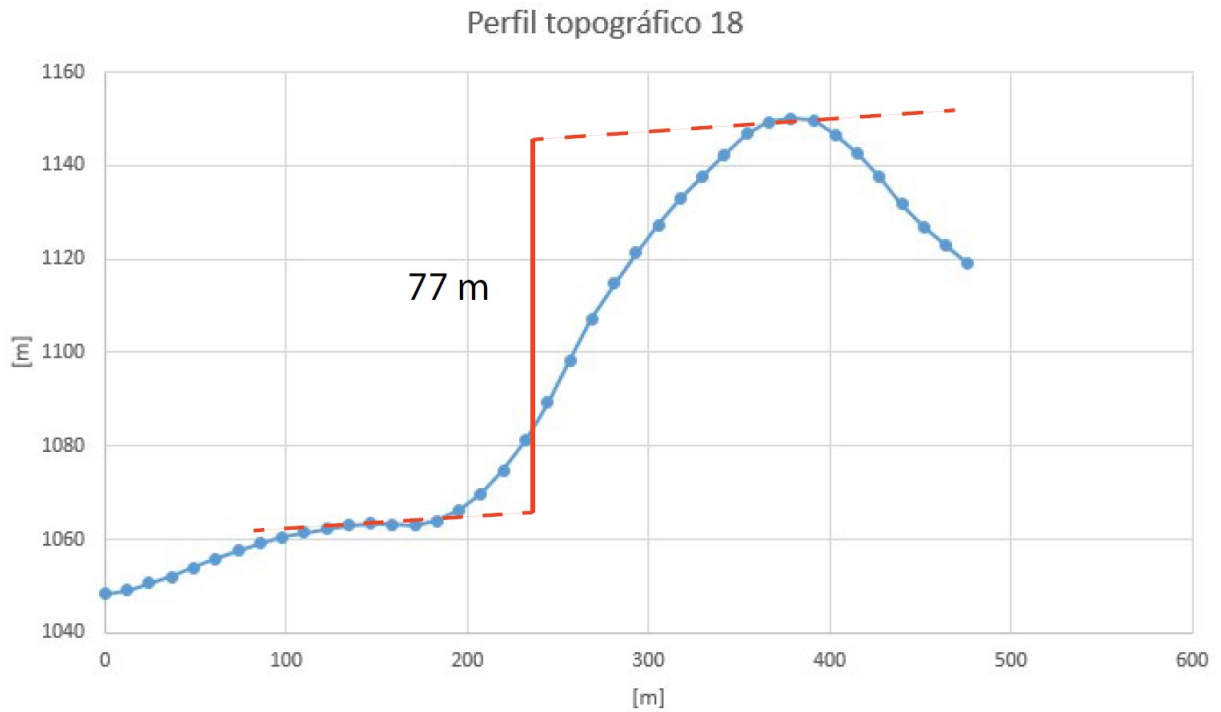


Figura 8.20: Perfil topográfico 18. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

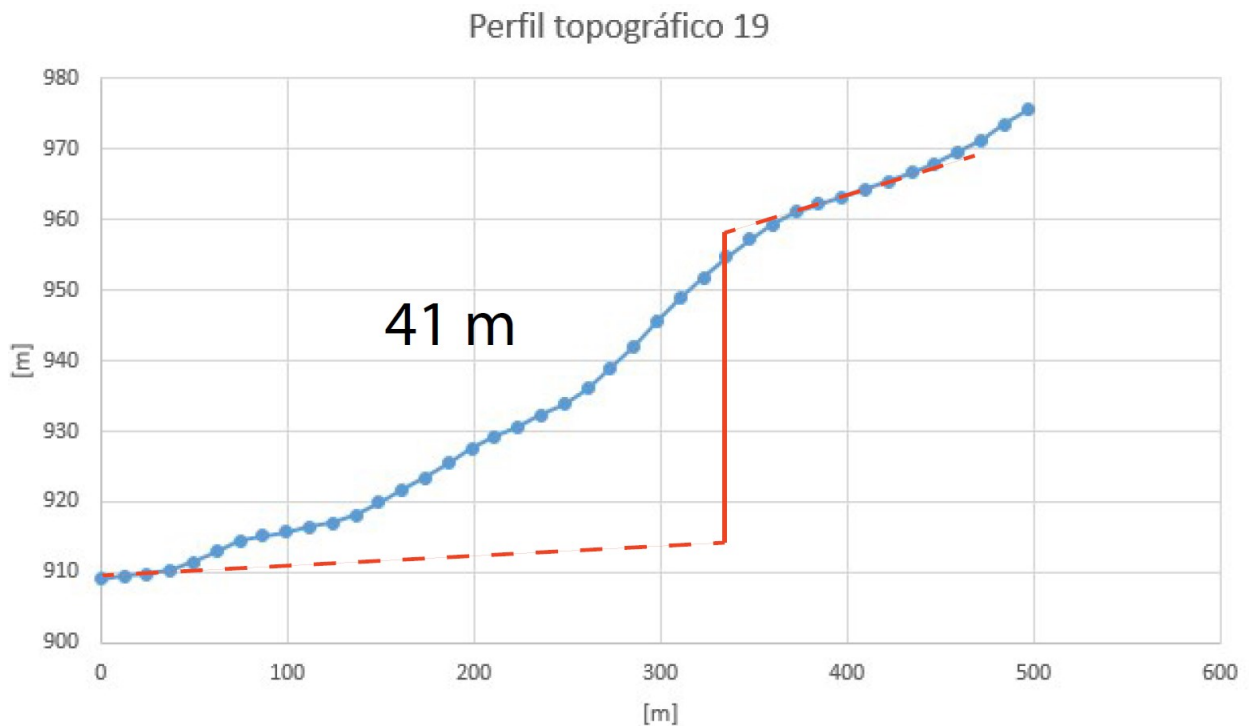


Figura 8.21: Perfil topográfico 19. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

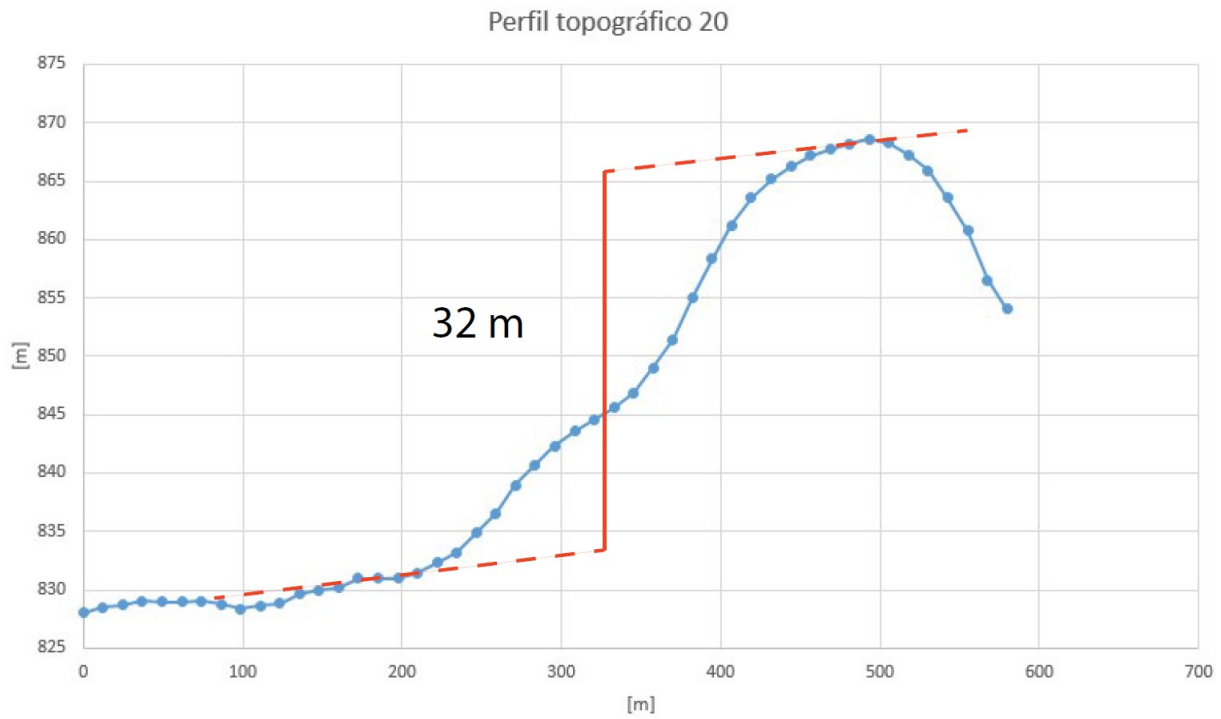


Figura 8.22: Perfil topográfico 20. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

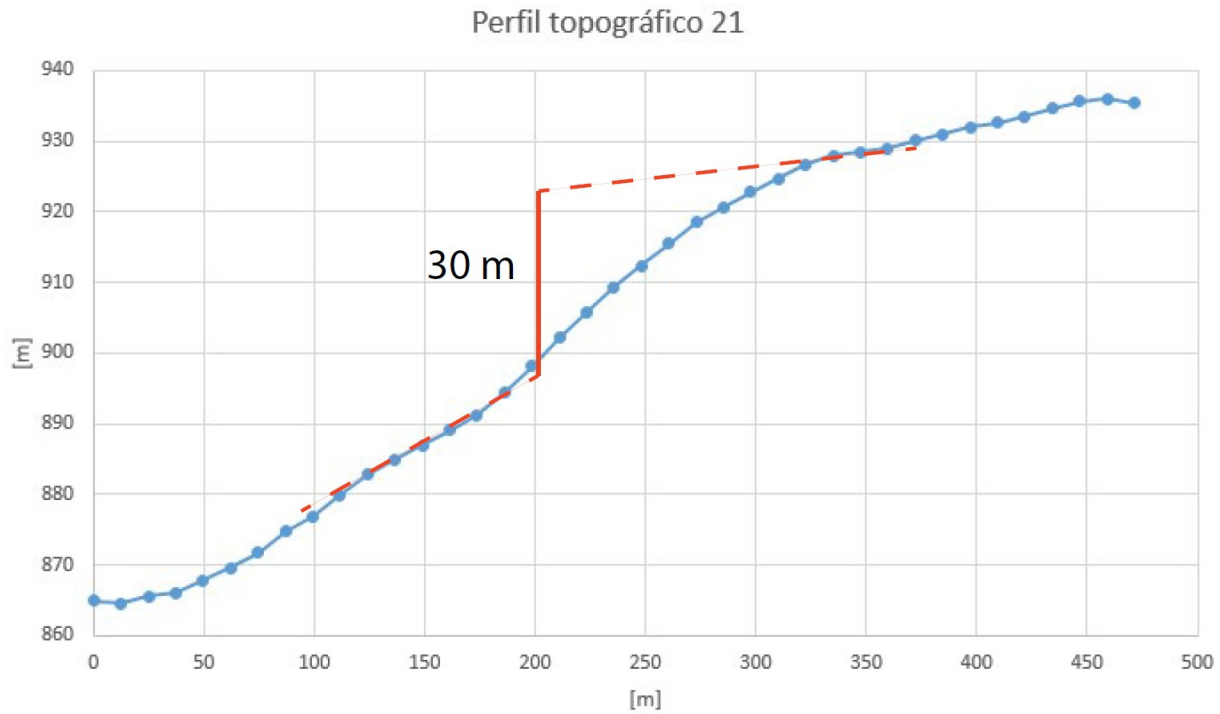


Figura 8.23: Perfil topográfico 21. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

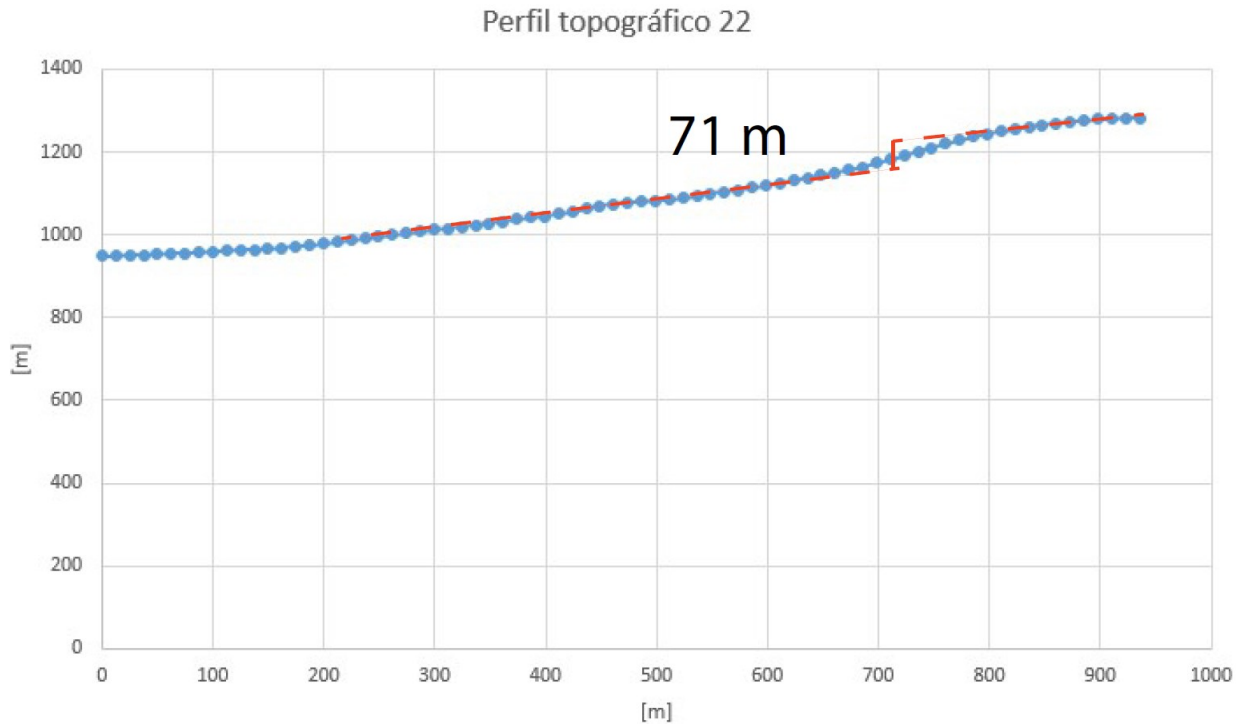


Figura 8.24: Perfil topográfico 22. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

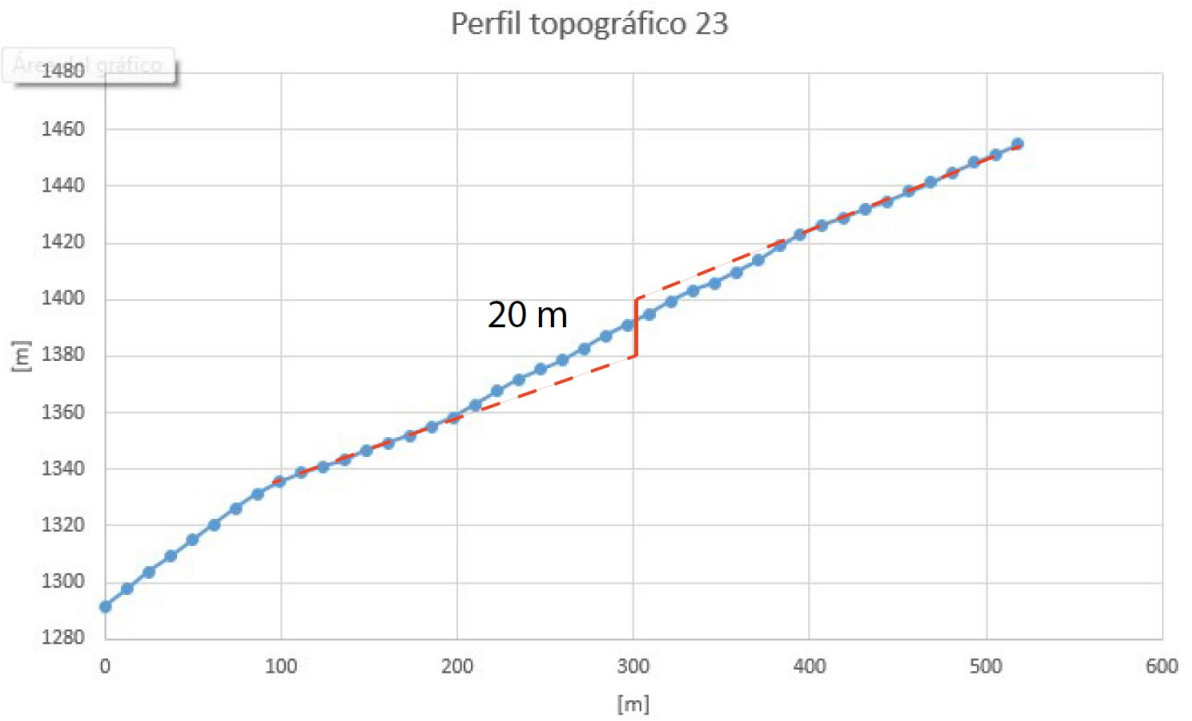


Figura 8.25: Perfil topográfico 23. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

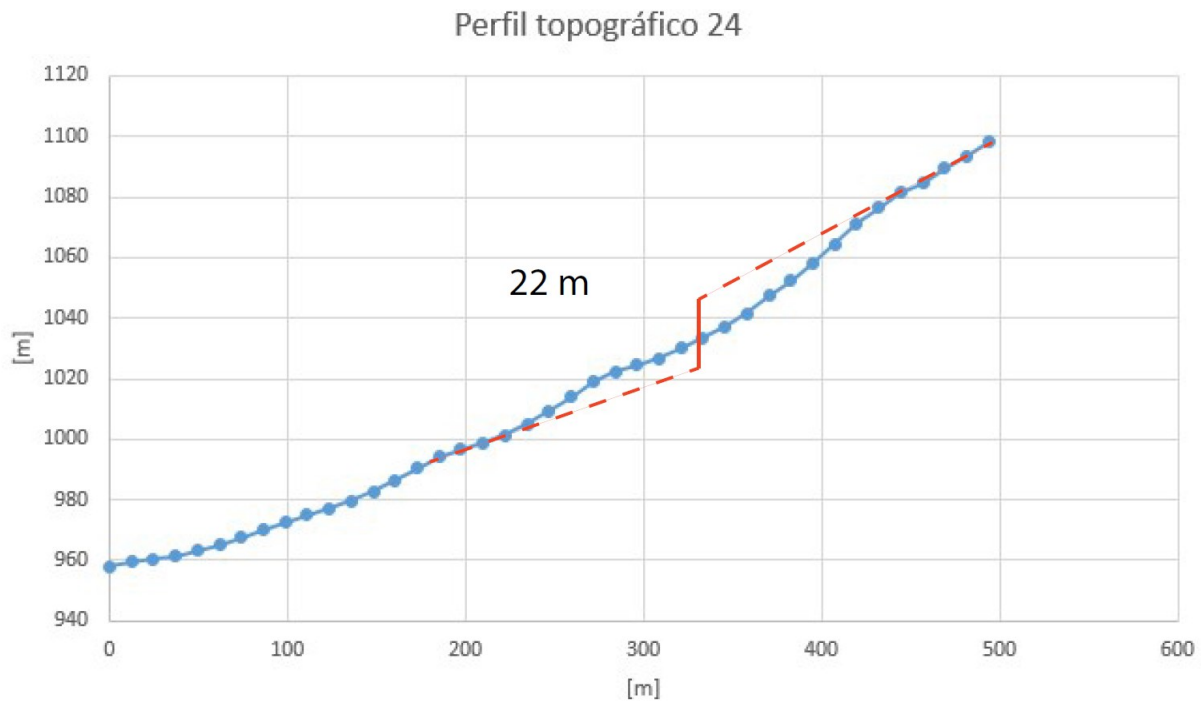


Figura 8.26: Perfil topográfico 24. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

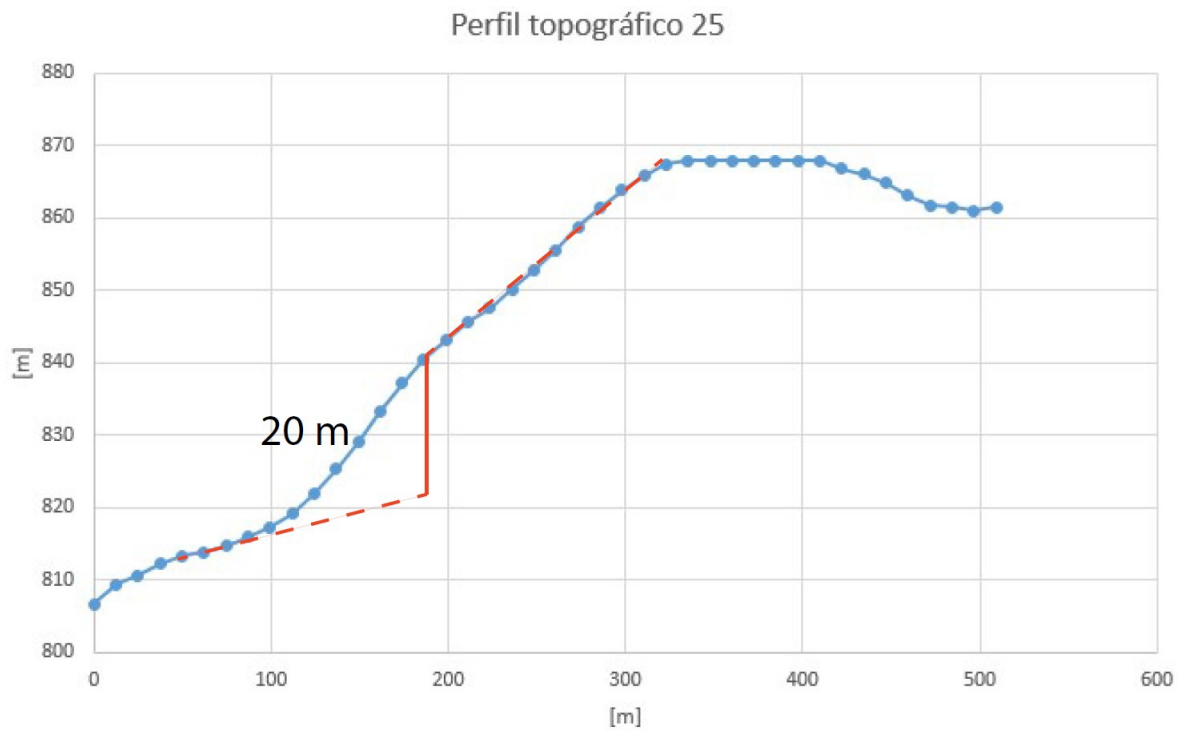


Figura 8.27: Perfil topográfico 25. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

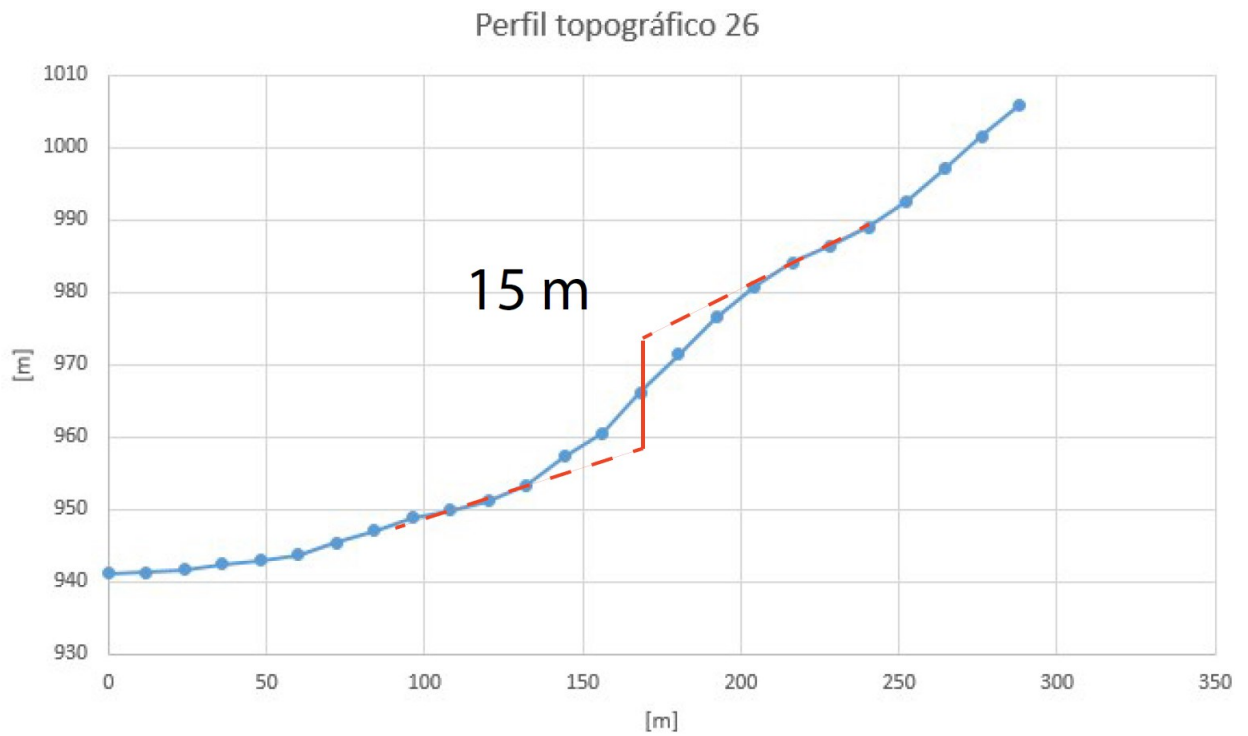


Figura 8.28: Perfil topográfico 26. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

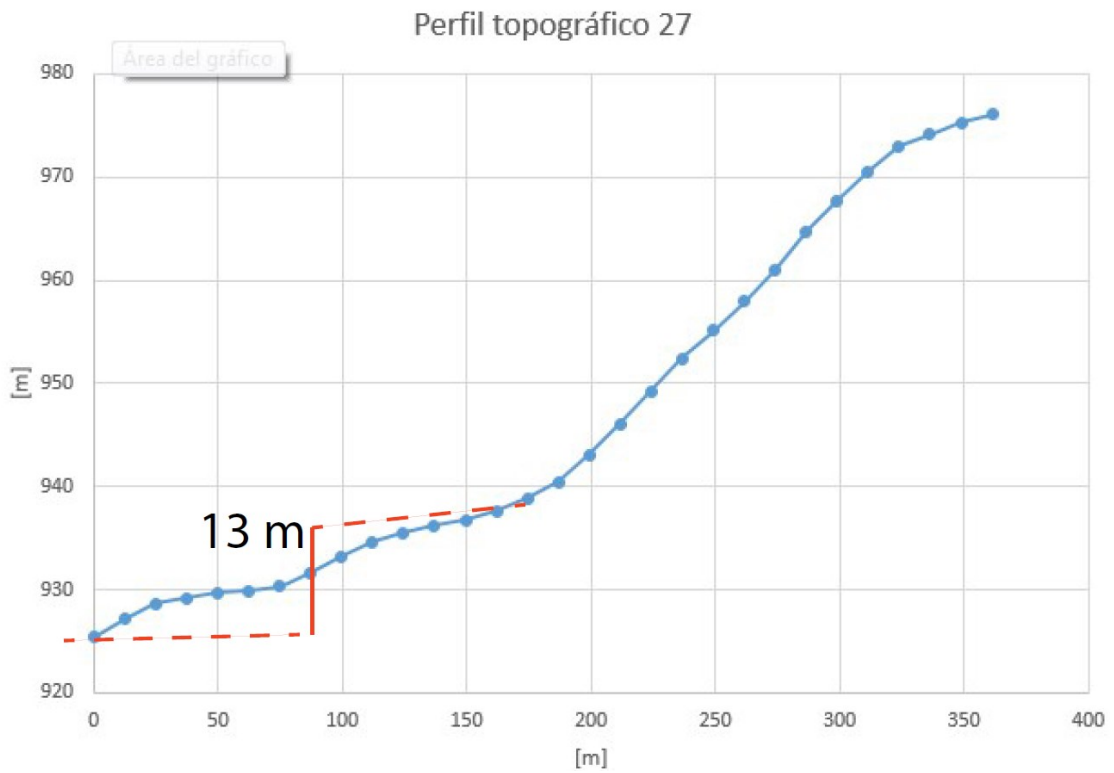


Figura 8.29: Perfil topográfico 27. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

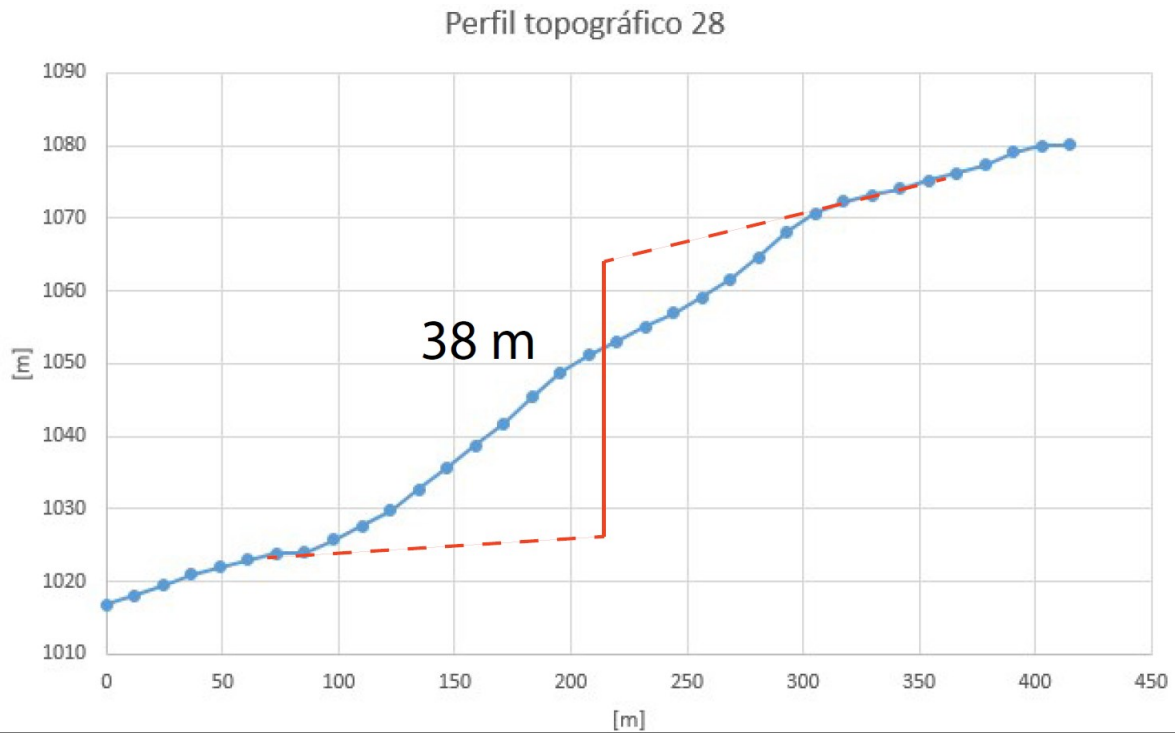


Figura 8.30: Perfil topográfico 28. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

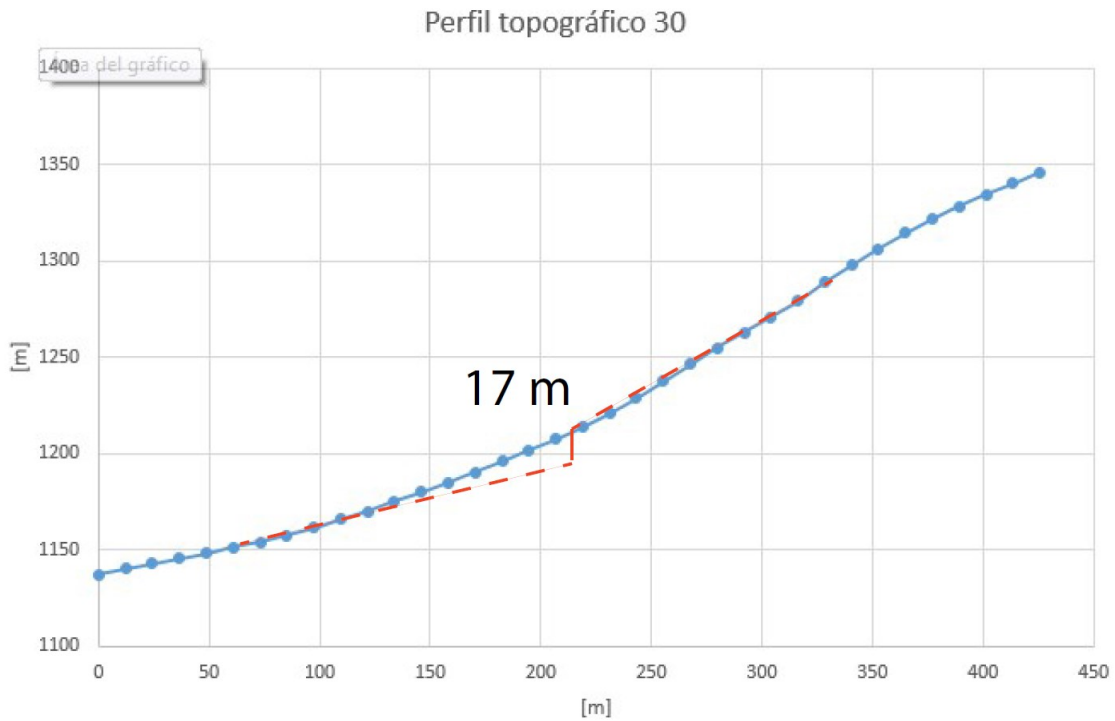


Figura 8.31: Perfil topográfico 30. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

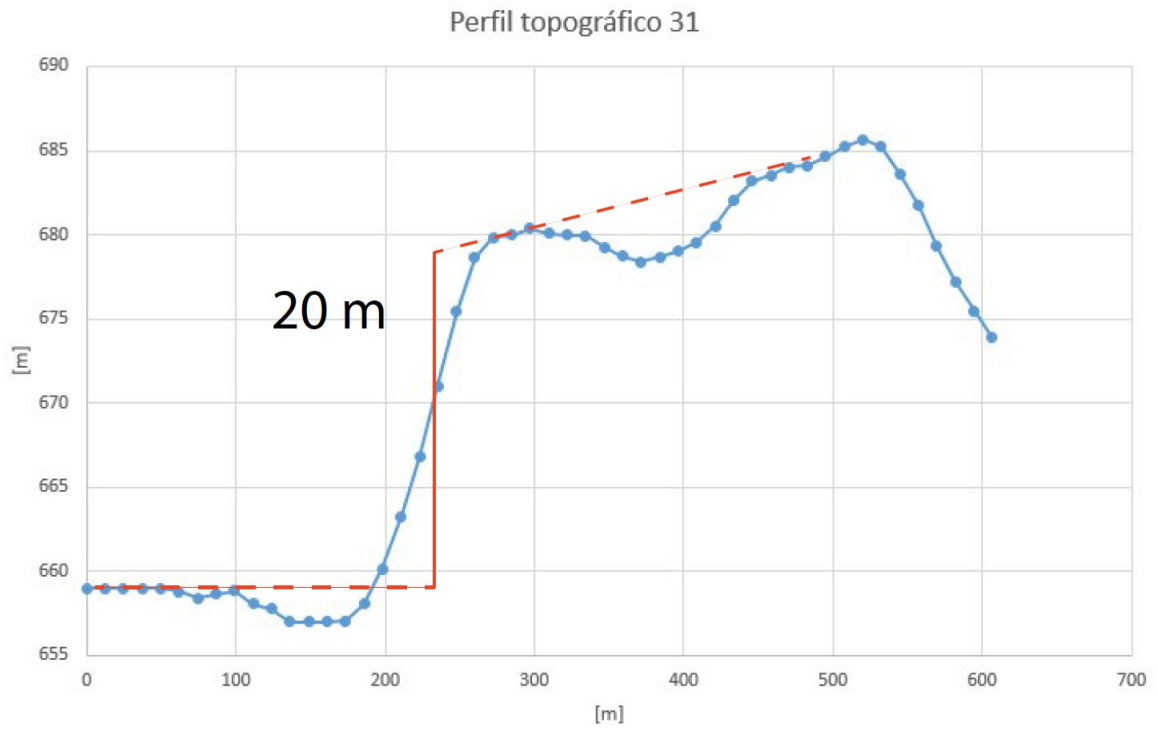


Figura 8.32: Perfil topográfico 31. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

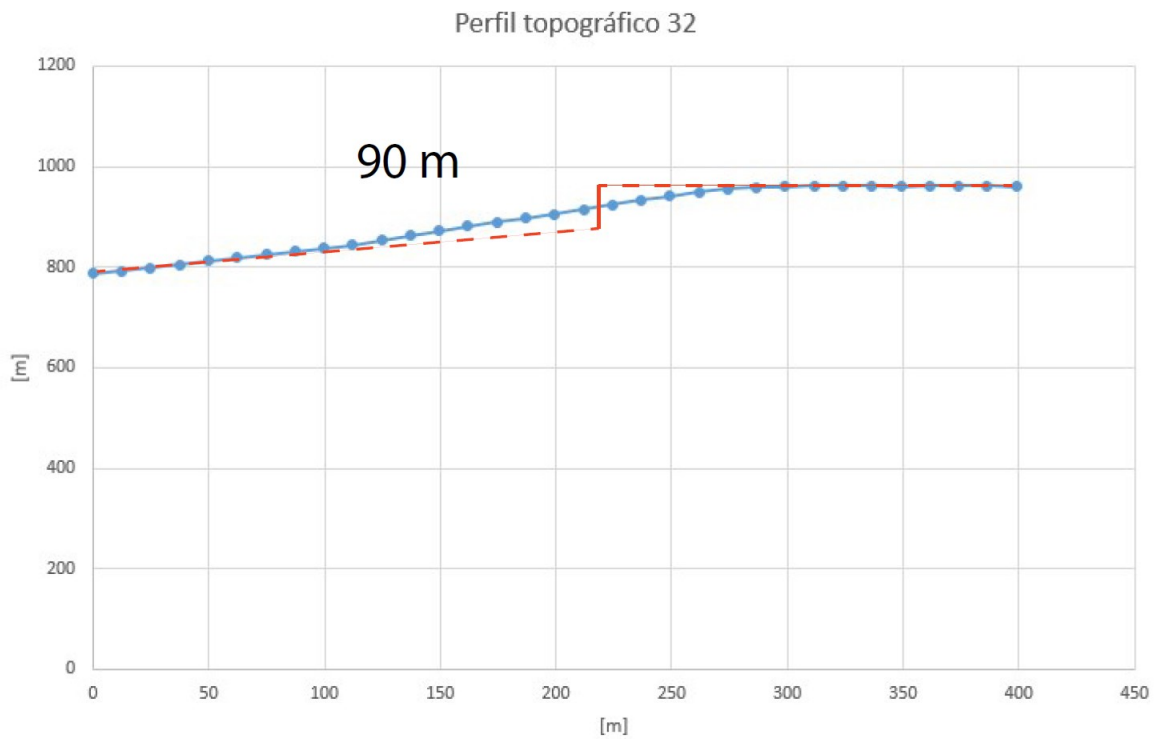


Figura 8.33: Perfil topográfico 32. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

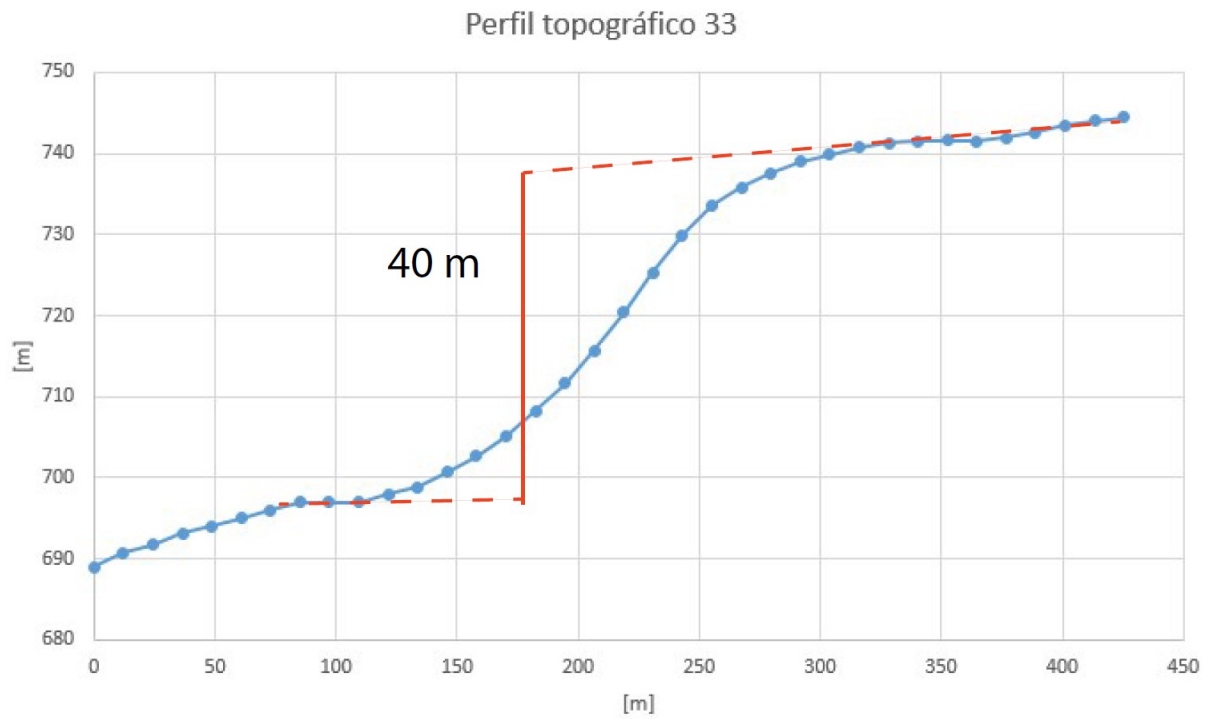


Figura 8.34: Perfil topográfico 33. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

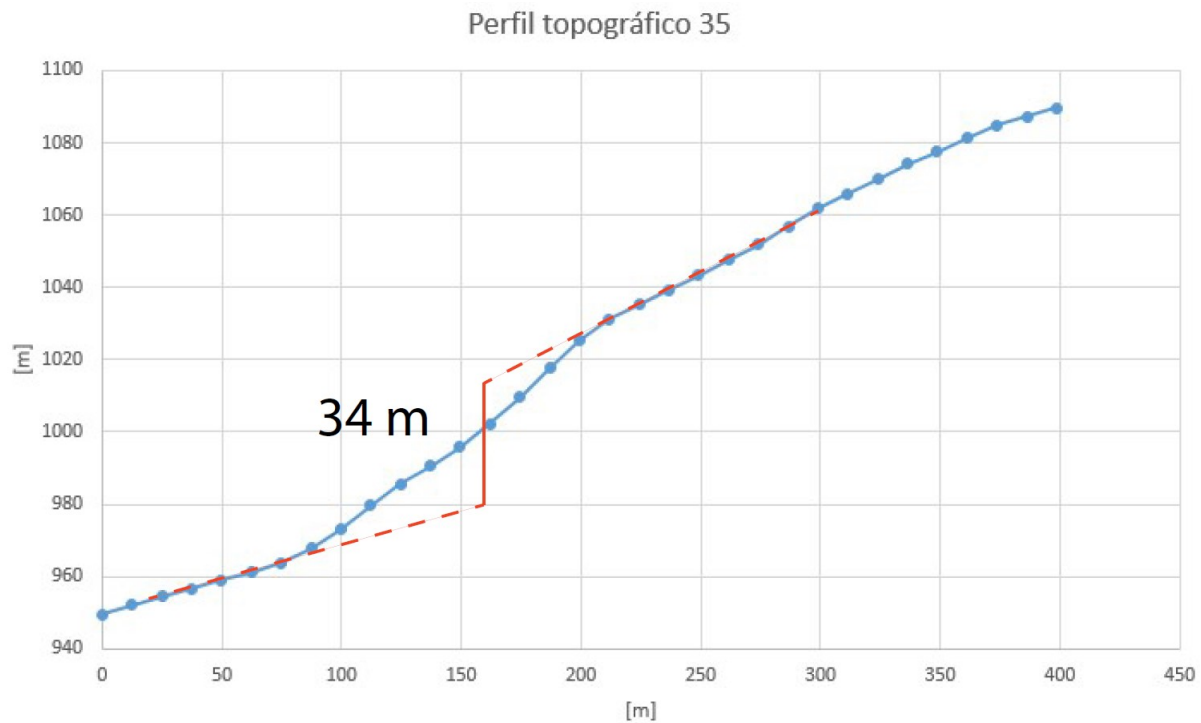


Figura 8.35: Perfil topográfico 35. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

Perfil topográfico 37

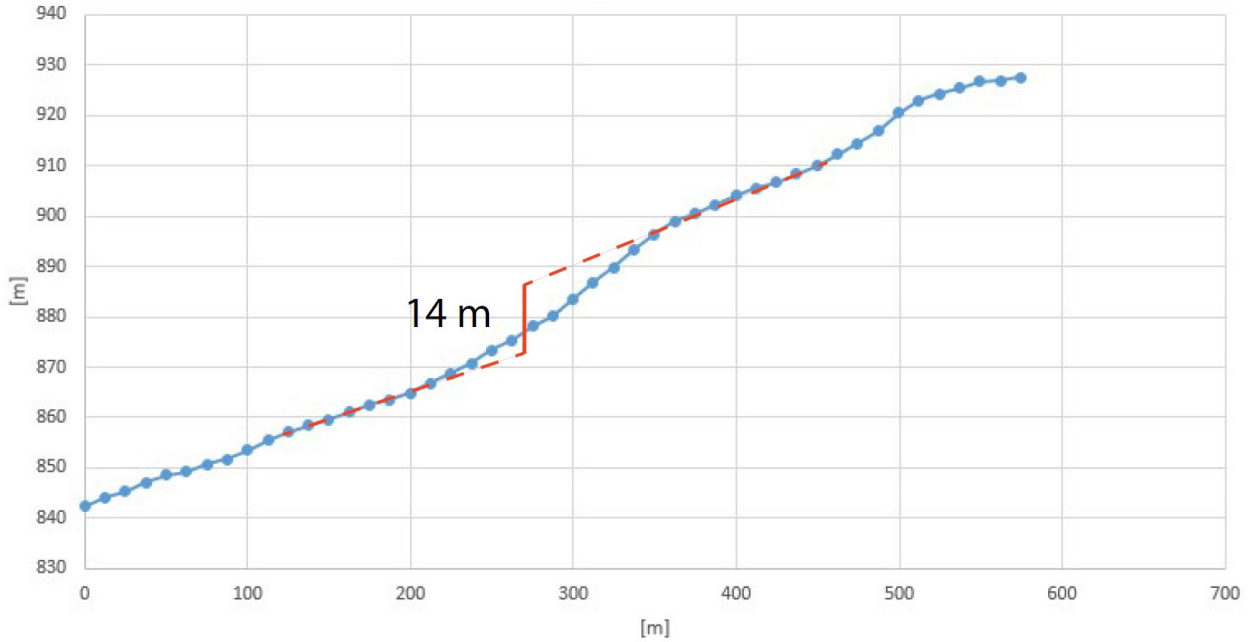


Figura 8.36: Perfil topográfico 37. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

Perfil topográfico 38

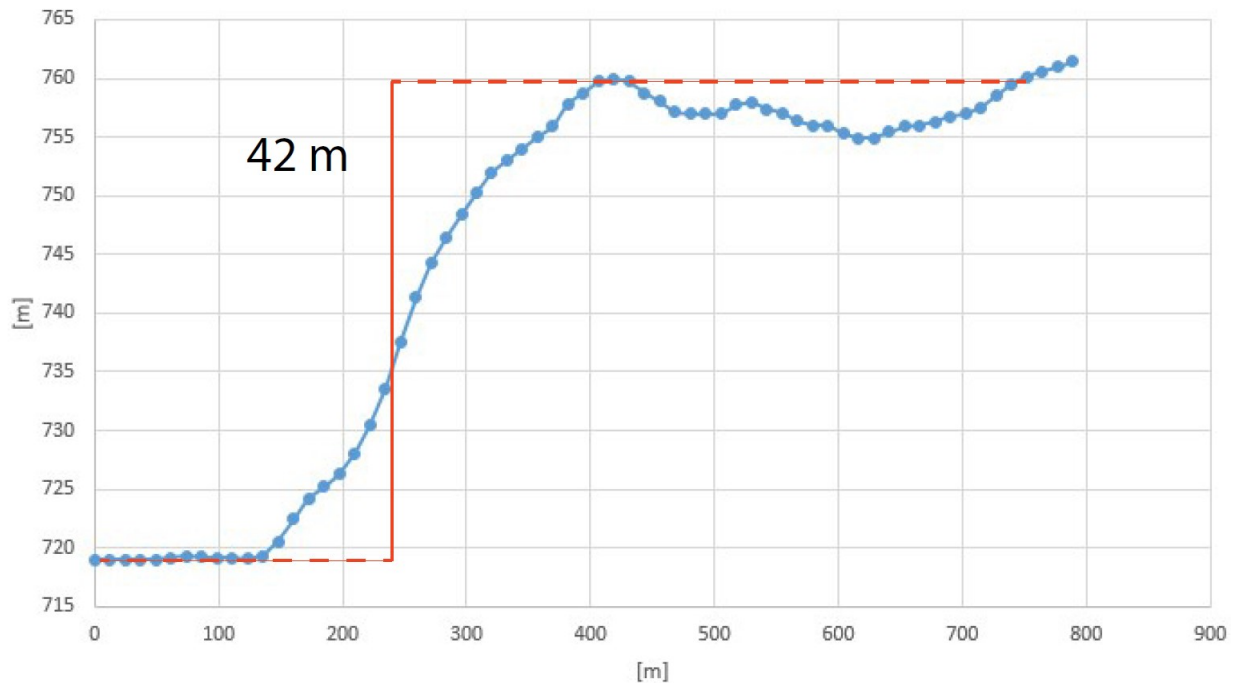


Figura 8.37: Perfil topográfico 38. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

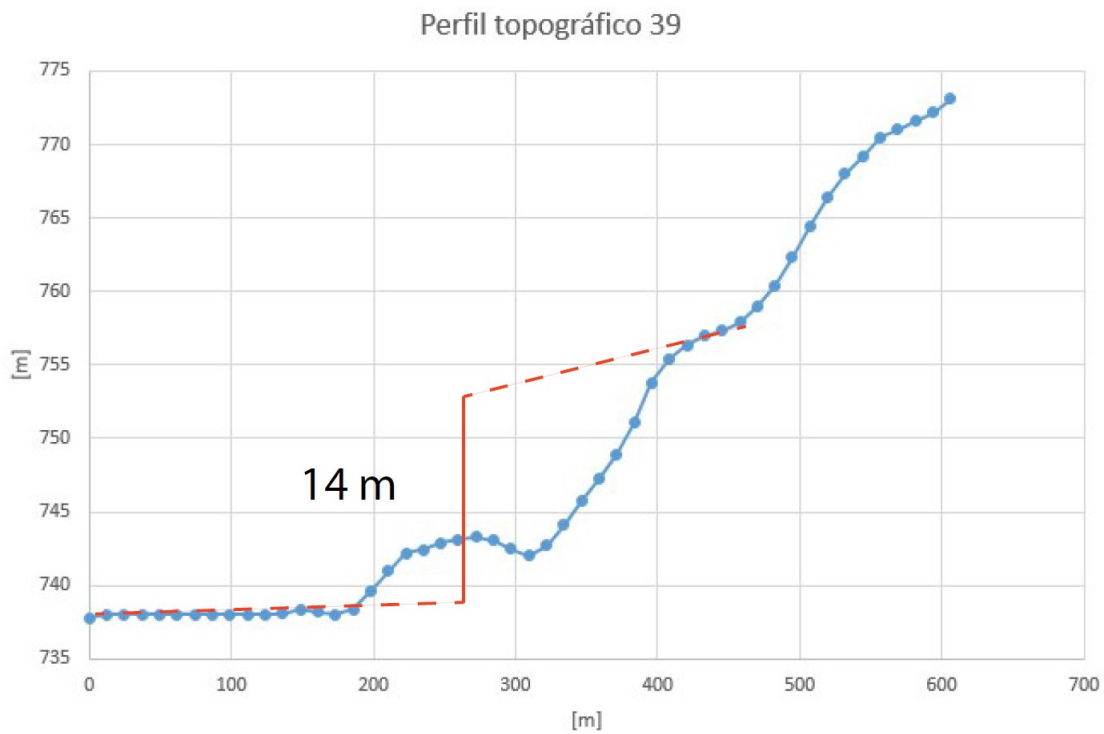


Figura 8.38: Perfil topográfico 39. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

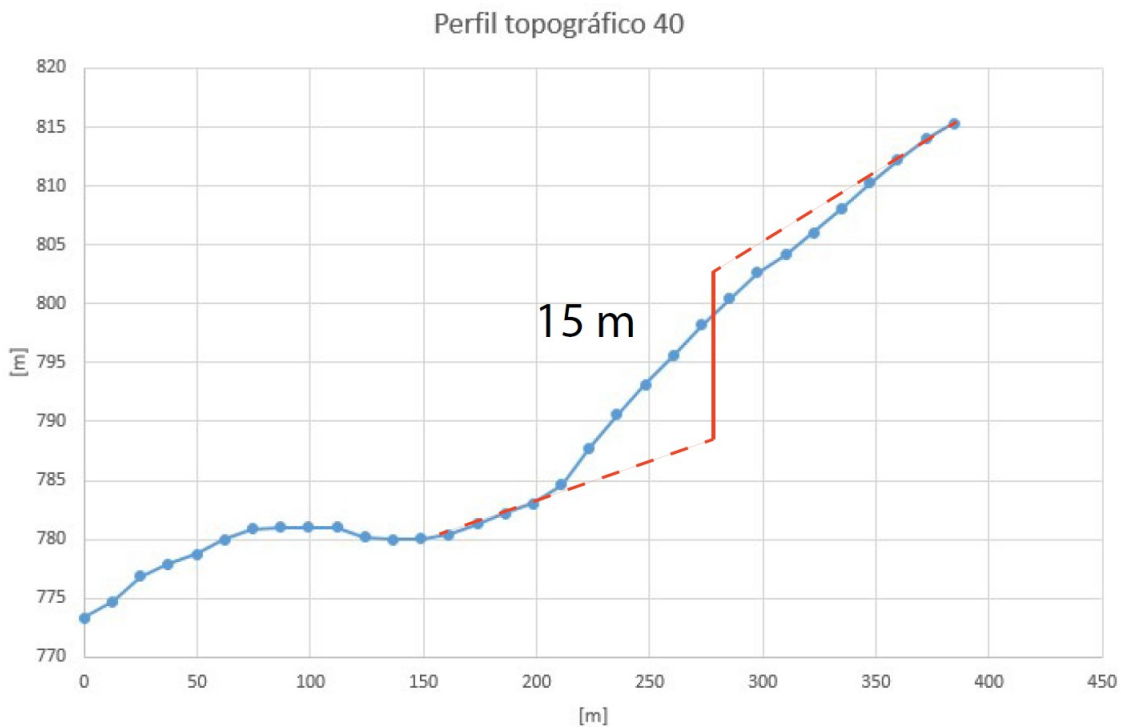


Figura 8.39: Perfil topográfico 40. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

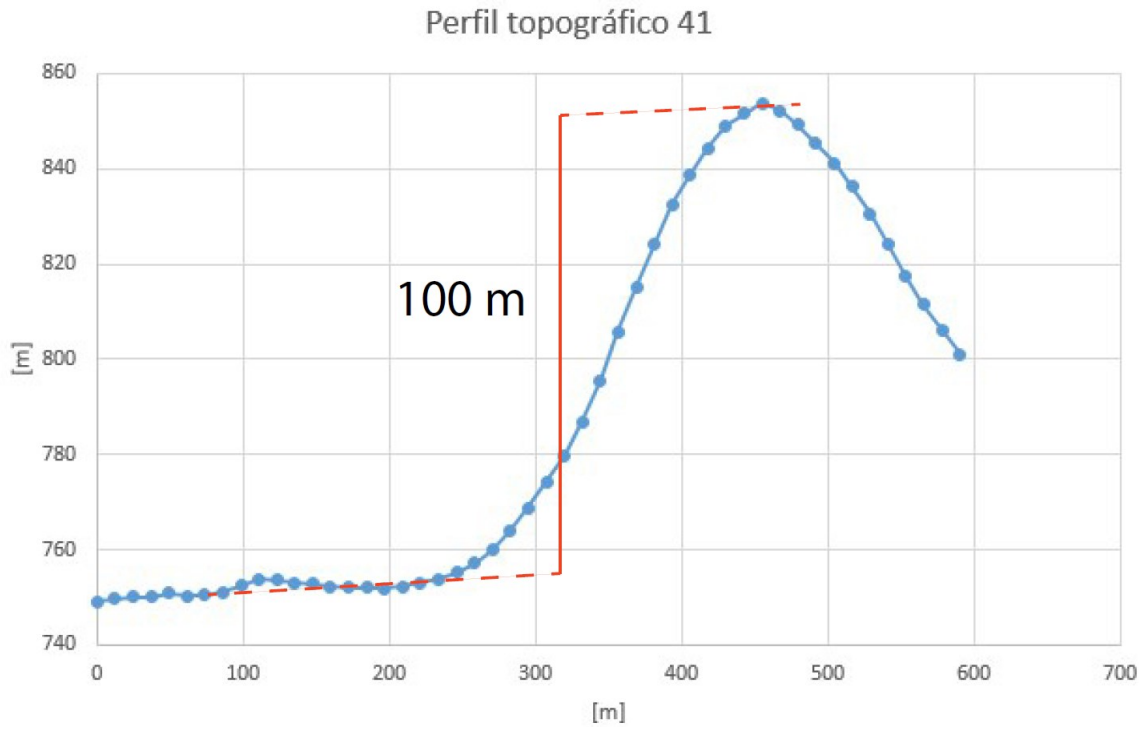


Figura 8.40: Perfil topográfico 41. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

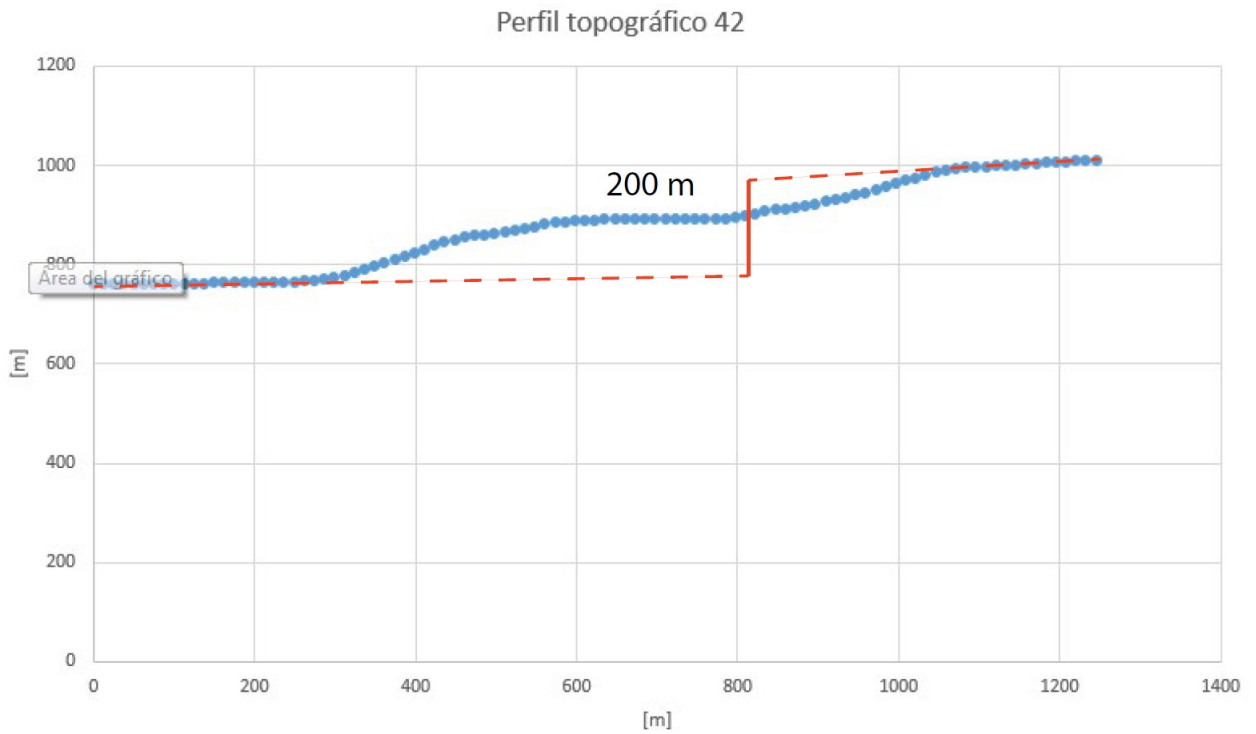


Figura 8.41: Perfil topográfico 42. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

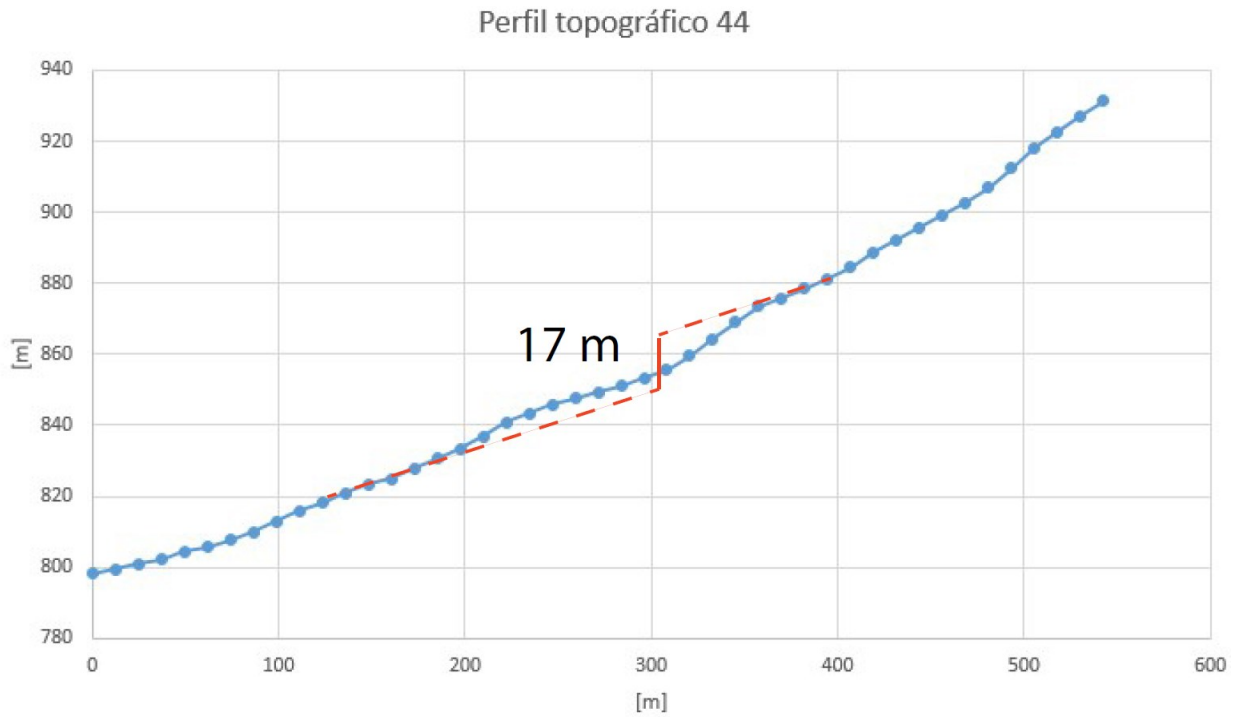


Figura 8.42: Perfil topográfico 44. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

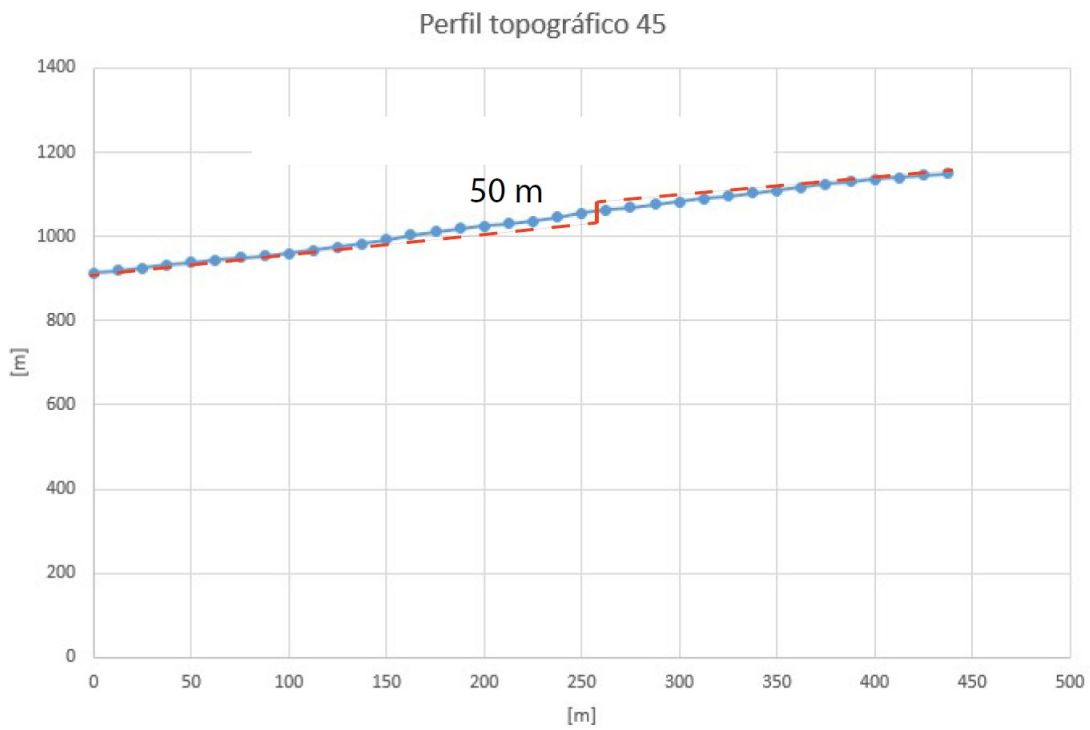


Figura 8.43: Perfil topográfico 45. Línea roja vertical continua representa el salto entre base y techo interpretado.

8.2. Lineamientos de escarpes topográficos del frente de montaña

Dadas las estructuras destacadas por la metodología (ver Tabla 6.1) y los escarpes de falla asignados a las estructuras destacadas (ver Figura 6.19), se obtiene el siguiente mapa de estructuras presentes en el área (ver Figura 8.44).

De la Figura 8.44 se observa una gran densidad de escarpes en el piedemonte al N del río Maipo. En cambio, al S del río Maipo los escarpes de falla se encuentran en roca, generalmente por encima del piedemonte.

Al N del río Maipo, los escarpes frente al Cordón del Ramón tiene orientación NS (Rauld, 2011) y un rumbo NNW en las zonas de los ríos Mapocho y Maipo. Por otro lado, los escarpes de la falla Aguas de Ramón tienen una orientación NS (Ver Figura 8.44). Además, en las zonas de los ríos Mapocho y Maipo se observan entradas de montaña al valle.

Al S del río Maipo, los escarpes de falla obtenidos a través de la metodología se encuentran contenido a lo largo de una sola estructura NS (falla 4) y solo llegan a interceptar el ápice de los abanicos aluviales (ver Figuras 9.8 y 9.9). Además, estos están alineados espacialmente con los escarpes asociados a la falla Aguas de Ramón, al *sag pond*, la red de drenaje y la perturbación en el río Maipo (ver Figuras 8.44 y 6.9).

8.3. Análisis morfométrico de las principales quebradas frente a la ciudad de Santiago

Se hicieron perfiles topográficos de las principales quebradas frente a la ciudad de Santiago en base al DEM ALOS PALSAR de 12,5 m de resolución espacial. Las quebradas son: Quebrada San Ramón, Quebrada de Macul y Quebrada de Lo Cañas.

8.3.1. Quebrada San Ramón

La Figura 8.45 muestra el perfil topográfico construido sobre la red de drenaje principal de la Quebrada San Ramón. En él se observa una serie de knickpoints, tanto al E como al O de la falla Aguas de Ramón.

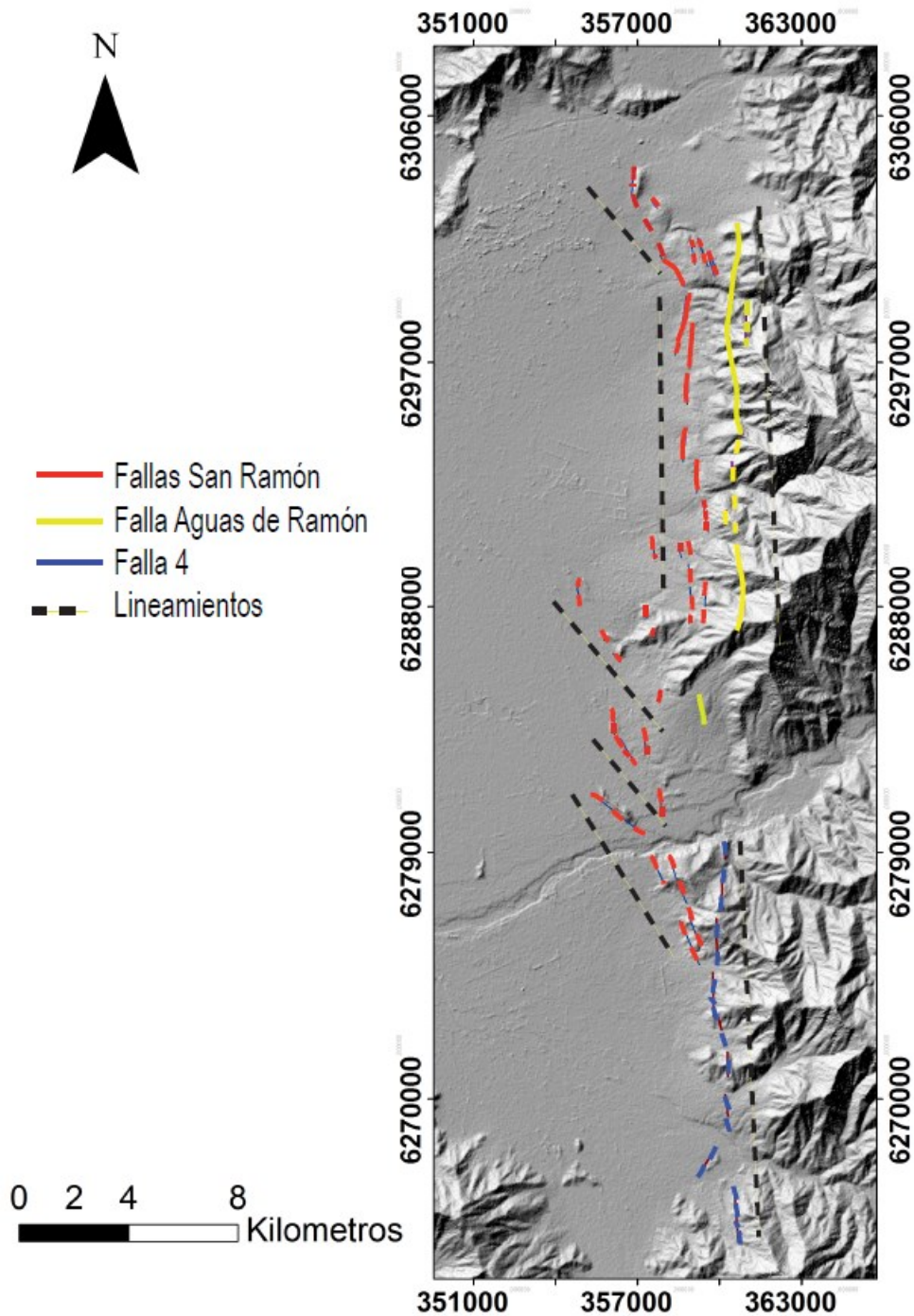


Figura 8.44: Escarpes de falla asignados a cada estructura destacada por la metodología. Observar los lineamientos NS y NNW de la Falla San Ramón en el frente de montaña y en la intersección de las redes de drenaje principales, respectivamente. Lineamiento NS de la falla Aguas de Ramón. Lineamiento NS de la falla 4. Asignación de certeza de falla en base a Thiele (1980), Fock (2005) y Rauld (2011).

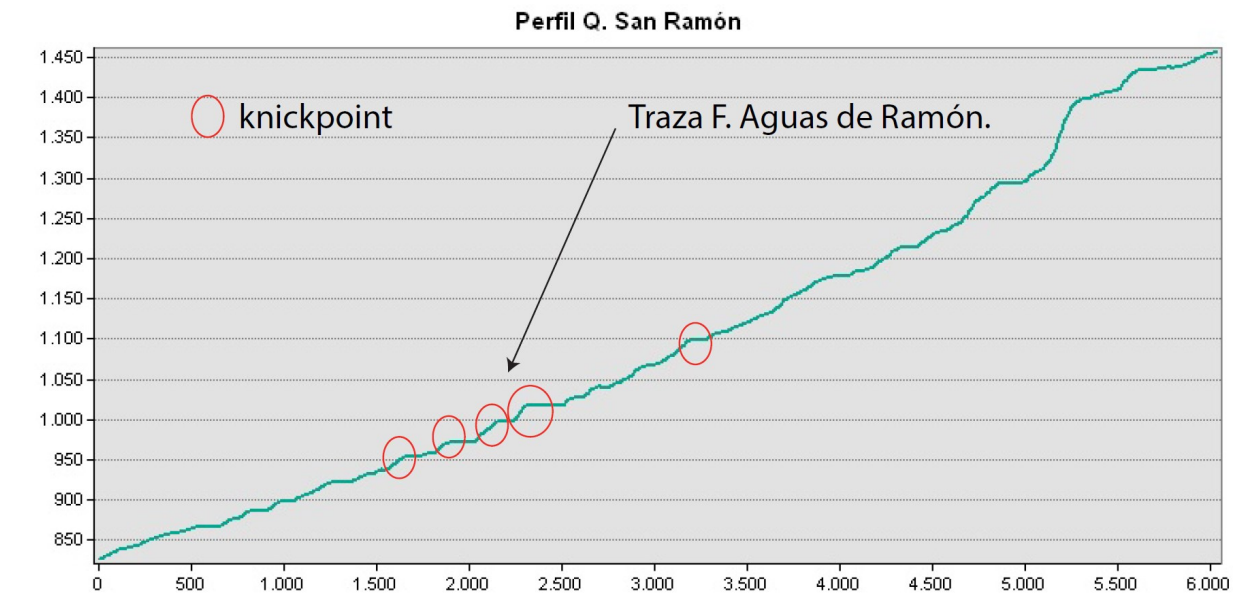


Figura 8.45: Perfil topográfico de la Quebrada de San Ramón con base al DEM Alos-Palsar. En el perfil es posible observar los *knickpoints* identificados.

8.3.2. Quebrada de Macul

La Figura 8.46 muestra el perfil topográfico construido sobre la red de drenaje principal de la Quebrada Macul. En él se observan una serie de *knickpoints* al E del escarpe topográfico observado a través de la metodología.

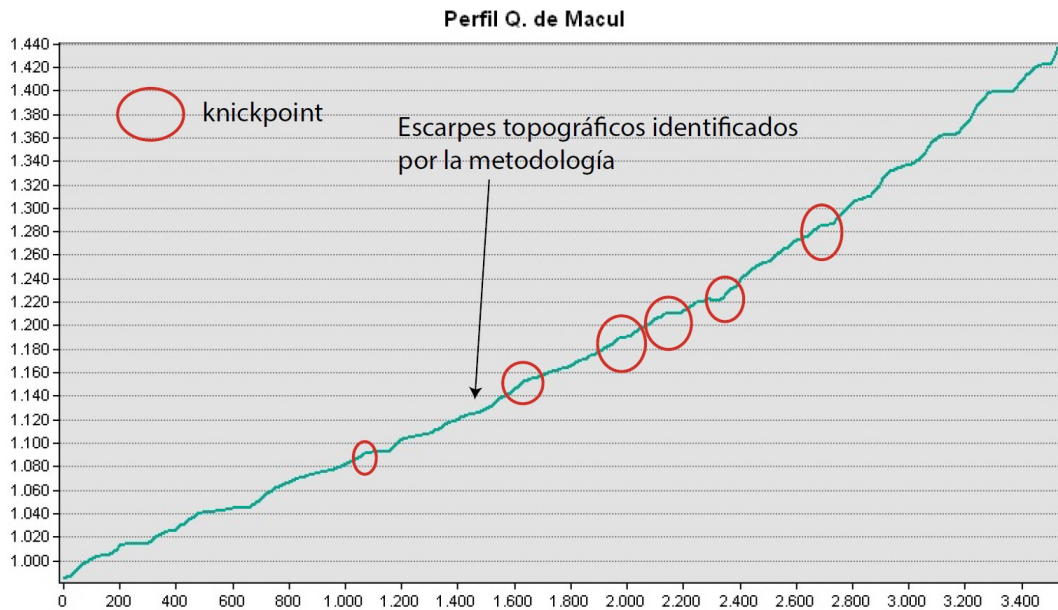


Figura 8.46: Perfil topográfico de la Quebrada de Macul con base al DEM ALOS PALSAR. En el perfil es posible observar los *knickpoints* identificados.

8.3.3. Quebrada Lo Cañas

La Figura 8.47 muestra el perfil topográfico construido sobre la red de drenaje principal de la Quebrada Lo Cañas. En él se observa un *knickpoint* al E de la estructura definida por Thiele (1980).

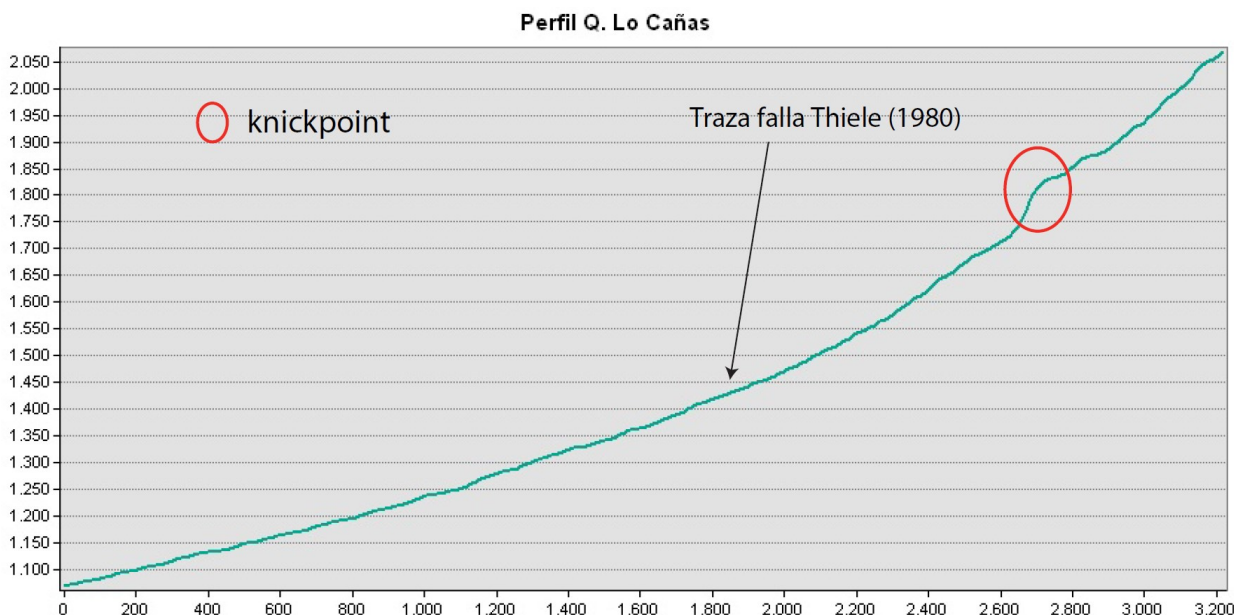


Figura 8.47: Perfil topográfico de la Quebrada de Lo Cañas con base al DEM ALOS PALSAR. En el perfil es posible observar los *knickpoints* identificados.

8.4. Observaciones del frente de montaña

Si observamos la superposición de los escarpes de falla obtenidos por medio de la metodología y el mapa geológico elaborado por Rauld (2011), podemos observar depósitos y litologías aisladas.

Entre Lo Planella y el río Maipo se observa un depósito de ceniza y un intrusivo, ambos aislados. La ceniza frente a la localidad de Lo Cañas está al N de un depósito de igual relleno pero mayor extensión (ver Figura 8.48). De igual manera, el intrusivo que aflora en el sector de Lo Planella está al NE de un intrusivo de la misma litología, pero es de mayor extensión.

En la zona del río Mapocho se observan depósitos del Pleistoceno Inf-Med (Rauld, 2011) que siguen el lineamiento NNW. Estos mismos depósitos se encuentran en el frente de montaña. Además, si seguimos el lineamiento NNW hasta el río Mapocho, se observa que este cambia su curso EW a uno NNW (ver Figura 8.48). Este basculamiento hacia el norte también se observa en la red de drenaje de la Quebrada de San Ramón (ver Figura 6.5).

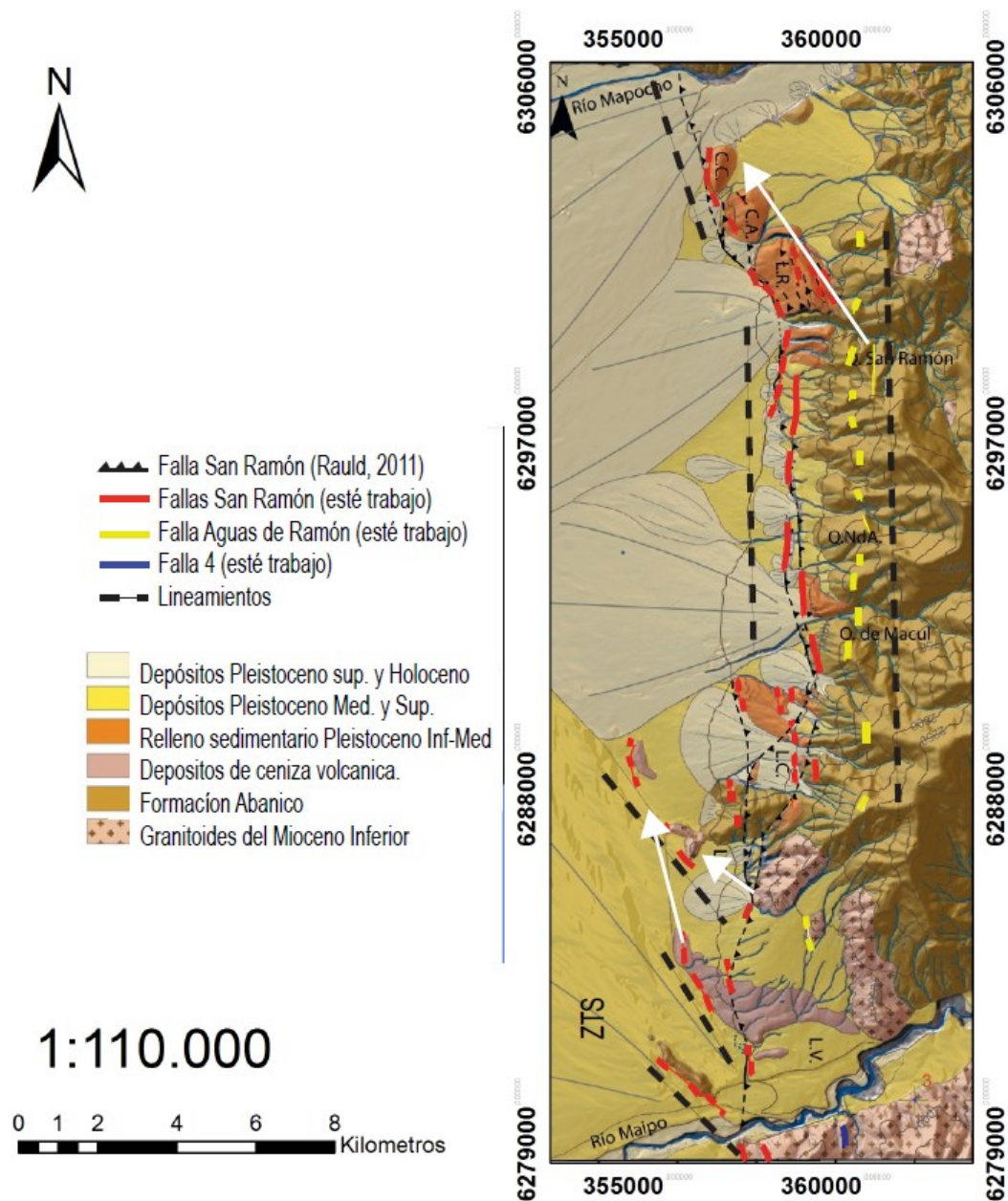


Figura 8.48: Superposición de escarpes de falla destacados por la metodología y mapa geológico de Rauld (2011). Flechas color blanco indican posible desplazamiento. La toponimia utilizada en abreviación en el texto es: C.C.: Cerro Calán, C.A.: Cerro Apoquindo, L.R.: Los Rulos, L.C.: Lo Cañas, L.P.: Lo Planella, L.V.: La Vizcachas, QNdA: Quebrada Nido de Águilas. Asignación de certeza de falla en base a Thiele (1980), Fock (2005) y Rauld (2011).

Capítulo 9

Discusión

En esta tesis se ha desarrollado una metodología para la identificación de posibles fallas activas, la que ha sido calibrada en la Falla San Ramón, ubicada en los faldeos precordilleranos del sector oriente de Santiago, y aplicada en el frente cordillerano de la Región Metropolitana. En este capítulo se discuten algunos temas asociados tanto a la metodología misma y a resultados obtenidos producto de su calibración y aplicación.

9.1. Análisis crítico de la metodología

La metodología propuesta tiene un enfoque principalmente geomorfológico. Esto lo refleja en las herramientas topográficas utilizadas y las interpretaciones empleadas para la identificación de fallas activas. Existen otros enfoques para la identificación de estructuras activas, como son las investigaciones de campo, estudios sísmicos, gravimetría, estudios magnéticos y LiDAR (Light Detection and Ranging). El método es un aporte al estudio de estructuras activas, ya que unifica procedimientos de análisis para escarpes topográficos. Cabe señalar que no se pretende establecer la metodología propuesta como única y exclusiva, sino como una alternativa a otros métodos.

La metodología tiene cuatro etapas principales: búsqueda de base de datos; interpretación de actividad neotectónica y cartografía de escarpes topográficos; búsqueda bibliográfica de fallas destacadas; análisis de escarpe de falla mapeados y confección de mapa. Cada una de las fases presentadas tiene una serie de pasos a seguir para cumplir los objetivos.

La metodología planteada consta en un principio de la etapa básica de ejecución de cualquier trabajo geológico, como es la búsqueda de bibliografía, pero se encuentra reorganizada y orientada de manera que permita la obtención a tiempo de la información requerida y necesaria para el estudio.

9.1.1. Búsqueda de base de datos (G1)

En cuanto a las etapas de la metodología, la búsqueda de base de datos presenta 3 limitaciones que son producto de la información adquirida. La primera y más importante corresponde a la resolución del DEM; la segunda a la información de las estructuras presentes en la zona y por último, la temporalidad de la base de datos.

El DEM utilizado en la metodología es el DEM ALOS PALSAR *Radiometric Terrain Correction* de 12,5 m de resolución espacial y del tipo DSM, por lo que contiene todas las elevaciones, ya sea la superficie del suelo, la vegetación o las estructuras hechas por el hombre. Fue utilizado debido a que es la base de datos con mejor resolución espacial de libre disposición.

La resolución espacial del DEM permite observar la zona a una escala espacial de 1:50.000, lo que es un factor de primer orden a la hora de elegir el detalle de las bases de datos, en la interpretación de actividad neotectónica y en el mapeo de escarpes de falla. Al analizar la zona a esta escala no se pueden observar características topográficas que requieren un mayor detalle. Por esta limitación, no se pueden utilizar bases de datos de menor escala para filtrar morfologías de origen no tectónico.

Por otro lado, las limitaciones de la resolución espacial en el mapeo de escarpes de falla están ejemplificadas en el artículo de Langridge *et al.* (2016) en donde resalta la importancia del detalle del DEM para el mapeo de escarpes de falla (ver Figura 9.1).

El problema presentado por la resolución espacial y que sea del tipo DMS puede ser solucionado por algunos modelos de alta resolución (HRT), como por ejemplo Light Detection and Ranging (LiDAR) y Synthetic Aperture Radar (SAR). A través de estos modelos, de resolución espacial 1 m² o menor, las características del paisaje pueden ser ahora capturadas a una escala de resolución espacial en la que operan muchos procesos hidrológicos, geomorfológicos, ecológicos y antropológicos (Passalacqua *et al.*, 2015). Además, en plataformas como LiDAR y SAR, se puede remover la influencia de la vegetación facilitando la interpretación (Passalacqua *et al.*, 2015).

En segundo lugar, en cuanto a la información recopilada de las estructuras presentes en la zona, esta puede provocar un sesgo al asociar las deformaciones solo a estructuras presentes en la bibliografía. Dicho lo anterior, las deformaciones interpretadas en la zona pueden ser producto de fallas subordinadas a las estructuras presentes en la bibliografía y/o a fallas de las que no se tienen antecedentes, y ninguna de las dos posibilidades son consideradas en la metodología.

En tercer lugar, respecto a la temporalidad de las bases de datos, una diferencia temporal entre las bases de datos como el DEM y las imágenes satelitales puede llevar a cartografiar o filtrar escarpes topográficos que pueden influenciar el resultado del mapa final. Lo anterior es producto de que el paisaje es modelado constantemente (Passalacqua *et al.*, 2015).

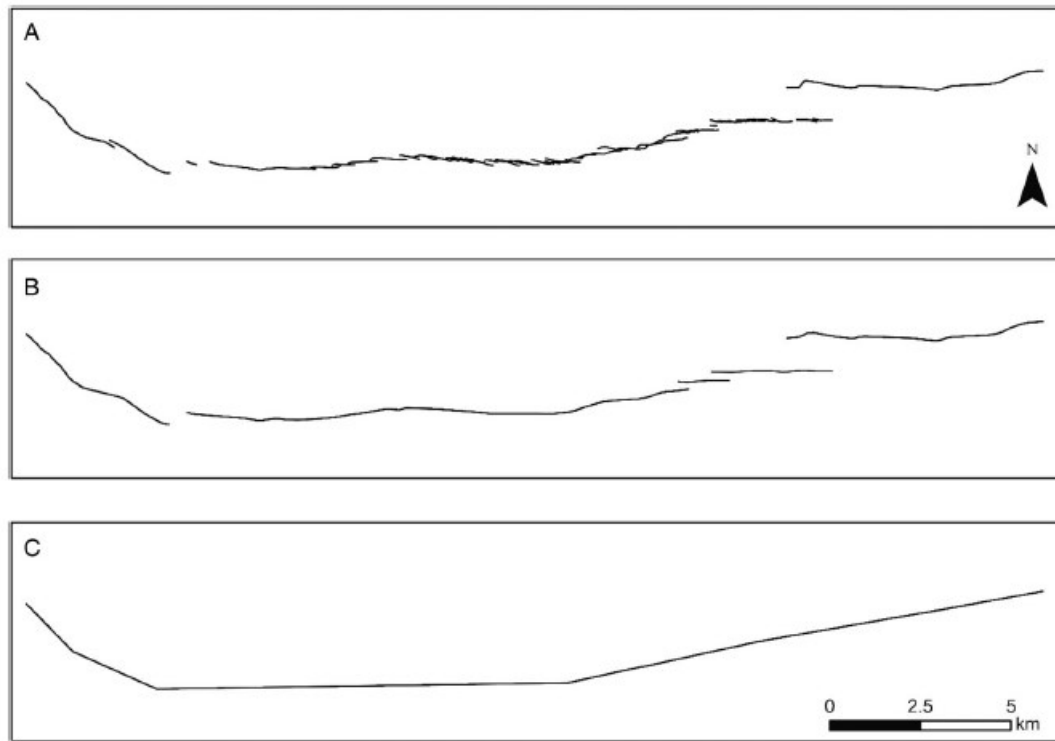


Figura 9.1: Diferencia en el mapeo de escarpes de falla según escala de observación. A, una vista desde observaciones de campo y mapeo LiDAR a una escala de 1: 5000. B, una vista simplificada a 1: 250,000. C, una vista más simplificada. Extraído de Langridge *et al.*, 2016.

9.1.2. Interpretación de actividad neotectónica y cartografía de escarpes topográficos (T1)

Esta etapa presenta limitaciones en la resolución espacial y temporal de las bases de datos, y en la experiencia que tenga el usuario de la metodología en temas de morfotectónica.

La interpretación de la actividad neotectónica se hace en el programa Google Earth Pro, por lo que las características que se pueden observar están limitadas por la resolución espacial y temporal del programa. Si bien la metodología plantea la opción de ocupar la herramienta "Mostrar el historial de imágenes" en el programa, la resolución temporal del programa, en particular en la Región Metropolitana, es de aproximadamente 1.5 meses remontándose hasta el año 2004. Sin embargo, esta resolución no es homogénea en todo el territorio nacional.

Por otro lado, según la experiencia que tenga el usuario de la metodología en la observación e interpretación de actividad neotectónica, pueden existir diferencias significativas comparativamente en los resultados finales. Una sobre interpretación puede llevar a una gran pérdida de tiempo, tanto en la aplicación de la metodología como en el posterior terreno para su corroboración. Por lo anterior, la metodología debe ser aplicada por profesionales en ciencias de la tierra con un cierto dominio en morfotectónica, ya que su carácter cualitativo la hace bastante sensible a las observaciones realizadas.

La cartografía de escarpes topográficos se hace con base en el DEM y en la teoría propuesta por el artículo de Burbank y Anderson (2001). Por ello, está limitado por la resolución espacial del DEM según se observa en la Figura 9.1 y por la experiencia del usuario en temas de morfotectónica.

Como se mencionó en la sección 9.1.1, las escalas de las bases de datos utilizadas para eliminar morfologías que no son de origen tectónico no deben ser mayor que la escala de observación del DEM. Por lo que solo se filtran morfologías observables hasta una escala de 1:50.000 como máximo. El mayor problema puede ocurrir en las bases de datos litológica y de depósitos Cuaternarios en donde, en general, los mapas y cartas producidos por el SERNAGEOMIN solo llegan a escalas de 1:100.000 por lo que el filtrado de escarpes solo puede llegar a esa escala.

9.1.3. Búsqueda bibliográfica de las fallas destacadas (G2)

En la sección 4.3 de la metodología se necesita información sobre la cinemática de las fallas destacadas en la sección 4.2.4. La información de la cinemática de las estructuras no siempre está disponible en las bases de datos por lo que no siempre se podrá contar con esta información para posterior análisis en la sección 4.4. Lo anterior se puede ver reflejado en la aplicación de la metodología en el frente cordillerano de la Región metropolitana, en donde no se tiene información sobre la cinemática de la estructura interpretada por Thiele (1980) (ver Figura 6.19).

9.1.4. Análisis de escarpes de falla mapeados y confección de mapa

Las limitaciones que presenta esta etapa están nuevamente dadas por la disponibilidad y escala de las bases de datos. Sin información de la cinemática de las estructuras destacadas no se puede hacer el análisis de la coherencia entre la geometría y la cinemática de falla (sección 4.4.1) por lo que no se podría ejecutar esta etapa de la metodología. Sin embargo, Burbank y Anderson (2001) plantean que los esfuerzos regionales no necesariamente representan los esfuerzos locales, por lo que pasar por alto este paso podría no causar mayor repercusión en el mapa final.

Por otro lado, la identificación de marcadores geomorfológicos desplazados se verán limitados por la resolución espacial del DEM y la base de datos utilizada. Para la identificación de algunos marcadores desplazados se necesita que una traza de falla intercepte un marcador de la base de datos. El DEM es utilizado para observar los cambios de pendiente en la topografía, por lo que no podremos observar tales deformaciones a una escala menor de 1:50.000. Mientras que las base de datos de depósitos cuaternarios nos da la ubicación espacial de las unidades morfo-estratificadas, por lo que no podremos observar depósitos que pudieran existir pero que no son observables a la escala espacial de la base de datos.

9.2. Análisis crítico de resultados

9.2.1. Calibración

Tamaño y largo de escarpes observados por la metodología

En el trabajo de Aránguiz (2018) se presenta la proyección de los escarpes sobre el frente cordillerano y los categoriza según la clasificación realizada por Rauld (2011). Él en su tesis define:

1. Escarpes mayores, correspondientes a escarpes compuestos, más antiguos y menos conservados, que presentan alturas de entre 100 y 200 m. Debido a la poca conservación, sus pendientes promedian los 15° y 20° , alcanzando valores máximos calculados de 30° .
2. Escarpes medianos son escarpes compuestos, relativamente bien conservados, con un salto vertical entre 60 y 10 m y pendientes de entre 20° y 35° , superando los 40° localmente.
3. Escarpes pequeños, son aquellos con alturas diferenciales de entre 3 y 4 m, afectando a los depósitos más recientes. Presentan una buena conservación y pendientes de entre 20° y 30° en promedio.

Los escarpes mayores y medianos los define mediante a diferentes bases de datos, algunas de ellas menor a 1:50.000. Por otro lado, la identificación de escarpes pequeños se hizo con base a una campaña de 1800 medidas de GPS diferencial.

Al superponer los escarpes de la falla San Ramón obtenidos por medio de la metodología a la base de datos hecha por Aránguiz (2018) (ver Figura 9.2), se observa que la metodología reconoce todos los escarpes mayores y medianos. Por otro lado, la metodología no pudo detectar los escarpes pequeños.

Que la metodología no haya detectado los escarpes pequeños, y si los mayores y medianos, es producto de la resolución del DEM. Al tener una resolución espacial de 12,5 m, escarpes menores a esa magnitud no podrán ser observados en herramienta como *HillShade* y *Slope*. Para poder identificar los escarpes pequeños se debería usar un modelo de alta resolución (HRT) en vez del DEM ALOS PALSAR.

En resumen, la metodología es capaz de observar solo hasta los escarpes mayores y medianos (hasta 10 m según Rauld, 2011). Para poder detectar escarpes de menor tamaño sería necesario usar un HRT.

El largo de la traza de falla San Ramón entre el río Mapocho y la Quebrada de Macul definido por Rauld (2011), restando los escarpes no categorizados por Aránguiz (2018) y los escarpes menores no teledeteccionados suman aproximadamente 15.800 m (ver Figura 9.3).

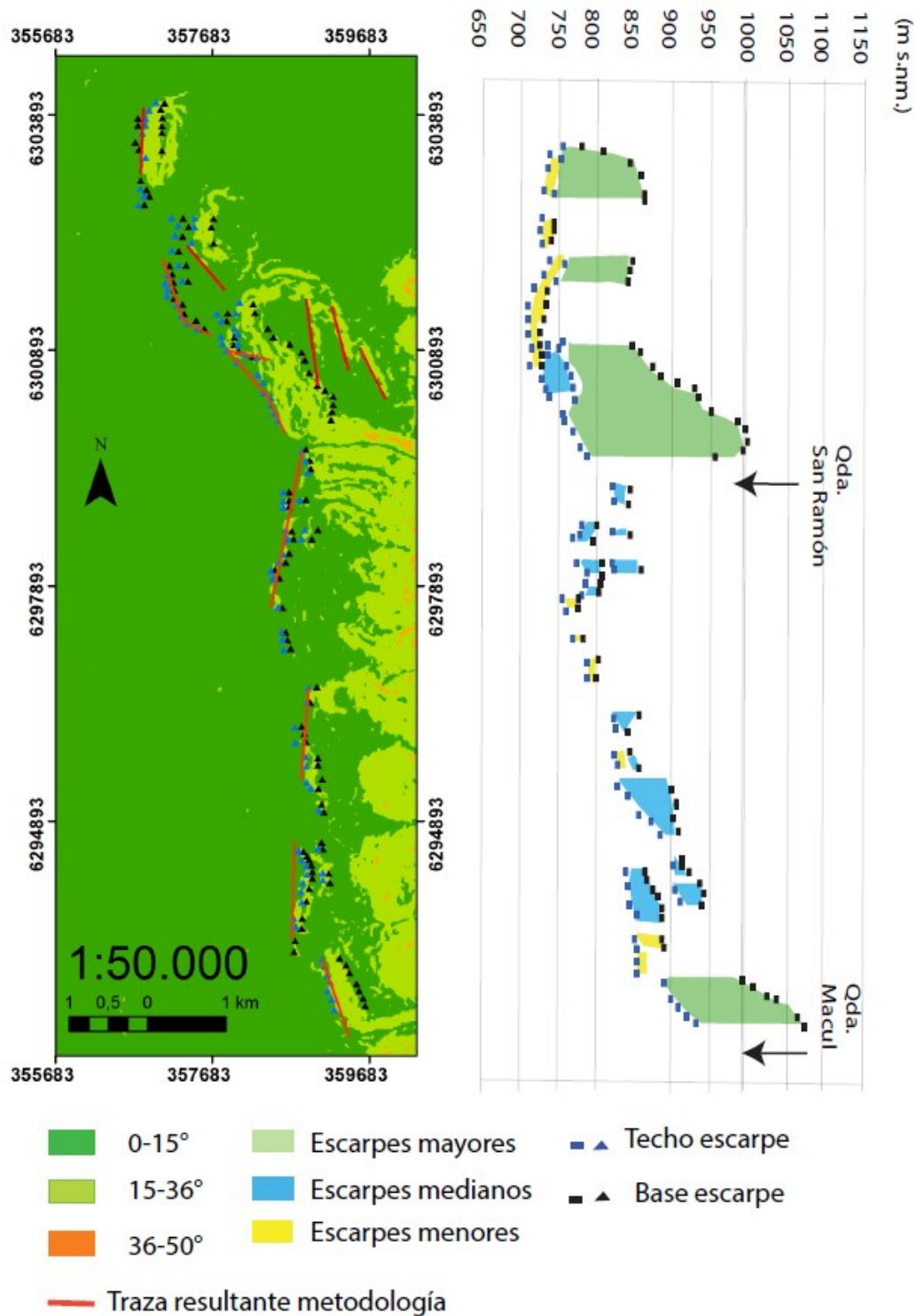


Figura 9.2: Proyección de los escarpes morfológicos del piedemonte entre los ríos Mapocho y la Quebrada de Macul. Derecha: Perfil transversal del frente de montaña con exageración vertical, con base y techo de los escarpes indicando con color su clasificación por tamaño. Izquierda: proyección de escarpes identificados por la metodología en color rojo. Base y techo escarpes reconocidos por Aránguiz (2018) en planta. Modificado de Aránguiz (2018).

Por otro lado, el largo total de las trazas de falla observada por la metodología restadas las trazas no categorizadas por Aránguiz (2018) y escarpes menores es de aproximadamente 5.947 m, que corresponde al 37,6 % de la traza definida por Rauld (2011). Ahora, si suponemos que la falla es continúa entre las trazas definidas por la metodología, el largo de la traza sería de 10.590 m, que corresponde al 67 % de la traza definida por Rauld (2011).

La diferencia porcentual entre la falla definida por Rauld (2011) y la traza teledeteccionada (62,4 %) demuestra que la metodología no puede ser utilizada para definir la traza real de estructura. Por lo que no se puede utilizar para la elaboración de mapas de peligros sísmicos de la zona.

Por otro lado, una menor diferencia entre la traza observada por Rauld (2011) y la falla interpretada a través de la metodología (33 %) da cuenta que puede dar luces de la magnitud de la estructura. Por lo que la interpretación de la estructura puede ser un buen método para jerarquizar las estructuras de acuerdo a su largo.

En conclusión, la metodología es capaz de observar fallas activas inversas, al menos en frentes montañosos en márgenes convergentes. Por otro lado, no puede ser utilizada para la confección de mapas de peligros sísmicos de la zona aplicada. Solo debe ser usada para la confección del mapa especificado por la metodología. Además, si se interpreta la continuación de las estructuras entre los segmentos trazados por la metodología, puede dar cuenta de la magnitud de la estructura observada por la metodología.

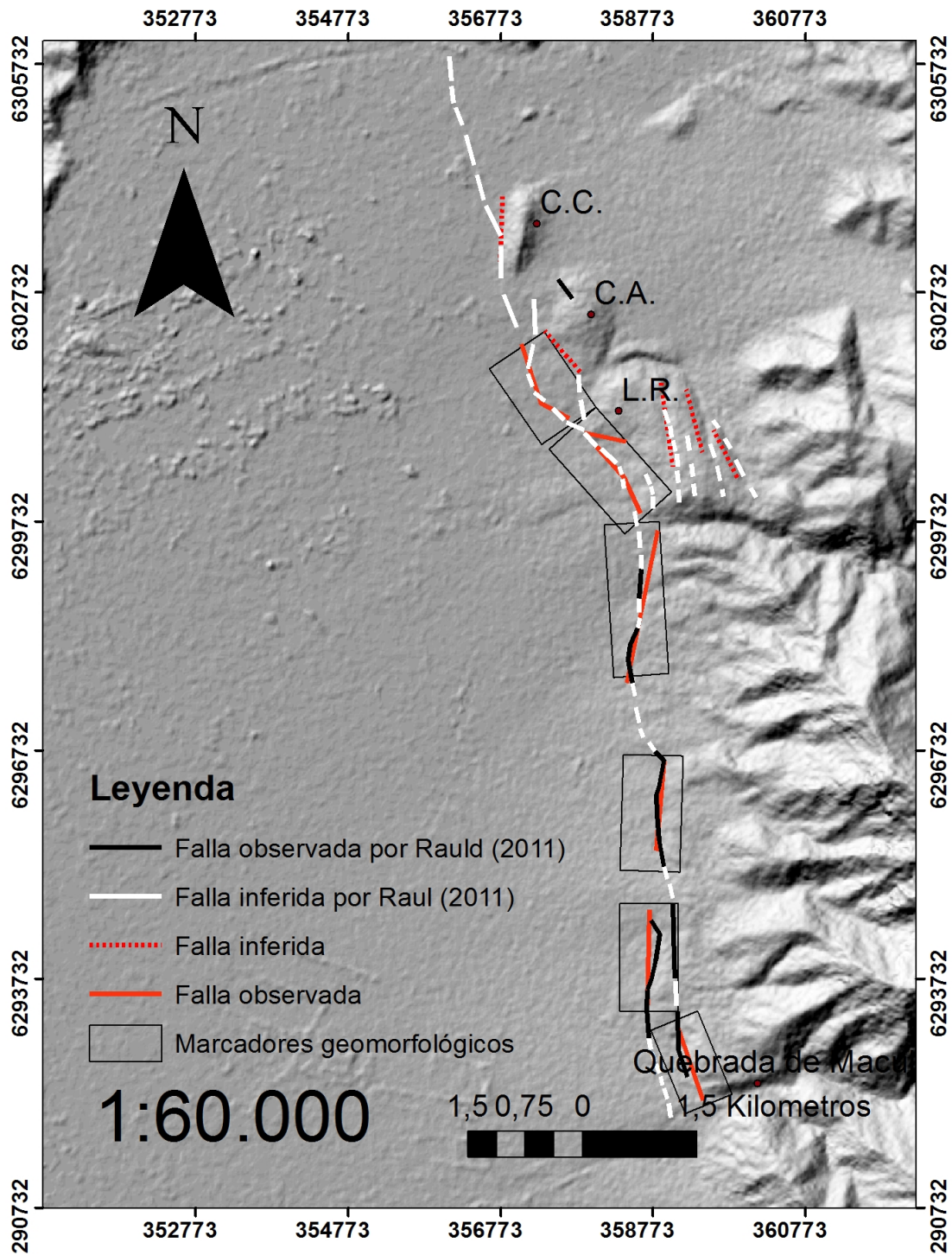


Figura 9.3: Comparación entre escarpes mapeados por medio de la metodología y escarpes planteados por Rauld (2011) para la falla San Ramón.

9.2.2. Aplicación de la metodología al frente condillerano de la Región Metropolitana

Falla Aguas de Ramón

La metodología observa escarpes topográficos discontinuos y perturbaciones de las redes de drenaje entre la falla Aguas de Ramón (Fock, 2005; Quiroga, 2013) y la falla 3 (Thiele, 1980), ambas catalogadas como observadas en bibliografía. Sí bien los escarpes topográficos y las perturbaciones en las redes de drenaje pueden ser producto de diferencias litológicas existentes en el lugar, estas posibles diferencias no son observables en los mapas geológicos como el de Rauld (2011). Por lo que la presencia de estas evidencias se interpretan que son originadas por tectónica.

Dado los escarpes topográficos alineados de la falla Aguas de Ramón y la falla observada por Thiele (1980) (ver Figura 6.19), las perturbaciones en las redes de drenaje (ver Figuras 6.5 y 6.7), *Knickpoint* observados en las quebradas de San Ramón, Macul y Lo Cañas, sumado a la cinemática similar se propone que posiblemente las fallas Aguas de Ramón (Fock, 2005) y la estructura observada por Thiele (1980) son la misma estructura.

En resumen, se interpreta que la falla Aguas de Ramón y la falla Observada por Thiele (1980) son la misma estructura. Por lo que posiblemente hay una falla inversa de vergencia oeste de 20 km de largo frente a la ciudad de Santiago.

Esta falla, según Thiele (1980), posiblemente continua hacia el sur. Lo que es apoyado por el *sag pond*, la red de drenaje alineada, la perturbación en el río Maipo y los escarpes obtenidos a través de la metodología.

Respecto a las perturbaciones que sufre el río Maipo, Ormeño (2007) estudia anomalías en el gradiente y el *Stream Power* a lo largo de su curso obteniendo la siguiente figura (ver Figura 9.4).

Al observar la Figura 9.4, se advierten 2 cambios de pendiente en el sector del frente de montaña. Ormeño (2007) adjudica estas perturbaciones a la actividad tectónica o debido a las diferencias litológicas presentes en el lugar. La mayor perturbación (ver Figura 9.4) la asocia a actividad de la falla San Ramón y no especifica el origen de la perturbación que existe 2,5 km hacia el E, justo por donde pasa la traza de falla Aguas de Ramón.

La perturbación del gradiente y *Stream Power* al E de la perturbación principal puede deberse a la presencia de la falla Aguas de Ramón, por lo que su traza quizás continua hacia el S como lo interpreta Thiele (1980). Sí esto es cierto, frente a la Región Metropolitana puede existir una estructura de 40 km de largo.

En resumen, la falla Aguas de Ramón, de longitud interpretada 20 km, puede ser el doble de largo (40 km). Por lo que se propone llevar a cabo estudios de campo para verificar la continuidad de su traza al Sur del río Maipo.

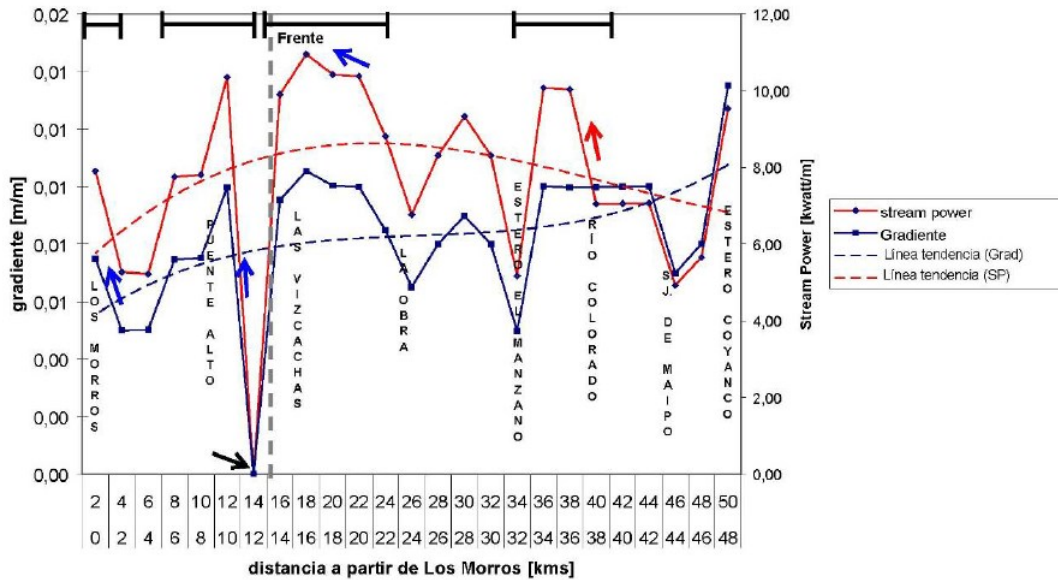


Figura 9.4: Gráfico de *Stream Power* y Gradiente del *thalweg* del río entre Los Morros y estero Coyanco. Modificado de Ormeño (2007).

Posible marcador geomorfológico desplazado

Se han observado dos superficies planas separadas por un escarpe topográficos de rumbo N5W observadas en la Quebrada de Macul (ver Figura 7.3. Las superficies planas se encuentran al costado de la red de drenaje actual y contienen clastos subangulosos, tamaño bloque en superficie. Dada la morfología, disposición espacial respecto al cauce y la presencia de bloques angulosos en superficie se interpreta que estas superficies son terrazas aluviales.

La interpretación anterior se ve argumentada por el trabajo de Martínez (2009). En su trabajo confecciona un mapa geológico de la Quebra de Macul. Al ubicar las superficies aterrazadas en su mapa (ver Figura 9.5), estas se encuentran sobre depósitos de remoción en mas recientes y contiguos a depósitos de remoción en masa aterrazados. Además, en el trabajo interpreta que hay una estructura en ese sector.

Por otro lado, el escarpe topográfico de rumbo N5°W que separa las terrazas aluviales interpretadas esta alineado con la falla Aguas de Ramón. Dado que las características de las terraza aluviales son parecidas y la co-linealidad del escarpe que las separa con la falla Aguas de Ramón, es posible que estas dos sean la misma y posiblemente fueron desplazadas por la actividad de la falla Aguas de Ramón (ver Figura 9.6). Sumado a lo anterior, dado que son depósitos no consolidados, se interpreta que su actividad fue activa al menos en el Cuaternario.

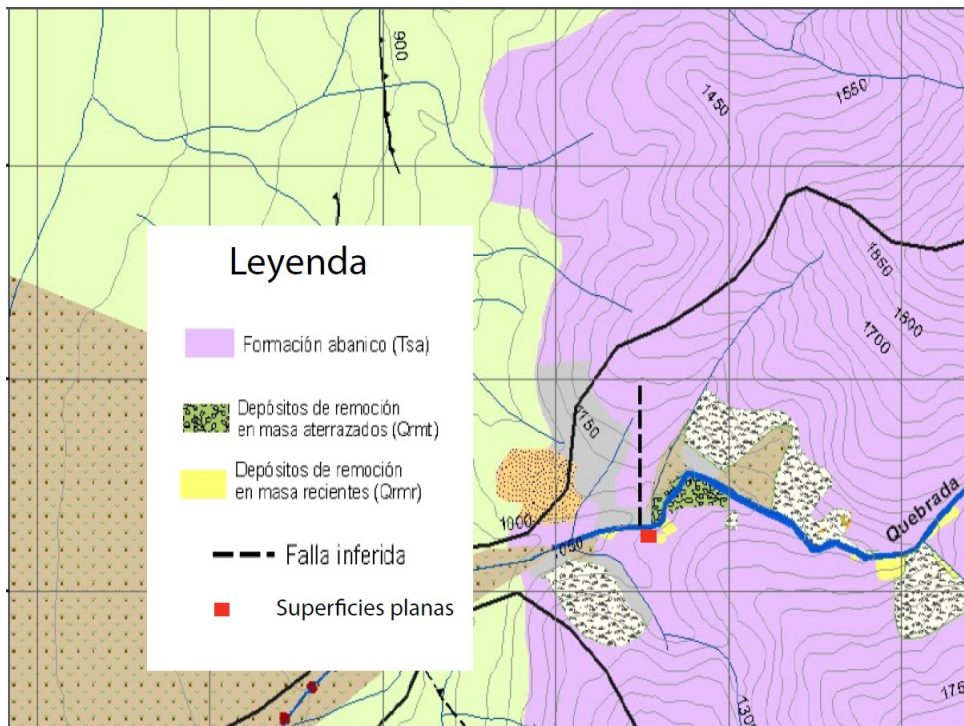


Figura 9.5: Extracto mapa geológico Quebrada de Macul. Modificado de Martinez (2009).

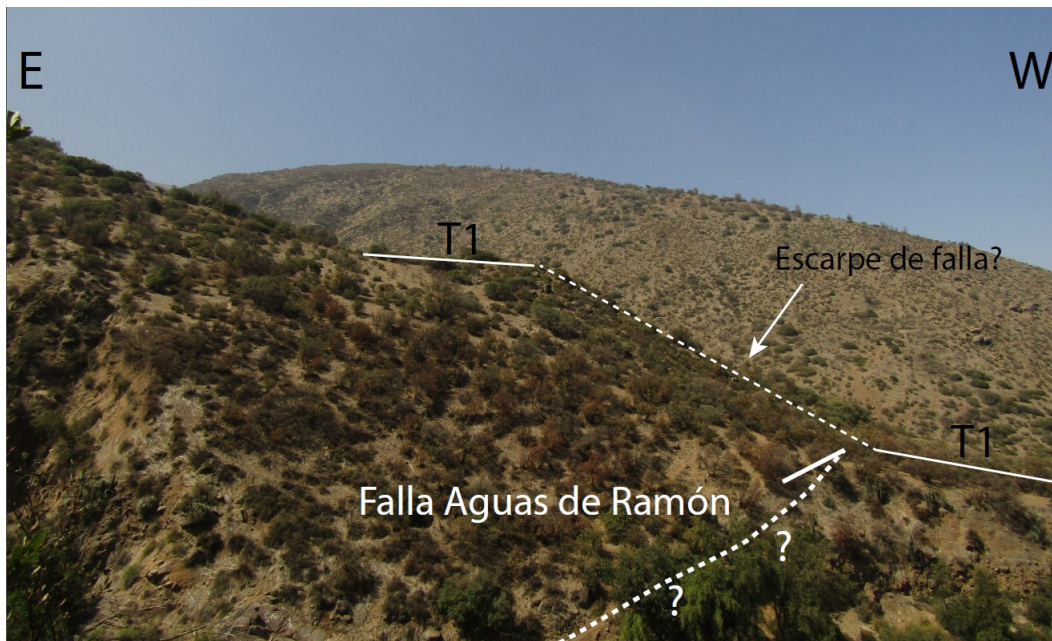


Figura 9.6: interpretación de un posible marcador geomorfológico desplazado. Sector Mirador la U, Quebrada de Macul.

Enrejado estructural del área de estudio.

El carácter regional de la metodología permite observar gran cantidad de estructuras presentes en el área de estudio. Al observar todas las estructuras se puede tener mejor comprensión del enrejado estructural, incluso llegando a identificar fallas que podrían ser continuas espacialmente, pero que en la bibliografía aparecen como independientes.

Lo anterior lo verifica la posible continuidad de la falla Aguas de Ramón interpretada en este trabajo. Esta solo estaba definida al norte (Fock, 2005) y al sur (Thiele, 1980), pero no se tenía conocimiento de su posible continuidad frente a la Región Metropolitana (ver Figura 6.3).

La metodología propuesta reconoce anomalías de paisaje y escarpes topográficos entre las estructuras observadas. El análisis de los datos de terreno y los resultados de la metodología ratifican la posible continuidad espacial entre estas dos estructuras (ver Figura 9.10) y la existencia de un posible marcador desplazado (ver Figura 9.6).

Se concluye que la metodología es una herramienta útil a la hora de comprender el enrejado estructural de la zona, permite observar estructuras que causan deformaciones observables a una escala 1:50.000.

9.3. Deformación de la Cordillera Principal frente a la Región Metropolitana

9.3.1. Segmentación del frente de montaña

Según Schwartz y Coppersmith (1984) los segmentos de frente de montaña son entre 10 a 50 km de largo y existen donde la geometría y la tasa de deslizamiento de la falla son relativamente constantes. Los límites de los segmentos en frentes de montaña muestran una combinación de entradas al valle, fallas oblicuas y en *echelon* (Burbank y Anderson, 2001).

Si observamos la Figura 8.44 en el sector de la intersección de la falla San Ramón con el río Maipo hay lineamientos cruzados en *echelon* y entradas de montaña hacia el valle por lo que se interpreta que es una zona de transferencia (ZTS). Las posibles estructuras que están conectando ambos segmentos serían de rumbo NNW (ver Figura 9.7). De igual manera, en el sector de la intersección de la falla San Ramón con el río Mapocho hay un lineamiento cruzado y estrada de cordillera al valle, por lo que se interpreta como una zona de transferencia entre 2 segmentos (ZTN). (ver Figura 9.7).

Dada las interpretaciones de zonas de transferencia (ZTN y ZTS) en los ríos Mapocho y Maipo, en el área de estudio hay un frente de montaña segmentado. Por un lado, un Segmento Norte comprendido entre el río Mapocho y Maipo de 11 km de largo. Por otro lado, un Segmento Sur comprendido entre río Maipo y río Clarillo, de 14 km aproximadamente (ver Figura 9.7). La función de las zonas de transferencia antes interpretadas posiblemente es la

acomodación del desplazamiento diferencial entre los dos segmentos.

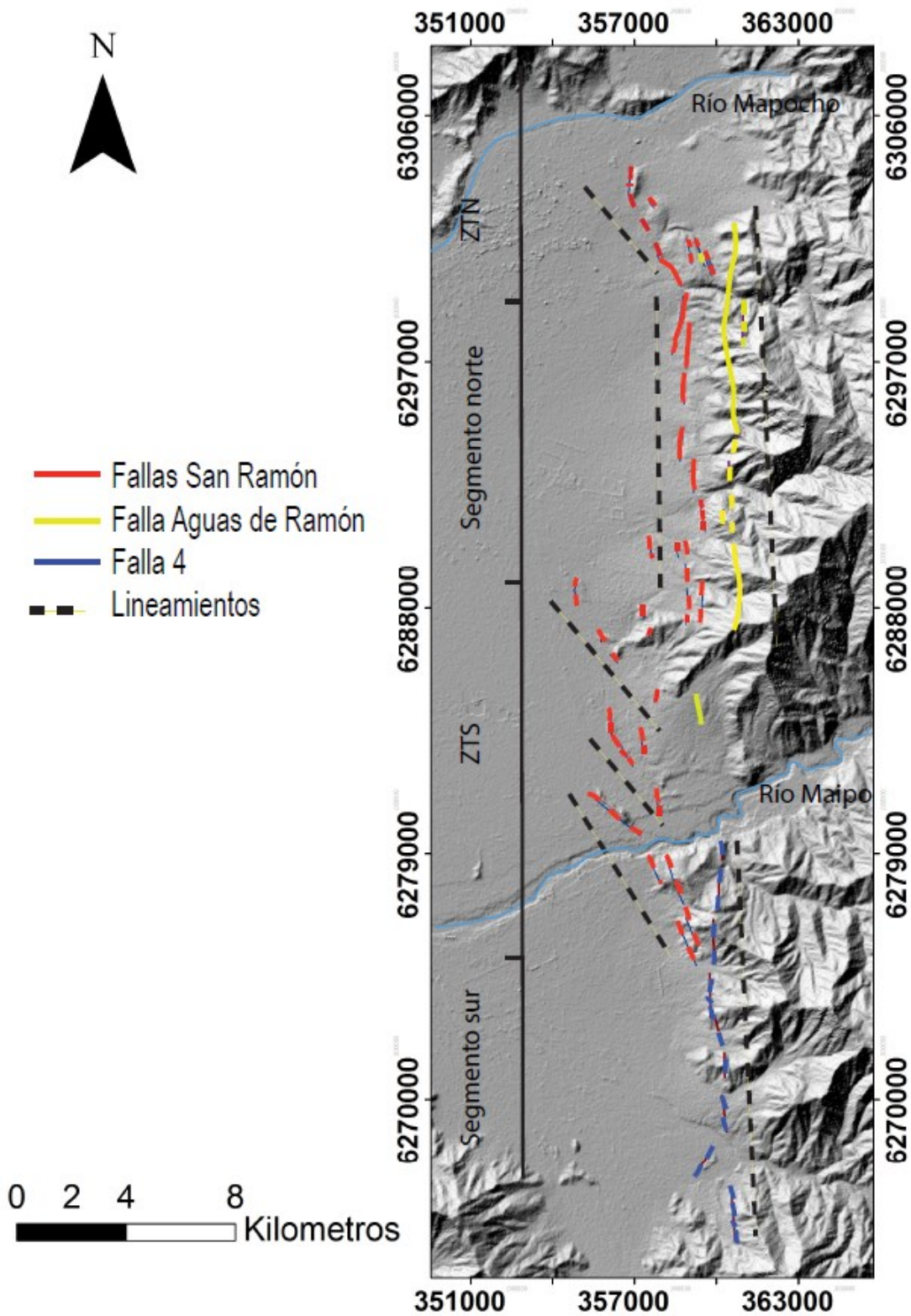


Figura 9.7: Figura muestra la interpretación de la segmentación del frente montañoso. Asignación de certeza de falla con base en Thiele (1980), Fock (2005) y Rauld (2011).

9.3.2. Cinemática de estructuras

Zonas de transferencia

En la ZTS, se ha observado un depósito de ceniza y un intrusivo, ambos aislados, que se relacionan espacialmente con los escarpes topográficos obtenidos por medio de la metodología. Éste depósito y el intrusivo se encuentran al norte de un depósito y un intrusivo de iguales características, pero de mayor extensión (ver Figura 8.48).

En la Zona de Transferencia Norte, se observa depósitos del Pleistoceno Inf-Med (Rauld, 2011) que sigue el lineamiento NNW. Estos mismos depósitos se encuentran en el Segmento Norte del frente de montaña. Además, se observó un cambio de curso del río Mapocho de EW hacia uno NNW. Este basculamiento hacia el norte también es observado en la red de drenaje de la quebrada de San Ramón (ver Figura 6.5).

Según Burbank y Anderson (2001) rasgos geomorfológicos como mayor topografía en un área de topografía más baja pueden ser resultado de la acción de fallas de rumbo. Por lo que se interpreta que en las zonas de transferencia hay estructuras de rumbo. Además, dadas las observaciones de la ubicación espacial de los depósitos, las perturbaciones en las redes de drenaje y la dirección de los esfuerzos regionales observado por Gripp y Gordon (2002) se interpretara que estas fallas de rumbo tienen una cinemática dextral.

Segmento Norte

En el Segmento Norte se encuentra la falla Aguas de Ramón. La falla Aguas de Ramón ha sido descrita como inversa de vergencia oeste al norte de la su traza (Fock, 2005) e interpretada como inversa en su extremo sur, por lo que se interpreta que su cinemática es inversa (ver Figura 7.6).

Segmento Sur

En el Segmento Sur se encuentra la falla 4 (Thiele, 1980). Los escarpes de esta falla se encuentran alineados con la falla Aguas de Ramón (ver figura 8.44). En la intersección de las dos trazas se observa la presencia de un *sag pond*, una red de drenaje alineada y una perturbación en el cauce del río Maipo (ver Figura 6.9). Con base en la continuidad espacial de los escarpes y las perturbaciones en la red de drenaje se interpreta que la falla 4 es inversa, de vergencia oeste y sería la continuidad de la falla Aguas de Ramón hacia el Sur.

Además, dada la presencia de roca al oeste de la falla 4, se interpreta la presencia de una falla ciega, inversa de vergencia Oeste, al Oeste de esta. Esta falla en algún momento tuvo que haber levantado el suave piedemonte del Segmento Sur.

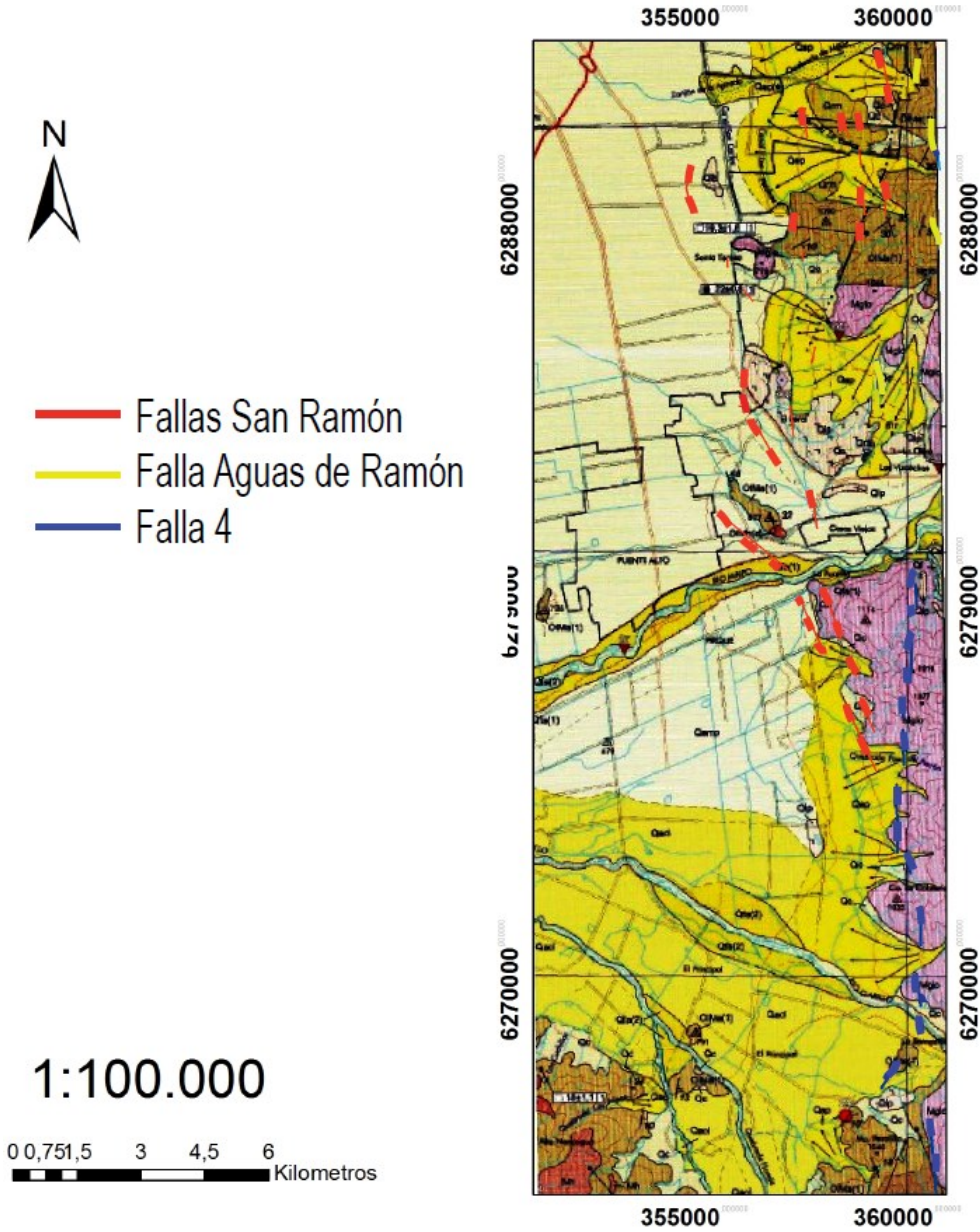


Figura 9.8: Superposición de escarpes de falla destacados por la metodología a Mapa Geológico Área Talagante- San Francisco de Mostazal, Región Metropolitana (Selles y Gana, 2001).

L E Y E N D A

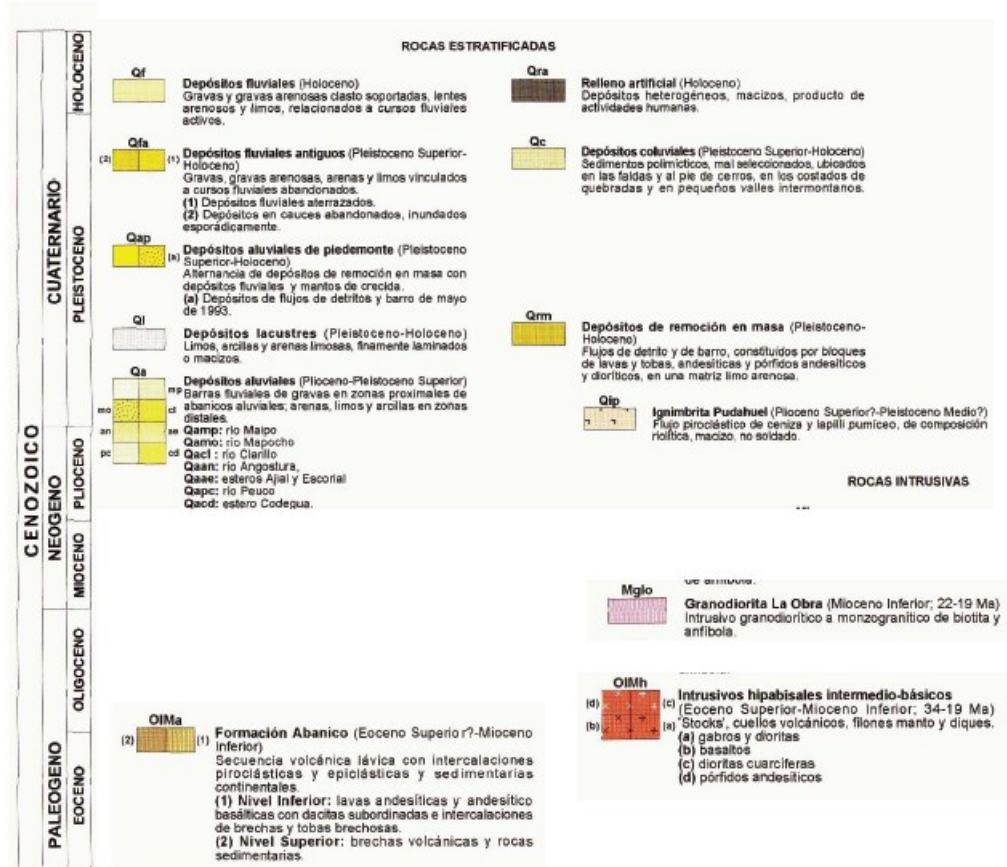


Figura 9.9: Continuación Figura 9.8.

9.3.3. Modelo estructural

Tomando en cuenta los resultados obtenidos a través de la metodología, observaciones de terreno y las interpretaciones anteriormente mencionadas (subsecciones 9.3.1 y 9.3.2) se ha confeccionado 2 modelos estructurales frente a la Región Metropolitana (ver Figuras 9.10 y 9.12).

En el primer modelo se contempla la existencia del sistema de falla San Ramón. En su Segmento Norte, la actividad holocena de la traza oeste y las zonas de transferencia se extrajo de Vargas *et al.*, 2014. Mientras que para el Segmento Sur, la actividad holocena de la traza de falla Este, su actividad holocena se interpreta por la presencia de escarpes de falla obtenidos a través de la metodología, la continuación del trend sísmico cortical hacia el sur (Rauld, 2011) y la perturbación sobre le río Maipo observadas por Ormeño (2007).

El perfil, en superficie, es construido con base a observaciones de terreno (ver Figuras 7.9,

9.6) y bibliografía (Vargas *et al.*, 2014; Riesner *et al.*, 2017). Vargas *et al.*, 2014 es usado para el ángulo de manto en superficie de la traza oeste del sistema de falla San Ramón. Riesner *et al.*, 2017 es utilizado para la traza este del sistema, interpretándola como la causante del pliegue principal frente a la ciudad de Santiago. En profundidad, la traza oeste del sistema de falla San Ramón se interpreta como un short cut de la traza este dada el carácter regional interpretado.

El modelo estructural presentado en las Figuras 9.10 y 9.11, y las terrazas aluvio-fluviales elevadas, en la Quebrada de Macul, sugieren 2 pasos en la evolución tectónica del frente de montaña en el Segmento Norte. Primero, en algún momento el frente de deformación activo fue la traza Este dejando como evidencia del alzamiento las terrazas observadas en la Quebrada de Macul. Las terrazas representan los antiguos niveles base. Adicionalmente, las terrazas debieron haber sido formadas bajo un sistema de falla ciego o sobre el extremo de una estructura de propagación plegando las terrazas. Sin embargo, probablemente procesos erosionales fueron lo suficientemente grandes y constantes para retrabajar el continuo plegamiento de los depósitos.

Posterior a esta fase temprana, equilibrado deformación y erosión, la segunda fase se caracterizó por el levantamiento del frente de montaña actual por medio de fallas ciegas (Traza Oeste del sistema de falla San Ramón). Esta deformación alzó 1,7 km de ancho perpendicular a el rumbo de la traza Este, el antiguo frente de deformación. Actualmente esta deformación persiste (Vargas *et al.*, 2014).

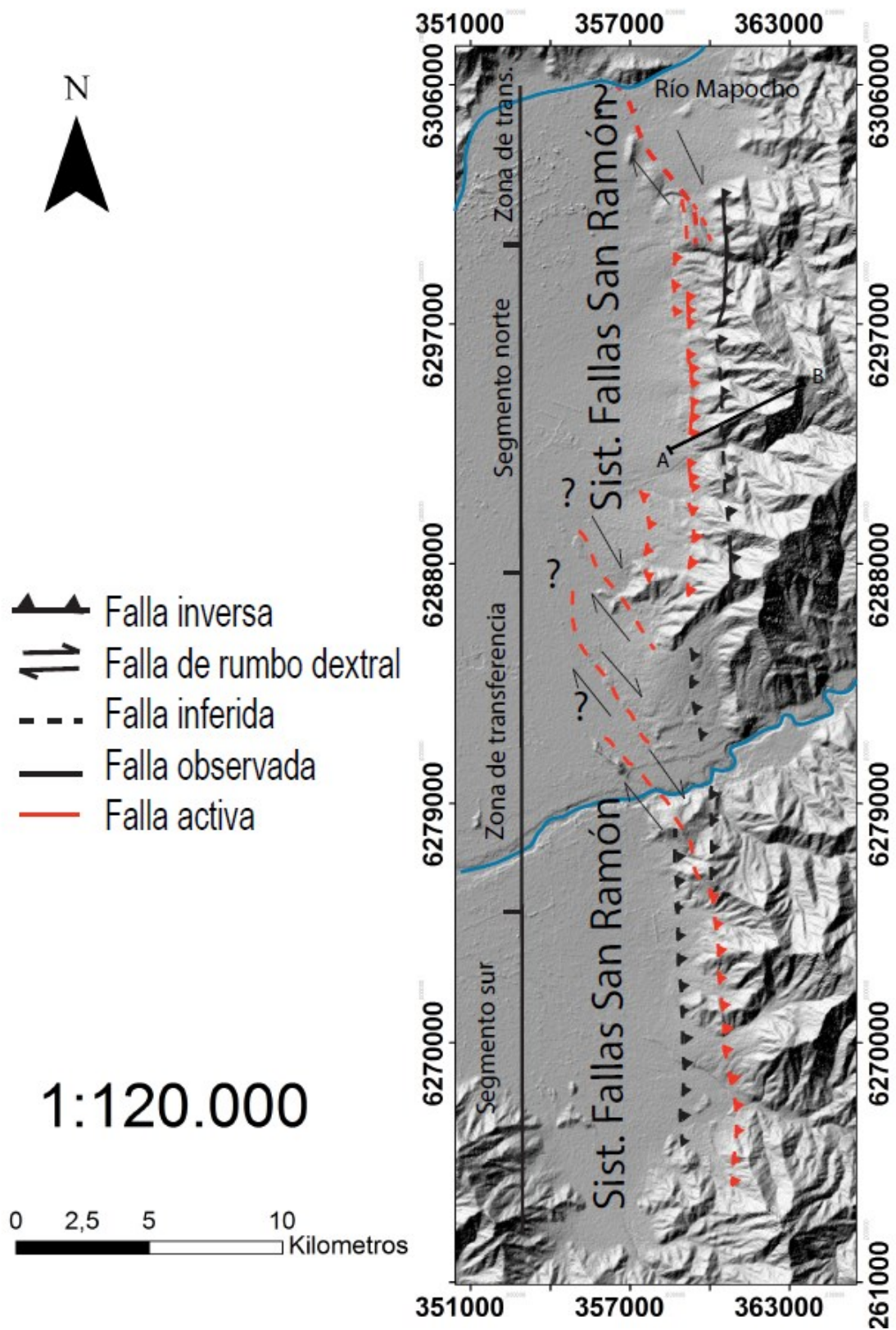


Figura 9.10: Primer modelo estructural frente a la Región Metropolitana. Color rojo marca la actividad en la época Holoceno. Perfil A-B mostrado en la Figura 9.11. Basado en Thiele (1980), Fock (2005), Vargas *et al.*, 2014 y Rauld (2011).

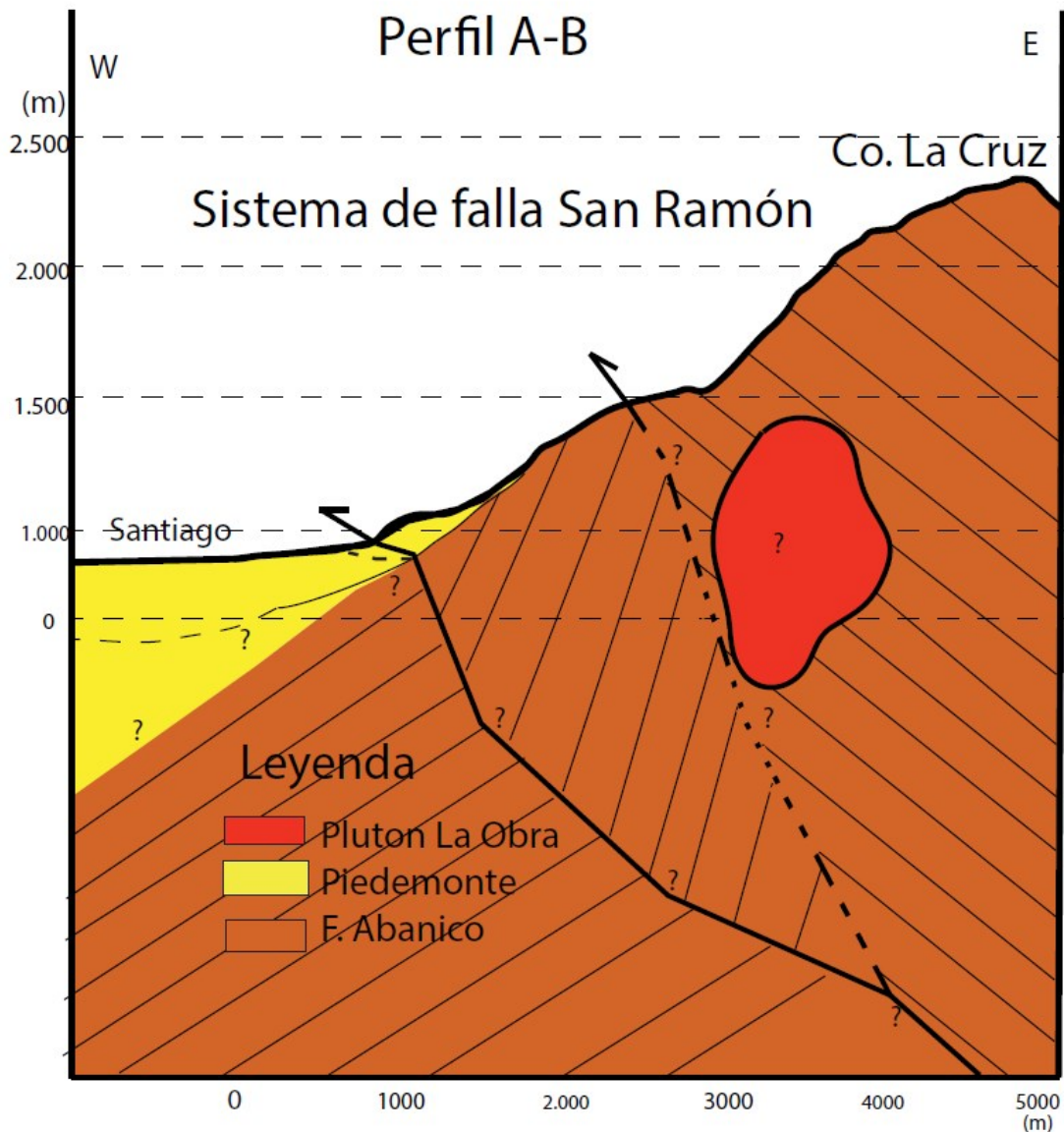


Figura 9.11: Perfil A-B de la Figura 9.10. Construcción basada en Riesner *et al.*, 2017, Vargas *et al.*, 2014, Menares, 2018 y observaciones de terreno. Geometría de estructuras en profundidad interpretada.

El segundo modelo propuesto plantea que las fallas Aguas de Ramón y San Ramón son independientes. En su Segmento Norte, la actividad holocena de la falla San Ramón y las zonas de transferencia se extrajeron de Vargas *et al.*, 2014. Mientras que para el Segmento Sur, la actividad holocena de la falla Aguas de Ramón, su actividad holocena se interpreta por la presencia de escarpes de falla obtenidos a través de la metodología y la continuación del trend sísmico cortical hacia el sur (Rauld, 2011).

El perfil, en superficie, es construido basado en observaciones de terreno (ver Figuras 7.9, 9.6) y bibliografía (Vargas *et al.*, 2014; Riesner *et al.*, 2017). Vargas *et al.*, 2014 es usado para el ángulo de manteo en superficie de la falla San Ramón. Riesner *et al.*, 2017 es usado para la falla Aguas de Ramón, interpretándola como la causante del pliegue principal frente a la

ciudad de Santiago.

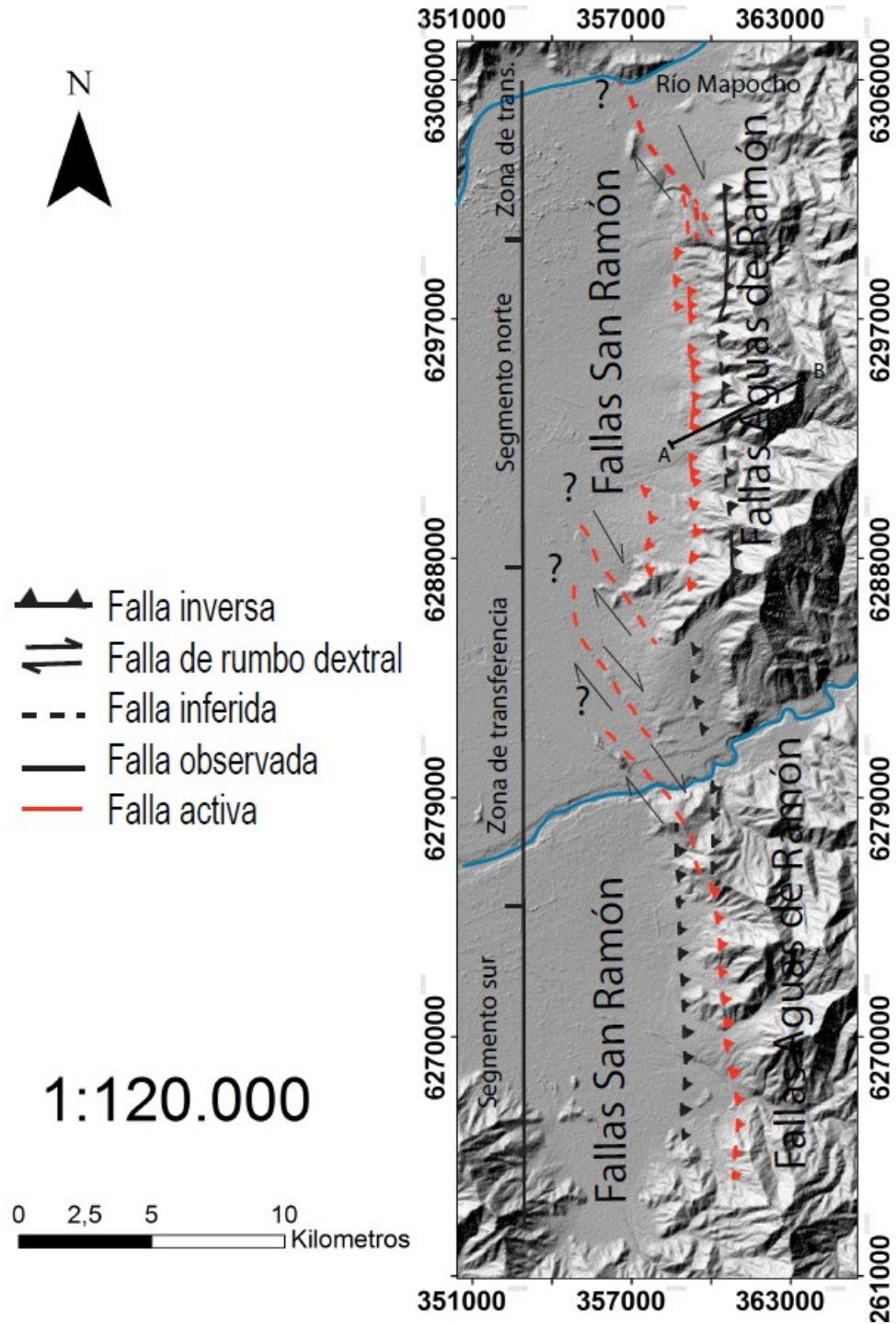


Figura 9.12: Segundo modelo estructural frente a la Región Metropolitana. Color rojo marca la actividad en la época Holoceno. Perfil A-B mostrado en la Figura 9.13. Basado en Thiele, 1980; Fock, 2005; Vargas *et al.*, 2014, Rauld (2011).

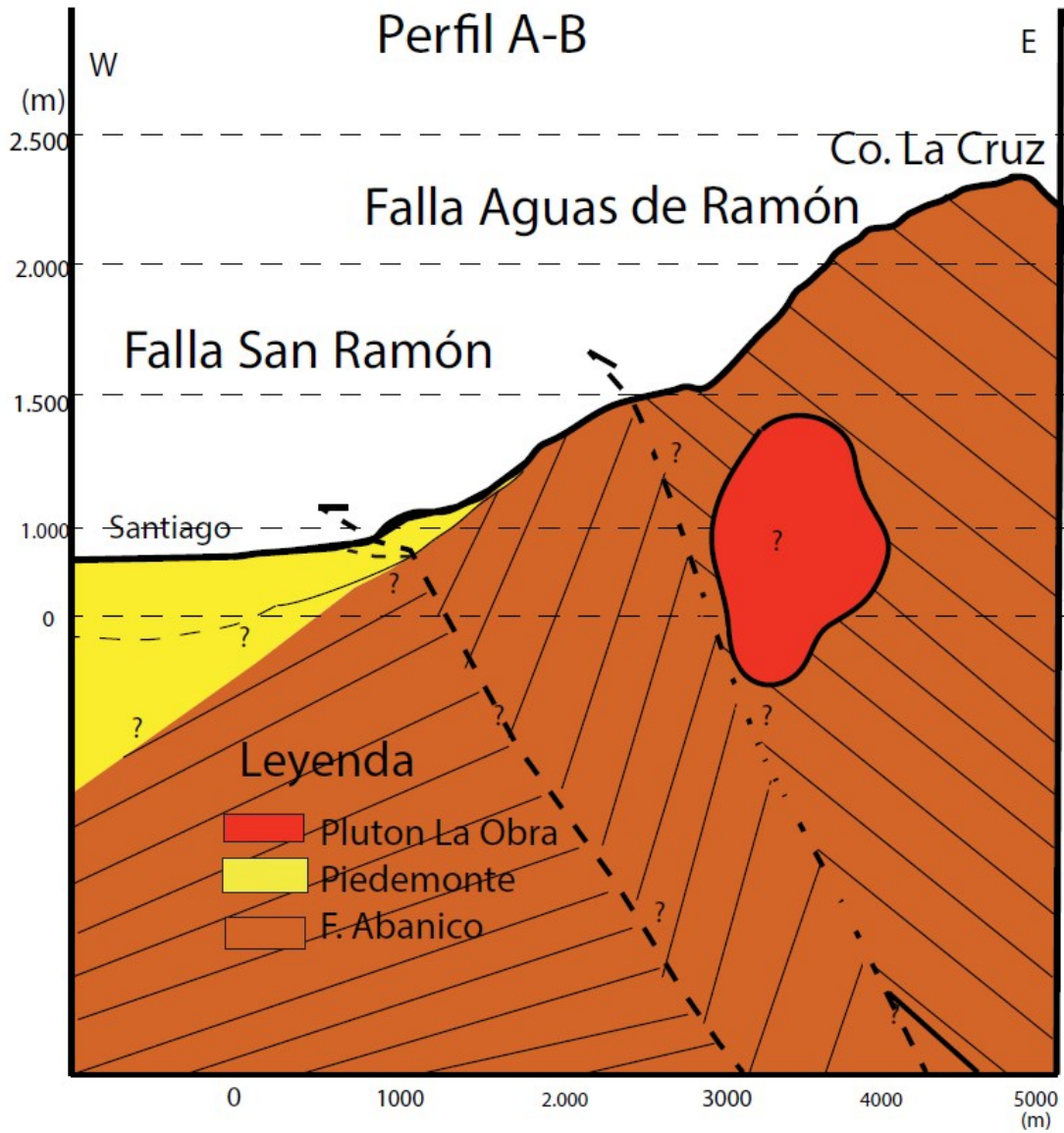


Figura 9.13: Perfil A-B de la Figura 9.12. Construcción basada en Riesner *et al.*, 2017, Vargas *et al.*, 2014, Menares, 2018 y observaciones de terreno. Geometría de estructuras en profundidad interpretada.

9.4. Modelo estructural regional

Si los modelos planteados en la sección anterior son ciertos y, colocamos el enrejado estructural existente en bibliografía obtenemos la Figura 9.14.

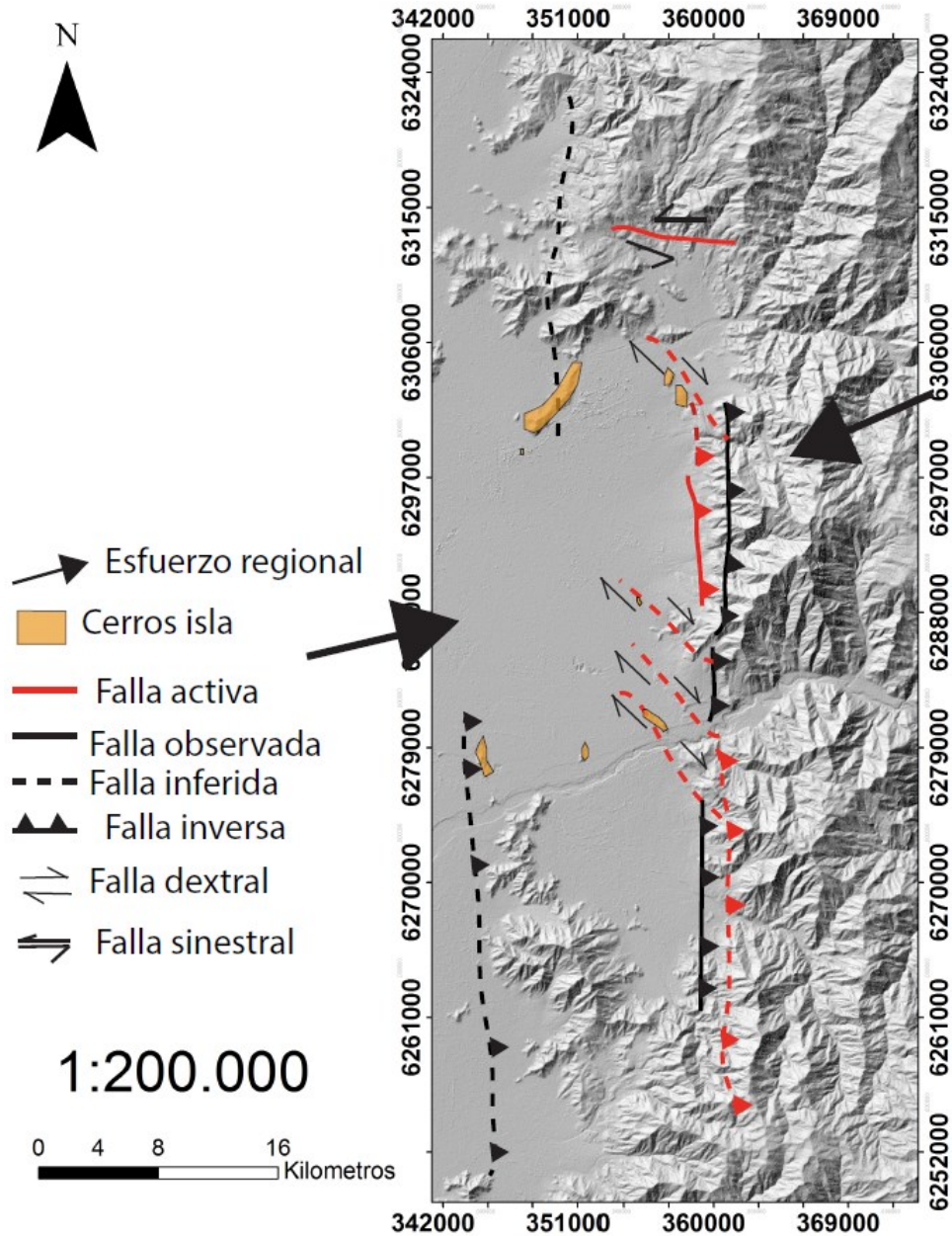


Figura 9.14: Imagen muestra modelo de deformación del frente a la cordillera principal y el enrejado estructural en torno a los 33° 30'. Figura basada en Thiele, 1980; Fock, 2005; Vargas *et al.*, 2014 y Araya, 2018.

Wilson (1965) plantea que el enrejado estructural es continuo, por lo que al término de una estructura comienza otra. Además, teniendo en cuenta que la subducción es reconocida al menos desde el Jurásico (Mpodozis & Ramos, 1989), la vergencia hacia el O del dominio occidental de la cordillera principal (Armijo *et al.*, 2010) y los vectores de convergencia de las placas tectónicas actuales tienen una dirección N77° -78° (Gripp y Gordon, 2002) se interpreta el siguiente modelo (ver Figura 9.15).

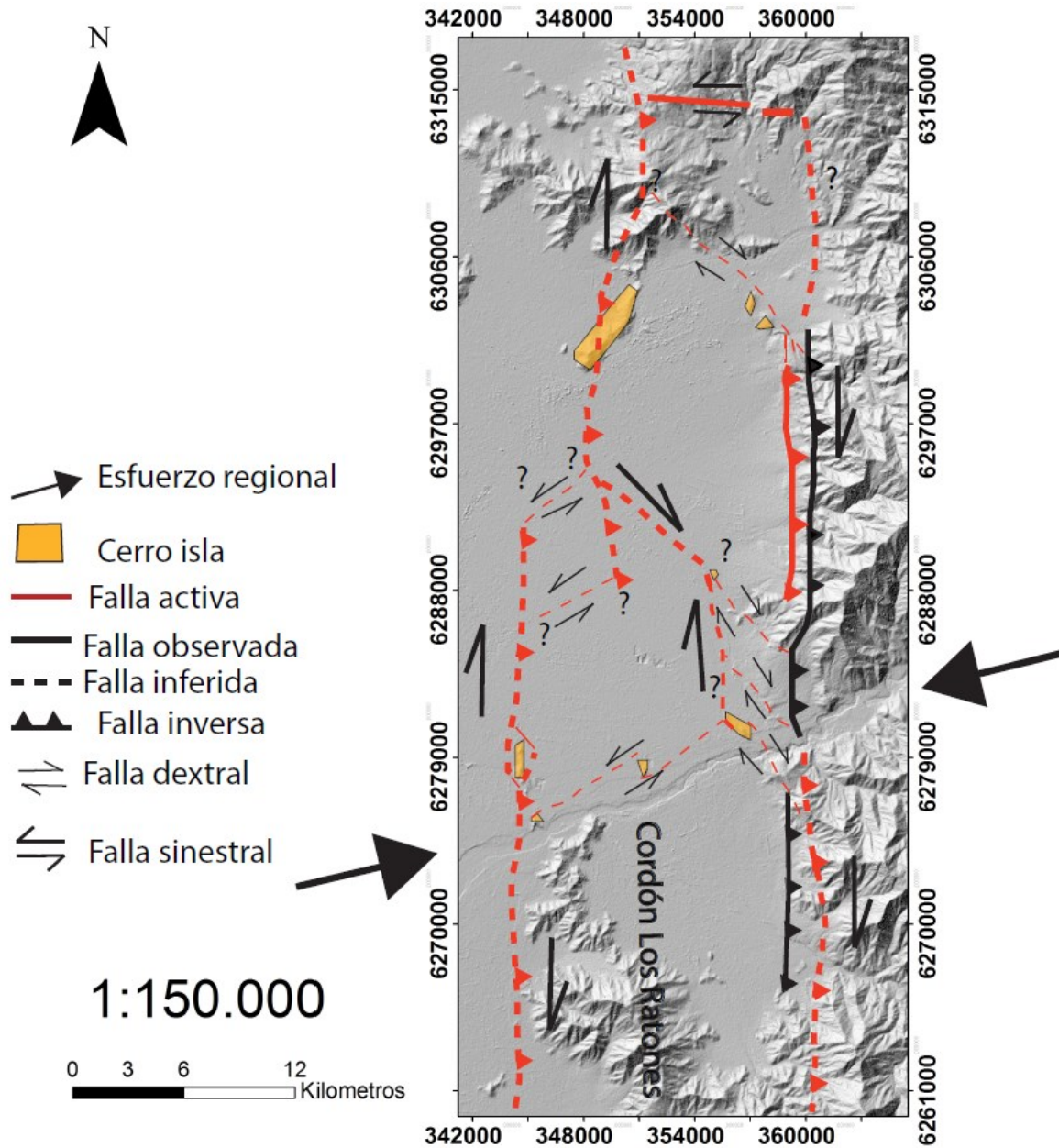


Figura 9.15: Modelo regional de deformación a largo plazo. Figura basada en Thiele (1980); Fock, 2005; Vargas *et al.*, 2014; Araya, 2018.

El modelo interpretado toma en cuenta el movimiento regional de los vectores de convergencia. Esto se puede ver reflejado en la relación espacial de las estructuras y su cinemática. Las estructuras de rumbo NE son de cinemática sinistral mientras que las estructuras de rumbo NW son de cinemática dextral, ambas dos representando el cizalle y el cizalle conju-

gado de Riedel respectivamente. Además, el modelo considera los cerros islas presentes en la parte oriental de la cuenca de Santiago. Los cerros islas son explicados por la presencia de curvaturas en la trazas de falla produciendo *restining bend*.

9.5. Complejidad estructural del frente de montaña

El modelo estructural presentado consta de dos segmentos, sur y norte, y dos zonas de transferencia (ZTN y ZTS) ubicadas en las salidas de los ríos Mapocho y Maipo (ver Figura 9.10). Los segmentos fueron definidos a través de las diferencias geomorfológicas observadas en el piedemonte de ambos segmentos (ver Figura 8.44). Mientras que las zonas de transferencia fueron definidas por la observación de entradas de montaña al valle e interpretación de fallas oblicuas en *echelon* (ver Figura 8.44). La cinemática del segmento norte es definida con base en interpretaciones de continuidad de la falla Aguas de Ramón, observaciones de terreno y bibliografía (ver Figura 7.9). Mientras que para las zonas de transferencia, la cinemática es interpretada por medio de la observación de depósitos desplazados (Ver Figuras 8.48, 9.8, 9.9) y en particular para la zona de transferencia norte, el continuo desplazamiento hacia el norte de la Quebrada de San Ramón (ver Figura 6.5).

Rauld (2011) segmentó el frente cordillerano entre el río Mapocho y el sur del río Maipo. Interpretó 3 segmentos independientes, uno entre el río Mapocho y la Quebrada Nido de Águila, el segundo entre la Quebrada Nido de Águila y Lo Planella , y el tercero desde Lo Planella hacia el sur (ver Figura 6.1).

En el primer segmento definido por Rauld (2011) está la zona de transferencia norte (ZTN) definida en este trabajo (ver Figura 9.10). Si bien la cinemática propuesta para este segmento no es la propuesta por Rauld (2011), él reconoce estructuras con una serie de ramificaciones secundarias hacia el norte, tipo “cola de caballo”, ondulaciones menores que son reconocibles a escala de 1 a 2 km, un par de fallas inversas de rumbo NW de vergencia SO y una migración hacia el norte del río Mapocho, lo último lo explica producto de un alzamiento diferencial de la falla San Ramón.

Es característico de las fallas de rumbo tener ramificaciones tipo “cola de caballo” y ondulaciones (Burbank y Anderson, 2001). Producto de estas ondulaciones se pueden producir *releasing bend* (Burbank y Anderson, 2001) que explicarían la existencia de fallas inversas de rumbo NW. Además, que el río ha ido migrando hacia el norte también puede ser producto de una falla de cinemática dextral, incluso manteniendo el origen propuesto por Rauld (2011), ya que la gran mayoría de las estructuras presentan movimientos horizontales y verticales (Burbank y Anderson, 2001) por lo que una falla de rumbo puede tener menor alzamiento que una estructura inversa. Fallas activas de rumbo NW-SE se han observado 7 km más al norte (Araya, 2018), si bien son de cinemática sinistral podrían reflejar la continuidad de la zona de transferencia norte al estar en un rumbo parecido y oblicua respecto al segmento norte.

El segmento norte definido en este trabajo corresponde a la parte sur del primer segmento y al segundo segmento, ambos planteados por Rauld (2011). La cinemática de la estructura

es concordante. En este segmento Rauld (2011) dice que la traza de la falla es más difusa y presenta ciertas complejidades, como son ramificaciones y cambios de rumbo, pero que en promedio mantiene un rumbo norte-sur.

Según Burbank y Anderson (2001), debido al bajo ángulo de intersección con la superficie, las fallas inversas son afectadas por la topografía, por lo que su traza suele ser sinuosa. Que la falla sea difusa y tenga cambios de rumbo se puede deber a su bajo buzamiento, de aproximadamente 20° (Vargas *et al.*, 2014) y por la constante acción de remociones en masa presente en la zona lugar (Lara, 2007; Naranjo y Varela, 1996). Las complejidades observadas pueden deberse a la proximidad de la zona de transferencia, la cual es de cinemática dextral.

El tercer segmento definido por Rauld (2011) está en la ZTS presentada en este trabajo y nuevamente la cinemática de falla no concuerda. Sobre el segmento norte, Rauld (2011) no observa escarpes bien definidos. Sí observa morfologías de depósitos aterrazados, levantados por tectónica, en el sector de Lo Planella y una morfología de superficie cóncava, por lo que infiere la traza de la falla San Ramón en ese lugar.

Rauld (2011) confecciona un DEM con base en datos de menor escala que 1:50.000 (ver Figura 6.1). Si observamos el mapa entre Las Viscachas y Lo Planella, la topografía muestra un escarpe principal de rumbo NNW y una serie de escarpes de menor longitud de rumbo NW-SE. Además, los escarpes de menor longitud muestran una disposición en *echelon* con un ángulo aproximadamente de 17° respecto al escarpe de mayor longitud (ver Figura 9.16). Si bien estos escarpes topográficos pueden ser generados por deposición o erosión del río Maipo, también pueden ser generados por tectónica. Según Burbank y Anderson (2001) las fallas de rumbo pueden generar cizalles de Reidel los cuales tienen el mismo sentido de desplazamiento que la traza de falla principal y se disponen en *echelon*. Si interpretamos que los escarpes en *echelon* son zonas de cizalle R de Reidel, entonces estas nos pueden dar el sentido de desplazamiento de la falla principal (Burbank y Anderson 2001). Con base en lo anterior se infiere del mapa de Rauld (2011) que la cinemática principal en el área es dextral. Además, el modelo plantea una traza de falla pasa sobre el sector de Lo Plabella. Tomando en cuenta el depósito aterrazado observado por Rauld (2011), la estructura tendría una componente en la vertical. Si bien lo anterior son solo interpretaciones sobre la topografía, hay trabajos que han definido estructuras y su cinemática con base en características morfológicas (por ejemplo Morell, 2017).

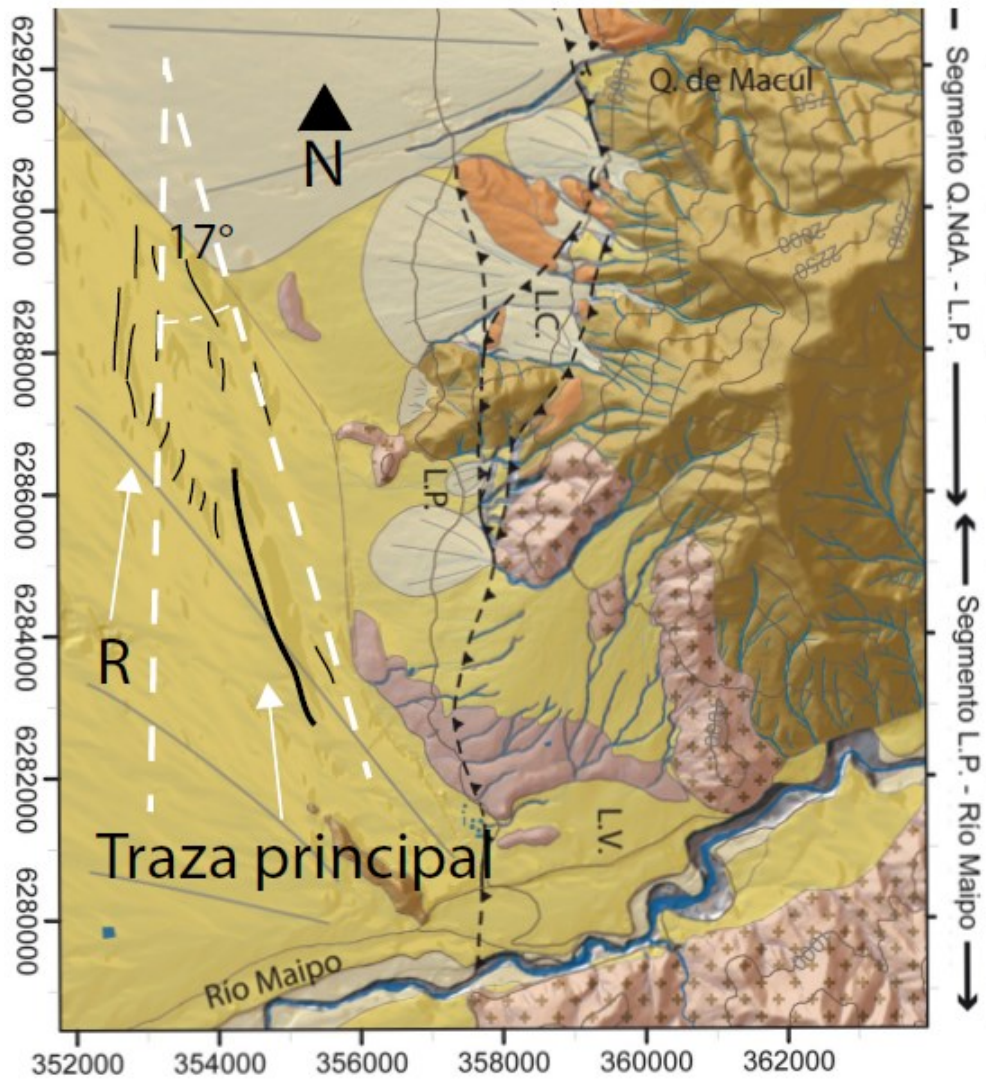


Figura 9.16: Extracto mapa geológico de Rauld (2011) del Cordón del Ramón. Observar lineamientos en topografía. Escarpes menores en echelon se interpretan como criterio R de Riedel.

Por otro lado, el modelo presentado de un frente de montaña morfoestructuralmente segmentado con zonas de transferencia en las redes de drenaje principales es comparable con una observada en el valle de Alai, en Kyrgyzstan. El valle de Alai es un cuenca intramontaña que se está cerrando producto de una falla activa, inversa de vergencia norte llamada Pamir (ver Figura 9.17). Streker *et al.*, 2003 define tres segmentos de aproximadamente 50 km de largo:

-Segmento oeste: es un segmento sinuoso en donde se observan fallas inversas que desplazan superficies de terrazas. Además, hay prominentes escarpes provocados por la incisión de la red de drenaje producto de las constantes remociones en masa. Las remociones en masa se producen en las altas cumbres por la erosión de cataclasita.

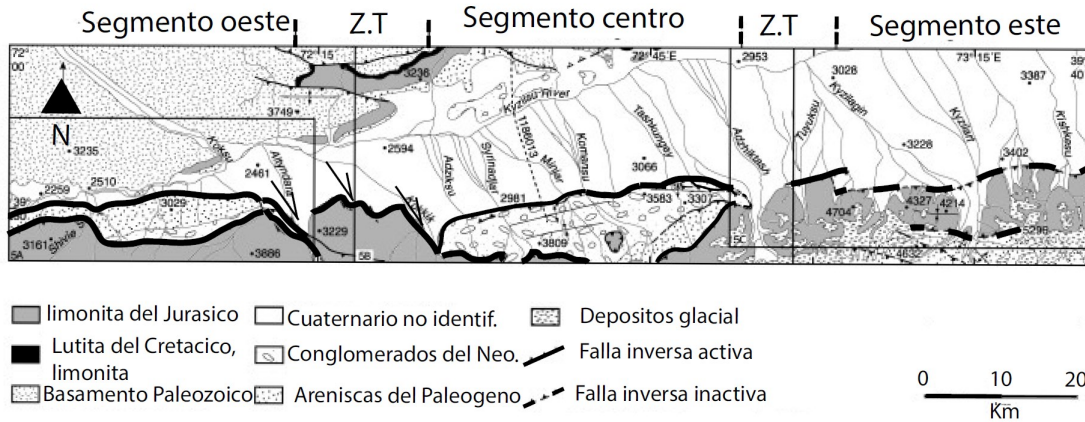


Figura 9.17: Mapa generalizado del valle de Alai. Se observa la parte norte del piedemonte Trans Alai y parte sur del piedemonte de Tien Shan (cordón montañoso al Norte de la falla Pamir). Modificado de Strecker *et al.*, 2003.

-Segmento centro: es un segmento recto en donde se observa un constante levantamiento del piedemonte y diversos depósitos aluviales dislocados en al actual frente de deformación. Además, 7 km al Sur observa un antiguo piedemonte y terrazas alzadas. En el lugar hay parencia de constantes remociones en masa que han incidido en el cause.

-Segmento este: es un segmento con un suave piedemonte. Solo se encuentran evidencias de actividad tectónica entre la zona de transferencia y el segmento este. La posición del frente de montaña es difusa por fallas antiguas que afectan las rocas sedimentarias del Cretácico. Los autores concluyen que probablemente la deformación ha migrado más al norte, a un sistema de falla activo llamado Markansu.

Entre cada segmento, hay zonas de transferencia gobernadas por fallas de rumbo y/o inversas de rumbo distinto a los segmentos. Los autores se percatan que en los segmentos el área de captación de las cuencas es muy por debajo del área de captación de las cuencas en las zonas de transferencia (ver Figura 9.18).

En el caso del frente cordillerano de la Región Metropolitana, los segmentos definidos por el modelo tiene un largo promedio de 12 km que difieren de los 50 km planteados por Strecker *et al.*, 2003. A pesar de la gran diferencia en longitud, los segmentos están comprendidos entre 10-50 km de largo (Schwartz y Coppersmith, 1984). Además, el segmento norte puede corresponder al segmento central definido por Strecker *et al.*, 2003 por la presencia de un deformado piedemonte y terrazas alzadas interpretadas en la Quebrada de Maul (ver Figuras 9.6). Mientras que el segmento sur puede corresponder al segmento este definido por Strecker *et al.* (2003) por el suave piedemonte y su posible migración de la deformación hacia el este.

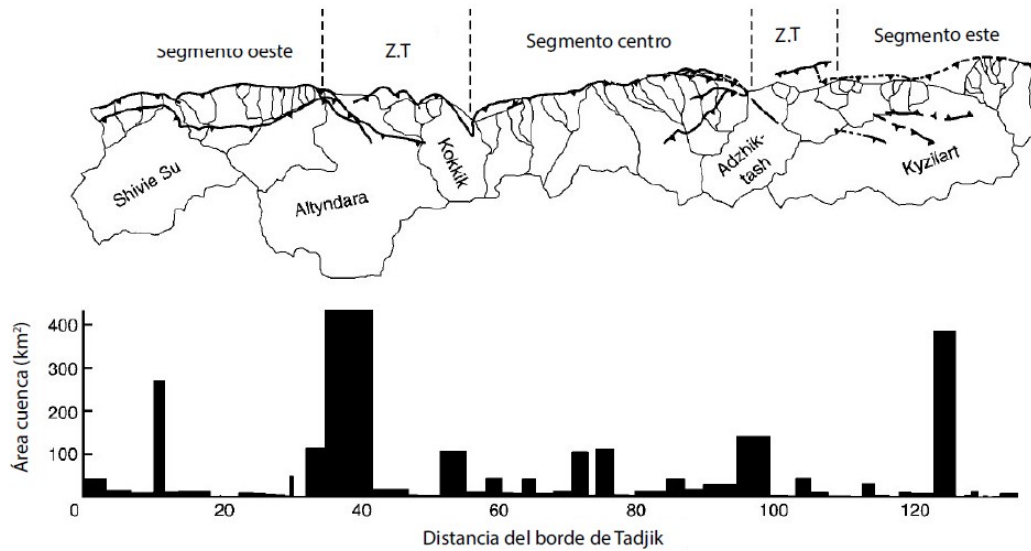


Figura 9.18: Gráfico de barra de las áreas de cuencas de los tributarios del río Kyzilsu en Trans Alai. Gráfico relativo a la posición geográfica. Grandes áreas de cuencas son asociadas a las zonas de transferencia entre los segmentos y/o zonas de transferencia locales. Cuencas pequeñas coinciden con los segmentos individuales. Extraído de Strecker *et al.*, 2003.

Si hacemos el análisis hecho por Strecker *et al.*, 2003 respecto a las zonas de transferencia y el área de captación de las cuencas (ver Figura 9.19) observamos que las zonas de transferencias definidas por el modelo están asociadas a las grandes áreas de captación de las cuencas. Además, que las zonas de transferencia están asociadas a estructuras de rumbo dextral.

En síntesis, el modelo planteado por este trabajo se ajusta a observaciones geomorfológicas realizadas por Rauld (2011), no así a la definición de los segmentos ni su cinemática. Esta diferencia se puede deber a la escala a la cual se trabajó el frente de montaña. Por otro lado, respecto a la analogía con el artículo de Strecker *et al.*, 2003, tanto los segmentos como las zonas de transferencia están asociados a cuencas pequeñas y de gran área, respectivamente. Además, tanto en el modelo presentado como en el valle de Alai, las zonas de transferencia están asociadas a fallas de un rumbo oblicuo respecto a los segmentos.

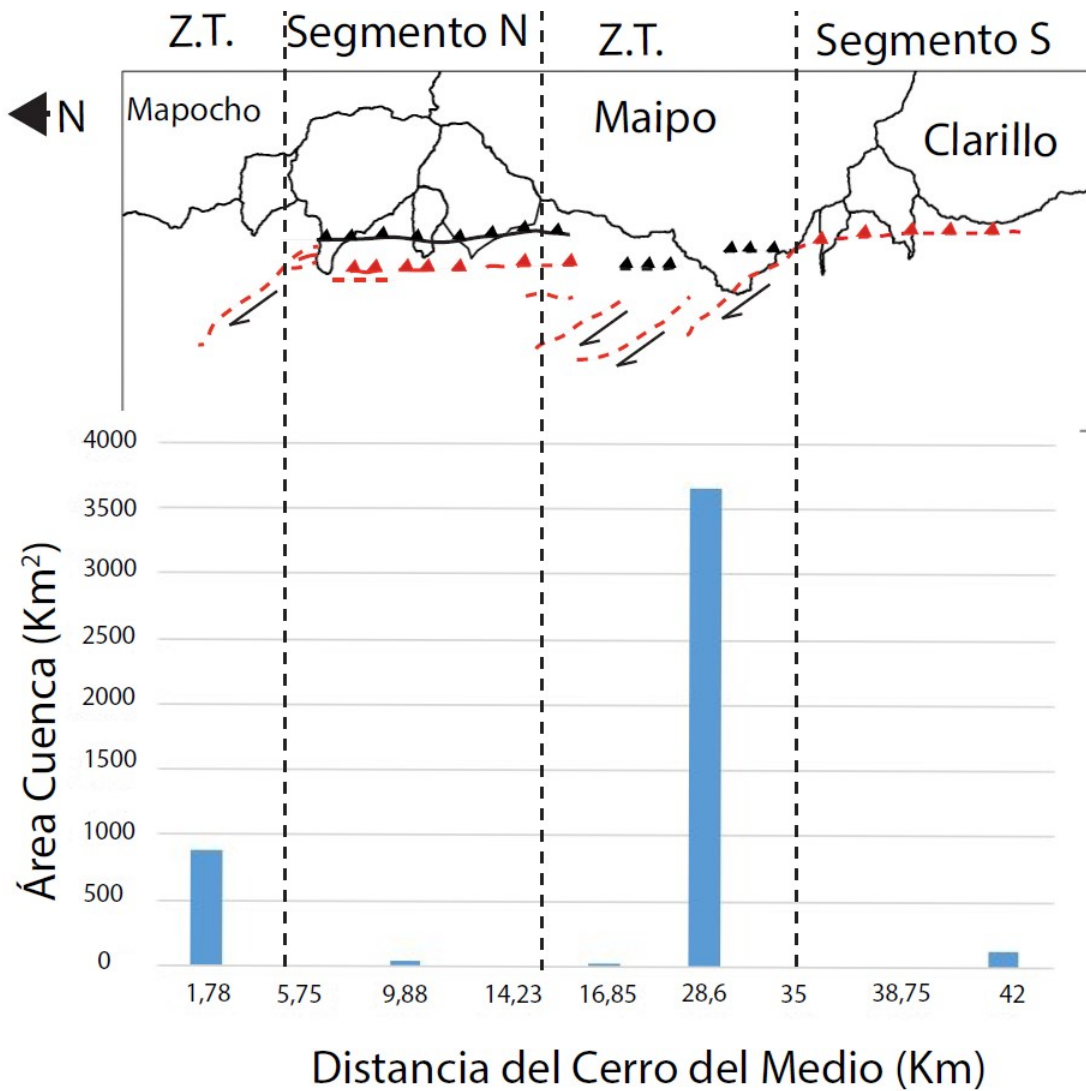


Figura 9.19: Gráfico de barra de las áreas de cuencas del frente cordillerano de la Cordillera Principal. Gráfico relativo a la posición geográfica. Grandes áreas de cuencas son asociadas las zonas de transferencia entre los diferentes segmentos. cuencas pequeñas coinciden con los segmentos individuales.

9.6. Perfil estructural

El perfil del primer modelo presentado en la Figura 9.11 es construido basado en observaciones de terreno (ver Figuras 7.9, 9.6) y bibliografía (Vargas *et al.*, 2014; Riesner *et al.*, 2017). Vargas *et al.*, 2014 es utilizado para el ángulo de buzamiento de la traza Oeste de la estructura. Mientras que Riesner *et al.*, 2017 es utilizado para el ángulo de buzamiento para la traza Este. En profundidad, la traza Oeste se interpreta como un *short cut* de la traza Este dada el carácter regional de la estructura observado por la metodología y la cercanía de estas dos.

El perfil del segundo modelo presentado en la Figura 9.11 es construido basado en observaciones de terreno (ver Figuras 7.9, 9.6) y bibliografía (Vargas *et al.*, 2014; Riesner *et al.*, 2017). Vargas *et al.*, 2014 es utilizado para el ángulo de buzamiento de la traza de la Falla San Ramón. Mientras que Riesner *et al.*, 2017 es utilizado para el ángulo de buzamiento para la traza de la Falla Aguas de Ramón. En profundidad estas dos estructuras son interpretadas como independientes.

Sobre la zona de estudio se han trazado varios perfiles estructurales (ver Figuras 9.20). Riesner *et al.*, 2017 construye su perfil con base en observaciones de campo, imágenes satelitales y datos estructurales previos (ver Figura 9.21). Farias *et al.*, 2010 construye el perfil basado en sismica y geología superficial (ver Figura 9.21). Fock (2005) y Quiroga (2013) elabora su perfil basado en observaciones de terreno y Bibliografía (ver Figuras 9.22 y 9.23).

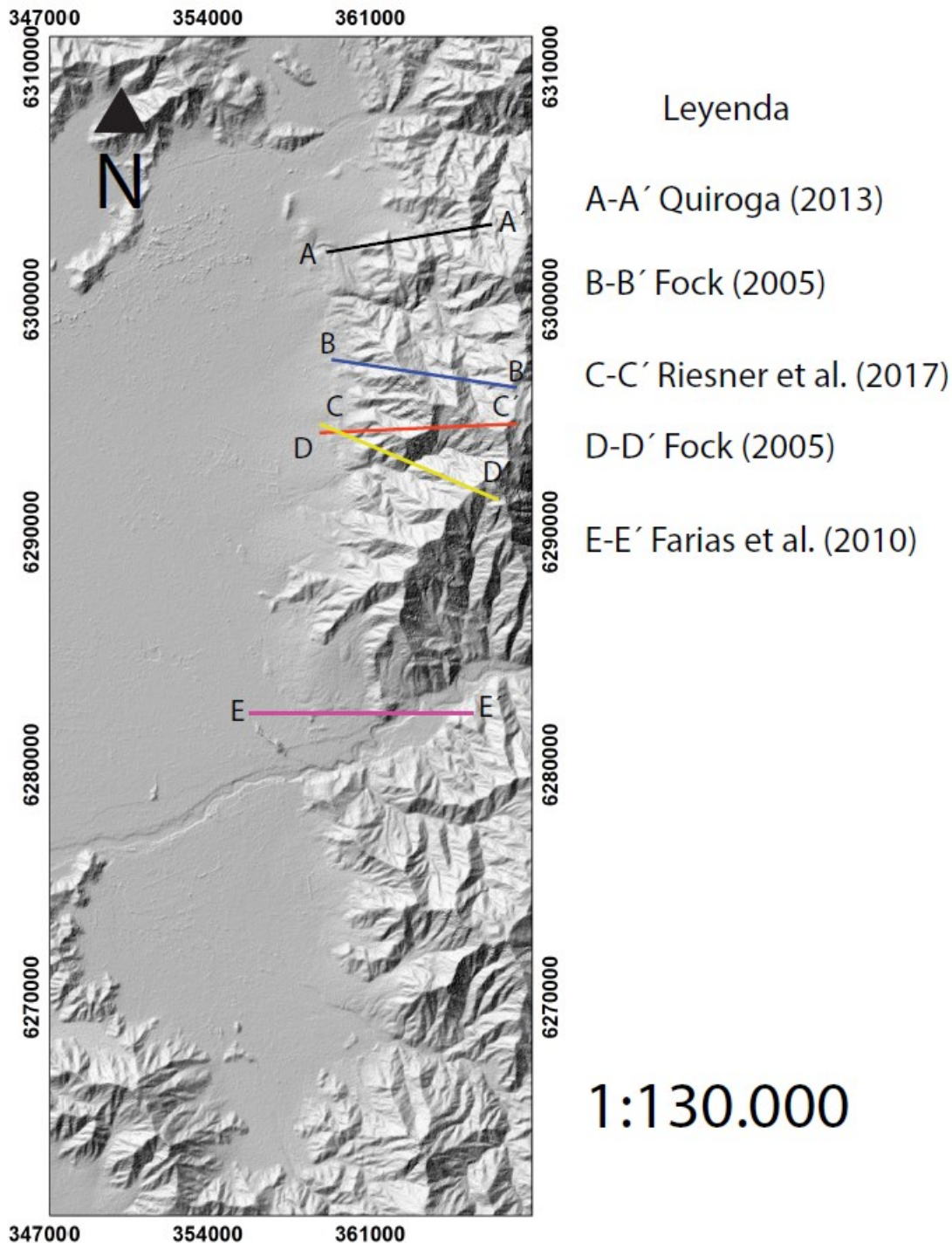
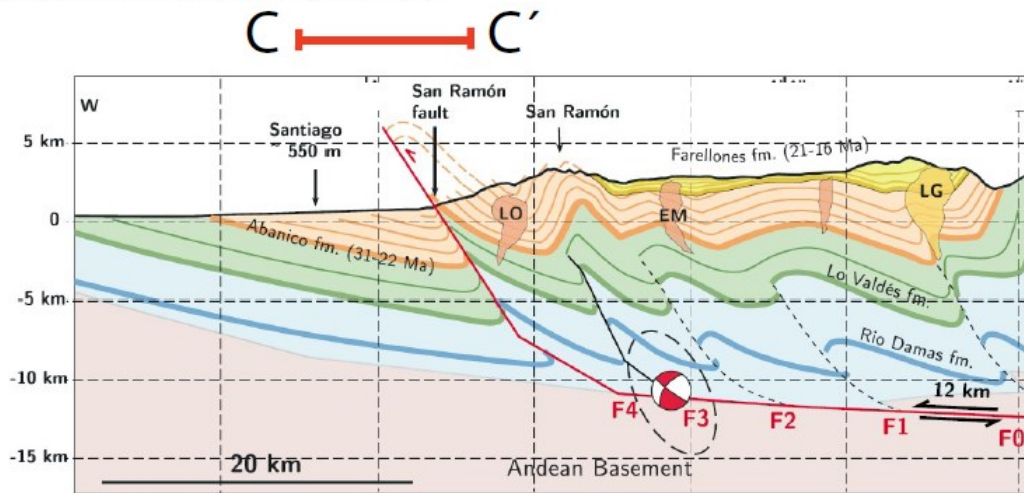


Figura 9.20: Figura muestra ubicación de los distintos perfiles hechos en la zona de estudio.

De todos los perfiles mostrados nadie observa la discordancia angular camino al cerro Minillas. Si bien, Fock (2005) observa una brecha de falla de 200 m en el Parque Mahuida y la asocia al sistema de falla San Ramón (ver Figura 9.23) este no advierte el carácter regional de la estructura al no representarla en su otro perfil más al sur (ver Figura 9.22). Además, él no advierte la discordancia angular vista camino al cerro Minillas (ver Figura 7.9, por lo que no la refleja en su perfil estructural (ver Figura 9.23).

Riesner et al. (2017)



Farias et al. (2010)

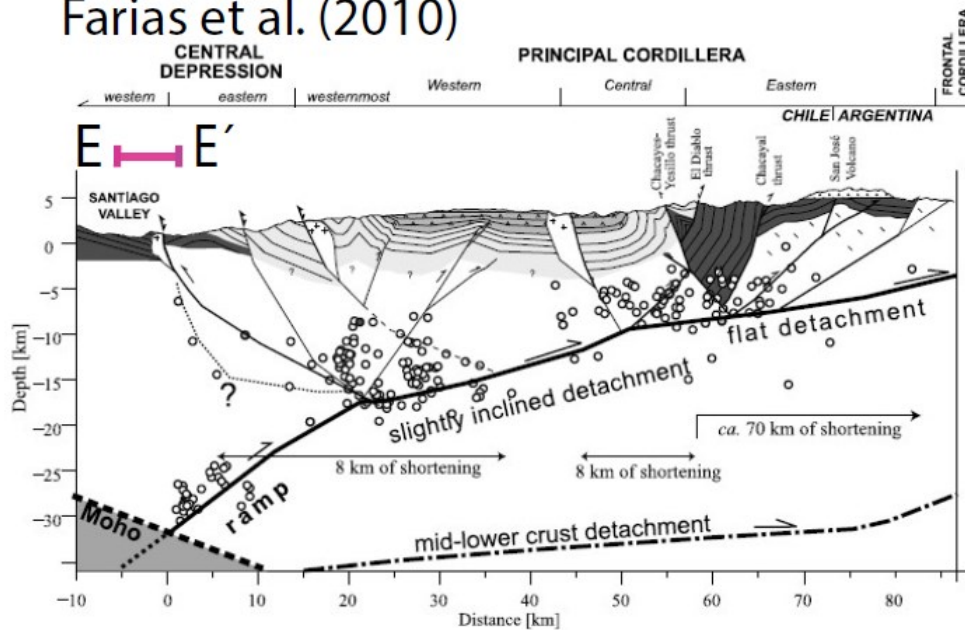


Figura 9.21: Perfiles de Riesner *et al.*, 2017 y Farias *et al.*, 2010.

Por otro lado, la discordancia angular observada camino al cerro Minillas (ver Figura 7.9) puede ser producto del emplazamiento de los intrusivos presentes en la zona (ver Figura 3.4). Pero esta hipótesis se ve mermada por la continuidad espacial del escarpe observado por la metodología (ver Figura 6.19), el *sag pound* (ver Figura 6.9), distorsión en las redes de drenaje (ver Figuras 6.5, 6.7 y 6.9) y el posible marcador geomorfológico desplazado (ver Figura 9.6).

Dado que los perfiles que existen en la bibliografía no reflejan la falla Aguas de Ramón ni la deformación que ésta provoca en la Formación Abanico frente a la ciudad de Santiago, se considera que el perfil esquemático mostrado en este trabajo se ajusta a la geología observada en superficie, al menos en primer orden.

Quiroga (2013)

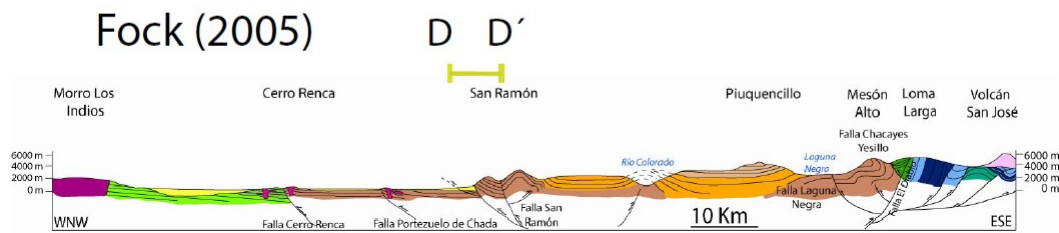
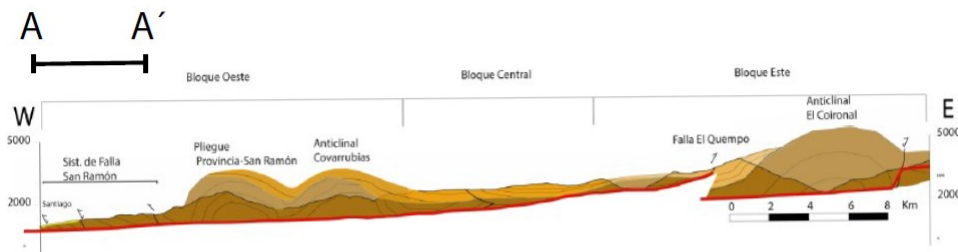


Figura 9.22: Perfiles estructurales de Quiroga (2013) y Fock (2005).

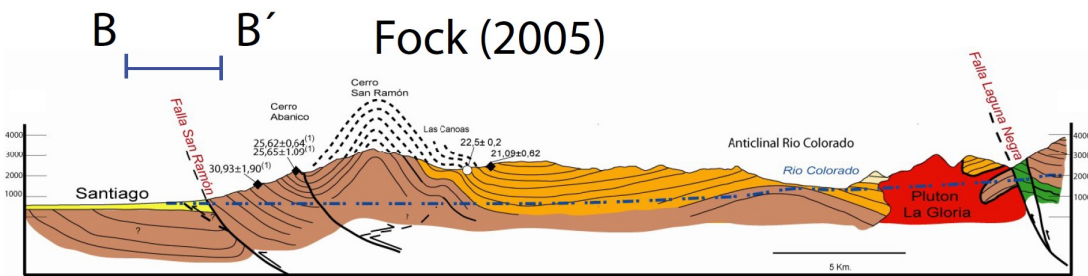


Figura 9.23: Perfil de Fock (2005). Modificado de Thiele, 1980.

9.6.1. Edad de actividad de estructuras

En ambos modelos presentados (ver Figuras 9.10 y 9.12) las edades de actividad de las estructuras fueron recopiladas de bibliografía y otras interpretadas. En el primer modelo (ver Figura 9.10) la actividad holocena de la traza oeste del sistema de falla San Ramón en su Segmento Norte y las zonas de transferencia se extrajo de Vargas *et al.*, 2014. Mientras que para la traza oeste de la Falla San Ramón en su Segmento Sur se interpreta que no ha tenido actividad en el Holoceno debido al suave piedemonte observado. Esto se interpreta como una falta de actividad tectónica cuaternaria en el piedemonte del valle de San Juan de Pirque. La deformación cuaternaria aparentemente se trasladó hacia el este del piedemonte, probablemente a la falla 4 dado los escarpes asignados por la metodología.

Por otro lado, para la traza este de la Falla San Ramón su actividad se divide en dos. El segmento norte se interpreta su actividad cuaternaria basado en el marcador geomorfológico interpretado en la Quebrada de Macul (ver Figuras 9.6). Mientras que para el segmento

sur de la traza este, su actividad holocena se interpreta por la presencia de escarpes sobre la estructura, la continuación del trend sísmico cortical hacia el sur (Rauld, 2011) y las perturbaciones observadas por Ormeño (2007) sobre el río Maipo. Ya que el río, al ser una red de drenaje de alto orden (9 según Ormeño, 2007), más rápido tenderá a llegar a su nivel de equilibrio (Kéller y Pinter, 1996), por lo que la existencia de perturbaciones en los indicadores morfométricos podría mostrar una actividad holocena de esta estructura al sur del río Maipo (Burbank Y Anderson, 2001).

En resumen, la actividad de la traza este, en su Segmento Norte, se infiere que al menos fue en el cuaternario. Se recomienda el estudio del marcador geomorfológico desplazado interpretado en este trabajo (ver Figura 9.6) con el objetivo de poder caracterizar la estructura. Además, se recomienda utilizar el mapa generado por la aplicación de la metodología en el frente cordillerano de la Región Metropolitana para buscar más marcadores geomorfológicos desplazados y así poder caracterizar mejor la estructura (ver Figura 6.20).

9.6.2. Posible estructura activa bajo la ciudad de Santiago

Los escarpes topográficos observados en el mapa de Rauld (2011) sobre depósitos aluviales del Plestoceno Medio y superior y la disposición relativa entre ellos (ver Figura 6.1) hacen pensar que bajo la ciudad de Santiago atraviesa una estructura de rumbo NNW y de cinemática dextral.

Dada la interpretación hecha se recomienda llevar a cabo trincheras sobre los escarpes topográficos para corroborar la existencia de una estructura y su posible caracterización. Además, hacer un modelos de alta resolución del terreno para poder observar su posible traza bajo la ciudad de Santiago.

9.7. Modelo de deformación a largo plazo

El modelo de deformación a largo plazo (ver Figura 9.15) es construido con base en el modelo construido en la sección 9.3.3, estructuras presentes en la bibliografía, vectores de esfuerzos regionales e interpretaciones de continuidad y cinemática de estructuras. Las interpretaciones de cinemática se hacen con base a la vergencia hacia el Oeste del dominio occidental de la cordillera principal (Armijo *et al.*, 2010). Mientras que la continuidad de las estructuras es interpretada con base en que el enrejado estructural es continuo (Wilson, 1965).

9.7.1. Actividad de estructuras

En el modelo presenta 2 estructuras de carácter regional que son interpretadas como activas.

Respeto a la estructura 2 (ver Figura 9.15), Vargas *et al.*, 2014 también interpreta la falla como activa pero sin continuidad hacia la ciudad de Santiago.

Por otro lado, la interpretación de actividad de la falla 4 (Thiele 1980; Fock, 2005; ver Figura 9.15) puede ser favorecida por el trabajo de Ormeño, 2007. Él comenta que en el sector del Cordón de los Ratones el cauce del río Maipo se encuentra confinado lo que puede deberse a que existe otro frente tectónico que controla el nivel base del río en este sector (ver Figura 9.15).

9.7.2. Enrejado estructural oriental y la cuenca de Santiago

El enrejado estructural mostrado en modelo regional (ver Figura 9.15) muestra fallas regionales inversas con una componente dextral impuesto por los vectores de esfuerzos regionales. Las estructuras regionales tienen una disposición geométrica de *step-over* y están conectadas por fallas secundarias de rumbo.

Según Burbank y Anderson (2001) la combinación del sentido de movimiento de las estructuras de rumbo y la geometría *step-over* en las zonas de transferencia determinan si las estructuras generan compresión o extensión. Con un *step-over* compresional, una zona levantada se forma entre los límites de las estructuras, mientras que un extensional *step-over* se forman estructuras normales para acomodar la subsidencia dentro de la cuenca. Estas cuencas son llamadas *pull-apart*.

La disposición espacial de las estructuras regionales y su geometría de *step-over* en las zonas de transferencia presentadas en el modelo regional sugieren la formación de cuencas *pull-apart*. La interpretación de la formación de cuencas *pull-apart* puede verse respaldada por Araneda *et al.*, 2000. Él estudia la profundidad del basamento rocoso del valle de Santiago por medio de gravimetría. Si sobreponemos en modelo regional planteado con los resultados de Araneda *et al.*, 2000 obtenemos la Figura 9.24.

De la Figura 9.24 observamos que hay una relación espacial entre la profundidad del basamento rocoso y las cuencas *pull-apart*. Las mayores profundidades del sector oriente de la cuenca de Santiago están en donde se están formando las cuencas *pull-apart*.

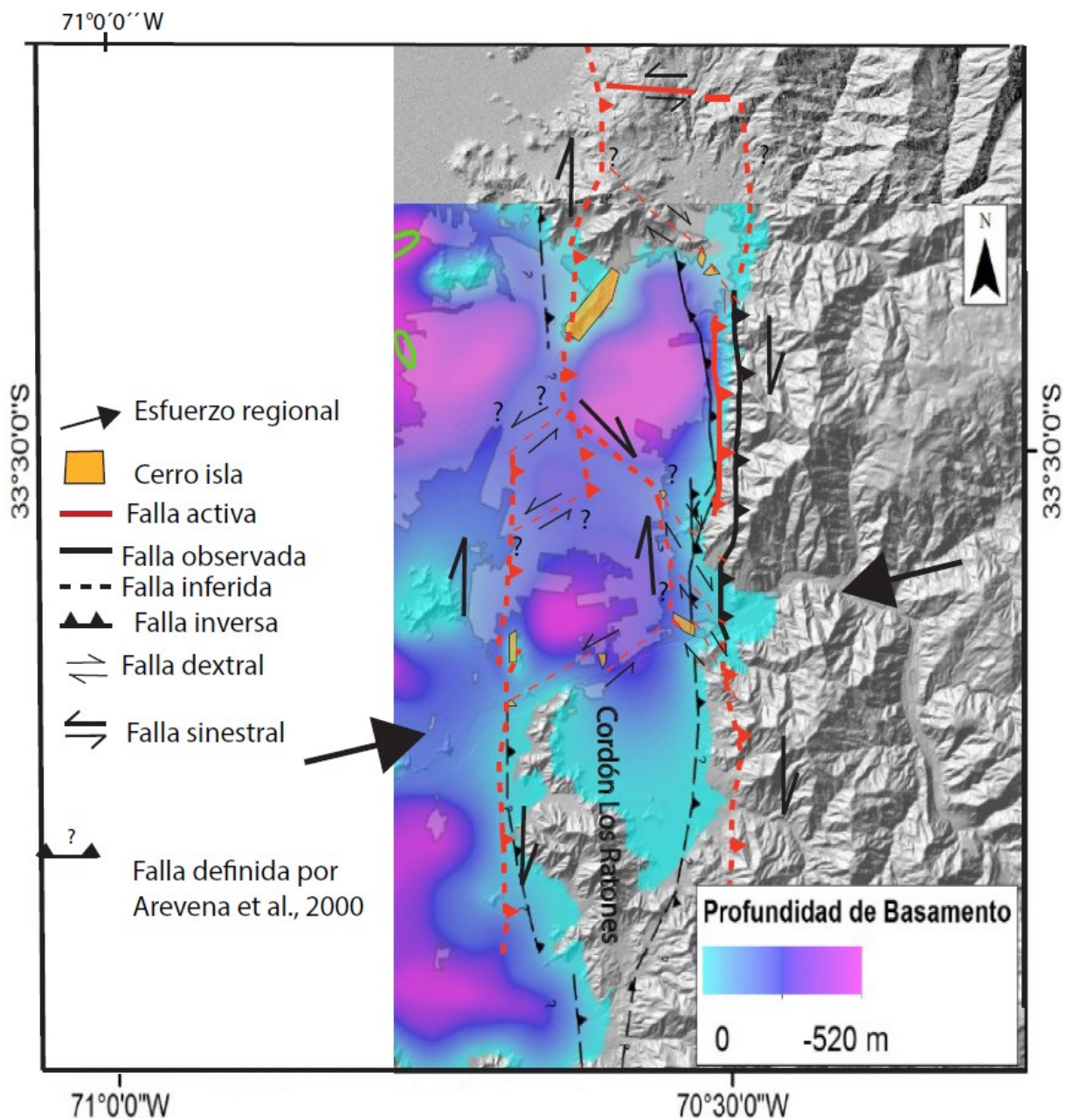


Figura 9.24: Superposición de modelo estructural regional a profundidad del basamento rocoso del valle de Santiago (Araneda *et al.*, 2000).

En resumen, el modelo regional planteado se correlaciona con los datos gravimétricos de Araneda *et al.*, 2000, al menos en un primer orden, los esfuerzos regionales actuales, estructuras activas existentes en bibliografía y las estructuras presentadas por este trabajo. Se recomienda llevar estudios geomorfológicos y estructurales para avalar el modelo. Una manera de estudiar el modelo aquí planteado sería con base a la utilización de la metodología planteada en este mismo trabajo con un DEM de alta resolución y por medio de la construcción de trincheras.

9.7.3. Peligros para la ciudad de Santiago

Se han presentado dos modelos estructurales para el frente cordillerano de la Región Metropolitana. El primero modelo contempla la existencia del sistema de falla San Ramón con una traza activa de 40 Km de largo (Ver Figura 9.10). El segundo modelo contempla la existencia de dos fallas independientes, con una longitud activa de 14 km para la falla San Ramón y 12 km para la falla Aguas de Ramón.

El largo del frente de montaña activo mostrado por el primer modelo (40 km; ver Figura 9.10) y la historia de recientes rupturas en el segmento norte (Vargas *et al.*, 2014) sugieren que cada segmento puede producir terremotos $M_w \sim 7$ tomando en cuenta que el nivel de despegue es de 15 km y un μ de 30 gigapascales.

Los sismos anteriormente calculados son calculados con base al modelo de segmentación de la falla. Pero esta segmentación de la traza de falla no siempre es un buen indicador para evaluar los posibles sismos que pueden producir las fallas inversas. Fallas inversas en distintas partes del mundo han presentado ruptura en varios segmentos lo que indican que los modelos de segmentación sistemáticamente subestiman la magnitud de los sismos producidos por fallas inversas corticales (Rubin, 1996). Por lo que un sismo que presente ruptura en los dos segmentos definidos con un desplazamiento promedio de 5 m podría generar sismos $M_w \sim 7,5$.

Las fallas activas presentadas se extienden dentro de la ciudad de Santiago, atravesando viviendas, reactores nucleares y las principales plantas de agua potable que abastecen la ciudad de Santiago (ver Figura 9.16). Además, al estar conectadas las trazas en profundidad, lo mas probable es que las dos trazas principales de orientación NS trabajen juntas en un eventual sismos, por lo que podría generar caídas de bloques a las viviendas próximas al frente cordillerano.

Por otro lado, en el segundo modelo, los sismos que podría generar la falla San Ramón son de $M_w \sim 7$. Mientras que los peligros sísmicos que podría generar la falla Aguas de Ramón en su segmento Sur no pueden ser estimados por la fórmula de Hanks y Kanamori (1979) al no tener conocimiento del desplazamiento promedio de esta estructura por lo que su posible magnitud de momento es calculada con base a la relación empírica de Wells y Coppersmith (1994) en la cual relaciona la longitud de la ruptura en superficie v/s Magnitud de Momento (Ver Figura 9.25). Si asumimos que la longitud de ruptura superficial es igual al lago de la falla planteado en el modelo, la estructura podría causar un sismo de $M_w = 6,4$.

Se recomienda llevar estudios más acabados sobre las estructuras planteadas en los modelos presentados. Estudios geomorfológicos con base en modelos de elevación de alta resolución se hacen imprescindibles para poder observar la real traza de las estructuras. Al igual que estudios paleosísmicos para obtener el desplazamiento promedio provocado por las estructuras.

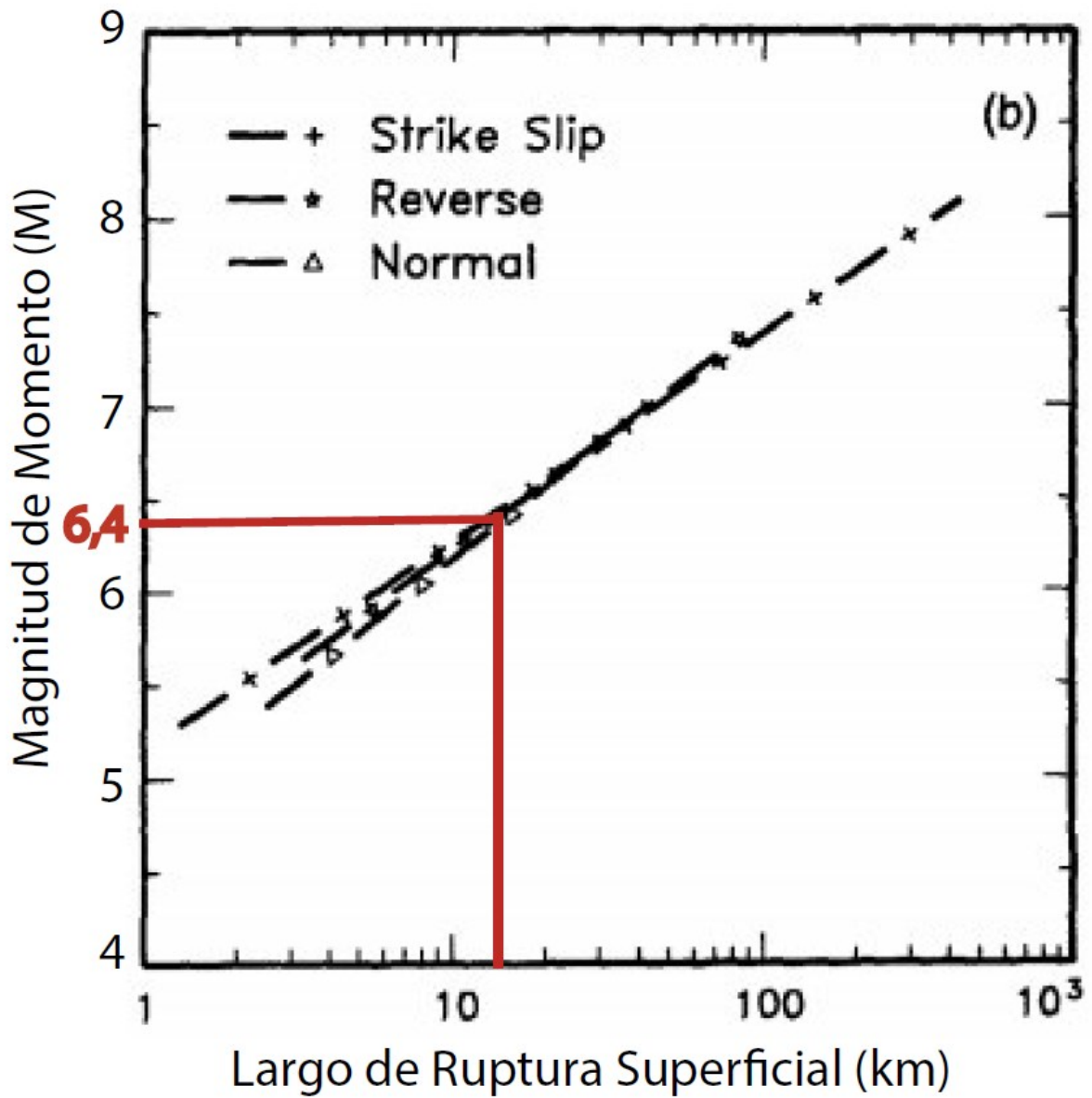


Figura 9.25: Gráficos Magnitud vs Largo de ruptura en superficie tomados de Wells y Copersmith (1994). En rojo se tienen las estimaciones de la magnitud de momento 6,4.

Capítulo 10

Conclusión

Se ha presentado una metodología con base en teledetección aplicable en el flanco occidental de la Cordillera Principal para la identificación de fallas existentes en bibliografía que presenten posible actividad neotectónica. La metodología es aplicable en donde vegetación y la urbanización no lideren la cobertura del paisaje. El método plantea métodos de análisis para discriminar escarpes topográficos de génesis no tectónicos, además utiliza una combinación de técnicas para delinear características relacionadas con fallas cuaternarias, incluyendo: (1) mapeo de escarpes de falla a través de un *HillShade* y mapas de pendientes generados a partir de un DEM (12,5 m de resolución); (2) mapas geológicos de primer orden; (3) datos estructurales y geomorfológicos del área de interés; y (4) interpretación con base a resultados y bibliografía. Ésta se calibró en la falla San Ramón y aplicó en el frente cordillerano de la Región Metropolitana. Además, fue corroborada con una campaña de terreno en un punto especificado por ésta.

La calibración de la metodología resultó en un 67% del total de escarpes mapeados para la falla San Ramón. Además, reconoce hasta los escarpes medianos nombrados por Rauld (2011). La aplicación de la metodología en el frente cordillerano de la Región Metropolitana resultó en un mapa sobre la ubicación de posibles marcadores geomorfológicos desplazados y sus respectivos escarpes, asignados a 4 estructuras presentes en la bibliografía. El análisis del rumbo de los escarpes revela dos zonas con escarpes preferentemente NS y otras dos zonas con escarpes en *echelon* de rumbo NNW. Se observa una diferencia en la densidad de los escarpes entre el piedemonte de Santiago y San Juan de Pirque, siendo mayor en el primero. Un análisis geomorfológico de la zona rebelo la existencia de una correlación espacial entre los escarpes en *echelon* de rumbo oblicuo y salidas de montaña hacia el valle de Santiago. Por otro lado, el terreno revela la existencia de una discordancia angular y un posible marcador geomorfológico desplazado.

Con base en los escarpes topográficos, perturbaciones en el *talweg* de las principales redes de drenaje, bibliografía y observaciones de terreno se concluye que posiblemente la falla Aguas de Ramón (Fock, 2005) y la falla observada por Thiele (1980) son la misma estructura. Esta estructura se extendería frente a la ciudad de Santiago con un largo observado e interpretado de 20 km. La falla Aguas de Ramón posiblemente continua hacia el sur como lo interpreta Thiele (1980), siendo apoyado por los escarpes topográficos, perturbaciones en el *talweg* del

río Maipo y el *sag pound*, por lo que su traza puede llegar a medir 40 km. Además, esta estructura habría tenido actividad al menos en el cuaternario con base en la interpretación del marcador geomorfológico desplazado y las perturbaciones en el río Maipo observadas por Ormeño (2007).

Con base en la diferencia de densidad y rumbo de los escarpes topográficos se interpretan 2 segmentos y 2 zonas de transferencia. La cinemática de los segmentos y las zonas de transferencia son definidos con base en interpretaciones de depósitos desplazados y bibliografía.

Por medio de las fallas destacadas por la metodología, los escarpes topográficos, datos de terreno e interpretaciones de cinemática se elaboran dos modelos de deformación del frente cordillerano y sus respectivos perfiles esquemático. El primer modelo interpreta la traza de falla Aguas de Ramón como parte del sistema de falla San Ramón asignándole un peligro sísmico del orden de $M_w \sim 7 - 7,5$. El segundo modelo sugiere que la falla Aguas de Ramón es una estructura independiente al sistema de falla San Ramón asignándole un peligro sísmico de $M_w \sim 6,4$ y una $M_w \sim 7$ a la falla San Ramón.

Dado que los perfiles que existen en la bibliografía no reflejan la traza este del sistema de falla San Ramón en el primer modelo y/o la falla Aguas de Ramón en el segundo modelo, ni la deformación observada que ésta provoca en la Formación Abanico frente a la ciudad de Santiago, se considera que el perfil esquemático mostrado en este trabajo se ajusta a la geología observada en superficie, al menos en primer orden.

Por otro lado, el modelo regional planteado se correlación los esfuerzo regionales actuales, estructuras activas existentes en bibliografía, las estructuras presentadas por este trabajo y , en un primer orden, con los modelos de profundidad del basamento rocoso. Estas estructuras pueden causar gran riesgo al tener ruptura superficial por lo que el estudio de este y/u otros modelos de deformación del frente de montaña se hacen imprescindibles, ya que la exposición de la población a un riesgo sísmico tendría considerables implicancias.

El método propuesto es de libre acceso. Los costos asociados a su aplicación son mínimos. Los resultados de la metodología, el análisis morfométrico de los escarpes y las redes de drenaje, y un posterior terreno ratifican la posible continuidad espacial entre dos fallas observadas así como la existencia de un posible marcador desplazado. Por lo que se concluye que la metodología es una herramienta útil a la hora de comprender el enrejado estructural de la zona, permitiendo observar estructuras que causan deformaciones observables a una escala 1:50.000. Además, dada la aplicación y sus resultados, la metodología es capaz de observar fallas activas inversas, al menos en frentes montañosos de márgenes convergentes. Sumado a esto, la metodología es una herramienta útil a la hora de preparar una salida de campo al indicar lugares en donde ir a observar con mayor detalle.

Con la detección de las fallas San Ramón y Aguas de Ramón por medio de la metodología, se pueden llevar a cabo estudios más acabados para la caracterización de las estructuras y un posterior análisis de los peligros que pueden presentar para la población. Por lo que la metodología es una herramienta útil a la hora de llevar a cabo estudios preliminares de peligro sísmico.

Dado los potenciales sismos que pueden generar las estructuras planteadas en los mode-

los, se recomienda llevar a cabo estudios más acabados para comprender el real alcance del frente activo dentro de la ciudad. Estudios a través de métodos como gravimetría, resistividad eléctrica y perforaciones se hacen imprescindibles para caracterizar las estructuras y comprender el real peligro sísmico que puede presentar Santiago producto de la activación de una falla cortical. Además, se recomienda la aplicación de la metodología con un modelo de elevación de alta resolución y/o la construcción de un DEM con base en orto-fotos del servicio aereofotométrico (SAF) para eliminar la influencia antropogénica.

Capítulo 11

Bibliografía

Araneda, M., M. Avendaño, and C. Merlo (2000), Modelo gravimétrico de la cuenca de Santiago, etapa III final, in IX Congreso Geológico Chileno, vol. actas vol. 2, pp. 404–408

Aránguiz, T (2018). Evolución historiográfica de la exposición de Santiago a la amenaza sísmica de la falla san Ramón y su posible relación con el terremoto del 13 de mayo de 1647. Memoria de Título, Universidad de Chile, Santiago de Chile.

Araya, J (2018) Neotectonics and seismic source characterisation in the central high andes, near chile's capital santiago. Tesis de magister en geología, Universidad de Chile, pp 213

Armijo, R., Rauld, R., Thiele, R., Vargas, G., Campos, J., Lacassin, R., & Kausel, E. (2010). The West Andean thrust, the San Ramon fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics*, 29(2).

Arrowsmith, J. R., & Zielke, O. (2009). Tectonic geomorphology of the San Andreas fault zone from high resolution topography: An example from the Cholame segment. *Geomorphology*, 113(1-2), 70-81.

Audin, L., Herail, G., Riquelme, R., Darrozes, J., Martinod, J. and Font, E. 2003. Geomorphological markers of faulting and neotectonic activity along the western Andean margin, northern Chile. *J. Quaternary Sci.*, Vol. 18 pp. 681–694. ISSN 0267-8179.

Balfour, N., Cassidy, J., Dosso, S., and Mazzotti, S., 2011, Mapping crustal stress and strain in southwest British Columbia: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), v. 116, B03314, doi: 10.1029/2010JB008003.

Bense, T. (noviembre 01, 2007). Introduccion a la percepción remota. julio 19, 2019, Sextas Jornadas de Educación en Percepción Remota en el Ámbito del Mercosur. Recuperado de <http://www.teledet.com>.

Brooks, B., bevis, M., Smalley Jr, R., Kendrick, E., Manceda, R., Lauría, E.,& Arauje, M. (2003) Crustal motion in Southern Andes (26°-36° S):Do the Andes behave like a microplate?. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(10).

Carretier, S., Tolorza, V., Rodríguez, M. P., Pepin, E., Aguilar, G., Regard, V., ... & Hérail, G. (2015). Erosion in the Chilean Andes between 27°S S and 39°S S: tectonic, climatic and geomorphic control. *Geological Society, London, Special Publications*, 399(1), 401-418.

Celis Sáez, C. (2018). Susceptibilidad de remociones en masa y peligro de flujos en el frente cordillerano de Santiago, Región Metropolitana. Disponible en <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/168618>

Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J., Gans, P., Kay, S., & Zurita, E. (2002). Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33–36 SL). *Journal of South American Earth Sciences*, 117-139.

Charrier, R y Muñoz, N., 1994. Jurassic Cretaceous palaeogeographic evolution of the Chilean Andes at 23°-24° S Latitude and 34°-35°S Latitude: A comparative analysis. In: Reutter, K-J., Scheuber, E. & Wigger, P. (editores): *Tectonics of the Southern Central Andes*, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, pp 233-242.

Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Sellés, D., & Gana, P. (2001). Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal: región metropolitana de Santiago y del Libertador general Bernardo O'Higgins. Servicio Nacional de Geología y Minería.

Czajkowski, J. L.; Bowman, J. D. (2014) Faults and earthquakes in Washington State: Washington Division of Geology and Earth Resources Open File Report 2014-05, 1 sheet, scale 1:750,000.

Dohrenwend, J. C. y Parsons, A. J. (2009). Chapter 13 : Pediments in Arid Environment. En A.J. Parsons, A.D. Abrahams (eds.), *Geomorphology of Desert Environments*, 2nd ed., DOI 10.1007/978- 1-4020-5719-9 13.

Environmental Systems Research Institute.(2016). Visto en ArcGis Desktop. Recuperado de <http://www.desktop.arcgis.com>

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).

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 (Ms.Cs. Geology). Santiago. Universidad de Chile, Departamento de Geología. 179 p.

Fock, A., Charrier, R., Farías, M., & Muñoz, M. (2006). Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico (33-34° S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial*, 6, 48-55.

Giambiagi, L., Álvarez, P.P., Godoy, E., Ramos, V.A., 2003a. The Control of pre-existing extensional structures on the evolution of the southern sector of the Aconcagua Fold and thrust belt, southern Andes. *Tectonophysics*, Vol. 369. p. 1-19.

Giambiagi, L., Tunik, M., Ghiglione, M., 2001. Cenozoic tectonic evolution of the Alto Tunuyán foreland basin above the transition zone between the flat and normal subduction segment (33° 30' S -34° S), western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 14, p. 707-724.

Gledhill, K., Ristau, J., Reyners, M., Fry, B., & Holden, C. (2011). The Darfield (Canterbury, New Zealand) Mw 7.1 Earthquake of September 2010: A Preliminary Seismological Report. *Seismological Research Letters*, 82(3), 378–386. doi:10.1785/gssrl.82.3.378

Gripp, A. E., & Gordon, R. G. (2002). Young tracks of hotspots and current plate velocities. *Geophysical Journal International*, 150(2), 321-361.

Hanks, T.C., and Kanamori, H., 1979, A moment magnitude scale: *Journal of Geophysical Research*, v. 84, p. 2348–2350, doi:10.1029 /

Hauser, A., 1985. Flujos de barro en la zona preandina de la Región Metropolitana: Características, causas, efectos, riesgos y medidas preventivas. *Revista Geológica de Chile* No. 24, p. 75-92

Johnson, S. Y., Potter, C. J., Miller, J. J., Armentrout, J. M., Finn, C., & Weaver, C. S. (1996). The southern Whidbey Island fault: an active structure in the Puget Lowland, Washington. *Geological Society of America Bulletin*, 108(3), 334-354.

Keller, E. A., & Pinter, N. (2002). *Active Tectonics: Upper Saddle Rivers*.

Klohn, C. 1960. Geología de la Cordillera de los Andes-; de Chile Central, provincias de Santiago, O·Uiggins. *Colchagua y Curieó. Inst. Invest. Geológicas, Bol. 8,95 p., Santiago*

Laurencelle, J., Logan, T., Gens, R., 2015, ASF radiometrically terrain corrected ALOS PALSAR products. Product guide.

Martinez, B (2009). SUSCEPTIBILIDAD DE REMOCION EN MASA EN LA QUEBRADA DE MACUL, REGION METROPOLITANA. Memoria de Título, Universidad de Chile, Santiago de Chile.

Mordojovich, C. (1981). Sedimentary basins of Chilean Pacific Offshore. *AAPG Special Volumes, SG 12: Energy Resources of the Pacific Region* pp. 63 - 82.

Morell, C Regalla, LJ Leonard, C Amos, V Levson, 2017, Quaternary Rupture of a Crustal Fault beneath Victoria, British Columbia. *GSA Today* 27 (3), pp. 4-10.

Mosher, D.C., Cassidy, J.F., Lowe, C., Mi, Y., Hyndman, R.D., Rogers, G.C., and Fisher, M., 2000, Neotectonics in the Strait of Georgia: First tentative correlation of seismicity with shallow geological structure in southwestern British Columbia: *Current Research*, p. A22.

Mpodozis, C., Ramos, V. A., 1989. The Andes of Chile and Argentina. In: Eriksen, G., Caas, M., Reintmund, J. (Eds.), *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and energy resources. Earth Sciences Series. Circum-Pacific council for Energy and Hydrothermal Resources, Houston, Texas*, pp. 59–60.

Naranjo, J. A., & Varela, J. (1996). Flujos de detritos y barro que afectaron el sector oriente de Santiago, el 3 de mayo de 1993 (No. 47). Servicio Nacional de Geología y Minería.

Nyström, J., Vergara, M., Morata, D., & Levi, B. (2003). Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33° 15'–33° 45' S). *GSA Bulletin*, 1523-1537

Quigley, M., Van Dissen, R., Litchfield, N., Villamor, P., Duffy, B., Barrell, D., Furlong, K., Stahl, T., Bilderback, E., and Noble, D., 2012, Surface rupture during the 2010 MW 7.1 Darfield (Canterbury) earthquake: Implications for fault rupture dynamics and seismic-hazard analysis: *Geology*, v. 40, no. 1, p. 55–58, doi: 10.1130/G32528.1.

Quiroga, R. (2013). Análisis estructural de los depósitos cenozoicos de la Cordillera Principal entre el cerro Provincia y el cordón El Quempe, Región Metropolitana, Chile (33° 18' a 33° 25' S). Memoria de título, Departamento de Geología, Universidad de Chile. 128 p.

Rauld, R. (2002). Análisis morfoestructural del frente cordillerano de Santiago oriente, entre el Río Mapocho y la Quebrada de Macul. Memoria de Título, Universidad de Chile, Santiago de 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). Tesis Doctoral, Universidad de Chile, Santiago de Chile.

Riesner, M., R. Lacassin, M. Simoes, R. Armijo, R. Rauld, and G. Vargas (2017), Kinematics of the active West Andean fold-and-thrust belt (central Chile): Structure and long-term shortening rate, *Tectonics*, 36, 287–303, doi:10.1002/ 2016TC004269

Rockwell, T., Lindvall, S., Herzberg, M., Murbach, D., Dawson, T., and Berger, G., 2000, Paleoseismology of the Johnson Valley, Kickapoo, and Homestead Valley faults: Clustering of earthquakes in the eastern California shear zone: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 90, no. 5, p. 1200–1236, doi: 10.1785/0119990023.

Rogers, G.C., 1988, An assessment of the megathrust earthquake potential of the Cascadia subduction zone: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 25, no. 6, p. 844–852, doi: 10.1139/e88-083.

Rosenqvist, A., Shimada, M., Ito, N., & Watanabe, M. (2007). ALOS PALSAR: A pathfinder mission for global-scale monitoring of the environment. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45(11), 3307-3316.

Roy, D. P., Wulder, M. A., Loveland, T. R., Woodcock, C. E., Allen, R. G., Anderson, M. C., ... & Scambos, T. A. (2014). Landsat-8: Science and product vision for terrestrial global change research. *Remote sensing of Environment*, 145, 154-172.

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

Schwartz, D., and Coppersmith, K., 1984, Fault behavior and characteristic earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas fault zones: *Journal of Geophysical Research*,

v. 89, p. 5681–5698.

Scholz, C. H. (1998). Earthquakes and friction laws. *Nature*, 391(6662), 37.

Schwartz, M. (Ed.). (2006). *Encyclopedia of coastal science*. Springer Science & Business Media.

Sellés, D.; Gana, P. 2001. Geología del Area Talagante-San Francisco de Mostazal, Regiones Metropolitana de Santiago y del Libertador General Bernardo O'Higgins. Carta Geológica de Chile. Serie Geología Básica, No. 74, 30 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago

Sepúlveda, S.A., 1998. Metodología para Evaluar el Peligro de Flujos de Detritos en Ambientes Montañosos: Aplicación en la Quebrada Lo Cañas, Región Metropolitana. Memoria para optar al Título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Strecker, M. R., Hilley, G. E., Arrowsmith, J. R., & Coutand, I. (2003). Differential structural and geomorphic mountain-front evolution in an active continental collision zone: The northwest Pamir, southern Kyrgyzstan. *Geological Society of America Bulletin*, 115(2), 166-181

Tassara, A., Yáñez, G., 2003 Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15°S-47°SS). *Revista Geológica de Chile*, vol.30, no.2, p.159-186.

Thiele, R., 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile (29), 21p.

Troncoso Castro, M. (2014). Evidencia geomorfológica de neotectónica en el borde oriental de la depresión Los Andes-San Felipe, Provincia de Los Andes, Región de Valparaíso.

U.S. Geological Survey, 1987. *Digital Elevation Models: U.S. Geological Survey Data User's Guide 5*, 38 p.

Vigny, C., Rudloff, A., Ruegg, J., Madariaga, R., Campos, J., & Alvarez, M. (2009). Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo Gap. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 86-95.

WALLACE, R. E. (1977). Profiles and ages of young fault scarps, north-central Nevada. *Geological Society of America Bulletin*, 88 (9): pp. 1267-1281.

Wall, R., Selles, D., & Gana, P. (1999). Mapa geológico del área de Tiltill-Santiago, Región Metropolitana. Mapas Geológicos, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.

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

Wilson, J. T. (1965). A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, 207(4995), 343.