



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

ESTRUCTURA DE LA CORDILLERA FRONTAL EN LA PROVINCIA DE LIMARÍ: UN
APORTE AL ENTENDIMIENTO DE LA CONFIGURACIÓN DEL MARGEN CHILENO DE
LOS ANDES CENTRALES

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

SEBASTIÁN JOSÉ BAEZA ROBBA

PROFESOR GUÍA:
DANIEL ALBERTO CARRIZO SANTIAGO

MIEMBRO DE LA COMISIÓN:
SOFÍA REBOLLEDO LEMUS
CÉSAR ARRIAGADA ORTEGA

SANTIAGO DE CHILE
2017

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE:** Geólogo
POR: Sebastián José Baeza Robba
FECHA: 24/01/2017
PROFESOR GUÍA: Daniel Alberto Carrizo San-
tiago

Estructura de la Cordillera Frontal en la Provincia de Limarí: Un aporte al entendimiento de la configuración del margen Chileno de Los Andes Centrales

El principal rasgo morfológico de escala orogénica en el margen occidental de los Andes Centrales corresponde a un escalón topográfico de entre 1000 y 3000 metros, paralelo a la fosa, continuo y homogéneo que se extiende por 2000 kilómetros a lo largo del margen. Sin embargo, su notoria linealidad se pierde al ser observado a una menor escala. De manera local se ha determinado un control tectónico de primer orden para su desarrollo, asociado a sistemas de fallas inversas de vergencia oeste, evidenciado por el *West Thrust System* (WTS) en el Norte Grande de Chile y el sistema de Falla Pocuro-San Ramón (PF-FSR) en Chile Central. Según algunos autores, estos sistemas de falla son parte de una misma estructura orogénica denominada *West Andean Thrust*, que controlaría el alzamiento del orógeno en el flanco occidental de Los Andes. Sin embargo, la documentación actual en el margen occidental del orógeno no permite evidenciar dicha estructura, por lo que el desarrollo de la total extensión del frente cordillerano occidental y su rol en la construcción del orógeno es una problemática de controversia actual. En particular, en la Región de Coquimbo, el escalón topográfico es evidente y abrupto cuando coincide espacialmente con la Falla Vicuña, pero pierde su linealidad hacia el sur en la zona de los ríos Rapel-Los Molles y Río Mostazal, al acuñarse dicha estructura. En este segmento del margen no ha sido documentada la existencia de una estructura similar a la Falla Vicuña con el potencial de generar el escalón topográfico. La presente memoria aborda la problemática descrita, focalizada en un estudio estructural detallado en el piedemonte de la Provincia de Limarí, y tiene como objetivo principal caracterizar la estructura orogénica del margen oeste de los Andes Centrales, en el segmento comprendido entre los 30,5°S y 31°S, y establecer su relación con el alzamiento de la Cordillera Frontal, evidenciada por el relieve actual.

Sobre la base de análisis multiescala, fue estudiada la morfología y geología de escala regional, junto con un análisis detallado de la estructura en la zona en estudio. Posteriormente fue analizada la estructura en subsuperficie, y comparada con sistemas estructurales mayores documentados a lo largo del margen. Se concluye que el principal rasgo tectónico en la Región de Coquimbo es un bloque alzado de Basamento (denominado Cordillera Frontal) que constituye la alta cordillera en la región y cuyo borde occidental forma parte del escalón topográfico en estudio. En la zona, la cobertura Mesozoica se deforma alrededor de un macizo de Basamento, formando un prominente monoclinial en su borde oeste, que coincide con el aumento en la altura del relieve en dirección O-E. Además, la cuenca exhibe deformación interna concentrada, principalmente, en el limbo de dicho monoclinial. Esta configuración responde a una deformación pasiva de la Cuenca Mesozoica asociada al alzamiento del macizo de Basamento en la zona en estudio, a través de una estructura litosférica de vergencia oeste. Esta última controla, de manera equivalente a la Falla Vicuña, el alzamiento del frente cordillerano.

"Si usted me conoce basado en lo que yo era un año atrás, usted ya no me conoce más. Mi evolución es constante.

Permítame presentarme nuevamente"

A mi familia

Agradecimientos

El largo final de esta etapa universitaria fue largo y complejo. Sin la ayuda de un puñado de grandes personas, este proceso podría no haber llegado a su fin. Gracias a todos aquellos que aportaron con su granito de arena al hacerlo más productivo y ameno, aquellos que prestaron parte de su tiempo y conocimientos para el desarrollo de este trabajo, y especialmente a los que me acompañaron durante todo el período, sin dejarme perder el rumbo.

Gracias a mi madre, Cecilia; mi padre, Omar y mis hermanas María José y Daniela, por ser mi máximo apoyo y motivación.

Gracias a Alejandra, por haber estado conmigo siempre, en las buenas y en las malas, y no haberme dejado rendirme jamás.

A mis abuelos, por su cariño y comprensión.

Gracias a Guillermo Fuentes, como amigo y gran profesional, por haber sido un tremendo aporte para el desarrollo de este trabajo.

A todos mis amigos beauchefianos, cada uno forma parte de mi ser.

A mis amigos de la vida, Benjamín y Andrés, por no haber perdido la fé en mí.

A Marianella, mi guía psicológica.

A Blanca, por su increíble paciencia y buena disposición,

A mis amigos de la 305, por haberme aguantado y subido el ánimo en los peores momentos.

Gracias a Robin y a Daniel por haberme enseñado a ver la geología con otros ojos.

Finalmente, agradecer a todos aquellos que de alguna u otra manera, tendieron su mano y aportaron en esta etapa de crecimiento personal.

Un abrazo.

Keep Smiling...

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1. Presentación del problema	1
1.2. El caso de la Provincia de Limarí	6
1.3. Objetivos	8
1.3.1. Objetivo General	8
1.3.2. Objetivos Específicos	9
1.4. Hipótesis	9
1.5. Metodología	9
1.5.1. Antecedentes bibliográficos y mapa regional	10
1.5.2. Análisis morfotectónico general	11
1.5.3. Mapeo y análisis estructural de sensores remotos	11
1.5.4. Trabajo en terreno	12
1.5.5. Estudio digital de la deformación en la Cuenca Mesozoica	12
1.5.6. Análisis geométrico y pseudobalance de secciones	13
1.6. Otros antecedentes	13
2. Geología de la Zona en Estudio	14
2.1. Basamento Paleozoico	14
2.1.1. Superunidad Elqui SUE (Carbonífero)	15
2.1.2. Superunidad Ingaguas SUI (Pérmico-Triásico Inferior)	15
2.2. Cuenca Mesozoica	16
2.2.1. Cuenca Jurásica	16
2.2.2. Cuenca Cretácica	19
2.3. Intrusivos Terciarios	26
2.3.1. Grupo 1 (ca. 66-64 ma)	26
2.3.2. Grupo 2 (ca. 57 Ma)	26
2.3.3. Grupo 3 (ca. 50-48 ma)	27
2.3.4. Grupo 4 (ca. 43 ma)	27
2.3.5. Grupo 5 (ca. 41 ma)	28
2.3.6. Grupo 6 (ca. 34 ma)	28
2.4. Depósitos Neógenos-Cuaternarios	29
2.5. Estructuras	29
2.5.1. Falla Tulahuén	29
2.5.2. Falla Vicuña	30
2.5.3. Estructuras Secundarias	30

3. Resultados y Análisis	32
3.1. Análisis del Relieve Orogénico	32
3.2. Análisis Geológico Regional	35
3.3. Descripción de la estructura en la zona en estudio	38
3.3.1. Zona occidental	39
3.3.2. Zona oriental	41
3.4. Descripción de la deformación en la cuenca mesozoica	47
3.5. Interpretación de la estructura en la zona en estudio	53
3.5.1. Pseudobalance de sección tipo	54
3.5.2. Estimación de la profundidad de la estructura	56
3.5.3. Geometría de la estructura en profundidad	58
4. Discusión y Conclusiones	61
Bibliografía	67
5. Anexos	76
5.1. Anexo 1: Mapa Geológico-Estructural Sector Los Molles	76
5.2. Anexo 2: Análisis de Sensibilidad	78

Índice de figuras

1.1.	Izquierda, modelo de elevación digital de Sudamérica con principales rasgos tectónicos. Derecha, modelo de elevación digital de los Andes Centrales; en blanco se presentan las principales unidades morfotectónicas (Jordan, 1983; Mpodozis y Ramos, 1990); en azul segmentado, la ubicación aproximada del frente topográfico occidental. Además se muestran los principales sistemas de falla en Chile. Los segmentos negros A,B,C,D,E y F corresponden a las trazas de los perfiles topográficos de la Figura 3.1. El cuadro rojo muestra ubicación de la zona de estudio. El rectángulo negro muestra la ubicación de los mapas regionales de las Figuras 1.2 y 3.4 WTS, West-Vergent Thrust System (Muñoz y Charrier, 1996); FV, Falla Vicuña (Mpodozis y Cornejo, 1988); FSR-FP, fallas San Ramón y Pucuro (Farías, 2007); DC, Depresión Central; PC, Provincia Costera; CF, Cordillera Frontal; PreC, Precordillera; CP, Cordillera Principal; WAT, West Andean Thrust (Armijo <i>et al.</i> , 2015). Base topográfica: ASTER GDEM V2, NASA y METI.	4
1.2.	Izquierda, mapa tectónico de la Región de Coquimbo y parte sur de la Región de Atacama. Se muestran las principales unidades tectónicas consideradas en este trabajo (Basamento, Cuenca Mesozoica, Arco Mesozoico, Arco Terciario) y las morfounidades Provincia Costera y Cordillera Frontal. Línea blanca segmentada muestra ubicación aproximada del escalón topográfico. Se destaca la Falla Vicuña, y la zona en estudio. Notar la estrecha relación espacial entre el escalón topográfico y la Falla Vicuña. Los tres segmentos blancos O-E muestran ubicación aproximada de los modelos esquemáticos de la derecha. Derecha, modelos esquemáticos modificados de Moscoso y Mpodozis (1988) que muestran los estilos estructurales del borde occidental del Basamento en la Cordillera Frontal, y su relación con la deformación en su cobertura mesozoica. Basado en: Rivano y Sepulveda, 1986; Mpodozis y Cornejo, 1988; Nasi <i>et al.</i> , 1985; Pineda y Calderón, 2008; Moscoso <i>et al.</i> , 1982; Moscoso <i>et al.</i> , 2010; Arévalo, 2009; Mapa Geológico de Chile 1M (SERNAGEOMIN, 2003); Ragona <i>et al.</i> , 1995; Rodríguez, 2013; Mapas SIG del Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR).	5
1.3.	Mapa de ubicación de la zona en estudio	8
1.4.	Esquema de las relaciones entre las metodologías a seguir (rectángulos de colores) y cada uno de los objetivos específicos propuestos (rectángulos negros) para alcanzar el objetivo general de esta memoria (rectángulo marrón inferior).	10

2.1.	Columnas estratigráficas generales de la zona de estudio y sus relaciones laterales. columna a) representa las unidades en el sector nor-poniente de la zona de estudio; columna b) representa al sector centro de la zona de estudio; columna c) representa al sector nor-oriente de la zona de estudio. SUE, Super Unidad Elqui; SUI, Super Unidad Ingaguas; Jtc, Formación Tres Cruces; Jm, Formación Mostazal; Ja, Formación Algarrobal; Krt, Formación Río Tascadero; Kp, Formación Pucalume; Kqm, Formación Quebrada Marquesa; Kqlt, Formación Quebrada la Totora; Kv, Formación Viñita; Kle, Formación Los Elquinos. Ti1, Ti2, Ti3, Ti4, Ti5, Ti6a y Ti6b, grupos intrusivos terciarios.	25
3.1.	Perfiles topográficos oeste-este a lo largo del flanco occidental de los Andes chilenos, destacando el frente topográfico y las principales unidades morfotectónicas. Se muestra la latitud aproximada de las secciones, y la ubicación exacta de las trazas se ilustra en la Figura 1.1. En los perfiles C, D, E y F, se trazó la envolvente de la topografía para suavizar los efectos de las incisiones fluviales y glaciales. Escala vertical exagerada 5 veces. WTS, <i>West Thrust System</i> ; FV, Falla Vicuña; FSR, Falla San Ramón; WAT, <i>West Andean Thrust</i>	33
3.2.	Arriba, modelo de elevación digital de la Región de Coquimbo (ASTER GDEM V2, NASA y METI). Línea segmentada indica ubicación aproximada del escalón topográfico (Modificado de Rodríguez, 2013). El rectángulo de color negro muestra la zona en estudio. Se identifican las trazas este-oeste de los perfiles topográficos G, H e I. El círculo azul, indica el punto desde donde se tomó la fotografía de la Figura 3.3. Abajo, secciones topográficas O-E de la región de Coquimbo. Se señala la ubicación de la Falla Vicuña y la zona en estudio (Escala Vertical Exagerada). Notar el cambio de configuración del relieve al desaparecer la falla Vicuña en la zona en estudio. FV, Falla Vicuña.	34
3.3.	Fotografía que expone el escalón topográfico generado por la falla Vicuña en el valle del Río Elqui. Notar la diferencia de ~ 1 km en la vertical.	35
3.4.	Mapa Regional de la Región de Coquimbo, la parte sur de la Región de Atacama y parte de la Provincia de San Juan (Argentina). Basado en: Rivano y Sepulveda, 1986; Mpodozis y Cornejo, 1988; Nasi <i>et al.</i> , 1985; Pineda y Calderón, 2008; Moscoso <i>et al.</i> , 1982; Moscoso <i>et al.</i> , 2010; Arévalo, 2009; Mapa Geológico de Chile 1M (Sernageomin, 2003); Ragona <i>et al.</i> , 1995; Rodríguez, 2013; Mapas SIG del Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR). PiF, Falla Pinte; SFF, Falla San Felix; ABF, Falla Agua de los Burros; LPF, Falla La Plata; RF, Falla Rivadavia; BTF, Falla Baños del Toro; VF, Falla Vicuña; ECF, Falla El Chape; ZFR, Zona de Falla Romeral; LF, Falla Llimpo; MF, Falla Manquehua; PF, Falla Pocuro.	36
3.5.	Sección esquemática con los principales rasgos geológicos regionales y su relación con el relieve orogénico.	38

- 3.6. Principales rasgos estructurales de la zona en estudio. La falla Vicuña corta la cuenca mesozoica, cabalgando las unidades del Cretácico Inferior en el bloque oriental, por sobre la Formación Los Elquinos del Cretácico Superior tardío en el bloque occidental. Esta falla decapita parcialmente al Anticlinal Guanto (informal). Al este, aparece el Sinclinal Guanto, el cual parece genéticamente relacionado con la falla Vicuña, dando paso, en la esquina más oriental, a la Falla Rapel. Esta última cabalga, en dirección oeste, al basamento por sobre la cuenca mesozoica. Esta configuración estructural bien definida en el sector norte, desaparece de manera transicional hacia el sur, donde la cuenca comienza a bascularse de manera suave ($\sim 20^\circ$) hacia el noroeste, en el borde norte del macizo de Basamento, y de manera más abrupta, en su borde occidental. Estas flexuras de la cuenca alrededor del macizo y en dirección opuesta a este, generan monoclinales de casi 9 km de longitud de onda que rodean al basamento. Por su parte, la falla Tulahuén, que se expone con una traza recta, con rumbo NNE-SSO, pone en contacto lateral las rocas del Cretácico Superior tardío en el bloque occidental con las del Cretácico Superior temprano, en el bloque oriental. Esta culmina en su tramo norte al converger con la falla Vicuña. Ver Anexo 1 para leyenda de unidades geológicas e información más detallada. El rectángulo negro indica la ubicación de la Figura 3.12. 40
- 3.7. Imagen de Google Earth con orientación NNE y vista a la Quebrada Luncas (Anexo 1). Se observa un pliegue anticlinal simétrico en la Formación Los Elquinos (Kle), en cuyo núcleo aloja un plutón del primer grupo intrusivo (Ti1, 66-64 ma). Su orientación aproximada es N-S y posee una longitud de onda cercana a los 9 km. 41
- 3.8. a) Imagen de Google Earth con orientación SSO, en la que se aprecia una falla normal de alto ángulo en el contacto entre el basamento (bloque este) y la cuenca jurásica (bloque oeste). b) Fotografía de la misma falla, tomada desde el valle del Río Los Molles. Bz, Basamento; Jtc, Formación Tres Cruces; Jm, Formación Mostazal; Krt, Formación Río Tascadero. 42
- 3.9. Arriba, fotografía panorámica oeste-norte-este del sector centro-norte de la zona en estudio, tomada desde la cumbre del funicular Los Molles. Abajo, interpretación geológica-estructural de la fotografía. Se observan dos cordones de montaña oeste-este separados por el Río Palomo, que exhiben configuraciones estructurales diferentes. En el cordón de los cerros Buitre y las Cruces, en el sector de Quebrada las Represas, se observa el paquete Cretácico basculado al oeste con una inclinación de entre 40° y 50° . Este se encuentra levemente cabalgado hacia el este sobre sí mismo por la Falla Río Palomo. En este sector nace el extremo sur del anticlinal Guanto que acompaña a la Falla Vicuña hacia el norte (Figura 3.6). Hacia el este, se observan las formaciones cretácicas Pucalume (Kp) y Río Tascadero (Krt) sobreyaciendo a la Formación Algarrobal (Ja) del Jurásico. Este paquete se prolonga hacia el este de manera subhorizontal. Notar el acuñamiento gradual de la Formación Río Tascadero en esta misma dirección. El Cordón de los cerros de La Morena y las Moteadas muestra a la cuenca mesozoica envolviendo al basamento (Bz) y basculada al O en el frente del macizo. En el extremo oeste, la Formación Río Tascadero exhibe un sinclinal asimétrico, analizado con mejor detalle en las Figuras 3.13 y 3.14. Notar la deformación diferencial en esta formación, en contraste a las otras unidades mesozoicas, la cual posee el doble del espesor observado en la misma inmediatamente al norte. Dos fallas inversas de vergencia al W cortan a todas las unidades. Fotografía por R. Lacassin. 43

3.10. Fotografía panorámica E-S-O tomada desde el funicular Los Molles. Se expone la Cuenca Mesozoica basculada al oeste, apoyada sobre el macizo de Basamento. Bz, Basamento; Jm, Formación Mostazal; Krt, Formación Río Tascadero; Kp, Formación Pucalume; Kv, Formación Viñita. Fotografía por R. Lacassin.	46
3.11. Fotografía panorámica W-N-E tomada desde el Cerro Morro Blanco. Se expone la Cuenca Mesozoica basculada al oeste, apoyada sobre el macizo de Basamento. Una falla inversa de alto ángulo desplaza parte del macizo hacia el suroeste por sobre la cuenca. La Formación Río Tascadero exhibe deformación interna en forma pliegues anticlinal y sinclinal, con una longitud de onda de ~ 600 mt.	46
3.12. Mapa Detalle de la deformación en la cuenca mesozoica en el piedemonte de la Cordillera Frontal. Se ilustran las líneas de estratificación que pudieron ser reconocidas a través de análisis de fotografías aéreas, imágenes satelitales y fotografías de terreno. Los cuadros negros Sector Los Molles, Sector Mostazal y Sector El Maitén indican ubicación de las Figuras 3.13, 3.15 y 3.16 respectivamente. Para detalle de leyenda y simbología ver Anexo 1.	48
3.13. Arriba, acercamiento al mapeo estructural en el sector Los Molles. Líneas blancas indican trazas de estratificación de la Formación Río Tascadero (Krt). Círculo rojo y flecha indican lugar y orientación de la fotografía de la Figura 3.14. Segmento A-A' indica traza de perfil inferior. Abajo, perfil A-A' con las líneas de estratificación de la Krt en perspectiva. Estas forman un pliegue sinclinal asimétrico de 1 km de longitud de onda y cuyo eje se encuentra basculado al noreste. Su limbo oriental posee manteos cercanos a los 80ř, y el occidental, aproximadamente 35ř. Se encuentra desgarrado por una pequeña falla inversa en su flanco oriental. Este cabalgaría hacia el este a través de una falla que ha sido inferida duplicando a la unidad y en la cual se emplazaría un dique de la unidad Ti(4) (43 ma). Al oriente, un plegamiento complejo pero de menor longitud de onda se encuentra cortado por la falla inversa que yuxtapone a la formación jurásica Algarrobal por sobre la Krt. Para simbología y leyenda en detalle, ver Anexo 1.	49
3.14. Fotografía de terreno tomada desde el Funicular Los Molles hacia el NO de la situación descrita en la Figura 3.13. Notar la asimetría de los limbos del sinclinal, y su plano axial basculado al este. Fotografía por R. Lacassin.	50
3.15. Arriba, acercamiento al mapeo estructural en el sector Mostazal, entre los valles de los ríos Los Molles y Mostazal. Abajo, perfil B-B' con las líneas de estratificación de la Formación Río Tascadero (Krt) en perspectiva (escala horizontal igual a la vertical), cuya potencia en esta zona se puede estimar en casi 2 km. Se observa a la Krt basculada hacia el oeste 30ř-45ř, y un pliegue monoclinal al oeste en su interior, con una longitud de onda de ($\sim 1,5$ km). Se reconoce un set de intrusivos tabulares perteneciente a la unidad Ti(4), concordantes con dicho basculamiento. Para simbología y leyenda en detalle, ver Anexo 1.	51
3.16. Arriba, acercamiento al mapeo estructural en el sector El Maiten, entre los valles de los ríos Mostazal y San Miguel. Abajo, perfil C-C' con las líneas de estratificación en perspectiva (escala horizontal igual a la vertical). Se observa deformación interna en la Formación Río Tascadero, exhibiendo un par anticlinal-sinclinal de longitud de onda de aproximadamente 600 mt, y cuyos planos axiales se encuentran basculados al este. Para simbología y leyenda en detalle, ver Anexo 1.	52
3.17. Fotografía de terreno tomada hacia el norte, documentando lo detallado en la Figura 3.16.	53

3.18. Sección tipo de la zona en estudio, generada mediante el método Kink. Retrata los principales rasgos y la geometría de primer orden de la deformación en la cuenca mesozoica. Para esto, se hace una serie de consideraciones detalladas en el texto. Se señalan los datos de manto utilizados, y los nombres de las principales fallas. La ventana inferior es un acercamiento al detalle en la zona del sinclinal de Los Molles. Las líneas rojas corresponden a los ejes axiales, y el segmento negro superior indica los vértices de los trazos A-A' B-B1-B2-B3-B4-B' en el Mapa Anexos. Notar el acuñamiento de 5' de la Formación Río Tascadero hacia el este. Área con cruces indica posición aproximada de intrusivo terciario. Ver Anexo 1 para simbología y leyenda en detalle.	55
3.19. Figura de Woodward <i>et al.</i> (1985) ilustrando el método geométrico para estimar la profundidad de un despegue con base en el área deformada. Para este es necesario una serie de supuestos detallados en el texto. Escogiendo un nivel guía, se debe conocer el acortamiento (La-Lc) y el área generada por la deformación (A2). . . .	57
3.20. a) Modelo rampa-despegue generado en el Software Move, que mejor reproduce las características de primer orden del frente de deformación documentado en superficie. La geometría de la estructura consiste en un despegue principal a 20 km de profundidad, una rampa de 37' de inclinación al este seguida de una segunda rampa a 12,5 km de profundidad y un <i>splay</i> frontal a 48' de inclinación. b) Una tercera rampa a una profundidad de 24 km se agrega para reproducir la continuidad subhorizontal de la cuenca hacia el este. c) Al modelo se le incorporan las fallas que se identificaron en superficie.	59
3.21. Arriba, modelo numérico de la Figura 3.20. Abajo, perfil tipo pseudobalanceado de la zona en estudio. Notar que la geometría monoclinial de la Cuenca Mesozoica y su longitud de onda de aproximadamente 10 km, están satisfactoriamente reproducidos por el modelo de la figura superior.	60
4.1. Figura modificada de Mitra (2002). Se muestra un tipo de estructura de acomodo al plegamiento de paquetes estratificados. A esta se le denomina <i>Limb Wedge Thrust</i> y se da en los limbos de pliegues anticlinales y sinclinales en que existe una diferencia en el <i>strain</i> de las unidades que lo componen.	64
5.1. Análisis de sensibilidad llevado a cabo mediante el software MOVE.	78

Capítulo 1

Introducción

1.1. Presentación del problema

Los cordones montañosos que actualmente representan los mayores relieves sobre la superficie terrestre (*eg.* Himalayas-Tibet, Andes-Altiplano, Alpes, Pirineos), se edificaron sobre márgenes convergentes de placa. La construcción de orógenos de este tamaño requiere de procesos capaces de engrosar de manera eficiente la corteza continental para soportar la enorme cantidad de energía potencial gravitatoria almacenada, los que generalmente se asocian a ambientes geodinámicos de colisión o acreción continental (*eg.* Molnar y Lyon-Caen, 1988; Faccenna *et al.*, 2013). Sin embargo, el sistema de los Andes-Altiplano corresponde al único orógeno activo construido por procesos asociados exclusivamente con ambientes de subducción en márgenes no-colisionales (*eg.* Dewey y Bird, 1970; James, 1971; Jordan *et al.*, 1983; Isacks, 1988; Lamb, 2011; McQuarrie, 2002b). La singular ocurrencia de un cordón montañoso de las características de los Andes en este tipo de margen no es trivial, y continúa siendo motivo de discusión e investigación.

Los Andes Centrales constituyen el mayor relieve tectónico (~ 13 km) del planeta y forman un cordón montañoso que se extiende por 7500 km de longitud y hasta 800 km de ancho. A su vez, representa el segundo orógeno más alto sobre el nivel del mar, y una raíz cortical de hasta 70 km de profundidad, una de las más gruesas del planeta (*eg.* Beck *et al.*, 1996). Si bien se asume que la subducción de la Placa de Nazca bajo Sudamérica es el principal motor de la orogénesis

en este segmento de los Andes, aún no ha sido posible determinar la mecánica de transferencia de esfuerzos hacia la placa cabalgante, y tampoco se ha desarrollado un modelo capaz de explicar satisfactoriamente sus características de primer orden. Por lo tanto, los mecanismos responsables de construir un orógeno de estas características en el margen occidental de Sudamérica son aún un tema de controversia (eg. Beck *et al.*, 1996; McQuarrie, 2002; Lamb, 2011; Armijo *et al.*, 2015).

A pesar que uno de los principales mecanismos propuestos para explicar el grosor cortical y relieve en los Andes es el apilamiento tectónico, las magnitudes de acortamiento documentadas solo explican entre el 70 % y el 80 % del espesor cortical total (eg. Isacks, 1988; Schmitz, 1994; Allmendinger *et al.*, 1997; Kley y Monaldi, 1998; McQuarrie, 2002b). Si bien otros mecanismos han sido propuestos para explicar esta diferencia, tales como el efecto de flujos viscosos (manto litosférico), la adición magmática y la delaminación (Isacks, 1988; McQuarrie *et al.*, 2005; Jordan *et al.*, 2010; Lamb, 2011), la continuidad espacial (longitud de onda) y la escala de estos mecanismos no parecen estar en fase con la continuidad del relieve y la escala del orógeno. Lo anterior, sumado a la dificultad de cuantificar dichos procesos profundos, mantiene la discusión abierta sobre la comprensión de la orogénesis Andina.

Para poder discernir la verdadera importancia del mecanismo de acortamiento y apilamiento tectónico en el grosor cortical, y poder comprender la estructura del orógeno andino y sus variaciones, es necesario conocer su configuración estructural en toda su extensión y en ambas vertientes. Sin embargo, uno de los problemas actuales en la comprensión de la estructura de los Andes Centrales es que los estudios estructurales de carácter tectónico en el margen chileno son escasos en comparación a su contraparte argentina, especialmente en la zona del Norte Chico. La deformación andina en este flanco no es evidente como lo es en su flanco oriental, pues se encuentra cubierta por depósitos neógenos y/o intruída por batolitos meso-cenozoicos. Lo anterior, sumado a la gran cantidad de acortamiento tectónico que se ha documentado en el flanco oriental (eg. Allmendinger *et al.*, 1997; Kley y Monaldi, 1998), ha llevado a dar protagonismo al frente de deformación oriental, desestimando el posible aporte de su contraparte occidental en la construcción del orógeno. La presente memoria atiende dicho problema, y se focaliza en contribuir a documentar la estructura

del margen occidental de Los Andes Centrales.

En un primer orden, a lo largo del margen occidental de Los Andes Centrales se identifica un escalón topográfico aproximadamente lineal que se extiende paralelo a la fosa por, al menos, 2.000 kilómetros, y forma el frente de montaña de Los Andes chilenos (Figura 1.1). A una menor escala, el frente pierde dicha linealidad, con importantes variaciones latitudinales, e, inclusive, segmentos en que el quiebre topográfico se hace difuso, donde el relieve tiende a aumentar de manera gradual y sin cambios abruptos.

A pesar de esta continuidad de primer orden, el frente de montaña solo ha sido asociado parcialmente a sistemas estructurales compresivos que explican la construcción del relieve. De estos sistemas, destacan el *West-Vergent Thrust System* o WTS (Mortimer y Saric, 1975; Naranjo y Pas-koff, 1985; Muñoz y Sepúlveda, 1992; Muñoz y Charrier, 1996; García, 1996, 2002; Charrier *et al.*, 1999, 2000, 2002; Parraguez, 1998; Riquelme, 1998; Victor y Oncken, 1999; Pinto, 1999; Pin-to *et al.* 2004; Victor *et al.*, 2004; Farías *et al.*, 2005; Armijo *et al.*, 2015) en el Norte Grande de Chile y el sistema Pocuro-San Ramón (Charrier *et al.*, 2005; Fock *et al.*, 2006; Rauld *et al.*, 2006; Armijo *et al.*, 2010; Farías *et al.*, 2010; Rauld, 2011; Armijo *et al.*, 2015) en Chile Central, ambos de vergencia oeste (ver Figura 1.1). Recientemente, se ha propuesto que la totalidad del frente de montaña chileno (~ 2000 km de longitud) estaría controlado por una estructura litosférica vergente al oeste, coherente con la subducción, denominada *West Andean Thrust* (WAT, Figura 1.1) (Ar-mijo *et al.*, 2015). Sin embargo, aún no ha sido documentada dicha continuidad a lo largo de los Andes Centrales, en particular en la región entre los 23° y 31°S. En consecuencia, documentar las características estructurales a lo largo del frente, representa una pregunta relevante que la presente memoria contribuye a dilucidar.

En este trabajo, la Cordillera Frontal corresponde a una unidad morfotectónica que representa el núcleo de los Andes Centrales (Moscoso y Mpodozis, 1988) y que se extiende, por al menos, 800 km desde los 33° hasta los 27° de latitud sur (Figura 1.1). Esta constituida por rocas principalmente intrusivas y metamórficas de edad paleozoica a triásica, y culmina a alturas por sobre los 6000 msnm. Estas rocas son parte del basamento andino sobre el cual se expone la Cuenca Mesozoica. A

pesar que la estructura del borde occidental de la Cordillera Frontal ha sido abordada por una serie de estudios (eg. Moscoso y Mpodozis, 1988, Figura 1.2; Martínez *et al.*, 2015), dichos estudios no establecen una relación con la generación del relieve.

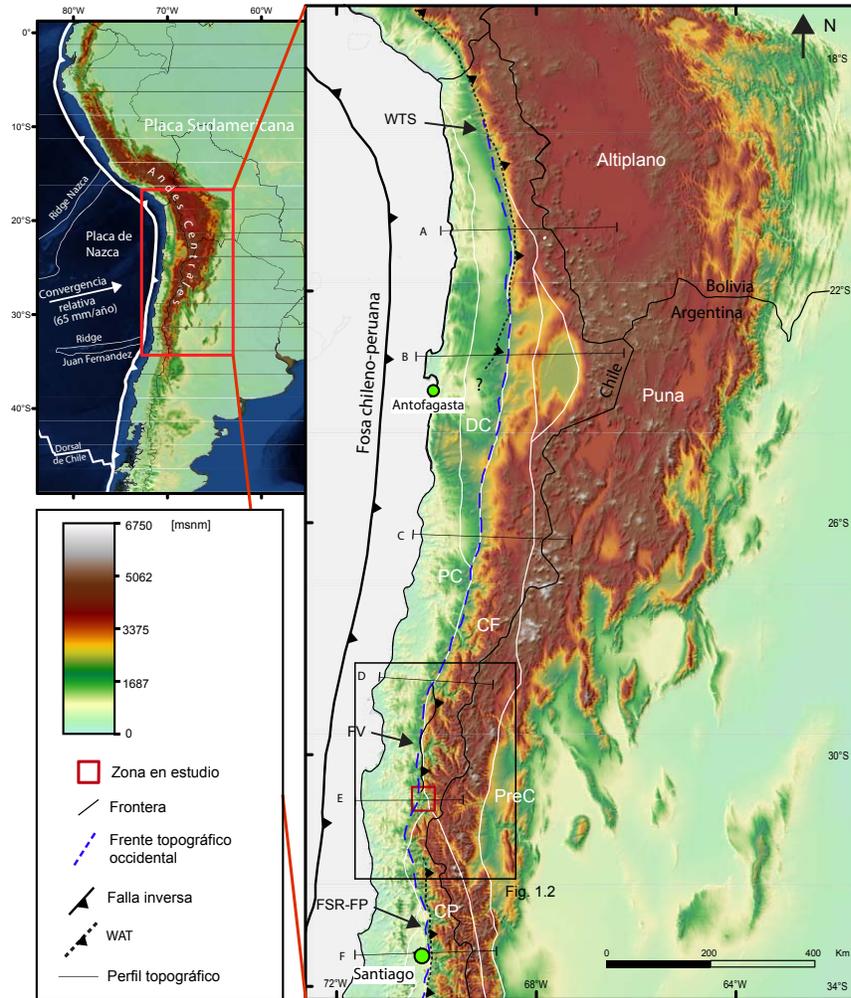


Figura 1.1: Izquierda, modelo de elevación digital de Sudamérica con principales rasgos tectónicos. Derecha, modelo de elevación digital de los Andes Centrales; en blanco se presentan las principales unidades morfotectónicas (Jordan, 1983; Mpodozis y Ramos, 1990); en azul segmentado, la ubicación aproximada del frente topográfico occidental. Además se muestran los principales sistemas de falla en Chile. Los segmentos negros A,B,C,D,E y F corresponden a las trazas de los perfiles topográficos de la Figura 3.1. El cuadro rojo muestra ubicación de la zona de estudio. El rectángulo negro muestra la ubicación de los mapas regionales de las Figuras 1.2 y 3.4 WTS, West-Vergent Thrust System (Muñoz y Charrier, 1996); FV, Falla Vicuña (Mpodozis y Cornejo, 1988); FSR-FP, fallas San Ramón y Pocuro (Farías, 2007); DC, Depresión Central; PC, Provincia Costera; CF, Cordillera Frontal; PreC, Precordillera; CP, Cordillera Principal; WAT, West Andean Thrust (Armijo *et al.*, 2015). Base topográfica: ASTER GDEM V2, NASA y METI.

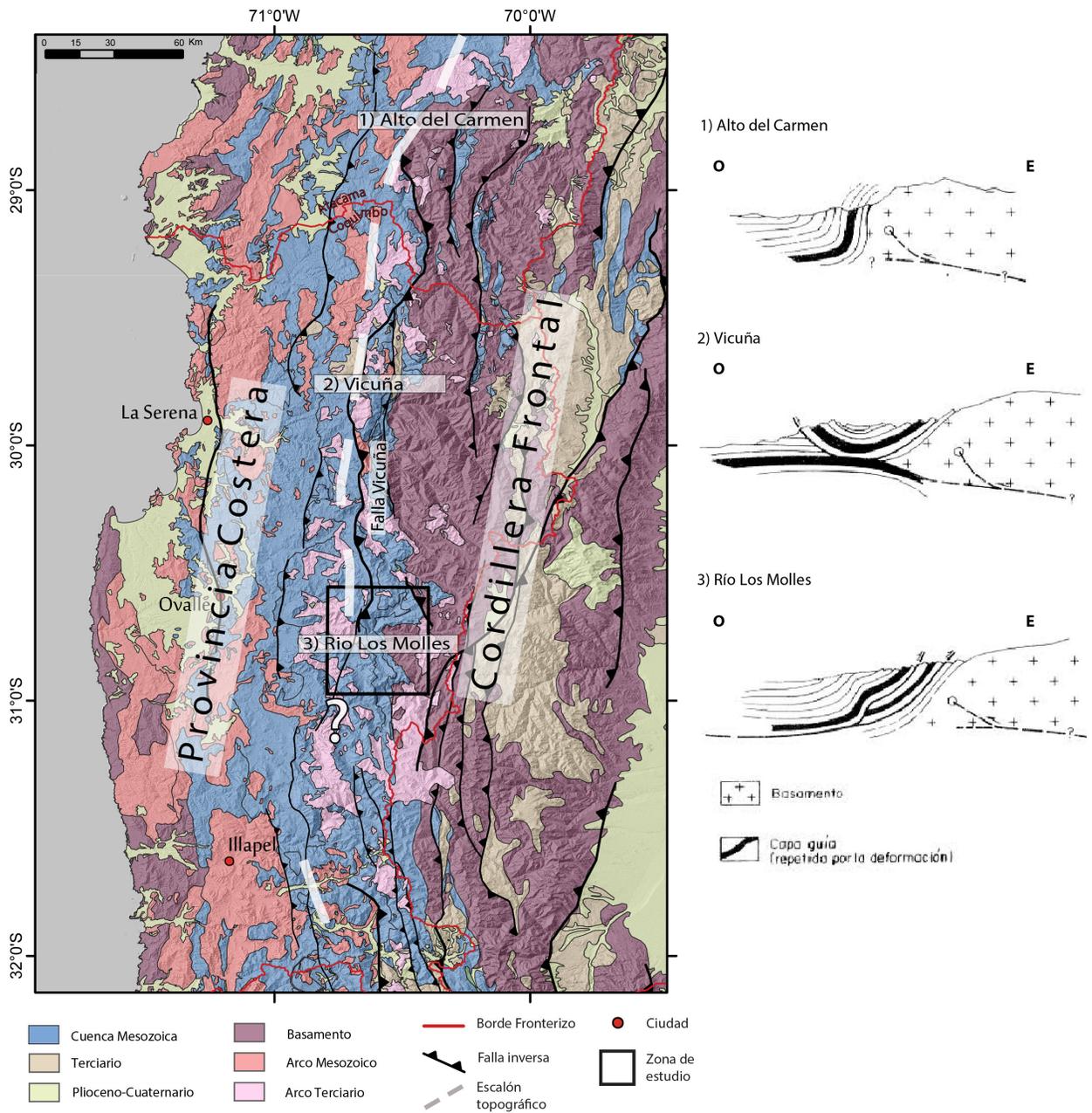


Figura 1.2: Izquierda, mapa tectónico de la Región de Coquimbo y parte sur de la Región de Atacama. Se muestran las principales unidades tectónicas consideradas en este trabajo (Basamento, Cuenca Mesozoica, Arco Mesozoico, Arco Terciario) y las morfounidades Provincia Costera y Cordillera Frontal. Línea blanca segmentada muestra ubicación aproximada del escalón topográfico. Se destaca la Falla Vicuña, y la zona en estudio. Notar la estrecha relación espacial entre el escalón topográfico y la Falla Vicuña. Los tres segmentos blancos O-E muestran ubicación aproximada de los modelos esquemáticos de la derecha. Derecha, modelos esquemáticos modificados de Moscoso y Mpodozis (1988) que muestran los estilos estructurales del borde occidental del Basamento en la Cordillera Frontal, y su relación con la deformación en su cobertura mesozoica. Basado en: Rivano y Sepulveda, 1986; Mpodozis y Cornejo, 1988; Nasi *et al.*, 1985; Pineda y Calderón, 2008; Moscoso *et al.*, 1982; Moscoso *et al.*, 2010; Arévalo, 2009; Mapa Geológico de Chile 1M (SER-NAGEOMIN, 2003); Ragona *et al.*, 1995; Rodríguez, 2013; Mapas SIG del Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR).

1.2. El caso de la Provincia de Limarí

En la Región de Coquimbo, específicamente en la Provincia de Limarí, no se observa un frente de montaña evidente tal como su correspondiente al norte de los 27°S (eg. Cordillera de Domeyko-Atacama Bench, Armijo *et al.*, 2015), y al sur de los 32.5°S (eg. Sierra de Ramón-Cuenca de Santiago Armijo *et al.*, 2010). En general, el relieve aumenta en altitud de manera gradual de oeste a este, desde la Provincia Costera hasta las cumbres de la Cordillera Frontal. A pesar de los estudios estructurales publicados (Moscoso y Mpodozis, 1988), no ha sido documentada la estructura y su potencial control en la generación del relieve. En contraste, más al norte en la zona de Vicuña, se expone un frente topográfico evidente controlado por la Falla Vicuña, la estructura más importante a estas latitudes. Antecedentes asociados a esta última, permiten hipotetizar la existencia de un sistema de fallas de vergencia oeste en la Región de Coquimbo, que evidenciaría una misma arquitectura estructural, coherente con el Norte Grande y Chile Central.

Las principales unidades geológicas que afloran en el flanco andino de la Provincia de Limarí corresponden a: i) Batolitos Paleozoicos de la Cordillera Frontal, ii) Unidades estratificadas del Jurásico y Cretácico, que los cubren en no-conformidad y, iii) franjas de orientación N-S de intrusivos mesozoicos y terciarios. Para el desarrollo de este trabajo, las unidades geológicas mencionadas fueron agrupadas en las unidades tectónicas mayores: i) Basamento Paleozoico, ii) Cuenca Mesozoica, iii) Arco Mesozoico y iv) Arco Terciario (Figura 1.2).

En este segmento de los Andes, la Cordillera Frontal es la característica más prominente y de mayor relevancia del orógeno. Aquí, el escalón topográfico se considera su límite occidental, colindante con la Provincia Costera. Esta última corresponde a la unidad morfotectónica más occidental, e incluye a todas las rocas que se encuentran entre la línea de costa y el frente topográfico.

En la región, las rocas del Basamento andino en la Cordillera Frontal están asociadas al relieve de mayor altitud, mientras que aquellas pertenecientes a la cobertura mesozoica, son las que afloran a menores cotas, tal como se ilustra en la Figura 1.2. Si bien la relación entre ambas unidades es heterogénea a lo largo del flanco occidental de la Cordillera Frontal, Moscoso y Mpodozis (1988)

propusieron que la deformación en la Cuenca Mesozoica en el piedemonte andino es complementaria al alzamiento del Basamento. Una serie de esquemas realizados por estos autores a lo largo del flanco en la Región de Coquimbo se ilustran en la Figura 1.2, en la que se infiere una continuidad en la estructura a lo largo del borde, que exhibe diferentes estados de desarrollo. Específicamente, en la zona de los valles de los ríos Rapel-Los Molles y Río Mostazal, los autores documentan la deformación en las unidades mesozoicas en contacto lateral con los bloques alzados del basamento. Estas exponen una deformación de tipo escama delgada, dando paso a estructuras de escama gruesa hacia el este, que despliegan parte del basamento andino. Esta configuración fue documentada por Moscoso y Mpodozis (1988), quienes sugirieron la existencia de una estructura secundaria ciega a 5 km de profundidad y de vergencia al oeste, con la cual se explicaría la deformación y el alzamiento del basamento en este segmento del margen occidental de Los Andes (Figura 1.2). Esta estructura no ha sido relacionada con la construcción del escalón topográfico a estas latitudes. De esta forma, la arquitectura de la deformación y su rol en la configuración del relieve continúa siendo una interrogante abierta, y su estudio contribuiría a entender de mejor manera tanto la continuidad del frente orogénico occidental de los Andes, como su variación en estilos estructurales.

En este contexto, la presente memoria estudia al detalle la expresión superficial del orógeno andino en la zona de los ríos Rapel-Los Molles y Mostazal en la Provincia de Limarí (ubicación en la Figura 1.3), en virtud de la evidente deformación en unidades mesozoicas y su relación con el alzamiento del Basamento andino. De este modo, se procura interpretar la estructura del borde occidental de la Cordillera Frontal en estas latitudes, contribuyendo al entendimiento de la estructura de la vertiente occidental de los Andes Centrales y de los mecanismos de engrosamiento cortical y alzamiento Andino. Algunas de las interrogantes que se intenta abordar en el desarrollo de esta memoria son:

- ¿Existe realmente un frente de deformación asociado al alzamiento del basamento andino?
- ¿Cómo es la relación entre la estructura y la generación del relieve de la Cordillera Frontal?
- ¿Qué características tendría este sistema en profundidad?
- ¿Existe coherencia cinemática a lo largo de las estructuras que controlan el alzamiento del

flanco occidental de los Andes?

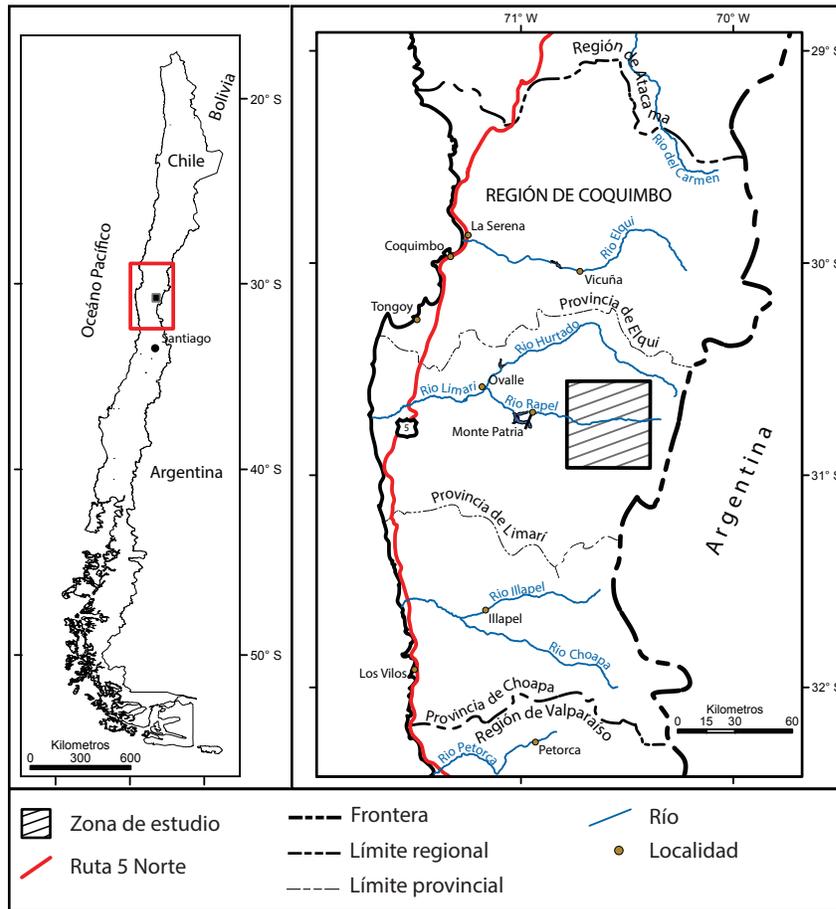


Figura 1.3: Mapa de ubicación de la zona en estudio

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo General

Caracterizar la estructura del margen oeste de los Andes Centrales, en el segmento comprendido entre los 30,5°S y 31°S, y establecer su relación con el alzamiento de la Cordillera Frontal, evidenciada por el relieve actual.

1.3.2. Objetivos Específicos

- Establecer la relación entre la estructura y el relieve orogénico.
- Establecer la naturaleza de la deformación en la zona en estudio.
- Determinar la geometría y cinemática de primer orden.
- Relacionar la naturaleza de las estructuras asociadas al frente de montaña estudiado con los sistemas de falla conocidos al norte y al sur del caso de estudio

1.4. Hipótesis

La estructura orogénica, evidenciada a gran escala por un frente topográfico de más de 2000 km de longitud en la vertiente oeste de los Andes Centrales, estaría caracterizada por un sistema de fallas de vergencia oeste, cuya arquitectura representaría diferentes estados de desarrollo a lo largo del orógeno. En la zona de estudio, esta estructura estaría representada por una falla principal ciega que cabalga bloques de basamento hacia el oeste, y cuyo frente de propagación coincide con cambios topográficos y geomorfológicos de primer orden.

1.5. Metodología

Para alcanzar los objetivos propuestos, se utilizó una estrategia metodológica basada, principalmente, en la cartografía estructural-tectónica selectiva y multiescala, complementada por análisis digitales detallados. Esta estrategia se resume en la Figura 1.4 y se describe brevemente a continuación:

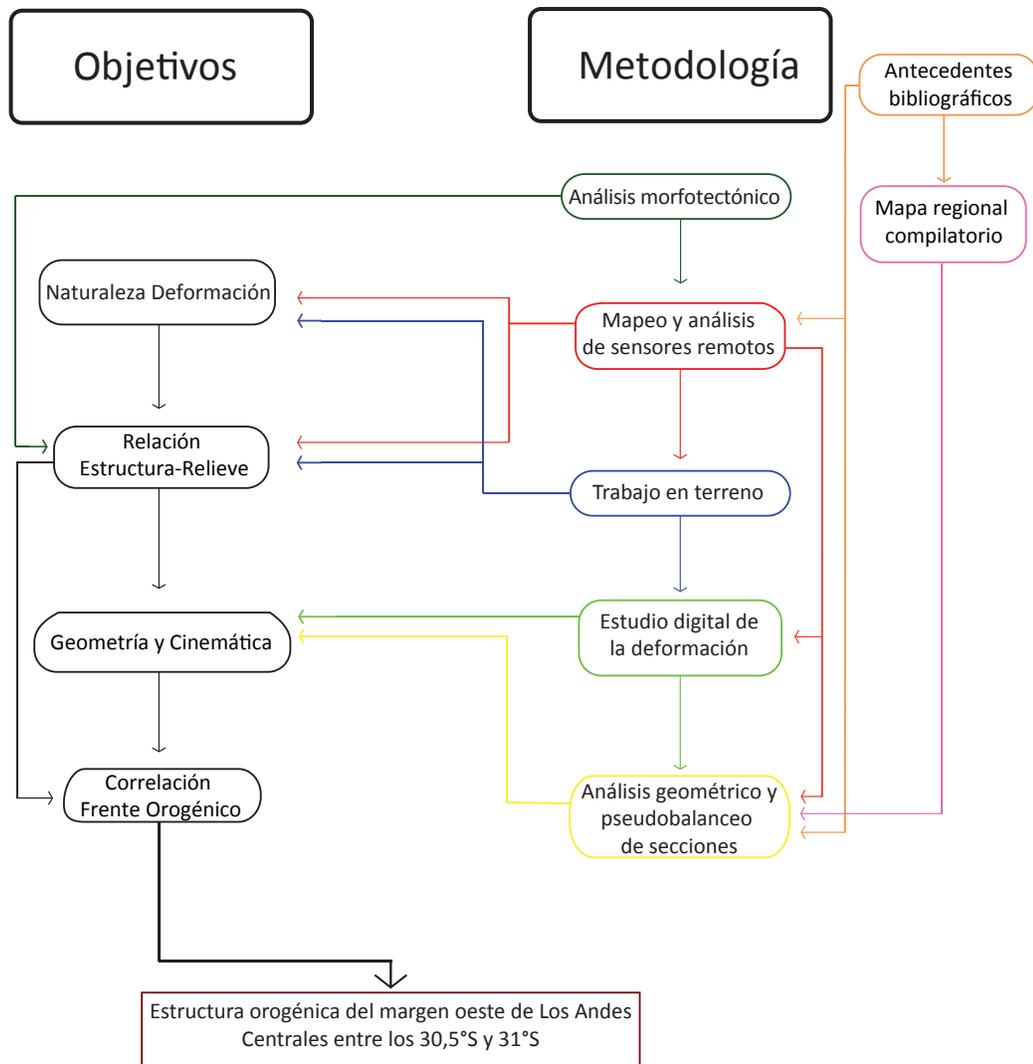


Figura 1.4: Esquema de las relaciones entre las metodologías a seguir (rectángulos de colores) y cada uno de los objetivos específicos propuestos (rectángulos negros) para alcanzar el objetivo general de esta memoria (rectángulo marrón inferior).

1.5.1. Antecedentes bibliográficos y mapa regional

Se llevó a cabo un estudio detallado, con una perspectiva crítica, de los trabajos anteriores de interés en los Andes Centrales y, en especial, la zona de estudio (principalmente, Moscoso y Mpodziz, 1988; Muñoz y Charrier, 1996; McQuarrie, 2002; Giambiagi *et al.*, 2003; Farías *et al.*, 2005; McQuarrie *et al.*, 2005; Farías *et al.*, 2010; Lamb, 2011; Armijo *et al.* 2015).

Se compiló la información cartográfica de los Andes de Chile y Argentina entre los 28°S y 32°S

(Moscoso *et al.*, 1982; Nasi *et al.*, 1985; Rivano y Sepulveda, 1986; Mpodozis y Cornejo, 1988; Ragona *et al.*, 1995; Pineda y Calderón, 2008; Arévalo, 2009; Moscoso *et al.*, 2010; Mapa Geológico de Chile 1M (SERNAGEOMIN, 2003); Rodríguez, 2013; Mapas SIG del Servicio Geológico Minero Argentino, SEGEMAR) para el desarrollo de un mapa regional compilatorio, considerando unidades tectónicas y fallas principales (Figura 3.4). De esta forma, contextualizar y poner en escala los principales rasgos tectónicos en este segmento de los Andes. Para esto se utilizaron los programas Google Earth y Arcgis 10.0, y para la edición, Illustrator.

1.5.2. Análisis morfotectónico general

Se efectuó un análisis de primer orden sobre la configuración del relieve a lo largo de los Andes Centrales chilenos, con énfasis en los cambios abruptos de pendiente o quiebres topográficos y su relación con estructuras mapeadas en superficie. Esto se llevó a cabo mediante el análisis de modelos de elevación digital (ASTER GDEM V2, NASA y METI), haciendo uso del programa ENVI. En adición, se generaron una serie de secciones topográficas oeste-este a lo largo del orógeno, realizadas a través del programa Google Earth.

1.5.3. Mapeo y análisis estructural de sensores remotos

Se desarrolló una cartografía estructural-tectónica selectiva sobre la base de 31 fotografías aéreas (Servicio Aerofotogramétrico de la Fuerza Aérea de Chile, SAF) a escala 1:50.000 de la zona de estudio, adquiridas por el AMTC. Haciendo uso de un estereoscopio, se realizó un análisis foto-geológico en el que se identificaron estructuras, litologías y los principales rasgos geomorfológicos. Además, haciendo uso del método del diseño de afloramiento de contactos, capas y trazas de fallas, se estimaron actitudes de una gran cantidad de elementos estructurales, generándose una base de datos. Se escanearon las fotografías con sus mapeos correspondientes, y mediante el programa ENVI, se realizó una ortorectificación y georeferenciación de cada una de ellas. Por otra parte, utilizando el programa Google Earth, se realizó un mapeo de lineamientos, estructuras y litologías

a partir de imágenes satelitales, complementando con mapas geológicos existentes de la zona de estudio (Mpodozis y Cornejo, 1988; Pineda y Calderón, 2008). Finalmente, mediante Arcgis 10.0, fue sintetizado un mapa geológico-estructural a escala 1:75.000, a partir del análisis de fotografías aéreas, imágenes satelitales y mapas previos.

1.5.4. Trabajo en terreno

Se llevó a cabo una campaña de terreno de 4 días a la zona de estudio y alrededores, con un enfoque crítico sobre lo observado e interpretado mediante el análisis digital, y en localidades seleccionadas previamente. El objetivo principal de esta campaña fue observar, precisar y documentar mediante fotografías los hitos principales reconocidos en el mapa preliminar. Además, se recorrió la región para tener una visión global de la deformación y la configuración estructural. De esta forma, los resultados de la cartografía remota fueron la base de la observación selectiva en terreno. En resumen, las actividades realizadas en terreno fueron:

- Realizar observaciones contextualizadas en escala.
- Confeccionar esquemas estructurales conceptuales.
- Caracterización de estructuras principales.
- Determinar relaciones de contacto entre unidades geológicas.
- Precisar actitud de la estratificación.
- Validar fallas interpretadas y/o declaradas en la bibliografía.

1.5.5. Estudio digital de la deformación en la Cuenca Mesozoica

Haciendo uso de las fotografías aéreas, imágenes satelitales y fotografías de terreno, se hizo una selección de sectores en que las capas guías en superficie se vean de manera clara y continua para luego realizar un mapeo de detalle, usando como base el mapa 1:75.000.

1.5.6. Análisis geométrico y pseudobalance de secciones

Con el mapeo en detalle de capas guía y el modelo de elevación digital de alta resolución, se llevaron a cabo 3 perfiles de detalle que permiten determinar de manera realista la inclinación y deformación de los estratos. Así mismo, se desarrolló un perfil geológico-estructural esquemáticos a escala 1:75.000 de la zona de estudio. Para esto, se empleó de manera crítica la información recopilada hasta el momento, tanto en el mapa de la zona de estudio como en el de detalle. Posteriormente, se realizó una selección de aquellos segmentos de perfil que mejor representan la geometría de primer orden de la deformación en la zona de estudio, para luego ser compilados en un solo perfil tipo. Este perfil se pseudobalanceó mediante el método *Kink*, bajo el supuesto de preservación de área. Posteriormente, haciendo uso del programa MOVE, se llevó a cabo un análisis de sensibilidad con el fin de modelar directamente la geometría y la longitud de onda del perfil pseudobalanceado. Para esto se consideró una dirección principal de transporte tectónico y diferentes geometrías de la estructura en profundidad. Mediante este análisis se determinó la geometría de subsuperficie que mejor reproduce los rasgos de primer orden registrados en el perfil pseudobalanceado. De esta forma se propuso un modelo estructural que explica el alzamiento del relieve y la deformación en la zona en estudio.

1.6. Otros antecedentes

La presente memoria es el resultado de la colaboración académica entre el departamento de Geología de la Universidad de Chile y el Centro Avanzado de Tecnología para la Minería (AMTC).

Capítulo 2

Geología de la Zona en Estudio

En la zona de estudio afloran principalmente granitoides de edad paleozoica superior pertenecientes al Batolito Elqui-Limarí (BEL), y rocas volcánicas y sedimentarias de edad mesozoica. Intrusivos de edad paleógena se emplazan en toda la secuencia estratigráfica, la que, a su vez, se encuentra localmente cubierta por depósitos Neógenos a Cuaternarios, de origen fluvial, aluvial y glacial. La caracterización de las rocas en la zona de estudio fue realizada según 4 unidades tectónicas mayores: Basamento Paleozoico, Cuenca Mesozoica, Intrusivos Terciarios y Depósitos Neógenos-Cuaternarios.

2.1. Basamento Paleozoico

En la zona de estudio, el Basamento Paleozoico está representado por granitoides de las Superunidades Elqui e Ingaguas, pertenecientes al Batolito Elqui-Limarí (BEL, Mpodozis *et al.*, 1976), que se extiende por más de 200 km desde el Río Grande hasta el Río Tránsito; y alcanza un ancho máximo de 60 km (Pineda y Calderón, 2008). El BEL se ubica en la porción sur de un cordón N-S de intrusivos de edad paleozoica-triásica, que afloran en la alta cordillera de las regiones de Coquimbo y Atacama. El Batolito Chollay y el Batolito Montosa-El Potro, componen las porciones

centro y norte de este cordón (Nasi *et al.*, 1985), y la zona occidental de la Cordillera Frontal.

En el área de estudio, estas rocas corresponden a las más antiguas, y constituyen el basamento sobre el cual se depositaron las cuencas mesozoicas (Mpodozis y Cornejo, 1988; Pineda y Calderón, 2008). Este macizo cubre toda la zona oriental del mapa, representando los puntos más altos del área de estudio y se encuentra intruído por granitoides del Oligoceno Inferior. Si bien el BEL exhibe heterogeneidad en su composición y estructura, a primer orden se comporta como un bloque solidario. La competencia de estas rocas, diferente a la poco competente cobertura mesozoica, permite agruparlas como un solo bloque de basamento andino.

2.1.1. Superunidad Elqui SUE (Carbonífero)

Constituye la porción occidental del Batolito Elqui-Limarí (Nasi *et al.*, 1985) y está formada por granitoides leucocráticos a mesocráticos de grano grueso, incluyendo tonalitas, granodioritas y monzogranitos (Mpodozis y Cornejo, 1988). Agrupa a las Unidades Guanta, Cochiguás y El Volcán. En la zona de estudio, abarca a los plutones Mostazal, Los Molles y El Toro Chico definidos por Mpodozis y Cornejo (1988), a los cuales, Pineda y Calderón (2008) llamaron Granitoides de Biotita y Muscovita. Dataciones U-Pb y Rb-Sr indican edades de cristalización de ca. 328 Ma (Pineda y Calderón, 2008; Parada *et al.*, 1981), y entre 306 ± 0 y 373 ± 40 Ma (Dedios, 1967), lo que permite ubicar temporalmente a la SUE en el Carbonífero.

2.1.2. Superunidad Ingaguas SUI (Pérmico-Triásico Inferior)

Corresponde a una asociación de plutones que se disponen, generalmente, intruyendo a la SUE. Incluye, al menos, a cuatro unidades intrusivas: Gabros de La Laguna, Unidad los Carricitos, Unidad El León y Unidad El Colorado, conformadas por gabros y granitoides foliados de hornblenda y biotita (Mpodozis y Cornejo, 1988). En la zona de estudio, la SUI incluye a los plutones El Panguecillo y El Pangue, definidos por Mpodozis y Cornejo (1988), y que fueron agrupados en

la Unidad de Granitoides de Horblenda y Biotita por Pineda y Calderón (2008). Dataciones K-Ar en Biotita arrojaron edades de entre ca. 238 y 276 Ma (Mpodozis y Cornejo, 1988), mientras que dataciones Rb-Sr entregaron edades de entre ca. 192 y 203 Ma (Brook *et al.*, 1986; Rex, 1987; Parada *et al.*, 1981). Estas permiten ubicar a la SUI en el Permo-Triásico. Sin embargo, en el Área de Montepatria-El Maqui, Pineda y Calderón (2008), mediante dataciones K-Ar y Ar-Ar, determinaron principalmente edades pérmicas de entre ca. 261 y 293 Ma.

2.2. Cuenca Mesozoica

La Cuenca Mesozoica agrupa a las unidades estratificadas pertenecientes a la cuenca jurásica y a la cuenca cretácica.

2.2.1. Cuenca Jurásica

En la zona de estudio, el Jurásico está representado por las Formaciones Tres Cruces, Mostazal y Algarrobal, siendo, la primera, esencialmente sedimentaria marina, y las segundas, volcánicas continentales. La Cuenca Jurásica se encuentra depositada en no-conformidad sobre el Basamento Paleozoico (Mpodozis y Cornejo, 1988; Pineda y Calderón, 2008). Las unidades jurásicas aparecen al oriente de la zona de estudio como una delgada franja NNO-SSE bordeando el límite oeste del basamento. Este contacto discordante aparece localmente cizallado y/o fallado de forma inversa y normal. La cuenca se dispone basculada, formando un homoclinal con manteos de hasta 70° al oeste.

Formación Tres Cruces Jtc (Jurásico Inferior-Medio)

Fue definida por Dediós (1967), como una secuencia sedimentaria marina fosilífera. En el área de estudio, exhibe niveles potentes de rocas volcánicas, con intercalaciones sedimentarias y volca-

noclásticas depositadas en ambiente subacuático (Mpodozis y Cornejo, 1988; Pineda y Calderón, 2008). Aparece como pequeños afloramientos de grosor variable entre 0 y 600 metros, que alcanzan su máxima expresión en la zona sur-oriente del mapa, en los alrededores de Quebrada El Pangué. Hacia el norte, tiende a acunarse hasta desaparecer en los alrededores del Río San Miguel. Más al norte reaparece intermitentemente con grosores que no sobrepasan los 150 metros. Sobreyace en no-conformidad al Basamento Paleozoico y Subyace en discordancia erosiva a la Formación Mostazal (Mpodozis y Cornejo, 1988). Contenido fosilífero del Sinemuriano, Pliensbachiano Inferior (Pineda y Calderón, 2008), Toarciano (Letelier, 1977) y Bajociano Medio (Mpodozis, 1974; Rivano, 1975), permiten asignar una edad Jurásica Inferior a Media a la Formación Tres Cruces. Las facies reconocidas son depósitos de plataforma calcárea en cercanías de centros volcánicos subaéreos y submarinos, evidenciando una transición de condiciones submareales profundas a submareales someras hacia el techo de la unidad. Esta unidad se correlacionaría con la Formación Lautaro en la Región de Atacama (Mpodozis y Cornejo, 1988; Pineda y Calderón, 2008).

Formación Mostazal Jm (Jurásico Superior)

Definida por Mpodozis y Cornejo (1988) como una secuencia de rocas sedimentarias clásticas y volcánicas continentales, de entre 1500 y 2000 metros de potencia. La Formación Mostazal sobreyace en discordancia erosiva a la Formación Tres Cruces y, a su vez, se muestra en no-conformidad sobre el Basamento Paleozoico. Por último, subyace en discordancia erosiva a la Formación Río Tascadero (Pineda y Calderón (2008). En la zona de estudio, se ha reportado una potencia de 1400 metros y una predominancia de conglomerados volcanoclásticos, junto con niveles de tobas, brechas, andesitas, areniscas y limolitas rojas. Aflora en la zona oriente del mapa, como una franja de orientación NNO-SSE, que bordea el contacto del Basamento con la Cuenca Jurásica, hasta la zona del Río Palomo, donde engrana lateralmente con la Formación Algarrobal (Mpodozis y Cornejo, 1988). Se encuentra localmente intruída por granitoides del Oligoceno Inferior. En este trabajo se han determinado potencias de más de 1700 metros en la zona de Río San Miguel. Por su ubicación estratigráfica, sobre niveles bajocianos de la Formación Tres Cruces, y bajo la Formación

Río Tascadero de edad neocomiana, se infiere una edad probablemente málmica para la Formación Mostazal (Pineda y Calderón, 2008).

Mpodozis y Cornejo (1988) infieren que esta unidad sería resultado de procesos sedimentarios en abanicos aluviales provenientes de un sector alto al Norte y al Este, en el cual existía una intensa actividad volcánica y erosiva (Formación Algarrobal). Eventos similares contemporáneos con la Formación Mostazal se han reconocido en las Hojas Quillota y Portillo (Rivano *et al.*, 1993) e Illapel (Rivano y Sepúlveda, 1986), donde afloran sucesiones sedimentarias de edad jurásica superior, asignadas a las formaciones Río Damas y Tordillo, respectivamente; a su vez, es posible correlacionar la Formación Mostazal con unidades reconocidas al SE de la ciudad de Copiapó, asignadas a la Formación Lagunillas (Jensen, 1976).

Formación Algarrobal Ja (Jurásico Superior)

Definida por Dediós (1967) como una secuencia de rocas volcánicas andesíticas y sedimentarias clásticas de origen continental. Mpodozis y Cornejo (1988) estimaron una potencia de hasta 2000 metros, mientras que, en la zona de estudio, Pineda y Calderón (2008) calcularon aproximadamente 1000 metros andesitas, con intercalaciones de areniscas rojas, que en el sector del valle del río Palomo engranan con la Formación Mostazal (Mpodozis y Cornejo, 1988). La Formación Algarrobal sobryace discordantemente al Basamento Paleozoico y a la Formación Tres Cruces, y subyace a la Formación Río Tascadero en discordancia angular. Aflora al nor-orienté del mapa, con manteos de 20°-30° al NO. La Falla Rapel yuxtapone el basamento sobre la Formación Algarrobal al NE de la zona en estudio. Su posición estratigráfica, sobre la Formación Tres Cruces (Jurásico Inferior-Medio) y bajo la Formación Río Tascadero (Neocomiano), permite asignarle una edad Jurásica Superior, lo que concuerda con el contacto lateral con la Formación Mostazal de la misma edad.

Los depósitos de esta formación evidencian a un período de volcanismo y erosión, posterior a la retirada del mar, evento registrado por la Formación Tres Cruces. Al igual que la Formación

Mostazal, la Formación Algarrobal correlaciona temporalmente con las formaciones Río Damas, Tordillo y Lagunillas (Pineda y Calderón, 2008).

2.2.2. Cuenca Cretácica

La Cuenca Cretácica aparece, a escala regional, como una franja de orientación N-S, con un ancho de 50 km aproximadamente, desde la Región de Atacama hasta, al menos, la Región de Valparaíso. Esta se encuentra limitada al oeste por una franja de intrusivos cretácicos que constituyen la Cordillera de la Costa, y al este, por la delgada franja de depósitos jurásicos y el BEL de la Cordillera Frontal. Los depósitos de la Cuenca Cretácica se encuentran sobreyaciendo a los de la Cuenca Jurásica mediante una discordancia angular denominada Discordancia Infra-Neocomiana (Rivano y Mpodozis, 1976), la que constituye la segunda gran discordancia considerada en este trabajo (D2). A su vez, esta unidad se encuentra cubierta por depósitos Neógenos a Cuaternarios e intruídos por granitoides de edad cretácica-oligocena. La Cuenca Cretácica posee un ordenamiento interno compuesto por franjas de orientación N-S y de edades decrecientes hacia el centro de la cuenca. En la zona de estudio, la Cuenca Jurásica está representada por las formaciones Río Tascadero, Pucalume, Viñita, Los Elquinos, Quebrada Marquesa y Estratos Quebrada La Totorá. Si bien las últimas dos no afloran en superficie, sí lo hacen más al oeste y subyacen a la Formación Viñita en la zona de estudio, por lo que serán consideradas en esta compilación. A escala regional, la cuenca tiende a aumentar su grado de deformación de oeste a este, llegando al borde de la Cordillera Frontal, en la zona de estudio, donde algunas formaciones se encuentran intensamente plegadas y falladas. En este sector, la cuenca aparece en toda la mitad occidental del mapa, en disposición homoclinal al oeste, con manteos que varían de 45° a 10° de este a oeste. La cuenca registra una transgresión-regresión marina, y un posterior régimen continental dominado por un intenso volcanismo (Mpodozis y Cornejo, 1988)

Formación Río Tascadero Krt (Neocomiano)

Definida por Rivano (1980) como una secuencia de rocas carbonatadas de origen marino. En la zona de estudio aparece como una franja e orientación NNO-SSE, que a la altura de las Quebradas Chacay y Las Represas, se ramifica hacia el noreste siguiendo el Valle del Río Palomo, paralelo a la Cuenca Jurásica y el borde del basamento. Hacia el este, esta formación se acuña hasta desaparecer en la Quebrada Talca. Cubre en discordancia angular a las formaciones Algarrobal y Mostazal y está cubierta en concordancia por la Formación Pucalume. Mpodozis y Cornejo (1988) estimaron unos 800 metros de potencia máxima, para una formación de grosor muy variable. En la zona de estudio, se estiman que los espesores deben variar entre 0 y al menos 900 metros en la zona sur del mapa. La dificultad en estimar grosores de la Formación Río Tascadero se debe a que se encuentra intensamente deformada. En cuanto a su litología, Pineda y Calderón (2008) la reconocieron como una secuencia bien estratificada, compuesta por rocas carbonatadas fosilíferas de grano fino, laminadas, constituidas por una alternancia de mudstones y wackestones. Se encuentra intruída por una serie de stocks dioríticos del Paleógeno. Contenido fosilífero en la Formación Río Tascadero ha permitido asignarle una edad del Cretácico Inferior, específicamente berriasiana a barremiana (Mpodozis, 1974; Mpodozis y Cornejo, 1988; Pineda y Calderón, 2008).

Esta formación registra una transgresión marina en una cuenca de trasarco, en un ambiente de baja energía (Pineda y Calderón, 2008). Se correlaciona temporalmente con la Formación Arqueros y con los niveles inferiores de la Formación Quebrada Marquesa (Emparan y Pineda, 1999). Más al sur, se correlaciona con las formaciones San José (Rivano et al., 1993) y Lo Valdés (González, 1963).

Formación Quebrada Marquesa Kqm (Cretácico Inferior)

La Formación Quebrada Marquesa fue definida por Aguirre y Egert (1962) como una secuencia sedimentaria clástica de origen predominantemente continental y volcánico, con una intercalación marina en su base. Emparan y Pineda (1999) estimaron un espesor mínimo de 2400 metros. Se en-

cuentra cubierta en discordancia erosiva por los Estratos de Quebrada la Tatora. Si bien no aflora en la zona de estudio, sí lo hace unos kilómetros al oeste, desde donde se puede interpretar su presencia bajo la Formación Viñita en el área del mapa. Contenido fosilífero en niveles inferiores permite precisar una edad hauteriviana para la base de la formación (Rubilar, 1988), mientras que dataciones en circones de una ignimbrita de niveles superiores, arrojaron edades del Albiano inferior (Emparan y Pineda, 2006). Esta formación registra una cuenca rellena por productos generados durante una intensa actividad volcánica, tanto efusiva como explosiva (Pineda y Calderón, 2008).

Formación Pucalume Kp (Cretácico Inferior)

Definida por Dediós (1967) como una secuencia sedimentaria finamente estratificada de origen continental, con hasta 2000 metros de espesor. Esta formación está constituida por areniscas y conglomerados rojos, limolitas y calizas lagunares (Mpodozis y Cornejo, 1988). En el sector centro-sur de la zona en estudio la secuencia aflora como una franja de orientación NNO-SSE, con manteos al oeste y paralela a la franja de la Formación Río Tascadero, a la cual sobre yace en concordancia. En el sector nor-oriental, aparece una segunda franja que continúa hacia el noreste conformando ambos flancos del Sinclinal Guanto (Mpodozis y Cornejo, 1988). La Formación Pucalume subyace en discordancia angular a la Formación Viñita (Pineda y Calderón, 2008). En la región de estudio, su espesor es variable entre 500 (sector centro-sur del mapa) y 2000 metros (sector nor-oriental del mapa) y se encuentra intruída por una serie de cuerpos hipabisales del Paleógeno. Dediós (1967) le asignó una edad aptiana-albiana en base a su posición estratigráfica; sobre la Formación Río Tascadero del Barresiano-Barremiano y bajo la Formación Viñita de edad Turoniano-Campaniano(?), sin embargo, Pineda y Calderón (2008) le asignaron una edad del Aptiano-Cenomaniano.

Esta formación se habría depositado en un ambiente de regresión marina, registrando el fin del ciclo transgresivo-regresivo iniciado con la Formación Río Tascadero. Se establece un ambiente subaéreo que gradúa a ambientes lacustres (Pineda y Calderón, 2008), con un importante aporte volcánico, asociado a actividad desarrollada contemporáneamente a la deposición de estos sedimentos (Cornejo, 1982). Se correlaciona lateralmente con la Formación Quebrada Marquesa, y más al sur

con las formaciones Cristo Redentor (Rivano *et al.*, 1993) y Colimapu (González, 1963).

Estratos de Quebrada la Tatora Kqlt (Cretácico Superior temprano)

Fue definida informalmente por Emparan y Pineda (1999) como una secuencia sedimentaria continental en la que se encuentran restos fósiles de reptiles y madera petrificada (Casamiquela *et al.*, 1969; Suárez, 2003). Alcanza una potencia de 1000 metros y sobreyace en discordancia erosiva a la Formación Quebrada Marquesa. Esta sucesión no aflora en la zona de estudio, pero subyace, en concordancia y/o paraconcordancia a la Formación Viñita. Esta unidad se encuentra intruída por una serie de granitoides del Cretácico Superior-Paleógeno Inferior. Su posición estratigráfica, sobre la Formación Quebrada Marquesa, cuyo techo ha sido asignado al Albiano Inferior; y bajo la Formación Viñita, que ha arrojado edades del Coaniciano, permite ubicarla entre el Albiano Superior y el Turoniano. Una datación U-Pb de $92,4 \pm 1,1$ Ma (Turoniano) realizada por Pineda y Calderón (2008) confirma una edad del Cretácico Superior.

Los Estratos de Quebrada la Tatora representan depósitos de flujos arenosos y flujos de detritos en un ambiente de llanuras de inundación. Facies de mayor energía representarían áreas proximales a abanicos aluviales, asociados al Sistema de Falla El Romero, lo que sugiere un origen sintectónico en una cuenca subsidente (Pineda y Calderón, 2008). Estos son correlacionables con la Formación Cerrillos, en la Región de Atacama (Arévalo, 2005) y con los niveles superiores de la Formación Las Chilcas, en la región central (Rivano *et al.*, 1993).

Formación Viñita Kv (Cretácico Superior)

La Formación Viñita está definida como una secuencia volcánica continental con potencias de entre 500 y 1500 metros (Mpodozis y Cornejo, 1988), que sobreyace concordantemente a los Estratos Quebrada la Tatora y discordantemente a la Formación Pucalume (Pineda y Calderón, 2008). En la zona de estudio se extiende a lo largo de gran parte de la zona central y occidental, con un espesor aproximado de 1200 metros. La componen andesitas, andesitas basálticas y tobas de lapilli con

intercalaciones de areniscas epiclásticas y brechas piroclásticas. Grandes plutones del Cretácico Superior-Paleógeno la intruyen, especialmente, al oeste de la Falla Tulahuen, la cual disloca verticalmente la zona de estudio en dos grandes bloques y pone en contacto lateral niveles superiores de la Formación Viñita con niveles inferiores de la misma. De esta forma, en el bloque oriental aflora con disposición homoclinal al oeste con manteos que van desde los 45° a los 10°, y en el bloque occidental (bloque deprimido) con leves manteos al este. En el área en estudio, se encuentra cubierta en discordancia angular por la Formación Los Elquinos de edad cretácica superior-terciaria, lo que permite asignarla al Cretácico Superior (Pineda y Calderón, 2008). La edad de la Formación Viñita ha sido estimada en el rango Turoniano-Campaniano, según su posición sobre los Estratos de Quebrada La Totorá (Albiano superior-Turoniano), bajo la Formación Los Elquinos (ca. 69 Ma) y según los intrusivos que la afectan, de edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 66 y 64 Ma (Pineda y Calderón, 2008).

Esta formación registra un sistema volcánico andesítico a andesítico-basáltico, posterior a la deposición sintectónica de Estratos de Quebrada La Totorá, y es posible correlacionarla con la Formación Hornitos (Seegerstrom y Parker, 1959) en la Región de Atacama (Pineda y Calderón, 2008; Mpodozis y Cornejo, 1988).

Formación Los Elquinos Kle (Cretácico Superior tardío)

La formación está constituida por una secuencia volcanosedimentaria continental (Emparan y Pineda, 1999). El grosor total de la formación es difícil de establecer (Pineda y Calderón, 2008; Mpodozis y Cornejo, 1988). En la zona de estudio, donde la formación constituye el techo de la sucesión estratigráfica, se pueden estimar espesores de, al menos, 500 a 1500 metros. Aflora en sectores altos de las zonas central (Cerro Tulahuen) y occidental (Cerros Las Gualtatas, Guanaco Alto, Los Pingos, Zapallo y Punta Blanca) de la zona en estudio, predominantemente al oeste de Falla Tulahuén, la que pone en contacto lateral a la Formación los Elquinos con la Formación Viñita. Sobreyace en leve discordancia angular a la Formación Viñita y, en la zona de estudio, el techo de la formación constituye la superficie actual de erosión (Mpodozis y Cornejo, 1988). Se encuentra

intruída por una serie de plutones del Cretácico Superior-Paleógeno, e intrusivos hipabisales del Eoceno. Dataciones U-Pb de ca. 69 Ma (Pineda y Calerón, 2008), complementadas con información de Emparán y Pineda (2006) permiten asignar una edad del Campaniano-Maastrichtiano para la formación.

Las rocas de la Formación Los Elquinos registran los productos de la actividad y erosión de un sistema volcánico andesítico con fases eruptivas explosivas y efusivas en el Cretácico Superior.

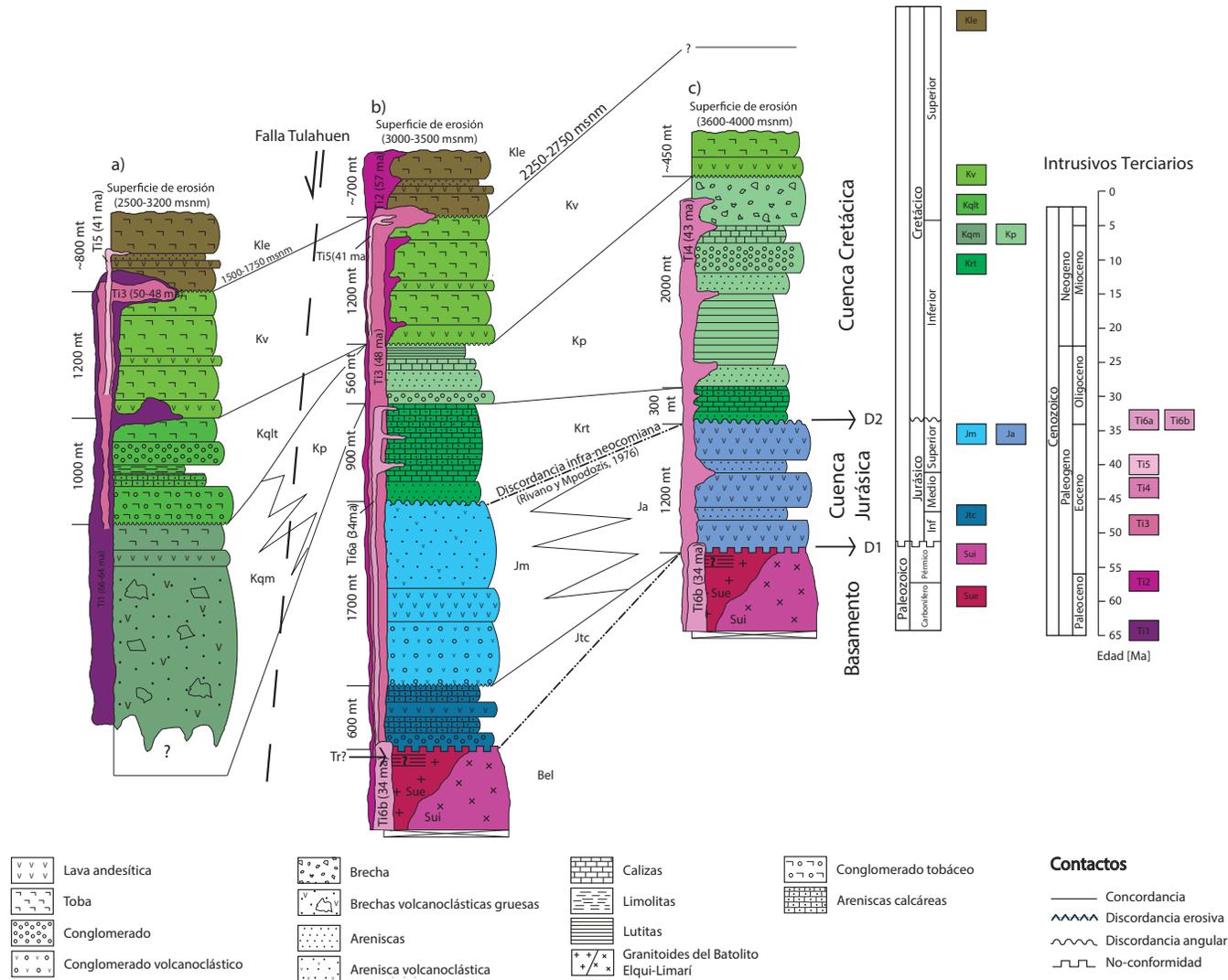


Figura 2.1: Columnas estratigráficas generales de la zona de estudio y sus relaciones laterales. columna a) representa las unidades en el sector nor-poniente de la zona de estudio; columna b) representa al sector centro de la zona de estudio; columna c) representa al sector nor-oriente de la zona de estudio. SUE, Super Unidad Elqui; SUI, Super Unidad Ingaguas; Jtc, Formación Tres Cruces; Jm, Formación Mostazal; Ja, Formación Algarrobal; Krt, Formación Río Tascadero; Kp, Formación Pucalume; Kqm, Formación Quebrada Marquesa; Kqlt, Formación Quebrada la Tatora; Kv, Formación Viñita; Kle, Formación Los Elquinos. Ti1, Ti2, Ti3, Ti4, Ti5, Ti6a y Ti6b, grupos intrusivos terciarios.

2.3. Intrusivos Terciarios

En la zona en estudio se han documentado 6 unidades intrusivas del Cretácico Superior-Paleógeno que se emplazan en las unidades antes descritas (Mpodozis y Cornejo, 1988; Pineda y Calderón, 2008). En este trabajo, las unidades intrusivas se han agrupado según sus edades radiométricas, formando 6 grupos intrusivos.

2.3.1. Grupo 1 (ca. 66-64 ma)

El primer grupo intrusivo corresponde a granitoides intermedios y félsicos de grano medio que fueron incorporados por Mpodozis y Cornejo (1988) en la Superunidad Cogoti (Rivano *et al.*, 1985) y agrupados por Pineda y Emparán (2006) en la unidad Diorita Pichasca. Exhibe una forma tabular, cubriendo una importante superficie de la zona centro-occidental del mapa, especialmente en el bloque oeste de la Falla Tulahuen. Intruye a las Formaciones Quebrada la Totorá, Viñita y Los Elquinos, emplazándose preferiblemente en los contactos entre ellas. Dataciones Ar/Ar entregaron edades de $66,2 \pm 0,5$ y $63,8 \pm 0,3$ Ma, interpretadas como edades de cristalización, mientras que dataciones K-Ar arrojaron 69 ± 2 y 67 ± 2 Ma que son interpretadas como edades máximas, cercanas a la edad de cristalización. Finalmente, considerando que la Formación Los Elquinos (ca. 69 Ma) predata a este grupo de intrusivos, se le puede asignar una edad del Maastrichtiano-Daniano (Pineda y Calderón, 2008).

2.3.2. Grupo 2 (ca. 57 Ma)

Se asocia a intrusivos granodioríticos de grano medio a fino, que intruyen de forma tabular (filones y diques) a las formaciones Viñita y Los Elquinos (ca. 69 Ma). Muchos plutones de este grupo se encuentran asociados a fallas normales, al oriente de Falla Tuluahuén. Pineda y Calderón (2008) los agruparon en la unidad Granodiorita Rapelcillo; mientras que Mpodozis y Cornejo (1988) los incluyeron en la Superunidad Cogoti. Una datación Ar/Ar realizada por Pineda y Calderón (2008)

arrojó una edad de $57,3 \pm 0,3$ Ma. Además, se reconocen intrusiones de cuerpos hipabisales de ca. 41 Ma, por lo que se estima una edad paleocena-eocena temprana para este grupo.

2.3.3. Grupo 3 (ca. 50-48 ma)

Corresponde a dioritas y granodioritas que afloran al oeste de las Fallas Tulahuen y Vicuña, y que intruyen a los plutones del Grupo 1, así como a las formaciones Viñita y Los Elquinos, emplazados especialmente en la discordancia entre estas. Poseen una forma tabular a irregular, y, en el sector norte del mapa, se encuentran especialmente ligados a fallas normales N-S. Pertenecientes a la Superunidad Cogotí del cuadrángulo de Vicuña (Mpodozis y Cornejo, 1988), Pineda y Calderón (2008) incluyeron estos plutones en las unidades Diorita Huevilos y Granodiorita Guatalume para agrupar los intrusivos de este grupo al norte y al sur de la zona de estudio, respectivamente. Estos autores definieron una edad de ca. 50 ma para la Diorita Huevilos mediante datación K-Ar en anfíbola, mientras que una datación Ar-Ar en anfíbola, arrojó una edad de $48,1 \pm 0,4$ ma para la unidad Granodiorita Guatalume. De esta forma, el tercer grupo intrusivo se habría emplazado en el Eoceno inferior, aproximadamente entre los 50 y 48 Ma.

2.3.4. Grupo 4 (ca. 43 ma)

Agrupar a una serie de cuerpos intrusivos menores, en su mayoría tabulares, que afloran al nor-oriental de las fallas Tulahuén y Vicuña en una franja N-S discontinua y que intruyen a las formaciones Algarrobal, Mostazal, Río Tascadero y Pucalume. Se emplazan mayoritariamente en los contactos entre formaciones y en discordancias al interior de estas, especialmente en zonas de cizalle y fallas inversas intra-formación. De esta forma, los cuerpos, al menos en su expresión más superficial, se encuentran concordantes, y, por ende, basculados al oeste al igual que las rocas que los hospedan. Corresponden a dioritas de grano medio y pórfidos de granodiorita y dacita, que fueron incluidos en la Superunidad Río Grande por Mpodozis y Cornejo (1988) y en la unidad Diorita Campanario por Pineda y Calderón (2008). Estos últimos realizaron una datación K-Ar en anfíbola,

que arrojó una edad de $43,2 \pm 2,3$ ma, la cual consideraron como edad mínima.

2.3.5. Grupo 5 (ca. 41 ma)

Corresponden a un grupo de stocks y cuerpos hipabisales de composición andesítica que afloran al oeste de la Falla Vicuña, en la zona centro-norte del mapa, e intruyen a las Formaciones Los Elquinos y Viñita. Emparan y Pineda (1999) llamaron a esta unidad Intrusivos Hipabisales Andesíticos en el cuadrángulo del Área de Condoriaco-Rivadavia al norte, y Pineda y Calderón (2008) la correlacionaron con los intrusivos hipabisales que afloran en el área de estudio. Dataciones Ar/Ar y K/Ar arrojaron edades de $40,6 \pm 1,0$ Ma y $55,3 \pm 4,0$ Ma, respectivamente (Pineda y Calderón, 2008). Mientras que dataciones más al norte entregaron un rango de edades de entre 41 y 34 ma (Emparan y Pineda, 1999; Pineda y Emparan, 2006).

2.3.6. Grupo 6 (ca. 34 ma)

Este grupo comprende a dos grupos de intrusivos de composición tonalítica a granodiorítica, Grupo 6a y Grupo 6b. El primero corresponde a una franja discontinua N-S de cuerpos ovalados que afloran en la parte central del mapa, al sur de Río Mostazal. Estos intruyen exclusivamente a rocas deformadas de la Formación Río Tascadero, y lo constituyen dioritas y tonalitas de grano fino. Mpodozis y Cornejo (1988) los incluyeron en la Superunidad Río Grande, mientras que Pineda y Calderón (2008) los agruparon en la unidad Diorita Morro Blanco. El segundo se asocia a un plutón de gran envergadura (Plutón Bocatoma) que forma parte de una franja de plutones N-S que intruyen al BEL. Esta franja de intrusivos fue definida como Unidad Bocatoma en el cuadrángulo de Pisco-Elqui por Mpodozis y Cornejo (1988). El Plutón Bocatoma aflora en el límite oriental del mapa intruyendo a BEL con una forma más o menos ovalada en dirección N-S. Su composición es granodiorítica a tonalítica y se encuentra dislocado por una serie de fallas dextrales y normales NNW. Este plutón, según dataciones K-Ar en biotita, tiene una edad de ca. 34 ma (Mpodozis y Cornejo, 1988). Así mismo, el grupo de intrusivos de la unidad Morro Blanco fue datado con

la misma edad mediante datación Ar/Ar en anfíbola (Pineda y Calderón, 2008). El parecido en composición y edad de estos intrusivos, sumado a la cercanía de sus afloramientos, sugiere una génesis similar, y permite agruparlos en un mismo grupo intrusivo.

2.4. Depósitos Neógenos-Cuaternarios

Corresponden a una serie de depósitos continentales clásticos de origen aluvial/coluvial (Qac), fluvial (Qf) y/o glacial (Qg), que cubren localmente a la secuencia estratigráfica descrita anteriormente. Si bien la mayoría de estos depósitos tienen edades Pleistocenas a Holocenas, Pineda y Calderón (2008) sugirieron edades Miocenas a Pleistocenas para algunos depósitos aluviales ubicados fuera de la zona de estudio (Embalse La Paloma).

2.5. Estructuras

Las principales estructuras que afloran en la zona en estudio corresponden a la Falla Vicuña y la Falla Tulahuén (Mpodozis y Cornejo, 1988), cuyas trazas se intersectan en la zona centro-norte del mapa.

2.5.1. Falla Tulahuén

La Falla Tulahuén corresponde a una estructura de traza rectilínea con orientación NNE-SSW. Su traza es evidente por la alineación de una serie de valles y quebradas a lo largo de 50 km, desde el Portezuelo El Buitre, hasta más al sur de la zona en estudio, pasando por el poblado homónimo. Pone en contacto la Formación Los Elquinos (ca. 69 ma), al oeste, con los niveles inferiores de la Formación Viñita hacia el este (Pineda y Calderón, 2008). Estos autores reconocen milonitas sinplutónicas en algunas dioritas de 66-64 ma, emplazadas en la falla, y sugieren que su principal actividad ocurrió entre el Cretácico Superior alto y el Paleoceno inferior (posiblemente

en el Campaniano Inferior y Maastrichtiano Superior), en la posición del arco volcánico de ese período, pero su origen y última actividad son aún desconocidos.

2.5.2. Falla Vicuña

La Falla Vicuña, definida por Dedios (1967), es uno de los rasgos más notorios en la zona norte de la Región de Coquimbo. Corresponde a una falla inversa de orientación N-S, vergencia oeste y levemente sinuosa, que se extiende por, al menos, 130 km desde los 29,5°S hasta los 30,5°S. En casi toda su extensión controla el escalón topográfico de hasta 2000 m, considerado el límite morfológico entre la alta y la mediana montaña (Mpodozis y Cornejo, 1988). En la zona en estudio, corta principalmente a unidades cretácicas, levantando el bloque oriental, constituido por las formaciones Viñita, Pucalume y Río Tascadero, por sobre el bloque occidental, constituido por la Formación Los Elquinos. Mpodozis y Cornejo (1988) estimaron un manto aproximado de 45° para la estructura en esta zona y una edad aproximada terciaria. La actividad en esta estructura es principalmente eocena media y está indicada por edades K-Ar cercanas a 40 Ma en milonitas y cataclasitas que afloran a lo largo de la traza de falla, cerca de la localidad de Rivadavia (Empan y Pineda, 1999; Pineda y Calderón, 2008). La actividad en esta falla es contemporánea con la fase de deformación Incaica (Tomlinson *et al.*, 1993).

2.5.3. Estructuras Secundarias

Una serie de fallas normales de no más de 5 km de longitud, afloran a lo largo del borde del macizo paleozoico, que lo ponen en contacto primario con su cobertura, asociados a bordes de cuencas. La deformación compresiva en la cuenca Mesozoica e caracteriza por pliegues cerrados e isoclinales y fallas inversas (Pineda y Calderón, 2008). Un stock microdiorítico de ca. 34 Ma está emplazado en el extremo de una de estas fallas inversas y acota la edad mínima del episodio de deformación. La más importante de estas estructuras, la Falla Río Palomo, termina hacia el noroeste, muy cerca de la Falla Vicuña. El basamento y la cobertura se encuentran desplazados

también por un sistema de fallas sinistralas cortas de rumbo NNO. Relaciones recíprocas de corte entre las trazas de fallas de rumbo y las trazas de fallas inversas, sugieren que ambos sistemas son contemporáneos.

Capítulo 3

Resultados y Análisis

3.1. Análisis del Relieve Orogénico

A escala orogénica, el flanco occidental de los Andes Centrales, muestra como rasgo principal un notorio escalón topográfico (*eg.* $\sim 2,5$ km de altitud promedio) que se orienta paralelo a la fosa, y cuya linealidad es posible establecerla por más de 2000 km de longitud (Figura 1.1). Este representa el frente cordillerano que separa la Región Costera y/o Depresión Central, del cordón montañoso. Perfiles topográficos ortogonales a la fosa ilustran que esta es una característica persistente y de primer orden en la configuración topográfica de los Andes Centrales (Figura 3.1), y por su escala, está en fase con la estructura de subducción. Sin embargo, una observación en detalle revela que el escalón topográfico es sinuoso y pierde su linealidad de primer orden. Lo anterior es evidenciado al comparar la morfología de primer orden en los perfiles de la Figura 3.1. Los perfiles D y F muestran un escalón topográfico abrupto, mientras que en los perfiles E y C este se muestra difuso y menos evidente. Por otra parte, los perfiles A y B muestran un aumento gradual del relieve, formando un piedemonte que alcanza hasta 15 km de ancho.

El escalón topográfico del margen occidental de los Andes Centrales coincide con sistemas de falla vergentes al oeste: el *West Thrust System* (WTS), en el Norte Grande (Muñoz

y Charrier, 1996); la Falla Vicuña, en el Norte Chico (Mpodozis y Cornejo, 1988); y el Sistema Pucuro-San Ramón (Thiele, 1980), en la zona central.

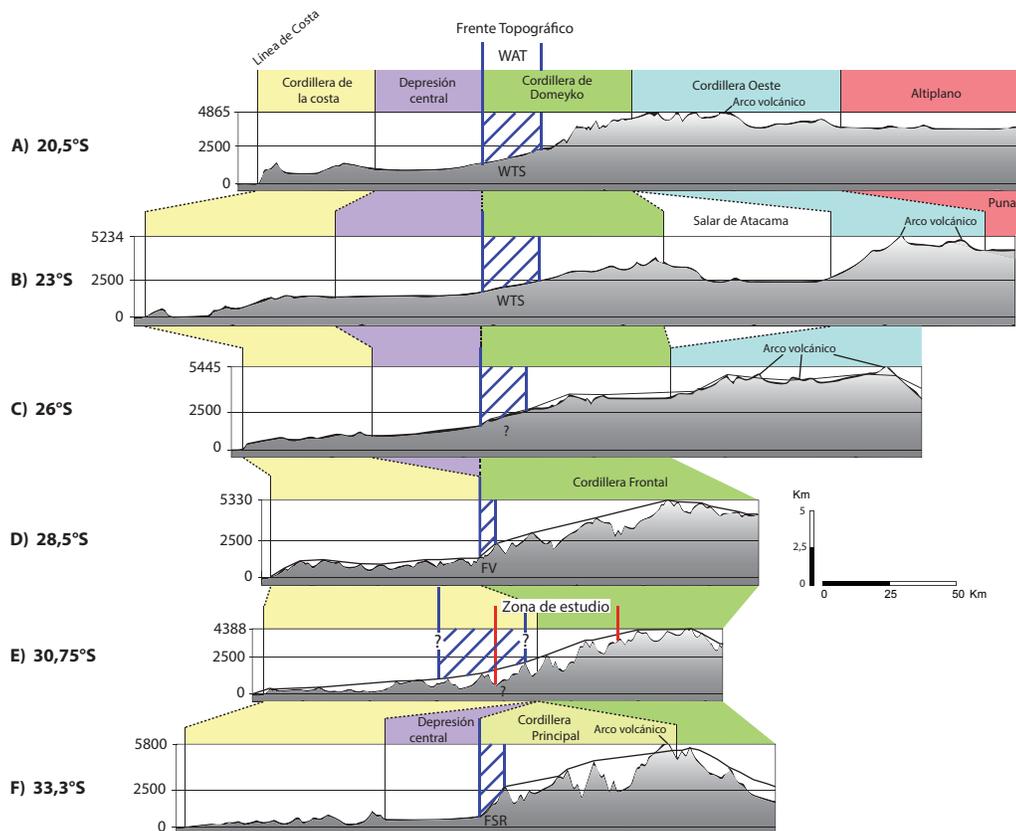


Figura 3.1: Perfiles topográficos oeste-este a lo largo del flanco occidental de los Andes chilenos, destacando el frente topográfico y las principales unidades morfotectónicas. Se muestra la latitud aproximada de las secciones, y la ubicación exacta de las trazas se ilustra en la Figura 1.1. En los perfiles C, D, E y F, se trazó la envolvente de la topografía para suavizar los efectos de las incisiones fluviales y glaciales. Escala vertical exagerada 5 veces. WTS, *West Thrust System*; FV, *Falla Vicuña*; FSR, *Falla San Ramón*; WAT, *West Andean Thrust*.

Si bien la geometría de primer orden del relieve en un frente de montaña depende de la competencia entre la velocidad de la deformación y la velocidad de erosión, los perfiles sugieren una estrecha relación entre la ocurrencia de frentes abruptos y fallas inversas de longitud de onda a escala con la magnitud de estos escalones (perfiles A, D y F en la Figura 3.1).

En particular, en la Región de Coquimbo, la Falla Vicuña define el principal escalón topográfico en la zona (Figuras 3.2 y 3.3). Sin embargo, en su tramo más meridional (incluido en la zona de

estudio), la geometría del frente cordillerano cambia, disipándose el escalón topográfico a medida que la traza y/o escarpe de la Falla Vicuña disminuye hacia el sur. En esta zona, el escalón topográfico aumenta en sinuosidad, y su límite no es evidente (Perfil I de la Figura 3.2), aunque su continuidad, sí ha sido documentada (Rodríguez, 2013). Adicionalmente, no se han documentado sistemas estructurales de la misma naturaleza que los descritos anteriormente que pudieran explicar, al menos en parte, el alzamiento del relieve en esta zona (eg. Perfil E, Figura 3.1 y Perfil I Figura 3.2).

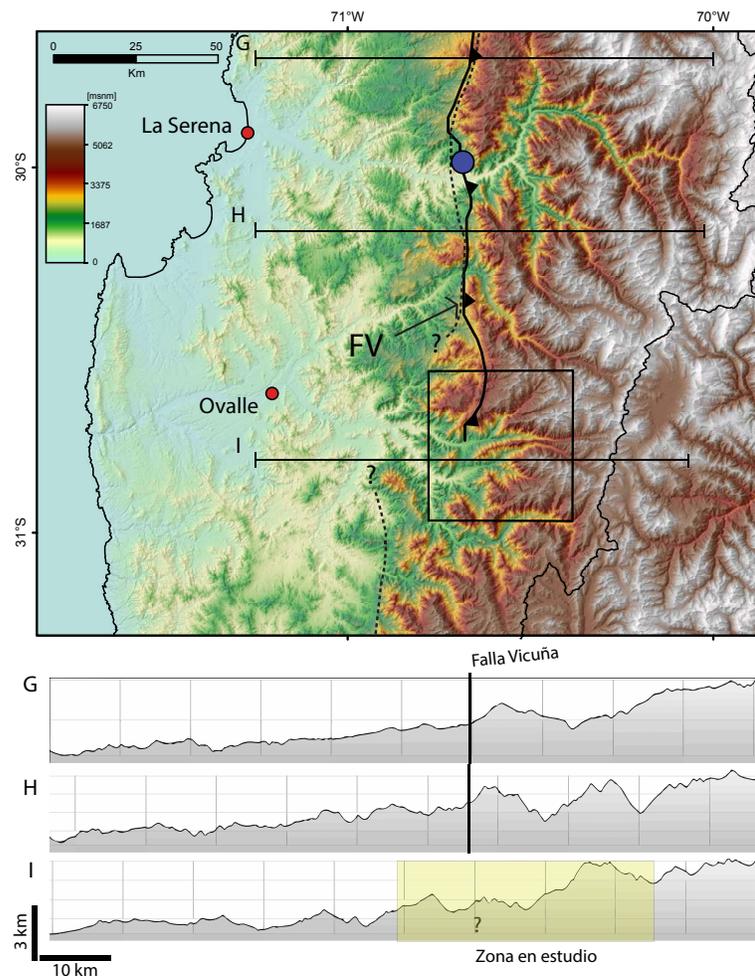


Figura 3.2: Arriba, modelo de elevación digital de la Región de Coquimbo (ASTER GDEM V2, NASA y METI). Línea segmentada indica ubicación aproximada del escalón topográfico (Modificado de Rodríguez, 2013). El rectángulo de color negro muestra la zona en estudio. Se identifican las trazas este-oeste de los perfiles topográficos G, H e I. El círculo azul, indica el punto desde donde se tomó la fotografía de la Figura 3.3. Abajo, secciones topográficas O-E de la región de Coquimbo. Se señala la ubicación de la Falla Vicuña y la zona en estudio (Escala Vertical Exagerada). Notar el cambio de configuración del relieve al desaparecer la falla Vicuña en la zona en estudio. FV, Falla Vicuña.

Por lo tanto, si bien en algunos segmentos del frente topográfico de los Andes Chilenos, el alzamiento del relieve está tectónicamente controlado por sistemas de fallas inversas de vergencia oeste, la documentación actual no permite hacer esta relación a lo largo de todo el frente cordillerano. En particular, en la Región de Coquimbo, el cambio abrupto en el relieve que configura la Cordillera Frontal, es controlado por la Falla Vicuña (Figura 3.2), sin embargo, dicha relación se hace difusa en la zona de estudio, en la que no se ha documentado la existencia de una estructura similar que explique el relieve.

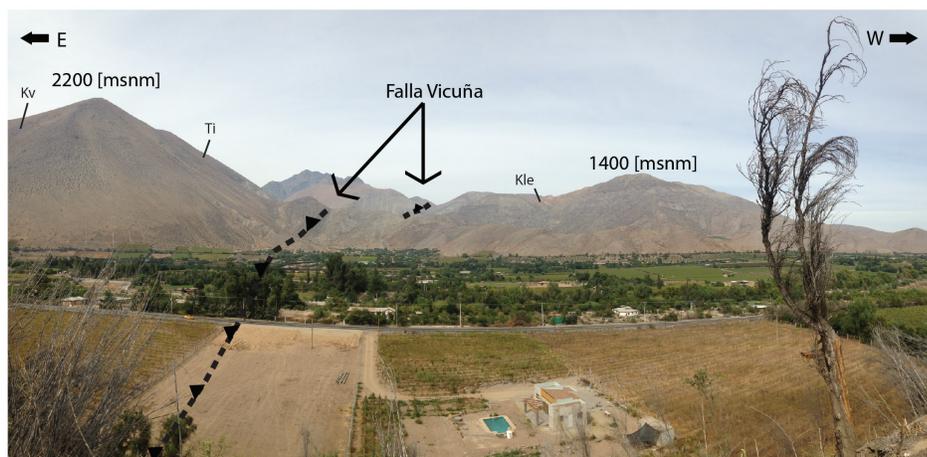


Figura 3.3: Fotografía que expone el escalón topográfico generado por la falla Vicuña en el valle del Río Elqui. Notar la diferencia de ~ 1 km en la vertical.

3.2. Análisis Geológico Regional

Una vez establecido el rasgo morfológico principal en estudio, a continuación son descritas las características geológicas más importantes asociadas a este, sobre la base de una compilación cartográfica de la Región de Coquimbo, parte de la Provincia de San Juan, Argentina y el sector sur de la Región de Atacama (Figura 3.4).

En términos generales, las unidades geológicas que afloran en la región se encuentran distribuidas en forma de franjas paralelas de orientación N-S. Las rocas de edad Paleozoico-Triásico del Basamento aparecen en la franja costera, bordeando la línea de costa a no más de 800 metros sobre

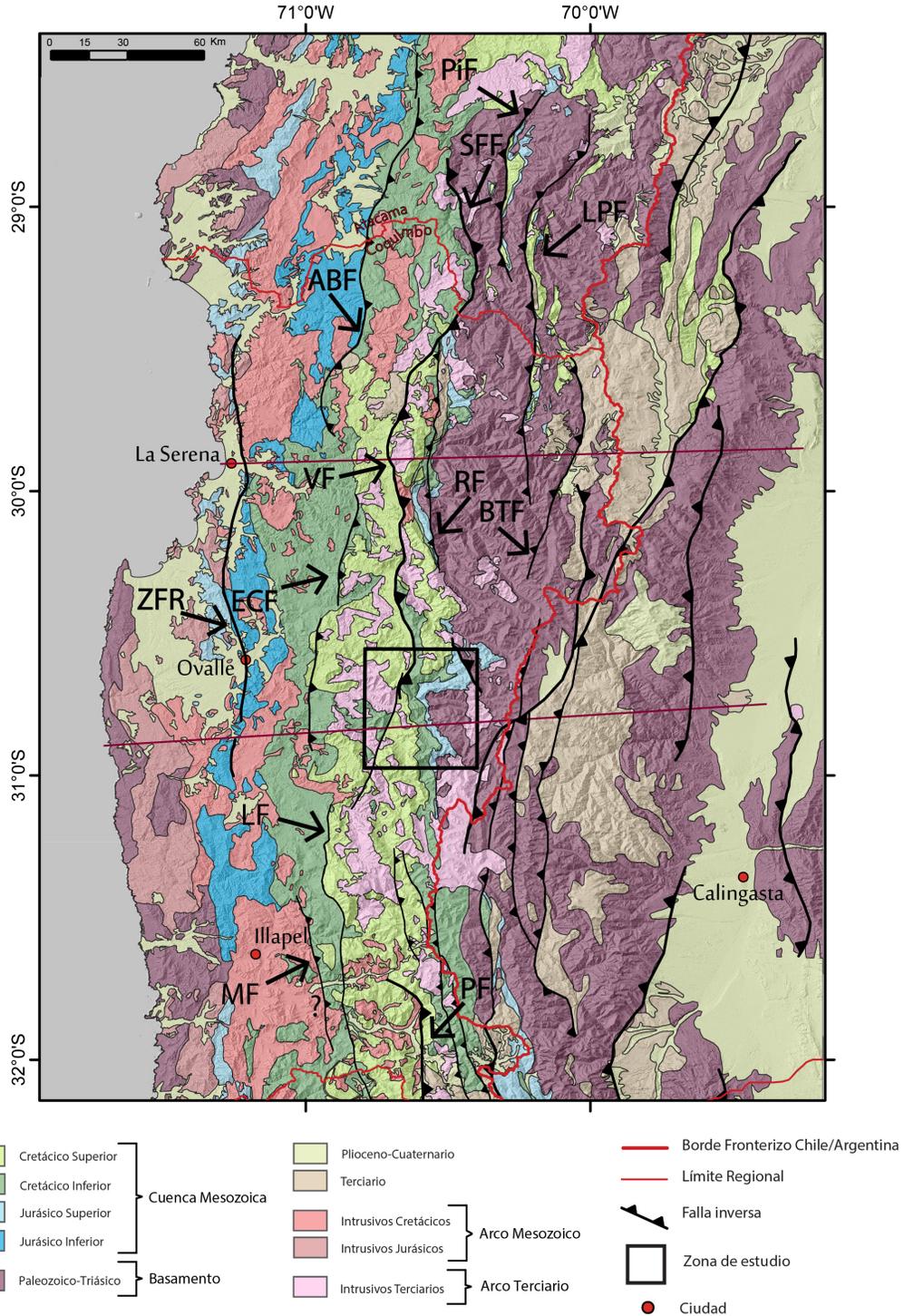


Figura 3.4: Mapa Regional de la Región de Coquimbo, la parte sur de la Región de Atacama y parte de la Provincia de San Juan (Argentina). Basado en: Rivano y Sepulveda, 1986; Mpodozis y Cornejo, 1988; Nasi *et al.*, 1985; Pineda y Calderón, 2008; Moscoso *et al.*, 1982; Moscoso *et al.*, 2010; Arévalo, 2009; Mapa Geológico de Chile 1M (Sernageomin, 2003); Ragona *et al.*, 1995; Rodriguez, 2013; Mapas SIG del Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR). PiF, Falla Pinte; SFF, Falla San Felix; ABF, Falla Agua de los Burros; LPF, Falla La Plata; RF, Falla Rivadavia; BTF, Falla Baños del Toro; VF, Falla Vicuña; ECF, Falla El Chape; ZFR, Zona de Falla Romeral; LF, Falla Llimpo; MF, Falla Manquehua; PF, Falla Pocuro.

el nivel del mar, así como en la franja más oriental, conformando un macizo de basamento (denominado en este trabajo como Cordillera Frontal), con alturas que van desde los 3000 a los 6000 msnm. Por su parte, las rocas estratificadas de la cuenca mesozoica aparecen entre las dos franjas de basamento, con las edades más jóvenes hacia el centro de la cuenca, y las más antiguas en los bordes. Además, la continuidad de la Cuenca Mesozoica hacia el este, es evidenciada en la Cordillera Frontal por afloramientos de poco espesor (200-500 m) en altura. El pobre registro de rocas mesozoicas en esta posición estructural, evidencia procesos de erosión asociados al alzamiento del macizo de Basamento. Estas unidades se encuentran intruídas por dos grandes franjas de plutones: los intrusivos mesozoicos y los intrusivos terciarios. Los primeros intruyen a parte de la franja costera de basamento y al borde occidental de la cuenca mesozoica. Estos representan la raíz exhumada del arco mesozoico. Los intrusivos terciarios se encuentran emplazados principalmente en el borde oriental de la Cuenca Mesozoica y en el borde más occidental de la franja de basamento de la Cordillera Frontal. Las rocas estratificadas del terciario aparecen cubriendo parcialmente las rocas del basamento en la Cordillera Frontal, a más de 4000 msnm, y muy puntualmente, sobre la franja mesozoica. Estas rocas representan el arco volcánico terciario extinto a estas latitudes.

Las principales estructuras documentadas en la región también obedecen a la tendencia de orientación N-S. En términos generales, las fallas más importantes en el flanco chileno de la cordillera tienen vergencias hacia el oeste, y aquellas en el flanco argentino, hacia el este. La estructura más importante en la región corresponde a la Falla Vicuña, de vergencia hacia el oeste, que controla el frente topográfico principal de la Cordillera Frontal (Figuras 3.2 y 3.3). Esta falla duplica el espesor de la cuenca cretácica, a no más de 10 km al occidente del contacto con el basamento. Además, la cuenca mesozoica presenta un aumento en la magnitud de la deformación hacia el este: en su borde poniente se presenta en disposición subhorizontal a levemente basculada, pero en su borde oriental, exhibe un gradiente de deformación que aumenta hacia el contacto con las rocas del basamento.

De estas características de primer orden, se desprende que existe una relación entre los rasgos geológicos de escala orogénica, con la arquitectura del frente topográfico en la región (Figura 3.5). De estas, cabe destacar que:

- El escalón topográfico da paso, hacia el oriente, a las mayores alturas en la región, compuestas principalmente por rocas del Basamento Paleozoico en la Cordillera Frontal.
- El aumento progresivo hacia el este en la magnitud y la persistencia de la deformación en la Cuenca Mesozoica coincide con el incremento de altura del relieve en el escalón topográfico.
- Existe una continuidad de la Cuenca Mesozoica con espesores discretos hacia el este, por sobre las rocas del Basamento.
- El magmatismo Terciario se concentra en la zona de máxima deformación de la Cuenca Mesozoica, asociada al escalón topográfico.

Estas observaciones sugieren una relación genética entre la tectónica post-mesozoica y la construcción del relieve orogénico a estas latitudes.

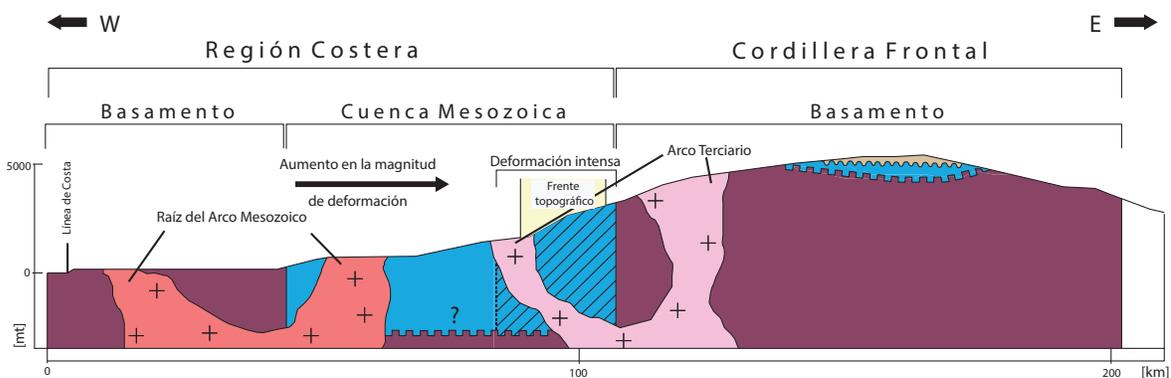


Figura 3.5: Sección esquemática con los principales rasgos geológicos regionales y su relación con el relieve orogénico.

3.3. Descripción de la estructura en la zona en estudio

En general, las unidades geológicas estratificadas de la Cuenca Mesozoica se exponen según franjas de orientación paralela a la fosa, que de oeste a este, aumentan en edad, y que dan paso a las rocas paleozoicas del Basamento en el sector más oriental de la zona en estudio (Anexo 1). Esta configuración va acompañada de un aumento gradual del relieve hacia el este, desde los 1000-1300 msnm en la parte oeste del mapa, hasta los 3800-4000 msnm en el macizo de basamento. Las

estructuras más evidentes que afloran en la zona en estudio son las fallas Vicuña, Rapel y Tulahuén.

La Falla Vicuña se expone como una falla inversa de vergencia oeste y levemente sinuosa. El extremo meridional de su escarpe, tiene una orientación NNE-SSO, disminuyendo su altura entre las quebradas las Represas y El Buitre (Anexo 1), en la zona de la terminación norte de la Falla Tulahuén. El segmento (20 km de longitud) en que es posible reconocer la falla en la zona, es el único, en toda su extensión, que no coincide con el escalón topográfico, si no que, más bien, se encuentra paralelo a este, entre 2 y 3 km al oriente. Aquí, la Falla Vicuña corta a la Cuenca Mesozoica y cabalga hacia el oeste a las formaciones Viñita, Pucalume y Río Tascadero por sobre la Formación Los Elquinos. La Falla Rapel, también inversa y de vergencia oeste, tiene una orientación NNO-SSE, y monta el Basamento por sobre la Cuenca Mesozoica en el sector nororiente de la zona en estudio. Por su parte, la Falla Tulahuén, de orientación NNE-SSO, es una falla de alto ángulo que pone en contacto lateral a la Formación los Elquinos, en el bloque occidental, con la Formación Viñita en el bloque oriental (Anexo 1 y Figura 3.6). Las trazas de orientación NNE-SSO de las fallas Tulahuén y Vicuña permite dividir la zona de estudio en dos sectores, en base a la distribución geológica de las unidades y las estructuras: la zona ccidental y la zona oriental (Figura 3.6). La estructura en dichas zonas es descrita a continuación.

3.3.1. Zona occidental

En la zona occidental predomina la Formación Los Elquinos (Kle), la unidad más joven de la Cuenca Mesozoica en la zona en estudio. Una porción de la Formación Viñita aflora en el extremo noroeste del area en estudio, y subyace en discordancia angular a la Kle según lo establecido en el capítulo anterior (Figura 2.1). Las rocas de la Formación Viñita se encuentran intruídas por plutones paleógenos, pertenecientes a los grupos intrusivos 1,2 y 3 definidos previamente. Si bien la cantidad de intrusivos y la naturaleza volcánica de las unidades mesozoicas en este sector no permite visualizar la deformación con claridad, es posible reconocer un pliegue anticlinal simétrico de amplia longitud de onda (~ 9 km) en la Kle, con una orientación N-S. Este se evidencia en el sector norte, específicamente en la Quebrada Luncas (Anexo 1) (Figura 3.7).

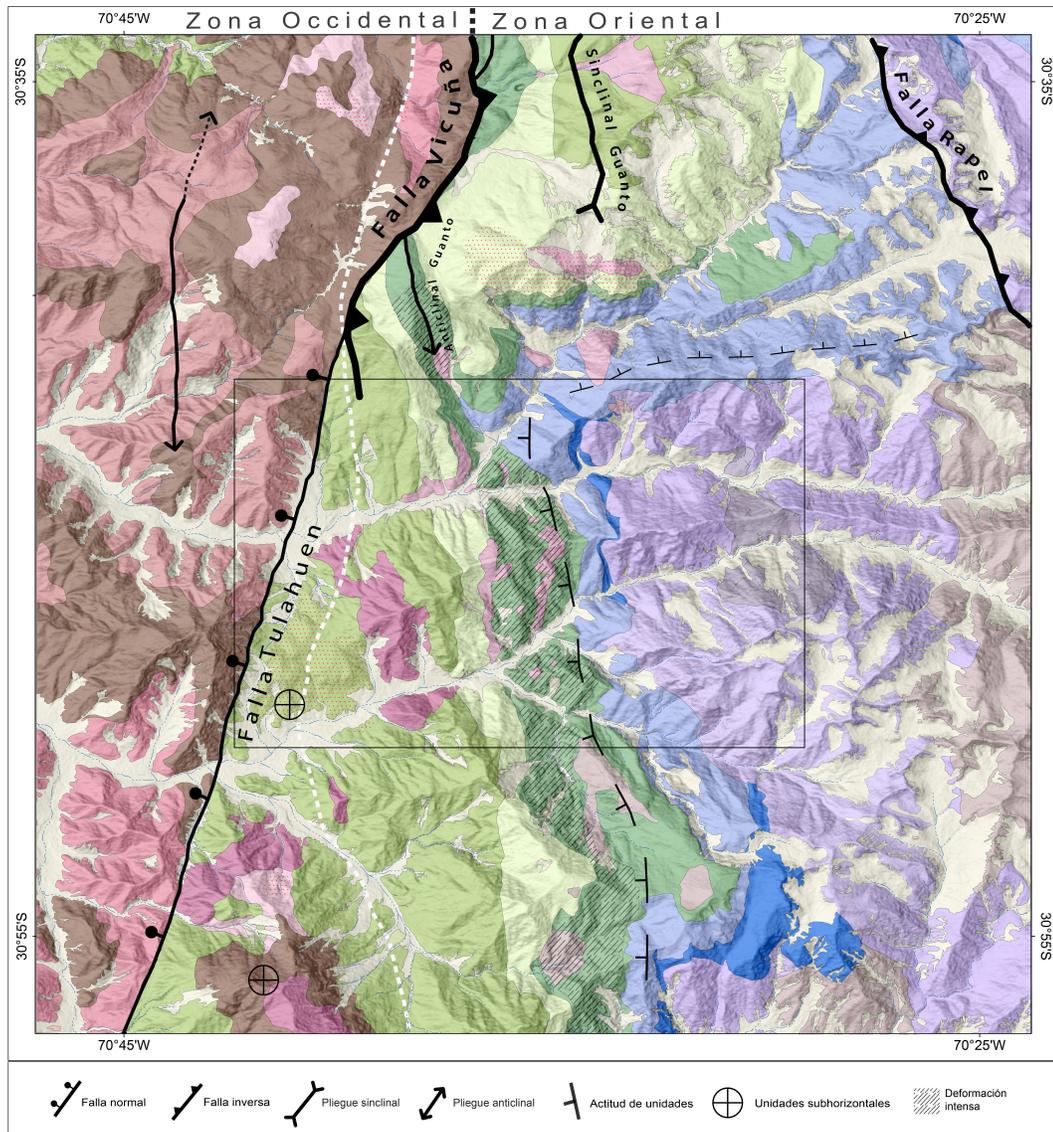


Figura 3.6: Principales rasgos estructurales de la zona en estudio. La falla Vicuña corta la cuenca mesozoica, cabalgando las unidades del Cretácico Inferior en el bloque oriental, por sobre la Formación Los Elquinos del Cretácico Superior tardío en el bloque occidental. Esta falla decapita parcialmente al Anticlinal Guanto (informal). Al este, aparece el Sinclinal Guanto, el cual parece genéticamente relacionado con la falla Vicuña, dando paso, en la esquina más oriental, a la Falla Rapel. Esta última cabalga, en dirección oeste, al basamento por sobre la cuenca mesozoica. Esta configuración estructural bien definida en el sector norte, desaparece de manera transicional hacia el sur, donde la cuenca comienza a bascularse de manera suave ($\sim 20^\circ$) hacia el noroeste, en el borde norte del macizo de Basamento, y de manera más abrupta, en su borde occidental. Estas flexuras de la cuenca alrededor del macizo y en dirección opuesta a este, generan monoclinales de casi 9 km de longitud de onda que rodean al basamento. Por su parte, la falla Tulahuén, que se expone con una traza recta, con rumbo NNE-SSO, pone en contacto lateral las rocas del Cretácico Superior tardío en el bloque occidental con las del Cretácico Superior temprano, en el bloque oriental. Esta culmina en su tramo norte al converger con la falla Vicuña. Ver Anexo 1 para leyenda de unidades geológicas e información más detallada. El rectángulo negro indica la ubicación de la Figura 3.12.

El núcleo de este anticlinal expone un intrusivo que aflora, por al menos, 20 km de longitud, formando una franja de orientación N-S.

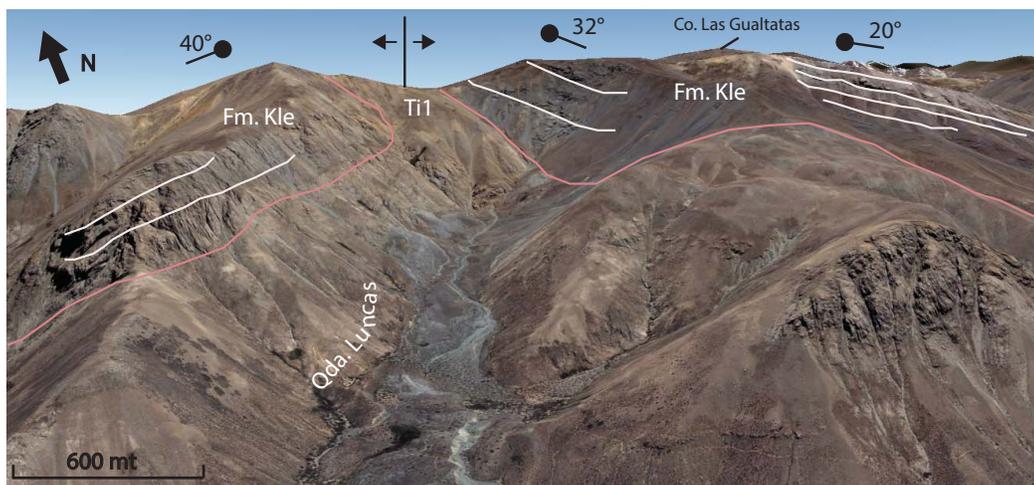


Figura 3.7: Imagen de Google Earth con orientación NNE y vista a la Quebrada Luncas (Anexo 1). Se observa un pliegue anticlinal simétrico en la Formación Los Elquinos (Kle), en cuyo núcleo aloja un plutón del primer grupo intrusivo (Ti1, 66-64 ma). Su orientación aproximada es N-S y posee una longitud de onda cercana a los 9 km.

3.3.2. Zona oriental

En la zona oriental, la cuenca mesozoica aparece bordeando el límite oeste del macizo de Basamento Paleozoico. El contacto estratigráfico entre este último y la Cuenca Mesozoica, puede apreciarse a lo largo de todo el borde norte del macizo (*eg.* Cordón de los cerros La Morena y Las Moteadas, Figura 3.9), el cual es de naturaleza deposicional no-conformante (Mpodozis y Cornejo, 1988; Pineda y Calderón, 2008). En algunos tramos del borde oeste del macizo, este contacto aparece controlado por fallas inversas (*eg.* Falla Rapel, en el sector nor-orientado de la zona en estudio). De manera local, se identifican fallas normales antiguas de muy alto ángulo que podrían haber controlado la deposición de las unidades más antiguas del Jurásico (formaciones Tres Cruces y Mostazal) (Figura 3.8).

Las unidades pertenecientes a la cuenca afloran en forma de franjas de orientación NNO-SSE y se distribuyen de oeste a este según sus edades, de más jóvenes a más antiguas. Por su parte, las

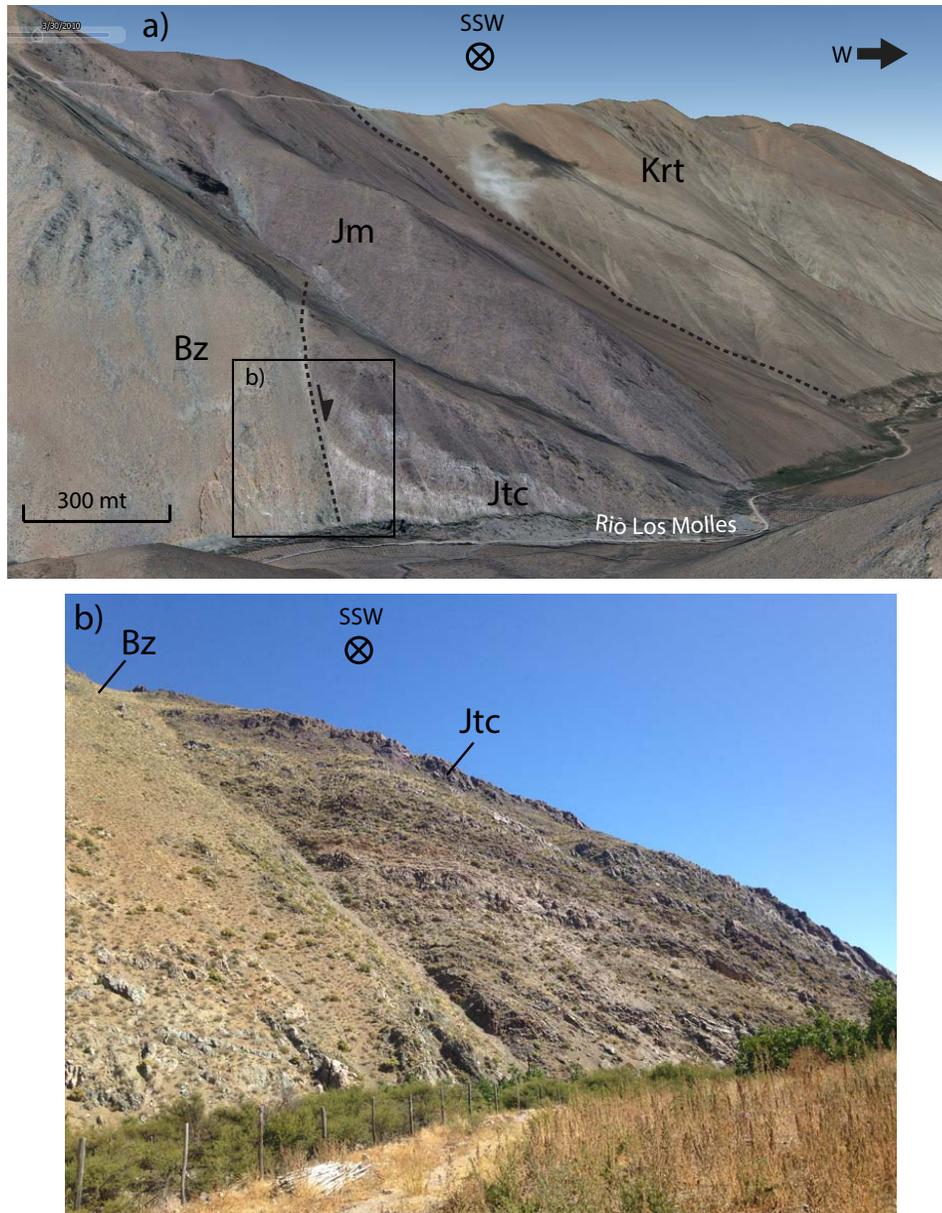


Figura 3.8: a) Imagen de Google Earth con orientación SSO, en la que se aprecia una falla normal de alto ángulo en el contacto entre el basamento (bloque este) y la cuenca jurásica (bloque oeste). b) Fotografía de la misma falla, tomada desde el valle del Río Los Molles. Bz, Basamento; Jtc, Formación Tres Cruces; Jm, Formación Mostazal; Krt, Formación Río Tascadero.

rocas paleozoicas intrusivas aparecen en el extremo oriental de la zona en estudio, conformando un macizo de basamento que predomina en los altos de relieve. En un primer orden, el paquete estratigráfico que incluye a las unidades jurásicas y cretácicas (Columna c de la Figura 2.1) se deforma de manera solidaria, desarrollando una serie de pliegues bien definidos en el sector norte, donde predominan los afloramientos de las unidades mesozoicas. Gradualmente, esta configuración

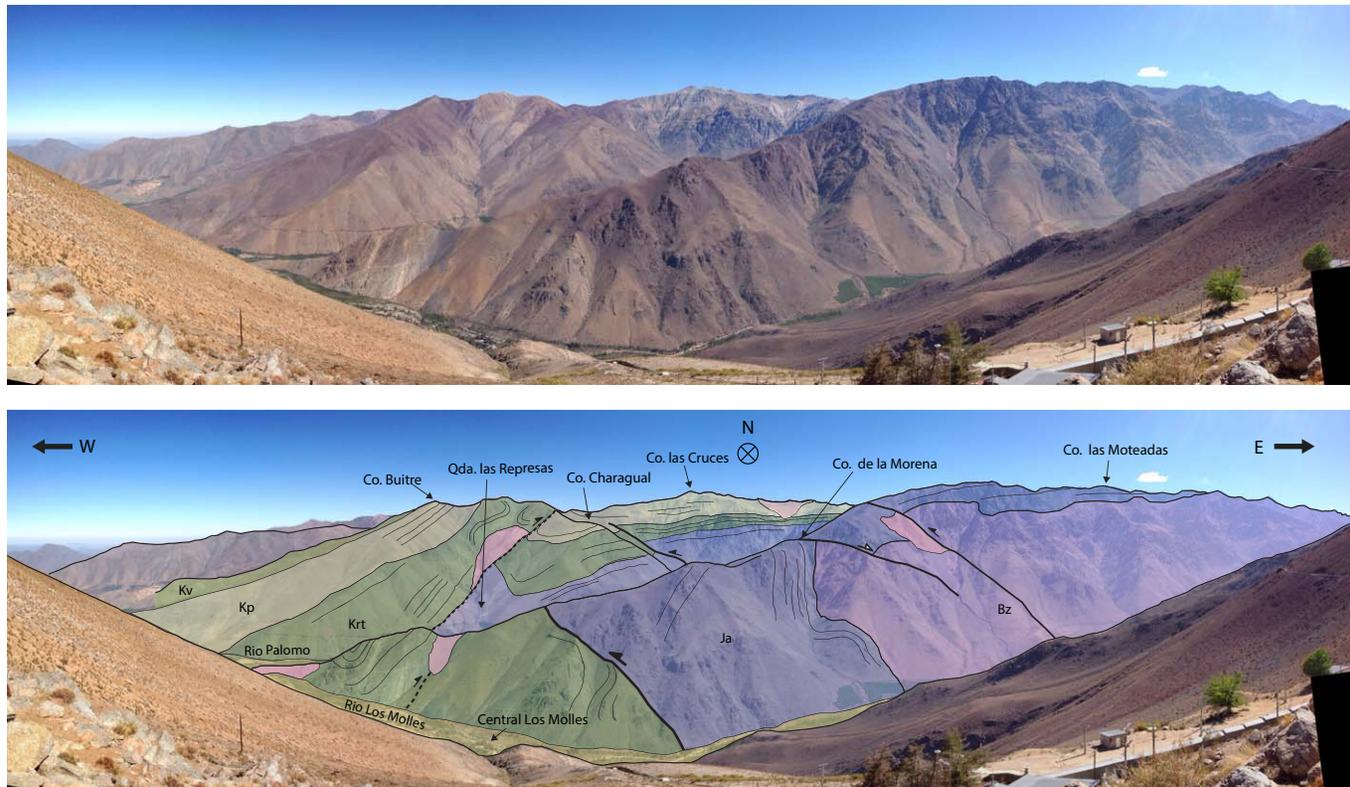


Figura 3.9: Arriba, fotografía panorámica oeste-norte-este del sector centro-norte de la zona en estudio, tomada desde la cumbre del funicular Los Molles. Abajo, interpretación geológica-estructural de la fotografía. Se observan dos cordones de montaña oeste-este separados por el Río Palomo, que exhiben configuraciones estructurales diferentes. En el cordón de los cerros Buitre y las Cruces, en el sector de Quebrada las Represas, se observa el paquete Cretácico basculado al oeste con una inclinación de entre 40° y 50°. Este se encuentra levemente cabalgado hacia el este sobre si mismo por la Falla Río Palomo. En este sector nace el extremo sur del anticlinal Guanto que acompaña a la Falla Vicuña hacia el norte (Figura 3.6). Hacia el este, se observan las formaciones cretácicas Pucalume (Kp) y Río Tascadero (Krt) sobreyaciendo a la Formación Algarrobal (Ja) del Jurásico. Este paquete se prolonga hacia el este de manera subhorizontal. Notar el acuñaamiento gradual de la Formación Río Tascadero en esta misma dirección. El Cordón de los cerros de La Morena y las Moteadas muestra a la cuenca mesozoica envolviendo al basamento (Bz) y basculada al O en el frente del macizo. En el extremo oeste, la Formación Río Tascadero exhibe un sinclinal asimétrico, analizado con mejor detalle en las Figuras 3.13 y 3.14. Notar la deformación diferencial en esta formación, en contraste a las otras unidades mesozoicas, la cual posee el doble del espesor observado en la misma inmediatamente al norte. Dos fallas inversas de vergencia al W cortan a todas las unidades. Fotografía por R. Lacassin.

continúa, hacia el sur, como un monoclinal de inclinación al oeste, donde los afloramientos del basamento son más protagónicos.

Específicamente, en el sector norponiente, las unidades del Cretácico aparecen formando un pliegue anticlinal asimétrico, de aproximadamente 5 km de longitud de onda y de orientación NNO-SSE, subparaleo a la Falla Vicuña, al que informalmente denominamos anticlinal Guanto. El tramo sur del anticlinal nace en Quebrada las Represas (ver Figura 3.9), a la misma latitud donde nace la Falla Vicuña, y se encuentra decapitado por la misma. Ambos se prolongan hacia el norte, fuera de la zona en estudio. Además, su limbo trasero se encuentra cortado por la Falla Río Palomo, como se muestra en la Figura 3.9. Esta configuración da paso, hacia el oriente, al Sinclinal Guanto, que posee una amplia longitud de onda de, al menos, 12 km. Este último es asimétrico, con un limbo occidental pronunciado (Hasta 80° de manteo al este), y un limbo oriental suave, con inclinaciones que no superan los 20° al oeste. Más al oriente, aflora la Falla Rapel cabalgando parte del Basamento hacia el oeste. Pequeños depocentros de bajo espesor pertenecientes al Jurásico (Formaciones Tres Cruces y Algarrobal) aparecen colgados sobre los granitoides paleozoicos en esta parte del macizo. Tal como se describe en la Figura 3.6, la configuración Falla Vicuña-anticlinal-sinclinal-Falla Rapel de oeste a este, desaparece de manera transicional hacia el sur, donde un macizo de Basamento Paleozoico toma protagonismo, y alrededor del cual se bascula la Cuenca Mesozoica en oposición a este. En el borde oeste del macizo (frente del macizo), la cuenca se exhibe fuertemente basculada hacia el oeste (Figura 3.10), cuya inclinación disminuye gradualmente en la misma dirección por, aproximadamente, 9 km, hasta una disposición subhorizontal en la zona de El Pedregal (sector centro-sur) y el Cerro Tulahuén (sector sur). Así mismo, las unidades del Mesozoico adquieren una actitud sub-horizontal por sobre el macizo, como se observa en la ladera norte del Río Los Molles (Figura 3.9). De esta forma, la Cuenca Mesozoica envuelve al macizo de Basamento.

La transición de la configuración estructural de la zona nororiente a la de la zona suroriente, se observa en la fotografía de la Figura 3.9, donde el filo de los cerros Buitre y las Cruces, exhibe el extremo sur del Anticlinal Guanto y la Falla Vicuña, mientras el filo de los cerros De La Morena y las Moteadas muestra parte de la cuenca mesozoica basculada hacia el W, en oposición al macizo

de Basamento. Notar que la Formación Algarrobal (de las más antiguas de la cuenca), se disponen de manera sub-horizontal, en no-conformidad sobre los granitoides paleozoicos del Basamento. Además, se reconoce el acuñaamiento gradual ($\sim 5^\circ$) hacia el este de la Formación Río Tascadero (Figura 3.9). Esta misma unidad exhibe un cambio abrupto en su potencia de un lado a otro del Río Palomo: en su ribera norte, en la Quebrada las Represas, la potencia puede estimarse entre 800 y 900 metros, mientras que en la ribera sur, en las cercanías de la Central Los Molles, esta aumenta a 1600-1700 mt. Este último es el espesor que la formación mantiene en todo el frente del macizo.

Adicionalmente, una serie de fallas oblicuas de orientación NO-SE, cortan a todas las unidades y estructuras descritas (Fallas de desgarre, Anexo 1), afectando por sobre todo al macizo y la parte frontal de la cuenca. Estas fallas son principalmente inversas con componentes sinestrales, cuyos desplazamientos no superan los 1000 m.

De esta forma, los principales rasgos estructurales en la zona en estudio se ilustran y describen en la Figura 3.6 y se resumen a continuación:

- La Falla Vicuña y los pliegues anticlinal y Sinclinal Guanto que la siguen de manera subparalela en el bloque colgante.
- El basculamiento progresivo de la Cuenca Mesozoica envolviendo al macizo de Basamento, en sentido opuesto a éste.
- La subhorizontalidad de las unidades mesozoicas en su continuidad hacia la parte alta del macizo.
- La flexura de la cuenca en el margen occidental del macizo es más prominente que la de su margen norte.
- La deformación intensa en la Cuenca Mesozoica basculada, concentrada en el frente del macizo de Basamento.
- La Falla Rapel, de rumbo NNO-SSE, que monta el Basamento sobre la Cuenca Mesozoica hacia el oeste, en el sector nororiente de la zona en estudio.

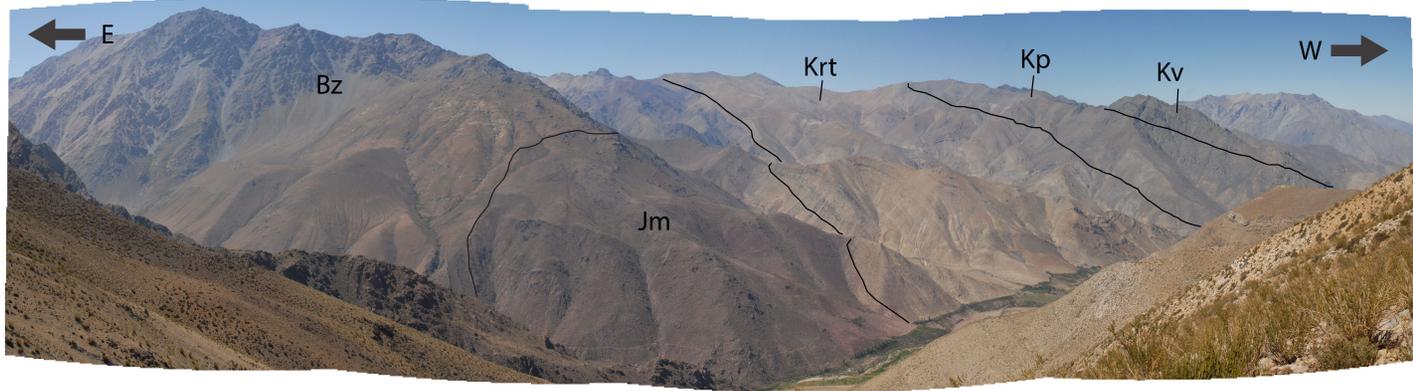


Figura 3.10: Fotografía panorámica E-S-O tomada desde el funicular Los Molles. Se expone la Cuenca Mesozoica basculada al oeste, apoyada sobre el macizo de Basamento. Bz, Basamento; Jm, Formación Mostazal; Krt, Formación Río Tascadero; Kp, Formación Pucalume; Kv, Formación Viñita. Fotografía por R. Lacassin.

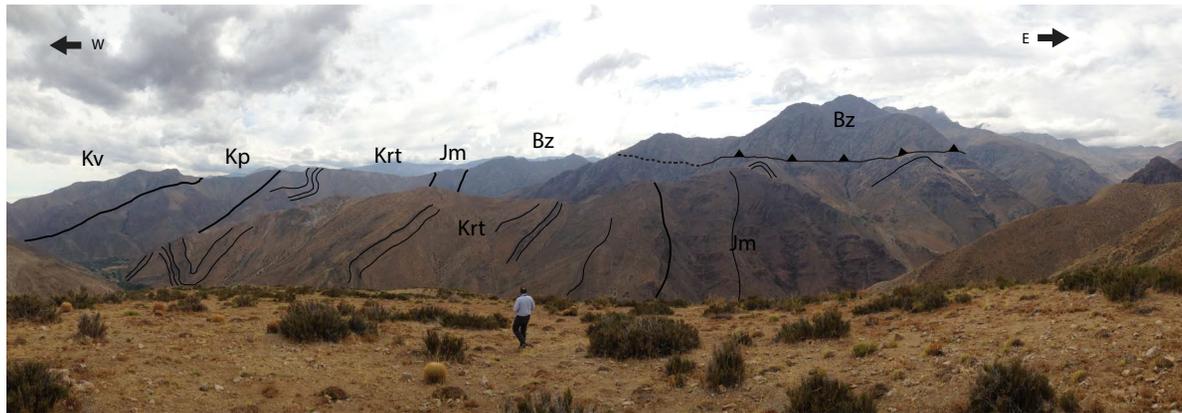


Figura 3.11: Fotografía panorámica W-N-E tomada desde el Cerro Morro Blanco. Se expone la Cuenca Mesozoica basculada al oeste, apoyada sobre el macizo de Basamento. Una falla inversa de alto ángulo desplaza parte del macizo hacia el suroeste por sobre la cuenca. La Formación Río Tascadero exhibe deformación interna en forma pliegues anticlinal y sinclinal, con una longitud de onda de ~ 600 mt.

3.4. Descripción de la deformación en la cuenca mesozoica

Tal como se describió en la sección anterior, la cuenca mesozoica se encuentra evidentemente deformada, especialmente en la zona oriental del área en estudio. Esta sección se focaliza en la descripción de la deformación interna en la cuenca, con base en la interpretación del mapeo de líneas de estratificación. En la Figura 3.12 se ilustra el mapeo de las líneas de estratificación, notoriamente mejor reconocidas en la Formación Río Tascadero. Además, se muestran los sectores en que se describe la deformación en detalle. El mapeo en detalle se concentra en el sector central de la zona oriental, específicamente en el frente del macizo de basamento. Acá, las unidades estratificadas se encuentran basculadas hacia el oeste y su inclinación disminuye progresivamente hacia el occidente a medida que disminuye el relieve. La deformación interna en la cuenca es compleja, y está concentrada en un corredor de orientación NNO-SSE a lo largo del frente del macizo de basamento (Figura 3.6), exclusivamente asociado a la formación del neocomiano Río Tascadero (Krt).

En el sector de la Central Los Molles, entre los ríos Los Molles y Palomo, la Krt exhibe un sinclinal cerrado y asimétrico (Figura 3.14). En la Figura 3.13 se detallan sus principales características. La geometría de este pliegue sugiere un acortamiento de dirección E-W. Por su parte, en el sector Mostazal (Figura 3.15), esta formación se expone basculada hacia el oeste con inclinaciones generales de 30°-45°, y formando un monoclinal de longitud de onda aproximada 1,5 km. Se infiere una falla de manteo oeste, intruída por un dique terciario, que podría explicar la duplicación del espesor de la Krt en este segmento. El siguiente cordón montañoso al sur, en el sector El Maitén (Figura 3.16), exhibe un sistema anticlinal-sinclinal de oeste a este en la formación neocomiana. Estos estarían siendo transportados al este a través de una probable falla (similar a la observada en los sectores Los Molles y Mostazal) que duplica a la unidad. Esta configuración se ilustra en la fotografía de la Figura 3.17).

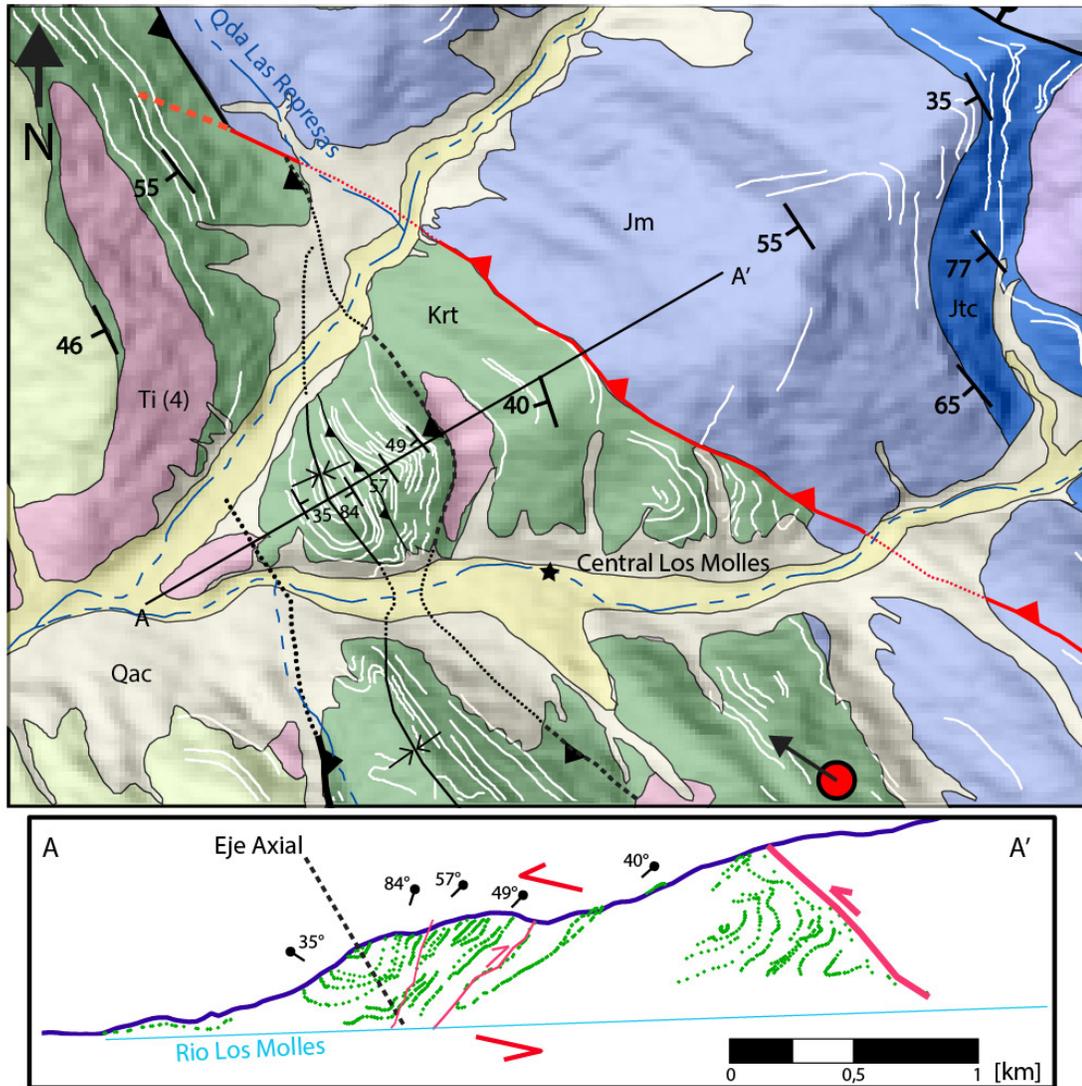


Figura 3.13: Arriba, acercamiento al mapeo estructural en el sector Los Molles. Líneas blancas indican trazas de estratificación de la Formación Río Tascadero (Krt). Círculo rojo y flecha indican lugar y orientación de la fotografía de la Figura 3.14. Segmento A-A' indica traza de perfil inferior. Abajo, perfil A-A' con las líneas de estratificación de la Krt en perspectiva. Estas forman un pliegue sinclinal asimétrico de 1 km de longitud de onda y cuyo eje se encuentra basculado al noreste. Su limbo oriental posee manteos cercanos a los 80°, y el occidental, aproximadamente 35°. Se encuentra desgarrado por una pequeña falla inversa en su flanco oriental. Este cabalgaría hacia el este a través de una falla que ha sido inferida duplicando a la unidad y en la cual se emplazaría un dique de la unidad Ti(4) (43 ma). Al oriente, un plegamiento complejo pero de menor longitud de onda se encuentra cortado por la falla inversa que yuxtapone a la formación jurásica Algarrobal por sobre la Krt. Para simbología y leyenda en detalle, ver Anexo 1.

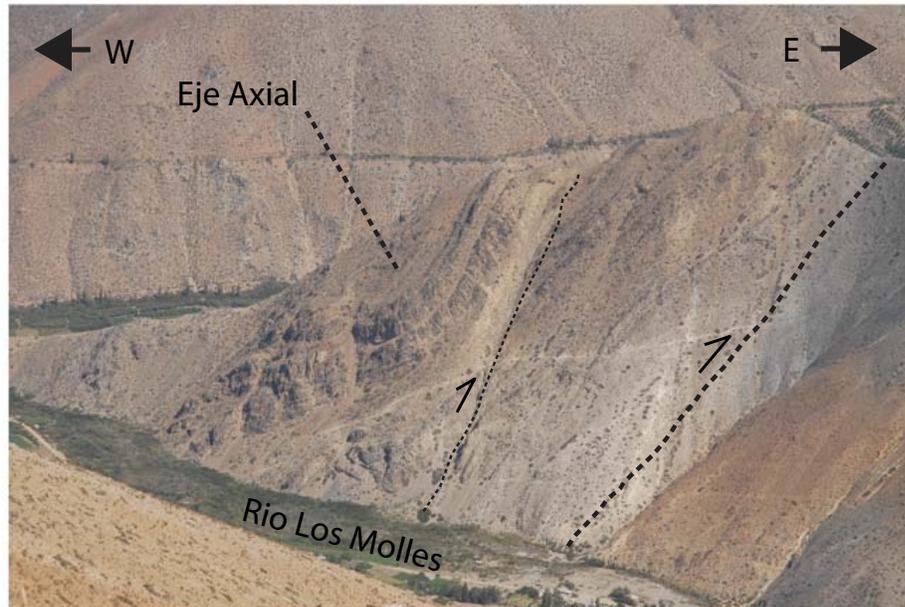


Figura 3.14: Fotografía de terreno tomada desde el Funicular Los Molles hacia el NO de la situación descrita en la Figura 3.13. Notar la asimetría de los limbos del sinclinal, y su plano axial basculado al este. Fotografía por R. Lacassin.

En base a lo descrito en la Figuras 3.13 y 3.16, es posible identificar una continuidad en la estructura interna de la Formación Río Tascadero. En particular, existe un lineamiento NNW-SSE de intrusivos tabulares terciarios, inclinados al W, pseudo-concordantes con el basculamiento de la cuenca y observables especialmente en los sectores Los Molles y Mostazal. Además, se reconoce un cambio abrupto de entre 20° y 40° al N en el rumbo de las líneas de estratificación en la Krt al este de estos intrusivos. Estas dos observaciones, agregadas a la problemática de la potencia de la Formación Río Tascadero, que se encontraría duplicada a lo largo de todo el corredor en el frente del macizo, se sugiere la existencia de una estructura secundaria intra-formacional de vergencia al este, que cabalga al paquete cretácico, duplicando localmente a la Krt. Los intrusivos tabulares de aproximadamente 43 ma, se encontrarían emplazados en dicha estructura.

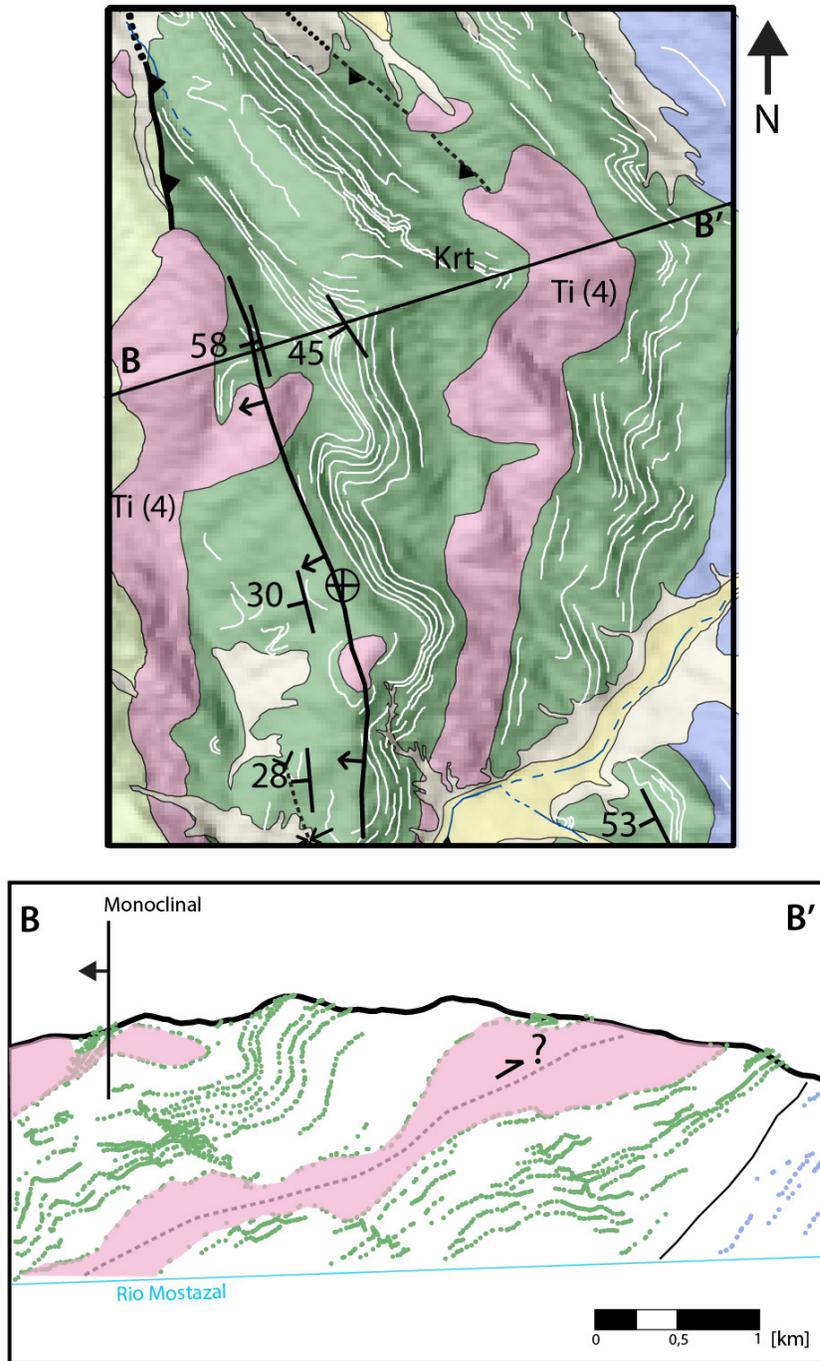


Figura 3.15: Arriba, acercamiento al mapeo estructural en el sector Mostazal, entre los valles de los ríos Los Molles y Mostazal. Abajo, perfil B-B' con las líneas de estratificación de la Formación Río Tascadero (Krt) en perspectiva (escala horizontal igual a la vertical), cuya potencia en esta zona se puede estimar en casi 2 km. Se observa a la Krt basculada hacia el oeste 30°-45°, y un pliegue monoclin al oeste en su interior, con una longitud de onda de (~ 1,5 km). Se reconoce un set de intrusivos tabulares perteneciente a la unidad Ti(4), concordantes con dicho basculamiento. Para simbología y leyenda en detalle, ver Anexo 1.

Con base en la descripción realizada, se distinguen las siguientes características relevantes en la deformación de la Cuenca Mesozoica:

- La deformación interna de la cuenca se expone de mejor manera en la formación calcárea Río Tascadero, concentrada principalmente en un corredor NNO-SSE en el frente del macizo de Basamento.
- Esta se exhibe principalmente como deformación plástica de los estratos marinos, formando pliegues intra-cutáneos.
- La geometría de estos pliegues asimétricos, cuyos planos axiales se encuentran basculados al este, sugiere un sentido de transporte al oeste.
- La posible existencia de una falla secundaria de vergencia al este en dicha formación, que la duplica cabalgando el paquete cretácico hacia el oriente.

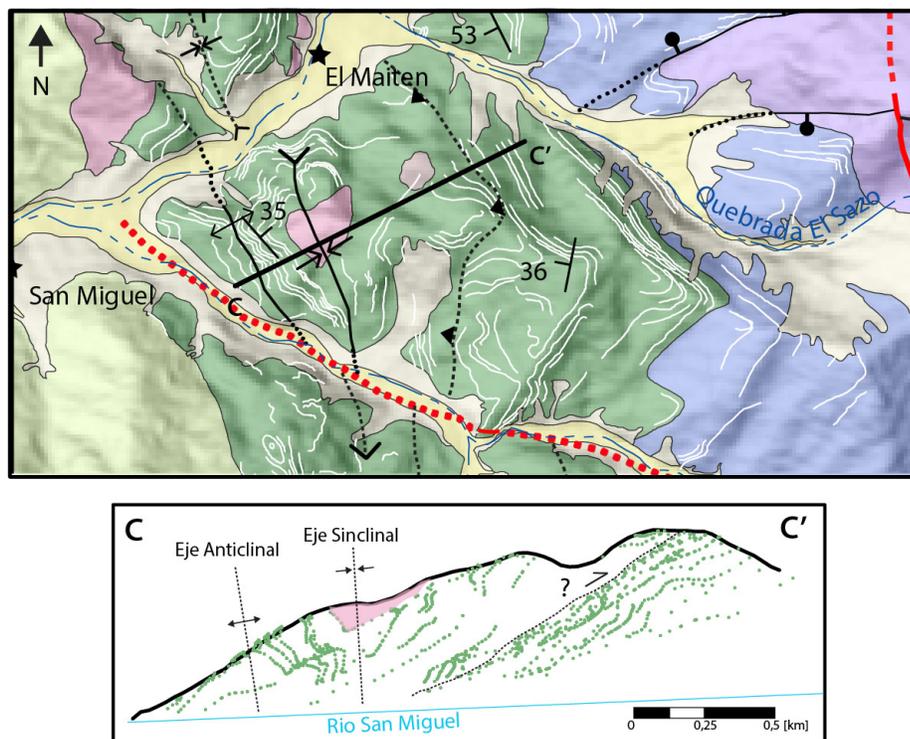


Figura 3.16: Arriba, acercamiento al mapeo estructural en el sector El Maiten, entre los valles de los ríos Mostazal y San Miguel. Abajo, perfil C-C' con las líneas de estratificación en perspectiva (escala horizontal igual a la vertical). Se observa deformación interna en la Formación Río Tascadero, exhibiendo un par anticlinal-sinclinal de longitud de onda de aproximadamente 600 mt, y cuyos planos axiales se encuentran basculados al este. Para simbología y leyenda en detalle, ver Anexo 1.

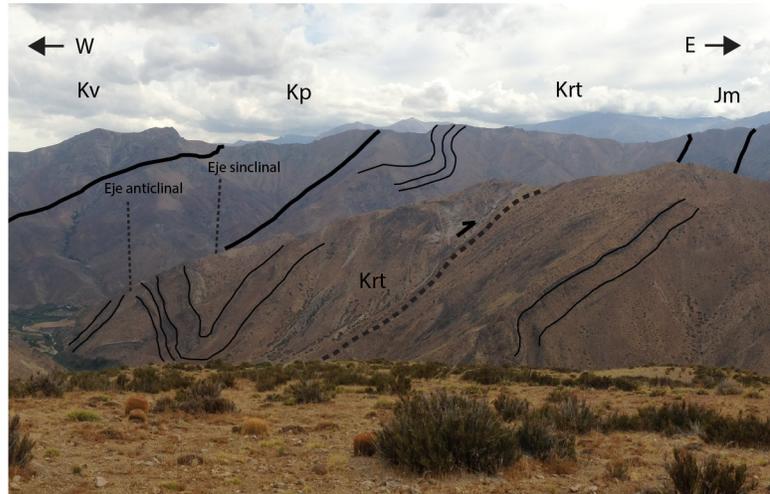


Figura 3.17: Fotografía de terreno tomada hacia el norte, documentando lo detallado en la Figura 3.16.

3.5. Interpretación de la estructura en la zona en estudio

Con base en las observaciones realizadas sobre la estructura de la zona en estudio, es posible notar que la deformación y las principales estructuras en la zona, de orientación N-S a NNO-SSE, obedecen a una tectónica compresiva cuya dirección principal de acortamiento sería aproximadamente E-O. Esto queda evidenciado por:

- El sentido oeste del transporte tectónico asociado a la Falla Vicuña y los pliegues vinculados a ella, que acomodan deformación asociada a acortamiento E-O.
- El sentido oeste del transporte de las rocas del basamento, asociado a la Falla Rapel.
- La magnitud del basculamiento de la cuenca mesozoica en el frente oeste del macizo de basamento y su disminución gradual hacia el oeste, en comparación con la menor inclinación de las unidades en su borde norte.
- La intensa deformación diferencial en la Formación Río Tascadero concentrada exclusivamente en un corredor de orientación NNO-SSE en el frente del macizo.

La tendencia N-S a NNO-SSE de los pliegues intraformacionales en la deformación interna de

la Cuenca Mesozoica, sugiere también un acortamiento E-O en respuesta a esfuerzos compresivos. Por lo tanto, se asume que la dirección de acortamiento en la zona en estudio tiene principalmente una dirección E-O y se infiere que el sentido principal del transporte tectónico es hacia el occidente.

3.5.1. Pseudobalance de sección tipo

Las trazas A-A' y B-B' del Anexo 1 se escogieron para generar una sección tipo de la zona en estudio mediante el método *Kink*, considerando los rasgos de primer orden, y obviando la deformación interna de la cuenca mesozoica. Para esto se hicieron una serie de consideraciones, con el objetivo de simplificar el modelo y retratar solo aquellas características más importantes:

- Se asume a la cuenca mesozoica como un paquete de unidades estratificadas concordante y de espesores constantes (excepto para la Krt, ver puntos siguientes).
- Se considera el espesor duplicado (1600 mt) de la Formación Río Tascadero, pues es la potencia aparente de la unidad en la zona.
- Se considera el acuñaamiento gradual de esta formación hacia el este, con un ángulo estimado de 5°.
- Solo se consideran fallas genéticamente relacionadas con orogénesis andina, por lo que fallas normales asociadas a la deposición de la cuenca no se incluyen.
- Por el punto anterior, la topografía de la sección fue levemente modificada para que represente de mejor manera los afloramientos en la alta cordillera.
- No se consideran intrusivos.

La sección tipo pseudobalanceada se ilustra en la Figura 3.18.

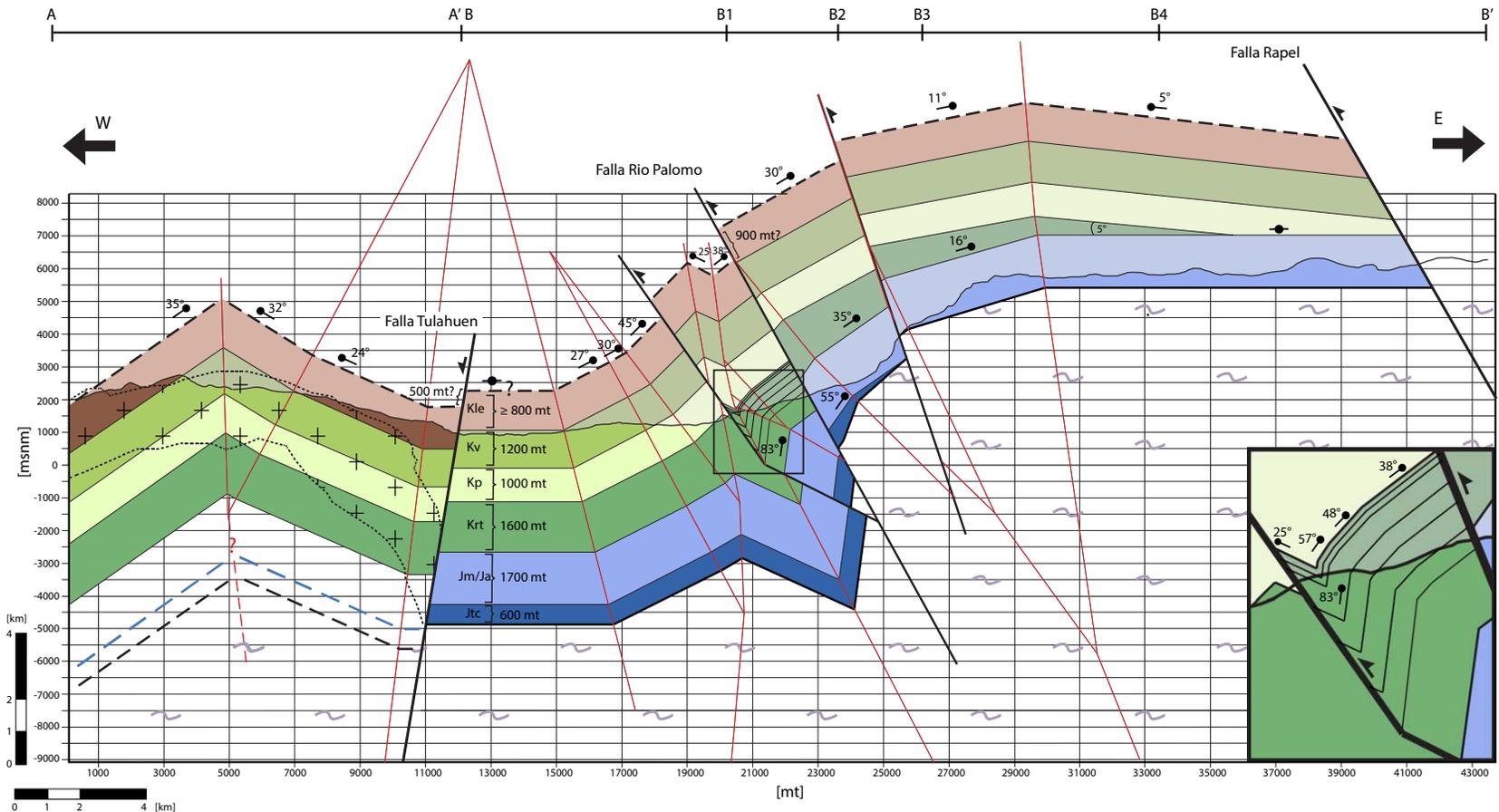


Figura 3.18: Sección tipo de la zona en estudio, generada mediante el método Kink. Retrata los principales rasgos y la geometría de primer orden de la deformación en la cuenca mesozoica. Para esto, se hace una serie de consideraciones detalladas en el texto. Se señalan los datos de manto utilizados, y los nombres de las principales fallas. La ventana inferior es un acercamiento al detalle en la zona del sinclinal de Los Molles. Las líneas rojas corresponden a los ejes axiales, y el segmento negro superior indica los vértices de los trazos A-A' B-B1-B2-B3-B4-B' en el Mapa Anexos. Notar el acunamiento de 5r de la Formación Río Tascadero hacia el este. Área con cruces indica posición aproximada de intrusivo terciario. Ver Anexo 1 para simbología y leyenda en detalle.

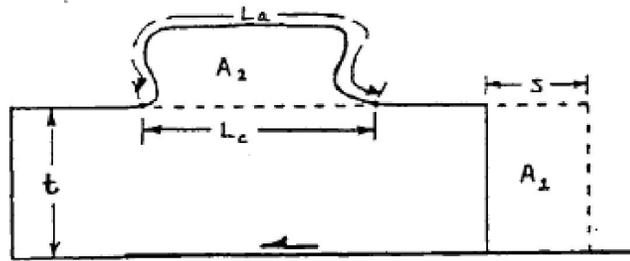
3.5.2. Estimación de la profundidad de la estructura

La sección estructural tipo de la Figura 3.18, muestra que las unidades mesozoicas que cubren al Basamento en altura, mantienen una actitud subhorizontal hacia el este, hasta, al menos, las cercanías de la Falla Rapel. Lo anterior se observa en el cordón de los Cerros de la Morena y Las Moteadas (Figura 3.9), donde la continuidad al este de la Formación Algarrobal se dispone de manera subhorizontal en disconformidad sobre el Basamento. La estructura de Basamento en profundidad, bajo esta sección, debiese tener entonces una disposición similar, lo que sugiere la existencia de un despegue profundo bajo el macizo de Basamento.

Estimar la geometría de la estructura de Basamento y la profundidad del despegue sugerido es relevante para determinar su importancia en escala con respecto al orógeno. Para poder estimar esta geometría en subsuperficie mediante modelamiento digital directo, es necesario manejar una estimación de la profundidad del despegue principal. Para esto, se utiliza el método de Woodward *et al.* (1985) (Figura 3.19), el cual requiere una serie de supuestos que permiten asumir que el área de acortamiento es igual al área de alzamiento.

- Toda la deformación está contenida en el plano de sección. Es decir, no hay movimiento hacia o desde el plano de sección.
- El área se conserva, lo que implica que no hay compactación ni pérdida de volumen.
- Preservación del largo de las líneas durante la deformación.

Debido a que este método depende de la conservación del área, la estimación de la profundidad del despegue provee solo un máximo (Boyer, 1985). Además, considerando que parte del paquete deformado se encuentra erosionado, el área de deformación calculada es menor al área de deformación real. Así este método solo permite dar una estimación gruesa de la profundidad del despegue principal en el área de estudio.



t = Thickness of Deformed Section

Plane Strain: $A_1 = A_2$

Shortening: $S = L_a - L_c$

$A_2 = A_1 = t \cdot s = t(L_a - L_c)$

$$t = \frac{A_2}{L_a - L_c}$$

Figura 3.19: Figura de Woodward *et al.* (1985) ilustrando el método geométrico para estimar la profundidad de un despegue con base en el área deformada. Para este es necesario una serie de supuestos detallados en el texto. Escogiendo un nivel guía, se debe conocer el acortamiento ($L_a - L_c$) y el área generada por la deformación (A_2).

De esta forma, y asumiendo los supuestos señalados anteriormente, se aplica el método al perfil pseudobalanceado de la Figura 3.18. El resultado de este análisis entregó una profundidad máxima del despegue de aproximadamente 40km.

3.5.3. Geometría de la estructura en profundidad

Considerando la estimación de profundidad máxima del despegue de 40 km, se llevó a cabo un análisis de sensibilidad (Anexo 2) mediante el programa Move. Para esto se consideró una geometría de falla tipo rampa-despegue y una vergencia hacia el oeste. Se consideraron 2 rampas y dos despegues cuyos parámetros de manteo y profundidad se fueron variando de manera progresiva, para reproducir la geometría y la longitud de onda de la deformación de la Cuenca Mesozoica en el frente de deformación. Los parámetros escogidos son retratados en el modelo de la Figura 3.20.

Al comparar el modelo generado a partir de modelación digital numérica con el perfil tipo (Figura 3.21), se observa que el primero logra reproducir satisfactoriamente la longitud de onda y la geometría de la deformación, con el potencial de generar un escalón topográfico de hasta 4 km. Esta solución a la arquitectura del frente de montaña en la zona en estudio es coherente con la dirección principal de acortamiento y el sentido de transporte tectónico inferido a partir de la geología, y permite explicar de manera razonable el escalón topográfico en la zona en estudio.

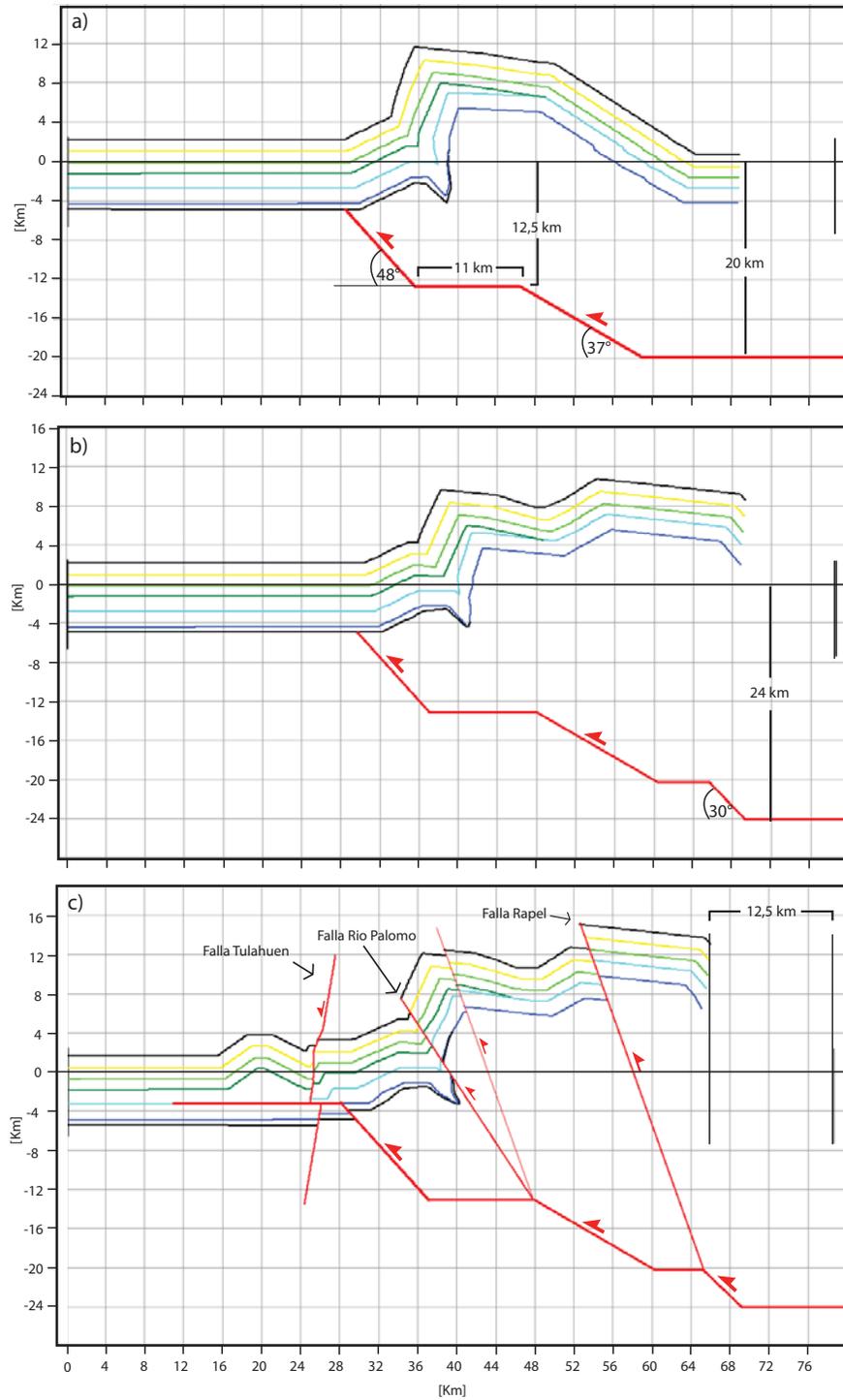


Figura 3.20: a) Modelo rampa-despegue generado en el Software Move, que mejor reproduce las características de primer orden del frente de deformación documentado en superficie. La geometría de la estructura consiste en un despegue principal a 20 km de profundidad, una rampa de 37° de inclinación al este seguida de una segunda rampa a 12,5 km de profundidad y un *splay* frontal a 48° de inclinación. b) Una tercera rampa a una profundidad de 24 km se agrega para reproducir la continuidad subhorizontal de la cuenca hacia el este. c) Al modelo se le incorporan las fallas que se identificaron en superficie.

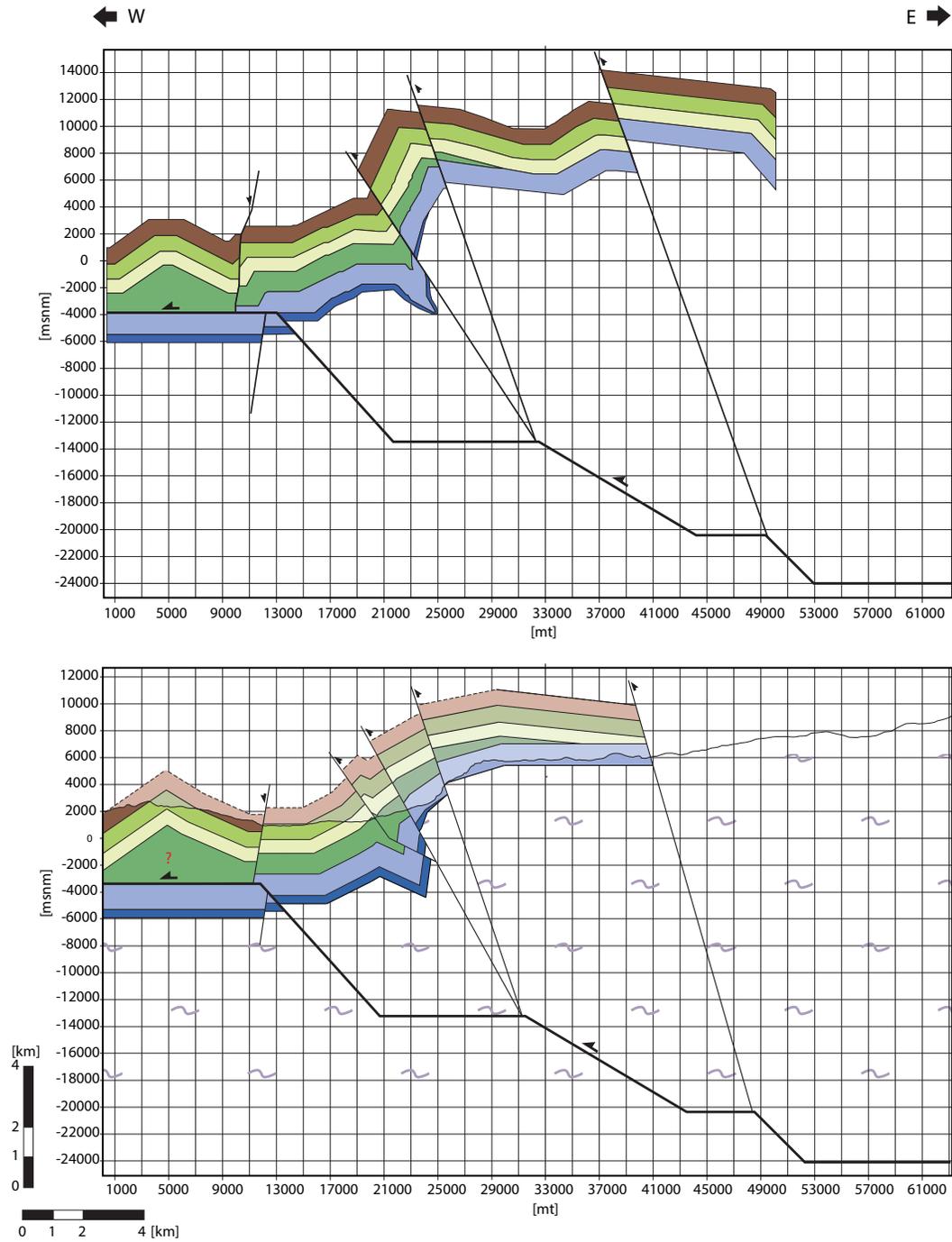


Figura 3.21: Arriba, modelo numérico de la Figura 3.20. Abajo, perfil tipo pseudobalanceado de la zona en estudio. Notar que la geometría monoclinual de la Cuenca Mesozoica y su longitud de onda de aproximadamente 10 km, están satisfactoriamente reproducidos por el modelo de la figura superior.

Capítulo 4

Discusión y Conclusiones

En esta memoria fue abordada la problemática de caracterizar la estructura orogénica del margen oeste de los Andes Centrales en el segmento comprendido entre los 30,5°S y 31°S, con un especial énfasis en la relación entre la estructura y la continuidad del escalón topográfico que caracteriza a este flanco del orógeno. Este escalón topográfico es continuo y lineal, y se extiende orientado paralelo a la fosa, por más de 2000 km de longitud, sin embargo pierde su notoria linealidad cuando es estudiado a una menor escala. Si bien se le ha asociado un control tectónico en la zona del Norte Grande de Chile a través del *West-Vergent Thrust System* o WTS (Armijo *et al.*, 2015), y en la zona Central, a través del sistema de Fallas Pocuro-San Ramón o PF-FSR (Rauld *et al.*, 2006; Armijo *et al.*, 2010; Rauld, 2011), Armijo *et al.* (2015) proponen que estos sistemas de falla forman parte de un solo sistema estructural orogénico vergente al oeste, denominado *West Andean Thrust* (WAT), el cual sería el responsable del escalón topográfico occidental de los Andes Centrales. Sin embargo, la documentación actual de la estructura en el flanco occidental del orógeno continúa siendo incipiente.

En particular, en la Región de Coquimbo, dicho escalón topográfico es evidente y abrupto en el segmento asociado a la Falla Vicuña, sin embargo, pierde su linealidad al sur, en la zona de los ríos Rapel-Los Molles y Río Mostazal. Si bien es cierto, dicho escalón sí ha sido identificado por Rodríguez (2013) en la zona en estudio, la estructura asociada a dicho rasgo morfológico no ha

sido documentada.

Para abordar dicha problemática, se desarrolló el análisis morfológico en un principio, con el objetivo de establecer una relación entre las estructuras y el relieve orogénico. Este permitió documentar dicho escalón topográfico como un rasgo morfológico principal y permitió establecer una relación genética entre el relieve y un sistema de fallas inversas de vergencia oeste, compatibles con la Falla Vicuña, que controlan el relieve en el margen occidental de los Andes Centrales en esta región.

Fueron realizadas observaciones de primer orden sobre la configuración del relieve en la zona en estudio. En particular, dicho escalón topográfico no es evidente en la Provincia de Limarí, sin embargo comprende un aumento importante en la altura del relieve de oeste a este.

En cuanto a las observaciones geológicas regionales, cabe destacar que:

- Las rocas del Basamento Paleozoico, comprenden las mayores alturas en la región.
- El aumento progresivo hacia el este en la magnitud y la persistencia de la deformación en la Cuenca Mesozoica coincide con el incremento de altura del relieve en el escalón topográfico.
- Existe una continuidad de la Cuenca Mesozoica hacia el este por sobre las rocas del Basamento, con menores espesores y afloramientos segmentados.
- El magmatismo Terciario se concentra en la zona de máxima deformación de la Cuenca Mesozoica, asociada al escalón topográfico.

De esta forma, se concluye en esta región, que la Cordillera Frontal corresponde a un bloque alzado de Basamento y cobertura, cuyo borde occidental coincide aproximadamente con el escalón topográfico de este lado del orógeno. La cobertura Mesozoica ha sido erosionada parcialmente provocando la exhumación de las rocas Paleozoicas en la alta cordillera. La deformación en la Cuenca Mesozoica estaría asociada al alzamiento de dicho bloque, y cuyas estructuras fueron aprovechadas por los intrusivos del arco terciario para emplazarse.

En detalle, la deformación se evidencia tanto en el interior de la Cuenca Mesozoica como en su

disposición con respecto al macizo de Basamento. Esta disposición está caracterizada por un aumento progresivo de la inclinación de las unidades que envuelven al macizo, junto con un aumento en la altura en dirección a este. Lo anterior permite establecer que la naturaleza de la deformación en la cuenca responde al alzamiento del bloque oriental de Basamento Paleozoico. Tanto las orientaciones de la Falla Vicuña, los ejes de los pliegues en la Cuenca Mesozoica, como la orientación de la Falla Rapel y, la deformación en franjas N-S de unidades mesozoicas en el frente del macizo, sugieren una dirección de acortamiento aproximada E-W, coherentes con la convergencia.

Con respecto a la geometría de la Cuenca Mesozoica deformada por el alzamiento del Basamento, cabe destacar que esta se encuentra basculada alrededor de todo el borde del macizo, sin embargo sus inclinaciones son más prominentes en su borde occidental (frente del macizo) que en su borde norte. En el primero, las unidades mesozoicas forman un monoclinal con longitud de onda aproximada de 12 km. La geometría monoclinal de la cobertura es una característica común en las estructuras compresivas de basamento, y dicha configuración se desarrolla sobre fallas contraccionales en profundidad, que suelen ser ciegas e incluso desaparecen al proceder sobre la cobertura (Narr y Suppe, 1994). Esta última suele desacoplarse mecánicamente del basamento, especialmente en el limbo más inclinado (limbo frontal), que es donde suele concentrarse la mayor deformación (Narr y Suppe, 1994; Brown, 1984; Lowell, 1985; Perry *et al.*, 1988). De esta forma, y según Narr y Suppe (1994), la deformación en la zona en estudio evidencia las características de un plegamiento pasivo en respuesta al desplazamiento de una estructura profunda de basamento.

Bajo el contexto descrito anteriormente, la deformación interna de la cuenca sería secundaria, asociada al acomodo natural de la cobertura al alzarse el Basamento Paleozoico. Narr y Suppe (1994) proponen que esta deformación secundaria se concentra en el limbo frontal de los pliegues de basamento, tal y como se observa en la zona en estudio. Acá, la formación marina Río Tascadero absorbe la mayor expresión de la deformación interna de la cuenca.

En el modelo kinemático que Narr y Suppe (1994) proponen para describir la interacción entre basamento y cobertura, el contacto entre estos supone una discontinuidad en la deformación, a través de la cual puede producirse desplazamiento desacoplado en la cobertura. De esta manera,

las estructuras desarrolladas en la cobertura, podrían solo afectar a las unidades mesozoicas, sin necesariamente estar unidas a la estructura maestra, y, por lo tanto, poseer una vergencia opuesta a esta. La estructura inferida que duplica a la Formación Río Tascadero en el frente del macizo podría estar asociada a este tipo de deformación secundaria de acomodo. Esta estructura de acomodo sería similar a la *Buffalo Mountain fault* encontrada en el Sinclinorio Buffalo-Berry en el *Valley and Ridge* de Pennsylvania (Faill y Wells, 1974 y Hoskins, 1976). Mitra (2002) denomina a este tipo de estructura como *Limb Wedge Thrust* (Figura 4.1), producida en los limbos de pliegues, por una diferencia en el *strain* entre las unidades. Por lo tanto, la existencia de esta estructura estaría acorde al contexto estructural de la zona en estudio y en acuerdo con una estructura similar propuesta por Mpodozis y Cornejo (1988).

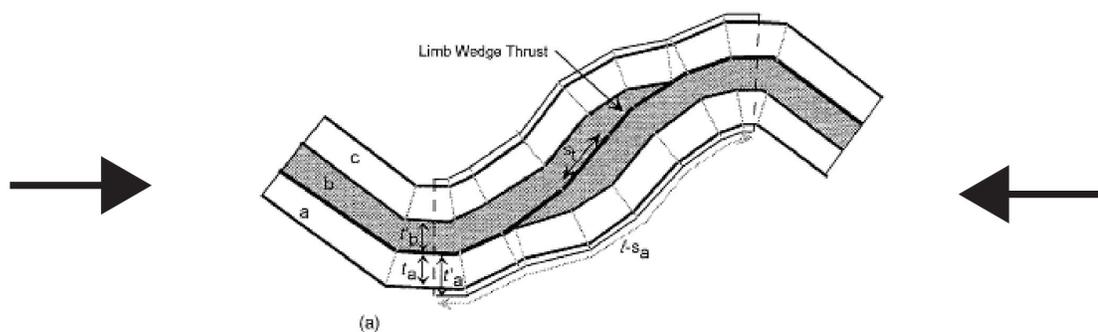


Figura 4.1: Figura modificada de Mitra (2002). Se muestra un tipo de estructura de acomodo al plegamiento de paquetes estratificados. A esta se le denomina *Limb Wedge Thrust* y se da en los limbos de pliegues anticlinales y sinclinales en que existe una diferencia en el *strain* de las unidades que lo componen.

La geometría estimada de la estructura en profundidad que permite alzar el Basamento con una vergencia hacia el oeste, evidencia una estructura profunda que involucraría corteza continental hasta los 20 km de profundidad. Esta estructura explica satisfactoriamente la configuración del relieve en la zona en estudio, junto con la longitud de onda y la geometría de primer orden del monoclinial en el frente de deformación. La transición hacia el sector norte de la zona en estudio

podría responder a heterogeneidades en dicha estructura. En particular, bajo el extremo sur del amplio Sinclinal Guanto (~ 12 km), debiese existir un despegue que permita mantener la disposición subhorizontal de las unidades. Por la menor altitud de los afloramientos de rocas mesozoicas en este sector, se estima que dicho despegue debiese estar más cercano a superficie que el interpretado bajo el macizo de Basamento. El *splay* frontal de este despegue correspondería a la Falla Vicuña.

La estructura responsable de alzar un bloque de basamento de las magnitudes de la Cordillera Frontal, a alturas por sobre los 6000 msnm sería de una escala litosférica. El importante control de esta estructura en el desarrollo de un escalón topográfico (4 km potencialmente), permitiría relacionarlo de manera general con los sistemas estructurales *West-Vergent Thrust System* y Pocuro-San Ramón. Esta relación no solo responde a la similitud en cuanto a su potencial de general relieve y alzar bloques de basamento, si no que también a su ubicación con respecto a la fosa. La documentación de esta estructura tiene implicancias tectónicas, entregando un nuevo antecedente con respecto a la continuidad del *West Andean Thrust* (WAT) en este segmento de Los Andes Centrales.

Con respecto a la edad de la deformación, puede ser determinado un máximo a través de las edades de las unidades afectadas, siendo, la más joven, la Formación Los Elquinos del Cretácico Superior tardío (ca. 69 Ma). Además, es posible estimar una edad mínima de la deformación según los Intrusivos Terciarios alojados en las discontinuidades y núcleos de los pliegues asociados a esta. Los intrusivos pertenecientes al primer grupo, con edades de 66-64 ma, distribuidos en el sector occidental de la zona en estudio, permiten considerar una edad mínima de la deformación del Paleoceno Inferior. Los pequeños intrusivos tabulares asociados a la deformación interna de la Cuenca Mesozoica en el frente de macizo, pertenecientes a los grupos 4 y 6, con edades de 43-34 ma, sugieren que la deformación en este sector es más joven que en la zona occidental. Sin embargo, la edad estimada de 40 ma para la actividad en la Falla Vicuña, según dataciones en milonitas y cataclasitas (Emparan y Pineda, 1999; Pineda y Calderón, 2008), sugiere que es contemporánea al alzamiento del bloque de Basamento y la deformación asociada, en el sector de los ríos Los Molles y Mostazal. Este análisis concuerda con las edades estimadas por Martínez *et al.* (2015) del

desarrollo de estructuras de escama gruesa en el borde occidental de la Cordillera Frontal unos 300 km al norte, en la Región de Atacama. Estas se habrían producido por tres pulsos compresivos en el Cretácico Superior, Paleoceno Inferior y Mioceno Inferior Martínez *et al.* (2015).

Las principales conclusiones que se pueden desprender de esta discusión son:

1. Existe una relación genética entre el desarrollo de un escalón topográfico abrupto y la actividad en sistemas estructurales importantes en escala con el orógeno.
2. La deformación en la zona de los ríos Rapel-Los Molles y Río Mostazal obedece a una tectónica compresiva asociada al alzamiento de la Cordillera Frontal, con edades entre el Paleoceno Inferior y el Oligoceno Inferior.
3. La estructura del margen occidental de Los Andes Centrales en la Provincia de Limarí está caracterizada por un escalón topográfico cuyo desarrollo está controlado por una estructura litosférica ciega de vergencia oeste, cuya expresión no genera un frente de montaña lineal y es evidenciada principalmente por el alzamiento del bloque de Paleozoico y la deformación localizada de la Cuenca Mesozoica.
4. El frente de deformación en esta región está caracterizado por un monoclinal de cobertura mesozoica, generado de manera pasiva por el acomodo al alzamiento del Basamento andino.

Bibliografía

- Aguirre, L., y Egert, E. 1962. Las formaciones manganesíferas de la región de Quebrada Marquesa, Provincia de Coquimbo. *Revista Minerale*s, 18(76), 25–37.
- Aguirre, L., y Egert, E. 1965. Cuadrángulo Quebrada Marquesa, Provincia de Coquimbo. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile*, 15, 65.
- Allmendinger, R. W., Jordan, T. E., Kay, S. M., y Isacks, B. L. 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annual review of Earth and Planetary Sciences*, 25(1), 139–174.
- Arévalo, C. 2005. Carta Copiapó, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería. *Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica*, 91, 54.
- Arévalo, C. 2009. *Geología del área Vallenar-Domeyko: Región de Atacama*. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Armijo, R., Lacassin, R., Coudurier-Curveur, A., y Carrizo, D. 2015. Coupled tectonic evolution of Andean orogeny and global climate. *Earth-Science Reviews*, 143, 1–35.
- Beck, S. L., Zandt, G., Myers, S. C., Wallace, T. C., Silver, P. G., y Drake, L. 1996. Crustal-thickness variations in the Central Andes. *Geology*, 24(5), 407–410.
- Boyer, S. 1985. Structural methods in petroleum exploration. *Standard Oil Production Co.*
- Brook, M., Pankhurst, R., Sheperd, T., y Spiro, B. 1986. Andean geochronology and metallogensis. *BGSV ODA research and development in the Andean Countries*.
- Brown, W. G. 1984. *Basement involved tectonics, foreland areas* (n.º 26). Amer Assn of Petroleum Geologists.
- Casamiquela, R., y Corvalán, J. 1969. Hallazgo de Dinosaurios en el Cretácico superior de Chile:

Su importancia cronológica-estratigráfica. *Boletín*, 25, 1–31.

- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J., Gans, P., Kay, S. M., Zurita, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33–36 s). *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 117–139.
- Charrier, R., Chávez, A. N., Elgueta, S., Hérail, G., Flynn, J. J., Croft, D. A., García, M. 2005. Rapid tectonic and paleogeographic evolution associated with the development of the Chucal anticline and the Chucal-Lauca Basin in the Altiplano of Arica, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 19(1), 35–54.
- Charrier, R., Hérail, G., Flynn, J., Riquelme, R., García, M., Croft, D., y Wyss, A. 1999. Opposite thrust-vergencies in the Precordillera and Western Cordillera in northern Chile and structurally linked Cenozoic paleoenvironmental evolution. En *Fourth ISAG (International Symposium on Andean Geodynamics)*, Goettingen, Germany (Vol. 155, pp. 763–767).
- Charrier, R., Hérail, G., Flynn, J., Riquelme, R., García, M., Croft, D., y Wyss, A. 2000. El cordón chapiquiña-belén en el borde occidental del altiplano chileno: significado paleogeográfico y contexto tectónico regional. En *Ix Congreso Geológico Chileno (Puerto Varas, Chile)*, actas (Vol. 1, pp. 763–767).
- Cornejo, P. 1982. Geología del Valle del río Hurtado, Cordillera de Ovalle, iv Región. *Memoria de Título (inédito)*. Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica.
- Dediós, P. 1967. Cuadrángulo Vicuña, Provincia de Coquimbo. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile*(16), 65.
- Dewey, J. F., y Bird, J. M. 1970. Mountain belts and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 75(14), 2625–2647.
- Emparan, C., y Pineda, G. 1999. *Área Condoriaco-Rivadavia, Región de Coquimbo*. Servicio nacional de Geología y Minería.
- Emparan, C., y Pineda, G. 2006. Geología del área Andacollo-Puerto Aldea, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería. *Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica*, 96(85), 1.

- Faccenna, C., Becker, T. W., Conrad, C. P., y Husson, L. 2013. Mountain building and mantle dynamics. *Tectonics*, 32(1), 80–93.
- Faill, R. T. 1974. Geology and mineral resources of the Millerstown Quadrangle, Perry, Juniata, and Snyder counties, Pennsylvania. *Pennsylvania Geological Survey*.
- Faršas, M. 2007. Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile central durante el Neógeno [Thesis]: Santiago. *Departamento de Geología, Universidad de Chile*.
- Farías, M., Charrier, R., Comte, D., Martinod, J., y Hérail, G. 2005. Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19 30' S). *Tectonics*, 24(4).
- 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., Charrier, R., Farías, M., y 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.
- Garcša, M. 2001. *Evolution oligo-miocène de l'Altiplano occidental (arc et avant arc du nord du Chili, Arica): tectonique, volcanisme, sédimentation, géomorphologie et bilan érosion-sédimentation*. (Tesis Doctoral no publicada). Université Joseph-Fourier-Grenoble I.
- García, M., Hérail, G., y Charrier, R. 1996. The Cenozoic forearc evolution in northern Chile: the western border of the Altiplano of Belén (Chile). En *3rd International Symposium on Andean Geodynamics ISAG* (pp. 359–362).
- Giambiagi, L. B., Ramos, V. A., Godoy, E., Alvarez, P. P., y Orts, S. 2003. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33 and 34 south latitude. *Tectonics*, 22(4).
- González, O. L. 1963. *Observaciones geológicas en el valle del Río Volcán* (Vol. 17). Revista Minerales.
- Hoskins, D. M. 1976. *Geology and mineral resources of the Millersburg 15-minute quadrangle, Dauphin, Juniata, Northumberland, Perry, and Snyder Counties, Pennsylvania*. Pennsylvania

nia Bureau of Topographic and Geologic Survey.

- James, D. E. 1971. Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 82(12), 3325–3346.
- Jensen, O. 1976. Geología de la cordillera de las nacientes del Río Copiapó entre los 27° 53' y 28° 20' de latitud sur. Provincia de Atacama, Chile. *Memoria de Título, Universidad de Chile*, 249.
- Jordan, T., Nester, P., Blanco, N., Hoke, G., Dávila, F., y Tomlinson, A. 2010. Uplift of the Altiplano-Puna plateau: A view from the west. *Tectonics*, 29(5).
- Jordán, T. E., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A., y Ando, C. J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca Plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94(3), 341–361.
- Kley, J., y Monaldi, C. R. 1998. Tectonic shortening and crustal thickness in the Central Andes: How good is the correlation? *Geology*, 26(8), 723–726.
- Lamb, S. 2011. Did shortening in thick crust cause rapid Late Cenozoic uplift in the northern Bolivian Andes? *Journal of the Geological Society*, 168(5), 1079–1092.
- Letelier, M. 1977. Petrología, ambiente de depositación y estructura de las formaciones Matahuai-co, Las Breas, Tres Cruces (sensu lato) e intrusivos hipabisales permo-triásicos, en el área de Rivadavia-Alcohuás, Valle del Elqui, IV Región, Chile. *Memoria de Título, Universidad Chile, Departamento Geología*.
- Lowell, J. D. 1985. *Structural styles in petroleum exploration*. Pennwell Corporation.
- Martínez, F., Arriagada, C., Valdivia, R., Deckart, K., y Peña, M. 2015. Geometry and kinematics of the Andean thick-skinned thrust systems: Insights from the Chilean Frontal Cordillera (28–28.5 s), Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 64, 307–324.
- McQuarrie, N. 2002. Initial plate geometry, shortening variations, and evolution of the Bolivian orocline. *Geology*, 30(10), 867–870.
- McQuarrie, N., Horton, B. K., Zandt, G., Beck, S., y DeCelles, P. G. 2005. Lithospheric evolution of the Andean fold–thrust belt, Bolivia, and the origin of the central Andean plateau. *Tectonophysics*, 399(1), 15–37.

- Mitra, S. 2002. Fold-accommodation faults. *AAPG bulletin*, 86(4), 671–694.
- Molnar, P., y Lyon-Caen, H. 1988. Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of mountain belts. *Geological Society of America Special Papers*, 218, 179–208.
- Moscoso, R., y Mpodozis, C. 1988. Estilos estructurales en el norte chico de Chile (28-31 s), regiones de Atacama y Coquimbo. *Andean Geology*, 15(2), 151–166.
- Moscoso, R., Mpodozis, C., Nasi, C., Ribba, L., y Arévalo, C. 2010. Geología de la Hoja del Tránsito, Región de Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, Carta Geológica de Chile, Serie Preliminar*, 7, 17.
- Moscoso, R., Nasi, C., y Salinas, P. 1982. *Hoja vallenar y parte norte de la serena: regiones de atacama y coquimbo: Carta geológica de chile 1: 250.000*. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Mpodozis, A., y Rivano, S. 1976. Evidencias de tectogenesis en el límite jurásico-cretácico en la alta cordillera de Ovalle (provincia de Coquimbo). En *Adas i congreso geológico chileno*.
- Mpodozis, C. 1974. Geología de la cordillera de Ovalle, provincia de Coquimbo, entre los 30° 20' y 30° 55' latitud sur. *Memoria de Título (inédito)*. Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- Mpodozis, C., y Ramos, V. 1990. The Andes of Chile and Argentina. *Circum Pacific Council Publications*.
- Mpodozis, C., Rivano, S., Parada, M., y Vicente, J. 1976. Acerca del plutonismo tardi-hercínico en la cordillera frontal entre los 30° y 33° sur (provincia de Mendoza y San Juan, Argentina; Coquimbo, Chile). *Actus V. Congr. Geol. Arg*, 1, 143–71.
- Mpodozis, M., y Cornejo, P. 1988. Hoja Pisco Elqui: IV región de Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, 68: 164 p.
- Muñoz, N., y Charrier, R. 1996. Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 9(3), 171–181.
- Muñoz, N., y Sepúlveda, P. 1992. Estructuras compresivas con vergencia al oeste en el borde oriental de la depresión central, norte de Chile (19° 15' S). *Andean Geology*, 19(2), 241–247.
- Naranjo, J., y Paskoff, R. 1985. Evolución cenozoica del piedemonte andino en la pampa del

- tamarugal, norte de Chile (18-21 s). En *Congreso geológico chileno* (Vol. 4, pp. 149–165).
- Narr, W., y Suppe, J. 1994. Kinematics of basement-involved compressive structures. *American Journal of Science*, 294(7), 802–860.
- Nasi, C., Mpodozis, C., Cornejo, P., Moscoso, R., y Maksaev, V. 1985. El batolito Elqui-Limari (Paleozoico Superior-Triásico): características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico. *Andean Geology*(25-26).
- Parada, M. A., Munizaga, F., y Kawashita, K. 1981. Edades Rb-Sr roca total del batolito compuesto de los Ríos Elqui-Limari a la latitud 30° S. *Andean Geology*(13-14).
- Parraguez, G. 1998. Sedimentología y geomorfología producto de la tectónica cenozoica, en la Depresión Central, Pampa de Chaca, I Región de Tarapacá, Chile. *Memoria de Título de Geólogo (Inédito)*, Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- Perry, W., Grout, M., Hainsworth, T., y Tang, R. 1988. Wedge model for late Laramide basement-involved thrusting. *Grand Hogback monocline and White River uplift, western Colorado: Geological Society of America Abstracts with Programs*, 20(7), 384–385.
- Pineda, G., y Calderón, M. 2008. *Geología del área Monte Patria-El Maqui: Región de Coquimbo*. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Pineda, G., y Emparán, C. 2006. Geología del área Vicuña-Pichasca, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería. *Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica*, 97, 40.
- Pinto, L. 1999. Evolución tectónica y geomorfológica de la deformación cenozoica del borde occidental del Altiplano y su registro sedimentario entre los 19° 08' - 19° 27' S (Región de Tarapacá, Chile). *Memoria de Título y Magíster en Geología (Inédito)*, Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- Pinto, L., Hérial, G., y Charrier, R. 2004. Sedimentación sintectónica asociada a las estructuras neógenas en la Precordillera de la zona de Moquella, Tarapacá (19° 15' S, Norte de Chile). *Revista Geológica de Chile*, 31(1), 19–44.
- Ragona, D., Alvarez, R., Pelichotti, R., Cardó, R., y Pérez, L. 1995. *Mapa Geológico de la Provincia de San Juan República Argentina*. Dirección Nacional del Servicio Geológico

Argentino.

- Ramos, V., Rivano, S., Aguirre-Urreta, M., Godoy, E., y Lo Forte, G. 1990. El Mesozoico del Cordón del límite entre Portezuelo Navarro y Monos de Agua (Chile-Argentina). En *Congreso Geológico Argentino* (Vol. 2).
- 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 no publicada). Tesis para el grado de Doctor en Ciencias, mención Geología (Inédito), Departamento de Geología, Universidad de Chile: 311 p. Santiago.
- Rauld, R., Vargas, G., Armijo, R., Ormeño, A., Valderas, C., y Campos, J. 2006. Cuantificación de escarpes de falla y deformación reciente en el frente cordillerano de Santiago. En *Congreso Geológico Chileno* (pp. 447–450).
- Rex, A. J. 1987. *The geology, geochemistry and mineralization of the North Chilean High Cordillera* (Tesis Doctoral no publicada). UNIVERSITY OF LEICESTER (UNITED KINGDOM).
- Riquelme, R. 1998. Estratigrafía y deformación de las unidades cenozoicas del borde altiplánico chileno (18 35'-19 00's/69 00'-69 30'w). *Memoria de Magíster (Unplublished)*, Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- Rivano, S. 1975. Reconocimiento geológico de las nacientes del Río Grande (Alta Cordillera de Ovalle, entre los 30 50' y 31 20' lat. sur, Provincia de Coquimbo). *Memoria de Título*, Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- Rivano, S. 1980. *Cuadrángulos D 86, Las Ramadas, Carrizal y Paso Río Negro, Región de Coquimbo*. Instituto de Investigaciones Geológicas.
- Rivano, S., y Sepúlveda, P. 1986. Hoja Illapel, Región de Coquimbo: Santiago, Servicio Nacional de Geología y Minería. *Carta Geológica de Chile*.
- Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R., y Espiñeira, D. 1993. Hojas Quillota y Portillo, V Región. Servicio Nacional de Geología y Minería. *Carta Geológica de Chile*, 73(1).
- Rivano, S., Sepulveda, P., Herve, M., y Puig, A. 1985. Geocronología K- Al de las rocas intrusivas entre los 31-32 latitud sur, Chile. *Andean Geology*(24).
- Rodríguez, M. 2013. Cenozoic uplift and exhumation above the southern part of the flat slab

- subduction segment of Chile (28.5-32 s). *Unpublished Ph. D. Thesis, University of Chile, Santiago.*
- Rubilar, A. 1988. Fauna de ostras del Cretácico Inferior (Neocomiano), proveniente de localidades ubicadas al norte y sur del valle del Río Elqui, Hoja La Serena, IV Región, norte de Chile (inédito). *Servicio Nacional de Geología y Minería.*
- Santiago, C. M., y Rendic, N. S. 1975. Cenozoic studies in northernmost Chile. *Geologische Rundschau*, 64(1), 395–420.
- Schmitz, M. 1994. A balanced model of the southern Central Andes. *Tectonics*, 13(2), 484–492.
- SEGEMAR. 2008. Geología de la frontera Argentina-Chile , escala 1:500.000. *Sistema de InformaciÓn Geográfica On-line del Servicio Geológico Minero Argentino.*
- Segerstrom, K., y Parker, R. L. 1959. *Cuadrángulo Cerrillos: Provincia de Atacama.* Instituto de Investigaciones Geológicas.
- SERNAGEOMIN. 2003. Mapa Geológico de Chile: versiÓn digital. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 4. Santiago, 1(23 p.).*
- Suárez, M. 2003. Nuevos antecedentes paleontológicos sobre Estratos de Quebrada la Titora, Cretácico de la IV Región. Informe preliminar (inédito). *Servicio Nacional de Geología y Minería(10 p.).*
- Thiele, R. 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana: Santiago. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile 39: 51 p..*
- Tomlinson, A., Mpodozis, C., Cornejo, P., y Ramírez, C. 1993. Structural Geology of the Sierra Castillo-Agua Amarga Fault System, Precordillera of Chile, El Salvador-Potrerrillos. *Geodinamica andina : resúmenes expandidos.*
- Victor, P., y Oncken, O. 1999. Uplift and surface morphology of the western Altiplano: an effect of basal accretion and tectonic shortening. En *Proceedings of International Symposium of Andean Geodynamics (ISAG)* (pp. 789–792).
- Victor, P., Oncken, O., y Glodny, J. 2004. Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20 and 21 s (northern Chile). *Tectonics*, 23(4).
- Woodward, N. B., Boyer, S. E., y Suppe, J. 1985. An outline of balanced cross-sections. *University*

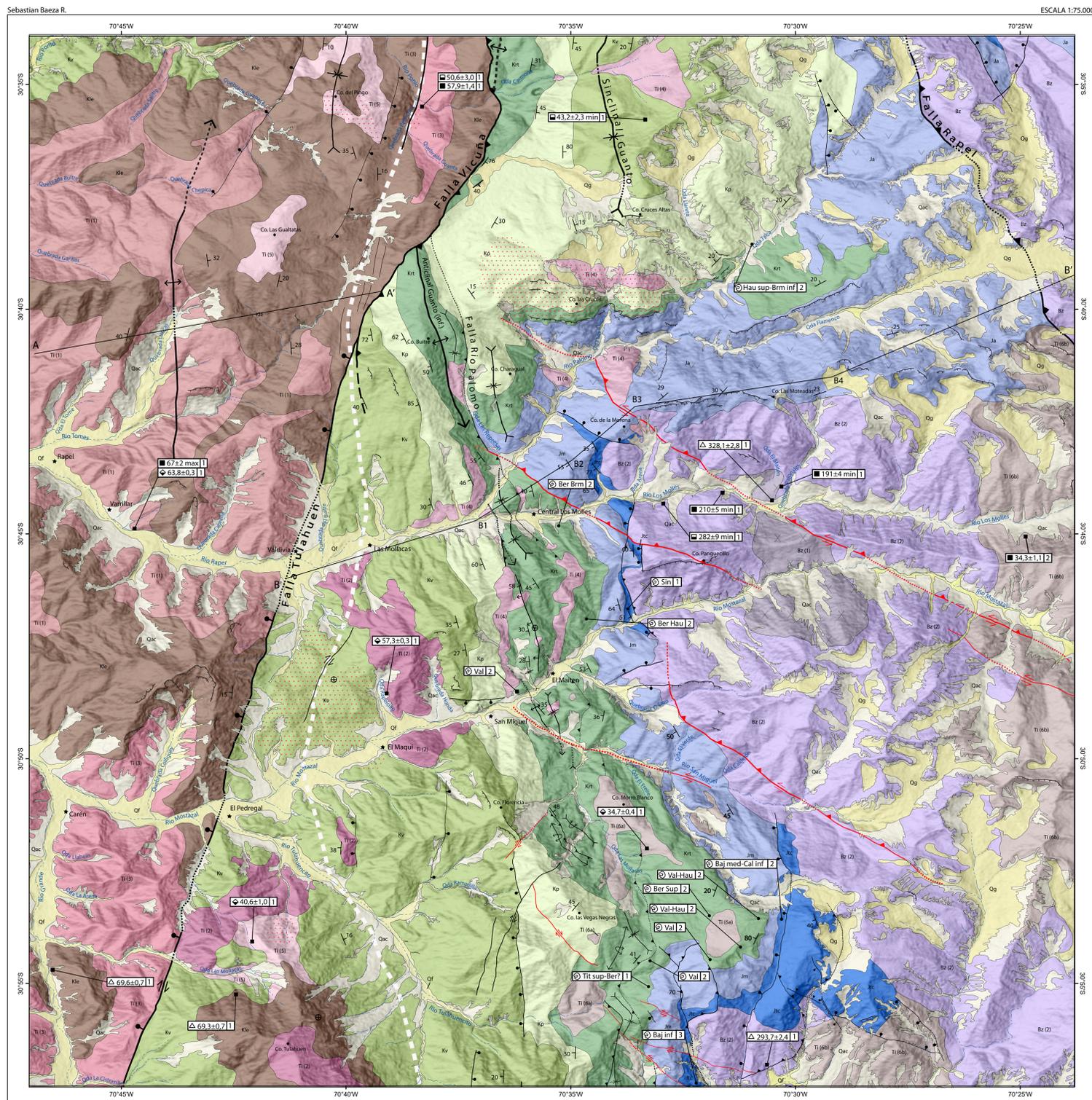
of Tennessee, Dept. of Geological Sciences, 11.

Capítulo 5

Anexos

5.1. Anexo 1: Mapa Geológico-Estructural Sector Los Molles

Ver Mapa Adjunto



LEYENDA

Rocas Estratificadas

- Depósitos fluviales antiguos y recientes (Cuaternario)**
- Depósitos glaciales (Cuaternario)**
- Depósitos aluviales y coluviales (Mioceno-Holoceno)**

Depósitos Neógenos-Cuaternarios

Rocas Intrusivas

- Fase 6 (ca. 34 Ma)**
- Fase 5 (ca. 41 Ma)**
- Fase 4 (ca. 43 Ma)**
- Fase 3 (50-48 Ma)**
- Fase 2 (ca. 57 Ma)**
- Fase 1 (66-64 Ma)**

Intrusivos Terciarios

Cuencas Cretácicas

- Formación Los Elquinos**
- Formación Viñita**
- Formación Pucallme**
- Formación Rio Tascadero**

Cuencas Jurásicas

- Formación Algarrobal**
- Formación Tres Cruces**
- Formación Mostazal**

Basamento

- Super Unidad Ingavitas (SUI)**
- Super Unidad Elqui (SUE)**

FUENTE DE LA INFORMACION

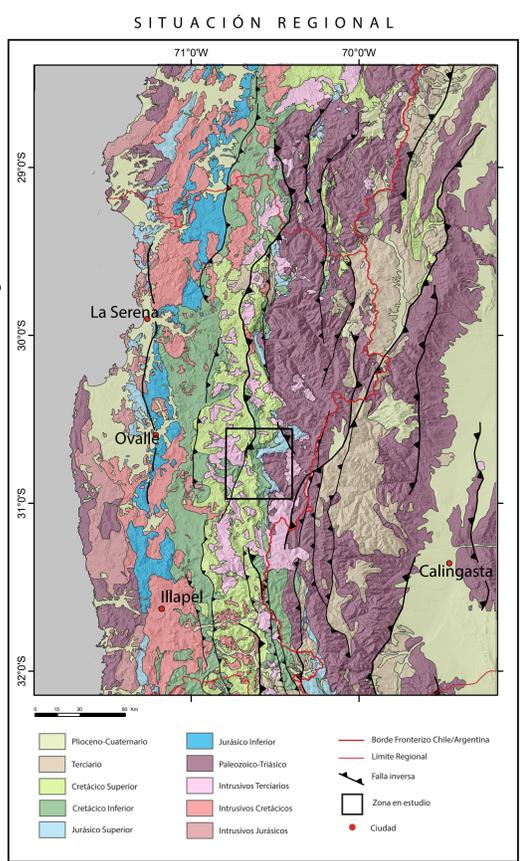
Normas utilizadas

Base Topográfica

Referencia Geodésica

DECLINACION MEDIA (2015)

ESCALA 1:75.000



SIMBOLOGIA

Fallas

- Falla inversa, símbolo indica bloque alzado
- Falla normal, símbolo indica bloque hundido
- Falla de rumbo, flechas indican sentido del desplazamiento
- Falla normal invertida parcialmente
- Falla de desgarre ("Teer" fault)
- Falla indiferenciada

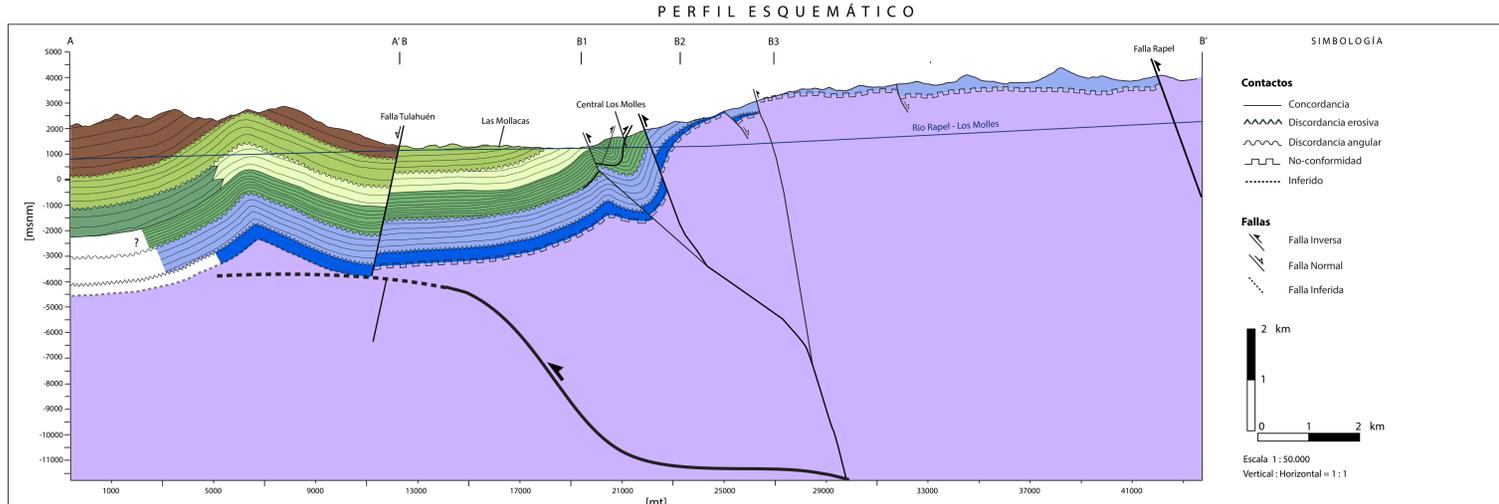
Dataciones Radiométricas (Edad de cristalización en Ma)

- K-Ar biotita
- K-Ar anfibola
- 40Ar/39Ar en anfibola
- U-Pb circón

Fuente de las dataciones radiométricas

Material fosilífero

Fuente de la información bioestratigráfica



MEMORIA PARA OPTAR AL TITULO DE GEOLOGICO

SEBASTIAN JOSE BAZZA ROBBA

UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FISICAS Y MATEMATICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

PROFESOR GUÍA:
DANIEL ALBERTO CORNEJO SANTIAGO

PROFESOR CO-GUÍA:
CESAR ARRAGADIA ORTIGA

MIEMBRO DE LA COMISION:
SOFIA REBOLLEDO LEMUS

SANTIAGO DE CHILE
2017

5.2. Anexo 2: Análisis de Sensibilidad

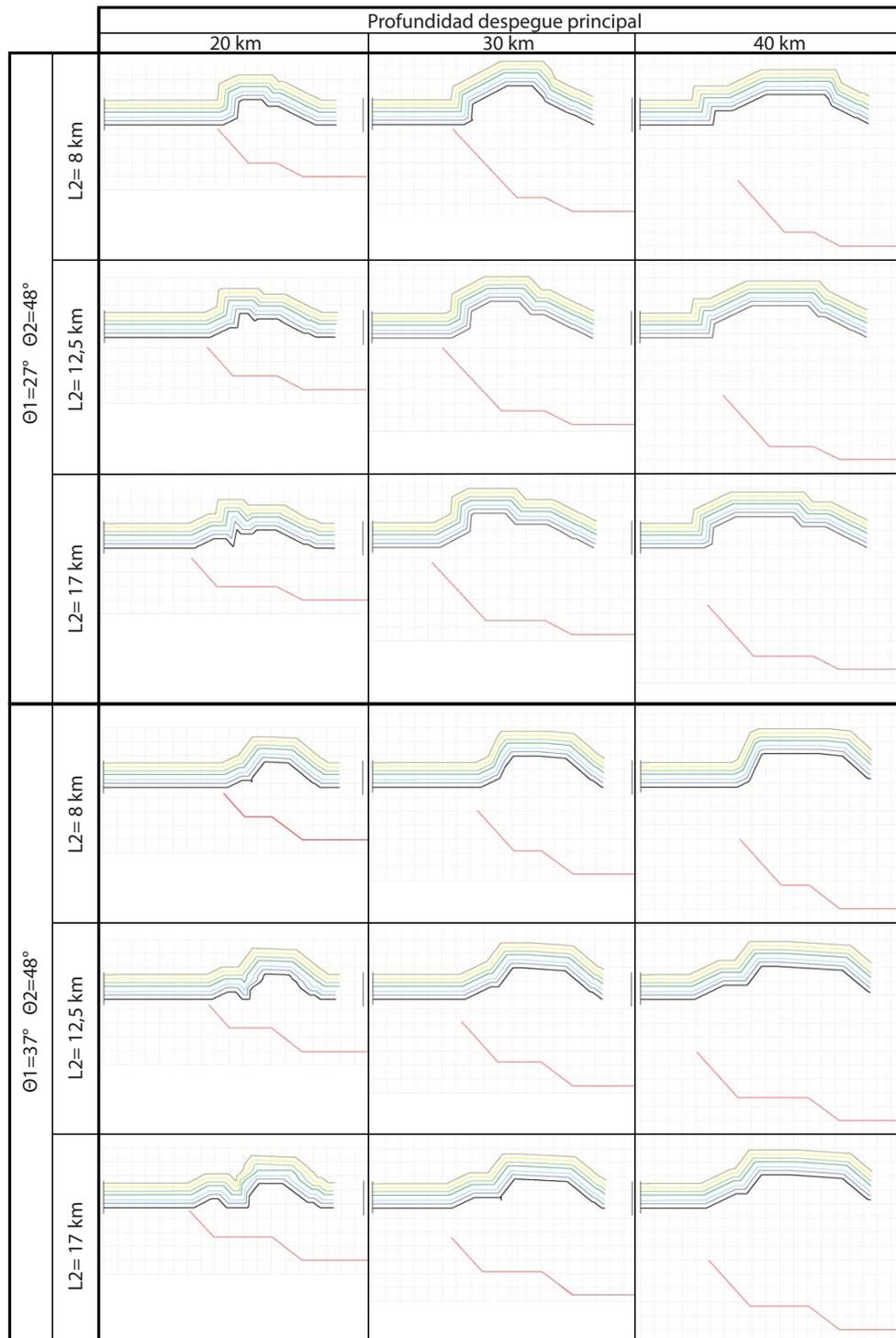


Figura 5.1: Análisis de sensibilidad llevado a cabo mediante el software MOVE.